

Universidade de Lisboa  
Faculdade Ciências  
Departamento de Engenharia Geográfica, Geofísica e Energia



**LISBOA**

---

UNIVERSIDADE  
DE LISBOA

**Avaliação do efeito de interferência de obstáculos no escoamento  
atmosférico sobre o mar: caso de estudo da ilha Berlenga**

**João Miguel Henriques da Silva**

Dissertação

Mestrado Integrado em Engenharia da Energia e do Ambiente

**2013**

Universidade de Lisboa  
Faculdade Ciências  
Departamento de Engenharia Geográfica, Geofísica e Energia



**LISBOA**

---

UNIVERSIDADE  
DE LISBOA

**Avaliação do efeito de interferência de obstáculos no escoamento  
atmosférico sobre o mar: caso de estudo da ilha Berlenga**

**João Miguel Henriques da Silva**

Dissertação de

Mestrado Integrado em Engenharia da Energia e do Ambiente

Dissertação orientada pela Professora Doutora Ana Isabel Lopes Estanqueiro  
e coorientada pelo Professor Doutor Fernando Marques da Silva

**2013**



## Abstract

When it's possible to use a small island as a base ground to supporting an anemometric station, it becomes very simple and economic to perform wind observation above the sea. However the island will behave as an obstacle to the wind flow and depending of its shape and size, the wind velocity on the island top can increase or decrease and also change direction. Besides that the wind velocity behave on the hill top may also depend on the vertical profile of the mean horizontal wind approaching wind which in turn depends on the atmospheric stability in the region.

In this work an evaluation of the atmospheric flow above the Berlenga Island is performed by a computational simulation (CFD Fluent software) verified by wind tunnel tests.

The study was held for a mean horizontal wind profile above the sea fitting a power law exponent of 0,065 due to the mean unstable conditions of the atmosphere estimated by the atmospheric forecast model MM5 on that region. However validation was made using a different boundary layer profile, the numerical results being in good agreement with the wind tunnel results.

The numerical results showed that for the approaching flow to the island with an 0,065 exponent profile, the wind velocity in the dominant sector increases to about 21% on the island top ( 20 m above the surface), where the anemometric station is placed, in relation to the sea flow. Besides some of the vertical wind profiles of the horizontal wind above the island (from 20 m to 200 m) were not validated by the wind tunnel, they show to be close enough to the observation made by a LIDAR station, foreshadowing the suitability of the wind data recorded there for the characterization of the wind potential in the region.

Keywords: Atmospheric Boundary Layer, Wind flow over hill, Computational Fluid Dynamics, Wind tunnel.

## Resumo

Quando possível, usar-se uma pequena ilha como base de suporte para uma estação anemométrica, torna-se numa forma especialmente simples e económica de se realizar observações do vento sobre o mar. Porém, esta comporta-se-á como um obstáculo à passagem do vento, sendo que, dependendo da sua geometria e dimensão, o vento no topo da ilha pode aumentar ou diminuir de intensidade e ainda mudar de direção. Além disso, a forma como a intensidade do vento se comporta no topo do monte, pode ainda depender do perfil vertical da velocidade média horizontal do escoamento de aproximação e, este por sua vez dependerá das condições de estabilidade atmosférica na região.

Neste trabalho avaliou-se o comportamento do escoamento atmosférico sobre a ilha Berlenga, com recurso à simulação computacional (programa CFD *Fluent*) e verificação em túnel de vento. O estudo decorreu essencialmente para um perfil de velocidades médias do escoamento sobre o mar ajustado pelo valor 0,065 do expoente alfa da lei de potência, decorrente das condições médias de instabilidade atmosférica estimadas pelo modelo de previsão atmosférico MM5 naquela região.

Porém, a validação dos resultados numéricos foi realizada para um perfil de camada limite diferente do referido, apresentando este boa concordância com os resultados do túnel de vento. Os resultados numéricos mostraram que para o escoamento de aproximação à ilha com expoente de alfa 0,065, a velocidade do vento no setor dominante aumenta cerca de 21 % no topo da ilha (a 20 m da superfície), onde está situada a estação anemométrica, face ao escoamento no mar. Apesar de não validados em túnel de vento, alguns perfis verticais do vento horizontal obtidos sobre a ilha (dos 20 m aos 200 m) mostram-se suficientemente próximos das observações da estação LiDAR, renunciando a adequabilidade dos dados do vento aí registados à caracterização do potencial eólico da região.

Palavras-chave: Camada Limite Atmosférica, Escoamento sobre montes, Fluido Dinâmica Computacional, Túnel de vento.

## Índice

<b>1</b>	<b>INTRODUÇÃO.....</b>	<b>1</b>
1.1	ENQUADRAMENTO DA DISSERTAÇÃO .....	1
1.2	OBJETIVOS DO TRABALHO.....	6
1.3	ORGANIZAÇÃO DA DISSERTAÇÃO.....	6
<b>2</b>	<b>O ESCOAMENTO ATMOSFÉRICO .....</b>	<b>7</b>
2.1	CIRCULAÇÃO GLOBAL DA ATMOSFERA .....	7
2.1.1	<i>Movimento das massas de ar.....</i>	<i>8</i>
2.1.2	<i>Vento geostrófico e vento do gradiente.....</i>	<i>9</i>
2.2	CIRCULAÇÕES REGIONAIS.....	10
2.2.1	<i>As Brisas .....</i>	<i>10</i>
2.2.2	<i>A Depressão térmica da Península Ibérica .....</i>	<i>12</i>
2.3	CAMADA LIMITE ATMOSFÉRICA.....	13
2.3.1	<i>Perfil de velocidades médias .....</i>	<i>16</i>
2.3.2	<i>Mudança de rugosidade e efeitos da orografia .....</i>	<i>21</i>
2.3.3	<i>Intensidade de turbulência.....</i>	<i>26</i>
2.3.4	<i>Caraterização do recurso eólico.....</i>	<i>27</i>
<b>3</b>	<b>CARACTERIZAÇÃO DO ESCOAMENTO ATMOSFÉRICO NA REGIÃO DA BERLENGA.....</b>	<b>31</b>
3.1	CARACTERIZAÇÃO DO CASO DE ESTUDO DA ILHA BERLENGA.....	31
3.1.1	<i>Caracterização das Berlengas e localização dos equipamentos de medida.....</i>	<i>33</i>
3.1.2	<i>Rugosidade, obstáculos e setores de exclusão.....</i>	<i>34</i>
3.2	PERFIL DO ESCOAMENTO DE APROXIMAÇÃO À ILHA.....	39
3.2.1	<i>A necessidade de recorrer a um Modelo Atmosférico.....</i>	<i>39</i>
3.2.2	<i>Análise dos perfis de velocidade média medidos na ilha .....</i>	<i>43</i>
3.2.3	<i>Influência dos parâmetros implícitos nas expressões para o perfil da CLA .....</i>	<i>47</i>
3.2.4	<i>Observação de perfis do escoamento medidos sobre o mar.....</i>	<i>49</i>
3.2.5	<i>Discussão e definição do perfil de CLA a simular.....</i>	<i>52</i>
<b>4</b>	<b>SIMULAÇÃO DO MODELO EM TÚNEL DE VENTO .....</b>	<b>54</b>
4.1	BASES DA SIMULAÇÃO DE MODELOS EM TÚNEL DE VENTO .....	54
4.1.1	<i>Limitações do túnel de vento na simulação de um CLA: .....</i>	<i>55</i>
4.1.2	<i>Efeito de blocagem.....</i>	<i>55</i>
4.2	CARACTERIZAÇÃO DO MODELO E TÚNEL DE VENTO .....	56
4.3	SELEÇÃO E CARACTERIZAÇÃO DOS EQUIPAMENTOS DE MEDIDA.....	56
4.4	TÉCNICA EXPERIMENTAL DE REPRODUÇÃO DA CLA .....	57

4.5	PROCEDIMENTO EXPERIMENTAL .....	60
4.5.1	<i>Calibração do pitot de múltiplas tomadas .....</i>	<i>61</i>
4.5.2	<i>Construção e verificação da CLA gerada .....</i>	<i>65</i>
4.5.3	<i>Ensaios experimentais com o modelo da ilha na CLA.....</i>	<i>67</i>
4.6	RESULTADOS EXPERIMENTAIS .....	69
<b>5</b>	<b>SIMULAÇÃO DO MODELO EM CFD .....</b>	<b>72</b>
5.1	DEFINIÇÃO DAS CONDIÇÕES DE SIMULAÇÃO .....	72
5.2	FUNDAMENTOS DO MODELO NUMÉRICO .....	73
5.2.1	<i>As equações RANS .....</i>	<i>74</i>
5.2.2	<i>O modelo k-ε padrão .....</i>	<i>75</i>
5.3	BASES DE SIMULAÇÃO CFD DO ESCOAMENTO NUMA CLA .....	76
5.4	DEFINIÇÃO DAS CONDIÇÕES DE FRONTEIRA, DOMÍNIO E MALHA COMPUTACIONAL .....	77
5.5	MANUTENÇÃO DOS PERFIS VERTICAIS NO DOMÍNIO VAZIO .....	85
5.6	RESULTADOS DAS SIMULAÇÕES CFD.....	88
<b>6</b>	<b>COMPARAÇÃO DOS MÉTODOS E VERIFICAÇÃO DOS RESULTADOS OBTIDOS .....</b>	<b>92</b>
6.1	ABORDAGEM DO EUROCÓDIGO1 AO CASO DE ESTUDO .....	92
6.1.1	<i>Efeitos de Orografia segundo o EC1 .....</i>	<i>92</i>
6.1.2	<i>Resultados do EC1 para os efeitos de orografia .....</i>	<i>95</i>
6.2	COMPARAÇÃO E DISCUSSÃO DO EFEITO DE CONCENTRAÇÃO .....	98
6.3	COMPARAÇÃO DA FORMA DOS PERFIS SIMULADOS COM OS OBSERVADOS NA ILHA .....	101
6.4	APRESENTAÇÃO E DISCUSSÃO DE OUTROS RESULTADOS .....	104
6.4.1	<i>Caso de estudo com <math>\alpha = 0,165</math>.....</i>	<i>104</i>
6.4.2	<i>Caso de estudo com <math>\alpha = 0,0</math> - projeto FP7 NORSEWinD .....</i>	<i>107</i>
6.5	EFEITO DE CONCENTRAÇÃO DOS PERFIS DO ESCOAMENTO .....	108
6.6	FATORES DE CORREÇÃO OROGRÁFICA PARA A BERLENGA .....	110
<b>7</b>	<b>CONCLUSÕES E TRABALHOS FUTUROS.....</b>	<b>113</b>
	<b>REFERÊNCIAS.....</b>	<b>117</b>
	<b>ANEXOS.....</b>	<b>122</b>

## Índice de Tabelas

TABELA 2-1 - CLASSIFICAÇÃO DE RUGOSIDADES PROPOSTA DAVENPORT E ATUALIZADA POR WIERINGA (1992) .....	20
TABELA 3-1 - PERTURBAÇÃO DO ESCOAMENTO SOFRIDO NA POSIÇÃO DOS EQUIPAMENTOS DE MEDIDA POR CADA OBSTÁCULO A MONTANTE, QUANDO A DIREÇÃO DO ESCOAMENTO ESTÁ ALINHADA COM OS OBSTÁCULOS E O RESPECTIVO EQUIPAMENTO DE MEDIDA. QUANDO A PERTURBAÇÃO É $\geq 1\%$ O OBJETO É SIGNIFICATIVO. RESULTADOS DAS EQUAÇÕES 3.1 A 3.3, CONSIDERANDO AS ALTURAS DOS OBJETOS E DISTÂNCIAS AOS MASTROS APRESENTADOS NA FIGURA 3.9. ....	37
TABELA 3-2 - CARATERIZAÇÃO DETALHADA DE TODOS OS OBSTÁCULOS A MONTANTE DOS EQUIPAMENTOS DE MEDIÇÃO. CLASSIFICAÇÃO DOS RESPECTIVOS SETORES DE EXCLUSÃO (NÃO OU SIM MAS ATÉ DETERMINADA ALTURA SOBRE A ILHA). ....	38
TABELA 3-3: CLASSES DE ESTABILIDADE DE ACORDO COM OBUKHOV. *ESTA CLASSE NÃO CONSTA NA APRESENTAÇÃO DE (Pena ET AL., 2010A) TENDO SIDO ADICIONADA PARA CLASSIFICAR TODAS AS OCORRÊNCIAS DO ESCOAMENTO. ....	40
TABELA 3-4: RESULTADOS DO MODELO MM5 POR CLASSES DE VELOCIDADE, RELATIVOS À ESTABILIDADE ATMOSFÉRICA, ESPESSURA DA CLA E VELOCIDADE MÉDIA (80 M) CORRESPONDENTE. L DEFINE O COMPRIMENTO DE OBUKHOV. ....	43
TABELA 3-5 - INPUTS E OUTPUTS INERENTES À TEORIA DO COMPRIMENTO DE MISTURA DE GRYNING ET AL. (2007) PELA EQUAÇÃO 2.15 E 2.3 CALCULADAS ITERATIVAMENTE. SIMULTANEAMENTE O VALOR DOS PARÂMETROS QUE DEFINEM O PERFIL DE VELOCIDADES MÉDIAS A SIMULAR. ....	52
TABELA 4-1: DIMENSÃO DOS ELEMENTOS PASSIVOS PARA DIFERENTES ESPESSURAS DA CLA. A COLUNA MAIS À DIREITA CORRESPONDE ÀS CARACTERÍSTICAS E DIMENSÕES UTILIZADAS NOS ENSAIOS. ....	60
TABELA 5-1: CONTANTES POR DEFEITO DO MODELO $k-\epsilon$ NO PROGRAMA FLUENT E MODIFICADAS DE ACORDO COM ZHANG (2009). 73	
TABELA 5-2 - DIMENSÕES DO DOMÍNIO COMPUTACIONAL DEFINIDO E UTILIZADO NAS SIMULAÇÕES DO ESCOAMENTO ATMOSFÉRICO	78
TABELA 5-3 - DEFINIÇÃO DOS PARÂMETROS DE CONSTRUÇÃO DA MALHA PARA CADA REGIÃO DO DOMÍNIO COMPUTACIONAL. ....	80
TABELA 5-4: VALORES UTILIZADOS NOS PARÂMETROS DAS EQUAÇÕES DE FRONTEIRA DE ENTRADA E FRONTEIRA “CHÃO” (SUPERFÍCIE DO MAR) NO DOMÍNIO DE TESTE INICIAL E MODIFICADO. $U_{REF}$ CORRESPONDE À VELOCIDADE DE REFERÊNCIA A 80 M SOBRE O MAR. ....	85
TABELA 6-1: VALORES DO COMPRIMENTO DE $L_e$ .....	94
TABELA 6-2: DISTÂNCIAS MEDIDAS DE ACORDO COM A FIGURA 6.3 (EM QUE X É SEMPRE POSITIVO) NECESSÁRIAS PARA O PROCEDIMENTO DE CÁLCULO DOS COEFICIENTES DE OROGRAFIA PELO EC1. COLUNA À DIREITA REFERE SE O PROCEDIMENTO PODE SER APLICADO OU NÃO. ....	96
TABELA 6-3: COEFICIENTE DE OROGRAFIA (C.O.) E FATOR DE CORREÇÃO OROGRÁFICA (F.C.O.) A APLICAR NA CORREÇÃO DOS REGISTOS DA ESTAÇÃO LIDAR. *OS FATORES E COEFICIENTES DO SETOR $30^\circ$ E $180^\circ$ NÃO DEVEM SER UTILIZADOS. ....	110
TABELA G-1 - DOMÍNIO DE CÁLCULO COMPUTACIONAL PREVISTO INICIALMENTE E, DOMÍNIO MODIFICADO E UTILIZADO NO TRABALHO. ....	131

## Índice de Figuras

FIGURA 1.1 - CRESCIMENTO ANUAL DA CAPACIDADE ACUMULADA DA POTÊNCIA EÓLICA INSTALADA NO MUNDO (IEA, 2013). .....	2
FIGURA 1.2 - CAPACIDADE ACUMULADA DA POTÊNCIA EÓLICA <i>OFFSHORE</i> INSTALADA NO MUNDO EM 2012 (GWEC, 2013). .....	4
FIGURA 2.1 - CÉLULA DE HADLEY, (ESTANQUEIRO, 2012A) .....	8
FIGURA 2.2 - MODELO DE FERREL PARA A CIRCULAÇÃO GLOBAL, ESTANQUEIRO, 2012A) .....	8
FIGURA 2.3 - ILUSTRAÇÃO DAS BRISAS MARÍTIMA (À ESQUERDA) E TERRESTRE (À DIREITA) (COSTA, 2004). .....	11
FIGURA 2.4 - ILUSTRAÇÃO DAS BRISAS DE VALE (À ESQUERDA) E MONTANHA (À DIREITA) (COSTA, 2004). .....	12
FIGURA 2.5 - ILUSTRAÇÃO DA DEPRESSÃO TÉRMICA NA PENÍNSULA IBÉRICA. AS SETAS INDICAM O SENTIDO E ORIENTAÇÃO DO ESCOAMENTO ATMOSFÉRICO JUNTO À SUPERFÍCIE (MIRANDA, 2009). .....	12
FIGURA 2.6 - SUBDIVISÃO DA CAMADA LIMITE ATMOSFÉRICA, COM ILUSTRAÇÃO CONCEPTUAL DA DISTRIBUIÇÃO VERTICAL DA VELOCIDADE HORIZONTAL E DA TENSÃO DE CORTE NA CAMADA LIMITE (ADAPTADO DE ZHANG, 2009) .....	13
FIGURA 2.7 - EVOLUÇÃO DA CAMADA LIMITE ATMOSFÉRICA COM A ALTURA DURANTE UM CICLO DIURNO IDEAL. CAMADA LIMITE ESTÁVEL (CLE), CAMADA LIMITE CONVECTIVA (CLC) E ALTURA DA CAMADA LIMITE ( $z_i$ ) (ADAPTADO DE <i>Pena</i> , 2009).....	15
FIGURA 2.8 - À ESQUERDA, PERFIL DA TEMPERATURA POTENCIAL VIRTUAL, $\theta_v$ , E DA VELOCIDADE HORIZONTAL DO VENTO, $U$ PARA UMA CAMADA LIMITE CONVECTIVA IDEALIZADA; À DIREITA, ESTRUTURA TÍPICA DOS TURBILHÕES E DA CIRCULAÇÃO NA CLC (ADAPTADO DE <i>Pena</i> , 2009 E DE KAIMAL AND FINNIGAN, 1994).....	15
FIGURA 2.9 - À ESQUERDA, PERFIL DA TEMPERATURA POTENCIAL VIRTUAL, $\theta_v$ , E DA VELOCIDADE HORIZONTAL DO VENTO, $U$ , PARA UMA CAMADA LIMITE ESTÁVEL IDEALIZADA; À DIREITA, ESTRUTURA TÍPICA DOS TURBILHÕES E DA CIRCULAÇÃO NA CLE (ADAPTADO DE <i>Pena</i> , 2009 E DE KAIMAL AND FINNIGAN, 1994).....	16
FIGURA 2.10 - ILUSTRAÇÃO DE UMA MUDANÇA DE RUGOSIDADE DE UMA SUPERFÍCIE COM COMPRIMENTO $z_{01}$ PARA OUTRA COM $z_{02}$ E RESPECTIVAS VELOCIDADES DE ATRITO $U_{*1}$ E $U_{*2}$ . $U_1(z)$ E $U_2(z)$ REPRESENTAM OS RESPECTIVOS PERFIS DE VELOCIDADES MÉDIAS E CLI A CAMADA LIMITE INTERNA CRIADA COM ALTURA $z_i$ (ADAPTADO DE RØKENES, 2009). .....	22
FIGURA 2.11 - ZONAS DE RECIRCULAÇÃO DO ESCOAMENTO (SOPÉ, CRISTA E A JUSANTES DA CRISTA DO ACIDENTE OROGRÁFICO) EM FALÉSIAS E ESCARPAS (WEGLEY <i>ET AL.</i> , 1980).....	23
FIGURA 2.12 - TIPOS POSSÍVEIS DE ORIENTAÇÃO DAS LINHAS DE CUMEADA (SILVA, 1986).....	23
FIGURA 2.13 - ILUSTRAÇÃO DO ACRÉSCIMO DE VELOCIDADE SOBRE A PERTURBAÇÃO (ADAPTADO DE RØKENES, 2009).....	25
FIGURA 2.14 - ESPECTRO DE ENERGIA DO VENTO CARATERIZADO PELO "ESPECTRO DE VAN DER HOVEN" (ESTANQUEIRO, 2012B). ...	28
FIGURA 3.1 - MAPA DA VELOCIDADE DO VENTO <i>OFFSHORE</i> DE PORTUGAL CONTINENTAL A 80 M (COSTA <i>ET AL.</i> , 2006B). .....	32
FIGURA 3.2 - MAPA DA LOCALIZAÇÃO DAS ESTAÇÕES ANEMOMÉTRICAS OPERADAS PELO LNEG. ....	32
FIGURA 3.3 - LOCALIZAÇÃO DO ARQUIPÉLAGO DAS BERLENGAS. ....	33
FIGURA 3.4 - FOTOGRAFIA DO GRUPO DA BERLENGA E ILHÉUS ADJACENTES.....	33
FIGURA 3.5 - LOCALIZAÇÃO GEOGRÁFICA DOS EQUIPAMENTOS DE OBSERVAÇÃO DO VENTO. ....	34
FIGURA 3.6 - FOTOGRAFIA DO TERRENO E OBSTÁCULOS NAS IMEDIAÇÕES DO MASTRO ANEMOMÉTRICO DA BERLENGA. ....	34
FIGURA 3.7 - ILUSTRAÇÃO DO EXEMPLO DE UM SETOR EXCLUÍDO DA CALIBRAÇÃO DA CURVA DE POTÊNCIA DO AEROGERADOR (A PRETO), TRANSPOSTO PARA O CASO DE ESTUDO DA BERLENGA (A AZUL) (ADAPTADO DE IEC 61400-12-1 Ed.1, 2005). $L_e$ CORRESPONDE À DISTÂNCIA ENTRE O AEROGERADOR SOBRE TESTE (OU LIDAR) E O OBSTÁCULO SIGNIFICATIVO.....	35
FIGURA 3.8 - SETORES DE EXCLUSÃO DEVIDO À PROXIMIDADE DE ESTEIRAS DE TURBINAS OU OBSTÁCULOS SIGNIFICATIVOS (ADAPTADO DO ANEXO A DA NORMA IEC 61400-12-1 Ed.1, 2005) .....	36
FIGURA 3.9 - REPRESENTAÇÃO À ESCALA 1:1000 DOS OBJETOS (EXCETO O FORTE) E MASTROS ANEMOMÉTRICOS DA BERLENGA. AS LINHAS A VERDES E AZUIS REPRESENTAM A DISTÂNCIA DO OBJETO À ESTAÇÃO LIDAR E ANEMÓMETRO DE COPOS, RESPECTIVAMENTE. OS TRÊS OBJETOS NÃO IDENTIFICADOS SÃO INÓCUOS PERANTE OS CIRCUNDANTES. $H$ É A ALTURA DO OBSTÁCULO E AS LINHAS A PRETO A LARGURA. ....	36
FIGURA 3.10 - REPRESENTAÇÃO DAS DIREÇÕES (A NEGRITO) E LIMITES DOS SETORES INVÁLIDOS PARA AS POSIÇÕES DA ESTAÇÃO LIDAR E ANEMÓMETRO DE COPOS. $H$ É A ALTURA MÁXIMA DE CALIBRAÇÃO INVÁLIDA NO SETOR.....	37
FIGURA 3.11 - PREDOMINÂNCIA DA CLASSE DE ESTABILIDADE ATMOSFÉRICA POR BIN DE VELOCIDADE DO VENTO. ....	41
FIGURA 3.12 - CICLO MÉDIO DIURNO DA ESTABILIDADE ATMOSFÉRICA PARA AS CLASSES DE VELOCIDADE DO VENTO LEGENDADAS E PERFIL DIÁRIO DA VELOCIDADE MÉDIA DO VENTO SIMULADO PELO MODELO MIM5. ....	41
FIGURA 3.13 - CICLO MÉDIO ANUAL DA ESTABILIDADE ATMOSFÉRICA PARA AS CLASSES DE VELOCIDADE DO VENTO LEGENDADAS .....	42

FIGURA 3.14 - DISTRIBUIÇÃO DA VELOCIDADE DO VENTO SIMULADA PELO MODELO MM5 A 80 M SOBRE O MAR, NA REGIÃO DA BERLENGA. ESTIMATIVA DA DISTRIBUIÇÃO DE ENERGIA PRODUZIDA PELA TURBINA OFFSHORE VESTAS V112-3.3 MW. ....	42
FIGURA 3.15 - ROSA DOS VENTOS OBSERVADA NA ILHA BERLENGA A 21 M (SIMÕES ET AL., 2007).....	43
FIGURA 3.16 - ILUSTRAÇÃO DOS SETORES DOMINANTES DO VENTO NA ILHA BERLENGA. LOCALIZAÇÃO DA ESTAÇÃO LIDAR (PONTO BRANCO). ....	43
FIGURA 3.17 - PERFIS DE VELOCIDADE MÉDIA MEDIDOS SOBRE A ILHA PARA O SETOR CENTRADO A 0° (N) E COM 10° DE ABERTURA. U <sub>REF.</sub> É A VELOCIDADE A 80 M. ....	44
FIGURA 3.18 - PERFIS DE VELOCIDADE MÉDIA MEDIDOS SOBRE A ILHA PARA O SETOR CENTRADO A 330° (≈NNW) E COM 10° DE ABERTURA. U <sub>REF.</sub> É A VELOCIDADE A 80 M. ....	44
FIGURA 3.19 - PERFIS DE VELOCIDADE MÉDIA MEDIDOS SOBRE A ILHA PARA O SETOR CENTRADO A 180° (S) E COM 10° DE ABERTURA. U <sub>REF.</sub> É A VELOCIDADE A 80 M. ....	44
FIGURA 3.20 - PERFIS DE VELOCIDADE MÉDIA MEDIDOS SOBRE A ILHA PARA O SETOR CENTRADO A 30° (≈NNE) E COM 10° DE ABERTURA. U <sub>REF.</sub> É A VELOCIDADE A 80 M. ....	44
FIGURA 3.21 - PERFIS DE VELOCIDADE MÉDIA REGISTADA SEMPRE QUE A VELOCIDADE A 80 M É SUPERIOR A 6 M/S. PERFIL NOTURNO - PERÍODO DAS 21H AS 9H; PERFIL DIURNO - PERÍODO DAS 9H AS 21H. PERÍODO DOS REGISTOS: 23-06-11 A 22-06-12. ....	45
FIGURA 3.22 - PERFIS DE VELOCIDADE MÉDIA REGISTADA SEMPRE QUE A VELOCIDADE A 80 M É INFERIOR A 6 M/S. PERFIL NOTURNO - PERÍODO DAS 21H AS 9H; PERFIL DIURNO - PERÍODO DAS 9H AS 21H. PERÍODO DOS REGISTOS: 23-06-11 A 22-06-12. ....	45
FIGURA 3.23 - IMPACTO DAS MUDANÇAS BRUSCAS DA GEOMETRIA DA ILHA EM SETORES CONSECUTIVOS DO ESCOAMENTO COM ABERTURA DE 10° E CENTRADOS DE ACORDO COM A LEGENDA. PERFIS MÉDIOS OBSERVADOS PELA ESTAÇÃO LIDAR PARA U > 6 M/S A 80 M DE ALTURA. ....	46
FIGURA 3.24 - IMPACTO DAS MUDANÇAS BRUSCAS DA GEOMETRIA DA ILHA EM SETORES CONSECUTIVOS DO ESCOAMENTO COM ABERTURA DE 10° E CENTRADOS DE ACORDO COM A LEGENDA. PERFIS MÉDIOS OBSERVADOS PELA ESTAÇÃO LIDAR PARA U < 6 M/S A 80 M DE ALTURA. ....	46
FIGURA 3.25 - INFLUÊNCIA DE L NO PERFIL DE VELOCIDADES MÉDIAS UTILIZANDO A TEORIA DO COMPRIMENTO DE MISTURA DE GRYNING ET AL. (2007) EM COMBINAÇÃO COM MODELO DE CHARNOCK (U <sub>REF.</sub> = 10 M/S, A <sub>c</sub> = 0,012 E Z <sub>i</sub> = 500 M, EXCETO EM CONDIÇÕES ESTÁVEIS E MUITO INSTÁVEIS ONDE PODE SER USADA A RELAÇÃO: Z <sub>i</sub> = 0,1 x U <sub>*</sub> /f <sub>c</sub> ). ....	48
FIGURA 3.26 - INFLUÊNCIA DA VELOCIDADE DO VENTO NO PERFIL DE VELOCIDADES MÉDIAS UTILIZANDO A TEORIA DO COMPRIMENTO DE MISTURA DE GRYNING ET AL., (2007) EM COMBINAÇÃO COM MODELO DE CHARNOCK (L=-200, Z <sub>i</sub> = 500 M, A <sub>c</sub> = 0,012) 49	49
FIGURA 3.27 - REDE DE ESTAÇÕES METEOROLÓGICAS NORSEWIND NO MAR DO NORTE E MAR BÁLTICO (ADAPTADO DE PENA ET AL., 2012).....	50
FIGURA 3.28 - DEPENDÊNCIA ATMOSFÉRICA E SAZONAL DE A A 100 M SOBRE A SUPERFÍCIE, NA REDE DE ESTAÇÕES DA NORSEWIND. À ESQUERDA, DEPENDÊNCIA DE A COM A ESTABILIDADE ATMOSFÉRICA NAS ESTAÇÕES QUE POSSUEM OBSERVAÇÕES DE TEMPERATURA A DOIS NÍVEIS E ANEMÓMETRO SÓNICO. À DIREITA, DEPENDÊNCIA SAZONAL DE A EM TODA A REDE DE ESTAÇÕES. A LINHA CINZENTA TRACEJADA CORRESPONDE A TEÓRICO EM TERRA (z <sub>0</sub> = 0,015 M) E A LINHA CINZENTA CORRESPONDE A A TEÓRICO SOBRE O MAR (z <sub>0</sub> = 0,0002 M), AMBOS EM CONDIÇÕES ATMOSFÉRICAS NEUTRAS (ADAPTADO DE PENA ET AL., 2012). ....	50
FIGURA 3.29 - DEPENDÊNCIA DA ESTABILIDADE ATMOSFÉRICA OBSERVADA EM EAZ DE JULHO 2005 A OUTUBRO DE 2008. À ESQUERDA, VARIAÇÃO DIÁRIA DA ESTABILIDADE. À DIRETA, VARIAÇÃO DA ESTABILIDADE COM A VELOCIDADE DO VENTO (ADAPTADO DE SATHE, 2010). ....	51
FIGURA 3.30 - SÍNTESE DO PROCEDIMENTO NECESSÁRIO A UMA ADEQUADA CORREÇÃO DOS REGISTOS DO ESCOAMENTO NA BERLENGA. ....	53
FIGURA 4.1 - DISPOSIÇÃO DOS ELEMENTOS PASSIVOS QUE LEVAM À FORMAÇÃO DA CLA; B) CONFIGURAÇÃO DO TIPO DE PINÁCULOS UTILIZADOS - TRIANGULARES COM SUPORTE RETO (ADAPTADO DE IRWIN, 1980) ....	59
FIGURA 4.2 - FUNÇÕES OBTIDAS PARA DETERMINAR A DIREÇÃO Θ DO ESCOAMENTO INCIDENTE FACE ÀS TOMADAS DO PITOT. ....	62
FIGURA 4.3 - FUNÇÕES OBTIDAS PARA DETERMINAR O FATOR DE CORREÇÃO DA PRESSÃO A APLICAR NA PRESSÃO DINÂMICA REGISTADA PARA DETERMINADO DESVIO Θ DO ESCOAMENTO INCIDENTE. ....	63
FIGURA 4.4 - COMPARAÇÃO ENTRE A MAGNITUDE DA PRESSÃO DINÂMICA DE REFERÊNCIA NO TÚNEL DE VENTO E A PRESSÃO DINÂMICA OBTIDA PELO MÚLTIPLAS TOMADAS APÓS CALCULO DE Θ E APLICAÇÃO DO FATOR DE CORREÇÃO PARA Θ CORRESPONDENTE ...	64

FIGURA 4.5 - CORRELAÇÃO OBTIDA ENTRE $\Theta$ CONHECIDO E $\Theta$ CALCULADO PARA DIFERENTES VELOCIDADES DO ESCOAMENTO, NOMEADAMENTE NA ORDEM DE: 9 M/S ( $\approx 47$ PA, 4 PONTOS), 8 M/S (36 PA, 61 PONTOS) E 5,5 M/S (17 PA, 8 PONTOS)...	64
FIGURA 4.6 - ERRO RELATIVO NA MAGNITUDE DA PRESSÃO DINÂMICA PARA CADA $\Theta$ CALCULADO PARA DIFERENTES VELOCIDADES DO ESCOAMENTO, NOMEADAMENTE NA ORDEM DE: 9 M/S ( $\approx 47$ PA, 4 PONTOS), 8 M/S (36 PA, 61 PONTOS) E 5,5 M/S (17 PA, 8 PONTOS).....	65
FIGURA 4.7 - ATIVIDADE EXPERIMENTAL DE VERIFICAÇÃO DA CLA GERADA ANTES DA COLOCAÇÃO DO MODELO. ....	66
FIGURA 4.8 - PERFIS DE CLA OBTIDOS NO TÚNEL DE VENTO PELA MEDIÇÃO DA PRESSÃO COM DOIS TIPOS DE TUBOS DE PITOT DIFERENTES, RESULTANTES DA PROJEÇÃO DOS ELEMENTOS PASSIVOS (PINÁCULOS) PARA $A = 0,08$ E $z_i$ DA CLA DE 527 M. ..	66
FIGURA 4.9 - À ESQUERDA O TUBO PITOT MÚLTIPLAS TOMADAS (VISÍVEIS AS ESTÁTICAS NAS LATERAIS E A DE ESTAGNAÇÃO AO CENTRO) ALINHADO PARA O ESCOAMENTO COM AS GUIAS. À DIREITA, OS "SENSORES DE DIREÇÃO" COLOCADOS NO FIO DE NYLON VERTICAL. ....	68
FIGURA 4.10 - ILUSTRAÇÃO A ATIVIDADE EXPERIMENTAL EFETUADO NO TÚNEL DE VENTO DO LNEC (VISTA NO PLANO XY). LIDAR E MAR SÃO APENAS AS POSIÇÕES GEOGRÁFICAS REAIS EQUIVALENTES NO MODELO.....	68
FIGURA 4.11 - ILUSTRAÇÃO DA ATIVIDADE EXPERIMENTAL NO TÚNEL DE VENTO DO LNEC (VISTA NO PLANO XZ). ....	69
FIGURA 4.12 - DESVIO DIRECIONAL DO ESCOAMENTO MEDIDO NO TÚNEL DE VENTO PARA OS 6 SETORES REFERIDOS NA LEGENDA....	69
FIGURA 4.13 - EFEITO DA INTERFERÊNCIA DA ILHA DESCRITO PELOS PERFIS ADIMENSIONAIS MEDIDOS NO TÚNEL DE VENTO SOBRE O MODELO NA POSIÇÃO DA ESTAÇÃO LIDAR. A LINHA PRETA REPRESENTA O PERFIL EXPERIMENTAL DO ESCOAMENTO DE APROXIMAÇÃO. OS PERFIS ESTÃO ADIMENSIONALIZADOS PELO RESPECTIVO ESCOAMENTO DE APROXIMAÇÃO A 80 M, CUJA VELOCIDADE MÉDIA REGISTADA É $\approx 9$ M/S. ....	70
FIGURA 5.1 - REGIÕES DA MALHA COMPUTACIONAL VISTA DA PARTE INFERIOR DO DOMÍNIO .....	80
FIGURA 5.2 - ESTRUTURA DA MALHA COMPUTACIONAL VISTA EM CORTE NO PLANO XZ. NA PARTE INFERIOR, O CRESCIMENTO DAS CÉLULAS PRISMÁTICAS COM ALTURA E AFASTAMENTO DA ILHA. O RESTANTE DOMÍNIO É COMPOSTO PELAS CÉLULAS TETRAÉDRICAS. ....	81
FIGURA 5.3 - ILUSTRAÇÃO DO DOMÍNIO E CONDIÇÕES DE FRONTEIRA DEFINIDAS NO PROGRAMA FLUENT. ....	81
FIGURA 5.4 - PERFIS DE U PARA $K_s = 1,9 \times 10^{-3}$ ( $z_0 = 9,4 \times 10^{-5}$ ) .....	86
FIGURA 5.5 - PERFIS DE U PARA $K_s = 1 \times 10^{-5}$ ( $z_0 = 5 \times 10^{-7}$ ) .....	86
FIGURA 5.6 - PERFIS DE K PARA $K_s = 1,9 \times 10^{-3}$ ( $z_0 = 9,4 \times 10^{-5}$ ). ....	86
FIGURA 5.7 - PERFIS DE K PARA $K_s = 1 \times 10^{-5}$ ( $z_0 = 5 \times 10^{-7}$ ). ....	86
FIGURA 5.8 - PERFIS DE $\epsilon$ PARA $K_s = 1,9 \times 10^{-3}$ ( $z_0 = 9,4 \times 10^{-5}$ ) .....	87
FIGURA 5.9 - PERFIS DE $\epsilon$ PARA $K_s = 1,9 \times 10^{-3}$ ( $z_0 = 9,4 \times 10^{-5}$ ) .....	87
FIGURA 5.10 - EFEITO DA INTERFERÊNCIA DA ILHA DESCRITO PELOS PERFIS ADIMENSIONAIS SIMULADOS EM CFD PARA A POSIÇÃO DE TESTE (LOCAL DA ESTAÇÃO LIDAR). A LINHA PRETA REPRESENTA O PERFIL TIPO POTÊNCIA IMPOSTO À ENTRADA DO DOMÍNIO. OS PERFIS ESTÃO ADIMENSIONALIZADOS PELO ESCOAMENTO DE APROXIMAÇÃO A 80 M, CUJA VELOCIDADE MÉDIA 9 M/S. ....	88
FIGURA 5.11 - SETOR 30°: EFEITOS DA INTERFERÊNCIA DA ILHA NO ESCOAMENTO ( $U_{APRO.} = 9$ M/S A 80M, $A = 0,065$ ). ....	89
FIGURA 5.12 - RESULTADOS CFD PARA O DESVIO DIRECIONAL HORIZONTAL SOFRIDO PELO ESCOAMENTO NA POSIÇÃO DE TESTE. ....	89
FIGURA 5.13 - SETOR 180°: VETORES DO DESVIO DIRECIONAL V (LINHA DE VETORES CENTRAL - TESTE; LATERAIS - PARALELAS A 50 M EM Y).....	90
FIGURA 5.14 - RESULTADOS CFD PARA O DESVIO VERTICAL DO ESCOAMENTO E COMPARAÇÃO COM OBSERVAÇÕES DA ESTAÇÃO LIDAR. OS DADOS OBSERVADOS CORRESPONDEM A UMA ABERTURA DE 10° CENTRADA NO SETOR APRESENTADO NA LEGENDA. ....	90
FIGURA 5.15 - SETORES 210° E 215°: VETORES DO DESVIO DIRECIONAL V. LINHAS VETORIAIS PARALELAS DISTANCIADAS DE 50 M EM Y DA LINHA CENTRAL. ZONA DEPRESSIONÁRIA DA ILHA NA DIREÇÃO 210°/215° DO ESCOAMENTO (A VERMELHO). ....	91
FIGURA 5.16 - SETOR 215°: VETORES DO DESVIO VERTICAL W .....	91
FIGURA 6.1: ILUSTRAÇÃO DO AUMENTO DE VELOCIDADE DO VENTO DEVIDO À OROGRAFIA (ADAPTADO DO ANEXO 3 DO EC1, 2009) .....	93
FIGURA 6.2 - COEFICIENTE S PARA FALÉSIAS E ESCARPAS. ACIMA, FIGURA DESCRITIVA DO ACIDENTE OROGRÁFICO DE UMA FALÉSIA OU ESCARPA (ADAPTADO DO ANEXO A3 DO EC1, 2009).....	94

FIGURA 6.3 - ILUSTRAÇÃO DOS SETORES DO ESCOAMENTO INCIDENTE. A VERDE A ILUSTRAÇÃO DO ANGULO DE INCIDÊNCIA DO ESCOAMENTO FACE ÀS LINHAS DE CUMEADA CORRESPONDENTES À DIREÇÃO NORTE. A AZUL A DISTÂNCIA X (M) ENTRE A CRISTA E O MASTRO. A PRETO A DISTÂNCIA HORIZONTAL ENTRE A BASE E A CRISTA $L_u$ (M). .....	96
FIGURA 6.4 - COEFICIENTES DE OROGRAFIA OBTIDOS PELA APLICAÇÃO DO PROCEDIMENTO DO EC1 NA POSIÇÃO ONDE SE ENCONTRA A ESTAÇÃO LIDAR, PARA TODOS OS SETORES COM INTERVALOS DE 30°, EXCETO SETOR 210°. .....	97
FIGURA 6.5 - PERFIS VERTICAIS DA VELOCIDADE DO VENTO SOBRE O MAR, OBTIDOS PELOS COEFICIENTES DE OROGRAFIA DETERMINADOS PELO PROCEDIMENTO DO EC1 E APLICADOS ÀS OBSERVAÇÕES DO LIDAR, PARA A MÉDIA DAS VELOCIDADES ACIMA DE 6 M/S CENTRADAS NOS SETORES APRESENTADOS COM INTERVALO DE ABERTURA DE 10°. O PERFIL MÉDIO FOI DETERMINADO PELA FREQUÊNCIA DE OCORRÊNCIA DO PERÍODO 23/06/11 A 22/06/12. COMO TERMO COMPARATIVO, O PERFIL COM $A = 0,065$ REPRESENTA O ESPERADO PARA O MAR. ....	97
FIGURA 6.6 - COMPARAÇÃO DOS COEFICIENTES DE OROGRAFIA PARA ILHA BERLENGA PARA $A = 0,065$ E EC1: SETOR CENTRADO 0°. .....	99
FIGURA 6.7 - COMPARAÇÃO DOS COEFICIENTES DE OROGRAFIA PARA ILHA BERLENGA PARA $A = 0,065$ E EC1: SETOR CENTRADO 30°. .....	99
FIGURA 6.8 - COMPARAÇÃO DOS COEFICIENTES DE OROGRAFIA PARA ILHA BERLENGA PARA $A = 0,065$ E EC1: SETOR CENTRADO A 180°. .....	99
FIGURA 6.9 - COMPARAÇÃO DOS COEFICIENTES DE OROGRAFIA PARA ILHA BERLENGA PARA $A = 0,065$ E EC1: SETOR CENTRADO A 210°. .....	99
FIGURA 6.10 - COMPARAÇÃO DOS COEFICIENTES DE OROGRAFIA PARA ILHA BERLENGA PARA $A = 0,065$ E EC1: SETOR CENTRADO A 0°. .....	100
FIGURA 6.11 - COMPARAÇÃO DOS COEFICIENTES DE OROGRAFIA PARA ILHA BERLENGA PARA $A = 0,065$ E EC1: SETOR CENTRADO A 0°. .....	100
FIGURA 6.12 - PERFIL OBSERVADO NA ILHA PELO LIDAR VS SIMULADOS COM $A = 0,065$ : SETOR CENTRADO A 0°. .....	102
FIGURA 6.13 - PERFIL OBSERVADO NA ILHA PELO LIDAR VS SIMULADOS COM $A = 0,065$ : SETOR CENTRADO A 30°. .....	102
FIGURA 6.14 - PERFIL OBSERVADO NA ILHA PELO LIDAR VS SIMULADOS COM $A = 0,065$ : SETOR CENTRADO A 180°. .....	102
FIGURA 6.15 - PERFIL OBSERVADO NA ILHA PELO LIDAR VS SIMULADOS COM $A = 0,065$ : SETOR CENTRADO A 210°. .....	102
FIGURA 6.16 PERFIL OBSERVADO NA ILHA PELO LIDAR VS SIMULADOS COM $A = 0,065$ : SETOR CENTRADO A 300°. .....	103
FIGURA 6.17 - PERFIL OBSERVADO NA ILHA PELO LIDAR VS SIMULADOS COM $A = 0,065$ : SETOR CENTRADO A 330°. .....	103
FIGURA 6.18 - PERFIS OBTIDOS COM CFD SOBRE A ILHA NA POSIÇÃO DE TESTE. $A = 0,165$ E $U_{REF.} = 5,5$ M/S. ....	105
FIGURA 6.19 - PERFIS OBTIDOS COM TÚNEL DE VENTO SOBRE A ILHA NA POSIÇÃO DE TESTE. $A = 0,165$ E $U_{REF.} = 5,3$ M/S. ....	105
FIGURA 6.20 - COMPARAÇÃO DOS COEFICIENTES DE OROGRAFIA OBTIDOS PARA A BERLENGA COM $A = 0,165$ : SETOR 0°. .....	106
FIGURA 6.21 - COMPARAÇÃO DOS COEFICIENTES DE OROGRAFIA OBTIDOS PARA A BERLENGA COM $A = 0,165$ : SETOR 30°. .....	106
FIGURA 6.22 - COMPARAÇÃO DOS COEFICIENTES DE OROGRAFIA OBTIDOS PARA A BERLENGA COM $A = 0,165$ : SETOR 180°. .....	106
FIGURA 6.23 - COMPARAÇÃO DOS COEFICIENTES DE OROGRAFIA OBTIDOS PARA A BERLENGA COM $A = 0,165$ : SETOR 330°. .....	106
FIGURA 6.24 - PERFIS DE VELOCIDADE MÉDIA RESULTANTES DA APLICAÇÃO DA CORREÇÃO OROGRÁFICA (PERFIS SOBRE O MAR) OBTIDA EM CFD POR STICKLAND <i>ET AL.</i> (2012) QUANDO APLICADOS ÀS OBSERVAÇÕES DO LIDAR (APENAS REGISTOS SUPERIORES A 6 M/S). .....	108
FIGURA 6.25 - COMPARAÇÃO DOS COEFICIENTES DE OROGRAFIA OBTIDOS EM CFD PARA OS DIFERENTES VALORES DE A: SETOR 0°	109
FIGURA 6.26 - COMPARAÇÃO DOS COEFICIENTES DE OROGRAFIA OBTIDOS EM CFD PARA OS DIFERENTES VALORES DE A: SETOR 30° .....	109
FIGURA 6.27 - COMPARAÇÃO DOS COEFICIENTES DE OROGRAFIA OBTIDOS EM CFD PARA OS DIFERENTES VALORES DE A: SETOR 180° .....	109
FIGURA 6.28 - COMPARAÇÃO DOS COEFICIENTES DE OROGRAFIA OBTIDOS EM CFD PARA OS DIFERENTES VALORES DE A: SETOR 330° .....	109
FIGURA 6.29 - PERFIS DO ESCOAMENTO OBSERVADOS NA ILHA PELA ESTAÇÃO LIDAR CUJO SETOR INDICADO REPRESENTA O CENTRO DA ABERTURA DE 10°. PERFIS CORRIGIDOS PARA O MAR ATRAVÉS DA APLICAÇÃO DOS FATORES DE CORREÇÃO OROGRÁFICA DA TABELA 6-3. ....	111
FIGURA 6.30 - SETOR 0°: COMPARAÇÃO ENTRE OS DOIS VALORES DE A SIMULADOS (0,065 E 0,165) E AS OBSERVAÇÕES NA ILHA. ....	112

FIGURA 6.31 - SETOR 180°: COMPARAÇÃO ENTRE OS DOIS VALORES DE A SIMULADOS (0,065 E 0,165) E AS OBSERVAÇÕES NA ILHA. .....	112
FIGURA 6.32 - SETOR 300°: COMPARAÇÃO ENTRE O VALOR DE A SIMULADO (0,065) E AS OBSERVAÇÕES NA ILHA.....	112
FIGURA 6.33 - SETOR 330°: COMPARAÇÃO ENTRE OS DOIS VALORES DE A SIMULADOS (0,065 E 0,165) E AS OBSERVAÇÕES NA ILHA. .....	112
FIGURA 0.1 - LEI DE PAREDE PARA SUPERFÍCIES SUAVES E SUPERFÍCIES DE RUGOSIDADE DE GRÃOS DE AREIA COM ADIMENSIONALIZAÇÃO DA ALTURA DA RUGOSIDADE DE GRÃO DE AREIA $K_s$ + COMO PARÂMETRO (ADAPTADO DE, BLOCKEN <i>ET AL</i> , 2007).....	130

## Abreviaturas e/ou Símbolos

CFD -Computational Fluid Dynamics  
CLA - Camada Limite Atmosférica  
CLC - Camada Limite Convectiva  
CLE - Camada Limite Estável  
CLI - Camada Limite Interna  
CLS - Camada Limite de Superfície  
EC1 - Eurogódigo1  
EDP - Energias de Portugal  
EEA - European Environment Agency  
ESDU - Engineering Sciences Data Unit  
FER - Fontes de Energia Renovável  
GPS - Global Position System  
GWEC - Global Wind Energy Council  
IEA - International Energy Agency  
IEC - International Electrotechnical Commission  
INETI - Instituto Nacional de Engenharia, Tecnologia e Inovação  
IPMA - Instituto Português do Mar e da Atmosfera  
LCOE - Levelized Cust of Energy  
LES - Large Eddy Simulation  
LiDAR - Light Detection And Ranging  
LLJ - Low Level Jet  
LNEC - Laboratório Nacional de Engenharia Civil  
LNEG - Laboratório Nacional de Energia e Geologia  
MM5 - Fifth-generation Mesoscale Model  
MOST - Monin-Obukhov similiary theory  
OCDE - Organização para a Cooperação e Desenvolvimento Económico  
PNAER - Plano Nacional de Ação para as Energias Renováveis  
PNBEPH - Plano Nacional de Barragens de Elevado Potencial Hidroelétrico  
RANS - Reynolds Averaged Navier-Stokes  
REN - Redes Energéticas Nacionais  
UDF - User Defined Functions  
WGS84 - World Geodetic System 1984

## **Agradecimentos**

A realização deste trabalho contou com a preciosa colaboração de inúmeras pessoas, que através dos seus conhecimentos, disponibilidade e atenção prestada, tornaram possível a concretização dos objetivos propostos. Assim, deixo aqui o meu agradecimento a todos os envolvidos, que muito contribuíram para a aprendizagem adquirida durante este trabalho.

Agradeço ao coorientador, Doutor Marques da Silva, pela enorme atenção, confiança e apoio demonstrado ao longo do decorrer de todo o trabalho, bem como pela disponibilidade prestada na discussão e resolução dos problemas decorrentes, orientação e revisão do trabalho escrito.

Agradeço ao Doutor Paulo Costa pela enorme atenção e disponibilidade demonstrada, cujos conhecimentos e tempo despendido na discussão e resolução de problemas relacionados essencialmente com a definição da camada limite atmosférica e a utilização do programa de simulação numérica, foram fundamentais na progressão e conclusão deste trabalho.

Agradeço à orientadora, Doutora Ana Estanqueiro, pelo interessante tema de dissertação proposto, disponibilização das ferramentas computacionais do LNEG, indicação das excelentes entidades pessoais consultadas ao longo do trabalho, orientação e enormes críticas construtivas prestadas na revisão do trabalho escrito.

Agradeço à Doutora Margarida Giestas pela disponibilidade e confiança demonstradas, bem como pela utilização das suas ferramentas computacionais, as quais se revelaram cruciais na iniciação, aprendizagem e melhoria no domínio do programa de simulação computacional.

Agradeço à Dra. Raquel Marujo pela disponibilidade e atenção demonstradas, bem como pelo tratamento e disponibilização da informação pedida relativamente aos registos das estações anemométricas.

Agradeço à Dra. Teresa Simões pela atenção e ajuda prestadas, especialmente no início da utilização do programa de simulação numérica.

Agradeço ao Engenheiro Luís Rodrigues e ao Dr. António Couto, pelo apoio prestado na utilização das ferramentas computacionais do LNEG.

Agradeço à Engenheira Raquel Fonseca pela ajuda e atenção prestada na calibração dos equipamentos de medida para o túnel de vento.

Agradeço a todos os meus amigos que sempre presentes têm sido uma parte fundamental no sentimento de bem-estar e partilha diária de boa disposição, essenciais ao equilíbrio emocional.

Finalmente agradeço o apoio incondicional dos meus pais e irmãos sempre presentes ao longo de todo o meu percurso académico, profissional e pessoal.

## 1 Introdução

### 1.1 Enquadramento da dissertação

Atualmente, Portugal é um dos países a nível mundial com maior penetração de energia eólica no sistema electroprodutor, como consequência da forte aposta do país nesta fonte renovável durante a última década. Porém, a disponibilidade para o aproveitamento do recurso eólico sustentável e livre de conflitos ambientais ou sociais em território continental encontra-se próxima do limite, pelo que se torna importante estudar a viabilidade do recurso eólico *offshore* como futura solução para manter ou aumentar a fração de energia eólica no consumo elétrico (Estanqueiro, 2010; Fernandes, *et al.* 2010).

No entanto, qualquer estudo de potencial eólico exige um adequado período de observações no local, o que sobre o mar se torna extremamente dispendioso. Contudo, aliando esses fatos ao aproveitamento da localização geográfica da ilha da Berlenga, começaram a ser efetuadas observações do escoamento *offshore* sobre a mesma desde 2006. A campanha experimental, ainda a decorrer, insere-se no projeto NORSEWind fundado ao abrigo do programa EC FP7 e está a ser levada a cabo pelo LNEG (Laboratório Nacional de Energia e Geologia) (NORSEWind, 2013). Este projeto da União Europeia tem como objetivo fornecer um atlas fidedigno do potencial eólico *offshore* do Mar do Norte, Irlandês e Báltico (NORSEWind, 2013).

Naturalmente, a ilha atua como um obstáculo ao percurso do escoamento atmosférico, introduzindo efeitos qualitativamente expectáveis, mas quantitativamente ainda não determinados. Na realidade, são observações do escoamento vindo de mar aberto, mas afetadas pela presença do acidente orográfico sem que as possíveis distorções sejam conhecidas com precisão. Desta forma, pretende-se quantificar essas distorções por forma a corrigir o efeito da presença da ilha nas observações do escoamento, isto é, como se tivessem efetivamente sido efetuadas sobre a superfície do mar. Como resultado, deverá ser possível obter-se uma avaliação mais aproximada do potencial eólico *offshore* da costa oeste portuguesa, servindo como ferramenta de base para futuros estudos, validação de modelos atmosféricos de mesoescala ou aplicações eólicas.

#### ✓ Panorama global da energia eólica

Segundo a IEA<sup>1</sup> (2013), a energia eólica continua a desenvolver-se no sentido de se tornar cada vez mais numa fonte de energia competitiva e fiável. A nível mundial, o seu progresso continua forte, sendo que a ascensão de novos países (e.g. Brasil, Canada, México) também tem contribuído para o crescimento da capacidade anualmente instalada, cujo valor no final de 2012, atingiu os 282,5 GW de potência. A mesma potência, foi responsável por fornecer 2,5 % da procura global de eletricidade, sendo que na Europa atingiu os 7 %, liderada pela Dinamarca com 30 %, seguida de Portugal com 20 % e Espanha com 18 %.

Desde do ano 2000 que a capacidade acumulada no mundo cresce a uma média de 24 % ao ano, embora nos últimos anos tenha diminuído ligeiramente (fig. 1.1). Apesar disso, segundo o *Global*

---

<sup>1</sup> IEA (International Energy Agency) - Agência Internacional de Energia.

*Wind Energy Council (GWEC, 2012)*, representa ainda um excelente crescimento da indústria eólica face ao clima económico que se tem vivido. E, de fato, o crescimento da potência eólica instalada no mundo no último ano, mais 10 % face a 2011 (com aproximadamente 45 GW), revela a consistência que o setor tem demonstrado (GWEC, 2012).

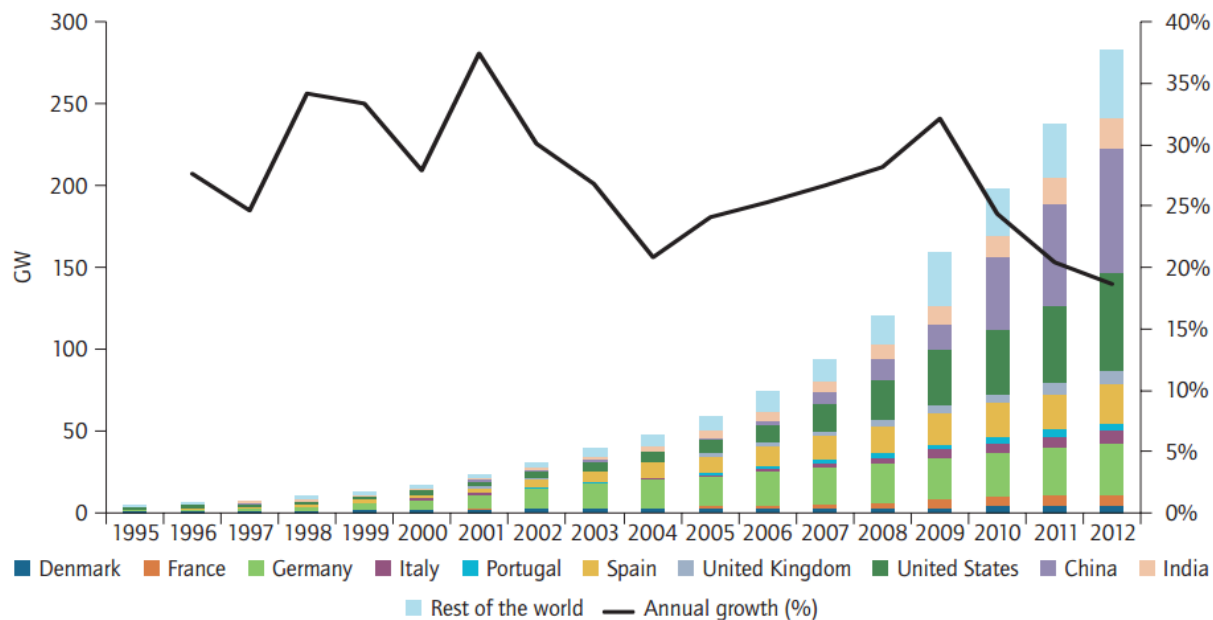


Figura 1.1 - Crescimento anual da capacidade acumulada da potência eólica instalada no mundo (IEA, 2013).

Não obstante, segundo a GWEC (2012), a contração económica global verificada nos últimos anos, tem sido responsável pelo abrandamento do investimento global e a energia eólica não tem passado completamente ao lado. Como resultado, na Europa, o crescimento da procura de energia nos últimos anos tem sido lento, nulo ou até negativo em alguns países da OCDE. Por exemplo em Portugal, segundo a REN (2012), o consumo de energia em 2012 regressou aos níveis de 2006 ( $\approx 49$  TWh). Perante esta conjuntura, por um lado a procura de energia mantém-se satisfeita e altamente competitiva sem necessidade de novos investimentos, e por outro, o apoio ao investimento renovável foi diminuído. Face a essas circunstâncias, especialmente na Europa, a China e os EUA têm assumido o papel de liderança na instalação de novos parques eólicos, representando 58,2 % das instalações efetuadas em 2012. Em finais desse ano, a taxa de crescimento face ao ano anterior atingiu 21 % na China, 28 % nos EUA e apenas 13 % na Europa, sendo que a China é atualmente (final de 2012) líder mundial com uma potência instalada de 75 GW, seguida dos EUA com 60 GW e da Alemanha com 31 GW. Nessa mesma data, Portugal encontrava-se na 10ª posição com perto de 4,5 GW de potência instalada, mas com um crescimento de apenas 3,3 % face ao ano anterior (GWEC, 2012).

Contudo, devido às melhorias tecnológicas e descida dos custos de produção que se tem verificado nos últimos anos, a energia eólica está a ser implementada em muitos países, com bom recurso eólico, sem incentivos financeiros especiais. Devido a isso, o objetivo previsto no *roadmap* de 2009, que indicava que 12 % da procura global da eletricidade em 2050 seria fornecida pela energia eólica, foi alterado no *roadmap* de 2013, para 15 % a 18 % (IEA, 2013). Num prazo temporal mais curto, finais de 2017, a GWEC prevê que a capacidade mundial instalada ultrapassará os 500 GW, representando um crescimento médio anual da capacidade acumulada de 13,7 % (GWEC, 2012).

✓ **Panorama global da energia eólica *offshore***

Os constrangimentos ambientais e sociais (impacto visual e sonoro) têm vindo a limitar o potencial eólico *onshore* disponível. Por outro lado, os constrangimentos logísticos dificultam a instalação de aerogeradores multimegawatt e, conseqüentemente, bloqueiam o desenvolvimento de economias de escala. Dessa forma, a exploração do recurso eólico *offshore* tem vindo a fazer cada vez mais sentido, alargando o mercado da energia eólica, o que promove a produção em massa e a competitividade económica no setor (EEA, 2009; IEA, 2013).

Tal como no setor eólico *onshore*, o objetivo fundamental do setor *offshore* continua a ser reduzir o custo de produção de energia, LCOE (*Levelized Cost of Energy*), através de uma contínua inovação tecnológica (IEA, 2013). Segundo a EEA<sup>2</sup> (2009), em 2005 o custo total do investimento *onshore* encontrava-se nos 800-1100 €/kW, enquanto o mesmo em condições *offshore* apresentavam um intervalo bastante superior (1200-2000 €/kW), dependendo essencialmente da profundidade do mar (custo da fundação) e da distância à costa (custo da infraestrutura elétrica). Assim, os principais desafios inerentes, e onde existe mais potencial para a redução desse custo, são a infraestrutura elétrica, a instalação e especialmente a fundação (EEA, 2009; IEA, 2013).

Contudo, o setor encontra-se em pleno desenvolvimento e por isso espera-se que esses custos possam diminuir consideravelmente no futuro (2020-2025), especialmente com o desenvolvimento de aerogeradores multimegawatt (10 MW a 20 MW) que permitirão maiores economias de escala e, a evolução continuada da tecnologia associada à conversão e transporte de energia HVDC (*High-voltage direct-current*) (IEA, 2013). Esses aspetos são tão importantes que, desde dos primeiros anos em escala comercial (anos 2000) dos parques *offshore* do Reino Unido, os custos de investimento têm aumentado, como resultado da maioria das instalações, desde 2010, já se localizaram em águas de maior profundidade (> 20 m) (IEA, 2013). Como exemplo do atual desenvolvimento da indústria *offshore*, o fabricante Vestas anunciou recentemente, que está prevista a instalação do maior protótipo *offshore* do mundo (V164-8.0, 8 MW) para inícios de 2014 (Vestas, 2013), sendo que o segundo maior protótipo pertencente ao fabricante Samsung (S7.9-171, 7 MW) foi instalado no passado mês de Outubro junto à orla costeira, na Escócia (Windpoweroffshore, 2013).

A energia eólica *offshore* oferece ainda outras vantagens aliantes, tais como: a existência de um potencial eólico mais elevado, menor turbulência e menor resistência das populações. Por outro lado, uma parte dos grandes centros de consumo de energia situa-se próximo da costa, permitindo que a energia proveniente dos parques eólicos *offshore* possa ser entregue "diretamente" aos mesmos, evitando a sobrecarga das linhas de transporte de energia existentes e a necessidade de longas linhas de transporte (Estanqueiro, 2010; IEA, 2013; GWEC, 2013).

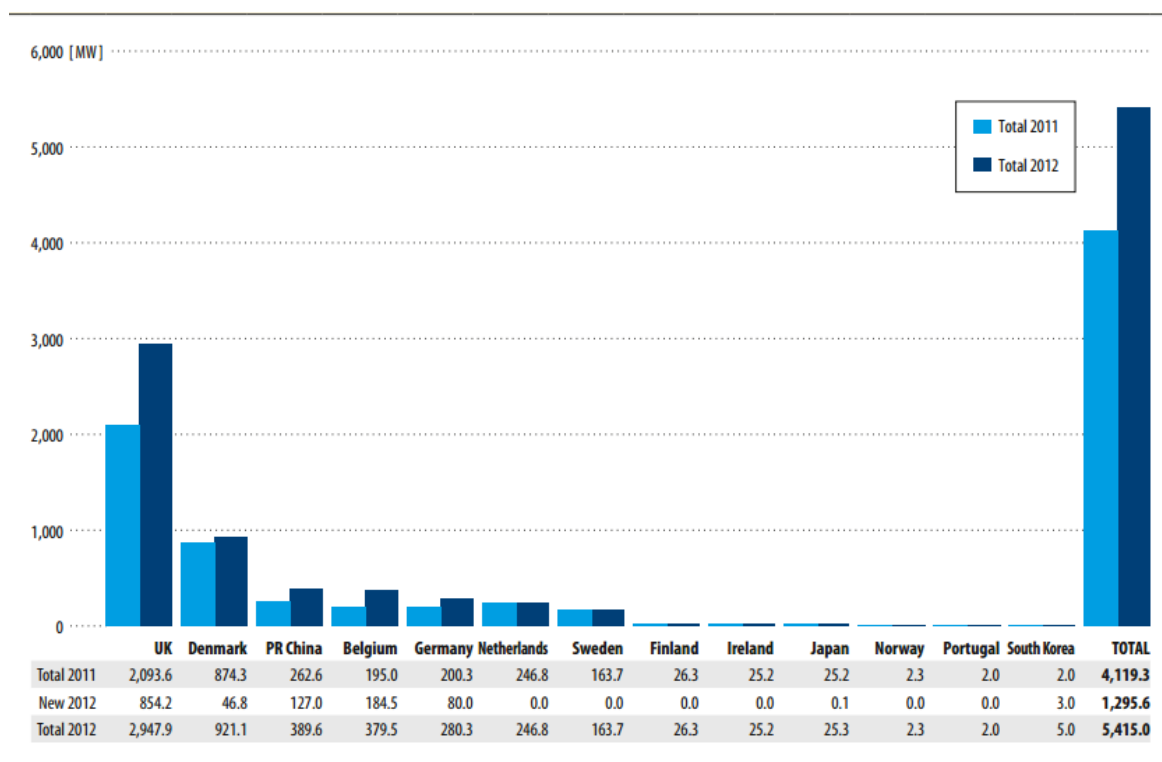
Em finais de 2012, a energia eólica *offshore* representava 2 % da capacidade global instalada, sendo que as projeções mais ambiciosas preveem que em 2020 representará 20 % (80 GW) (GWEC, 2013). O primeiro parque eólico *offshore* (5 MW) foi instalado em 1990 em Vindeby na Dinamarca. Contudo, o crescimento do setor eólico *offshore*, só começou a ganhar expressão nos últimos anos, sendo que no final de 2012 estavam instalados 5 415 MW dos quais 1 296 MW tinham sido realizados no decorrer desse ano (fig. 1.2), representando um crescimento acumulado de 33% face a 2011 (GWEC, 2013). Mas, mais assinalável ainda tem sido o crescimento deste ano onde, na Europa no primeiro

---

<sup>2</sup> EEA (European Environment Agency) - Agência Europeia do Ambiente.

semestre de 2013, foram ligados à rede elétrica 1045 MW, representando o dobro das instalações do período homólogo do ano anterior (EWEA, 2013).

Tal como no início da expansão *onshore*, a Europa lidera novamente o setor com 90 % da potência mundial instalada, com os seus parques eólicos situados no Mar do Norte, Mar Báltico, Mar Irlandês e Canal Inglês. Em final de 2012, o Reino Unido era largamente o líder mundial com 2 948 MW instalados, dos quais 854 MW haviam sido instalados no decorrer desse ano. Seguiam-se a Dinamarca (921 MW), China (389,6 MW), Bélgica (379,5 MW) e Alemanha (280,3 MW) (GWEC, 2013).



**Figura 1.2** - Capacidade acumulada da potência eólica *offshore* instalada no mundo em 2012 (GWEC, 2013).

Portugal também consta da lista dos 13 países com eólica *offshore* (fig. 1.2) desde finais de Dezembro de 2011 com 2 MW instalados ao largo do concelho de Póvoa de Varzim. Trata-se do projeto Windfloat, o primeiro protótipo no mundo com tecnologia flutuante totalmente montada em terra. O aerogerador de tecnologia convencional (Vestas V80-2.0MW) encontra-se a 6 km da orla costeira fundeado a uma profundidade de 50 m, já considerada como águas profundas (> 40 m). O projeto tem como objetivo demonstrar a viabilidade financeira do aproveitamento eólico offshore com tecnologias flutuantes, através da avaliação da operacionalidade e identificação dos potenciais riscos inerentes. Deste modo será possível provar a sua sustentabilidade financeira diante das instituições financeiras e possibilitar os próximos investimentos no setor (Demowfloat, 2013).

Para dar seguimento a este projeto piloto, foi anunciado pela EDP em Julho de 2013, o investimento de 100 milhões de euros (dos quais e por agora, 30 milhões são fundos comunitários) para a instalação de mais 27 MW em alto mar (S. Pedro de Moel). O projeto deverá ser feito de forma faseada e espera-se que parte desta potência entre em operação em 2016 ou 2017 (Demowfloat, 2013; DR, 2013). No entanto, importa salientar que o primeiro protótipo de tecnologia flutuante (diferente do Windfloat) pertence ao projeto Hywind (2,3 MW), tendo entrado em funcionamento na costa Norueguesa em 2009 e demonstrado até então uma boa performance (IEA, 2013).

✓ **Metas nacionais para as energias renováveis**

Devido à forte aposta renovável no passado recente, "mais de 45% da eletricidade produzida em Portugal é baseada na utilização de FER<sup>3</sup> e cerca de 25% do consumo final de energia é satisfeito com recurso a energias renováveis", sendo "um dos melhores registos históricos a nível europeu no cumprimento da incorporação de FER no consumo bruto de energia" (DR, 2013).

O PNAER (Plano Nacional de Ação para as Energias Renováveis) é um instrumento de planeamento energético que estabelece o modo de alcançar os compromissos internacionais (metas europeias «20-20-20») assumidos por Portugal em matéria de utilização de energia provenientes de fontes renováveis (DR, 2013). O último Plano, PNAER 2010, havia sido aprovado em 30 de julho de 2010 e comunicado à Comissão Europeia em 10 de agosto de 2010, "fixando as quotas nacionais de fontes renováveis consumida pelos setores da eletricidade, do aquecimento e arrefecimento e dos transportes no horizonte de 2020" (DR, 2013). Contudo, foi "aprovado em contextos político-económicos diferentes do atual". Nesse âmbito, o "PNAER 2020 é definido em função do cenário atual de excesso de oferta decorrente de uma redução da procura, de forma a adequar e a mitigar os custos inerentes, tendo por objetivo principal rever o peso relativo de cada uma das FER no *mix* energético nacional e respetivas metas de incorporação a atingir em 2020, de acordo com o seu custo de produção (*levelized cost of energy*) e consequente potencial de funcionamento em regime de mercado" (DR, 2013). Perante este cenário, "e apesar de se prever uma redução de 18% na capacidade instalada em tecnologias baseadas em FER em 2020 face ao PNAER de 2010, a quota de eletricidade de base renovável no novo PNAER é superior (60% vs. 55%), tal como a meta global a alcançar, que deverá situar-se em cerca de 35% (face à meta de 31%)" (DR, 2013).

Para que tal fração de FER no consumo de energia seja satisfeita, em 2020 Portugal deverá registar um total de 15 824 MW de potência instalada de FER (mais 49 % face a 2011), correspondendo a 32 300 GWh (mais 29 % face a 2011) de energia produzida. Estima-se que em 2020, que da potência total das FER, cerca de 33 % será de energia eólica (5300 MW, dos quais 30 MW serão *offshore*), sendo a maior fração (54 %) correspondente à energia hídrica (8 540 MW dos quais 4 004 MW serão capacidade reversível). A restante potência instalada, será preenchida pelas restantes FER, nomeadamente pelas energias, Solar (720 MW), Oceânica (6 MW), Biomassa (828 MW), Geotérmica (226 MW), Mini-hídrica (400 MW) (DR, 2013).

Portugal pretende assim, apostar fortemente no aproveitamento hidroelétrico através da implementação PNBEPH (Plano Nacional de Barragens de Elevado Potencial Hidroelétrico), e reforço de algumas barragens já existentes, aumentando também a capacidade reversível de modo a permitir uma melhor gestão da produção eólica em horas de vazio (PNBEH, 2013; DR, 2013). Estudos realizados, estimaram que seriam necessários 1 MW de potência hídrica reversível por cada 2 MW de potência eólica, no entanto, uma vez que as restantes centrais do sistema electroprodutor (hídricas e térmicas) possuem alguma flexibilidade, são apenas necessários 1 MW de hídrica reversível por cada 3,5 MW eólicos (REN *et al.*, 2007). Desta forma fica aberta a possibilidade para uma futura expansão da energia eólica *offshore*, ainda dependente do desenvolvimento tecnológico e viabilidade económica, especialmente das estruturas flutuantes de suporte das torres, por se adequarem melhor às condições da costa portuguesa (DR, 2013).

---

<sup>3</sup> FER - Fontes de Energia Renovável

## 1.2 Objetivos do trabalho

De acordo com o enquadramento descrito, o objetivo final deste trabalho centra-se na determinação dos fatores de correção orográficos para os principais setores do escoamento na ilha Berlenga, de modo a que, do produto dos mesmos pelos registos observados sobre a ilha, possam resultar os registos correspondentes a mar aberto.

A determinação desses fatores deverá ser obtida pela reprodução do escoamento atmosférico sobre a ilha, com recurso a simulações numéricas realizadas com recurso a CFD<sup>4</sup> e validadas em túnel de vento. Porém, o ou os perfis do escoamento atmosférico que deverão ser simulados não são conhecidos, pelo que se torna imprescindível estimar quais os tipos de escoamento mais representativos e que serão reproduzidos nas simulações.

Assim, de acordo com o objetivo central do trabalho, pretende-se concluir como se comporta o escoamento de aproximação sobre a ilha contribuindo para a correção do efeito da perturbação da ilha provocado nas observações do escoamento de mar aberto e conseqüente validação do atlas do vento *offshore*.

## 1.3 Organização da dissertação

No capítulo 2 descrevem-se a origem e o comportamento do escoamento atmosférico no planeta. De acordo com o interesse e a necessidade para este caso de estudo, apresentam-se de forma detalhada os perfis de velocidade média, a intensidade de turbulência e a caracterização da energia do vento.

No capítulo 3 apresenta-se o caso de estudo da ilha Berlenga caracterizando-se a campanha experimental no terreno ainda em curso e, descrevendo-se a forma como se determinou o perfil de velocidades médias a reproduzir experimental e numericamente.

No capítulo 4 apresenta-se o modelo da ilha a simular no túnel de vento do LNEC, bem como os procedimentos realizados e os resultados obtidos na reprodução da camada limite atmosférica anteriormente determinada.

No capítulo 5 caracteriza-se o problema numérico por forma a permitir uma adequada simulação numérica das condições anteriormente reproduzidas em túnel de vento. São ainda apresentados os resultados e as primeiras conclusões da componente numérica.

No capítulo 6 apresentam-se a comparação e discussão dos resultados obtidos em túnel de vento e simulação numérica. Acrescenta-se ainda, uma breve descrição da abordagem ao caso de estudo, efetuada no projeto FP7 NORSEWInD, que é comparada com o presente trabalho. Outras abordagens são também brevemente apresentadas e comparadas, nomeadamente a abordagem do Eurocódigo1 ao problema e a simulação de outro perfil de camada limite atmosférica.

No capítulo 7 apresentam-se as conclusões obtidas e as sugestões para futuros trabalhos a realizar na resolução do problema.

---

<sup>4</sup> CFD - Computational Fluid Dynamics.

## 2 O escoamento atmosférico

De uma forma genérica o vento define-se como o movimento do ar, relativamente à superfície da terra, causado essencialmente pela variação da temperatura na atmosfera terrestre, a qual se traduz numa diferença de pressão entre dois pontos a uma mesma altitude, de que resulta a deslocação das massas de ar ao encontro de uma situação de equilíbrio. A origem deste movimento de ar será então, brevemente explicada no início deste capítulo.

Conhecer a forma como o escoamento atmosférico se desloca sobre a superfície terrestre tem sido cada vez mais objeto de estudo no domínio das aplicações eólicas, dada a perspetiva do aproveitamento máximo da energia contida neste.

Nos últimos anos têm sido estudadas teorias que permitem descrever o comportamento do escoamento sob diversas condições atmosféricas, variáveis no espaço e no tempo. O objetivo das mesmas centra-se, de acordo com as condições atmosféricas num determinado período de tempo, em descrever o comportamento do escoamento através de um perfil de velocidades médias capaz de o representar fielmente. Assim, e de acordo com os autores apresentados ao longo do capítulo, descrevem-se as teorias que atualmente têm sido mais aceites para o representar, quer sobre terra, quer sobre o mar.

### 2.1 Circulação global da atmosfera

Ainda muito antes da existência de uma rede mundial de estações meteorológicas, as características fundamentais da circulação global do vento já se conheciam. Hadley foi o responsável por dar início a esse conhecimento com os seus estudos, ao dar-se conta de que o aquecimento solar no globo acontece de forma diferencial, como consequência da forma esférica do planeta. De fato, nas latitudes baixas ocorre um *superavit* radiativo resultando na produção de massas de ar quente. Por outro lado, nas latitudes mais elevadas são produzidas massas de ar frio resultantes do *deficit* radiativo. Esta diferença de temperatura entre as massas, implica diferenças de densidade no ar, sendo o ar tropical menos denso que o ar polar. Por ação da gravidade, as diferenças de densidade resultam em diferentes movimentos do ar. Assim, o ar tropical tenderá a subir e a deslocar-se para os polos, nas latitudes mais elevadas, enquanto o ar polar tenderá a descer e a deslocar-se para o Equador. Este simples modelo de circulação atmosférica proposto por Hadley, denomina-se de modelo unicelular ou célula de Hadley, descrito pela subida de ar quente e descida de ar frio (fig. 2.1). Contudo, este modelo apenas se podia verificar num planeta em repouso e por isso não se verifica na Terra, dada a sua rápida rotação (Costa, 2004; Miranda, 2009).

Mais tarde, em 1856, Ferrel propôs um modelo de circulação mais complexo, onde os efeitos da rotação da Terra estão incluídos. A rotação da Terra força a deslocação de uma partícula de ar para a direita no Hemisfério Norte (para a esquerda no Hemisfério Sul), a que se dá o nome de efeito de Coriolis. Desta feita, a redistribuição passa a ser assegurada por três células em vez de uma (fig.2.2). Com este novo modelo, foi possível justificar algumas características da circulação atmosférica observadas, tais como: a existência da zona intertropical de convergência, a existência de duas zonas de vento muito intenso de Oeste em altitude - correntes de Jato, e a existência de um forte gradiente de temperaturas nas latitudes médias - frente polar (Costa, 2004; Miranda, 2009).

Embora o modelo de Ferrel possa contribuir para justificar os fenómenos apresentados, ainda é demasiado simples para justificar as particularidades da circulação global observada, pois esta não

tem as características de simetria hemisférica e axial propostas. De fato, a forma diferenciada como a superfície da terra se apresenta, isto é, distribuída por oceanos e continentes (com orografia e rugosidade variáveis) também contribui para a existência de grandes diferenças de temperatura. Ou seja, a circulação atmosférica é fortemente condicionada pela superfície da Terra e por isso não pode ser somente justificada pelo modelo de Ferrel (Costa, 2004; Miranda, 2009).

Mais detalhes da circulação atmosférica, nomeadamente sobre a distribuição média dos campos pressão e temperatura à superfície, podem ser consultados em Miranda (2009).

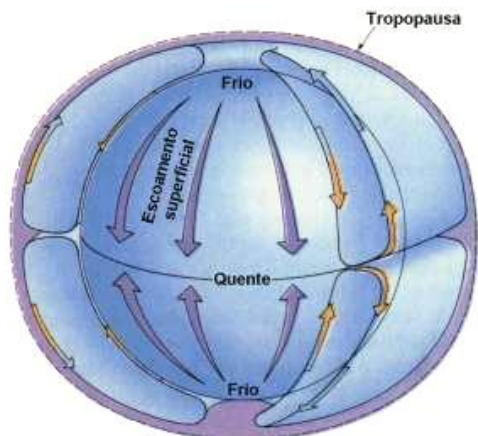


Figura 2.1 - Célula de Hadley, (Estanqueiro, 2012a)

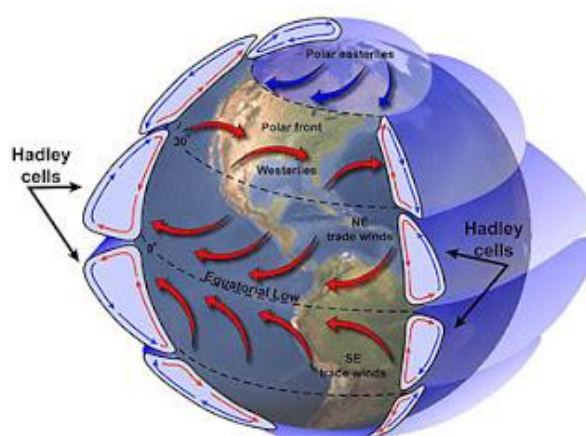


Figura 2.2 - Modelo de Ferrel para a circulação global, Estanqueiro, 2012a)

### 2.1.1 Movimento das massas de ar

Apesar de, a radiação solar ser a fonte primordial da circulação atmosférica, não há uma relação direta entre o aquecimento solar e o vento. Por exemplo, dias solheiros não implicam dias calmos e o inverso também não se verifica. Outra característica diferente, é a variação extremamente rápida que se observa na velocidade e direção do vento, ao contrário da variação lenta da temperatura. Por outro lado, no que respeita à distribuição da pressão atmosférica, verifica-se que existe uma relação muito estreita entre esta e o vento (Miranda, 2009).

As leis da Dinâmica aplicadas a um fluido podem ser utilizadas como base de estudo para o movimento do ar (Miranda, 2009). O movimento de uma partícula de ar pode ser determinado recorrendo-se à 2ª Lei de Newton (Lei Fundamental da Dinâmica) definida por:

$$\vec{F} = m\vec{a} \quad (2.1)$$

Onde,  $\vec{F}$  é a resultante de todas as forças externas aplicadas sobre a partícula,  $m$  a sua massa e  $\vec{a}$  a aceleração. Considerando a mesma lei aplicada ao ar atmosférico, as forças envolvidas num elemento de ar e que originam ou modificam o estado do movimento são: a força da gravidade ( $m\vec{g}$ , peso aplicado no centro de gravidade da partícula), a força do gradiente de pressão ( $\vec{F}_p$ , resultante do gradiente de pressões entre isóbaras contíguas), a força centrífuga ( $\vec{F}_{cp}$ , resultante da rotação da Terra e perpendicular ao seu eixo de rotação), a força de atrito ( $\vec{F}_a$ , resultante da viscosidade do ar e tangencial à superfície) e a força de Coriolis ( $\vec{F}_{cor}$ , resultante do efeito de Coriolis e defletora do vetor velocidade). Desta forma, a equação 2.1 pode ser escrita na forma (Miranda, 2009):

$$m\vec{g} + \vec{F}_p + \vec{F}_{cp} + \vec{F}_a + \vec{F}_{cor} = m\vec{a} \quad (2.2)$$

As soluções mais simples para esta equação traduzem-se pela aproximação do vento do gradiente e do vento geostrófico, seguidamente apresentadas.

### 2.1.2 Vento geostrófico e vento do gradiente

O vento geostrófico corresponde ao vento resultante da condição de equilíbrio puro entre a força do gradiente de pressão e a força de Coriolis, a que se dá o nome de equilíbrio geostrófico. Porém, esse equilíbrio implica que não há aceleração e portanto a distribuição de velocidades não varia no tempo, isto é, a solução é estacionária e cada partícula de ar desloca-se em movimento retilíneo e uniforme. Paralelamente, admite-se que a força de atrito é nula. Assim, nestas circunstâncias todos os restantes termos da equação 2.2 são nulos e portanto tem-se que (Miranda, 2009):

$$\vec{F}_{cor} + \vec{F}_p = 0 \rightarrow fv - \frac{1}{\rho} \frac{\Delta p}{\Delta n} = 0 \quad (2.3)$$

E portanto, o vento geostrófico resulta em:

$$v - \frac{1}{\rho f} \frac{\Delta p}{\Delta n} = 0 \quad (2.4)$$

Onde,  $\Delta p$  é a diferença entre a pressão de duas isóbaras contíguas,  $\Delta n$  a menor distância entre elas e  $f$  o parâmetro de Coriolis ( $f = 2\Omega \sin\varphi$ , onde  $\Omega$  é a velocidade angular da terra com  $\Omega = 7,29 \times 10^{-5}$  rad/s e  $\varphi$  a latitude do local). Apesar de extremamente simples, a aproximação do vento geostrófico fornece uma boa aproximação para o vento observado longe da superfície, nomeadamente acima da camada limite atmosférica (Miranda, 2009).

O vento do gradiente resulta do gradiente de pressão entre as isóbaras, e torna-se uma boa aproximação para a região onde a aproximação do vento geostrófico deixa de ser válida, uma vez que a curvatura da trajetória do ar implica necessariamente uma aceleração. De fato, pode verificar-se através da análise de qualquer carta meteorológica que as isóbaras são quase sempre linhas curvas que se encontram associadas a Anticiclones e Depressões (Costa, 2004; Miranda, 2009).

Considerando a condição de equilíbrio estático, (isto é, a soma vetorial das forças aplicadas é nula, onde se inclui a força de Coriolis e a força centrífuga local) a 2ª Lei de Newton (eq. 2.2) pode escrever-se como (Miranda, 2009):

$$\vec{F}_{cor} + \vec{F}_p - \frac{v^2}{R} \vec{u}_n = 0 \quad (2.5)$$

Onde, o terceiro termo corresponde à força centrífuga local (dirigida para o exterior da curva), em que  $R$  é o raio da curvatura da trajetória da partícula e  $\vec{u}_n$  o vetor da aceleração normal.

As soluções físicas para o vento do gradiente dependem do sentido do gradiente de pressão, ou seja, do ponto de vista meteorológico, se está patente um Anticiclone ou uma Depressão, e ainda do hemisfério em causa. Considerando o movimento a uma escala sinóptica, isto é, de grande dimensão horizontal, cuja força de Coriolis é muito superior à força centrífuga, as soluções físicas para o vento do Anticiclone e Depressão (no hemisfério norte) podem ser dadas, respetivamente por (Miranda, 2009):

$$v = \frac{fR}{2} - \sqrt{\left(\frac{fR}{2}\right)^2 - \frac{4}{\rho R} \frac{\Delta p}{\Delta n}} \quad (2.6)$$

$$v = -\frac{fR}{2} - \sqrt{\left(\frac{fR}{2}\right)^2 - \frac{4}{\rho R} \frac{\Delta p}{\Delta n}} \quad (2.7)$$

Por outro lado, quando se trata de pequenos turbilhões, verifica-se a situação oposta, a força centrífuga é dominante e a força de Coriolis pode ser desprezada. Neste caso, está patente o vento ciclostrófico, o qual, quando em regime estacionário, corresponde ao equilíbrio entre a força do gradiente de pressão e a força centrífuga por (Miranda, 2009):

$$v = \sqrt{\frac{R}{\rho} \frac{\Delta p}{\Delta n}} \quad (2.8)$$

Tal como acontece com o vento geostrófico, o vento do gradiente também se desloca paralelamente às isóbaras deixando as altas pressões à direita. Contudo, admitindo-se que existe equilíbrio e as isóbaras são retas paralelas, devido ao efeito do atrito (aceite como força oposta à velocidade), o vento deixa de ser paralelo às isóbaras atravessando-as no sentido das baixas pressões. O efeito do atrito faz-se sentir fundamentalmente na baixa Troposfera e implica que junto à superfície se verifiquem a convergência horizontal de ar e movimento ascendente nas Depressões, e a divergência horizontal de ar e movimento descendente nos Anticiclones. Este movimento vertical na atmosfera é, em média, muito menos intenso que o movimento horizontal (na razão aproximada de 1/100). Estes fenómenos meteorológicos explicam as condições frequentes de céu limpo ou pouco nublado nos Anticiclones e nebulosidade ou precipitação nas Depressões. Contudo, em sistemas de pressão de muito menores dimensões (microescala), condições de tempestade, os movimentos verticais podem ter velocidades equiparáveis às velocidades horizontais, com correntes de ar que podem ser ascendentes ou descendentes (Miranda, 2009).

## 2.2 Circulações regionais

As aproximações analíticas anteriormente apresentadas não conseguem solucionar as circulações regionais verificadas junto à superfície (primeiras centenas de metros), pois estavam associadas a escalas sinóticas (dimensão horizontal de 2000 a 10000 km e escala temporal entre dias e semanas). Ao nível regional, os fenómenos meteorológicos são fortemente condicionados pela sua interação com o solo, de entre várias formas: resposta à temperatura da superfície, efeitos do atrito e topografia do terreno. Estes fenómenos meteorológicos classificam-se como brisas e possuem dimensões espaciais muito mais pequenas, designadas de sistemas de mesoscala ou microescala (com dimensão horizontal na ordem das dezenas de kms) (Estanqueiro, 2012a); Miranda, 2009).

### 2.2.1 As Brisas

#### ✓ Brisa marítima e terrestre

As brisas marítima e terrestre ocorrem nas regiões costeiras dos continentes, devido à interação continente-oceano provocada por elevadas diferenças de temperatura nessa zona (na ordem dos 10°C em poucas dezenas de kms). Este tipo de circulação local, estende-se em geral a poucas dezenas de kms nas duas direções. Contudo, em condições favoráveis pode assumir uma representação regional definindo o clima de grandes áreas (Estanqueiro, 2012a; Miranda, 2009).

Durante o dia, especialmente no Verão, enquanto apenas uma camada superficial da terra é aquecida pela radiação solar, no oceano a radiação é absorvida numa camada muito mais espessa (cerca de 100 m) e em parte perdida sob a forma de evaporação. Devido à grande capacidade

calorífica da água, a temperatura no oceano praticamente não varia ao longo do dia, enquanto sobre terra, a temperatura do ar tenderá a subir ao longo do dia devido ao aquecimento da superfície. Desse processo resulta um elevado gradiente de temperatura responsável pelo desencadeamento de uma circulação direta, semelhante à célula de Hadley, mas com características diferentes e muito próprias. Assim, o ar quente continental tenderá a deslocar-se para cima e em direção ao mar, e por sua vez o ar frio (ou menos quente) marítimo tenderá a deslocar-se para baixo e em direção a terra. Esta circulação é intuitivamente definida como brisa marítima (fig. 2.3). Este tipo de brisa possui velocidades moderadas (5 a 7 m/s) do vento à superfície, podendo em condições favoráveis contribuir para aumentar ou diminuir o vento do gradiente (Costa, 2004; Miranda, 2009).

Por outro lado, durante a noite, devido à fraca capacidade calorífica da terra, a superfície desta arrefece tornando-se frequentemente mais fria que a superfície do mar. Nestas circunstâncias, à superfície da terra, a temperatura do ar desce rapidamente, enquanto sobre o mar permanece quase inalterada. Desta forma inicia-se o mesmo mecanismo de circulação direta, mas agora no sentido inverso. A esta circulação dá-se o nome de brisa terrestre (fig. 2.3) (Costa, 2004; Miranda, 2009).

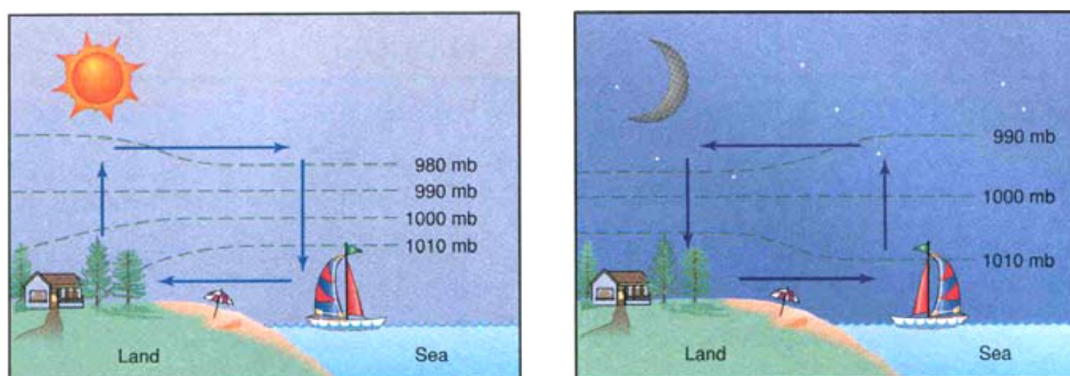


Figura 2.3 - Ilustração das brisas marítima (à esquerda) e terrestre (à direita) (Costa, 2004).

#### ✓ Brisas de vale e montanha

A topografia também é responsável por criar um aquecimento diferencial da superfície e dar origem a circulações locais com sentido inverso entre a situação diurna e noturna. A determinado nível sobre a superfície do vale (longe do solo), a atmosfera é pouco afetada pelo ciclo diurno, enquanto que a esse mesmo nível na região montanhosa a atmosfera está em contacto direto com a superfície (da montanha), trocando calor. Desta forma, durante o dia, a montanha funciona como uma fonte de aquecimento, dando origem a uma circulação de ar mais frio oriunda do vale, na qual o vento de superfície associado define-se como vento anabático. A esta circulação dá-se o nome de brisa de vale (fig. 2.4). Por outro lado, durante a noite, a montanha comporta-se como fonte de arrefecimento e desta forma ocorre a descida de ar mais frio em direção ao vale, na qual o vento de superfície associado define-se como vento catabático, podendo atingir velocidades muito elevadas. Nesta situação está presente a brisa de montanha (fig. 2.4) (Costa, 2004; Miranda, 2009).



Figura 2.4 - Ilustração das brisas de vale (à esquerda) e montanha (à direita) (Costa, 2004).

### 2.2.2 A Depressão térmica da Península Ibérica

Certas condições geográficas podem dar origem à formação de depressões térmicas, como acontece sobre a Península Ibérica especialmente durante o Verão, onde a circulação de brisa domina o escoamento atmosférico numa grande região. De fato, a geometria da Península Ibérica favorece esse acontecimento, devido ao aquecimento de uma extensa área de terra rodeada por mar. Durante o dia, o aquecimento da camada superficial do continente dá início a uma brisa marítima que vem reforçada de uma brisa de vale, dado que o crescimento da altitude do solo em direção ao centro da península proporciona esse sistema. Porém, a brisa não é perpendicular à costa como seria esperado, pois como o sistema se mantém durante muitas horas, o efeito de Coriolis modifica a sua trajetória, desviando-a para a direita. Como consequência, a brisa torna-se praticamente paralela à costa, tornando o sistema numa circulação fechada rodando no sentido ciclónico em torno do centro da península (fig. 2.5) (Costa, 2004; Miranda, 2009).

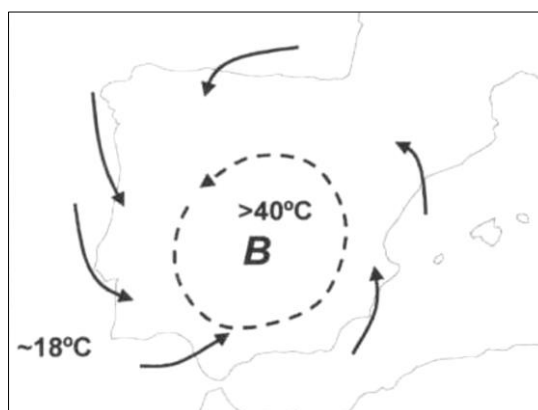


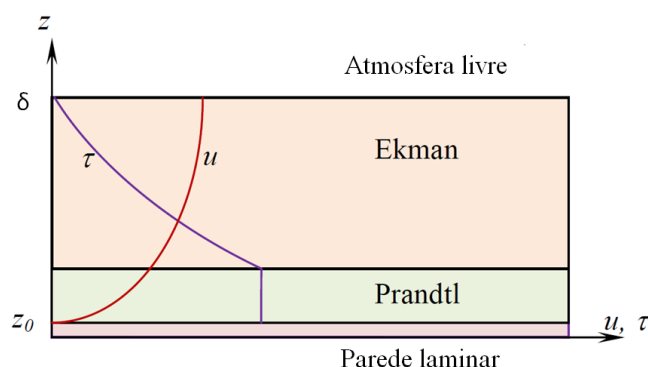
Figura 2.5 - Ilustração da depressão térmica na Península Ibérica. As setas indicam o sentido e orientação do escoamento atmosférico junto à superfície (Miranda, 2009).

Esta depressão térmica explica a origem da predominância do vento de Norte ou Noroeste na costa ocidental portuguesa durante o Verão, ao qual se denomina de regime de nortada. A intensidade do vento cresce ao longo do dia atingindo o seu máximo ao fim da tarde, perdendo depois intensidade durante a noite. Contudo, a circulação inversa não se verifica, pois de fato não há condições para tal. Durante a noite, a temperatura no interior da península não diminui o suficiente para desencadear uma brisa terrestre, uma vez que a temperatura da superfície do mar é relativamente baixa, especialmente devido ao afloramento costeiro das águas profundas (mais frias) (Costa, 2004; Miranda, 2009).

## 2.3 Camada Limite Atmosférica

Stull (1988) definiu que a camada limite atmosférica (CLA) "é a parte da troposfera que é diretamente influenciada pela presença da superfície da Terra e que responde aos forçamentos da superfície com uma escala de tempo de cerca de uma hora ou menos".

O atrito da superfície, as transferências de calor e a evaporação são forçamentos produzidos pela interação das massas de ar com a superfície da Terra, sendo a intensidade desses forçamentos que determina a espessura da CLA, geralmente simbolizada por  $\delta$  ou por  $z_i$  (Stull, 1988).



**Figura 2.6** - Subdivisão da Camada Limite Atmosférica, com ilustração conceptual da distribuição vertical da velocidade horizontal e da tensão de corte na camada limite (adaptado de Zhang, 2009)

Conceptualmente, a CLA pode ser dividida verticalmente em três partes distintas, como ilustra a figura 2.6. A parte inferior conhecida como camada de parede laminar, onde a espessura é igual à altura do comprimento de rugosidade aerodinâmica  $z_0$  - muito pequena quando comparada com a altura da CLA e por isso pode na maioria dos casos ser desprezada, de tal modo que  $z \approx z + z_0$ . Acima desta, encontra-se a camada de Prandtl ou camada limite de superfície (CLS), onde a turbulência é completamente desenvolvida e as tensões de corte  $\tau$  são aproximadamente constantes e iguais às tensões de corte junto ao solo, podendo estender-se verticalmente entre 20 a 100 m dependendo da estratificação do ar e, em condições de atmosfera neutra, pode ser descrita pela lei logarítmica de Prandtl. Acima da camada de Prandtl, está a camada de Ekman ou subcamada exterior, na qual o crescimento da velocidade média horizontal  $u$  com a altura se torna progressivamente mais lento e as tensões de corte decrescem até se anularem no topo da CLA. A sua altura pode facilmente exceder os 1000 m, dependendo da estabilidade atmosférica, parâmetro de Coriolis e altura da rugosidade da superfície do solo. Acima da camada de Ekman está a atmosfera livre, assim chamada por não sofrer da influência da rugosidade da superfície, onde os ventos são aproximadamente Geostroficados e a turbulência do escoamento quase não existe (Zhang, 2009; Peña, 2009).

A variabilidade diurna e a frequência relativamente elevada da turbulência próximo do solo são características que distinguem a CLA da restante atmosfera. A turbulência na CLA é essencialmente produzida pela camada de corte<sup>5</sup> (*wind shear*), principalmente gerada pelo atrito com a superfície -

<sup>5</sup>Camada de corte - tradução do termo inglês *wind shear*, que designa o gradiente vertical da velocidade média horizontal do vento na CLA.

turbulência mecânica, e a impulsão<sup>6</sup> (*buoyancy*), principalmente devido ao calor proveniente do solo - turbulência convectiva.

As escalas de turbulência na CLA dependem fortemente da estratificação térmica. Numa camada limite homogênea podem distinguir-se três condições principais de estabilidade atmosférica, dependendo da fonte dominante da turbulência:

- Convectiva ou instável: a turbulência é sobretudo gerada por convecção principalmente devido às trocas de calor com a superfície quente do solo, sendo a radiação a principal fonte de calor responsável por essa dinâmica. Por esse motivo, num dia sem nuvens e com boa radiação solar, a camada limite convectiva (CLC) começa a crescer depois do nascer do sol quando a temperatura da superfície da terra é superior à temperatura do ar. Um forte aquecimento da superfície conduz a grandes movimentos térmicos, que intensificam constantemente o transporte vertical de quantidade de movimento e aumentam a espessura da cama limite, geralmente até 1 a 2 km nas latitudes médias, podendo por vezes atingir os 3 km durante a tarde (Zhang, 2009; Peña, 2009).
- Estável: ar estaticamente estável, ocorre desde o arrefecimento da superfície da terra, tipicamente durante a noite, resultando na supressão das escalas de turbulência. A camada limite estável (CLE) é formada tipicamente dentro dos primeiros 100 a 200 m acima da superfície, onde o escoamento é caracterizado por fortes gradientes verticais da velocidade horizontal e pequenos turbilhões. Os ventos no topo da CLE podem acelerar para velocidades super geostróficas, normalmente conhecidas como *low-level jet* (LLJ) (Zhang, 2009; Peña, 2009).
- Neutra: apesar de as condições numa CLA neutra não serem bem definidas, pode ocorrer geralmente ao final da tarde com ventos fortes, quando o efeito de aquecimento ou arrefecimento da superfície da terra é relativamente fraco. Nesta situação a influência da distribuição da temperatura pode ser negligenciável, o fluxo de calor é próximo de zero e não há convecção, sendo a turbulência essencialmente gerada pelas tensões de corte<sup>7</sup> devido aos gradientes de velocidade e viscosidade do ar (Zhang, 2009; Peña, 2009).

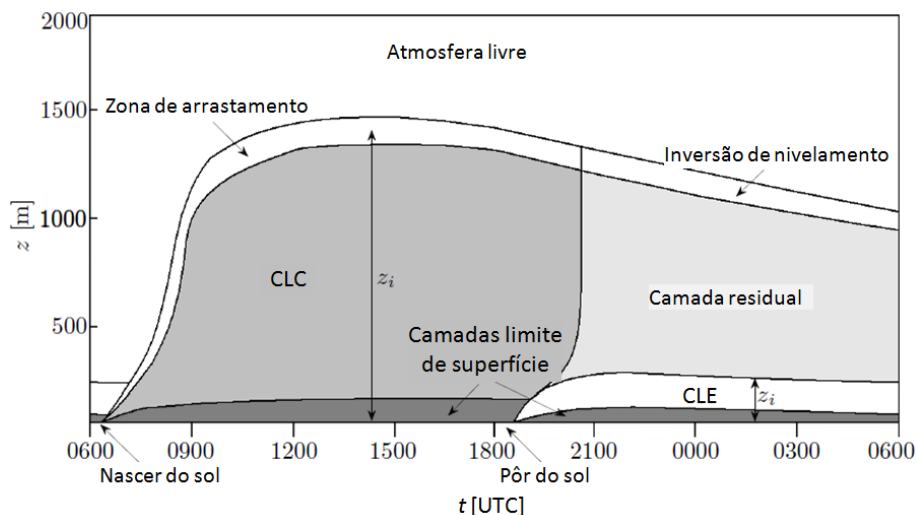
A figura 2.7 ilustra a estrutura da CLA durante um ciclo diurno idealizado. Como se pode observar, a parte inferior da CLA é sempre coberta pela camada limite de superfície (CLS), cuja espessura tem geralmente 10 % da altura da CLA, dependendo das condições de estabilidade atmosférica, podendo ter apenas alguns metros em condições muito estáveis e mais de 100 m em condições muito instáveis (Peña, 2009).

No interior da CLS, os fluxos de quantidade de movimento e calor são relativamente constantes em altura, enquanto que os gradientes verticais de temperatura, humidade e velocidade são geralmente elevados (fig. 2.8 e 2.9). Antes do pôr-do-sol, a zona de arrastamento é continuamente deslocada para alturas mais baixas devido à subsidência na atmosfera (Peña, 2009).

---

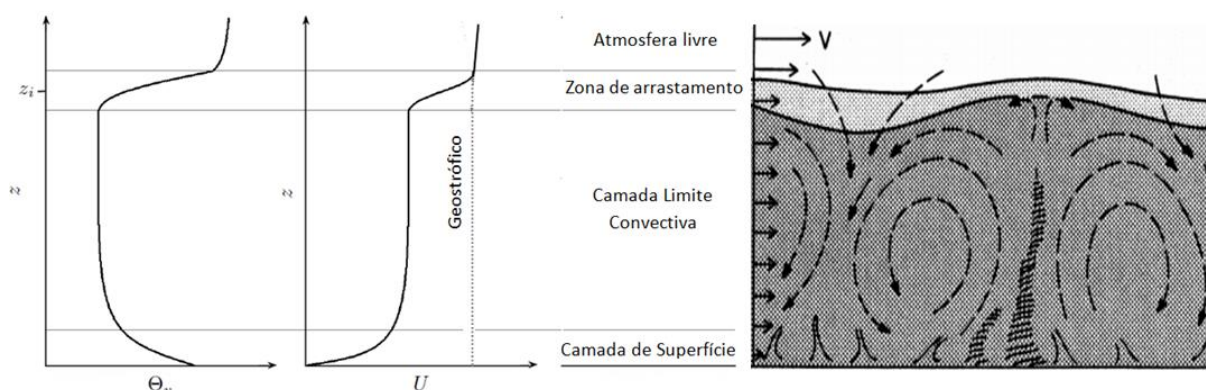
<sup>6</sup>Impulsão - tradução do termo inglês *buoyancy*, que designa a tendência para a subida e flutuabilidade do ar.

<sup>7</sup>Tensão de corte ou tensão tangencial - tradução do termo inglês *shear stress*, traduz-se pela tensão ou força provocada pela componente do vento paralela à superfície.



**Figura 2.7** - Evolução da camada limite atmosférica com a altura durante um ciclo diurno ideal. Camada limite estável (CLE), camada limite convectiva (CLC) e altura da camada limite ( $z_i$ ) (adaptado de Peña, 2009).

Acima da CLS e no interior da CLC, o ar está bem misturado e por isso os perfis da temperatura potencial virtual<sup>8</sup>  $\theta_v$  e velocidade horizontal do vento  $U$  são aproximadamente constantes até atingir a zona de arrastamento (fig. 2.8). Esta ultima, resulta da interação entre a atmosfera livre estável, a turbulência térmica e os turbilhões na parte superior da CLC (Peña, 2009).

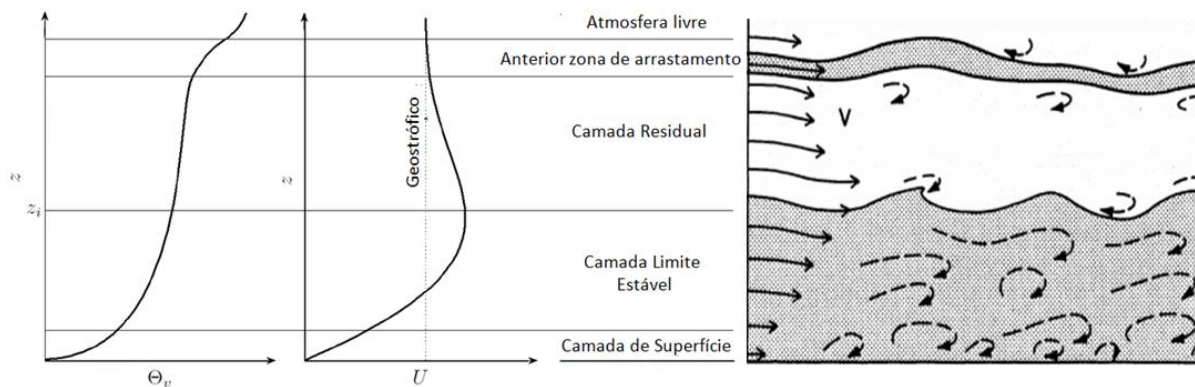


**Figura 2.8** - À esquerda, perfil da temperatura potencial virtual,  $\theta_v$ , e da velocidade horizontal do vento,  $U$  para uma camada limite convectiva idealizada; À direita, estrutura típica dos turbilhões e da circulação na CLC (adaptado de Peña, 2009 e de Kaimal and Finnigan, 1994).

Acima da CLS e no interior da CLE, os perfis de temperatura e velocidade do vento não são aproximadamente constantes (fig. 2.9), como acontecia na CLC. A turbulência é suprimida até os mais pequenos turbilhões atingirem a camada residual, definindo a altura da CLE (Peña, 2009).

A camada residual define-se por uma camada de ar próxima de neutra, onde a turbulência decai da anterior CLC e é limitada pela anterior zona de arrastamento (fig. 2.9). No interior desta camada é comum ocorrerem inversões, nomeadamente da velocidade horizontal do vento. É entre esta camada e a CLE que se podem formar os LLJs, sendo a altura onde atingem a velocidade máxima frequentemente a condição usada para definir a altura da CLE,  $z_i$  (Peña, 2009; Baas *et al.* 2009).

<sup>8</sup> Temperatura potencial virtual -  $\theta_v = \theta(1 + 0,61r)$  em que:  $\theta = T \left( \frac{p_0}{p} \right)^{0,286}$  é a temperatura potencial definida como a temperatura da parcela de ar seco à pressão  $p$  e temperatura  $T$  quando expandida/comprimida adiabaticamente até à pressão  $p_0$ ; e  $r$  a razão de mistura do ar não saturado que depende da humidade relativa, pressão e temperatura.



**Figura 2.9** - À esquerda, perfil da temperatura potencial virtual,  $\theta_v$ , e da velocidade horizontal do vento,  $U$ , para uma camada limite estável idealizada; À direita, estrutura típica dos turbilhões e da circulação na CLE (adaptado de Peña, 2009 e de Kaimal and Finnigan, 1994).

Porém, qualquer um dos três regimes estacionários da CLA, neutro, instável ou estável, são difíceis de se encontrar na natureza. Devido à dinâmica da atmosfera, a CLA é na verdade uma mistura de todos os tipos de condições de estabilidade. Apesar disso, para um dado período de tempo, a CLA pode ser aproximadamente descrita por determinada condição de estabilidade, que pode ser determinada a partir de observações locais das características atmosféricas pode ser descoberta (Peña, 2009).

O comprimento de Obukhov,  $L$ , é um parâmetro que mede de forma natural o grau de dominância da impulsão sobre os efeitos mecânicos e de corte, podendo ser usado diretamente para caracterizar a estabilidade da atmosfera. O seu valor define aproximadamente a altura onde a produção da turbulência mecânica iguala a produção da turbulência convectiva. Outra forma de determinar a estabilidade atmosférica consiste em usar o número de Richardson que tal como o comprimento de Obukhov, é um parâmetro adimensional resultante da razão entre a produção da turbulência mecânica e turbulência convectiva (Peña, 2009).

O perfil vertical do escoamento, quer seja sobre o mar ou sobre terra, é descrito de forma diferente para as duas camadas limite distintas, a CLS e a CLA. Os modelos que descrevem a CLS não se adequam a toda a CLA, dadas as diferenças entre os gradientes verticais de temperatura, velocidade, fluxo de momento e calor, que ocorrem num e noutro estrato da atmosfera. No entanto, os modelos que descrevem o perfil do vento em toda a CLA, são uma extensão dos modelos que descrevem o perfil na CLS, tendo sido delineados através de observações do escoamento atmosférico (Gryning *et al.*, 2007; Peña, 2009)

Os modelos seguidamente apresentados, vão de encontro às diversas características da atmosfera apresentadas anteriormente, sendo o fundamento teórico baseado essencialmente nos estudos de Gryning *et al.* (2007), Peña *et al.* (2008a, b) e Peña *et al.* (2010a, b), e aplicáveis tanto sobre terra como sobre o mar.

### 2.3.1 Perfil de velocidades médias

#### a) Na Camada Limite de Superfície

O perfil de velocidades médias do escoamento atmosférico na CLS para um fluido homogêneo e estacionário é descrito pela teoria do comprimento de mistura por (Gryning *et al.*, 2007; Peña and Gryning, 2008; Peña *et al.*, 2008a):

$$\frac{\partial u}{\partial z} = \frac{u_*}{kl} \quad (2.1)$$

Onde,  $u$  é a velocidade média do vento,  $z$  a altura acima da superfície,  $u_*$  a velocidade de atrito,  $k$  a constante de von Karman ( $\approx 0,41$ ) e  $l$  o comprimento de mistura. Na camada limite de superfície, a variação da velocidade de atrito com a altura pode ser desprezada ( $u_* = u_{*0}$ ), onde  $u_{*0}$  é velocidade de atrito superficial, e o comprimento de mistura é assumido para aumentar com a altura,  $l = z$ . Assim, por integração da equação (2.1), obtém-se o perfil logarítmico da velocidade do vento (Sathe, 2010):

$$u = \frac{u_{*0}}{k} \ln\left(\frac{z}{z_0}\right) \quad (2.2)$$

Onde,  $z_0$  é o comprimento de rugosidade, sendo que o seu valor definido em função das características da superfície do terreno, de acordo com a tabela 2-1.

Quando sobre o mar a rugosidade não é constante, e resulta da ação do vento sobre a superfície do mar, onde quanto maior a intensidade do vento, maiores as ondas produzidas e conseqüentemente maior o comprimento de rugosidade da superfície. Atualmente existem vários modelos para estimar o comprimento de rugosidade, tais como: assumi-la como constante com  $z_0 = 0,2 \text{ mm}$  (Lange *et al.* 2002); utilizar o modelo da idade da onda (Drennan *et al.*, 2004), onde é necessário medir os parâmetros que descrevem o campo de ondas (período de pico, altura significativa e comprimento de onda); relacionar a velocidade de atrito com o comprimento de rugosidade, como descreve o modelo atualmente mais aceite, o modelo de Charnock (Peña and Gryning, 2008). O modelo de Charnock é descrito pela expressão (2.3):

$$z_0 = \alpha_c \frac{u_{*0}^2}{g} \quad (2.3)$$

Onde,  $g$  é a aceleração da gravidade e  $\alpha_c$  o parâmetro de Charnock, cujas suas medidas sugerem um valor de 0,007. Contudo, tem sido acrescentado na literatura um intervalo de valores entre 0,008 e 0,06 (Peña *et al.*, 2008b; Peña and Gryning, 2008). Porém, na zona costeira da Dinamarca no Mar do Norte, Peña and Gryning (2008), observaram que sobre condições de atmosfera neutra o melhor valor de ajuste é 0,012. É de salientar que o modelo de Charnock não considera a ondulação gerada ao largo (*swell*), mas apenas as ondas formadas pela intensidade do vento local (*wind sea*).

A equação (2.2) é apenas função do comprimento de rugosidade e descreve o perfil da velocidade do vento em condições neutras, não tendo em conta a correção da estabilidade atmosférica. Assim, sobre condições não neutras, a função de estabilidade atmosférica é introduzida na equação (2.2) pela teoria de MOST (Monin-Obukhov similiary theory), resultando na equação (2.4), para a qual os perfis de velocidade do vento observados no interior da CLS têm demonstrado a sua coerência (Gryning *et al.*, 2007a; Peña, 2009; Peña *et al.*, 2010a; Barthelmie, 1999):

$$u = \frac{u_{*0}}{k} \left[ \ln\left(\frac{z}{z_0}\right) - \psi_m\left(\frac{z}{L}\right) \right] \quad (2.4)$$

Onde,  $\psi_m\left(\frac{z}{L}\right)$  é uma função empírica que tem em conta os efeitos da estabilidade, e  $L$  o comprimento de Obukhov que pode ser derivado dos fluxos de turbulência por (Peña *et al.*, 2012):

$$L = - \frac{u_{*0}^3 T_0}{kg\omega'\theta'_v} \quad (2.5)$$

Onde,  $T_0$  é a temperatura média do ar à superfície, e  $\overline{\omega'\theta'_v}$  é o fluxo vertical da temperatura potencial virtual.

O valor, positivo ou negativo, mas inferior ao valor absoluto de 500 metros (superior a este valor absoluto a atmosfera pode ser considerada neutra) do comprimento de Obukhov, determina a classe de estabilidade, onde a função  $\psi_m\left(\frac{z}{L}\right)$  é definida para a condição de atmosférica estável ( $L > 0$ ) por (Peña *et al.*, 2008b; Peña *et al.*, 2012; Barthelmie, 1999) :

$$\psi_m\left(\frac{z}{L}\right) = -5\frac{z}{L} \quad (2.6)$$

E, definida para a condição de atmosfera instável ( $L < 0$ ) por (Sathe and Bierbooms, 2007; Peña, 2009; Barthelmie, 1999):

$$\psi_m\left(\frac{z}{L}\right) = 2\ln\left(\frac{1+x}{2}\right) + \ln\left(\frac{1+x^2}{2}\right) - 2\tan^{-1}x + \frac{\pi}{2} \quad (2.7)$$

Onde:

$$x = \left[1 - 16\left(\frac{z}{L}\right)\right]^{\frac{1}{4}} \quad (2.8)$$

Por fim, para aplicações sobre o mar, substituindo-se  $z_0$  pela expressão de Charnock na equação (2.4), e explicitando em ordem a  $u_{*0}$ , obtém-se o chamado perfil derivado de Charnock para a velocidade de atrito (Peña *et al.*, 2008a):

$$u_{*0} = \frac{uk}{\ln\left(\alpha_c \frac{zg}{u_{*0}^2}\right) - \psi_m\left(\frac{z}{L}\right)} \quad (2.9)$$

Onde  $u_{*0}$ , pode ser facilmente calculado computacionalmente por métodos iterativos. Peña *et al.* (2007), calculou as velocidades de atrito com a equação (2.9), a partir do ajuste das medições de  $u$  pelo método dos mínimos quadrados, e comparou-as com valores observados pelo anemómetro sónico a 50 m ANMM<sup>9</sup>, instalado no Mar do Norte, a 18 km da costa oeste da Dinamarca, sobre todas as classes de estabilidade atmosférica para os dados de 2004 (de Julho a Outubro com médias de 10 minutos). O mesmo refere que, apesar de a correlação ser dependente da quantidade de dados seleccionados, esta é relativamente elevada, tendo em conta que o perfil derivado de Charnock é baseado em valores a 15 m ANMM, enquanto que o sónico é a 50 m ANMM.

#### **b) Na Camada Limite Atmosférica**

As atuais aplicações eólicas, bem como as construções do Homem, ascendem muito para além da CLS, o que, requer a capacidade de prever o comportamento do vento acima da mesma, idealmente até à altura da CLA.

Para estudar a extensão do perfil da velocidade do vento, têm sido efetuadas medições do vento para além da CLS, apesar de o comportamento teórico ter já sido extensivamente investigado para

<sup>9</sup> ANMM – Acima do Nível Médio do Mar

condições próximas de neutras em terreno homogêneo, durante um período relativamente longo de tempo (Gryning *et al.*, 2007). Assim, Gryning *et al.* (2007) descreve o perfil da velocidade do vento em toda a CLA com um modelo baseado na teoria do comprimento de mistura, comparando-o com observações até 250 metros de altura, cujo parâmetro de estabilidade atmosférica é determinado com base em observações realizadas com anemômetros sônicos, e do qual obteve resultados concordantes.

No interior da CLA a velocidade de atrito é modelada para diminuir com a altura, como indicam Gryning *et al.* (2007) e Peña *et al.* (2010a, b) por:

$$u_* = u_{*0} \left(1 - \frac{z}{z_i}\right) \quad (2.10)$$

Onde,  $z_i$  é altura da CLA, altura para a qual a velocidade de atrito deixa de existir. A mesma pode ser estimada pela expressão (Peña *et al.*, 2010b):

$$z_i = C \frac{u_{*0}}{|f_c|} \quad (2.11)$$

Onde,  $C$  é um parâmetro de proporcionalidade e  $f_c$  o parâmetro de *Coriolis*. O valor de  $C$  pode variar entre 0,1 e 0,5 (Peña and Gryning, 2008). Contudo, recentemente, Peña (2009) relata com sucesso o uso do valor de 0,1 quando aplicado no perfil vertical do vento em condições de atmosfera estável e sobre o mar. Já sobre terra, em Høvsore (a 1,7 km da costa oeste da Dinamarca), apresenta o valor de 0,15 para condições neutras e próximas de estável, descendo para 0,12 quando estável e 0,1 para muito estável.

A equação (2.11) apenas é válida para condições neutras e estáveis, devido à falta de adequabilidade encontrada em condições instáveis, sendo que o valor de  $C$  deve diminuir para condições estáveis conforme já referido (Peña, 2012; Peña *et al.*, 2008a).

A teoria do comprimento de mistura de Gryning *et al.* (2007), descreve que a escala de comprimento  $l$  é modelada pelo inverso da soma de três escalas de comprimento diferentes por:

$$\frac{1}{l} = \frac{1}{l_{SL}} + \frac{1}{kl_{MBL}} + \frac{1}{l_{UBL}} \quad (2.12)$$

Onde,  $l_{SL}$  é a escala de comprimento da camada limite de superfície,  $l_{MBL}$  a escala de comprimento do meio da CLA, função da estabilidade, e  $l_{UBL}$  a escala de comprimento da parte superior da CLA definida por (Gryning *et al.*, 2007):

$$l_{UBL} = k(z_i - z) \quad (2.13)$$

A introdução das equações (2.11) a (2.13) na equação (2.1) combinadas com a função de estabilidade atmosférica, descrevem aproximadamente o perfil do vento em toda a altura da CLA, deduzidas por Gryning *et al.* (2007) como:

$$u = \frac{u_{*0}}{k} \left[ \ln\left(\frac{z}{z_0}\right) + \frac{z}{l_{MBL}} - \frac{z}{z_i} \left(\frac{z}{2l_{MBL}}\right) \right] \quad (2.14)$$

$$u = \frac{u_{*0}}{k} \left[ \ln\left(\frac{z}{z_0}\right) - \psi_m\left(\frac{z}{L}\right) + \frac{z}{l_{MBL}} - \frac{z}{z_i} \left(\frac{z}{2l_{MBL}}\right) \right] \quad (2.15)$$

$$u = \frac{u_{*0}}{k} \left[ \ln\left(\frac{z}{z_0}\right) - \psi_m\left(\frac{z}{L}\right) \left(1 - \frac{z}{2z_i}\right) + \frac{z}{l_{MBL}} - \frac{z}{z_i} \left(\frac{z}{2l_{MBL}}\right) \right] \quad (2.16)$$

Em, condições de atmosfera neutra, instável e estável, respetivamente.

Gryning *et al.* (2007) mostrou, baseado em medidas sobre terra, que a dependência  $l_{MBL}$  da estabilidade atmosférica é menor em condições próximas de neutras, e tende a aumentar para condições estáveis ou instáveis.

O parâmetro  $l_{MBL}$ , poderá ser parametrizado pela teoria da similaridade de Rossby, que relaciona a velocidade no topo da CLA com a velocidade de atrito superficial (Gryning *et al.*, 2007). No entanto, a mesma utiliza duas constantes que dependem da estabilidade atmosférica, as quais para condições não neutras, não estão ainda bem definidas, continuando a ser matéria de discussão (Gryning *et al.*, 2007). Assim, devido à ambiguidade na formulação dessas constantes, outra parametrização pode ser utilizada. Segundo Gryning *et al.* (2007), em condições neutras  $L_{MBL}$  pode ser aproximada como:

$$\frac{u_{*0}}{f_c L_{MBL}} = -2 \ln \left( \frac{u_{*0}}{f_c z_0} \right) + 55 \quad (2.17)$$

E, para condições estáveis e instáveis como:

$$\frac{u_{*0}}{f_c L_{MBL}} = -2 \ln \left( \frac{u_{*0}}{f_c z_0} \right) + 55 \exp \left( - \frac{(u_{*0}/f_c L)^2}{400} \right) \quad (2.18)$$

Contudo, Gryning *et al.* (2007) denotam que a equação (2.18) se ajusta melhor aos dados medidos em condições estáveis do que instáveis.

A partir da comparação de modelos para descrever o perfil vertical do vento com observações efetuadas até aos 300 m em Høvsore, Peña (2009), conclui que a teoria do comprimento de mistura proposto por Gryning *et al.* (2007) é particularmente melhor quando comparada com a teoria para o perfil do vento na CLS (MOST) em condições próximas de neutras e estáveis.

Em comparação com medições da velocidade do vento efetuadas até aos 160 m sobre o mar, em Horns Rev no Mar do Norte, Peña (2012) refere que os modelos que incluem a escala de comprimento e a espessura da CLA, como a teoria proposta por Gryning *et al.* (2007), estão de acordo com as observações.

**Tabela 2-1** - Classificação de rugosidades proposta Davenport e atualizada por Wieringa (1992)

<b>Tipo de superfície</b>	<b><math>z_0</math> [cm]</b>
Superfície do mar*	0,02
Deserto plano; cimento	0,02 - 0,05
Campo de neve plano	0,01 - 0,07
Erva cortada	0,1 - 1
Erva, estepe	1 - 4
Campo arado	2 - 3
Erva alta	4 - 10
Campo de cereal	10 - 30
Campo de arbustos	35 - 45
Pinhal	80 - 160
Floresta tropical	170 - 230
Casas dispersas	20 - 40
Subúrbios densos mas "baixos"	80 - 120
Cidade	70 - 120
Centro de cidade (edifícios altos)	200 - 300

\*Depende da forma e dimensão das ondas

### c) A lei de potência

A primeira forma de representação do perfil de velocidades médias em terreno horizontalmente homogêneo foi a lei de potência, proposta em 1916 e atualmente ainda bastante utilizada (Simiu, 1996; Manwell, 2002). A lei de potência permite, de uma forma simples, descrever o perfil de velocidades médias até ao topo da CLA:

$$\frac{U(z)}{U_{ref}} = \left( \frac{z}{z_{ref}} \right)^\alpha \quad (2.9)$$

Onde,  $U_{ref}$  é a velocidade de referência a uma altura de referência  $z_{ref}$  e  $\alpha$  um expoente que depende da rugosidade do terreno.

Alguns investigadores desenvolveram métodos para calcular  $\alpha$  a partir dos parâmetros da lei logarítmica, embora muitos refiram que essas aproximações complicam a simplicidade e aplicabilidade da lei de potência. Ainda assim, não deixa de ser útil conhecerem-se alguns dos métodos mais comuns para determinar  $\alpha$  (Manwell, 2002). Por exemplo, para obter  $\alpha$  como função da velocidade do vento e da altura tem-se:

$$\alpha = \frac{0,37 - 0,088 \ln(U_{ref})}{1 - 0,088 \ln\left(\frac{z_{ref}}{10}\right)} \quad (2.10)$$

Por outro lado, para obter  $\alpha$  como função do comprimento de rugosidade da superfície tem-se (Manwell, 2002):

$$\alpha = 0,096 \log_{10} z_0 + 0,016 (\log_{10} z_0)^2 + 0,24 \quad (2.11)$$

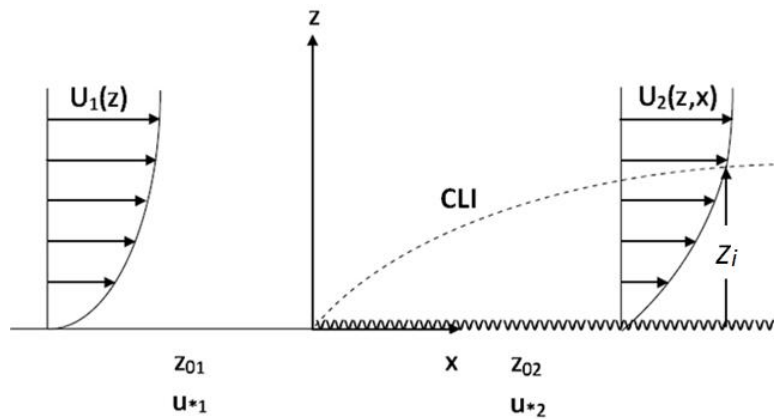
para  $0,001 < z_0 < 10$  m.

Embora a lei do tipo potência não tenha conteúdo físico, é amplamente utilizada devido aos resultados razoáveis que permite obter e à sua simplicidade matemática. A sua utilização como ajuste razoável a inúmeros perfis verticais de velocidade horizontal, observados ou estimados, tornou-se muito útil para identificar e comparar facilmente diversas situações ou casos de estudo.

## 2.3.2 Mudança de rugosidade e efeitos da orografia

### ✓ Mudança de rugosidade do terreno

Designa-se por mudança de rugosidade sempre que o escoamento sobre uma superfície seguindo numa determinada direção e sobre de um determinado comprimento de rugosidade  $z_{01}$  transita para outro diferente  $z_{02}$ , conseqüentemente alterando a velocidade de atrito  $u_{*1}$  para  $u_{*2}$  (fig. 2.10). Esta mudança origina uma camada limite interna (CLI) com altura  $z_i$ , que se desenvolve desde o início da mudança de rugosidade e vai crescendo no interior da CLA. A CLI tem características semelhantes a uma CLA e desaparece a uma determinada distância a jusante da mudança de rugosidade, longe o suficiente para crescer e ficar em equilíbrio com a altura da CLA sobre a nova superfície (Røkenes, 2009; Taylor and Lee, 1984).



**Figura 2.10** - Ilustração de uma mudança de rugosidade de uma superfície com comprimento  $z_{01}$  para outra com  $z_{02}$  e respectivas velocidades de atrito  $u_{*1}$  e  $u_{*2}$ .  $U_1(z)$  e  $U_2(z)$  representam os respectivos perfis de velocidades médias e CLI a camada limite interna criada com altura  $z_i$  (adaptado de Røkenes, 2009).

A espessura da CLI em determinado ponto ao longo da nova rugosidade  $x$  pode ser calculada a partir das características da rugosidade das superfícies por (Silva, 2012a):

$$h_i(x) = z_{01} \left[ 0,65 - 0,03 \ln \left( \frac{z_{02}}{z_{01}} \right) \left( \frac{x}{z_{02}} \right)^{0,8} \right] \quad (2.12)$$

Com a espessura da CLI pode-se determinar a velocidade de atrito da nova superfície por:

$$u_{*2} = u_{*1} \left[ 1 + \frac{\ln \left( \frac{z_{02}}{z_{01}} \right)}{\ln \left( \frac{z_i}{z_{02}} \right)} \right] \quad (2.13)$$

Onde,  $u_{*1}$  é dado por:

$$u_{*1} = \frac{k U_{ref}}{\ln \left( \frac{z_{ref}}{z_{01}} \right)} \quad (2.14)$$

E portanto, o perfil de velocidades médias em determinado ponto pode ser obtido por:

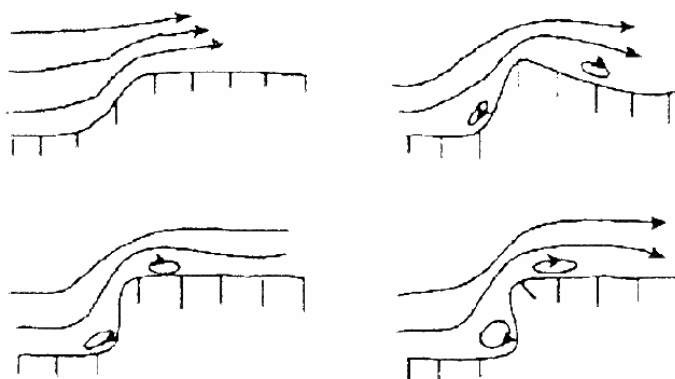
$$U_2(z, x) = \frac{u_{*2}}{k} \ln \left( \frac{z}{z_{02}} \right) \quad (2.15)$$

Válido apenas sob condições de atmosfera neutra e na CLS (Silva, 2012).

No contexto do caso de estudo da Berlenga, a mudança de rugosidade verificada pode ter implicações no escoamento incidente sobre o acidente orográfico. Cao and Tamura (2007) levaram a cabo um estudo experimental para investigar os efeitos de blocos de rugosidade no escoamento sobre uma elevação bidimensional com declive máximo de 0,21 (11,8°). Estudaram quatro casos com/sem mudança súbita de rugosidade, (montante/sobre a elevação), na direção do escoamento: suave-rugoso, rugoso-rugoso, suave-rugoso, rugoso-suave. O estudo incidiu nas características de aceleração do escoamento e estrutura da turbulência sobre e a jusante da elevação. Os autores concluíram que adicionando ou removendo os pequenos blocos sobre a elevação e a montante da elevação, o déficit de velocidade e a estrutura da turbulência na esteira são completamente diferentes. A conclusão mais relevante com aplicação ao caso da Berlenga, refere-se à aceleração do escoamento sobre a elevação, tendo este verificado que depende fortemente da camada limite do meio, sendo esta bastante sensível às condições da superfície do terreno (Cao and Tamura, 2007).

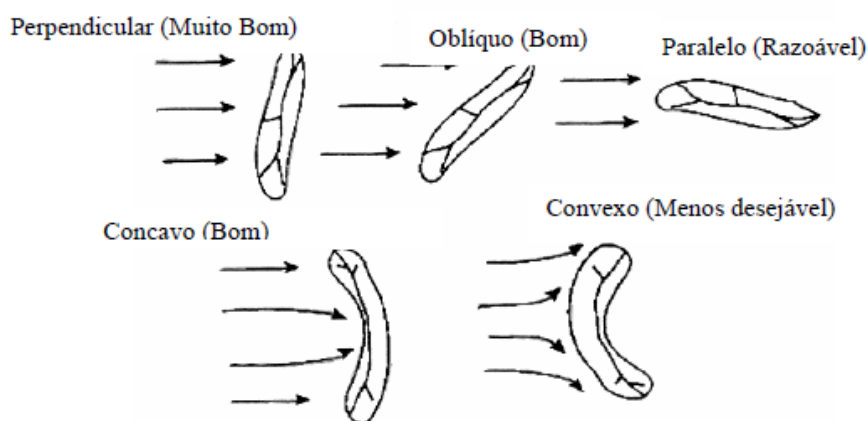
✓ **Efeitos da orografia no escoamento atmosférico**

Em qualquer região onde seja possível instalar parques eólicos, a orografia tem um impacto fundamental no estudo do aproveitamento do recurso, pois é do senso comum conhecer que nas cumeeiras o escoamento tende a aumentar consideravelmente de velocidade. Porém, esse é o efeito desejável e mais evidente. Dependendo da sua forma, elevação ou declive, um acidente orográfico pode acelerar de forma muito diferenciada o escoamento, alterar o grau de intensidade de turbulência e gerar fenômenos de recirculação com algumas dezenas de metros, mesmo no topo do monte ou crista (fig. 2.11) (Røkenes, 2009; Taylor and Lee, 1984; Wegley *et al.*, 1980).



**Figura 2.11** - Zonas de recirculação do escoamento (sopé, crista e a jusantes da crista do acidente orográfico) em falésias e escarpas (Wegley *et al.*, 1980)

A orientação das linhas de cumeeada face ao escoamento incidente, é outro fator extremamente importante a considerar no efeito de concentração sobre o topo do acidente orográfico. Por exemplo, em orientação paralela, parte do escoamento incidente tende a contornar lateralmente o acidente orográfico até ao nível da crista. No caso específico da estimativa da aceleração do escoamento, a maioria dos métodos de cálculo lineares, não consideram a forma tridimensional do acidente orográfico, ou seja, são 2D e portanto assumem que escoamento incide perpendicularmente às linhas de cumeeada. Ora, na presença de orientações não perpendiculares ao escoamento incidente, o acréscimo de velocidade sobre a crista acaba por ficar inevitavelmente sobrestimado, uma vez que a orientação mais favorável seria precisamente aquela (fig. 2.12) (Røkenes, 2009; Taylor and Lee, 1984).



**Figura 2.12** - Tipos possíveis de orientação das linhas de cumeeada (Silva, 1986)

Na verdade, o número de configurações possíveis do acidente orográfico (e.g. vários graus de concavidade e convexidade) somado ao número de orientações possíveis das linhas de cumeada face ao escoamento incidente (e.g. vários graus de obliquidade) e ainda das dimensões do acidente orográfico, origina um número de casos de estudo tão elevado, que torna difícil a sua modelação com métodos lineares para topografia tridimensional. A maioria dos métodos lineares são geralmente desenhados para determinado caso de estudo a partir de ensaios em túnel de vento com formas geométricas ou modelos 2D (incidência perpendicular do escoamento face às linhas de cumeada) (Røkenes, 2009; Taylor and Lee, 1984).

Porém, para escoamentos neutralmente estratificados incidindo sobre pequenos montes com baixa rugosidade e ligeiro declive, onde não ocorrem separações do escoamento, o acréscimo de velocidade pode ser compreendido aplicando uma teoria linearizada, isto é, a linearização da equação do movimento. De facto, para declives tipicamente recomendados de  $10^\circ$  ou  $20^\circ$  no máximo, esta teoria tem sido frequentemente aplicada e demonstrado estar de acordo com as observações (Kaimal and Finnigan, 1994). Contudo, um terreno real não pode ser representado por nenhum destes métodos separadamente, sendo que para declives acentuados a situação se torna ainda mais complicada, uma vez que os métodos não estão concebidos para terrenos íngremes (Røkenes, 2009; Taylor and Lee, 1984).

O comportamento esperado do escoamento na aproximação perpendicularmente a uma crista 2D isolada, sob condições de atmosfera neutralmente estratificada, pode ser tipicamente descrito como: o escoamento sofrerá uma desaceleração significativa no sopé do monte antes de acelerar no topo; esta desaceleração no sopé pode causar bolhas de separação se o monte for suficientemente íngreme; as velocidades máximas ocorrem no topo do monte, normalmente sobre a crista, dependendo da forma do monte (cônica, triangular ou arredondada) (Røkenes, 2009; Taylor and Lee, 1984). De acordo com ESDU (1993), em montes arredondados, a máxima aceleração ocorre imediatamente a montante do ponto mais alto e não exatamente na crista (fig. 2.13). Por outro lado, de acordo com Wegley *et al.* (1980), em montes com forma triangular, a máxima aceleração ocorre ligeiramente depois da crista.

Os fenómenos de separação no escoamento sobre acidentes orográficos ocorrem devido às suas elevadas curvaturas, acompanhando os gradientes de pressão contrários. Por essa razão, se o declive for suficientemente elevado, o escoamento irá separar-se a sotavento do monte. O perfil vertical de velocidades médias tem gradiente nulo próximo da superfície do ponto de separação, apresentando fenómenos de reversão ou recirculação do escoamento. As separações também podem ser provocadas por formas de cristas aguçadas, cujo ponto de separação é facilmente previsto. A região de esteira a sotavento do monte é caracterizada pela redução da velocidade média do escoamento e aumento da turbulência. A perturbação máxima induzida pela topografia no escoamento na região da esteira, depende da razão de forma (altura/largura), declive e forma do monte. A jusante de montes íngremes, a região de esteira pode ter até dez alturas do monte, sendo na maioria dos casos de algumas alturas e frequentemente menor em montes tridimensionais (Røkenes, 2009; Taylor and Lee, 1984, Wegley *et al.* 1980).

Encontram-se frequentemente na literatura duas formas diferentes, mas fisicamente iguais, de contabilizar o efeito de concentração ou aumento da velocidade do escoamento sobre um acidente orográfico (Tsai and Shiau, 2011; Zhang, 2009; kim *et al.*, 2000; Maharani *et al.*, 2009; Taylor and Lee, 1984). A primeira, define-se como coeficiente de orografia e representa a razão entre o escoamento acelerado e o escoamento não perturbado como:

$$c_0 = \frac{U(x, z)}{U_0(z)} \quad (2.16)$$

Onde,  $U_0(z)$  é a velocidade média do escoamento não perturbado a montante da perturbação e a uma altura  $z$ ,  $U(x, z)$  a velocidade média numa determinada posição sobre o acidente orográfico. Esta nomenclatura é abordada pelo Eurocódigo1 (EC1, 2009) e a metodologia descrita no capítulo 6.1, cujo interesse da aplicação a este caso de estudo, reside na sua capacidade de estimar a fração do aumento da velocidade do escoamento ao longo de um acidente orográfico para várias formas, declives e alturas do mesmo, apesar de limitada a situações 2D.

A segunda, define-se como acréscimo de velocidade (do termo inglês *speed-up*) e representa a diferença entre o escoamento acelerado e o escoamento não perturbado, sendo descrita como:

$$\Delta U(x, z) = U(x, z) - U_0(z) \quad (2.17)$$

O efeito de acréscimo da velocidade pode também ser escrito sobre uma fração da variação da velocidade por aproximação ao escoamento não perturbado como:

$$\Delta S(x, z) = \frac{\Delta U(x, z)}{U_0(z)} \quad (2.18)$$

Tipicamente o acréscimo da velocidade é máximo próximo da superfície da crista e diminui com a altura e distância à mesma. De acordo com Røkenes (2009), os maiores acréscimos de velocidade são observados sobre montes tridimensionais com declive moderado. Uma regra geral de base empírica dada por ESDU (1993) é que o acréscimo de velocidade em altura desaparece ao fim de  $2L_u$  sobre a perturbação, independentemente da posição a jusante da crista, onde  $L_u$  é distância horizontal entre a base e a crista (fig. 2.13).

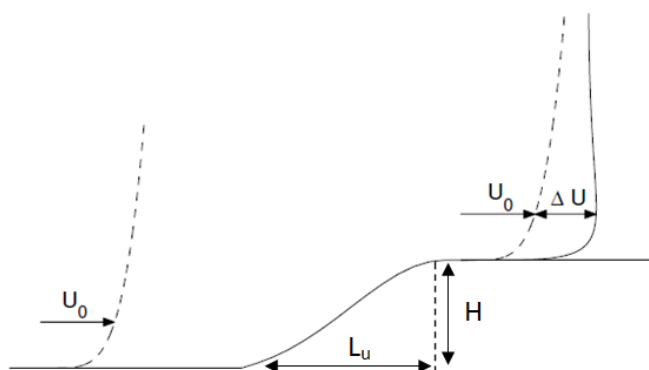


Figura 2.13 - Ilustração do acréscimo de velocidade sobre a perturbação (adaptado de Røkenes, 2009).

Røkenes estudou a aplicação de diversos métodos lineares sobre diferentes dimensões de acidentes orográficos arredondados do tipo cônico e planalto, cujos declives variavam entre 30° e 40°. O mesmo conclui que o método ESDU (1993), transposto para a norma do Eurocódigo1, esteve de acordo com os resultados experimentais. Este método podia ser especialmente interessante no caso de estudo da Berlenga, por ser concebido para planaltos e declives elevados, caso tivesse em conta características topográficas 3D.

No entanto, o escoamento incide obliquamente face às linhas de cumeada da Berlenga em praticamente todas as direções relativas à posição do mastro meteorológico, tornando inadequada a aplicação daquele modelo. Ainda assim, Røkenes refere que a *Engineering Sciences Data Unit* (ESDU) dispõe de métodos de cálculo para topografia tridimensional e incidência oblíqua do escoamento

sobre diversos tipos de acidentes orográficos. A utilização deste último modelo na Berlenga e comparação com resultados experimentais poderia contribuir para reforçar a sua validação e, conseqüentemente, a sua utilização sobre outros terrenos reais.

Por outro lado, importa salientar que, de acordo com Taylor and Lee (1984), a maioria dos métodos são concebidos para condições de atmosfera neutramente estratificada, podendo oferecer bons resultados em condições próximas de neutras e instáveis, no entanto para condições estáveis podem resultar em elevados desvios. Os mesmos autores indicam ainda que, em montes 2D o acréscimo de velocidade pode ser maior em condições estáveis do que neutras. Porém, em montes 3D sob condições estáveis, o escoamento tem maior tendência a contornar o monte do que a subi-lo, dependendo da sua largura e altura. Apesar disso, referem que na teoria, face a condições de atmosfera neutra, o acréscimo da velocidade do escoamento sobre uma elevação, pode ser até 50% superior em condições estáveis e até 30 % inferior em condições instáveis, sendo que, as observações mostraram-se de acordo com a teoria sob condições instáveis, enquanto que, sob condições estáveis a teoria tendia a sobrestimar a aceleração do escoamento (Taylor and Lee, 1984).

### 2.3.3 Intensidade de turbulência

A intensidade de turbulência é o parâmetro mais simples da descrição da turbulência atmosférica e simultaneamente o mais importante na caracterização do escoamento nas aplicações da energia eólica. Porém, dependendo da aplicação de interesse, existem vários parâmetros de caracterização do escoamento turbulento, tais como: a escala integral da turbulência, o espectro das flutuações da velocidade turbulenta ou o espectro cruzado das flutuações da velocidade longitudinal (Simiu, 1996). A turbulência atmosférica caracteriza-se pela variação aleatória da velocidade do escoamento no espaço e no tempo, causada pelo atrito do escoamento sobre a superfície e as trocas de calor. Um escoamento turbulento pode ser globalmente descrito como um conjunto de vórtices<sup>10</sup> ou turbilhões<sup>11</sup> de vários tamanhos, sobrepostos ao escoamento médio. O campo tridimensional do escoamento é imprevisível, porém as suas propriedades estatísticas num determinado local (velocidade média e variância da velocidade) mantêm-se após sucessivas séries temporais diferentes (Simiu, 1996; Silva, 2012b).

São essas propriedades do escoamento que permitem definir a intensidade de turbulência como (Simiu, 1996):

$$I(z) = \frac{\sqrt{\overline{u'(z)^2}}}{U(z)} = \frac{\sigma_u}{U(z)} \quad (2.19)$$

Onde,  $U(z)$  é a velocidade média e  $\overline{u'(z)^2}$  é a variância da velocidade do vento também definida por  $\sigma_u^2$ , em que  $\sigma_u$  é o desvio padrão. Na atmosfera o desvio padrão também pode ser função da velocidade de atrito como (Simiu, 1996):

$$\sigma_u = 2,5 u_* \quad (2.20)$$

---

<sup>10</sup> Vórtices - escoamentos com trajetórias circulares e estrutura organizada ("redemoinhos")

<sup>11</sup> Turbilhões - escoamentos sem estrutura organizada, essencialmente aleatórios.

O período médio de cálculo das equações 2.19 e 2.20 deve ser igual à duração dos ventos fortes numa tempestade, isto é, em média uma duração entre 10 minutos a 1 hora, geralmente em energia eólica assume-se intervalos (*bin*) de 10 minutos (Simiu, 1996). Tal como descreve a expressão, a intensidade de turbulência é uma medida das flutuações da velocidade do vento em torno do valor médio, expressa geralmente em percentagem.

Como descrito anteriormente, a turbulência é gerada por ação mecânica e convectiva, sendo os fatores que lhe dão origem: o tipo de rugosidade, a densidade e dimensão dos obstáculos e a circulação térmica na CLA. Torna-se portanto intuitivo, que a turbulência é tanto maior quanto mais próximo da superfície, pelo que em condições neutras pode ser estimada em função do tipo de rugosidade (homogénea) e da altura como (Simiu, 1996):

$$I(z) = \frac{1}{\ln\left(\frac{z}{z_0}\right)} \quad (2.21)$$

A intensidade de turbulência é especialmente importante no setor da energia eólica, não só porque afeta o desempenho do aerogerador, mas principalmente porque induz elevados níveis de fadiga nas pás e estrutura da torre, aumentando os riscos de dano e reduzindo o tempo de vida útil da turbina. Naturalmente, que estes problemas são conhecidos pelos fabricantes, e por isso fabricam modelos de aerogeradores capazes de suportar elevados índices de intensidade de turbulência e altas velocidades máximas das rajadas, classificadas de acordo com as normas da *International Electrotechnical Commission* (IEC) para turbinas eólicas (IEC 6140-1).

#### 2.3.4 Caracterização do recurso eólico

No domínio das aplicações da energia eólica torna-se fundamental conhecer e caracterizar a escala temporal/espacial da energia dos fenómenos meteorológicos. Desse modo, pode-se considerar o vento como uma sobreposição de escalas, que se assumem como independentes, tornando possível descrevê-lo à custa de um espectro de energia, normalmente o espectro de Van der Hoven (fig. 2.14) (Estanqueiro, 2012b; Simões, 1999).

A região do espectro micrometeorológico, situada entre os primeiros segundos e os dez minutos, caracteriza os fenómenos de turbulência atmosférica, onde são sentidos os picos de velocidade do vento. Segue-se a região entre os dez minutos e as oito horas, designada de vazio espectral e caracterizada pelo reduzido conteúdo energético, devido às reduzidas variações da velocidade nesse período de tempo. Esta região é adequada para os períodos de cálculo da média da velocidade entre medições, porque dentro da mesma, quaisquer que sejam os períodos de cálculo, não sofrem na maioria dos casos de grandes variações. De modo a minimizar os erros de avaliação dos momentos estatísticos com o tempo, utilizam-se curtos períodos de tempo no cálculo da velocidade média horizontal, normalmente uma hora ou dez minutos (Estanqueiro, 2012b; Simões, 1999).

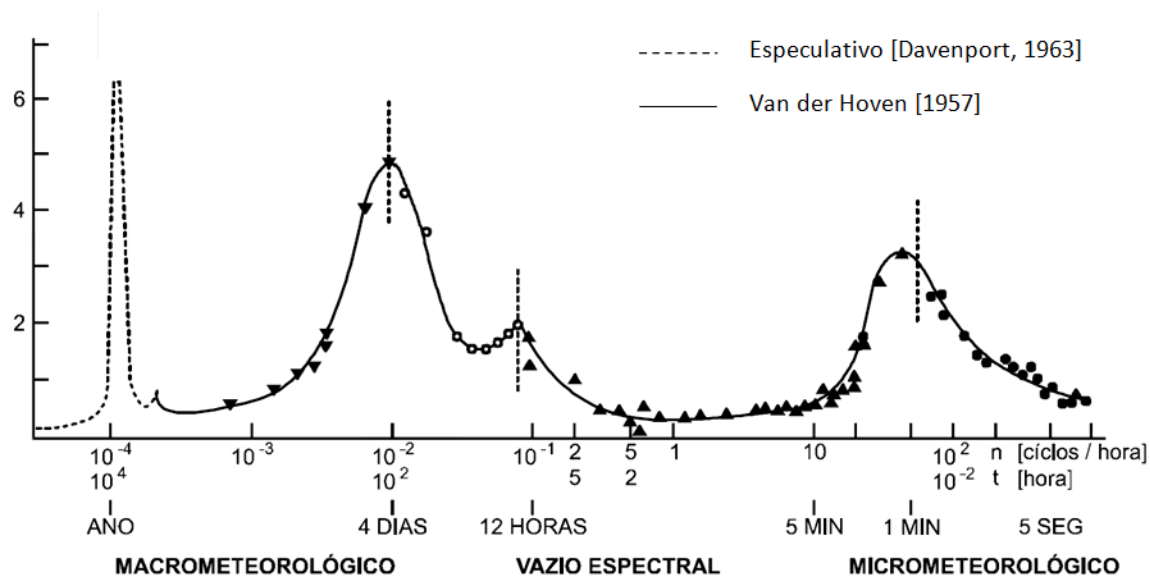


Figura 2.14 - Espectro de energia do vento caracterizado pelo "espectro de Van der Hoven" (Estanqueiro, 2012b).

A região do espectro macrometeorológico, situada entre as oito horas e um ano, caracteriza os fenómenos meteorológicos de larga escala, tais como: o ciclo semidiurno (12 horas), o tempo médio de passagem das superfícies frontais (4 dias), a oscilação do eixo da Terra (6 meses) e o movimento da Terra em torno do Sol (1 ano) (Estanqueiro, 2012b).

Estes fenómenos variam de intensidade consoante a latitude, as características do local e o rigor da estação do ano, por exemplo. Para exemplificar, no caso de Portugal, com recurso à análise dos registos de estações meteorológicas costeiras<sup>12</sup> do IPMA (Instituto Português do Mar e da Atmosfera) e de dados de produção energética dos parques eólicos nacionais, fornecidos pela REN (2012b), verifica-se as diferenças existentes nos ciclos, diurno e anual, nas regiões costeiras e interior montanhoso do território continental. Daí resulta que, no ciclo diurno, a intensidade média do vento é maior durante a tarde e anoitecer em regiões costeiras, enquanto em regiões montanhosas do interior, é maior durante a noite e madrugada. Sazonalmente, a intensidade média do vento, depende do rigor das estações em cada ano, sendo geralmente, maior no Inverno em regiões de montanha e maior no Verão em regiões costeiras.

Desta forma, verifica-se uma variabilidade sazonal que exige um período mínimo de 12 meses consecutivos de registos do recurso eólico (Estanqueiro, 2012b; Rio *et al.*, 2006). Porém, para caracterizar a variabilidade anual, é necessário um período de tempo um pouco mais longo, o suficiente para estimar com elevado nível de confiança a produção energética do parque eólico. No caso de Portugal, tem-se verificado que o período ideal das campanhas experimentais é 3/4 anos, sendo que daí em diante não se obtém melhoria significativa na diminuição dos desvios face ao registo da velocidade média de longo termo (Estanqueiro, 2012b; Rio *et al.*, 2006).

A potência disponível do vento por unidade de área de captação da turbina eólica e unidade de tempo, provem da equação da energia cinética e vem dada por (Manwell *et al.*, 2002):

<sup>12</sup> Estações meteorológicas costeiras - Registos analisados para o ano de 2005 das estações do, Cabo Carvoeiro, Lisboa e Sagres. Registos analisados no período 1971-1980 para Lisboa e Sagres por Costa (2004).

$$P = \frac{1}{2} \rho U^3 \quad (2.22)$$

Onde,  $\rho$  é a massa volúmica do ar e  $U$  a velocidade instantânea. Pode-se constatar que a potência é proporcional ao cubo da velocidade, daí a importância de descrever corretamente a velocidade média do recurso por curtos períodos de tempo. Dessa forma  $U$  é estendido e integrado no intervalo de tempo adequado por (Estanqueiro, 2012b):

$$\bar{u} = \frac{1}{T} \int_0^T u(t) dt \quad (2.23)$$

Onde,  $\bar{u}$  é o valor médio da componente horizontal da velocidade no intervalo de tempo  $T$ . O fluxo de potência média disponível nesse intervalo de tempo vem dado por (Estanqueiro, 2012b):

$$\bar{F}_p = \frac{1}{2} \rho \bar{u}^3 \quad (2.24)$$

Como a velocidade instantânea pode ser decomposta por:

$$u = \bar{u} + u' \quad (2.25)$$

E, têm-se as seguintes relações estatísticas:

$$\begin{aligned} \overline{u'} &= 0 \\ \overline{u'^2} &= \overline{u^2} - \bar{u}^2 \\ \overline{u^3} &= \bar{u}^3 + \overline{u'^3} + 3\bar{u} \overline{u'^2} \end{aligned} \quad (2.26)$$

Então, o fluxo de potência incidente vem dado por:

$$\bar{F}_p \cong \frac{1}{2} \rho \bar{u}^3 (1 + 3I^2) \quad (2.27)$$

Onde  $I$  é a intensidade de turbulência, já descrita anteriormente. Conhecendo o fluxo de potência incidente para um curto período de tempo adequado, é agora necessário caracterizar a distribuição do recurso eólico ao longo de um longo período de tempo mais longo (1 ano), de modo que posteriormente se possa estimar a energia produzida por uma turbina eólica em determinado local. Para isso, recorre-se a uma função de distribuição do vento, nomeadamente uma das que melhor se ajusta à frequência de ocorrência das classes de velocidade do vento e também mais frequentemente utilizada, a lei de distribuição de Weibull, expressa matematicamente por (Costa, 2004; Estanqueiro, 2012b; Manwel *et al.*, 2002):

$$f(\bar{u}) = \frac{k}{A} \left(\frac{\bar{u}}{A}\right)^{k-1} \exp\left(-\left(\frac{\bar{u}}{A}\right)^k\right) \quad (2.28)$$

Onde,  $f(\bar{u})$  representa a probabilidade de ocorrência da velocidade média do vento  $\bar{u}$ ,  $A$  e  $k$  os parâmetros de escala (m/s) e de forma (adimensional), respetivamente.

Considerando a distribuição de Weibull, a velocidade média do vento pode ser dada por:

$$\bar{u} = \int_0^{+\infty} p(u) du = A \Gamma\left(1 + \frac{1}{k}\right) \quad (2.29)$$

Onde,  $\Gamma$  é a função Gama definida como:

$$\Gamma(x) = \int_0^{\infty} \exp(-t) t^{x-1} dt \quad \text{com } x > 0 \quad (2.30)$$

O fluxo de potência incidente é agora dado por:

$$F_p = \frac{1}{2} \rho A^3 \Gamma\left(1 + \frac{3}{k}\right) \quad (2.31)$$

Para estimar a energia anualmente produzida por uma turbina eólica  $E_{WT}$  no local onde se registou determinada distribuição do vento, faz-se a integração do produto da curva de potência da turbina  $P_{WT}(u)$  pela respetiva função de distribuição do vento  $f(\bar{u})$  por (Estanqueiro, 2012b):

$$E_{WT} = \int_0^{\infty} f(\bar{u}) P_{WT}(u) du \quad (2.32)$$

No caso geral de se tratar da função de distribuição de Weibull, a energia anualmente produzida (MWh) é estimada da seguinte forma (Estanqueiro, 2012b):

$$E_{WT} = 8760 \int_0^{\infty} \frac{k}{A} \left(\frac{u}{A}\right)^{k-1} \exp\left(-\left(\frac{u}{A}\right)^k\right) P_{WT}(u) du \quad (2.33)$$

De modo a obter-se uma interpretação qualitativa e direta da quantidade de energia produzida, recorre-se a indicadores de produção energética, calculados a partir da estimativa de produção do parque eólico. Dessa forma, é comum utilizarem-se dois simples indicadores de base anual. O fator de capacidade (FC) definido como (Costa, 2004):

$$FC = \frac{E_{WT}}{P_n \times h_{ano}} \quad (2.34)$$

Onde,  $P_n$  é a potência nominal da turbina (MW) e  $h_{ano}$  o número de horas do ano (8760).

E, o número de horas equivalentes à potência nominal (NEP's) que pode ser obtido a partir de FC por:

$$NEP's = FC \times 8760 \quad (2.35)$$

O recurso eólico poderá ser considerado razoável se o número de horas equivalentes à potência nominal for superior 2300 (Costa *et al.*, 2006a). No entanto a viabilidade do parque eólico, depende da tarifa aplicada e custo do investimento. Em condições *offshore* este valor poderá subir consideravelmente, devido aos custos de investimento, geralmente tornando-se tanto maior quanto maior a profundidade do mar e distância à costa (IEA, 2013).

### 3 Caracterização do escoamento atmosférico na região da Berlenga

Neste capítulo pretende-se encontrar qual ou quais os perfis de velocidades médias do escoamento atmosférico que são esperados ocorrer na costa oeste portuguesa, para que posteriormente possam ser reproduzidos em túnel de vento e em CFD (*Computational Fluid Dynamics*). Dado que não é conhecida a forma como determinado perfil de velocidades médias do escoamento de aproximação se irá comportar perante um obstáculo (a ilha), torna-se fundamental obter uma caracterização, tanto quanto mais aproximada possível, do escoamento atmosférico esperado para a região. Para isso serão usadas os recursos disponíveis, nomeadamente as observações do escoamento sobre a ilha e um modelo de previsão atmosférica.

Nesse contexto, é efetuada a caracterização da campanha experimental em curso na ilha Berlenga, bem como avaliação dos registos do escoamento observado, com o intuito de se obter as primeiras conclusões sobre o comportamento do escoamento atmosférico na região.

Com recurso à teorias anteriormente apresentadas para o perfil do escoamento, poderá ser possível obter-se os perfis de velocidades médias sobre o mar. Porém, as mesmas exigem o conhecimento de alguns parâmetros do escoamento atmosférico, os quais não se encontram disponíveis por observação, sendo necessário recorrer-se a um modelo de previsão atmosférico.

Por outro lado, torna-se importante sustentar com maior nível de confiança possível, os perfis do escoamento obtidos. Assim, é realizada uma análise dos perfis do escoamento observado por estações meteorológicas no Mar do Norte, cuja semelhança com este caso de estudo, contribuirá para uma melhor perceção e afirmação da realidade esperada.

Com os resultados obtidos, concluir-se-á qual ou quais os perfis do escoamento de aproximação à ilha, que se poderão adequar melhor à realidade esperada na região e portanto, que deverão ser experimental e numericamente reproduzidos.

#### 3.1 Caracterização do caso de estudo da ilha Berlenga

Investigadores do LNEG (Laboratório Nacional de Energia e Geologia), demonstraram que a costa portuguesa apresenta um recurso eólico bastante aceitável, especialmente nas zonas junto às costas oeste e sul de Portugal Continental, (Costa *et al.*, 2006a, b). As estimativas do recurso eólico haviam sido obtidas pelo INETI (Instituto Nacional de Engenharia, Tecnologia e Inovação) em 2006, com recurso a modelação numérica através da utilização de um sofisticado modelo atmosférico de mesoscala, do qual resultou o Atlas do Vento *Offshore* para Portugal Continental (fig.3.1). Apesar de, sobre terra as estimativas do modelo atmosférico revelarem boa concordância com as observações das estações anemométricas do LNEG, não é possível afirmar-se com certeza que sobre o mar o mesmo nível de confiança se mantém (Costa *et al.*, 2006a, b).

Nesse contexto, e devido à posição geográfica da ilha Berlenga no oceano, o INETI instalou em Novembro de 2006 uma estação anemométrica (IN\_166), integrando a sua rede de 41 estações (fig. 3.2) operadas. A estação anemométrica da Berlenga é composta por dois anemómetros de copos colocados a duas alturas distintas (10 m e 20 m) e um sensor de direcção a 20 m sobre a ilha. O sensor de direcção apresenta um erro máximo de 5° na direcção do vento, enquanto o anemómetro de copos adquire os dados a uma taxa de aquisição de 0,3(3) Hz, cuja velocidade média é calculada com base na amostragem recebida em períodos de 10 minutos.

Mais tarde, em 2009, o LNEG instalou também uma estação LiDAR (*Light Detection And Ranging*), com capacidade para registar o campo tridimensional do vento a 5 alturas distintas (20, 40, 80, 120, 200 m), cuja taxa de aquisição de dados é 1 Hz e, a média da velocidade do vento calculada com base na amostragem de um período de tempo configurável, que no caso das Berlengas está definido para 10 minutos (Fernandes *et al.*, 2010). Mais detalhes sobre o funcionamento dos equipamentos de observação do vento na ilha podem ser consultados no Anexo A.

Posteriormente, em 2010 foi possível incorporar dados de vento no modelo atmosférico, provenientes de satélite e do mastro anemométrico, resultando numa melhoria muito significativa na qualidade dos resultados simulados (Fernandes *et al.*, 2010). Desta forma, de acordo com Fernandes *et al.* (2010), a assimilação de dados minimizou as sobre estimativas da intensidade do vento obtidas pelo modelo numérico, sendo que foi possível constatar-se uma boa concordância com os resultados observados pelo mastro anemométrico da Berlenga.

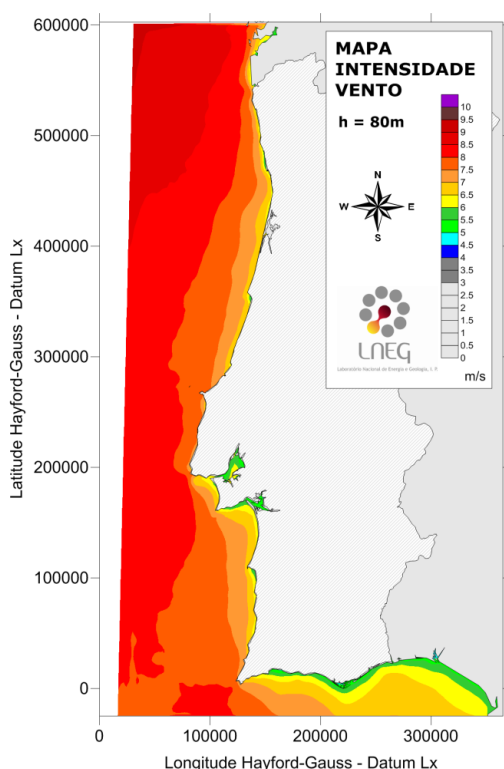


Figura 3.1 - Mapa da velocidade do vento *offshore* de Portugal Continental a 80 m (Costa *et al.*, 2006b).

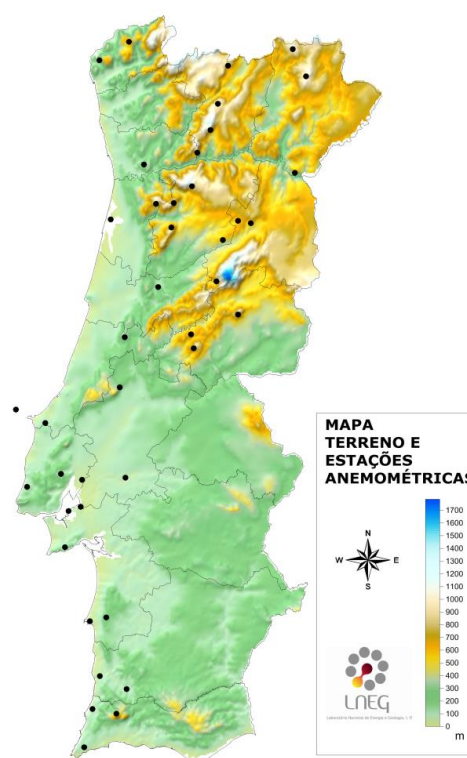


Figura 3.2 - Mapa da localização das estações anemométricas operadas pelo LNEG.

Porém, a caracterização da forma como a presença da ilha perturba o escoamento de aproximação (no mar) registado pelos equipamentos de medida não é ainda bem conhecida, pelo que se torna necessário avaliar a interferência que esta provoca com recurso a métodos fidedignos, nomeadamente a reprodução em túnel de vento. Assim, a correção orográfica do escoamento sobre a ilha Berlenga torna-se um caso de estudo fundamental para validar o atlas do vento *offshore* de Portugal Continental e simultaneamente o atlas europeu do vento *offshore*.

Recentemente, Stickland *et al.* (2012) no âmbito do projeto NORSEWinD (2013), que visa validar o atlas europeu do potencial eólico *offshore*, estudou este caso. Porém a forma como o processo foi realizado deixou algumas reticências quanto à adequabilidade a caso de estudo, nomeadamente a ausência da reprodução de uma camada limite atmosférica no túnel de vento e nas simulações numéricas. Assim, o seu estudo é brevemente apresentado e discutido nas comparações com os resultados decorrentes deste trabalho.

### 3.1.1 Caracterização das Berlengas e localização dos equipamentos de medida

A Berlenga é uma ilha pertencente ao Arquipélago das Berlengas, localizado no Nordeste Atlântico junto à costa oeste do continente Português, cerca de 10 km a Oeste-Noroeste do cabo carvoeiro e a 18 km da linha média da costa oeste (fig. 3.3). O arquipélago pertence ao concelho de Peniche e é composto por três grupos de ilhas: a Berlenga com os ilhéus adjacentes, as Estelas (1,8 km a NW da Berlenga) e os Farilhões-Forçadas (7 km a NNW da Berlenga). No total, a área de terreno emerso ronda os 104 ha, onde a maioria 76 % (78,8 ha) é ocupada pela ilha Berlenga (LS, 2008).



Figura 3.3 - Localização do Arquipélago das Berlengas.

Neste estudo, apenas interessa analisar o grupo da Berlenga (localização das estações anemométricas), dado que a reduzida dimensão e elevada distância dos restantes grupos, são suficientes para garantir que escoamento de aproximação à Berlenga não é significativamente perturbado.

Topograficamente, a Berlenga caracteriza-se por uma geometria bastante complexa, cujo comprimento máximo atinge os 1500 m (SW-NE), a largura média ronda os 400 m (NW-SE) e a cota máxima é de 85 m (na área do farol). Devido a essas características, cada setor de incidência do escoamento de aproximação irá ser afetado de forma particular (fig. 3.4).



Figura 3.4 - Fotografia do grupo da Berlenga e ilhéus adjacentes.

Conforme ilustrado na figura 3.5 os equipamentos de medição da velocidade e direção do vento encontram-se muito próximos um do outro, estando o anemómetro de copos a cerca de 20 m a Sul (185°) da estação LiDAR. Os equipamentos estão instalados aproximadamente ao centro da ilha, na sua cota mais alta (85 m). As coordenadas WGS84 utilizadas pelo Sistema de Posicionamento Global (GPS) para a localização do LiDAR são: Longitude: 9° 30' 36,1" W; Latitude: 39° 24' 54,25" N.



Figura 3.5 - Localização geográfica dos equipamentos de observação do vento.

### 3.1.2 Rugosidade, obstáculos e setores de exclusão

#### ✓ Rugosidade e obstáculos

A rugosidade da ilha da Berlenga pode ser considerada como vegetação rasteira (fig. 3.6) à qual corresponde a um comprimento de rugosidade equivalente na ordem de 0,03 m (tabela 2-1).

Os obstáculos existentes na Berlenga com significado para o estudo da interferência da ilha nas observações do escoamento atmosférico, encontram-se todos nas imediações dos equipamentos de medida e são: o farol, a casa dos faroleiros e as pequenas construções em redor (fig. 3.6).



Figura 3.6 - Fotografia do terreno e obstáculos nas imediações do mastro anemométrico da Berlenga.

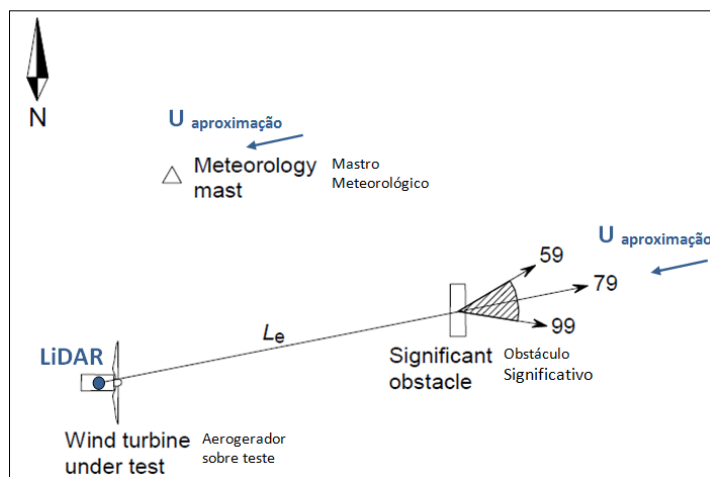
Identificados os obstáculos potencialmente perturbadores do escoamento incidente nos locais de registo da velocidade do vento, segue-se a determinação de qual ou quais destes são efetivamente perturbadores, recorrendo-se ao estudo de setores de exclusão do vento para aplicações eólicas segundo a norma internacional IEC 61400-12-1 (2005).

✓ **Setores de exclusão segundo a norma internacional**

A norma IEC 61400-12-1 Ed.1 (2005) destina-se à calibração das curvas de potência de turbinas eólicas. Contudo, pode ser aplicada noutras situações de calibração, como por exemplo na determinação dos setores do vento que possam estar sobre o efeito das perturbações dos obstáculos e eliminar os dados observados nesses setores para a análise do estudo do comportamento do fluxo de vento não perturbado sobre a ilha.

O requisito A.2 do mesmo anexo, fornece um modelo de previsão para a influência dos obstáculos na posição dos mastros anemométricos ou turbinas à altura do cubo da turbina. O critério de determinação da perturbação significativa no vento implica que, o escoamento é afetado pelo menos 1 % à altura do cubo da turbina para qualquer direção no setor de medição.

Para o caso de estudo da Berlenga, a posição da turbina eólica sobre teste corresponderá ao mastro anemométrico e LiDAR (para diferentes alturas de medição), enquanto que o mastro anemométrico relativo à calibração da curva de potência da turbina, corresponderá ao escoamento de aproximação que será conhecido por imposição nas simulações em CFD e túnel de vento (fig. 3.7).



**Figura 3.7** - Ilustração do exemplo de um setor excluído da calibração da curva de potência do aerogerador (a preto), transposto para o caso de estudo da Berlenga (a azul) (adaptado de IEC 61400-12-1 Ed.1, 2005).  $L_e$  corresponde à distância entre o aerogerador sobre teste (ou LiDAR) e o obstáculo significativo.

A influência de um obstáculo na posição do mastro anemométrico ou turbina à altura do cubo  $z$  é estimada por (IEC 61400-12-1 Ed.1, 2005):

$$\frac{\Delta U_z}{U_h} = -9,75 (1 - P_0) \frac{h}{L_e} \eta \exp(-0,67\eta^{1,5}) \quad (3.1)$$

$$\eta = \frac{H}{h} \left( K \frac{L_e}{h} \right)^{\frac{-1}{n+2}} \quad (3.2)$$

$$K = \frac{2k^2}{\ln \frac{h}{z_0}} \quad (3.3)$$

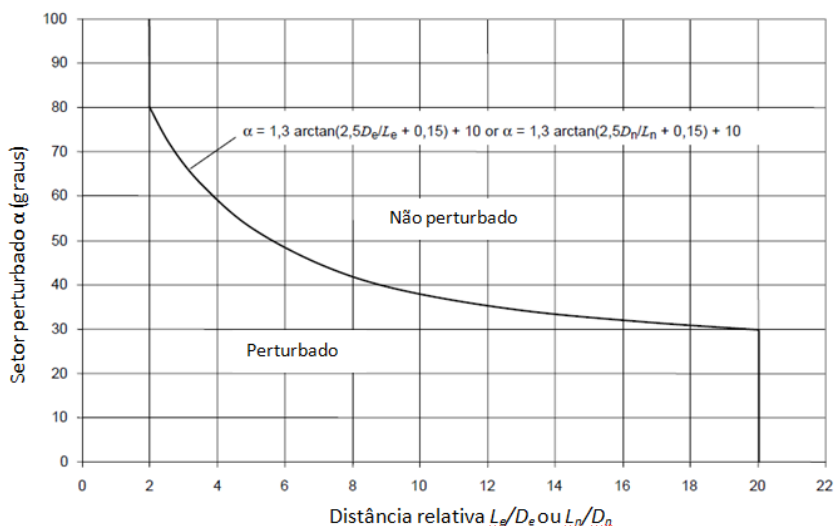
Onde,  $L_e$  [m] é a distância a jusante entre o obstáculo e o mastro meteorológico,  $h$  [m] a altura do obstáculo,  $U_h$  a velocidade do escoamento não perturbado à altura do obstáculo,  $n$  expoente do perfil de velocidades ( $n=0,14$ ),  $P_0$  a porosidade do obstáculo (0: solido, 1:sem obstáculo),  $H$  a altura

do cubo (neste caso das medições),  $z_0$  [m] o comprimento de rugosidade e  $k$  a constante de von Karman (0,4).

Os sectores para os quais se verifique que o obstáculo é significativo, devem ser excluídos de acordo com o critério representado na figura 3.8. As dimensões a ter em conta são a distância atual  $L_e$  e um diâmetro do rotor equivalente  $D_e$ , do obstáculo. O diâmetro do rotor equivalente do obstáculo deve ser definido como:

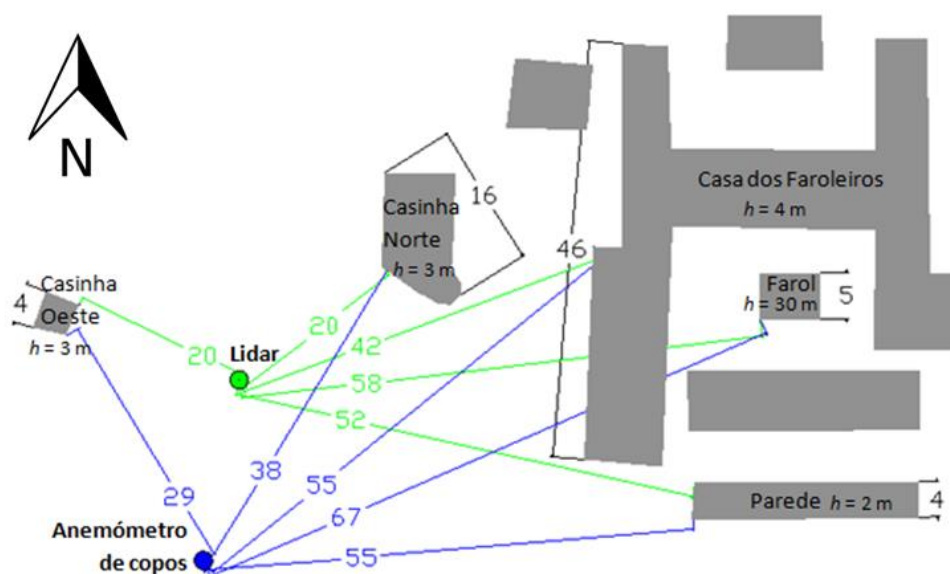
$$D_e = \frac{2l_h l_w}{l_h + l_w} \quad (3.4)$$

Onde,  $l_h$  é a altura do obstáculo e  $l_w$  é a largura do obstáculo.



**Figura 3.8** - Setores de exclusão devido à proximidade de esteiras de turbinas ou obstáculos significativos (adaptado do Anexo A da norma IEC 61400-12-1 Ed.1, 2005)

As distâncias  $L_e$  apresentadas na figura 3.9 à escala 1:1000 foram determinadas pela ferramenta de desenho *Autocad Civil 3D*. A posição dos objetos e mastros meteorológicos encontra-se georreferenciada pelas coordenadas *Datum Lisboa* cuja posição do LiDAR é: Longitude: 81 419 m, Latitude: 272 795 m.



**Figura 3.9** - Representação à escala 1:1000 dos objetos (exceto o forte) e mastros anemométricos da Berlenga. As linhas a verdes e azuis representam a distância do objeto à estação LiDAR e anemómetro de copos, respetivamente. Os três objetos não identificados são inócuos perante os circundantes.  $h$  é a altura do obstáculo e as linhas a preto a largura.

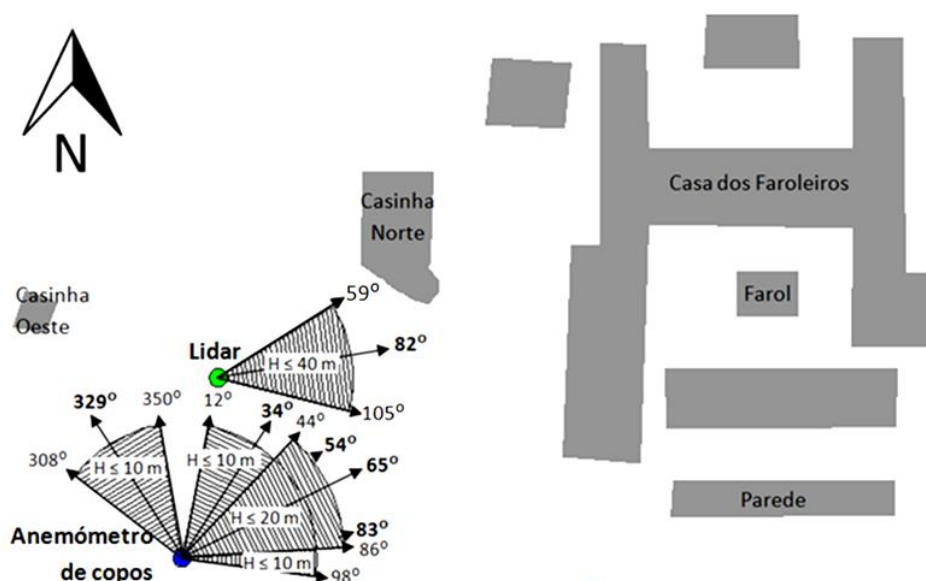
O nível de perturbação do escoamento provocado pelo objeto na posição dos mastros anemométricos a determinada altura de medição ( $\Delta U_z/U_h$ ) é calculado pela equação 3.1, cujos parâmetros fixos estão definidos na legenda da tabela 3-1. A consideração de objeto significativo ( $\Delta U_z/U_h \geq 1\%$ ) encontra-se apresentada para a posição dos dois equipamentos e respetivas alturas de observação do vento.

**Tabela 3-1** - Perturbação do escoamento sofrido na posição dos equipamentos de medida por cada obstáculo a montante, quando a direção do escoamento está alinhada com os obstáculos e o respetivo equipamento de medida. Quando a perturbação é  $\geq 1\%$  o objeto é significativo. Resultados das equações 3.1 a 3.3, considerando as alturas dos objetos e distâncias aos mastros apresentados na figura 3.9.

Equipamento	H [m]	Farol	Casa dos Faroleiros	Casinha Norte	Parede	Casinha Oeste
Lidar	20	-137,4 %	0,0 %	0,0 %	0,0 %	0,0 %
	40	-6,6 %	0,0 %	0,0 %	0,0 %	0,0 %
	80	0,0 %	0,0 %	0,0 %	0,0 %	0,0 %
	120	0,0 %	0,0 %	0,0 %	0,0 %	0,0 %
	200	0,0 %	0,0 %	0,0 %	0,0 %	0,0 %
Anemómetro de copos	10	-223,4 %	-10,7 %	-3,1 %	-1,5 %	-1,8 %
	20	-135,7 %	-0,1 %	0,0 %	0,0 %	0,0 %

Os resultados da tabela 3-1 mostram que no caso da posição da estação LiDAR, o farol é o único a apresentar-se como objeto significativo, mas não na totalidade dos registos, sendo que acima de 40 m deixa de ser significativo e pode efetuar-se a calibração. Por outro lado, no caso do anemómetro de copos para os registos a 10 m todos os obstáculos são significativos, enquanto que a 20 m apenas o farol é um objeto significativo.

Na determinação dos setores de exclusão importa considerar as dimensões do objeto significativo (altura e largura) e respetivas distância aos mastros anemométricos, bem como a direção a montante a que o objeto se encontra. Os setores a excluir da calibração foram calculados para as diferentes alturas de medição de acordo com a equação 3.4 e a figura 3.8.



**Figura 3.10** - Representação das direções (a negrito) e limites dos setores inválidos para as posições da estação LiDAR e anemómetro de copos. H é a altura máxima de calibração inválida no setor.

Da figura 3.10 e da tabela 3-2 pode ser observado que, para a posição da estação LiDAR todos os registos podem ser calibrados com exceção do setor no intervalo 59° a 105° até à altura de 40 m, devido à interferência do farol no escoamento. No caso do anemómetro de copos, como os registos são a alturas inferiores (10 e 20 m), todos os objetos provocam interferência significativa no escoamento observado a 10 m, enquanto que a 20 m, apenas o farol interfere com os registos. A 10 m estão inválidos para calibração de dados os setores no intervalo de 12° a 98° e 308° a 350°, enquanto que a 20 m está inválido o setor no intervalo 44° a 86°. Na tabela 3-2 pode consultar-se os resultados detalhados da caracterização dos objetos, o intervalo do setor de perturbação do escoamento e a condição de validação do respetivo setor para calibração dos registos do escoamento observado na ilha.

**Tabela 3-2** - Caracterização detalhada de todos os obstáculos a montante dos equipamentos de medição. Classificação dos respetivos setores de exclusão (não ou sim mas até determinada altura sobre a ilha).

	Obstáculo a montante	Altur a $L_h$ (m)	Largu ra $L_w$ (m)	Distâ ncia $L_e$ (m)	Setor centro (°)	Setor esquerdo (°)	Abert ura $\alpha$ (°)	Setor direito (°)	Setor a excluir (altura máxima de medição):
LiDAR	Farol	30	5	58	82	59	46	105	Sim (até 40 m)
	Casa Faroleiros	4	46	42	52	27	50	77	Não
	Casinha Norte	3	16	20	70	40	59	100	Não
	Parede	2	4	52	105	90	30	120	Não
	Casinha Oeste	3	4	20	290	265	49	315	Não
Mastro Meteorológico	Farol	30	5	67	65	44	43	86	Sim
	Casa Faroleiros	4	46	55	54	32	44	76	Sim (até 10 m)
	Casinha Norte	3	16	38	34	12	43	56	Sim (até 10 m)
	Parede	2	4	55	83	68	30	98	Sim (até 10 m)
	Casinha Oeste	3	4	29	329	308	41	350	Sim (até 10 m)

No entanto, a aplicação integral desta norma ao caso de estudo da Berlenga pode ser considerada discutível. Desta forma, observe-se o exemplo da figura 3.7 (a preto) e o procedimento, seguidamente descrito, para a realização da calibração da curva de potência de uma turbina eólica.

Quando se realiza esse processo de calibração, é previamente colocado um mastro dito "temporário" no local onde irá ser posicionada a turbina, para que se possa efetuar o estudo da interferência dos obstáculos no escoamento atmosférico. Assim, durante determinado período de tempo os valores observados são instantaneamente comparados com o mastro dito "permanente" ou de referência ao parque eólico. Desta forma, pode-se confirmar que a distorção do escoamento provocada pelo obstáculo é igual ou superior a 1 %, sendo que o setor deve ser excluído da calibração de acordo com a norma IEC 61400-12-1 Ed.1. Posteriormente, durante a avaliação da curva de potência da turbina o mastro temporário é retirado ficando apenas o mastro permanente, sendo o único (válido) a efetuar o registo da velocidade do escoamento, que deverá ser aproximadamente igual aquele que incide na turbina para todos os setores que não haviam sido excluídos da calibração.

Por outro lado, no caso de estudo dos obstáculos da ilha Berlenga, aquando das simulações em túnel de vento ou CFD, tanto o escoamento de aproximação (a montante do obstáculo), como o escoamento incidente (no mastro e LiDAR situados a jusante do obstáculo) são conhecidos, sendo que, a interferência do obstáculo ficará implicitamente contabilizada na correção orográfica. Desta forma, poder-se ia dizer que a aplicação da norma poderia ser anulada, uma vez bem conhecida a interferência do obstáculo. Porém, essa interferência para além de alterar a intensidade do

escoamento, poderá também provocar desvios na sua direção, sendo que se torna impossível saber se determinado registo, observado na ilha pelo mastro ou LiDAR, sofreu efetivamente de um desvio ou não (isto é, não se sabe qual o verdadeiro setor do escoamento de aproximação).

Perante isso, por um lado, a aplicação da norma exclui bastantes setores da calibração, mas por outro, caso não se aplicasse a exclusão de setores, ocorreriam situações em que a calibração dos registos tanto poderia estar a ser aplicada ao escoamento normal ou desviado, sem que isso pudesse ser distinguido, conduzindo a possíveis erros na calibração. Assim, como solução para diminuir o número de setores de exclusão resultantes da aplicação da norma, dado que a distorção da velocidade do vento vem sempre contabilizada na correção orográfica, sugere-se que sejam excluídos apenas os setores para os quais sejam verificados em túnel de vento ou CFD, desvios direcionais significativos ( $> 5^\circ$ ), isto é, maiores que o erro máximo do sensor ( $5^\circ$ ) de direção da ilha.

### 3.2 Perfil do escoamento de aproximação à ilha

Considerando a localização do LiDAR (à cota de 85 m) e a altura máxima a que este regista as velocidades do escoamento sobre a ilha (200 m), torna-se imperativo descrever o perfil vertical do escoamento de aproximação (no mar) pelo menos até 300 m de altura. Isto é a altura, em relação ao nível médio do mar, próxima da qual a perturbação do escoamento é registada pelo LiDAR sobre a ilha. De acordo com a expressão 2.11, esta cota corresponde a pelo menos metade da espessura da CLA, tornando necessária a utilização da teoria do comprimento de mistura proposta por Gryning *et al.* (2007) em combinação com o modelo de Charnock para a rugosidade do mar.

#### 3.2.1 A necessidade de recorrer a um Modelo Atmosférico

Para resolver as equações desses modelos é necessário conhecer valores típicos da altura da camada limite atmosférica e fluxos de calor turbulento da superfície. Estes últimos podem ser calculados com base em dados observados da temperatura e da componente vertical do vento ( $W$ ). Para o caso da Berlenga, os instrumentos de medição não monitorizam estas grandezas e por forma a contornar o problema, optou-se por recorrer a técnicas de modelação numérica de mesoescala, isto é, um modelo de previsão atmosférico, capaz de prognosticar todas essas grandezas

#### ✓ Modelo Atmosférico utilizado

Recorreu-se ao modelo atmosférico de mesoescala MM5 - "*Fifth generation Mesoscale Model*" (Grell *et al.*, 1995) na versão 3.7.4, devido à sua ampla utilização, elevado nível de desempenho na simulação de escoamentos atmosféricos à escala regional, atualização contínua e distribuição livre. O modelo tem a capacidade de simular e prever os campos tridimensionais de todas as variáveis meteorológicas em função do tempo (e.g. campos do vento, temperatura, pressão atmosférica, humidade), cujas condições iniciais e de fronteira são continuamente atualizadas através de um conjunto de reanálises e dados atmosféricos tridimensionais e de superfície (Costa, 2004).

O modelo MM5 é utilizado pelo grupo de energia eólica do LNEG, o qual disponibilizou<sup>13</sup> os resultados de uma simulação numérica efetuada com uma resolução espacial de  $5 \times 5 \text{ km}^2$  e período

---

<sup>13</sup> Os dados solicitados que resultaram da simulação do modelo MM5 foram gentilmente obtidos e disponibilizados pelo meteorologista pertencente ao grupo de energia eólica do LNEG, Doutor Paulo Costa.

de 3 horas, para o ano completo de 2012, numa área envolvente à ilha da Berlenga. A resolução espacial, do modelo não contempla a presença da ilha, tal como é desejado, uma vez que se pretende informação atmosférica prognosticada sem os efeitos da ilha no escoamento atmosférico.

O modelo MM5 não fornece exatamente as variáveis descritas na equação (2.5) para determinar o comprimento de Obukhov,  $L$ , contudo a manipulação da mesma resulta na equação (3.5), para a qual os resultados podem então ser diretamente utilizados no cálculo.

$$L = -\frac{u_{*0}^3 c_p p}{kgHR_a} \quad (3.5)$$

Onde,  $c_p$  é o calor específico do ar a pressão constante (1004 J/kg.K),  $R_a$  a constante universal dos gases da atmosfera (287,05 J/kg/K),  $H$  o fluxo de calor de superfície (W/m<sup>2</sup>) e  $p$  a pressão atmosférica absoluta (Pa).

Como referido anteriormente, para condições de instabilidade atmosférica a equação (2.11) não é válida no cálculo da espessura da CLA, pelo que parametrização do cálculo da CLA realizada pelo modelo MM5 é necessária (Shafran *et al.*, 2000).

#### ✓ Análise dos resultados do Modelo Atmosférico

Os resultados do modelo MM5 permitem descrever o padrão esperado para as condições de estabilidade atmosférica ao longo do ano, embora a análise seja restrita apenas ao ano de 2012. Essas condições são classificadas de acordo com o intervalo do comprimento de Obukhov, apresentado na tabela 3-3 (Peña *et al.*, 2010a).

**Tabela 3-3:** Classes de estabilidade de acordo com Obukhov. \*Esta classe não consta na apresentação de (Peña *et al.*, 2010a) tendo sido adicionada para classificar todas as ocorrências do escoamento.

Intervalo do Comprimento de Obukhov [m]	Classe de estabilidade Atmosférica
$10 \leq L \leq 50$	Muito Estável (VS)
$50 \leq L \leq 200$	Estável (S)
$200 \leq L \leq 500$	Próximo de estável /neutro (NS)
$ L  \geq 500$	Neutra (N)
$-500 \leq L \leq -200$	Próximo de instável /neutro (NU)
$-200 \leq L \leq -100$	Instável (U)
$-100 \leq L \leq -50$	Muito Instável (VU)
$-50 \leq L < 0$	Muito Muito Instável (VVU)*

As figuras seguintes (3.11 a 3.14) foram obtidas pela utilização dos resultados a cada 3 horas do modelo MM5, numa perspetiva de análise da relação entre o comportamento da estabilidade atmosférica e a velocidade do escoamento ao longo do ano de 2012.

A figura 3.11 mostra que o local está perante condições de instabilidade atmosférica extrema na presença de baixas velocidades do vento, apontando para a ocorrência de fenómenos convectivos muito intensos que podem resultar em inversões no perfil vertical da velocidade média horizontal.

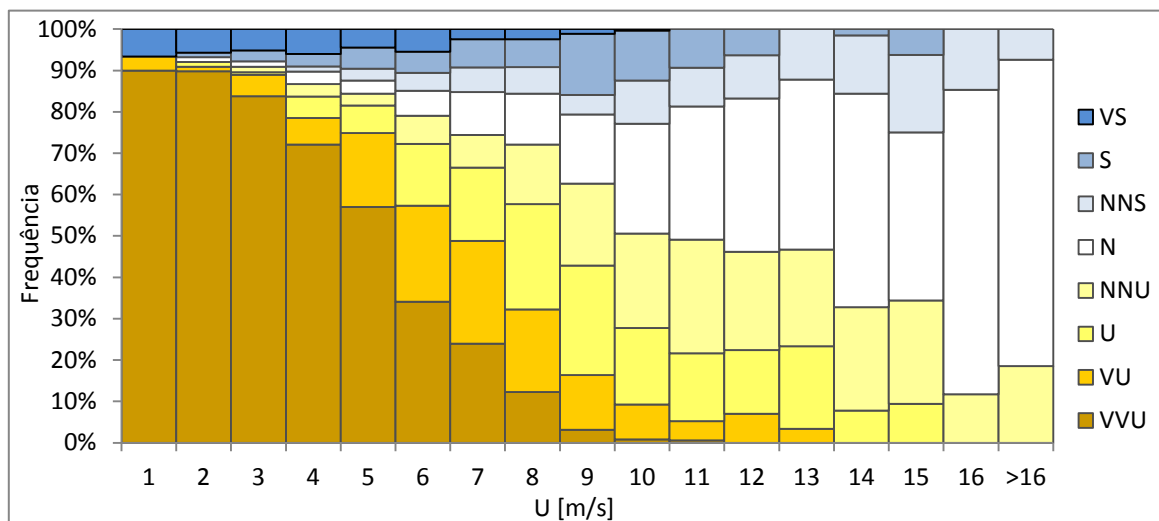


Figura 3.11 - Predominância da classe de estabilidade atmosférica por bin de velocidade do vento.

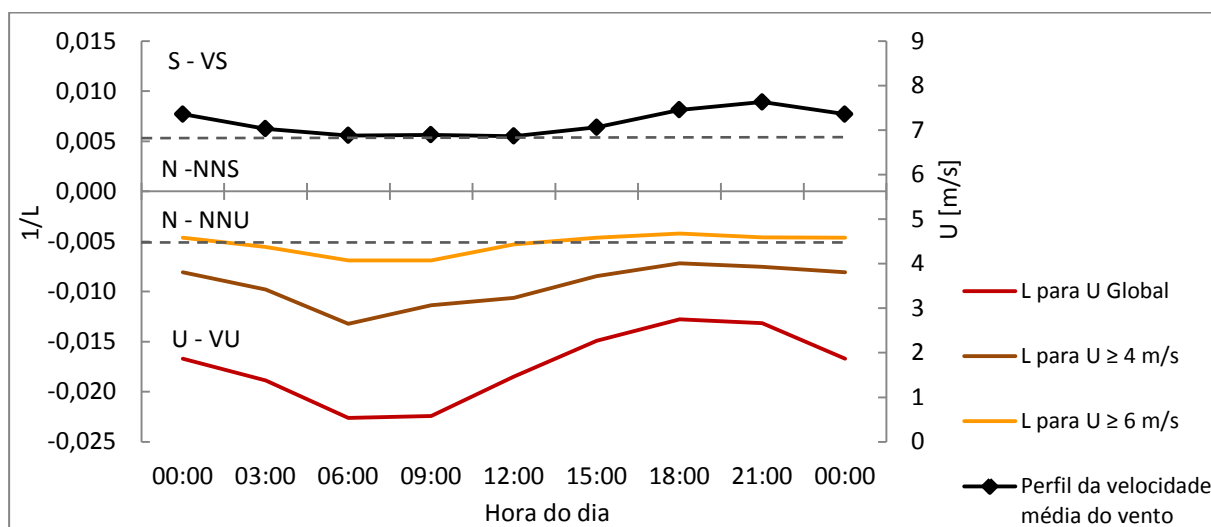


Figura 3.12 - Ciclo médio diurno da estabilidade atmosférica para as classes de velocidade do vento legendadas e perfil diário da velocidade média do vento simulado pelo modelo MM5.

A figura 3.12 mostra que ignorando as baixas velocidades do vento<sup>14</sup> (< 6 m/s), o padrão diário da estabilidade atmosférica é praticamente constante, podendo indicar reduzida influência costeira. No entanto, verifica-se que considerando todas as velocidades do vento, existe uma tendência para a ocorrência de instabilidade extrema durante a madrugada/manhã (nascer do sol) e menor instabilidade ao fim da tarde. Este fato pode ser justificável por duas formas: alguma coincidência entre a curva do perfil diário da velocidade média do vento e a curva da estabilidade atmosférica (velocidades mais altas tendem a tornar as condições neutras) e/ou influência costeira, devido à diminuição da temperatura do ar à superfície durante a madrugada e consequente aumento do fluxo de calor ascendente.

<sup>14</sup> Velocidades baixas (< 6 m/s) - consideradas baixas num critério de aproveitamento eólico.

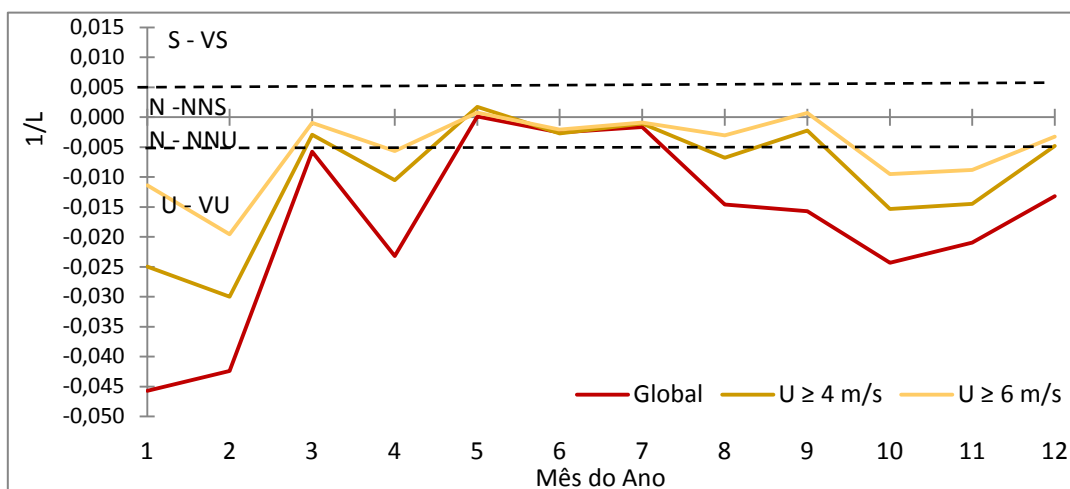


Figura 3.13 - Ciclo médio anual da estabilidade atmosférica para as classes de velocidade do vento legendadas

A figura 3.13 indica que ignorando as velocidades mais baixas, as médias mensais da estabilidade, ficam restritas entre as classes neutra e instável. Ao longo do ano não segue um padrão exato, embora tenda a ser mais instável no Outono e Inverno do que no Verão e Primavera. Apenas com um ano de modelação não possível obter um padrão anual. Contudo, no Verão, a tendência para a neutralidade pode dever-se à menor diferença de temperaturas entre a água do mar e a superfície, enquanto que nos meses mais frios, a temperatura do ar à superfície desce comparativamente mais que a temperatura da água do mar, resultando num maior gradiente de temperaturas, e consequentemente maior fluxo de calor ascendente.

Com os resultados do modelo MM5 obteve-se também a distribuição de probabilidade de ocorrência da velocidade do vento para o mesmo ano, com o objetivo de efetuar uma estimativa da produção energética por classe de velocidade e o intuito de determinar a relevância das mesmas para a produção de energia. Para isso, recorreu-se a um aerogerador *offshore* (Vestas 112-3.3 MW IEC 1B) selecionado de acordo com a velocidade média do local obtida pelo modelo MM5 (Vestas, 2013).

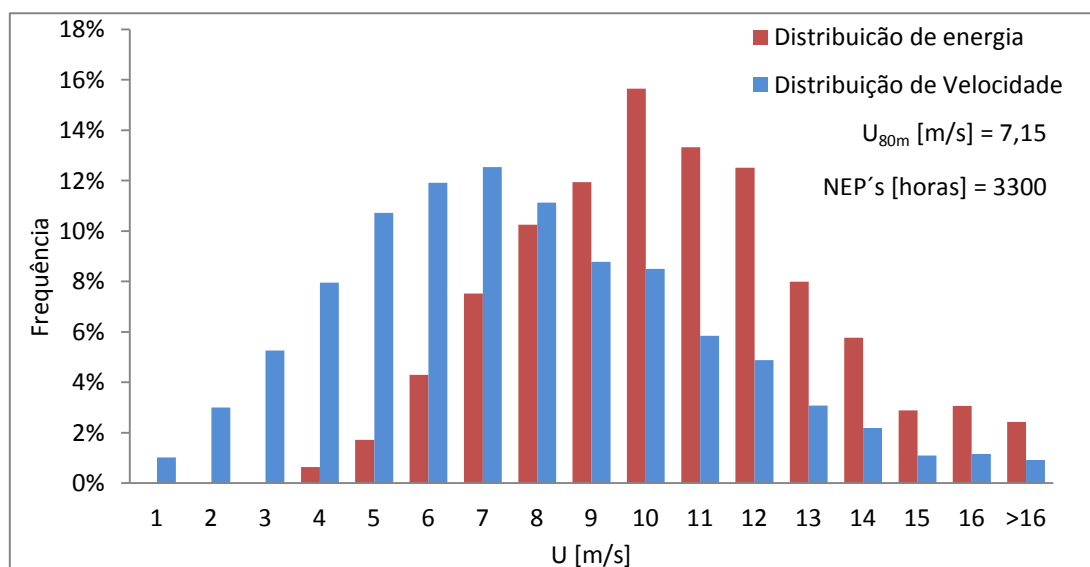


Figura 3.14 - Distribuição da velocidade do vento simulada pelo modelo MM5 a 80 m sobre o mar, na região da Berlenga. Estimativa da distribuição de energia produzida pela turbina *offshore* Vestas V112-3.3 MW.

A figura 3.14 permite concluir que 95% da energia é produzida nas velocidades iguais ou superiores a 6 m/s, sendo que o centroide da produção energética ocorre aos 10 m/s. Do ponto de vista eólico, para esta distribuição de velocidades, é essencial estudar a gama de velocidades entre 6 e 16 m/s.

**Tabela 3-4:** Resultados do modelo MM5 por classes de velocidade, relativos à estabilidade atmosférica, espessura da CLA e velocidade média (80 m) correspondente. L define o comprimento de Obukhov.

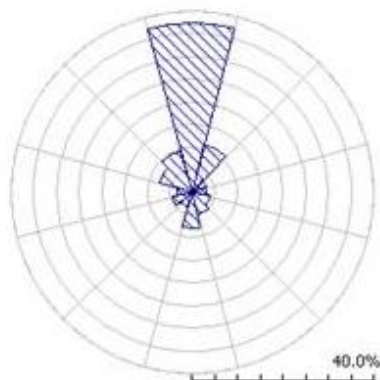
Classe (m/s)	L médio (m)	Classe	U (m/s)	$\delta$ CLA (m)	Ocorrência
<b>U <math>\geq</math> 4</b>	- 105	Instável (U)	8,04	514	82,7%
<b>U <math>\geq</math> 6</b>	- 189	Instável (U)	9,14	535	60,1 %
<b>Global</b>	-57	M. Instável (VU)	7,15	493	100,0 %
<b>U <math>\leq</math> 6</b>	-29	M. M. Instável (VVU)	4,07	447	40,1 %
<b>6 &lt; U &lt; 10</b>	-139	Instável (U)	7,80	540	40,9%
<b>U <math>\geq</math> 10</b>	- 677	Neutro (N)	12,06	515	19,2 %

De acordo com a análise das figuras 3.11 e 3.14 são apresentados na tabela 3-4 as classes de velocidade do vento que importa estudar e o valor dos parâmetros procurados para determinar o perfil vertical do escoamento atmosférico sobre o mar.

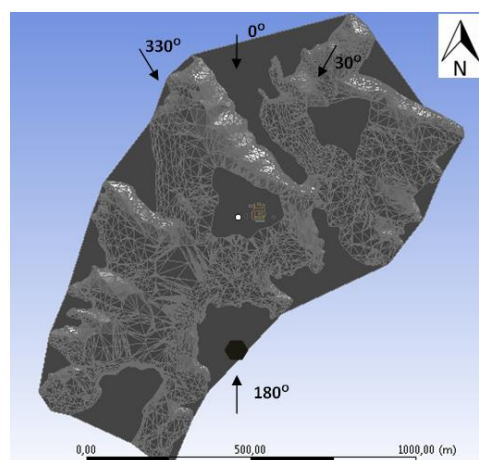
### 3.2.2 Análise dos perfis de velocidade média medidos na ilha

Um indicador realista do efeito da interferência da ilha, quer seja devido à relação orografia/velocidade do vento incidente ou tipo de perfil incidente/estabilidade atmosférica, é a observação dos perfis verticais de velocidade média horizontal do vento medidos pelo LiDAR (20, 40, 80, 120, 200 m sobre a ilha). Assim, o interesse fundamental desta análise consiste em averiguar em que medida é possível restringir-se ao mínimo o número de perfis de CLA a simular no túnel de vento e CFD, dada a morosidade das respetivas simulações.

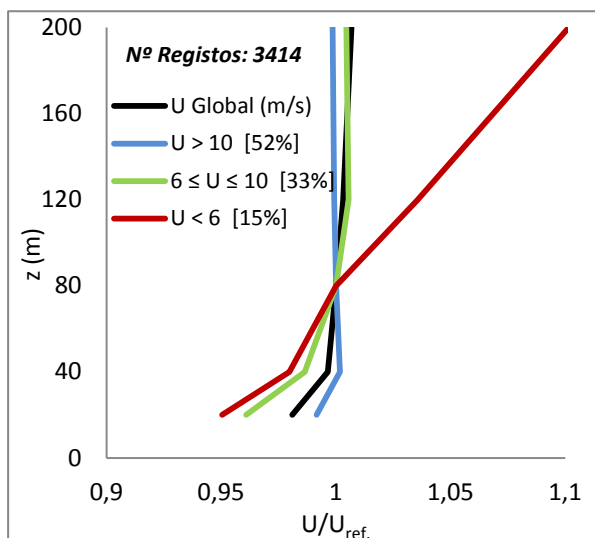
Pela norma IEC 61400-12-1 (2005) a calibração da velocidade do vento deve ser feita por setores no máximo com intervalos de 10°. Como resultado desse pressuposto, selecionaram-se 4 dos setores (com 10° de abertura) mais frequentes (figuras 3.15 e 3.16) centrados a: 0° (N), 30° ( $\approx$ NNE), 180° (S), 330° ( $\approx$ NNW). De acordo com as conclusões subjacentes aos resultados do modelo MM5, os perfis verticais de velocidade são decompostos em 4 classes de velocidade, referenciada a 80 m sobre a ilha: global, maior que 10 m/s, entre 6 e 10 m/s e menor que 6 m/s. Os registos correspondem ao período de 23 de Junho de 2011 a 22 de Junho de 2012 observados pela estação LiDAR.



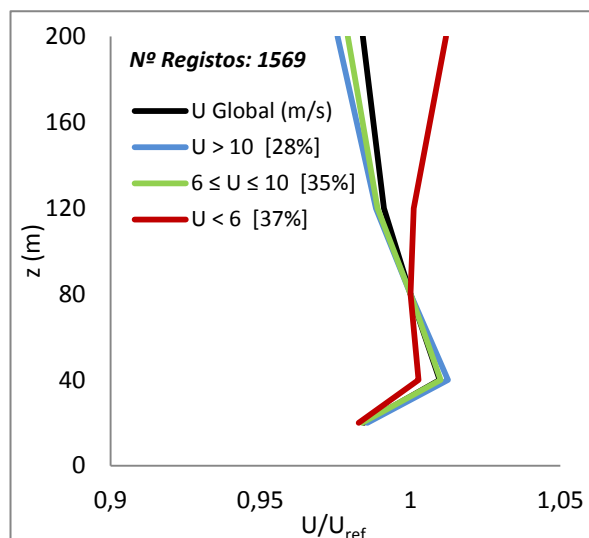
**Figura 3.15** - Rosa dos Ventos observada na ilha Berlenga a 21 m (Simões *et al.*, 2007).



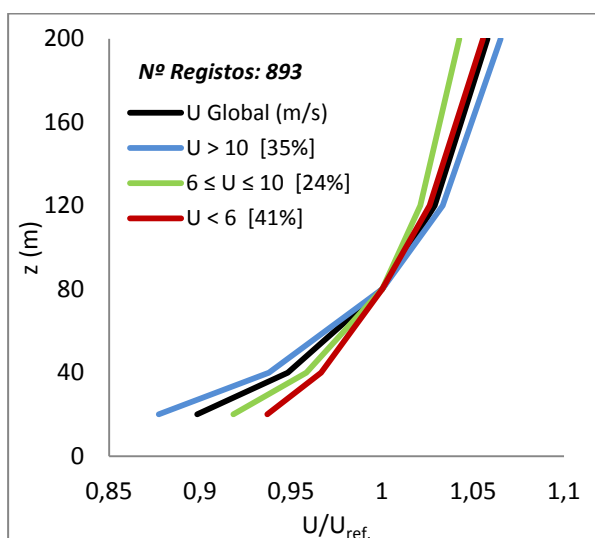
**Figura 3.16** - Ilustração dos setores dominantes do vento na ilha Berlenga. Localização da estação LiDAR (Ponto branco).



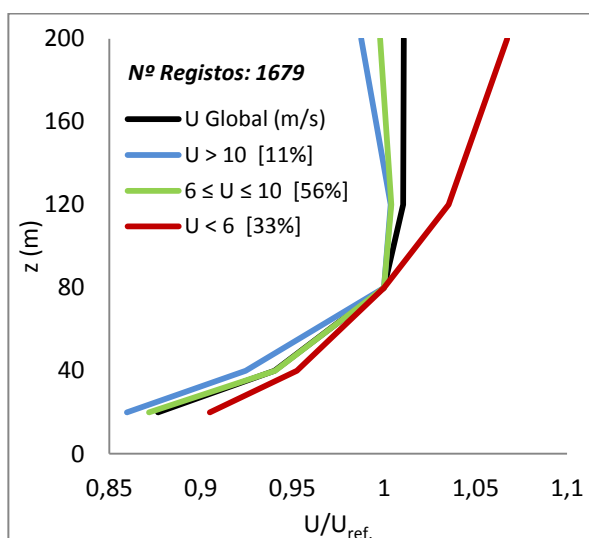
**Figura 3.17** - Perfis de velocidade média medidos sobre a ilha para o setor centrado a  $0^\circ$  (N) e com  $10^\circ$  de abertura.  $U_{ref.}$  é a velocidade a 80 m.



**Figura 3.18** - Perfis de velocidade média medidos sobre a ilha para o setor centrado a  $330^\circ$  ( $\approx$ NNW) e com  $10^\circ$  de abertura.  $U_{ref.}$  é a velocidade a 80 m.



**Figura 3.19** - Perfis de velocidade média medidos sobre a ilha para o setor centrado a  $180^\circ$  (S) e com  $10^\circ$  de abertura.  $U_{ref.}$  é a velocidade a 80 m.

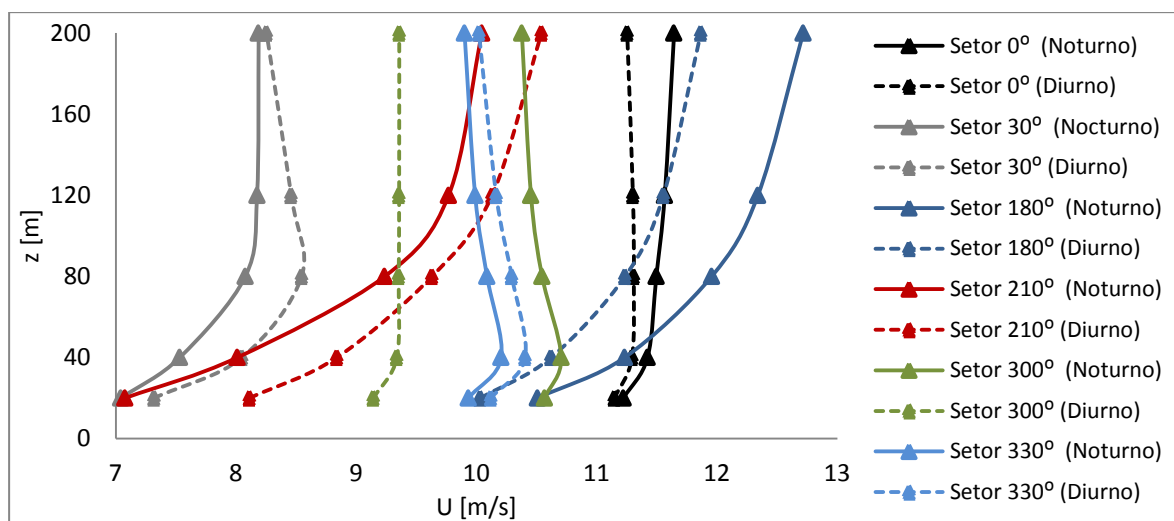


**Figura 3.20** - Perfis de velocidade média medidos sobre a ilha para o setor centrado a  $30^\circ$  ( $\approx$ NNE) e com  $10^\circ$  de abertura.  $U_{ref.}$  é a velocidade a 80 m.

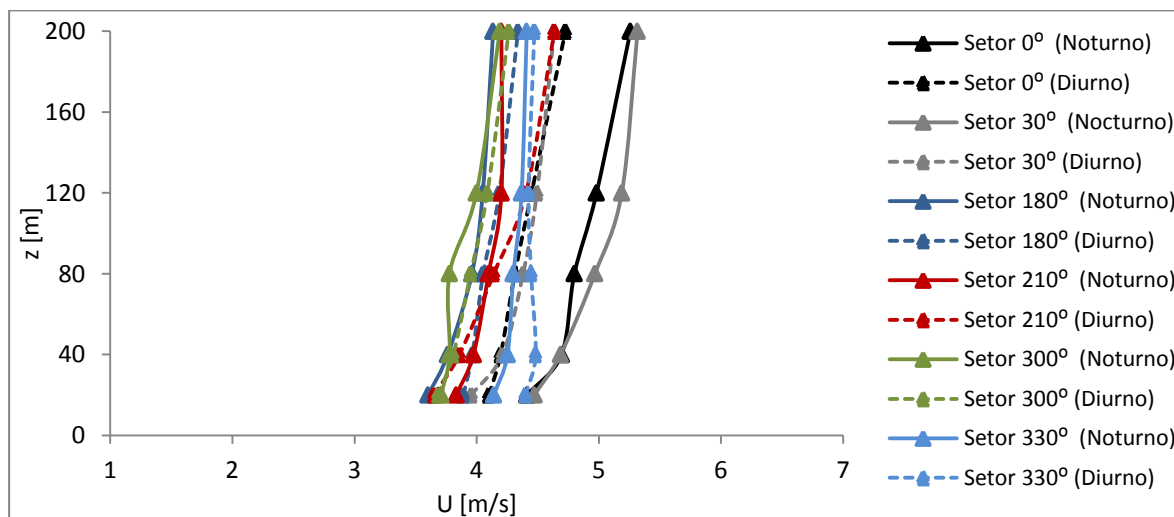
Observa-se que, para qualquer dos setores apresentados nas figuras 3.17 a 3.20, abaixo dos 6 m/s os efeitos de interferência da ilha são consideravelmente diferentes das restantes classes, sobretudo para alturas acima dos 80 m. Por outro lado, os perfis das classes, 6 a 10 m/s e maior que 10 m/s, são muito semelhantes, apresentando diferenças máximas na ordem dos 3% acima dos 40 m. Pode considerar-se que, acima de 6 m/s o efeito de interferência da ilha é praticamente constante e portanto que, os impactos da variação do perfil incidente (devido à estabilidade atmosférica e rugosidade do mar) e do possível acréscimo de concentração do vento pelo efeito de orografia, se tornam desprezáveis.

Estes resultados indicam que, para velocidades do escoamento superiores a 6 m/s, poderá ser possível simular-se em túnel de vento e CFD, apenas um perfil de CLA para o escoamento de aproximação sobre o mar.

Outro tipo de análise que importa documentar, são os perfis de velocidade média registados pela estação LiDAR e classificados de acordo com ciclo diurno, isto é, perfil diurno e noturno do vento. Esta análise torna-se fundamental para identificar eventuais efeitos no comportamento do escoamento devidos ao aquecimento/arrefecimento da superfície da ilha. Desta forma classificou-se o período noturno das 21h às 9h e o período diurno das 9h às 21h, divididos ainda por duas classes de velocidade, superior a 6 m/s e inferior a 6 m/s (referenciadas a 80 m sobre a superfície da ilha). A análise foi realizada para os principais setores do escoamento centrados a, 0°, 30°, 180°, 300°, 330° e setor com maior distância percorrida sobre a superfície da ilha, centrado a 210° (ambos com 10° de abertura). Os registos são apresentados nas figuras 3.21 e 3.22 e correspondem ao período de 23 de Junho de 2011 a 22 de Junho de 2012 e



**Figura 3.21** - Perfis de velocidade média registada sempre que a velocidade a 80 m é superior a 6 m/s. Perfil noturno - período das 21h às 9h; Perfil diurno - período das 9h às 21h. Período dos registos: 23-06-11 a 22-06-12.



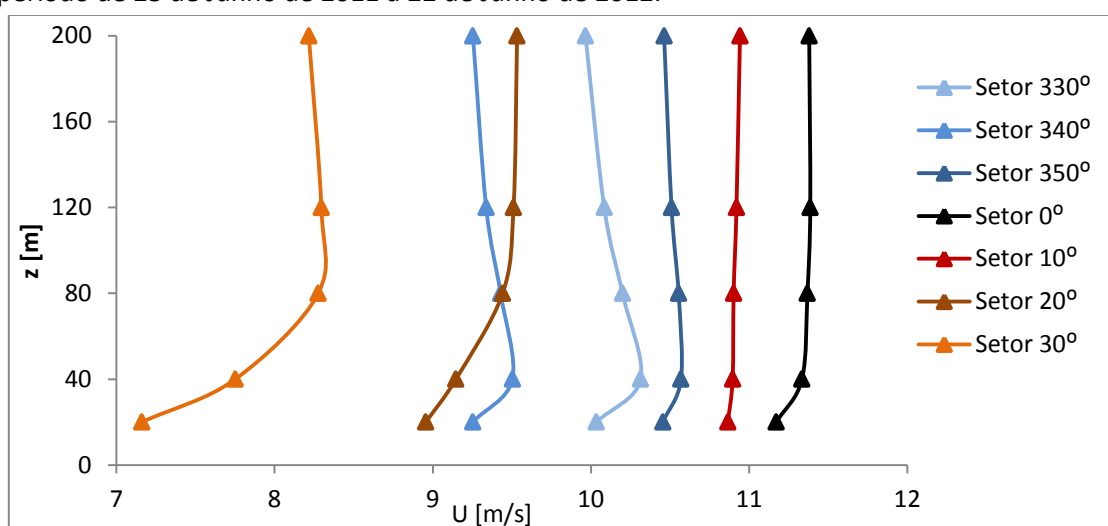
**Figura 3.22** - Perfis de velocidade média registada sempre que a velocidade a 80 m é inferior a 6 m/s. Perfil noturno - período das 21h às 9h; Perfil diurno - período das 9h às 21h. Período dos registos: 23-06-11 a 22-06-12.

Os perfis diurnos e noturnos em todos os setores e para velocidades abaixo de 6 m/s mostram-se semelhantes, não evidenciando qualquer efeito devido à variação térmica da superfície do solo (fig. 3.22). Por outro lado, embora os perfis diurnos e noturnos para velocidades acima de 6 m/s mostrem-se ligeiramente diferentes, as diferenças não são suficientes para evidenciar a influência da variação térmica da superfície da ilha (fig. 3.21). Possivelmente as condições de forte instabilidade

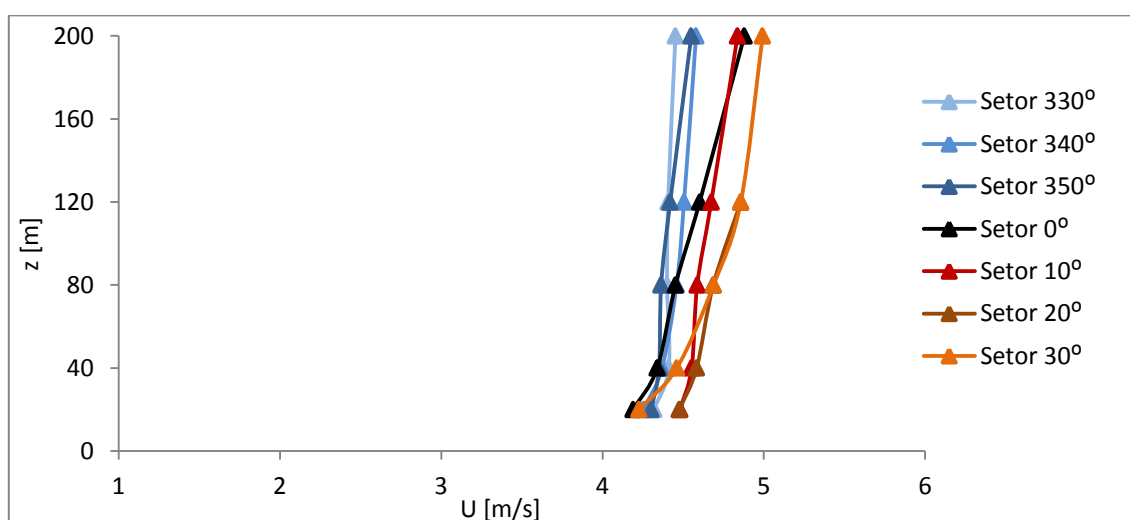
atmosférica do escoamento de aproximação e a reduzida dimensão da ilha (poucas centenas de metros percorridos pelo escoamento sobre esta), não permitem que a influência da variação diurna da superfície do solo se faça sentir.

Os resultados indicam que os efeitos de aquecimento/arrefecimento devidos à incidência/ausência da radiação solar existem, mas não são significativos. Assim, após a devida determinação dos fatores de correção para os efeitos da orografia no escoamento, pode considerar-se que a aplicação dos mesmos à série de vento independentemente do ciclo diurno do registo, será correta.

Por outro lado, para avaliar o impacto das mudanças bruscas da geometria da ilha no escoamento observado pela estação LiDAR, selecionaram-se os 6 setores (abertura de  $10^\circ$ ) consecutivos com maior ocorrência na região, centrados a:  $330^\circ$ ,  $340^\circ$ ,  $350^\circ$ ,  $0^\circ$ ,  $10^\circ$ ,  $20^\circ$ ,  $30^\circ$ . Devido às condições de extrema instabilidade atmosférica estimadas para a região nas velocidades mais baixas, dividiu-se o vento observado em duas classes de velocidade, superior a  $6 \text{ m/s}$  e inferior a  $6 \text{ m/s}$  (referenciadas a  $80 \text{ m}$  sobre a superfície da ilha). Os registos são apresentados nas figuras 3.23 e 3.24 correspondem ao período de 23 de Junho de 2011 a 22 de Junho de 2012.



**Figura 3.23** - Impacto das mudanças bruscas da geometria da ilha em setores consecutivos do escoamento com abertura de  $10^\circ$  e centrados de acordo com a legenda. Perfis médios observados pela estação LiDAR para  $U > 6 \text{ m/s}$  a  $80 \text{ m}$  de altura.



**Figura 3.24** - Impacto das mudanças bruscas da geometria da ilha em setores consecutivos do escoamento com abertura de  $10^\circ$  e centrados de acordo com a legenda. Perfis médios observados pela estação LiDAR para  $U < 6 \text{ m/s}$  a  $80 \text{ m}$  de altura.

Na figura 3.23 (velocidades do vento superiores a 6 m/s) pode ver-se que, com uma variação na incidência do escoamento de apenas  $10^\circ$  a forma dos perfis verticais do escoamento é bastante modificada, especialmente abaixo dos 80 m. Verifica-se que, as mudanças bruscas na geometria da ilha condicionam fortemente o comportamento do escoamento observado, sendo que, no curto intervalo entre os setores  $10^\circ$  e  $30^\circ$  as diferenças são mais acentuadas, como consequência da forte mudança da geometria da ilha (fig. 3.16).

Por outro lado, na figura 3.24 (velocidades do vento inferiores a 6 m/s) observa-se que a forma dos perfis verticais do escoamento observado nos diferentes setores é semelhante, não sofrendo alterações significativas aquando da mudança brusca da geometria da ilha.

Comparando as figuras 3.23 e 3.24 observa-se que, para velocidades superiores a 6 m/s (fig. 3.23), quando o escoamento incide sobre uma região da ilha com geometria e declive favoráveis à sua aceleração (setor  $330^\circ$  a  $350^\circ$ , fig. 3.16), ocorrem inversões nos perfis verticais da velocidade média horizontal observada, cujo máximo é atingido aos 40 m de altura (setores  $330^\circ$ ,  $340^\circ$  e  $350^\circ$ ). Por outro lado, para velocidades inferiores a 6 m/s (fig. 3.24) não se denota o mesmo efeito.

A análise das figuras 3.21 a 3.24 permite concluir que as condições de extrema instabilidade atmosférica da região condicionam fortemente o comportamento do escoamento sobre a ilha, sendo que nessas condições o escoamento é pouco sensível ao declive e geografia do acidente orográfico encontrado. Este fato pode indiciar que, as condições de extrema instabilidade atmosférica verificadas nas velocidades mais baixas, atenuam fortemente o efeito da orografia no escoamento atmosférico, podendo reduzir consideravelmente os efeitos de concentração. De fato, de acordo com Taylor and Lee (1984), sob condições de instáveis o acréscimo de velocidade sobre uma elevação pode reduzir-se até 30 % face a condições neutras. Assim, na situação presente, tratando-se de condições extremamente instáveis, essa redução poderá acentuar-se.

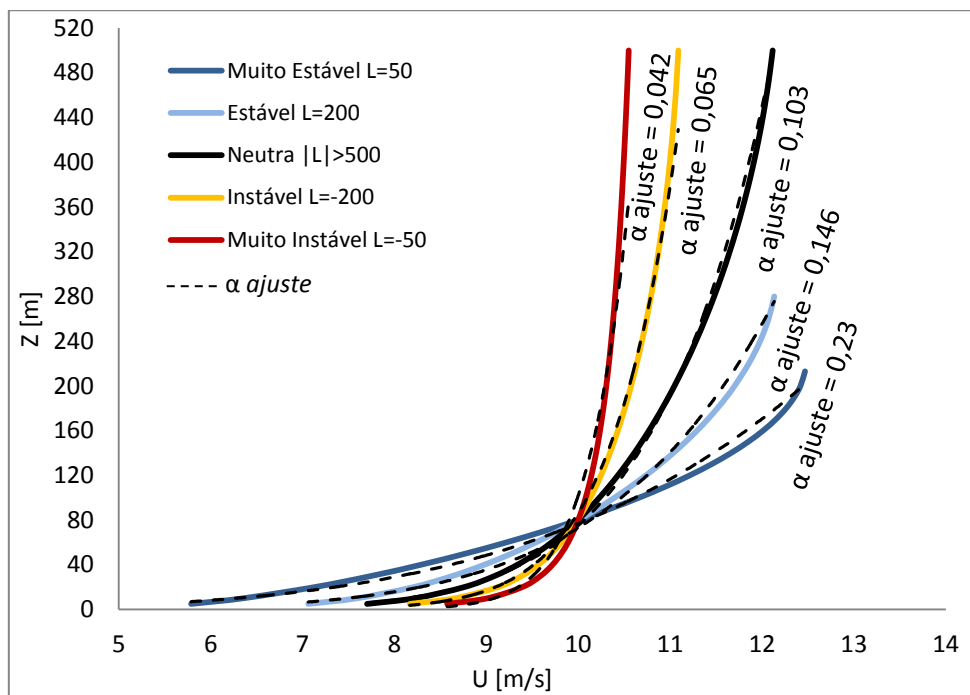
### 3.2.3 Influência dos parâmetros implícitos nas expressões para o perfil da CLA

O interesse em avaliar a influência da estabilidade atmosférica e da rugosidade da superfície do mar, implícitos nas expressões 2.14 a 2.16, reside no facto de serem aproximações resultantes do modelo numérico. A sua avaliação, permitirá adquirir maior sensibilidade sobre a magnitude que os eventuais desvios dos resultados do modelo MM5 possam trazer face à realidade.

Uma forma simples de avaliar a influência de tais parâmetros, consiste em fazer variar o valor do parâmetro pretendido num intervalo de interesse, enquanto os restantes permanecem constantes. Contudo, os valores constantes têm de ser próximos do que é esperado, pois, caso contrário, seriam necessárias dezenas de combinações, tornando o problema complexo e inútil para este caso de estudo.

#### ✓ Dependência da estabilidade atmosférica

Para avaliar a influência do comprimento de Obukhov,  $L$ , no perfil vertical do vento, construíram-se os perfis de velocidades média correspondentes a cada classe de estabilidade com recurso às equações (2.14 a 2.16) em combinação com a equação (2.3). A velocidade de referência foi definida a 80 m de altura com 10 m/s por representar o centroide da produção energética, e a espessura da CLA com 500 m, como resultados das simulações (MM5).



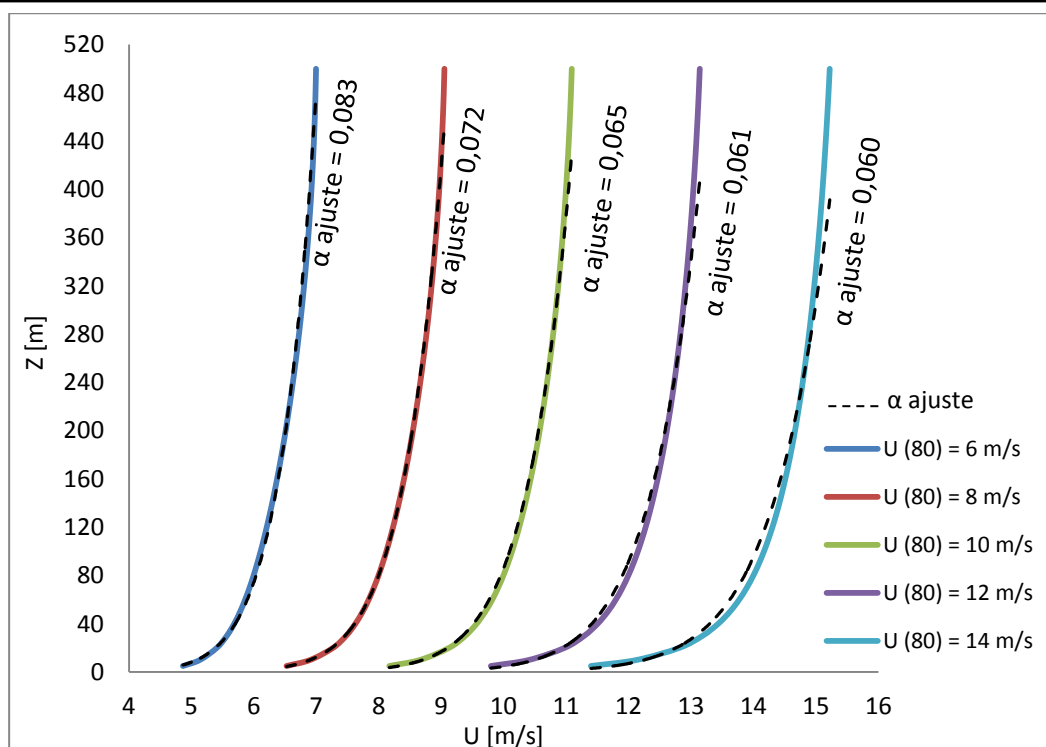
**Figura 3.25** - Influência de  $L$  no perfil de velocidades médias utilizando a teoria do comprimento de mistura de Gryning *et al.* (2007) em combinação com modelo de Charnock ( $U_{ref} = 10$  m/s,  $\alpha_c = 0,012$  e  $Z_i = 500$  m, exceto em condições estáveis e muito instáveis onde pode ser usada a relação:  $Z_i = 0,1 \times u_* / f_c$ ).

A figura 3.25 apresenta o perfil de velocidades médias sobre o mar como função da estabilidade atmosférica e parâmetros que lhe são inerentes ( $L_{MBL}$  e  $z_i$ ). A sua análise revela que o valor de  $\alpha$  pode variar fortemente apenas à custa da estabilidade atmosférica, sobretudo quando tende para estável ou muito estável. Salienta-se ainda que, sob elevadas velocidades do vento ( $> 12$  m/s) a variação de  $\alpha$  com a estabilidade atmosférica se torna mais intensa, traduzida em elevados valores de  $\alpha$  (entre 0,2 e 0,4)<sup>15</sup> em condições estáveis e muito estáveis, como consequência do crescimento da espessura da CLA verificado nessas condições (dado que a rugosidade do mar cresce de forma semelhante em qualquer condição de estabilidade).

#### ✓ Dependência da velocidade do vento (rugosidade do mar)

De acordo com o modelo MM5 e as conclusões do capítulo 3.2.2, apenas interessa avaliar a influência do crescimento da rugosidade do mar com a intensidade do vento para condições de atmosfera instável. Assim, utilizando as expressões (2.14 a 2.16 e 2.3) correspondentes à teoria do comprimento de mistura de Gryning *et al.* (2007) em combinação com modelo de Charnock para a rugosidade do mar e, introduzindo-se a espessura da CLA (500 m) para condições instáveis ( $L = -200$ ) fornecida pelo modelo MM5, obtiveram-se os perfis de velocidade média horizontal do vento para a gama de velocidades (6 a 14 m/s) preponderante da região.

<sup>15</sup> Valores de  $\alpha$  para escoamento sobre grandes superfícies de água.



**Figura 3.26** - Influência da velocidade do vento no perfil de velocidades médias utilizando a teoria do comprimento de mistura de Gryning *et al.*, (2007) em combinação com modelo de Charnock ( $L=-200$ ,  $Z_i = 500$  m,  $\alpha_c = 0,012$ )

Observando a figura 3.26, ao contrário do que seria expectável o valor de  $\alpha$  diminui ligeiramente para velocidades mais altas, embora seja notório "esvaziamento" (maior *deficit* de quantidade de movimento) do perfil vertical abaixo dos 80 m. De facto, isso acontece porque apesar de efetivamente a velocidade de atrito superficial e a rugosidade aumentarem, a preponderância dos fenómenos convectivos provoca um crescimento vertical muito rápido da velocidade horizontal logo nas primeiras dezenas de metros acima da superfície, de tal modo que os perfis se tornam rapidamente paralelos. Porém, em condições de atmosfera neutra ou estável, para velocidades cada vez maiores,  $\alpha$  é sempre crescente, uma vez que a fraca ou ausente, presença de fenómenos convectivos não permite "compensar" o crescimento da rugosidade e conseqüente velocidade de atrito.

### 3.2.4 Observação de perfis do escoamento medidos sobre o mar

O objetivo deste capítulo é sustentar uma base sólida de apoio à decisão do perfil de CLA esperado para a Berlenga, através de observações meteorológicas dos campos vento e estabilidade atmosférica, efetuadas em ambiente *offshore*. A relação entre esses campos resulta num determinado tipo de perfil vertical, ajustado por determinado valor de  $\alpha$ , fundamental para verificar se estão de acordo com as teorias apresentadas no capítulo 2.3.1.

Nesse contexto, entre diversos relatórios analisados, o relatório de Peña *et al.* (2012) apresenta informação detalhada de uma rede de 14 estações meteorológicas *offshore* (exceto Høvsøre e Utsira, que são *onshore*) situadas no Mar do Norte e Mar Báltico. Aqui, apenas é apresentada a localização espacial das estações (fig. 3.27) e um resumo dos resultados observados (ver detalhes no anexo B), por forma a facultar um parecer sobre os perfis *offshore*, que se tem medido. São particularmente interessantes as estações de Egmond aan Zee (EAZ) e Fino1, por apresentarem maiores semelhanças com a Berlenga, isto é, distância à costa semelhante e direções dominantes do escoamento vindas de

mar aberto. Por outro lado, estas estações são simultaneamente as se encontram nas latitudes mais baixas sem sofrerem da interferência dos parques eólicos existentes na região. Por esse motivo, apresentam-se também conclusões de outros autores sobre os registos das mesmas (fig.3.29).

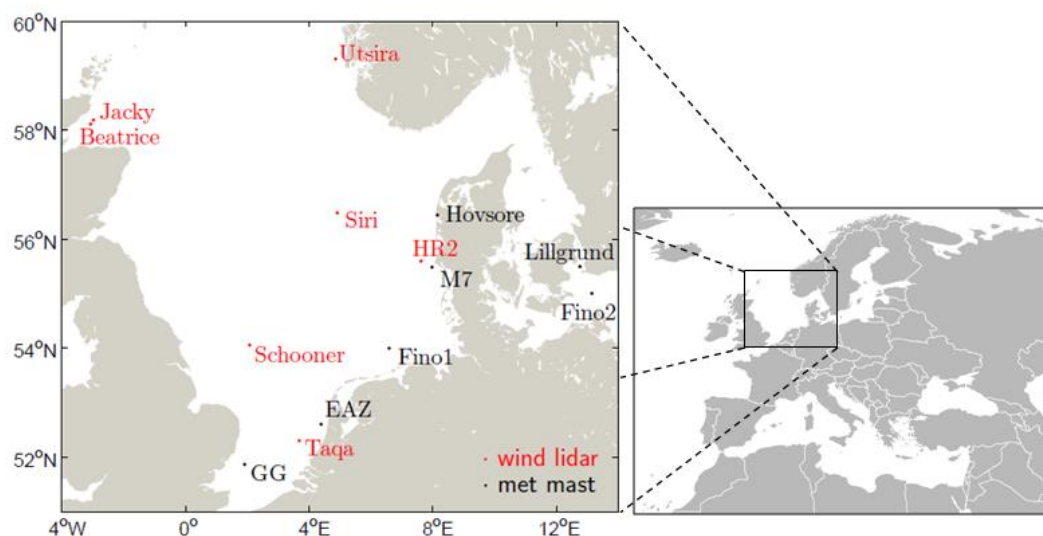


Figura 3.27 - Rede de estações meteorológicas NORSEWind no Mar do Norte e Mar Báltico (adaptado de Peña *et al.*, 2012).

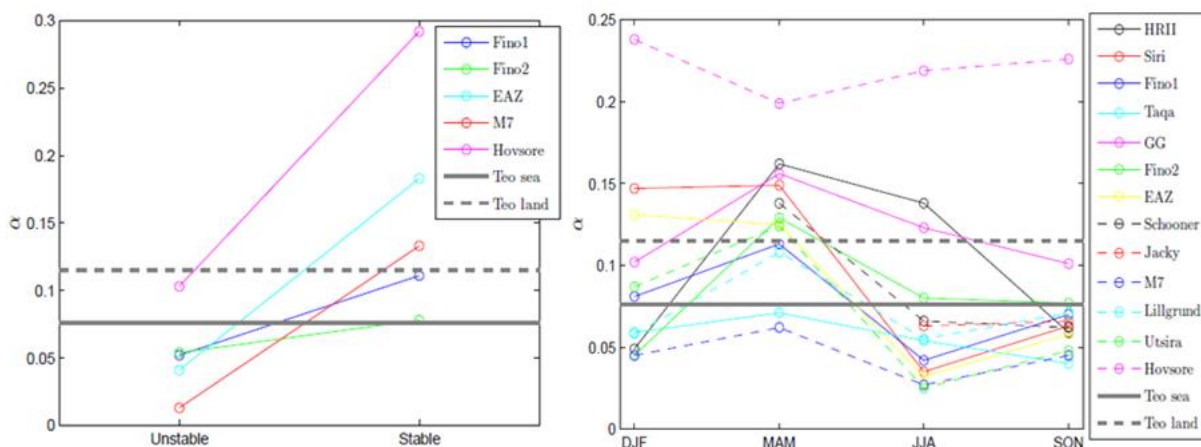


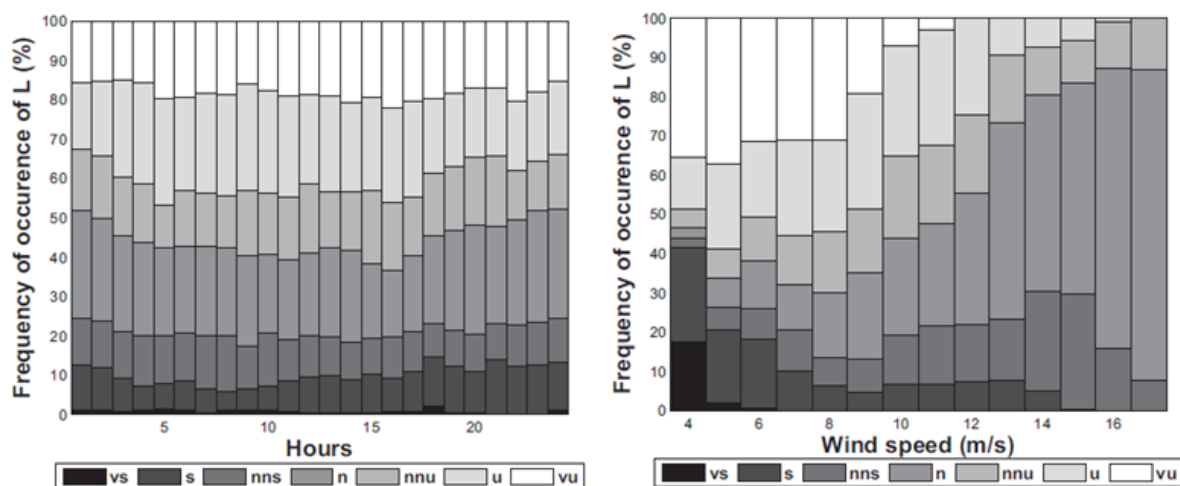
Figura 3.28 - Dependência atmosférica e sazonal de  $\alpha$  a 100 m sobre a superfície, na rede de estações da NORSEWind. À esquerda, dependência de  $\alpha$  com a estabilidade atmosférica nas estações que possuem observações de temperatura a dois níveis e anemómetro sónico. À direita, dependência sazonal de  $\alpha$  em toda a rede de estações. A linha cinzenta tracejada corresponde a  $\alpha$  teórico em Terra ( $z_0 = 0,015$  m) e a linha cinzenta corresponde a  $\alpha$  teórico sobre o mar ( $z_0 = 0,0002$  m), ambos em condições atmosféricas neutras (Adaptado de Pena *et al.*, 2012).

A dependência de  $\alpha$  com a estabilidade atmosférica (fig. 3.28, à esquerda), mostra que sob atmosfera estável  $\alpha$  tem valores muito diferentes entre estações meteorológicas. De acordo Pena *et al.* (2012) esse fato, é justificado pela ocorrência diferenciada de tempestades durante o Inverno, baixas alturas da CLA e presença dos jatos noturnos (LLJ) em condições de estabilidade atmosférica.

A variação sazonal de  $\alpha$  (fig. 3.28 à direita) justifica-se com a dependência da estabilidade atmosférica, onde no Verão e Outono se torna mais instável, porque a temperatura da água do mar está no seu máximo e é em média superior à temperatura do ar à superfície. Por outro lado, é na Primavera que a temperatura do mar atinge os valores mínimos, sendo a temperatura do ar à superfície já suficientemente superior à do mar para ocorrer fluxo de calor descendente Peña *et al.* (2012). Apesar da observação de uma rede de estações, não ficou claro no estudo do projeto NORSEWind a dependência de  $\alpha$  com a distância à costa.

Peña *et al.* (2012) conclui que no interior da CLS, o modelo MOST (*Monin-Obukhov Similary Theory*) mostrou estar de acordo com os registos efetuados sob condições de instabilidade atmosférica, enquanto que sob condições de estabilidade tende a sobrestimar o valor de  $\alpha$ .

Para demonstrar a influência do perfil vertical do escoamento atmosférico na produção e cargas nas turbinas eólicas, Sathe (2010) estudou a estabilidade atmosférica e a validade dos perfis teóricos anteriormente apresentados para a CLS e CLA, sobre o Mar do Norte em Egmond aan Zee, com medições a 21, 70 e 116 m. Com base em medições de temperatura e humidade nas alturas referidas, Sathe conclui que o local é dominado por condições instáveis e neutras (fig. 3.29).



**Figura 3.29** - Dependência da estabilidade atmosférica observada em EAZ de Julho 2005 a Outubro de 2008. À esquerda, variação diária da estabilidade. À direita, variação da estabilidade com a velocidade do vento (adaptado de Sathe, 2010).

No que respeita à validade das teorias, refere que a teoria para a CLS (MOST) está de acordo com os perfis medidos em condições instáveis e neutras, e que sobrestima o aumento da velocidade do vento com a altura em condições estáveis. Utilizando a teoria do comprimento de mistura para a CLA, onde constam os parâmetros  $z_i$  e  $L_{MBL}$ , Sathe conclui (para a mesma estação) que esta mostrou estar mais de acordo com os perfis medidos que a simples teoria de MOST. Acrescenta no entanto que, MOST e o modelo de Charnock's para  $z_0$  são suficientes para descrever o perfil vertical do vento em condições instáveis e neutras (Sathe, 2010).

A dependência da estabilidade atmosférica com a velocidade, bem como o perfil diário da estabilidade (fig. 3.29, 3.11 e 3.12), apresentam-se muito semelhantes à simulada para a região da Berlenga. Apesar de a Latitude e as temperaturas do mar e do ar à superfície poderem apresentar diferenças significativas, a diferença entre a temperatura do mar e a temperatura do ar pode ser semelhante em ambos os locais (embora a intensidade do fluxo de calor não seja linear com a diferença de temperaturas, o sentido do fluxo é o mesmo). Pela figura 3.29 (à direita) pode observar-se que quanto mais elevadas as velocidades, mais se torna dominante a neutralidade, tal como esperado, pois o fluxo de quantidade de movimento sobrepõe-se ao fluxo de calor (Sathe, 2010).

Consultando o Anexo B poderá observar-se os perfis de velocidade medidos (entre 30 e 100 m) na estação Fino1, para todas as classes de estabilidade atmosférica (Sundarajau *et al.*, 2013). Pela semelhança com o caso da Berlenga, interessa analisar os gráficos correspondentes às condições atmosféricas entre neutro e muito instável (ver detalhes no anexo B).

Verifica-se que mesmo sob condições de forte instabilidade atmosférica, é frequente ocorrerem elevadas velocidades do vento (12-18 m/s) e que por outro lado, para baixas velocidades (4-6 m/s)

podem ocorrer inversões no perfil vertical, sendo que, o perfil vertical médio do vento, é praticamente constante em altura.

Ainda na estação Fino1, quando as condições se tornam apenas instáveis, deixa de se verificar inversões do perfil vertical. Contudo, é interessante observar que, não só as velocidades mais altas ocorrem nesta condição ( $> 20$  m/s), como também o efeito do crescimento da rugosidade da superfície do mar com a velocidade, não se faz sentir, devido à forte intensidade da mistura do escoamento na CLS. Por outro lado, sob condições neutras, é bem notório o aumento de  $\alpha$  com a velocidade do vento, como resposta ao crescimento da rugosidade do mar e ausência de fluxos de calor favoráveis à mistura do escoamento.

De acordo com o modelo MM5, a região da Berlenga está praticamente quase todo o tempo sob condições muito instáveis, instáveis ou neutras. As conclusões e resultados dos autores anteriores, sobre os perfis observados no Mar do Norte confirmam especialmente as teorias apresentadas para os perfis verticais do escoamento sob essas condições. Este fato, permite utilizá-las com elevado grau de confiança.

### 3.2.5 Discussão e definição do perfil de CLA a simular

Tendo em conta a necessidade de corrigir toda a série de vento, a análise dos perfis observados sobre a Berlenga e os resultados simulados pelo modelo MM5, uma possível abordagem adequada consistiria em simular três perfis de velocidades médias distintos: o primeiro correspondente a condições extremamente instáveis e velocidades inferiores a 6 m/s, o segundo a condições instáveis e velocidades entre 6 e 10 m/s, e terceiro a condições neutras e velocidades superiores a 10 m/s.

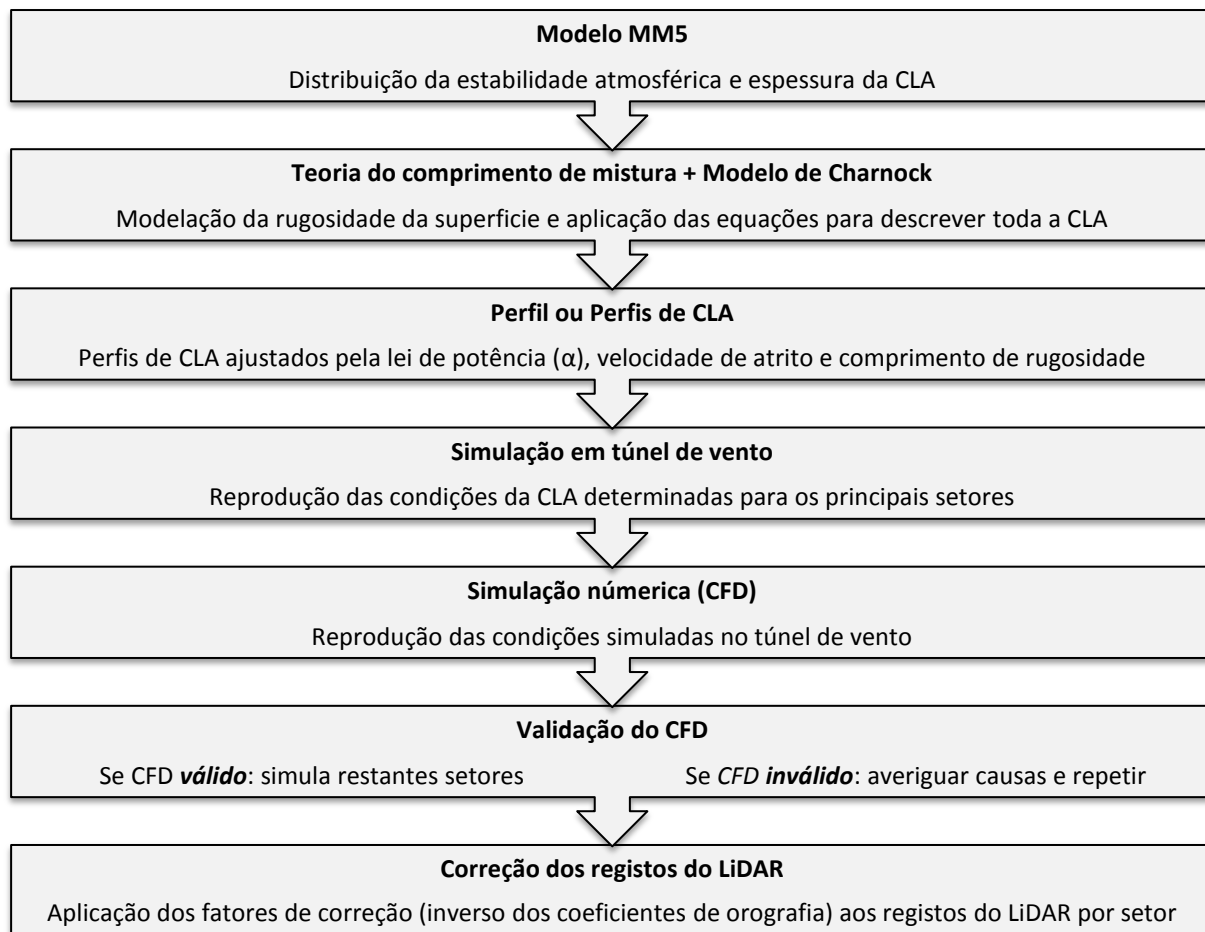
No entanto, há alguns constrangimentos que o impossibilitam. Um destes constrangimentos, consiste em simular o perfil extremamente instável, pois não é possível no túnel de vento disponível, reproduzir estratificação térmica. Considerar tais condições como neutras, com  $\alpha$  quase nulo pode não ser adequado, pois as observações no Mar do Norte mostraram que sobre forte instabilidade e baixas velocidades do vento, o perfil está frequentemente sob inversões em altura. Além disso, de acordo com as observações na ilha Berlenga, a forma como o escoamento se comporta nessas condições (extrema instabilidade e baixas velocidades do vento) é totalmente diferente de todas as restantes condições observadas.

O outro constrangimento, é a disponibilidade limitada que permite simular apenas um perfil de velocidades médias. Porém, tendo em conta a análise dos perfis observados sobre a Berlenga, pode-se considerar uma boa aproximação assumir um único perfil que considera apenas velocidades superiores a 6 m/s, onde as condições de extrema instabilidade são raras. Nesse caso, o perfil a simular corresponde à estabilidade, velocidade e espessura da CLA médias, observadas somente para velocidades acima de 6 m/s, pelo modelo numérico MM5. A tabela 3-5 resume esses valores, atribuídos como variáveis de entrada para a teoria do comprimento de mistura de Gryning *et al.* (2007), da qual resultam os valores de saída necessários para simular a CLA no túnel de vento e CFD.

**Tabela 3-5** - *Inputs e outputs* inerentes à teoria do comprimento de mistura de Gryning *et al.* (2007) pela equação 2.15 e 2.3 calculadas iterativamente. Simultaneamente o valor dos parâmetros que definem o perfil de velocidades médias a simular.

<i>Inputs</i>					<i>Outputs</i>		
Classe de estabilidade	L médio [m]	$\alpha_c$ (Charnock)	U (80m) [m/s]	$\delta$ CLA [m]	$z_0$ [m]	$u^*$ [m/s]	$\alpha$ (ajuste)
Instável	- 189	0,012	9	530	$9,4 \times 10^{-5}$	0,285	0,065

De forma sintética, a figura 3.30 apresenta o procedimento efetuado neste trabalho para eliminar o efeito da presença da ilha no escoamento registado pela estação LiDAR, ou seja, a estimativa do potencial eólico *offshore* com base em registos do escoamento.



**Figura 3.30** - Síntese do procedimento necessário a uma adequada correção dos registos do escoamento na Berlenga.

## 4 Simulação do modelo em túnel de vento

Os túneis de vento foram inicialmente desenvolvidos pela indústria aeronáutica para estudar o comportamento de fluidos em corpos aerodinâmicos, tendo vindo a ser amplamente estudados para o uso na engenharia eólica, nomeadamente no que respeita às técnicas de reprodução das características da CLA.

Representar corretamente as condições de uma CLA, exige conhecer antes de mais as suas características e o tipo de análise que se pretende efetuar. Neste caso, o perfil de velocidades médias e de intensidade de turbulência são suficientes, mas dependendo da análise pretendida podem ainda ser consideradas, a densidade espectral e o comprimento integral da turbulência, por exemplo.

O método de replicação dessas características em túnel de vento depende essencialmente das dimensões do túnel e dos meios disponíveis.

O modelo deve ser escalado de acordo com as dimensões do túnel e por forma a garantir determinadas condições de semelhança. É necessário ter em conta que, a necessidade de escalar um problema ou situação, envolve aproximações e limitações que podem tornar o método experimental falível.

### 4.1 Bases da simulação de modelos em túnel de vento

A simulação de um qualquer problema ou situação (protótipo) em túnel de vento, exige identificar e definir os parâmetros dimensionais que o governam, por forma a se poder definir condições que garantam a semelhança entre a situação e o modelo. Isto é, no caso do escoamento atmosférico, o processo envolve as equações de conservação da massa, quantidade de movimento, energia e a equação de estado do fluido. Adimensionalizar essas equações mediante valores de referência, conduz a grupos ou números adimensionais. É a conservação intacta dos valores desses grupos ou números da situação real para o modelo, que se designa de semelhança (Simiu, 1996).

Os números adimensionais a considerar na semelhança, dependem da análise pretendida, fluido dinâmica, estrutural ou outra. Em mecânica dos fluidos consideram-se geralmente três classificações de semelhança, definidas como:

Semelhança geométrica - todas as dimensões do modelo são iguais ao protótipo mediante um fator de escala.

Semelhança cinemática - o regime do escoamento deve ser o mesmo, estar no mesmo sentido, ter o mesmo formato das linhas de corrente e relacionar-se por um fator de escala. É necessário haver semelhança geométrica.

Semelhança dinâmica - as forças entre o modelo e o protótipo em pontos equivalentes diferem por um fator de escala. Tem de haver semelhança geométrica e cinemática.

Para simular o escoamento atmosférico (escoamento incompressível sem superfície livre) sob condições de atmosfera neutralmente estratificada, garante-se a semelhança dinâmica considerando apenas o número de Reynolds, isto é, a relação entre as forças de inércia e as forças viscosas (Abrahamsen, 2012; Duthinh and Simiu, 2011):

$$Re_m = \frac{U_m L_m}{\nu_m} = \frac{U_p L_p}{\nu_p} = Re_p \quad (4.1)$$

Onde,  $\nu$  é a viscosidade cinemática do fluido,  $U$  a velocidade do escoamento,  $L$  o comprimento característico,  $m$  e  $p$  os índices de modelo e protótipo, respetivamente.

A escala geométrica entre modelo e protótipo é 1:1250, as velocidades do escoamento e as viscosidades cinemáticas do ar são idênticas em ambos, resultando na impossibilidade de reproduzir o mesmo número de Reynolds. No entanto, é possível violar essa condição de semelhança quando as características do escoamento se tornam independentes do número de Reynolds. Isto acontece quando o número de Reynolds é suficientemente alto ( $\approx R_e \geq 10^6$ ) e o escoamento já se encontra completamente desenvolvido (turbulento). No túnel de vento, esses valores elevados alcançam-se com recurso a elementos passivos geradores de turbulência, colocados no túnel a montante do objeto, cujos detalhes são explicados no capítulo (4.4).

#### 4.1.1 Limitações do túnel de vento na simulação de um CLA:

No coloquio Euromech 50 sobre simulação da CLA em túnel de vento (Hunt and Fernholz, 1975), V. Nee afirmou que os elementos passivos são inadequados para simular intensidades de turbulência. Como estes criam turbulência a partir da energia cinética do escoamento médio, significa que o perfil de velocidades médias e a turbulência não são independentemente variáveis. O mesmo descreve, para resolver o problema, simular a CLA com um método baseado em dispositivos ativos, evitando que a turbulência decresça rapidamente ao longo do túnel (Hunt and Fernholz, 1975).

De acordo com Abrahamsen (2012) os quatro problemas de reprodução de uma CLA em túnel de vento são:

1. A simulação do escoamento no túnel de vento é afetada pela violação do número de Reynolds;
2. A CLA desenvolve-se pelo atrito do escoamento sobre a superfície da terra durante longas distâncias, enquanto no túnel de vento viaja apenas curtas distâncias, o que pode não reproduzir corretamente as escalas de turbulência relativas ao modelo;
3. Devido à rotação da terra (efeito de Coriolis), o escoamento está sujeito a uma rotação (espiral de Ekman) não reproduzível em túnel de vento, mas que pode ser significativa para objetos muito altos.
4. O vento não é constante ou regular, ou seja, significa que na realidade o perfil de velocidades difere com o tempo.

#### 4.1.2 Efeito de blocagem

Qualquer modelo colocado num túnel de vento vai causar uma obstrução parcial à passagem do escoamento, provocando aceleração do mesmo. Se esse efeito de blocagem for substancial, o escoamento em torno do modelo e a sua aerodinâmica, deixam de representar corretamente as condições do protótipo.

O efeito de blocagem pode ser considerado desprezável, se o rácio de blocagem for inferior a 5%, isto é, a razão entre a área de secção do modelo e a área de secção de trabalho do túnel (Duthinh and Simiu, 2011). Caso contrário, dependendo da forma do modelo e tipo de estudo aerodinâmico, existem na literatura vários métodos de correção e minimização do efeito de blocagem (ESDU, 1998).

No presente caso de estudo, a área de secção do modelo depende da sua posição face ao escoamento, onde na posição de área de secção máxima (comprimento do modelo da ilha

perpendicular ao escoamento), apresenta o valor de 1,7% dado pela equação para o rácio de blocagem:

$$BR = \frac{A_s \text{ modelo}}{A_s \text{ túnel}} = \frac{1,2 \times (0,068 + 0,02)}{3,1 \times 2} = 1,7\% \quad (4.2)$$

Verifica-se portanto, que o efeito de blocagem pode ser desprezado.

## 4.2 Caracterização do modelo e túnel de vento

O túnel de vento onde os ensaios foram realizados (LNEC) é do tipo aberto de sucção, isto é, sem recirculação de ar e com os ventiladores situados à saída. É um túnel de baixas velocidades (máxima de 18 m/s) com uma secção de trabalho de 3,1x2,0 m<sup>2</sup> e 9 m de comprimento, ou seja, é considerado um túnel curto. É composto por seis ventiladores axiais com potência unitária de 11 kW, onde dois dos quais têm capacidade de regulação por meio de um variador de frequência.

O modelo da ilha foi fabricado pela Universidade de Strathclyde (Glasgow, Escócia) no âmbito do projeto FP7 Norsewind (NORSEWind, 2013) e cedido pelo LNEG para a realização deste trabalho, encontrando-se à escala 1:1250 e incluindo: a ilha da Berlenga, os ilhéus em redor da mesma, o farol, o forte e as habitações existentes. O modelo está construído sobre uma placa retangular de madeira com aproximadamente 2 cm de espessura, o que representa cerca de 20 % da altura total do conjunto (modelo mais placa).

A presença desta placa levanta alguns problemas: a presença de arestas vivas que origina separações do escoamento, aumento dos efeitos de concentração e deslocação em altura do modelo. A colocação de uma rampa com 18 % de declive, foi a solução encontrada para resolver parcialmente os problemas, com exceção para a deslocação do modelo.

Importa salientar que o modelo foi construído de acordo com as curvas de nível da ilha referentes à carta militar portuguesa de 1965, onde a altitude máxima (local das estações anemométricas) estava definida com 92 m. Porém, as curvas de nível foram corrigidas, sendo que a carta militar de 2003 do apresenta a altitude máxima de 85 m. Assim, o modelo da ilha não corresponde ao valor real correto, tendo cerca de mais 7 m de altitude, podendo afetar o comportamento do escoamento no túnel de vento face à realidade.

## 4.3 Seleção e caracterização dos equipamentos de medida

Os equipamentos de medida a selecionar dependem do tipo de análise (e.g. pressão, velocidade, direção do escoamento, turbulência) e grau de precisão pretendidos no ensaio.

Avaliar corretamente o comportamento do escoamentos sobre o modelo devido à sua própria interferência, exigia medir a velocidade, direção e intensidade de turbulência do escoamento.

A técnica prevista utilizar e uma das mais apropriadas devido à sua relação custo/benefício, seria a anemometria de fio quente, uma vez que possui capacidade para medição da velocidade e direção do escoamento com boa precisão ( $\pm 0,5\%$ ), não perturba o escoamento incidente no ponto de medida (fio com 5  $\mu\text{m}$  de espessura), tem alta resolução espacial (1 mm) e alta resolução temporal (10 kHz). Existem outras técnicas que, por apresentarem vantagens semelhantes ou até mais, também poderiam ser utilizadas neste caso, tais como, PIV (*Particle Image Velocimetry*) ou LDA (*Laser Doppler Anemometry*). Estas técnicas acrescentam vantagens como, não interferência no escoamento, visualização de imagens ou ausência de posicionamento local do anemómetro, porém são bem mais dispendiosas e não estão disponíveis no túnel do LNEC (Dantec Dynamics, 2013).

Uma das principais desvantagens da anemometria de fio quente é a sensibilidade do equipamento, motivo pelo qual acabou por não ser utilizado nos ensaios, dado que se danificou, apesar de ainda ter sido calibrado. Aparentemente ter-se-á queimado um dos filamentos, por motivos desconhecidos. O anemómetro de fio quente do tipo CTA (*Constant Temperature Anemometry*) era bidirecional (2D) constituído por dois filamentos de tungsténio de apenas 5 µm de espessura. O seu princípio de funcionamento assenta nas trocas de calor entre os filamentos e o fluido, por convecção. A temperatura dos filamentos é mantida constante através de um circuito elétrico, ponte Wheatstone, capaz de detetar e compensar as pequenas variações na resistência elétrica devidas ao escoamento, que podem ser convertidas em velocidade através do sinal elétrico (Dantec Dynamics, 2013).

Em alternativa, teve de ser utilizada uma das técnicas mais comuns, robustas e menos dispendiosas, a anemometria com tubo de *pitot*.

O tubo de *Pitot* é um instrumento constituído por uma tomada que orientada para o escoamento e alinhada com as linhas de corrente, recebe o impacto do fluido, isto é, a pressão devida ao movimento do fluido (pressão dinâmica) somado da pressão patente ao fluido (pressão estática) - pressão total ou de estagnação.

O tupo de *Pitot* tipo *Prandtl* é semelhante, mas com a particularidade de medir também a pressão estática através de orifícios perpendiculares ao escoamento, situados nas paredes laterais do tubo (ver detalhes anexo C).

A velocidade do fluido determina-se a partir da pressão dinâmica, resultante da diferença entre a pressão total e pressão estática. A equação 4.3 para a velocidade do fluido como função da pressão dinâmica deriva da equação de Bernoulli, considerando que a altura  $z$  é nula.

$$u = \frac{\sqrt{2 \times p_{dinâmica}}}{\rho} \quad (4.3)$$

Onde  $\rho$  é a massa volúmica do ar, função da temperatura e pressão atmosféricas. Nos ensaios foram utilizados três tubos de *Pitot* do tipo Prandtl (ver detalhes no anexo C) e um tubo *Pitot* de múltiplas tomadas (ver detalhes anexo C), nomeadamente duas estáticas e três totais. Todas as tomadas de pressão foram conectadas a um transdutor de pressão (*PSI*) que através de uma interface (*DTC Initium*) e respetivo programa fornecem diretamente a pressão dinâmica a uma taxa de aquisição de 2 Hz.

#### 4.4 Técnica experimental de reprodução da CLA

A metodologia base de reprodução de uma CLA em qualquer túnel de vento assenta geralmente na utilização de elementos passivos (raramente se usam elementos ativos) dimensionados de acordo com parâmetros descritivos da CLA real. O escoamento uniforme ao incidir contra os elementos passivos deverá gerar fenómenos de turbulência e adquirir um perfil de velocidades médias horizontalmente homogéneo e de acordo com o projetado, na aproximação à secção de trabalho.

Em tuneis longos, a CLA desenvolve-se naturalmente apenas sobre a rugosidade colocada na superfície inferior ao longo de 20 a 30 m de comprimento, desse modo, alguns investigadores desenvolveram fórmulas para obter a relação entre os elementos de rugosidade e a resultante forma do perfil de velocidades médias. Contudo, quando não são usados elementos passivos, tais como pináculos, a semelhança entre a turbulência medida experimentalmente e a observada na atmosfera não é, geralmente, conseguida. Apesar disso, este tipo de túneis são provavelmente os melhores do

estado da arte a reproduzir as características do escoamento atmosférico (Simiu, 1978; Lopes *et al.*, 2008; Hunt and Fernholz, 1975; Counihan, 1969).

Em túneis curtos, a CLA tem de se desenvolver mais rapidamente e por isso são necessários métodos que criem défices de momento logo após a entrada do escoamento uniforme no túnel de vento. Assim, o uso de pináculos em combinação com elementos de rugosidade na superfície inferior, começou por volta dos finais da década de 1960, quando foi descoberto que os perfis de velocidade e a escala de comprimento produzidos, tinham uma intensidade que correspondia aos dados reais da CLA. Contudo, os métodos disponíveis até à data não conseguiam uma representação correta de todas as propriedades do escoamento em simultâneo. Na verdade, em muitos casos apenas conseguiam reproduzir corretamente o perfil de velocidades médias (Counihan, 1968; Simiu, 1978; Lopes *et al.*, 2008; Hunt and Fernholz, 1975).

Counihan (1969) sugeriu e comparou várias técnicas para melhorar as características da CLA gerada, tais como, a modificação da forma dos pináculos (para quartos de elipse) e colocação de uma barreira castelada à entrada do túnel, para melhorar o défice de momento inicial. O mesmo conclui que as técnicas melhoram a capacidade dos métodos para simular uma CLA neutra e que a mesma pode ser comparável a uma camada limite de uma parede rugosa.

Porém, estes métodos entre uma lista deles posteriormente desenvolvidos têm geometrias tão complexas e sofisticadas desenvolvidas por tentativa e erro, que ainda não foi possível construir regras simples de dimensionamento (Hunt and Fernholz, 1975).

Mais tarde, Irwin (1981) propôs um método simples de desenvolver uma CLA em túneis curtos, baseada na combinação de pináculos triangulares de aproximadamente 1,2 vezes a espessura da CLA a ser criada na secção de trabalho, com cubos como elementos de rugosidade.

Por ser simples de dimensionar e produzir resultados satisfatórios, o método de Irwin ainda é atualmente muito utilizado para simular uma CLA neutralmente estratificada, por esses motivos é descrito e utilizado neste trabalho.

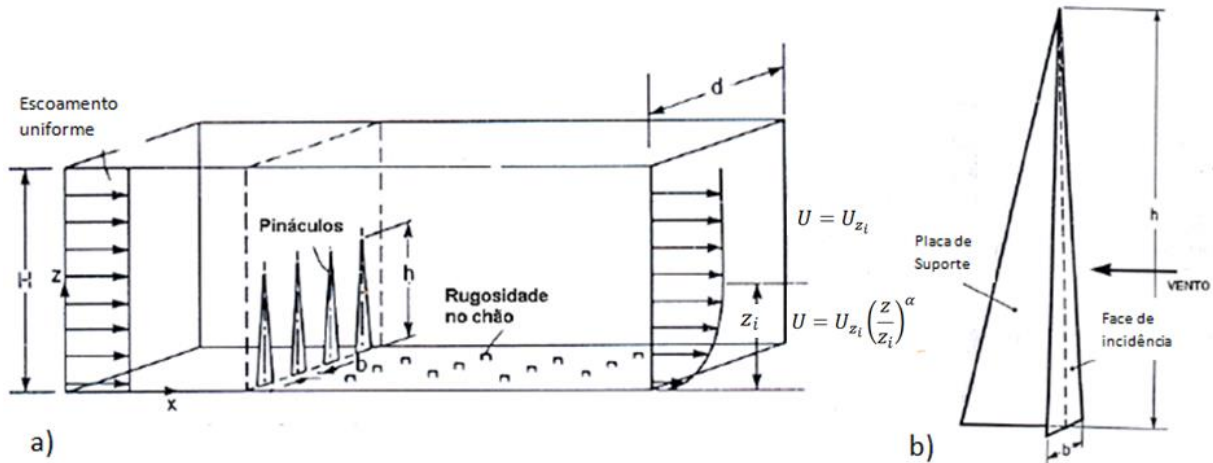
Contudo, apesar de em túneis longos ter sido possível encontrar semelhanças entre os ensaios experimentais e o escoamento atmosférico real nos perfis de velocidade média e de turbulência, em túneis curtos os perfis de turbulência são muito difíceis de reproduzir (Irwin, 1981).

#### ✓ **Método de Irwin**

Irwin propôs um conjunto de equações de dimensionamento dos elementos passivos que permitem simular a CLA pela contabilização de duas características essenciais do escoamento atmosférico: a altura da camada limite ( $z_i$ ) e a rugosidade do terreno, caracterizada pelo fator exponencial ( $\alpha$ ). Estes parâmetros são utilizados na lei de potência para descrever o perfil vertical de velocidades médias até à altura da CLA, sendo definida pela equação:

$$U = U_{z_i} \left( \frac{z}{z_i} \right)^\alpha \quad (4.4)$$

Onde  $U$  é a velocidade do vento a uma altura  $z$ ,  $U_{z_i}$  é a velocidade para  $z \geq z_i$ .



**Figura 4.1** - Disposição dos elementos passivos que levam à formação da CLA; b) configuração do tipo de pináculos utilizados - triangulares com suporte reto (adaptado de Irwin, 1980)

Segundo Irwin, quando os pináculos estão lateralmente espaçados de  $h/2$ , a uniformidade transversal da CLA é garantida a uma distância de cerca de 6 vezes a altura dos pináculos ( $h$ ), contabilizada a partir da localização dos mesmos. Os pináculos são colocados no início do túnel e a sua altura é dada pela seguinte equação (Irwin, 1981):

$$h = \frac{1,39 \times z_i}{1 + \frac{\alpha}{2}} \quad (4.5)$$

A largura da base dos pináculos triangulares ( $b$ ), na qual o espaçamento lateral entre os eixos é  $h/2$ , é obtida pela expressão que traduz a razão  $b/h$ :

$$\frac{b}{h} = \frac{1}{2} \times \left[ \Psi \times \frac{\frac{H}{z_i}}{1 + \Psi} \right] \times \left( 1 + \frac{\alpha}{2} \right) \quad (4.6)$$

Onde  $H$  é a altura de ensaio do túnel de vento, e  $\Psi$  um parâmetro dado pela seguinte expressão:

$$\Psi = \beta \times \frac{\left[ \frac{2}{1 + 2\alpha} \right] + \beta - 1,13 \times \frac{\alpha}{\left[ (1 + \alpha) \left( 1 + \frac{\alpha}{2} \right) \right]}}{(1 - \beta)^2} \quad (4.7)$$

Sendo que  $\beta$  depende das características fundamentais da CLA e é definido pela expressão:

$$\beta = \frac{\frac{z_i}{H} \times \alpha}{(1 + \alpha)} \quad (4.8)$$

No que respeita à manutenção da rugosidade a jusante dos pináculos, esta reproduz-se com recurso a cubos, dispostos a uma determinada distância entre eixos ( $D$ ) e dimensionados pela sua aresta ( $k$ ) de acordo com a seguinte expressão (Irwin, 1981):

$$\frac{k}{z_i} = e^{\left[ \left( \frac{2}{3} \right) \times \text{Log}_{10} \left( \frac{D}{z_i} \right) - 0,1161 \left[ \left( \frac{2}{C_f} \right) + 2,05 \right]^{0,5} \right]} \quad (4.9)$$

Onde  $C_f$ , corresponde ao coeficiente superficial de atrito necessário na obtenção de um perfil do tipo potência para um determinado  $\alpha$ , definido para uma situação de equilíbrio como (Irwin, 1981):

$$C_f = 0,136 \times \left[ \frac{\alpha}{1 + \alpha} \right]^2 \quad (4.10)$$

No entanto, a expressão  $(k/z_i)$  que dimensiona a disposição e dimensão dos cubos apenas é válida no intervalo de valores, definido pela seguinte expressão (Irwin, 1981):

$$30 < \frac{z_i \times D^2}{k^3} < 2000 \quad (4.11)$$

De acordo com o perfil de CLA estabelecido ( $\alpha = 0,065$ ),  $\alpha$  está no intervalo entre 0,05 e 0,08. Contudo, sabendo à priori que para  $\alpha$  inferiores a 0,1 os elementos de rugosidade têm dimensões extremamente reduzidas, de tal forma que se torna quase impossível aplicar na superfície do túnel, optou-se por escolher o valor superior do intervalo ( $\alpha = 0,08$ ). Isto porque, esta impossibilidade irá possivelmente diminuir o valor de  $\alpha$  devido à ausência da rugosidade na superfície, necessária ao desenvolvimento e manutenção da CLA.

Estabelecido o valor de  $\alpha$ , as dimensões dos elementos passivos são função da  $z_i$  da CLA, cujo valor real tinha sido definido em torno de 530 m. No túnel de vento a  $z_i$  da CLA é escalada de acordo com a escala do modelo (1:1250) resultando em valores na ordem de 0,4 m. Na tabela 4-1 apresentam-se os resultados das equações para  $z_i$  próximo do valor pretendido, cujo objetivo é obter um número inteiro de pináculos a utilizar. Assim, é possível identificar qual será o número inteiro de pináculos que origina uma  $z_i$  da CLA próxima de 530 m e recorrer a um processo iterativo para a determinar exatamente (função atingir objetivo da ferramenta *excel*).

**Tabela 4-1:** Dimensão dos elementos passivos para diferentes espessuras da CLA. A coluna mais à direita corresponde às características e dimensões utilizadas nos ensaios.

<b><math>z_i</math> da CLA Real (m)</b>	<b>438</b>	<b>500</b>	<b>563</b>	<b>527</b>
$z_i$ da CLA no Túnel (m)	0,35	0,4	0,45	<b>0,422</b>
$h$ altura dos pináculos (m)	0,468	0,535	0,601	<b>0,564</b>
$\beta$	0,01	0,01	0,02	<b>0,02</b>
$\psi$	0,02	0,03	0,03	<b>0,03</b>
$b$ base dos pináculos (m)	0,030	0,034	0,039	<b>0,036</b>
$\kappa \cdot h$ (m)	2,81	3,21	3,61	<b>3,38</b>
$d$ distância entre pináculos (m)	0,23	0,27	0,30	<b>0,28</b>
nº pináculos	13,25	11,60	10,31	<b>11,00</b>
$z_i/H$	0,175	0,200	0,225	<b>0,211</b>
$h/H$	0,234	0,267	0,301	<b>0,282</b>
$b/h$	0,064	0,064	0,064	<b>0,064</b>
$D$ aresta do cubo (mm)	-	-	-	<b>0,04</b>
$k$ distância entre eixos (mm)	-	-	-	<b>0,07</b>

Pode observar-se na tabela 4-1, na coluna mais à direita, as características da CLA esperada e as dimensões dos elementos passivos, cujas dimensões do cubo para que a equação 4.11 seja válida, são inferiores a 1/10 de mm.

#### 4.5 Procedimento experimental

A correta realização de ensaios em túnel de vento, envolve conhecer os potenciais problemas que podem advir, e planear o quê e como fazer para se atingir determinados objetivos. Concretamente

os objetivos destes ensaios são: em primeiro lugar obter uma CLA de acordo com a projeção, e em segundo, determinar o perfil de velocidades médias e direção do vento, medidos na posição geográfica de referência sobre a ilha (local da estação LiDAR) para os setores previstos do escoamento ( $0^\circ$ ,  $30^\circ$ ,  $180^\circ$ ,  $210^\circ$ ,  $300^\circ$ ,  $330^\circ$ ).

São esperados alguns contratempos, talvez não muito significativos, mas com impacto no comportamento do escoamento difícil de contabilizar, tais como: efeitos de concentração e distorção do escoamento devido à placa, mesmo com a rampa porque o declive poderá ser significativo (0,18); deslocamento vertical do modelo devido à placa; flutuações elevadas na velocidade do escoamento entre e mesmo durante os ensaios no túnel de vento (na ordem de 0,5 m/s); baixa precisão e dificuldades no posicionamento correto dos tubos de *pitot*, devido à escala reduzida do modelo; elevado erro na medição da direção do escoamento e consequente determinação da magnitude da velocidade com o tubo de *pitot* de múltiplas tomadas; ausência de elementos passivos de rugosidade na superfície do túnel devido à dimensão minúscula dos cubos. Cada um destes problemas será oportunamente discutido ao longo deste capítulo.

O procedimento experimental pode ser classificado em 3 fases distintas: a calibração do *pitot* de múltiplas tomadas, a construção e verificação da CLA gerada e os ensaios experimentais com o modelo da ilha na CLA.

#### 4.5.1 Calibração do *pitot* de múltiplas tomadas

O tubo de *pitot* de múltiplas tomadas (fig. 4.9) foi calibrado num túnel de vento fechado de elevada estabilidade.

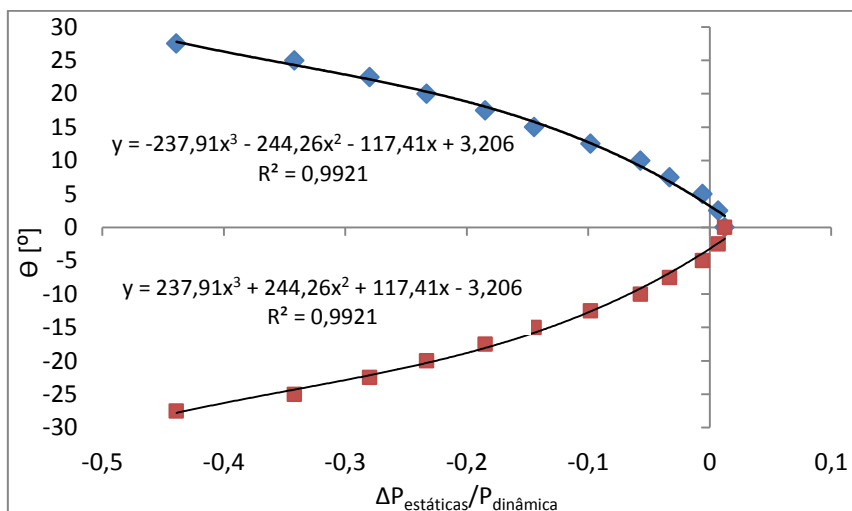
Na verdade, trata-se de encontrar um método adequado de utilizar as tomadas de pressão do tubo de *pitot*, cuja relação entre as diferentes pressões medidas possa resultar na observação do campo 2D do escoamento (direção horizontal e magnitude).

Dada a configuração tubo *pitot* de múltiplas tomadas apresentada anteriormente (cap. 4.3), é possível obter-se uma relação entre a diferença de pressões estáticas  $\Delta P_{est.}$  e a direção das respetivas tomadas face ao escoamento,  $\Theta$ . Porém, essa diferença de pressões não depende só da direção do escoamento incidente, mas também da velocidade do mesmo. Isso implica que a diferença de pressões tenha de ser adimensionalizada pela pressão dinâmica resultante da pressão total medida no mesmo ponto pela tomada central desse *pitot*. Estas relações resultam na seguinte equação:

$$\theta = \frac{P_{est. direita} - P_{est. esquerda}}{P_{dinâmica}} = \frac{\Delta P_{estáticas}}{P_{dinâmica}} \quad (4.12)$$

O procedimento iniciou-se colocando o tubo *pitot* alinhado com o escoamento incidente ( $\Theta = 0^\circ$ ) para determinada velocidade e respetiva pressão dinâmica conhecidas. Registou-se o campo conhecido do escoamento incidente medido pelo *pitot* de referência, a respetiva direção do escoamento face ao *pitot* múltiplas tomadas e as respetivas pressões observadas. O processo foi de seguida repetido para novas direções do tubo *pitot* face ao escoamento incidente, nomeadamente em intervalos  $2,5^\circ$  até atingir-se os  $30^\circ$ . Os mesmos ensaios foram efetuadas para a direção simétrica face à referida, isto é, para  $\Theta$  negativo.

Como o objetivo é determinar o valor de  $\Theta$  em função da relação entre as pressões futuramente observadas, construíram-se as curvas de ajuste polinomial de 3º grau para as quais cada  $\Theta$  conhecido havia resultado num determinado valor da relação entre as pressões registadas (fig. 4.2).



**Figura 4.2** - Funções obtidas para determinar a direção  $\Theta$  do escoamento incidente face às tomadas do *pitot*.

A figura 4.2 apresenta as funções para que nos ensaios futuros se possa determinar  $\Theta$  como função do alinhamento do escoamento face ao *pitot* múltiplas tomadas. As curvas são exatamente simétricas porque, a curva positiva não resulta de registos de pressão, mas da simetria da curva negativa, dado ter-se verificado no lado positivo elevadas oscilações na pressão registada, devido às falhas e reinício constantes do equipamento de registos aquando da calibração.

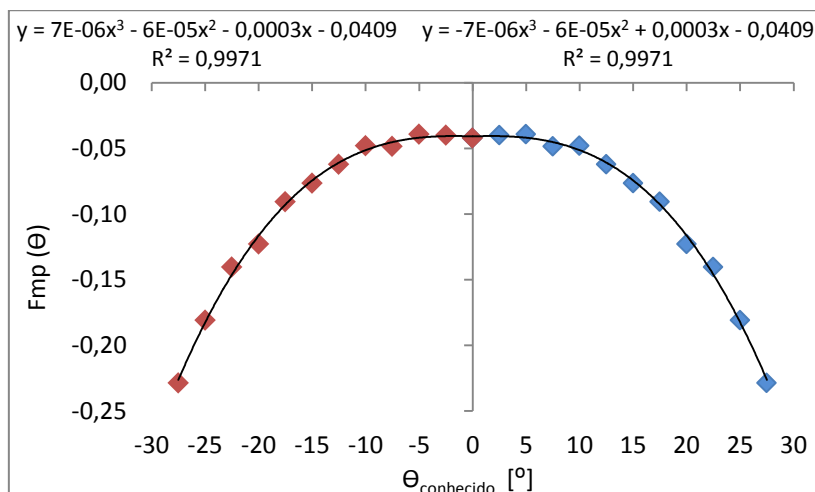
Para determinar a magnitude da velocidade resultante da pressão dinâmica medida não é possível usar diretamente as leis trigonométricas, uma vez que o *pitot* não mede somente a componente  $x$  da pressão. Por esse motivo, construiu-se uma função capaz de, para cada  $\Theta$  medido fornecer um fator para se obter a magnitude da pressão  $Fmp$ , que posteriormente aplicado à pressão dinâmica medida pelo *pitot* resultasse na magnitude da pressão dinâmica com a direção do escoamento  $\Theta$  calculado.

Assumindo-se que a relação entre a pressão dinâmica na direção do escoamento e a pressão dinâmica com direção  $\Theta$  será sempre constante, pode-se determinar  $Fcp(\theta)$  da seguinte forma:

$$Fmp(\theta) = \frac{P_{din. pitot mult.tomadas}(\theta) - P_{din. pitot ref. no T.V.}(\theta = 0^{\circ})}{P_{din. pitot ref. no T.V.}(\theta = 0^{\circ})} \quad (4.13)$$

Desta forma tem-se uma função para obter a magnitude da pressão dinâmica que deixa de depender da pressão dinâmica com direção  $\theta = 0^{\circ}$ , uma vez que não haverá forma de a conhecer posteriormente nos ensaios.

A figura 4.3 apresenta as funções  $Fmp(\theta)$  para a incidência positiva e negativa do escoamento, ajustadas por funções polinomiais de 3º grau em função de  $\Theta$  conhecido.



**Figura 4.3** - Funções obtidas para determinar o fator de correção da pressão a aplicar na pressão dinâmica registada para determinado desvio  $\Theta$  do escoamento incidente.

Novamente, na figura 4.3, a função positiva resulta da simetria da função negativa, pelos mesmos motivos.

Com as curvas de calibração determinadas, segue-se a metodologia para obter a magnitude da pressão do escoamento com direção  $\Theta$ , por aplicação das mesmas aos registos do tubo de *pitot* de múltiplas tomadas em futuros ensaios:

1) Determina-se o ângulo da direção  $\Theta$  [°] do escoamento aplicando aos registos das pressões estáticas e dinâmica, medidas pelo tubo *pitot* de múltiplas tomadas, as seguintes equações:

$$\theta = -237,92x^3 - 244,26x^2 - 117,41x + 3,206 \quad \text{para } \theta \geq 0 \quad (4.14)$$

$$\theta = 237,92x^3 + 244,26x^2 + 117,41x - 3,206 \quad \text{para } \theta \leq 0 \quad (4.15)$$

Onde,  $x$  é:

$$x = \frac{P_{est. direita} - P_{est. esquerda}}{P_{dinamica}} \quad (4.16)$$

2) Com  $\Theta$  calculado, determina-se o respetivo  $Fmp$  com as seguintes equações:

$$Fmp = -7^{-6}\theta^3 - 6^{-5}\theta^2 + 0,0003\theta - 0,0409 \quad \text{para } \theta \geq 0 \quad (4.17)$$

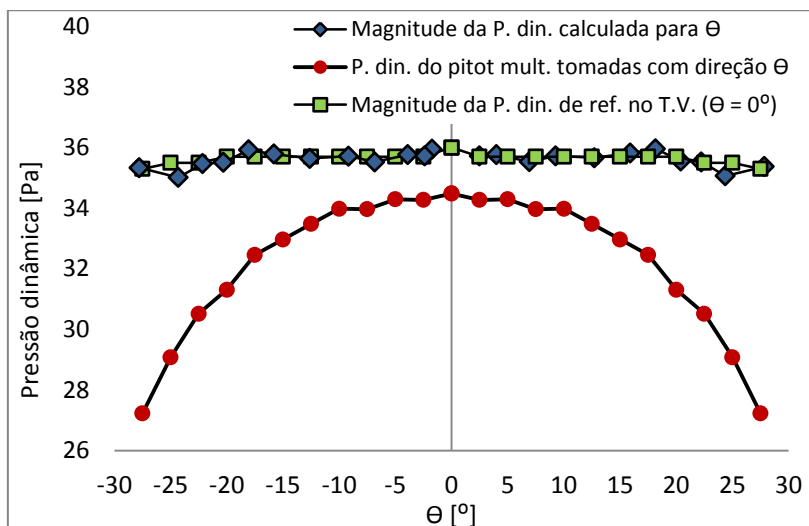
$$Fmp = 7^{-6}\theta^3 - 6^{-5}\theta^2 - 0,0003\theta - 0,0409 \quad \text{para } \theta \leq 0 \quad (4.18)$$

3) A magnitude da pressão dinâmica com determinado ângulo direcional  $\Theta$  vem determinada por:

$$P_{mag. din.} = \frac{P_{din. pitot mult. tomadas}}{1 + Fmp} \quad (4.19)$$

A pressão dinâmica resultante da equação anterior é convertida em velocidade do escoamento pela equação 4.3.

Para verificar a legitimidade das curvas obtidas faz-se primeiro a sua aplicação direta sobre os registos de pressão efetuados no próprio processo, ou seja, no fundo trata-se de reverter o processo e verificar se coincidem.

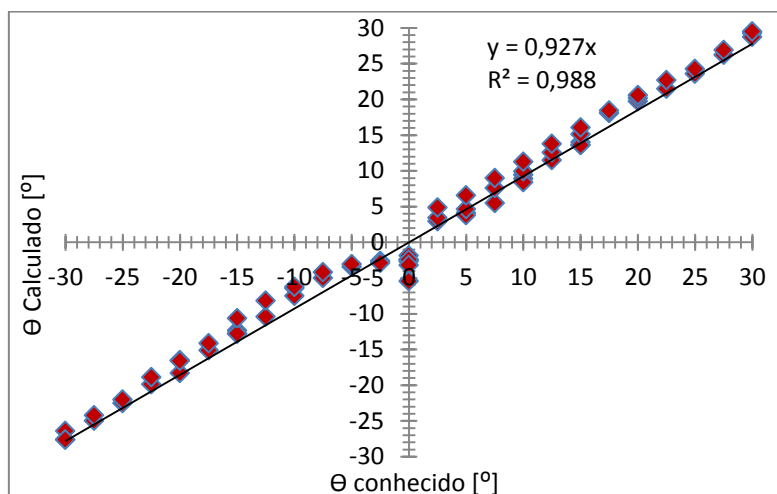


**Figura 4.4** - Comparação entre a magnitude da pressão dinâmica de referência no túnel de vento e a pressão dinâmica obtida pelo múltiplas tomadas após cálculo de  $\Theta$  e aplicação do fator de correção para  $\Theta$  correspondente

A figura 4.4 mostra a magnitude da pressão dinâmica de referência (pontos a verde) e pressão dinâmica para cada direção  $\Theta$  (pontos a vermelho), resultantes dos ensaios para a determinação das curvas de calibração anteriores. Por outro lado, a mesma figura mostra também a magnitude da pressão dinâmica calculada para cada  $\Theta$  calculado (pontos a azul), isto é, a pressão resultante da aplicação das curvas de calibração sobre a pressão dinâmica medida pelo *pitot* múltiplas tomadas em cada direção  $\Theta$ .

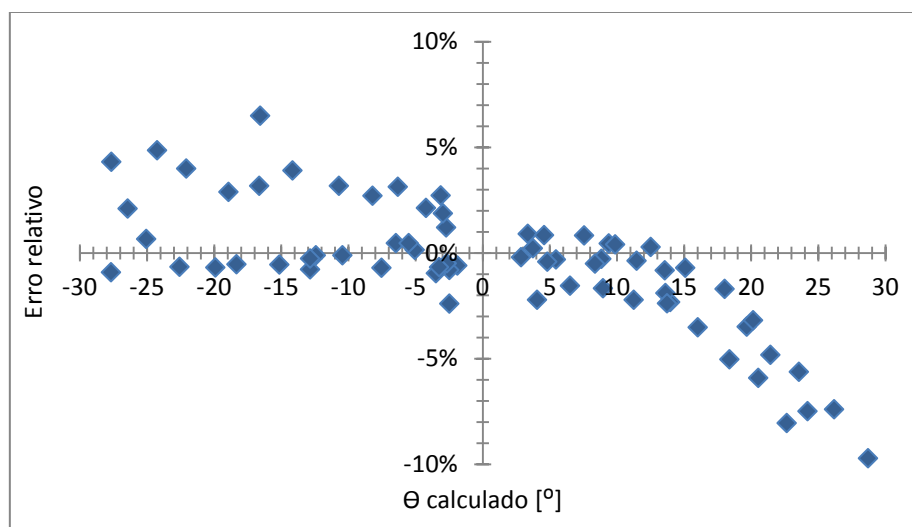
Supostamente, no mesmo gráfico, os pontos a vermelho deveriam coincidir com os pontos a verde, pelo menos até  $\Theta = 5^\circ$ . Porém isso não se verifica, observando-se que o *pitot* múltiplas tomadas registou um défice de pressão na ordem de 2 Pa. Por outro lado, após a aplicação das curvas de calibração, os pontos são forçados a coincidir uma vez que as mesmas foram determinadas tendo em conta essa diferença.

Para validar o método, as curvas de calibração foram aplicadas combinando novas velocidades do escoamento com vários ângulos direcionais conhecidos. No caso da direção do escoamento determinou-se o erro médio quadrático através da correlação entre  $\Theta$  conhecido e  $\Theta$  calculado (fig. 4.5). Para a magnitude da pressão dinâmica calculou-se o erro relativo, isto é, a entre diferença de pressões dinâmicas conhecida e calculada, divididas pela pressão dinâmica conhecida (fig. 4.6).



**Figura 4.5** - Correlação obtida entre  $\Theta$  conhecido e  $\Theta$  calculado para diferentes velocidades do escoamento, nomeadamente na ordem de: 9 m/s ( $\approx 47$  Pa, 4 pontos), 8 m/s (36 Pa, 61 pontos) e 5,5 m/s (17 Pa, 8 pontos).

A correlação entre  $\Theta$  conhecido e  $\Theta$  calculado apresentada na figura 4.5 é bastante elevada, onde o maior desvio encontra-se para  $\Theta$  entre  $-3^\circ$  e  $3^\circ$ , e o desvio médio é na ordem de  $2^\circ$ . Contudo, o método de cálculo apresenta uma ligeira tendência para subavaliar o valor de  $\Theta$ , verificada pelo valor ( $<1$ ) da tendência da equação linear.



**Figura 4.6** - Erro relativo na magnitude da pressão dinâmica para cada  $\Theta$  calculado para diferentes velocidades do escoamento, nomeadamente na ordem de: 9 m/s ( $\approx 47$  Pa, 4 pontos), 8 m/s (36 Pa, 61 pontos) e 5,5 m/s (17 Pa, 8 pontos).

A distribuição dos erros relativos denota uma clara tendência para a sobreavaliação da magnitude da pressão dinâmica calculada aquando da presença de  $\Theta$  superior a  $15^\circ$ . Contudo, para o intervalo onde é mais provável o modelo da ilha introduzir desvios no escoamento,  $-15^\circ < \Theta < 15^\circ$ , o erro médio relativo é bastante aceitável, na ordem dos 2%.

Por outro lado, há ainda um fator importante a considerar: a diferente posição dos dois orifícios (das estáticas) em cada tomada. Numa, estão situados nos lados, enquanto na outra estão situados na parte inferior e superior. Esta posição diferenciada dos orifícios nas duas tomadas pode originar futuros erros nas medições sobre a ilha, devido à possibilidade de a mesma introduzir uma componente vertical no escoamento. Devido a essa disposição dos orifícios, qualquer ângulo vertical do escoamento provoca nas pressões estáticas, exatamente o mesmo efeito que o homólogo na horizontal. Ora, como a calibração considerava apenas pressões estáticas resultantes de um qualquer ângulo da componente horizontal do escoamento, e agora essas pressões estão desconhecidamente adulteradas por um somatório de componentes  $V$  e  $W$ , tem-se um ângulo dito horizontal, que é na verdade uma mistura dos dois.

Em geral, o método utilizado podia ser bastante razoável se a componente vertical do escoamento pudesse ser desprezável, com erros não superiores aos erros mínimos que se espera conseguir no posicionamento correto do tubo *pitot* nos ensaios. Porém, o problema será descobrir se a componente vertical poderá ser desprezável, uma vez que não há como quantificá-la.

#### 4.5.2 Construção e verificação da CLA gerada

A CLA projetada para  $\alpha=0,08$  foi construída com 11 pináculos de 56,4 cm de altura posicionados perpendicularmente às paredes do túnel e a 2 m a jusante do início deste (figs. 4.7, 4.10 e 4.11). Esse posicionamento tem em conta o local da secção de trabalho, a distância a que se espera obter a CLA projetada e uma distância adicional entre o modelo e o local da CLA projetada, devido ao efeito de obstrução provocada pelo modelo ao escoamento a barlavento.

A verificação da CLA gerada foi realizada com o túnel vazio, isto é, sem a presença do modelo (fig. 4.7). As velocidades foram registadas por dois tubos de *pitot Prandtl*, colocados na posição onde era esperado obter a CLA projetada, em conjunto com o tubo *pitot* múltiplas tomadas, colocado 50 cm a sotavento dos anteriores, região onde o escoamento irá incidir no modelo. Um dos tubos *pitot Prandtl* juntamente com o tubo *pitot* múltiplas tomadas, efetuaram os registos de pressão simultaneamente, dos 3,4 cm aos 16 cm com intervalos de 1,6 cm, seguindo-se intervalos de 4 cm até aos 40 cm. O segundo tubo *pitot Prandtl* foi mantido a registar dados em simultâneo no topo da CLA, a 40 cm sobre a superfície do túnel.

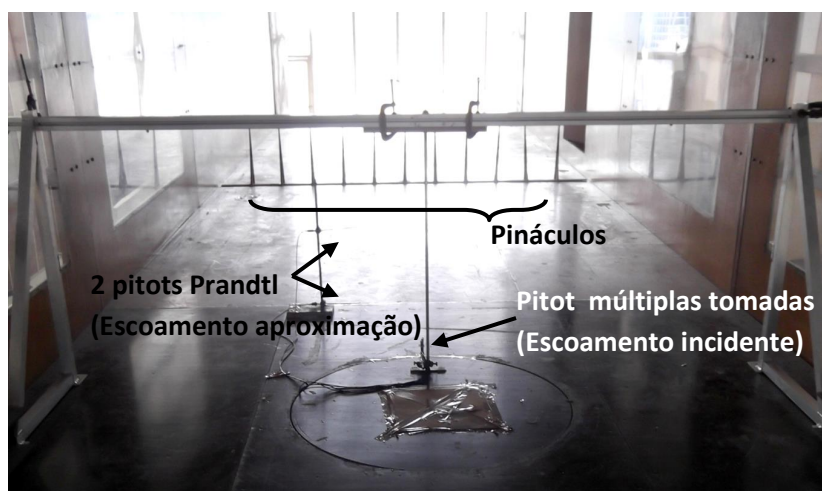


Figura 4.7 - Atividade experimental de verificação da CLA gerada antes da colocação do modelo.

Após conversão dos registos de pressão em velocidade do vento, as flutuações de velocidade entre ensaios foram corrigidas pelo fator de correção resultante da razão entre a velocidade média de todos os ensaios e a velocidade de cada ensaio, ambas no topo da CLA. Esta flutuação ocorre não só devido à pouca estabilidade do túnel de vento, mas também devido às flutuações geradas pela CLA. Observa-se com frequência variações de 0,3 m/s entre ensaios consecutivos, atingindo por vezes 0,5 m/s ou mais. O resultado dos ensaios para a verificação da CLA gerada, foram medidos pelos dois tipos de *pitot* e encontram-se na figura 4.8.

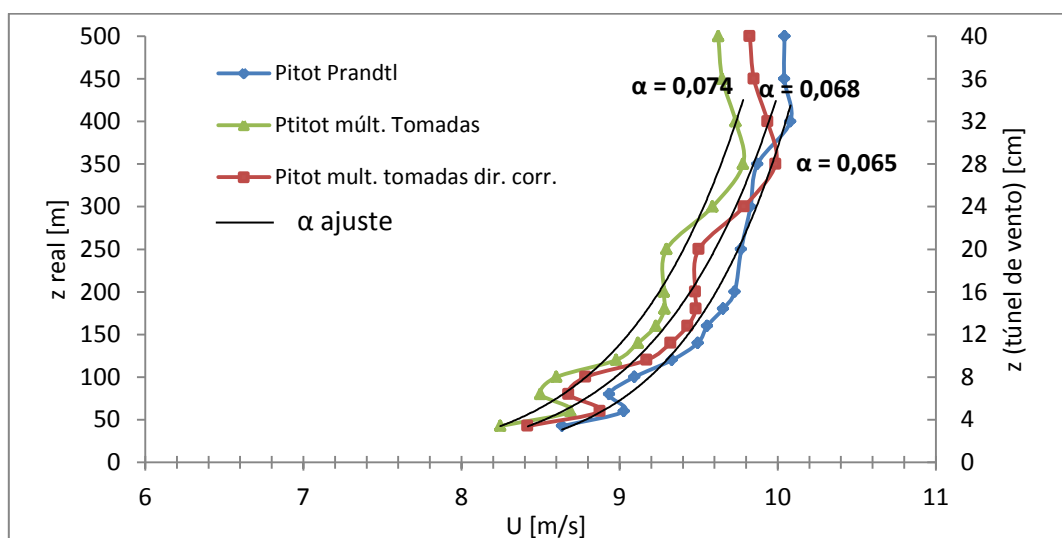


Figura 4.8 - Perfis de CLA obtidos no túnel de vento pela medição da pressão com dois tipos de tubos de *pitot* diferentes, resultantes da projeção dos elementos passivos (pináculos) para  $\alpha = 0,08$  e  $z_t$  da CLA de 527 m.

Observando a linha azul da figura 4.8 (*pitot* Prandtl) verifica-se que tanto  $\alpha$  como  $z_i$  são ligeiramente inferiores ao valor projetado para o túnel de vento ( $\alpha = 0,08$  e  $z_i = 527$  m), tal como seria espetável que acontecesse, devido à ausência de rugosidade na superfície do túnel, necessária à manutenção da CLA. Porém, o valor de  $\alpha$  resultante do ajuste aos registos do *Pitot* Prandtl (linha azul da fig. 4.8) coincide com o valor estimado para o perfil da CLA do escoamento de aproximação à ilha ( $\alpha = 0,65$ ), definido no capítulo 3.2.5 (tabela 3-5).

Da mesma forma, apresentada na linha azul (fig. 4.8), o perfil da CLA obtido no túnel foi registado pelo tubo de *pitot* múltiplas, cujas velocidades apresentadas resultam apenas da leitura da tomada central, pressão total. Verifica-se que este regista sempre menos pressão que o *pitot* Prandtl, resultando em média numa velocidade de 0,37 m/s mais baixa (cerca de 4%) e num  $\alpha$  ligeiramente superior. Apesar de situado 50 cm a sotavento do *pitot* Prandtl, não seria motivo para registar menores velocidades, mas provavelmente o inverso, uma vez que sem manutenção da rugosidade,  $\alpha$  tende a diminuir com a distância aos pináculos (fig. 4.7). Assim, tal como se tinha verificado na calibração, desconhece-se por que motivo o *pitot* múltiplas tomadas mede uma pressão total deficitária, que neste caso registou um défice ainda maior, em média 4 Pa face ao *pitot* Prandtl. Esta afirmação é segura uma vez que o segundo *pitot* Prandtl, fixo no topo da CLA, registou o mesmo que o primeiro à mesma altura.

A linha vermelha (fig. 4.8) resulta da aplicação das curvas de calibração definidas no capítulo 4.5.1 para obtenção da magnitude e direção da velocidade do escoamento resultantes dos registos do *pitot* múltiplas tomadas, pressão total e estáticas. Porém nesta situação, o escoamento está aproximadamente alinhado com as tomadas desse *pitot* (desvio  $< 7^\circ$ ) e por isso não deveria ser necessário aplicar-se as curvas de calibração. No entanto, é necessário corrigir-se o défice de pressão do *pitot* múltiplas tomadas, verificado na calibração do mesmo (cap. 4.5.1) e por isso as curvas de calibração têm de ser sempre aplicadas mesmo que o escoamento esteja alinhado com as tomadas de pressão. Contudo verifica-se que, mesmo aplicando as curvas de calibração, as quais corrigem esse défice de pressão, não foi suficiente para se obter a pressão dinâmica correta, isto é, igual aos registos do *pitot* Prandtl. Assim, conclui-se que os registos de pressão obtidos com o *pitot* múltiplas tomadas conduzem a velocidades do escoamento subavaliadas.

Relativamente à intensidade de turbulência gerada, verificaram-se valores na ordem dos 7,5 % entre os 3,4 cm e 36 cm, e 7 % a 40 cm. Não se verificou decréscimo significativo da intensidade de turbulência com a altura no interior da CLA. Este fato é perfeitamente normal dada a ausência de rugosidade na superfície inferior do túnel de vento. Contudo, os valores médios registados estão de acordo com o esperado para as condições de uma CLA real sobre a superfície do mar e próxima da costa.

O valor médio da intensidade turbulência natural do túnel de vento situa-se nos 4 %, estando dentro do normal para um túnel de vento do tipo aberto. Ao passo que, um túnel de vento do tipo de fechado é bastante mais estável, com valores na ordem de 1 %.

#### 4.5.3 Ensaios experimentais com o modelo da ilha na CLA

Com o propósito de cumprir os objetivos, seguem ordenadamente as atividades desenvolvidas após a calibração do *pitot* múltiplas tomadas e a verificação da CLA gerada.

- a) Colocação de dois tubos de *pitot* Prandtl a montante do modelo, na zona do escoamento de aproximação (posição de CLA desenvolvida), a 8,4 cm e a 40 cm sobre a superfície do túnel (ver detalhes no anexo C);

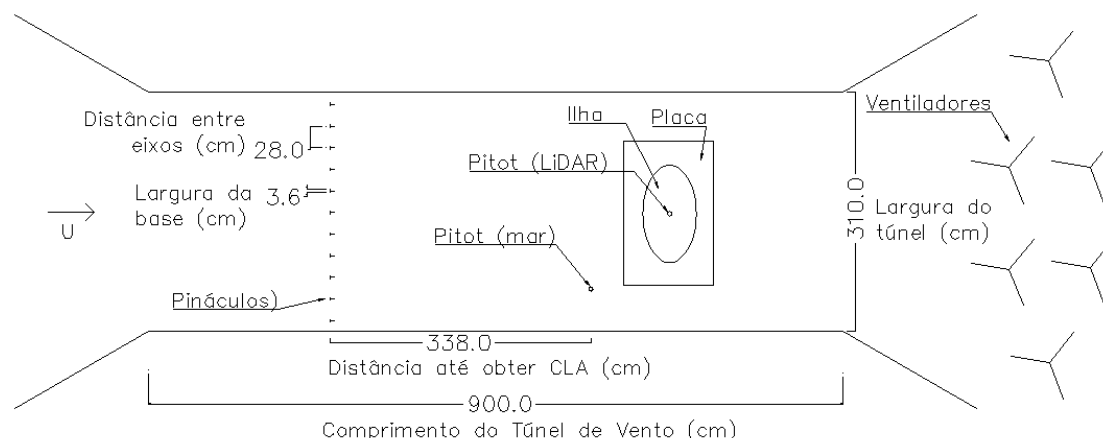
- b) Fixação do modelo na secção de trabalho na posição pretendida, colação das rampas a montante e sistema de suporte do tubo de *pitot* (ver detalhes no anexo C);
- c) Colocação de guias de orientação (fios de nylon) na horizontal ( $x_0, y_0, z_0$ ;  $x_1, y_0, z_0$ ) e vertical ( $x_0, y_0, z_0$ ;  $x_0, y_0, z_1$ ) para posicionamento correto do tubo de *pitot* de múltiplas tomadas (fig. 4.9);
- d) Colocação de "sensores" de direção do vento na posição de referência no fio de *nylon* vertical (fig. 4.9);
- e) Calibração do equipamento de leitura com os ventiladores desligados;
- f) Colocação e posicionamento do tubo de *pitot* na posição de referência à altura prevista, com recurso às guias de orientação e uma régua (ver detalhes no anexo C);
- g) Ativação dos ventiladores, leitura da temperatura do ar no túnel e registo dos valores de pressão durante aproximadamente 1 minuto e 15 segundos;
- h) Repetição dos passos 6) e 7) para as várias alturas na mesma direção, de modo a construir o perfil vertical de velocidades médias. Os pontos foram medidos verticalmente sobre a ilha na posição onde se encontra a estação LiDAR, desde 1,6 cm (20 m) até 16 cm (200 m) em intervalos de 1,6 cm (20 m), seguidos de intervalos de 4 cm (50 m) até aos 40 cm (500 m).

Concluídos os ensaios para a primeira direção, repetiu-se todo o processo para as restantes 5 direções do escoamento.

As figuras 4.9 a 4.11 representam o esquema da atividade experimental no túnel de vento do LNEC.



**Figura 4.9** - À esquerda o tubo *pitot* múltiplas tomadas (visíveis as estáticas nas laterais e a de estagnação ao centro) alinhado para o escoamento com as guias. À direita, os "sensores de direção" colocados no fio de nylon vertical.



**Figura 4.10** - Ilustração a atividade experimental efetuado no túnel de vento do LNEC (vista no plano xy). LiDAR e mar são apenas as posições geográficas reais equivalentes no modelo.

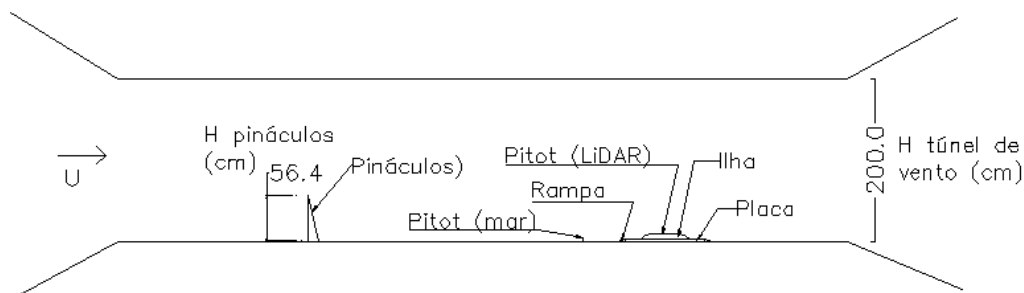


Figura 4.11 - Ilustração da atividade experimental no túnel de vento do LNEC (vista no plano xz).

#### 4.6 Resultados experimentais

Os resultados experimentais seguidamente apresentados para os perfis de velocidade média e direção do escoamento sobre o modelo da ilha na posição geográfica da estação LiDAR, resultam dos ensaios efetuados sob a CLA obtida ( $\alpha = 0,065$ ) e apresentada no capítulo 4.5.2. A velocidade média do escoamento de aproximação nos ensaios rondou os 9,1 m/s a 8,4 cm (105 m) e os 10,1 m/s a 40 cm (500 m, topo da CLA), sobre a superfície do túnel de vento. A correção das flutuações de velocidade entre os ensaios foi efetuada pelo fator de correção, resultante da razão entre a velocidade de cada ensaio e a velocidade média de todos os ensaios, numa mesma direção do escoamento.

Os perfis de velocidade média obtidos sobre o modelo foram adimensionalizados pela respetiva velocidade média de referência do escoamento de aproximação, isto é, cada ponto medido sobre a ilha foi dividido pela velocidade de aproximação a 6,4 cm (80 m) sobre o "mar". Porém, antes desta adimensionalização, o perfil do escoamento de aproximação foi deslocado na vertical para compensar o efeito do deslocamento vertical do modelo causado pela placa de suporte. A explicação e ilustração desta correção é apresentada na figura C.4 do Anexo C.

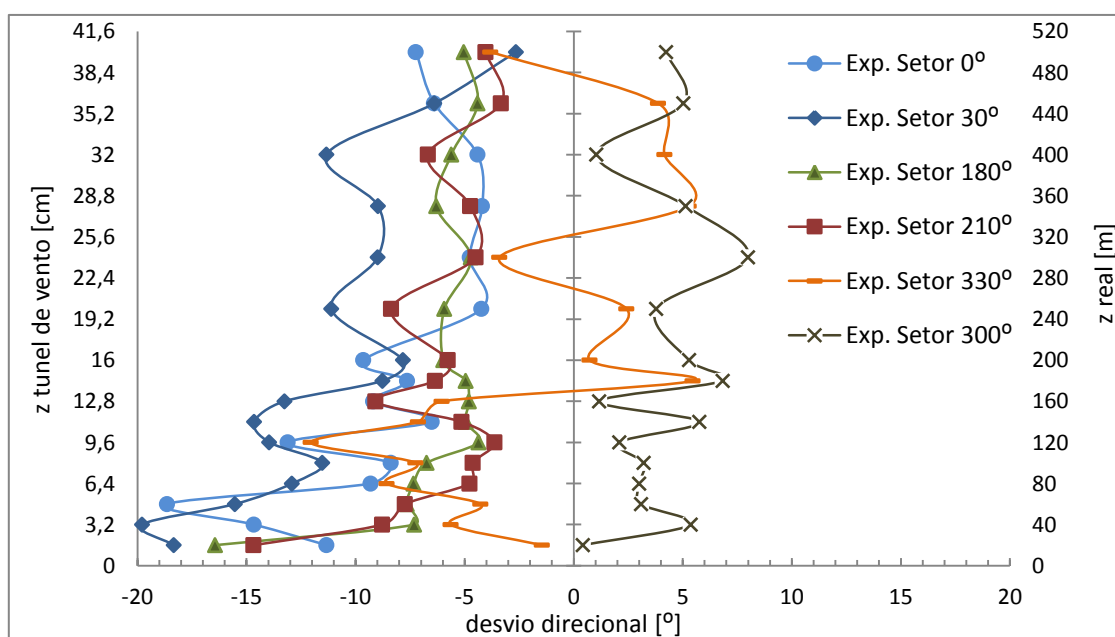
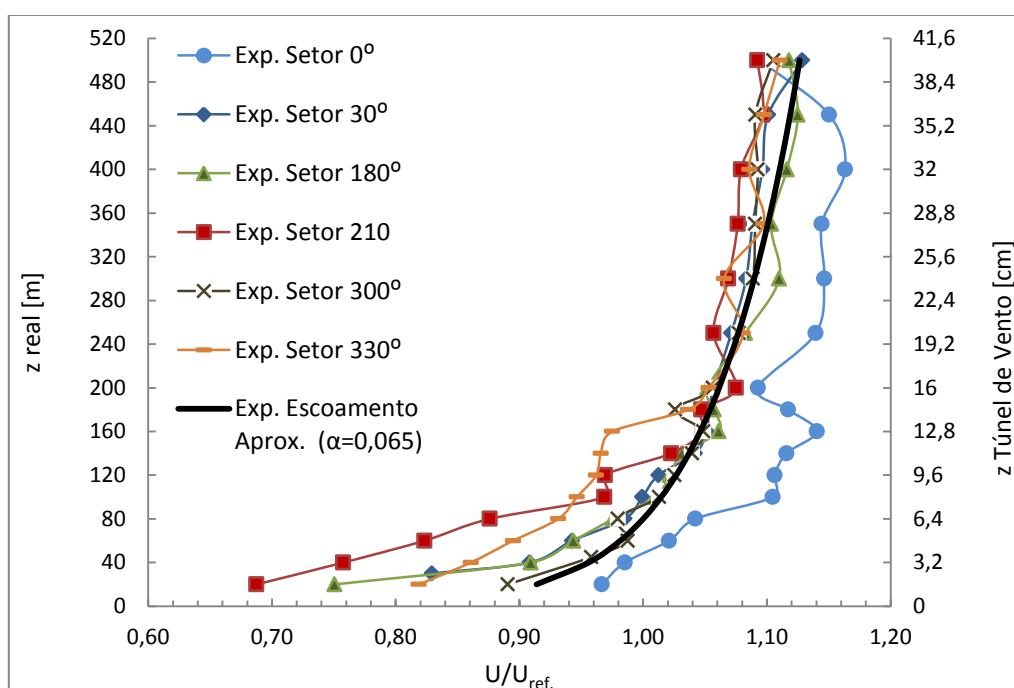


Figura 4.12 - Desvio direcional do escoamento medido no túnel de vento para os 6 setores referidos na legenda.

Os desvios apresentados na figura 4.12 são de credibilidade discutível, especialmente os desvios mais pequenos observados nos setores 330° e 300° do escoamento, na qual foi extremamente difícil de identificar visualmente a direção do desvio, devido à oscilação permanente do "sensor de direção" (fig. 4.9) durante a simulação no túnel de vento. Embora, aquando da interpretação dos resultados sejam conhecidas todas as condicionantes que poderão adulterar os desvios direcionais obtidos, é muito difícil de as quantificar e portanto qualquer conclusão mais aprofundada dos mesmos pode não ter fundamento. Nessa perspetiva, salienta-se apenas os traços mais gerais para os desvios direcionais obtidos.

Aparentemente, e desprezando as flutuações em cada ensaio, o setor 300° é o único na qual o desvio direcional não apresenta evolução com a altura. Por outro lado, nos restantes setores, os desvios tendem a diminuir com a altura como seria de esperar. Contudo, não é expectável que a 500 m de altura sobre a ilha os desvios sejam na ordem dos 5°, deixando algumas reticências quanto à eficácia do método. Acresce ainda, dúvidas quanto ao comportamento dos desvios direcionais no setor 330°, devido à oscilação considerável em torno do desvio nulo.



**Figura 4.13** - Efeito da interferência da ilha descrito pelos perfis adimensionais medidos no túnel de vento sobre o modelo na posição da estação LiDAR. A linha preta representa o perfil experimental do escoamento de aproximação. Os perfis estão adimensionalizados pelo respetivo escoamento de aproximação a 80 m, cuja velocidade média registada é  $\approx 9$  m/s.

Na figura 4.13 encontram-se os perfis adimensionais medidos no túnel de vento para os 6 setores do escoamento reproduzidos. Ao contrário do que seria de esperar, observa-se que não ocorrem efeitos de concentração do escoamento sobre a ilha (na posição da estação LiDAR), com exceção para o setor 0°, onde é visível uma ligeira concentração, na ordem dos 6%, aproximadamente constante com a altura, apesar das elevadas oscilações verificadas. Pelo contrário, abaixo dos 200 m, onde é comum ocorrerem os maiores efeitos de concentração, o escoamento sofre, na maioria dos setores, uma ligeira redução na velocidade.

Embora a ilha apresente uma geometria muito complexa, não é esperado que anule os efeitos de concentração. Analisando, o setor 180°, onde o declive é moderado (38 %) e o escoamento incide perpendicularmente às linhas de cumeeada, não se encontra motivo para a ausência total de efeitos

de concentração do escoamento, ainda que a presença do forte (33 m de altura) no mar os possa reduzir um pouco.

Por outro lado, não se encontra explicação para os fatos de, o setor 30° ser o único em que o escoamento sobre a ilha tem velocidade superior ao escoamento de aproximação e o setor 330° ser o único em que o perfil do escoamento sobre a ilha sofre um "salto" abrupto aos 160 m. Curiosamente, ambas as situações coincidem com a realização dos ensaios em datas diferentes, porém, os *pitot's* Prandtl de referência do túnel e do escoamento de aproximação, não registaram alterações anormais.

Portanto, conclui-se que, estes resultados não representam corretamente a realidade. É certo que a calibração resultante da elevada incerteza dos desvios direcionais conduz a elevados erros na magnitude da velocidade do escoamento, mas não justifica o déficit na aceleração do escoamento. Por motivo desconhecido existe um déficit na leitura de pressão do equipamento<sup>16</sup> e consequentemente na velocidade do escoamento.

De qualquer forma, estes resultados são comparados e discutidos no capítulo 6 em paralelo com as simulações CFD e os perfis observados na ilha pelo LiDAR.

---

<sup>16</sup> Nota explicativa ao déficit de pressão observado pelo *pitot* múltiplas tomadas - apesar de este déficit ter sido constatado no túnel de vento fechado durante a calibração do equipamento e, de estar implícito nas curvas de calibração obtidas, os resultados duvidosos obtidos sobre a ilha (fig. 4.13) conduziram à avaliação da qualidade de leitura da pressão total do *pitot*.

Essa avaliação foi efetuada no final de todos os ensaios, através da reavaliação da CLA gerada no túnel de vento vazio (fig. 4.7) com a leitura de pressão simultânea do *pitot* múltiplas tomadas e dos *pitots* Prandtl, donde resultaram os resultados (fig. 4.8) e conclusões apresentadas no capítulo 4.5.2. Naturalmente que a verificação da CLA gerada havia sido efetuada antes dos ensaios com o modelo, porém somente com os *pitots* Prandtl.

## 5 Simulação do modelo em CFD

A simulação numérica computacional da camada limite atmosférica foi realizada com recurso ao programa *Fluent 14.0*, utilizando-se para modelar a turbulência o modelo  $k$ - $\epsilon$  padrão, por ser um dos mais utilizados neste tipo de estudos e com mais informação disponível na literatura, devido à sua robustez, economia computacional e razoável precisão demonstrada numa vasta gama de escoamentos turbulentos (Blocken *et al.*, 2007b; Zhang, 2009; Kim *et al.*, 2000; Parente and Benocci, 2010).

O modelo, para que possa ser corretamente validado, deve estar de acordo com as condições de simulação do escoamento atmosférico realizadas no túnel de vento. Assim, tal como no túnel de vento, é simulada uma CLA neutralmente estratificada correspondente a um perfil de velocidades médias ajustado pela lei de potências, cujo valor do expoente  $\alpha$  é 0,065 e a velocidade de referência próxima de 9 m/s a 80 m de altura sobre o mar.

Pretende-se portanto, reproduzir uma CLA semelhante à obtida no túnel de vento e caracterizar o comportamento do escoamento, ao nível do campo da velocidade tridimensional do vento, imediatamente a montante e sobre a ilha. Dessa forma, poder-se-á determinar a intensidade e a direção do vento que ocorre na posição de teste (estação LiDAR da Berlenga) quando se impõe determinado perfil de velocidades médias e direção conhecidos ao escoamento de aproximação (sobre o mar). Com isto, obter-se-á para as altitudes pretendidas, a relação entre o perfil do escoamento sobre a ilha na posição de teste e o escoamento sobre o mar e, conseqüentemente os fatores de correção orográfica.

A dimensão física da ilha da Berlenga e da superfície do mar que a rodeia são simulados à escala real. No entanto, os pequenos ilhéus que rodeiam a ilha da Berlenga são desprezados para diminuir o tempo de cálculo computacional, uma vez que para os setores simulados ( $300^\circ$ ,  $330^\circ$ ,  $0^\circ$ ,  $30^\circ$ ,  $180^\circ$ ,  $210^\circ$ ) não interferem com o estudo pretendido.

### 5.1 Definição das condições de simulação

As condições de simulação selecionadas no *Fluent* foram definidas de acordo as recomendações do manual do programa e, principalmente de acordo com alguns casos de estudo sobre simulação da camada limite atmosférica em CFD, cujas características apresentavam semelhanças com o caso de estudo da Berlenga (Zhang, 2009; Kim *et al.*, 2000; Russell, 2009; Pieterse, 2013; Fluent Inc., 2011). Assim, apresentam-se resumidamente as características das condições necessárias definir no programa.

Para o modelo CFD selecionado aplicou-se uma solução baseada na interpolação da pressão de segunda ordem (*second order pressure*), com o acoplamento entre a velocidade e a pressão (*pressure-velocity*) realizado com o algoritmo SIMPLE (*Semi-Implicit Method for Pressure Linked Equations*). Este modelo foi desenvolvido para fluidos incompressíveis, tal como pode ser considerado o escoamento atmosférico. O campo da velocidade é obtido da equação do momento, enquanto o campo da pressão é determinado pela equação de estado.

O algoritmo do esquema de discretização espacial selecionado para a quantidade de movimento (*momentum*), TKE (*Turbulent Kinetic Energy*) e TDR (*Turbulent Dissipation Rate*) é o QUICK (*Quadratic Upstream Interpolation for the Convection Kinematics*). O QUICK é um esquema de segunda ordem

baseado numa média ponderada entre o *Second-order-upwind* e a interpolação das variáveis centrais. Por esse motivo é menos propício a oscilação numérica e tende a ser mais estável. O QUICK é tipicamente mais preciso em malhas estruturadas alinhadas com a direção do escoamento. Contudo, também pode ser eficazmente utilizado em malhas não estruturadas ou híbridas. Em todo o caso é mais comum usar-se o *Second-order-upwind* em malhas não hexaédricas (Fluent Inc., 2011). As equações 3D estacionárias RANS são resolvidas em combinação com o modelo da turbulência selecionado (*Standard k-ε 2-equation*), cujo valor das constantes do modelo são modificadas de acordo com a tabela 5.1.

Tabela 5-1: Contantes por defeito do modelo *k-ε* no programa *Fluent* e modificadas de acordo com Zhang (2009).

Constantes	$C_\mu$	$C_{1\varepsilon}$	$C_{2\varepsilon}$	$\sigma_k$	$\sigma_\varepsilon$
Por defeito	0,09	1,44	1,92	1,0	1,3
Modificado	0,03	1,21	1,92	1,0	1,3

A modificação da constante empírica  $C_\mu$  para valores próximos de 0,03 tem sido proposta por vários autores para a simulação de escoamentos atmosféricos (Kim and Patel, 1999; Zhang, 2009; Russell, 2009). Esse valor tem de satisfazer a equação 5.1 (Zhang, 2009):

$$\sigma_\varepsilon(C_{2\varepsilon} - C_{1\varepsilon})\sqrt{C_\mu} = k^2 \quad (5.1)$$

Onde,  $C_{2\varepsilon}$ ,  $C_{1\varepsilon}$  são também constantes do modelo e,  $\sigma_\varepsilon$  é o número de Prandtl da turbulência para a taxa de dissipação de energia,  $\varepsilon$ . Da equação 5.1 resulta a modificação de  $C_{1\varepsilon}$  para o valor 1,21 de acordo com Zhang (2009).

Na definição dos limites da solução, Zhang (2009) refere que o valor limite por defeito no *Fluent* de  $1 \times 10^5$  para rácio da viscosidade turbulenta, deve ser aumentado para  $2 \times 10^7$  ou mais, em escoamentos atmosféricos.

No que respeita aos critérios de convergência, são normalmente baseados na apreciação da escala de resíduos das equações, que indicam o quão distante está a solução presente da solução exata em cada célula. O sistema de equações é resolvido por métodos iterativos, sendo que as variáveis são recalculadas em cada iteração até atingir o nível de resíduos pretendido. Não existem na literatura valores específicos para os mesmos, pois estes dependem da complexidade do problema e da relação entre o tempo computacional disposto e o nível de precisão desejado. Contudo, os estudos analisados são unânimes em referir que os valores apresentados pelo *Fluent* por defeito ( $10^{-3}$  para todas as equações, exceto a energia que é  $10^{-6}$ ), podem ser insuficientes para obter bons resultados (Franke *et al.*, 2007). Franke *et al.* (2007) referem que em geral, nos problemas de engenharia, descer de  $10^{-3}$  para  $10^{-5}$  é suficiente. No entanto, recomendam descer gradualmente a escala de resíduos ( $10^{-4}$ ,  $10^{-5}$ ...) até se verificar que esta não diminui mais (ou diminui muito pouco) a cada iteração seguinte.

## 5.2 Fundamentos do Modelo Numérico

A maioria dos estudos de simulação CFD de uma CLA utilizam o método dos volumes finitos para resolver as equações de Reynolds Averaged Navier-Stokes (RANS) juntamente com um modelo de turbulência (e.g. *k-ε 2-equation*) para as equações de fecho, e uma função de parede para calcular os parâmetros de proximidade da parede. O método de cálculo convencional estacionário de RANS continua a ser o largamente o mais utilizado na simulação numérica computacional da CLA porque a sua simplicidade, robustez e economia de cálculo computacional ainda não foi verdadeiramente

desafiadas por outros modelos de turbulência, como o LES (*Large Eddy Simulation*), por exemplo (Zhang, 2009; Frank *et al.*, 2007; Parente and Benocci, 2010; Blocken *et al.*, 2010). Porém, apesar de, o modelo transiente LES consumir muito mais tempo computacional e ser bastante mais complexo, apresenta claramente melhor precisão quando se trata de prever separações, recirculações e vórtices do escoamento a sotavento de montes ou edifícios (Blocken *et al.*, 2010). Contudo, este modelo transiente apresenta ainda poucos estudos de sensibilidade e validação detalhada do escoamento na camada limite atmosférica (Blocken *et al.*, 2010).

Nesse contexto, Abohela *et al.* (2011) confirmou que as medições em túnel de vento, na ausência de medidas experimentais, podem ser utilizadas para validar resultados de CFD, nos quais utilizam as equações estacionárias RANS. O mesmo refere ainda que, comparações com experiências em túnel de vento mostraram que as equações RANS são adequadas à representação da realidade no túnel de vento, uma vez que as condições aproximadas do escoamento médio no túnel não se alteram.

### 5.2.1 As equações RANS

As equações RANS (Reynolds Averaged Navier-Stokes) descrevem o comportamento de um fluido newtoniano<sup>17</sup> em movimento, sendo que a velocidade é considerada como a soma do seu valor médio com a respetiva flutuação variável no tempo e no espaço. As equações RANS traduzem-se pelas equações da continuidade (conservação da massa) e quantidade de movimento, para as quais não são conhecidas formas de fecho e por isso tem de ser resolvidas numericamente por processos iterativos (Kim *et al.*, 2000; Kim and Patel, 1999; Zhang, 2009; Fluent Inc. 2011; Crasto, 2007).

Na média de *Reynolds* ou decomposição de *Reynolds*, as variáveis solução das equações RANS em cada instante (termos da turbulência), são divididas num valor médio e nas componentes flutuantes associadas ao valor médio. Para as componentes da velocidade escreve-se (Hinze, 1975; Fluent Inc. 2011):

$$u_i = \bar{u}_i + u'_i \quad (5.2)$$

Onde,  $\bar{u}_i$  e  $u'_i$  são a média e as componentes da flutuação da velocidade ( $i = 1,2,3$ ).

Da mesma forma, para a pressão e outras quantidades escalares como:

$$\phi = \bar{\phi} + \phi' \quad (5.3)$$

Onde,  $\phi$  denota um escalar como a pressão, energia ou outro tipo de concentração.

Substituindo as expressões dessa forma pelas variáveis do escoamento nas equações instantâneas de *Navier-Stokes*, obtém-se as equações para o escoamento médio, designadas de *Reynolds-averaged Navier-Stokes* (RANS). Estas podem ser escritas na forma de tensores cartesianos como (Hinze, 1975; Crasto, 2007; Zhang, 2009; Fluent Inc. 2011):

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x_i} (\rho u_i) = 0 \quad (5.4)$$

---

<sup>17</sup> Fluido newtoniano - fluidos em que tensão de corte é diretamente proporcional à taxa de deformação (e.g. ar, água)

$$\frac{\partial}{\partial t}(\rho u_i) + \frac{\partial}{\partial x_j}(\rho u_i u_j) = -\frac{\partial p}{\partial x_i} + \frac{\partial p}{\partial x_j} \left[ \mu \left( \frac{\partial u_i}{\partial x_j} + \frac{\partial u_j}{\partial x_i} - \frac{2}{3} \delta_{ij} \frac{\partial u_l}{\partial x_l} \right) \right] + \frac{\partial}{\partial x_j}(-\rho \overline{u'_i u'_j}) \quad (5.5)$$

Onde, a equação 5.4 é a equação da continuidade, cuja definição descreve que o balanço de massa do escoamento através do volume de controlo é nulo. E a equação 5.5, a equação da quantidade de movimento. O termo adicional  $(-\rho \overline{u'_i u'_j})$  que surge na equação 5.5 representa as tensões de *Reynolds*, as quais descrevem o efeito que a turbulência exerce sobre o escoamento médio. Este termo torna o sistema de equações anterior indeterminado, sendo necessário recorrer-se a condições de fecho para o completar (Hinze, 1975; Zhang, 2009; Fluent Inc. 2011). Este problema resolve-se com recurso a modelos de turbulência que descrevem as tensões de *Reynolds* através das equações de transporte linearmente independentes. Existem vários modelos de turbulência disponíveis no programa *Fluent* (e.g. *k-ε* ou *k-ω*), onde em cada um, surgem derivações do próprio (e.g. *Standard k-ε*, *RNG k-ε*, *Realizable k-ε*, *SST k-ω*), geralmente melhoramentos ou modificações específicas para resolver determinado problema do anterior (Fluent Inc., 2011).

### 5.2.2 O modelo *k-ε* padrão

O modelo *standard k-ε* é um modelo semi-empírico baseado nas equações de transporte da energia cinética turbulenta ( $k$ ) e na sua taxa de dissipação de energia ( $\epsilon$ ). Na dedução deste modelo é assumido que o escoamento é completamente turbulento e que os efeitos da viscosidade molecular são desprezáveis, sendo por isso válido apenas para escoamentos turbulentos (Zhang, 2009; Parente and Benocci, 2010).

A energia cinética turbulenta e a sua taxa de dissipação de energia são obtidas a partir das seguintes equações de transporte (Zhang, 2009; Parente and Benocci, 2010):

$$\frac{\partial}{\partial t}(\rho k) + \frac{\partial}{\partial x_i}(\rho k u_i) = \frac{\partial}{\partial x_j} \left[ \left( \mu + \frac{\mu_t}{\sigma_k} \right) \frac{\partial k}{\partial x_j} \right] + G_k + G_b + \rho \epsilon - Y_M + S_k \quad (5.6)$$

$$\frac{\partial}{\partial t}(\rho \epsilon) + \frac{\partial}{\partial x_i}(\rho \epsilon u_i) = \frac{\partial}{\partial x_j} \left[ \left( \mu + \frac{\mu_t}{\sigma_\epsilon} \right) \frac{\partial \epsilon}{\partial x_j} \right] + C_{1\epsilon} \frac{\epsilon}{k} (G_k + C_{3\epsilon} G_b) - C_{2\epsilon} \rho \frac{\epsilon^2}{k} + S_\epsilon \quad (5.7)$$

Onde,  $G_k$  representa a produção de energia cinética turbulenta resultante dos gradientes de velocidade média,  $G_b$  a produção de energia cinética turbulenta devido à impulsão,  $Y_M$  a contribuição da dilatação flutuante na turbulência compressível para a taxa de dissipação global (Fluent Inc., 2011).  $C_{1\epsilon}$ ,  $C_{2\epsilon}$  e  $C_{3\epsilon}$  são as constantes empíricas anteriormente referidas.  $\sigma_k$  e  $\sigma_\epsilon$  são os números de Prandtl da turbulência para  $k$  e  $\epsilon$ , respetivamente.  $S_k$  e  $S_\epsilon$  são termos definidos pelo utilizador. O termo  $\mu_t$  corresponde à viscosidade turbulenta e é calculado pela combinação de  $k$  e  $\epsilon$  da seguinte forma (Yang *et al.*, 2009; Zhang, 2009; Parente and Benocci, 2010):

$$\mu_t = \rho C_\mu \frac{k^2}{\epsilon} \quad (5.8)$$

Onde,  $C_\mu$  é uma constante empírica, anteriormente referida.

A maior desvantagem de todos os modelos *k-ε*, incluindo o selecionado, está na sua insensibilidade relativamente aos gradientes de pressão adversos e separação da camada limite. Tipicamente, preveem uma separação retardada e reduzida em relação às observações. Esse fato leva a avaliações excessivamente otimistas do *design* de corpos aerodinâmicos relativamente à separação do escoamento. Por esse motivo o modelo *k-ε* não é largamente utilizado em aerodinâmica (Fluent Inc., 2011).

### 5.3 Bases de simulação CFD do escoamento numa CLA

A precisão do domínio computacional nas simulações CFD na parte inferior da CLA (0 - 200 m), onde o perfil vertical do vento é fortemente condicionado pelas características do terreno, é imperativa para obter resultados precisos e descrições fiáveis dos processos atmosféricos. De acordo com Blocken *et al.* (2007b), tratando-se de modelos, como é o caso do *Fluent* ou do *Ansys CFX*, onde a rugosidade da superfície é expressa através de uma altura de rugosidade equivalente  $k_s$  ( $k_s \approx 20z_0$  no *Fluent*,  $k_s \approx 30z_0$  no *Ansys CFX*), na Lei de parede, devem ser simultaneamente satisfeitos quatro requisitos, descritos por várias fontes, incluindo literatura CFD e manuais de programas CFD, como retratam Blocken *et al.* (2007a, b), Pieterse (2013), Røkenes (2009) e Franke *et al.* (2007):

- 1) Uma malha com resolução suficientemente alta na direção vertical, junto à superfície (parede inferior) do domínio computacional (isto é, altura da primeira célula  $< 1$  m);
- 2) Fluido na CLA horizontalmente homogéneo à entrada e à saída da região do domínio, isto é, não há gradientes de pressão;
- 3) A distância  $y_p$  da superfície ao ponto central P da célula adjacente à superfície é maior que a altura física da rugosidade  $k_s$  do terreno ( $y_p > k_s$ );
- 4) Conhecer a relação e a distinção entre o parâmetro altura física da rugosidade  $k_s$  utilizado pelo modelo CFD e o parâmetro de rugosidade aerodinâmica  $z_0$ .

O primeiro requisito é importante para qualquer estudo que envolva escoamentos próximo da superfície da Terra. O segundo requisito implica inserir informação sobre a rugosidade da superfície (na parte inferior do domínio computacional) de modo a evitar gradientes longitudinais do escoamento a montante e a jusante do domínio, isto é, fora da região do escoamento perturbado pelos obstáculos explícitos (Blocken *et al.*, 2007a, b). O terceiro requisito implica que não tem significado físico o ponto central das células residir no interior da altura física da rugosidade (Blocken *et al.*, 2007b). Este fato vem explicitamente mencionado pela maioria dos modelos CFD comerciais, incluindo o *Fluent 14.0*. O quarto requisito implica conhecer a relação entre a rugosidade aerodinâmica e a rugosidade equivalente utilizada pelo modelo CFD, de modo a que a mesma corresponda ao perfil de velocidades médias desejado para a CLA (Blocken *et al.*, 2007b).

Não menos importante, menciona Blocken *et al.* (2007b) que a violação destes requisitos pode conduzir a imprecisões e falhas na solução, embora não apresente mais informação sobre esse tema. Contudo, é geralmente impossível satisfazer os quatro requisitos em simultâneo, devido à inconsistência entre o requisito 1) e 3), pois  $k_s$  é geralmente superior a  $y_p$ . A melhor forma de resolver este problema, de entre as várias possíveis, segundo descreve e conclui Blocken *et al.* (2007b), é impor um código definido pelo utilizador (UDF) na função de parede. Porém, no caso da superfície do mar, a rugosidade aerodinâmica é suficientemente baixa, na ordem de 0,0002 m, para não violar o requisito 1) e 3) sem recorrer a uma UDF.

Ainda, no que respeita à simulação de uma CLA, o perfil de entrada, o modelo de turbulência, a função de parede e a resolução da malha junto à parede, são sempre aconselháveis simular à priori num domínio computacional vazio, por forma a avaliar o grau de homogeneidade do escoamento. O escoamento deve ser horizontalmente homogéneo numa CLA com rugosidade uniforme, isto é, não existe gradientes longitudinais do escoamento nos perfis verticais de velocidade média e de quantidade de turbulência ao longo de todo o domínio. Isso implica que os perfis do escoamento de

entrada, aproximação e incidente são o mesmo. No domínio computacional vazio, o escoamento de aproximação é aquele que segue na direção do objeto em estudo, por sua vez o escoamento incidente é aquele que ocorre na posição onde estará o objeto (Blocken *et al.*, 2007a, b; Ramponi and Blocken, 2012; Franke *et al.*, 2007).

Blocken *et al.* (2007a) refere que a diferença entre o perfil de entrada e o perfil incidente (isto é, não homogeneidade horizontal) pode ser determinante no sucesso da simulação CFD, dado que pequenas mudanças no perfil incidente provocam alterações significativas no campo do escoamento. Blocken *et al.* (2007a) refere ainda ter encontrado na literatura vários estudos de sensibilidade, que demonstram a importância dessas alterações nos resultados das simulações do escoamento em torno de edifícios.

Os problemas em manter o escoamento na CLA horizontalmente homogêneo em casos simples, podem implicar problemas mais sérios em casos mais complexos, como quando ocorrem mudanças de rugosidade e consequente desenvolvimento de camadas limite internas. Este fato anunciado por Blocken *et al.* (2007a) pode levantar problemas desconhecidos na simulação do caso de estudo da ilha Berlenga, devido à mudança de rugosidade existente, do mar para a ilha.

A simulação no domínio computacional vazio, deve ser realizada num domínio mínimo de 10 000 m na direção do escoamento e 500 m na perpendicular, com uma malha horizontalmente espaçada de forma equidistante e verticalmente respeitando o requisito 1) (Blocken *et al.*, 2007a, b). É de notar que Yang *et al.* (2009) afirmaram que a homogeneidade horizontal do perfil da CLA é independente da resolução da malha.

#### **5.4 Definição das condições de fronteira, domínio e malha computacional**

##### **✓ Definição do domínio computacional**

Antes de definir o domínio de cálculo computacional, é necessário proceder à modelização do objeto, neste caso a ilha da Berlenga. As curvas de nível da ilha (em intervalos de 1 m) fornecidas pelo grupo de energia eólica do LNEG foram importadas para *Autocad Civil 3D*, tal como o farol e as casas circundantes. Para simplificar a geometria, de modo a reduzir a memória computacional necessária, foram eliminadas curvas de nível. A forma da ilha ficou definida por curvas de nível de 10 m, com exceção dos últimos 20 m da superfície superior, definidas por intervalos de 5 m. A geometria foi transformada num modelo sólido<sup>18</sup>, necessária para ser reconhecida e exportada no formato ASCII (.sat) e importada no *Design Modeler* do programa *Fluent*.

O domínio de cálculo computacional a ser construído deve ter em conta a dimensão característica do objeto em estudo, isto é, a sua altura  $H$ , sendo definido em função da mesma. Segundo Franke *et al.* (2007), a fronteira de entrada deve situar-se entre 6 a  $10H$  a barlavento do objeto em estudo, por forma a garantir que o escoamento à entrada seja uniformemente não perturbado, ou seja, não ocorram interferências provocadas pelo objeto. Por outro lado, a fronteira de saída deve situar-se a

---

<sup>18</sup> Processo de criação do modelo sólido: no *Autocad Civil 3D* com comando "Surfaces" criou-se uma superfície de triângulos sobre as linhas de cota; posteriormente, esta foi dividida em milhares de triângulos, utilizando o comando "Explode" duas vezes consecutivas; com comando "ConvtoSurface" transformou-se as mesmas em superfícies; com o comando "Union" as superfícies foram todas unidas numa única e finalmente, utilizou-se o comando "ConvtoSolid" para obter o modelo sólido.

15H, para que a esteira formada pelo objeto percorra uma distância tal que, seja suficiente para permitir o seu desenvolvimento sem ser afetada pela imposição de uma condição de fronteira de saída que pudesse influenciar a sua forma a montante (Franke *et al.*, 2007, Ramponi and Blocken, 2012).

No que respeita à secção perpendicular ao escoamento, Franke *et al.* (2007) e Ramponi and Blocken (2012) sugerem que seja definida pelo rácio de blocagem (B.R.), isto é, a razão entre a fachada do objeto e a área de secção do domínio computacional. Os autores sugerem que a distância entre os bordos do objeto e as faces do domínio (*d*) seja no mínimo 5H (B.R.=2%), de modo a evitar a interferência da dimensão do domínio nos resultados das simulações numéricas. Na prática significa que, a largura total da secção do domínio é descrita por  $W_D = W + 2 \times 5H$ , em que *W* é a largura do objeto (que no caso da ilha, varia com a posição relativa ao escoamento), e altura do domínio por  $H_D = 6H$ .

Contudo, quando se pretende validar o modelo numérico em túnel de vento, as condições de simulação do escoamento devem ser as mesmas que as realizadas experimentalmente. Porém, de acordo com Ramponi and Blocken (2012), estudos experimentais de validação de modelos CFD em túnel de vento com recurso a imagem da velocidade das partículas (PIV), revelaram que o domínio computacional de Franke *et al.* (2007) seria suficiente para obter resultados coerentes.

Considerando a largura do túnel de vento e a escala do modelo da ilha, obtém-se um domínio com uma seção de  $W_D = W + 2 \times 14H$ , ou seja, largamente superior ao referido pelos autores, Franke *et al.* (2007). Assim, de modo a garantir que não há influência das dimensões do domínio computacional nos resultados das simulações numéricas, e portanto, maior semelhança com a reprodução em túnel de vento, optou-se por aumentar um pouco a distância entre as faces do domínio e o objeto, em 2H, face ao referido por Franke *et al.* (2007).

Porém, dificuldades de convergência verificadas nas simulações de alguns setores do escoamento, revelaram que ainda assim, esse novo domínio poderia ser insuficiente. Desse modo redefiniu-se o domínio computacional, tendo ficado estabelecido que as novas dimensões, apresentadas na tabela 6-2, seriam aproximadamente 2 vezes superiores às propostas por Franke *et al.* (2007). A descrição das dificuldades de convergência, bem como a explicação para as decisões tomadas e testadas na solução do problema, das quais resultou este novo domínio, encontram-se no anexo G.

A tabela 6-2 apresenta as dimensões reais e relativas do domínio computacional definido e utilizado, cujo valor de *W*, corresponde na verdade ao comprimento máximo da ilha. Isto é, como as dimensões mínimas no plano horizontal estão referenciadas em relação a *W*, para qualquer posição da ilha face ao escoamento incidente (paralelo às fronteiras laterais) estarão sempre garantidos os valores mínimos referidos para o domínio computacional definido.

**Tabela 5-2** - Dimensões do domínio computacional definido e utilizado nas simulações do escoamento atmosférico

Dimensão	Largura	Altura	Comprimento	B.R. máximo
Relativa	$W + 2 \times 10H$	10H	$12H + W + 18H$	4,1 %
Real (m)	3200	850	4050	

#### ✓ Definição da malha computacional

A malha serve para discretizar fisicamente o domínio de cálculo computacional, no qual as equações de conservação e dos modelos de turbulência vão ser resolvidas em cada volume de controlo. Esta

deve ser construída de forma a não introduzir erros demasiado grandes. Isto significa que, a sua resolução deve ser elevada o suficiente para capturar com clareza os fenómenos físicos importantes, tais como superfícies de corte e vórtices. Idealmente, deve ser equidistante e ter alta qualidade, ou seja, baixa assimetria (relação entre o comprimento e a largura) nos seus elementos, especialmente nas regiões de altos gradientes, por forma a manter pequenos os erros de truncatura<sup>19</sup> (Franke *et al.*, 2007). Assim, torna-se fundamental que a razão de expansão entre duas células consecutivas seja menor que 1,3, sendo que Franke *et al.* (2007) recomendam no máximo 1,2 (valor por defeito no *Fluent 14.0*).

Na análise de escoamentos atmosféricos é comum usar-se malhas estruturadas<sup>20</sup> (ou aparentemente estruturadas), devido à simplicidade da geometria e dimensão do domínio, uma vez que este tipo de malha requer uma menor quantidade de células (volumes de controlo), resultando em menos tempo despendido no cálculo computacional da solução. No entanto, o *Fluent* não permite gerar uma malha estruturada, criando automaticamente uma malha não estruturada<sup>21</sup> composta por tetraedros, que se adapta de imediato ao(s) objeto(s) que encontra, mediante as características impostas pelo utilizador (Franke *et al.*, 2007; Fluent Inc, 2011). Construir uma malha estruturada requer a utilização de um programa específico, como o *ICEM* ou o *Gambit* e elevada experiência, dado que por vezes, é impossível ou extremamente complicado construir uma malha estruturada em geometrias complexas.

Nesse contexto, foi gerada no *Fluent* uma malha não estruturada constituída por tetraedros e prismas junto à fronteira inferior, respeitando, o melhor possível as regras base de simulação de uma CLA e, em simultâneo a capacidade de processamento e tempo de cálculo da máquina. Esta forma de construir a malha resultou na dificuldade em obter uma boa relação entre a resolução vertical da malha e o número de células sobre a região da ilha, uma vez que não foi possível criar *layers* nessa zona.

A constituição da ilha por milhares de faces triangulares, limitou a capacidade da máquina para finalizar a malha dessa forma. Assim, sobre a ilha deixam de existir células prismáticas, sendo as células tetraédricas a opção possível, cujo problema são as suas dimensões aproximadamente equidistantes em  $x$ ,  $y$  e  $z$ . Ora, respeitar o critério 1) do capítulo 5.3, sujeito a células equidistantes mesmo que apenas sobre a superfície da ilha, conduziu a um número tão elevado de células que incapacitou a máquina de calcular a solução por falta de memória. Como resultado inevitável, para reduzir o número de células, a altura da primeira célula teve de ser aumentada, para valores iguais ou superiores a 3 m, ultrapassando o valor de 1 m, recomendado na literatura.

Assim, diversas malhas com diferentes resoluções, foram construídas e avaliadas pelos principais critérios de qualidade (assimetria e qualidade do elemento) definidos pelo *Fluent* e posteriormente simuladas. De entre as várias malhas testadas, ficou definido que a melhor solução para a relação custo computacional/benefício, seria dividir o domínio em 4 regiões distintas (fig. 5.1) com as

---

<sup>19</sup> Erro de Truncatura - erro devido à substituição de um processo infinito por um processo finito.

<sup>20</sup> Malha estruturada - a numeração dos volumes de controlo (células) segue uma "estrutura fixa" para que o número de cada célula seja consecutivo à célula adjacente e assim todas as células adjacentes sejam conhecidas de formas simples.

<sup>21</sup> Malha não estruturada - a numeração das células não segue uma "estrutura fixa", isso faz com que seja necessário formas complexas de as conhecer e por isso mais tempo de cálculo e memória são necessários

resoluções definidas na tabela 5-3: ilha, fronteira com a ilha, intermédia e junto às fronteiras do domínio.

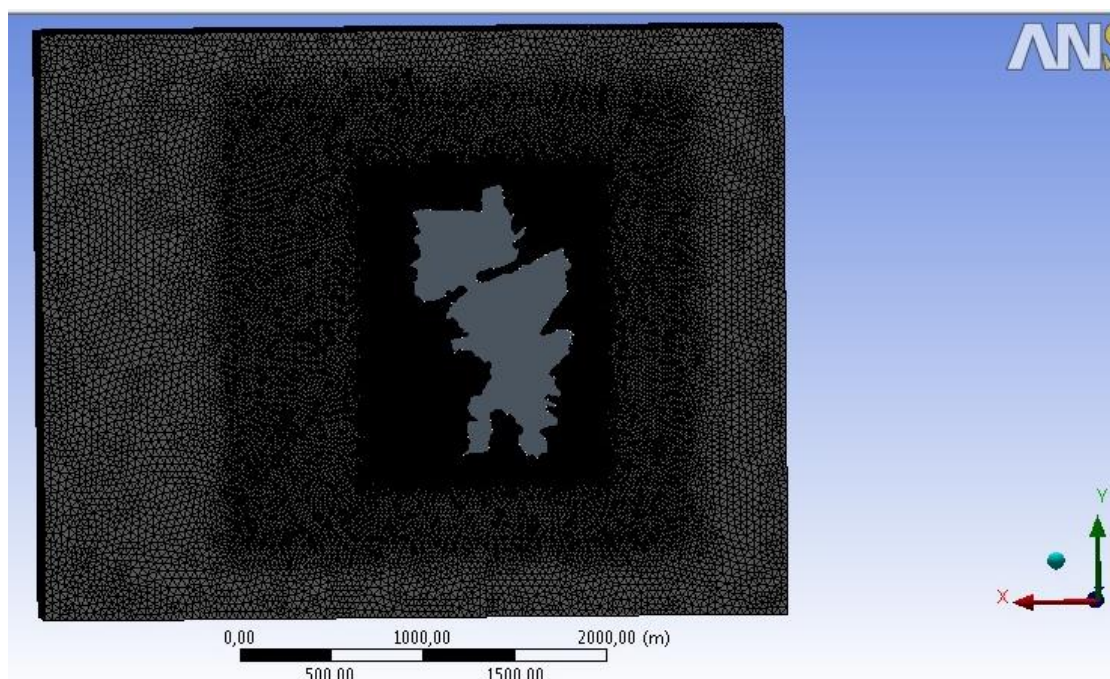
**Tabela 5-3** - Definição dos parâmetros de construção da malha para cada região do domínio computacional.

Região do Domínio	Tipo de célula	Dimensão das células (m)	Rácio de crescimento
Junto às fronteiras	Tetraedros	40 (x,y,z)	1,15
	Prismas	40 (x,y)	-
	Prismas	0,8 (z)	1,25
Intermédia	Tetraedros	20 (x,y,z)	1,15
	Prismas	20 (x,y)	-
	Prismas	0,8 (z)	1,25
Fronteira com a ilha	Tetraedros	10 (x,y,z)	1,12
	Prismas	10 (x,y)	-
	Prismas	0,8 (z)	1,25
Ilha	Tetraedros	3 (x,y,z)	1,09

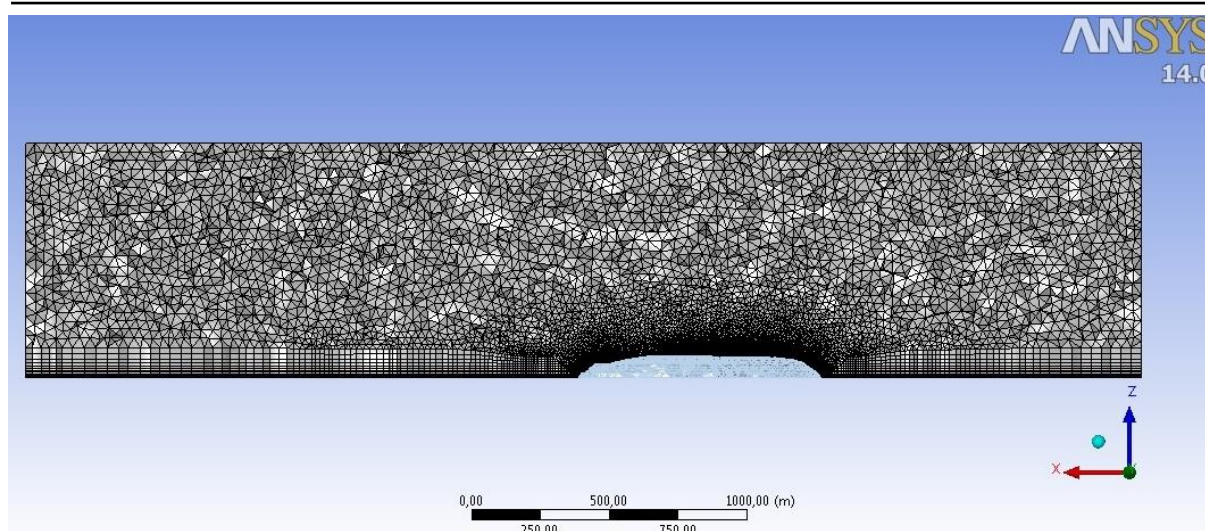
**Domínio geral:** À medida que as células se afastam da parede inferior crescem até ao limite máximo de 40 metros e nunca ultrapassam o rácio máximo de crescimento de 1,20.

Significa portanto que, a altura da primeira célula é de 0,8 m nas regiões que representam a superfície do mar e de 3 m sobre a ilha, esta última violando inevitavelmente a 1ª regra base de simulação de uma CLA. Apesar disso, simulações efetuadas cumprindo essa regra (altura da 1ª célula menor que 1 m) sobre uma pequena parte da ilha na direção do escoamento, permitiram verificar que essa violação não afetaria significativamente os resultados obtidos.

As figuras 5.1 e 5.2 ilustram as configurações da malha utilizada, podendo a área das regiões variar em função da direção do escoamento que se pretende simular, acabando naturalmente por variar ligeiramente o número total de células, que se situa em torno dos 9 milhões.



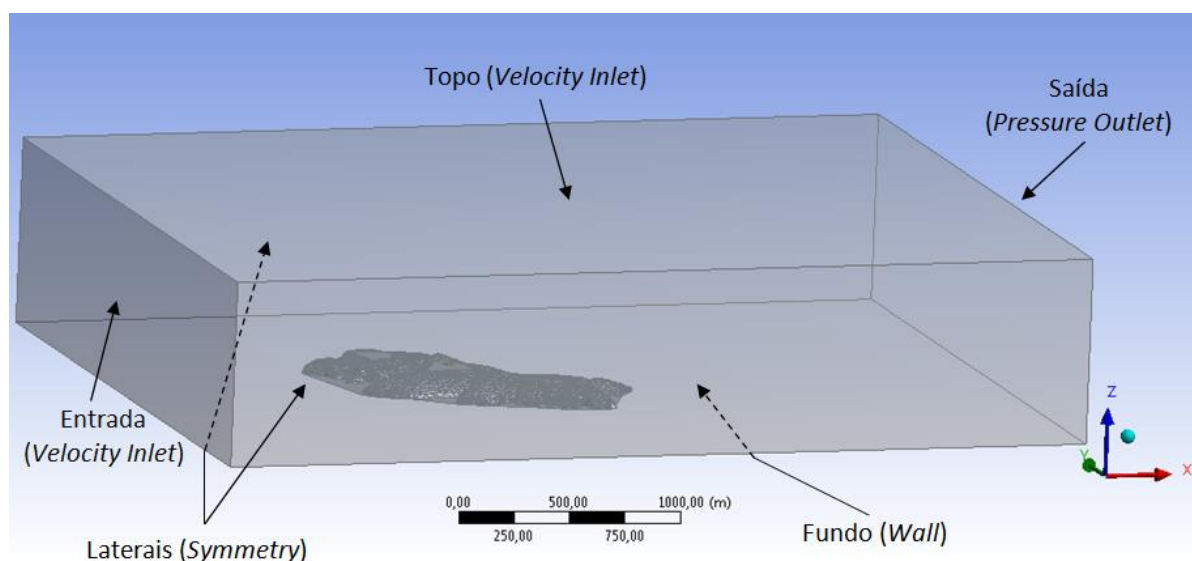
**Figura 5.1** - Regiões da malha computacional vista da parte inferior do domínio



**Figura 5.2** - Estrutura da malha computacional vista em corte no plano xz. Na parte inferior, o crescimento das células prismáticas com altura e afastamento da ilha. O restante domínio é composto pelas células tetraédricas.

#### ✓ Definição das condições de fronteira

As condições de fronteira representam os limites do domínio de cálculo (fig. 5.3), devendo estar afastadas o suficiente da região de interesse para não influenciar a solução. A sua definição não é completamente conhecida, embora exista algum consenso na literatura sobre qual condição impor em cada face do domínio (Franke *et al.*, 2007). De acordo com Blocken *et al.* (2007a, b), Ramponi and Blocken (2012) e Franke *et al.*, (2007) muitas dificuldades de convergência e manutenção da CLA podem surgir devido às condições de fronteira impostas, especialmente a condição da parede inferior. Assim, as condições de fronteira impostas (fig. 5.3) foram selecionadas com base nas conclusões desses autores e, nos casos de simulação de CLA semelhantes e experimentalmente realizados, como o caso descrito por Zhang (2009) e Russel (2009). Importa referir também, que foram definidas considerando atmosfera neutramente estratificada.



**Figura 5.3** - Ilustração do domínio e condições de fronteira definidas no programa *Fluent*.

➤ **Fronteira de entrada**

Na fronteira de entrada do domínio é geralmente imposta a condição de velocidade de entrada (*Velocity Inlet*), a partir da qual é processado o cálculo numérico da solução. Considerando apenas a parte inferior da CLA, a tensão de corte pode ser considerada constante com a aumento da altura, pelo que Blocken *et al.* (2007a, b) indicam que os perfis verticais para a velocidade média  $U$ , energia cinética turbulenta  $k$  e taxa de dissipação de energia  $\varepsilon$ , respetivamente, podem ser dados como:

$$U = \frac{u^*}{k} \ln \left( \frac{z + z_0}{z_0} \right) \quad (5.9)$$

$$k = \frac{u^{*2}}{\sqrt{C_\mu}} \quad (5.10)$$

$$\varepsilon = \frac{u^{*3}}{k(z + z_0)} \quad (5.11)$$

No entanto, toda a CLA está a ser considerada e portanto, a tensão de corte deve variar com a altitude e desaparecer no topo da CLA. Consequentemente, a equação 5.10, deve ser modificada de acordo com Zhang (2009), resultando na equação 5.13. Acresce ainda que, neste caso em particular, o perfil de velocidades médias está sobre condições não neutras, e a lei logarítmica não se adequa, pelo que o melhor ajuste é obtido pela lei de potência (eq. 5.12), a qual Yang *et al.* (2009) referem também poder ser utilizada. De acordo com Blocken *et al.* (2007) equação 6.11 pode ainda ser simplificada. Assim, as equações 5.9 a 5.11 resultam nas equações 6.12 a 6.14 adotadas para condição de entrada do domínio computacional:

$$U = u(80) \times \left( \frac{80}{z} \right)^\alpha \quad (5.12)$$

$$k = \frac{u^{*2}}{\sqrt{C_\mu}} \times \left( 1 - \frac{z}{z_i} \right)^2 \quad (5.13)$$

$$\varepsilon = \frac{u^{*3}}{kz} \quad (5.14)$$

As equações anteriores são funções definidas pelo utilizador em linguagem C (ver detalhes do código no anexo D), interpretadas pelo programa *Fluent* e posteriormente invocadas na condição de entrada.

➤ **Fronteira de saída**

À saída do domínio é comum utilizar-se a condição de saída livre (*Outflow*) ou de pressão de saída (*Pressure Outlet*). No caso da primeira, não é possível especificar qualquer variável e, deve ser usada quando o escoamento já se encontra completamente desenvolvido e, idealmente distante do obstáculo o suficiente para que não seja possível o escoamento entrar por esta fronteira (Franke *et al.*, 2007). Por outro lado, a última, requer a especificação da pressão estática e dos valores de saída para os parâmetros  $k$  e  $\varepsilon$ , que foram definidos pelas equações 5.13 e 5.14, de modo a diminuir dificuldades de convergência (Fluent Inc., 2011). Ambas foram testadas, mas verificou-se que a condição *Pressure Outlet* convergia mais facilmente, sendo por isso a selecionada.

➤ **Fronteiras laterais**

Nas fronteiras laterais do domínio, é comum impor-se a condição de simetria (*Symmetry*) quando o escoamento de aproximação é paralelo à mesma. Por esse motivo, deve estar distante o suficiente da área de interesse, de modo a não provocar acelerações artificiais do escoamento nessa região (Franke *et al.*, 2007). Esta condição imposta, não permite especificar qualquer variável e garante que não há fluxo através do plano de simetria (Fluent Inc., 2011).

➤ **Fronteira de topo**

A fronteira de topo corresponde ao topo da CLA é bastante importante na sustentação dos perfis verticais de entrada. Geralmente impõe-se a condição de simetria ou velocidade de entrada. A condição imposta foi *Velocity Inlet* onde, Blocken *et al.* (2007a) sugerem estabelecer-se os valores para a velocidade e turbulência, correspondentes ao perfil vertical do escoamento à altura do topo da CLA. Assim, foram colocados nessa condição, os valores resultantes das equações 5.12 a 5.14 para a altura da CLA.

➤ **Fronteira de parede - tratamento da proximidade da parede**

A camada limite forma-se junto às paredes, onde os efeitos viscosos têm um papel fundamental no comportamento do escoamento. Para resolver numericamente esses efeitos na subcamada linear através das equações de transporte seriam necessárias malhas muito refinadas junto às paredes, tornando o problema computacionalmente muito "pesado". De modo a resolver esse problema, os modelos de simulação numérica como o *Fluent*, utilizam leis de parede baseadas em expressões semi-empíricas que permitem prever o comportamento do escoamento desde a subcamada linear até à região completamente turbulenta. De entre as diferentes funções implícitas no modelo *k-ε* para o tratamento de parede selecionou-se a *Standard Wall Functions*, por não ser necessário recorrer-se a uma UDF para a função de parede, como justificado no capítulo 5.3.

Desse modo, o *Fluent* utiliza uma Lei de Parede Modificada para a Rugosidade, baseada em experiências com rugosidade de grãos de areia em tubos e canais (Blocken *et al.*, 2007a, b); Fluent Inc., 2011). Assim, a lei de parede para a velocidade média modificada para rugosidade tem a seguinte forma (Blocken *et al.*, 2007a, b; Fluent Inc., 2011):

$$\frac{u_p u^*}{\tau_w / \rho} = \frac{1}{k} \ln \left( E \frac{u^* z_p}{\nu} \right) - \Delta B \quad (5.15)$$

Onde o sufixo *p* significa o centro da célula adjacente à parede, e *u\** uma função de parede para a velocidade de atrito (note-se que este *u\** não é a velocidade de atrito na CLA) dada por:

$$u^* = C_\mu^{1/4} k_p^{1/2} \quad (5.16)$$

Em que *k<sub>p</sub>* é a energia cinética turbulenta no ponto *p* e *C<sub>μ</sub>* a constante empírica anteriormente referida. A tensão de corte *τ<sub>w</sub>* vem dada por:

$$\tau_w = \rho u_{\tau 0}^2 \quad (5.17)$$

Onde, *u<sub>τ0</sub>* é a velocidade de atrito da superfície assumida como igual à velocidade de atrito na CLA, *u\**. *ν* é a viscosidade cinemática e *ΔB* a função de rugosidade que depende do tipo e dimensão da rugosidade, e bem correlacionada com a altura da rugosidade adimensionalizada, *K<sub>s</sub><sup>+</sup>* dada por (Blocken *et al.*, 2007a, b; Fluent Inc., 2011):

$$K_s^+ = \frac{K_s u^*}{\nu} \quad (5.18)$$

Em que  $K_s$  é a altura da rugosidade equivalente para o comprimento de rugosidade aerodinâmico  $z_0$ , derivada dessa lei e definida como:

$$K_s = \frac{E \cdot z_0}{C_s} \quad (5.19)$$

Onde,  $E$  é uma constante empírica que toma o valor de 9,793 e  $C_s$  uma constante de rugosidade que tenta ter em conta o tipo de rugosidade e pode variar num intervalo [0;1] (Blocken *et al.*, 2007a, b). Contudo, segundo Blocken *et al.* (2007b), por falta de conhecimentos na literatura, é normalmente definida por defeito pelo valor 0,5.

$\Delta B$  é determinado de acordo com o regime de  $K_s$  em causa, onde no *Fluent*, este encontra-se dividido em três regimes distintos: hidrodinamicamente suave ( $K_s^+ \leq 2,25$ ), transitório ( $2,22 < K_s^+ < 90$ ) e completamente rugoso ( $K_s^+ > 90$ ). As expressões adotadas para calcular  $\Delta B$  em cada regime, de acordo com Blocken *et al.* (2007a, b) e Fluent Inc. (2011), são:

Para o regime hidrodinamicamente suave ( $K_s^+ \leq 2,25$ ):

$$\Delta B = 0 \quad (5.20)$$

Para o regime transitório ( $2,22 < K_s^+ < 90$ ):

$$\Delta B = \frac{1}{k} \ln \left[ \frac{K_s^+ - 2,25}{87,75} + C_s K_s^+ \right] \times \sin\{0,4258(\ln K_s^+ - 0,811)\} \quad (5.21)$$

Para o regime completamente rugoso ( $K_s^+ > 90$ ):

$$\Delta B = \frac{1}{k} \ln(1 + C_s K_s^+) \quad (5.22)$$

Os parâmetros de rugosidade da função  $\Delta B(K_s^+)$  são avaliados pelo solver do *Fluent* de acordo com as equações anteriores e posteriormente definidos na lei de parede (eq. 5.15). De acordo com o regime calculado, o *Fluent* aplica a expressão corresponde no centroide da célula adjacente à parede, e por esse motivo torna-se fundamental que esta se encontre na região correspondente (Blocken *et al.*, 2007a, b). A forma detalhada de como o *Fluent* aplica a expressão avaliada, bem como a descrição dos regimes e as suas implicações no escoamento atmosférica são descritas no anexo F.

No caso de escoamentos em regimes completamente rugoso, Zhang (2009) refere que o valor correto para o centroide da célula adjacente pode ser definido apenas em função do comprimento de rugosidade por:

$$z_p = 3,69z_0 \quad (5.23)$$

Contudo, a equação 5.23 só é válida para uma rugosidade uniforme e em terreno plano, porque a tensão de corte é variável sobre terreno complexo e as aproximações efetuadas deixam de ser válidas (Zhang, 2009).

A condição de parede *wall* é usada para a fronteira entre um fluido e uma região sólida. Neste caso o fluido corresponde ao vento e as superfícies do mar e da ilha são tratadas como sólidos. A condição de aderência (*shear conditions*) é definida como de "não escorregamento", impondo que as partículas do fluido adotem a velocidade da superfície. De modo a poder introduzir-se a rugosidade

aerodinâmica da superfície pretendida, determina-se o valor da rugosidade equivalente  $K_s$  pela expressão 5.19 e obtém-se o equivalente de rugosidade da parede solicitada.

## 5.5 Manutenção dos perfis verticais no domínio vazio

Tal como discutido no capítulo 5.2, antes de simular o modelo é necessário garantir que as características dos perfis verticais ( $U$ ,  $k$  e  $\varepsilon$ ) definidas na fronteira de entrada do domínio computacional permaneçam estáveis, tanto quanto possível, ao longo do mesmo.

Manter o equilíbrio entre os perfis de entrada do tipo CLA e a rugosidade aerodinâmica, traduzida por uma rugosidade equivalente no *Fluent*, torna-se especialmente difícil quando o perfil definido à entrada do domínio não derivada somente das características do terreno (comprimento de rugosidade), isto é, condições de atmosfera não neutra.

Numa primeira abordagem foi realizado o teste no domínio vazio (10 000 x 1000 m) definido à entrada pelas equações 5.12 a 5.14, com os parâmetros apresentados na tabela 5.4. A malha utilizada é do tipo prismática junto à parede inferior e horizontalmente equidistante com 20 metros, passando depois a tetraédrica com dimensão máxima de 40 metros e taxa de crescimento de 20%. A altura da primeira célula é de 0,8 metros e cada célula seguinte cresce a uma taxa de 25%.

Como esperado verificou-se que os perfis não permanecem estáveis ao longo do domínio, porque a rugosidade aerodinâmica definida na parede "chão" é incapaz de os manter nesse estado, uma vez que é excessivamente elevada, face ao perfil do tipo lei de potência com alfa de 0,065 definido à entrada do domínio.

Uma solução possível, mas sem possibilidade de validação no túnel de vento utilizado (LNEC), seria nada mais do que replicar-se aproximadamente as condições reais previstas pelo modelo MM5 para a CLA sobre o mar na região da Berlenga. Desta forma, introduziu-se estratificação térmica no domínio computacional por imposição de um perfil de vertical de temperatura na condição de entrada (- 6K/km), temperaturas diferentes nas superfícies inferior (289,15 K) e superior (284,15 K) e fluxo de calor ascende na parede inferior (100 W/m<sup>2</sup>). Embora, esta reprodução da CLA com estratificação térmica não possa ser utilizada por incapacidade de validação no túnel de vento, verificou-se que o processo obteve sucesso, com a manutenção dos perfis ao longo de todo o domínio computacional.

A outra solução teria que ser experimentalmente viável no túnel de vento. Para isso seria necessário forçar condições de atmosfera neutra através de uma rugosidade "artificial", capaz de sustentar o melhor possível os perfis colocados à entrada. Este processo foi realizado com sucesso, diminuindo-se o valor de  $z_0$  uma ordem de grandeza a cada simulação até se encontrar aquele que mostrasse ser mais capaz de manter os perfis de entrada ao longo de todo o domínio, especialmente o perfil de velocidades médias (tabela 5.4).

**Tabela 5-4:** Valores utilizados nos parâmetros das equações de fronteira de entrada e fronteira "chão" (superfície do mar) no domínio de teste inicial e modificado.  $U_{ref}$  corresponde à velocidade de referência a 80 m sobre o mar.

Dom. Teste	$U_{ref}$ (m/s)	CLA (m)	$\alpha$	$u^*$ (m/s)	$z_0$ (m)	$k_s$	$C_s$	$C_{mu}$
Inicial	9	530	0,065	0,28	$9,4 \times 10^{-5}$	$1,87 \times 10^{-3}$	0,5	0,03
Modificado	9	530	0,065	0,28	$5 \times 10^{-7}$	$1 \times 10^{-5}$	0,5	0,03

As figuras seguintes apresentam os resultados obtidos para os perfis de  $U$ ,  $k$  e  $\varepsilon$  obtidos ao longo do domínio em quatro posições distintas no eixo de  $xx$ : à entrada ( $x = 0$  km), próximo da região onde o escoamento irá incidir sobre a ilha ( $x = 2$  km), ao centro ( $x = 5$  km) e à saída ( $x = 10$  km). As

figuras 5.4, 5.6 e 5.8 apresentam os perfis de obtidos para as condições iniciais definidas na tabela 5.4 ( $k_s$  inicial) e as figuras 5.5, 5.7 e 5.9 os perfis obtidos para as condições modificadas ( $k_s$  modificado). As condições modificadas (tabela 5-4) foram as utilizadas nas simulações ao longo do trabalho.

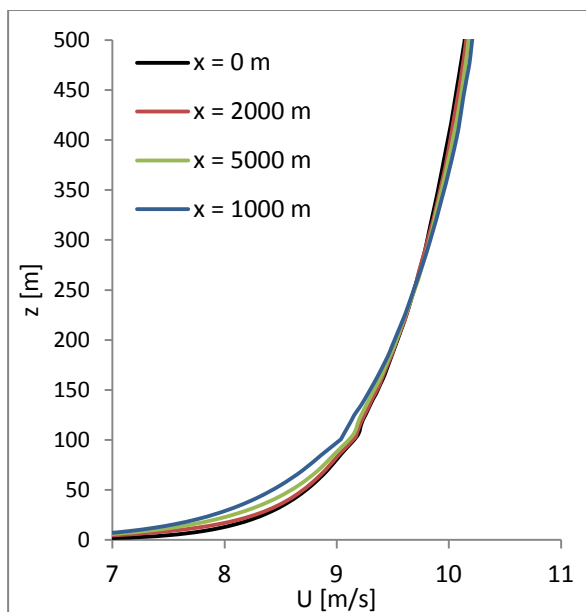


Figura 5.4 - Perfis de  $U$  para  $k_s = 1,9 \times 10^{-3}$  ( $z_0 = 9,4 \times 10^{-5}$ )

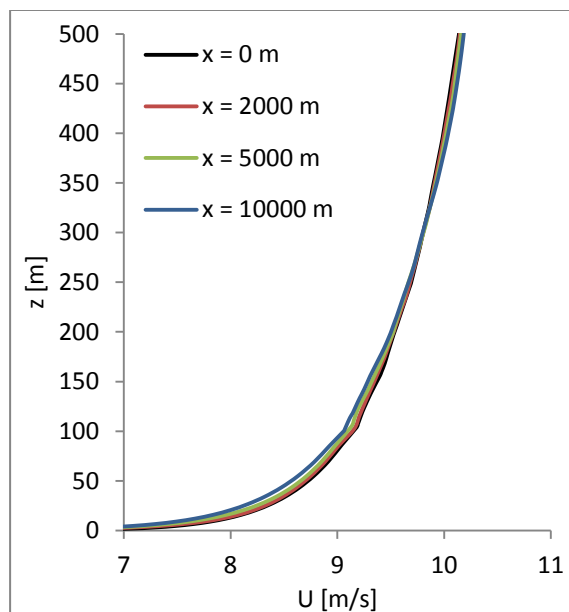


Figura 5.5 - Perfis de  $U$  para  $k_s = 1 \times 10^{-5}$  ( $z_0 = 5 \times 10^{-7}$ )

A figura 5.4 apresenta a dificuldade em manter-se o perfil de velocidades médias devido à incompatibilidade entre o perfil com  $\alpha = 0,065$  e a rugosidade equivalente  $k_s$ , sendo naturalmente tanto maior quanto maior a distância percorrida. De entre as várias simulações com valores de  $k_s$  sucessivamente menores, ficou estabelecido que descer  $k_s$  em duas ordens de grandeza (fig. 5.5), seria suficiente para manter consideravelmente bem os perfis de  $U$  ao longo do domínio.

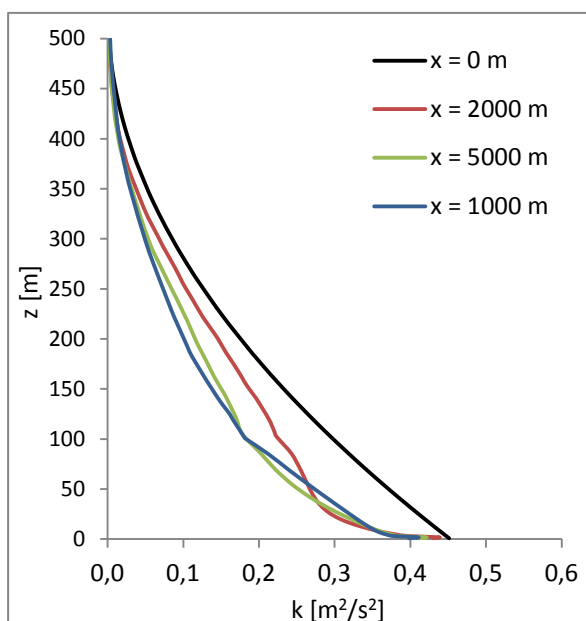


Figura 5.6 - Perfis de  $k$  para  $k_s = 1,9 \times 10^{-3}$  ( $z_0 = 9,4 \times 10^{-5}$ ).

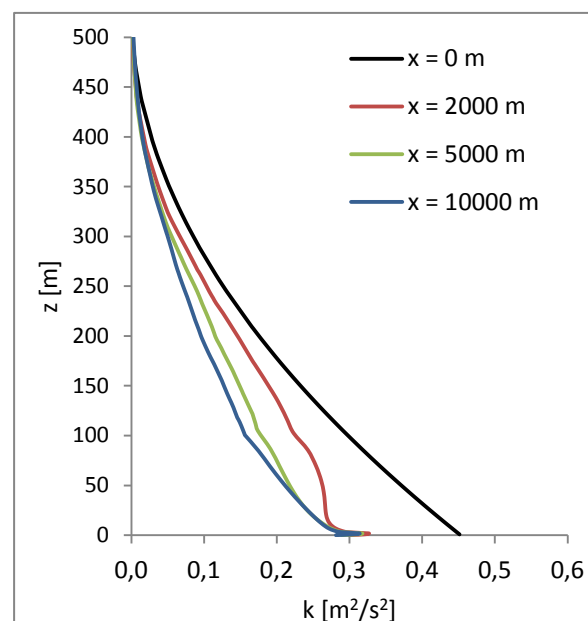


Figura 5.7 - Perfis de  $k$  para  $k_s = 1 \times 10^{-5}$  ( $z_0 = 5 \times 10^{-7}$ ).

Por outro lado nas figuras 5.6 e 5.7, como consequência da diminuição da rugosidade, os perfis de  $k$ , já por si difíceis de manter, tornam-se mais distantes do perfil colocado à entrada. Pois, uma menor rugosidade implica menor produção de energia cinética turbulenta (Zhang, 2009; Blocken *et al.* 2007a). Possivelmente, diminuir no *Fluent*, um pouco mais (de 0,03 para 0,013) o valor da constante empírica  $C_\mu$ , como sugere a literatura, também poderia mitigar a decadência da energia cinética turbulenta ao longo do escoamento (Zhang, 2009).

Contudo, em qualquer dos casos, segundo Zhang (2009) e Blocken *et al.* (2007a) a produção de energia cinética turbulenta depende principalmente da altura da primeira célula junto à parede, cujo valor deve ser perto de  $3,69z_0$ . Os mesmos referem que, se  $z_p > 3,69z_0$  a taxa de produção de energia cinética turbulenta será muito menor do que deveria ser. Porém, neste caso de estudo, ambos os valores de  $z_0$  (antes e depois da modificação de  $k_s$ ) são tão baixos que tornam computacionalmente inviável cumprir essa recomendação, devido ao elevado número de células resultantes. Desta forma, tal como os mesmo autores reportaram, torna-se complicado manter aproximadamente iguais os perfis de  $k$  ao longo do domínio.

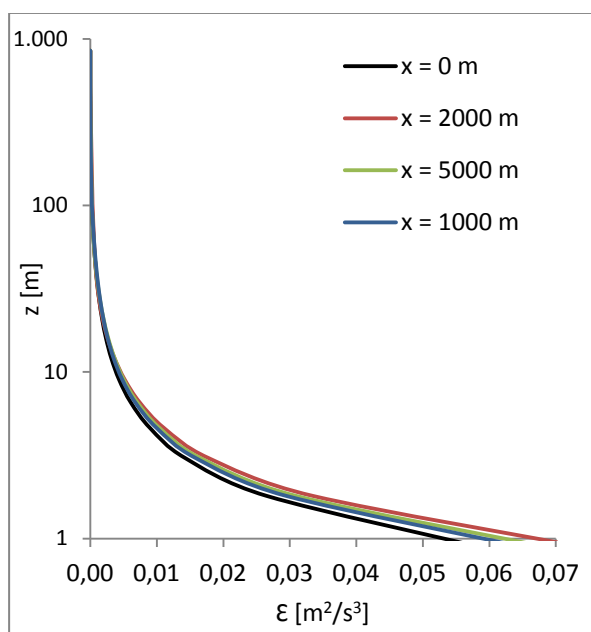


Figura 5.8 - Perfis de  $\epsilon$  para  $k_s = 1,9 \times 10^{-3}$  ( $z_0 = 9,4 \times 10^{-5}$ )

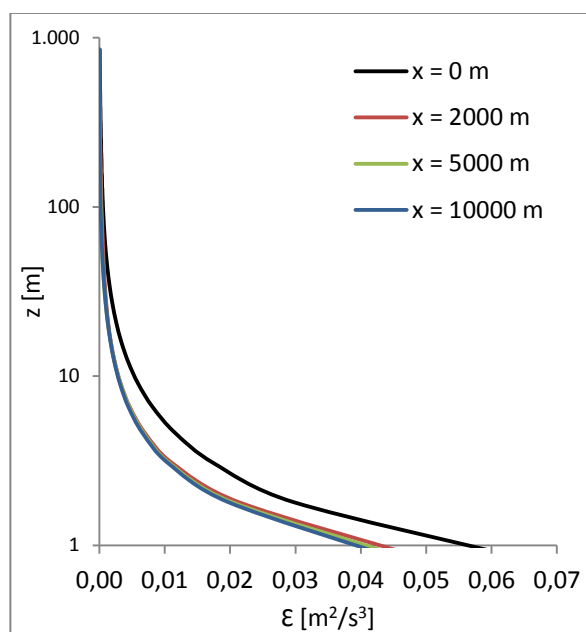


Figura 5.9 - Perfis de  $\epsilon$  para  $k_s = 1,9 \times 10^{-3}$  ( $z_0 = 9,4 \times 10^{-5}$ )

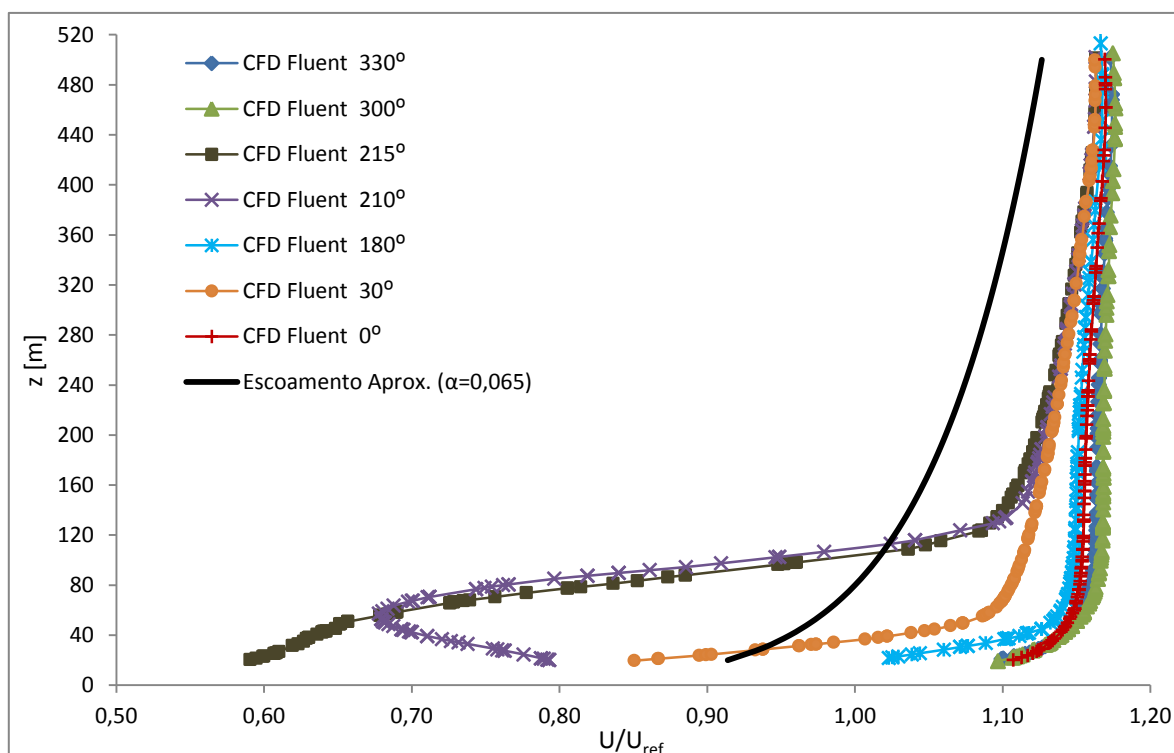
Porém, no que respeita à taxa de dissipação de energia, a diminuição de rugosidade diminui a energia dissipada. A condição inicial de  $k_s$  (fig. 5.8) revela-se mais capaz de sustentar o perfil colocado à entrada do domínio do que a condição modificada (fig. 5.9).

Assim verifica-se que, se por um lado diminuir o valor de  $k_s$  melhora a manutenção do perfil de  $U$ , por outro agrava a manutenção dos perfis de  $k$  e  $\epsilon$ , sendo que de acordo com a literatura, a manutenção do perfil de  $U$  é mais relevante na obtenção de resultados corretos, embora a manutenção dos perfis de  $k$  e  $\epsilon$  possa afetar também os resultados. Porém, no geral, comparativamente ao estudo de Zhang (2009) para  $z_0 = 0,03$  m, os perfis sustentados ao longo do domínio são bastante razoáveis e estão de acordo com os obtidos pelo autor, com especial atenção para o perfil de velocidades médias.

## 5.6 Resultados das simulações CFD

Os resultados das simulações numéricas são apresentados para os mesmos setores do escoamento simulados no túnel de vento ( $0^\circ$ ,  $30^\circ$ ,  $180^\circ$ ,  $210^\circ$ ,  $300^\circ$ ,  $330^\circ$ ), acrescentando-se ainda o setor  $215^\circ$  na tentativa de se despistar fenómenos anormais verificados no escoamento proveniente do setor  $210^\circ$ . Salienta-se que, a simulação para o setor  $215^\circ$  foi efetuada por se ter observado nas imagens CFD que esses fenómenos, preconizados por inversões e fortes desvios na direção do escoamento, não resultavam da incidência do vento sobre o declive acentuado (praticamente vertical) dessa região da ilha, mas de outros fatores que se apresentam de seguida.

A análise aos resultados CFD obtidos é aqui realizada no sentido de se estabelecer uma ligação paralela com a aplicação aos registos observados na Berlenga. Devido à ausência de medição da componente vertical ( $W$ ) do escoamento em túnel de vento, a mesma é aqui, excecionalmente, comparada com as observações da estação LiDAR da ilha (posição de teste). Os perfis de velocidade média do vento são devidamente comparados e verificados no capítulo 6. As imagens CFD relativas ao comportamento do escoamento, isto é, os efeitos de concentração e os desvios horizontais e verticais do escoamento são apresentadas no Anexo H para todos os setores simulados.



**Figura 5.10** - Efeito da interferência da ilha descrito pelos perfis adimensionais simulados em CFD para a posição de teste (local da estação LiDAR). A linha preta representa o perfil tipo potência imposto à entrada do domínio. Os perfis estão adimensionalizados pelo escoamento de aproximação a 80 m, cuja velocidade média 9 m/s.

Na figura 5.10 são apresentadas as magnitudes das acelerações do escoamento provocadas pelos diferentes acidentes orográficos da Berlenga, donde se destacam imediatamente os seguintes aspetos: os efeitos de concentração são muito semelhantes para todos os setores, exceto nos setores ( $210^\circ$ ,  $215^\circ$  e  $30^\circ$ ) onde o percurso do escoamento sobre a ilha sofre de características muito particulares da geometria do terreno (e.g. setor  $30^\circ$ , fig. 5.11); o efeito de concentração, exceto nos setores  $210^\circ$  e  $215^\circ$ , é bastante intenso até aos 80 m, a partir dos quais começa a diminuir consideravelmente até aos 200 m; acima dos 200 m, o efeito de concentração decresce muito lentamente e não desaparece até ao topo da CLA, terminando em torno dos 5%.

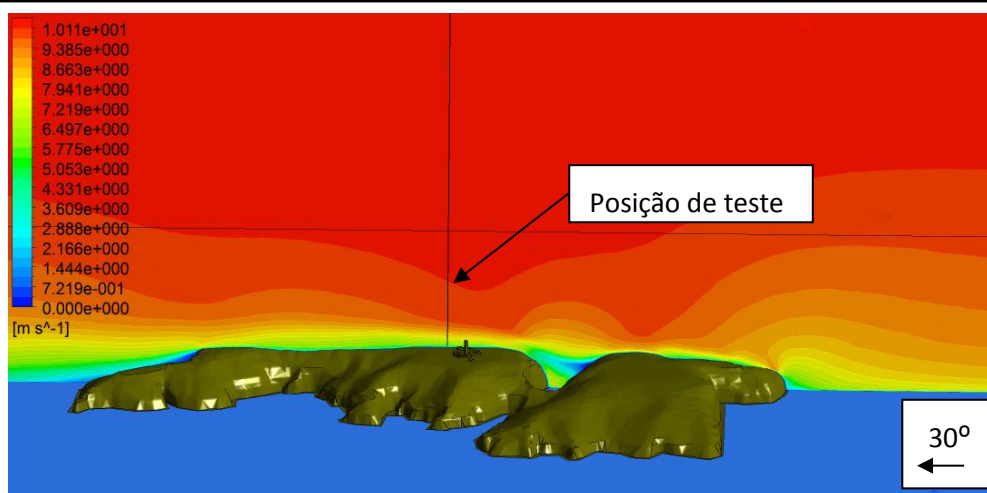


Figura 5.11 - Setor 30°: Efeitos da interferência da ilha no escoamento ( $U_{\text{apro.}} = 9 \text{ m/s}$  a 80m,  $\alpha = 0,065$ ).

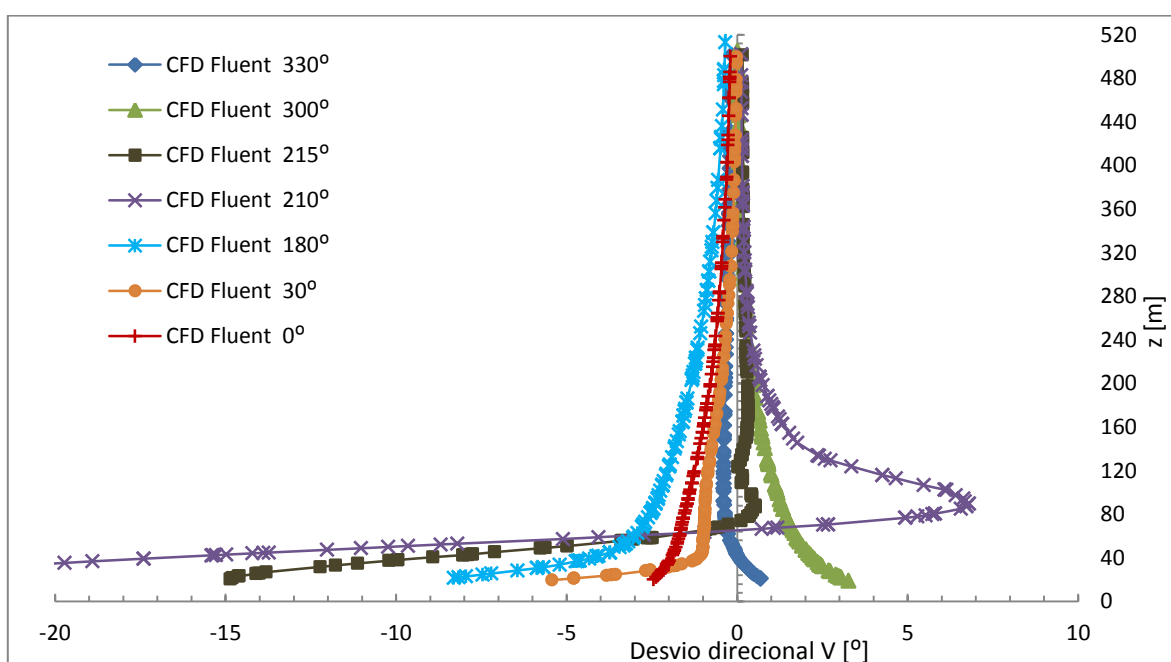


Figura 5.12 - Resultados CFD para o desvio direcional horizontal sofrido pelo escoamento na posição de teste.

Os desvios direcionais apresentados na figura 5.12, com exceção dos setores 210° e 215°, revelam-se pouco significativos acima dos 40 m, com valores abaixo de 3°. O desvio mais intenso é observado no setor 210° e não resulta do declive acentuado dessa região da ilha aquando do escoamento incidente, mas da perturbação sofrida por este durante o trajeto sobre uma forte depressão do terreno a jusante (fig. 5.15 e ver mais detalhes no anexo H). A prova desse fato está no comportamento do escoamento para um setor muito próximo, 215°, cujo declive é exatamente o mesmo, mas o trajeto do escoamento sobre a ilha deixa de sofrer de uma perturbação tão acentuada do terreno. Como resultado, o desvio direcional é muito menos intenso e apenas significativo abaixo dos 40 m (fig. 5.15 e ver mais detalhes no anexo H).

No setor 180°, onde consta o forte a montante, verifica-se que a sua presença induz um desvio significativo a 20 m de altura sobre a ilha, na ordem dos 8° (fig. 5.13). Na realidade é possível que esse desvio não seja visível nas observações, devido à abertura de 10° do setor registado, o escoamento em direções ligeiramente ao lado do centro (e.g. 178°), deixa de estar em linha com o forte e a estação LiDAR (posição de teste).

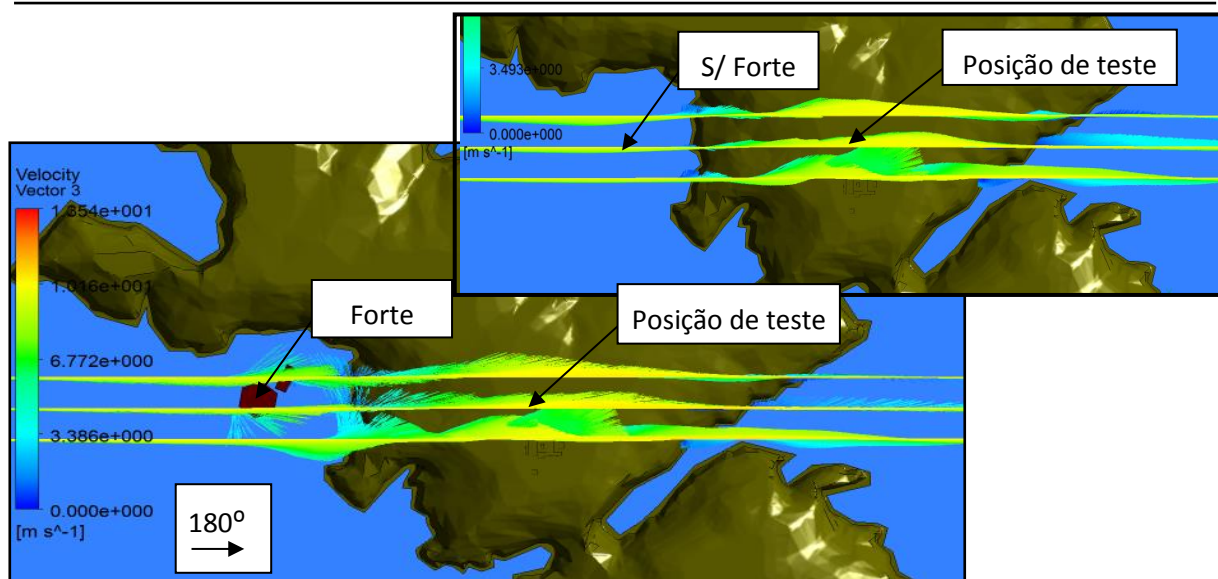


Figura 5.13 - Setor 180°: vetores do desvio direcional V (linha de vetores central - teste; laterais - paralelas a 50 m em y)

Na verdade, a análise do desvio horizontal do escoamento serve para prever potenciais dificuldades na identificação do setor observado na ilha que corresponde ao mesmo setor do escoamento de aproximação simulado e, para o qual os fatores de correção orográfica haviam sido determinados, especialmente quando os desvios são elevados ( $> 5^\circ$ ).

Na prática é muito difícil aplicar-se corretamente qualquer correção para o desvio horizontal do escoamento, uma vez que qualquer direção observada pela estação LiDAR num setor com  $10^\circ$  de abertura pode resultar de um escoamento desviado ou não, sendo impossível distingui-los. Isto é, a constante mudança da orografia face ao escoamento de aproximação está sempre a colocá-lo em situações limite, onde o escoamento ora vem desviado à direita, ora vem desviado à esquerda, ora não vem desviado. No fundo, dividindo em setores ainda mais pequenos tem-se um conjunto de registos observados pela estação LiDAR que são uma soma aleatória de escoamentos desviados e não desviados.

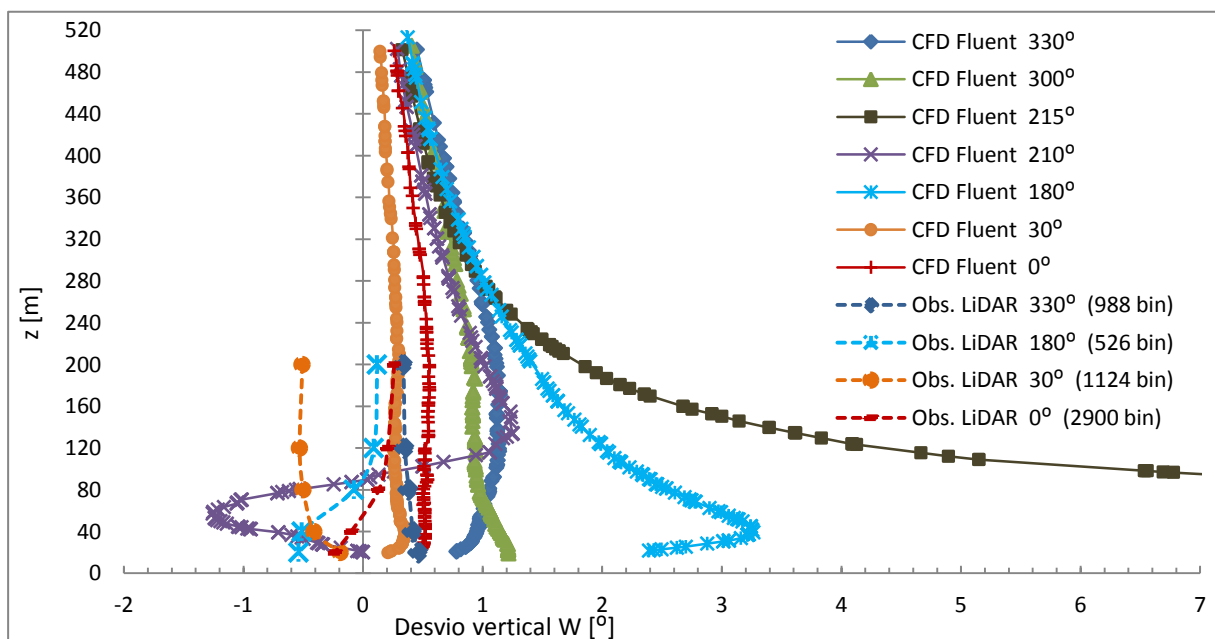
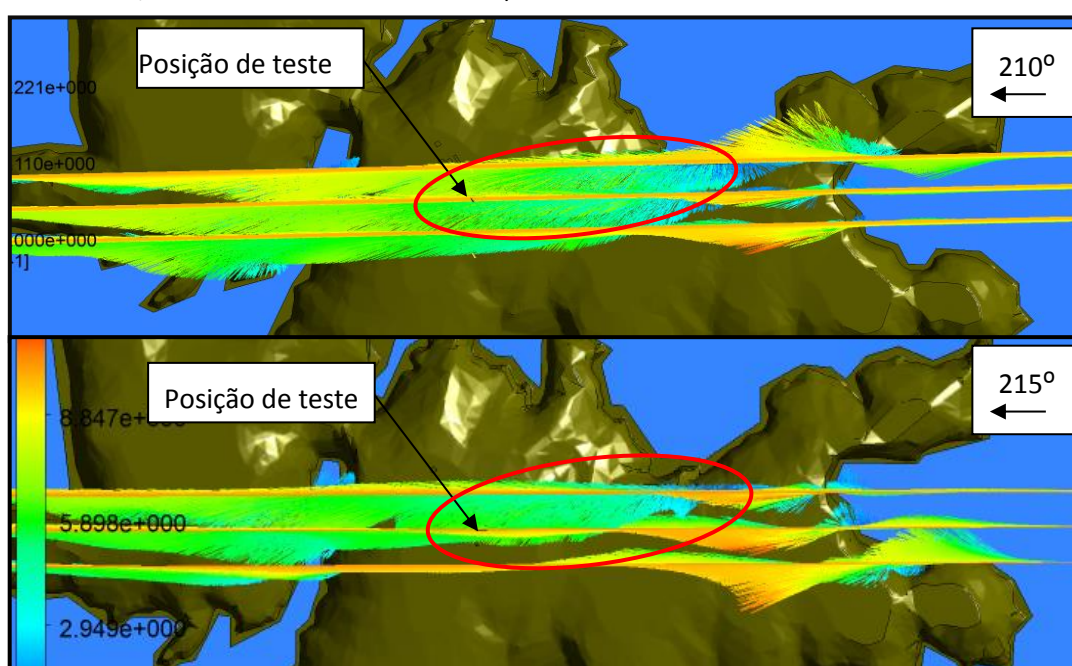


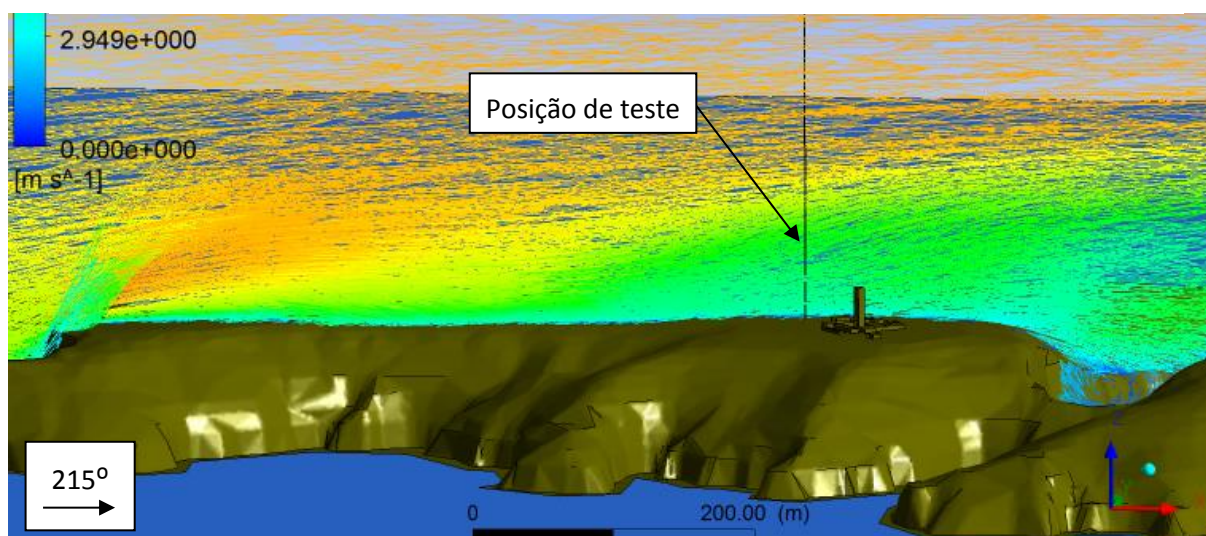
Figura 5.14 - Resultados CFD para o desvio vertical do escoamento e comparação com observações da estação LiDAR. Os dados observados correspondem a uma abertura de  $10^\circ$  centrada no setor apresentado na legenda.

No que respeita ao desvio vertical do escoamento, na figura 5.14, pode observar-se que, comparativamente com os principais setores disponíveis e observados pelo LiDAR ( $0^\circ$ ,  $30^\circ$ ,  $180^\circ$ ,  $330^\circ$ ), o CFD tende a sobrestimar ligeiramente o desvio (em cerca de  $1^\circ$ ), com exceção para o setor  $180^\circ$ , onde a diferença é um pouco maior ( $\approx 3^\circ$ ). Porém, é sempre necessário considerar que, as observações resultam de uma abertura direcional de  $10^\circ$ , larga o suficiente para o escoamento atmosférico sofrer de condições do terreno diferentes (e.g. deixar de incidir sobre o forte).

No setor  $210^\circ$  a oscilação vertical do escoamento resulta do seu forte desvio horizontal devido à depressão verificada no terreno (fig. 5.15 e ver mais detalhes no anexo H). Por outro lado, no setor próximo ( $215^\circ$ ), o escoamento deixa de sofrer com tanta intensidade dessa depressão. Como resultado, o efeito do acentuado declive sofrido pelo escoamento incidente deixa de ser "amortecido" e conseqüentemente um forte desvio vertical é observado sobre a ilha, até aos 200 m (figs. 5.15 e 5.16, ver mais detalhes no anexo H).



**Figura 5.15** - Setores  $210^\circ$  e  $215^\circ$ : vetores do desvio direcional V. Linhas vetoriais paralelas distanciadas de 50 m em y da linha central. Zona depressionária da ilha na direção  $210^\circ/215^\circ$  do escoamento (a vermelho).



**Figura 5.16** - Setor  $215^\circ$ : Vetores do desvio vertical W

## 6 Comparação dos métodos e verificação dos resultados obtidos

Neste capítulo são apresentados os resultados dos capítulos 4 e 5 (simulações em túnel de vento e CFD) de forma a possibilitar a comparação entre os métodos estudados. São ainda acrescentados e brevemente apresentados outros casos de estudo sobre o mesmo modelo da ilha, por se revelarem fundamentais nas conclusões obtidas e, ainda a abordagem do Eurocódigo1. Por fim, apresentam-se os fatores de correção orográficos obtidos para os setores nos quais as simulações podem ser consideradas medianamente fiáveis.

### 6.1 Abordagem do Eurocódigo1 ao caso de estudo

O Eurocódigo1 é a versão portuguesa da Norma Europeia EN 1991-1-4:2005 para ações em estruturas (EC1, 2009). A Parte 1-4 do Eurocódigo1 é a Norma que descreve a ação do vento natural em estruturas e outras obras de engenharia civil.

A norma descreve uma abordagem simplificada do comportamento do escoamento em função da rugosidade do terreno, nomeadamente para o perfil de velocidades médias e intensidade de turbulência. A simplificação da mesma está relacionada com o fato de ser direcionada para a ação do vento em estruturas e não em aproveitamentos eólicos, como o presente caso de estudo.

Contudo, na parte que se refere aos efeitos de orografia, pode ser interessante analisar a abordagem do EC1. Importa então salientar que, de acordo com a modelação do vento pelo EC1 não há mudança de rugosidade no caso de estudo da Berlenga, aquando da transição do escoamento de aproximação de mar para terra, sobre a ilha e na posição da estação LiDAR. Pelo EC1 (2009) o escoamento encontra-se sempre na categoria de terreno 0, a qual é descrita por: "Mar ou zona costeira exposta aos ventos de mar".

De seguida é apresentado o procedimento do EC1 para o cálculo numérico dos coeficientes de orografia, não descrito integralmente, mas sim oportunamente orientado e adaptado para o caso de estudo da Berlenga.

#### 6.1.1 Efeitos de Orografia segundo o EC1

O procedimento recomendado pelo EC1 para o cálculo numérico dos coeficientes de orografia considera e define as seguintes formulações (EC1, 2009):

(1) Em colinas isoladas ou em cadeia, ou em falésias e escarpas, a velocidade do vento varia em função da inclinação, na direção do vento, da vertente virada a barlavento (de onde vem o vento), pelo tipo de declive:  $\Phi = H/L_u$  onde,  $H$  é altura do acidente orográfico e  $L_u$  o comprimento real na direção do vento, da vertente virada a barlavento, de acordo com a figura 6.1.

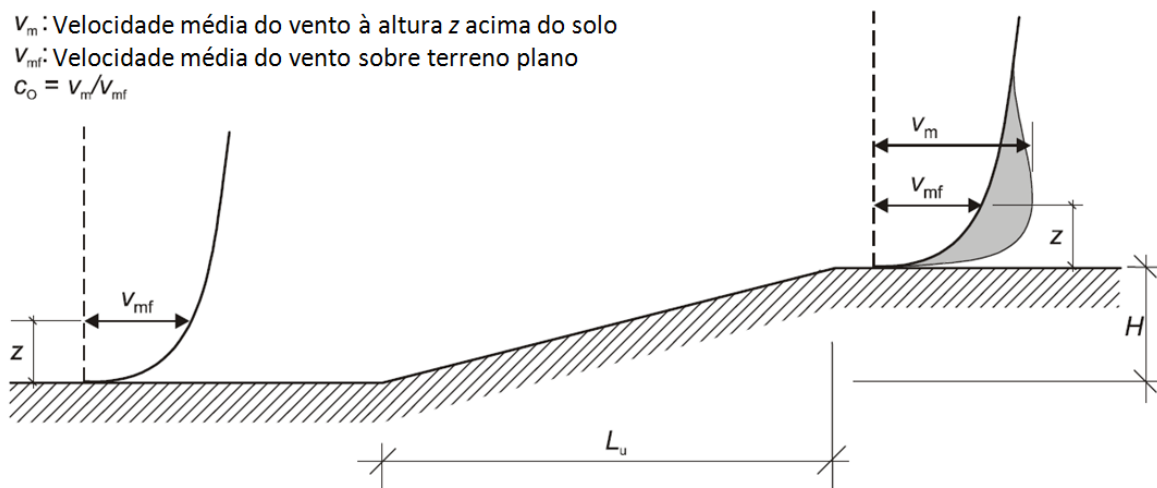


Figura 6.1: Ilustração do aumento de velocidade do vento devido à orografia (adaptado do Anexo 3 do EC1, 2009)

(2) O maior aumento da velocidade do vento ocorre próximo do topo da vertente e é determinado a partir do coeficiente de orografia  $c_0$  (ver figura 6.2). O declive não tem efeito significativo no desvio padrão da turbulência (EC1, 2009).

**Nota:** Para um valor constante do desvio padrão, a intensidade de turbulência diminui com o aumento da velocidade do vento (EC1, 2009).

(3) O coeficiente de orografia,  $c_0(z) = v_m/v_{mf}$ , tem em conta o aumento da velocidade média em colinas e escarpas (mas não tem em regiões onduladas e montanhosas), estando relacionado com a velocidade do vento na base da colina ou da escarpa. Os efeitos da orografia deverão ser considerados nas seguintes situações (EC1, 2009):

a) Para locais (de construção) situados em vertentes viradas a barlavento de colinas:

- Quando  $0,05 < \Phi \leq 0,3$  e  $|x| \leq L_u/2$ ;

b) Para locais situados em vertentes viradas a sotavento de colinas:

- Quando  $\Phi < 0,3$  e  $x < L_d/2$ ;

- Quando  $\Phi \geq 0,3$  e  $x < 1,6 H$ ;

c) Para locais situados em vertentes viradas a barlavento de falésias e escarpas:

- Quando  $0,05 < \Phi \leq 0,3$  e  $|x| \leq L_u/2$ ;

d) Para locais situados em vertentes viradas a sotavento de falésias e escarpas:

- Quando  $\Phi < 0,3$  e  $x < 1,5 L_e$ ;

- Quando  $\Phi \geq 0,3$  e  $x < 5 H$ ;

No presente caso de estudo apenas interessa obter os coeficientes de orografia nos locais situados em vertentes viradas a sotavento de falésias e escarpas, correspondendo à situação (d), uma vez que diz respeito ao topo do monte onde se situa a estação anemométrica. Fazendo a analogia ao caso de estudo da Berlenga, o local de interesse é a posição do mastro meteorológico. Assim, a formulação do EC1 para determinar os coeficientes de orografia apresentada de seguida é apenas referida à situação (d).

O coeficiente de orografia é definido por:

$$c_0 = 1 \text{ para } \Phi < 0,05 \quad (6.1)$$

$$c_0 = 1 + 2 \times s \times \Phi \text{ para } 0,05 < \Phi < 0,3 \quad (6.2)$$

$$c_0 = 1 + 0,6 \times s \text{ para } \Phi > 0,3 \quad (6.3)$$

Onde,  $s$  é o coeficiente obtido através da figura 6.2 ou pela equação empírica 6.4, considerando a relação com o comprimento efetivo da vertente virada a barlavento,  $L_e$  dado pelo tabela 6-1;  $L_d$  o comprimento real, na direção do vento, da vertente virada a sotavento;  $x$  a distância horizontal entre o local de construção e o topo da vertente;  $z$  a distância vertical medida a partir do nível do solo no local considerado.

Tabela 6-1: Valores do comprimento de  $L_e$

Tipo de declive ( $\Phi = H/L_u$ )	
Declive moderado ( $0,05 < \Phi < 0,3$ )	Declive acentuado ( $\Phi > 0,3$ )
$L_e = L_u$	$L_e = H/0,3$

**Nota:** O gráfico de cálculo apresentado na figura 6.2 ultrapassa o domínio de aplicação acima definido. A consideração dos efeitos orográficos para além desses limites é facultativa. Dada a natureza empírica das expressões 6.4 a 6.8, é da maior importância que os valores dos parâmetros utilizados estejam contidos nos domínios enunciados, caso contrário, os valores obtidos não serão válidos (EC1, 2009).

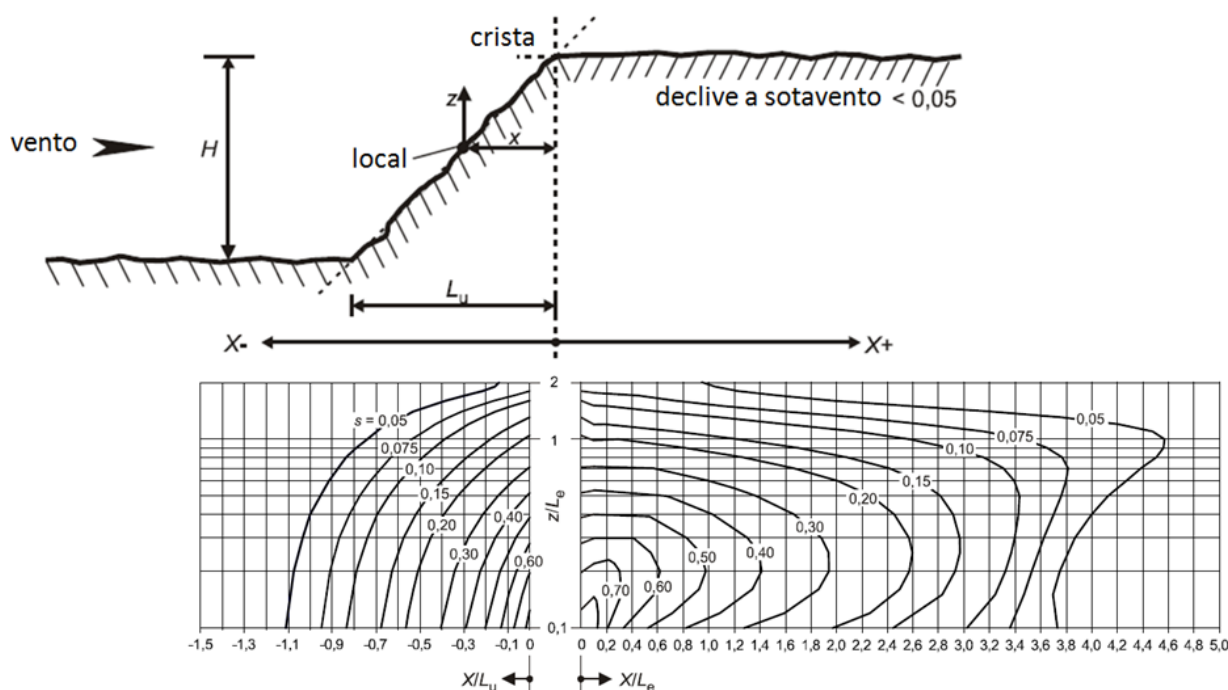


Figura 6.2 - Coeficiente  $s$  para falésias e escarpas. Acima, figura descritiva do acidente orográfico de uma falésia ou escarpa (adaptado do Anexo A3 do EC1, 2009)

Os valores de  $s$  apresentados na figura 6.2 para a secção de sotavento de falésias e escarpas (região de interesse do caso de estudo da Berlenga), são calculados da seguinte forma:

Para o domínio  $0,1 \leq \frac{X}{L_e} \leq 3,5$  e  $0,1 \leq \frac{z}{L_e} \leq 2,0$ , adotar:

$$s = A \left( \log \left[ \frac{X}{L_e} \right] \right)^2 + B \left( \log \left[ \frac{X}{L_e} \right] \right) + C \quad (6.4)$$

em que:

$$A = -1,3420 \left( \log \left[ \frac{z}{L_e} \right] \right)^3 - 0,8222 \left( \log \left[ \frac{z}{L_e} \right] \right)^2 + 0,4609 \log \left[ \frac{z}{L_e} \right] - 0,0791 \quad (6.5)$$

$$B = -1,0196 \left( \log \left[ \frac{z}{L_e} \right] \right)^3 - 0,8910 \left( \log \left[ \frac{z}{L_e} \right] \right)^2 + 0,5343 \log \left[ \frac{z}{L_e} \right] - 0,1156 \quad (6.6)$$

$$C = 0,8030 \left( \log \left[ \frac{z}{L_e} \right] \right)^3 + 0,4236 \left( \log \left[ \frac{z}{L_e} \right] \right)^2 - 0,5738 \log \left[ \frac{z}{L_e} \right] + 0,1606 \quad (6.7)$$

Para o domínio  $0 \leq \frac{X}{L_e} \leq 0,1$ , efetuar uma interpolação entre os valores para  $\frac{X}{L_e} = 0$  ( $s = A$  na 7.8 expressão) e  $\frac{X}{L_e} = 0,1$ .

Quando  $\frac{z}{L_e} < 0,1$  utilizar os valores para  $\frac{z}{L_e} = 0,1$ .

Quando  $\frac{X}{L_e} > 3,5$  ou  $\frac{z}{L_e} > 2,0$ , adotar o valor  $s = 0$ .

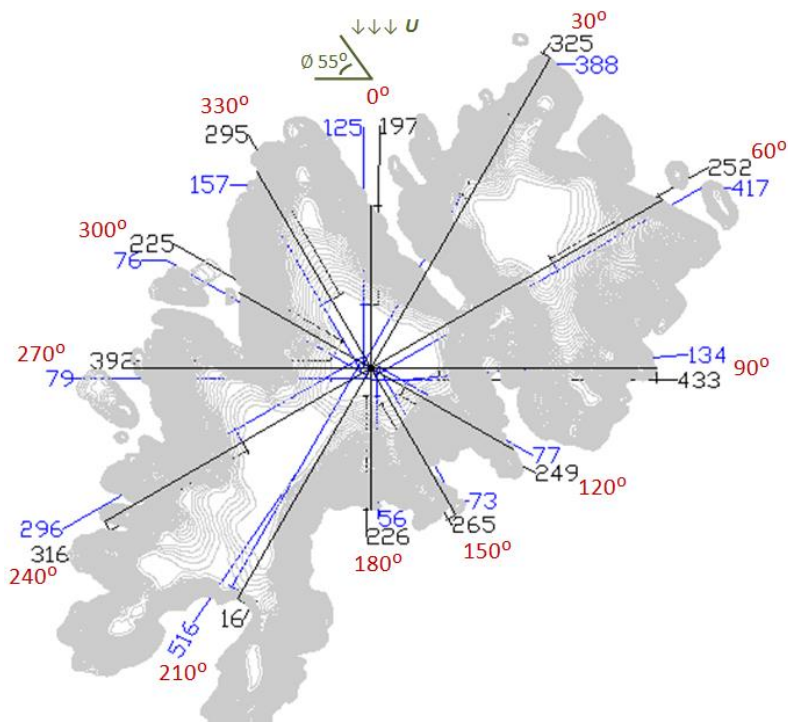
$$A = 0,1552 \left( \frac{z}{L_e} \right)^4 - 0,8575 \left( \frac{z}{L_e} \right)^3 + 1,8133 \left( \frac{z}{L_e} \right)^2 - 1,9115 \left( \frac{z}{L_e} \right) + 1,0124 \quad (6.8)$$

É fundamental ter em conta que, este procedimento para a correção orográfica fornecido pelo EC1, não descreve para que tipo de perfil vertical do escoamento de aproximação em terreno plano está projetado ou é válido. É possível que perfis verticais diferentes possam originar coeficientes de orografia diferentes, sobretudo se as condições atmosféricas não forem neutras.

Outro aspeto não menos importante, é a geometria do acidente orográfico. O EC1 não considera geometrias 3D pelo que o procedimento apenas poderia ser considerado corretamente aplicado se o escoamento incidisse perpendicularmente às linhas de cumeada do acidente orográfico. No caso de estudo da Berlenga, devido à geometria complexa da ilha, o escoamento raramente incide perpendicularmente à escarpa ou falésia (fig. 6.3). Salienta-se ainda as diferenças no tipo de declive, onde o EC1 considera como aproximadamente constante em altura (fig. 6.2), enquanto que a ilha apresenta maiores declives no sopé do acidente orográfico do monte, diminuindo de intensidade em direção à crista ou topo do monte (fig. 6.3).

### 6.1.2 Resultados do EC1 para os efeitos de orografia

O procedimento anterior, embora com as restrições apresentadas, foi aplicado para todos os setores com intervalos de  $30^\circ$ , cujas distâncias foram determinadas com recurso à ferramenta de desenho *Autocad Civil 3D* (fig. 6.3). As distâncias medidas, bem como a condição de aplicação do procedimento, estão apresentadas na tabela 6.2.



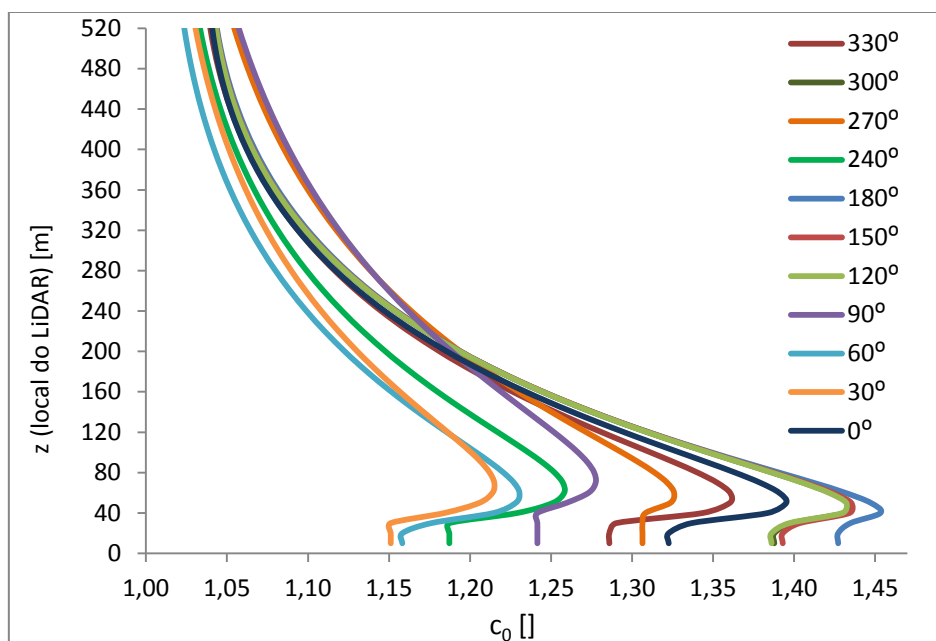
**Figura 6.3** - Ilustração dos setores do escoamento incidente. A verde a ilustração do ângulo de incidência do escoamento face às linhas de cumeeada correspondentes à direção norte. A azul a distância  $x$  (m) entre a crista e o mastro. A preto a distância horizontal entre a base e a crista  $L_u$  (m).

Na figura 6.3 pode ver-se que o procedimento do EC1 apenas poderia ser corretamente aplicado aos setores  $180^\circ$  e  $210^\circ$ . Os setores  $30^\circ$ ,  $60^\circ$  e  $90^\circ$  somam ainda um problema, o escoamento de aproximação passa sobre uma elevação imediatamente a montante da incidência sobre o acidente orográfico pretendido (fig. 6.3). O problema, nos setores  $30^\circ$  e  $60^\circ$ , foi aproximado por forma a ignorar o vale existente entre os duas elevações sucessivas, uma vez que o vale é estreito e altura das elevações semelhante. No setor  $90^\circ$  foi considerada a base da primeira elevação, mas ignorada a sua altura por ser significativamente mais baixa que a da elevação de interesse (fig. 6.3).

**Tabela 6-2:** Distâncias medidas de acordo com a figura 6.3 (em que  $x$  é sempre positivo) necessárias para o procedimento de cálculo dos coeficientes de orografia pelo EC1. Coluna à direita refere se o procedimento pode ser aplicado ou não.

Direção do vento $\theta$ ( $^\circ$ )	Distância horizontal da base à crista $L_u$ (m)	Altura da crista (até declive $< 0,05$ ) $H$ (m)	Distância da crista ao mastro $x$ (m)	Inclinação do monte $\phi = H/L_u$	Comp. efetivo $L_e$ (m)	Aplicável se: $\Phi < 0,3$ e $x < 1,5L_e$ ou se: $\Phi \geq 0,3$ e $x < 5H$
0	197	85	125	0,43	283	Aplicável
330	295	85	157	0,29	283	Aplicável
300	225	85	76	0,38	283	Aplicável
270	392	85	79	0,22	283	Aplicável
240	316	80	296	0,25	267	Aplicável
210	16	75	516	4,69	16	Não Aplicável
180	226	85	56	0,38	283	Aplicável
150	265	85	73	0,32	283	Aplicável
120	249	85	77	0,34	283	Aplicável
90	433	85	134	0,20	283	Aplicável
60	252	80	417	0,15	273	Aplicável
30	325	78	388	0,24	260	Aplicável

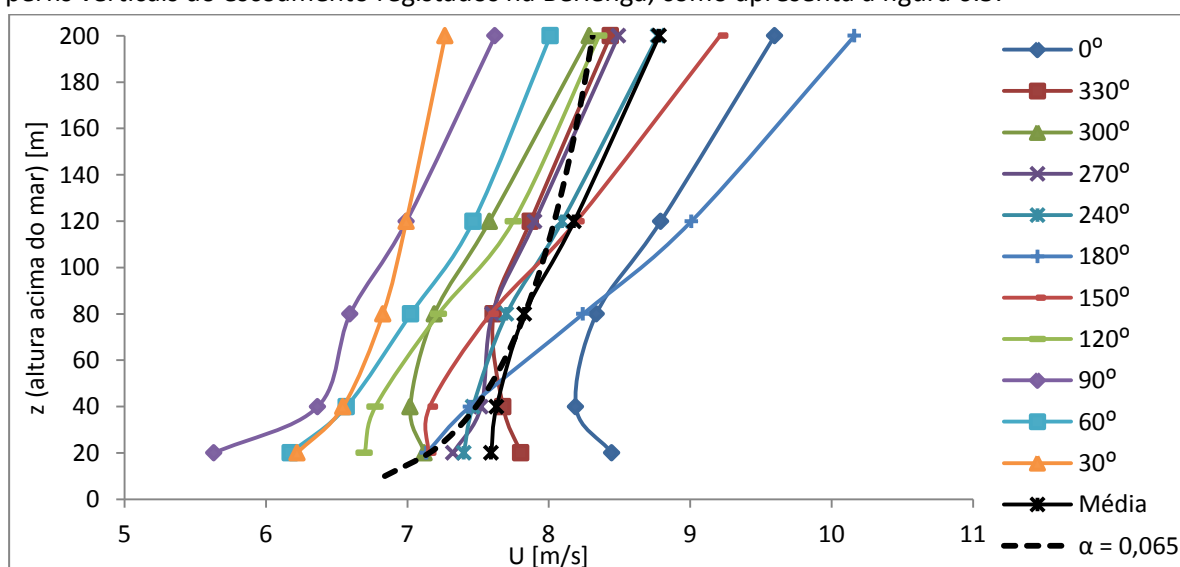
A partir dos resultados da tabela 6-2, observa-se que o setor 210° não pode ser aplicado no procedimento, uma vez que está fora do domínio requerido devido ao acentuado declive verificado nessa região da ilha. Com estes dados determinou-se os coeficientes de orografia de acordo com os domínios aplicáveis e respetivas expressões de cálculo mencionadas anteriormente (fig. 6.4).



**Figura 6.4** - Coeficientes de orografia obtidos pela aplicação do procedimento do EC1 na posição onde se encontra a estação LiDAR, para todos os setores com intervalos de 30°, exceto setor 210°.

Os coeficientes de orografia apresentados na figura 6.4, mostram a existência de um acentuado acréscimo de velocidade entre os 30 e 60 m de altura sobre a ilha. Este acréscimo diminui gradualmente com a altura, contudo no topo da CLA ainda permanece com valores na ordem dos 5 % de aumento da velocidade do vento em relação ao escoamento não perturbado sobre o mar.

Uma forma de verificar se os coeficientes orográficos obtidos são plausíveis é a sua aplicação aos perfis verticais do escoamento registados na Berlenga, como apresenta a figura 6.5.



**Figura 6.5** - Perfis verticais da velocidade do vento sobre o mar, obtidos pelos coeficientes de orografia determinados pelo procedimento do EC1 e aplicados às observações do LiDAR, para a média das velocidades acima de 6 m/s centradas nos setores apresentados com intervalo de abertura de 10°. O perfil médio foi determinado pela frequência de ocorrência do período 23/06/11 a 22/06/12. Como termo comparativo, o perfil com  $\alpha = 0,065$  representa o esperado para o mar.

A figura 6.5 mostra os perfis verticais da velocidade horizontal esperados para o mar, resultantes da aplicação dos coeficientes de orografia aos dados medidos pela estação LiDAR na Berlenga, de acordo com o procedimento do EC1. Conforme discutido e determinado no capítulo 3.2.5, apenas foram considerados os registos de velocidade acima de 6 m/s a 80 m medidos pela estação LiDAR sobre a ilha, para os perfis verticais de velocidade média horizontal.

Tendo em conta o perfil de velocidades médias esperado para o mar e definido no capítulo 3.2.5 com  $\alpha$  no valor de 0,065, os perfis obtidos pela aplicação do procedimento do EC1 (fig. 6.5) não estão de acordo. A maioria dos perfis encontrados não se enquadram no típico observado em condições marítimas e não são passíveis de ajuste pela lei de potência ou pela lei logarítmica. Apresentam-se incoerentes com elevados  $\alpha$  entre os 80 e 200 m e  $\alpha$  negativos abaixo dos 80 m. Os tipos de inversões observados, são improváveis de ocorrer na realidade. O único perfil coerente com o esperado para o mar corresponde ao setor 30°, sendo um dos quais o procedimento não seria correto aplicar-se por apresentar dois acidentes orográficos sucessivos.

Estas inversões resultantes da aplicação dos coeficientes de orografia resultam da sobreavaliação do efeito de concentração. Considerando a validade do EC1, essa sobreavaliação pode ter explicações simples: a geometria complexa da ilha (efeito tridimensional), a mudança de rugosidade e a variação do declive com a altura.

Observe-se a direção 0° na figura 6.5, cuja inversão do perfil é mais notória. A incidência do escoamento com um ângulo de 55° face às linhas de cumeadas (fig. 6.3) e sobre o declive acentuado daquela região, diminui consideravelmente o efeito de concentração. O escoamento incidente até pelo menos metade da altura da ilha tenderá a contorná-la lateralmente e não a subir o acidente orográfico, seguindo a trajetória que menos lhe bloqueia o percurso. Este efeito torna-se ainda mais intenso no caso particular da Berlenga, em que o escoamento incidente tem  $\alpha$  muito baixos, dado que as velocidades são muito elevadas junto à superfície e escoamento acaba por sofrer com mais intensidade do efeito da presença da ilha.

A mudança para uma rugosidade mais elevada cria uma camada limite interna, que por sua vez cria um déficit na velocidade do vento junto à superfície, e conseqüente pode diminuir do efeito de concentração nas primeiras dezenas de metros.

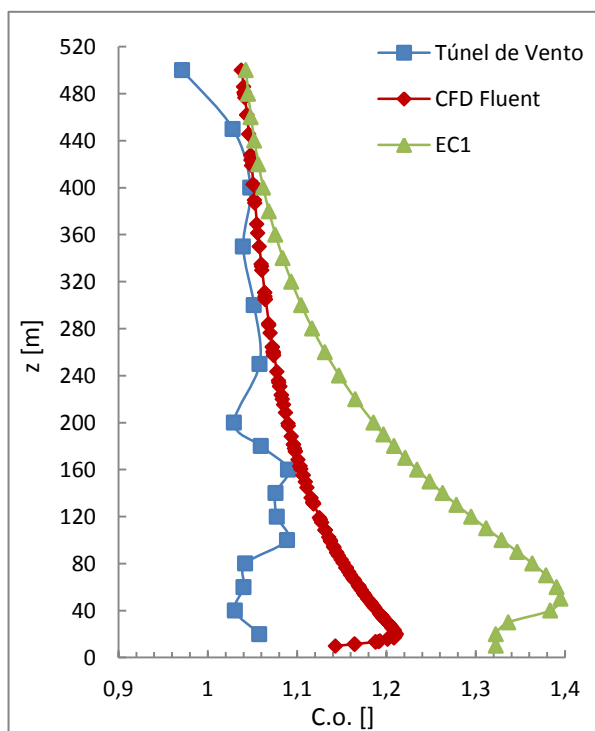
O setor 180° era o único na qual efeito tridimensional pode ser desprezado, porém também sofre da variação do declive com a altura (fig. 6.3). Por outro lado, a presença do forte ( $\approx 25$  m de altura e 60 m de largura) nesse setor, embora sobre o mar, poderá reduzir a aceleração do escoamento observado pela estação LiDAR (fig. 3.16).

De qualquer forma os coeficientes de orografia obtidos com o EC1 para alguns destes setores, são comparados com os resultantes da modelação CFD e túnel de vento nos capítulos seguintes.

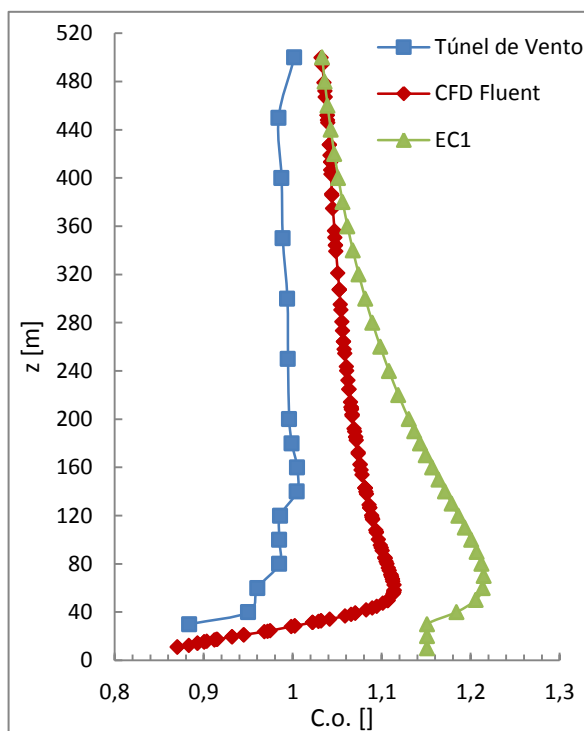
## 6.2 Comparação e discussão do efeito de concentração

Como referido anteriormente, o efeito de concentração pode representar-se sob a forma de um acréscimo de velocidade (*speed-up*) ou pela razão entre o escoamento acelerado e o escoamento não perturbado ou de aproximação (coeficiente de orografia). Considerando a abordagem do EC1 utilizada, a forma mais prática de comparação entre os resultados obtidos no túnel de vento, CFD ( $\alpha = 0,065$ ) e EC1 é efetuada através dos coeficientes de orografia obtidos.

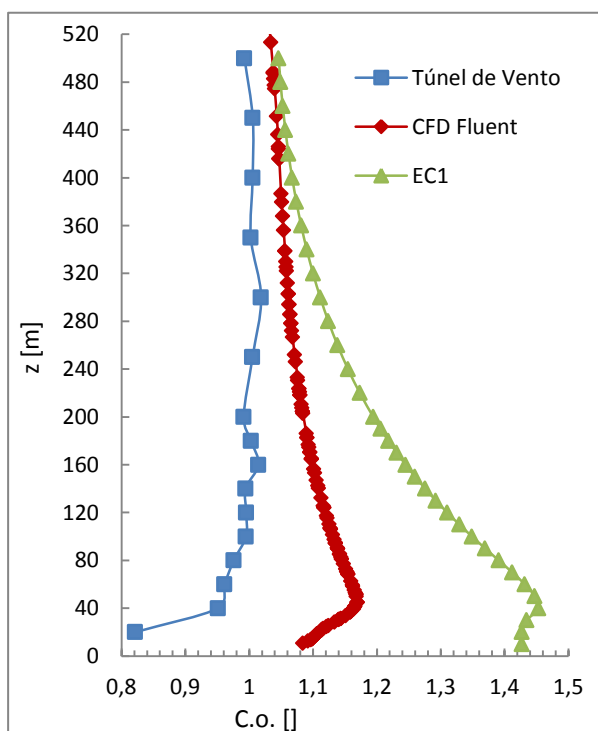
De acordo com os resultados obtidos, os gráficos seguintes apresentam os coeficientes de orografia no intervalo de 10 a 500 m de altura para o EC1 e CFD, e no intervalo 20 a 500 m (equivalente no túnel de 1,6 a 40 cm) para o túnel de vento.



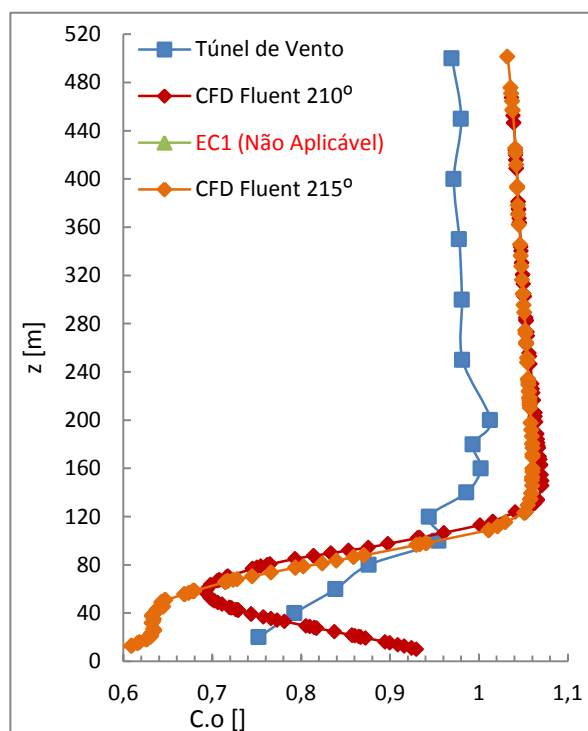
**Figura 6.6** - Comparação dos coeficientes de orografia para ilha Berlenga para  $\alpha = 0,065$  e EC1: Setor centrado  $0^\circ$ .



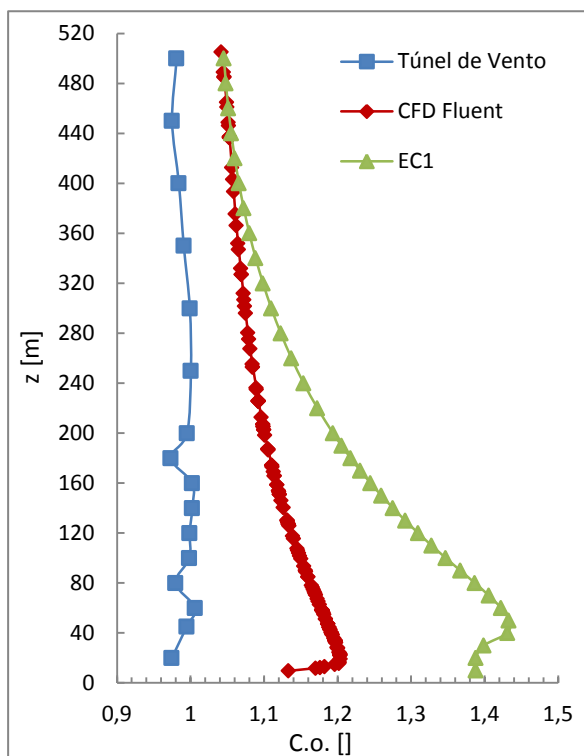
**Figura 6.7** - Comparação dos coeficientes de orografia para ilha Berlenga para  $\alpha = 0,065$  e EC1: Setor centrado  $30^\circ$ .



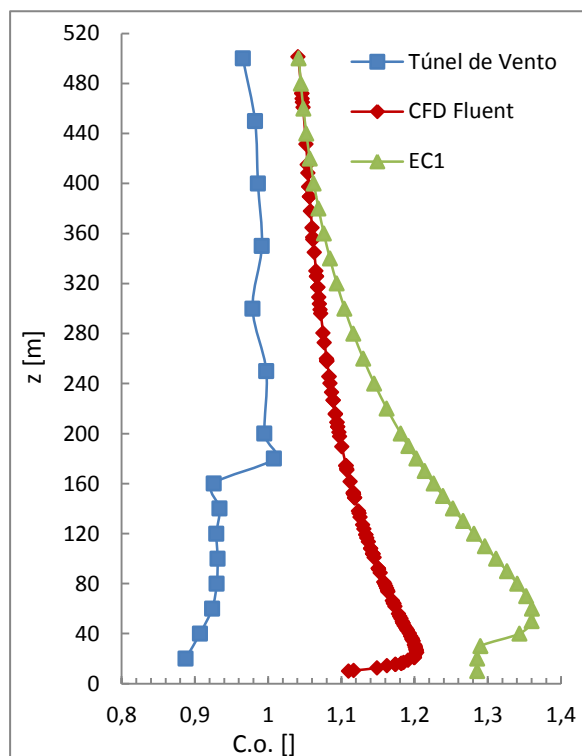
**Figura 6.8** - Comparação dos coeficientes de orografia para ilha Berlenga para  $\alpha = 0,065$  e EC1: Setor centrado a  $180^\circ$ .



**Figura 6.9** - Comparação dos coeficientes de orografia para ilha Berlenga para  $\alpha = 0,065$  e EC1: Setor centrado a  $210^\circ$ .



**Figura 6.10** - Comparação dos coeficientes de orografia para ilha Berlenga para  $\alpha = 0,065$  e EC1: Setor centrado a  $0^\circ$



**Figura 6.11** - Comparação dos coeficientes de orografia para ilha Berlenga para  $\alpha = 0,065$  e EC1: Setor centrado a  $0^\circ$

A conclusão global das curvas dos 6 gráficos anteriores (fig. 6.6 a 6.11) e também a mais evidente, resulta na elevada sobreavaliação do EC1 e a subavaliação do túnel de vento na aceleração do escoamento face ao CFD. Facilmente se conclui que o EC1 não pode ser aplicado a estas situações, devido às restrições anteriormente mencionadas.

No caso do túnel de vento, tendo em conta as condicionantes apresentadas no capítulo 4, poderia supor-se que a subavaliação face ao CFD deveria ser constante, isto é, a forma das curvas deveria ser paralela, por forma a validar os resultados do CFD. Porém, analisando todos os setores, isso apenas é verificado acima dos 200 m de altura. Por outro lado, abaixo dos 200 m, os perfis afastam-se, sendo que é nessa região que se fazem sentir mais fortemente todas as condicionantes verificadas nos ensaios, tais como: os desvios direcionais implícitos no cálculo da magnitude da pressão, o efeito da placa de suporte do modelo, os erros de posicionamento do pitot e as diferenças na altura da ilha entre o modelo usado no túnel de vento (92 m) e o CFD (85 m).

Observando a figura 6.11 verifica-se na curva respeitante ao túnel de vento, um "salto" aos 160 m, cujo estranho comportamento conduziu a uma análise detalhada dos dados recolhidos nos ensaios desse setor. A análise revelou que os ensaios efetuados acima dos 160 m tinham sido efetuados no dia posterior aos ensaios efetuados para as alturas abaixo. Supostamente, a correção aplicada para as flutuações de velocidade entre ensaios deveria ter eliminado esse efeito. Porém isso não se verificou porque as velocidades de referência (escoamento de aproximação e topo do túnel de vento) medidas pelos tubos de pitot Prandtl naquele dia, eram da mesma ordem de grandeza das registadas nos ensaios do dia anterior. Ou seja, não foram encontrados motivos para o pitot múltiplas tomadas registar magnitudes de pressão tão diferentes em dias de ensaios diferentes, uma vez que os pitot's de referência não registaram essas diferenças. Nas restantes exposições, cada setor completo corresponde ao mesmo dia de ensaios. E, de facto a magnitude da subavaliação acima dos 200 m não

é a mesma em todos os setores. Com isto, confirma-se a identificação de problemas operacionais na leitura de pressão do tubo de *pitot* múltiplas tomadas, os quais distorcem acentuadamente fortemente os resultados obtidos em túnel de vento, assim, comprometem a sua utilização para validar os resultados numéricos obtidos com o CFD.

O setor 210°/215° (fig. 6.9) revela a sensibilidade do CFD aos efeitos da complexidade do terreno, uma vez que a incidência do escoamento com apenas 5° de diferença modifica completamente o comportamento do escoamento abaixo dos 60 m de altura. Porém, o setor 210° simulado no túnel de vento revela semelhanças com o setor 215° simulado em CFD e não com seu homólogo (210°). No entanto, é muito provável a existência de erros no posicionamento do modelo no túnel com essa ordem de grandeza, e acresce ainda que as oscilações horizontais do escoamento no túnel possam dissipar fenômenos tão restritos a um pequeno intervalo direcional do escoamento. Importa concluir deste aspecto que se torna imperativo analisar cuidadosamente os fenômenos decorrentes de cada simulação CFD. Por outro lado, salienta-se também que, de acordo com a Ramponi and Blocken (2012), o modelo da turbulência utilizado (*k-ε* padrão) não representa adequadamente o comportamento do escoamento quando ocorrem fenômenos de separação e recirculação, sendo que nesse aspecto o modelo que tem apresentado melhores resultados é modelo SST *k-ω*.

### 6.3 Comparação da forma dos perfis simulados com os observados na ilha

A comparação da forma dos perfis obtidos em CFD e túnel de vento com os perfis observados na ilha pelo LiDAR é aqui efetuada com o intuito de se avaliar a semelhança e comparabilidade entre os mesmos. Se os perfis se assemelharem será um forte indicador de que, não só as simulações correspondentes estão corretas, como também o perfil projetado para o escoamento de aproximação sobre o mar deverá ser adequado. A comparação é efetuada no intervalo de 20 a 200 m sobre a ilha, isto é, o intervalo com observações disponíveis e de funcionamento de turbinas eólicas modernas. Os registros da velocidade média do escoamento para os setores observados pela estação LiDAR pertencem ao intervalo com abertura de 10° centrados no setor indicado nas legendas das figuras (fig. 6.12 a 6.17) e apenas para velocidades superiores a 6 m/s a 80 m de altura.

É de alertar que, na ocorrência de desvios horizontais na direção do escoamento na ordem de 5° ou mais, os perfis do escoamento observados na Berlenga com determinada abertura do setor (e.g. 205° a 215°) podem, na verdade, não corresponder à mesma abertura do setor do escoamento de aproximação (vindo de mar aberto). Ou seja, uma abertura do setor observada pela estação LiDAR (e.g. 205° a 215°) pode na verdade corresponder a registros vindo de mar aberto de uma abertura do setor ligeiramente "ao lado" (e.g. 200° a 210°) ou até de um setor com abertura maior/menor (e.g. 200° a 215°), devido ao desvio que o vento poderá ter sofrido por influência da ilha. Assim, a possível e indeterminada diferença entre o setor do vento observado na ilha pela estação LiDAR e o setor de onde realmente veio esse vento sobre o mar, pode conduzir a comparações de incidências diferentes, uma vez que as simulações são realizadas com base na definição do centro do setor do escoamento sobre o mar, problema insolúvel no âmbito do presente trabalho.

Este fato pode assumir extrema importância devido a dois fatores fundamentais: a geometria complexa da ilha, uma vez que em cada setor de apenas 5° de abertura o escoamento incidente sofre de um acidente orográfico, por vezes completamente diferente (ver fig. 6.3); a definição dos limites do intervalo de abertura dos setores (e.g. de 175° a 185°) a interpretar dos registros do LiDAR foi realizada com base nos registros do mastro meteorológico a 20 m de altura, ou seja, precisamente

onde os desvios horizontais na direção do escoamento são mais elevados (opção tomada devido a erros na conversão das componentes do escoamento em direção, pela estação LiDAR).

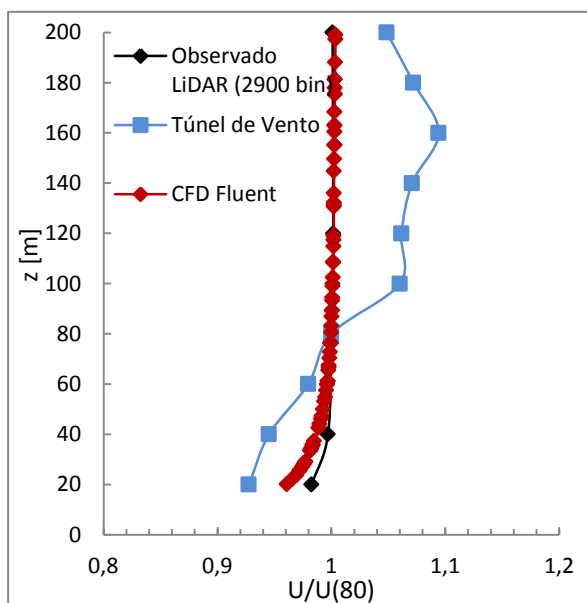


Figura 6.12 - Perfil observado na ilha pelo LiDAR vs simulados com  $\alpha = 0,065$ : Setor centrado a  $0^\circ$ .

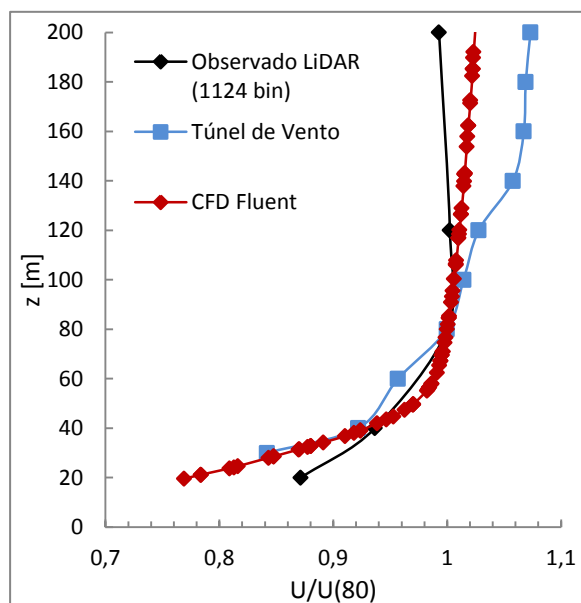


Figura 6.13 - Perfil observado na ilha pelo LiDAR vs simulados com  $\alpha = 0,065$ : Setor centrado a  $30^\circ$ .

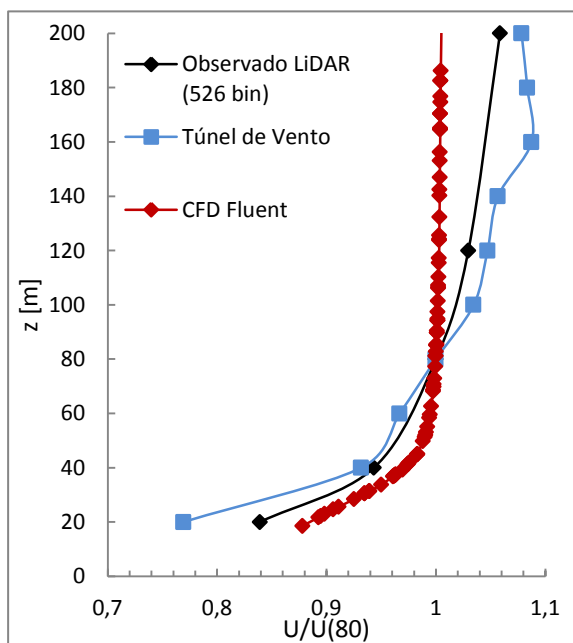


Figura 6.14 - Perfil observado na ilha pelo LiDAR vs simulados com  $\alpha = 0,065$ : Setor centrado a  $180^\circ$ .

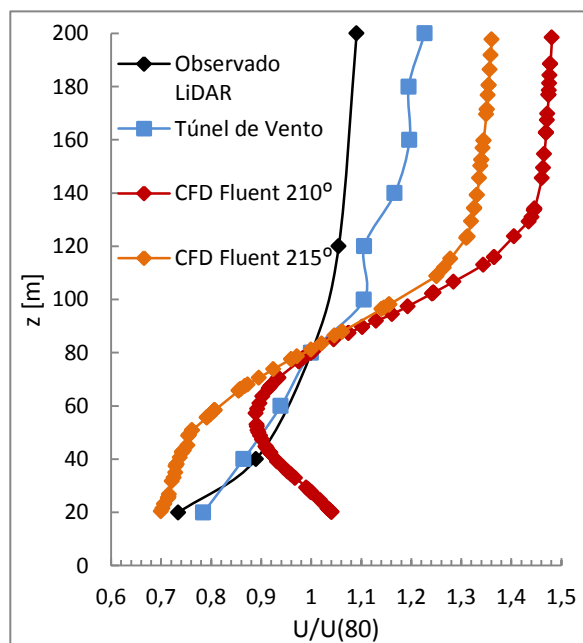


Figura 6.15 - Perfil observado na ilha pelo LiDAR vs simulados com  $\alpha = 0,065$ : Setor centrado a  $210^\circ$ .

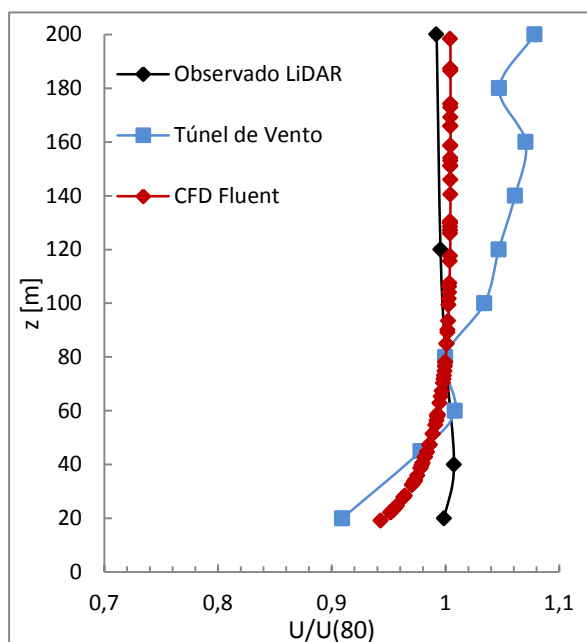


Figura 6.16 Perfil observado na ilha pelo LiDAR vs simulados com  $\alpha = 0,065$ : Setor centrado a  $300^\circ$ .

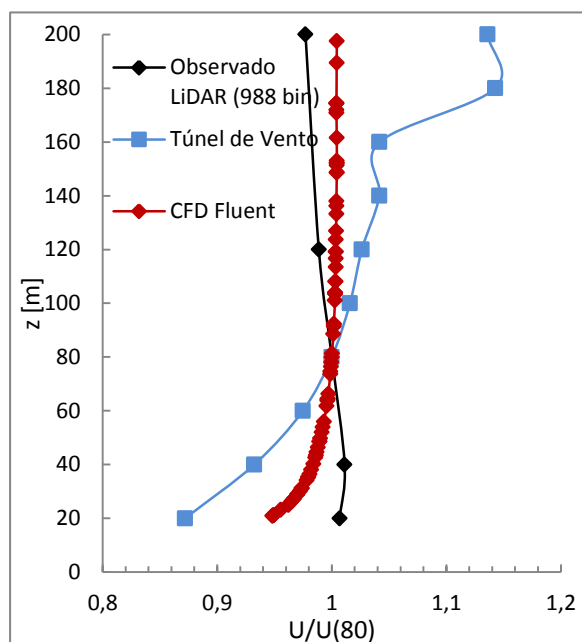


Figura 6.17 - Perfil observado na ilha pelo LiDAR vs simulados com  $\alpha = 0,065$ : Setor centrado a  $330^\circ$ .

A observação das figuras 6.12 a 6.17 indica que, com exceção para setor  $180^\circ$  e  $210^\circ$  (fig. 6.14 e 6.15), tanto o CDF como o túnel de vento tendem a subavaliar a aceleração do escoamento nas primeiras dezenas de metros e a sobreavaliar nas últimas, sendo a diferença mais intensa no caso do túnel de vento, possivelmente devido às enormes condicionantes apresentadas anteriormente. Ainda assim, algumas causas desses efeitos podem ser comuns às duas formas de simulação. Uma das causas comuns, está na hipótese de o tipo de perfil do escoamento de aproximação estimado para o mar não ser exatamente o mais correto e provavelmente até ser diferente em cada setor do escoamento. Outra causa comum, pode ser a diferença no comportamento do escoamento entre a condição de neutralidade atmosférica assumida nas simulações e a condição média de instabilidade atmosférica sob a qual os registos da estação LiDAR apresentados deverão estar (de acordo com as previsões do modelo MM5 para velocidades do vento superiores a 6 m/s).

Nas causas particulares, no caso do CFD, poderá ser a forte mudança de rugosidade ou mesmo devido ao próprio erro do modelo da turbulência utilizado. No caso, do túnel de vento, é difícil definir possíveis causas específicas devido à enorme incerteza associada às medições com o pitot múltiplas tomadas, como anteriormente indicado.

Contudo, no setor  $0^\circ$  (fig. 6.12), e mesmo para os restantes setores nos quadrantes Norte a Oeste ( $300^\circ$  e  $330^\circ$ ), salienta-se a excelente correlação entre o perfil obtido em CFD e o perfil observado na ilha, que poderá remeter para a validação da simulação CFD e do tipo de perfil definido no capítulo 3.5.2 para o escoamento de aproximação sobre o mar. Em relação ao perfil do escoamento de aproximação, importa referir que a sua determinação com base nas simulações do MM5 correspondente a apenas 1 ano e por isso não teve em conta a distribuição por setores. De fato a grande maioria dos registos situam-se no quadrante norte, resultando em maior nível de confiança no setor  $0^\circ$  e menor nos restantes, remetendo para a necessidade de simular o modelo MM5 para 3 anos ou mais.

O setor 210° (fig. 6.15) é extremamente complexo e com muitas condicionantes mesmo nos dados observados na ilha, devido aos intensos desvios direcionais do escoamento verificados tanto em CFD como no túnel. Ou seja, é muito provável que as observações do LiDAR no setor 210° não resultem na verdade do escoamento de aproximação (sobre o mar) vindo desse setor, mas do escoamento de aproximação de um ou mais setores adjacentes. Contudo, a capacidade do modelo da turbulência para simular separações e recirculações do escoamento continua a ser a principal fonte de incerteza nos resultados deste setor.

## 6.4 Apresentação e discussão de outros resultados

### 6.4.1 Caso de estudo com $\alpha = 0,165$

Antes de se ter efetuado o estudo apresentado no capítulo 3, sobre quais os perfis de velocidades médias para o escoamento de aproximação mais prováveis de ocorrerem sobre o mar na costa oeste portuguesa, haviam sido efetuados ensaios em túnel de vento para um perfil de CLA com  $\alpha = 0,165$ . Este valor havia sido estimado pelo LNEG, de acordo com os dados das estações anemométricas costeiras mais próximas, apesar de posteriormente se ter verificado que, embora possa ocorrer, não traduz as condições médias predominantes do escoamento atmosférico na costa portuguesa.

O perfil havia sido simulado para uma velocidade média próxima de 5,3 m/s a 80 m de altura e espessura da CLA em torno de 600 m. A CLA no túnel de vento foi construída com recurso a pináculos (projetados para um  $\alpha$  de 0,1) e uma barreira junto dos mesmos, situada na superfície do túnel. A jusante foram colocadas 3 barras espaçadas de 0,6 m e transversais ao sentido do escoamento como elementos de rugosidade (ver detalhes no anexo I). Ou seja, a CLA foi obtida por tentativa e erro, não obedecendo a qualquer método de construção existente na literatura.

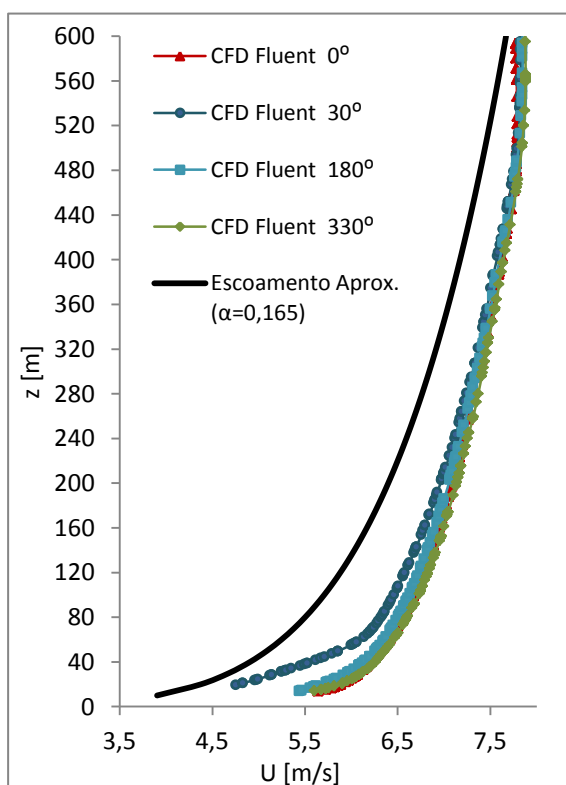
O perfil de camada limite obtido é apresentado em detalhe no Anexo I. Foram observados níveis de intensidade de turbulência na ordem de 18 % para o escoamento de aproximação, a 6,9 cm (80 m) da superfície do túnel e na ordem de 12 % sobre o modelo da ilha. No topo do túnel de vento a jusante do modelo, onde está situado o *pitot* de referência, os níveis de turbulência registados foram na ordem dos 8 %, com o modelo experimental montado (ver detalhes no anexo I). As velocidades foram determinadas com recurso a tubos *pitot* Prandtl, situados a montante do modelo (escoamento de aproximação) e sobre o modelo, na posição geográfica da estação LiDAR. Como anteriormente referido, salienta-se que, este método de medida não permite distinguir componentes da velocidade e regista sempre a sua magnitude até 7° (na horizontal ou vertical), a partir dos quais o registo torna-se progressivamente deficitário.

Embora, os resultados das simulações do modelo MM5 e a teoria do comprimento de mistura juntamente com o modelo de Charnock para a projeção do perfil da CLA sobre o mar, tenham revelado ser pouco provável ocorrência da configuração simulada ( $\alpha = 0,165$  e  $U_{ref.} \approx 5,5$  m/s,  $z_i = 600$  m), a mesma foi no entanto aproveitada para comparar e verificar a existência ou não de diferenças significativas no comportamento do escoamento sobre a ilha. Esta configuração, ocorrerá pouco sobre o mar, uma vez que a velocidade do escoamento é demasiado baixa para atingir tal espessura da CLA com  $\alpha$  tão elevado. Valores de  $\alpha$  nesta ordem de grandeza apenas ocorrem sobre o mar em condições de atmosfera estável onde a espessura da CLA é na ordem dos 300 m ou menos, ou para velocidades bem mais elevadas que 5,5 m/s em condições neutras ou estáveis. Porém, de acordo com a teoria do comprimento de mistura de Gryning *et al.* (2007), em terreno plano pode-se

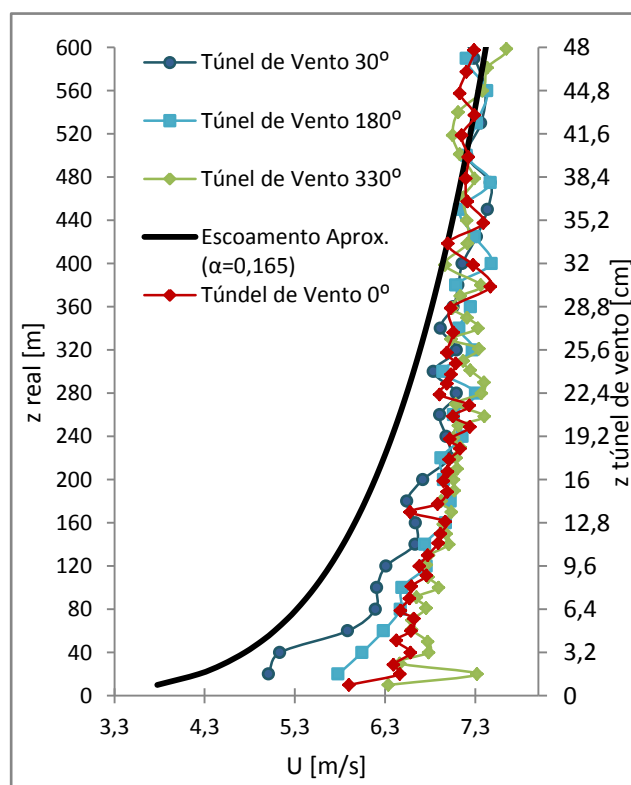
encontrar a configuração apresentada sob condições de baixa rugosidade ( $z_0 = 0,003$ ) e estabilidade neutra.

Essas condições foram replicadas em CFD, seguindo da mesma forma o procedimento descrito no capítulo 5.7 para a manutenção da CLA ao longo do domínio numérico. A ilha foi simulada para os quatro principais setores ( $0^\circ$ ,  $30^\circ$ ,  $180^\circ$ ,  $330^\circ$ ) em condições semelhantes às verificadas no túnel de vento, com uma velocidade de  $5,5 \text{ m/s}$  a  $80 \text{ m}$ , um perfil do tipo potência ( $\alpha = 0,165$ ), espessura da CLA com  $600 \text{ m}$ , velocidade de atrito de  $0,2 \text{ m/s}$  e  $k_s$  de  $0,06$ .

As figuras 6.18 e 6.19 apresentam o comportamento do escoamento simulado em CFD e túnel de vento, para a posição geográfica da estação LiDAR (posição de teste), resultantes do escoamento de aproximação descrito anteriormente. As figuras 6.20 a 6.23 apresentam os coeficientes de orografia obtidos no túnel de vento e CFD, como resultado da razão entre o escoamento obtido sobre a ilha e o escoamento de aproximação imposto sobre o mar.



**Figura 6.18** - Perfis obtidos com CFD sobre a ilha na posição de teste.  $\alpha = 0,165$  e  $U_{ref.} = 5,5 \text{ m/s}$ .



**Figura 6.19** - Perfis obtidos com túnel de vento sobre a ilha na posição de teste.  $\alpha = 0,165$  e  $U_{ref.} = 5,3 \text{ m/s}$ .

Das figuras 6.18 e 6.19 observa-se que o escoamento sofre acelerações com comportamento semelhante em todos os setores, embora o comportamento das curvas do escoamento em túnel de vento e CFD apresente ligeiras diferenças. Comparativamente, o túnel de vento (fig. 6.19) apresenta curvas de aceleração mais próximas da verticalidade que o CFD (fig. 6.18), sendo que o CFD tende a manter a aceleração do escoamento nas alturas mais elevadas ( $> 400 \text{ m}$ ).

Por outro lado importa referir que, de acordo as simulações de Zhang (2009), num caso de estudo semelhante (sobre um monte com  $116 \text{ m}$  de altura), no topo do monte, o CFD tendia a subavaliar o acréscimo de velocidade em cerca de  $10 \%$ , face aos dados reais observados (ambos medidos a  $10 \text{ m}$  de altura sobre o solo).

Apesar disso, deve-se considerar também que o modelo da ilha utilizado no túnel de vento tem uma altitude  $7 \text{ m}$  superior à realidade (e simulada no CFD), podendo conduzir ao aumento de velocidade do escoamento nas primeiras dezenas de metros sobre o modelo da ilha no túnel de vento.

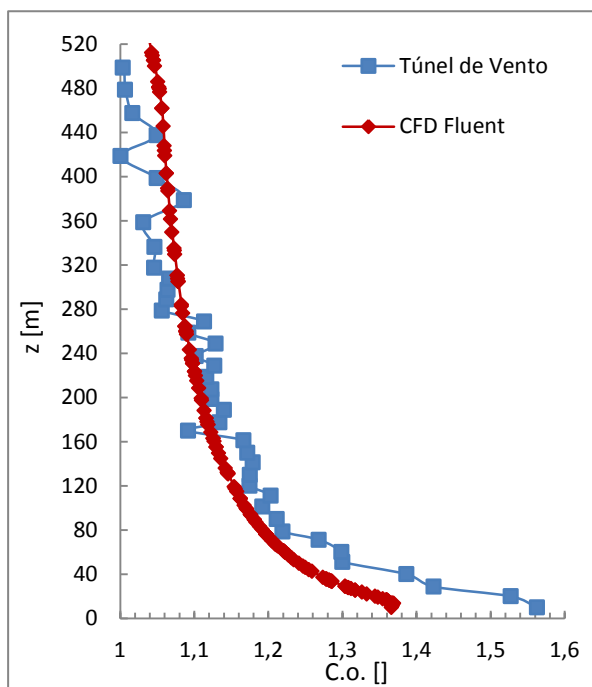


Figura 6.20 - Comparação dos coeficientes de orografia obtidos para a Berlenga com  $\alpha = 0,165$ : Setor  $0^\circ$ .

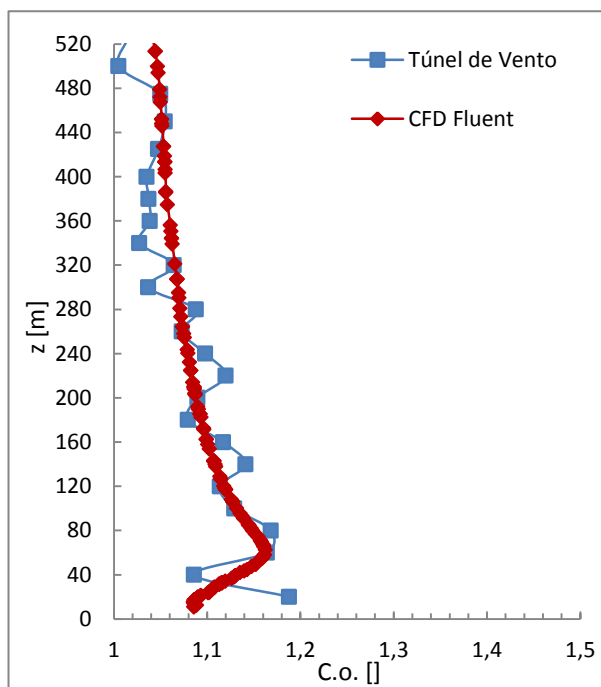


Figura 6.21 - Comparação dos coeficientes de orografia obtidos para a Berlenga com  $\alpha = 0,165$ : Setor  $30^\circ$ .

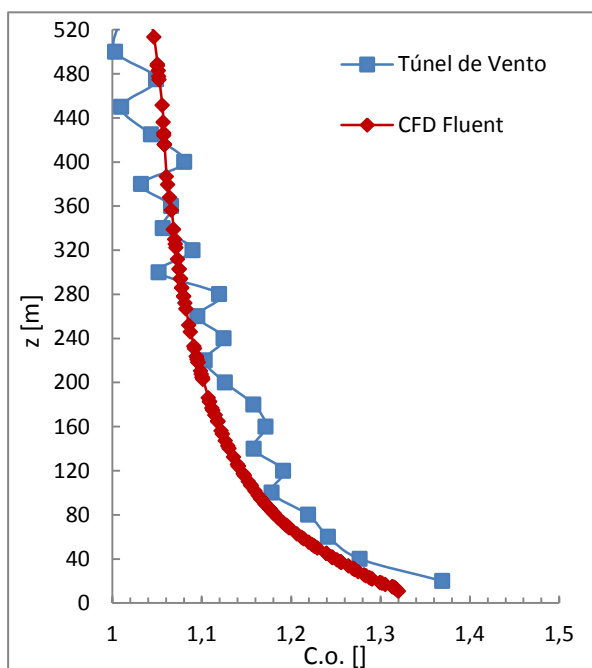


Figura 6.22 - Comparação dos coeficientes de orografia obtidos para a Berlenga com  $\alpha = 0,165$ : Setor  $180^\circ$ .

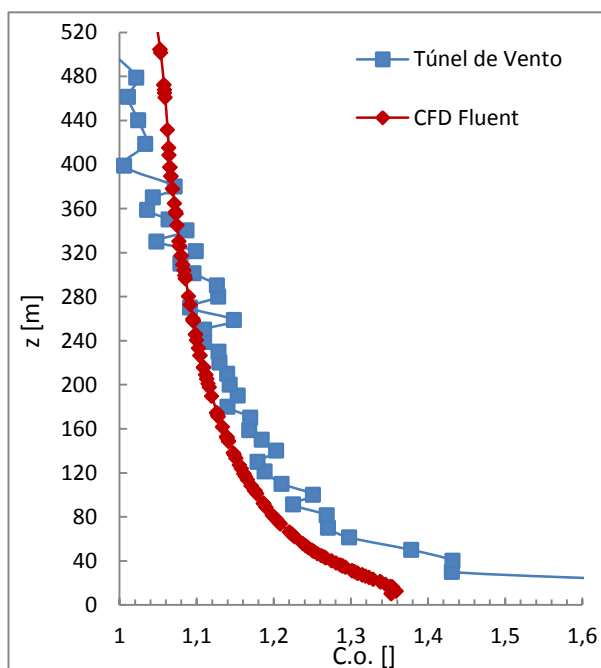


Figura 6.23 - Comparação dos coeficientes de orografia obtidos para a Berlenga com  $\alpha = 0,165$ : Setor  $330^\circ$ .

Como resultado da descrição anterior, nas figuras 6.20 a 6.23 verifica-se nas primeiras dezenas de metros que, os coeficientes de orografia tendem a ser mais elevados nas simulações em túnel de vento do que em CFD. Por outro lado, acima dos 400 m de altura, verifica-se o oposto, sendo que o CFD apresenta ainda uma ligeira aceleração do escoamento sobre a ilha. Porém, nas altitudes intermédias (entre 40 m e 400 m), ambos estão de acordo (fig. 6.20 a 6.23).

No anexo I, pode observar-se nas figuras I.3 a I.6 as imagens CFD resultantes das simulações anteriores, isto é, caso de estudo com  $\alpha = 0,165$ .

#### 6.4.2 Caso de estudo com $\alpha = 0,0$ - projeto FP7 NORSEWinD

O estudo e determinação dos coeficientes de orografia ou do seu inverso (fatores de correção orográfica) já havia sido efetuado na Universidade de Strathclyde por Stickland *et al.* (2012) no âmbito do projeto de investigação FP7 NORSEWinD<sup>22</sup>, contudo os resultados obtidos nesse projeto ficaram aquém das expectativas, no que respeita à região da Costa Oeste de Portugal, sendo, por esse motivo, aqui analisado e discutido.

O estudo foi efetuado em CFD no programa *Fluent* e validado em túnel de vento. Porém, a descrição das condições do estudo é muito limitada (e.g. quais as características do túnel de vento, como foi resolvida a questão da placa de suporte do modelo, qual o modelo da turbulência usado no *Fluent* e as suas definições). Da descrição apresentada sabe-se que os ensaios em túnel de vento foram efetuados sem reprodução de camada limite atmosférica, isto é, perfil de velocidade médias constante em altura. Os ensaios foram realizados com uma velocidade do escoamento não perturbado de 15 m/s e as medições efetuadas com recurso a anemometria de fio quente tridirecional.

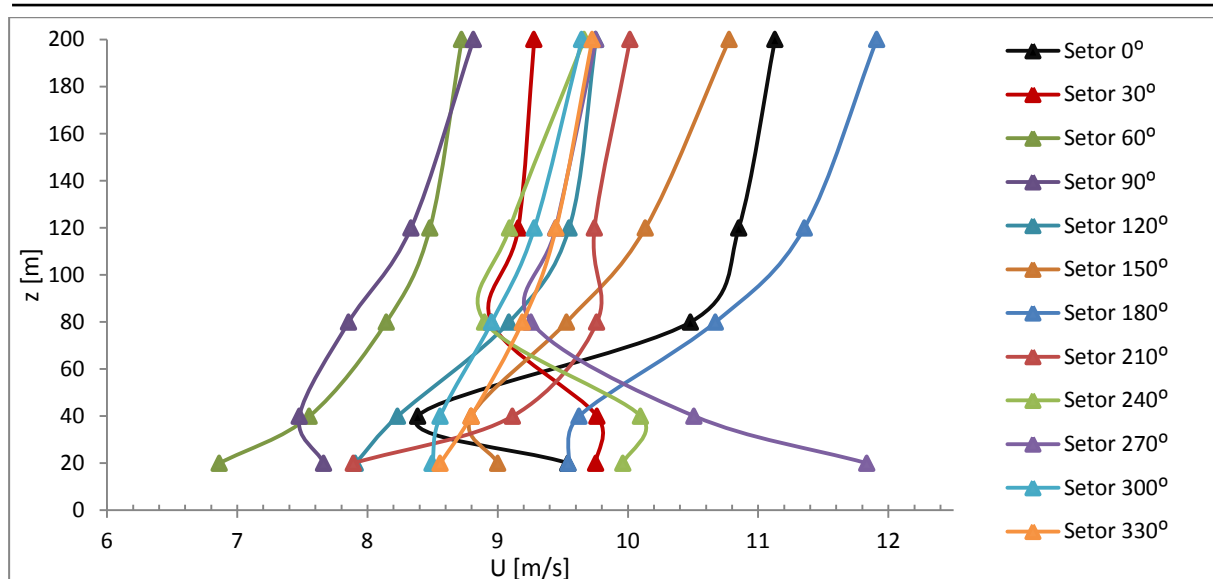
O estudo não apresenta qualquer justificação pelo fato de ignorar o efeito da camada limite atmosférica. Ou seja, é o mesmo que considerar que, o efeito de concentração é independente do tipo de perfil de velocidades médias (valor de  $\alpha$ ) do escoamento de aproximação. Este fato deveria ter justificação, uma vez que não é intuitivo. No que respeita à velocidade selecionada, é um pouco elevada e tem pouca representação quer em termos de frequência de ocorrência, quer em termos de produção energética naquela região. Porém, compreende-se a necessidade dessa escolha, pois é uma forma de garantir elevados números de Reynolds, dada a ausência de uma CLA, onde os elementos passivos na superfície do túnel seriam responsáveis pela geração da turbulência. Por outro lado, utilizar apenas uma velocidade de referência poderá ser correto, uma vez que para elevados valores de Reynolds estão garantidas as condições de semelhança.

Os fatores de correção fornecidos no estudo podem ser aplicados diretamente nas observações da estação LiDAR, como forma de verificar a sua coerência ou validade, através dos perfis de velocidade média horizontal resultantes. Assim, para que os fatores de correção possam ser considerados uma boa aproximação, o perfil do escoamento que daí se obtém para o mar, deverá apresentar um perfil de velocidades médias aproximadamente de acordo com o estimado para a região.

Por forma a manter a coerência e a confiança nos resultados, os dados observados pela estação LiDAR foram filtrados de acordo com a norma IEC 61400-12-1 para a divisão dos setores e as conclusões do capítulo 3.2.5 para a definição do perfil do escoamento de aproximação. Isto é, cada setor tem uma abertura de  $10^\circ$  centrado no setor referenciado e a respetiva velocidade do escoamento em cada altura (20, 40, 80, 120 e 200m) corresponde à média das velocidades registadas sempre que os registos são superiores a 6 m/s a 80 m de altura (elimina quase na totalidade a ocorrência de condições de instabilidade extrema da atmosfera).

---

<sup>22</sup>FP7 NORSEWinD - projeto do qual o LNEG é parceiro e coordenador dos trabalhos de validação de modelos e resultados.



**Figura 6.24** - Perfis de velocidade média resultantes da aplicação da correção orográfica (perfis sobre o mar) obtida em CFD por Stickland *et al.* (2012) quando aplicados às observações do LiDAR (apenas registos superiores a 6 m/s).

Da observação da figura 6.24, conclui-se que, pelo menos abaixo dos 80 m, a maioria dos perfis são irrealistas e por isso os fatores de correção não podem estar corretos. Apenas, os setores 60° e 330° são realistas e poderão estar corretos, contudo não é possível confirmar a sua validade só com base no perfil obtido.

A incoerência verificada até aos 80 m, ocorre precisamente onde a definição da camada limite é fundamental, sobretudo no caso da ilha Berlenga. Pois, a sua geometria complexa conduz na maioria das situações à incidência oblíqua do escoamento face às linhas de cumeeira, que aliada ao acentuado declive perturbam fortemente o comportamento do escoamento não perturbado. Embora, apenas com estes resultados, não seja possível provar que as incoerências verificadas nos perfis são devidas à ausência de uma CLA, tudo aponta nesse sentido.

### 6.5 Efeito de concentração dos perfis do escoamento

Considerando válidos ou pelo menos uma boa aproximação, os resultados CFD apresentados anteriormente, podem agora comparar-se os coeficientes de orografia obtidos para os diferentes tipos de perfis do escoamento de aproximação, descritos pelo valor de  $\alpha$ . Inclui-se também os coeficientes de orografia resultantes do EC1, cujo perfil do escoamento de aproximação é indefinido. A comparação é realizada para os quatro setores dominantes (0°, 30°, 180°, 330°) observados na ilha Berlenga. Os coeficientes de orografia resultantes das simulações CFD do escoamento sem perfil de CLA ( $\alpha = 0$ ) foram obtidos no programa *Fluent* por Stickland *et al.* (2012), enquanto as restantes simulações CFD também efetuadas no programa *Fluent* ( $\alpha = 0,065$  e  $\alpha = 0,165$ ), resultaram do presente trabalho.

Esta comparação tem como objetivo observar somente as diferenças no acréscimo de velocidade devidas ao tipo de perfil (valor de  $\alpha$ ) do escoamento de aproximação. Porém, as velocidades do escoamento de aproximação em causa não são iguais, contudo assume-se que os efeitos de concentração são independentes da mesma, dado que deverão estar garantidas as condições de semelhança. Esta condição foi verificada apenas com simulações CFD efetuadas para diferentes velocidades do escoamento de aproximação (3, 6, 9 e 15 m/s) sob uma mesma CLA tida como neutra ( $\alpha = 0,065$ ), cujos efeitos de concentração mostraram ser exatamente iguais (isto é, exatamente a

mesma forma do perfil do escoamento obtido sobre a ilha e conseqüentemente os mesmos coeficientes de orografia).

Resumidamente, algumas das simulações estudadas nos capítulos anteriores, e agora orientadas para comparar o impacto dos três tipos de  $\alpha$  no acréscimo de velocidade descrevem-se da seguinte forma:  $\alpha = 0,0$  e velocidade de referência de 15 m/s;  $\alpha = 0,065$  e velocidade de referência de 9 m/s e  $\alpha = 0,165$  e velocidade de referência 5,5 m/s (a velocidade de referência é medida a 80 m de altura sobre o mar).

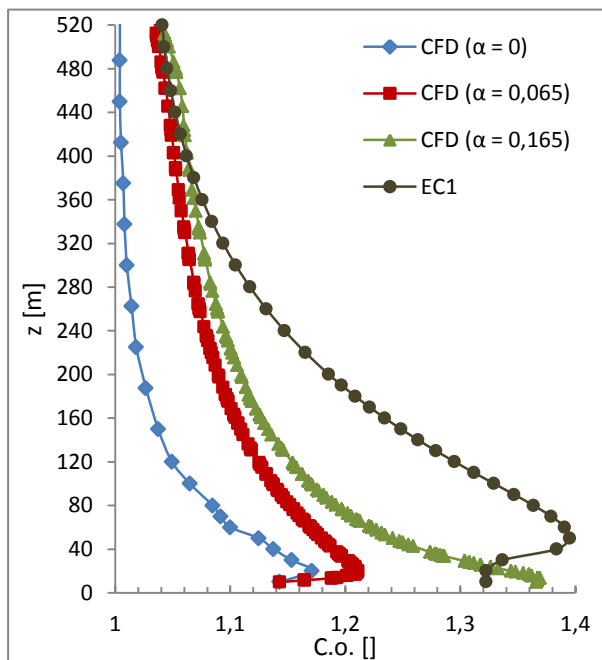


Figura 6.25 - Comparação dos coeficientes de orografia obtidos em CFD para os diferentes valores de  $\alpha$ : Setor  $0^\circ$

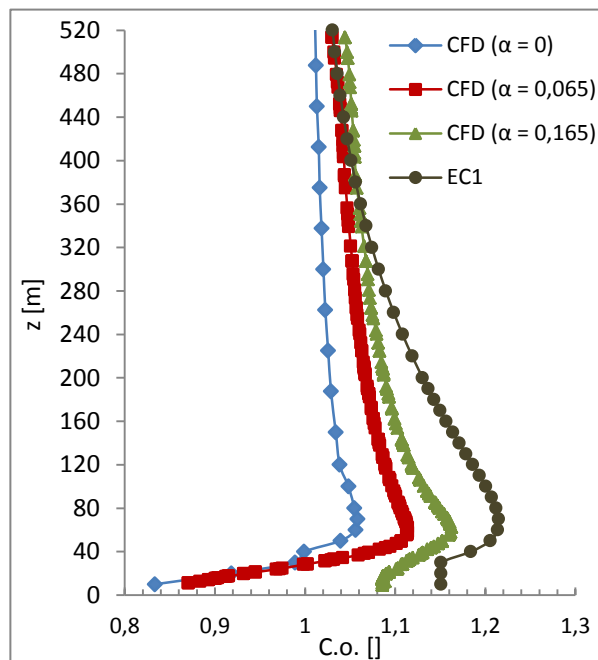


Figura 6.26 - Comparação dos coeficientes de orografia obtidos em CFD para os diferentes valores de  $\alpha$ : Setor  $30^\circ$

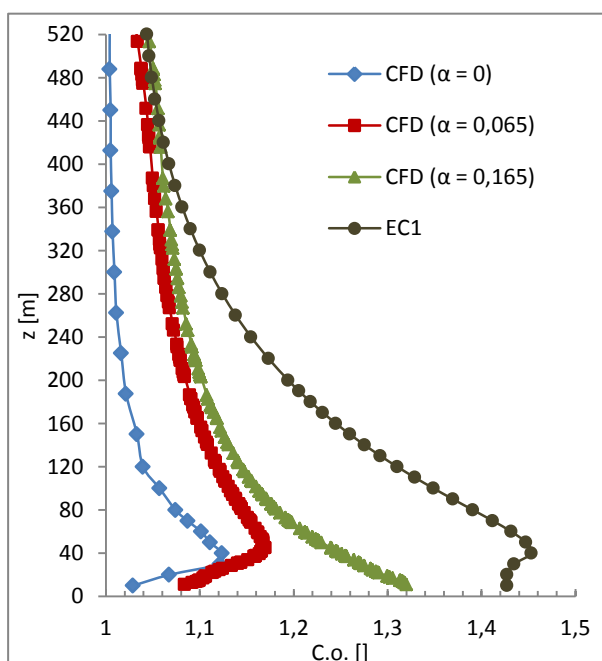


Figura 6.27 - Comparação dos coeficientes de orografia obtidos em CFD para os diferentes valores de  $\alpha$ : Setor  $180^\circ$

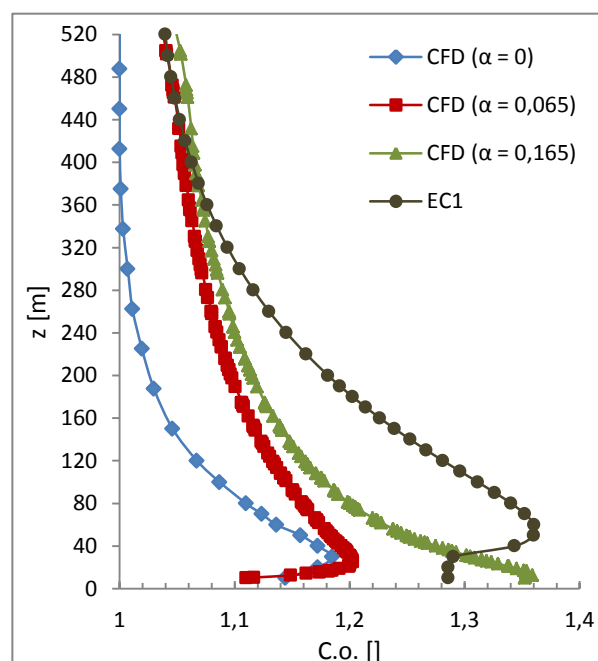


Figura 6.28 - Comparação dos coeficientes de orografia obtidos em CFD para os diferentes valores de  $\alpha$ : Setor  $330^\circ$

Da análise das figuras 6.25 a 6.28 observa-se que o acréscimo da velocidade do escoamento depende do tipo de perfil do escoamento de aproximação. Verifica-se portanto que, os coeficientes de orografia são tanto maiores quanto maior o valor de  $\alpha$  do escoamento de aproximação, isto é, o acréscimo da velocidade sobre a ilha face à velocidade sobre o mar aumenta com o valor de  $\alpha$ .

Nas primeiras dezenas de metros, a diferença é muito mais acentuada quando o valor de  $\alpha$  aumenta de 0,065 para 0,165. Possivelmente, como o perfil da CLA para  $\alpha = 0,165$  é bastante mais "vazio", o acentuado declive da ilha e a incidência oblíqua do escoamento face às linhas de cumeada têm menor impacto no acréscimo da velocidade, permitindo que este seja maior. Por outro lado, com  $\alpha = 0,065$ , como a velocidade do escoamento de aproximação é mais alta nas primeiras dezenas de metros, essas características da ilha interferem fortemente no comportamento do escoamento, impedindo que a velocidade aumente com a mesma intensidade.

Acima dos 60 m, o acréscimo da velocidade do vento torna-se mais acentuado quando  $\alpha$  passa de nulo a 0,065, sendo que para os valores de  $\alpha$  não nulos, os acréscimos de velocidade tendem a aproximar-se.

Quanto ao EC1, mostra-se sobreavaliado em relação a todas as situações e não se adequa a este caso de estudo sob a aproximação a qualquer valor de  $\alpha$  existente no intervalo comparado.

## 6.6 Fatores de correção orográfica para a Berlenga

Os dados observados na Berlenga devem ser corrigidos de acordo com as normas IEC 61400-12-1 por analogia à calibração de curvas de potência de aerogeradores. Isto é, de acordo com as mesmas devem ser excluídos da calibração, para determinada altura do registo sobre a superfície da ilha, os setores apresentados nas tabela 3-2 do capítulo 3.1.2. Não apenas de acordo com a norma, mas porque é extremamente necessário devido à geometria complexa da ilha, a calibração deverá ser efetuada por setores com intervalos de  $10^\circ$  no máximo.

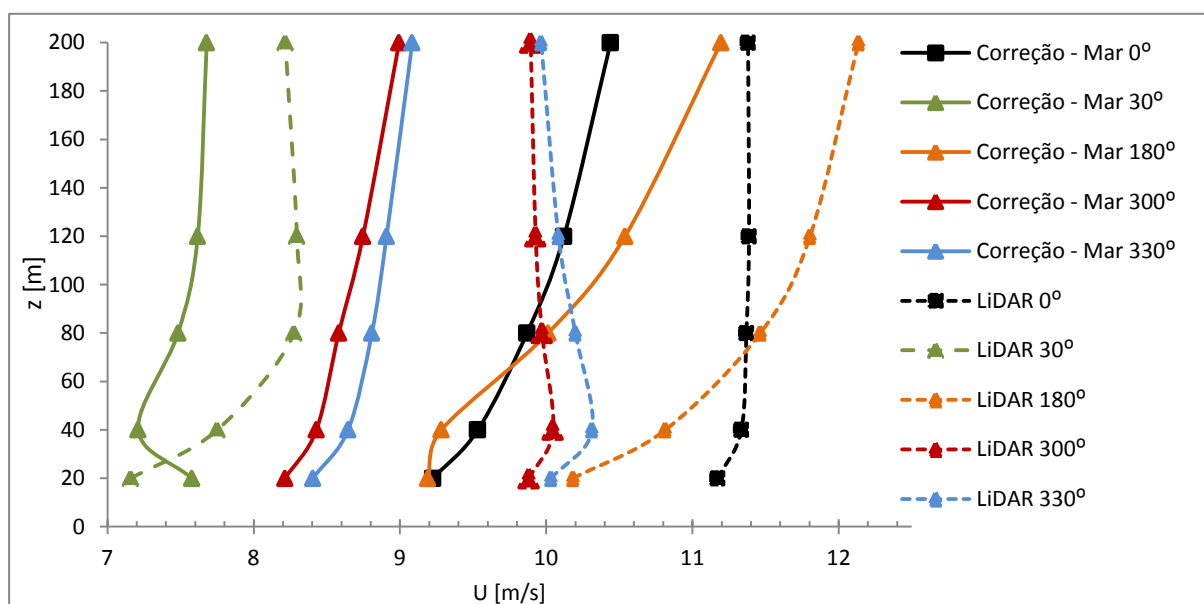
O procedimento consiste na aplicação dos fatores de correção orográfica disponíveis na tabela 6-3, por meio do produto dos mesmos com os registos (*bin* de 10 min) efetuados pela estação LiDAR. De acordo com o pressuposto no capítulo 5.2.5 os fatores de correção são válidos se, dentro do intervalo do respetivo setor, o *bin* de velocidade a 80 m de altura é igual ou superior a 6 m/s.

**Tabela 6-3:** Coeficiente de orografia (c.o.) e fator de correção orográfica (f.c.o.) a aplicar na correção dos registos da estação LiDAR. \*Os fatores e coeficientes do setor  $30^\circ$  e  $180^\circ$  não devem ser utilizados.

Altura [m]	Setor $0^\circ$		Setor $30^\circ$ *		Setor $180^\circ$ *		Setor $300^\circ$		Setor $330^\circ$	
	(c.o.)	(f.c.o.)	(c.o.)	(f.c.o.)	(c.o.)	(f.c.o.)	(c.o.)	(f.c.o.)	(c.o.)	(f.c.o.)
20	1,211	0,826	0,945	1,058	1,108	0,903	1,203	0,831	1,194	0,838
40	1,189	0,841	1,075	0,930	1,165	0,858	1,192	0,839	1,193	0,838
80	1,152	0,868	1,106	0,904	1,145	0,873	1,162	0,861	1,158	0,864
120	1,125	0,889	1,089	0,918	1,120	0,893	1,135	0,881	1,132	0,883
200	1,090	0,917	1,070	0,935	1,084	0,923	1,100	0,909	1,097	0,912

A título demonstrativo e como forma aproximada de verificar os perfis do escoamento decorrentes da aplicação dos fatores de correção orográficos obtidos, fez-se o produto dos mesmos pelos valores médios dos registos superiores a 6 m/s (a 80 m) observados nos respetivos setores (abertura de  $10^\circ$ )

e nas 5 alturas disponíveis. Os valores da velocidade média horizontal correspondem aos registos da estação LiDAR realizados no período de 23 de Junho de 2011 a 22 de Junho de 2012.



**Figura 6.29** - Perfis do escoamento observados na ilha pela estação LiDAR cujo setor indicado representa o centro da abertura de 10°. Perfis corrigidos para o mar através da aplicação dos fatores de correção orográfica da tabela 6-3.

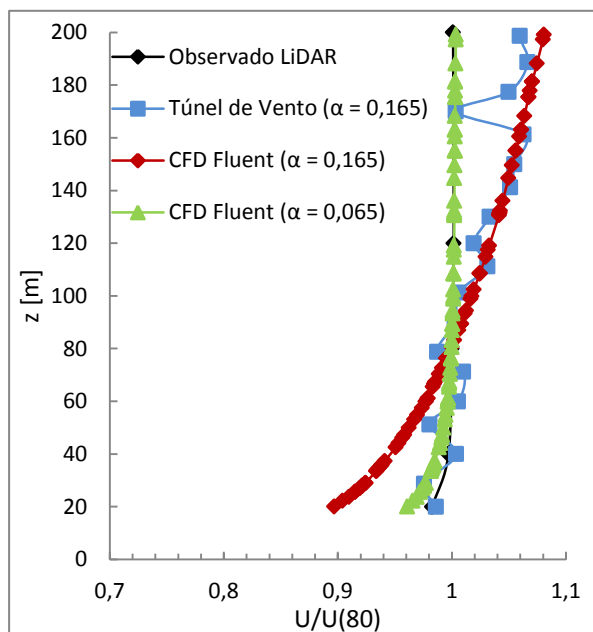
Na figura 6.29 pode verificar-se a falta de coerência no setor 30°, possivelmente devido à mudança repentina da geometria da ilha dentro do intervalo de abertura desse setor (fig. 6.3 e ver detalhes no anexo G). Isto é, os registos recolhidos da estação LiDAR para o setor 30° tem uma abertura de 10°, cuja frequência maior situa-se na 1ª metade (25°-30°), região onde o escoamento é menos perturbado pela elevação antes do acidente orográfico onde está o LiDAR e simultaneamente percorre uma distância bastante menor sobre a ilha. Como resultado, o escoamento registado para toda a abertura deste setor é mais acelerado do que na realidade aconteceria se incidisse apenas exatamente no centro do setor, tal como foi simulado.

Por sua vez, no setor 180° verifica-se que o perfil corrigido para o mar é irrealista (fig. 6.29). Porém, esse resultado pode ser devido ao tipo de perfil do escoamento de aproximação, sendo que o valor de  $\alpha$  simulado ( $\alpha = 0,065$ ) poderá ser demasiado baixo para este setor. De fato, quando se compara com a simulação efetuada para  $\alpha=0,165$  (fig. 6.31), verifica-se que o perfil sobre a ilha está bastante perto da realidade (apenas ligeiramente excessivo), e portanto o valor de  $\alpha$  correto a simular-se para o escoamento de aproximação, deverá ser ligeiramente abaixo de 0,165 e bastante acima de 0,065. Este fato remete para que, nesse setor, a estabilidade média da atmosfera seja neutra ou até estável ( $\alpha \geq 0,1$ ). E de fato, faz sentido pensar-se que este setor recebe com frequência ventos provenientes de massas de ar quente vindas de sul, o que na prática se traduz em fracas trocas de calor entre o ar e a superfície ou até mesmo trocas descendentes, relativas a condições próximas de neutras ou estáveis, e portanto valores  $\alpha$  mais elevados.

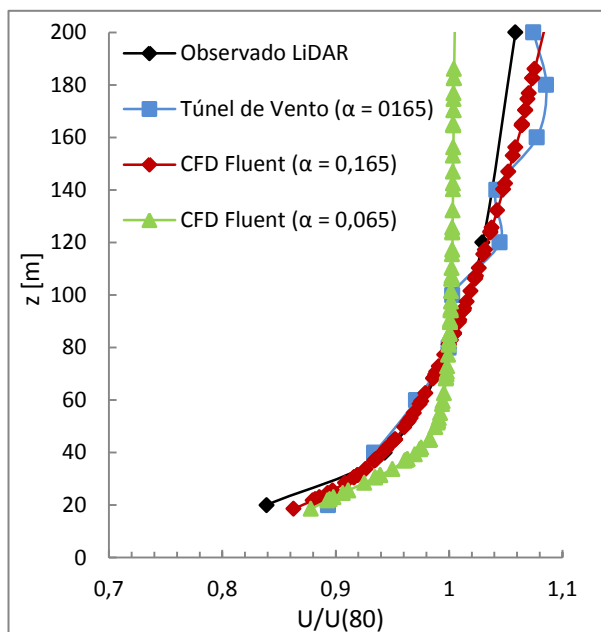
O setor 210° não está incluído no gráfico devido às enormes condicionantes apresentadas no capítulo 5.8.

Os setores 0°, 300° e 330°, os predominantes na ilha, são naturalmente adequados ao perfil da CLA projetado ( $\alpha = 0,065$ ), uma vez que se havia verificado elevada semelhança nos perfis observado pela estação LiDAR e simulado em CFD, como mostram as figuras 6.31 a 6.33. Por outro lado, pode ainda

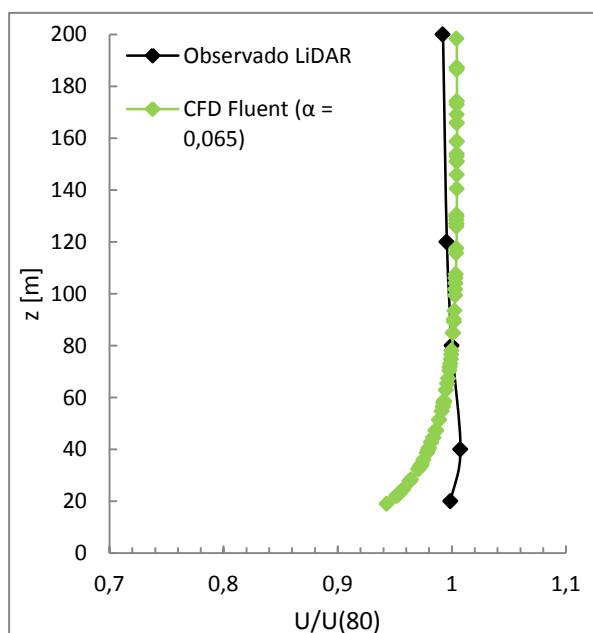
verificar-se nas figuras 6.31 e 6.33 que perfis de CLA com  $\alpha$  mais elevado ( $\alpha = 0,165$ ), não são adequados a esses setores ( $0^\circ$  e  $330^\circ$ ).



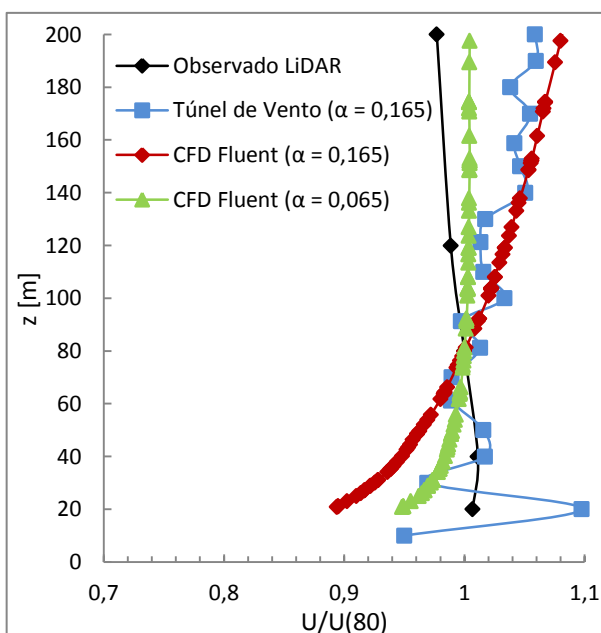
**Figura 6.30** - Setor  $0^\circ$ : Comparação entre os dois valores de  $\alpha$  simulados (0,065 e 0,165) e as observações na ilha.



**Figura 6.31** - Setor  $180^\circ$ : Comparação entre os dois valores de  $\alpha$  simulados (0,065 e 0,165) e as observações na ilha.



**Figura 6.32** - Setor  $300^\circ$ : Comparação entre o valor de  $\alpha$  simulado (0,065) e as observações na ilha.



**Figura 6.33** - Setor  $330^\circ$ : Comparação entre os dois valores de  $\alpha$  simulados (0,065 e 0,165) e as observações na ilha.

## 7 Conclusões e trabalhos futuros

O caso de estudo da Berlenga revelou-se muito mais complexo do que à partida era esperado, devido ao elevado número de condicionantes verificadas tanto no túnel de vento como na simulação CFD, tornando difícil levar a bom termo o plano de trabalhos previsto.

No que respeita ao CFD, a maior condicionante centrou-se na ausência de informação na literatura sobre como são afetados os resultados quando surgem casos complicados como, a mudança abrupta de rugosidade da superfície e a reprodução de uma CLA estratificada por meio de uma CLA neutralmente estratificada e por ação de uma rugosidade "artificial" da superfície. No caso do túnel de vento, a maior condicionante esteve relacionada com os equipamentos de medida, nomeadamente com a utilização forçada de um tubo de *pitot* múltiplas tomadas, como meio de substituição do anemómetro de fio quente bidirecional danificado<sup>23</sup>, e que ainda assim, acabou por não oferecer uma solução fidedigna. Por outro lado, apesar de se ter conseguido reproduzir o perfil da CLA pretendido no túnel de vento, verificou-se ser bastante difícil encontrar na literatura referências que retratem a reprodução de uma CLA com valores de  $\alpha$  muito baixos (é comum encontrar-se  $\alpha$  superiores a 0,2).

No que respeita à validação de resultados por comparação entre CFD e túnel de vento, ficaram claras as não concordâncias encontradas para o perfil da CLA projetado ( $\alpha = 0,065$ ). Por outro lado, quanto à correlação entre o perfil observado pela estação LiDAR e o CFD, alguns setores revelaram-se concordantes, enquanto outros mostraram-se pouco semelhantes. Porém, identificou-se as possíveis causas dessas dissemelhanças e formas de solução para trabalhos futuros, inclusive melhoramento e continuação do presente caso de estudo.

Verificou-se que, para a simulação do escoamento atmosférico com  $\alpha = 0,065$  (estimado e determinado para a região da Berlenga) os resultados obtidos com o CFD não estão de acordo com os resultados do túnel de vento. Porém, para a simulação com  $\alpha = 0,165$  os resultados do CFD são concordantes com os resultados do túnel de vento. Analisadas todas as simulações efetuadas (túnel de vento e CFD para os 2  $\alpha$  simulados) identificou-se como principal causa dessa divergência, o tubo de *pitot* utilizado no túnel de vento aquando das simulações com  $\alpha = 0,065$ , o qual se provou não fornecer corretamente as medidas do escoamento. Contudo, quando comparados os perfis verticais da velocidade média horizontal obtidos com  $\alpha = 0,065$  nas simulações CFD com os perfis observados pela estação LiDAR da Berlenga (dos 20 m aos 200 m de altura), verificaram-se boas correlações para os setores predominantes do escoamento na ilha ( $0^\circ$ ,  $300^\circ$ ,  $330^\circ$ ). Assim, com base nesta última concordância e nos resultados validados para  $\alpha = 0,165$  (embora cada perfil de CLA se comporte de forma diferente), pode prever-se que, os fatores de correção orográfica obtidos para o perfil da CLA projetado e simulado ( $\alpha = 0,065$ ) para a região da Berlenga, são uma aproximação adequada à correção das observações da ilha Berlenga para o perfil do escoamento sobre o mar. Desta forma, mostra-se também que o perfil médio da CLA estimado para a região define uma boa aproximação para esses setores, embora seja sempre de alertar para a natureza das condições de estabilidade atmosférica entre as simulações (assumidas como neutra) e a realidade (instáveis).

---

<sup>23</sup> Fio quente bidirecional - apesar de, ainda ter sido calibrado, por motivos desconhecidos danificou-se e acabou por se tornar inutilizável.

No entanto, nos setores 30° e 180°, as diferenças observadas nos perfis do escoamento sobre a ilha entre o CFD e o LiDAR, especialmente no setor 180°, remetem para o fato de, o perfil médio estimado do escoamento de aproximação não ser o mais aproximado possível daquele que realmente acontece nesses setores sobre o mar, sendo que desta forma, não deverá ser o mesmo em todos os setores. Esta afirmação descende especialmente dos resultados das simulações CFD, para as quais no setor 180°, o perfil de CLA simulado com  $\alpha = 0,165$  mostrou-se muitíssimo mais próximo do perfil observado pela estação LiDAR que o perfil de CLA simulado com  $\alpha = 0,065$ . E de fato, foi possível provar que diferentes tipos de perfis da CLA (valores de  $\alpha$ ) do escoamento de aproximação conduzem a diferentes efeitos de concentração e resultam em diferentes perfis sobre a ilha (no local de observação do LiDAR), sendo que, o acréscimo de velocidade é tanto maior quanto maior o valor  $\alpha$  do escoamento de aproximação.

Tal como referido no capítulo 3.5.2 o procedimento correto envolvia simular três perfis de CLA resultantes da combinação média de determinada classe de estabilidade e gama de velocidades. Porém, apenas houve disponibilidade para se simular um perfil de CLA ( $\alpha = 0,065$ ), isto é, aquele que se esperaria mais frequente, mas de qualquer forma, não poderia representar todas as condições esperadas. Por outro lado, já se havia simulado anteriormente um perfil de CLA ( $\alpha = 0,165$ ) que, embora não constasse dos três perfis planeados, aproveitou-se para comparar e obter possíveis conclusões. Assim, apesar dessas limitações e considerando o plano de perfis projetado para o escoamento de aproximação com o apoio do modelo MM5, compreende-se após resultado das simulações, que a abordagem planeada pode e deve ainda ser melhorada, uma vez ter-se verificado ser fundamental considerar a classificação da estabilidade atmosférica por setores e não somente a média global da região.

Assim, com base nas conclusões anteriores e com o propósito necessário de se obter elevado nível de confiança nas correções orográficas, sugere-se conhecer e simular os perfis de CLA por setores procedendo da seguinte forma:

- a) Estudar em primeiro lugar, com base em observações e conhecimentos meteorológicos, o nível de confiança do modelo MM5 na determinação dos parâmetros que determinam a estabilidade atmosférica. Utilizar o modelo MM5 e simular para a região das Berlengas (sem contemplar a presença da ilha) para um período de pelo menos 3 anos.
- b) Com os resultados do modelo, determinar os perfis de CLA da mesma forma que o capítulo 3 apresenta, mas por setor (para este efeito setores com intervalos de 30° serão suficientes, uma vez que o importante é conhecer a estabilidade atmosférica do regime de vento). É espectável que assim apenas resulte mais um perfil de CLA, para além dos anunciados no capítulo 3.5.2, possivelmente um perfil respeitante a condições estáveis.
- c) Concluído este processo, é fundamental garantir que os efeitos de concentração são independentes da velocidade do escoamento de aproximação. As simulações CFD realizadas na presença de uma mesma CLA assumida como neutra ( $\alpha = 0,065$ ) sob diferentes velocidades do escoamento de aproximação (3, 6, 9 e 15 m/s), mostraram que os coeficientes de orografia são independentes da mesma. Contudo, devem ser validadas em túnel de vento, apesar de que, garantidas as condições de semelhança, não deverá haver diferenças.

Desta forma, como os coeficientes de orografia se tornam independentes da velocidade do escoamento e apenas dependem do perfil de CLA (valor de  $\alpha$ ) resultante da combinação das condições de estabilidade atmosférica (valor de  $\alpha$ ) e velocidade média do escoamento (de acordo

com as expressões para a teoria do comprimento de mistura e modelo de Charnock), resultariam apenas 4 perfis de CLA a simular, com respetiva velocidade média de referência. De acordo com os resultados do MM5 para a estabilidade atmosférica por setor, cada um deles seria simulado para um ou mais perfis de CLA correspondentes.

Salienta-se que, os resultados respeitantes ao perfil da CLA com  $\alpha = 0,165$ , conforme descrito no capítulo 6.4.1 apenas foram considerados com o intuito de se comparar o comportamento do escoamento sob diferentes valores de  $\alpha$ , sendo que, os resultados daí decorrentes não são diretamente aplicáveis ao caso de estudo da Berlenga.

No que respeita aos fatores de correção orográficos obtidos no estudo realizado por Stickland *et al.* (2012), ficou claro que a simulação do escoamento de aproximação na ausência de perfil de CLA conduz a resultados inadequados ao caso de estudo da ilha Berlenga. Contudo, poderiam ser úteis para condições de extrema instabilidade atmosférica (velocidades mais baixas) onde o perfil da CLA tem  $\alpha$  próximo de nulo, caso fosse possível verificar-se que seria boa aproximação tratar-se o escoamento como neutralmente estratificado. Porém, aquando da divisão dos perfis observados sobre a ilha em duas classes de estabilidade média (extremamente instável e instável), a forma dos perfis revelou-se muito diferente entre as duas classes, indiciando que não é boa aproximação tratar-se o escoamento como neutro, pelo menos quando este está sob condições de extrema instabilidade atmosférica.

Em respeito ao desvio horizontal do escoamento, apenas é importante conhecer o seu comportamento para identificar a possibilidade de atribuições inadequadas das correções orográficas para a magnitude da velocidade do escoamento a determinado setor, quando ocorrem elevados desvios direcionais, como acontece no setor 210°. Conhecer com precisão o desvio e calcular as correções a aplicar é inútil, uma vez que é impossível conhecer e distinguir em cada setor quando é que o escoamento resulta de fato de um desvio ou não. A única forma aproximada de o saber e conseguir-se aplicar os fatores de correção para o desvio horizontal do escoamento, seria conhecer-se as direções das magnitudes das velocidades registadas pelo LiDAR a diferentes alturas. Ou seja, assumindo-se que os desvios horizontais do escoamento a 200 m de altura são nulos, pode considerar-se que, a essa altura o setor do escoamento incidente é exatamente o mesmo que o setor do escoamento de aproximação e então os fatores de correção da direção podem ser aplicados para as alturas abaixo.

No que respeita ao desvio vertical do escoamento, aquando da aplicação dos fatores de correção orográfica à serie de vento, considera-se desnecessário dividir o escoamento incidente na zona de teste, em componentes horizontal ( $u$ ) e vertical ( $W$ ) da velocidade, tanto nos ensaios como nos registos da estação LiDAR. Isto é, conhecendo-se que o escoamento médio sobre o mar é por norma horizontal e, o objetivo é determinar-se a sua intensidade através dos registos medidos sobre a ilha, então apenas interessa descontar a magnitude do acréscimo/decrécimo que a velocidade do escoamento sofreu por subir a ilha, independentemente do desvio vertical que resultou (exceto se verificarem desvios verticais anormalmente elevados). Assim, reduz-se os fatores de correção a aplicar a uma mesma magnitude da velocidade, e por consequência diminuem-se os erros introduzidos na correção da velocidade resultantes das ineficiências dos processos, ensaios em túnel de vento ou modelação numérica.

A intensidade de turbulência foi levada em conta e apenas monitorizada na reprodução da CLA, quer em túnel de vento, quer em CFD. Verificou-se na CLA gerada em túnel de vento uma intensidade de

turbulência aproximadamente contante em altura, não representativa da realidade, onde esta decresce com a altura. Possivelmente a causa dessa discrepância deve-se à ausência de elementos de rugosidade na superfície do túnel, mas não só, pois tal como é referido em toda a literatura, os elementos ativos utilizados em túneis de vento curtos não são capazes de reproduzir corretamente. Na verdade, uma análise às observações do LiDAR por setor de incidência do escoamento e em altura pode ser suficiente para concluir a forma como cada acidente orográfico afeta a intensidade de turbulência. Pela literatura, em montes arredondados, como é o caso da maioria dos setores de incidência do escoamento, tenderá a diminuir como consequência da aceleração do escoamento.

Os fenómenos de recirculação do escoamento não se verificaram no topo do acidente orográfico nem na região circundante à posição do LiDAR, exceto no setor 210° a sotavento da crista, embora ainda distante do LiDAR, uma vez que o escoamento tem de percorrer cerca de 500 m da crista até este. Porém, a sotavento do LiDAR, no sopé do acidente orográfico, verificaram-se fenómenos de separação e recirculação em todos os setores simulados, uma vez que o acentuado declive do acidente não permite que o escoamento se ajuste atempadamente ao terreno.

Para representar corretamente estes fenómenos, especialmente no setor 210° onde separação e recirculação do escoamento ocorrem a montante da estação anemométrica, recomenda-se a utilização de outro modelo de turbulência, nomeadamente o modelo SST k- $\omega$ .

A conclusão fundamental deste trabalho resulta em que, perfis do escoamento de aproximação com  $\alpha$  diferentes resultam em perfis sobre a ilha consideravelmente diferentes e, por isso, torna-se indispensável procurar simular os quatro perfis de velocidade média que representam as condições de estabilidade atmosférica esperadas para a região, mas distribuídos de acordo com a predominância de cada setor do escoamento.

## Referências

- Abhoela, I. Hamza, N., Dudek, S. (2011). Effect of Roof Shape on Energy Yield and Positioning of Roof Mounted Wind Turbines. 12th Conference of International Building Performance Simulation Association, Sydney.
- Abrahamsen, I.S. (2012). Wind tunnel model testing of offshore platforms. Norwegian University of Science and technology. NTNU - Trondheim.
- Anslys Convergence (2013). Regional Convergence. Ansys Iberia Conference. Lisboa, 22 de Outubro.
- Baas, P., Bosveld, F.C., Baltink, H.K. (1999). A Climatology of Nocturnal Low-Level Jets at Cabauw. Journal of Applied Meteorology and Climatology. American Meteorological Society.
- Bastheltie, R.J. (1999). The effects of atmospheric stability on coastal wind climates. Meteorological Applications 6, 39-47.
- Blocken, B., Carmeliet, J., Stathopoulos, T. (2007a) CFD evaluation of wind speed conditions in passages between parallel buildings - effect of wall-function roughness modifications for the atmospheric boundary layer flow. Journal of Wind Engineering and Industrial Aerodynamics.
- Blocken, B., Stathopoulos, T. & Carmeliet, J. (2007b). "CFD Simulation of the Atmospheric Boundary Layer: Wall Function Problems", *Atmospheric Environment*, vol. 41, no. 2, pp. 238-252.
- Cao, S., Tamura, T., (2007). "Effects of Roughness Blocks on Atmospheric Boundary Layer Flow over a Two-dimensional Low Hill with/without Sudden Roughness Change", *Journal of Wind Engineering and Industrial Aerodynamics*, 95, 679-695.
- Costa, P. (2004) Avaliação do Potencial Eólico para Portugal Continental. Dissertação submetida para a obtenção do grau de Mestre em Ciências e Engenharia da Terra. Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa.
- Costa, P., Miranda, P., Estanqueiro, A. (2006b). Development and Validation of the Portuguese Wind Atlas. INETI e CGUL.
- Costa, P., Simões, T., Estanqueiro, A. (2006a). Assessment of the Sustainable Offshore Wind Potential in Portugal. INETI.
- Counihan, J. (1969). An Improved Method of Simulating an Atmospheric Boundary Layer in a Wind Tunnel – *Atmospheric Environment*, 3, pp. 197-214, 1969.
- Craoto, G. (2007). Numerical Simulations of the Atmospheric Boundary Layer. Dottorato di Ricerca in Ingegneria Industriale. Università degli Studi Cagliari.
- Dantec Dynamics (2013). Fluid Mechanics. Web site, 2013. <http://www.dantecdynamics.com/fluid-mechanics>
- Demowfloat (2013). DEMOWFLOAT, Demonstration of the WindFloat Technology. Website, 2013, <http://www.demowfloat.eu/>
- DR (2013). Diário da República, 1.ª série-N.º70-10 de Abril de 2012. Resolução do Conselho de Ministros n.º 20/2013. Presidência do Conselho de Ministros.

- Drennan, W.M., Taylor, P.K., Yelland, M.J. (2004). Parameterizing the Sea Surface Roughness. American Meteorological Society.
- Duthinh, D., Simiu, E. (2011). The Use of Wind Tunnel Measurements in Building Design. National Institute of Standards and Technology, Gaithersburg, Maryland, Unites States of America.
- EC1 (2009). Norma Portuguesa. Eurocódigo 1: Acções em estruturas. Parte 1-4: Acções gerais - Acções do vento. Instituto Português da Qualidade.
- EEA (2009). Europe's onshore and offshore wind energy potential. An assessment of environmental and economic constraints. European Environment Agency, Technical report.
- ESDU (1988). "Blockage corrections for bluff bodies in confined flows", Data Memorandum 80024, Endorsed by the Royal Aeronautical Society.
- ESDU, (1993). Mean wind speeds over hills and other topography. Item no. 91043. Engineering Sciences Data Unit, International, London.
- Estanqueiro, A. (2010). Energia Eólica Offshore em Portugal. Conferência Energia e Geologia - Desafios e Oportunidades. Laboratório Nacional de Energia e Geologia.
- Estanqueiro, A. (2012a). O Escoamento atmosférico: Avaliação Energética do Recurso Eólico. Apontamentos da disciplina de energia eólica do curso em Mestrado de Engenharia de Energia e Ambiente, FCUL.
- Estanqueiro, A. (2012b). Avaliação do Potencial Eólico: Identificação e Caracterização do Recurso. Apontamentos da disciplina de energia eólica do curso em Mestrado de Engenharia de Energia e Ambiente, FCUL.
- EWEA (2013). Offshore statistics, Web site, 2013. [www.ewea.org/statistics/offshore/](http://www.ewea.org/statistics/offshore/)
- Fernandes, M., Costa, P., Estanqueiro, A. (2010). Impacte da assimilação de dados de vento provenientes de satélite em ambiente offshore: caso de estudo da Berlenga. LNEG.
- Fluent Inc. (2011). Ansys, Inc. Release Notes, Fluent 14.0.
- Grell G, Dudhia J, Stauffer D (1995). A description of the fifth-generation Penn State/NCAR mesoscale model (MM5). TN-398+STR, NCAR, Boulder, CO.
- Gryning, S. E., E. Batchvarova, B. Brummer, H. Jørgensen, and S. Larsen, (2007). On the extension of the wind profile over homogeneous terrain beyond the surface layer. Boundary-Layer Meteorology, 124, 251-268.
- GWEC (2012). Global Wind Report, Annual Market Update 2012. Global Wind Energy Council. Brussels, Belgium.
- GWEC (2013). Global offshore. Web site, 2013. <http://www.gwec.net/wp-content/uploads/2013/07/Global-Offshore-2012.pdf>
- Hinze, J.O., 1975. Turbulence. McGraw-Hill Publishing Co., New York.
- Hunt, J. C. R. and Fernholz, H. (1975). Wind-tunnel simulation of the atmospheric boundary layer: a report on Euromech 50, J. Fluid Mechanics, vol. 70, pp. 543-559.
- IEA (2013). Technology Roadmap, 2013 edition. Wind energy. International Energy Agency.

- Irwin, H.P.A.H. (1981). The Design of Spires for Wind Simulation. *Journal of Wind Engineering and Industrial Aerodynamics*, 361-366.
- Kaimal, J.C. Finnigan, J.J. (1994). *Atmospheric Boundary Layer Flows: Their Structure and Measurement: Their Structure and Measurement*, Oxford University Press, USA.
- Kim, H.G., Patel, V.C. (1999). Teste of turbulence models for wind flow over terrain with separation and recirculation. Iowa Institute of Hydraulix Research, the University of Iowa.
- Kim, H.G., Patel, V.C., Lee, C.M. (2000). Numerical simulation of wind flow over hilly terrain. *Journal of Wind Engineering and Industrial Aerodynamics*. ELSEVIER.
- Lange, B., Larsen, S., Hojstrup, J., Barthelmie, R. (2002). Importance of thermal effects and sea surface roughness for offshore wind resource assessment. Riso National Laboratory.
- Lopes, M.F.P., Gomes, M.G., Ferreira, J.G. (2008). Simulation of the Atmospheric Boundary Layer for Model Testing in a Short Wind Tunnel. *Techniques*.
- LS, 2008. Estudo de Incidências Ambientais na ilha Berlenga. Berlenga, Laboratório de Sustentabilidade.
- Maharani, Y. N., Lee, Y., Lee, S. (2009). Topographical Effects on Wind Speed over Various Terrains: A Case Study for Korean Peninsula. *The Seventh Asia-Pacific Conference on Wind Engineering*. Taipei, Taiwan.
- Manwell, J.F., McGowan, J.G., Rogers, A.L. (2002). *Wind Energy Explained. Theory, Design and Application*. Jonh Wiley & Sons, LTD.
- Miranda, P. (2009). *Meteorologia e Ambiente, Fundamentos de Meteorologia, Clima e Ambiente*. 2ª Edição, Universidade Aberta.
- NORSEWind (2013). Website: <http://www.norsewind.eu/>
- Parente, A., Benocci, C. (2010) On the RANS simulation of neutral ABL flows. *The Fifth International Symposium on Computational Wind Engineering*.
- Peña, A. (2009). Sensing the wind profile. Risø-PhD-Report. Risø DTU National Laboratory for Sustainable Energy.
- Peña, A. (2012). Lidars and wind profiles. DTU Wind Energy, Risø Campus, Technical University of Denmark, Roskild, Denmark.
- Peña, A. and Gryning S.E. (2008). Charnock's roughness length model and non-dimensional wind profiles over the sea. *Bound.-Layer Meteorol.* 128:191–203.
- Peña, A., Gryning S.E., and Hasager C. B. (2010a). Comparing mixing-length models of the diabatic wind profile over homogeneous terrain. *Theory. Applied Climatology*. 100:325–335.
- Peña, A., Gryning S.E., Hasager C.B. (2008a). Measurements and Modelling of the Wind Speed Profile in the Marine Atmospheric Boundary Layer. Risø DTU National Laboratory for Sustainable Energy.
- Peña, A., Gryning S.E., Hasager C.B. (2008b). LiDAR observations of offshore winds at future wind turbine operating heights. Risø DTU National Laboratory for Sustainable Energy.

- Peña, A., Mikkelsen, T., Gryning S.E., Hasager, B.C., Hahmann, A.N., Badger, M., Karagali, I., Courtney, M. (2012). Offshore Vertical Wind Shear. Final report on NORSEWinD's work task 3.1. DTU Wind Energy.
- Peña, A., S.E. Gryning, and C. B. Hasager, (2010b). Length scales of the Neutral Wind Profile over Homogenous Terrain. *Journal of Applied meteorology and Climatology*.
- Pieterse, J. E. (2013). CFD Investigation of the Atmospheric Boundary Layer under Different Thermal Stability Conditions. Faculty of Engineering at Stellenbosch University.
- PNBEPH (2013). Os aproveitamentos. Web site, 2004, <http://pnbeph.inag.pt/np4/p/projectos>
- REN (2012a). Dados Técnicos de Eletricidade 2012. Redes Energéticas Nacionais.
- REN, (2012b). A Energia Eólica em Portugal 2012. Redes Energéticas Nacionais.
- REN, DGEG, Instituto da Água I. P., COBA, PROCESL. (2007). Programa Nacional de Barragens com Elevado Potencial Hidroelétrico, Memória.
- Rio, J., Esteves, T., Estanqueiro, A. (2006). Interannual Variability of the Average Wind Speed in Europe. Instituto Nacional de Engenharia, Tecnologia e Inovação.
- Røkenes, K. (2009). Investigation of terrain effects with respect to wind farm sitting, Norwegian University of Science and Technology, Faculty of Engineering Science and Technology, NTNU.
- Russel (2009). Computational Fluid Dynamics Modeling of Atmospheric Flow Applied to Wind Energy Research. Master of Science in Mechanical Engineering. Bois State University.
- Sathe, A. (2010). Atmospheric stability and wind profile climatology over the North Sea - Case study at Egmond aan Zee, DUWIND, Technical University Delft, The Netherlands.
- Sathe, A., Bierbooms, W. (2007). Influence of different wind profiles due to varying atmospheric stability on the fatigue life of wind turbines. Delft University Wind Energy Research Institute.
- Shafran, P.C., Seaman, N.L., Gayno, G.A., (2000). Evaluation of numerical predictions of boundary layer structure during the Lake Michigan Ozone Study. *J. Appl. Meteor.*, 39, 412-426.
- Silva, F.M. (1996). Caracterização do Recurso Eólico. Em Curso de Formação – Acção do Programa Altener. Energia Eólica, Cap.2. Instituto Nacional de Engenharia, Tecnologia e Inovação - INETI, Lisboa.
- Silva, F.M. (2012a). Camada Limite Atmosférica. Apontamentos da disciplina de Aerodinâmica do curso em Mestrado de Engenharia de Energia e Ambiente, FCUL.
- Silva, F.M. (2012b). Noções de Turbulência. Suplemento de apoio da disciplina de Aerodinâmica do curso em Mestrado de Engenharia de Energia e Ambiente, FCUL.
- Simiu, Emil and Scanlan, Robert H. (1978). *Wind Effects on Structures: An Introduction to Wind Engineering*. John Wiley & Sons.
- Simiu, Emil and Scanlan, Robert. H. (1996). *Wind Effects on Structures: Fundamentals and Applications to Design*. Wiley-Interscience, 3 edition.
- Simões, T. (1999). Caracterização do escoamento atmosférico em locais com elevado potencial eólico. Relatório de estágio de Licenciatura, Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa.

Simões, T., Teixeira, J., Costa, P., Estanqueiro, A. (2007). Wind Resource Assessment at Berlenga Island. Instituto Nacional de Engenharia, Tecnologia e Inovação.

Stickland, M. T., Fabre, S., Scanlon, T. (2012). NORSEWinD Data Report and Corrections Data for Berlengas. University of Strathclyde NORSEWinD Report UoSNW026. University of Strathclyde, Glasgow.

Stull, R. B., (1988) An introduction to boundary layer meteorology. Kluwer Academic Publishers.

Sundararaju, H., Metcalfe, R.W., Wang., S.S. (2013). Analysis of offshore wind profiles and atmospheric stability for large-scale horizontal axis wind turbines. University of Houston, Houston.

Taylor, P.A., Lee, R.J. (1984). Simple guidelines for estimating wind scale speed variations due to small scale topographic features.

Tsai, B., Shiau, B. (2011). Experimental study on the flow characteristics for wind over a two-dimensional upwind slope escarpment. Journal of Marine Science and Technology, Vol. 19, No. 5, pp. 453-459.

Vestas, (2013). Offshore V164-8.0 MW, V112-3.3 MW. Web site, 2013, <http://nozebra.ipapercms.dk/Vestas/Communication/Productbrochure/OffshoreProductBrochure/OffshoreProductBrochure/>

Wagner, R. (2010). Accounting for the speed shear in wind turbine power performance measurement. Risø DTU National Laboratory for Sustainable Energy, Risø-PhD-58(EN) -Short version.

Wegley, H.L., J.V. Ramsdell, M.M. Orgil, R.L. Drake (1980). *A Siting Handbook for Small Wind Energy Conversion Systems*. Windbooks, Washigton, USA.

Wieringa, J., (1992). Updating the Davenport roughness classification. J. Wind, Eng. Ind. Aerodyn. Vol.61, pp. 357-368.

Windpoweroffshore (2013). Samsung's 7MW prototype gets ready for testing. Web site, 2013, <http://www.windpoweroffshore.com/article/1217205/samsungs-7mw-prototype-gets-ready-testing>

Zhang, X. (2009). CFD simulation of neutral ABL flows. Risø DTU National Laboratory for Sustainable Energy. Technical University of Denmark. Roskilde, Denmark. Risø-R\_1688(EN).

## Anexos

### A. Caracterização dos equipamentos de medida

O conjunto tradicional **anemômetro de copos** e **sensor direção** requer ainda um sistema de aquisição e armazenamento de dados (*datalogger*). Este tipo de equipamento funciona mecanicamente pela ação do vento sobre os dispositivos móveis, sendo os sinais recebidos, convertidos em velocidade e direção, cuja velocidade média é calculada com base na amostragem recebida em períodos de normalmente 10 minutos. O anemômetro de copos apenas tem capacidade para medir a magnitude da velocidade do vento, geralmente assumida como velocidade horizontal, embora esteja contida também componente vertical até determinada amplitude, devido à forma dos copos. As suas principais vantagens estão no baixo custo, robustez, fiabilidade e precisão. As principais desvantagens, residem na ausência de capacidade para medir o campo tridimensional do escoamento atmosférico e necessidade de um mastro de suporte dos equipamentos até à altura pretendida de monitorização.

Um sensor **LiDAR** (*Light Detection And Ranging*) é um instrumento que usa luz laser para medir remotamente a velocidade e direção do vento a diversas alturas, desde os 10 aos 300 m, dependendo da especificidade do equipamento (Wagner, 2010).

O seu princípio de funcionamento é baseado no efeito de Doppler de um sinal refletido contra um alvo em movimento. Um LiDAR emite uma luz laser na gama do infra vermelho com um comprimento de onda de 1,55  $\mu\text{m}$  (Wagner, 2010). Ao longo do seu percurso a luz é dispersa por aerossóis (e.g. poeiras, pólen) transportados pelo vento, e por isso é assumido que têm a mesma velocidade (Wagner, 2010). Devido ao efeito de Doppler, o sinal refletido tem uma frequência diferente do sinal emitido. Como esse desvio da frequência é proporcional à velocidade radial do vento, isto é, a componente da velocidade do vento ao longo do feixe de luz, as componentes 3D do vento podem ser determinadas pela combinação de muitas velocidades radiais medidas em diferentes alturas, assumindo homogeneidade horizontal (Wagner, 2010).

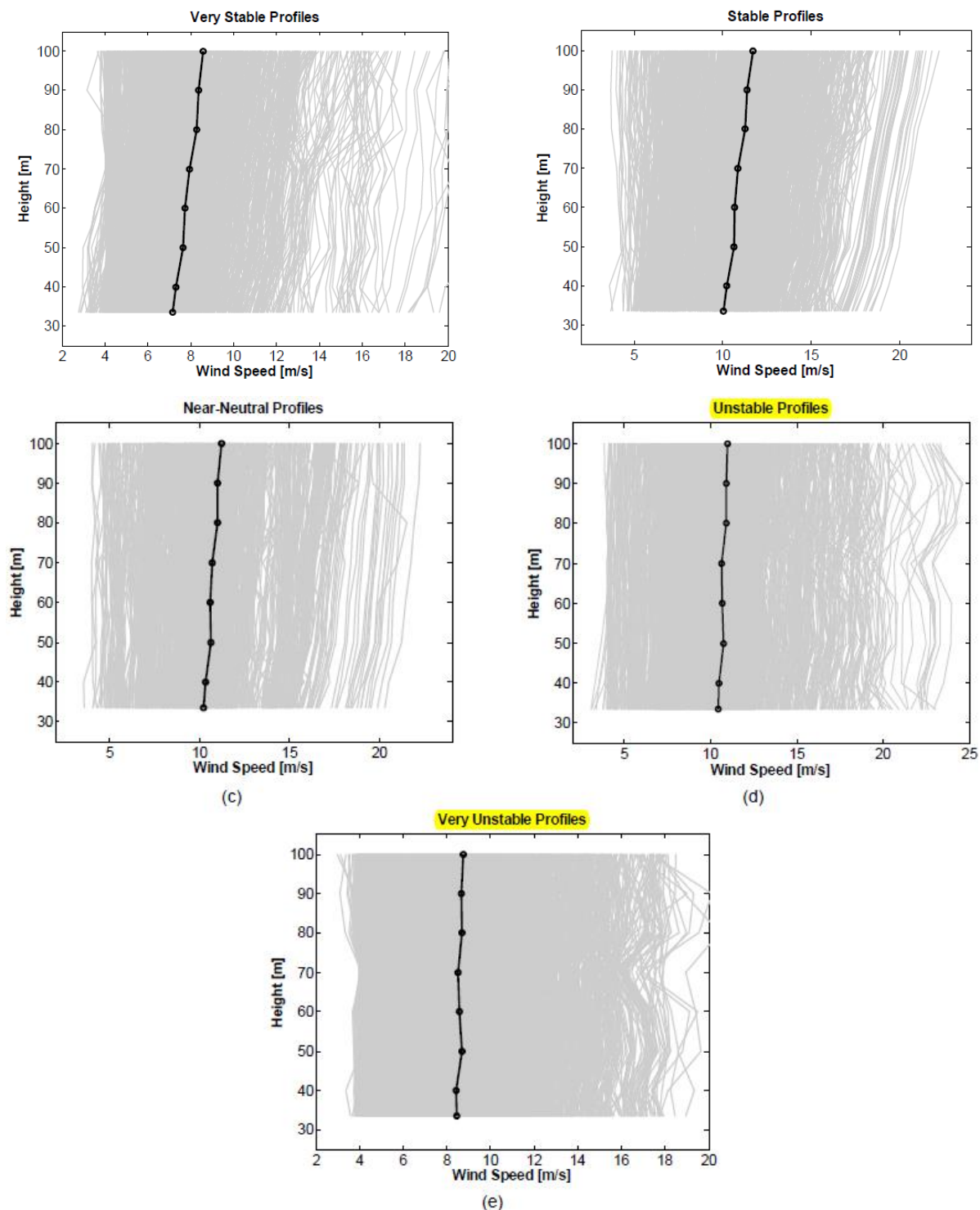
Mais detalhes sobre a descrição do instrumento, modo de funcionamento, campanhas de medição e métodos de prevenção de erros utilizando o LiDAR, podem ser consultados nos artigos de Peña *et al.* (2007) e Hasager *et al.* (2007). Comparações com outros equipamentos e estudos de fiabilidade são descritos por Wagner (2010).

As principais vantagens estão na sua portabilidade, medição remota com ausência de mastro de suporte, medição até elevadas alturas (200 m ou mais) e medição do campo 3D do vento. As desvantagens principais são o seu elevado custo e fiabilidade ainda discutível, sobretudo em condições de nebulosidade à superfície ou precipitação.



**Figura A.1** - À esquerda, o modelo Zephyr LiDAR. À direita, o conjunto, anemômetro de copos, sensor direção e *Datalogger*.

**B. Detalhes dos perfis de velocidade média registados na rede de estações meteorológicas da NORSEWinD no Mar do Norte**

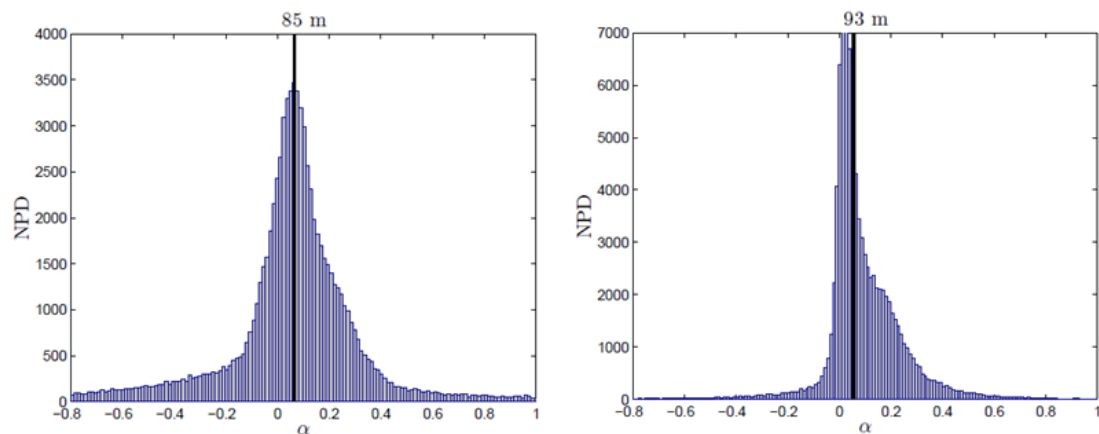


**Figura B.1** - Perfis de velocidade média para as diferentes classes de estabilidade atmosférica na estação Fino1. As linhas cinzentas representam os perfis com registados com intervalos (bin) de 10 min e a linha preta o perfil médio. As classes de estabilidade são: a) muito estável; b) estável; c) próximo de neutro; d) instável; e) muito instável. As classes sombreadas a amarelo d) e e) representam as condições de estabilidade predominantes na Berlenga.

Avaliação do efeito de interferência de obstáculos no escoamento atmosférico sobre o mar:  
caso de estudo da ilha Berlenga

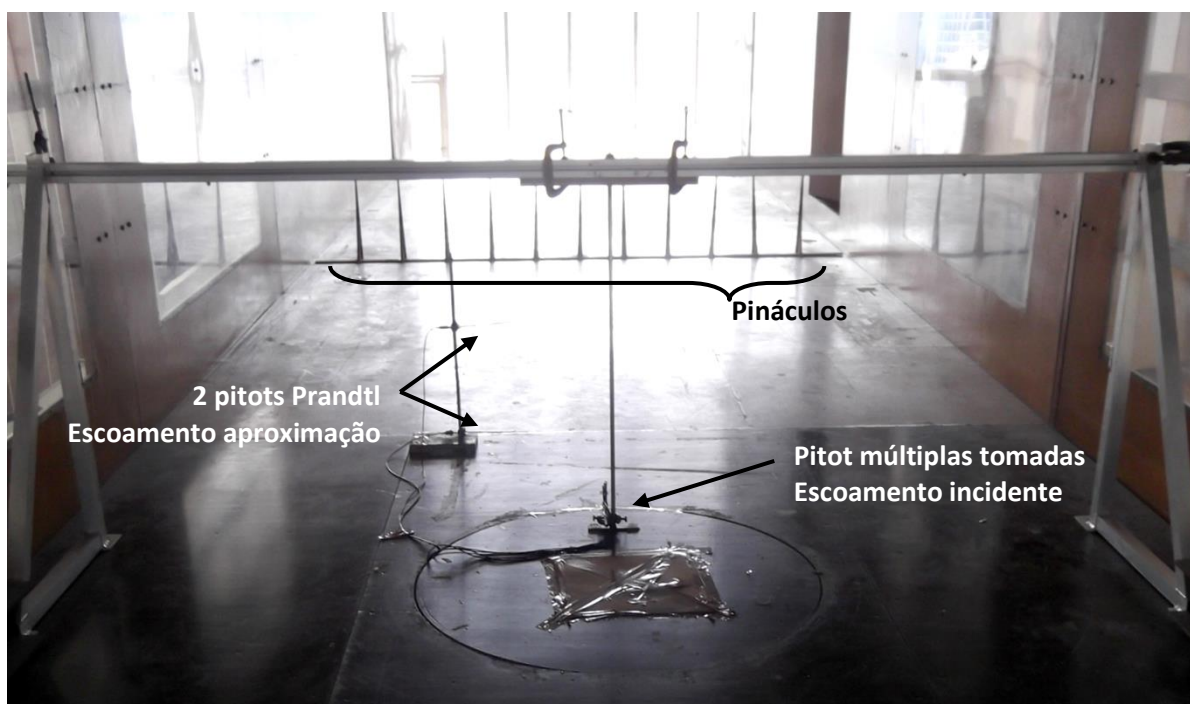
**Tabela B.1** - Resumo dos perfis médios do vento observados na rede de estações meteorológicas da NORSEWinD, descritos sob o valor do centroide de alfa.

Local	Período das medições	Altura dos registos (m)	Setor (es) Dominante (s)	Alfa (centroide)	Altura de Alfa (m)	Observações do Relatório da NORSEWinD
Usira	28/09/2009 a 01/07/2011	67-300	NNO SSE	0,063	90	n.d.
Horns Rev II	25/06/2009 a 17/08/2011	66-286	SW - NW SE	0,095	96	Alfa é acima do teórico devido à esteira do parque eólico a Oeste.
Taça	25/02/2010 a 19/03/2011	70-250	SW NE	0,054	100	n.d.
Siri	02/06/2010 a 02/05/2011	85-345	S - NNO	0,055	95	Alfa é abaixo do teórico devido à predominância do vento do setor NW sobre instabilidade
Jaky	10/11/2010 a 09/11/2011	60-320	NW WSW	0,055	90	Alfa é abaixo do teórico porque corresponde a meses onde podem prevalecer condições de instabilidade
Schooner	16/07/2010 a 09/11/2011	76-216	S - W	0,084	100,5	n.d.
Beatrice	10/11/2010 a 25/02/2011	[52,5; 75,5; 90,5; 105,5; 162,5]	NW - ESE	0,052	98	Alfa é abaixo do teórico tal como a maioria dos locais sem as distorções dos efeitos de esteira
Horns Rev I (M7)	01/01/2005 a 15/12/2009	[20 30, 40, 50, 60, 70]	ESE - SSE SSW - NW	0,048	55 - 65	Alfa abaixo do teórico como esperado devido ao défice do parque eólico.
Greater Gabbard (GG)	23/01/2006 a 12/07/2010	[42,5; 52,5; 72,5;82,5; 86,5]	S - W	0,122	77,5	A distribuição de alfa não é simétrica como na maioria das estações
Fino 1	01/01/2003 a 01/05/2010	[33, 40, 50, 80, 90, 100]	S - NW	0,065	85 - 95	n.d.
Fino 2	31/07/2007 a 30/04/2010	[32, 42, 52, 62, 72, 82,92,102]	E - SE S - W	0,075	87 - 97	
Egmond and Zee (EAZ)	01/07/2005 a 31/12/2008	[21, 70, 116]	S - W	0,056	45,5 - 93	n.d.
Lillgrund	30/07/2003 a 01/05/2010	[40, 63, 65]	NE - NW	0,055	51,5 - 64	Alfa é afetado por um elevado número de medições com efeito de esteira do parque eólico
Hovsore (Terra)	28/02/2004 a 18/12/2011	[10, 40, 60, 80, 100]	E - NW	0,228	70 - 90	Alfas entre 0 e 0,125 observados da direção do mar e alfas entre 0,25-0,5 observado da direção de terra. Alfas muito altos à noite, devido ao LLJ

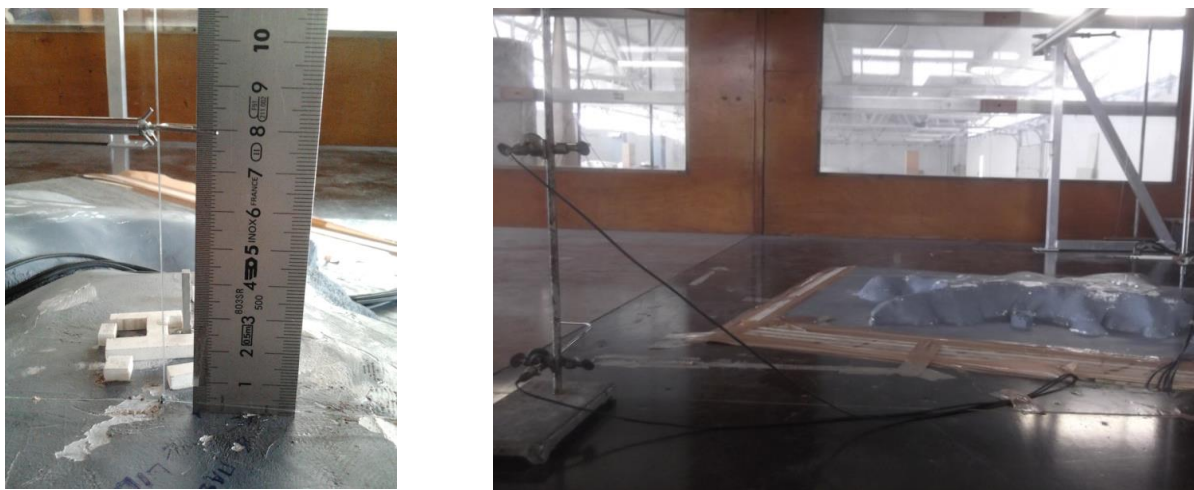


**Figura B.2** - À esquerda, distribuição de  $\alpha$  a 85 m ANMM na estação de Fino1 com  $\alpha = 0,065$ ; À direita, distribuição de  $\alpha$  a 93 m ANMM na estação de EAZ com  $\alpha = 0,056$ . A linha preta corresponde ao centroide da distribuição de  $\alpha$ .

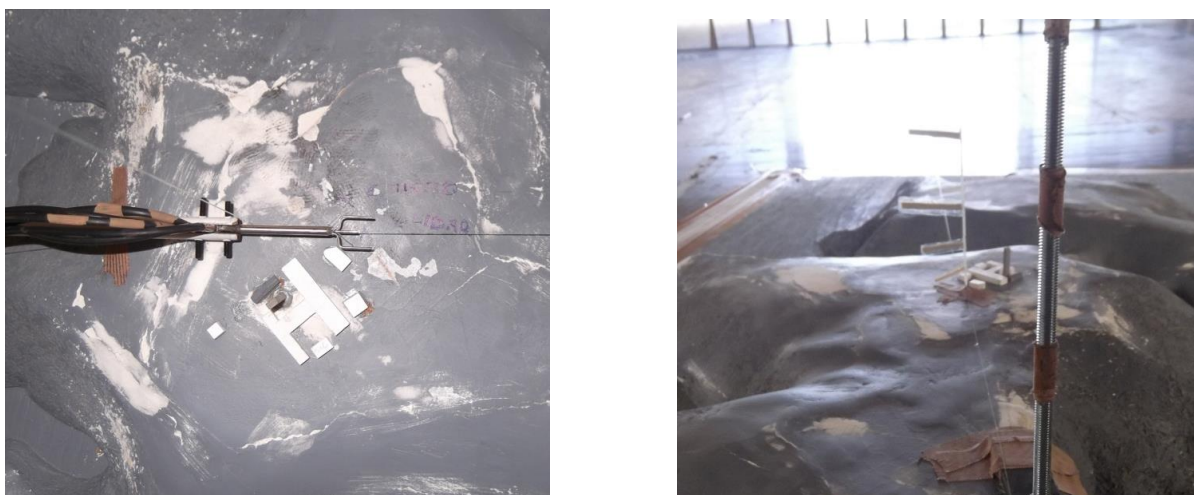
### C. Detalhes da atividade experimental no túnel de vento



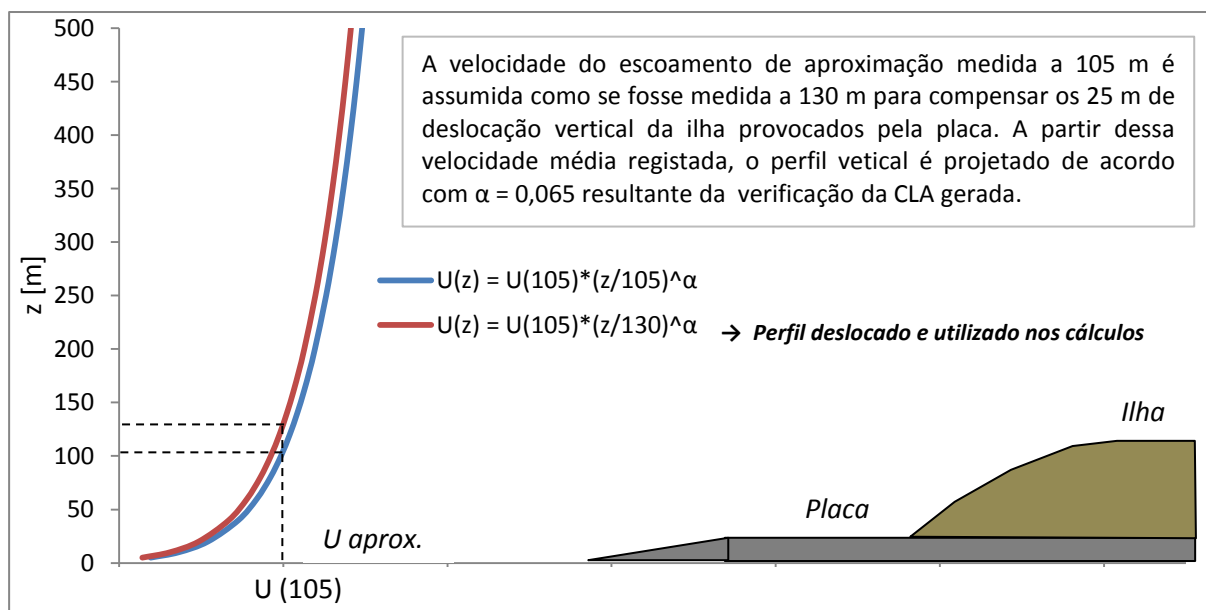
**Figura C.1** - Esquema da montagem dos equipamentos para a verificação da CLA gerada antes da colocação do modelo.



**Figura C.2** - À esquerda, posicionamento do tubo de *pitot* com auxílio da régua e guias de orientação (fios de nylon). À direita, modelo da ilha com a rampa e os *pitots* (dois no "mar" e um sobre a ilha) preparados para simular a direção 210°.



**Figura C.3** - À esquerda o tubo *pitot* múltiplas tomadas (visíveis as estáticas nas laterais e a de estagnação ao centro) alinhadas para o escoamento com as guias. À direita, os "sensores de direção" colocados no fio de nylon vertical.



**Figura C.4** - Ilustração e justificação para a modificação do perfil do escoamento de aproximação na tentativa de remediar a influência da placa no escoamento incidente, quanto à deslocação vertical do modelo.

**D. Código escrito em C da função definida pelo utilizador (UDF) imposta na fronteira de entrada do domínio**

```
#include "udf.h"
#define Alfa 0.065 /* Valor do expoente da Lei de potência */
#define Zu 80 /* Altura acima do mar de referência */
#define Uz 9 /* Velocidade de referência a 80m */
#define Ustar 0.28 /* Velocidade de atrito */
#define k 0.41 /* Constante de Von-Karman */
#define Cmu 0.03 /* Constante empírica*/
#define Zi 530 /* Altura da CLA */
#define To 289.15 /* Temperatura media à superfície do mar */
#define Ufree 10.18 /* Velocidade do escoamento livre */
#define kfree 0.0001 /* Energia cinética turbulenta livre */

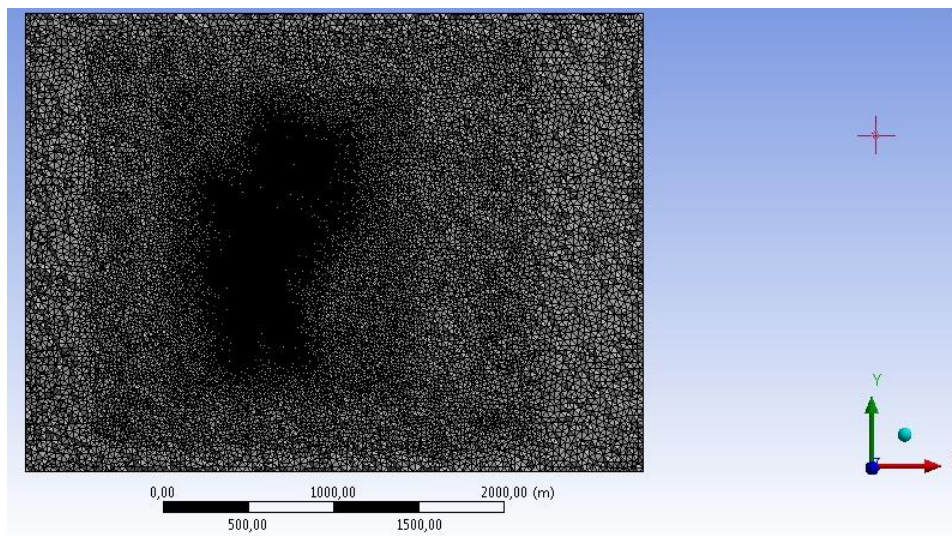
DEFINE_PROFILE(inlet_velocity,t,i)
{
    real x[ND_ND];
    real z, za;
    face_t f;

    begin_f_loop(f,t)
    {
        F_CENTROID(x,f,t);
        z = x[2];
        za =z/Zu;
        if (z <= Zi)
            F_PROFILE(f,t,i) = Uz*pow(za,Alfa);
        else
            F_PROFILE(f,t,i) = Ufree*1;
    }
end_f_loop(f,t)
}

DEFINE_PROFILE(inlet_k,t,i)
{
    real x[ND_ND];
    real z, zZi;
    face_t f;
    begin_f_loop(f,t)
    {
        F_CENTROID(x,f,t);
        z = x[2];
        zZi = 1-z/Zi;
        if (z<= Zi)
            F_PROFILE(f,t,i) = pow(Ustar,2)/sqrt(Cmu)*pow(zZi,2);
        else
            F_PROFILE(f,t,i) = kfree*1;
    }
end_f_loop(f,t)
}
```

```
}  
  
DEFINE_PROFILE(inlet_eps,t,i)  
{  
  real x[ND_ND];  
  real z;  
  face_t f;  
  begin_f_loop(f,t)  
  {  
    F_CENTROID(x,f,t);  
    z = x[2];  
    F_PROFILE(f,t,i) = pow(Ustar,3)/(k*z);  
  }  
end_f_loop(f,t)  
}  
  
DEFINE_PROFILE(inlet_temp,t,i)  
{  
  real x[ND_ND];  
  real z;  
  face_t f;  
  begin_f_loop(f,t)  
  {  
    F_CENTROID(x,f,t);  
    z = x[2];  
    F_PROFILE(f,t,i) = To-(0.006*z);  
  }  
end_f_loop(f,t)  
}
```

### ***E. Detalhes da malha computacional***



**Figura E.1** - Malha vista em corte no plano horizontal a 200 m sobre a superfície "mar".

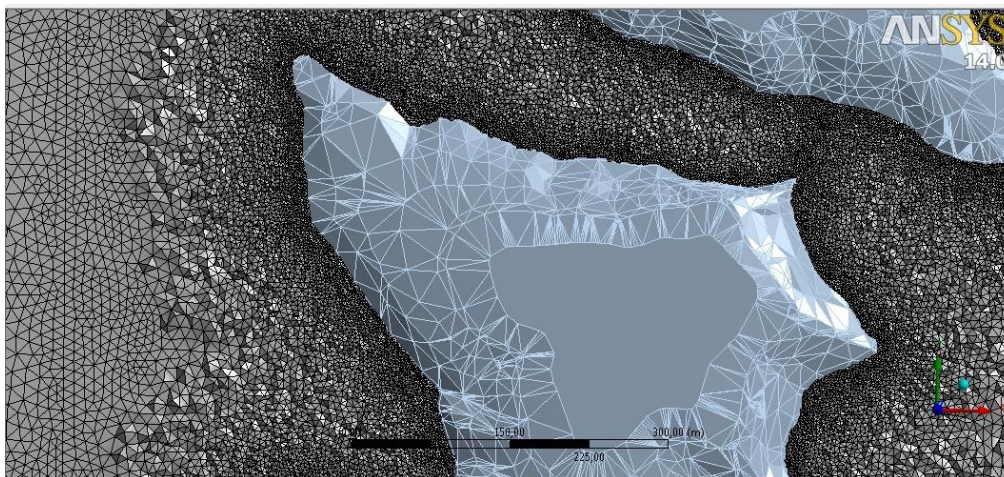


Figura E.2 - Detalhe da transição malha tetraédrica junto à superfície da ilha para a malha prismática. Vista de cima.

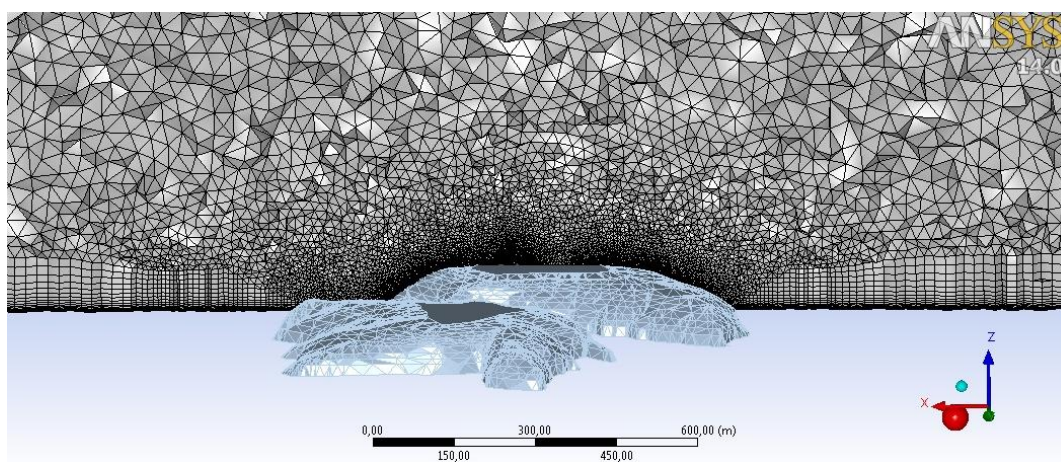


Figura E.3 - Detalhe da malha tetraédrica junto à superfície da ilha e transição para a malha prismática. Vista em corte.

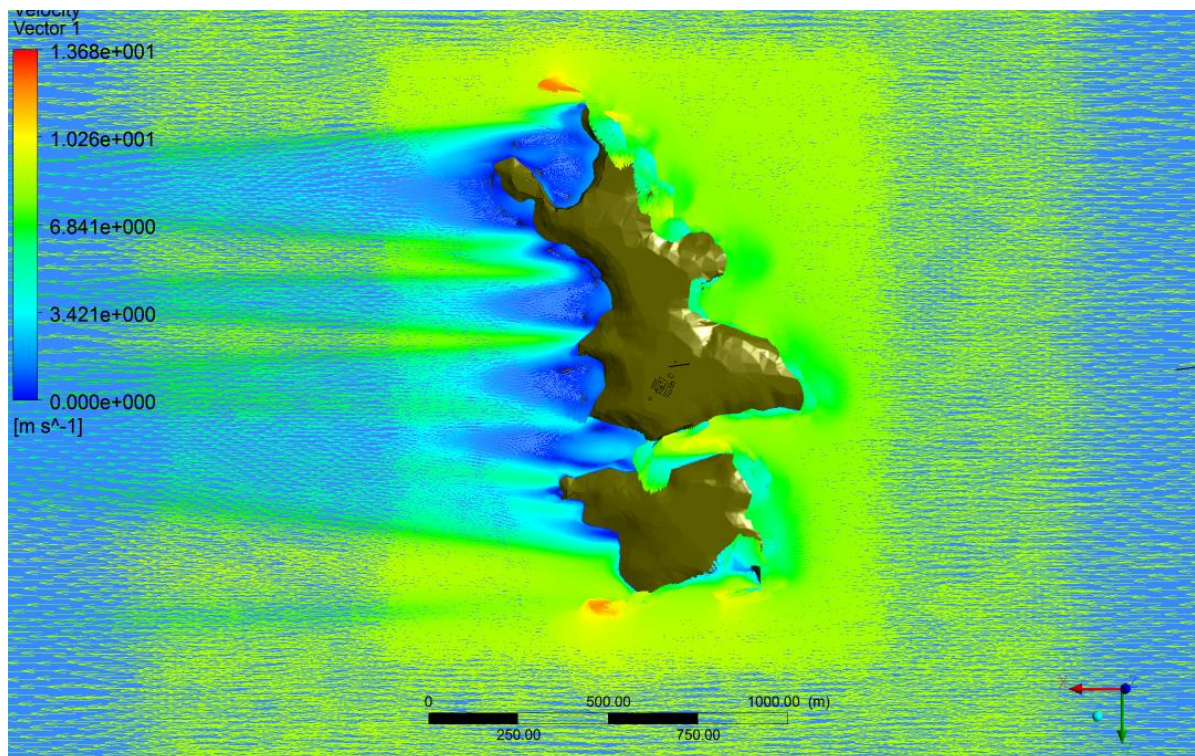


Figura E.4 - Importância da resolução da malha na descrição do escoamento (vetores velocidade a 40 m sobre o mar)

### F. Descrição do tratamento dos regimes do escoamento efetuada pelo Fluent

As avaliações realizadas pelo solver do *Fluent* aos parâmetros de rugosidade da função  $\Delta B(K_s^+)$ , correspondem na prática, a respeitar-se a lei de parede universal para superfícies suaves, na qual relaciona a velocidade do escoamento adimensionalizada ( $u^+ = U/u^*$ ) com a altura adimensionalizada ( $y^+ = u^*y/\nu$ ). Isto é, na construção da malha computacional a altura do centroide da célula adjacente à parede tem ser tal que o intervalo do regime  $K_s^+$  corresponda ao intervalo da camada  $y^+$ , de acordo com a figura 6.3. A região próxima da parede consiste em três partes fundamentais: a camada laminar ou subcamada linear (*linear sublayer*), a camada tampão (*buffer layer*) e camada logarítmica (*logarithmic layer*). Geralmente, o escoamento atmosférico é considerado completamente rugoso devido à dimensão dos elementos de rugosidade (obstáculos), eliminando desta forma a subcamada laminar e sendo portanto considerado independente da viscosidade molecular. Desta forma o centroide da primeira célula pode situar-se fora da subcamada laminar e deixa de ser necessário construir-se uma malha altamente refinada junto às paredes.

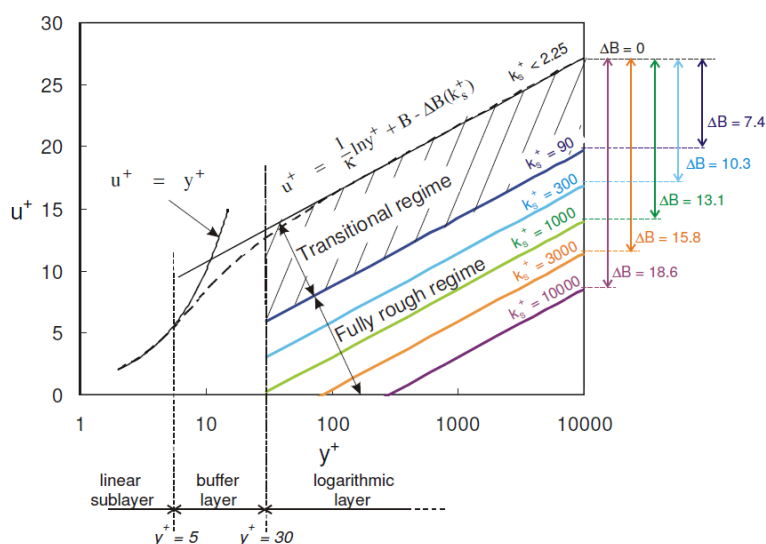


Figura 0.1 - Lei de parede para superfícies suaves e superfícies de rugosidade de grãos de areia com adimensionalização da altura da rugosidade de grão de areia  $K_s^+$  como parâmetro (adaptado de, Blocken *et al*, 2007).

### G. Dificuldades de convergência nas simulações - a solução do problema

Embora para a simulação do escoamento no setor  $0^\circ$  a escala de resíduos tenha descido gradualmente até atingir os mínimos impostos e a solução convergido ao fim de cerca de 2000 iterações, para os setores simulados posteriormente ( $30^\circ$ ,  $300^\circ$  e  $330^\circ$ ), isso não aconteceu.

Na tentativa de resolver o problema, uma vez que a qualidade das malhas estava provada, foram testadas várias soluções, uma em cada simulação e de acordo com outras opções também utilizadas na literatura para a simulação de uma CLA com recurso a modelação CFD. Em primeiro lugar, modificou-se apenas o algoritmo de SIMPLE para SIMPLEC (*Semi-Implicit Method for Pressure Linked Equations Coupled*), depois apenas o esquema de discretização de QUICK para *Second Order Up Wind*, e finalmente a combinação SIMPLEC com *Second Order Up Wind* (Fluent Inc., 2011). A evolução da escala de resíduos manteve o comportamento semelhante em todas as tentativas e portanto, novas alternativas tiveram de ser testadas, entre as quais a modificação das condições de fronteira. Sem resultado, decidiu-se então, aumentar o domínio computacional anteriormente projetado, já por si superior ao proposto por Franke *et al.* (2007). O domínio foi aumentado, face ao

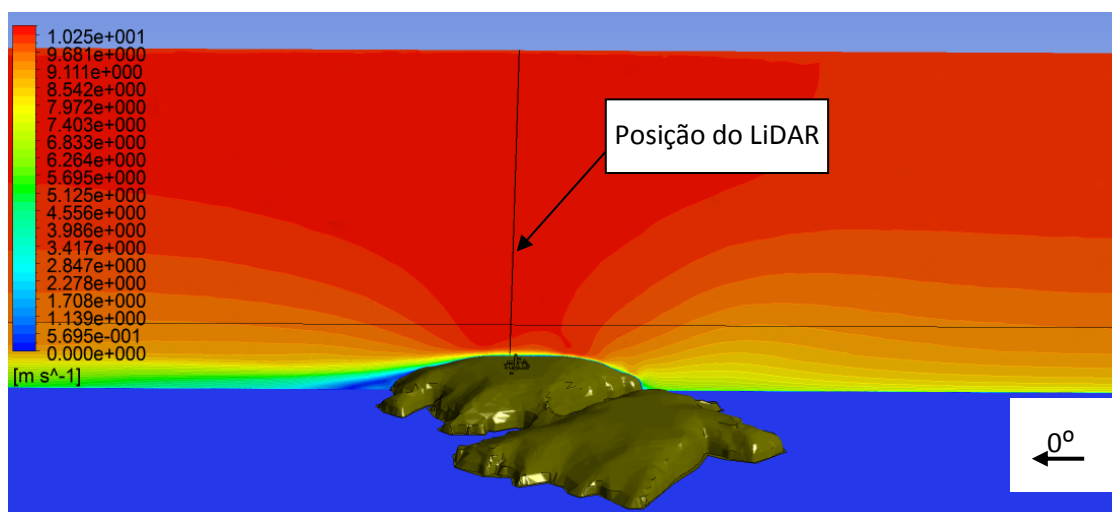
projetado, em  $3H$  a jusante, nos lados e altura, e  $2H$  a montante, tendo a solução convergido sem problemas.

Conclui-se portanto que, em certos casos, o domínio cálculo recomendado na literatura pode ser insuficiente. Possivelmente, isso acontece porque é comum ser dimensionado em função de  $H$  para objetos geralmente não mais largos do que altos (edifícios). Ora, a ilha para certos setores (como o caso dos que apresentaram problemas) chega a ser 18 vezes mais larga do que alta, o que provoca elevada obstrução ao escoamento de aproximação. Como resultado, nas fronteiras laterais o escoamento pode não ser completamente paralelo às mesmas, provocando problemas de convergência, uma vez que a condição de simetria (*symmetry*) assim o exigia.

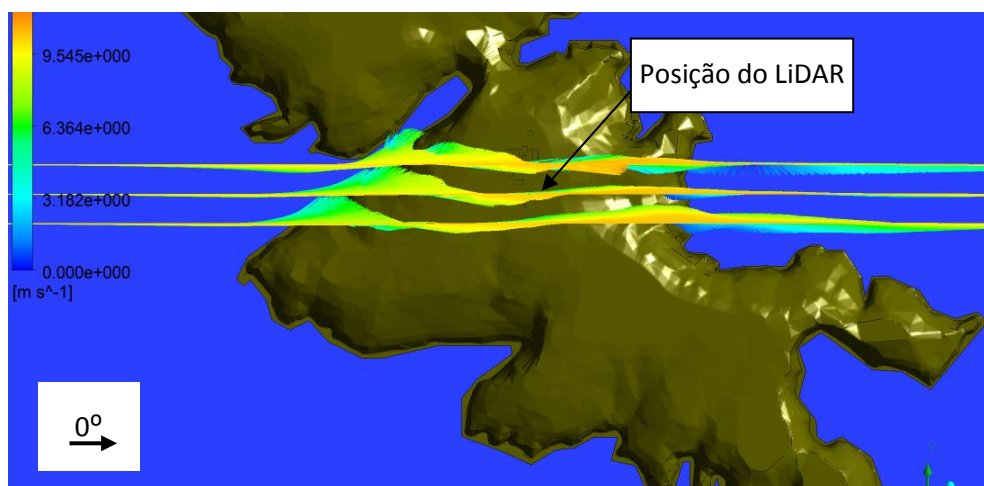
**Tabela G-1** - Domínio de cálculo computacional previsto inicialmente e, domínio modificado e utilizado no trabalho.

Domínio	Largura	Altura	Comprimento	B.R. máximo
Inicial	$W + 2 \times 7H$ (2690 m)	$8H$ (680 m)	$10H + W + 15H$ (3625 m)	6,2 %
Modificado	$W + 2 \times 10H$ (3200 m)	$11H$ (850 m)	$12H + W + 18H$ (4050 m)	4,1 %

#### H. Imagens CFD do comportamento do escoamento relativas aos efeitos de aceleração e desvios direcionais sobre a ilha na posição do LiDAR para $\alpha = 0,065$



**Figura H.1** - Setor  $0^\circ$ : Efeitos de aceleração no escoamento sobre a ilha Berlenga ( $U_{ref}$  9 m/s,  $\alpha = 0,065$ ).



**Figura H.2** - Setor  $0^\circ$ : vetores do desvio direcional  $V$  (linha de vetores central - LiDAR; laterais - paralelas a 50 m em  $y$ ).

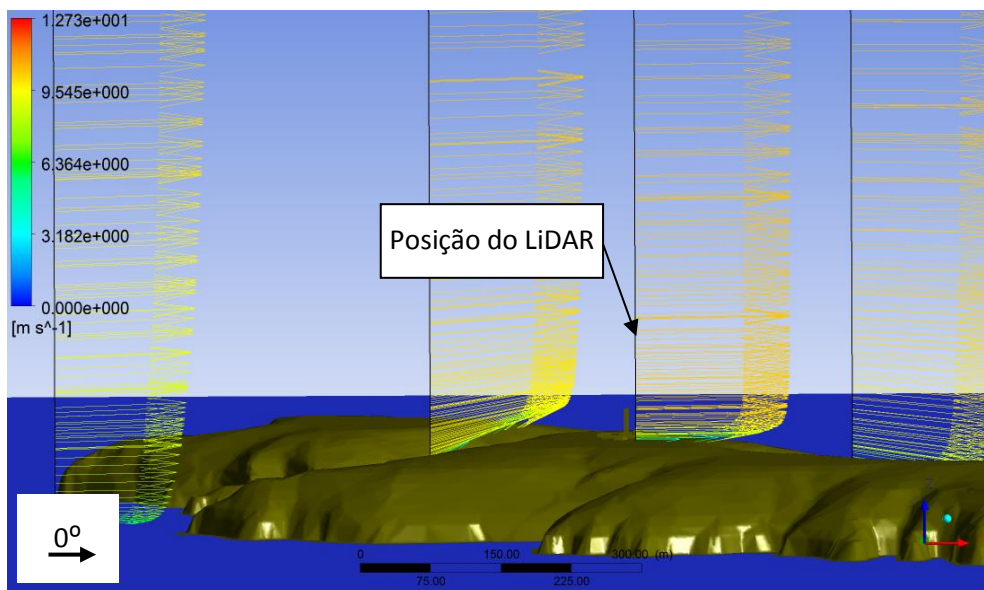


Figura H.3 - Setor 0°: vetores do desvio vertical W

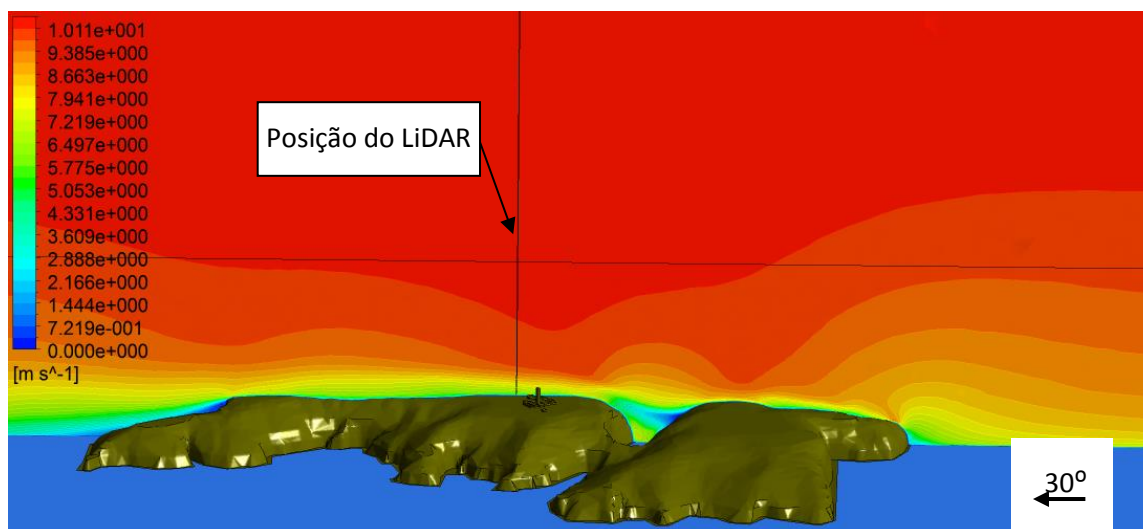


Figura H.4 - Setor 30°: Efeitos de aceleração no escoamento sobre a ilha Berlenga ( $U_{ref.} 9 \text{ m/s}$ ,  $\alpha = 0,065$ ).

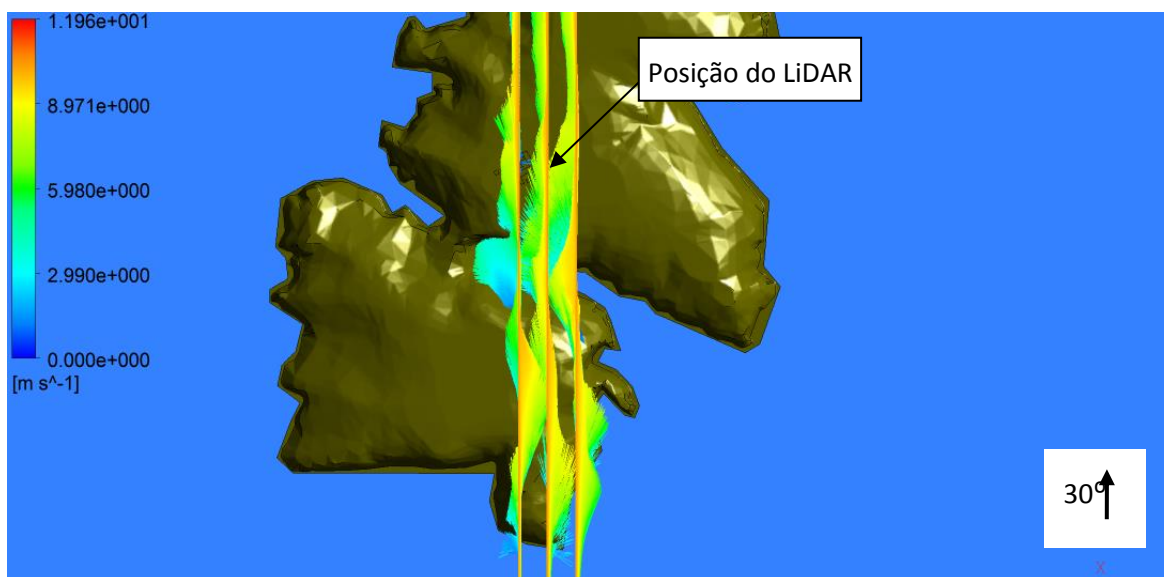


Figura H.5 - Setor 30°: vetores do desvio direcional V (linha de vetores central - LiDAR; laterais - paralelas a 50 m em y)

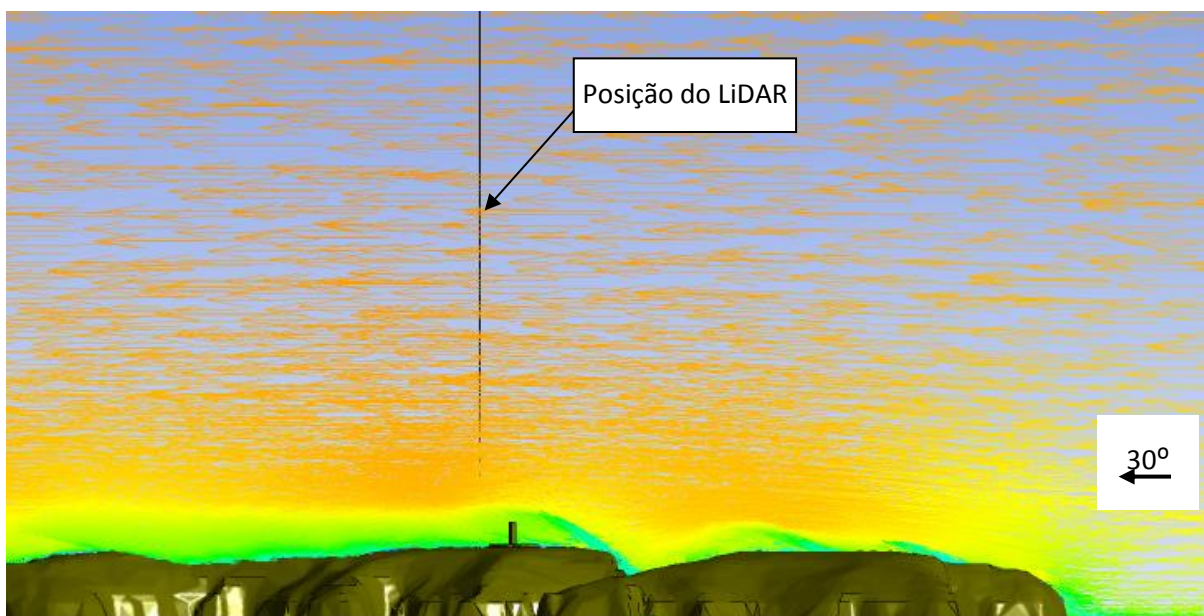


Figura H.6 - Setor 30°: vetores do desvio vertical W

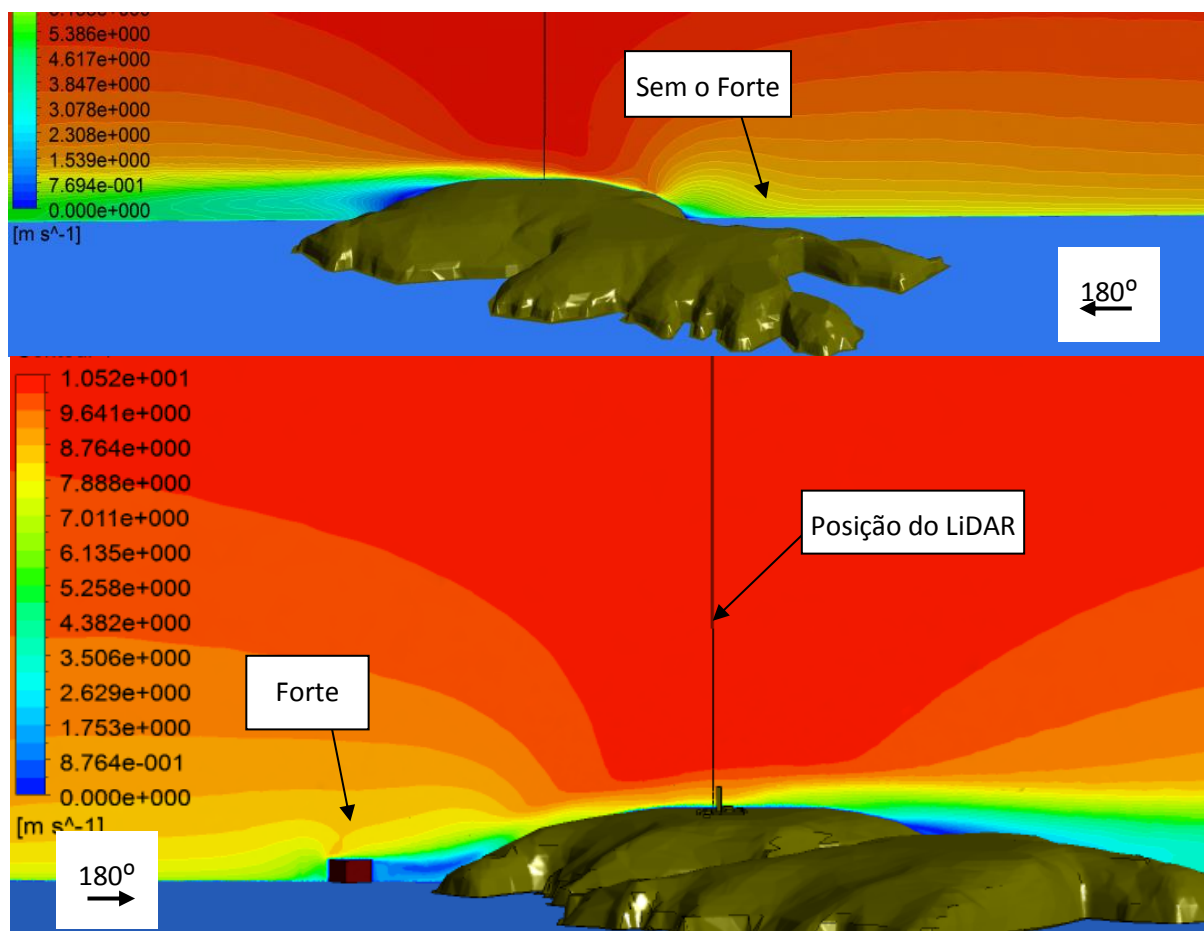


Figura H.7 - Setor 180°: Efeitos de aceleração no escoamento sobre a ilha Berlenga, com/sem o forte de 25 m de altura ( $U_{ref.} 9 \text{ m/s}$ ,  $\alpha = 0,065$ ).

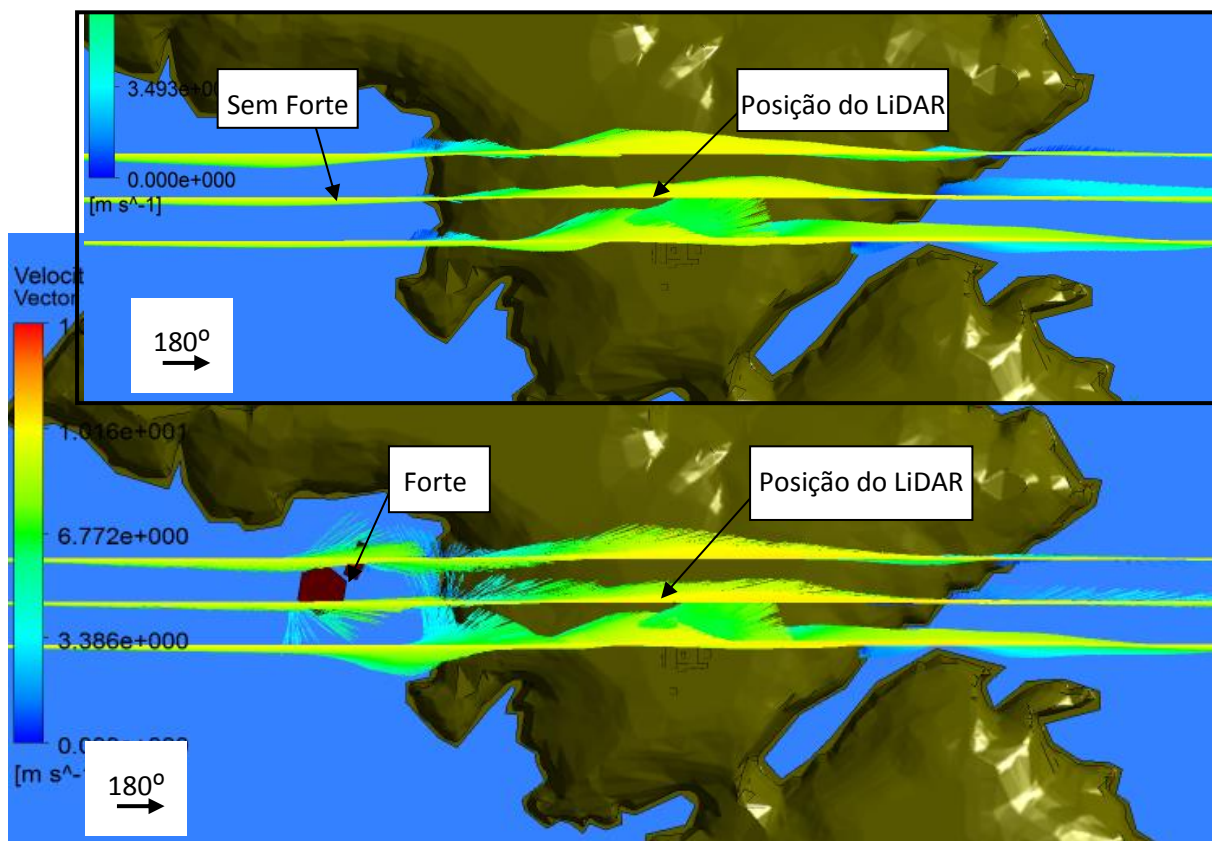


Figura H.8 - Setor 180°: vetores do desvio direcional V (linha vetores central - LiDAR; laterais - paralelas a 50 m em y)

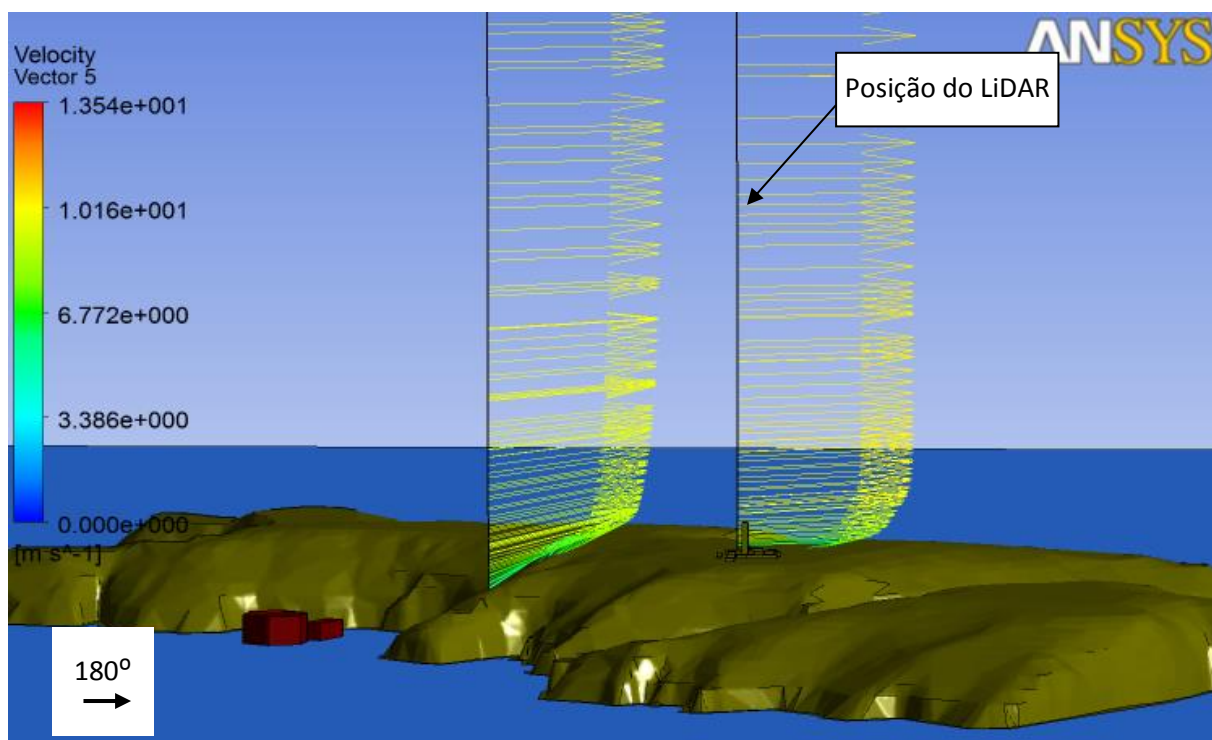


Figura H.9 - Setor 180°: vetores do desvio vertical W

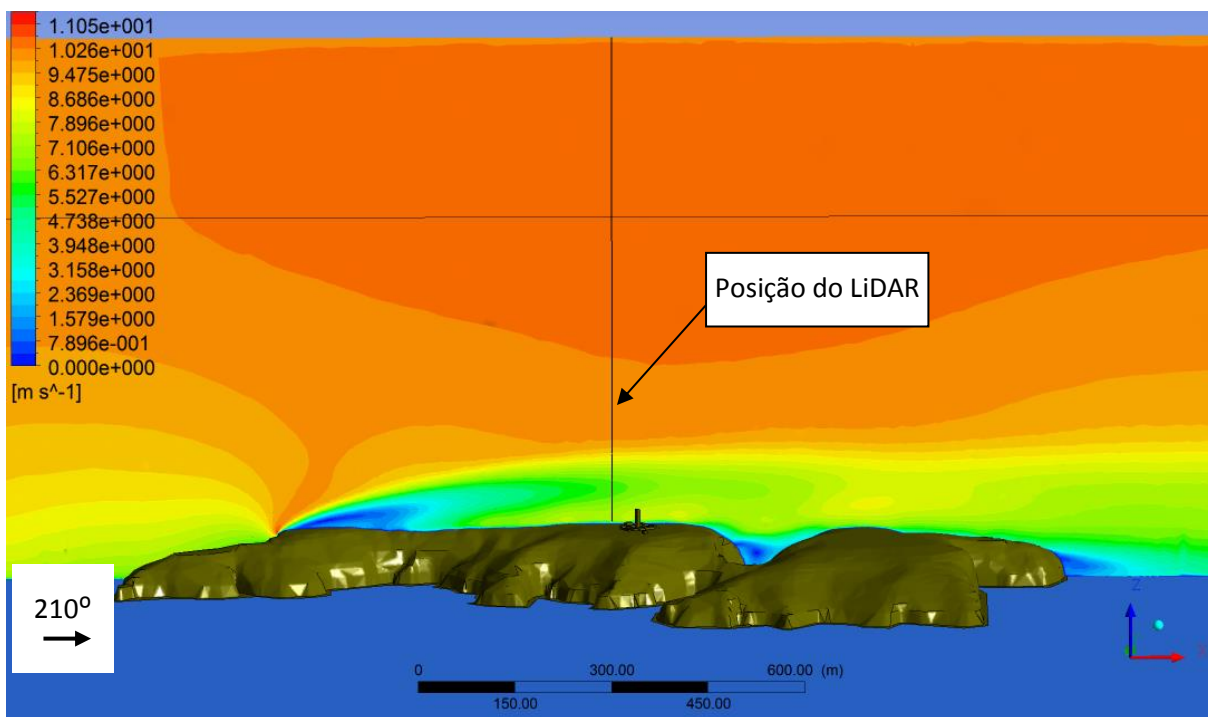


Figura H.10 - Setor 210°: Efeitos de aceleração no escoamento sobre a ilha Berlenga.

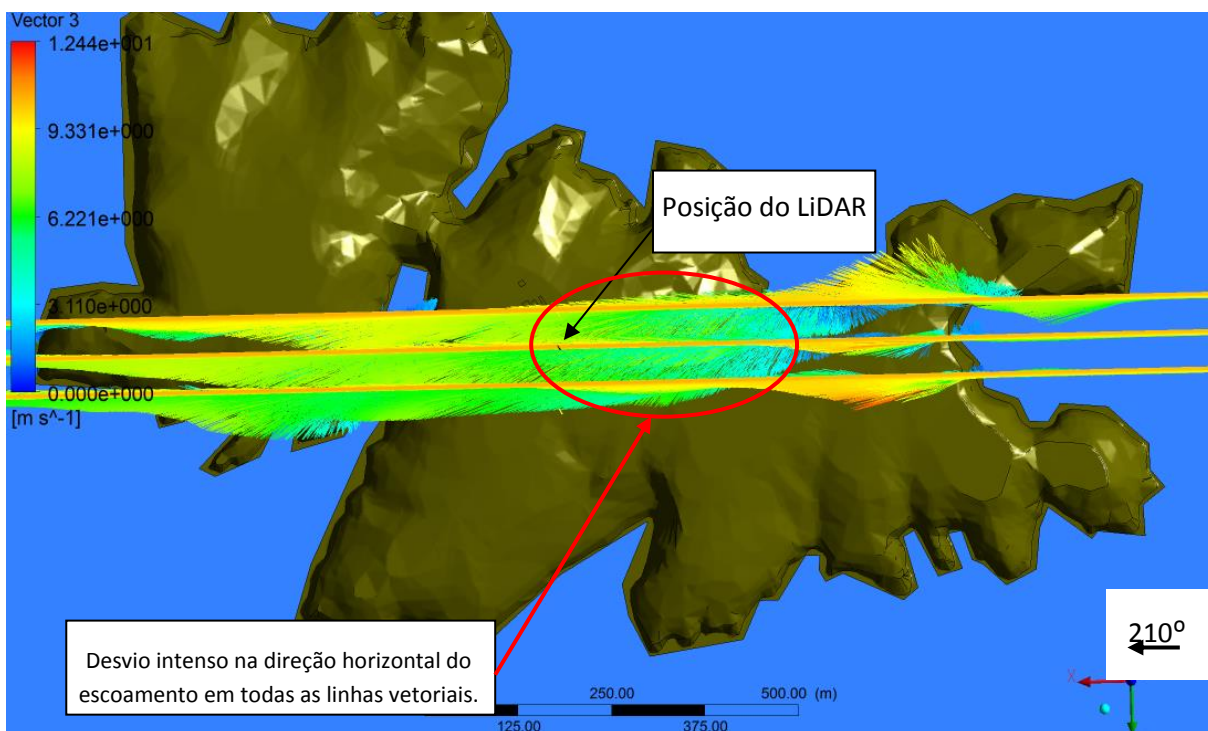


Figura H.11 - Setor 210°: vetores do desvio direcional V (linha vetores central - LiDAR; laterais - paralelas a 50 m em y)

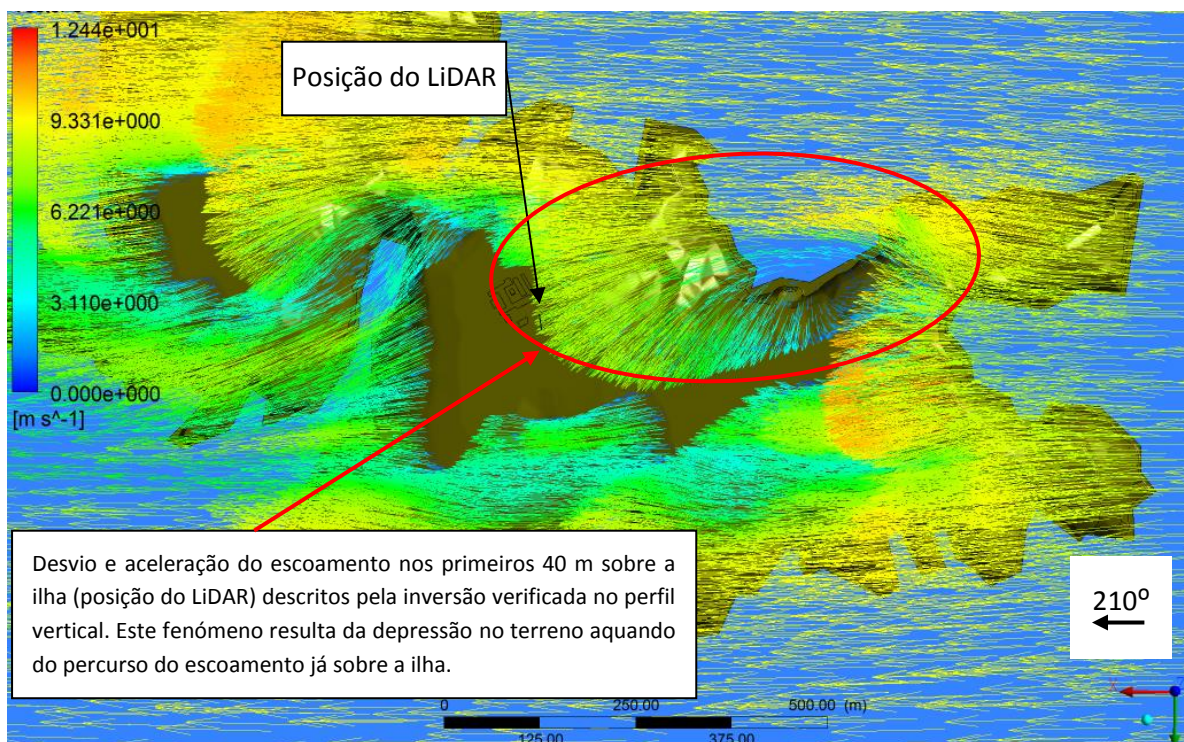


Figura H.12 - Setor 210°: vetores do escoamento no plano horizontal a 80 m sobre o mar.

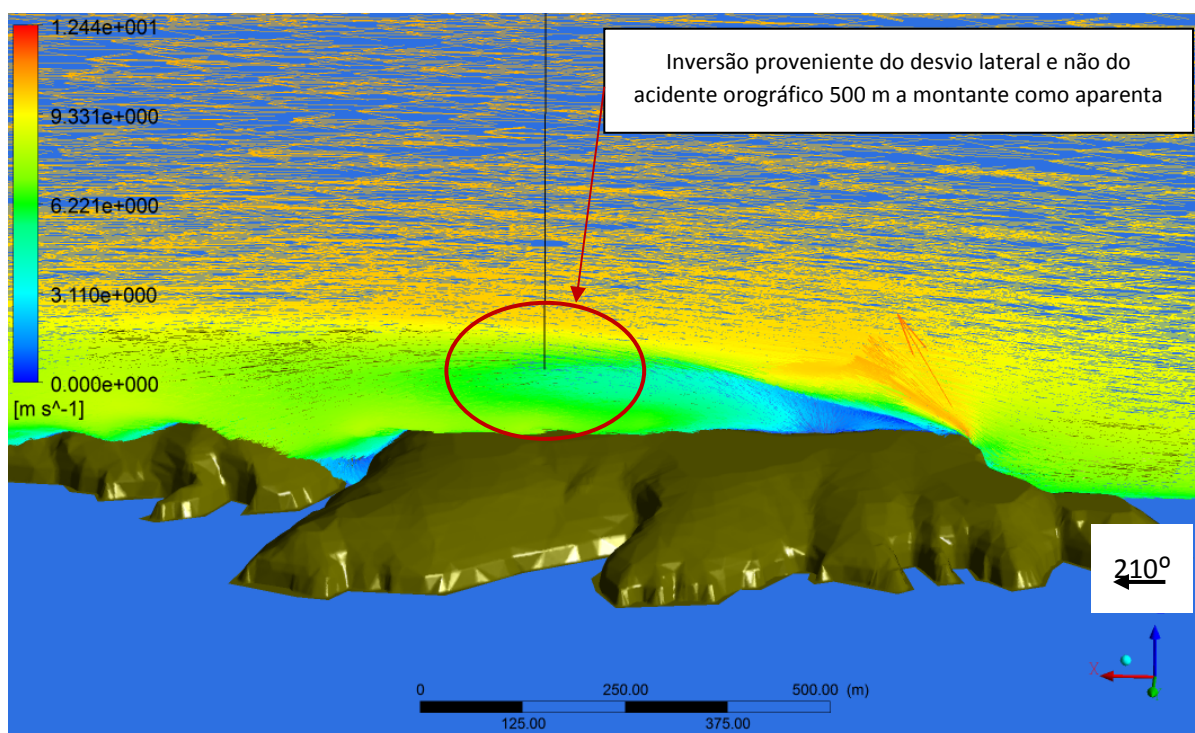


Figura H.13 - Setor 210°: vetores do desvio vertical W

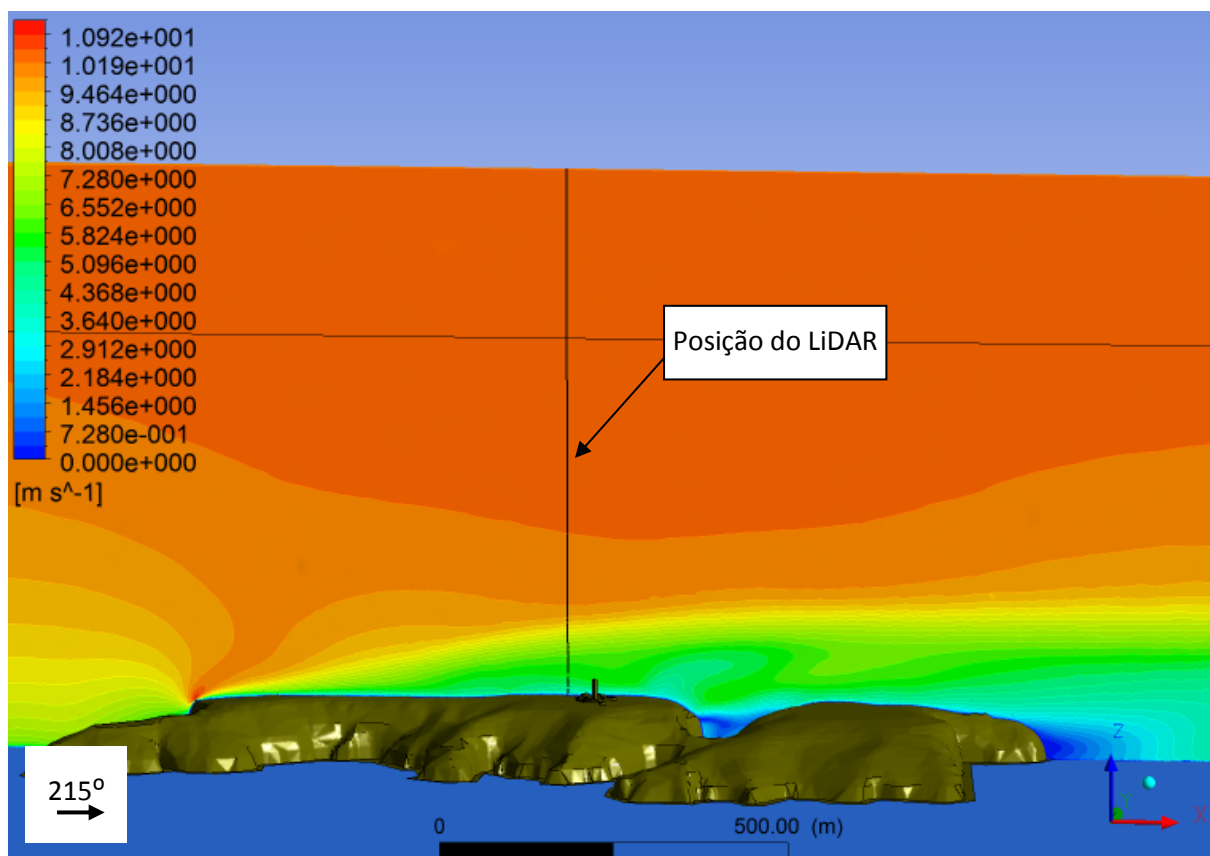


Figura H.14 - Setor 215°: Efeitos de aceleração no escoamento sobre a ilha Berlenga ( $U_{ref.}$  9 m/s,  $\alpha = 0,065$ ).

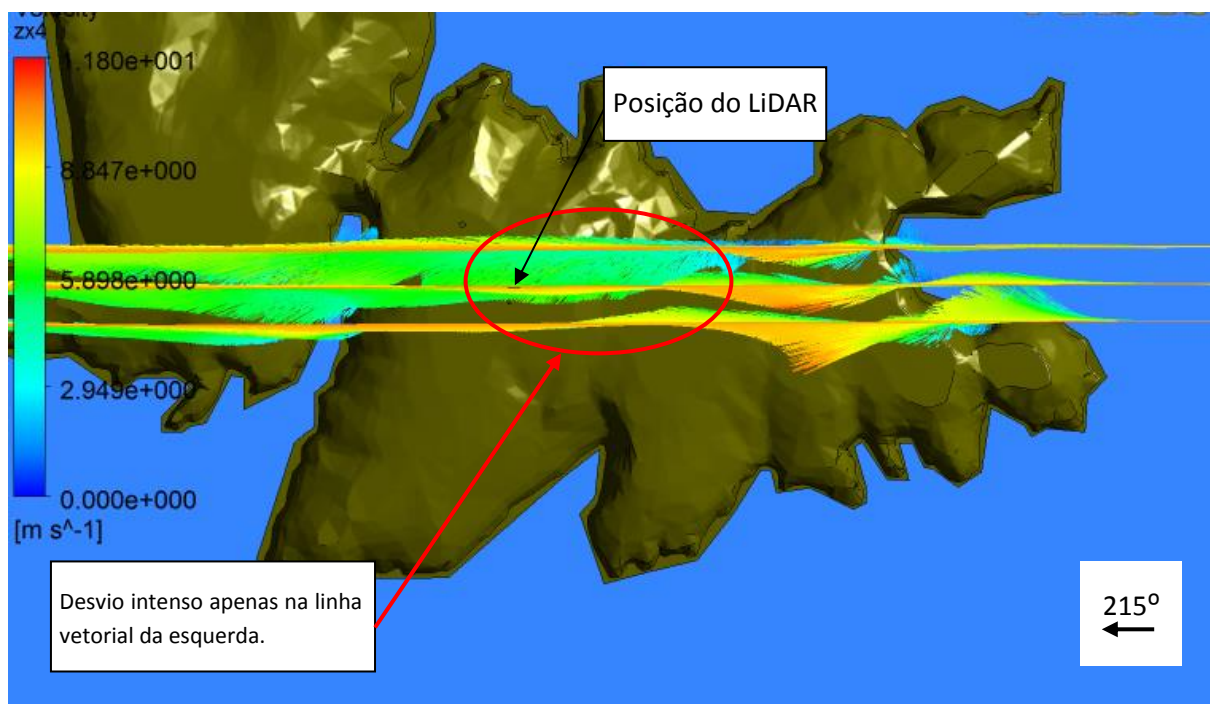


Figura H.15 - Setor 215°: vetores do desvio direcional V (linha vetores central - LiDAR; laterais - paralelas a 50 m em y)

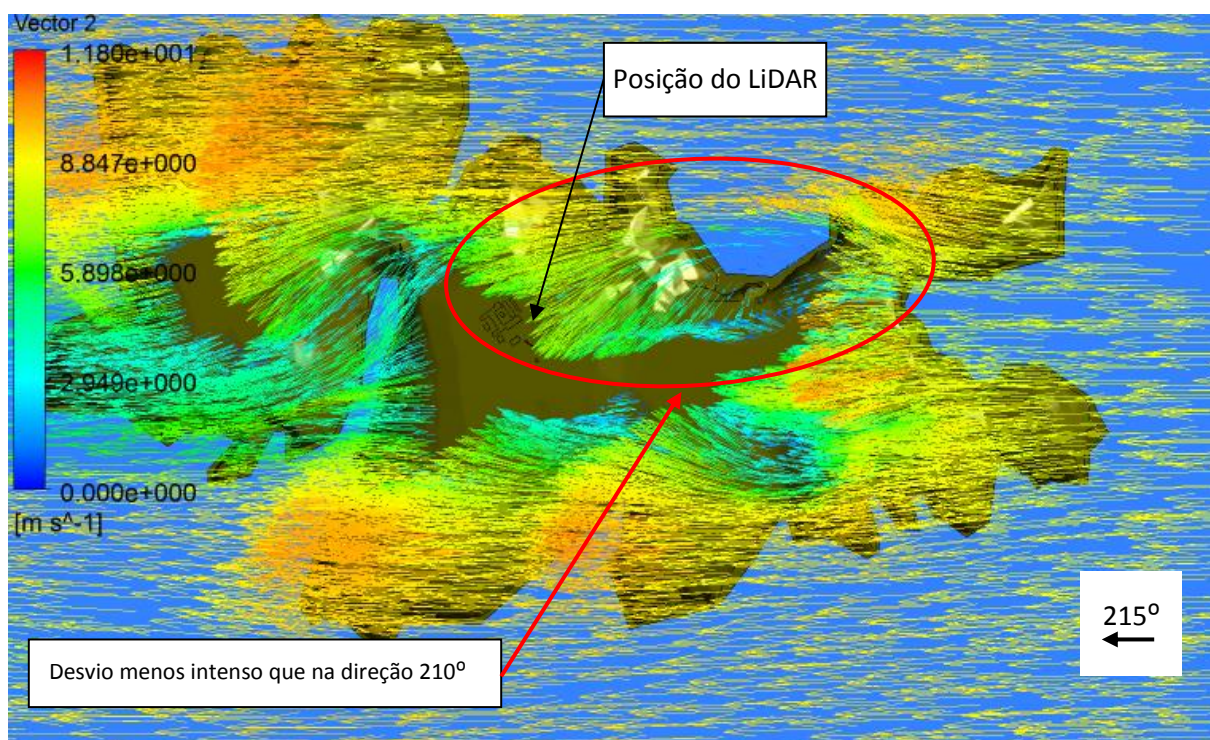


Figura H.16 - Setor 215°: vetores do escoamento no plano horizontal a 80 m sobre o mar.

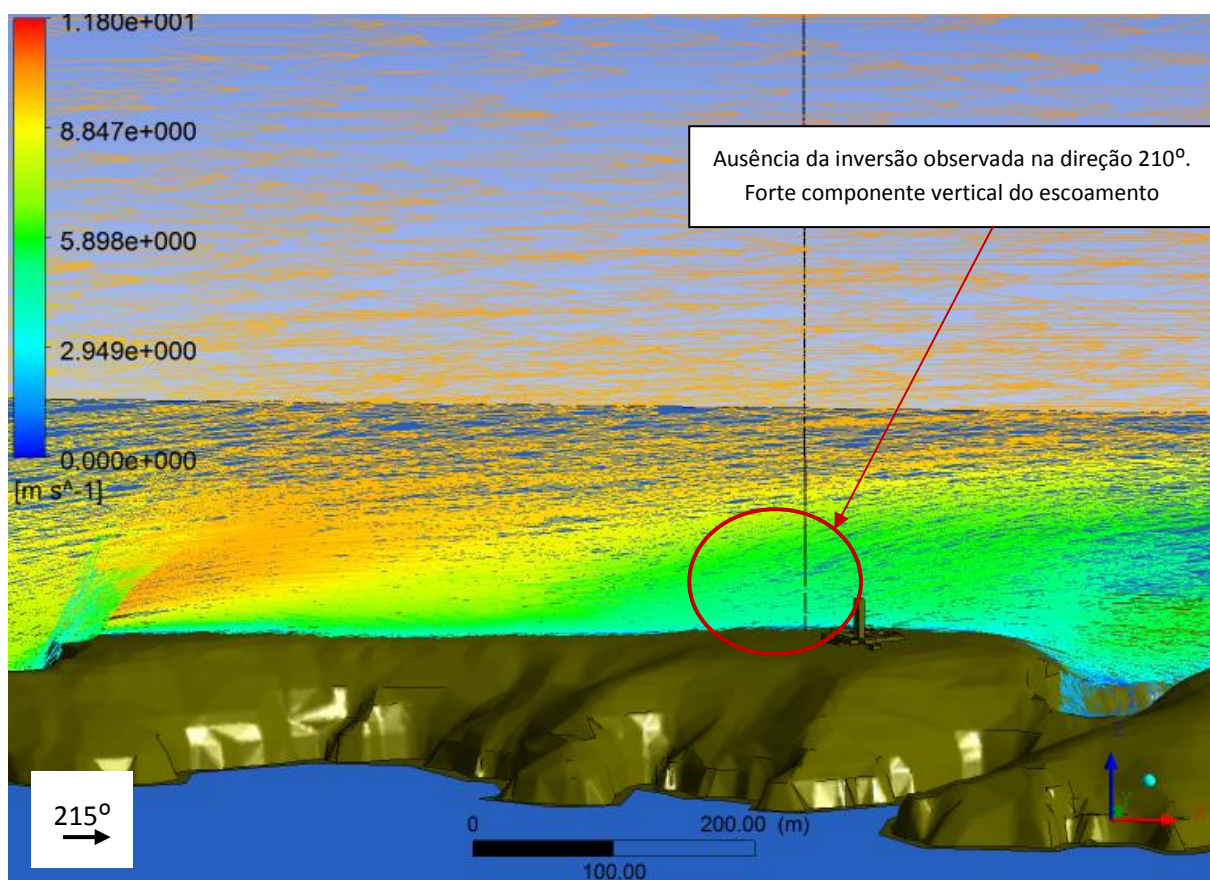


Figura H.17 - Setor 215°: vetores do desvio vertical W.

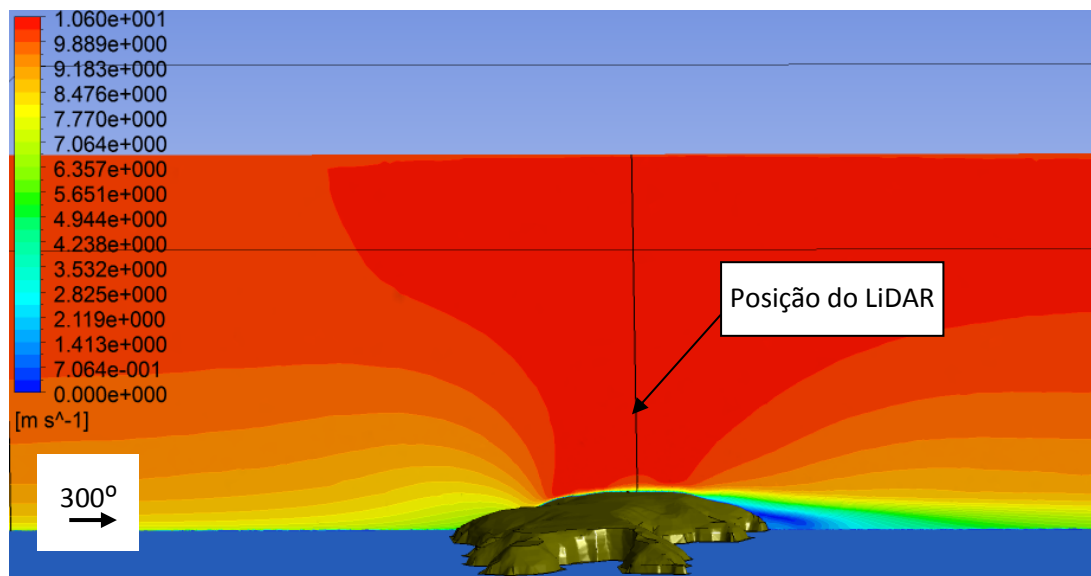


Figura H.18 - Setor 300°: Efeitos de aceleração no escoamento sobre a ilha Berlenga ( $U_{ref.} 9 \text{ m/s}$ ,  $\alpha = 0,065$ ).

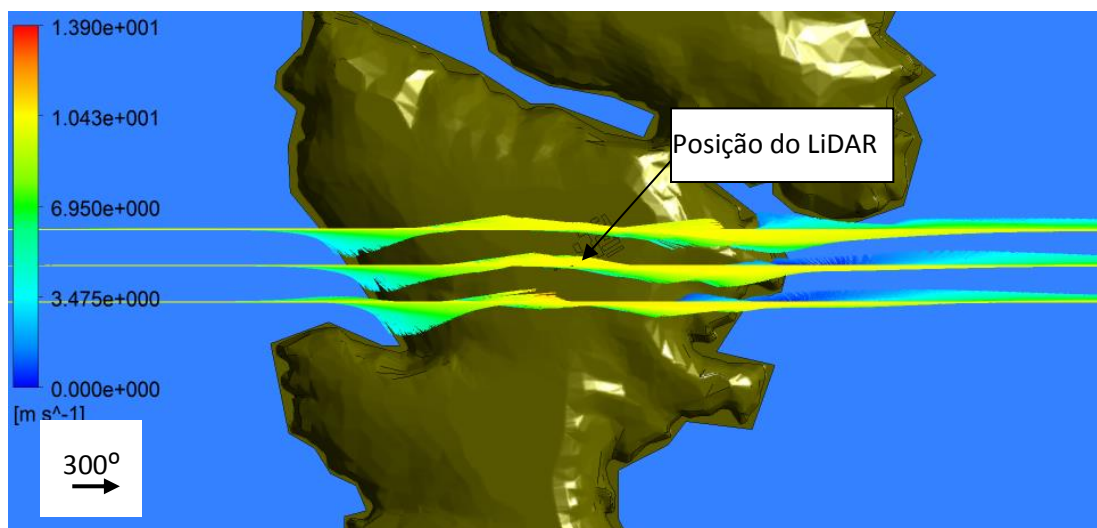


Figura H.19 - Setor 300°: vetores do desvio direcional V (linha vetores central - LiDAR; laterais - paralelas a 50 m em y).

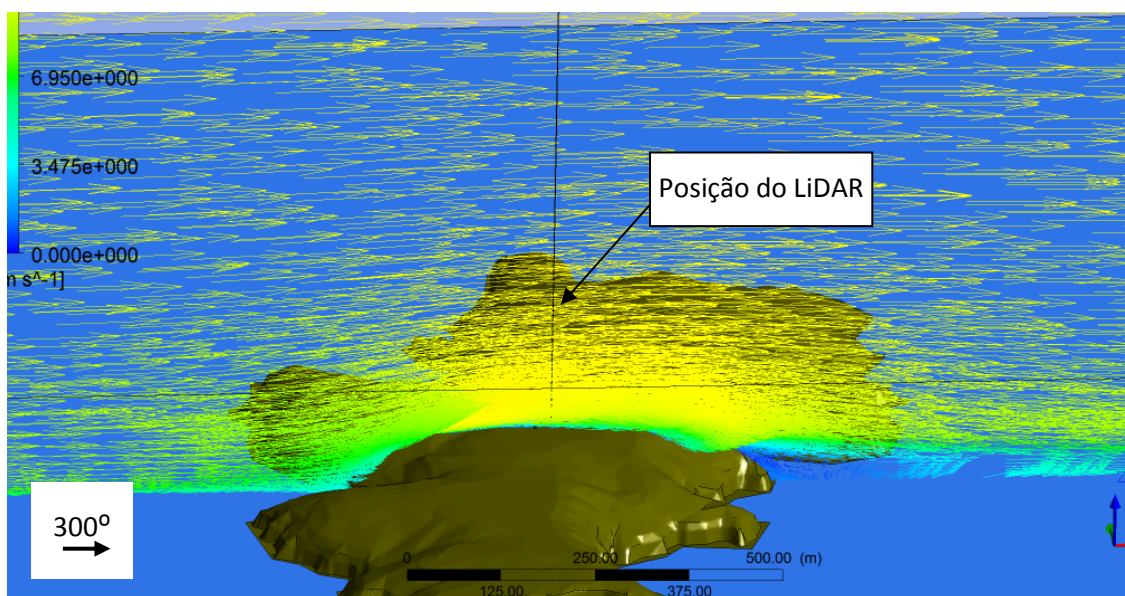


Figura H.20 - Setor 300°: vetores do desvio vertical W.

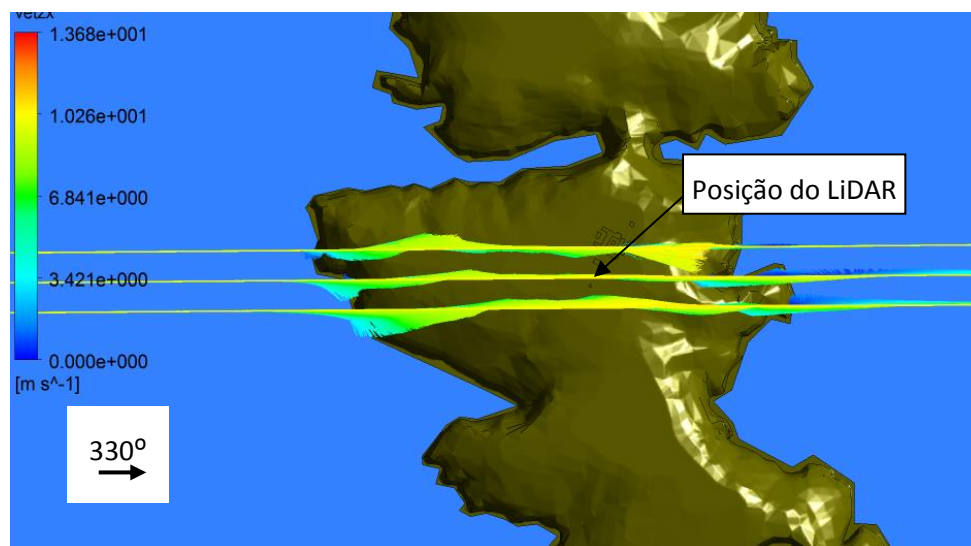
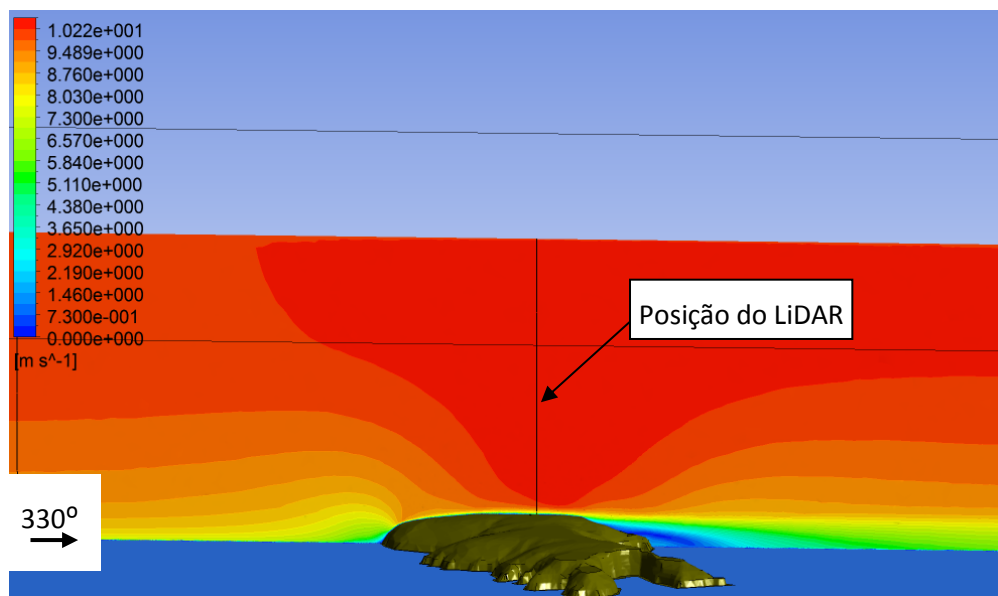


Figura H.22 - Setor 330°: vetores do desvio direcional V (linha vetores central - LiDAR; laterais - paralelas a 50 m em y)

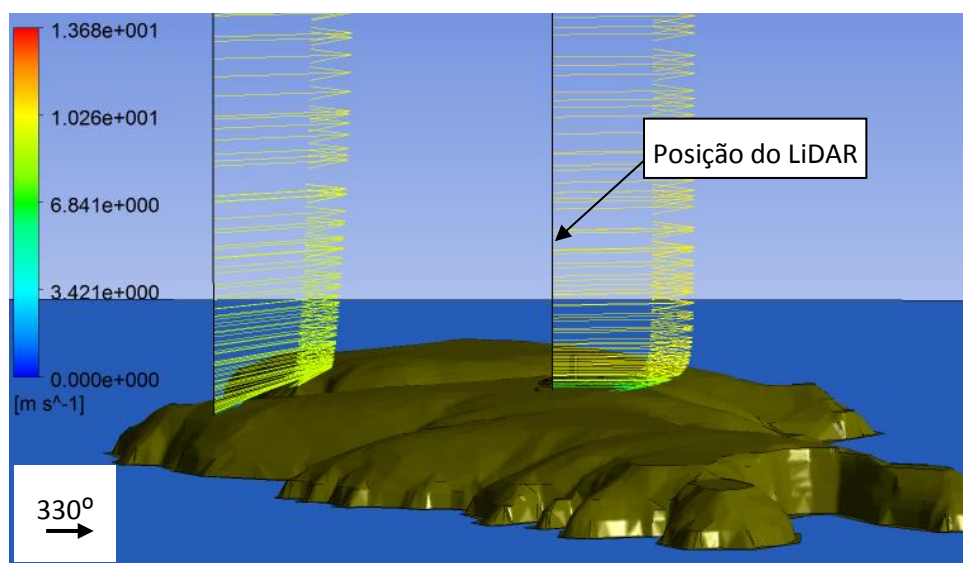


Figura H.23 - Setor 330°: vetores do desvio vertical W.

**I. Resultados obtidos no caso de estudo  $\alpha$  de 0,165**

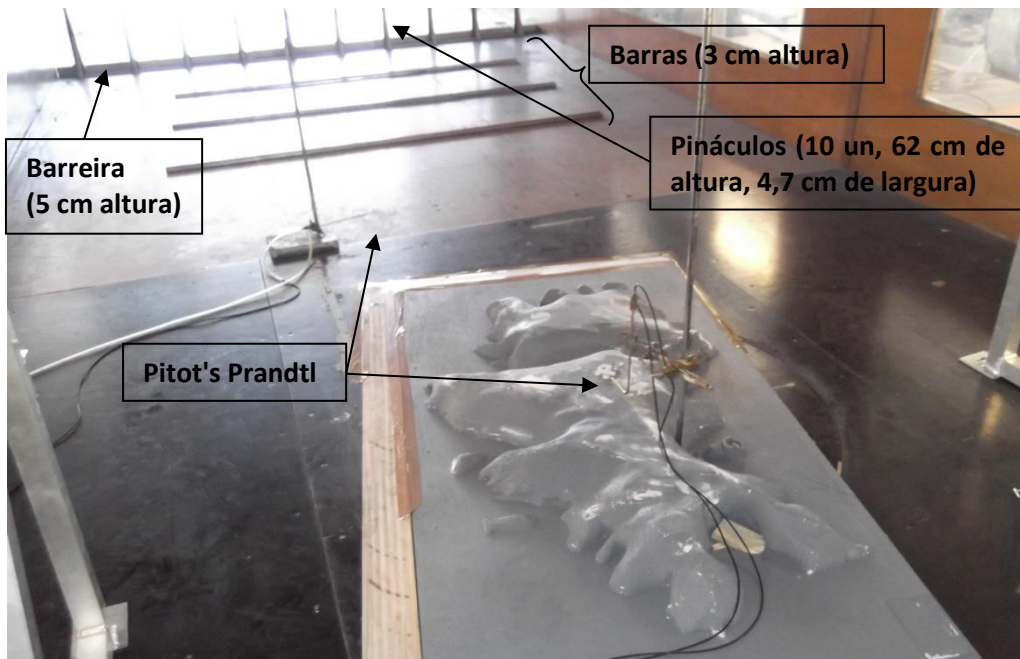


Figura I.1 - Atividade experimental para o caso de estudo  $\alpha = 0,165$ .

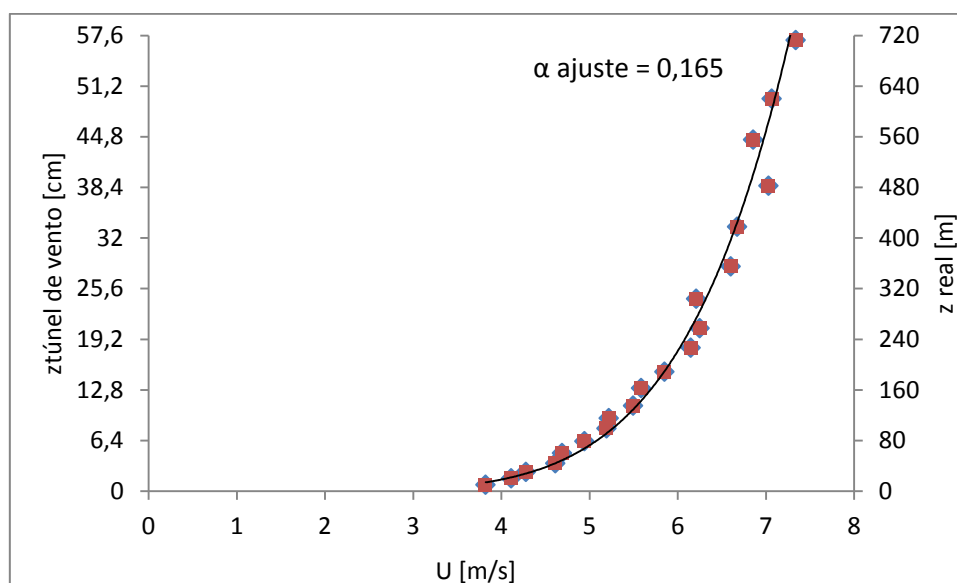


Figura I.2 - Perfil da CLA obtida no túnel de vento a 3,15 m a jusante dos pináculos.

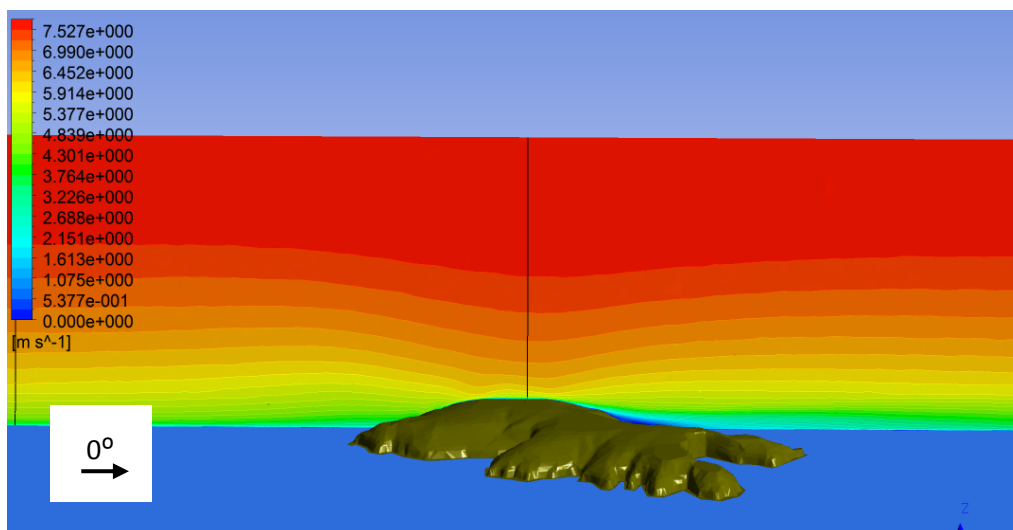


Figura I.3 - Setor 0°: Efeito de concentração do escoamento sobre a ilha Berlenga ( $U_{ref.} = 5,5$  m/s,  $\alpha = 0,165$ ).

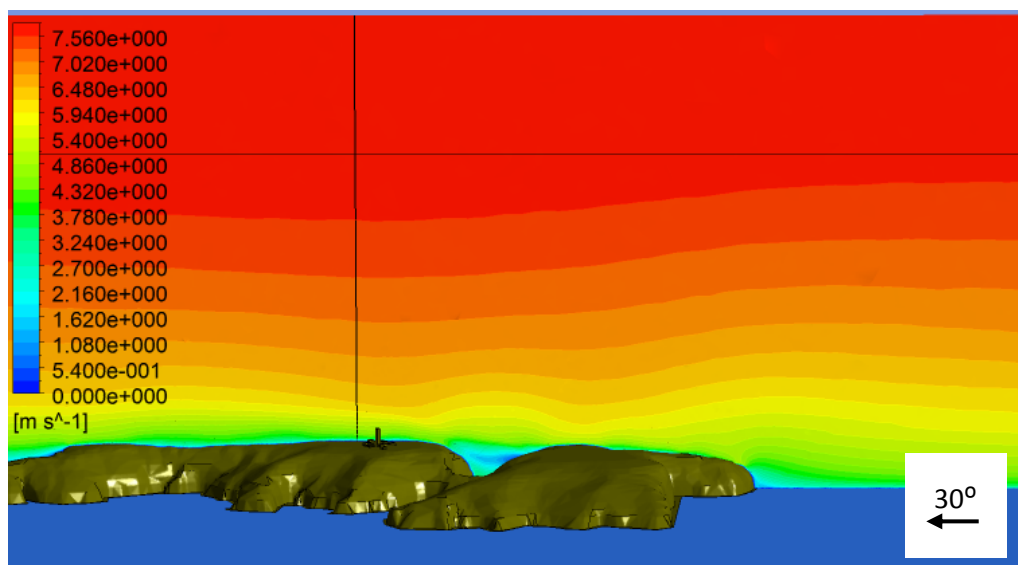


Figura I.4 - Setor 30°: Efeito de concentração do escoamento sobre a ilha Berlenga ( $U_{ref.} = 5,5$  m/s,  $\alpha = 0,165$ ).

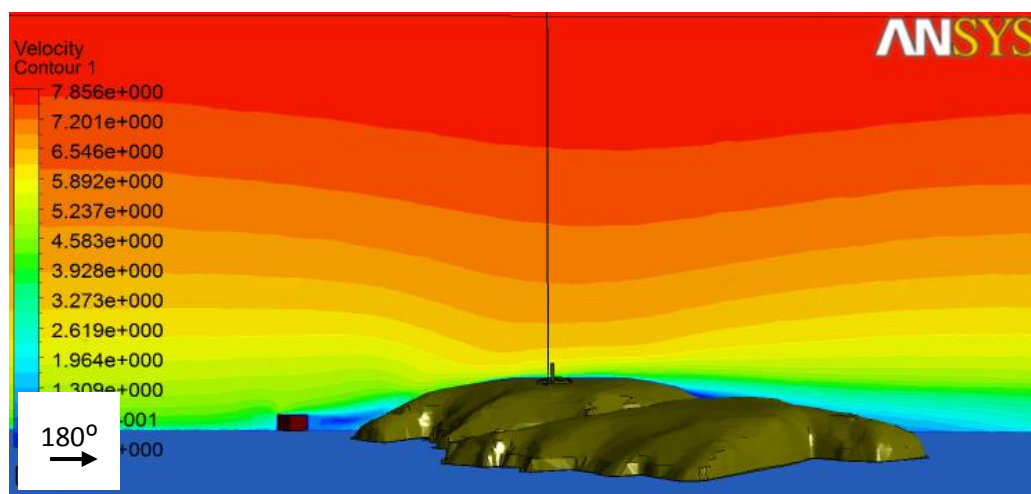


Figura I.5 - Setor 180°: Efeito de concentração do escoamento sobre a ilha Berlenga ( $U_{ref.} = 5,5$  m/s,  $\alpha = 0,165$ ).

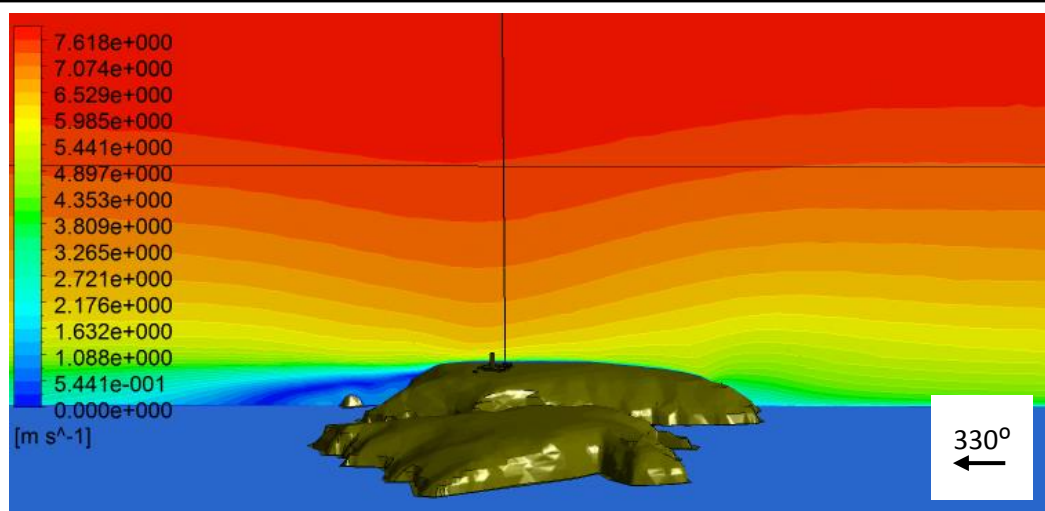


Figura I.6 - Setor 330°: Efeito de concentração do escoamento sobre a ilha Berlenga ( $U_{ref} = 5,5 \text{ m/s}$ ,  $\alpha = 0,165$ ).

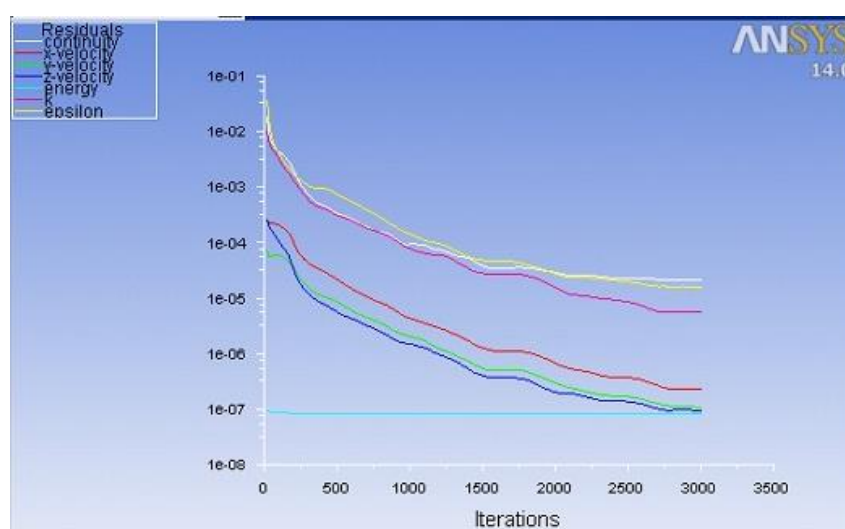


Figura I.7 - Exemplo de uma escala de resíduos (setor 0° para  $\alpha = 0,165$ ).

### J. Notas relativas à simulação no programa Fluent

Da conferência Ibérica da Ansys em Lisboa (Ansys Convergence, 2013), resultaram algumas recomendações para a simulação de escoamentos atmosféricos, proferidas pelo Engenheiro Pedro Afonso, responsável pelo suporte técnico da Ansys. As recomendações resultam da abordagem ao presente caso de estudo e não implicam que o procedimento descrito e efetuado ao longo deste trabalho seja incorreto, mas apenas que pode e deve ser melhorado. Nesse contexto, deixam-se então as recomendações que daí resultaram:

- Foi recomendado modelar-se a turbulência com o modelo *stress transport* (SST)  $k-\omega$  porque tem vindo a verificar-se que apresenta melhores resultados, sobretudo na reprodução dos fenómenos de separação do escoamento;
- Por forma a eliminar dificuldades de convergência ou eventuais imprecisões devido à qualidade da assimetria das células da malha, foi recomendado convertê-las em poliedros diretamente no *Fluent* (Setup) no separador *Mesh – polyhedra – convert skewed cells*;

- Aquando do uso de malhas tetraédricas, ficou sugerido converter-se todo o domínio de cálculo em poliedros por forma a reduzir consideravelmente o número de células (em 50 % ou mais) e conseqüentemente o tempo de cálculo da solução, sem prejuízo da perda significativa da precisão dos resultados. O processo é efetuado diretamente no *Fluent* no separador *Mesh – polyhedra – convert all domain*.
- No método de solução para o acoplamento da pressão com a velocidade, foi sugerido usar-se o esquema *Coupled* simultaneamente com caixa *Pseudo Transient* ativada, embora o esquema mais comum utilizado na literatura, tal como neste caso de estudo, tem sido o *SIMPLE*.
- Nos critérios de convergência é comum monitorizar-se apenas a escala de resíduos, porém foi referido que pode não ser suficiente e deve considerar-se simultaneamente o balanço de massa.
- Quando se observa as figuras CFD após as simulações, foi sugerido que deve figurar simultaneamente a descrição da malha para que seja possível identificar eventuais incoerências devidas a esta.