

# o vento na engenharia estrutural

joaquim blessmann

Segunda Edição

  
**UFRGS**  
EDITORA

# **o vento na engenharia estrutural**



UNIVERSIDADE  
FEDERAL DO RIO  
GRANDE DO SUL

---

Reitor

**Carlos Alexandre Netto**

Vice-Reitor e Pró-Reitor  
de Coordenação Acadêmica

**Rui Vicente Oppermann**

---

**EDITORA DA UFRGS**

Diretora

**Sara Viola Rodrigues**

Conselho Editorial

**Alexandre Ricardo dos Santos**

**Carlos Alberto Steil**

**Lavinia Schüler Faccini**

**Mara Cristina de Matos Rodrigues**

**Maria do Rocio Fontoura Teixeira**

**Rejane Maria Ribeiro Teixeira**

**Rosa Nívea Pedroso**

**Sergio Antonio Carlos**

**Sergio Schneider**

**Susana Cardoso**

**Valéria N. Oliveira Monaretto**

**Sara Viola Rodrigues, presidente**

# o vento na engenharia estrutural

joaquim blessmann

© de Joaquim Blessmann

1ª edição: 1995

Direitos reservados desta edição:

Universidade Federal do Rio Grande do Sul

Capa: Carla M. Luzzatto

Editoração: Jaqueline Moura

### **Joaquim Blessmann**

Mestre e Doutor em Ciências pela Divisão de Engenharia Aeronáutica do Instituto Tecnológico da Aeronáutica. Professor Emérito da UFRGS.

---

B647v Blessmann, Joaquim

O Vento na Engenharia Estrutural / Joaquim Blessmann. – 2. ed. - Porto Alegre: Editora da UFRGS, 2013.

240 p.: il. ; 16 x 23 cm

Inclui figuras e tabelas.

Inclui referências e apêndice.

1. Engenharia civil. 2. Ventos – Velocidade Média. 3. Ventos – Perfil vertical – Velocidade média. 4. Ventos fortes. 5. Turbulência. 6. Turbulência – Escala. 7. Turbulência – Espectro. 8. Furacão Catarina. I. Título.

CDU 624.042.4

---

CIP-Brasil. Dados Internacionais de Catalogação na Publicação.  
(Jaqueline Trombin – Bibliotecária responsável CRB10/979)

ISBN 978-85-386-0204-0

# Sumário

## Primeira parte – Velocidade Média

<b>1. Conceitos básicos</b>	11
1.1 Aquecimento e movimento do ar	11
1.2 Estabilidade da atmosfera	18
1.3 Massas de ar e frentes	19
1.4 Ciclones e anticiclones	21
<b>2. Ventos fortes</b>	23
2.1 Considerações gerais	23
2.2 Tipos de vento	26
2.2.1 Ciclones extratropicais	26
2.2.2 Ciclones tropicais	27
2.2.3 Tormentas elétricas	34
2.2.4 Explosões descendentes ( <i>Downburst</i> )	36
2.2.5 Tornados	39
2.2.6 Tornado ou microexplosão?	46
2.2.7 Aviões e microexplosões	47
2.2.8 Linhas de tormenta	49
2.2.9 Ventos regionais	50
<b>3. Perfil vertical da velocidade média</b>	51
3.1 Intervalo de tempo	51
3.2 Parâmetros de rugosidade	56
3.2.1 Introdução	56
3.2.2 Velocidade de fricção ( $u^*$ )	57
3.2.3 Coeficiente de arrasto superficial ( $C_{as}$ )	60

3.2.4 Comprimento de rugosidade ( $z_0$ ) e lei logarítmica	61
3.2.5 Deslocamento do plano zero ( $z_d$ )	63
3.2.6 Lei potencial	64
3.2.7 Valores dos parâmetros $z_0$ , $c_{as}$ , $p$ e $z_g$	65
3.3 Terreno de rugosidade uniforme	74
3.3.1. Categorias de rugosidade	74
3.3.2 Lei geral das velocidades médias	75
3.3.3 Fator de rajada	80
3.3.4 Fator $S_2$	84
3.3.5 Exemplos	86
3.4 Alteração na rugosidade do terreno	92
3.4.1 Considerações gerais	92
3.4.2 Expressões matemáticas	93
3.4.3 Exemplos	98
3.5 Morros e taludes	99
3.5.1 Considerações gerais	99
3.5.2 Medidas ao vento natural	100
3.5.3 Recomendações CECM	101
3.5.4 Anteprojeto de Norma ISO,1990	103
3.6 Norma brasileira	107
3.7 Referências	120

## Segunda parte – Turbulência

<b>4. Intensidade da turbulência</b>	<b>127</b>
4.1 Turbulência	127
4.2 Parâmetros estatísticos	130
4.3 Propriedades da turbulência	132
4.4 Distribuição de probabilidade	132
4.5 Intensidade da turbulência	133
4.5.1 Fórmula de Harris-Davenport	134
4.5.2 Variação de $\sigma_1$ com a altura	139
4.5.3 Componentes da turbulência	140

<b>5. Escala da Turbulência</b>	143
5.1 Correlação	143
5.1.1 Introdução	143
5.1.2 Função de autocorrelação (correlação temporal)	143
5.1.3 Função de correlação cruzada (correlação espacial)	146
5.2 Escalas da turbulência	150
5.2.1 Introdução	150
5.2.2 Escala temporal da turbulência	150
5.2.3 Escalas espaciais da turbulência	151
5.2.4 Hipótese de Taylor	153
5.2.5 Escala longitudinal	155
5.2.6 Escalas lateral e vertical	159
<b>6. Espectro da turbulência</b>	173
6.1 Introdução	173
6.2 Espectro de potência – conceituação física	174
6.3 Espectro de potência – conceituação matemática	178
6.4 Espectro da componente longitudinal da turbulência na macrometeorologia	181
6.5 Espectro da componente longitudinal da turbulência na micrometeorologia	183
6.5.1 Espectro de Davenport	183
6.5.2 Espectro de Harris	185
6.5.3 Espectro de von Kármán	186
6.5.4 Espectro de Kaimal e outros	187
6.5.5 Resumo	188
6.5.6 Curvas dos espectros	188
6.6 Espectros das componentes lateral e vertical da turbulência na micrometeorologia	194
6.6.1 Espectros de Kármán	194
6.6.2 Espectros de Kaimal	194
6.6.3 Espectros de ESDU	195
6.7 Referências	195

## Apêndice 1 – O Furacão Catarina

<b>1. O alerta</b>	203
<b>2. O furacão Catarina</b>	206
<b>3. Acidentes causados pelo Catarina</b>	214
<b>4. O reconhecimento</b>	221
<b>5. O quase furacão Anita</b>	222
<b>6. Referências</b>	224

## Apêndice 2 – Lei potencial ou logarítmica?

Referências	232
-------------	-----

Primeira parte

# Velocidade Média



## Capítulo 1

# Conceitos básicos

### 1.1 Aquecimento e movimento do ar

a) O movimento do ar sobre a superfície terrestre (vento) tem como causa imediata principal as diferenças na pressão atmosférica, causadas pela energia proveniente do Sol, e que origina variações na temperatura do ar. Em uma certa região a parte do ar mais aquecida sobe, por ter sua pressão diminuída, sendo substituída por ar das vizinhanças, onde a pressão é maior.

A energia do Sol atinge a Terra sob a forma de ondas eletromagnéticas (radiação solar) de variados comprimentos de onda (caloríficas, luminosas, etc). A maior parte dessa energia não é calorífica, transformando-se, entretanto, em calor ao ser absorvida pela superfície terrestre (solo, rochas, água, neve, florestas, plantações, etc). Uma outra parcela é absorvida diretamente pela atmosfera ou refletida para o espaço exterior, dependendo das condições de poluição, umidade e cobertura por nuvens. Entretanto, a maior parte do aquecimento da atmosfera deve-se ao calor irradiado pela Terra.

Do total de energia solar recebida pela Terra aproximadamente 42 % é refletida pela atmosfera (ar, nuvens, pó) e pela crosta terrestre, principalmente pelas partes cobertas por gelo e neve. Os 58 % restantes são absorvidos pela atmosfera (vapor d'água, nuvens, ozônio, partículas de aerossol absorvem 15 %) e pela crosta, com 43 %, provocando seu aquecimento. A crosta, uma vez aquecida, irradia esse calor em comprimentos de onda muito maiores (da ordem de  $10 \mu\text{m}$ ) que os da irradiação incidente, provinda do Sol.

Absorção e irradiação dependem das características do solo. Por exemplo, a absorção da energia solar é de cerca de 25 % para a neve, 80 a 90 % para campos gramados, 95 % para florestas densas, 75 %

para areia seca, 75 a 95 % para terreno arado e 60 a 90 % para água (dependendo do ângulo de incidência dos raios solares).

Além do aquecimento desigual da superfície terrestre, também influi muito na circulação atmosférica o fato de a Terra ter o movimento de rotação em torno de seu eixo.

Os principais fatores que influem na circulação atmosférica são:

- Aquecimento desigual da superfície pela rotação da Terra.
- Influência direta da rotação da Terra sobre o movimento global da atmosfera.
- Aquecimento desigual pelas diferenças de latitude. As regiões equatoriais absorvem a maior parte da radiação solar e as polares apenas uma pequena fração, pela incidência bem mais oblíqua dos raios solares.
- Aquecimento desigual pelo tipo de cobertura da superfície terrestre.

b) Nesse processo a atmosfera funciona à semelhança do vidro de uma estufa: a energia solar que a atmosfera deixa passar é absorvida pela superfície terrestre e irradiada por essa como calor (radiação infravermelha), a maior parte do qual é impedido de escapar da atmosfera. Esta compõe-se principalmente de oxigênio (21 %) e nitrogênio (78 %), que são bastante “transparentes” tanto à radiação provinda do Sol como à radiação infravermelha que a superfície terrestre emite quando aquecida. Entretanto, o vapor d’água (que aparece na atmosfera em quantidade muito variável no espaço e no tempo) e o dióxido de carbono (0,03 %) são bastante transparentes à radiação solar mas pouco ao infravermelho, mantendo assim a atmosfera aquecida por um processo semelhante ao de uma estufa (é o chamado *efeito estufa*).

c) O simples aquecimento do ar em uma certa região não causará imediatamente deslocamentos junto à superfície terrestre, pois a pressão aí não variou. A experiência ideal proposta por Humphreys e exposta por Simiu e Scanlan<sup>1</sup> é bastante elucidativa (Figura 1.1).

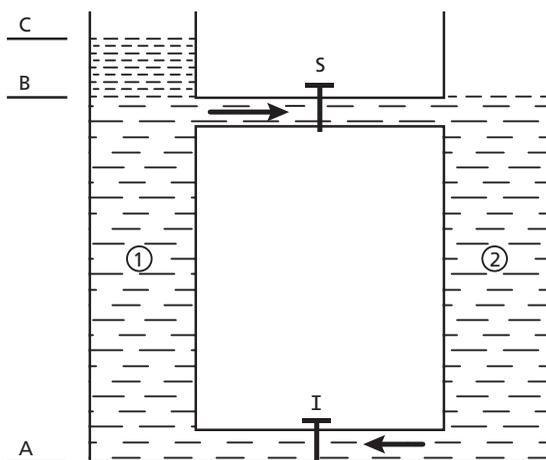


Figura 1.1 – Circulação atmosférica.

Consideremos os reservatórios 1 e 2 contendo um fluido de temperatura uniforme até o nível B, estando fechadas as torneiras dos tubos inferior (I) e superior (S). Se a temperatura no reservatório 1 é aumentada, o fluido nesse reservatório expande-se, diminuindo sua densidade e alcançando um nível mais alto, C. Entretanto, o peso total do fluido contido em 1 continua o mesmo; conseqüentemente, continuará a mesma pressão no nível A. Se a torneira do tubo 1 for aberta, não haverá escoamento entre 1 e 2, pois as pressões no nível A são iguais nos dois reservatórios. Entretanto, se for aberta a torneira do tubo S, haverá escoamento nesse tubo, causado pela diferença de pressão entre os níveis C e B do reservatório 1, com o fluido movimentando-se de 1 para 2. Com isso diminui o peso de fluido no nível A do reservatório 1 e aumenta no mesmo nível do reservatório 2. Abrindo agora a torneira I, estabelecer-se-á no tubo inferior um escoamento de 2 para 1. Forma-se assim uma circulação que continua enquanto for mantida a diferença de temperatura entre os reservatórios 1 e 2.

d) Assim, pois, variações locais (em uma gama bastante extensa de dimensões) na temperatura do ar pelo aquecimento diferenciado causam diferenças nas pressões, e essas originam o movimento do ar, que tende a ser deslocado de áreas de alta pressão para outras, de pressões mais baixas, com um movimento perpendicular às linhas isobáricas.

Esse movimento, principalmente para grandes massas de ar, é afetado pela rotação da Terra, que provoca dois efeitos. Um deles está

relacionado com a aceleração centrífuga (que se manifesta mesmo em massas de ar sem movimento) e pode ser desprezado, por seu pequeno valor. O outro efeito deve ser considerado e é ocasionado pela chamada aceleração de Coriólis. Ela se manifesta sempre que houver massas de ar em movimento em relação à Terra. A força correspondente a essa aceleração é denominada *força de Coriólis*. Ela age perpendicularmente à direção do movimento da partícula de ar em estudo, causando um desvio no movimento das partículas de ar, para um observador situado na Terra.

Ainda temos as forças de inércia causadas pelas trajetórias curvas das partículas de ar (força centrífuga).

e) Vejamos com mais detalhes a *força de Coriólis*.

Seja S um sistema fixo de referência (coordenadas x, y) e S' um sistema de referência que gira em torno de O com uma velocidade angular constante  $\omega$ . Seja P uma partícula de massa m que se move em S' (na Figura 1.2, em um plano perpendicular ao eixo OO') ao longo de uma trajetória T, com uma velocidade  $v'$ . Aplicando a segunda lei de Newton ( $F = m a$ ) chega-se à conclusão de que devem ser consideradas duas forças fictícias: uma força de inércia (centrífuga)  $F_i$  e a força de Coriólis  $F_c$ , dadas, respectivamente, por:

$$F_i = m \omega^2 r'$$

$$F_c = 2 m \omega v' \sin \varphi \quad (\varphi: \text{ângulo entre os vetores } \omega \text{ e } v')$$

A primeira delas atua na direção radial ( $r'$ ), no sentido que se afasta do centro de rotação O'. A segunda tem a direção e sentido definidos girando o vetor  $v'$  de  $90^\circ$  em sentido contrário ao da rotação  $\omega$ .

Para o caso da rotação da Terra pode ser escrito:

$$F_c = m f v'$$

sendo: m – massa da partícula de ar;

$v'$  – velocidade desta partícula para um sistema de referência fixo à Terra;

F – parâmetro de Coriólis:  $f = 2 \omega \sin \varphi$ ;

$\omega$  – velocidade angular da Terra;

$\varphi$  – latitude.

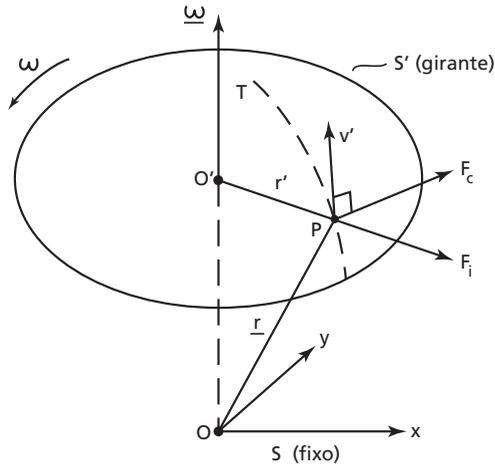


Figura 1.2 – Força de Coriolis.

Valores de  $f$  em função de  $\varphi$  são dados a seguir

$\varphi$	0°	10°	20°	30°	45°	60°	75°	90°
$10^{-4}f$ ( $s^{-1}$ )	0	0,2533	0,4988	0,7292	1,0313	1,2630	1,4087	1,4584

f) Estudemos o equilíbrio das forças acima comentadas em região suficientemente afastada da superfície terrestre, de modo que não haja interferência das forças de atrito (portanto, em uma região fora da camada limite atmosférica, na qual a rugosidade da superfície origina forças de atrito ponderáveis). Admitamos também que o estado de pressões se mantenha constante por um tempo suficiente para o estabelecimento de um vento em condições permanentes. Nesse caso o equilíbrio deverá ser estabelecido entre as forças acima citadas. Temos dois casos a considerar:

#### 1° – Isóbaras paralelas

Teremos equilíbrio entre a força de Coriolis e a força de pressão (respectivamente  $F_c$  e  $P$ ), ambas perpendiculares às isóbaras e de sentidos contrários. É o chamado *vento geostrófico*, paralelo às isóbaras. Essa afirmação merece maiores explicações, pois à primeira vista parece que a força causada pelo gradiente de pressão originará um vento perpendicular às isóbaras. Isso estaria correto se a força de pressão fosse a única força a ser considerada. Porém não podemos desprezar a força de

Coriolis, originada pelo movimento de rotação da Terra. A teoria sobre a aceleração de Coriolis mostra, como vimos, que a força correspondente é perpendicular, em cada ponto, ao vetor velocidade da partícula de ar. Admitamos que a partícula de ar esteja se movendo perpendicularmente às isóbaras, em um campo de isóbaras paralelas (Figura 1.3a). A força de Coriolis correspondente a essa partícula,  $F'_c$ , terá direção perpendicular à direção da força de pressão  $P$  (Figura 1.3b), e a força resultante será  $R'$ . Porém, para o movimento da partícula na direção  $R'$  a força de Coriolis  $F''_c$  será perpendicular a  $R'$ , causando uma nova força resultante  $R''$  (Figura 1.3c). E assim sucessivamente, até ser atingido um regime permanente, o que só acontecerá quando o movimento da partícula de ar se fizer na direção das isóbaras (Figura 1.3d). A velocidade do vento geostrófico fica definida pelo equilíbrio entre as forças de pressão e a força de Coriolis.

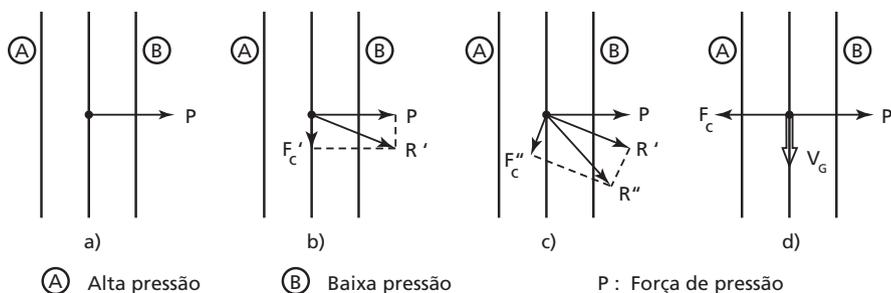


Figura 1.3 – Isóbaras paralelas. Vento geostrófico.

## 2º – Isóbaras curvas

Nesse caso o equilíbrio se fará entre a força de pressão, a força de Coriolis e a força de inércia ( $F_i$ ). O vento correspondente é denominado por *vento gradiente*, tangente às isóbaras. Em outras palavras, o gradiente de pressão causa uma força de pressão que é equilibrada por duas forças: uma ocasionada pela rotação da Terra (força de Coriolis) e a outra pela curvatura das trajetórias das partículas de ar (força centrífuga), conforme indica a Figura 1.4.

O vento gradiente confunde-se com o vento geostrófico se as isóbaras forem paralelas.

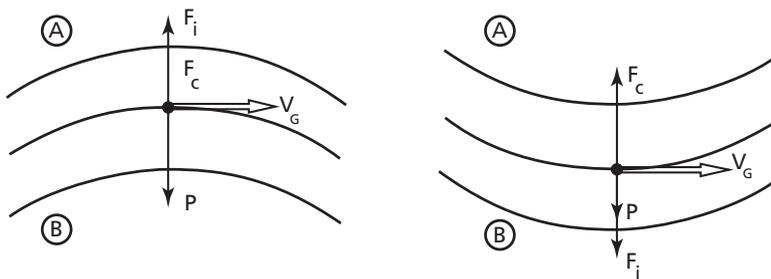


Figura 1.4 – Isóbaras curvas. Vento gradiente no hemisfério sul.

g) Denomina-se de *altura gradiente* a altura, medida a partir da superfície da Terra, na qual a velocidade do vento atinge a velocidade gradiente. Essa altura situa-se, em geral, entre 250 e 600 metros. Há indícios de que, em certos casos, pode chegar a alturas bem superiores.

Abaixo da altura gradiente situa-se a *camada limite atmosférica*, na qual a velocidade do vento é alterada por diversas causas. Sua direção não será mais tangente às isóbaras. Nessa região as características do vento dependem principalmente da topografia do terreno, da forma, dimensões e distribuição dos obstáculos naturais e artificiais (a chamada *rugosidade superficial*) e da variação da temperatura na direção vertical. Todos esses fatores originam turbulência, que rapidamente se dissemina por toda a camada limite atmosférica. Nesta a velocidade do vento varia desde zero, junto à superfície, até a velocidade gradiente, na altura gradiente. Quanto maior a rugosidade superficial, tanto maior será a agitação mecânica provocada no ar, maior o intercâmbio turbulento de quantidade de movimento e maior a altura interessada neste processo. A altura gradiente é maior em uma cidade do que em campo aberto ou sobre o mar, por exemplo.

As forças de atrito que agem entre as partículas situadas na camada limite atmosférica,  $F_a$ , fazem com que o vetor velocidade da partícula seja oblíquo à isóbara, quer esta seja reta (Figura 1.5) ou curva. Essa obliquidade aumenta desde zero, na altura gradiente (onde os efeitos da rugosidade são desprezáveis) até um máximo junto ao terreno, onde pode atingir valores superiores a  $45^\circ$ , em terrenos de grande rugosidade. Sobre o oceano essa obliquidade é de cerca de  $10^\circ$ .

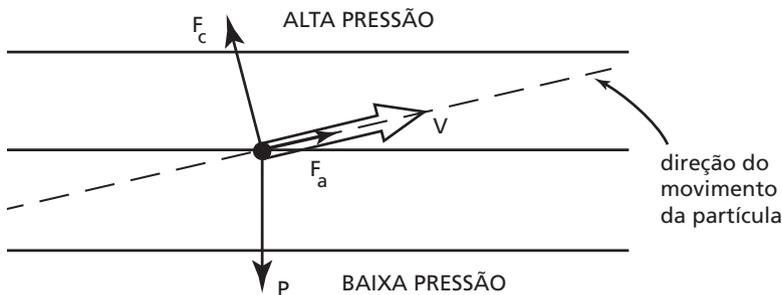


Figura 1.5 – Vento na camada limite atmosférica.

h) Resumindo, os principais fatores que exercem influência sobre a circulação atmosférica são:

- Aquecimento desigual devido à rotação da Terra (dia e noite).
- Aquecimento desigual devido à variação de latitude, que influi na obliquidade com que os raios solares atingem a superfície terrestre. As regiões equatoriais absorvem a maior parte da radiação solar e as polares só uma pequena fração.
- Aquecimento desigual pelas estações do ano. A radiação solar recebida em cada região varia no decorrer do ano.
- Influência direta da rotação sobre o movimento global da atmosfera.
- Aquecimento desigual pela variação da cobertura da superfície terrestre: oceanos, florestas, campos, montanhas, geleiras, neve, cidades, etc.

## 1.2 Estabilidade da atmosfera

a) Também à atmosfera é aplicável a conceituação da mecânica dos sólidos de equilíbrio estável, indiferente (neutro) e instável. Lembraremos o clássico exemplo do cone de revolução reto. Para averiguar o tipo de equilíbrio existente, dá-se um pequeno deslocamento ao cone. Se ele voltar à posição inicial, o equilíbrio é *estável* (cone apoiado pela base); se permanecer na nova posição, o equilíbrio é indiferente ou *neutro* (cone apoiado lateralmente); se continuar a se deslocar, o equilíbrio é *instável* (cone apoiado pelo vértice).

A pressão atmosférica é proporcional à massa de ar acima do nível considerado e, portanto, diminuirá com o aumento da altitude. Se uma certa massa de ar sobe ou desce, ela será respectivamente expandida

ou comprimida, para se adaptar à pressão existente na região para a qual se deslocou.

A uma diminuição de pressão (expansão) corresponde uma diminuição de temperatura (esfriamento) e a um aumento de pressão (compressão) corresponde um aumento de temperatura (aquecimento) da massa de ar deslocada, de acordo com as leis da termodinâmica.

Em geral o movimento vertical de uma massa de ar é suficientemente rápido, de modo que pode ser desprezado o intercâmbio de calor entre ela e a atmosfera circundante; isto é, o processo pode ser considerado *adiabático*.

b) O gradiente térmico vertical do ar seco que sobe adiabaticamente é aproximadamente  $1\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ . Esse gradiente térmico diminui com o aumento da umidade, podendo chegar a  $0,5\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ .

Se uma massa de ar é deslocada para cima em condições que podem ser consideradas adiabáticas, ela sofre uma expansão e consequentemente sua temperatura baixará. Haverá equilíbrio térmico com o ar circundante se a diminuição da temperatura deste ar com a altitude for igual à diminuição da temperatura da massa de ar que sobe adiabaticamente. Nessas condições, a atmosfera está em *equilíbrio neutro* (ou em estabilidade neutra) e a temperatura tem um *gradiente térmico vertical adiabático*.

c) Se a temperatura do ar circundante diminui mais rapidamente que o gradiente térmico vertical adiabático, uma massa de ar que sobe adiabaticamente ficará mais quente e mais leve que o ar circundante e continuará a subir. Formar-se-ão correntes de *convecção*, com intercâmbio de massas de ar de diferentes alturas. A atmosfera está em *equilíbrio instável* e sua temperatura tem um *gradiente térmico vertical superadiabático*. É o caso das *tormentas elétricas*, de que trataremos em 2.2.3.

Se a temperatura do ar circundante diminui menos rapidamente que o gradiente térmico vertical adiabático, ou mesmo chega a aumentar com a altitude (*inversão*), uma massa de ar que sobe adiabaticamente ficará mais fria e mais pesada que o ar circundante e tenderá a voltar para sua posição inicial. A atmosfera está em *equilíbrio estável*.

### 1.3 Massas de ar e frentes<sup>2</sup>

a) As chamadas *massas de ar* são caracterizadas por suas grandes dimensões (de até muitas centenas de quilômetros) e por uma razoável uniformidade da temperatura e da umidade em planos horizontais,

bem como por um gradiente vertical de temperatura pouco variando em toda a massa de ar.

Suas características físicas, adquiridas nas regiões onde se originaram, podem ser lentamente modificadas quando essas massas se deslocam em regiões com características diferentes.

De acordo com sua origem, são classificadas em *tropicais* e *polar*. Cada uma delas pode ser *marítima* ou *continental*.

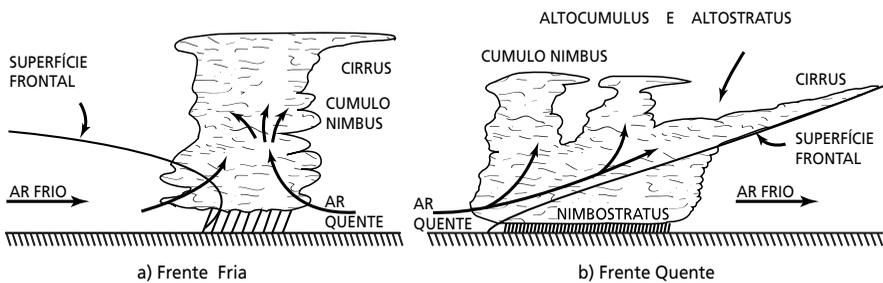
b) Massas de ar que colidem usualmente não podem se misturar (isso só acontece quando as massas de ar têm a mesma temperatura e umidade). Forma-se uma *superfície frontal* que separa as duas massas de ar. A intersecção desta superfície com a superfície terrestre constitui uma *frente*.

A massa de ar mais fria, sendo mais pesada, fica abaixo da mais quente e a ergue, independentemente de estar uma delas em movimento ou não. A frente é *estacionária* se a superfície frontal não se mover. Em geral uma das massas de ar está em movimento; a frente toma o nome da massa de ar que está se deslocando. Assim sendo, em uma *frente fria* é a massa de ar fria que se desloca e em uma *frente quente* é a massa de ar quente que se move.

c) A superfície frontal de uma frente fria, em um corte vertical perpendicular à frente, apresenta-se com a forma aproximada de uma elipse, devido ao retardo próximo à superfície terrestre causado pela rugosidade dessa superfície (Figura 1.6a). Essa forma abrupta da superfície frontal causa uma subida rápida do ar quente, de modo que as tormentas em uma frente fria são geralmente breves, embora possam ser violentas.

Uma frente fria avança com uma velocidade variável, sendo 8 m/s (30 km/h) uma velocidade representativa. São mais rápidas no inverno que no verão, pois no inverno o ar é mais frio e exerce maior pressão. Frentes muito frias produzem trovoadas de extrema violência e, algumas vezes, tornados.

O avanço de uma frente quente é mais lento, em torno de 7 m/s (25 km/h) ou menos. A superfície frontal apresenta-se com a forma de um plano de pouca inclinação (Figura 1.6b).



OUTROS TIPOS DE FORMAÇÕES DE NUVENS PODEM APARECER

Figura 1.6 – Superfícies frontais em frentes frias e quentes

## 1.4 Ciclones e anticiclones

a) Em meteorologia *ciclone* indica um movimento circulatório do ar em torno de um centro de baixa pressão, independentemente de serem os ventos violentos ou não. Em um *anticiclone* o movimento circulatório dar-se-á em torno de um centro de alta pressão. Nos ciclones a circulação do ar faz-se no sentido horário no hemisfério sul e no sentido anti-horário no hemisfério norte. Nos anticiclones os sentidos de circulação são invertidos.

Os ventos nos anticiclones jamais atingem as altas velocidades que aparecem em ciclones bem desenvolvidos. Entretanto, os anticiclones podem atingir dimensões superiores às dos ciclones.

Os diâmetros dos ciclones são da ordem de 1000 km. Geralmente eles trazem mau tempo, com precipitações e ventos fortes. Quanto a sua origem, eles são classificados em *tropicais* e *extratropicais*. Os tropicais formam-se sobre vastas extensões de oceanos, com ar quente e úmido; geralmente entre as latitudes de 5° e 30° (excepcionalmente até 40°), em ambos os hemisférios. Sua enorme energia provém do *calor latente* liberado pela condensação do vapor d'água, quando ar quente e úmido ascende na atmosfera. Os extratropicais formam-se pelo *contraste térmico* entre duas massas de ar.

Os anticiclones geralmente trazem bom tempo, com temperaturas altas ou baixas por períodos relativamente longos, sem alterações.

Maiores detalhes serão dados no Capítulo 2, itens 2.2.1 e 2.2.2.



## Capítulo 2

# Ventos fortes

### 2.1 Considerações gerais

a) Como já foi exposto, a causa básica do vento natural é o aquecimento não uniforme da atmosfera, principalmente a partir da energia solar absorvida pela crosta terrestre e irradiada para a atmosfera sob a forma de calor.

Designaremos por *tormentas (storms)* aos sistemas meteorológicos que originam ventos de alta velocidade (ventos fortes), independentemente de seu mecanismo de formação.

b) Para a engenharia estrutural é de interesse conhecer a *velocidade média* do vento e as flutuações em torno dessa média. A velocidade média é determinada para intervalos de tempo entre 1 min e 1 hora. As flutuações em torno da média, de curta duração, são designadas por *rajadas*. Na prática as rajadas são determinadas como médias sobre pequenos intervalos de tempo, da ordem de segundos.

c) Essas flutuações têm sua origem tanto na agitação (*turbulência*) do escoamento médio causada pelas rugosidades natural e artificial da superfície terrestre como nos processos de convecção causados por gradientes térmicos. Em tormentas de origem ciclônica e de longa duração, com ventos de alta velocidade, a rugosidade da superfície terrestre causa uma turbulência tão intensa que a mistura entre camadas adjacentes de ar impede processos de convecção. O gradiente térmico vertical pode ser considerado adiabático e, conseqüentemente, a estabilidade é neutra. As flutuações são quase que exclusivamente causadas por agitação mecânica do ar, com a formação de um grande número de *turbilhões* ou *redemoinhos*.

A estabilidade de ciclones de grandes dimensões (e, conseqüentemente, de longa duração), tanto os tropicais como os extratropicais, em seu estágio maduro, pode, portanto, ser considerada como neutra.<sup>3</sup>

Os ciclones extratropicais originam os ventos fortes que apresentam o melhor equilíbrio dinâmico com a rugosidade da superfície terrestre. São os ventos fortes mais bem estudados e servem de base para a maioria das normas que tratam das forças causadas pelo vento. Esses ventos são chamados, na gíria profissional, de “ventos bem comportados”.

Pelo que vimos, também os ciclones tropicais de grandes dimensões, em seu estágio maduro, para fins da engenharia estrutural podem ser considerados como atendendo às especificações das normas de vento no que se refere à variação da velocidade média com a altura (perfil vertical de velocidades médias) e às características da turbulência, ambos fortemente influenciados pela rugosidade da superfície terrestre. A esse respeito, Simiu e Lazier<sup>4</sup> apresentam o seguinte:

Pesquisas recentes de natureza preliminar sugerem que nas primeiras centenas de metros da atmosfera as diferenças entre perfis de velocidades médias correspondentes a furacões (ciclones tropicais com ventos de velocidade média sobre 1 min a partir de 120 km/h) maduros e a tormentas extratropicais são relativamente pequenas e podem ser desprezadas nas aplicações da engenharia estrutural.

Entretanto, o mesmo Simiu<sup>5</sup>, em trabalho publicado pouco antes, chamara a atenção para diferenças conceituais no comportamento dos ciclones extratropicais e tropicais. Nos primeiros o escoamento na atmosfera livre (isto é, acima da camada limite atmosférica) pode ser considerado geostrófico (as forças de inércia causadas pela curvatura das isóbaras são desprezáveis). Em consequência, o perfil de velocidades médias próximo a um terreno horizontalmente uniforme segue uma lei logarítmica ou, com boa aproximação, uma lei potencial. Nos ciclones tropicais maduros a distribuição da pressão atmosférica é tal que, a distâncias relativamente pequenas, da ordem de quilômetros do centro da tormenta, as velocidades do vento são muito altas. Nessa região de altas velocidades o escoamento é dominado pelas forças de inércia devidas à curvatura das isóbaras. O escoamento na atmosfera livre é então chamado *ciclostrófico*.

Simiu discute os resultados de observações que mostram que a velocidade do vento aumenta menos com a altura nos furacões do que nas tormentas extratropicais. Entretanto, essas observações não são suficientemente confiáveis para conclusões definitivas. Assim, conclui Simiu, “devido à falta de observações conclusivas ou de estudos

analíticos relevantes, nenhuma distinção entre perfis de ventos de furacões e de tormentas extratropicais é feita presentemente nas normas, apesar da necessidade, acima indicada, de tal distinção”.

Também transcrevemos as conclusões de Davenport:<sup>3</sup>

Tormentas maduras de grandes dimensões, tropicais ou extratropicais, apresentam estabilidade aproximadamente neutra, sem nenhuma tendência definida para intercâmbios térmicos violentos. A influência dominante no perfil de velocidades nessas tormentas não é a estabilidade, mas sim a rugosidade superficial.

A mesma conclusão é apresentada na referência 6:

Observações dos furacões Edna e Ione [...] aparentemente confirmam a afirmação geral de que a estabilidade de tormentas de grandes dimensões e maduras, da variedade tropical ou extratropical, é aproximadamente neutra.

d) Há tormentas que contêm componentes importantes de origem térmica, com ventos de características consideravelmente afastadas das indicadas em normas de vento, tais como furacões em seus estágios iniciais, linhas de tormenta e trovoadas (*thunderstorms*), estas últimas também denominadas *tormentas elétricas*. As trovoadas, em algumas regiões situadas em latitudes temperadas, podem causar ventos com velocidades superiores às de ventos de origem ciclônica. É o caso, por exemplo, do Rio Grande do Sul, onde surgem ventos de trovoadas com velocidades superiores às registradas no furacão Catarina, de março de 2004.

Também não se aplica o conceito de vento em equilíbrio dinâmico com a rugosidade da superfície terrestre a ventos locais causados ou influenciados pela costa marítima ou por encostas de montanhas. Muito menos a tornados, que são movimentos turbilhonares muito intensos e localizados, de origem térmica.

Até que ponto os valores indicados nas normas de vento podem ser aplicados a ventos como os citados no parágrafo anterior, é um problema que tem sido muito estudado nos últimos anos. Entre os trabalhos pioneiros que se dedicaram a esse problema, citamos os estudos probabilísticos de Nanni e Riera<sup>7</sup> para trovoadas no Rio Grande do Sul. Eles mostraram que, neste estado do Brasil, trovoadas originam velocidades extremas maiores que os ciclones extratropicais, velocidades estas medidas a dez metros de altura. Lembramos, porém, que nas trovoadas

a velocidade média do vento cresce menos rapidamente com a altura do que nos ciclones extratropicais.

Rajadas de vento em torno de 100 km/h têm ocasionado muitos acidentes no Brasil, mesmo em regiões onde a norma indica velocidades básicas de rajadas de 40 m/s (144 km/h) ou mesmo maiores. Isto indica claramente que tais construções não foram calculadas de acordo com a norma brasileira da ação do vento, a NBR 6523. E a diferença é considerável, considerando que a força exercida pelo vento é relacionada ao quadrado de sua velocidade; entre 100 km/h e 144 km/h a força do vento é, aproximadamente, duplicada.

## 2.2 Tipos de vento

Não trataremos aqui de ventos oriundos da circulação geral da atmosfera (alísios, monções, etc), mas apenas de ventos de superfície mais localizados e de altas velocidades, que são os que interessam à engenharia civil.

### 2.2.1 Ciclones extratropicais

a) São movimentos circulatórios do ar em torno de centros de baixa pressão, originados por *ação mecânica* de cadeias de montanhas sobre correntes atmosféricas de grandes dimensões ou pelo *contraste térmico* entre duas massas de ar, uma de origem polar (fria, seca e pesada) e outra situada na zona subtropical, com ar mais quente, úmido e leve do que a massa polar. Ao se encontrarem podem formar ondulações na atmosfera. Em certas circunstâncias essas ondulações aumentam de amplitude e de encurvamento, enrolam-se em forma de vórtices, dando origem a ciclones extratropicais. Em seu estado “maduro” são conhecidos como “sistemas de pressão plenamente desenvolvidos”, ou simplesmente *tormentas EPS* (*extended mature pressure systems* ou *extratropical pressure systems*).

Esses ciclones são caracterizados por uma atmosfera verticalmente estável e podem soprar mantendo uma velocidade média razoavelmente constante por até algumas dezenas de horas. Suas dimensões variam de algumas centenas a três milhares de quilômetros. Sua velocidade raramente ultrapassa 200 km/h.

b) Em geral uma frente quente move-se lentamente e não causa condições violentas de tempo. Frentes frias podem mover-se mais rapidamente e causam condições de tempo severas, como trovoadas e tornados.

As tormentas extratropicais de maiores dimensões e duração são as que estão associadas ao mecanismo de transferência de calor do equador para os polos através de sistemas de baixa pressão (ciclones) de grandes dimensões. A diferença de temperatura produz o escoamento básico na direção norte-sul, enquanto que a rotação da terra gera movimento na direção leste-oeste e determina o sentido de circulação do ciclone (sentido horário no hemisfério sul e anti-horário no hemisfério norte). Esses ciclones formam-se ao longo de frentes frias polares e constituem a fonte mais comum de ventos fortes em latitudes temperadas.

### 2.2.2 Ciclones tropicais

a) São semelhantes na forma aos ciclones extratropicais, porém podem chegar a ter maiores dimensões. Formam-se a partir do ar úmido e quente existente sobre grandes extensões de água com temperatura acima de  $26,8\text{ }^{\circ}\text{C}$ , em regiões tropicais e subtropicais dos oceanos. Sua energia provém do *calor latente* liberado pela condensação do vapor d'água. Geralmente originam-se em latitudes que vão de  $8^{\circ}$  a  $20^{\circ}$ , em ambos os hemisférios. Excepcionalmente podem aparecer em outras latitudes, que vão desde  $5^{\circ}$  até  $40^{\circ}$ . Não se formam próximo ao Equador, pois aí a chamada força de Coriolis é pequena (nula sobre o Equador) e não pode manter o movimento circulatório de grandes massas de ar. Ao menos em sua fase inicial eles se deslocam de leste para oeste.

Um ciclone tropical começa com um grupo de tormentas elétricas (trovoadas) situadas em água quente, e que convergem de tal modo que geram um movimento circulatório. Esse estágio inicial do movimento ciclônico denomina-se *perturbação tropical (tropical disturbance)*. As velocidades horizontais ficam abaixo de  $40\text{ km/h}$  ( $\sim 11\text{ m/s}$ ). Havendo condições favoráveis, a perturbação tropical pode ficar melhor organizada, causando uma queda da pressão atmosférica em torno da perturbação, com o aparecimento de uma circulação ciclônica melhor organizada. Essa circulação gira no sentido horário no hemisfério sul e no sentido anti-horário no hemisfério norte, em virtude do efeito Coriolis. No interior dessa massa de ar as pressões caem com a crescente condensação do vapor d'água oriundo do mar quente. Com essa condensação há uma liberação do calor latente e uma conseqüente baixa da pressão atmosférica e aumento da temperatura. O ar assim aquecido sobe, expande-se e esfria, gerando mais condensação, que libera

mais calor latente e um posterior aumento da força ascensional. Há um fenômeno de realimentação, com o progressivo aumento da temperatura na região central causando uma crescente diminuição das pressões.

Para que a perturbação tropical evolua e termine se transformando em um furacão é necessária a existência de condições favoráveis:

- a perturbação tropical deve permanecer por, no mínimo, 24 horas sobre superfícies do oceano com temperaturas acima de 26,8 °C;
- deve haver umidade suficiente na parte baixa da troposfera;
- em sua parte mais alta não devem aparecer ventos velozes. A variação de sua velocidade com a altitude (perfil vertical de velocidades) deve ser suave. Também não deve haver grandes variações na direção em que sopra o vento;
- Além disso, a partir de 5 km de altitude podem aparecer características da circulação atmosférica que impeçam o pleno desenvolvimento do movimento ciclônico. Por exemplo, em torno de 20° de latitude norte o ar entre altitudes de 5 km e 10 km é muitas vezes descendente, pela presença de um sistema semipermanente de alta pressão, que facilita o movimento descendente do ar. Esse ar aquece e cria uma inversão de temperatura. Forma-se uma camada de ar quente na qual a temperatura aumenta com a altitude, em vez de diminuir, como é usual. Essa camada de ar quente é muito estável, dificultando a subida das correntes de ar que poderiam vir a formar tormentas elétricas e, posteriormente, furacões.
- Ventos fortes nessas altitudes tendem a “decapitar” tormentas elétricas em formação, ao dispersarem o calor latente, cortando assim a fonte de energia da tormenta.

Um furacão em seu estado maduro é formado por um conjunto organizado de tormentas elétricas, que mantêm o movimento circular característico dos ciclones.

b) Um esquema simplificado de um ciclone tropical típico, em corte vertical, é apresentado na Figura 2.1. Distinguem-se as seguintes regiões:

- (1) O *núcleo*, mais conhecido como "olho" (*eye*), de forma aproximadamente circular em planta. É a região com a mais baixa pressão no ciclone, com ar seco que desce suavemente de altitudes elevadas. A precipitação é nula ou pequena. Geralmente não há nuvens nessa região, podendo o céu ser

visto desde a superfície terrestre. Por outro lado, na parte superior a temperatura está bem acima da existente na atmosfera circundante; a 12 km de altitude essa diferença de temperatura pode ultrapassar 10 °C. Junto à superfície essa diferença pode variar de zero a 2 °C. Em geral o diâmetro do núcleo situa-se entre 30 e 60 km. Excepcionalmente pode chegar até cerca de 200 km, ou ter apenas 8 km.

- (2) A "parede do olho" (*eyewall*). Cerca o núcleo, tendo aproximadamente a forma de um cilindro circular. Nesta região o ar quente e úmido sobe, expande-se e esfria, condensando o vapor d'água e formando enormes nuvens cumulonimbus, com tormentas violentas; as chuvas podem chegar a 250 mm por hora (o que é bem superior à média mensal em várias partes da Terra). É aí que aparecem os ventos mais violentos e as maiores precipitações originados pelo ciclone. As maiores velocidades do vento aparecem onde as maiores velocidades tangenciais do movimento ciclônico somam-se com a velocidade de deslocamento do ciclone.
- (3) Os "anéis de chuva" (*rainbands*) ficam no exterior da parede do olho, e também têm uma forma aproximada de cilindros circulares. As chuvas são menos intensas, mas ainda com precipitações elevadas. Também a velocidade do vento é menor, e tanto menor quanto mais afastado do núcleo. Como esses anéis espiralam em torno do núcleo, eles são também conhecidos como anéis espirais (*spiral bands*).

A Figura 2.1 também mostra a variação da pressão atmosférica ao nível do mar ( $p_{\text{atm}}$ ) e a velocidade tangencial média (sobre 1 min) a dez metros acima do nível do mar ( $V$ ).

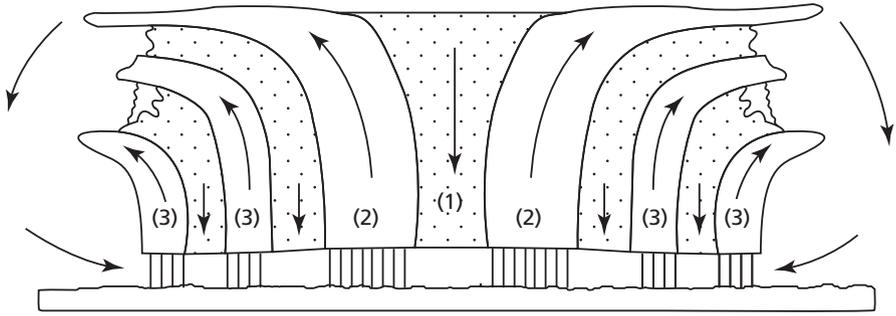


Figura 2.1 – Esquema simplificado de um ciclone tropical.

c) Conforme a velocidade dos ventos máximos, definem-se:

– **Perturbação tropical** (*tropical disturbance*). É um sistema já com uma certa organização, fruto da convergência de diversas tormentas elétricas. Seu diâmetro geralmente fica entre 200 e 600km, mantendo-se assim por 24 horas ou mais. Origina-se em região tropical ou sub-tropical.

– **Depressão tropical** (*tropical depression*). A circulação e o sistema de nuvens estão melhor organizados. A velocidade horizontal do vento é maior que no estágio anterior (perturbação tropical). Observa-se nitidamente a rotação do conjunto, mas o olho ainda não está definido, nem aparece a forma típica, espiralada, de um ciclone plenamente formado.

– **Tormenta tropical** (*tropical storm*). A organização melhora, sendo já perceptíveis as características de um furacão. O processo de convecção da atmosfera vai se concentrando na zona central, e vão se tornando nítidos os anéis de chuva.

– **Furacão** (*hurricane*). Se a pressão junto à superfície continuar a diminuir, o movimento ciclônico e a forma do conjunto ficam bem definidos, bem como os anéis de chuva. Em geral o olho fica sem nuvens.

A Tabela 2.1 sintetiza essas diferentes categorias de ciclones tropicais, com as gamas de velocidade de cada uma delas.

Tabela 2.1 – Categorias de ciclones tropicais

Velocidade (km/h)	Velocidade aproximada (km/h)	Nome	Nome em inglês
< 37	< 40	Perturbação tropical	Tropical disturbance
37 - 62	40 - 60	Depressão tropical	Tropical depression
63 - 118	60 - 120	Tormenta tropical	Tropical <i>storm</i>
> 118	> 120	Furacão	Hurricane

Velocidade: média sobre 1 min (1m/s = 3,6km/h)

d) O nome de um ciclone tropical plenamente desenvolvido varia com a região. Ele chama-se:

- **furacão** (*hurricane*, em inglês; *huracán*, em espanhol) para os que ocorrem nos Estados Unidos da América, no golfo do México e no Brasil;
- **tufão** (*typhoon*) no Pacífico oeste, oceano Índico e mares da China;
- **willy-willy** ou simplesmente **ciclone** na Austrália;
- **ciclone** em Bangladesh, Paquistão e Índia;
- **baguio** nas Filipinas.

A palavra *huracán* provém do deus caribeano *Urikan*, por sua vez inspirado no deus maia *Hurakan*, que soprou sobre as águas caóticas, originando a terra firme. E *typhoon* foi uma adaptação para o inglês de *Tai-fung*, que significa “grande vento” (Cantão, China).

e) Quando chega à categoria de tormenta tropical o ciclone tropical recebe um nome próprio. Esta tradição teve início na Segunda Grande Guerra (1939-1945), quando meteorologistas da Marinha e das Forças Aéreas estadunidenses atribuíam nomes de mulheres (suas namoradas ou esposas) aos ciclones tropicais do Pacífico que estavam monitorando. De 1950 a 1952 no Atlântico norte os ciclones passaram a ser identificados por um alfabeto fonético (Able, baker, Charlie etc.). Em 1953 o Serviço Meteorológico Estadunidense (*US Weather Bureau*) adotou nomes de mulheres. Em 1979, dizem que por pressão de movimentos feministas, o nome passou a ser alternadamente de homem e de mulher, em ordem alfabética. No Pacífico Nordeste (Havaí e adjacências) nomes de mulheres foram dados desde 1959, começando a alternância entre nomes de homens e de mulheres em 1978. No Pacífico Noroeste nomes de mulheres foram dados entre 1945 e 1978, começando a alternância no ano seguinte. Nessa região, a partir de 2000 passaram a ser usados nomes asiáticos. Poucos nomes de homens e de mulheres; em geral nomes de flores, árvores, animais, comidas ou adjetivos.

Furacões de extrema violência têm seus nomes retirados da lista pré-definida, ao menos por dez anos. Quando o alfabeto latino não é suficiente (como aconteceu em 2005, ano do Katrina, que se abateu sobre Nova Orleans) é usado o alfabeto grego: Alpha, Beta, Gamma, etc.

f) Ao se adentrarem nos continentes e grandes ilhas, as perdas por atrito com a rugosidade do terreno aumentam. Além disso, cessa a fonte de energia, fazendo com que os ciclones se desfçam em poucos dias depois de alcançarem a costa. Nos primeiros 150 km sobre terra firme a velocidade do vento diminui, via de regra, entre 30 e 40%. Quanto maior a rugosidade do terreno, maior é a queda da violência do furacão.

Os furacões também podem se desfazer por entrarem em zonas mais frias dos oceanos. E no caso de várias tormentas no mesmo trajeto, em uma espécie de fila indiana, as da frente “roubam” o calor da água marítima, cortando assim o suprimento de energia das últimas tormentas da fila.

Ao enfraquecer um furacão passa, sucessivamente, pelos estágios de tormenta tropical, depressão tropical e perturbação tropical, até desaparecer por completo, ou se transformar em um ciclone extratropical, nos casos em que perde suas características tropicais e passa para uma latitude maior. Também pode acontecer o contrário: um ciclone extratropical transformar-se em um ciclone tropical. Para isso o ar frio que está acima do núcleo de um ciclone extratropical deve passar a ar (relativamente) quente, que é uma das características dos ciclones tropicais. Foi uma das causas do furacão Catarina, que atingiu as costas do Rio Grande do Sul e de Santa Catarina no dia 27 de março de 2004 (ver Apêndice 1: O Furacão Catarina).

Um furacão também pode enfraquecer e mesmo desaparecer quando entra em uma região na qual as condições reinantes na alta atmosfera são adversas. Por exemplo, ventos velozes que dispersam o calor latente, reduzindo as temperaturas acima do ciclone e aumentando a pressão atmosférica.

Embora possa se indicar 1.000 km como uma dimensão típica para os furacões, ventos de velocidades destrutivas raramente atingem uma distância maior que 100 km, a partir de seu centro. A energia gerada em um dia por um furacão violento equivale à energia consumida em uma semana nos Estados Unidos, nos primeiros anos do século 21.

g) Os danos têm várias causas: a *velocidade* dos ventos, as *inundações* causadas pelas chuvas torrenciais e as ondas de tormenta (*storm surge*), as quais podem, excepcionalmente, chegar a dez metros de altura e se

estender por 80 a 160 km ao longo da costa. Há destruição de marinas, piers, calçadas, ruas, estradas e pavimentos costeiros, árvores e postes, casas e outras construções situadas na praia. Os prejuízos são maiores quando o ciclone coincide com uma maré astronômica. Os fortes ventos são a causa principal das ondas de tormenta, mas também há uma pequena contribuição das baixas pressões existentes no núcleo do furacão. As ondas geradas no mar podem causar danos a barcos, incluindo seu naufrágio.

Mesmo construções que resistem aos ventos podem ser destruídas pela erosão que solapa suas fundações. Em estuários a água salgada pode afetar o fornecimento de água potável.

As características da praia influem muito no problema, com a altura das ondas dependendo da inclinação do fundo do mar. Uma praia de pequena inclinação, rasa, tem condições favoráveis ao aparecimento de altas ondas nas tormentas; o contrário se dá com uma praia abrupta. De um extremo a outro, estima-se que a altura da onda de tormenta passe de seis metros (costa da Louisiana, por exemplo) para cerca de 2,5 metros (praia de Miami, Flórida, por exemplo).

h) Na década de 1970 Herbert Saffir, engenheiro consultor, e Robert Simpson, na época Diretor do *National Hurricane Center*, estabeleceram uma classificação dos furacões, baseada nos acidentes e inundações por eles causados. A “Escala de intensidade de furacões de Saffir-Simpson”, ou, mais simplesmente, “Escala Saffir-Simpson”, consiste de cinco categorias, cada uma definindo uma gama de pressões no centro do furacão, velocidade média do vento e ondas de tormenta na água. As Categorias 3 a 5 são as referentes a ventos que causam danos consideráveis (ver Tabela 2.2):

- **Categoria 1.** Sem danos estruturais em prédios. Sofrem danos casa móveis (*mobile homes*) não ancoradas, árvores, capoeiras, placas de sinalização, etc.
- **Categoria 2.** Danos em coberturas, portas e janelas. Danos maiores em casas móveis, placas e painéis de propaganda, etc. Árvores podem ser danificadas e mesmo arrancadas.
- **Categoria 3.** Danos estruturais em residências e prédios similares, árvores desfolhadas e arrancadas. Destruição de casas móveis e de painéis de propaganda mal construídos. Danos em paredes de construções pequenas.

- **Categoria 4.** Danos maiores em paredes, com destruição de alguns telhados em construções pequenas. Árvores e painéis de propaganda são arrancados e lançados longe. Destruição completa de casas móveis. Danos importantes a janelas e portas.
- **Categoria 5.** Destruição completa de telhados de residências e de pavilhões industriais. Falhas graves em alguns prédios, com construções pequenas sendo lançadas longe. Destruição completa de casas móveis. Danos importantes e generalizados a janelas e portas, bem como a construções outras situadas em uma faixa costeira de 500 m e a menos de 4,5 m acima do nível do mar.

Tabela 2.2 – Categorias e características de furacões – Escala Saffir-Simpson

CATEGORIA	1	2	3	4	5
Velocidade (km/h)	119 - 153	154 - 177	178 - 209		> 250
Velocidade (m/s)	33 - 42	43 - 49	50 - 58	59 - 69	> 70
Pressão no núcleo (mbar)	> 980	979 - 965	964 - 945	944 - 920	< 920
Altura das ondas (m)	1,2 - 1,6	1,7 - 2,5	2,6 - 3,8	3,9 - 5,5	> 5,5

Pressão atmosférica normal: 1013 mbar --- 1 mbar = 100 Pa = 1N/m<sup>2</sup> ~ 10 kgf/m<sup>2</sup>.

Está indicada a velocidade média sobre 1 minuto.

As velocidades das rajadas podem ser até 25% maiores.

### 2.2.3 Tormentas elétricas

a) Conhecidas também com as designações de *trovoadas* ou *tormentas elétricas TS (Thunderstorm)*. São caracterizadas por uma atmosfera verticalmente instável, isto é, com gradiente térmico vertical considerável, *superadiabático*. Há violentos movimentos verticais de ar, com formação de nuvens a grandes alturas, às vezes acima de 22 km.

A força ascensional que movimenta verticalmente o ar pode ter sua origem no aquecimento de parte da superfície terrestre, em uma frente fria, na diferença de temperatura entre terra e mar ou no movimento do ar subindo a encosta de montanhas.

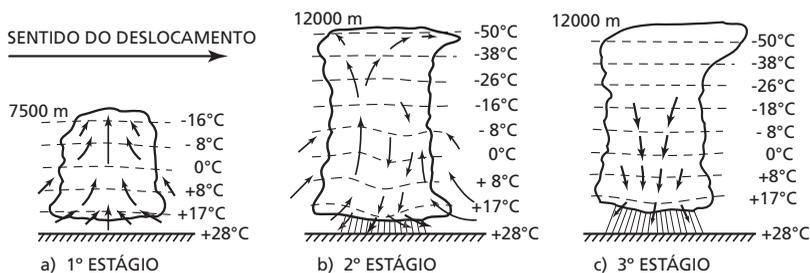


Figura 2.2 – Estágios de uma tempestade elétrica.

b) Três estágios podem ser caracterizados no desenvolvimento de uma tempestade elétrica (Figura 2.2):

**1º estágio** (Figura 2.2a) – Formação de uma nuvem cumulus, pela elevação de ar quente e úmido até uma altura de cerca de 8 km, sendo a temperatura do ar circundante menor que a do ar ascendente. Trata-se de um caso de equilíbrio instável da atmosfera; o ar úmido continua subindo.

**2º estágio** (Figura 2.2b) – A nuvem transforma-se em uma cumulonimbus, com uma altura de 12 km ou mais. As baixas temperaturas aí existentes (abaixo do ponto de congelamento da água) originam gotas de água, cristais de neve e partículas de gelo. Chega um momento em que essas gotas, cristais e partículas não podem se manter em equilíbrio com as correntes ascendentes de ar, e começa a precipitação. Chuva, neve e gelo, ao caírem esfriam o ar e a precipitação é intensificada. A fricção desses elementos com o ar origina correntes descendentes de ar, ao mesmo tempo que continuam correntes ascendentes de ar quente.

A chegada ao solo das correntes descendentes é geralmente brusca e caracterizada por rajadas violentas e chuva torrencial. Esse estágio (estágio maduro) geralmente dura de 5 a 30 minutos.

**3º estágio** (Figura 2.2c) – As correntes descendentes aumentam em área transversal, até tomarem conta de toda a nuvem. Como não há mais ar quente e úmido subindo, a precipitação diminui e cessa.

c) A fricção causada pela chuva e pelo gelo origina cargas elétricas positivas e negativas em diversas partes da nuvem. Quando a diferença de potencial elétrico entre as partes de uma nuvem, ou entre nuvens, ou entre nuvem e solo torna-se suficientemente alta, resultam descargas elétricas (raios). O súbito aquecimento do ar causado por essas descargas causa sua rápida expansão, originando uma intensa vibração do ar (trovão). A descarga elétrica torna-se visível: é o relâmpago.

#### 2.2.4 Explosões descendentes (*Downburst*)

a) A palavra “explosão” é aqui empregada em seu sentido lato, de uma manifestação súbita. Tanto pode ser uma explosão química como, por exemplo, uma “explosão de ira”. Em nosso contexto significa um aparecimento súbito e intenso de uma corrente de ar.

Fujita, cientista famoso por seus profundos estudos de tornados, foi também quem descobriu o fenômeno das explosões descendentes, até então confundidas com tornados. Foi nos dias 3 e 4 de abril de 1974, quando sobrevoava uma zona com mato destruído por um suposto tornado, na Virgínia Oeste. Ele constatou que em certos locais as árvores tombavam de tal modo que lembravam, em seu conjunto no solo, os aros de uma bicicleta, com um aspecto diferente da tradicional e caótica destruição de um mato por um tornado. Era o mesmo aspecto que ele observara muitos anos antes, ao sobrevoar as cidades de Hiroshima e Nagasaki, arrasadas por duas bombas atômicas no final da II Guerra Mundial (1939-1945), em 1945.

Fujita concluiu que cerca de 15% dos danos supostamente causados por tornados na realidade tiveram origem em um outro fenômeno que inicialmente ele chamou de *outburst*, também originado em tormentas elétricas (trovoadas), como os tornados. Pouco depois, estudando acidentes com aviões, Fujita verificou que os acidentes tinham sido causados por fortes correntes descendentes de ar (*downdrafts*, jatos de ar), que se originavam no interior de trovoadas violentas (Lembremos que também os ciclones tropicais originam-se em grupos de trovoadas). O fenômeno que estamos estudando tem sua origem em ventos violentos, súbitos (*burst*), que se deslocam como um forte jato de ar, que desce mais ou menos verticalmente, e que ao chegar próximo ao solo é desviado em todas as direções. Guardadas as proporções, é um fenômeno análogo ao que acontece em uma pia de cozinha, quando o jato de água da torneira aproxima-se do fundo da pia.

b) Pouco depois, em 1975, Fujita mudou o nome de *outburst* para *downburst* (explosão descendente) e classificou esse fenômeno em duas categorias:

– *Microburst*: os danos restringem-se a uma superfície com diâmetro até 4 km do centro do jato de ar (raramente com dimensões maiores que 1,5 km). Ocorrem em poucas *cumulonimbus*, entre 5 a 10% delas. Sua duração em geral não passa 5 min, e o vento pode chegar a

velocidades em torno de 270 km/h (75 m/s). Podem aparecer várias *microbursts* dentro de uma *macroburst*. Elas são responsáveis por acidentes com aviões, na aterrissagem ou decolagem, destruição de matos e naufrágio de barcos, entre outros problemas, todos eles anteriormente atribuídos a tornados. Também podem atizar um incipiente incêndio florestal, expandindo-o rápida e intensamente.

– *Macroburst*: danos atingem uma distância maior que 4 km, podendo chegar a 10 km. Em geral aparecem associadas com as maiores células da trovoadas. Duram de 5 a 30min, e os ventos máximos são menos violentos: até cerca de 200 km/h (55 m/s).

Outro conceito importante é o designado *burst swath* (Trilha da explosão). A trajetória do vento, indicada pela posição das árvores tombadas (em uma superfície alongada, relativamente estreita), pode parecer ter por origem um tornado. Entretanto, a posição das árvores tombadas é muito diferente da posição correspondente a um tornado. Veremos detalhes mais adiante. Essas trilhas podem chegar a um comprimento de 150 m.

Um esquema simplificado de uma explosão descendente é dado na Figura 2.3. A primeira parte da figura mostra, sobre o terreno, o contorno de uma explosão descendente, com várias microexplosões em seu interior. Na 2ª parte são apresentados detalhes do interior de uma destas microexplosões, com várias “pegadas” dentro dela. E na 3ª parte o interior de uma trilha da explosão. Os escoamentos são todos eles divergentes, principalmente na última figura.

c) Esses ventos súbitos e violentos em geral têm uma duração que vai de 3 a 5 min, excepcionalmente uma duração maior. Podem atingir velocidades de cerca de 270 km/h (75 m/s). Isto é, velocidades semelhantes às de tornados violentos. As maiores velocidades aparecem entre 30 e 60 m acima do terreno.

Estudos posteriores, mais detalhados (com emprego de fotografias e vídeos), mostraram a existência de um vórtice horizontal (nos tornados há um vórtice aproximadamente vertical) muito forte, na parte frontal. Muitas vezes este vórtice toma a forma de um anel que circunda o jato descendente (Figura 2.4), situação essa extremamente perigosa para aviões aterrissando ou decolando. O anel de vórtices desloca-se rapidamente para fora de seu centro, terminando por se desfazer, gerando muitos vórtices menores, em sua periferia.

d) Em ambientes úmidos as macro e microexplosões podem ser acompanhadas de chuvas intensas (microexplosões úmidas – *wet downbursts*).

Quando as gotas de chuva começam a cair, a fricção faz com que o próprio ar ascendente comece também a cair. Se o ambiente for seco, há uma forte evaporação durante a queda. Com essa evaporação parte da energia calorífica é removida da atmosfera (calor latente de vaporização); o ar esfria e chega ao solo seco, sem chuva, que evaporou dentro da nuvem, antes de atingir o solo. São as chamadas microexplosões secas (*dry downbursts*).

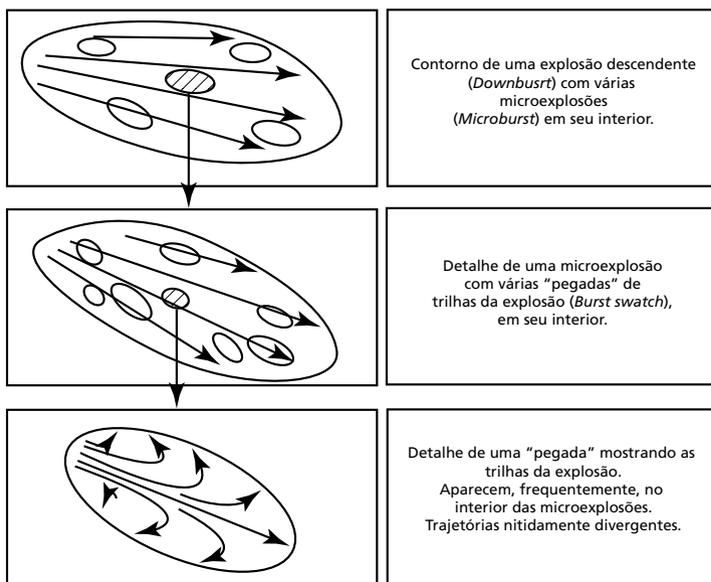


Figura 2.3 – Esquema de uma explosão descendente (Baseado em trabalho de Fujita e Wakimoto, 1980).

## 2.2.5 Tornados

a) Tornado vem a ser um redemoinho no interior do qual o ar move-se circularmente, atingindo altas velocidades em sua região central. Um modelo matemático que descreve muito bem o fenômeno (e que permite o cálculo das forças nele geradas) é o do *vórtice combinado de Rankine*. A parte central desse vórtice, o *núcleo*, comporta-se como um *vórtice forçado*, com a velocidade tangencial proporcional à distância ao centro do tornado (*eixo*). Fora desse núcleo o comportamento é o de um *vórtice livre*, com a velocidade inversamente proporcional à distância ao eixo. Entre essas duas regiões há uma zona de transição, que não cabe comentar aqui com mais detalhes.

Pelas dificuldades em observar convenientemente os detalhes do fenômeno, o mecanismo exato de um tornado ainda não é conhecido. São várias as teorias que procuram explicá-lo. E pode ser que tenha mais de uma causa.

b) São as tormentas mais violentas, com um múltiplo poder de destruição: pelas altas velocidades horizontais dos ventos tangentes ao movimento ciclônico, pela depressão e altas velocidades verticais ascendentes em seu núcleo (de até metade da velocidade tangencial) e pelos verdadeiros projéteis que arremessa. Esses projéteis são formados por detritos e objetos que o tornado apanha em sua trajetória e por escombros de pequenas construções, árvores, veículos (bicicletas, motocicletas, automóveis), pessoas e animais etc., danificados e/ou absorvidos pelo tornado, acelerados e lançados com violência mais adiante, podendo atingir outros objetos, pessoas e animais. Os efeitos desses impactos dependerão das formas e dimensões desses projéteis, de suas superfícies, de como estão orientados ao serem levantados e acelerados pelo vento (isto é, depende de suas características aerodinâmicas) e de suas massas. De acordo com essas características, adquirirão distintas velocidades na ocasião do impacto, rompendo janelas, portas, paredes, telhados, descascando árvores, ferindo pessoas e animais.

O sentido de rotação de um tornado geralmente é definido pela rotação da Terra, como acontece sempre nos ciclones tropicais (efeito Coriolis). Portanto, via de regra o giro é no sentido horário no hemisfério sul e anti-horário no hemisfério norte. Em raros casos o giro se dá em sentidos contrários aos indicados acima, em virtude de o tornado ter se iniciado com o ar girando em sentido contrário ao usual, com uma intensidade tal que consegue se desenvolver de tal modo.

Para se obter a velocidade máxima em um tornado é preciso considerar não só as velocidades tangenciais, oriundas do movimento ciclônico, mas também a velocidade de deslocamento do tornado. A Figura 2.4 mostra um exemplo no qual a velocidade de deslocamento do tornado é de 50 km/h. No local onde se soma com a velocidade tangencial de 200 km/h, teremos uma velocidade de 250 km/h. No lado oposto do tornado, a velocidade será de 150 km/h.

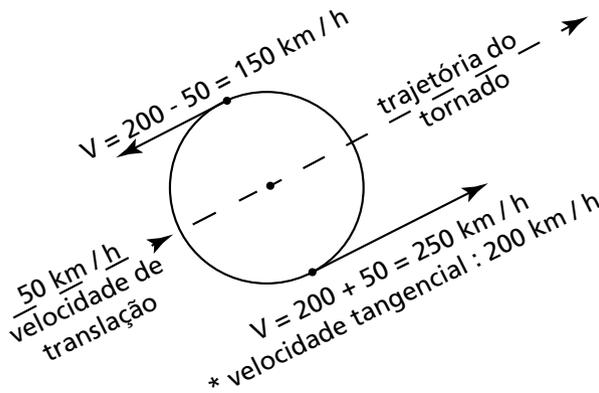


Figura 2.4 – Velocidade máxima em um tornado.

O movimento giratório começa na nuvem de tormenta (cumulonimbus) e gradualmente vai crescendo para baixo, terminando por tocar a superfície terrestre. Mas por vezes o redemoinho segue o caminho inverso, começando no solo e subindo até a nuvem.

Sua maior ocorrência está entre as latitudes de 20° e 60°, onde aparecem massas polares e subtropicais com características fortemente contrastantes. Sua duração é pequena, raramente ultrapassando dez minutos, mas em poucos casos pode ter seu poder destrutivo mantido por até mais de uma hora.

c) As cargas devidas a tornados têm sua origem em dois fenômenos distintos, mas correlacionados: vento e variação na pressão atmosférica. Esses dois fenômenos interagem com as construções e geram forças através de três mecanismos:

- 1 – forças devidas ao ar em movimento (vento);
- 2 – forças devidas a grandes alterações da pressão atmosférica na parte central do tornado, principalmente em seu núcleo;

3 – forças de impacto de projéteis gerados pelas duas forças anteriores.

As normas estruturais não consideram no cálculo das estruturas a resistência a tornados violentos. É uma questão econômica: isso tornaria as estruturas muito caras, não compensando as perdas que ocorrem na relativamente pequena região atingida pela violência de um tornado. São afastadas as pessoas que estão na zona de risco. Estruturas são calculadas para resistir a tornados violentos somente quando uma falha estrutural pode ter consequências muito graves, como é o caso das centrais nucleares.

d) Os tornados concentram uma quantidade enorme de energia em uma pequena região. Parece que além da energia obtida primordialmente do calor latente de condensação há uma contribuição da energia contida nas descargas elétricas.

Na maioria das vezes os tornados desenvolvem-se a partir de trovoadas (tormentas elétricas) muito violentas, principalmente nas originadas em frentes frias. Em geral eles aparecem em grupos, deslocando-se por uma distância que, via de regra, fica entre 10 e 100 km, com uma velocidade de deslocamento entre 30 e 100 km/h (8 e 28 m/s).

Tornados excepcionalmente violentos podem chegar a percorrer 400 km com alto poder destrutivo. No outro extremo temos tornados com um percurso em torno de apenas 3 km. Seu diâmetro geralmente situa-se entre 100 m e 2 km (300 m pode ser considerado um diâmetro típico), com velocidades horizontais tangenciais que podem ultrapassar 400 km/h (110 m/s) sendo que alguns autores admitem que essa velocidade pode chegar aos 500 km/h, ou mesmo mais.

Os Estados Unidos é o país mais sujeito a tornados. A média anual, determinada para algumas décadas, tem se mantido acima de mil. São mais frequentes na primavera e no início do verão, sendo que 60% deles ocorre entre abril e julho. O recorde é de 1722 tornados, em 2004. A região mais sujeita a eles vai do centro do Texas até Nebraska. Trata-se de uma região com características atmosféricas muito favoráveis à formação de tormentas elétricas violentas, possíveis geradoras de tornados. O maior conjunto de tornados de que se tem notícia ocorreu nos dias 3 e 4 de abril de 1974 nos Estados Unidos, com 148 tornados em 20 horas, marca essa jamais igualada. Neste mesmo país, em 1925 ocorreram em uma dia 119 tornados, com um número recorde de mortes: 794.<sup>9</sup>

No Brasil há ocorrência de tornados nos estados do sul, principalmente no Rio Grande do Sul e em Santa Catarina. Mais raramente aparecem no Paraná, em São Paulo e Mato Grosso do Sul. As velocidades

tangenciais máximas situam-se em torno de 55 m/s (200 km/h). São pois, menos violentos dos que se formam em outros países, tais como a Argentina, Uruguai, Rússia e, principalmente, Estados Unidos.

e) Devido à força centrífuga, que lança o ar para longe do centro de rotação, a pressão no núcleo é muito baixa, podendo estar a mais de 200 mbar ( $= 2 \times 10^4 \text{ Pa} = 2 \times 10^4 \text{ N/m}^2 \sim 2 \text{ ton/m}^2$ ) abaixo da pressão atmosférica nas vizinhanças do tornado. Lembramos que a pressão atmosférica normal é de 1013,2 mbar (760 mm de mercúrio), sendo 1 mbar = 100 Pa. Em torno desse núcleo pode ocorrer condensação da umidade, formando o “funil” visível do tornado, com uma cor branca ou cinza claro. À medida que o tornado se desloca, o funil e a região externa vizinha a ele tornam-se escuros (cinza escuro ou preto), em virtude do pó e escombros levantados do solo.

Esta baixa pressão no núcleo do tornado faz com que em certos edifícios com ar condicionado e janelas estanques, estas sejam explodidas. E em construções mais antigas, também situadas na trajetória do tornado, sem janelas estanques, não aparecerá uma diferença de pressão tão marcante entre o interior e o exterior da edificação; suas esquadrias e respectivos vidros não serão danificados.

As pressões extraordinariamente baixas do núcleo de certos tornados podem fazer uma edificação que esteja com suas aberturas fechadas (mantendo assim a pressão em seu interior aproximadamente igual à pressão atmosférica existente fora do tornado) literalmente explodir, pela diferença de pressão entre o interior da edificação e o núcleo do tornado.

Além disso, o núcleo funciona como uma chaminé, com uma “tiragem” em que a corrente de ar ascendente ergue do solo o que resta de edificações explodidas pelo tornado (tijolos, vidros, portas, janelas, telhas etc) ou por ele danificadas, bicicletas, motocicletas, pequenos animais, pedaços de árvores, etc., transportando-os por dezenas ou mesmo por algumas centenas de metros. Estudos matemáticos indicam que esses verdadeiros projéteis podem atingir uma velocidade de cerca de 90 m/s (324 km/h). Ação destruidora desses projéteis começa com velocidade do vento de 50 m/s (180 km/h), para a qual os projéteis são detritos e objetos pequenos. De acordo com estudos de Fujita, automóveis podem ser movidos por ventos de 45 m/s (162 km/h), e chalés e casa móveis (*mobile homes*) por ventos de 37 m/s (133 km/h). Há o caso de um vagão ferroviário, com 117 passageiros, que foi levantado dos trilhos e largado em uma vala situada a 25 m da ferrovia.

## f) A escala Fujita

Em 1971 Fujita apresentou sua escala, que relaciona a intensidade dos danos à velocidade horizontal máxima dos ventos de um tornado. Esses danos incluem falhas estruturais, deslocamento de objetos e efeito dos detritos lançados como projéteis pelo tornado. Como medições diretas das velocidades surgidas em um tornado são difíceis e muito imprecisas, o melhor modo de definir as velocidades máximas do vento em tornados é essa: pelos danos causados.

Medidas de velocidades máximas em tornados, feitas a partir de filmes e, mais recentemente, com radar Doppler, mostram que estimativas meteorológicas anteriores superestimavam as velocidades máximas, principalmente nos tornados mais violentos. Rádio sondagens não são muito indicadas para determinar velocidades nas proximidades do terreno, principalmente para a parte central (núcleo e vizinhanças) de um tornado, de dimensões relativamente pequenas e localização aleatória.

Para confirmar a incerteza existente no que diz respeito às velocidades do vento em tornados, Van Tassel (citado por Fujita, T. T. – *Wind loading and missile generation in tornado*. In: *Proc. International Conference on Environmental Forces on Engineering Structures*, Londres, Jul 1979, p. 175), examinando marcas circulares ou cicloidais deixados no terreno por tornados, chegou a uma velocidade máxima de 250 m/s (780 km/h). É que Van Tassel baseou-se na hipótese de que as marcas foram deixadas por um único vórtice que girava em torno do centro do tornado. Fujita verificou que as marcas cicloidais foram geradas por vários redemoinhos de pequenas dimensões, que ele chamou de "vórtices de sucção" (*suction-vortices*), e que giram, no hemisfério norte, no sentido anti-horário. Com esse novo conceito, Fujita verificou que a velocidade indicada por Van Tassel baixava para cerca de 93 m/s (290 km/h). Fujita estima que as velocidades máximas não chegam a 500 km/h.

Fujita mostrou que estes vórtices de sucção aparecem apenas em tornados muito violentos, com ventos acima de 180 nós (93 m/s, 333 km/h), denominados "tornados multivórtices" (*multi-vortex tornados*). A Figura 2.5 apresenta um esquema desse tipo de tornado. O diâmetro dos vórtices de sucção está em torno de dez metros.

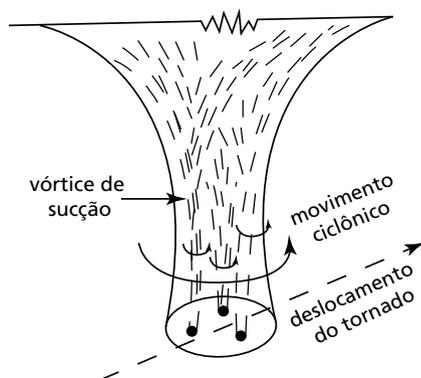


Figura 2.5 – Esquema de um tornado multivórtice.

### **Escala Fujita (ou Fujita-Pearson)**

**F – 0:** 17,8 - 32,2 m/s (64 - 116 km/h). Danos a chaminés, antenas de rádio e de televisão. Galhos de árvores são quebrados. Árvores com raízes pouco profundas e com troncos ocos são derrubadas. Danos a painéis de propaganda e similares.

**F – 1:** 32,5 - 50,3 m/s (117 – 181 km/h). Vidros de janelas são rompidos. Telhas são arrancadas. Árvores são arrancadas com raiz; outras são quebradas. Automóveis em movimento perdem a direção. Casas móveis são deslocadas ou tombadas.

**F – 2:** 50,6 – 70,3 m/s (182 – 253 km/h). Telhados de casas são arrancados, ficando de pé só as paredes mais resistentes. Construções com estruturas fracas (construções provisórias, de madeira, rurais, tais como galpões, silos, barracões) são destruídas. Estruturas de blocos e paredes são seriamente danificadas. Casas móveis são destruídas. Árvores grandes são quebradas ou arrancadas com raízes. Automóveis são lançados fora das estradas. Vagões ferroviários sofrem descarrilamento. Caminhões grandes tombam. Objetos pequenos atuam como projéteis.

**F – 3:** 70,6 – 92,2 m/s (254 – 332 km/h). Tetos e paredes de vivendas pré-fabricadas e bem construídas são arrancados. Construções rurais são completamente demolidas. Construções com estruturas metálicas, tais como hangares e pavilhões industriais, são arrancadas. A maioria das árvores é arrancada, quebrada ou levada pelo ar. Trens são tombados. Automóveis são levantados e podem ser deslocados.

**F – 4:** 92,5 – 116,4 m/s (333 – 419 km/h). Vivendas pré-fabricadas bem construídas são levantadas e reduzidas a escombros. Estruturas de concreto armado fracas são levantadas e lançadas a uma certa distância. Árvores são descascadas por objetos pequenos que voam (projéteis). Automóveis são lançados a certa distância ou rolados a distâncias maiores e finalmente destruídos. Caminhões e maquinaria rural pesada são lançados a certa distância. Aparecem projéteis de grande tamanho (escombros, chapas, móveis, etc.).

**F – 5:** A partir de 116,7 m/s (420 km/h). Vivendas pré-fabricadas, de sólida construção, são arrancadas de suas fundações, transportadas a distâncias consideráveis e destruídas. Estruturas de concreto armado são seriamente danificadas. Das árvores sobram apenas os troncos. Geladeiras, fogões, motociclos e até automóveis transformam-se em projéteis e são lançados a mais de cem metros.

**Observações:**

1. Projéteis também aparecem em outros tipos de vento, mas não de dimensões tão avantajadas como no caso de fortes tornados.
2. Os projéteis originam-se não só por ação das forças aerodinâmicas de sustentação (força vertical) e arrasto (força horizontal, na direção do vento), mas também pela explosão de recintos fechados (pela grande diferença entre as pressões interna e externa) e por acidentes secundários.
3. Os acidentes com vagões ferroviários e trens referem-se a linhas férreas de bitola larga. No Rio Grande do Sul, com bitola estreita de 1 m, vagões e locomotivas podem tombar com ventos em torno de 36 m/s (130 km/h).

Tornados situados no topo da violência (Classe F-5 da escala Fujita) são muito raros. Geralmente as velocidades máximas do vento situam-se entre 33 m/s (120 km/h) e 100 m/s (360 km/h). Raramente a velocidade ultrapassa 120 m/s (432 km/h). Nos Estados Unidos,<sup>3</sup> um levantamento mostrou que tornados da Classe F-5 são muito raros, constituindo apenas 0,5 % do total. Os mais comuns são os de Classe F-1 (34,5 %), seguindo-se, em ordem decrescente de ocorrência, os de Classe F-2 (28,9 %), F-0 (22,8 %), F-3 (10,9 %) e F-4 (2,8 %). É neste país que ocorre o maior número de tornados, em geral entre 700 e 1000 por ano, sendo Oklahoma o estado campeão de ocorrências, tanto em número como em violência.

## 2.2.6 Tornado ou microexplosão?

a) Como já tínhamos comentado, os danos causados por explosões descendentes são, muitas vezes, atribuídos a tornados, principalmente na região situada abaixo da corrente descendente de ar. Mas na região circundante a ela, onde se desenvolve o vórtice anelado, a diferença é marcante. Em uma explosão descendente a superfície afetada mostra a incidência de um vento que se espalhou em todas as direções, lembrando a forma de um leque aberto. Em um tornado, há um verdadeiro caos na orientação dos detritos, facilmente constatado quando há árvores e postes derrubados.

Também as próprias estruturas desses dois fenômenos atmosféricos apresentam diferenças essenciais. Em um tornado há um forte jato central, mais ou menos vertical, com o vento a seu redor *convergindo* para esse núcleo, em um movimento espiralado (Figura 2.6), que faz com que os detritos sejam encontrados no solo de um modo caótico.

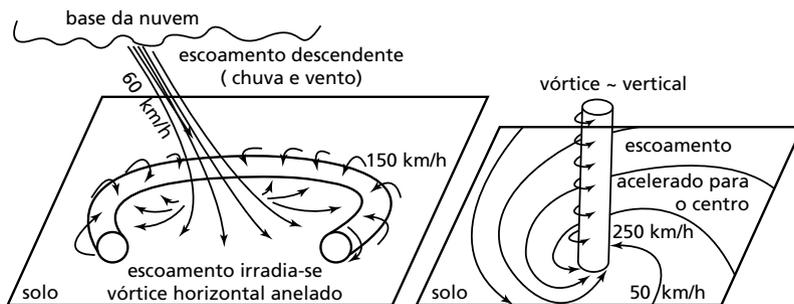


Figura 2.6 – Tornados e microexplosões.

Em uma explosão descendente há um jato mais ou menos inclinado de ar (e chuva). Ao chegar esse jato nas proximidades do solo, o vento *diverge* em todas as direções (Figura 2.6). Os detritos na frente do vórtice anelado ficam alinhados nessa direção; os situados lateralmente chegam a posicionar-se perpendicularmente aos anteriores.

b) Os danos causados por explosões descendentes superam em muito os causados por tornados. Por exemplo, nos Estados Unidos da América, para cada registro de acidente por tornado há cerca de dez registros de acidentes causados por explosões descendentes. Mas não esqueçamos que as destruições mais violentas são causadas por tornados. Além das grandes velocidades do vento (que podem ultra-

passar 400 km/h – 110 m/s), há o fenômeno da sucção existente no núcleo do tornado. Nas explosões descendentes as velocidades máximas não ultrapassam em muito os 270 km/h (75 m/s).

c) Nem sempre árvores que, além de serem tombadas, são encontradas torcidas, indicam que se tratava de um tornado. A torção pode ter sido causada por um vento retilíneo, que encontrou uma árvore não simétrica em relação à direção do vento. Galhos, ramos e folhas, assimetricamente situados, fazem com que a resultante da força causada pelo vento seja excêntrica, originando um momento de torção que torce a árvore.

### 2.2.7 Aviões e microexplosões

a) Foi ao estudar um acidente ocorrido com um avião, no voo 66 da *Eastern Airlines*, em 24/06/1975, no Aeroporto John F. Kennedy, Nova York, que Fujita usou pela primeira vez o termo *downburst* (explosão descendente).

Quando um avião encontra uma microexplosão, em uma altitude relativamente baixa (cerca de 300 m), inicialmente ele recebe um vento pela frente, que, veremos a seguir, causa um aumento da sustentação (força aerodinâmica vertical, que mantém o avião no ar) e faz o avião subir. Se o piloto inclina o avião para baixo, as consequências podem ser graves, pois em poucos segundos o avião já está na zona em que o vento dianteiro é substituído por um vento pela cauda. Há uma súbita queda da sustentação e o avião vai perder altura, podendo chocar-se com o solo.

Foi esse fenômeno que, em agosto de 1985, no *Dallas-Fort Worth Regional Airport*, provocou a queda de um avião que estava pousando. Morreram cerca de cem pessoas. E foi também esse fenômeno o responsável pelo acidente ocorrido no aeroporto de Brasília, no fim do século passado. Ao chocar-se violentamente com a pista, o avião rompeu-se em duas partes. Vários feridos e, se não me falha a memória, uma morte.

Atualmente, para evitar esse problema, muitos dos maiores aeroportos estão usando Radar-Doppler de alta resolução para detectar a existência de microexplosões nas proximidades das pistas.

b) Estudemos mais detalhadamente esse problema (Figura 2.7)

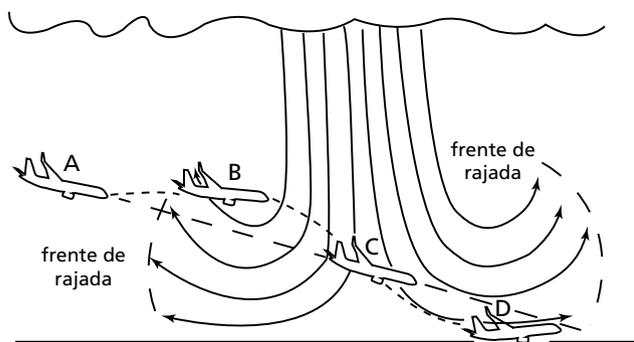


Figura 2.7 – Microexplosão e avião aterrissando.

**A** – Um avião está pousando, seguindo a linha normal de aterrissagem.

**B** – Entrando na microexplosão o avião depara-se com um vento contrário, dianteiro, o que causa um aumento da velocidade relativa sobre o avião, com um conseqüente aumento da sustentação,  $S$ . O avião subirá, em relação à linha de aterrissagem. A sustentação é dada pela expressão

$$S = \rho V \Gamma$$

Sendo:  $\rho$  – massa específica do ar

$V$  – velocidade relativa entre avião e ar

$\Gamma$  – circulação, que depende da forma das asas.

Portanto, um aumento de  $V$  causará um aumento da sustentação,  $S$ , considerando que é desprezável a variação da massa específica.

Para voltar à linha de aterrissagem o piloto manobra os comandos, de modo a diminuir a velocidade do avião, e, conseqüentemente, sua sustentação.

**C** – Quando o avião ultrapassa o centro da microexplosão, encontrará um vento que, agora, incide pela cauda. A velocidade relativa é diminuída, e o mesmo acontecerá com a sustentação. O avião por-se-á em uma posição abaixo da linha de aterrissagem.

**D** – Mesmo o piloto acionando rapidamente os comandos, tentando aumentar a sustentação, pode não haver tempo nem

espaço para corrigir a rápida queda de altitude do avião; este chocar-se-á mais ou menos violentamente com a pista.

Este fenômeno só foi bem entendido nos primeiros anos da década de 1980. Além de, em certos casos, perceberem visualmente a existência do fenômeno, hoje em dia os pilotos contam com o auxílio dos controladores de voo. Muitos aeroportos têm equipamentos que detectam as microexplosões e assim podem advertir o piloto, que já sabe como proceder.

### 2.2.8 Linhas de tormenta

a) As linhas de tormenta (*squall lines*) são regiões instáveis da atmosfera, de grande extensão na direção transversal à direção do movimento de uma frente fria (com até algumas centenas de quilômetros). Originam-se quando uma frente fria, com movimento rápido, desloca-se contra uma massa de ar quente, úmido e de instabilidade acentuada. Essa situação origina, a uma distância que pode chegar a cerca de 300 km adiante da frente fria, uma linha de tormentas em diversos estágios de desenvolvimento, algumas delas muito violentas, com ventos e rajadas excepcionalmente fortes (100 km/h ou mais), chuvas torrenciais e até granizo, descargas elétricas e tornados fracos (Figura 2.8).

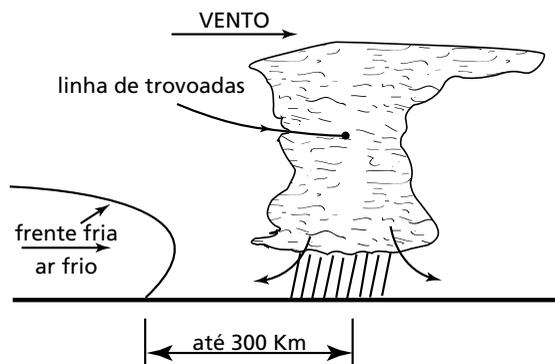


Figura 2.8 – Linha de tormenta (corte).

Podem ocorrer entre os paralelos 20° e 50°, em ambos os hemisférios. As mais severas aparecem nas latitudes médias, com chuvas torrenciais, que podem chegar a 30 mm em cerca de meia hora. Nas horas seguintes as chuvas são de menor intensidade e praticamente constantes. É nessa região

que surgem as mais severas linhas de tormenta; podem chegar a atingir mil quilômetros de extensão transversal, com trovoadas muito fortes.

b) Assim como acontece com os tornados, não há acordo sobre como se forma uma linha de tormenta. Uma teoria bastante aceita diz que à medida que tormentas vão se formando adiante da frente fria, que avança rapidamente, uma grande quantidade de ar desce nessa região e forma uma cunha. Essa cunha de ar frio faz com que suba o ar quente, úmido e instável aí existente. Com isso forma-se uma linha de trovoadas a muitos quilômetros adiante da frente fria.

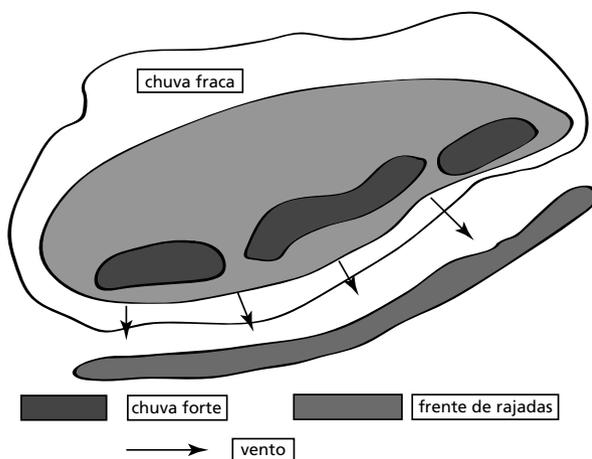


Figura 2.9 – Linha de tormenta (planta).

### 2.2.9 Ventos regionais

São ventos em que condições locais peculiares originam características próprias, pela influência de vales, montanhas, desníveis bruscos no terreno etc. Citamos, sem entrar em detalhes, alguns deles: zonda, bora, fohen.

## Capítulo 3

# Perfil vertical da velocidade média

### 3.1 Intervalo de tempo

a) Tendo em vista o que foi exposto no capítulo 2, o estudo que desenvolveremos neste e nos próximos capítulos aplica-se aos ventos fortes com estabilidade neutra, como são os oriundos de ciclones extratropicais e, com aproximação aceitável, de ciclones tropicais. São ventos que sopram mantendo uma velocidade média razoavelmente constante por dezenas de minutos ou mesmo por algumas poucas dezenas de horas (este último caso só nos ciclones extratropicais). As flutuações do escoamento de ar são quase que integralmente causadas por agitação mecânica do ar, formando um grande número de *turbilhões*, também designados *redemoinhos*.

Os turbilhões originam as *rajadas* de vento, que ocorrem em uma sequência aleatória de frequências e intensidades. As mais fortes são de pequena duração (fração de segundo) e atuam sobre uma pequena região. Correspondem à chegada simultânea ao ponto em estudo de turbilhões de diferentes dimensões e em condições tais que seus efeitos se somam. Além destes turbilhões de origem mecânica podem aparecer outros, causados por transformações termodinâmicas, com movimentos circulatorios que podem atingir dezenas ou centenas de quilômetros. Quando de grandes dimensões, estes turbilhões são considerados, do ponto de vista da engenharia estrutural, como causadores de alterações lentas na direção e velocidade do vento médio. É o caso dos movimentos circulatorios da atmosfera, com centenas ou milhares de quilômetros de diâmetro, que constituem os ciclones tropicais e extratropicais.

Na engenharia estrutural considera-se o vento como uma superposição de turbilhões de dimensões bem diversas, desde os maiores, da ordem de grandeza da altura da camada limite atmosférica, até os menores, da ordem de grandeza do milímetro. A energia cinética, retirada do escoamento

médio pelos maiores turbilhões, é transferida por um processo em cascata até os menores, terminando por dissipar-se em calor pela viscosidade do ar.

b) Na camada limite atmosférica a velocidade média do vento varia desde zero, junto à superfície terrestre, até a velocidade gradiente, na altura gradiente. Quanto maior a rugosidade do solo e mais importantes em número e dimensões os grandes obstáculos (árvores, morros, edifícios, torres etc), maiores serão a agitação do ar, o intercâmbio turbulento de quantidade de movimento e a altura interessada neste processo. Consequentemente, a altura gradiente será maior em uma cidade do que em campo aberto, por exemplo. Evidentemente, esta maior agitação provocará também uma maior intensidade de turbulência, com turbilhões atingindo uma vasta gama de dimensões: o vento sobre uma cidade será mais turbulento do que sobre campo aberto, continuando no mesmo exemplo. Por outro lado, em uma dada altura (dentro da camada limite e para uma mesma velocidade gradiente) a velocidade média será menor na cidade do que em campo aberto.

Quanto mais veloz uma rajada, menor seu tempo de atuação e menores as dimensões do turbilhão correspondente, sendo que um turbilhão muito pequeno não afetará todo o campo aerodinâmico nas vizinhanças da edificação e, conseqüentemente, não causará forças plenamente desenvolvidas sobre toda a edificação. Rajadas de poucos segundos são suficientes para causar pressões plenamente desenvolvidas em pequenas edificações e em elementos da estrutura secundária e do revestimento de paredes e coberturas; porém será necessária uma rajada de maior duração para a pressão correspondente desenvolver-se em toda a edificação, se ela não for muito pequena. A grosso modo os turbilhões têm a forma de um elipsoide, com seu eixo maior na direção do vento médio, com secção transversal aproximadamente circular. Para que o turbilhão seja plenamente efetivo suas dimensões devem ser sensivelmente maiores que as da edificação em estudo, pois a correlação de velocidade na periferia do turbilhão é fraca. Portanto, as dimensões do turbilhão devem ser tanto maiores (e maior sua duração) quanto maiores forem as dimensões da edificação. Como a velocidade diminui com o aumento das dimensões do turbilhão, edificações grandes estarão sujeitas a menores forças do vento por unidade de área do que edificações pequenas.

Com base nestas considerações, as normas britânicas<sup>10</sup> e brasileiras<sup>11</sup> adotaram os seguintes valores para a maior dimensão da edificação, para que esta seja convenientemente envolvida pelo turbilhão:

- rajadas de 3 segundos 0 - 20 m
- rajadas de cinco segundos 20 - 50 m
- rajadas de 15 segundos acima de 50 m

c) Ao definir a velocidade do vento devem ser considerados apenas turbilhões que tenham dimensões suficientes para envolver plenamente a edificação. As dimensões dos turbilhões são caracterizadas pelas correspondentes escalas espaciais. Cada uma delas é definida pelo comprimento  $L$  de um retângulo de mesma área que a área  $A$  sob a curva de correlação espacial  $R$  da respectiva componente do vetor velocidade. Isto é (Figura 3.1):

$$L = (\text{área sob a curva}) / (\text{ordenada na origem}) = A / 1$$

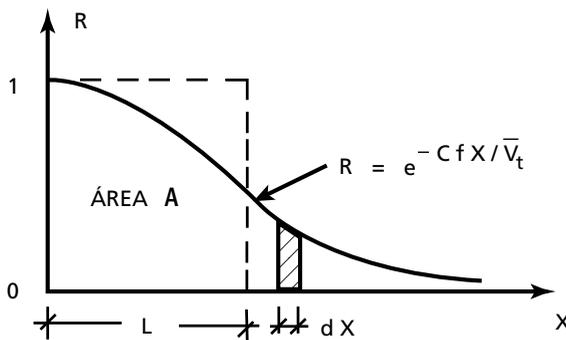


Figura 3.1 – Correlação longitudinal da turbulência

A área  $A$  é obtida pela integral ( $1/f = t$ ):

$$A = \int_0^{\infty} e^{-CfX/\bar{V}_t} dX = \bar{V}_t t / C$$

sendo:

$f$  – frequência das flutuações de pressão

$X$  – distância horizontal ou vertical entre os dois pontos em estudo

$\bar{V}_t$  – velocidade média de deslocamento do turbilhão.

A escala espacial será dada por

$$L = \bar{V}_t t / C \tag{3.1}$$

Portanto, a duração  $t$  de uma rajada plenamente efetiva será:

$$t = CL / \bar{V}_t \quad (3.2)$$

Para um turbilhão que envolva a edificação, nas condições indicadas anteriormente,  $L$  será a altura  $h$  da edificação ou sua largura, adotando-se o maior dos dois valores.  $V_t$ , de acordo com estudo feito por Newberry, Eaton e Mayne,<sup>12</sup> é a velocidade média do vento sobre  $t$  segundos no topo da edificação,  $V_t(h)$ . Quanto ao valor de  $C$ , o autor comparou, em outro trabalho,<sup>13</sup> um critério empírico com o processo adotado por Newberry, Eaton e Mayne<sup>12</sup> para a Torre dos Correios de Londres e com a expressão geral de Sfintesco e Wyatt,<sup>14</sup> na qual  $C$  varia com a altura da edificação. Um estudo gráfico mostrou que o critério empírico que propusemos conduz a valores intermediários aos dos outros dois estudos. Como a expressão é mais simples que a de Sfintesco e Wyatt, e por ficar a favor da segurança, adotá-la-emos no presente trabalho. Portanto,  $C = 7,5$  e

$$t = 7,5L / \bar{V}_t(h) \quad (3.3)$$

Com base na expressão (3.3) foi organizada a Figura 3.2, válida para o caso de edificações alteadas, isto é, aquelas em que a maior dimensão é a altura.

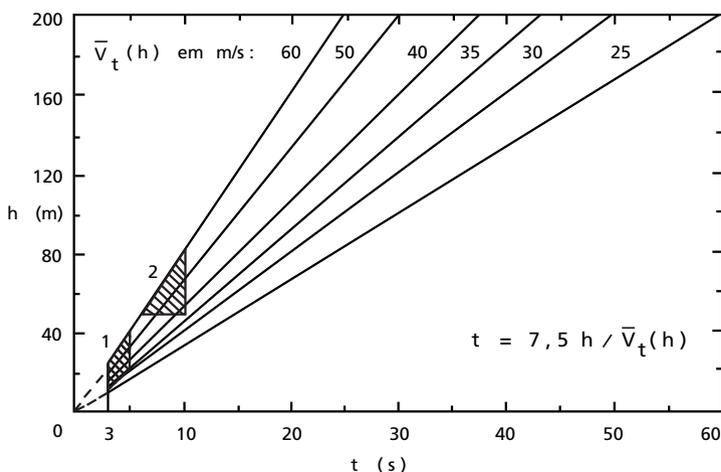


Figura 3.2 – Determinação do intervalo de tempo  $t$ .

d) Newberry, Eaton e Mayne<sup>12</sup> observam que, de acordo com seus resultados, para algumas edificações o intervalo de tempo adotado pela norma britânica para a velocidade média do vento deveria ser reduzido. O mesmo pode ser dito em relação à norma brasileira NBR 6123,<sup>11</sup> se examinarmos a Figura 3.2. A região *hachurada 1* mostra que em certos casos a adoção de uma rajada de cinco segundos (edificações com a maior dimensão entre 20 e 50 m) está contra a segurança. Consideração análoga feita para rajada de 15 segundos (maior dimensão acima de 50 m) mostrará que uma região ainda maior ficará contra a segurança, por este critério (linhas tracejadas na Figura 3.2). Por esta razão sugerimos que se adote, para edificações com a maior dimensão acima de 50 m, uma duração de rajada de 10 segundos. Mesmo assim teremos uma região (agora bem menor) contra a segurança (zona *hachurada 2*). Entretanto, face às simplificações e imprecisões inerentes, este critério nos parece suficientemente correto, para fins práticos. Seguindo este critério, a Comissão de Estudo para a Revisão da NBR 6123 adotou, para cada Categoria de terreno, valores de  $S_2$  para as três seguintes Classes de edificações:<sup>15</sup>

- maior dimensão abaixo de 20 m             $t = 3$  s
- maior dimensão entre 20 e 50 m         $t = 5$  s
- maior dimensão acima de 50 m          $t = 10$  s

Por outro lado, julgamos que é razoável permitir que, para edificações com a maior dimensão superior a 50 m se faça uma determinação do tempo de duração da rajada. Devido à grande influência da velocidade no valor de  $t$  (ver Figura 3.2), não nos parece recomendável especificar outras Classes de edificações na Norma (para " $h$ " acima de 80 ou 100 m, por exemplo), pois as diferenças contra a segurança podem ser importantes.

## 3.2 Parâmetros de rugosidade

### 3.2.1 Introdução

a) Nos ventos fortes “bem comportados” a influência da turbulência de origem térmica é desprezável dentro da camada limite atmosférica, na qual a turbulência de origem mecânica causada pela rugosidade da superfície terrestre, é preponderante. Isto porque a turbulência de origem mecânica provoca uma mistura muito eficiente das camadas de

ar, evitando o crescimento de instabilidades térmicas e elevando a atmosfera a uma estabilidade neutra. Além disso, em ventos fortes bem comportados a camada limite é completamente turbulenta; em ventos com turbulência desprezável (ventos “suaves”) a velocidade média não chega a atingir 60 km/h (17 m/s).<sup>16,17</sup>

b) A rugosidade da superfície terrestre, que designaremos abreviadamente por rugosidade superficial, é caracterizada pelos efeitos acumulados estatisticamente de um grande número de obstáculos, tanto naturais como artificiais. Ela é definida pela forma, dimensões e densidade dos elementos que a constituem (terrenos naturais e cultivados, vegetação rasteira e alta, bosques e florestas, lagos e mares, muros, casas, pavilhões industriais e agrícolas, edifícios etc).

c) O vento junto à superfície é frenado pelas forças de arrasto causadas pela rugosidade superficial (forças de arrasto, lembramos, são forças na direção do vento). Estas forças são causadas tanto pelo atrito direto contra a superfície (forças de atrito ou de fricção) como também, e principalmente, pelas forças que aparecem pelo intercâmbio de quantidade de movimento entre camadas horizontais de ar, devido à turbulência, e que fazem sentir seus efeitos em uma altura muito maior que a dos obstáculos que a causaram. Matematicamente, as tensões correspondentes a este intercâmbio de quantidade de movimento são designadas por *tensões* (aparentes ou virtuais) *de Reynolds*, e são superiores às tensões de fricção por várias potências de 10. Para a frenagem do vento interessa a componente das tensões de Reynolds na direção do escoamento de ar.

Esta componente é expressa por

$$\tau_t = -\rho \overline{u v} \quad (3.4)$$

onde a barra indica média no tempo e sendo:

u – componente das flutuações na direção do vento

v – componente vertical das flutuações

$\rho$  – massa específica do ar.

Somente muito próximo à superfície, local onde a componente v é muito pequena ou mesmo nula (o que acontece junto à superfície), será necessário considerar as tensões de deslizamento correspondentes ao regime laminar (intercâmbio de quantidade de movimento

entre moléculas, apenas). Em um ponto onde a velocidade média é  $\bar{V}$  ( $\mu$ : viscosidade dinâmica):

$$\tau_t = \mu \frac{\partial \bar{V}}{\partial z} \quad (3.5)$$

A tensão de deslizamento total será a soma

$$\tau = \tau_t + \tau_i = \mu \frac{\partial \bar{V}}{\partial z} - \rho \bar{u} \bar{v} \quad (3.6)$$

Nas proximidades da superfície terrestre a equação 3.6 reduz-se a

$$\tau_o = \mu \left( \frac{\partial \bar{V}}{\partial z} \right)$$

o índice o correspondendo a uma altura acima da superfície terrestre  $z=0$ .

d) Exceto para valores muito pequenos de  $z$ , a turbulência é, praticamente, a causadora da totalidade das tensões tangenciais, que costumamos designar por tensões de deslizamento:

$$\tau \cong \tau_t = -\rho \bar{u} \bar{v} \quad (3.7)$$

Quanto mais rugosa a superfície terrestre, maiores a intensidade da turbulência, as tensões de Reynolds, a altura da camada limite atmosférica (altura gradiente) e a frenagem do vento próximo à superfície terrestre. Por exemplo, a uma dada altura acima do terreno a velocidade média será menor e a intensidade da turbulência será maior em uma cidade de que em campo aberto; e a altura gradiente será maior na cidade.

### 3.2.2 Velocidade de fricção ( $u^*$ )

a) Para o estudo do perfil vertical das velocidades do vento dentro da camada limite atmosférica, um parâmetro básico, que depende tanto da rugosidade superficial como da velocidade média do vento, é a chamada velocidade de fricção ou velocidade de cisalhamento. Este parâmetro foi proposto por Prandtl<sup>18</sup> e é definido pela expressão

$$u^*(z) = \sqrt{|\tau_t(z)|/\rho} \quad (3.8)$$

Esta definição provém do conceito de Prandtl de “comprimento de mistura” (*Mischungsweg*): distância média percorrida na direção transversal ao escoamento (em nosso caso, na direção vertical) por uma partícula de fluido até ela adquirir a velocidade da região para a qual se deslocou. Este conceito tem ligação com o de “livre percurso médio” da teoria cinética dos gases. Nesta teoria, a transferência de quantidade de movimento é devida ao movimento de moléculas, enquanto que no conceito de Prandtl é devida ao intercâmbio de partículas fluidas, de dimensões algumas ordens de grandeza maiores.

b) Uma partícula fluida é deslocada da posição  $z$  (Figura 3.3), onde a velocidade média é  $\bar{V}(z)$ , por uma distância igual ao comprimento de mistura,  $\ell$  em uma direção perpendicular ao escoamento, para uma posição onde a velocidade média é  $\bar{V}(z+\ell)$ . A diferença de velocidades médias entre as duas posições é

$$\Delta\bar{V} = \bar{V}(z+\ell) - \bar{V}(z) \quad (3.9)$$

ou, aproximadamente,

$$\Delta\bar{V} \approx \ell \frac{\partial\bar{V}(z)}{\partial z} \quad (3.10)$$

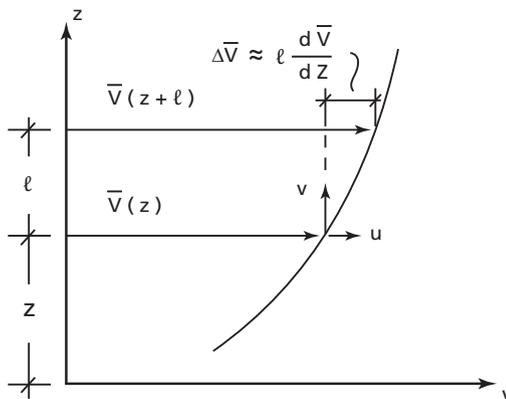


Figura 3.3 – Comprimento de mistura  $\ell$ .

Prandtl admite que as componentes de flutuação da velocidade média são proporcionais:

$$|\overline{u}| \propto |\overline{v}|$$

e que a diferença de velocidades entre as posições inicial e final da partícula,  $\Delta \overline{V}$ , é proporcional às flutuações:

$$\ell \frac{\partial \overline{V}(z)}{\partial V} \propto (|\overline{v}| e |\overline{u}|)$$

Substituindo na equação 3.7 e admitindo que  $\ell$  inclua os coeficientes de proporcionalidade (e, para simplificar, fazendo  $\overline{V}(z) = \overline{V}$ ):

$$\tau = \rho \ell^2 \left| \frac{\partial \overline{V}}{\partial z} \right| \frac{\partial \overline{V}}{\partial z} \quad (3.11)$$

O módulo é tomado em apenas uma das derivadas para que a valores positivos de  $\partial \overline{V} / \partial z$  correspondam valores positivos das tensões de deslizamento e a valores negativos de  $\partial \overline{V} / \partial z$  correspondam valores negativos destas tensões.

A expressão acima, embora aproximada, mostra que as tensões de deslizamento causadas pela mistura turbulenta de partículas fluidas (isto é, tensões de Reynolds), são proporcionais ao quadrado da velocidade. Ela pode ser posta sob a forma:

$$\sqrt{|\tau|/\rho} = \ell \frac{\partial \overline{V}}{\partial z} \quad (3.12)$$

O termo da direita mostra facilmente que  $\sqrt{\tau/\rho}$  tem a dimensão de uma velocidade, tendo sido chamado por Prandtl de *velocidade de fricção*, e sendo geralmente representado por  $u^*$ :

$$u^* = \sqrt{|\tau|/\rho} \quad (3.13)$$

e, pela (3.7):

$$u^* = \sqrt{|\overline{uv}|} \quad (3.14)$$

Pela (3.12) verifica-se que  $u^*$  depende tanto da rugosidade superficial (que, influi na turbulência e, conseqüentemente, em  $\ell$ ) como do gradiente

da velocidade média do escoamento. A velocidade de fricção pode ainda ser encarada como uma medida da intensidade da turbulência e da transferência de quantidade de movimento causada por esta turbulência.

Prandtl admite que  $\ell$  não é afetado pela viscosidade (hipótese esta confirmada experimentalmente), restando como única expressão dimensionalmente correta para  $\ell$ :

$$\ell = \text{constante} \times z = k_1 z$$

Experimentalmente,  $k_1 = 0,417$ .

Considerando as expressões (3.12) e (3.13):

$$u^* = k_1 z \frac{\partial \bar{V}}{\partial z} \quad (3.15)$$

Na maioria das aplicações trabalha-se com a velocidade de fricção junto à superfície:

$$u_o^* = u^*(0) = \sqrt{\tau_o / \rho} \quad (3.16)$$

sendo  $\tau_o$  a tensão de deslizamento junto à parede.

### 3.2.3 Coeficiente de arrasto superficial ( $c_{as}$ )

A tensão de deslizamento junto à parede pode ser obtida por

$$\tau_o = \frac{1}{2} \rho \bar{V}_{ref}^2 c_{at} \quad (3.17)$$

sendo

$\bar{V}_{ref}$  – velocidade média de referência

$c_{at}$  – coeficiente de tensão de cisalhamento (ou de tensão de deslizamento ou de atrito local).

Este coeficiente  $c_{at}$  foi exaustivamente estudado para o caso de escoamento de ar uniforme sobre placas lisas e rugosas e sobre asas de aviões. Algumas indicações a respeito podem ser encontradas na referência 19.

b) Para o caso do vento fluindo sobre a superfície terrestre, via de regra com uma rugosidade muito superior a das placas e asas, costuma ser usado outro coeficiente. Este coeficiente tem sido apresentado na literatura com diversas designações (coeficiente de arrasto superficial, de arrasto local, de resistência, de fricção de “pele” etc) e símbolos ( $\kappa$ ,  $C_f$ ,  $C_D$  etc). Adotaremos a designação de *coeficiente de arrasto superficial*

e o símbolo  $c_{as}$ , coerentemente com a simbologia adotada na referência 19. É, definido por

$$c_{as} = \tau_o / (\rho \bar{V}_{ref}^2) \quad (3.18)$$

Em geral  $\bar{V}_{ref}$  corresponde à média horária ou sobre dez minutos, a uma altura de 10 m acima da superfície terrestre. Da (3.18):

$$\tau_o = c_{as} \rho \bar{V}_{ref}^2 \quad (3.19)$$

Comparando (3.19) com (3.17) conclui-se que

$$c_{as} = c_{at} / 2 \quad (3.20)$$

O coeficiente de arrasto superficial está relacionado com a velocidade de fricção. De fato, combinando (3.18) e (3.16):

$$c_{as} = (u_o^* / \bar{V}_{ref})^2 \quad (3.21)$$

O coeficiente  $c_{as}$  tem sido determinado de quatro modos:

- por medidas ligadas ao vento geostrófico;
- a partir de perfis da velocidade do vento de superfície;
- por medidas diretas do arrasto em placas paralelas ao vento;
- por medida das tensões de Reynolds nas proximidades da superfície terrestre.

### 3.2.4 Comprimento de rugosidade ( $z_o$ ) e lei logarítmica

a) O parâmetro  $z_o$ , geralmente designado por *comprimento de rugosidade*, é o fator dominante na definição dos perfis verticais da velocidade média em ventos fortes com estabilidade neutra, dentro da camada limite atmosférica. Este parâmetro está diretamente ligado à altura dos obstáculos que formam a rugosidade da superfície terrestre, sendo uma pequena fração desta altura (Vickery,<sup>20</sup> por exemplo, indica, como uma aproximação grosseira,  $z_o \cong 1/20$  da altura média dos obstáculos) e constituindo uma referência para o grau de rugosidade superficial. Convém assinalar que  $z_o$  é muito influenciado pela não homogeneidade do escoamento e da distribuição dos obstáculos. Por exemplo, em zonas urbanas há indicações de  $z_o$  entre 0,20 m e 4,0 m e mesmo mais.

Do ponto de vista da engenharia estrutural o uso de valores baixos de  $z_o$  fica a favor da segurança.<sup>1</sup> Portanto, em caso de dúvida é

recomendável usar valores próximos aos limites inferiores, dentro da gama de variação dos valores obtidos para  $z_0$ .

b) O parâmetro  $z_0$  usualmente é determinado ajustando o perfil de velocidades médias ao perfil teórico, logarítmico, conhecido como lei de Prandtl ou lei da parede. Excetuando-se a região muito próxima à superfície terrestre (sem interesse prático) e para uma altura que teoricamente vai só até 15% da altura da camada limite, Prandtl admite que a tensão de deslizamento permanece constante e com o mesmo valor que possui junto à superfície. Isto é,  $\tau_t(z) = \tau_0$ .

c) De acordo com diversos autores, a lei de Prandtl é acuradamente aplicável até cerca de 100 m de altura.<sup>21,22</sup> Experimentalmente foi verificado que a região da camada limite atmosférica mais próxima à superfície terrestre caracteriza-se por tensões deslizando aproximadamente constantes. Acima desta região estas tensões vão diminuindo com a altura, até um valor praticamente nulo na atmosfera livre (isto é, fora da camada limite). No caso de ventos fortes em estabilidade neutra a validade da lei de Prandtl até alturas de umas poucas centenas de metros tem sido confirmada por medições.<sup>1</sup>

A lei de Prandtl baseia-se nas duas hipóteses já comentadas:

- tensões deslizando constantes;
- comprimento de mistura proporcional à altura sobre o terreno.

Esta lei tem a seguinte expressão:

$$\bar{V}(z)/u_0^* = \kappa^{-1} \ln(z/z_0) \quad (3.22)$$

Sendo  $\kappa \cong 0,4$  a constante de Kármán.

A (3.22) pode ser posta sob a forma

$$\kappa \bar{V}(z)/u_0^* = \ln z - \ln z_0$$

ou

$$\ln z = \ln z_0 + (\kappa/u_0^*) \bar{V}(z)$$

que é a equação de uma reta com parâmetro linear igual a  $\ln z_0$  e parâmetro angular igual a  $\kappa/u_0^*$  (Figura 3.4). Para  $\bar{V}(z) = 0$ ,  $\ln z = \ln z_0$  e  $z = z_0$ .

Valores mais precisos de  $z_0$  serão obtidos se a velocidade de fricção  $u_0^*$  for determinada experimentalmente por um dos seguintes modos:

- medida das tensões deslizantes na superfície:  $u_o^* = (\tau_o / \rho)^{1/2}$
- medida das tensões de Reynolds máximas:  $u_o^* = |\overline{-uv}|^{1/2}$

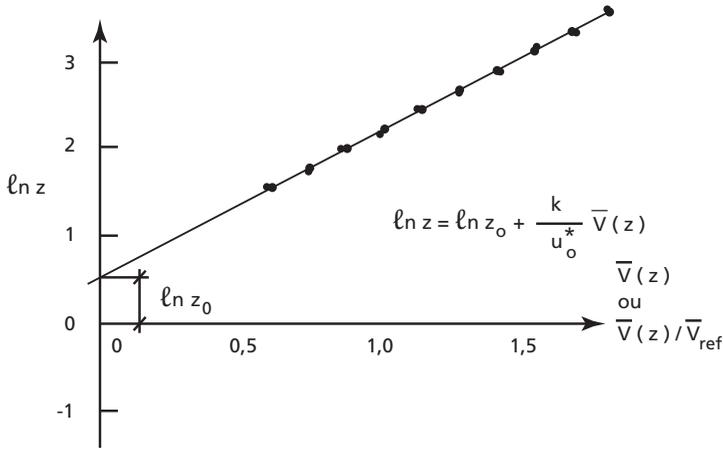


Figura 3.4 – Determinação do comprimento de rugosidade  $z_o$ .

### 3.2.5 Deslocamento do plano zero ( $z_d$ ).

a) Em terrenos muito rugosos, como os cobertos por plantações altas, árvores ou casas, o nível do terreno (origem da cota  $z$ ) não coincidirá com a origem do perfil logarítmico teórico. Nestes casos seria necessário, a rigor, efetuar um deslocamento do plano de referência (“plano zero”),  $z_d$ , de modo que a lei logarítmica ficará (Figura 3.5):

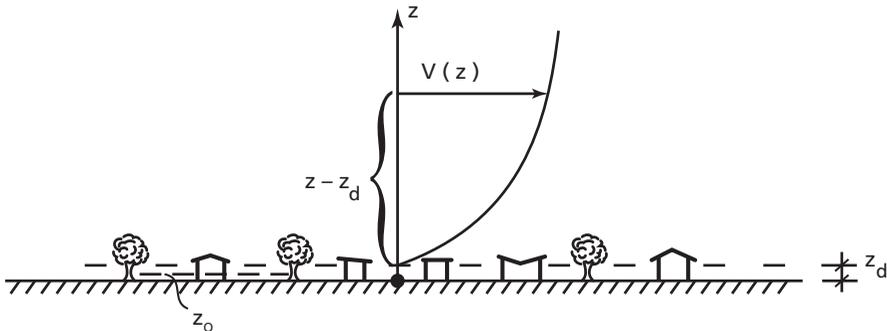


Figura 3.5 – Interpretação física de  $z_o$  e  $z_d$ .

$$\bar{V}(z)/u_o^* = (1/k) \ln [(z-z_d)/z_o] \quad (3.23)$$

Os parâmetros  $z_d$ ,  $z_o$  e  $u_o^*$  podem ser determinados medindo a velocidade do vento em três níveis e resolvendo o sistema de três equações assim obtido. Entretanto, face às imprecisões das medidas tanto ao vento natural como em sua simulação em túnel de vento, e pelas diferenças entre o perfil real e seu modelo matemático, é recomendável o uso de processos que se baseiem em medidas feitas em um número maior de alturas. Entre estes citamos a solução numérica proposta por Robinson.<sup>23</sup> O parâmetro  $z_o$  é muito sensível a alterações na forma, dimensões e densidade dos obstáculos que o definem, o que faz com que os valores obtidos devam ser considerados com muita cautela.

De acordo com Helliwell,<sup>24</sup> valores aproximados de  $z_d$  em cidades podem ser obtidos com a expressão

$$z_d = \bar{H} - z_o/k = \bar{H} - 2,5z_o \quad (3.24)$$

sendo

$k$  – a constante de Kármán  $\cong 0,4$

$\bar{H}$  – a altura média das edificações na região circundante.

Simiu e Lozier,<sup>4</sup> por sua vez, sugerem que  $z_d$  seja considerado igual a zero, exceto no centro de grandes cidades, onde deve ser adotado o menor dos dois valores:

$$z_d = 20 \text{ m} \quad \text{e} \quad z_d = 0,75\bar{H} \quad (3.25)$$

Contudo, o mesmo Simiu, em trabalho escrito com Biétry e Sacré,<sup>25</sup> lembra que este parâmetro em geral é determinado subjetivamente e que, além disso, medidas de velocidades do vento em cidades podem ser representadas satisfatoriamente, para fins de engenharia, pela lei logarítmica omitindo o parâmetro  $z_d$ .

### 3.2.6 Lei potencial

Além da lei de Prandtl há diversas expressões teóricas deduzidas para determinar a lei de variação da velocidade média do vento com a altura. As mais corretas baseiam-se, como a de Prandtl, nos efeitos do intercâmbio de quantidade de movimento em uma camada limite turbulenta, aplicando ao problema meteorológico os estudos feitos na

teoria de camadas limites. Estas soluções diferem entre si pelas hipóteses admitidas para o intercâmbio de quantidade de movimento.

Entretanto, uma boa concordância com os dados experimentais pode ser obtida por uma simples lei de potência do tipo

$$\bar{V}(z)/\bar{V}(z')=(z/z')^p \quad (3.26)$$

que relaciona as velocidades médias em duas alturas quaisquer dentro da camada limite atmosférica,  $z$  e  $z'$ . Na prática fixa-se uma das alturas em um valor padrão. Este costuma ser ou a altura gradiente,  $z_g$ , ou a altura de 10 m. Teremos, respectivamente:

$$\bar{V}(z)/\bar{V}(z_g)=(z/z_g)^p \quad (3.27)$$

$$\bar{V}(z)/\bar{V}(10)=(z/10)^p \quad (3.28)$$

Usaremos a última destas expressões.

### 3.2.7 Valores dos parâmetros $z_o$ , $c_{as}$ , $p$ e $z_g$

a) Na Tabela 3.1 são fornecidos valores dos parâmetros  $z_o$ ,  $c_{as}$ ,  $p$  e  $z_g$ , de acordo com diversas fontes. A velocidade de referência, sempre a 10 m de altura, em geral corresponde ao valor médio horário; em alguns poucos casos, ao valor médio sobre 10 min. A partir desta tabela foi organizado o gráfico da Figura 3.6, que apresenta curvas de  $c_{as}$ ,  $p$  e  $z_g$  em função de  $z_o$ . A curva de  $c_{as}$  referente ao trabalho de Simiu e Scalan<sup>1</sup> foi traçada considerando a descrição da rugosidade e não os valores correspondentes de  $z_o$ , que ficam abaixo dos indicados nas outras referências.

Tabela 3.1 – Parâmetros de rugosidade

Fonte Ref:	Descrição do terreno	Parâmetros			
		$p$	$z_0$ (mm)	$c_{as} \cdot 10^3$	$z_g$ (m)
1	Areia		0,1 - 1	1,2 - 1,9	
	Superfície do mar		0,003 <sup>a</sup> - 5 <sup>b</sup>	0,7 - 2,6	
	Superfície com neve		1 - 6	1,9 - 2,9	
	Gramma aparada ( ~ 0,01m )		1-10	1,9 - 3,4	
	Gramma baixa, estepe		10 - 40	3,4 - 5,2	
	Terra lavrada		20 - 30	4,1 - 4,7	
	Gramma alta		40 - 100	5,2 - 7,6	
	Palmeirais		100 - 300	7,6 - 13,0	
	Florestas de coníferas (árvores com altura média = 15 m; 1 por 10 m <sup>2</sup> ; $z_d \cong 12$ m)		900 - 1000	28,0 - 30,0	
	Subúrbios		200 - 400	10,5 - 15,4	
	Centros de cidades pequenas		350 - 400	14,2 - 16,6	
	Centros de cidades grandes		600 - 800	20,2 - 25,1	
	a: velocidade do vento para $z=10$ m: 1,5 m/s b: velocidade do vento para $z=10$ m: >15 m/s				
3	Mar aberto	0,10 - 0,11 0,10	0,25 - 2,5 0,3	0,5 - 2,2 0,5	
	Campo aberto plano	0,14 - 0,19 0,16	15 - 60 30	4 - 7 5	275
19	Floresta	0,25 - 0,34 0,28	200 - 900 300	11 - 27 15	400
	Área urbana	0,36 - 0,40 0,40	1200 - 5500 3000	30 - 50 50	520
4	Região costeira <sup>a</sup>		5 - 10		
	Região aberta		30 - 100		
	Subúrbios		200 - 300		
	Centro de cidades pequenas		350 - 450		
	Centro de cidades grandes		600 - 800		
a: aplicável a estruturas diretamente expostas a ventos soprando de águas livres					
21	Mar aberto			0,5	
	Terreno com grama alta			5	
	Zona coberta de mato (Floresta de Munich)		1000	15 - 30	
	Cidade grande		3000	50	
25	Água livre	0,10	5		
	Terreno aberto	0,14	70		

continua...

Fonte Ref:	Descrição do terreno	Parâmetros			
		$p$	$z_0$ (mm)	$C_{as} \cdot 10^3$	$z_g$ (m)
25	Subúrbios a considerável distância do centro, em cidades pequenas (zonas com poucas construções, com árvores, cercas vivas etc.)	0,20	300		
	Cidades pequenas, subúrbios densamente concentrados, terreno com mato	0,25	1000		
	Centros de cidades grandes	0,35	2500		
26	Grandes extensões de água, pântanos, campos abertos de neve e grandes superfícies asfaltadas	0,12	3		
	Terreno gramado plano, parques ou solo nu, sem cercas vivas e com muito poucas obstruções isoladas	0,14	10		
	Terreno aproximadamente plano ou levemente ondulado, campos com plantações, cercas ou cercas vivas baixas e poucas árvores	0,16	30		
	Terreno com diversas cercas vivas altas, algumas edificações rurais, casas e árvores	0,20	100		
	Matos densos, zonas com residências tipicamente entre 10% e 20% de área construída (densidade)	0,24	300		
	Centros de cidades, tendo a maior parte dos edifícios 4 ou mais andares, tipicamente entre 30% e 50% de área construída (densidade) NOTA: expoente $p$ válido para uma altura $z-d$ entre 0 e 300 m.	0,27	800		
27	Regiões planas geladas ou com lama		0,01		
	Terrenos planos ou ondulados cobertos de neve		0,1		
	Mar aberto calmo		0,1		
	Vento marítimo na região costeira		1		
	Deserto (plano)		0,5		
	Superfície natural de neve (fazendas)		2		
	Campos gramados aproximadamente planos:				
	Grama cortada (~3 cm)		8		
Poucas árvores, inverno		10			
Terreno típico de fazendas:					

continua...

Fonte Ref.	Descrição do terreno	Parâmetros			
		$p$	$z_0$ (mm)	$c_{as} \cdot 10^3$	$z_g$ (m)
27	Gramma não cortada		20		
	Aeroportos (zona das pistas)		20		
	Gramma alta (~ 60 cm), plantações		40		
	Arvores isoladas		30		
	Poucas árvore (verão)		50		
	Muitas cercas vivas		80		
	Muitas árvores, cercas vivas, poucas edificações		150 - 300		
	Subúrbios de cidades pequenas*		350		
	Regiões arborizadas aproximadamente planas		350		
	Centros de cidades pequenas*		500		
	Centros de cidades médias e grandes*		600 - 1200		
	Florestas		900		
Centros de cidades com edifícios muito altos*		1200 - 1300			
Zona montanhosa ou com muitos morros*		2000			
	*Terreno heterogêneo				
30	Terreno aberto com muito poucos obstáculos	0,16		5	300
	Terreno uniformemente coberto com obstáculos de 10 a 15 m de altura	0,28		15	430
	Terreno com obstáculos irregulares	0,40		50	560
36	Mar tempestuoso	0,12	5 - 10	1	250
	Campo aberto	0,16	10 - 100	5	300
	Florestas e áreas suburbanas	0,23	300 - 1000	15	400
	Centros de grandes cidades	0,40	1000 - 5000	50	500
38	Zona plana (pradarias, terra arável)	0,16		5	360
	Florestas e matos, subúrbios	0,28		15	450
	Cidades com edifícios altos	0,40		50	520
45	Areia		0,1 - 1	1,2 - 1,9	
	Superfície do mar		0,003 <sup>b</sup> - 4 <sup>b</sup>	0,7 - 2,6	
	Superfície de neve		1 - 6	1,9 - 2,9	
	Gramma cortada (~ 0,01 m)		1 - 10	1,9 - 3,4	

continua...

Fonte Ref:	Descrição do terreno	Parâmetros			
		$\rho$	$z_0$ (mm)	$C_{as} \cdot 10^3$	$z_g$ (m)
45	Gramma baixa, estepe		10 - 40	3,4 - 5,2	
	Terra lavrada		20 - 30	4,1 - 4,7	
	Gramma alta		40 - 100	5,2 - 7,6	
	Palmeirais		100 - 300	7,6 - 13,0	
	Florestas de coníferas (árvores com altura média =15 m; 1 árvore por 10 m <sup>2</sup> ; $z_d \cong 12$ m)		900 -1000	28,0 - 30,0	
	Cidades grandes a: velocidade do vento para z=10: 1,5 m/s b: velocidade do vento para z=10m: >15 m/s		750 - 1500	20,0 - 45,0	
46	Mar tempestuoso (Mar aberto)	0,11	1 - 10		250
			3		
	Pradarias, fazendas	0,16	10 - 100		300
			30		
	Floresta, subúrbios	0,28	100 - 1000		400
	300				
Centros de cidades grandes	0,40	1000 - 3000		500	
47	Deserto		0,5		
	Mar		5		
	Campo		50		
	Floresta		500		
	Cidades pequenas e grandes		500 - 2000 (?)		
48	Águas livres, tempestuosas			1 - 2	
	Campo aberto			3 - 5	
	Matos, florestas, áreas suburbanos			15 - 30	
	Centros urbanos			30 - 50 (?)	
49	Campo aberto sem obstruções (ex: pradaria, tundra ártica, deserto)	0,15		5	
	Terreno com obstruções baixas, tais como árvores e casas (menos de 10 m de altura)	0,27 0,31		15-20	
	Zonas urbanas densamente construídas com edifícios altos	0,43		50	

continua...

Fonte Ref.	Descrição do terreno	Parâmetros			
		$p$	$z_0$ (mm)	$c_{as} \cdot 10^3$	$z_g$ (m)
50	Campo aberto		10 - 100		274
	Florestas e zonas suburbanas		300 - 1000		396
	Centros de cidades grandes		1000 - 5000		518
51	Grandes extensões de campo aberto em nível sem obstruções, superfície de água, gramados planos, pântanos	0,15		5	280
	Campo plano ou ondulado com algumas obstruções, tais como cercas vivas ou muros cercando campos, árvores esparsas e/ou edificações	0,22		8,8	360
	Superfícies cobertas por numerosas obstruções grandes. Parque e florestas com muitas árvores, áreas urbana e suburbanas com nível médio do topo dos telhados ou obstruções a aproximadamente 10 m.	0,28		15	400
	Superfícies muito irregulares, áreas cobertas por numerosas e grandes obstruções com nível médio do topo dos telhados ou obstruções acima de 25 m. Centros de cidades grandes.	0,40		40	480
52	Terreno aberto, extremamente liso		10		
	Terra agrícola com fileiras de cercas vivas e edificações		100		
	Zonas com casas de 1 andar com jardins		1000		
	Zonas com edifícios de 5-6 pisos densamente construídas		10000		
53	Região costeira		5 - 10	$z_d$ : altura média do plano zero	
	Região aberta $z_d = 0$		30 - 100		
	Subúrbios		200 - 300		
	Centros de cidades pequenas		400		
	Centros de cidades grandes $z_d \cong 20$ m ou $0,75 h$		600 - 800	$h$ : altura média dos obstáculos.	
54	Região costeira		5 - 10		
	Região aberta		30 - 100		
	Subúrbios		200 - 300		
	Centros de cidades pequenas		350 - 450		
	Centros de cidades grandes		600 - 800		

continua...

Fonte Ref:	Descrição do terreno	Parâmetros			
		$\rho$	$z_0$ (mm)	$C_{as} \cdot 10^3$	$z_g$ (m)
55	Mar (calmo – ventoso)		0,003 - 5		
	Zona gramada (cortada – alta)		1 - 10		
	Floresta de coníferas (15 m altura)		900 - 1000		
	Subúrbios		200 - 400		
	Centros de cidades pequenas			350 - 450	
	Centros de cidades grandes		600 - 800		
56	Água livre com extensão de 5 km ou mais		0,2		
	Zonas planas com lama ou neve; ausência de vegetação e obstáculos		5		
	Terreno plano aberto; grama, poucos obstáculos isolados		30		x: distância típica entre obstáculos na direção do vento
	Plantações baixas; ocasionais obstáculos grandes, $x/h > 20$		100		
	Plantações altas; obstáculos esparsos, $15 < x/h < 20$		250		
	Parques, arbustos; numerosos obstáculos, $x/h > 10$		500		h: altura dos maiores obstáculos
	Obstáculos grandes regularmente distribuídos (subúrbio. floresta)		1000		
	Centros de cidades grandes com edifícios altos e baixos		?		
57	Grandes extensões de água; regiões costeiras planas com vento marítimo; desertos	0,12	1		
	Campo plano ou pouco ondulado com alguns obstáculos (árvores isoladas ou cercas vivas)	0,15	10		
	Terreno com um certo número de obstáculos (habitações, edificações rurais, cercas vivas)	0,19	100		
	Subúrbios de cidades	0,26	500		
	Centros de cidades grandes, concentrações de edificações muito altas	0,35	1500		
58	Terreno aberto	0,16		5	280
	Cidades, matos	0,28		15	390
	Centros de cidades	0,40		50	510

continua...

Fonte Ref.	Descrição do terreno	Parâmetros			
		$p$	$z_0$ (mm)	$c_{as} \cdot 10^3$	$z_g$ (m)
(1)	Categorias da NBR 6123/1988				
	I	0,10	5	2,8	250
	II	0,16	70	6,5	300
	III	0,20	300	13	350
	IV	0,25	1000	30	420
	V	0,35	2500	83	500
(1)	Idem, com alterações em $z_0$				
	I	0,10	5	2,8	250
	II	0,16	70	6,5	300
	III	0,20	200	10,5	350
	IV	0,25	700	22,6	420
	V	0,35	1750	52,7	500

(1)– Valores de  $c_{as}$  calculados com a expressão  $c_{as} = k^2/[\ln^2(z/z_0)]$ , conforme Referências 22,33, 38 e 45, sendo:

$k$  – constante de Kármán = 0,4

$z$  – altura de referência = 10 m



b) Há divergências quanto ao valor a considerar para o comprimento de rugosidade sobre grandes extensões de água, o qual depende do grau de agitação da água, função por sua vez da velocidade do vento. Cook<sup>26</sup> apresenta a seguinte expressão, obtida a partir das informações disponíveis sobre a interação vento-onda, e que consta da Parte I de ESDU:<sup>28</sup>

$$z_0 \cong 5 \times 10^{-5} \bar{V}_0^2 / g$$

sendo

$g$  – aceleração da gravidade (9,81 m/s<sup>2</sup>)

$\bar{V}_0$  – velocidade básica horária (em m/s).

Assim, por exemplo, para  $\bar{V}_0 = 20$  m/s,  $z_0 \cong 2$  mm. Para  $\bar{V}_0 = 30$  m/s,  $z_0 \cong 5$  mm.

Devido às imprecisões inerentes, a expressão apresentada por Cook pode ser simplificada, a nosso entender, para:

$$z_0 = 5 \times 10^{-6} \bar{V}_0^2$$

### 3.3 Terreno de rugosidade uniforme

#### 3.3.1 Categorias de rugosidade

A rugosidade da superfície terrestre é classificada, na NBR 6123/88,<sup>15</sup> em cinco Categorias, podendo o engenheiro estruturista adotar valores diferentes, desde que justificados. Estas Categorias são as seguintes:

**Categoria I** – Superfícies lisas de grandes dimensões, com mais de 5 km de extensão, medida na direção e sentido do vento incidente (a barlavento).

**Categoria II** – Terrenos abertos em nível ou aproximadamente em nível, com poucos obstáculos isolados, tais como árvores e edificações baixas. A cota média do topo dos obstáculos é considerada inferior ou igual a 1,0 m.

**Categoria III** – Terrenos planos ou ondulados com obstáculos, tais como sebes e muros, poucos quebra-ventos de árvores, edificações baixas e esparsas. A cota média do topo dos obstáculos é considerada igual a 3,0 m.

**Categoria IV** – Terrenos cobertos por obstáculos numerosos e pouco espaçados, em zona florestal, industrial ou urbanizada. A cota média do topo dos obstáculos é considerada igual a 10 m. Esta Categoria também inclui zonas com obstáculos maiores e que ainda não possam ser consideradas na Categoria V.

**Categoria V** – Terrenos cobertos por obstáculos numerosos, grandes, altos e pouco espaçados. A cota média do topo dos obstáculos é considerada igual ou superior a 25 m.

### 3.3.2 Lei geral das velocidades médias

a) Apesar de ser cientificamente mais correta uma lei logarítmica para a descrição do perfil vertical de velocidades médias aplicável a grandes intervalos de tempo (10 min, 1h, por exemplo), será adotada uma lei potencial, por ser de mais fácil tratamento, aplicável também a curtos intervalos de tempo e amplamente utilizada na engenharia civil. A expressão genérica desta lei, válida dentro da camada limite atmosférica, é a seguinte (Figura 3.7):

$$\bar{V}_t(z) = \bar{V}_t(10)(z/10)^p \quad (3.29)$$

sendo

$\bar{V}_t(z)$  – velocidade média sobre t segundos, a 10 m de altura sobre o terreno;

$\bar{V}_t(10)$  – velocidade média sobre t segundos, a 10 m de altura sobre o terreno.

O expoente p é função da rugosidade do terreno e do intervalo de tempo.

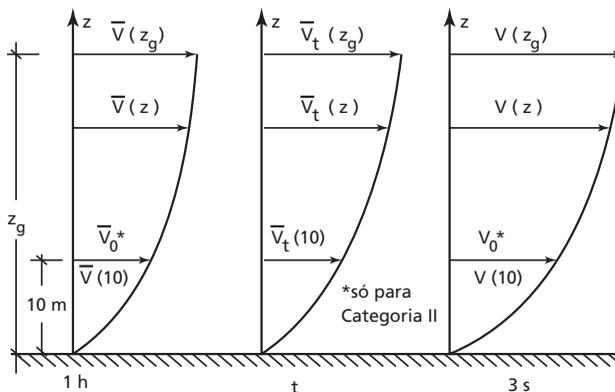


Figura 3.7 – Simbologia básica para os perfis de velocidade.

Quando forem definidas Categorias de rugosidade, para maior clareza a (3.29) pode ser escrita

$$\bar{V}_{t,i}(z) = \bar{V}_{t,i}(10)(z/10)^p \quad (3.30)$$

sendo  $i$  a Categoria em estudo. As alturas gradientes para as cinco Categorias adotadas na norma brasileira são fornecidas na Tabela 3.2.

b) A partir de uma expressão aproximada sugerida por Simiu<sup>17</sup> para a velocidade média sobre  $t$  segundos, na altura  $z$ , chegamos a

$$\bar{V}_t(z) = b \bar{V}_o \left( \frac{z}{10} \right)^p \left( 1 + \frac{c\sqrt{\beta}}{2,5 \ln(z/z_o)} \right) \quad (3.31)$$

Esta expressão permite determinar o perfil de velocidades médias para um intervalo de tempo entre 10 minutos e uma hora. Estudemos seus termos:

–  $c$  é um parâmetro que depende apenas do intervalo de tempo. O parâmetro  $\beta$  e o comprimento de rugosidade  $z_o$  dependem da rugosidade do terreno. Os valores de  $\beta$  e de  $z_o$  sugeridos por Simiu e adotados neste trabalho parecem na Tabela 3.2 e os de  $c$  na Tabela 3.3.

–  $\bar{V}_o$  é a velocidade básica horária: velocidade média horária excedida na média uma vez em 50 anos, a 10 m de altura, em terreno aberto e plano (Categoria II).

– Para uma dada Categoria de terreno (ou seja, para um certo comprimento de rugosidade  $z_o$ ) o parâmetro  $b$  (ou  $b_i$ ) é definido por

$$b_i = \bar{V}_{t,i}(10) / \bar{V}_{t,II}(10) \quad (3.32)$$

Ou seja,  $b_i$  é a relação entre a velocidade média sobre  $t$  segundos, a 10 m de altura, sobre terreno de Categoria  $i$ , e esta mesma velocidade sobre terreno de Categoria II.

c) Para cada uma das cinco Categorias, a partir da (3.31) calcularam-se valores de  $\bar{V}_t(z) / \bar{V}_o$  para diversas alturas  $z$  e para diversos intervalos de tempo  $t$ , obtendo-se perfis de velocidades adimensionais. Estes perfis permitiram obter curvas suavizadas da variação de  $p$  com  $t$ , com os extremos passando pelos valores de  $p$  para 3 segundos e para 1 hora. Para 3 segundos os parâmetros  $p$  e  $b$  foram definidos por curvas potenciais que pouco se afastaram dos perfis da norma brasileira NBR 6123, 1980. Para uma hora os valores adotados basearam-se em estudos de Biétry, Sacré e Simiu,<sup>25</sup> Simiu<sup>17</sup> e na norma australiana.<sup>29</sup> Um ajuste final foi feito

para ser obtida uma velocidade gradiente independente da Categoria, para cada intervalo de tempo.

Valores de  $p$  e de  $b$  são apresentados na Tabela 3.3 e, de uma forma gráfica nas Figuras 3.8 e 3.9.

Tabela 3.2 – Parâmetros  $\beta$ ,  $z_o$ ,  $z_g$

Categoria de terreno	I	II	III	IV	V
$\beta$	6,00	6,00	5,25	4,85	4,00
$z_o$ (m)	0,005	0,07	0,30	1,00	2,50
$z_g$ (m)	250	300	350	420	500

Tabela 3.3 – Parâmetros  $c, b, Fr, p$

Cat.	t(s)	3	5	10	15	20	30	45	60	120	300	600	3600
		c	2,72	2,56	2,32	2,14	2,00	1,73	1,43	1,25	0,92	0,54	0,32
I	b	1,10	1,11	1,12	1,13	1,14	1,15	1,16	1,17	1,19	1,21	1,23	1,25
	Fr	1,00	0,99	0,97	0,95	0,93	0,91	0,89	0,87	0,83	0,79	0,77	0,74
	p	0,06	0,065	0,07	0,075	0,075	0,08	0,085	0,085	0,09	0,095	0,095	0,10
II	b	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00
	Fr	1,00	0,98	0,95	0,93	0,90	0,87	0,84	0,82	0,77	0,72	0,69	0,65
	p	0,085	0,09	0,10	0,105	0,11	0,115	0,12	0,125	0,135	0,145	0,15	0,16
III	b	0,94	0,94	0,93	0,92	0,92	0,91	0,90	0,90	0,89	0,87	0,86	0,85
	Fr	1,00	0,98	0,94	0,91	0,88	0,84	0,81	0,78	0,73	0,67	0,63	0,59
	p	0,10	0,105	0,115	0,125	0,13	0,14	0,145	0,15	0,16	0,175	0,185	0,20
IV	b	0,86	0,85	0,84	0,83	0,83	0,82	0,80	0,79	0,76	0,73	0,71	0,68
	Fr	1,00	0,97	0,93	0,90	0,87	0,83	0,78	0,75	0,68	0,61	0,57	0,51
	p	0,12	0,125	0,135	0,145	0,15	0,16	0,17	0,175	0,195	0,215	0,23	0,25
V	b	0,74	0,73	0,71	0,70	0,69	0,67	0,64	0,62	0,58	0,53	0,50	0,44
	Fr	1,00	0,97	0,91	0,88	0,84	0,79	0,73	0,69	0,60	0,52	0,47	0,39
	p	0,15	0,16	0,175	0,185	0,19	0,205	0,22	0,23	0,255	0,285	0,31	0,35

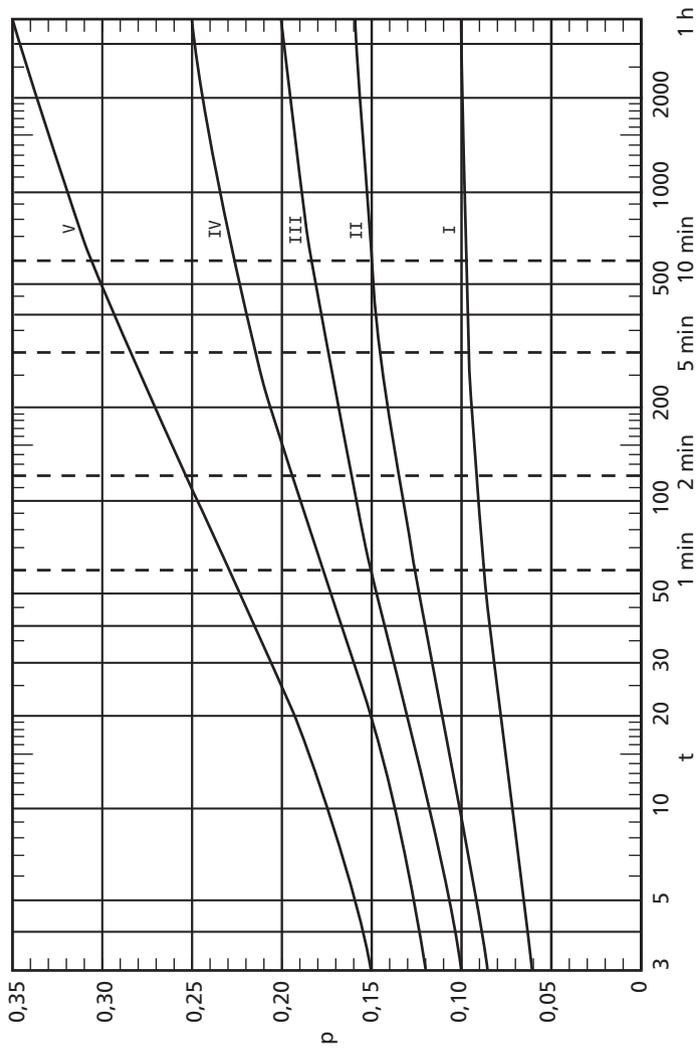


Figura 3.8 – Expoente  $p$ .

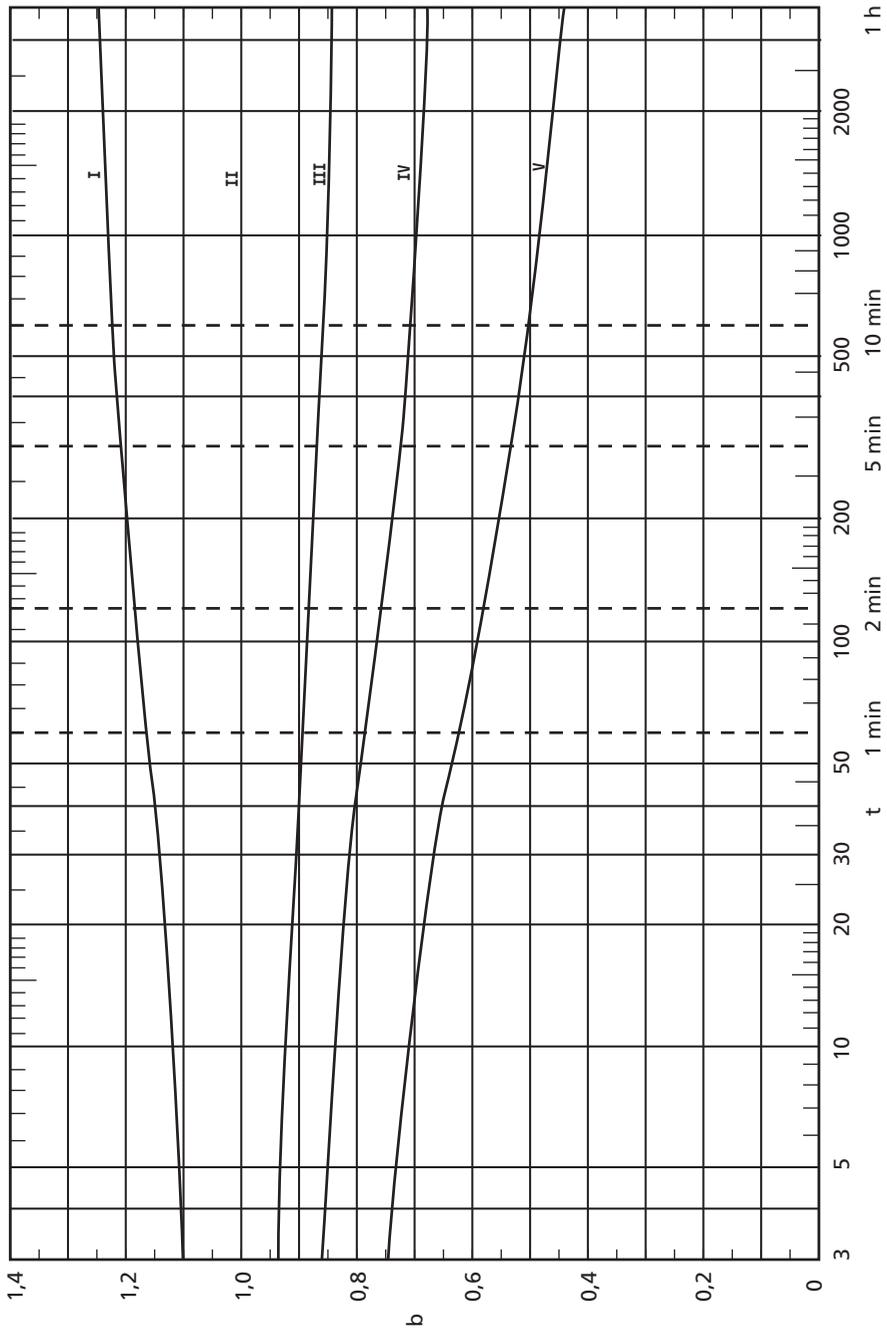


Figura 3.9 – Parâmetro  $b$ .

### 3.3.3 Fator de rajada

a) Para rajadas de pequena duração interessa o perfil envolvente dos seus valores máximos, os quais não aparecem simultaneamente ao longo de toda a altura considerada. Este perfil envolvente será designado por *perfil de rajadas*. Para rajadas de 3 segundos a lei potencial fica

$$V_i(z) = b_i V_o (z/10)^p \quad (3.33)$$

sendo

$V_i(z)$  – velocidade de uma rajada de 3 segundos, na altura  $z$ , para a Categoria  $i$

$V_o$  – velocidade básica: velocidade de uma rajada de 3 segundos de duração, excedida na média uma vez em 50 anos, a 10 m de altura, em terreno aberto e plano (Categoria II).

b) Para passar da velocidade de rajada de 3 segundos para a velocidade sobre um intervalo de tempo qualquer, é útil o conceito de *fator de rajada*,  $F_r$  (ou  $F_{r,i}$ ), definido como a relação entre a velocidade média sobre  $t$  segundos e a velocidade de rajada de 3 segundos, ambos para uma mesma Categoria  $i$ , a 10 m de altura:

$$F_{r,i} = V_{t,i}(10) / V_i(10) \quad (3.34)$$

Na Figura 3.10 aparecem as curvas de  $F_{r,i}$  para as cinco Categorias da norma brasileira NBR 6123/88.<sup>15</sup> Valores de  $F_{r,i}$  para diversos intervalos de tempo fazem parte da Tabela 3.3.

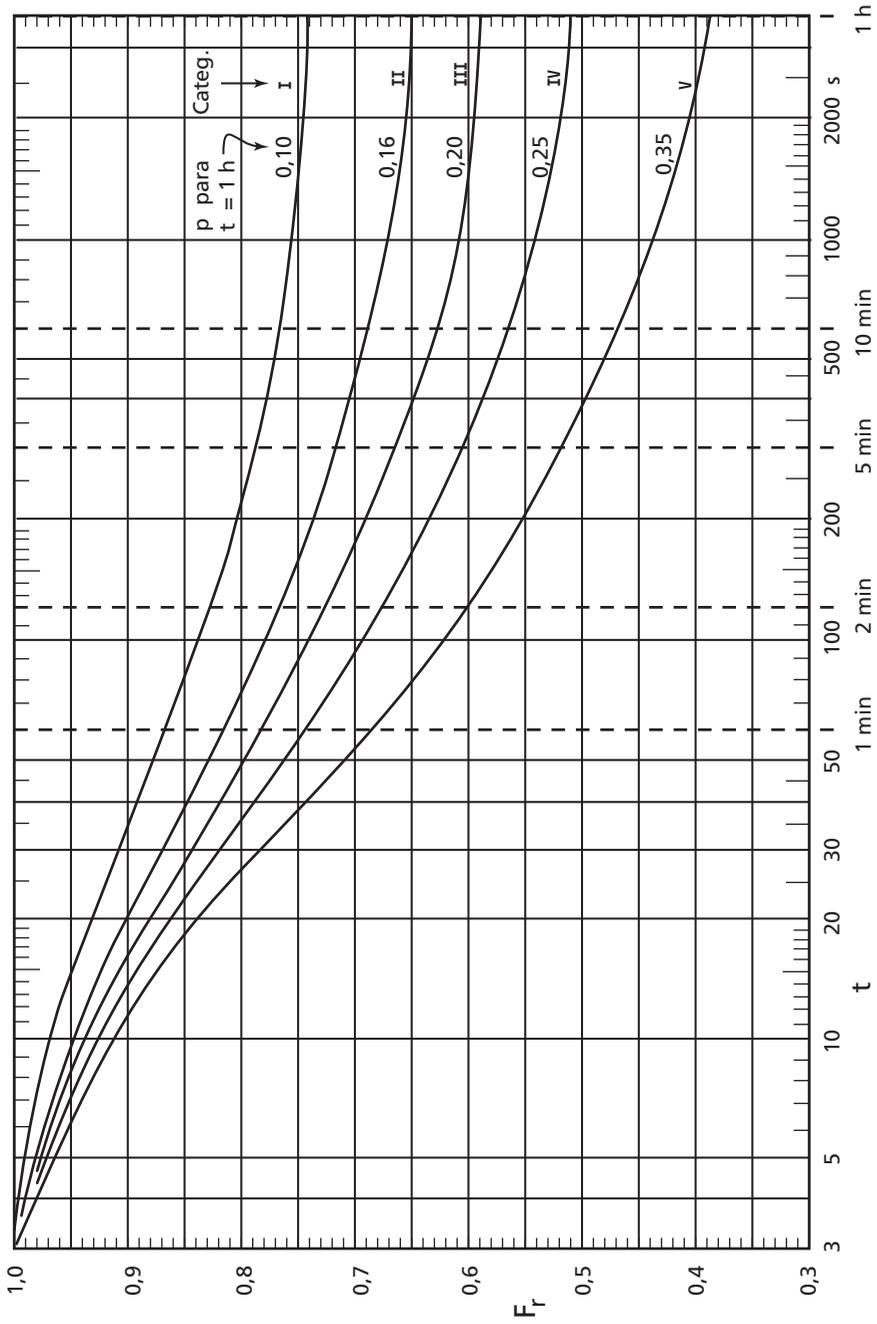


Figura 3.10 – Fatores de rajada.

Tabela 3.4 – Velocidade normalizada  $S_2$ 

Cat.	z (m)	Valores de $S_2$ para t (s) =											
		3	5	10	15	20	30	45	60	120	300	600	3600
I	≤5	1,06	1,04	1,01	1,00	0,97	0,95	0,92	0,90	0,86	0,82	0,79	0,76
	10	1,10	1,09	1,06	1,05	1,02	1,00	0,97	0,96	0,92	0,87	0,85	0,81
	15	1,13	1,12	1,09	1,08	1,05	1,03	1,01	0,99	0,95	0,91	0,88	0,85
	20	1,15	1,14	1,12	1,11	1,08	1,06	1,03	1,02	0,98	0,93	0,91	0,87
	30	1,17	1,17	1,15	1,14	1,11	1,09	1,07	1,05	1,01	0,97	0,94	0,91
	40	1,20	1,19	1,17	1,17	1,14	1,12	1,09	1,08	1,04	0,99	0,97	0,93
	50	1,21	1,21	1,19	1,19	1,16	1,14	1,11	1,10	1,06	1,02	0,99	0,95
	60	1,22	1,22	1,21	1,20	1,17	1,15	1,13	1,12	1,08	1,03	1,01	0,97
	80	1,25	1,24	1,23	1,23	1,20	1,18	1,16	1,14	1,10	1,06	1,03	1,00
	100	1,26	1,26	1,25	1,25	1,22	1,20	1,18	1,17	1,13	1,08	1,06	1,02
	120	1,28	1,28	1,27	1,27	1,24	1,22	1,20	1,19	1,15	1,10	1,07	1,04
	140	1,29	1,29	1,28	1,28	1,25	1,24	1,21	1,20	1,16	1,12	1,09	1,06
	160	1,30	1,30	1,29	1,29	1,26	1,25	1,23	1,21	1,18	1,13	1,10	1,07
	180	1,31	1,31	1,31	1,31	1,27	1,26	1,24	1,23	1,19	1,15	1,12	1,08
	200	1,32	1,32	1,32	1,32	1,28	1,27	1,25	1,24	1,20	1,16	1,13	1,10
	250	1,34	1,34	1,33	1,33	1,31	1,29	1,27	1,26	1,22	1,18	1,15	1,12
II	≤5	0,94	0,92	0,89	0,86	0,83	0,80	0,77	0,75	0,70	0,65	0,62	0,58
	10	1,00	0,98	0,95	0,93	0,90	0,87	0,84	0,82	0,77	0,72	0,69	0,65
	15	1,04	1,02	0,99	0,97	0,94	0,91	0,88	0,86	0,81	0,76	0,73	0,69
	20	1,06	1,04	1,02	1,00	0,97	0,94	0,91	0,89	0,85	0,80	0,77	0,72
	30	1,10	1,08	1,06	1,04	1,02	0,99	0,96	0,94	0,89	0,84	0,81	0,77
	40	1,13	1,11	1,09	1,08	1,05	1,02	0,99	0,98	0,93	0,88	0,85	0,81
	50	1,15	1,13	1,12	1,10	1,07	1,05	1,02	1,00	0,96	0,91	0,88	0,84
	60	1,16	1,15	1,14	1,12	1,10	1,07	1,04	1,03	0,98	0,93	0,90	0,87
	80	1,19	1,18	1,17	1,16	1,13	1,11	1,08	1,06	1,02	0,97	0,94	0,91
	100	1,22	1,21	1,20	1,18	1,16	1,13	1,11	1,09	1,05	1,01	0,97	0,94
	120	1,24	1,23	1,22	1,21	1,18	1,16	1,13	1,12	1,08	1,03	1,00	0,97
	140	1,25	1,24	1,24	1,23	1,20	1,18	1,15	1,14	1,10	1,06	1,03	0,99
	160	1,27	1,26	1,25	1,24	1,22	1,20	1,17	1,16	1,12	1,08	1,05	1,01
	180	1,28	1,27	1,27	1,26	1,24	1,21	1,19	1,18	1,14	1,09	1,06	1,03
	200	1,29	1,28	1,28	1,27	1,25	1,23	1,20	1,19	1,15	1,11	1,08	1,05
	250	1,31	1,31	1,31	1,30	1,28	1,26	1,24	1,23	1,19	1,15	1,12	1,09
300	1,34	1,33	1,33	1,33	1,31	1,29	1,26	1,25	1,22	1,18	1,15	1,12	
III	≤5	0,88	0,86	0,82	0,78	0,75	0,72	0,68	0,67	0,61	0,55	0,52	0,48
	10	0,94	0,92	0,88	0,86	0,83	0,79	0,76	0,74	0,69	0,63	0,59	0,55
	15	0,98	0,96	0,93	0,90	0,87	0,84	0,80	0,78	0,73	0,67	0,64	0,60
	20	1,01	0,99	0,96	0,93	0,90	0,87	0,84	0,82	0,77	0,71	0,67	0,63
	30	1,05	1,03	1,00	0,98	0,95	0,92	0,89	0,87	0,82	0,76	0,73	0,69
	40	1,08	1,06	1,04	1,02	0,99	0,96	0,92	0,91	0,86	0,80	0,77	0,73
	50	1,10	1,09	1,06	1,05	1,02	0,99	0,96	0,94	0,89	0,83	0,80	0,76
	60	1,12	1,11	1,09	1,07	1,05	1,02	0,98	0,97	0,91	0,86	0,83	0,79
	80	1,16	1,14	1,12	1,11	1,09	1,06	1,02	1,01	0,96	0,90	0,87	0,84
	100	1,18	1,17	1,15	1,14	1,12	1,09	1,06	1,04	0,99	0,94	0,91	0,88
120	1,20	1,20	1,18	1,17	1,14	1,12	1,08	1,07	1,02	0,97	0,94	0,91	
140	1,22	1,22	1,20	1,19	1,17	1,15	1,11	1,10	1,05	0,99	0,97	0,94	
160	1,24	1,23	1,22	1,21	1,19	1,17	1,13	1,12	1,07	1,02	0,99	0,96	

continua...

Cat.	z (m)	Valores de $S_z$ para $t$ (s) =											
		3	5	10	15	20	30	45	60	120	300	600	3600
III	180	1,26	1,25	1,23	1,23	1,21	1,19	1,15	1,14	1,09	1,04	1,01	0,98
	200	1,27	1,26	1,25	1,24	1,22	1,20	1,17	1,16	1,11	1,06	1,03	1,01
	250	1,30	1,29	1,28	1,28	1,26	1,24	1,21	1,20	1,15	1,10	1,08	1,05
	300	1,32	1,32	1,31	1,31	1,29	1,27	1,24	1,23	1,18	1,14	1,11	1,09
	350	1,34	1,34	1,33	1,33	1,31	1,30	1,27	1,26	1,21	1,17	1,15	1,12
IV	≤5	0,86	0,76	0,73	0,70	0,67	0,64	0,60	0,57	0,51	0,45	0,42	0,37
	10	0,86	0,83	0,80	0,77	0,74	0,71	0,67	0,65	0,59	0,53	0,49	0,44
	15	0,89	0,88	0,84	0,82	0,79	0,76	0,72	0,70	0,63	0,57	0,54	0,49
	20	0,93	0,91	0,88	0,85	0,83	0,80	0,76	0,73	0,67	0,61	0,57	0,53
	30	0,98	0,96	0,93	0,90	0,88	0,85	0,81	0,79	0,73	0,67	0,63	0,58
	40	1,01	0,99	0,96	0,94	0,92	0,89	0,85	0,83	0,77	0,71	0,67	0,62
	50	1,04	1,02	0,99	0,97	0,95	0,92	0,88	0,86	0,80	0,74	0,71	0,66
	60	1,07	1,04	1,02	1,00	0,98	0,95	0,91	0,89	0,83	0,77	0,74	0,69
	80	1,10	1,08	1,06	1,04	1,02	0,99	0,96	0,93	0,88	0,82	0,79	0,74
	100	1,13	1,11	1,09	1,08	1,06	1,03	0,99	0,97	0,92	0,86	0,83	0,78
	120	1,16	1,14	1,12	1,11	1,08	1,06	1,03	1,00	0,95	0,90	0,87	0,82
	140	1,18	1,16	1,14	1,13	1,11	1,09	1,05	1,03	0,98	0,93	0,90	0,85
	160	1,20	1,18	1,16	1,15	1,13	1,11	1,08	1,05	1,00	0,95	0,93	0,88
	180	1,22	1,20	1,18	1,17	1,15	1,13	1,10	1,07	1,03	0,98	0,95	0,91
	200	1,23	1,21	1,20	1,19	1,17	1,15	1,12	1,09	1,05	1,00	0,97	0,93
	250	1,27	1,25	1,23	1,23	1,21	1,19	1,16	1,14	1,10	1,05	1,03	0,99
	300	1,29	1,27	1,26	1,26	1,24	1,23	1,20	1,17	1,13	1,09	1,07	1,03
350	1,32	1,30	1,29	1,29	1,27	1,26	1,23	1,21	1,17	1,13	1,11	1,07	
400	1,34	1,32	1,32	1,32	1,30	1,29	1,26	1,24	1,20	1,16	1,14	1,10	
420	1,35	1,33	1,33	1,33	1,31	1,30	1,27	1,25	1,21	1,17	1,16	1,12	
V	≤10	0,74	0,72	0,67	0,65	0,62	0,58	0,54	0,51	0,45	0,38	0,34	0,29
	15	0,79	0,76	0,72	0,70	0,67	0,63	0,59	0,56	0,50	0,43	0,39	0,33
	20	0,82	0,80	0,76	0,74	0,71	0,67	0,63	0,60	0,53	0,46	0,43	0,36
	30	0,87	0,85	0,82	0,80	0,77	0,73	0,69	0,65	0,59	0,52	0,48	0,42
	40	0,91	0,89	0,86	0,84	0,81	0,77	0,73	0,70	0,64	0,57	0,53	0,46
	50	0,94	0,93	0,89	0,88	0,84	0,81	0,77	0,74	0,67	0,60	0,57	0,50
	60	0,97	0,95	0,92	0,91	0,87	0,84	0,80	0,77	0,71	0,64	0,60	0,54
	80	1,01	1,00	0,97	0,96	0,92	0,89	0,85	0,82	0,76	0,69	0,66	0,59
	100	1,05	1,03	1,01	1,00	0,96	0,93	0,89	0,86	0,80	0,74	0,70	0,64
	120	1,07	1,06	1,04	1,03	1,00	0,97	0,93	0,90	0,84	0,77	0,75	0,68
	140	1,10	1,09	1,07	1,06	1,03	1,00	0,96	0,93	0,88	0,81	0,78	0,72
	160	1,12	1,11	1,10	1,09	1,05	1,03	0,99	0,96	0,91	0,84	0,81	0,75
	180	1,14	1,14	1,12	1,11	1,08	1,05	1,02	0,99	0,93	0,87	0,84	0,79
	200	1,16	1,16	1,14	1,13	1,10	1,08	1,04	1,01	0,96	0,90	0,87	0,82
	250	1,20	1,20	1,18	1,18	1,15	1,13	1,09	1,07	1,01	0,96	0,94	0,88
	300	1,23	1,23	1,22	1,22	1,19	1,17	1,14	1,11	1,06	1,01	0,99	0,94
	350	1,26	1,26	1,26	1,26	1,22	1,21	1,18	1,15	1,11	1,05	1,04	0,99
400	1,29	1,29	1,29	1,29	1,25	1,24	1,21	1,19	1,14	1,09	1,08	1,04	
450	1,32	1,32	1,32	1,32	1,28	1,27	1,24	1,22	1,18	1,13	1,12	1,08	
500	1,34	1,34	1,34	1,34	1,31	1,30	1,27	1,25	1,21	1,17	1,16	1,12	

Para a Categoria II a expressão 3.34 fica:

$$F_{r,II} = \bar{V}_{t,II}(10)/V_o \quad (3.35)$$

Combinando-se convenientemente as expressões (3.30), (3.32) e (3.35) chega-se a

$$\bar{V}_{t,i}(10) = b_i F_{r,II} V_o$$

e

$$\bar{V}_{t,i}(z) = b_i F_{r,II} V_o (z/10)^p \quad (3.36)$$

que vem a ser uma lei geral para o perfil de velocidades médias, em função da velocidade básica  $V_o$  e do fator de rajada para a Categoria II,  $F_{r,II}$ .

### 3.3.4 Fator $S_2$

a) Este fator liga o estudo que estamos desenvolvendo a um parâmetro já bem conhecido, utilizado pela NBR 6123: o perfil de velocidades médias para qualquer intervalo de tempo pode ser obtido a partir do fator  $S_2$ , definido por

$$S_{2,i} = \bar{V}_{t,i}(z)/V_o \quad (3.37)$$

para cada Categoria  $i$  do terreno. O índice  $i$  será usado somente quando necessário para maior clareza de exposição.

$S_2$  pode ser encarado como uma velocidade adimensional normalizada em  $V_o$  sendo função da altura acima do terreno, do comprimento de rugosidade  $z_o$  e do intervalo de tempo  $t$ .

Considerando as expressões (3.36) e (3.37):

$$S_{2,i} = b_i F_{r,II} (z/10)^p \quad (3.38)$$

Com esta expressão foram calculados os valores de  $S_2$  apresentados na Tabela 3.4 e os perfis de  $S_2$  para 3 segundos, 15 segundos, 10 min e 1h que aparecem na Figura 3.11, para terrenos de Categorias II a V. Para 3 segundos e 15 segundos estão desenhados também os perfis correspondentes à redação anterior da NBR 6123.<sup>11</sup>

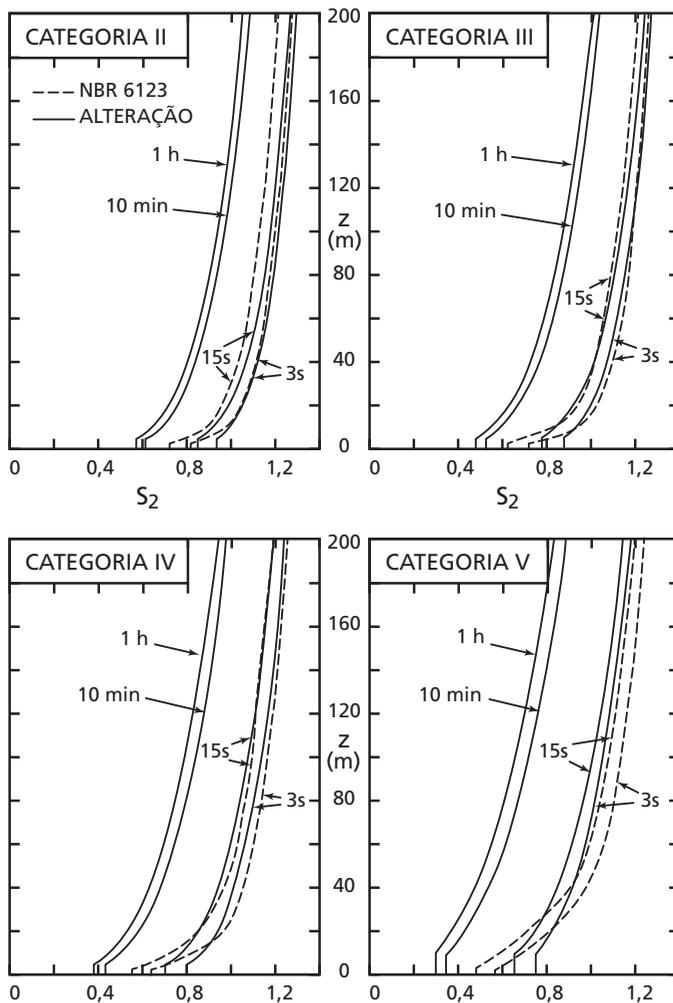


Figura 3.11 – Perfis de  $S_2$  para diversos intervalos de tempo.

$S_2$  é considerado constante para  $z$  entre 0 e 5 m, nas Categorias I a IV, e entre 0 e 10 m na Categoria V. Nas quatro primeiras porque a turbulência causada pela rugosidade do terreno e as trocas térmicas em certos tipos de ventos violentos (trovoadas, por exemplo) fazem com que a velocidade do vento seja aumentada junto ao terreno. Na Categoria V, a estas causas deve ser adicionada a deflexão do vento para baixo, causada por obstáculos de grande altura, originando altas velocidades médias próximo ao terreno.

Observa-se que o fator de rajada pode também ser obtido por

$$F_{r,i} = S_{2,i}(10) / S_{2,i,3\text{seg}}(10)$$

Isto é, a partir da velocidade adimensional  $S_2$  acima definida.

b) Da expressão (3.37) obtém-se:

$$\bar{V}_{t,i}(z) = S_{2,i} V_o \quad (3.39)$$

Esta expressão permite determinar, com auxílio da Tabela 3.4, a velocidade média sobre  $t$  segundos em uma altura  $z$ , para uma Categoria  $i$  do terreno, o que também pode ser feito pela expressão (3.36), lançando mão dos parâmetros contidos na Tabela 3.3.

c) Pelo Anexo da norma australiana<sup>29</sup> chega-se a um fator  $S_2$ , para rajada de 3 segundos, na altura gradiente, igual a 1,35. Os valores correspondentes na Tabela 3.4 variam entre 1,34 e 1,35. Por sua vez, os valores de  $p$  na Categoria II coincidem com medidas de Deacon<sup>30</sup> na Austrália:  $p_{3s} = 0,085$  e  $p_{1h} = 0,16$ .

### 3.3.5 Exemplos

a) Veremos a seguir como determinar o intervalo de tempo e respectivo perfil vertical de velocidades médias para edificações em que a maior dimensão horizontal ou vertical é superior a 50 m. Trataremos separadamente o caso de edificações alteadas e alargadas. Para o caso de profundidade superior à largura admite-se a adoção dos mesmos valores determinados para edificações alargadas.

#### b) Edificações alteadas

A este tipo de edificações aplica-se o gráfico da Figura 3.2. A marcha de cálculo, por aproximações sucessivas, será indicada com dois exemplos:

**1º Exemplo** – Terreno: Categoria III. Altura da edificação,  $h = 100$  m. Velocidade básica do vento,  $V_o = 45$  m/s.

1 – Tomar, como primeira aproximação,  $V = V_o$  e determinar  $t = t'$  pela (3.3), com  $L = h$ , ou pela Figura 3.2

$$V = V_o = 45 \text{ m/s}; t' = 7,5 \times 100/45 = 16,7 \text{ s}$$

2 – Conhecido  $t'$ , obter  $S_2(h)$  da Tabela 3.4, Categoria III:

$$S_2(100) = 1,145$$

- 3 – Calcular  $\bar{V}_t(h) = S_2(h) V_o$  :  $\bar{V}_t(100) = 1,145 \times 45 = 52 \text{ m/s}$
- 4 – Determinar  $t = t''$  pela equação (3.3) ou pela Figura 3.2:  
 $t'' = 7,5 \times 100 / 52 = 14,4 \text{ segundos}$
- 5 – Se  $|t'' - t'| < 1,5$ ,  $t = t''$ . Caso contrário, repetir passos 2 a 4  
 $|t'' - t'| = |14,4 - 16,71| = 2,3 \text{ segundos}$ . Portanto, repetir passos 2 a 4.
- 2 – Conhecido  $t''$  obter  $S_2(h)$  pela Tabela 3.4:  $S_2(100) = 1,14$
- 3 –  $V_{t''}(h) = S_2(h) V_o = 1,14 \times 45 = 51 \text{ m/s}$
- 4 –  $t'' = 7,5 \times 100 / 51 = 15 \text{ seg} = t$ , pois  $|t'' - t'| \leq 1,5$ .

**2º Exemplo** – Terreno: Categoria V. Altura da edificação,  $h = 100 \text{ m}$ .

Velocidade básica do vento,  $V_o = 40 \text{ m/s}$ .

- 1 –  $V = V_o = 40 \text{ m/s}$ ;  $t' = 7,5 \times 100 / 40 = 19 \text{ seg}$  (ou da Figura 3.2)
- 2 – Da Tabela 3.4, Categoria V:  $S_2(100) = 0,97$
- 3 –  $V_{t'}(100) = 0,97 \times 40 = 38,8 \text{ m/s}$
- 4 –  $t'' = 7,5 \times 100 / 38,8 = 19 \text{ seg}$

Portanto,  $t = 19 \text{ seg}$ .

**Comentários** – O passo 5 baseia-se em observações da convergência dos valores de  $t$ . Observe-se que para a mesma altura  $h$  das edificações,  $t$  variou em função da Categoria e da velocidade  $V_o$ . As Tabelas 3.5 e 3.6 apresentam a marcha de cálculo para edificações com alturas entre 50 e 200 m, com  $V_o$  entre 30 e 50 m/s, para as Categorias III e V. Determinado o valor de  $t$ , o perfil de velocidades adimensionais,  $S_2$ , pode ser obtido a partir das tabelas de  $S_2$ , interpolando, ou a partir da equação (3.38),  $S_2 = b_i F_{r,II} (z/10)^p$  com os valores de  $b_i$ ,  $p$  e  $F_{r,II}$  retirados dos gráficos das Figuras 3.9 e 3.11 ou da Tabela 3.3. Estes valores de  $S_2$ ,  $b_i$ ,  $p$  e  $F_{r,II}$  também aparecem na Norma.

Tabela 3.5 – Determinação do intervalo de tempo – Categoria III

h (m)	V <sub>0</sub> (m/s)	1ª aproximação	2ª aproximação			3ª aproximação		
		t' (s)	S <sub>2</sub> (h)	$\bar{V}_{t'}$ (h)	t'' (s)	S <sub>2</sub> (h)	$\bar{V}_{t''}$ (h)	t''' (s)
50	30	12,5	1,06	32	12	—	—	12
	35	10,5	1,07	37	10	—	—	10
	40	9,5	1,07	43	9	—	—	9
	45	8,5	1,07	48	8	—	—	8
	50	7,5	1,08	54	7	—	—	7
80	30	20	1,10	33	18	1,10	33	18
	35	17	1,10	39	15	1,11	39	15
	40	15	1,11	44	14	—	—	14
	45	13,5	1,12	50	12	1,12	51	12
	50	12	1,12	56	11	—	—	11
100	30	25	1,11	33	23	1,12	34	22
	35	21,5	1,12	39	19	1,125	39	19
	40	19	1,13	45	17	1,13	45	17
	45	16,5	1,14	52	14	1,14	51	15
	50	15	1,145	57	13	1,15	58	13
120	30	30	1,12	34	26	1,14	34	26
	35	25,5	1,14	40	23	1,145	40	23
	40	22,5	1,145	46	20	1,15	46	20
	45	20	1,15	52	17	1,16	52	17
	50	18	1,16	58	16	1,165	58	16
160	30	40	1,15	35	34	1,155	35	34
	35	34	1,155	40	30	1,16	41	29
	40	30	1,16	46	26	1,18	47	26
	45	27	1,17	53	23	1,185	53	23
	50	24	1,18	59	20	1,19	60	20
200	30	50	1,175	35	43	1,18	35	43
	35	43	1,18	41	37	1,19	42	36
	40	37,5	1,19	48	31	1,20	48	31
	45	33	1,20	54	28	1,21	54	28
	50	30	1,20	60	25	1,22	61	25
Passos:		(1)	(2)	(3)	(4)	(2)	(3)	(4)

$$t = 7,5 \text{ h} / \bar{V}_t \text{ (h)}$$

$$\bar{V}_t \text{ (h)} = S_2 \text{ (h)} V_0$$

Tabela 3.6 – Determinação do intervalo de tempo – Categoria V

h (m)	V <sub>0</sub> (m/s)	1ª aproximação	2ª aproximação			3ª aproximação		
		t' (s)	S <sub>2</sub> (h)	$\bar{V}_{t'}$ (h)	t'' (s)	S <sub>2</sub> (h)	$\bar{V}_{t''}$ (h)	t''' (s)
50	30	12,5	0,92	28	13	-	-	13
	35	10,5	0,95	33	11	-	-	11
	40	9	0,955	38	10	-	-	10
	45	8	0,96	43	9	-	-	9
	50	7,5	0,965	48	8	-	-	8
80	30	20	1,01	30	20	-	-	20
	35	17	1,02	36	17	-	-	17
	40	15	1,03	41	15	-	-	15
	45	13	1,04	47	13	-	-	13
	50	12	1,04	52	12	-	-	12
100	30	25	1,03	31	24	-	-	24
	35	21,5	1,05	37	20	-	-	20
	40	19	1,055	42	18	-	-	18
	45	16,5	1,06	48	16	-	-	16
	50	15	1,07	54	14	-	-	14
120	30	30	1,05	32	28	1,04	31	29
	35	25,5	1,075	38	24	-	-	24
	40	22,5	1,09	44	20	1,10	44	20
	45	20	1,10	50	18	1,105	50	18
	50	18	1,105	55	16	1,11	56	16
160	30	40	1,09	33	36	1,10	33	36
	35	34	1,11	39	31	1,11	39	31
	40	30	1,12	45	27	1,12	46	26
	45	27	1,14	51	24	1,125	52	23
	50	24	1,15	58	21	1,13	57	21
200	30	50	1,14	34	44	1,145	34	44
	35	43	1,15	40	38	1,155	40	38
	40	38	1,16	46	33	1,17	47	32
	45	33	1,17	53	28	1,19	54	28
	50	30	1,18	59	25	1,20	60	25
Passos:		(1)	(2)	(3)	(4)	(2)	(3)	(4)

$$t = 7,5 \text{ h} / V_t(h)$$

$$V_t(h) = S_2(h) V_0$$

As velocidades adimensionais assim obtidas podem ser usadas no cálculo de forças totais nas edificações, as quais servirão para o dimensionamento da estrutura nos andares inferiores, para a determinação das ações nas fundações e para a verificação ao tombamento.

A NBR 6123<sup>15</sup> adota, para edificações com a maior dimensão horizontal ou vertical da superfície frontal acima de 50 m, um perfil potencial de velocidades médias correspondente a um intervalo de tempo de 10 segundos.

Ao mesmo tempo fica aberta a possibilidade da determinação do tempo de duração da rajada (correspondente a um turbilhão que envolva convenientemente a edificação) pelo processo aqui sugerido. Como indicação prática, recomendamos que este cálculo somente seja feito para edificações com a maior dimensão acima especificada igual ou superior a 80 m. Para dimensões menores, a diferença entre o valor de  $S_2$  assim obtido e o correspondente à Classe C da Norma é desprezável. Além do que, 10 segundos seria o menor intervalo de tempo a considerar em edificações correspondentes à Classe C da Norma, isto é edificações com a maior dimensão horizontal ou vertical da superfície frontal superior a 50 m.

Resultados do critério acima exposto aparecem na Figura 3.12, na qual estão traçados os perfis de velocidades médias para edificações com altura acima de 50 m, de acordo com a NBR 6123.<sup>15</sup> Além destas curvas estão traçadas as correspondentes a edificações com altura  $h$  de 80, 120, 160 e 200 m, determinadas com intervalos de tempo calculados com o critério aqui sugerido. Esta figura mostra claramente a conveniência deste procedimento.

### **c) Edificações alargadas**

Para edificações alargadas (largura maior que altura) será necessário considerar características que originem pouca ou nenhuma continuidade estrutural ao longo de edificação, como, por exemplo:

- edificações com pouca rigidez na direção perpendicular ao vento, e por isso com pouca capacidade de redistribuição das cargas do vento, tais como pavilhões industriais para lingotamento contínuo e de laminação em usinas siderúrgicas, com comprimentos que podem chegar a 1 km ou mais;
- coberturas com estruturas geodésicas, também com pouca capacidade de redistribuição de cargas;
- pavilhões industriais com pórticos autoportantes, sem redistribuição de cargas horizontais entre eles;

– edificações com juntas de dilatação que separem a estrutura em duas ou mais partes estruturalmente independentes.

Neste caso a dimensão horizontal  $L$  será a dimensão entre juntas de dilatação ou, para os dois últimos exemplos, uma dimensão que o engenheiro estruturista definir como conveniente.

Exemplificaremos com duas cúpulas esféricas, para as quais não há o problema de juntas.

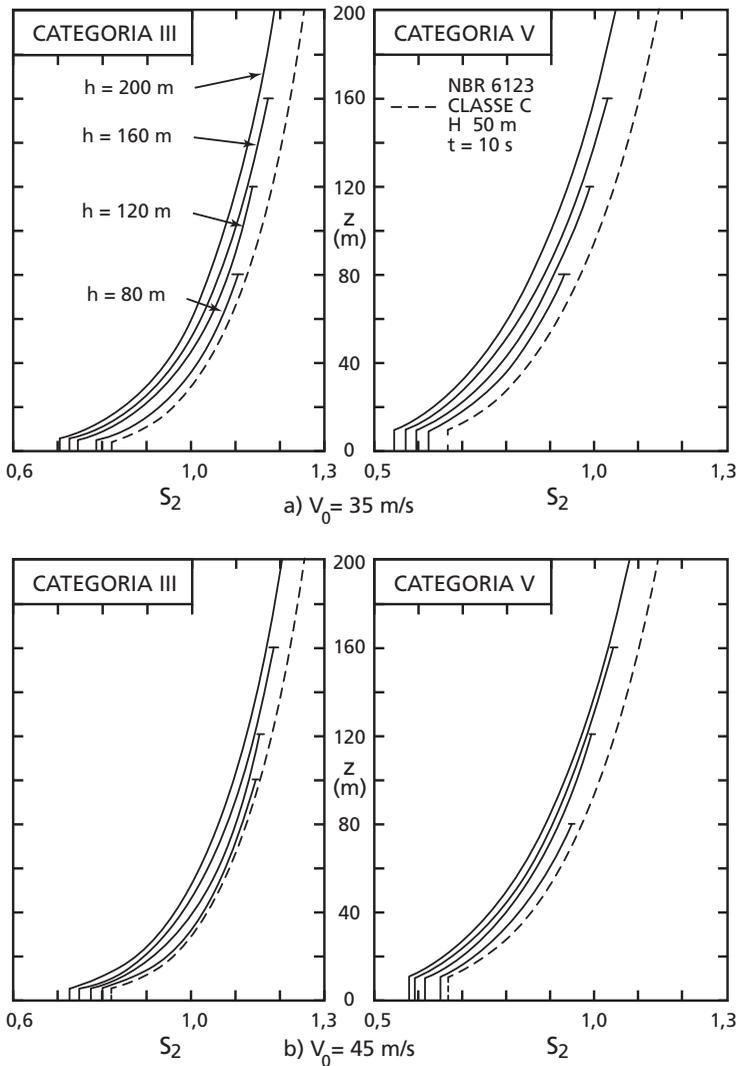


Figura 3.12 – Perfis de  $S_2$  para edificações de diversas alturas.

**1º Exemplo** – Terreno: Categoria IV. Altura da cúpula,  $h = 100$  m. Diâmetro da base da cúpula,  $L = 200$  m,  $V_o = 45$  m/s.

1 – Adotar, como primeira aproximação,  $V = V_o$  e determinar  $t = t'$  pela (3.3), com  $L = 200$  m, ou pela Figura 3.2:  $V = V_o = 45$  m/s;  $t' = 7,5 \times 200/45 = 33$ s.

2 – Conhecido  $t'$ , obter  $S_2(h)$  da Tabela 3.4.

Categoria IV:  $S_2(100) = 1,03$ .

3 – Calcular  $V_t(h) = S_2(h) V_o : V_t(100) = 1,03 \times 45 = 46$  m/s

4 –  $t'' = 7,5 \times 200/46 = 33$ s =  $t'$ . Portanto,  $t = 33$ s.

**2º Exemplo** – Terreno: Categoria III. Altura da cúpula,  $h = 60$  m. Diâmetro da base da cúpula,  $L = 200$  m,  $V_o = 40$  m/s.

1 –  $V = V_o = 40$  m/s;  $t' = 7,5 \times 200/40 = 37,5$  s (ou da Figura 3.2)

2 – Da Tabela 3.4, Categoria III:  $S_2(60) = 1,005$

3 –  $V_t(60) = 1,005 \times 40 = 40$  m/s

4 –  $t'' = 7,5 \times 200/40 = 37,5$ s =  $t'$ . Portanto,  $t = 38$ s.

## 3.4 Alteração na rugosidade do terreno

### 3.4.1 Considerações gerais

Se houver uma alteração sensível na rugosidade média do terreno, o vento na camada limite atmosférica sofrerá modificações, com o perfil de velocidades a sotavento da linha de mudança de rugosidade adaptando-se gradualmente às novas condições, até se formar uma nova camada limite em equilíbrio com a rugosidade a sotavento desta linha. Nesta região de adaptação são distinguidas três *zonas* com características próprias, designadas, na Figura 3.13, por *zonas 1, 2 e 3*. O terreno a barlavento da linha de mudança de rugosidade será chamado de *região 1*, com comprimento de rugosidade  $z_{o1}$ , e o terreno a sotavento desta linha será chamado de *região 2*, com comprimento de rugosidade  $z_{o2}$ .

Na zona 1 o escoamento de ar está em equilíbrio com a rugosidade da região 1. A perturbação no escoamento causada pela mudança de rugosidade não atinge sensivelmente esta zona. Embora apareça um leve deslocamento das linhas de escoamento nesta zona, o perfil de velocidades pode ser considerado igual ao existente na região 1, em pontos

situados bem a barlavento da linha de mudança de rugosidade. A zona 2 é limitada pela chamada *camada limite interna*; nela o escoamento de ar está em equilíbrio com a rugosidade da região 2. O perfil de velocidades pode ser considerado como o correspondente a um terreno de comprimento de rugosidade  $z_{o2}$ .

Na zona 3, de transição, o perfil de velocidades será uma curva que une os perfis das duas zonas extremas.

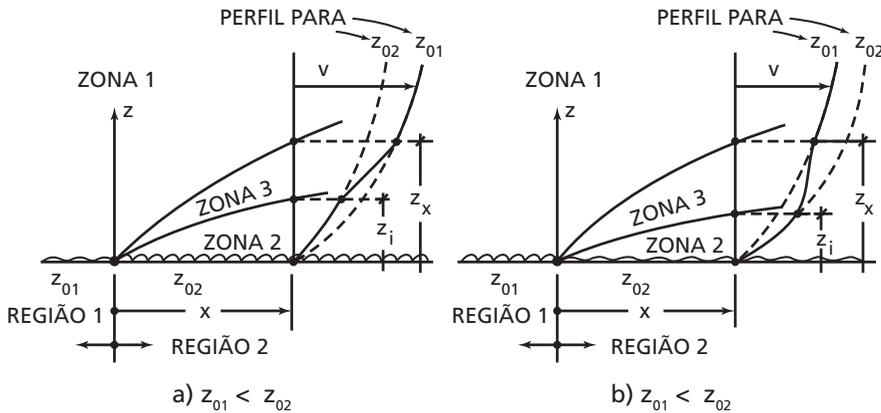


Figura 3.13 – Mudança de rugosidade do terreno.

### 3.4.2 Expressões matemáticas

a) O desenvolvimento matemático das expressões que permitem determinar as cotas  $z_i$ , e  $z_x$  (limite da zona de transição – ver Figura 3.13) é encontrado nos extensos trabalhos de Deaves<sup>31</sup> e de Harris e Deaves. Deaves, baseado em leis logarítmicas dos perfis de velocidades médias, estudou um grande número de casos de mudança de rugosidade e mostrou que, com erro tolerável, podem ser usadas as seguintes expressões empíricas:

$$z_{o1} < z_{o2}: z_i = 0,36 z_{o2} (x/z_{o2})^{0,75} \quad (3.40)$$

$$z_{o1} > z_{o2}: z_i = 0,07 x (z_{o2}/z_{o1})^{0,5} \quad (3.41)$$

$$z_{o1} < \text{ou} > z_{o2}: z_x = 10 z_o^+(x/z_o^+)^{0,6} \quad (3.42)$$

sendo  $z_o^+$  o maior dos dois comprimentos de rugosidade.

b) Simiu e Scalan<sup>1</sup> adotam também o critério das três zonas e fornecem algumas indicações de ordem de grandeza:

- contorno superior da zona 2 com declividade média em torno de 1/100;
- contorno superior da zona 3 com declividade média de 1/12,5;
- perfil correspondente ao fator de rugosidade  $z_{o2}$  completamente estabelecido a distâncias de mais de 5 km a sotavento de linha de mudança de rugosidade.

c) Biétry, Sacré e Simiu<sup>25</sup> sugerem que, para  $x > 500$  m, sejam adotadas, como “aproximação aceitável”, as expressões

$$z_x = x/12,5 \quad \text{e} \quad z_i = x/100$$

Além disso, comentam que medidas ao vento natural relatadas em trabalho de Panofsky e Petersen sugerem que pode ser aproximadamente admitido que  $z_i = 0$ .

d) Em outro trabalho Simiu<sup>17</sup> propõe outras simplificações, adotadas nas Recomendações CECM,<sup>32</sup> e que levam ao abandono da zona 3, de transição.

As sugestões de Simiu são as seguintes:

- para  $x < 500$  m a velocidade é calculada para a categoria de terreno da região 1, isto é,  $z_x = 0$ ;
- para  $x > 5000$  m a velocidade é calculada para a categoria de terreno da região 2;
- para  $5000 \text{ m} > x > 500$  m a velocidade é calculada para a categoria de terreno da região 1 acima de uma altura  $z_x = 0,08x$ . Abaixo desta altura é adotado um perfil logarítmico, função de  $z_{o2}$  com velocidade zero junto ao terreno e velocidade na altura  $z_x$  calculada para a categoria de terreno da região 1.

Simiu faz a restrição de que as expressões acima indicadas são válidas somente para  $z_{o1} < z_{o2}$ , restrição esta que não encontramos nas recomendações CECM.

e) Diversos autores, principalmente em publicações anteriores a 1970, ou baseadas em estudos anteriores a este ano (Referências 10, 20, 22, 27, 29 e 33 a 35), além de simplificarem o problema desprezando a zona de transição, indicam, como valor aproximado:

$$z_x = x/100$$

Portanto, para estabelecer completamente uma camada limite em terreno de Categoria V (NBR 6123<sup>15</sup>), por exemplo, com  $z_g = 500$  m, seriam necessários cerca de 50 km!

A partir de 1970 diversos trabalhos (Referências 1, 17, 25, 30, 32, 36 a 39, 59) sugerem:

$$z_x \cong x/10 \quad \text{ou} \quad z_x \cong x/12,5$$

o que leva a valores mais razoáveis.

f) Elliot, citado na Referência 36, despreza a zona de transição e indica:

$$z_x = A z_{o2} (x/z_{o2})^{0,8} \quad (3.43)$$

sendo

$$A = 0,75 - 0,03 \ln(z_{o2}/z_{o1}) \quad (3.44)$$

Esta expressão tem o mérito de considerar a influência das rugosidades das duas regiões, e foi o ponto de partida para a sugestão apresentada à Comissão de Estudo para a Revisão da NBR 6123, e incorporada à NBR 6123/88.<sup>15</sup>

g) Uma fórmula aproximada, semelhante à equação (3.43), porém com A constante (isto é, a influência de  $z_{o1}$  não é considerada) é sugerida por Panofsky e Ming<sup>37</sup>:

$$z_x = 0,5z_{o2} (x/z_{o2})^{0,8} \quad (3.45)$$

h) Também Reichmann<sup>38</sup> transcreve as indicações das Recomendações CECM, porém adota as seguintes expressões para o caso de  $z_{o1} < z_{o2}$ :

$x > 5000$  m: a nova camada limite está plenamente desenvolvida em toda sua altura;

$x < 500$  m: considerar a camada limite da região a barlavento da linha de mudança de rugosidade;

$500 < x < 5000$  m:  $z_x = x/12,5$  e  $z_i = x/100$

i) A partir destas expressões, e com auxílio de um estudo gráfico para verificar a compatibilidade interna dos resultados, chegamos às seguintes expressões:

**Transição para terreno de rugosidade maior ( $z_{o2} > z_{o1}$ ):**

$$z_x = A z_{o2} (x/z_{o2})^{0,8} \quad (3.46)$$

$$z_i = 0,36 z_{o2} (x/z_{o2})^{0,75} \quad (3.47)$$

sendo

$$A = 0,63 - 0,03 \ln(z_{o2}/z_{o1}) \quad (3.48)$$

Entre  $z_i$  e  $z_x$  considerar uma variação linear da velocidade.

**Transição para terreno de rugosidade menor ( $z_{o2} < z_{o1}$ ):**

$$z_x = A z_{o2} (x/z_{o2})^{0,8} \quad (3.49)$$

$$z_i = 0$$

sendo

$$A = 0,73 - 0,03 \ln(z_{o1}/z_{o2}) \quad (3.50)$$

j) Gráficos correspondentes a algumas das expressões acima apresentadas aparecem nas Figuras 3.14 e 3.15, sendo que:

- na Figura 3.14:  $z_x$  versus  $x$ , pelas (3.46), (3.49) e CECM;
- na Figura 3.15:  $z_i$  versus  $x$ , de acordo com (3.40), (3.41) e (3.47).

Os valores de  $z_o$  adotados nestas figuras foram os seguintes:

Categoria	I	II	III	IV	V
$Z_o$ (mm)	5	70	300	1000	2500

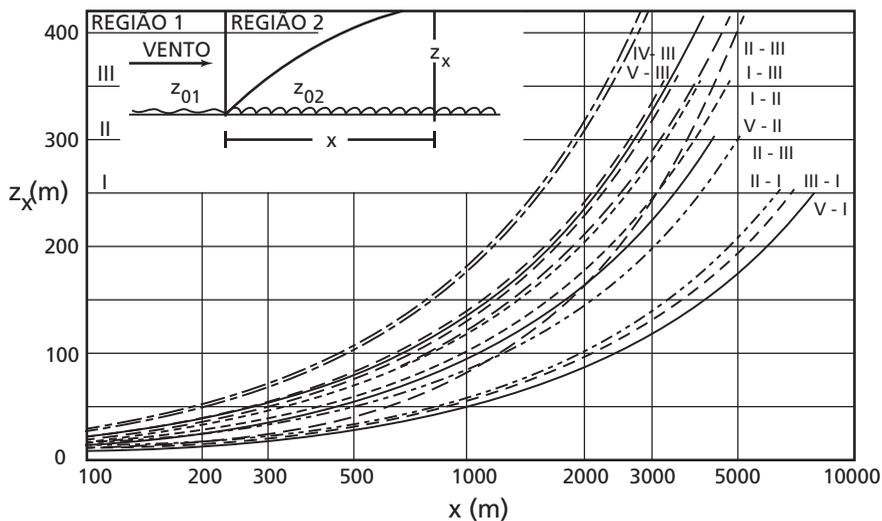


Figura 3.14 – Altura da camada limite ( $z_x$ ).

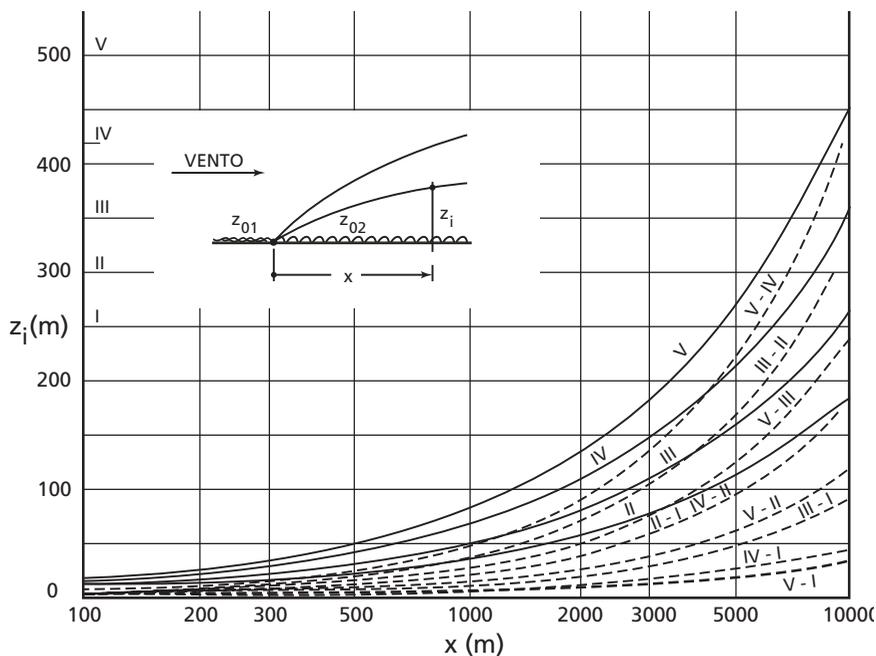


Figura 3.15 – Altura da camada limite interna ( $z_i$ ).

### 3.4.3 Exemplos

Os valores de  $z_0$  indicados acima são os que constam da NBR 6123, edição 1988<sup>15</sup>. Os exemplos a seguir são calculados com os valores de  $z_0$  sugeridos posteriormente, e que levam a resultados mais coerentes no estudo teórico-empírico da intensidade, escala e espectro da turbulência, que serão tratados na segunda parte deste trabalho. Estes valores são os seguintes:

Categoria	I	II	III	IV	V
$Z_0(\text{mm})$	5	70	200	700	1750

Os cálculos de  $z_x$  e  $z_i$  foram feitos com auxílio das expressões (3.46) a (3.50).

**1º Exemplo.** Região 1: Categoria I. Região II: Categoria V. Determinar o perfil de velocidades até uma altura de 350 m, sendo o intervalo de tempo para a determinação de  $S_2$  igual a 40 segundos. A edificação está situada 1 km a sotavento da linha de mudança de rugosidade do terreno. Entre parênteses estão dados os valores obtidos com  $z_{05} = 2500$  mm (NBR 6123/88). A diferença relativa entre os valores é pequena. O mesmo vale para os outros exemplos.

$$A = 0,63 - 0,03 - 0,03 \ln(1,75/0,005) = 0,454 \quad (0,444)$$

$$z_x = 0,454 \times 1,75 (1000/1,75)^{0,8} = 128 \text{ m} \quad (134 \text{ m})$$

$$z_i = 0,36 \times 1,75 (1000/1,75)^{0,75} = 74 \text{ m} \quad (80 \text{ m})$$

**2º Exemplo.** A edificação está situada a 3 km a sotavento da linha de mudança de rugosidade. Demais condições iguais as 1º exemplo.

$$z_x = 0,454 \times 1,75 (3000/1,75)^{0,8} = 307 \text{ m} \quad (323 \text{ m})$$

$$z_i = 0,36 \times 1,75 (3000/1,75)^{0,75} = 168 \text{ m} \quad (183 \text{ m})$$

**3º Exemplo.** Região 1: Categoria V. Região 2: Categoria I. Demais condições iguais ao 1º exemplo.

$$A = 0,63 - 0,03 \ln(1,75/0,005) = 0,554 \quad (0,544)$$

$$z_x = 0,554 \times 0,005 (1000/0,005)^{0,8} = 48 \text{ m} \quad (47 \text{ m})$$

**4º Exemplo.** Região 1: Categoria V. Região 2: Categoria I. Demais condições iguais ao 2º exemplo.

$$z_x = 0,554 \times 0,005 (3000/0,005)^{0,8} = 116 \text{ m} \quad (114 \text{ m})$$

Os perfis de velocidades médias para os quatro exemplos são apresentados na Figura 3.16.

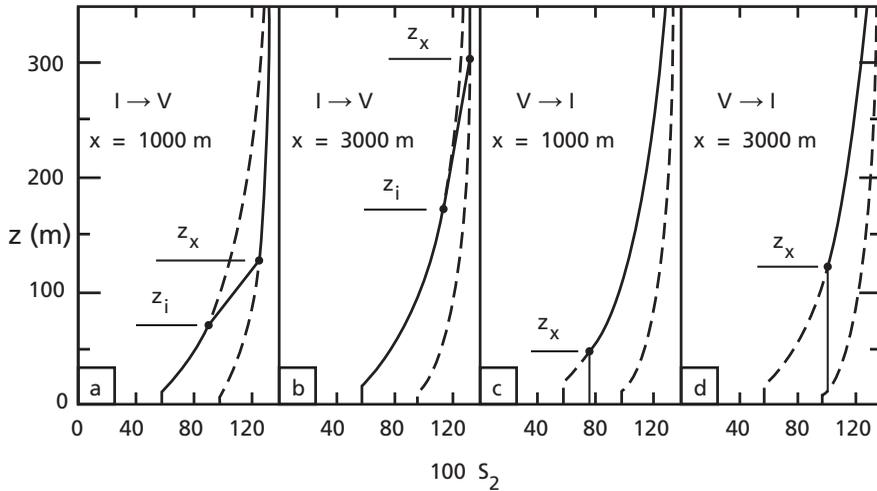


Figura 3. 16 – Mudança de rugosidade: aplicação das expressões (3.46) a (3.50).

Nos exemplos 3 e 4, calculando  $z_i$  pela expressão (3.41), válida para  $z_{o1} > z_{o2}$ , teremos, respectivamente:

$$z_i = 0,07 \times 1000 (0,005/1,75)^{0,5} = 4 \text{ m} \quad (3 \text{ m})$$

$$z_i = 0,07 \times 3000 (0,005/1,75)^{0,5} = 11 \text{ m} \quad (9 \text{ m})$$

o que justifica a simplificação da norma brasileira, que considera  $z_i = 0$  nestes casos.

Para Categorias vizinhas,  $z_i$  é bem maior que nos exemplos acima; porém nestes casos os dois perfis de velocidade estão mais próximos e a simplificação da norma continua causando um erro pequeno, perfeitamente tolerável.

## 3.5 Morros e taludes

### 3.5.1 Considerações gerais

Um talude ou morro de altura  $d$  causam aumento na velocidade do vento em virtude de um efeito venturi. O efeito será máximo para vento soprando perpendicularmente à linha do cume e para um talude

ou morro de grande largura (dimensão perpendicular ao vento), de modo que o escoamento possa ser considerado bidimensional.

Há uma altura de influência,  $h_i$ , medida a partir da base do morro ou talude, até a qual as linhas de corrente sofrem uma deflexão sensível no plano vertical e o vento é acelerado (Figura 3.17). Esta altura de influência depende da forma e dimensões do talude ou morro, bem como do gradiente térmico vertical. Para ventos fortes em estabilidade neutra a influência deste gradiente pode ser desprezada. A altura  $h_i$  em geral se situa entre  $3d$  e  $4d$ , de acordo com medidas feitas ao vento natural ou em túneis de vento. Os estudos matemáticos têm se limitado ao caso de morros e taludes de pequena inclinação.

Para inclinações até  $17^\circ$  o aumento da velocidade causada por esse efeito venturi aumenta com a inclinação. Para inclinações maiores o perfil de velocidades médias permanece constante, independentemente da inclinação.<sup>26</sup> Isto porque forma-se um vórtice na base da falda de barlavento do morro ou do talude que mantém praticamente inalteradas as linhas de corrente que se formaram com inclinação de  $17^\circ$ .

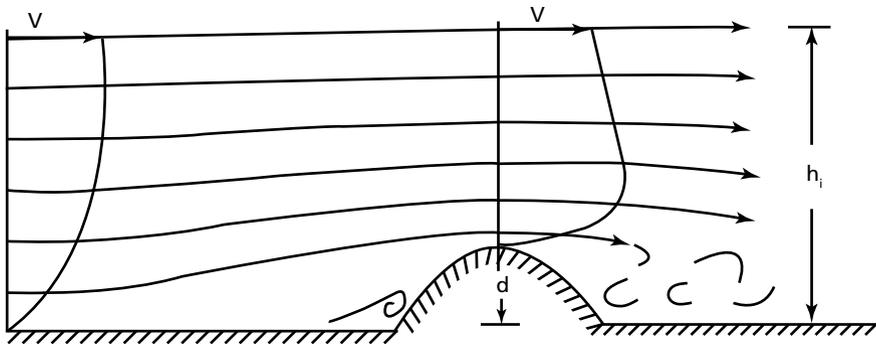


Figura 3.17 – Alteração nas linhas de corrente nas proximidades de um morro.

### 3.5.2 Medidas ao vento natural

Há diversos estudos feitos diretamente sobre o terreno; alguns deles com medições adicionais em modelo topográfico colocado em túnel de vento. A maioria destes estudos refere-se a alterações suaves do terreno, seja um talude, seja uma colina.

Para o caso de morros citamos:

Cheng e Chiu,<sup>40</sup> em um morro com desnível de 236 m, constataram um aumento da intensidade da turbulência de pouco mais de duas vezes, e um aumento da macroescala da turbulência de cerca de 2,5 vezes. Mitsuta,<sup>41</sup> em uma montanha com 700 m de altura sobre o nível do mar e situada a 20 km da baía (local onde está situada a estação meteorológica), obteve um fator topográfico  $S_1(10) = 1,95$ , para vento a 10 m de altura sobre o terreno, tanto na estação meteorológica como no topo da montanha. Os ventos fortes (tufões) que levaram a este valor de  $S_1(z)$  sopravam perpendicularmente ao cume alongado da montanha, ficando a estação meteorológica a barlavento da montanha.

Em Hong Kong, em situação semelhante,  $S_1(10) = 1,90$ .

### 3.5.3 Recomendações CECM

a) Na parte referente à influência de morros e taludes sobre o perfil vertical das velocidades médias do vento, a NBR 6123/88 adotou, com pequenas modificações, a recomendação da Convenção Europeia da Construção Metálica.<sup>32</sup> A influência desses acidentes topográficos é considerada no parâmetro  $S_1$ , que passa a ser uma função  $S_1(z)$  da altura  $z$  acima do terreno no ponto em estudo (e não a partir do nível médio da base do morro ou talude).

As Recomendações da CECM consideram  $S_1(z) > 1$  para qualquer inclinação  $\theta$  do terreno diferente de zero. A norma brasileira admite  $S_1(z) = 1,0$  para  $\text{tg } \theta < 0,05$ , acompanhando o critério da norma belga.<sup>42</sup> A altura de influência  $h_i = 3,5d$ .

b) A segunda edição das Recomendações CECM, de 1987,<sup>43</sup> adota um critério completamente diferente, que também é adotado pela norma belga.<sup>42</sup> Por estas normas, o fator topográfico é dado por:

$$\begin{aligned} \text{tg } \theta < 0,05: S_1(z) &= 1 \\ 0,05 \leq \text{tg } \theta < 0,3: S_1(z) &= 1 + 1,2 s \text{ tg } \theta \\ \text{tg } \theta \geq 0,3: S_1(z) &= 1 + 0,36 s \end{aligned} \quad (3.51)$$

sendo  $s$  tirado dos gráficos das Figuras 3.18 (morro bidimensional) e 3.19 (talude bidimensional) e  $\text{tg } \theta = d/\ell$ .

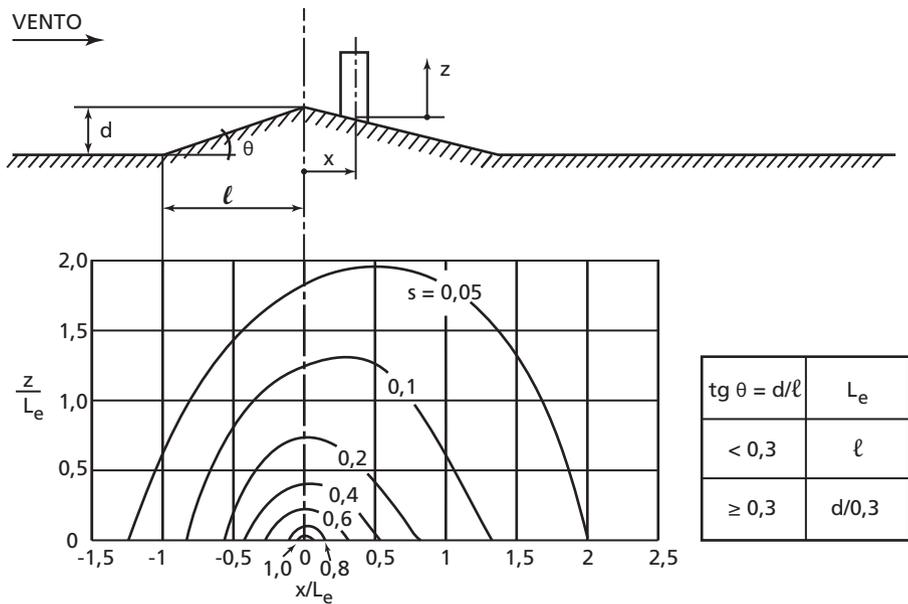


Figura 3.18 – Valores de  $s$  para morros bidimensionais – CECM, 1987<sup>43</sup>.

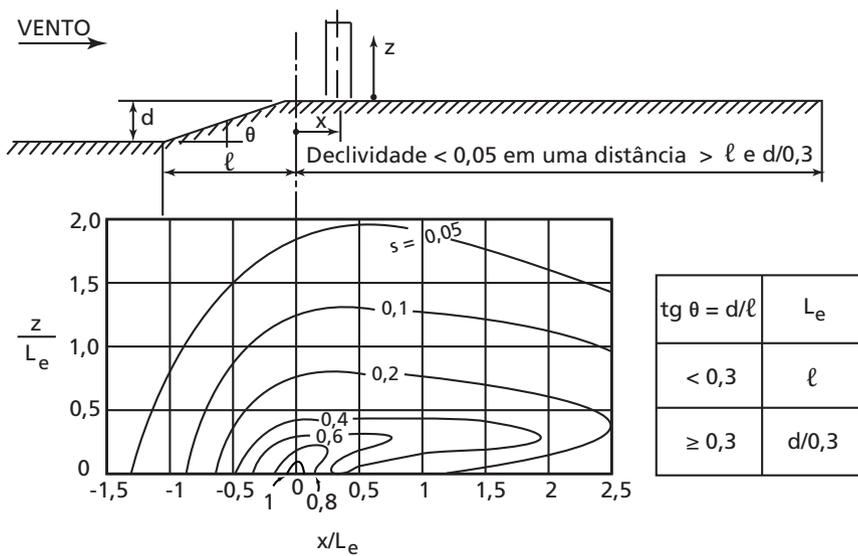


Figura 3.19 – Valores de  $s$  para taludes bidimensionais – CECM, 1987<sup>43</sup>.

### 3.5.4 Anteprojeto de Norma 150, 1990<sup>44</sup>

Em uma distância  $|x| < kL$  (ver Figura 3.20 e Tabela 3.7) o parâmetro  $S_1(z)$  é dado por

$$S_1(z) = 1 + \Delta S_{\max} [1 - |x| / (kL)] e^{-az/L} \quad (3.52)$$

Para  $X = 0$  (isto é, no topo do morro ou talude), a (3.52) fica:

$$S_1(z) = 1 + \Delta S_{\max} e^{-az/L} \quad (3.53)$$

Observe-se que a Tabela 3.7 refere-se a morros baixos (*Low hills*), mas sem definir o que é um morro baixo.

Tabela 3.7 – Parâmetros para expressões (3.52) e (3.53)

Forma	$\Delta S_{\max}$	a	k	
			x < 0	x > 0
Morro bidimensional	2 d/L	3	1,5	1,5
Talude bidimensional	1,8 d/L	2,5	1,5	4
Morro tridimensional axissimétrico	1,6 d/L	4	1,5	1,5

Para  $d/L > 0,5$ , tomar  $d/L = 0,5$

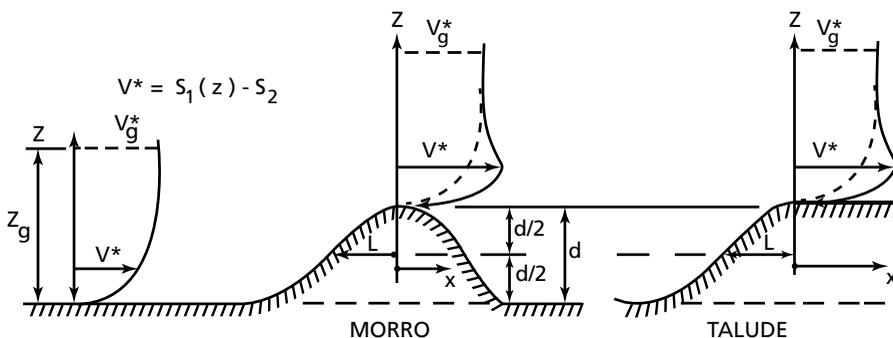


Figura 3.20 – Anteprojeto de Norma ISO, 1990<sup>44</sup>.

### 3.5.5 Norma Brasileira

Em vista das informações anteriores, estamos propondo a seguinte alteração na NBR 6123/88<sup>15</sup> (O texto completo desta Norma, no que diz respeito à determinação da velocidade característica do vento, incluindo esta alteração, será dado no item 3.6):

O fator topográfico  $S_1(z)$  no topo do talude ou morro bidimensionais (ponto B da Figura 3.24) é dado por:

$$\text{tg } \theta \leq 0,05: S_1(z) = 1,0$$

$$0,10 \leq \text{tg } \theta < 0,31: S_1(z) = 1,0 + (2,5 - z/d) \text{tg } \theta \geq 1 \quad (3.54)$$

$$\text{tg } \theta \geq 0,31: S_1(z) = 1,0 + (2,5 - z/d) \quad 0,31 \geq 1$$

Interpolarm linearmente para  $0,05 < \text{tg } \theta < 0,10$

$$[0,05 = \text{tg } 3^\circ; 0,10 = \text{tg } 5,7^\circ; 0,31 = \text{tg } 17^\circ].$$

A velocidade característica,  $V_k$ , é obtida pelo produto  $V_o S_1 S_2 S_3$ . Uma vez definido o fator probabilístico  $S_3$ , a variação da velocidade característica com a altura acima do terreno pode ser estudada pelo produto adimensional  $S_1 S_2$ , que engloba os efeitos da topografia, da rugosidade do terreno e das dimensões da edificação.

Na Figura 3.21 são dados os perfis  $S_1 S_2$  em terreno de Categoria III para o topo de morros ou taludes com declividade  $\text{tg } \theta = 0,31$  e com alturas de 100, 300 e 500 m. Como intervalos de tempo foram escolhidos  $t = 3\text{s}$  (Classe A) e  $t = 10\text{ min}$  (para estudo de efeitos dinâmicos). A Classe A inclui unidades de vedação, seus elementos de fixação, peças individuais de estruturas sem vedação e toda edificação ou parte de edificação para a qual a maior dimensão horizontal ou vertical da superfície frontal não exceda 20 m. Para comparação, estão dados os correspondentes perfis em terreno plano. Estes dois perfis estão reproduzidos, com linhas de tracejado curto, nos perfis sobre os morros.

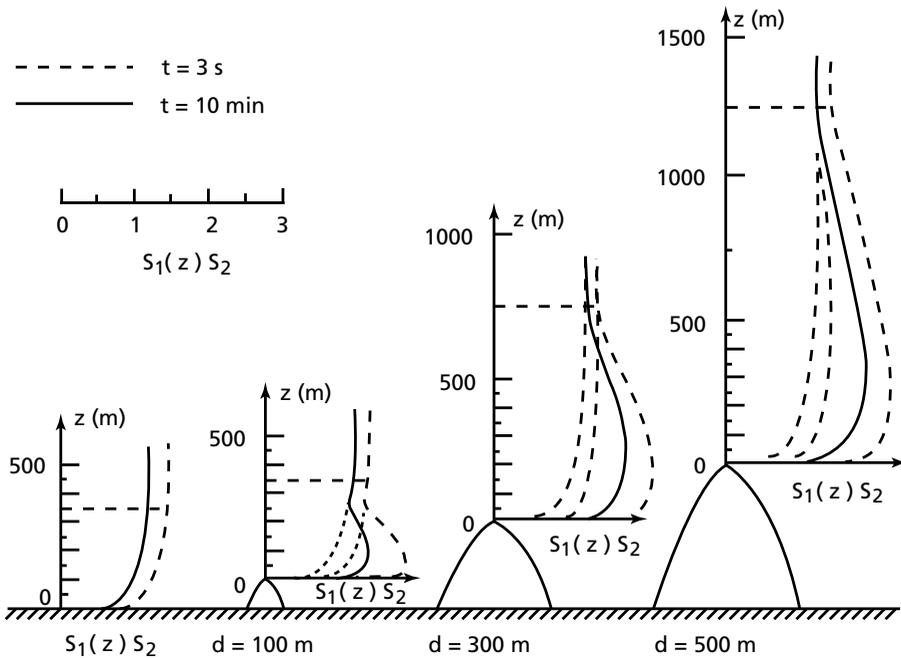


Figura 3.21 – Perfis de  $S_1(z) S_2$  no topo de morros íngremes.

O gráfico da Figura 3.22 corresponde a aplicação das expressões (3.54) ao ponto B da Figura 3.24, para diversas declividades do terreno.

Aplicando a expressão (3.54) ao caso de Mitsuta (item 3.5.2), a 10 m de altura sobre o topo da montanha:

$$S_1(10) = 1,0 + (2,5 - 10/700) 0,31 = 1,77$$

Este valor é cerca de 9% inferior ao encontrado por Mitsuta. Outras fontes, como vimos, indicam valores ainda mais baixos. Cook,<sup>26</sup> por exemplo, indica  $S_1(10) = 1,6$ , para terreno com inclinação de  $17^\circ$ .

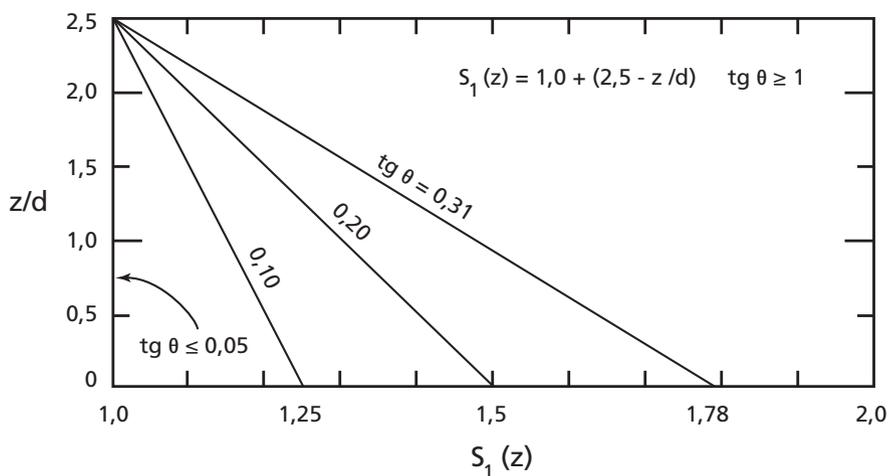


Figura 3.22 – Fator topográfico  $S_1(z)$  conforme (3.54).

A Tabela 3.8 apresenta valores de  $S_1(10)$  e de  $S_1(50)$  no topo de morros e taludes com alturas  $d = 50$  m e  $500$  m, para diversas inclinações do terreno.

Tabela 3.8 – Fator topográfico  $S_1(z)$  a 10 m e a 50 m de altura

tg $\theta$	$\theta$	$S_1(10)$ para		$S_1(50)$ para	
		d = 50 m	d = 500 m	d = 50 m	d = 500 m
0,10	5,7°	1,23	1,25	1,15	1,24
0,15	8,5°	1,34	1,37	1,22	1,36
0,20	11,3°	1,46	1,50	1,30	1,48
0,25	14,0°	1,57	1,62	1,37	1,60
0,30	16,7°	1,69	1,74	1,45	1,72
0,31	17,2°	1,71	1,77	1,46	1,74

### 3.6 Norma brasileira

A seguir apresentaremos o texto da edição 1988 da NBR 6123<sup>15</sup> referente à determinação da velocidade característica do vento. A numeração dos itens é a da Norma; porém tabelas e figuras seguem a numeração deste trabalho. Além disso, as expressões para cálculo de  $S_1(z)$  no ponto B são as deste trabalho.

## 5. Velocidade característica do vento

### 5.1 Velocidade básica do vento, $V_0$

A velocidade básica do vento,  $V_0$ , é a velocidade de uma rajada de três segundos, excedida em média uma vez em 50 anos, a 10 metros acima do terreno, em campo aberto e plano.

A Figura 3.23 apresenta o gráfico das isopletas da velocidade básica no Brasil, com intervalos de 5 m/s.

5.1.1 Como regra geral é admitido que o vento básico pode soprar de qualquer direção horizontal. Em caso de dúvida quanto a seleção da velocidade básica e em obras de excepcional importância é recomendado um estudo específico para a determinação de  $V_0$ . Neste caso podem ser consideradas direções preferenciais para o vento básico, se devidamente justificadas.

### 5.2 Fator topográfico, $S_1$

O fator topográfico  $S_1$  leva em consideração as variações do relevo do terreno e é determinado do seguinte modo:

#### a) Terreno plano ou fracamente acidentado

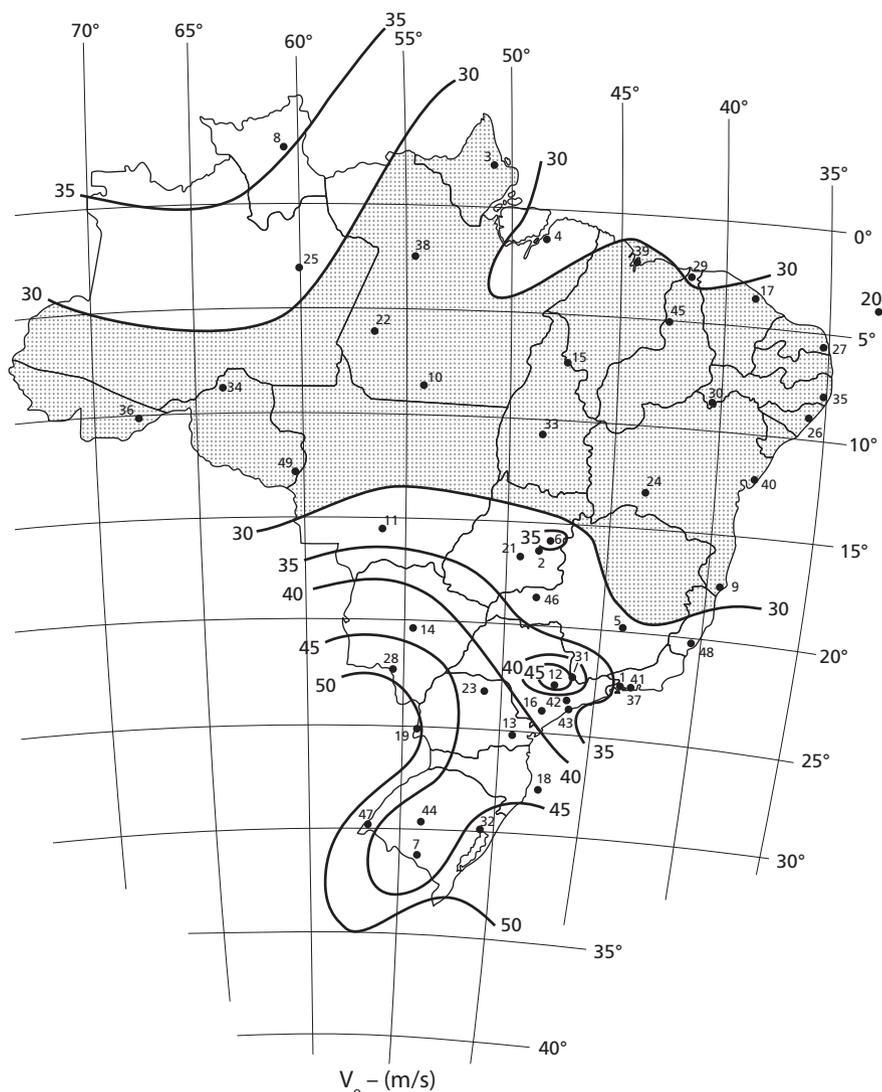
$$S_1 = 1,0$$

#### b) Taludes e morros

Taludes e morros alongados nos quais pode ser admitido um escoamento de ar bidimensional soprando no sentido indicado na Figura 3.24.

– No ponto A (morros) e nos pontos A e C (taludes):

$$S_1 = 1,0$$



Máxima velocidade média medida sobre 3 segundos, que pode ser excedida em média uma vez em 50 anos, a 10 m sobre o nível do terreno em lugar aberto e plano.

Figura 3.23 – Isopletas da velocidade básica  $V_0$  – NBR 6123/88.

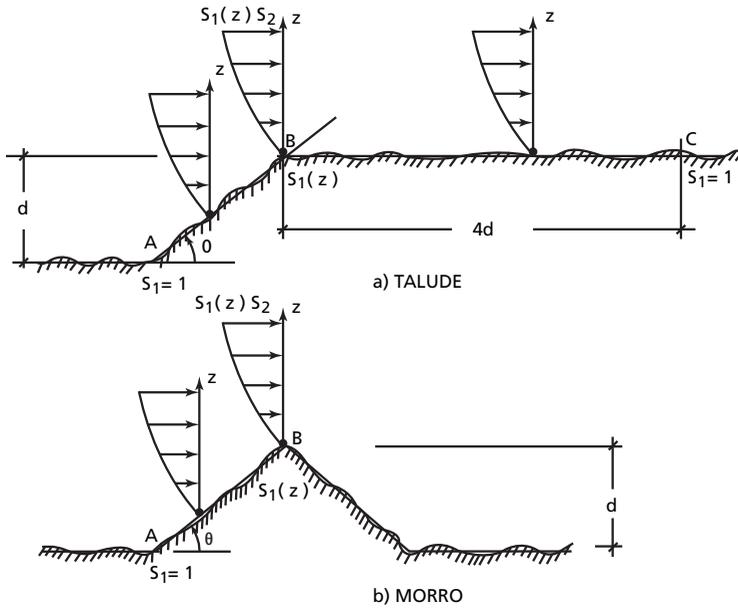


Figura 3.24 – Parâmetro topográfico  $S_1(z)$  – NBR 6123/88.

No ponto B [ $S_1$  é uma função  $S_1(z)$ ]:

$$\text{tg } \theta \leq 0,05: S_1(z) = 1,0$$

$$0,10 \leq \text{tg } \theta < 0,31: S_1(z) = 1,0 + (2,5 - z/d) \text{tg } \theta \geq 1$$

$$\text{tg } \theta \geq 0,31: S_1(z) = 1,0 + (2,5 - z/d) 0,31 \geq 1$$

(Interpolar linearmente entre  $0,05 < \text{tg } \theta < 0,1$ )

sendo:

$z$  – altura medida a partir da superfície do terreno no ponto considerado;

$d$  – diferença de nível entre a base e o topo do talude ou morro;

$\theta$  – inclinação média do talude ou encosta do morro.

Entre A e B e entre B e C o fator  $S_1$  é obtido por interpolação linear.

**c) Vales profundos**, protegidos de ventos de qualquer direção:

$$S_1 = 0,9.$$

Os valores indicados nos itens b e c constituem uma primeira aproximação e devem ser usados com precaução.

Se for necessário um conhecimento mais preciso da influência do relevo, ou se a aplicação destas indicações tornar-se difícil pela complexidade do relevo, é recomendado o recurso a ensaios de modelos topográficos em túnel de vento ou a medidas anemométricas no próprio terreno.

### 5.3 Rugosidade do terreno, dimensões da edificação e altura sobre o terreno: Fator $S_2$

O fator  $S_2$  considera o efeito combinado da rugosidade do terreno, da variação da velocidade do vento com a altura acima do terreno e das dimensões da edificação ou parte da edificação em consideração.

Em ventos fortes em estabilidade neutra a velocidade do vento aumenta com a altura acima do terreno. Este aumento depende da rugosidade do terreno e do intervalo de tempo considerado na determinação da velocidade. Este intervalo de tempo está relacionado com as dimensões da edificação, pois edificações pequenas e elementos de edificações são mais afetados por rajadas de curta duração do que grandes edificações. Para estas é mais adequado considerar o vento médio calculado com um intervalo de tempo maior.

#### 5.3.1 Rugosidade do terreno

Para fins desta Norma a rugosidade do terreno é classificada em cinco Categorias\*:

**Categoria I:** Superfícies lisas de grandes dimensões, com mais de 5 km de extensão, medida na direção e sentido do vento incidente. Exemplos:

- mar calmo\*\*;
- lagos e rios;
- pântanos sem vegetação.

**Categoria II:** Terrenos abertos em nível ou aproximadamente em nível, com poucos obstáculos isolados, tais como árvores e edificações baixas. Exemplos:

- zonas costeiras planas;
- pântanos com vegetação rala;
- campos de aviação;
- pradarias e charnecas;
- fazendas sem sebes ou muros.

A cota média do topo dos obstáculos é considerada inferior ou igual a 1,0 m.

**Categoria III:** Terrenos planos ou ondulados com obstáculos, tais como sebes e muros, poucos quebra-ventos de árvores, edificações baixas e esparsas.

Exemplos:

- granjas e casas de campo, com exceção das partes com matos;
- fazendas com sebes e/ou muros;
- subúrbios a considerável distância do centro, com casas baixas e esparsas.

A cota média do topo dos obstáculos é considerada igual a 3,0 m.

**Categoria IV:** Terrenos cobertos por obstáculos numerosos e pouco espaçados, em zona florestal, industrial ou urbanizada. Exemplos:

- zonas de parques e bosques com muitas árvores;
- cidades pequenas e seus arredores;
- subúrbios densamente construídos de grandes cidades;

– áreas industriais plena ou parcialmente desenvolvidas.

A cota média do topo dos obstáculos é considerada igual a 10 m.

Esta Categoria também inclui zonas com obstáculos maiores e que ainda não possam ser consideradas na Categoria V.

**Categoria V:** Terrenos cobertos por obstáculos numerosos, grandes, altos e pouco espaçados. Exemplos:

- florestas com árvores altas de copas isoladas;
- centros de grandes cidades;
- complexos industriais bem desenvolvidos.

A cota média do topo dos obstáculos é considerada igual ou superior a 25 m.

#### **Observações:**

\* A critério do projetista poderão ser consideradas Categorias intermediárias, interpolando convenientemente os valores de  $p$  e  $b$  ou de  $S_2$  indicados no item 5.3.3 ou no Anexo A.

\*\* Para mar agitado o valor do expoente  $p$  para uma hora pode chegar a 0,15, em ventos violentos. Em geral,  $p \cong 0, 12$ .

### **5.3.2 Dimensões da edificação**

A velocidade do vento varia continuamente e seu valor médio pode ser calculado sobre qualquer intervalo de tempo. Foi verificado que o intervalo mais curto das medidas usuais (três segundos) corresponde a rajadas cujas dimensões envolvem convenientemente obstáculos de até 20 metros na direção do vento médio. Quanto maior o intervalo de tempo usado no cálculo da velocidade média, tanto maior a distância abrangida pela rajada.

Para a definição das partes da edificação a considerar na determinação das ações do vento, é necessário considerar características construtivas ou estruturais que originem pouca ou nenhuma continuidade estrutural ao longo da edificação, tais como:

- edificações com juntas que separem a estrutura em duas ou mais partes estruturalmente independentes;
- edificações com pouca rigidez na direção perpendicular à direção do vento, e por isso com pouca capacidade de redistribuição de cargas.

Foram escolhidas as seguintes classes de edificações, partes de edificações e seus elementos, com intervalos de tempo para cálculo da velocidade média de, respectivamente, 3, 5 e 10 segundos:

**Classe A:** Todas as unidades de vedação, seus elementos de fixação e peças individuais de estruturas sem vedação. Toda edificação na qual a maior dimensão horizontal ou vertical não exceda 20 metros.

**Classe B:** Toda edificação ou parte de edificação para a qual a maior dimensão horizontal ou vertical da superfície frontal esteja entre 20 e 50 metros.

**Classe C:** Toda edificação ou parte de edificação para a qual a maior dimensão

horizontal ou vertical da superfície frontal exceda 50 metros.

Para toda edificação ou parte de edificação para a qual a maior dimensão horizontal ou vertical da superfície frontal exceda 80 metros, o intervalo de tempo correspondente poderá ser determinado de acordo com as indicações do Anexo A.

### 5.3.3 Altura sobre o terreno

O fator  $S_2$  usado no cálculo da velocidade do vento em uma altura  $z$  acima do nível geral do terreno é obtida pela expressão

$$S_2 = b F_r (z/10)^p$$

sendo que o fator de rajada  $F_r$  é sempre o correspondente à Categoria II. A expressão acima é aplicável até a altura  $z_g$ , que define o contorno superior da camada limite atmosférica.

Os parâmetros que permitem determinar  $S_2$  para as cinco Categorias desta Norma são apresentados na Tabela 3.9.

Os valores de  $S_2$  para as diversas Categorias de rugosidade do terreno e Classes de dimensões das edificações definidos nesta Norma são dados na Tabela 3.10. Para o estudo dos elementos de vedação é recomendado usar o fator  $S_2$  correspondente ao topo da edificação. Esta recomendação é baseada no fato de que na fachada de barlavento e nas fachadas laterais o vento é defletido para baixo, com um conseqüente aumento da pressão dinâmica na parte inferior da edificação. Pela mesma razão o fator  $S_2$  é considerado constante até 10 metros de altura na Categoria V.

5.3.4 O Anexo A desta Norma indica a determinação do fator  $S_2$  para intervalos de tempo entre três segundos e uma hora e para qualquer rugosidade do terreno.

Tabela 3.9 – Parâmetros meteorológicos

Categoria	$Z_0$ m	Parâmetro	Classes		
			A	B	C
I	250	b	1,10	1,11	1,12
		p	0,06	0,065	0,07
II	300	b	1,00	1,00	1,00
		$F_r$	1,00	0,98	0,95
		p	0,085	0,09	0,10
III	350	b	0,94	0,94	0,93
		p	0,10	0,105	0,115
IV	420	b	0,86	0,85	0,84
		p	0,12	0,125	0,135
V	500	b	0,74	0,73	0,71
		p	0,15	0,16	0,175

Tabela 3.10 – Fator  $S_2$ 

z (m)	CATEGORIA														
	I			II			III			IV			V		
	Classe			Classe			Classe			Classe			Classe		
	A	B	C	A	B	C	A	B	C	A	B	C	A	B	C
≤5	1,06	1,04	1,01	0,94	0,92	0,89	0,88	0,86	0,82	0,79	0,76	0,73	0,74	0,72	0,67
10	1,10	1,09	1,06	1,00	0,98	0,95	0,94	0,92	0,88	0,86	0,83	0,80	0,74	0,72	0,67
15	1,13	1,12	1,09	1,04	1,02	0,99	0,98	0,96	0,93	0,90	0,88	0,84	0,79	0,76	0,72
20	1,15	1,14	1,12	1,06	1,04	1,02	1,01	0,99	0,96	0,93	0,91	0,88	0,82	0,80	0,76
30	1,17	1,17	1,15	1,10	1,08	1,06	1,05	1,03	1,00	0,98	0,96	0,93	0,87	0,85	0,82
40	1,20	1,19	1,17	1,13	1,11	1,09	1,08	1,06	1,04	1,01	0,99	0,96	0,91	0,89	0,86
50	1,21	1,21	1,19	1,15	1,13	1,12	1,10	1,09	1,06	1,04	1,02	0,99	0,94	0,93	0,89
60	1,22	1,22	1,21	1,16	1,15	1,14	1,12	1,11	1,09	1,07	1,04	1,02	0,97	0,95	0,92
80	1,25	1,24	1,23	1,19	1,18	1,17	1,16	1,14	1,12	1,10	1,08	1,06	1,01	1,00	0,97
100	1,26	1,26	1,25	1,22	1,21	1,20	1,18	1,17	1,15	1,13	1,11	1,09	1,05	1,03	1,01
120	1,28	1,28	1,27	1,24	1,23	1,22	1,20	1,20	1,18	1,16	1,14	1,12	1,07	1,06	1,04
140	1,29	1,29	1,28	1,25	1,24	1,24	1,22	1,22	1,20	1,18	1,16	1,14	1,10	1,09	1,07
160	1,30	1,30	1,29	1,27	1,26	1,25	1,24	1,23	1,22	1,20	1,18	1,16	1,12	1,11	1,10
180	1,31	1,31	1,31	1,28	1,27	1,27	1,26	1,25	1,23	1,22	1,20	1,18	1,14	1,14	1,12
200	1,32	1,32	1,32	1,29	1,28	1,28	1,27	1,26	1,25	1,23	1,21	1,20	1,16	1,16	1,14
250	1,34	1,34	1,33	1,31	1,31	1,31	1,30	1,29	1,28	1,27	1,25	1,23	1,20	1,20	1,18
300	–	–	–	1,34	1,33	1,33	1,32	1,32	1,31	1,29	1,27	1,26	1,23	1,23	1,22
350	–	–	–	–	–	–	1,34	1,34	1,33	1,32	1,30	1,29	1,26	1,26	1,26
400	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1,34	1,32	1,32	1,29	1,29	1,29
420	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1,35	1,35	1,33	1,30	1,30	1,30
450	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1,32	1,32	1,32
500	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1,34	1,34	1,34

#### 5.4 Fator estatístico $S_3$

O fator estatístico  $S_3$  é baseado em conceitos estatísticos e considera o grau de segurança requerido e a vida útil da edificação. Segundo a definição dada em 4.1, a velocidade básica  $V_0$  é a velocidade do vento que apresenta um período de recorrência médio de 50 anos. A probabilidade de que a velocidade  $V_0$  seja igualada ou excedida neste período é de 63 %. O nível de probabilidade (0,63) e a vida útil (50 anos) adotados são considerados adequados para edificações normais destinadas a moradias, hotéis, escritórios, etc. (Grupo 2). Na falta de uma norma específica sobre segurança nas edificações, ou de indicações correspondentes na norma estrutural, os valores mínimos do fator  $S_3$  são os indicados na Tabela 3.11.

Tabela 3.11 Valores mínimos do fator estatístico  $S_3$ 

Grupo	Descrição	$S_3$
1	Edificações cuja ruína total ou parcial pode afetar a segurança ou possibilidade de socorro a pessoas após uma tempestade destrutiva (hospitais, quartéis de bombeiros e de forças de segurança, centrais de comunicação etc.)	1,10
2	Edificações para hotéis e residências. Edificações para comércio e indústria com alto fator de ocupação	1,00
3	Edificações e instalações industriais com baixo fator de ocupação (depósitos, silos, construções rurais etc.)	0,95
4	Vedações (telhas, vidros, painéis de vedação etc.)	0,88
5	Edificações temporárias. Estruturas dos Grupos 1 a 3 durante a construção	0,83

5.4.1 O Anexo B desta Norma indica a determinação do fator  $S_2$  para outros níveis de probabilidade e para outros períodos de exposição da edificação a ação do vento.

## 5.5 Mudança de rugosidade do terreno

5.5.1 Se a Categoria de terreno mudar, com o comprimento de rugosidade passando de  $z_{o1}$  para  $z_{o2}$ , o vento percorrerá uma certa distância antes que se estabeleça plenamente um novo perfil de velocidades médias, com altura  $z_g$ . A alteração do perfil começa próximo ao solo e o novo perfil aumenta sua altura  $z_x$  a medida que cresce a distância  $x$  medida a partir da linha de mudança de Categoria. Este perfil de velocidades médias é determinado do seguinte modo:

### 5.5.2 Transição para Categoria de rugosidade maior ( $z_{o1} < z_{o2}$ )

Determinam-se as alturas  $z_x$  e  $z_i$  pelas expressões

$$z_x = A z_{o2} (x/z_{o2})^{0,8}$$

$$z_i = 0,36 z_{o2} (x/z_{o2})^{0,75}$$

sendo

$$A = 0,63 - 0,03 \ln(z_{o2}/z_{o1})$$

O perfil de velocidades médias (fatores  $S_2$ ) é assim definido (Figura 3.25a):

- Da altura  $z_x$  para cima são considerados os fatores  $S_2$  correspondentes ao terreno mais afastado da edificação ( $z_{o1}$ ).
- Da altura  $z_i$  para baixo são considerados os fatores  $S_2$  correspondentes ao terreno que circunda a edificação ( $z_{o2}$ ).
- Na zona de transição entre  $z_i$  e  $z_x$  considerar uma variação linear do fator  $S_2$ .

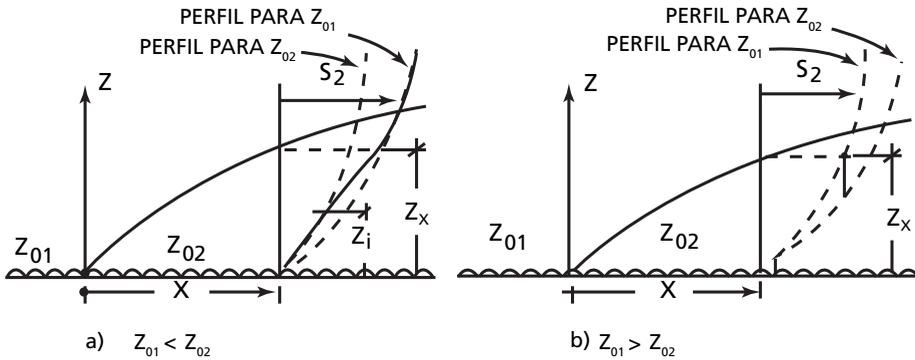


Figura 3.25 – Perfil de  $S_2$  a sotavento de uma mudança de rugosidade.

### 5.5.3 Transição para Categoria de rugosidade menor ( $z_{o1} > z_{o2}$ )

Determina-se a altura  $z_x$  pela expressão

$$z_x = A z_{o2} (x/z_{o2})^{0,8}$$

Sendo

$$A = 0,73 - 0,03 \ln(z_{o1}/z_{o2})$$

O perfil de velocidades médias (fatores  $S_2$ ) é assim definido (Figura 3.25b):

- Da altura  $z_x$  para cima são considerados os fatores  $S_2$  correspondentes ao terreno mais afastado da edificação ( $z_{o1}$ ).
- Da altura  $z_x$  para baixo são considerados os fatores  $S_2$  correspondentes ao terreno que circunda a edificação, porém sem ultrapassar o valor de  $S_2$  determinado na altura  $z_x$  para o terreno de rugosidade  $z_{o1}$  (item 5.5.3a).

5.5.4 As alturas das camadas limites,  $z_g$ , nos perfis de velocidades médias plenamente desenvolvidos e os comprimentos de rugosidade,  $z_o$ , são os seguintes:

Categoria	I	II	III	IV	V
$Z_g$ (m)	250	300	350	420	500
$Z_o$ (m)	0,005	0,07	0,30	1,0	2,5

## ANEXO A

### A.1 Fator $S_2$

O fator  $S_2$  pode ser considerado como uma velocidade adimensional, normalizada em  $V_0$ :

$$S_{2,i} = \bar{V}_{t,i}(z)/V_0$$

sendo

i: Categoria de rugosidade do terreno;

$\bar{V}_{t,i}(z)$ : velocidade média sobre t segundos, na altura z acima do terreno, para a Categoria i (sem considerar os fatores  $S_1$  e  $S_3$ ).

A velocidade característica  $V_{k,i}$  é definida por

$$V_{k,i} = V_0 S_1 S_2 S_3$$

Independentemente das Categorias de rugosidade definidas nesta Norma, o fator  $S_2$  pode ser obtido pela expressão

$$S_2 = b F_{r,II} (z/10)^p$$

Valores dos parâmetros b,  $F_{r,II}$  e p, para diversos intervalos de tempo e para as cinco Categorias desta Norma são apresentados na Tabela 3.12. Os valores correspondentes de  $S_2$  são apresentados na Tabela 3.4.

Tabela 3.12 Parâmetros b, P,  $F_{r,II}$

Cat.	t(s)	3	5	10	15	20	30	45	60	120	300	600	3600
I	b	1,10	1,11	1,12	1,13	1,14	1,15	1,16	1,17	1,19	1,21	1,23	1,25
	p	0,06	0,065	0,07	0,075	0,075	0,08	0,085	0,085	0,09	0,095	0,095	0,10
II	b	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00
	p	0,085	0,09	0,10	0,105	0,11	0,115	0,12	0,125	0,135	0,145	0,15	0,16
	$F_r$	1,00	0,98	0,95	0,93	0,90	0,87	0,84	0,82	0,77	0,72	0,69	0,65
III	b	0,94	0,94	0,93	0,92	0,92	0,91	0,90	0,90	0,89	0,87	0,86	0,85
	p	0,10	0,105	0,115	0,125	0,13	0,14	0,145	0,15	0,16	0,175	0,185	0,20
IV	b	0,86	0,85	0,84	0,83	0,83	0,82	0,80	0,79	0,76	0,73	0,71	0,68
	p	0,12	0,125	0,135	0,145	0,15	0,16	0,17	0,175	0,195	0,215	0,23	0,25
V	b	0,74	0,73	0,71	0,70	0,69	0,67	0,64	0,62	0,58	0,53	0,50	0,44
	p	0,15	0,16	0,175	0,185	0,19	0,205	0,22	0,23	0,255	0,285	0,31	0,35

## A.2 Intervalo de tempo

Para a determinação do intervalo de tempo,  $t$ , a usar na obtenção da velocidade média do vento que incide em uma edificação ou parte de edificação com a maior dimensão horizontal ou vertical da superfície frontal excedendo 80 metros, será utilizada a expressão

$$t = 7,5 L/V_t(h)$$

sendo

L: altura ou largura da superfície frontal da edificação ou parte de edificação em estudo, adotando-se o maior dos dois valores;

$V_t(h)$ : velocidade média do vento sobre  $t$  segundos, no topo da edificação ou da parte de edificação em estudo –  $V_t(h) = S_1 S_2(h) V_o$

O cálculo de  $V_t(h)$  pode ser feito por aproximações sucessivas.

## ANEXO B

### Fator estatístico $S_3$ para a probabilidade $P_m$ e vida útil de edificação de $m$ anos

Seja  $V_o^+$  a velocidade do vento que tem uma probabilidade  $P_m$  de ser excedida, no local em consideração, pelo menos uma vez em um período de  $m$  anos. Esta velocidade corresponde a rajadas de três segundos de duração, nas condições da Categoria de rugosidade II (item 5.3.1), na altura de 10 metros acima do terreno. A relação entre  $V_o^+$  e a velocidade básica definida em 5.1 é a seguinte:  $V_o^+ = S_3 V_o$

Na falta de uma norma específica sobre segurança nas edificações, ou de indicações correspondentes na norma estrutural em uso, cabe ao projetista fixar a probabilidade  $P_m$  e a vida útil  $m$  de acordo com as características da edificação. A Tabela 3.13 apresenta valores típicos do fator  $S_3$ , cuja expressão matemática é

$$S_3 = 0,54 \left[ -\frac{\ln(1-P_m)}{m} \right]^{-0,157}$$

Tabela 3.13 Fator estatístico  $S_3$

m	Valores de $S_3$ para $P_m =$					
	0,10	0,20	0,50	0,63	0,75	0,90
2	0,86	0,76	0,64	0,60	0,57	0,53
10	1,10	0,98	0,82	0,78	0,74	0,68
25	1,27	1,13	0,95	0,90	0,85	0,79
50	1,42	1,26	1,06	1,00	0,95	0,88
100	1,58	1,41	1,18	1,11	1,06	0,98
200	1,77	1,57	1,31	1,24	1,18	1,09

Em nenhum caso pode ser adotado um fator  $S_3$  menor que o indicado na Tabela 3.11 (item 5.4).

### APÊNDICE – Localização e altitude das estações meteorológicas

Os números junto a círculos cheios que aparecem na Figura 3.23 identificam as estações meteorológicas do serviço de proteção ao voo do Ministério da Aeronáutica, cujos registros serviram de base para a elaboração das isopleias dessa figura. A tabela a seguir contém a relação alfabética destas estações, bem como suas coordenadas geográficas.

Nº	Estação	Latitude	Longitude	Altitude (m)
1	Afonso	22°52'S	43°22'W	31
2	Anápolis	16°22'S	48°57'W	1097
3	Amapá	02°04'N	50°32'W	10
4	Belém	01°23'S	48°29'W	16
5	Belo Horizonte	19°51'S	43°57'W	789
6	Brasília	15°52'S	47°55'W	1061
7	Bagé	31°23'S	54°07'W	180
8	Boa Vista	02°50'N	60°42'W	140
9	Caravelas	17°38'S	39°15'W	4
10	Cachimbo	09°22'S	54°54'W	432
11	Cuiabá	15°39'S	56°06'W	182
12	Campinas	23°00'S	47°08'W	648
13	Curitiba	25°31'S	49°11'W	910
14	Campo Grande	20°28'S	54°40'W	552
15	Carolina	07°20'S	47°26'W	181
16	Cumbica	23°26'S	46°28'W	763
17	Fortaleza	03°47'S	38°32'W	25
18	Florianópolis	27°40'S	48°33'W	5
19	Foz do Iguaçu	25°31'S	54°35'W	180
20	Fernando de Noronha	03°51'S	32°25'W	45
21	Goiânia	16°38'S	49°13'W	747
22	Jacareacanga	06°16'S	57°44'W	110
23	Londrina	23°20'S	51°08'W	570
24	Lapa	13°16'S	43°25'W	439
25	Manaus	03°09'S	59°59'W	84
26	Maceió	09°31'S	35°47'W	115
27	Natal	05°55'S	35°15'W	49
28	Ponta Porã	22°33'S	55°42'W	660
29	Parnaíba	02°54'S	41°45'W	5
30	Petrolina	09°24'S	40°30'W	376
31	Pirassununga	21°59'S	47°21'W	598
32	Porto Alegre	30°00'S	51°10'W	4
33	Porto Nacional	10°42'S	48°25'W	290
34	Porto Velho	08°46'S	63°54'W	125
35	Recife	08°08'S	34°55'W	11
36	Rio Branco	09°58'S	67°47'W	136
37	Rio de Janeiro (Santos Dumont)	22°54'S	43°10'W	5
38	Santarém	02°26'S	54°43'W	12
39	São Luiz	02°35'S	44°14'W	54
40	Salvador	12°54'S	38°20'W	13
41	Santa Cruz	22°56'S	43°43'W	4
42	São Paulo (Congonhas)	23°37'S	46°39'W	802
43	Santos	23°56'S	46°18'W	3
44	Santa Maria	29°43'S	53°42'W	85
45	Teresina	05°05'S	42°49'W	69
46	Uberlândia	18°55'S	48°14'W	923
47	Uruguaiana	29°47'S	57°02'W	74
48	Vitória	20°16'S	40°17'W	4
49	Vilhena	12°44'S	60°08'W	652

## Referências

1. SIMIU, E.; SCANLAN, R. H. *Wind effects on structures: an introduction to wind engineering*. Wiley, New York, 1977.
2. LEHR, P. E.; BURNETT, R.W.; ZIM, H. S. *Weather*. Simon & Schuster, New York.
3. DAVENPORT, A. G. *Wind loading on structures*. Ottawa, National Research Council, 1960 (Technical Paper n. 88 of the Division of Building Research).
4. SIMIU, E.; LOZIER, D. W. *The buffeting of tall structures by strong winds*. Washington, D.C., National Bureau of Standards, 1975.
5. SIMIU, E. *Variation of mean winds with height in hurricanes*. Journal of the Engineering Mechanics Division, Proc. ASCE, v. 100, n. EM 4, p. 832- 837, Aug. 1974.
6. DAVENPORT, A. G. *Rationale for determining design wind velocities*. Journal of the Structural Division, Proc. ASCE, v. 86, n. ST 5, p. 39- 67, May 1960.
7. NANNI, L. F.; RIERA, J. D. *Estimativa de parâmetros, testes de aderência das distribuições de velocidades extremas de vento e temperaturas associadas e modelos de previsões*. Caderno Técnico CT.V-56, Curso de Pós-Graduação de Engenharia Civil da UFRGS, Porto Alegre, 1983.
8. MARSHALL, R. D. *Engineering aspects of cyclone Tracy, Darwin, Australia, 1974*. National Bureau of Standards, Washington, D.C., NBS Building Science Series 86, June 1976.
9. SERVICIO METEOROLÓGICO NACIONAL – FUERZA AEREA ARGENTINA *Tornados*. Boletín Informativo n. 5, Buenos Aires.
10. BRITISH STANDARDS INSTITUTION. *Code of basic data for the design of buildings*. Chapter V. Loading. Part 2: Wind loads. London, 1972.
11. ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE NORMAS TÉCNICAS, ABNT NBR 6123. *Forças devidas ao vento em edificações*. Rio de Janeiro, 1980.
12. NEWBERRY, C. W.; EATON, K. J.; MAYNE, J. R. *Wind pressures on the Post Office Tower, London*. Proc. 3rd International Conference on Wind Effects on Buildings and Structures. Tokyo, 1971, Paper II.7, p. 241-251.
13. BLESSMANN, J. *Intervalo de tempo para cálculo da velocidade básica do vento*. 2. ed. Ed. da UFRGS, 1979 (Série Engenharia Estrutural, 3).

14. SFINTESCO, D.; WYATT, T. A. *A proposed European code of practice: current work of the ECCS towards specification of the effect of wind on structures*. Proc. 4th International Conference on Wind Effects on Buildings and Structures. Heathrow, England, 1975, p. 643-654.
15. ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE NORMAS TÉCNICAS, ABNT – NBR-6123. *Forças devidas ao vento em edificações*. Rio de Janeiro, 1988.
16. HUNT, J. C. R.; FERNHOLZ, H. *Wind-tunnel simulation of the atmospheric boundary layer: a report on Euromech 50*. Journal of Fluid Mechanics, Cambridge University Press, London, v. 70, part 3, p. 543-559. 12 august 1975.
17. SIMIU, E. *Modern developments in wind engineering*. Part 1. Engineering Structures, v. 3, p. 233-241. October 1981.
18. PRANDTL, L. *Führer durch die Strömungslehre*. 5. ed. Friedr. Vieweg und Sohn, Braunschweig, 1957.
19. BLESSMANN, J. *Aerodinâmica das construções*. 2. ed. SAGRA, Porto Alegre, 1990.
20. VICKERY, B. J. *On the assessment of wind effects on elastic structures*. The Civil Engineering Transactions of the Institution of Engineers, Australia, Oct. 1966. Paper 2116, p. 183-192.
21. JENSEN, M.; FRANCK, N. *Model-scale tests in turbulent wind*. Part I. The Danish Technical Press, Copenhagen, 1963.
22. DAVENPORT, A. G. *The relationship of wind structure to wind loading*. Proc. Symposium n. 16: Wind Effects on Buildings and Structures. National Physical Laboratory, Teddington, England, 1965, v. 1. Paper 2, p. 53-102.
23. ROBINSON, S. M. *Computing wind profile parameters*. Journal of the Atmospheric Sciences, v. 19, p. 189-190. March 1962.
24. HELLIWELL, N. C. *Wind over London*. Proc. 3rd International Conference on Wind Effects on Buildings and Structures, Tokyo, 1971, p. 23-32. Paper I.3.
25. BIÉTRY, J.; SACRÉ, C.; SIMIU, E. *Mean wind profiles and change of terrain roughness*. Journal of Structural Division, Proc. ASCE, v. 104, n. ST 10, p. 1585-1593. Oct. 1978.
26. COOK, N. J. *The designer's guide to wind loading of building structures*. Part 1. Butterworths, London, 1985.

27. HARRIS, R. I.; DEAVES, D. M. *The structure of strong winds*. In: Wind Engineering in the Eighties. Proc. CIRIA Conference, London, p. 4.1-4.93, 1980.
28. Engineering Sciences Data Unit. *Strong winds in the atmospheric boundary layer*. Part 1: mean hourly wind speeds. Data Item 82026". London. ESDU. 1982.
29. AUSTRALIAN STANDARD *Rules for minimum design loads on structures*. AS 1170, Part 2 (wind forces) –1975. Standards Association of Australia, North Sydney, 1978.
30. HARRIS, R. I. *The nature of the wind*. In: Proc. Seminar on the Modern Design of Wind-Sensitive Structures, 18 June 1970. The Institution of Civil Engineers, London. Paper 3, p. 29-55.
31. DEAVES, D. M. *Computation of wind flow over changes in surface roughness*. Journal of Wind Engineering and Industrial Aerodynamics, Amsterdam, v. 7, n. 1, p. 65-94, Jan. 1981.
32. CONVENTION EUROPÉENNE DE LA CONSTRUCTION MÉTALLIQUE. CECM -*Calcul des effets du vent sur les constructions*. Recommandations de la CECM. Construction Métallique, Rotterdam. n. 3. p. 24-96. Sept. 1979.
33. BUREAU DE CONTROLE POUR LA SECURITÉ DE LA CONSTRUCTION (SECO) *L'action du vent sur les constructions (Etude de synthèse préparatoire à la révision des normes belges NBN 460.01.02 et 03)* Bruxelles. Sept. 1973.
34. NEWBERRY, C. W.; EATON, K. J. *Wind loading handbook*. Building Research Establishment Report, England, 1974.
35. INSTITUTO NACIONAL DE TECNOLOGIA INDUSTRIAL (INTI). *Reglamento CIRSOC 102: Acción dei viento sobre las construcciones*. Buenos Aires, 1982.
36. COUNCIL ON TALL BUILDINGS AND URBAN HABITAT. *Wind loading and wind effects*. In: Monograph on the Planning and Design of Tall Buildings, Chapter CL-3. Vol. CL. ASCE, p. 145-242. 1980.
37. PANOFSKY, H. A.; MING, Z. *Characteristics of wind profiles over complex terrain*. In: 6th International Conference on Wind Engineering. Australia. Proc.: Journal of Wind Engineering and Industrial Aerodynamics, v. 15, n. 1-3, p. 177-183. Dec. 1983.
38. REICHMANN, K. H. *Beurteilung der Sicherheit und Zuverlässigkeit turmartiger Bauwerke unter Windeinwirkung*. Beiträge zur Anwendung der Aeroelastik im Bauwesen (BAAB), 1984.

39. GOLDMAN, J. L. *Time dependent variation of vertical storm wind profiles*. In: Proc. 2nd USA – Japan Research Seminar on Wind Effects on Structures, Hawaii. p. 53-67, 1976.
40. CHENG, E. D. H.; CHIU, A. N. L. *Topographical effects on wind patterns*. In: Proc. 2nd USA-Japan Research Seminar on Wind Effects on Structures. Hawaii. p. 39-44, 1976.
41. MITSUTA, Y.; TSUKAMOTO, O.; NENOI, M. *Wind characteristics over complex terrain*. In: 6th International Conference on Wind Engineering. Australia. Proc.: Journal of Wind Engineering and Industrial Aerodynamics, v. 15, n. 1-3, p. 185-196, Dec. 1983.
42. INSTITUT BELGE DE NORMALISATION (IBN). Norma NBN, B03-002-1. *Action du vent sur les constructions*. 2. ed., 1988.
43. CONVENTION EUROPÉENNE DE LA CONSTRUCTION MÉTALLIQUÉ (CECM). *Recommendations for calculating the effects of wind on constructions*. 2. ed., 1987.
44. INTERNATIONAL ORGANIZATION FOR STANDARDIZATION (ISO). Projeto de Norma ISO. *Draft International Standard ISO/DIS 4354: Wind actions on structures*, 1990.
45. SIMIU, E. *Logarithmic profiles and design wind speeds*. Journal of the Engineering Mechanics Division, Proc. ASCE, v. 99, n. EM 5, p. 1073-83, Oct. 1973.
46. DAVENPORT, A. G. *The interaction of wind and structures*. In: Engineering Meteorology, Elsevier, Amsterdam, Chapter 12, 1982, p. 527-572.
47. \_\_\_\_\_. *The design of structure to resist wind*. In: ASCE-ICE-CSCE Joint Conference on Predicting and Designing for Natural and Man-Made Hazards, Williamsburg, Va, 1978, p. 83-116.
48. \_\_\_\_\_. *The buffeting of large superficial structures by atmospheric turbulence*. Annals of the New York Academy of Sciences, v. 116, Article 2, June 26, 1964, p. 135-159.
49. \_\_\_\_\_. *The spectrum of horizontal gustiness near the ground in high winds*. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, London, v. 87, n. 372, April 1961, p. 194-211.
50. DAVENPORT, A. G.; SURRY, D. J. *The pressures on low rise structures in turbulent wind*. In: Canadian Structural Engineering Conference, 1974, p. 1-39.

51. RIERA, J. D.; GALINDEZ, E.E.; BLESSMANN, J. *A code-oriented approach to the along-wind dynamic response of structures*. Relatório interno do Curso de Pós-Graduação em Engenharia Civil da UFRGS, 1980.
52. JENSEN, M.; FRANCK, N. *Model-scale tests in turbulent wind*. Part II. The Danish Technical Press, Copenhagen, 1963.
53. SIMIU, E. *Equivalent static wind loads for tall building design*. In: Proc. 4th International Conference on Wind Effects on Buildings and Structures, London, 1975, p. 721-733.
54. \_\_\_\_\_. *Estimation of extreme wind speeds. Application to the Philippines*. In: Building to resist the effect of wind. Vol. 2. NBS Building Science Series 100-2. National Bureau of Standards, Washington, D. C., 1977, p. 1-12.
55. SCANLAN, R. H. *Central problems in structural loading by the natural wind*. In: Structural Engineering and Structural Mechanics, Prentice-Hall, 1980, p. 36-56.
56. WIERINGA, J. *Description requirements for assessment of non-ideal wind stations - for example Aachen*. In: 5th Colloquium on Industrial Aerodynamics. Building Aerodynamics. Aachen, 1982. Journal of Wind Engineering and Industrial Aerodynamics, v. 11, n. 1-3. May 1983, p. 121-131.
57. ROULLE, C. *Simulation de la couche limite atmosphérique au 1/150 E*. Centre Scientifique et Technique du Bâtiment. Établissement de Nantes. EN. ADYM 80-10-2, 1980.
58. NIEMANN, H. J. *Dynamische Windwirkung bei Naturzugkühltürmen auf der Grundlage eines statistischen Sicherheitsbegriffs*. Ruhr-Universität Bochum, Bochum. Nov. 1976.
59. PANOFSKY, H. A. *Summary paper for Session 1: Wind Structure*. In: Proc. 4th International Conference on Wind Effects on Buildings and Structures, Heathrow, England, p. 3-6, 1977.

Segunda parte

# Turbulência



## Capítulo 4

# Intensidade da turbulência

### 4.1 Turbulência

a) Como vimos em 2.1c, em condições de estabilidade neutra as flutuações da velocidade são causadas quase que exclusivamente por agitação mecânica do ar, com a formação de um grande número de *turbilhões* ou *redemoinhos*. Portanto, para ventos “bem comportados” (ciclones tropicais e, com boa aproximação, ciclones extratropicais em seu estágio maduro) pode ser admitido, na prática, que as flutuações têm sua origem na agitação (*turbulência*) do escoamento médio causada pela rugosidade natural e artificial da superfície terrestre, formando-se os turbilhões acima citados. As dimensões dos turbilhões assim gerados vão desde a ordem de grandeza da altura da camada limite atmosférica até a ordem de grandeza do milímetro. Parte da energia cinética, retirada do escoamento médio pelos maiores turbilhões, é transferida por um processo em cascata, até os menores, onde é dissipada em calor pela viscosidade dinâmica. Porém a maior parte desta energia é transferida pelas tensões de Reynolds para o terreno, onde é dissipada pela rugosidade da superfície.

b) As flutuações da velocidade do vento em torno de um valor médio são designadas pelo termo *rajadas*. Estas flutuações ocorrem em uma sequência aleatória de frequências e de intensidades. As rajadas mais velozes são de menor duração (fração de segundo) e atuam sobre uma pequena região. Correspondem à chegada simultânea, ao ponto em estudo, de turbilhões de diversas dimensões e em condições tais que seus efeitos se superpõem.

c) Além da solitação estática do vento, que depende de sua velocidade média, aparecem solitações dinâmicas, que dependem da energia cinética contida nas flutuações e de como esta energia se distribui pelas diversas frequências. A resposta da estrutura depende muito

mais da energia contida em uma sequência de rajadas do que da intensidade de uma única rajada. E, nesta sequência, serão mais importantes as componentes em ressonância com a estrutura.

Turbilhões de dimensões tais que envolvam toda a estrutura ocasionarão forças de baixa frequência, que poderão estar em fase, ao menos aproximadamente, ao longo de toda a estrutura. Por outro lado, as rajadas mais violentas são oriundas de turbilhões de dimensões bem menores, que agem local e desordenadamente. As forças são de frequências mais altas que as anteriores, porém de intensidades menores; pouca influência terão na excitação da estrutura como um todo. Deverão ser consideradas no estudo de painéis de revestimento, vidros e estrutura das janelas, etc.

d) Durante muito tempo o estudo da turbulência foi inteiramente empírico. Seu estudo matemático parece ter sido iniciado por Theodore von Kármán, que definiu turbulência como “flutuações irregulares da velocidade, governadas por equilíbrio estatístico”.<sup>1</sup>

e) Estão dadas, nesta simples e tão expressiva definição, as duas palavras-chave para o estudo matemático da turbulência: flutuações e irregularidade.

As *flutuações*, no decorrer do tempo, em torno de um valor médio, já indicam uma maneira de encarar o problema: considerar um *vetor velocidade média*,  $\bar{V}(r)$ , função do vetor posição  $r$ , e componentes variáveis (flutuações) segundo três eixos coordenados retangulares. O sistema de eixos de direções 1, 2 e 3, tem o eixo de direção 1 (eixo das abscissas  $x$ ) orientado na direção e sentido do vetor velocidade média. Em um dado instante  $t$ , o *vetor velocidade* no ponto  $r$  será dado por

$$V(r; t) = \bar{V}(r) + \mathbf{v}(r; t), \quad (4.1)$$

sendo  $\mathbf{v}(r; t)$  o *vetor flutuação de velocidade (vetor rajada)*, que pode ser decomposto em suas componentes (Figura 4.1a):

$$\mathbf{v}(r; t) = v_1(r; t) + v_2(r; t) + v_3(r; t) \quad (4.2)$$

A *velocidade de rajada* é definida como o módulo do vetor rajada,  $v(t)$ :

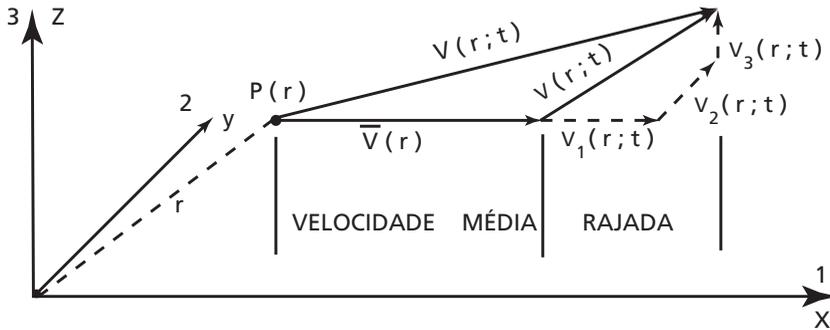
$$v(t) = |\mathbf{v}(t)| = [v_1^2(t) + v_2^2(t) + v_3^2(t)]^{1/2} \quad (4.3)$$

A simbologia neste campo é muito variada. Em certos casos não é tão explícita quanto a apresentada acima. Por exemplo, como o vento usualmente é considerado uniforme em cada plano horizontal, com

suas características variando apenas com a altura, as expressões (4.1) e (4.2) ficarão (Figura 4.1b):

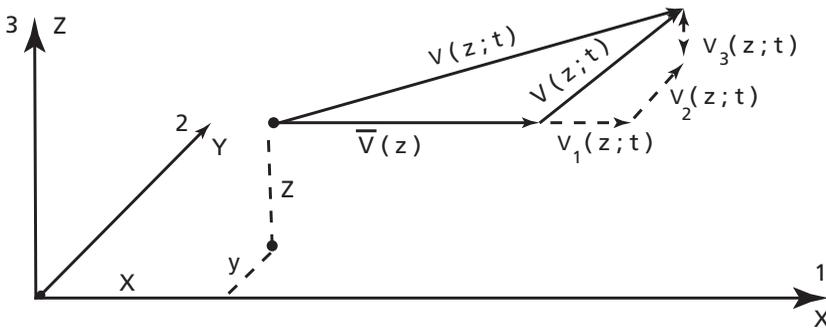
$$V(z;t) = \bar{V}(z) + \mathbf{v}(z;t) \quad (4.1a)$$

$$\mathbf{v}(z;t) = v_1(z;t) + v_2(z;t) + v_3(z;t) \quad (4.2a)$$



a) Caso Geral

1, 2, 3 : direções ; x, y, z : coordenadas



b) Vento Horizontalmente Uniforme

Figura 4.1 – Componentes do vetor velocidade.

Quando não se tornar dúbio, as expressões matemáticas serão apresentadas de um modo ainda mais simples, suprimindo a cota z. Por exemplo:

$$V(t) = V + \mathbf{v}(t) \quad (4.1b)$$

$$\mathbf{v}(t) = v_1(t) + v_2(t) + v_3(t) \quad (4.2b)$$

f) A *irregularidade* das flutuações, que não permite um tratamento determinístico, conduz a um estudo por meio da teoria da probabilidade e de médias estatísticas. Trata-se de um fenômeno aleatório. Os registros (isto é, as amostras) de um processo aleatório diferem entre si. Entretanto, podem apresentar alguma regularidade no sentido estatístico, efeito que pode ser detectado se o número de amostras for suficientemente grande.

Um processo aleatório é *estacionário* se os seus parâmetros estatísticos (média, variância, autocorrelação, etc.) determinados sobre a totalidade dos registros possíveis são invariantes para qualquer deslocamento da origem dos tempos.

Um processo aleatório estacionário é *ergódico* se qualquer de seus parâmetros estatísticos, calculado sobre um conjunto de registros possíveis, é igual ao correspondente parâmetro calculado ao longo do tempo sobre qualquer registro representativo do processo. Um processo ergódico é necessariamente estacionário.

g) Para o caso do vento, em suas aplicações à engenharia civil, é admitido que as rajadas constituem um processo ergódico. Na prática, a descrição das características do escoamento turbulento é feita por meio de um número limitado de parâmetros estatísticos.

## 4.2 Parâmetros estatísticos

a) Serão definidos a seguir os parâmetros estatísticos necessários ao estudo da intensidade da turbulência. Outros parâmetros serão definidos nos capítulos seguintes, à medida que se fizerem necessários.

– **velocidade média:**

$$\bar{V}(z) = \frac{1}{T} \int_0^T V(z;t) dt = \langle V(z;t) \rangle \quad (4.4)$$

sendo que o símbolo  $\langle \rangle$  indica média temporal

– **valor quadrado médio:**

$$\bar{V}^2(z) = \frac{1}{T} \int_0^T V^2(z;t) dt = \langle V^2(z;t) \rangle \quad (4.4a)$$

– **variância das flutuações de velocidade:**

$$\sigma_v^2(z) = \frac{1}{T} \int_0^T v^2(z;t) dt = \langle v^2(z;t) \rangle \quad (4.5)$$

Para as componentes dessas flutuações a variância é dada por:

$$\sigma_i^2(z) = \frac{1}{T} \int_0^T v_i^2(z;t) dt = \langle v_i^2(z;t) \rangle; i=1,2,3 \quad (4.6)$$

A variância coincide com o valor quadrado médio quando são consideradas apenas as flutuações em torno da velocidade média

O intervalo de tempo T, que matematicamente tende para infinito, é, fisicamente, um intervalo de tempo suficientemente longo para ser obtido um valor representativo como média estatística. Para fins de engenharia estrutural a velocidade média é calculada para um intervalo de tempo que vai de alguns minutos a uma hora. Consideram-se como flutuações (rajadas) as variações de duração entre alguns segundos e algumas dezenas de segundos, de acordo com a finalidade. O intervalo de tempo T deve ser suficientemente longo em relação à duração das flutuações consideradas. Por outro lado, deve ser pequeno em relação às oscilações lentas do vento, para que estas não influam na velocidade média.

– **desvio padrão:** é o valor positivo da raiz quadrada da variância.

$$\sigma_v(z) = [\langle v^2(z;t) \rangle]^{1/2} \quad (4.7)$$

sendo que, para as componentes do vetor rajada o desvio padrão é dado por:

$$\sigma_i(z) = [\langle v_i^2(z;t) \rangle]^{1/2}; i = 1, 2, 3 \quad (4.8)$$

O *valor rms* (“root mean square”), ou *média quadrática*, é o valor positivo da raiz quadrada do valor quadrado médio.

O desvio padrão coincide com a média quadrática quando são estudadas apenas as flutuações em torno da velocidade média.

Tanto a variância como o desvio padrão constituem medidas da dispersão das flutuações em torno da velocidade média. No capítulo 6 veremos que a variância indica, também, a energia cinética contida nessas flutuações.

Das expressões (4.2), (4.5) e (4.8) segue que:

$$\begin{aligned}\sigma_v^2(z) &= \langle v^2(z;t) \rangle = \langle v_1^2(z;t) + v_2^2(z;t) + v_3^2(z;t) \rangle = \\ &\sigma_1^2(z) + \sigma_2^2(z) + \sigma_3^2(z)\end{aligned}\quad (4.9)$$

### 4.3 Propriedades da turbulência

a) Um conhecimento tão exato quanto possível das propriedades da turbulência, é necessário tanto para o cálculo matemático da resposta dinâmica das estruturas às rajadas de vento como para a simulação correta do vento em túneis de vento. Atualmente o processo mais usado para o estudo dessas propriedades dá-se por meio da teoria estatística da turbulência, utilizando-se para descrevê-las:

- a *distribuição de probabilidade* de cada uma das três componentes das flutuações;

- a *intensidade da turbulência* de cada uma dessas componentes. Trata-se de uma medida adimensional da energia cinética contida na respectiva componente das flutuações;

- as *correlações espaciais* das flutuações em pontos distintos. Elas permitem determinar a macroescala da turbulência (item 5.2).

- o *espectro de potência* (densidade espectral da variância) das flutuações. Indica a distribuição, em frequência, da energia cinética contida nessas flutuações (Capítulo 6).

- o *espectro cruzado*, que estuda flutuações em dois pontos.

### 4.4 Distribuição de probabilidade

a) A distribuição de probabilidade fornece a frequência relativa de ocorrência das velocidades. Davenport<sup>2</sup> cita vários autores que estudaram a distribuição de probabilidade da velocidade do vento, mostrando que esta distribuição concorda bem com a distribuição normal (distribuição de Gauss). Davenport cita a conclusão de Huss e Portmann: “A adoção de uma curva de frequência normal para representar a distribuição, embora não seja precisa para nenhum caso, parece ser justificável para um grande número de casos”.

b) Também Counihan,<sup>3</sup> examinando os estudos de distribuição de probabilidade da componente longitudinal da turbulência feitos por diversos autores, chega às mesmas conclusões: “Embora muitas das distribuições,

medidas em condições adiabáticas, tenham algum grau de distorção (*skew*) positiva ou negativa, não há uma tendência consistente para nenhuma delas. Portanto, pode ser razoavelmente admitido que as distribuições são aproximadamente gaussianas. Uma vez que os dados disponíveis aplicam-se a terreno rural, deve ser admitido que distribuições urbanas são, do mesmo modo, gaussianas” (referência 3, p. E.8). Como vemos, trata-se de uma extensão das observações feitas o considerar também para rugosidades maiores do terreno (cidades, por exemplo), uma distribuição gaussiana.

c) Em conclusão, podemos dizer que uma distribuição de Gauss em geral fornece uma representação adequada da distribuição de velocidades na turbulência atmosférica. A vantagem desta distribuição é que ela é perfeitamente definida por apenas dois valores: a velocidade média e o desvio padrão.

## 4.5 Intensidade da turbulência

a) É definida pelo quociente entre o desvio padrão das flutuações e uma velocidade de referência. Esta tanto pode ser a velocidade no ponto em que foi determinado o desvio padrão (intensidade local da turbulência), como uma velocidade de referência,  $V_{ref}$  (intensidade *normalizada* da turbulência). As definições são, respectivamente:

– intensidade local da turbulência (três componentes):

$$I_i(r) = \sigma_i(r) / \bar{V}(r) ; i = 1,2,3 \quad (4.10)$$

– intensidade normalizada da turbulência (três componentes):

$$I_{io}(r) = \sigma_i(r) / V_{ref} ; i = 1,2,3 \quad (4.11)$$

b) Para vento considerado horizontalmente uniforme pode-se escrever:

$$I_i(z) = \sigma_i(z) / \bar{V}(z) ; i = 1,2,3 \quad (4.10a)$$

$$I_{io}(z) = \sigma_i(z) / V_{ref} ; i = 1,2,3 \quad (4.11a)$$

### 4.5.1 Fórmula de Harris-Davenport

a) Harris,<sup>4</sup> a partir de estudos de Davenport,<sup>5</sup> chegou à seguinte expressão para a componente longitudinal do desvio padrão das flutuações, a partir de medidas feitas ao vento natural:

$$\sigma_i(z) = 2,58 (c_{as})^{1/2} \bar{V}(10) \quad (4.12)$$

sendo:

$c_{as}$  – coeficiente de arrasto superficial, estudado em 3.2.3;

$\bar{V}_{10}$  – velocidade média sobre uma hora, a dez metros de altura.

Observe-se que pela (4.12) o desvio padrão (e também seu quadrado, a variância) não depende da altura sobre o terreno, o que corresponde a medidas experimentais feitas na época com aproximação razoável. O próprio Harris<sup>6</sup> comenta que medidas feitas em Rugby mostram que  $\sigma_i(z)$  decresce muito lentamente com a altura e que, para fins de projetos estruturais, pode ser adotado, até  $z = 180$  m (altura máxima das medidas), um valor de  $\sigma_i(z)$  invariável com a altura e igual ao valor medido a dez metros de altura. Com isto fica-se a favor da segurança.

Davenport<sup>5</sup> admite que o espectro das flutuações longitudinais da velocidade é independente da altura. Como será visto em 6.2, a esta simplificação corresponde também uma invariância de  $\sigma_i$  com a cota  $z$ .

Uma consideração mais correta da variação de  $\sigma_i(z)$  com a altura será vista no item 4.5.2.

Lembrando a lei potencial de variação de  $V(z)$  dada pela (3.28), podemos escrever (ver Figura 3.7):

$$\bar{V}(z_g) / \bar{V}(10) = (z_g / 10)^p$$

$$\bar{V}(10) = (10/z_g)^p \bar{V}(z_g) \quad (4.13)$$

e a (4.12) fica:

$$\sigma_i(z) = 2,58 (c_{as})^{1/2} (10/z_g)^p \bar{V}(z_g) \quad (4.14)$$

b) Na Tabela 4.1 aparecem valores de  $c_{as}$  e de  $z_g$  tirados da referência 4, na qual Harris cita valores sugeridos por Davenport, que estudou um grande número de medidas feitas em diversos tipos de terreno. A partir deste estudo Davenport sugeriu três categorias típicas de terreno, com valores de  $p$ ,  $z_g$  e  $c_{as}$  que variam um pouco com o trabalho em que aparecem.

Tabela 4.1 – Categorias de terreno, conforme Davenport

Categoria de terreno	P	Z <sub>g</sub> (m)	C <sub>as</sub>
A - Terreno aberto com muito poucos obstáculos	0,16	300	0,005
B - Terreno uniformemente coberto com obstáculos de 10 a 15 m de altura	0,28	430	0,030
C - Terreno com obstáculos grandes e irregulares	0,40	560	0,050

Substituindo os valores de z<sub>g</sub> e de c<sub>as</sub> da Tabela 4.1 na (4.14):

$$\begin{aligned}
 & \text{– Categoria A: } \sigma_1(z) = 0,106 \bar{V}(z_g) \\
 & \text{– Categoria B: } \sigma_1(z) = 0,110 \bar{V}(z_g) \\
 & \text{– Categoria C: } \sigma_1(z) = 0,115 \bar{V}(z_g)
 \end{aligned}
 \tag{4.15}$$

Ou, para qualquer tipo de terreno, com aproximação muito boa:

$$\sigma_1(z) \cong 0,11 \bar{V}(z_g)
 \tag{4.16}$$

Tomando para velocidade de normalização a velocidade média horária a dez metros de altura, em campo aberto e plano, Harris sugere o valor constante

$$\sigma_1(z) \cong 0,19 \bar{V}(10)
 \tag{4.16a}$$

c) Para a intensidade normalizada da componente longitudinal da turbulência teremos:

$$I_{10}(z) = \sigma_1(z) / \bar{V}(z_g) ; I_{10}(z) = 0,11
 \tag{4.17}$$

d) Conforme a (4.12), a intensidade local da componente longitudinal da turbulência será dada por:

$$I_{10}(z) = \sigma_1(z) / \bar{V}(z_g) = 2,58 (c_{as})^{1/2} \bar{V}(10) / \bar{V}(z)$$

e, conforme (3.28):

$$I_1(z) = 2,58 (c_{as})^{1/2} (10/z)^p
 \tag{4.18}$$

As curvas da intensidade local da componente longitudinal da turbulência, para as três categorias de terreno da Tabela 4.1, estão traçadas na Figura 4.2. A intensidade normalizada corresponde ao topo de cada uma das curvas.

De acordo com a expressão (3.21), e nela substituindo  $V_{ref}$  por  $V(10)$ , a (4.18) fica:

$$I_1(z) = 2,58 u_o^*(10/z)^p / \bar{V}(10) \quad (4.19)$$

Por sua vez, da (3.22):

$$u_o^* = \bar{V}(z) k / \ln(z/z_o)$$

Para  $z = 10$  m:

$$u_o^* = \bar{V}(z) k / \ln(z/z_o)$$

Substituindo na (4.19) – estamos assim admitindo a equivalência entre a lei de Prandtl (3.22) e a lei de potência (3.28):

$$I_1(z) = 2,58 k (10/z)^p / \ln(10/z_o) \quad (4.20)$$

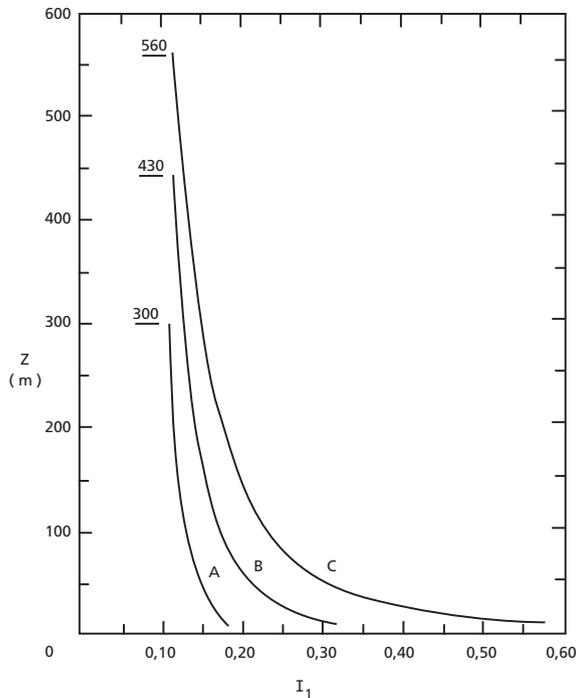


Figura 4.2 – Intensidade local da turbulência longitudinal para os três terrenos típicos, conforme Davenport.

Considerando, como é usual, a constante de Kármán,  $k$ , igual a 0,4:

$$I_1(z) = 1,032 (10/z)^p / \ln(10/z_0) \quad (4.21)$$

Substituindo a (3.22) na (4.19):

$$I_1(z) = 2,58[k/\ln(z/z_0)] [\bar{V}(z) / \bar{V}(10)] (10/z)^p \quad (4.22)$$

Da (3.28):

$$\bar{V}(10) / \bar{V}(z) = (10/z)^p$$

Portanto, a (4.22) fica:

$$I_1(z) = 2,58 k / \ln(z/z_0)$$

E, considerando  $k = 0,4$ :

$$I_1(z) = 1,032 [\ln(z/z_0)]^{-1} \quad (4.23)$$

Ou, aproximadamente:

$$I_1(z) \cong [\ln(z/z_0)]^{-1} \quad (4.24)$$

A Figura 4.3 apresenta as cinco curvas correspondentes à expressão (4.18), ou (4.21). Esta expressão é indicada, por exemplo, nas referências 6 e 7. A Tabela 4.2 apresenta os valores de  $10^3 I_1(z)$  calculados com as expressões (4.18) e (4.23) para as cinco categorias de terreno da norma brasileira NBR 6123/88. O expoente  $p$  corresponde a um intervalo de tempo de dez minutos (é o indicado por esta norma para ações dinâmicas). O parâmetro  $c_{as}$  foi calculado com a expressão indicada na Tabela 3.1:  $c_{as} = 0,16 / [\ln^2(10/z_0)]$ . Para comprimentos de rugosidade,  $z_0$ , adotaram-se os valores que estão sendo sugeridos para alteração da NBR 6123. Vê-se claramente que a (4.17) não é satisfeita, com  $I_{10}(z_0)$  variando de 0,10 (Categoria I) a 0,18 (Categoria V). Para um mesmo  $z$ , os valores de  $10^3 I_1(z)$  calculados com as expressões (4.18) e (4.21) são iguais ou diferem de  $\pm 1$ .

Tabela 4.2 Valores de  $10^3 I_1(z)$  calculados com as expressões (4.18) e (4.23) para as cinco categorias de terreno da NBR 6123

Z (m)	Categorias de terreno									
	I		II		III		IV		V	
	(4.18)	(4.23)	(4.18)	(4.23)	(4.18)	(4.23)	(4.18)	(4.23)	(4.18)	(4.23)
10	137	136	208	208	264	264	388	388	592	592
20	128	124	187	182	233	224	331	308	478	424
30	123	119	176	170	216	206	301	275	421	363
50	117	112	163	157	196	187	268	242	360	308
100	110	104	147	142	173	166	228	208	290	255
150	106	100	139	135	160	156	208	192	256	232
200	103	097	133	130	152	149	195	182	234	218
250	101	095	128	126	146	145	185	176	218	208
300	—	—	125	123	141	141	177	170	206	201
350	—	—	—	—	137	138	171	166	197	195
400	—	—	—	—	—	—	166	163	189	190
420	—	—	—	—	—	—	164	161	186	188
450	—	—	—	—	—	—	—	—	182	186
500	—	—	—	—	—	—	—	—	176	182
$z_0$ (m)	0,005		0,07		0,20		0,70		1,75	
$p(10min)$	0,095		0,15		0,185		0,23		0,31	
$C_{as}$	0,0028		0,0065		0,0105		0,0226		0,0527	

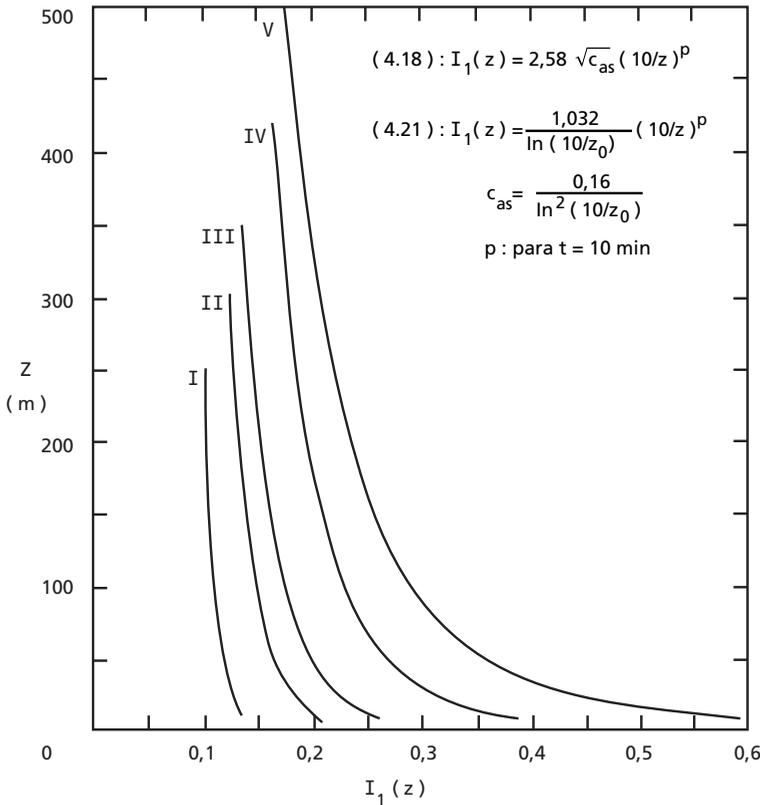


Figura 4.3 – Valores de  $I_1(z)$  pelas (4.18) e (4.21) para as cinco categorias de terreno da NBR 6123/88.

#### 4.5.2 Variação de $\sigma_1$ com a altura

a) Sfintesco e Wyatt<sup>8</sup> comentam que, embora diversos autores indiquem uma constância de  $\sigma_1$  com a altura, medidas feitas na década de 70 mostram uma diminuição de  $\sigma_1$  com a altura. Também observam que os valores especificados para velocidades de picos de rajadas de certas normas (por exemplo, a norma britânica<sup>9</sup>) implicam em decréscimo de  $\sigma_1$  com a altura. Sugerem a seguinte lei de potência para a determinação de  $\sigma_1$ , em função da altura:

$$\sigma_1(z) = \sigma_{1ref} (z/z_{ref})^{-0,09} \quad (4.25)$$

sendo  $\sigma_{1ref}$  o desvio padrão da componente longitudinal das rajadas em uma altura de referência,  $z_{ref}$ .

b) Os autores salientam que a (4.25) não é uma boa aproximação para alturas acima do terreno menores que vinte metros. Há também poucos dados para alturas próximas à gradiente ( $z_g$ ), de modo que a expressão (4.25) não deve ser aplicada para  $z$  menor que vinte metros e  $z$  próximo à altura gradiente.

Tomando  $z_{ref} = 20m$ , a (4.25) fica:

$$\sigma_1(z) / \sigma_1(20) = (z/20)^{-0,09} \quad (4.26)$$

c) A Tabela 4.3 apresenta valores de  $\sigma_1(z)/\sigma_1(20)$  para diversas alturas acima do terreno, calculados com a (4.26).

Tabela 4.3 Variação de  $\sigma_1(z)$  com a altura  $z$

$z$ (m)	20	30	50	100	150	200	250	300
$\sigma_1(z)/\sigma_1(20)$	1,00	0,96	0,92	0,87	0,83	0,81	0,80	0,78

d) Choi,<sup>10</sup> estudando tufões no mar do sul da China, concluiu que tanto a intensidade de turbulência como a variância são dependentes da altura. Quanto a  $I_1$ , nada de novo. Para  $\sigma_1$ , está de acordo com os comentários de Sfintesco e Wyatt.

Lembremos também que o modelo físico da estrutura dos ventos fortes, na camada limite atmosférica (turbulência gerada pela rugosidade da superfície terrestre), sugere que a turbulência e, portanto, as flutuações da velocidade em torno do valor médio, devem tender para zero em alturas próximas à altura gradiente.

### 4.5.3 Componentes da turbulência

a) A componente da turbulência mais estudada é a componente longitudinal, à qual corresponde um desvio padrão  $\sigma'_1$ ; e uma intensidade da turbulência  $I_1$ . Para as componentes lateral e vertical, tem-se, respectivamente,  $\sigma_2$ ,  $\sigma_3$ ,  $I_2$  e  $I_3$ . A relação entre estas componentes é dada por expressões empíricas obtidas a partir de informações experimentais. Estas informações estão disponíveis até uma altura de 300 m, e este será o limite de validade das expressões que serão apresentadas a seguir.

b) Diversos modelos de camadas limites mostram que as três componentes da intensidade da turbulência tendem a se tornarem iguais nas proximidades da altura gradiente. Isto é, a turbulência torna-se isotrópica, com

$$\sigma_1 \cong \sigma_2 \cong \sigma_3.$$

Além do que, conforme comentado em 4.5.2.d, devem tender para zero acima da camada limite atmosférica.

c) Próximo ao terreno, a relação entre as três componentes é, de acordo com Cook (referência 11, p. 153):

$$\sigma_1 : \sigma_2 : \sigma_3 = 1 : 0,68 : 0,45$$

relação esta “confirmada por várias medidas ao vento natural”.

d) Para as alturas que usualmente interessam à engenharia estrutural, a Tabela 4.4 apresenta as indicações de diversos autores.

Tabela 4.4 Relação entre as componentes da turbulência

Autor	Referência	$I_1 : I_2 : I_3$ ou $\sigma_1 : \sigma_2 : \sigma_3$
Reichman	12	1,0 : (0,8 a 0,65) : (0,52 a 0,43)
Teunissen	13	1,0 : 0,8 : 0,5
Irwin	14	1,0 : 0,52 -
Davenport	7	1,0 : 0,8 : 0,5
Davenport	15	1,0 : 0,88 : 0,5
Cook	11	Expressão (4.27)
Cook simplificado	-	Expressão (4.28) e tabela 4.5

Tomando como condições de contorno as indicadas em 4.5.3.b e 4.5.3.c, para  $z - d = 0$  e  $z - d = z_g$ , Cook sugere as seguintes expressões:

$$\begin{aligned} \sigma_2(z) / \sigma_1(z) &= 1 - 0,32 [1 - (z - z_d) / z_g]^2 \\ \sigma_3(z) / \sigma_1(z) &= 1 - 0,55 [1 - (z - z_d) / z_g]^2 \end{aligned} \quad (4.27)$$

Pelo que foi visto em 3.2.5.b, para fins de engenharia civil pode-se considerar  $z_d = 0$ . As (4.27) ficarão:

$$\begin{aligned} \sigma_2(z) / \sigma_1(z) &= 1 - 0,32 (1 - z_g)^2 \\ \sigma_3(z) / \sigma_1(z) &= 1 - 0,55 (1 - z_g)^2 \end{aligned} \quad (4.28)$$

A Tabela 4.5 apresenta valores dessas relações para as cinco categorias de terreno da NBR 6123/88.

Tabela 4.5 Valores de  $10^3\sigma_2(z)/\sigma_1(z)$  e de  $10^3\sigma_3(z)/\sigma_1(z)$  calculados com as expressões (4.28)

Z (m)	Categoria do terreno									
	I $z_g=250$ m		II $z_g=300$ m		III $z_g=350$ m		IV $z_g=420$ m		V $z_g=500$ m	
	$\sigma_2/\sigma_1$	$\sigma_3/\sigma_1$	$\sigma_2/\sigma_1$	$\sigma_3/\sigma_1$	$\sigma_2/\sigma_1$	$\sigma_3/\sigma_1$	$\sigma_2/\sigma_1$	$\sigma_3/\sigma_1$	$\sigma_2/\sigma_1$	$\sigma_3/\sigma_1$
10	705	493	701	486	698	481	695	476	693	472
20	729	534	721	521	716	511	710	501	705	493
30	752	574	741	555	733	540	724	526	717	514
50	795	648	778	618	765	596	752	573	741	555
100	885	802	858	756	837	719	814	681	795	648
150	949	912	920	863	896	820	868	773	843	731
200	987	978	964	939	941	899	912	849	885	802
250	1000	1000	991	985	974	955	948	910	920	863
300	-	-	1000	1000	993	989	974	955	949	912
350	-	-	-	-	1000	1000	991	985	971	951
400	-	-	-	-	-	-	999	999	987	978
420	-	-	-	-	-	-	1000	1000	992	986
450	-	-	-	-	-	-	-	-	997	995
500	-	-	-	-	-	-	-	-	1000	1000

## 5.1 Correlação

### 5.1.1 Introdução

As características espaciais da turbulência, como um todo, podem ser definidas a partir das funções de correlação. Temos a correlação temporal e as correlações espaciais. A correlação temporal permite o estudo da natureza repetitiva das rajadas, e as correlações espaciais o estudo da não uniformidade da ação das rajadas sobre as estruturas. As correlações espaciais, a considerar em cada caso, dependem da forma e do comportamento dinâmico da estrutura.

### 5.1.2 Função de autocorrelação (correlação temporal)

a) A função de autocorrelação descreve a dependência geral entre o valor de uma das componentes da flutuação em um instante de tempo  $t$  e o valor em outro instante  $t + \tau$ , da mesma componente e no mesmo ponto.

Este relacionamento entre dois valores afastados de  $\tau$  no tempo pode ser encarado como uma "memória" do processo aleatório. Se a memória for grande, a figura limitada pela curva de autocorrelação será de forma alargada; se a memória for pequena, essa figura será de forma estreita.

Alguns autores denominam esta função de função de autocovariância. Matematicamente, a função de autocorrelação  $R_i(r; \tau)$  da componente  $i$  do vetor rajada em um ponto  $r$  é dada por

$$R_i(r; \tau) = \langle v_i(r; t) \cdot v_i(r; t + \tau) \rangle \quad (5.1)$$

Ou, para o caso do vento horizontalmente uniforme:

$$R_i(z; \tau) = \langle v_i(z; t) \cdot v_i(z; t + \tau) \rangle \quad (5.1a)$$

b) A autocorrelação pode ser encarada como uma medida da informação que o valor de um sinal aleatório em um dado instante fornece sobre o valor que será medido  $\tau$  segundos após, ou que foi medido  $\tau$  segundos antes. Se  $\tau$  é pequeno, o segundo valor é muito próximo do primeiro, pois o sinal varia de um modo contínuo. Com  $\tau$  aumentando, como o processo é aleatório, o valor da autocorrelação deverá diminuir, pois a memória do processo diminui quando os dois valores do sinal se afastam no tempo. Quando  $\tau$  é suficientemente grande, os dois valores são praticamente independentes; neste caso a primeira medida nada informará sobre a segunda.

c) Destacamos as seguintes propriedades da função de autocorrelação (Figura 5.1):

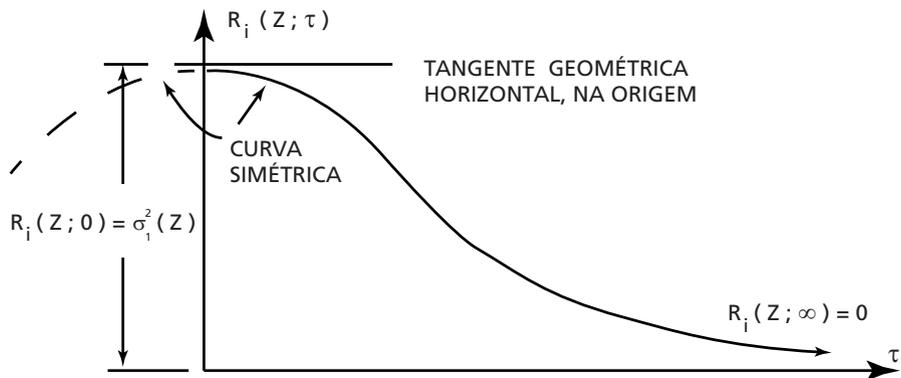


Figura 5.1 – Curva de autocorrelação.

$$1^\circ - R_i(z; 0) = \sigma_1^2(z) \quad (5.2)$$

– a função de autocorrelação para um retardo nulo é igual à variância. De fato, para  $\tau = 0$  teremos, conforme (5.1):

$$R_i(z; 0) = \langle v_i(z; t) \cdot v_i(z; t) \rangle = \langle v_i^2(z; t) \rangle$$

e, conforme (4.6):

$$\langle v_i^2(z; t) \rangle = \sigma_1^2(z)$$

$$2^\circ - R_i(z; \tau) \leq R_i(z; 0) \quad (5.3)$$

– o maior valor da função de autocorrelação está na origem dos retardos, sendo sempre positivo neste ponto.

$$3^{\text{o}} - R_i(z; \tau) = R_i(z; -\tau) \quad (5.4)$$

– a função de autocorrelação é uma função par (simétrica).

$$4^{\text{o}} - R_i(z; \tau) \rightarrow 0 \text{ quando } |\tau| \rightarrow \infty \quad (5.5)$$

– isto é,  $v_i(z; t)$  não tem correlação consigo mesma para um retardo suficientemente grande; os dois valores são independentes (foi ultrapassada a capacidade de memória do sistema).

d) Para cada componente do vetor rajada, e usando uma simbologia mais sintética, teremos (Figura 5.2):

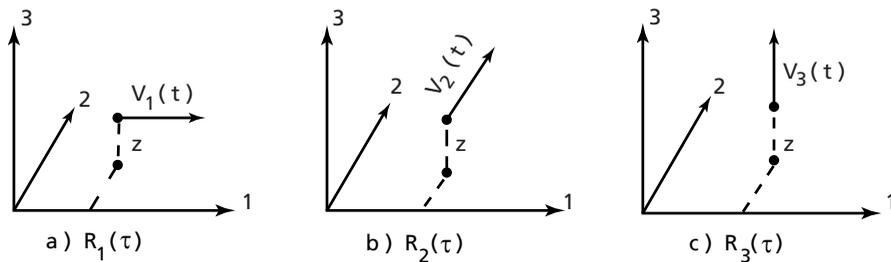


Figura 5.2 – Funções de autocorrelação – componentes.

– autocorrelação longitudinal (Figura 5.2a):

$$R_1(\tau) = \langle v_1(t) \cdot v_1(t+\tau) \rangle$$

$$\text{Para } \tau = 0: R_1(0) = \langle v_1^2(t) \rangle = \sigma_1^2 \quad (5.2a)$$

– autocorrelação lateral (Figura 5.2b):

$$R_2(\tau) = \langle v_2(t) \cdot v_2(t+\tau) \rangle$$

$$\text{Para } \tau = 0: R_2(0) = \langle v_2^2(t) \rangle = \sigma_2^2 \quad (5.2.b)$$

– autocorrelação vertical (Figura 5.2c):

$$R_3(\tau) = \langle v_3(t) \cdot v_3(t+\tau) \rangle$$

$$\text{Para } \tau = 0: R_3(0) = \langle v_3^2(t) \rangle = \sigma_3^2 \quad (5.2c)$$

e) A fim de facilitar a comparação entre diversas curvas de autocorrelação, e para evitar a influência das unidades adotadas, é comum normalizar a autocorrelação, dividindo-a pelo seu valor na origem, ou seja, pela variância.

A *autocorrelação normalizada*, ou coeficiente de autocorrelação, é definida por:

$$\rho_i(z;\tau) = R_i(z;\tau) / R_i(z;0) = R_i(z;\tau) / \sigma_i^2(z) \quad (5.6)$$

Para cada componente:

$i = 1$ :  $\rho_1(\tau)$  – coeficiente de autocorrelação longitudinal

$i = 2$ :  $\rho_2(\tau)$  – coeficiente de autocorrelação lateral

$i = 3$ :  $\rho_3(\tau)$  – coeficiente de autocorrelação vertical

Conforme (5.2):

$$\rho_i(0) = 1 \quad (5.7)$$

Conforme (5.5):

$$\rho_i(\tau) \rightarrow 0 \text{ quando } |\tau| \rightarrow \infty \quad (5.8)$$

### 5.1.3 Função de correlação cruzada (correlação espacial)

a) No caso da autocorrelação estávamos interessados na interdependência de dois valores de um mesmo sinal defasados no tempo. Na correlação cruzada temos dois sinais em dois pontos diferentes e queremos determinar a interdependência de dois valores, um em cada sinal, com um retardo de tempo  $\tau$  entre eles.

A *função de correlação cruzada* da componente  $i$  do vetor rajada no ponto  $r$  e da componente  $k$  do vetor rajada no ponto  $r'$  é dada por (Figura 5.3):

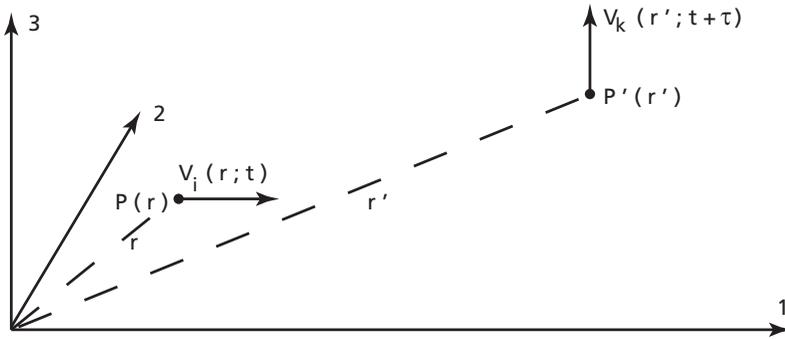


Figura 5.3 – Função de correlação cruzada – caso geral.

$$R_{ik}(r, r'; \tau) = \langle v_i(r; t) \cdot v_k(r'; t + \tau) \rangle ; i = 1, 2, 3 ; k = 1, 2, 3 \quad (5.9)$$

São possíveis nove funções de correlação cruzada. Elas constituem os nove elementos do tensor de correlação cruzada dos vetores rajadas nos pontos  $r$  e  $r'$ .

b) Na prática considera-se a mesma componente  $v_i$  em ambos os pontos e um retardo nulo. A (5.9) ficará:

$$R_{ii}(r, r') = \langle v_i(r; t) \cdot v_i(r'; t) \rangle \quad (5.10)$$

Além do que, usualmente os dois pontos estão alinhados em uma das direções do sistema de coordenadas retangulares, com um afastamento  $s_j$  nesta direção:

$$R_{ii}(s_j) = \langle v_i(t) \cdot v_i(s_j; t) \rangle \quad (5.11)$$

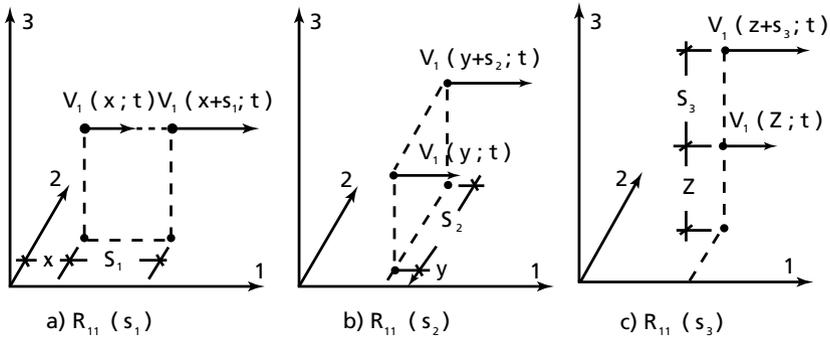


Figura 5.4 – Funções de correlação cruzada da componente longitudinal, com retardo nulo ( $i = k = 1; \tau = 0$ ).

Para o caso bastante comum de  $i = 1$ :

– Correlação cruzada longitudinal (Figura 5.4a):

$$R_{11}(s_1) = \langle v_1(x;t) \cdot v_1(x+s_1;t) \rangle$$

– Correlação cruzada lateral (Figura 5.4b):

$$R_{11}(s_2) = \langle v_1(y;t) \cdot v_1(y+s_2;t) \rangle$$

– Correlação cruzada vertical (Figura 5.4c):

$$R_{11}(s_3) = \langle v_1(z;t) \cdot v_1(z+s_3;t) \rangle$$

Diversos estudos, como os de Mackey<sup>16</sup> e de Duchène-Marullaz,<sup>17</sup> mostram que a curva de correlação cruzada vertical é diferente, conforme sua determinação seja feita no sentido ascendente (fixando o ponto inferior, com afastamento  $s_3$  positivo) ou no sentido descendente (fixando o ponto superior, com  $s_3$  negativo).

c) A correlação cruzada normalizada, ou coeficiente de correlação cruzada, é definida por:

$$\rho_{ik}(r,r';\tau) = R_{ik}(r,r';\tau) / [R_{ii}(r,r;0) \cdot R_{kk}(r',r';0)]^{1/2}$$

Conforme (5.1):

$$R_{ii}(r,r;0) = R_i(r;0)$$

$$R_{kk}(r',r';0) = R_k(r';0)$$

Portanto:

$$\rho_{ik}(r,r';\tau) = R_{ik}(r,r';\tau) / [R_i(r;0) \cdot R_k(r';0)]^{1/2}; i=1,2,3; k=1,2,3 \quad (5.12)$$

Para qualquer valor de  $i$  e de  $k$ ,  $\rho_{ik}(r,r';\tau)$  situa-se entre  $+1$  e  $-1$ , para todos os pares de pontos  $r$  e  $r'$  e para qualquer retardo  $\tau$ . Em geral o coeficiente de correlação cruzada (bem como a correlação cruzada) não é uma função simétrica de  $\tau$ :

$$\rho_{ik}(r,r';\tau) \neq \rho_{ik}(r,r';-\tau)$$

De acordo com a (5.2):

$$R_i(r;0) = \sigma_i^2(r) \text{ e } R_k(r';0) = \sigma_k^2(r') \quad (5.13)$$

Para o caso de turbulência homogênea (características independentes do ponto considerado):

$$\sigma_k(r') = \sigma_k(r)$$

e a (5.13) pode ser escrita:

$$\rho_{ik}(r,r';\tau) = R_{ik}(r,r';\tau) / [\sigma_i(r) \cdot \sigma_k(r)]$$

Para os casos usuais da prática, nos quais  $\tau = 0$  e  $i = k$ :

$$\rho_{ii}(r,r') = R_{ii}(r,r') / \sigma_i^2(r)$$

Com os dois pontos alinhados em uma das direções do sistema de coordenadas, com um afastamento  $s_j$  nesta direção (Figura 5.4):

$$\rho_{ii}^{(s_j)} = R_{ii}^{(s_j)} / \sigma_i^2 \quad (5.14)$$

Para o caso de  $i = 1$ :

$$\rho_{11}^{(s_j)} = R_{11}^{(s_j)} / \sigma_1^2 \quad (5.15)$$

Especificamente, para cada uma das três componentes:

– Coeficiente de correlação cruzada longitudinal ( $j = 1$ ):

$$\rho_{11}^{(s_1)} = R_{11}^{(s_1)} / \sigma_1^2$$

– Coeficiente de correlação cruzada lateral ( $j = 2$ ):

$$\rho_{11}^{(s_2)} = R_{11}^{(s_2)} / \sigma_1^2$$

– Coeficiente de correlação cruzada vertical ( $j = 3$ ):

$$\rho_{11}^{(s_3)} = R_{11}^{(s_3)} / \sigma_1^2$$

O sinal positivo indica uma correlação ascendente (fixando o ponto inferior) e o sinal negativo uma correlação descendente (fixando o ponto superior).

## 5.2 Escalas da turbulência

### 5.2.1 Introdução

a) As características espaciais da turbulência, como um todo, podem ser quantitativamente definidas a partir das funções de correlação. Praticamente isto é feito pelas *escalas* da turbulência, que são parâmetros que servem para avaliar as dimensões dos maiores turbilhões. A maior parte da energia cinética do vento está contida nestes turbilhões.

A dispersão dos resultados é considerável, dependendo muito do grau de estacionaridade real do vento (teoricamente admitido como sendo um fenômeno ergódico, e, portanto, estacionário), grau este que depende inclusive do intervalo de tempo usado para o registro e sua análise. Mackey e Ko<sup>18</sup>, estudando características do vento em Cape d' Aguilar, Hong-Kong, observaram que todas as escalas da turbulência que determinaram aumentavam com o tempo de amostragem, concluindo que “parece que apenas registros de meia hora ou mais de duração darão estimativas acuradas das escalas da turbulência na atmosfera” (referência 18, página 49).

b) Mesmo em túnel de vento observa-se isto. Se o cálculo de uma certa escala de turbulência for feito por um processo rápido, cálculos feitos sucessivamente ao longo de um mesmo registro, acusarão variações consideráveis nos resultados. Para obter uma escala representativa, ao longo do registro, será necessário tomar a média de várias escalas “rápidas”. Ou então usar processo de determinação da escala (processo eletrônico ou computacional) que utilize um intervalo de tempo de registro suficientemente longo para que, ao menos para efeitos de ordem prática, o vento gerado no túnel possa ser considerado como estacionário (e ergódico, pois, caso contrário, não será possível estudar o fenômeno com um único registro).

### 5.2.2 Escala temporal da turbulência

a) Pelo que foi exposto em 5.1.2, a função de autocorrelação constitui uma medida da “escala” de tempo do processo aleatório, uma medida do intervalo de tempo no qual existe uma dependência entre os valores médios das flutuações de velocidade. Mais precisamente, definimos como *escala temporal* da turbulência, ou *tempo característico*, a área sob a curva de auto correlação longitudinal normalizada

$$T_c(r) = \int_0^{\infty} \rho_1(r; \tau) d\tau$$

ou, simplificando a simbologia, para vento horizontalmente uniforme:

$$T_c(z) = \int_0^{\infty} \rho_1(z; \tau) d\tau \quad (5.16)$$

Vem a ser a largura, sobre o eixo dos retardos, de um retângulo de altura unitária e de área igual a área sob a curva (Figura 5.5).

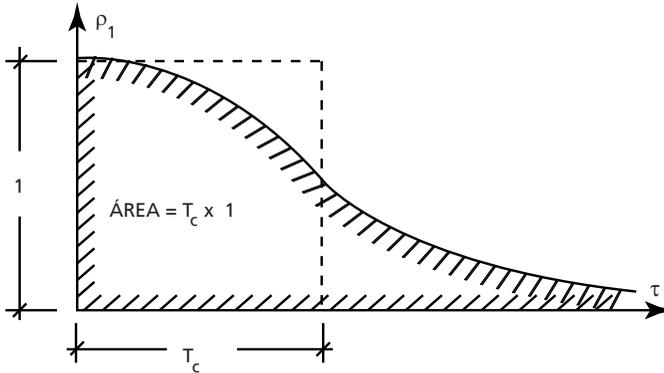


Figura 5.5 – Escala temporal ou tempo característico,  $T_c$ .

- b) A escala temporal caracteriza a “memória” do processo aleatório:
- se  $\tau < T_c$ , as medidas do sinal dão informações razoáveis sobre o valor do sinal  $\tau$  segundos depois;
  - se  $\tau > T_c$ , pequena ou nenhuma informação, dependendo de quanto  $\tau$  supera  $T_c$ .

### 5.2.3 Escalas espaciais da turbulência

a) Também denominadas *escalas integrais* da turbulência ou *macroescalas* da turbulência, ou ainda, mais, simplesmente, *escalas da turbulência*.

Analogamente à escala temporal, cada escala espacial é definida como a área sob a respectiva curva da correlação cruzada normalizada:

$$L_{i,j}(r) = \int_0^{\infty} \rho_{i,j}(s_j) ds_j \quad (5.17)$$

sendo:

$i$  – indica a componente  $v_i$  do vetor rajada em ambos os pontos ( $r$  e  $r'$ );  
 $j$  – direção da componente da escala em estudo e, consequentemente, direção do segmento de reta que liga  $r$  e  $r'$  (Figura 5.6).

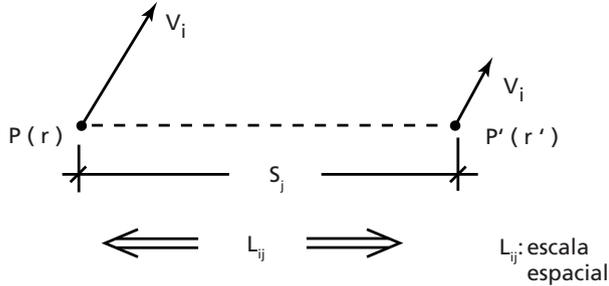


Figura 5.6 – Escala espacial da componente  $v_i$  na direção  $j$ .

Considerando a componente  $v_i$  e admitindo uniformidade em cada plano horizontal, a (5.17) fica:

$$L_{11}(z) = \int_0^\infty \rho_{11}(s_j) ds_j$$

com as três componentes:

$$j = 1 \text{ – escala longitudinal:} \quad L_{11}(z) = \int_0^\infty \rho_{11}(s_1) ds_1$$

$$j = 2 \text{ – escala lateral:} \quad L_{12}(z) = \int_0^\infty \rho_{11}(s_2) ds_2$$

$$j = 3 \text{ – escala vertical:} \quad L_{13}(z) = \int_0^\infty \rho_{11}(s_3) ds_3$$

distinguindo-se nesta última, quando necessário, entre escala vertical ascendente,  $L_{13}(z^+)$  e descendente,  $L_{13}(z^-)$ . Cada uma dessas escalas é uma medida do tamanho médio dos maiores redemoinhos; indica a dimensão média desses redemoinhos na respectiva direção (Figura 5.7). Melhor seria designá-las de “dimensões características da turbulência”. Entretanto, este termo não é usual.

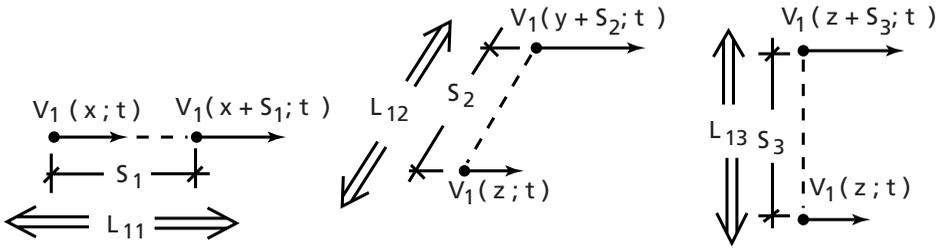


Figura 5.7 – Escalas espaciais da componente longitudinal da turbulência.

Para simplificar a simbologia, quando se trata da componente  $v_1$ , é usual substituir  $L_{1j}$  por  $L_j$ . Ter-se-á  $L_1$ ,  $L_2$  e  $L_3$ , em substituição, respectivamente, a  $L_{11}$ ,  $L_{12}$  e  $L_{13}$ .

### 5.2.4 Hipótese de Taylor

a) A hipótese de Taylor permite relacionar a escala longitudinal com a escala temporal. Taylor, estudando a turbulência gerada em um túnel aerodinâmico por uma grelha uniforme de barras, admitiu que os redemoinhos se deslocam com a velocidade média do vento, sem alteração sensível em uma curta distância. Em outras palavras, a alteração na forma de um redemoinho durante sua passagem pela zona de medidas é tão suave que ele pode ser considerado “congelado” durante esta passagem, deslocando-se com a velocidade média do vento.

Podemos ter uma visualização desta hipótese observando nuvens que se deslocam no céu. Se a turbulência não for demasiadamente grande, cada nuvem se desloca sem modificações sensíveis em curtas distâncias, e com a velocidade média do vento naquela zona.

Diversos estudos teóricos e experimentais mostraram que a hipótese de Taylor é satisfatória, desde que a turbulência não seja demasiadamente alta.<sup>19</sup>

b) Em termos mais precisos, da hipótese de Taylor conclui-se que a correlação cruzada (Figura 5.8):

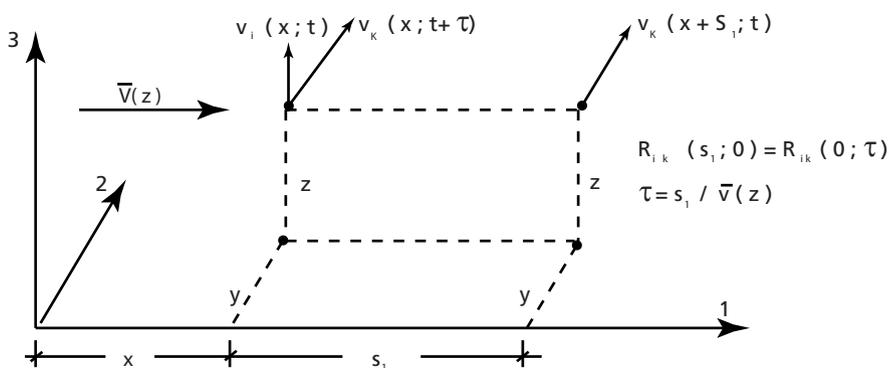


Figura 5.8 – Hipótese de Taylor.

$$R_{ik}(s_1; 0) = \langle v_i(x; t) \cdot v_k(x+s_1; t) \rangle \quad (5.19)$$

entre duas componentes quaisquer do vetor rajada em dois pontos separados apenas por uma distância  $s_1$  na direção do vento médio, é igual à correlação cruzada:

$$R_{ik}(0; \tau) = \langle v_i(x; t) \cdot v_k(x+S_1+\tau) \rangle \quad (5.20)$$

medida em um único ponto, para as mesmas componentes do vetor rajada e com um retardo dado por:

$$\tau = s_1 / \bar{V}(z) \quad (5.21)$$

sendo  $\bar{V}(z)$  a velocidade média do vento na altura  $z$ .

Resumindo:

$$R_{ik}(s_1; 0) = R_{ik}(0; \tau) \quad (5.22)$$

Para  $i = k = 1$ :

$$R_{11}(s_1; 0) = R_{11}(0; \tau) = R_1(\tau)$$

ou, mais sinteticamente:

$$R_{11}(s_1) = R_{11}(\tau) = R_1(\tau) \quad (5.23)$$

E, para a correlação normalizada:

$$\rho_{11}(s_1) = \rho_{11}(\tau) = \rho_1(\tau)$$

ou, explicitando a cota  $z$ :

$$\rho_{11}(z ; s_1) = \rho_{11}(z ; \tau) = \rho_1(z ; \tau) \quad (5.24)$$

c) O que foi exposto acima mostra que a correlação cruzada longitudinal  $R_{11}(s_1; 0)$  pode ser obtida a partir da correlação temporal  $R_1(\tau)$ , desde que se tome

$$s_1 = \bar{V}(z) \cdot \tau \quad (5.25)$$

Portanto, separações no espaço podem ser substituídas por separações no tempo, levando-se em conta a velocidade média do escoamento. Exemplificando, em um vento com velocidade média de 30 m/s, uma separação no espaço de 15 m equivale a uma diferença no tempo de  $15/30 = 0,5s$ .

Tomando a diferencial de  $s_1$  (5.25):

$$ds_1 = \bar{V}(z) d\tau \quad (5.26)$$

Substituindo na (5.18), com  $j = 1$ :

$$L_{11}(z) = \int_0^\infty \rho_{11}(s_1) \cdot \bar{V}(z) \cdot d\tau$$

Conforme (5.24):

$$L_{11}(z) = \int_0^\infty \rho_1(z ; \tau) \cdot \bar{V}(z) \cdot d\tau$$

Considerando a (5.16):

$$L_{11}(z) = \bar{V}(z) \cdot T_c(z) \quad (5.27)$$

Portanto, a escala longitudinal em uma certa altura  $z$  pode ser obtida multiplicando a velocidade média nesta altura pela correspondente escala temporal.

### 5.2.5 Escala longitudinal

a) Whithbread<sup>20</sup> chegou a uma lei de variação da componente longitudinal da turbulência,  $L_{11}$  partindo do espectro de Davenport (a ser tratado em 6.5.1), e considerando que essa componente pode ser obtida a partir do pico da curva do espectro normalizado, obteve a seguinte expressão ( $L_{11}$  em metros):

$$L_{11} = 110 [\bar{V}(z) / \bar{V}(10)] = 110 (z/10)^p \quad (5.28)$$

pela qual  $L_{11}$  aumenta com a altura sobre o terreno na mesma relação que a velocidade média.

b) Harris<sup>4</sup> partiu também do espectro da turbulência. Considerando que espectro (a rigor, densidade espectral da variância) e autocorrelação formam um par de Fourier, determinou a segunda dessas funções a partir da primeira, e, por integração [Ver (5.16)] chegou a:

$$T_c = 0,084 L / \bar{V}(10) \quad (5.29)$$

Como  $L$  é uma constante, segue que  $T_c$  não varia com a altura. Conforme as expressões (5.27) e (3.28):

$$L_{11}(z) = \bar{V}(z) \cdot T_c(z) = 0,084 \bar{V}(z) L/\bar{V}(10)$$

$$L_{11}(z) = 0,084 L (z/10)^p \quad (5.30)$$

A “constante de comprimento”,  $L$ , segundo Withbread,<sup>20</sup> Davenport<sup>5</sup> e outros, é igual a 1200 m. Harris<sup>4</sup> sugere  $L = 1800$  m, tendo em vista resultados experimentais que consultou. Teremos, para os dois casos:

$$L = 1200 \text{ m: } L_{11}(Z) = 101 (z/10)^p \quad (5.31)$$

$$L = 1800 \text{ m: } L_{11}(Z) = 151 (z/10)^p \quad (5.32)$$

c) Diversos autores apresentam resultados (próprios ou alheios) sob essa mesma forma:

$$L_{11}(z) = K (z/z_{ref})^n \quad (5.33)$$

Valores de  $K$  e  $z_{ref}$  são dados na Tabela 5.1. Expressões da forma  $L_{11}(z) = Kz^n$  foram incluídas na Tabela 5.1, fazendo-se na (5.33)  $z_{ref} = 1$  m.

Acima de 300 m, conforme Counihan, a influência de  $z_o$  é desprezável e  $L_{11}$  diminui. Roulle e Counihan limitam a aplicabilidade de suas expressões a 240 m, altura até a qual há informações suficientes.

d) Alguns autores, entre eles Stathopoulos<sup>23</sup> e Cook,<sup>11, 24</sup> apresentam a expressão, devida a Kármán:

$$L_{11}(z) = 25 (z-z_d)^{0,35} z_o^{-0,063} \text{ metros} \quad (5.34)$$

Como vimos em 3.2.5b, na prática pode-se fazer  $z_d = 0$ , ficando:

$$L_{11}(z) = 25 z^{0,35} z_o^{-0,063} \text{ metros} \quad (5.35)$$

É a expressão adotada pela ESDU,<sup>25</sup> indicada na referência 26. Conforme Cook, esta expressão é válida até 200 m de altura. Acima, não há dados suficientes.

e) Entretanto, Harris critica esta expressão, por ser “fundamentalmente incorreta, visto que viola princípios de similaridade”, conforme justifica em seu trabalho.<sup>26</sup>

f) Algumas das expressões indicadas na Tabela 5.1 e mais a (5.35) foram usadas na determinação de  $L_{11}(z)$  correspondente às Categorias de rugosidade I, III e V da NBR 6123/88. As da Tabela 5.1 são as expressões de número de ordem 2, 3, 5, 7, 8 e 9. Os resultados aparecem na Tabela 5.2. Para as Categorias II e V as curvas correspondentes podem ser vistas na Figura 5.9.

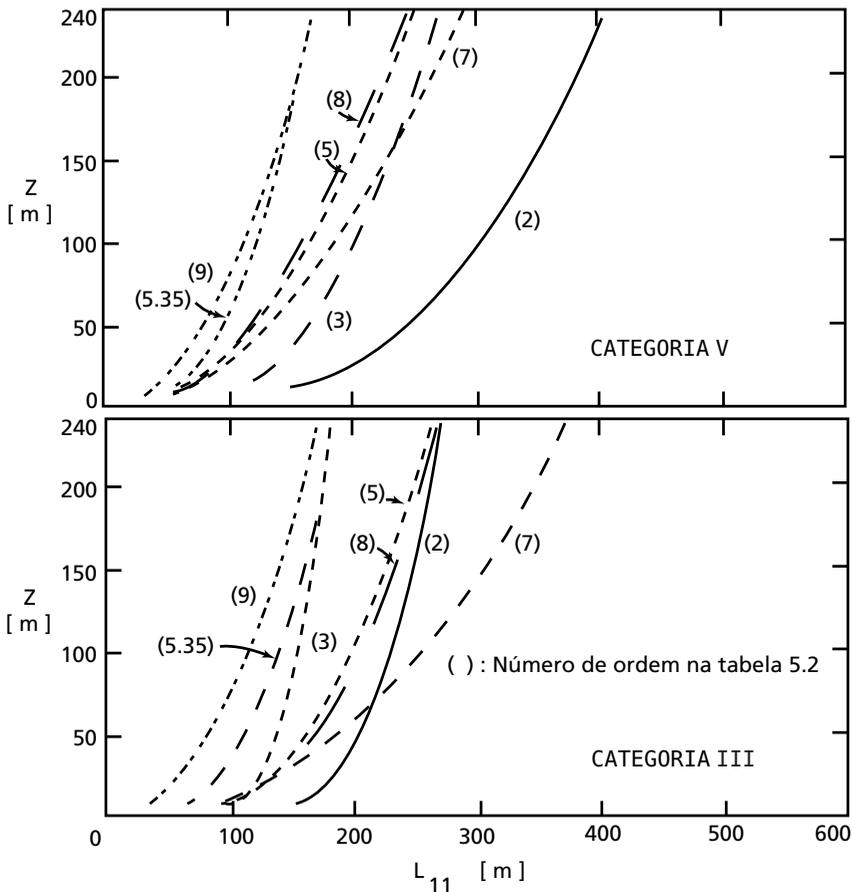


Figura 5.9 – Valores de  $L_{11}$  para categoria III da NBR 6123/88. Diversos autores.

Observe-se a grande dispersão dos valores, que está a indicar a complexidade do fenômeno e a falta de informações suficientes para resultados mais coerentes, Talvez o mais razoável atualmente seja indicar apenas uma faixa de valores, na qual se situe a maioria dos dados, com um certo grau de confiabilidade.

Tabela 5.1 – Valores de  $K$ ,  $z_{ref}$  e  $n$  – Expressão (5.33)

Nº ordem	Autor	Ref.	K (m)	$Z_{ref}$ (m)	n	Observações
1	Whithbread	20	110	10	p (1)	—
2	Harris	4	151	10	p (1)	L= 1800 m (Harris)
3	Harris	4	101	10	p (1)	L= 1200 m (Davenport)
4	Mackey e Ko	18	210	10	0,55	Para diversos tufões em Cape d’Aguilar, Hong Kong
5	Reichman	12	300	350	(2)	Fórmula de Reichman $0,01 \leq Z_o \leq 10$ m
6	Shiotani e Iwatani	21	53	1	0,42	$20 \leq Z \leq 50$ m
			90	1	0,19	$50 \leq Z \leq 150$ m Costa de Nakagawwa, Japão
7	Roulle	22	(3)	1	(4)	$10 \leq Z \leq 240$ m $0,1 \leq Z_o \leq 10$ m
8	Counihan	12	(5)	1	(2)	$10 \leq Z \leq 240$ m $0,01 \leq Z_o \leq 10$ m
9	Teunissen	13	11	1	0,5	—

(1) – p: expoente da lei potencial de velocidade, para  $t = 10$  min

(2) –  $n = 0,437 + 0,153 \log z_o$ , para  $0,01 \leq z_o \leq 10$  m

Fórmula de Reichman, a partir de gráficos de Duchène-Marullaz<sup>17</sup>

(3) –  $K = 20 (1 / z_o)^{0,32}$

(4) –  $n = 0,5 z_o^{0,08}$

(5) –  $K = 10^{1,365 - 0,4 \log Z_o}$

## 5.2.6 Escalas lateral e vertical

a) A dispersão de resultados é considerável não só na escala longitudinal mas também, como seria de esperar, nas escalas lateral e vertical. Do mesmo modo, há uma grande imprecisão quando se procura definir uma relação entre as componentes da turbulência. Por exemplo, Davenport<sup>7</sup> indica  $L_{11} \cong 100$  m e  $L_{12}$  e  $L_{13}$  entre 30 e 60 m, para  $z = 10$  m. Simiu<sup>27</sup>, para campo aberto, cita os valores de  $L_{11}$  encontrados por Shiotani e agrupados na Tabela 5.3.

Além disso, as escalas da turbulência aumentam com a altura sobre o terreno apenas até certo ponto, que se situa, segundo Cook,<sup>11</sup> entre  $z_g/3 < z - z_d < z_g/2$ . Isto é, segundo Cook as escalas crescem até uma altura entre 1/3 e 1/2 da altura da camada limite, decrescendo a partir daí.

Roulle (referência 22, p. 6), por sua vez, diz que “acima de 300 m  $L_{11}$  parece decrescer e ser independente de  $z_0$ ”. O mesmo acontecerá com  $L_{12}$  e  $L_{13}$ , que dependem de  $L_{11}$ , como veremos a seguir.

Tabela 5.2 -  $L_{11}$  para categorias I, II e V da NBR 6123/88 -1ª parte

z (m)	$L_{11}(z)$ [metros]								
	Expressão 2 Categoria			Expressão 3 Categoria			Expressão 5 Categoria		
	I	III	V	I	III	V	I	III	V
10	151	151	151	101	101	101	188	93	56
20	161	172	187	108	115	125	206	117	77
30	168	185	212	112	124	142	217	133	94
50	176	203	249	118	136	166	232	158	119
100	188	231	308	126	155	206	255	198	166
150	195	249	350	131	167	234	270	227	201
200	201	263	382	134	176	256	279	249	230
240	204	272	404	137	182	271	286	265	251
$z_0$ (m)	-	-	-	-	-	-	0,01*	0,20	1,75

Tabela 5.2 –  $L_{11}$  para categorias I, III e V da NBR 6123/88 – 2ª parte

z (m)	$L_{11}(Z)$ [metros]									
	Expressão 7 Categoria			Expressão 8 Categoria			Expressão 9 Categoria	Expressão (5.35) Categoria		
	I	III	V	I	III	V	I a V	I	III	V
10	109	92	56	198	94	55	35	78	62	54
20	145	125	80	216	119	77	49	100	79	69
30	172	149	99	228	136	93	60	115	91	79
50	213	187	129	244	160	118	78	137	109	95
100	284	253	186	267	202	164	110	175	139	121
150	336	303	230	282	231	199	135	202	160	139
200	378	344	267	293	254	229	156	223	177	154
240	408	372	294	300	269	249	170	-	-	-
$z_0$ (m)	0,1*	0,20	1,75	0,01*	0,20	1,75	-	0,005	0,20	1,75

\* Valor mínimo indicado pelo autor

Valores de  $p(10 \text{ min})$ : respectivamente 0,095; 0,185 e 0,31, para I, III e V

Tabela 5.3 – Valores de  $L_{11}$  – Shiotani

z (m)	$L_{11}$ (metros)	
	variação	média
30,8	60 a 460	200
80,8	60 a 650	240
110,8	110 a 690	350
150,8	120 a 630	400

b) Nos parágrafos seguintes transcreveremos comentários, valores e razões entre as escalas das componentes da turbulência, apresentados por diversos pesquisadores e autores.

c) Counihan, 1972.<sup>3</sup> Cita vários resultados, que transcreveremos a seguir:

– Schmidt (1953):

$$L_{13} \cong 15 \text{ m } (z \geq 6 \text{ m})$$

– Shiotani (1953): sugere que a forma dos turbilhões é tal que:

$$L_{11} > L_{12} > L_{13}$$

na parte inferior da camada limite atmosférica, o que foi confirmado por medida de Harris (1970). Entretanto, devido à falta de informações sobre  $L_{13}$ , “é provavelmente razoável admitir que  $L_{12} = L_{13}$ ”, comenta Counihan.

– Harris (1970). A Tabela 5.4 apresenta valores de  $L_{11}$  e  $L_{12}$  indicados por Harris, aos quais acrescentamos a relação entre eles.

Tabela 5.4 – Componentes de  $L_{11}$  e  $L_{12}$  – Harris

z (m)	Escalas (m)		Razão $L_{11}/L_{12}$
	$L_{11}$	$L_{12}$	
18	168	57	3,0
100	226	68	3,3
182	252	74	3,4

d) Gandemer e Barnaud, 1974.<sup>28</sup> Apresentam os seguintes valores aproximados:

– Região de campo:

$L_{11}$  entre 100 m e 300 m

$L_{12}$  entre 20 m e 100 m

$L_{13}$  entre 30 m e 100 m

– Região de subúrbios e pequenas cidades:

$L_{11}$  entre 300 m e 600 m

$L_{12}$  entre 40 m e 150 m

$L_{13}$  entre 40 m e 150 m.

Os valores vão aumentando com a altura sobre o terreno, até certo ponto, como foi visto em 5.2.6. a.

e) Counihan, 1975.<sup>29</sup> Para z entre 10 m e 240 m:

$$L_{12} = 0,3 L_{11} \text{ a } 0,4 L_{11}$$

$$L_{13} = 0,5 L_{11} \text{ a } 0,6 L_{11}$$

Tomando a média, obteremos:

$$L_{12} \cong 0,35 L_{11} ; L_{13} \cong 0,55 L_{11}$$

e, conseqüentemente:

$$L_{12}/L_{13} \cong 0,64 ,$$

e as razões:

$$L_{11} : L_{12} : L_{13} = 1 : 0,35 : 0,55$$

Pela teoria da turbulência isotrópica:

$$L_{11} : L_{12} : L_{13} = 1 : 0,5 : 0,5$$

que Counihan indica para  $z$  entre 240 m e 600 m.

f) Mackey e Ko, 1975.<sup>18</sup> As medidas foram feitas em uma série de torres de 61 m de altura, abrangendo uma superfície vertical de, aproximadamente, 61 m x 61 m. Esta instalação está situada em Cape d'Aguiar, Hong Kong. Das expressões que estes pesquisadores indicam, correspondentes a medidas feitas em tufões que incidiram nessa instalação, e que são:

$$L_{11} = 210 (z/10)^{0,55}$$

$$L_{12} = 55 (z/10)^{0,75} \tag{5.36}$$

$$L_{13} = 60 (z/10)^{0,28}$$

chega-se a:

$$L_{11}/L_{12} = 3,82 (z/10)^{-0,20}$$

$$L_{11}/L_{13} = 3,50 (z/10)^{0,27} \tag{5.37}$$

$$L_{12}/L_{13} = 0,92 (z/10)^{0,47}$$

A última das (5.37) permite determinar a forma da secção transversal dos turbilhões, a qual, por esta expressão, é variável com a altura. Valores das relações entre as dimensões, calculados pelas (5.37), aparecem na Tabela 5.5.

A secção transversal do turbilhão (a qual tem a forma de um elipsoide) torna-se cada vez mais achatada, com o aumento de  $z$ .

Valores medidos nessa mesma instalação, já em 1970, aparecem na Tabela 5.6. Outros valores são apresentados na Tabela 5.7.

Tabela 5.5 – Escalas da turbulência para tufões, em Hong Kong – Mackey e Ko<sup>18</sup>

z (m)	Escalas (m)			Razões		
	L <sub>11</sub>	L <sub>12</sub>	L <sub>13</sub>	L <sub>11</sub> /L <sub>12</sub>	L <sub>11</sub> /L <sub>13</sub>	L <sub>12</sub> /L <sub>13</sub>
10	210	55	60	3,8	3,5	0,9
20	307	92	73	3,3	4,2	1,3
30	384	125	82	3,1	4,7	1,5
40	450	156	88	2,9	5,1	1,8
50	509	184	94	2,8	5,4	2,0
60	563	211	99	2,7	5,7	2,1

Tabela 5.6 – Escalas da turbulência para tufões, em Hong Kong – Mackey e Ko<sup>18</sup>

Data	z (m)	Escalas (m)			Razões		
		L <sub>11</sub>	L <sub>12</sub>	L <sub>13</sub>	L <sub>11</sub> /L <sub>12</sub>	L <sub>11</sub> /L <sub>13</sub>	L <sub>12</sub> /L <sub>13</sub>
20/03/70	30	234	63	51	3,7	4,6	1,2
	60	450	-	69	-	6,5	-
05/04/70	30	417	75	90	5,6	4,6	0,8
	60	870	109	120	8,0	7,3	0,9

Tabela 5.7 – Escalas da turbulência para tufões, em Hong Kong – Mackey e Ko<sup>18</sup>

z (m)	Escalas (m)			Razões		
	L <sub>11</sub>	L <sub>12</sub>	L <sub>13</sub>	L <sub>11</sub> /L <sub>12</sub>	L <sub>11</sub> /L <sub>13</sub>	L <sub>12</sub> /L <sub>13</sub>
10	205	55	56	3,7	3,7	1,0
13	230	62	60	3,7	3,8	1,0
28	386	133	75	2,9	5,1	1,8
43	450	170	86	2,6	5,2	2,0
61	555	193	94	2,9	5,9	2,1

- As escalas indicadas são médias dos registros

- Valores a 10 m foram obtidos pelas expressões (5.36)

g) Duchène-Marullaz, 1975.<sup>17</sup> Medidas feitas em zona suburbana, em três torres com 60 m de altura. Dos resultados destacamos:

$$L_{12} \cong L_{11}/3 ; L_{13} (z^-) \cong L_{11}/5$$

A Tabela 5.8 apresenta os valores médios das três escalas da componente longitudinal das rajadas,  $L_{1j}$ , e as respectivas razões. A Tabela 5.9, por sua vez, apresenta valores médios das três escalas da componente lateral das rajadas,  $L_{2j}$ , e as respectivas razões.

Tabela 5.8 – Escalas da componente longitudinal das rajadas,  $v_1$  – Duchène-Marullaz<sup>17</sup>

z (m)	Escalas de V1 (m)				Razões			
	$L_{11}$	$L_{12}$	$L_{13}^+$	$L_{13}^-$	$L_{11}/L_{12}$	$L_{11}/L_{13}^+$	$L_{12}/L_{13}^+$	$L_{12}/L_{13}^-$
10	75	25	40	-	3,0	1,9	0,6	-
20	95	30	-	-	3,2	-	-	-
30	125	-	45	25	-	2,8	-	-
40	145	45	-	-	3,2	-	-	-
50	170	-	-	-	-	-	-	-
60	190	60	-	35	3,2	-	-	1,7

h) Choi, 1978.<sup>10</sup> Estudo de tufões na parte inferior da atmosfera, até 60 m de altura, em Cape d’Aguilar, Hong Kong. Nas mesmas instalações experimentais usadas por Mackey e Ko, as quais ficam frente ao mar aberto, com incidência direta de tufões. Valores das escalas da turbulência para o tufão Freda são dados na Tabela 5.10. Estas três escalas definem, como em outros estudos, um elipsoide com o eixo maior orientado na direção do vento médio. Choi propõe:

Tabela 5.9 – Escalas da componente lateral das rajadas,  $v_2$  – Duchène-Marullaz<sup>17</sup>

z (m)	Escalas de V1 (m)				Razões			
	$L_{21}$	$L_{22}$	$L_{23}^+$	$L_{23}^-$	$L_{21}/L_{22}$	$L_{21}/L_{23}^+$	$L_{22}/L_{23}^+$	$L_{22}/L_{23}^-$
10	35	30	15	-	1,2	2,3	2,0	-
20	45	30	-	-	1,5	-	-	-
30	55	-	20	10	-	2,8	-	-
40	65	45	-	-	1,4	-	-	-
50	85	-	-	-	-	-	-	-
60	85	55	-	20	1,5	-	-	2,8

$$L_{11} = 50 z^{0,58}$$

$$L_{12} = 4,5 z^{0,74} \quad (5.38)$$

$$L_{13} = 20 z^{0,33}$$

das quais tiramos:

$$\begin{aligned}
 L_{11}/L_{12} &= 11,1 z^{-0,16} \\
 L_{11}/L_{13} &= 2,5 z^{0,25} \\
 L_{12}/L_{13} &= 0,23 z^{0,41}
 \end{aligned}
 \tag{5.39}$$

A partir destas expressões foi organizada a Tabela 5.11.

Tabela 5.10 – Escalas da turbulência medidas em Cape d’Aguilar, Hong Kong. Tufão Freda – Choi<sup>10</sup>

z (m)	Escalas (m)			Razões		
	$L_{11}$	$L_{12}$	$L_{13}$	$L_{11}/L_{12}$	$L_{11}/L_{13}$	$L_{12}/L_{13}$
12,8	216	29	48	7,4	4,5	0,6
27,8	312	62	-	5,0	-	-
42,9	423	72	-	5,9	-	-
59,4	532	93	80	5,7	6,7	1,2

Choi comparou essas escalas com as medidas em monções, concluindo que, em monções a escala longitudinal ( $L_{11}$  de cerca de 1000 m,  $z = 60$  m) é maior que em tufões. As outras duas escalas são aproximadamente iguais nos dois tipos de vento. As razões  $L_{11} : L_{12}$  valem aproximadamente 9:1 e 6:1 para monção e tufão, respectivamente. Como se constata, razões muito superiores às encontradas por outros pesquisadores.

j) Teunissen, 1979.<sup>30</sup> As medições foram feitas em um pequeno aeroporto suburbano, em Ottawa, Canadá, por meio de uma torre móvel, com 33 m de altura, várias pequenas torres de 3 m de altura e um helicóptero, com o qual foram feitas medidas até 600 m de altura. A rugosidade do terreno pode ser considerada como de subúrbios ou de cidades pequenas.

Tabela 5.11 – Escalas da turbulência para tufões – Expressões de Choi<sup>10</sup>

z (m)	Escalas (m)			Razões		
	L <sub>11</sub>	L <sub>12</sub>	L <sub>13</sub>	L <sub>11</sub> /L <sub>12</sub>	L <sub>11</sub> /L <sub>13</sub>	L <sub>12</sub> /L <sub>13</sub>
10	190	25	43	7,7	4,4	0,6
20	284	41	54	6,9	5,3	0,8
30	360	56	61	6,4	5,9	0,9
40	425	69	68	6,2	6,3	1,0
50	483	81	73	5,9	6,6	1,1
60	537	93	77	5,8	7,0	1,2

Os resultados indicaram que L<sub>12</sub> e L<sub>13</sub> tendem a aumentar com a altura, até cerca de 450 m, decrescendo para maiores alturas. Essas escalas são aproximadamente iguais, embora L<sub>12</sub> em geral seja um pouco maior que L<sub>13</sub>. Em vista da dispersão existente, Teunissen sugere que se considere

$$L_{12} = L_{13} = 0,40 z$$

para alturas de até cerca de 400 m (pela figura de seu trabalho, cremos que pode ser até 450 m). Para alturas maiores, nas quais o vento pode ser considerado isótropo:

$$L_{12} = L_{13} = 0,5 L_{11}$$

Para L<sub>11</sub>, conforme já foi indicado na Tabela 5.1:

$$L_{11} \cong 11 \sqrt{z}$$

k) Shiotani e Iwatani, 1979.<sup>21</sup> Medidas feitas em ventos fortes, em terreno aberto, próximo ao mar. Os autores chamam a atenção de que a relação entre L<sub>11</sub> e z<sub>0</sub> não é tão definida como aquela entre I<sub>1</sub> e z<sub>0</sub>. Aliás, pelo que temos visto até agora, são vários os autores que não consideram influência de z<sub>0</sub>; isto é, as escalas podem ser consideradas, segundo esses autores, independentes da categoria de rugosidade do terreno.

Para z = 40 m, os autores indicam:

– para vento marítimo (11 casos):

$$L_{11} = 195 \pm 55 \text{ m} ; L_{12} = 55 \pm 35 \text{ m}$$

– para vento terrestre (4 casos):

$$L_{11} = 135 \pm 29 \text{ m} ; L_{12} = 55 \pm 20 \text{ m}$$

l) Roule, 1980<sup>22</sup>:

– para  $z \leq 200$  m :

$$L_{11} : L_{12} : L_{13} = 1 : 0,3 : 0,5$$

– para  $z > 200$  m :

$$L_{11} : L_{12} : L_{13} = 1 : 0,5 : 0,5$$

isto é, a turbulência é admitida isotrópica acima de 200 m.

“Até 200 ou 300 m,  $L_{11}$  é uma função crescente da altura e decrescente da rugosidade”(ver Tabela 5.1). “Acima desta altura ( $z = 300$  m)  $L_{11}$  parece decrescer e ser independente da rugosidade do terreno”. Considerando a razão  $L_{11} : L_{12} : L_{13}$ , também à  $L_{12}$  e  $L_{13}$  aplica-se o comentário de Roule transcrito acima.

m) Cook, 1985.<sup>11</sup> Além de expressões para a determinação das escalas da componente longitudinal das rajadas, Cook indica também expressões para as outras componentes:

– **Escalas na direção longitudinal** ( $j = 1$ )

$$L_{11} = 25 (z - d)^{0,35} z_0^{-0,063}$$

$$L_{21} = 5,1 (z - d)^{0,48} z_0^{-0,086} \quad (5.40)$$

$$L_{31} = 0,35 (z - d)$$

para  $(z - d) < 500$  m.

“Há uma incerteza nestas expressões de cerca de  $\pm 30\%$ , sendo este erro maior que a fraca dependência do comprimento de rugosidade,  $z_0$ ”.

As escalas da turbulência alcançam um máximo a uma altura entre

$$z_g/3 < z - d < z_g/2 .$$

Cook salienta também que as escalas da turbulência parecem ser independentes da velocidade do vento.

– **Escalas na direção lateral e vertical** ( $j = 2$  e  $3$ ):

$$L_{12} = 10 (z - d)^{0,38} z_0^{-0,068}$$

$$L_{12} = 0,35 (z - d) \quad (5.41)$$

$$L_{13} = 6,3 (z - d)^{0,45} z_0^{-0,081}$$

$$L_{23} = 3,1 (z - d)^{0,55} z_0^{-0,099}$$

para  $(z - d) \leq 500$  m.

" $L_{22}$  e  $L_{33}$  não são relevantes no que diz respeito a cargas do vento". A partir dessas expressões vamos determinar as razões entre as três escalas da componente longitudinal das rajadas,  $v_1$ . Adotaremos a simplificação, já comentada, de fazer  $z_d = 0$ :

$$L_{11} = 25 z^{0,35} z_o^{-0,063}$$

$$L_{12} = 10 z^{0,38} z_o^{-0,068} \quad (5.42)$$

$$L_{13} = 6,3 z^{0,45} z_o^{-0,081}$$

Teremos:

$$L_{11}/L_{12} = 2,5 z^{-0,03} z_o^{0,005}$$

$$L_{11}/L_{13} = 4,0 z^{-0,10} z_o^{0,018} \quad (5.43)$$

$$L_{12}/L_{13} = 1,6 z^{-0,07} z_o^{0,013}$$

Valores de  $L_{11}$ ,  $L_{12}$ ,  $L_{13}$  e das razões acima aparecem nas Tabelas 5.12 e 5.13, respectivamente para as Categorias III e V da NBR 6123/88.

m) Flay e Stevenson, 1988.<sup>31</sup> Terreno de zona rural. As medidas foram feitas em uma torre com 20 m de altura, para separação na direção longitudinal e na direção vertical. Para separações laterais foi usado um conjunto de oito torres de 10 m de altura, dispostas em um plano perpendicular à direção do vento. O comprimento de rugosidade, determinado de perfis de velocidade média, foi  $z_o = 0,03$  m.

Tabela 5.12 – Escalas da componente longitudinal da turbulência, conforme (5.42) e (5.43) – Categoria III da NBR 6123/88 ( $z_o = 0,20$  m)

z (m)	Escalas (m)			Razões		
	$L_{11}$	$L_{12}$	$L_{13}$	$L_{11}/L_{12}$	$L_{11}/L_{13}$	$L_{12}/L_{13}$
10	62	27	20	2,3	3,1	1,3
20	79	35	28	2,3	2,9	1,3
30	91	41	33	2,2	2,8	1,2
50	109	49	42	2,2	2,6	1,2
100	139	64	57	2,2	2,5	1,1
150	160	75	68	2,1	2,4	1,1
200	177	84	78	2,1	2,3	1,1
250	191	91	86	2,1	2,2	1,1
300	204	97	93	2,1	2,2	1,1
350	215	103	100	2,1	2,2	1,0

Tabela 5.13 – Escalas da componente longitudinal da turbulência, conforme (5.42) e (5.43) – Categoria V da NBR 6123/88 ( $z_0 = 1,75$  m)

z (m)	Escalas (m)			Razões		
	$L_{11}$	$L_{12}$	$L_{13}$	$L_{11}/L_{12}$	$L_{11}/L_{13}$	$L_{12}/L_{13}$
10	54	23	17	2,3	3,2	1,4
20	69	30	23	2,3	3,0	1,3
30	79	35	28	2,3	2,9	1,3
50	95	43	35	2,2	2,7	1,2
100	121	55	48	2,2	2,5	1,2
150	139	65	57	2,2	2,4	1,1
200	154	72	65	2,1	2,4	1,1
250	167	78	72	2,1	2,3	1,1
300	178	84	78	2,1	2,3	1,1
350	188	89	84	2,1	2,2	1,1
400	196	94	89	2,1	2,2	1,1
450	205	98	94	2,1	2,2	1,1
500	212	102	99	2,1	2,2	1,0

Na Tabela 5.14 aparecem diversas escalas da turbulência. Para a direção 1 elas foram determinadas a partir das curvas de autocorrelação, adotando para  $T_c$  (item 5.2.2) o tempo necessário para a autocorrelação cair para um valor igual a  $1/e$  ( $= 0,37$ ). Com este procedimento evita-se o problema que aparece quando a curva de autocorrelação não chega a zero (por variações muito lentas da velocidade, mais ou menos periódicas, ou por insuficiência do retardo máximo – isto é, por truncamento da curva).

Tabela 5.14 – Escalas nas direções longitudinal ( $z = 10,3$  m) e vertical das três componentes da velocidade.

Escalas em metros					
$L_{11}$	$L_{12}$	$L_{13}$	$L_{31}$	$L_{32}$	$L_{33}$
88	34	11	20-25	6-8	6-8

Desta tabela tiramos as razões:

$$L_{11}/L_{12} = 2,6 \quad ; \quad L_{11}/L_{13} = 8,0 \quad ; \quad L_{12}/L_{13} = 3,1.$$

### 5.2.7 O turbilhão estatístico

a) De tudo que vimos sobre a atuação das rajadas nas edificações, e das diversas escalas da turbulência, chegamos ao conceito de "turbilhão estatístico", mais matemático do que físico. Recapitulemos as bases físicas deste conceito:

Quanto mais veloz uma rajada, menor seu tempo de atuação e menores as dimensões do turbilhão correspondente, sendo que um turbilhão muito pequeno não afetará todo o campo aerodinâmico nas vizinhanças da edificação e, conseqüentemente, não causará nela forças plenamente desenvolvidas. Rajadas de poucos segundos podem causar pressões plenamente desenvolvidas apenas em pequenas construções e em elementos da estrutura secundária e do revestimento de paredes e coberturas; porém será necessária uma rajada de maior duração para a pressão correspondente desenvolver-se em toda a edificação, se ele não for muito pequena. Como a velocidade diminui com o aumento das dimensões do turbilhão, edificações de grandes dimensões estarão sujeitas a menores forças do vento por unidade de área do que edificações pequenas. A grosso modo, e como média estatística, os turbilhões têm a forma de elipsóides, com seu eixo maior na direção do vento médio e com secção transversal aproximadamente circular.

b) Seja  $c$  o comprimento de um turbilhão na direção da velocidade média do vento,  $V_t$  (coincide com a velocidade de deslocamento do turbilhão). Medidas feitas ao vento natural indicam que, a grosso modo, em um plano perpendicular à direção de  $V_t$ , o turbilhão apresenta uma secção circular com diâmetro máximo entre  $c/3$  e  $c/2$ . Em média,  $c / 2,5$  (Ver Figura 5.10).

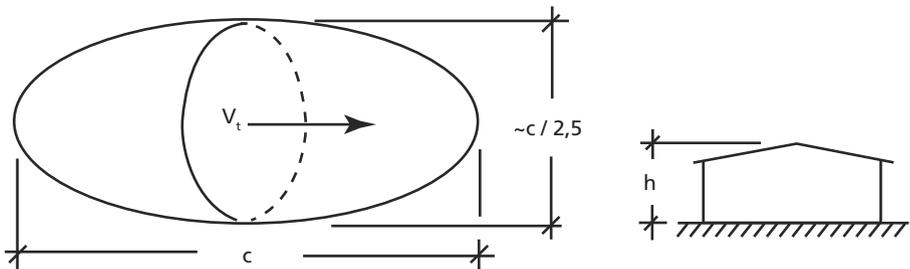


Figura 5.10 -- Turbilhão estatístico

Para que o turbilhão seja plenamente efetivo, no que diz respeito à geração de um campo de pressões no entorno da edificação, suas dimensões devem ser bem maiores que as da edificação, pois, como já vimos, a correlação de velocidades é fraca fora da zona próxima ao centro do turbilhão. Recomendamos que a secção transversal do turbilhão apresente um diâmetro igual a três vezes a altura ou largura da edificação (a maior

destas duas dimensões, que designaremos h). Ter-se-á:  $3 h = c / 2,5$ . Portanto,  $c = 7,5 h$ .

Como o turbilhão desloca-se com uma velocidade  $V_t$ , o tempo que ele leva para passar pela construção será

$$t = c / V_t = 7,5 h / V_t \quad (5.44)$$

c) Para termos uma noção dos valores numéricos, a Tabela 5.15 apresenta valores da duração de rajadas,  $t$ , para diversas dimensões  $h$  e para as velocidades  $V_t = 30$  m/s e 40 m/s.

Tabela 5.15 -- Duração das rajadas, conforme (5.44).

h m	t em segundos para:	
	$V_t = 30$ m/s	$V_t = 40$ m/s
10	2,5	2
20	5	4
50	12,5	9
100	25	19
200	50	38
300	75	56

Não esquecer que estamos trabalhando com valores aproximados, com médias estatísticas. A relação entre as três dimensões dos turbilhões reais é muito variável, e o critério de considerar um turbilhão "estatístico", com uma dimensão transversal igual a três vezes a dimensão correspondente da edificação, é empírico-intuitivo. Baseia-se, em parte, na curva do gráfico da escala espacial da turbulência, a qual mostra que há uma baixa correlação de velocidades na maior parte do turbilhão.



# **Espectro da turbulência**

### **6.1. Introdução**

a) Vimos em 3.1a que, em ventos fortes em estabilidade neutra, as flutuações de velocidade são quase que exclusivamente causadas por agitação mecânica do ar (pela existência de rugosidades naturais e artificiais na superfície terrestre). Forma-se um grande número de turbilhões, em uma vasta gama de dimensões, desde os maiores, da ordem de grandeza da altura da camada limite atmosférica, até os menores, da ordem de grandeza do milímetro. A energia cinética, que passa do escoamento médio para os maiores turbilhões, é transferida, por um processo em cascata, até os menores, terminando por dissipar-se em calor, pela viscosidade do ar.

b) Este processo em cascata consiste, por assim dizer, na desagregação dos grandes turbilhões em turbilhões cada vez menores, que começam a ser dissipados em calor quando atingem uma escala da ordem do centímetro ou ainda menos. Esta desagregação dá-se em uma zona situada entre os grandes turbilhões (processo de geração de energia cinética, no qual esta passa do escoamento médio para os turbilhões) e os menores (processo de dissipação, por ação da viscosidade), sendo conhecida como *zona inercial* (de Kolmogorov). É uma zona de equilíbrio energético, sem produção ou dissipação de energia. A Figura 6.1 procura mostrar, graficamente, o que foi exposto acima.

A distribuição da energia, se considerada em função da frequência, constitui o que é designado por *espectro* de energia, e que será objeto de estudo nos próximos itens.

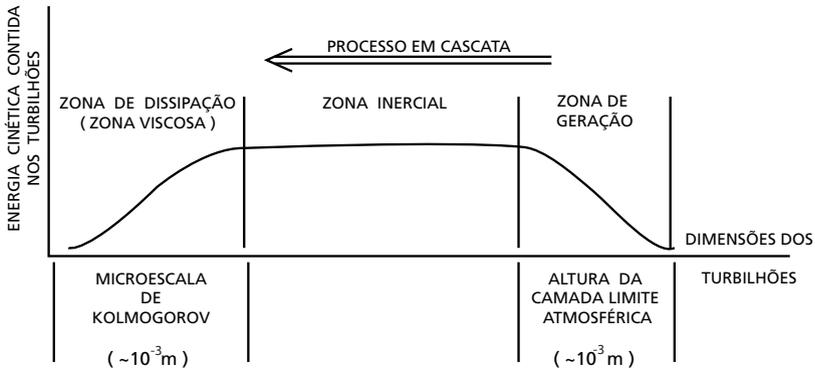


Figura 6.1 – Esboço da energia cinética contida nos turbilhões de ventos fortes em estabilidade neutra.

## 6.2. Espectro de potência – conceituação física

a) Este conceito é fundamental para o estudo probabilístico da turbulência do vento. Procuraremos chegar a uma definição mais precisa de um modo intuitivo e por analogias simples tiradas de conceitos mais familiares.

Suponhamos que a turbulência do vento é devida a uma flutuação muito simples, dada por uma função harmônica;<sup>32</sup>

$$v_1(t) = v_0 \cos 2\pi f t \quad (6.1)$$

sendo:

$v_0$  – amplitude

$f$  – frequência;  $1/f = T$  (período)

Calculemos a autocorrelação para  $\tau = 0$ .

Conforme (5.2.a) e (4.5):

$$R_1(0) = \langle v_1^2(t) \rangle = \sigma_1^2 = \frac{1}{T} \int_0^T v_1^2(t) dt \quad (6.2)$$

$$R_1(0) = \frac{1}{T} \int_0^T v_0^2 \cos^2(2\pi f t) dt = \frac{v_0^2}{T 2\pi f} \left[ \frac{1}{2} 2\pi f t + \frac{1}{4} \sin 4\pi f t \right]_0^T$$

$$R_1(0) = \sigma_1^2 = v_0^2 / 2 \quad (6.3)$$

O que representa este valor? Uma medida da energia cinética ou da potência média contida nas flutuações do vento. Isto é mais facilmente percebido lembrando o caso de uma corrente elétrica alternada, de voltagem  $e$ , para a qual

$$e = e_o \text{ sen } \omega t \quad (\omega = 2 \pi f)$$

$$e_{\text{eficaz}} = e_{\text{rms}} = e_o / \sqrt{2}$$

Se tivermos uma corrente contínua com voltagem  $e_{\text{rms}}$  a potência dissipada em uma resistência  $R = 1 \text{ ohm}$  será:

$$P = e^2 / R = (e_o \sqrt{2})^2 = e_o^2 / 2$$

análoga à (6.3).

O quadrado do valor rms, ou seja, a variância, nos fornece o teor de potência, ou potência média contida no processo harmônico.

De um modo mais geral define-se como *teor de potência* de uma função periódica  $x(t)$  no período  $T$  (ou seu múltiplo) ao valor quadrado médio

$$\langle x^2(t) \rangle = \frac{1}{T} \int_0^T x^2(t) dt = \text{variância } \sigma^2 = \text{autocorrelação}$$

$$\text{na origem, } R(0). \quad (6.4)$$

Esta definição é válida também para fenômenos aleatórios estacionários, desde que se tome  $T \rightarrow \infty$ :

$$\langle x^2(t) \rangle = \lim_{T \rightarrow \infty} \frac{1}{T} \int_0^T x^2(t) dt$$

Nas aplicações  $T$  é um intervalo de tempo suficientemente longo para que seja obtido um valor representativo como média estatística.

Voltando ao nosso exemplo do vento, (6.3):

$$\text{Potência média} = \sigma_1^2 = R_1(0) = v_o^2 / 2 \quad (6.5)$$

Admitindo que as flutuações do vento não constituam uma única onda harmônica, mas sim uma função periódica mais complexa, o teorema da série de Fourier nos diz que esta função pode ser encarada como uma superposição de funções harmônicas simples, com diversas amplitudes, frequências e fases. Neste caso, para este conjunto de ondas a variância será:

$$\text{Potência média} = \sigma_1^2 = R_1(0) = \sum_{i=1}^N (v_{oi}^2 / 2) \quad (6.6)$$

sendo:

- $v_{oi}$  – amplitude da componente harmônica de ordem  $i$ ;
- $N$  – número de ondas harmônicas.

Podemos dizer que a variância total é constituída pela soma das variâncias (ou potências médias) correspondentes a todas as frequências individuais presentes nas flutuações. Em seu conjunto elas formam um espectro discreto.

Na realidade, as flutuações do vento constituem um processo aleatório, com uma distribuição contínua de frequências dentro de certos limites. Teremos um espectro contínuo, e o *espectro de potência*, ou, mais precisamente, a *densidade espectral da variância*,  $S(f)$ , será tal que

$$\sigma_v^2 = R(0) = \int_0^\infty S(f) df \quad (6.7)$$

e, para as componentes das flutuações:

$$\sigma_i^2 = R_i(0) = \int_0^\infty S_i(f) df \quad (6.8)$$

Está implícito nas expressões acima que a densidade espectral tende para zero em frequências muito altas, a fim de que a integral em um intervalo infinito seja finita.

b) Uma analogia muito elucidativa – da qual provém o nome de espectro – é o da luz passando através de um prisma. O espectro luminoso assim obtido exprime a distribuição da energia luminosa pelos diversos comprimentos de onda (ou frequências). De modo análogo, o espectro de potência das rajadas indica a distribuição da energia contida nestas rajadas entre os diversos comprimentos de onda ou frequências.

c) Para o engenheiro estruturista será mais familiar, embora fisicamente mais distante, a analogia com uma carga  $q$ , distribuída ao longo de uma viga segundo uma lei qualquer. A taxa de carga  $q$  vem a ser a “densidade” do carregamento. A área total do diagrama de carga será a carga total :

$$\text{Carga total} = \int_0^l q dx$$

(corresponde à potência média de todo o processo aleatório).

A área de um certo trecho do diagrama será a carga aplicada a este trecho:

$$\text{Carga parcial no trecho } (x, x + s) = \int_x^{x+s} q dx$$

(corresponde à potência média em um certo intervalo de frequências  $f, f + \Delta f$ ).

d) Uma terceira analogia, tirada da acústica:<sup>32</sup> “Suponhamos um conjunto de diapasões, arranjados na ordem crescente de suas frequências naturais, submetido a um ruído aleatório. Cada diapasão vibrará naquela frequência do ruído que coincidir com sua frequência natural. A energia absorvida por um certo diapasão é uma medida de sua contribuição para a energia ou potência total. Se os valores destas energias individuais forem levados a um gráfico de coordenadas “energia x frequência natural”, obter-se-á a distribuição da energia entre as frequências naturais dos diapasões. A única diferença entre esta ilustração e o conceito de espectro de potência está no fato de que os diapasões têm frequências discretas, enquanto que o espectro de potência é uma função contínua sobre um intervalo contínuo de frequências”.

e) Podemos chegar ao conceito de espectro de potência de um outro modo, através de um dos processos usados na prática para sua determinação:

As flutuações do vento são transformadas em um sinal elétrico por um anemômetro de fio aquecido e passadas em um filtro passa-faixa estreito, de largura de faixa  $\Delta f$ , de frequência central  $f_o$ , a qual pode variar ao longo do intervalo de frequências que interessa. A densidade espectral de potência da componente  $v_i$  do vetor rajada é determinada com as seguintes operações:

1º – Filtragem do sinal, passando-o em um filtro de faixa estreita, de largura de faixa  $\Delta f$ , em torno de uma frequência central  $f_o$ :  $v_i(t, f_o, \Delta f)$ .

2º – Os valores instantâneos do sinal filtrado são elevados ao quadrado:  $v_i^2(t, f_o, \Delta f)$ .

3º – É calculada a média dos valores quadrados em um intervalo de tempo T:  $\langle v_i^2(t, f_o, \Delta f) \rangle$ .

4º – o valor quadrado médio é dividido pela largura de faixa  $\Delta f$ :

$$S_i(f_o) = (1/\Delta f) \langle v_i^2(t, f_o, \Delta f) \rangle$$

5º – Variando-se a frequência central  $f_o$  determinam-se os valores da densidade espectral para diversas frequências.

A partir destas operações podemos definir:

**Valor quadrado médio** (variância) de  $v_i(t)$  na faixa de frequência de largura  $\Delta f$ , com frequência central  $f_o$ , por

$$\lim_{T \rightarrow \infty} \frac{1}{T} \int_0^T v_i^2(t, f_0, \Delta f) dt \quad (6.9)$$

**Densidade espectral de potência** para a frequência central  $f_0$  por

$$S_1(f_0) = \lim_{\Delta f \rightarrow 0} \left[ \frac{1}{\Delta f} \lim_{T \rightarrow \infty} \frac{1}{T} \int_0^T v_i^2(t, f_0, \Delta f) dt \right] \quad (6.10)$$

Como  $f_0$  pode assumir qualquer valor no intervalo de frequências presentes nas flutuações do vento, podemos substituir  $S_1(f_0)$  por  $S_1(f)$ .

### 6.3. Espectro de potência – conceituação matemática

a) A seguir veremos o conceito de densidade espectral de potência de um ponto de vista diferente, sem nos determos, entretanto, em demonstrações matemáticas. Para tanto podem ser consultados, por exemplo, Papoulis<sup>33</sup> e Bendat e Piersol.<sup>34</sup>

Definiremos como *densidade espectral completa*  $\tilde{S}_1(f)$  de uma componente  $v_i$  do vetor rajada à transformada de Fourier de sua autocorrelação:

$$\tilde{S}_1(f) = \int_{-\infty}^{\infty} R_i(\tau) e^{-i2\pi f\tau} d\tau \quad (6.11)$$

A função  $\tilde{S}_1(f)$  é uma função real, par, não negativa.

Pela fórmula de inversão de Fourier,  $R_i(\tau)$  pode ser expressa em termos de  $\tilde{S}_1(f)$ :

$$R_i(\tau) = \int_{-\infty}^{\infty} \tilde{S}_1(f) e^{i2\pi f\tau} df \quad (6.12)$$

O par de Fourier (6.11) e (6.12) é conhecido como “teorema de Wiener-Khintchine.”

Para  $\tau = 0$ , a (6.12) fica

$$R_i(0) = \int_{-\infty}^{\infty} \tilde{S}_1(f) df \quad (6.13)$$

Relembremos a (6.8), que corresponde a uma densidade espectral fisicamente realizável ( $f \geq 0$ ):

$$\sigma_i^2 = R_i(0) = \int_0^{\infty} S_i(f) df \quad (6.8)$$

Sendo  $\tilde{S}_1(f)$  uma função par, e comparando (6.8) com (6.13), chegamos a conclusão de que (ver também Figura 6.2):

$$\sigma_i^2 = R_i(0) = \int_0^\infty S_i(f) df = 2 \int_0^\infty \tilde{S}_i(f) df \quad (6.14)$$

Considerando a integral como o limite do caso discreto – ver, respectivamente, (6.8) e (6.6):

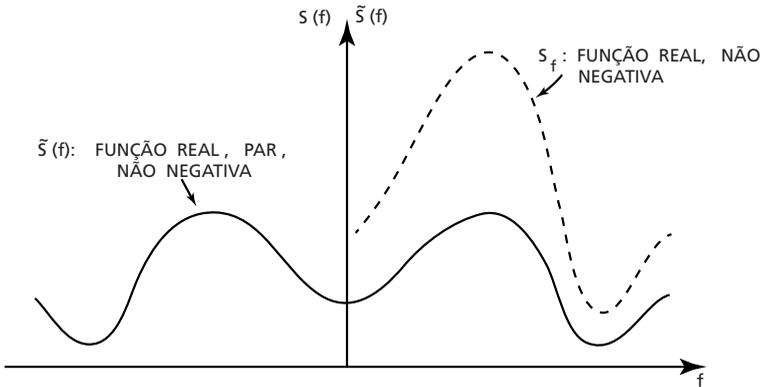


Figura 6.2 – Densidades espectrais da variância (espectros de potência).

$$S_i(f) = S_i(f) \quad (6.15)$$

Sendo  $S_i(f)$  e  $R_i(\tau)$  pares, as expressões (6.11) e (6.12) ficam:

$$\tilde{S}_i(f) = 2 \int_0^\infty R_i(\tau) e^{-i2\pi f\tau} d\tau = 2 \int_0^\infty R_i(\tau) \cos(2\pi f\tau) d\tau \quad (6.16)$$

$$R_i(\tau) = 2 \int_0^\infty \tilde{S}_i(f) e^{i2\pi f\tau} df = 2 \int_0^\infty \tilde{S}_i(f) \cos(2\pi f\tau) df \quad (6.17)$$

e, pela (6.15):

$$S_i(f) = 4 \int_0^\infty R_i(\tau) \cos(2\pi f\tau) d\tau \quad (6.18)$$

$$R_i(\tau) = \int_0^\infty S_i(f) \cos(2\pi f\tau) df \quad (6.19)$$

b) A densidade espectral da velocidade do vento,  $S_i(f)$ , tem por unidade (velocidade)<sup>2</sup>/Hz. Multiplicando pela frequência,  $f S_i(f)$  será dado em (velocidade)<sup>2</sup> ou, mais precisamente, com as unidades que adotamos, em (m/s)<sup>2</sup>. Inicialmente este valor era normalizado dividindo-o pelo quadrado da velocidade média na altura de observação:

$$f S_i(z;f) / \bar{V}^z(z) \quad (6.20)$$

Posteriormente passou a ser mais usada a variância como elemento de normalização:

$$f S_i(z;f) / \sigma_i^2(z) \quad (6.21)$$

Para abscissa toma-se a frequência  $f$ , o número de ondas  $f / \bar{V} (z)$  – ciclos por metro – ou o seu inverso, o comprimento de onda  $\bar{V}(z)/f$  – metros por ciclo. Estas unidades foram sugeridas por Davenport, que admitia ser a forma espacial da turbulência invariante com a velocidade do vento e dependente apenas da altura: “o efeito de uma velocidade do vento maior será de aumentar a intensidade das flutuações e “varrer” a forma espacial sobre um ponto do terreno mais rapidamente, mas sem realmente alterar a forma (Este conceito está implícito na hipótese original de Taylor da equivalência dos espectros de tempo e espaço)”. (Referência 5, p. 199).

Entretanto, conforme constatou o próprio Davenport, os resultados obtidos foram demasiadamente esparsos para confirmar se é melhor tomar para abscissas a frequência ou  $f/\bar{V}(z)$ .

Pode-se tornar a frequência adimensional multiplicando o número de ondas por um comprimento. São usados:

- altura em que é feita a medida do espectro,  $z$ ;
- altura da camada limite,  $z_g$ ;
- uma dimensão característica do modelo,  $D$ .

Isto é, respectivamente, as abscissas adimensionais

$$f z/\bar{V}(z), f z_g/\bar{V}(z) \text{ e } f D/\bar{V}(z)$$

Diversos trabalhos apresentam  $f z/\bar{V} (z)$ , tais como os de War-dlaw,<sup>35</sup> Standen, Dalgliesh e Templin,<sup>36</sup> Fichtl, Kaufman e Vaughan,<sup>37</sup> Singer, Busch e Frizzola<sup>38</sup>.

c) Lembremos a (6.8):

$$\sigma_i^2 = \int_0^\infty S_i(f)df$$

que pode ser escrita

$$\sigma_i^2 = \int_0^\infty f S_i(f) d (\ln f) \quad (6.22)$$

pois  $d (\ln f) = df/f$ .

Se a função  $f S_i(f)$  for plotada versus o logaritmo da frequência, conforme a (6.22) a área sob a curva entre duas frequências será proporcional à energia total, isto é, à variância. Isto é interessante tanto para cálculos planimétricos como para estudos comparativos da energia contida em diversos espectros ou zonas de espectros por uma estimativa visual.

Mesmo tomando para ordenada  $f S_i(f)/\sigma_i^2$ , ainda teremos as áreas proporcionais à energia nos respectivos intervalos de frequência, embora não se possa mais comparar a energia de espectros com variâncias diferentes diretamente pela área.

Se substituirmos, nas abscissas,  $\log f$  por  $\log[f/\bar{V}(z)]$  ou por  $\log[f z/\bar{V}(z)]$ , ainda teremos a área proporcional à energia do respectivo intervalo. Naturalmente, a cota  $z$  deve ser a mesma em todos os espectros. Como caso particular,  $z = z_g$ .

## 6.4. Espectro da componente longitudinal da turbulência na macrometeorologia

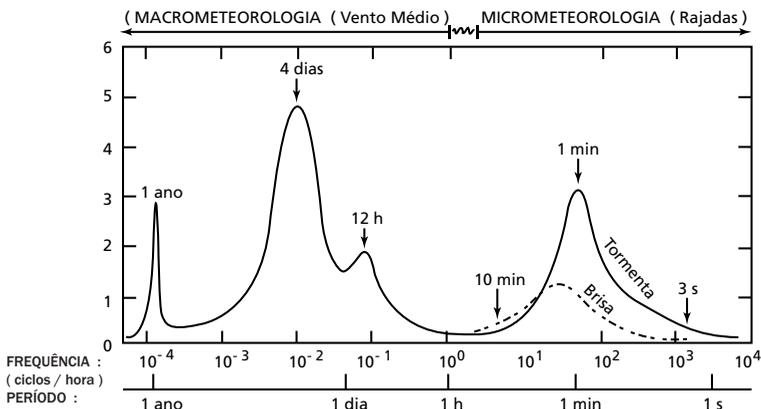


Figura 6.3 – Idealização do espectro da velocidade longitudinal do vento a 100 m de altura (Van der Hoven).

a) A Figura 6.3 reproduz o já clássico espectro da componente longitudinal da velocidade do vento, determinado por Van der Hoven a 100 m de altura, em Brookhaven, Long Island, USA. Esta figura inclui flutuações que vão de um ciclo por ano a um ciclo por segundo. No que diz respeito a aplicações na construção civil, esse espectro pode ser dividido em duas partes bem distintas:

- Flutuações com períodos superiores a uma hora. Por sua lentidão causam alterações na velocidade média do vento, como esta é definida para aplicações à construção civil. É uma região que pertence à *macrometeorologia* (ou *mesometeorologia*, segundo alguns autores). Nela distinguem-se dois picos: um pico anual e um pico centrado em, aproximadamente, quatro dias. Este último corresponde ao movimento dos grandes sistemas de pressão. Além disso, há um pico atenuado, que corresponde às variações diárias, ou, em certos casos, a variações semidiárias.
- Flutuações com períodos inferiores a uma hora, com um pico em um período de, aproximadamente, um minuto. Esta é a região da *micrometeorologia*, na qual aparecem as *rajadas* do vento. As flutuações mais importantes situam-se entre dez minutos e um segundo, aproximadamente. A altura desse pico depende da velocidade do vento, pois a energia cinética contida na turbulência é aproximadamente proporcional ao quadrado da velocidade média do vento. Portanto, em ventos de alta velocidade esse pico será mais alto que em ventos de baixa velocidade (por exemplo, em uma brisa, com o espectro em linha tracejada na Figura 6.3).

Entre estas duas regiões estende-se uma região de pouca energia, centrada em cerca de meia hora; o que permite uma distinção bem nítida entre velocidade média e rajadas. Para a estrutura, uma distinção entre ação estática e ação dinâmica, respectivamente.

b) Estamos considerando ventos “bem comportados”, comentados em 2.1 (ciclones tropicais e extratropicais). Não se aplica a tormentas de outros tipos, como tormentas elétricas e tornados.

A região intermediária de pouca energia justifica plenamente a adoção de um intervalo de tempo entre dez minutos e uma hora para a determinação da velocidade média usada na construção civil, pois conduz a valores médios muito estáveis. Davenport estudou exaustivamente este problema, concluindo que o intervalo de tempo usual (entre uma hora e dez minutos) é suficientemente longo para minimizar não-estacionariedades dentro do intervalo, definindo uma velocidade média e outras variáveis, tais como a resposta de estruturas; associada à velocidade média ter-se-á uma ação estática, e associada às rajadas uma ação dinâmica.

c) A norma brasileira usa, para fins dinâmicos, uma velocidade média do vento calculada sobre um intervalo de tempo de dez minutos. Entretanto, para efeitos estáticos, a velocidade de referência (velocidade básica,  $V_0$ )

corresponde a rajadas de três segundos. Isto porque esta norma baseou-se em registros de rajadas de três segundos e de médias determinadas para trinta segundos. Extrapolar para dez minutos seria afastar-se demasiadamente dos intervalos de tempo usados na determinação das ações estáticas. Este intervalo raramente ultrapassa 15 segundos.

## 6.5 Espectro da componente longitudinal da turbulência na micrometeorologia

### 6.5.1 Espectro de Davenport

a) É nesta zona do espectro que se concentra o interesse do engenheiro de estruturas. Há um grande número de expressões matemáticas, com distintos graus de refinamento. Não há uma curva que represente a totalidade dos casos; em um gráfico “frequência x energia” os pontos experimentais mais sugerem uma faixa ou mesmo uma nuvem imprecisa do que uma curva. Apresentaremos apenas quatro expressões.

Baseado em um grande número de medidas feitas em terrenos de diversas rugosidades, e em alturas que variaram entre 8 m e 151 m, Davenport<sup>2, 5, 39</sup> sugeriu a seguinte expressão para o espectro de energia da componente longitudinal da turbulência, em ventos fortes:

$$f S_1(f)/[c_{as} \bar{V}^2(10)] = 4X_1^2/(1+X_1^2)^{4/3} \quad (6.23)$$

sendo:

$S_i(f)$  – densidade espectral da componente longitudinal da turbulência na frequência  $f$  (e em uma cota  $z$ , geralmente não incluída no símbolo);

$f$  – frequência em Hertz;

$c_{as}$  – coeficiente de arrasto superficial referido à velocidade média a 10 m de altura (item 3.2.3);

$\bar{V}(10)$  – velocidade média horária a 10 m de altura, em m/s;

$X_1$  – frequência adimensional:

$$X_1 = f L/\bar{V}(10) \quad (6.24)$$

Segundo Davenport, o melhor ajuste entre pontos experimentais e curva correspondente à expressão (6.23) é obtido com  $L = 1200$  m.

A expressão (6.23) é também indicada pela norma norte americana ANSI A58.1 e canadense (National Building Code of Canada).

Por integração da (6.23) obtém-se a variância:

$$\sigma_1^2 = \int_0^\infty S_1(f) df = 6,0 c_{as} \bar{V}^2 \quad (6.25)$$

O que permite escrever :

$$f S_1(f) / \sigma_1^2 = 2 X_1^2 / [3 (1 + X_1^2)^{4/3}] \quad (6.26)$$

O pico neste espectro aparece em  $X_1 = \sqrt{3}$  (Referência 39, p. 37).

b) O espectro de Davenport não representa bem os valores obtidos em baixas frequências (de pouco interesse para a engenharia estrutural) e, além disso, não considera a influência da cota  $z$ . Por outro lado, é uma expressão fácil de integrar e tem sido muito usada, pois, como justifica Davenport,<sup>7</sup> “esta expressão está em boa concordância com os dados em uma variedade de terrenos nas frequências de interesse para aplicações na engenharia estrutural (3Hz a 0,1 Hz, normalmente), e que se situam na parte à direita do espectro”.

O próprio Davenport<sup>39</sup> sugere que se considere a influência da cota, tomando para  $X_1$ :

$$X_1(z) = f L_{11}(z) / \bar{V}(z) \quad (6.27)$$

sendo:

$\bar{V}(z)$  – velocidade média horária na cota  $z$ ;

$$L_{11}(z) = 200\sqrt{3} z^{0,25} \text{ metros} \quad (6.28)$$

$L_{11}(z)$  é obtido a partir do comprimento de onda no pico do espectro, o qual, segundo Berman (referência 32 de Davenport), é dado por:

$$\lambda_{\text{pico}} = [\bar{V}(z) / f]_{\text{pico}} = 200 z^{0,25} \text{ metros}$$

A curva correspondente à expressão (6.26), juntamente com outras que veremos a seguir, aparece na Figura 6.4.

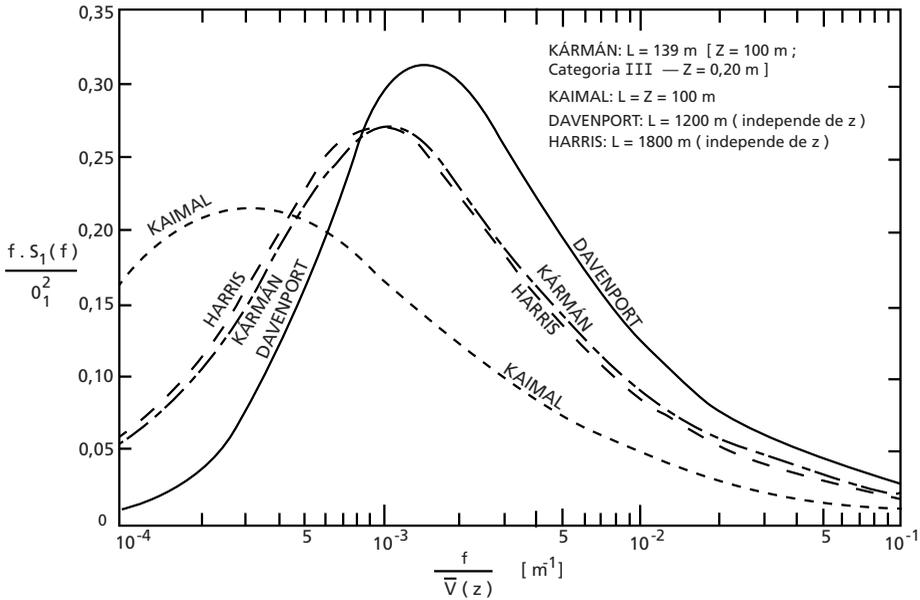


Figura 6.4 – Espectros de Davenport, Harris, Kármán e Kaimal.

### 6.5.2 Espectro de Harris

a) Harris<sup>4, 40</sup> sugere:

$$f S_1(f) / [c_{as} \bar{V}^2(10)] = 4 X_1 / (2 + X_1^2)^{5/6} \quad (6.29)$$

Por integração:

$$\sigma_1^2 = S_1(f) df = 6,66 c_{as} \bar{V}^2(10) \quad (6.30)$$

Substituindo na anterior :

$$f S_1(f) / \sigma_1^2 = 0,6 X_1 / (2 + X_1^2)^{5/6} \quad (6.31)$$

Como para a expressão de Davenport, também para a de Harris o espectro de potência da componente longitudinal das rajadas, em ventos fortes, independe da altura sobre o terreno, dentro do âmbito de validade da mesma. Harris baseou-se em medidas feitas entre 18 m e 180 m.<sup>40</sup> Neste âmbito o espectro parece ser universal e função apenas

da rugosidade do terreno (parâmetro  $c_{as}$ ) e do quadrado da velocidade média do vento na altura de referência.

b) Medidas posteriores indicaram que uma melhor concordância com resultados experimentais é obtida fazendo  $L = 1800$  m na (6.24).<sup>4,40</sup>

### 6.5.3 Espectro de von Kármán

a) Templin<sup>41</sup> apresenta a expressão de von Kármán na seguinte forma:

$$f S_1(f) / \sigma_1^2 = 4 L^* N / [1 + 70,78 (L^* N)^2]^{5/6} \quad (6.32)$$

sendo:

$$N = f z_g / \bar{V}(z) \quad (6.33)$$

$$L^* = L_{11} / z_g$$

Templin,<sup>41</sup> bem como Klebanoff e Diehl,<sup>42</sup> adotam  $L^* = 0,4$ , independentemente da altura  $z$  em que é medido  $\bar{V}(z)$ . Estes últimos autores justificam esta simplificação dizendo que “a escala da turbulência longitudinal,  $L_{11}$ , em uma camada limite plenamente desenvolvida, é proporcional à sua altura  $z_g$ , com um valor de  $L^*$  de aproximadamente, 0,4, e, exceto próximo à superfície, é constante através da camada limite”.

Substituindo  $L^*$  por 0,4, a (6.32) fica:

$$f S_1(f) / \sigma_1^2 = 1,6 N / (1 + 11,325 N^2)^{5/6} \quad (6.34)$$

Esta curva foi traçada na Figura 6.4, juntamente com as já citadas curvas de Davenport e de Harris, em gráfico semilogarítmico, tomando para abscissa  $\log f / \bar{V}(z)$  e para ordenada  $f S_1(f) / \sigma_1^2$ . Observe-se a pequena diferença entre as curvas de Harris e de von Kármán.

b) O termo  $L^* N$  da (6.32) pode ser escrito:

$$L^* N = [L_{11} / z_g] [f z_g / \bar{V}(z)] \quad (6.35)$$

e, considerando  $L_{11}$  variável com  $z$ , teremos a mesma expressão (6.27):

$$X_1(z) = f L_{11}(z) / \bar{V}(z) \quad (6.27)$$

Considerando a (6.27) e (6.35), a (6.32) fica:

$$f S_1(f) / \sigma_1^2 = 4 X_1 / (1 + 70,78 X_1^2)^{5/6} \quad (6.36)$$

Esta última expressão é recomendada por Teunissen<sup>43</sup> e aparece no manual ESDU (referência 11, p. 262), o qual “adverte que estes dados não são confiáveis para  $X_1 < 0,1$ , mas em ventos fortes esta região está bem abaixo das frequências modais das construções”. Para  $L_{11}(z)$  o manual ESDU indica a expressão (5.34), do item 5.2.5d. Ou, admitindo  $z = 0$ , ter-se-á a expressão (5.35), usada para compor a Figura 5.9.

c) Irwin<sup>14</sup> comenta que outras expressões empíricas aparecem na literatura, mas elas não levam a uma melhor representação analítica dos dados obtidos ao vento natural que a expressão de von Kármán. Esta expressão tem a vantagem de também ter o comportamento assintótico correto tanto em pequenos como em grandes valores de  $X_1$ . Para grandes valores de  $X_1$ ,  $S_1(f)$  torna-se proporcional a  $X_1^{-5/3}$  como indica a teoria de Kolmogorov para a zona inercial. Para pequenos valores de  $X_1$ ,  $S_1(f)$  torna-se proporcional a  $L_{11}(z)/\bar{V}$  como é indicado pela teoria da turbulência.

#### 6.5.4 Espectro de Kaimal e outros

a) Estes autores sugerem (referência 2.66 de Simiu e Scanlan):<sup>44</sup>

$$f S_1(f)/u_*^2 = 200 Y_1/(1 + 50 Y_1)^{5/3} \quad (6.37)$$

Esta expressão, por integração, leva a:

$$\sigma_1^2 = 6 u_*^2 \quad (6.38)$$

sendo que a velocidade de fricção,  $u_*$ , é dada pela (3.8) e faz parte da lei logarítmica de velocidades médias (3.22).

Substituindo a (6.38) na (6.37):

$$f S_1(f)/\sigma_1^2 = [100/3][Y_1/(1 + 50 Y_1)^{5/3}] \quad (6.39)$$

sendo  $Y_1 = f(z - z_d)/\bar{V}(z)$

ou com a simplificação que temos adotado ( $z_d = 0$ ):

$$Y_1 = f z/\bar{V}(z) \quad (6.40)$$

Esta simplificação é admitida por Davenport.<sup>45</sup> Simiu e Scanlan<sup>44</sup> e Reed,<sup>46</sup> entre outros. Esta expressão é conhecida pelos nomes de coordenada de Monin, coordenada de semelhança ou frequência adimensional.

### 6.5.5 Resumo

a) As quatro expressões estudadas nos itens anteriores podem ser substituídas por uma única:

$$f S_1(f)/\sigma_1^2 = A X_1^m/(B+CX_1^k)^n \quad (6.41)$$

sendo  $x_1 = f L/\sqrt{V}(z)$

Os valores dos parâmetros numéricos estão dados na Tabela 6.1. Quando for o caso, o valor de L corresponde à Categoria III de terreno da NBR 6123/88, a 100 m de altura. A grande diferença entre os valores de L mostra que não é possível, ao comparar resultados, incluir L na abscissa dos espectros a serem comparados.

Tabela 6.1 – Espectros a 100 m de altura – Diversos autores

Autor	Parâmetros numéricos						L para z=100 m	Notas
	A	B	C	m	n	k	(m)	
Davenport	2/3	1	1	2	4/3	2	1200	(1)
Harris	0,6	2	1	1	5/6	2	1800	(1)
Kármán	4	1	70,78	1	5/6	2	139	(2)
Kaimal	100/3	1	50	1	5/3	1	100	(3)

(1): independe de z

(2):  $L = L_{11}(z) = 25 z^{0,35} z_0^{-0,063}$  ;  $z_0 = 0,20$  m (Categoria III)

(3):  $L = z$

### 6.5.6 Curvas dos espectros

a) Para os quatro espectros aqui estudados, a Figura 6.4 apresenta as respectivas curvas, nas coordenadas  $f/\sqrt{V}(z)$  x  $f S_1(f)/\sigma_1^2$ . Lembremos que, sendo as ordenadas dos espectros multiplicadas pela frequência f, haverá uma forte e crescente alteração nas ordenadas à medida que f cresce. Por exemplo, para  $f = 1000$ Hz teremos uma ampliação de mil vezes na ordenada do espectro,  $S_1(f)$ .

b) Para a engenharia estrutural é de interesse conhecer as frequências, para determinar as que se situam no âmbito das frequências naturais das estruturas. Por isso, em vez de  $X_1$  é mais interessante tomar para abscissa  $f/\sqrt{V}(z)$ , ou diretamente a frequência f. A adoção de

$f / \bar{V}(z)$  torna o gráfico independente de  $\bar{V}(z)$  e, portanto, de uso mais amplo. Em cada aplicação prática, torna-se fácil determinar a frequência multiplicando essa abscissa pela velocidade  $\bar{V}(z)$  do caso em estudo.

Na Figura 6.5 estamos apresentando a curva do espectro de Davenport ( $L = 1200$  m) em várias coordenadas, em gráficos lineares, monologarítmicos e bilogarítmicos.

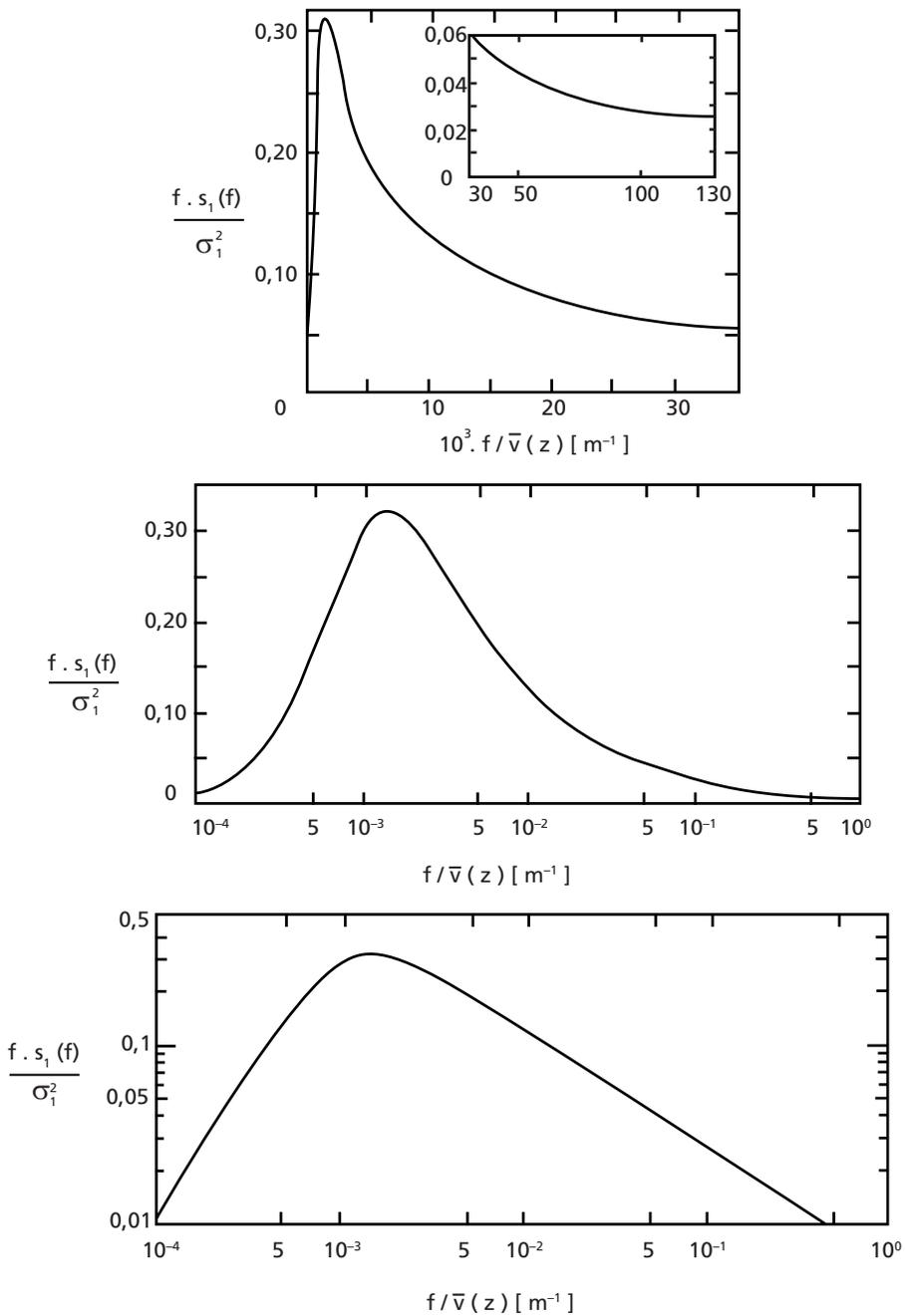


Figura 6.5a – Espectro de Davenport em gráficos linear, monologarítmico e bilogarítmico. Coordenadas  $f/\bar{V}(z) \times f \cdot S_1(f)/\sigma_1^2$ .

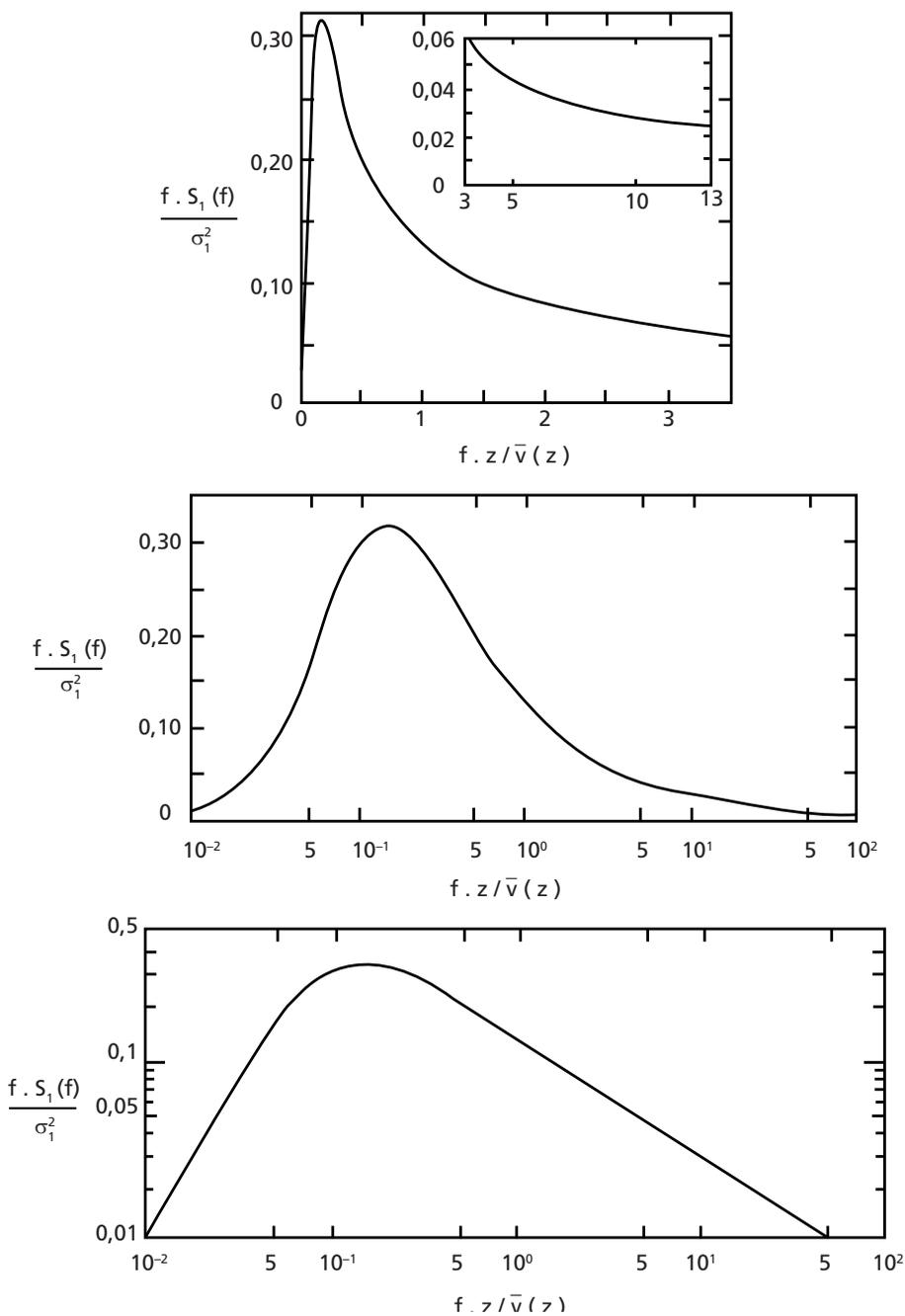


Figura 6.5b – Espectro de Davenport em gráficos linear, monologarítmico e bilogarítmico. Coordenadas  $f \cdot z / \bar{v}(z)$  x  $f \cdot S_1(f) / \sigma_1^2$  ( $z = 100$  m).

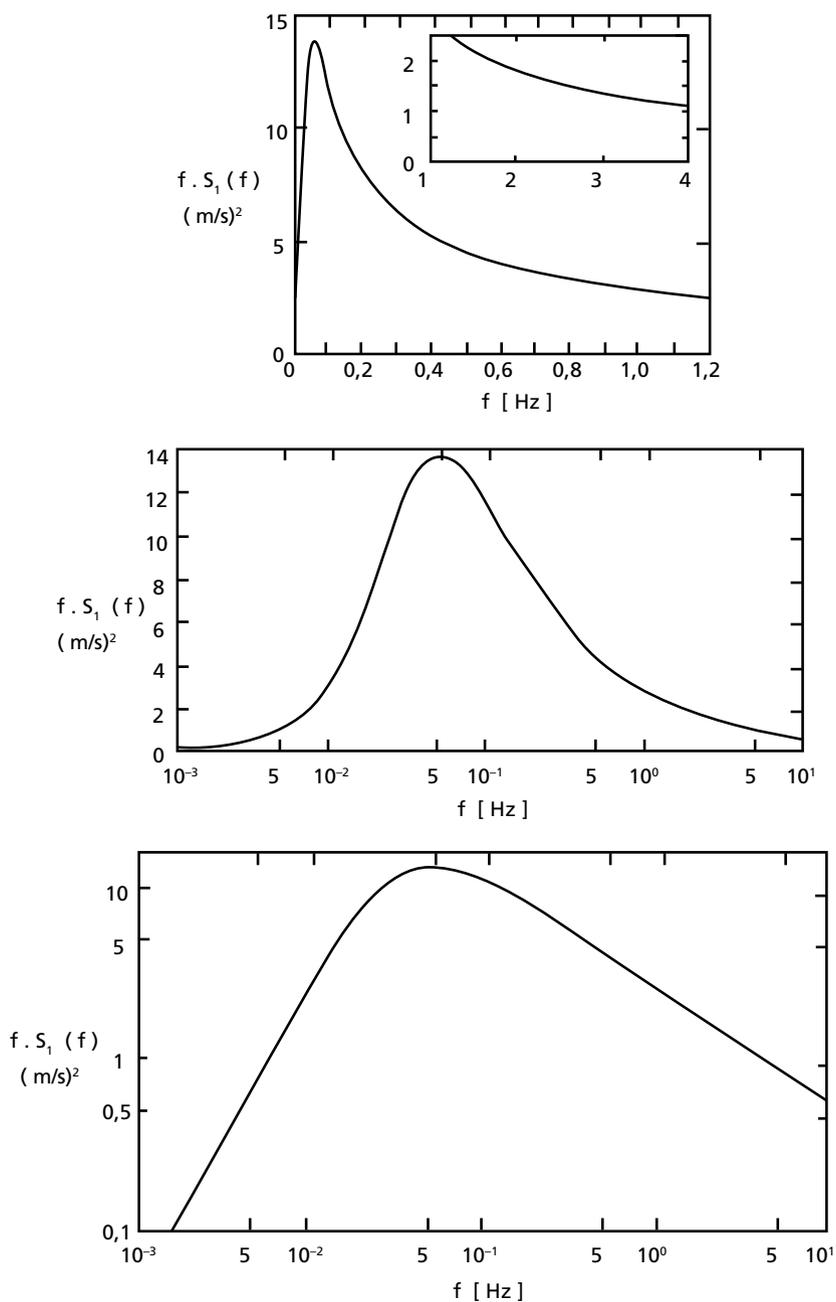


Figura 6.5c – Espectro de Davenport em gráficos linear, monologarítmico e bilogarítmico. Coordenadas  $f \times f \cdot S_1(f)$ .

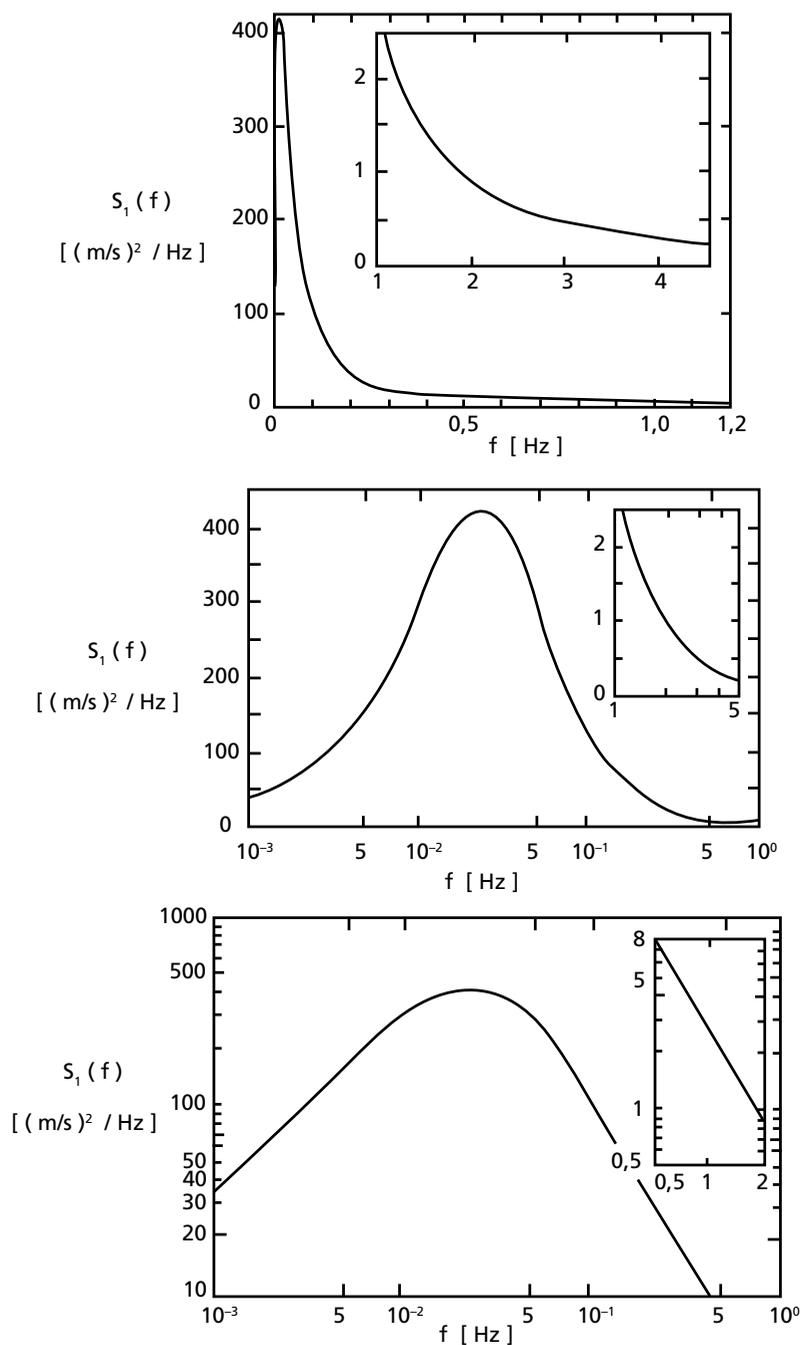


Figura 6.5d – Espectro de Davenport em gráficos linear, monologarítmico e bilogarítmico. Coordenadas  $f \times S_1(f)$ .

## 6.6 Espectros das componentes lateral e vertical da turbulência na micrometeorologia

Estes espectros não têm sido tão estudados como o da componente longitudinal, da qual apresentamos anteriormente quatro expressões, sem pretensão de esgotar o assunto. Indicaremos, a seguir, as expressões dos espectros das componentes lateral e vertical sugeridos por von Kármán, Kaimal e manual ESDU.

### 6.6.1 Espectros de Kármán<sup>47</sup>

a) Espectro da componente lateral da turbulência:

$$f S_2(f)/\sigma_2^2 = 4 X_2 [1+188,4 (2X_2)^2]/[1+70,78 (2X_2)^2]^{11/6} \quad (6.43)$$

com  $X_2 = f L_{21}(z)/\bar{V}(z)$

b) Espectro da componente vertical da turbulência:

$$f S_3(f)/\sigma_3^2 = 4X_3 [1+188,4 (2X_3)^2]/[1+70,78 (2X_3)^2]^{11/6} \quad (6.44)$$

com  $X_3 = f L_{31}(z)/\bar{V}(z)$

$L_{21}(z)$  e  $L_{31}(z)$  são as escalas longitudinais ( $j = 1$ ) das componentes lateral ( $i = 2$ ) e vertical ( $i = 3$ ) da turbulência, respectivamente (ver item 5.2.3).

Teunissen<sup>47</sup> encontrou, em zona rural,  $L_{21}(z) = 11$  m e  $L_{31}(z) = 4,9$  m, sendo que  $L_{11}(z) = 62$  m.

### 6.6.2 Espectros de Kaimal<sup>48</sup>

a) Espectro da componente lateral da turbulência:

$$f S_2(f)/\sigma_2^2 = 0,164 Y_2 [1 + 0,164 Y_2^{5/3}] \quad (6.45)$$

com  $Y_2 = Y_1/0,0265 = 37,7 Y_1$

b) Espectro da componente vertical da turbulência:

$$f S_3(f)/\sigma_3^2 = 0,164 Y_3/[1 + 0,164 Y_3^{5/3}] \quad (6.46)$$

com  $Y_3 = Y_1/0,0962 = 10,4 Y_1$

### 6.6.3 Espectros de ESDU<sup>11</sup>

São os espectros de Kármán, com o adendo de expressões para determinar as escalas da turbulência  $L_{21}(z)$  e  $L_{31}(z)$ .

Espectro da componente lateral da turbulência:

$$f S_2(f)/\sigma_2^2 = 4 X_2 (1+755 X_2^2) (1 + 283 X_2^2)^{-11/6} \quad (6.47)$$

com  $X_2 = f L_{21}(z)/\bar{V}(z)$

$$e L_{21}(z) = 5,1 (z - z_d)^{0,48} z_o^{-0,086} \cong 5,1 z^{0,48} z_o^{-0,086}$$

Espectro da componente vertical da turbulência:

$$f S_3(f)/\sigma_3^2 = 4 X_3 (1+755 X_3^2) (1 + 283 X_3^2)^{-11/6} \quad (6.48)$$

com  $X_3 = f L_{31}(z)/\bar{V}(z)$

$$e L_{31}(z) = 0,35(z - z_d) \cong 0,35 z .$$

Estas expressões aplicam-se para  $(z - z_d) \cong z < 500$  m, com incerteza de cerca de  $\pm 30$  %. Como já tinha sido observado para  $S_1(f)$ , os resultados não são confiáveis quando  $X_2$  e  $X_3$  forem menores que 0,1.

## 7. Referências

1. KÁRMÁN, T. von. *Aerodynamic*. Genebra, Interavia, 1956.
2. DAVENPORT, A. G. *The relationship of wind structure to wind loading*. Proc. 1st Conference on Wind Effects on Buildings and Structures". National Physical Laboratory, Teddington, England, 1965 [Symposium n. 16, 26-28/06/1963].
3. COUNIHAN, J. *The structure and the wind tunnel simulation of rural and urban adiabatic boundary layers*. Symposium on External Flows, University of Bristol, 4-6/07/1972. Proc., p. E.1-E.15.
4. HARRIS, R. I. *The nature of the wind*. In: *The Modern Design of Wind Sensitive Structures*, London, Construction Industry Research and Information Association, 1970, Paper 3, p. 29-55.
5. DAVENPORT, A. G. *The spectrum of horizontal gustiness near the ground in high winds*. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, London, v. 87, n. 372, p. 194-211, April 1961.

6. ISO. Draft International Standard ISO/DIS 4354 – Wind action on structures, 1990.

7. DAVENPORT, A. G. *The structure of wind and climate*. In: The application of wind engineering principles to the design of structures – Course by A. G. DAVENPORT, B. J. VICKERY e J. A. HERTIG, Lausanne, Suíça, Fev. 1987, v. 1, Cap. 4, 54 p.

8. SFINTESCO, D. e WYATT, T. A. *A proposed European code of practice: current work of the ECCS towards specification of the effect of wind on structures*. Proc. 4th International Conference on Wind Effects on Buildings and Structures, Heathrow, England, 1975, p. 643- 654.

9. BRITISH STANDARD INSTITUTION, Londres, 1972. Code of basic data for the design of buildings. Chapter 5, Loading. Part 2, Wind loads.

10. CHOI, E. C. C. *Characteristics of the typhoons over the south China sea*. Journal of Wind Engineering and Industrial Aerodynamics, v. 3, n. 4, 1978, p. 353-365.

11. COOK, N. J. *The designer's guide to wind loading of building structures. Part 1*. Butterworths, Londres, 1985.

12. REICHMAN, K. H. *Beurteilung der Sicherheit und Zuverlässigkeit turmartiger Bauwerke unter Windeinwirkung*. Beiträge zur Anwendung der Aeroelastik im Bauwesen. Heft 19, 1984.

13. TEUNISSEN, H. W. *Simulation of the planetary boundary layer in a multiple-jet wind tunnel*. Institute for Aerospace Studies. University of Toronto. UTIAS Report n. 182, june, 1972,

14. IRWIN, H. P. A. H. *Wind tunnel and analytical investigations of the response of Lion's Gate Bridge to a turbulent wind*. National Research Council, Ottawa, Canada, Laboratory Technical Report LTR-LA- 210, june 1977.

15. DAVENPORT, A. G. *The interaction of wind and structures*. In: Engineering Meteorology, E. J. Plate, Elsevier, 1982 [Chapter 12].

16. MACKEY, S. *Études de la turbulence atmosphérique en rapport avec le calcul dynamique des bâtiments*. Construction Métallique, Paris, v. 7, n. 1, p. 25-34, jan. 1971.

17. DUCHÈNE-MARULLAZ, P. *Full-scale measurements of atmospheric turbulence*. Proc. 4th International Conference on Wind Effects on Buildings and Structures, Heathrow, England, 1975, p. 23-31.

18. MACKEY, S. e KO, K. L. *Spatial configuration of gusts*. Proc. 4th International Conference on Wind Effects on Buildings and Structures, Heathrow, England, 1975, p. 41-52.
19. COMTE-BELLOT, G. e CORRISIN, S. *Simple Eulerian time correlation of full- and narrow-band velocity signals in grid-generated, isotropic turbulence*. Journal of Fluid Mechanics, London, v. 48, Part 2, p. 273-337, 1971.
20. WHITBREAD, R. E. *On the introduction of turbulence into wind-tunnel investigations for the determination of wind induced amplitudes of oscillation*. Proc. Symposium on Wind Effects on Buildings and Structures. Loughborough, Loughborough University of Technology, 1968, v. 2, Paper 32.
21. SHIOTANI, M. e IWATANI, Y. *Gust structures over flat terrains and their modification by a barrier*. Proc. 5th International Conference on Wind Engineering, Fort Collins, Colorado, USA, 1979. Preprints, Paper II-10, 12 p.
22. ROULLE, C. *Simulation de la couche limite atmospherique an 1/150e*. Centre Scientifique et Technique du Bâtiment. Établissement de Nantes, França. Relatório EN. ADYM 80-10-L, 1980, 25 p.
23. STATHOPOULOS, T. *Design and fabrication of a wind tunnel for building aerodynamics*. Journal of Wind Engineering and Industrial Aerodynamics, v. 16, n. 2-3, 1984, p. 361- 376.
24. COOK, N. J. *On simulating the atmospheric boundary layer in wind tunnels*. Building Research Establishment Current Paper CP 71/78, 1978, 24 p.
25. ESDU. *Wind Engineering Data Sheet 74031*, ESDU International Ltd., London, 1974.
26. HARRIS, R. I. *Longer turbulence length scales*. Journal of Wind Engineering and Industrial Aerodynamics, v. 24, n. 1, 1986, p. 61-68.
27. SIMIU, E. *Modern development in wind engineering; Part 1*. Engineering Structures, v. 3, 1981, p. 233-241.
28. GANDEMER, J. e BARNAUD, G. *Simulation des propriétés dynamiques du vent en stabilité neutre dans la soufflerie à couche limite du C.S.T.B*. Centre Scientifique et Technique du Bâtiment. Établissement de Nantes, França. Relatório ADYM 9.74,1974, 39 p.
29. COUNIHAN, J. *Adiabatic atmospheric boundary layers: a review and analysis of data from the period 1880-1972*. Atmospheric Environment, v. 9, 1975, p. 871-905.

30. TEUNISSEN, H. W. *Measurements of planetary boundary layer wind and turbulence characteristics over a small suburban airport*. Journal of Wind Engineering and Industrial Aerodynamics, v. 4, n. 1, p. 1-34, 1979.
31. FLAY, R. G. J. e STEVENSON, D. C. *Integral length scales in strong winds below 20 m*. Proc. 7th International Conference on Wind Engineering, Aachen, 1987. Journal of Wind Engineering and Industrial. Aerodynamics, v. 28, n. 1-3, 1988, p. 21-30.
32. ANTHONY, K. C. *The background to the statistical approach*. In: The Modern Design of Wind Sensitive Structures, London, Construction Industry Research and Information Association, 1970, Paper 2, p. 17-27.
33. PAPOULIS, A. *Probability, random variables and stochastic processes*. New York, McGraw-Hill, 1965.
34. BENDAT, S. J.; PIERSOL, A. G. *Measurement and analysis of random data*. New York, John Wiley & Sons, Inc., 1967.
35. WARDLAW, R. L. *A wind tunnel investigation of the galloping response of an octagonal cylinder*. Ottawa, National Aeronautical Establishment, 1971 [Laboratory Technical Report LTR-LA-90].
36. STANDEN, N. M.; DALGLIESH, W. A.; TEMPLIN, R. J. *A wind tunnel and full-scale study of turbulent wind pressures on a tall building*". In: 3rd International Conference on Wind Effects on Buildings and Structures , Tokyo, 1971, Paper II.3, p.199-210.
37. FICHTL, G. H.; KAUFMAN, J. W.; VAUGHAN, W. W. *The characteristics of atmospheric turbulence as related to wind loads on tall structures*. In: Technical Meeting Concerning Wind Loads on Buildings and Structures, Washington, D. C., National Bureau of Standards, 1969, p. 27-41 [Building Science Series 30].
38. SINGER, I. A.; BUSCH, N. E.; FRIZZOLA, J. A. *The micrometeorology of the turbulent flow field in the atmospheric surface boundary layer*. In: 2nd International Research Seminar on Wind Effects on Buildings and Structures, Ottawa, 1967, v. 1, Paper 21, p. 557-594.
39. DAVENPORT, A. G. *The dependence of wind loads on meteorological parameters*. In: 2nd International Research Seminar on Wind Effects on Buildings and Structures, Ottawa, 1967, v. 1, Paper 2, p. 19-82.
40. HARRIS, R. I. *Measurements of wind structures at heights up to 598ft above ground level*. In: Symposium on Wind Effects on Buildings and Structures, Loughborough, Loughborough University of Technology, 1968, v. 1, Paper 1.

41. TEMPLIN, R. J. *Interim progress note on simulation of earth's surface winds by artificially thickened wind tunnel boundary layers*. Ottawa, National Aeronautical Establishment, 1969. [Laboratory Technical Report LTR-LA-22].
42. KLEBANOFF, P. S.; DIEHL, Z. W. *Some features of artificially thickened fully developed turbulent boundary layers with zero pressure gradient*. Washington, D. C., NACA, 1952. [Report 1110].
43. TEUNISSEN, H. W. *Characteristics of the mean wind and turbulence in the planetary boundary layer*. Institute for Aerospace Studies. University of Toronto. UTIAS Review n. 32. October, 1970, 57 p.
44. SIMIU, E.; SCANLAN, R. H. *Wind effects on structures*. John Wiley & Sons, New York, 2nd ed., 1986.
45. DAVENPORT, A. G. *The dynamic response of structures to wind turbulence*. Seminar on Structural Aerodynamics, St-Remy-Ies-Chevreux, April 20-22, 1982, 39 p.
46. REED, D. A. *Use of field parameters in wind engineering design*. Journal of Structural Engineering, ASCE, v. 113, n. 7, jul. 1987, p. 1570-1585.
47. TEUNISSEN, H. W. *Planetary boundary layer wind and turbulence structure over rural terrain*. Proc. 4th Colloquium on Industrial Aerodynamics. Buildings Aerodynamics. Part 1. Aachen, June 1980, p. 211-226.
48. FLAGA, A.; WRANA, B. *Analysis of empiric formulae of power spectral densities of three wind velocity vector components*. Proc. 7th International Conference on Wind Engineering, Aachen, July 1987. Preprints, v. 1, p. 11-20.



# Apêndices



## O Furacão Catarina

### 1. O alerta

a) Foi em um Congresso realizado em Varsóvia, em julho de 1994, que tivemos acesso a uma publicação da Companhia de Resseguros de Munique (1990), na qual constavam previsões nada agradáveis para o Brasil, no que diz respeito a furacões. A 1ª edição deste livro já estava na Editora da UFRGS, mas ainda conseguimos incluir o seguinte parágrafo, como um alerta para o que deveria acontecer no Brasil, em algumas décadas:

A temperatura da água em algumas partes do Atlântico Sul alcançará a temperatura crítica de 27 °C, abrindo a porta para o desenvolvimento de ciclones tropicais até agora não encontrados nesta parte do mundo. Não é necessário dizer que tais ciclones constituirão então um tremendo risco ao longo da costa do Brasil.

Tal afirmativa baseava-se em estudos que indicavam um aumento do dióxido de carbono (CO<sub>2</sub>) da atmosfera de, no mínimo, 100% nos próximos cem anos, agravando o efeito estufa, com um consequente aumento da temperatura dos oceanos e da atmosfera.

Essa publicação alerta que “pela primeira vez na história o gênero humano está começando a alterar o clima do mundo drasticamente e, possivelmente, irreversivelmente”.

b) Para procurar divulgar ao máximo esta não muito agradável previsão, escrevemos sobre esse problema em outras publicações:

– *Obras seguras ... até quando?* Apresentado no IV Congresso Iberoamericano de Patologia das Construções (1997). É dado o mesmo alerta que constava da 1ª edição deste livro, o qual foi reproduzido acima. E no final do trabalho comentamos:

Para o maior vilão, o dióxido de carbono, bem como para o metano e o óxido nítrico (os três são os causadores de cerca de  $\frac{3}{4}$  do efeito estufa) não há medidas drásticas previstas para um futuro próximo. O ponto crucial está na energia obtida por combustão de materiais fósseis (petróleo e carvão), que é responsável por 80% do dióxido de carbono lançado na atmosfera. Se a humanidade conseguir impedir o aumento do efeito estufa, tanto melhor. Se não o conseguir, poderá o excesso de dióxido de carbono acelerar o desenvolvimento das plantas e restabelecer o equilíbrio, como tem sido sugerido?

E se o efeito estufa levar ao aparecimento de ciclones no Brasil dentro dos próximos cem anos? O prazo poderá ser menor se o dióxido de carbono aumentar mais rapidamente. Não estará na hora de prever este problema no projeto das grandes estruturas, pelo menos?

Na realidade, um furacão apareceu no Brasil muito antes de passado um século do alerta da Companhia de Resseguros de Munique. Em março de 2004, o furacão *Catarina* estava atingindo o litoral de Santa Catarina e do Rio Grande do Sul.

– Outro trabalho, intitulado *Furacões no Brasil?* aparece no Boletim Informativo “Os Sinos de São José”, em maio de 1998. Nele são conceituados os ciclones tropicais, seguindo-se considerações sobre o efeito estufa e o crescente aumento da temperatura média global com o passar dos anos. De acordo com o Painel Intergovernamental para Mudanças Climáticas, órgão das Nações Unidas, a temperatura média global aumentará entre 1 °C e 3,5 °C até o fim do século XXI. Previsões mais pessimistas indicam um aumento de até 5 °C. Com isso haverá um aumento no degelo em altas montanhas e nas zonas próximas aos polos (especialmente na Groenlândia e Antártida). Por outro lado, com o aquecimento a evaporação aumentará e também a precipitação. Poderá haver um maior cobrimento de nuvens, sendo que a própria localização destas nuvens influi no aquecimento: as nuvens situadas próximas à superfície refletem a luz solar, reduzindo a temperatura da crosta, porém as mais altas colaboram para o efeito estufa, retendo o calor. Lembramos o caso do planeta Vênus, que deve sua alta temperatura (cerca de 450 °C) à espessa camada de nuvens que o cobre permanentemente.

Um estudo mais detalhado sobre a ocorrência de furacões no Brasil, incluindo o “efeito estufa”, aparece em Blessmann (2001), no Apêndice I. Dos malefícios causados pelo efeito estufa, aqui reproduzimos:

As geleiras de montanha têm recuado em todo o mundo. Inundações na Europa têm sido, em parte, causadas pelo derretimento exagerado de geleiras e de neve. O nível do mar está subindo (entre 0,10 m e 0,25 m no século XX). Em várias partes do mundo os invernos estão cada vez mais frios e os verões mais quentes (porém com a temperatura média global aumentando paulatinamente), com secas e inundações mais e mais severas. Há previsões ainda mais pessimistas, no que se refere ao clima até o fim do século XXI:

- A quantidade de dióxido de carbono na atmosfera no mínimo duplicará, com o que a temperatura global poderá subir até 3,5 °C. Se as emissões deste gás forem reduzidas para a metade da gerada no início do século XXI, a temperatura não deverá subir mais de 2 °C.

- O nível dos mares subirá entre 0,30 m e 1,50 m, pela fusão de gelos continentais. Algumas ilhas baixas, bem como regiões costeiras baixas nos continentes, poderão ficar submersas, ao menos parcialmente.

- Uma previsão ainda mais pessimista indica um aumento de 5 °C na temperatura média global. Será a mais alta, desde o início da idade do gelo, há 2,5 milhões de anos. Haverá então uma fusão considerável das calotas polares.

- Com um aumento considerável da temperatura média global as secas provocarão fome em uma escala maior. Ter-se-á o recrudescimento de diversas doenças, tais como malária, dengue, paludismo e outras, consideradas atualmente como praticamente erradicadas. Além disso, estas doenças atingirão regiões atualmente imunes a elas.

- O clima passará por grandes alterações, com zonas férteis convertendo-se em semidesertos ou desertos e vice-versa. De acordo com algumas previsões, áreas atualmente favoráveis a agricultura no sul e sudeste da Ásia, na África abaixo do Saara e na América do Sul vão ficar mais quentes e secas.

O trabalho aqui comentado continua com considerações sobre ciclones tropicais no Brasil. Como conclusão consta:

Se a humanidade conseguir impedir o aumento do efeito estufa, tanto melhor. Se não o conseguir, poderá o excesso de dióxido de carbono acelerar o desenvolvimento das plantas e restabelecer o equilíbrio, como tem sido sugerido? Ou o equilíbrio térmico será obtido em um nível que dificulte ou impeça a vida humana? E se o efeito estufa levar ao aparecimento de furacões no Brasil dentro dos próximos cem anos? O prazo poderá ser menor se o dióxido de carbono na atmosfera aumentar mais rapidamente. Não estará na hora de prever esse problema ao menos no projeto das grandes estruturas?

E não foi preciso esperar cem anos. Quatorze anos após a publicação da Companhia de Resseguros de Munique e três anos após a publicação do livro que acabamos de comentar surgiu o furacão Catarina, o primeiro registrado no Atlântico Sul.

## 2. O furacão Catarina

Em 26 de março de 2004 o Centro Nacional de Furacões estadunidense, em Miami, identificou o que eles designaram por IT Alfa, o primeiro furacão detectado na costa brasileira. Estava seu centro a cerca de 400 km da costa de Laguna, com ventos em torno de 140 km/h, e um diâmetro de 800 km.

No dia seguinte sua força diminuiu, e vários meteorologistas do Brasil informaram que ele se dirigiria para alto mar; na costa surgiram apenas chuvisqueiros e nebulosidade. Inclusive um deles, do Rio Grande do Sul, informou que havia poucas chances de danos, e que os efeitos maiores seriam em alto mar. Neste mesmo dia 27 o Cptec (Centro de Previsão do Tempo e Estudos Climáticos), órgão do INPE (Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais), informava que não havia motivos para alardes; tratava-se de fenômeno rotineiro, com ventos de apenas 60 a 70 km/h e chuva moderada (para comparação, lembramos ao leitor que os temporais que tantos acidentes causam no Sul do país têm rajadas que chegam a ultrapassar 140 km/h). Estas notícias apareceram nos jornais de domingo, dia 28. Dia em que este fenômeno “rotineiro” causou uma destruição como nenhuma outra na costa sul de Santa Catarina e norte do Rio Grande do Sul. Sua velocidade andou lá pelos 150 km/h. Já no sábado um dos jornais de Porto Alegre, em um mapa climático, apresentava uma imagem de satélite (fotografia tirada às 15 horas do dia anterior, 26 de março) na qual se observava nitidamente um ciclone bem formado, sobre o mar, nas proximidades de Santa Catarina. Mas o lamentável é que o comentário abaixo desta imagem informava que “Uma massa de ar seco cobre o sul do Brasil [...]”, *sem qualquer referência* ao fenômeno ciclônico.

Já a partir deste sábado instalou-se uma discussão sobre qual o tipo de fenômeno atmosférico que estava em andamento. A confusão era grande, a começar pelos termos usados, que alguns empregavam sem sequer saber o que significavam. Termos como tormenta, ciclone tropical, ciclone extratropical, furacão, eram empregados erroneamente. Não era possível uma análise serena e correta do fenômeno.

Mas o que vem a ser um *furacão*? Como já definimos no capítulo 1, é um ciclone tropical com ventos de velocidade média a partir de 120 km/h (As rajadas podem chegar a valores 25 % maiores). Já foram medidas velocidades médias um pouco acima de 300 km/h, sobre o mar e na costa leste dos Estados Unidos. Ao se adentrarem nos continentes perdem sua fonte de energia (condensação do vapor d'água), o que, juntamente com as perdas nos obstáculos naturais e artificiais, faz com que os furacões se desfaçam poucos dias depois de alcançarem a costa.

Resumindo, podemos dizer que todo furacão é um ciclone, mas nem todo ciclone é um furacão. Além disso, a palavra “ciclone” isoladamente é muito genérica, e tem sido mal empregada.

Como dimensão típica dos furacões pode-se indicar 1000 km, com um *núcleo* (“olho”, popularmente) de 20 km. Ventos de velocidades destrutivas raramente aparecem a mais de 100 km de seu centro. Quanto á altura, podem ultrapassar 15 km.

Há várias características que permitem distinguir um ciclone tropical de um extratropical. Nos ciclones tropicais:

- O núcleo é perfeitamente definido, com ar seco e calmo, ou apenas uma brisa suave. É um espaço sem nuvens, “vazio” como o redemoinho que por vezes se forma em uma pia de cozinha, por exemplo.
- A forma do conjunto é bem definida, semelhante a um disco com espirais de nuvens bem definidas, dentro e fora deste disco. Uma vista superior de um ciclone lembra uma vista igual da Via Láctea ou de uma outra galáxia espiral.
- O ciclone, quando já bem definido, movimenta-se de leste para oeste, ao menos em seu início.
- O núcleo é mais quente que as bordas. Esta medição é feita com auxílio de microondas.
- Muita chuva concentrada em uma superfície pequena.
- Tormentas secundárias podem se originar no interior de um furacão, e mesmo tornados.

Relembrados esses conceitos, perguntamos: o ciclone “Catarina” foi tropical ou extratropical? Os estadunidenses disseram e confirmaram que foi um ciclone tropical da categoria *furacão*. No que foram acompanhados por alguns meteorologistas brasileiros. Outros insistiram que foi um ciclone extratropical. Baseados em que? Principalmente no fato de a água do Atlântico Sul ser demasiadamente fria. É verdade que ela ainda

não está próxima dos 27 °C, mas cada vez mais se aproxima deste valor. Em nosso planeta há um aumento da temperatura média global, causado principalmente pelo aumento da emissão de dióxido de carbono, o principal responsável pelo assim chamado *efeito estufa*. Para maiores detalhes, consultar o Boletim Informativo “Os Sinos de São José” nº 103, maio de 1998, no qual consta que as alterações drásticas do clima, que estão sendo causadas pelo gênero humano, podem ser *irreversíveis*.

Vejamos o que saiu publicado logo após, em maio de 2004 [Blessmann, 2004]:

Para nós, tratava-se de um furacão, pois todas suas características conduzi- am a essa conclusão. O que parece ter sido a razão da discórdia é que o Catarina não se encaixava na explicação usual sobre a formação de furacões. Mas não será mais lógico duvidar dessa explicação? Não poderá existir uma outra explicação? A Ciência está cheia de casos de novos fenômenos observados para os quais não existia ou não encontraram explicação. E, em outros casos, várias explicações e “teorias” para o mesmo fenômeno. Não poderá ser isto o que está acontecendo aqui? Há muitos autores que, sincera e honestamente, informam que ainda há imprecisões e dúvidas sobre a formação dos fenômenos atmosféricos.

O furacão não poderia ter tido como “gatilho” a um incipiente ciclone extratropical, que supriu a carência de temperatura da água do mar? (Em Santa Catarina ela alcançou 25 °C ou pouco mais, aproximando-se da temperatura de “disparo” de 26,8 °C). Além do que a força de Coriolis é tanto maior quanto mais afastados estivermos do equador, e sua ação será mais importante na costa catarinense do que próximo ao equador. Não seria o Catarina uma espécie de furacão “bebê híbrido”, precursor de outros, de furacões “adultos”, cujo aparecimento dentro de poucas décadas parece inevitável, como já alertamos em várias oportunidades? Poderíamos designar tal fenômeno por *ciclone híbrido*.

Em resumo: se as características e o funcionamento são os de um furacão, parece-nos mais razoável procurar uma explicação do que negar o fenômeno, principalmente lembrando a imprecisão da meteorologia e de seus “modelos matemáticos”. Estes modelos perdem muito de sua confiabilidade quando há uma grande *perturbação* na atmosfera. Como acontece nas proximidades de montanhas, em alterações súbitas das condições térmicas e nos próprios ciclones. Nestes, não é possível prever detalhes do que pode ocorrer durante sua existência, como o aparecimento de tormentas secundárias e de tornados.

O serviço de meteorologia europeu a cada dia informa a previsão do tempo para os próximos dez dias. Até o terceiro dia vai tudo relativamente bem (nem sempre), mas a partir do quarto dia usualmente os resultados

vão se afastando da previsão, podendo indicar condições completamente diferentes das reais no décimo dia. No caso do furacão Catarina, em um dia já se foi a “previsão” de muitos de nossos meteorologistas. Mas vejamos quantitativamente estas discrepâncias. Se para o dia seguinte a probabilidade de erro na previsão européia é de apenas 2 %, já para o quinto dia chega a 50 % ! Ou seja, toda a parafernália existente para a coleta de dados e todo o gigantesco volume de informações processados pelos maiores computadores do mundo (o do Serviço Nacional de Meteorologia norte-americano, NWS, pode fazer até 2,5 bilhões de cálculos por segundo) equivalem a atirar uma moeda para o ar e escolher entre cara e coroa ....

A Ciência do Caos, que se iniciou em 1960 com os trabalhos pioneiros de Lorenz, mostra que atualmente não é possível prever o tempo com uma antecedência maior que três dias, tal a complexidade do problema e a impossibilidade de inserir no modelo matemático todas as informações sobre o clima, tais como velocidade, umidade, pressão e temperatura, reinantes em um número gigantesco de pontos, muitíssimo superior aos pontos de observação existentes. Além disso devemos considerar as limitações inerentes a todo modelo matemático, o qual, além de ser uma simplificação da realidade, não consegue lidar a contento com grandes perturbações, tão comuns na atmosfera. Outrossim, estes modelos são muito sensíveis a mesmo pequeníssimos erros e alterações nos dados que lhe são fornecidos. O clima é um fenômeno não periódico, e a Ciência do Caos mostra que todo fenômeno não periódico é imprevisível a longo prazo. Para o clima, cinco dias já é um longo prazo.

Mas, a rigor, discrepâncias na previsão do tempo podem aparecer até na previsão para o dia seguinte. Vamos exemplificar com as várias previsões feitas em diversos dias para um mesmo dia (*Zero Hora*, 10 a 13/01/2012).

Previsão para o dia 13/01/2012, publicada em :	Temperaturas extremas	Probabilidade de chuva	Descrição
10/01/2012	16 a 17 °C	0 %	Poucas nuvens
11/01/2012	18 a 26 °C	10 %	Nublado
12/01/2012	19 a 25 °C	90 %	Chuvoso
13/01/2012	manhã: 23 °C	90 %	Chuvoso
	tarde: 23 °C	90 %	Chuvoso
	noite: 19 °C	90 %	Chuvoso

A análise da tabela acima dispensa qualquer comentário. Mas temos mais discrepâncias, para esta mesma “previsão”: informação dos meteorologistas, no dia 12, indicava que iria chover no dia seguinte, mas pouco, porque a umidade no ar seria pouca. Mas, na realidade, no dia 13 choveu

mais em Porto Alegre, que toda a chuva caída nos meses de novembro e dezembro do ano anterior, 2011. Também sem comentários ...

Também em março de 2012 outro "fiasco" das previsões. Na Zero Hora de 14 de março constava a seguinte previsão para este mesmo dia:

– De manhã: nublado, temperatura máxima de 21 °C; probabilidade de chuva: 10 %.

– À tarde: pancadas; temperatura máxima de 32 °C; probabilidade de chuva: 80 %.

– À noite: chuvoso; temperatura máxima de 24 °C; probabilidade de chuva: 90 %.

Ou seja, se chuva viesse, seria pela tarde e à noite. Mas houve chuva principalmente pela manhã. Das 2 h até as 18 h foram registrados 78 mm de chuva, conforme o Instituto Nacional de Meteorologia. Ou seja, nestas 16 horas choveu 74 % do esperado para todo o mês. Mas foi em apenas cinco horas, das 8 h às 13 h, que houve uma precipitação excepcional: 66 mm (63 % do esperado para todo o mês).

As duas fotos da figura são exemplos dos problemas que aquela "improvável" chuva causou em ruas de Porto Alegre.

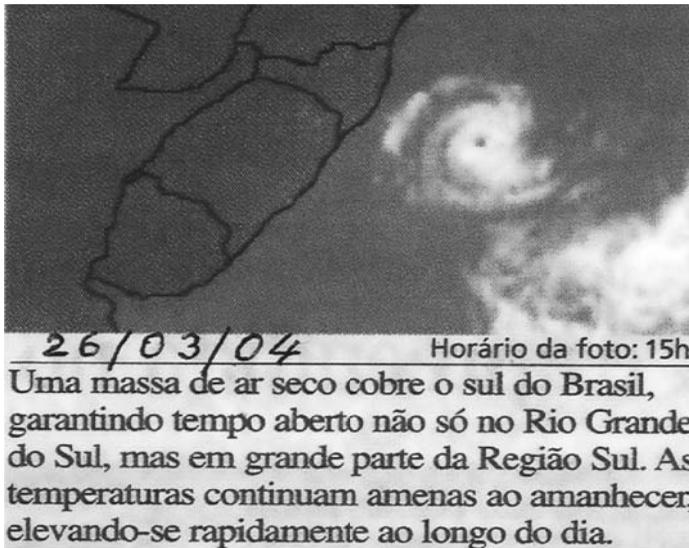


Zero Hora – Reportagem especial -- 15/03/2012(b)

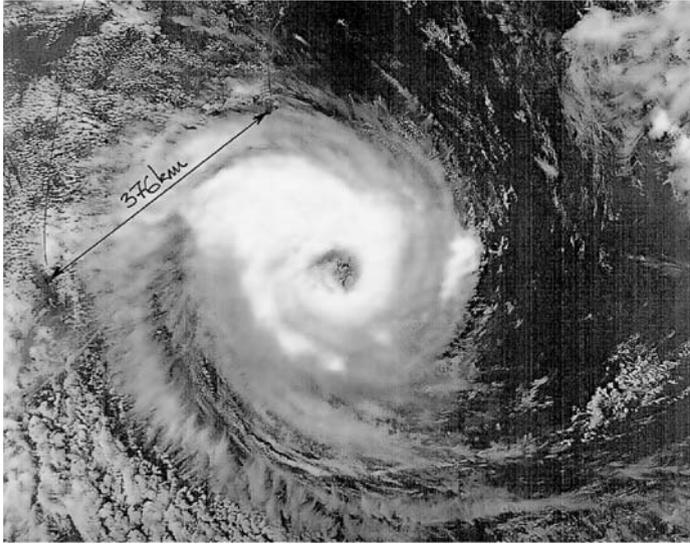


Zero Hora – Reportagem especial -- 15/03/2012(b)

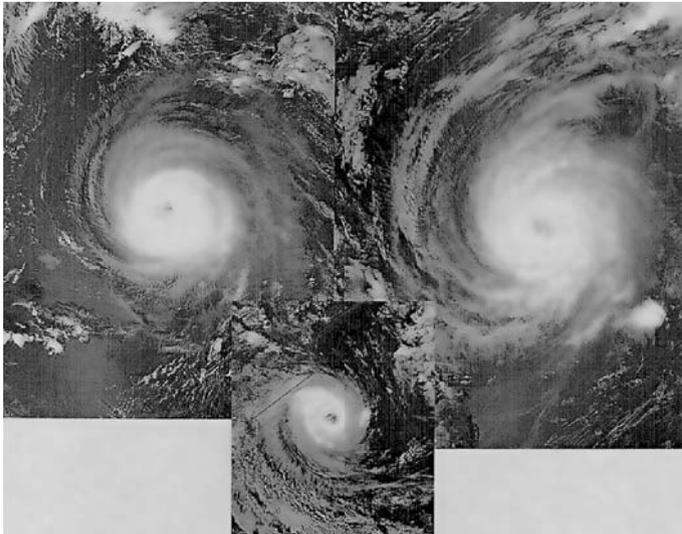
Como exemplo da complexidade do fenômeno, de um modo evidentemente exagerado, é dito que o agitar de asas de uma borboleta (perturbação) em Tóquio poderá vir a causar ou a evitar um temporal em Porto Alegre, alguns dias depois ...



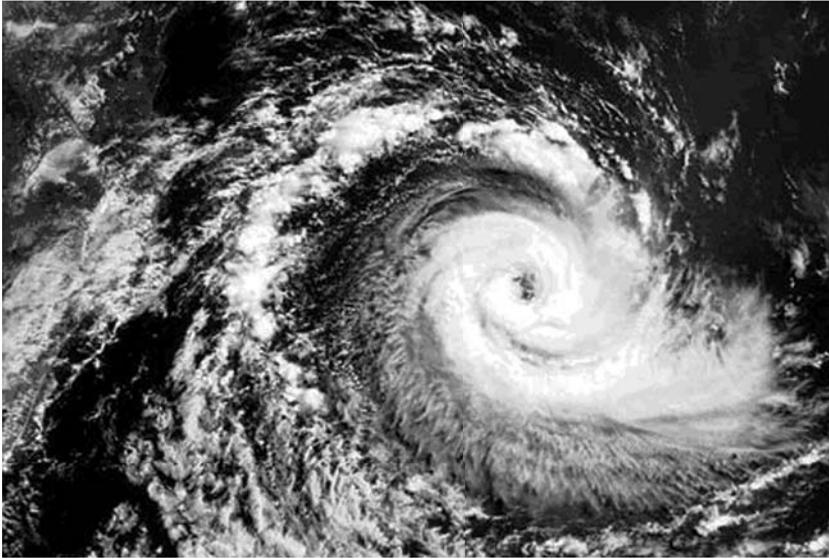
O Catarina aproxima-se da costa. A legenda não corresponde à realidade.



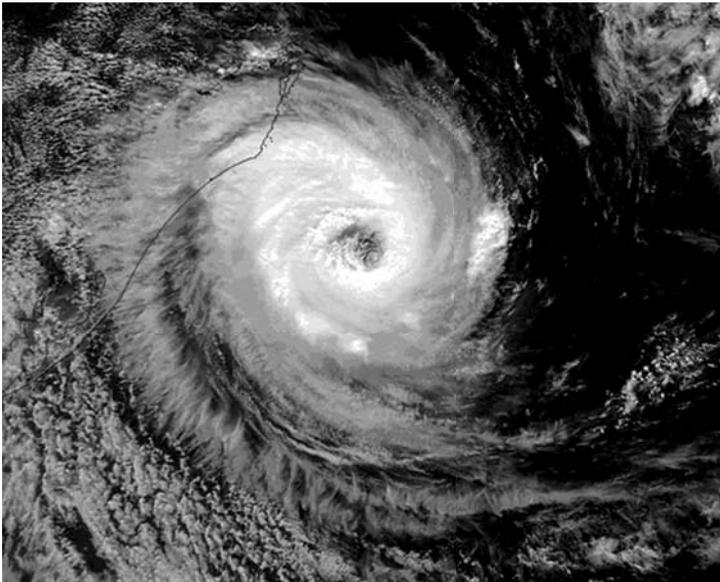
O furacão Catarina em 27/03/2004.  
Estudo feito pelo Prof. Dr. Marcelo Maia Rocha, PPGEC, UFRGS.



Comparação com outros furacões, todos na mesma escala. O Catarina não passa de um “filhote”.  
Estudo feito pelo Prof. Dr. Marcelo Maia Rocha, PPGEC, UFRGS.



O Catarina no dia 26/04/2004.



O Catarina no dia 27/03/2004.

Em publicação da NASA é comentado que o Atlântico Sul é considerado pelos meteorologistas como região onde ciclones tropicais não podem se formar, porque a água está em geral muito fria e há gradiente verticais fortes da velocidade do vento. Pode ser difícil, mas aconteceu. E a NASA comenta:

Tipicamente, fortes gradientes verticais da velocidade do vento nesta parte do Atlântico Sul fazem com que as condições sejam desfavoráveis para o surgimento de tormentas tropicais. Contudo, como tem sido muitas vezes observado no Atlântico Norte, sistemas extratropicais que se movem sobre águas quentes podem transformar-se em sistemas tropicais.

### 3. Acidentes causados pelo Catarina

No dia 27/03/2004 era noticiado em jornal de Porto Alegre a existência de um ciclone localizado a 300 km da costa catarinense, o qual seguiria para alto mar, transformando-se em tempestade tropical (isto é, um ciclone tropical com velocidades do vento abaixo de 120 km/h). E no dia seguinte, no qual ele causava danos consideráveis na costa sul de Santa Catarina e norte do Rio Grande do Sul, era informado que o ciclone (erroneamente classificado como extratropical) poderia causar ventos mais fortes apenas na costa do Rio Grande do Sul, mas com poucas chances de danos em terra; sopraria mais fortemente apenas em alto mar, para o qual deveria se dirigir.

E ainda neste mesmo dia 28, a legenda abaixo de uma imagem de satélite, que mostrava nitidamente um ciclone tropical próximo à costa brasileira comentava que “uma zona de baixa pressão, conhecida como ciclone extratropical, se encontra na costa de Santa Catarina, gerando ventos fortes e mar agitado”. Nenhuma palavra sobre o já bem definido ciclone tropical.

O fenômeno atingiu proporções jamais vistas até então nesta região. As informações numéricas variavam amplamente, mas parece que cerca de 25 mil casas foram danificadas, várias com destruição total. Telhados eram subitamente arrancados, árvores eram quebradas ou tombadas, ficando as raízes à mostra, vidraças rompiam, esquadrias eram lançadas inteiras para dentro de casas e de apartamentos em diversos edifícios de vários pisos. Chuva e areia entravam em profusão nestes locais, areia invadia ruas, estradas eram bloqueadas por árvores que sobre elas tombavam.

Na rodovia BR-101, em Santa Catarina, mais de cem árvores tombaram sobre a pista, interrompendo o tráfego. No total, 190km da rodovia foram interditados durante 14 horas, com o congestionamento de veículos chegando a 35 km.

A queda de uma torre de transmissão de energia elétrica deixou Torres sem energia elétrica por mais de doze horas. Também não havia água e os telefones celulares ficaram inoperantes, pois várias torres de telefonia móvel foram destruídas.

Em alguns postos de combustíveis não só os telhados foram arrancados mas também bombas de combustível.

Na Prefeitura de Torres 723 famílias cadastraram-se para receber auxílio para reconstruir suas casas destruídas total ou parcialmente.

As lavouras deste município e dos dois municípios gaúchos vizinhos foram fortemente atingidas. Plantações de banana, arroz, cana de açúcar, milho e feijão sofreram danos variáveis, em alguns casos com destruição quase total. Foi estimado que com a perda destas safras cerca de três milhões de reais deixaram de circular na região.

Curiosamente, 49 gaivotas foram encontradas, exaustas e famintas, em Cambará, município gaúcho situado a mais de cem quilômetros da costa e a cerca de mil metros de altitude.

Efeitos menos intensos foram registrados mais ao sul do estado, sendo que ventos fortes atingiram também a capital, Porto Alegre, situada a quase 200 km de Torres.

Em Santa Catarina foram vinte os municípios atingidos, com cerca de vinte mil casas danificadas, sendo que aproximadamente mil casas foram completamente destruídas. Houve ferimentos leves em 74 pessoas, mas uma pessoa morreu quando uma árvore caiu sobre seu automóvel. No município catarinense próximo a Torres, Passo de Torres, mais de 85% das casas sofreram algum tipo de dano, principalmente arrancamento parcial ou total dos telhados.

No mar, as embarcações Valio II, com seis pescadores, e Antônio Venâncio, com 7, foram atingidas por uma onda gigante e naufragaram. Alguns de seus tripulantes foram resgatados com vida. Uma terceira embarcação pesqueira, Santa Maria Mare, foi danificada pelas ondas, mas conseguiu escapar de naufrágio.

Segue relatos de algumas pessoas que estavam em Torres naquele dia. Nota-se como ficaram aterrorizadas; o que levou até ao exagero de uma delas dizer que “Torres ficou destruída”:

– Foram quatro horas de pavor e medo! Vi as telhas de minha garagem voarem para o vizinho, árvores de meu pátio caírem como se estivessem sendo arrancadas por um trator! Objetos passando voando!

– Estava no meu apartamento, no centro de Torres, que fica no sétimo andar. Foi inacreditável, foram três horas de terror. Via-se curto-circuito por todo lado, telhas voando, que passavam pelos prédios, atingindo residências e carros. O barulho era absurdo. Parecia filme. A cidade ficou semi-destruída; são pedaços de vidro, telhas, árvores e postes caídos por toda a cidade.

– Hospedei-me em um hotel no centro de Torres. Eu vi, do começo, por volta da 1h, até às 3h30min [do dia 28/03/2004], todo o horror. Vi posto de gasolina levantando. Casas sendo destelhadas, hotéis sendo destruídos. Foi horrível, nunca pensei que fosse acontecer isso. Torres ficou destruída. Pessoas choravam em frente a seus estabelecimentos.

– Os vidros dos prédios vizinhos estouravam, a nossa casa mexia de um lado para o outro, parecia de papelão. Nós víamos telhas voando, postes caindo [...]. Uma casa próxima à nossa destelhou e tivemos que buscar os vizinhos para nossa casa.

No dia 2 de abril era divulgada a seguinte estimativa (não oficial) dos prejuízos:

– No Rio Grande do Sul:

Além de danos menores em três municípios vizinhos, no mais atingido, Torres, entre 4500 e 5000 casas foram parcial ou totalmente danificadas. Alguns edifícios também sofreram danos consideráveis em suas esquadrias. Todas as 16 escolas da cidade sofreram algum tipo de dano, bem como 20 estabelecimentos industriais e 150 comerciais. Lavouras foram fortemente atingidas. A Prefeitura Municipal avaliou os prejuízos em R\$16 milhões.

– Em Santa Catarina:

Cerca de vinte mil casas foram danificadas e quase mil destruídas, sendo que só em Araranguá foram danificadas mais de 5 mil residências. Foram feridas 305 pessoas. Algumas mortes, uma em terra e as demais no mar.

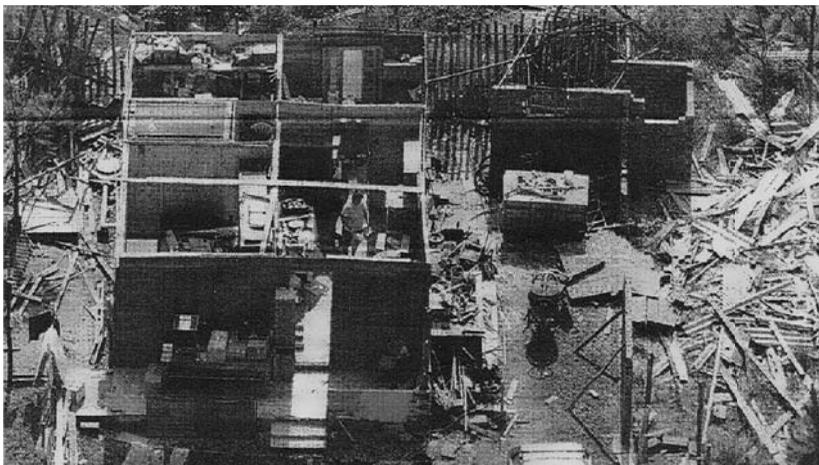
No total, incluindo construções, barcos, torres de microondas e de linhas de transmissão, postes de luz, plantações, etc, os prejuízos foram avaliados em cerca de um bilhão de reais. Não encontramos confirmação oficial deste valor.

Lembramos, entretanto, que acidentes mais graves têm ocorrido no Rio Grande do Sul, com ventos de outra origem, principalmente tormentas elétricas, seguidas ou não de explosões descendentes. Vários destes acidentes são descritos em Blessmann (2001).

### 3.1 Fotografias de acidentes



Passo de Torres, SC.



Passo de Torres, SC.



Torres, RS.



Torres, RS.



Torres, RS.



Torres, RS.



Pavilhão industrial em Torres, RS.



Detalhe do lado direito do pavilhão industrial em Torres, RS.

## 4. O reconhecimento

Foi mais de um ano depois da ocorrência do Catarina, que os meteorologistas brasileiros reconheceram oficialmente que ele tinha sido um furacão. Isto aconteceu em uma reunião realizada em São José dos Campos, SP, nos dias 28 e 29 de junho de 2005. O evento foi organizado pela Sociedade Brasileira de Meteorologia (SBMET), do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (Inpe) e de outros órgãos. Os participantes concluíram que o Catarina foi realmente um furacão. Ele nasceu como um ciclone extratropical relacionado às frentes frias que passam pelo país. E depois foi adquirindo as características de um furacão [Zero Hora, 2005. a].

Não podemos deixar de destacar que o Centro de Informações de Recursos Ambientais e de Hidrometeorologia de Santa Catarina (Epagri-Ciram), já considerava o fenômeno como um furacão, e ainda no dia 26 de março de 2004 batizara-o como “Catarina”. [ciram.epagri, 2005].

O meteorologista Jack Beven, pesquisador de ciclones tropicais, viu o Catarina se formar na tela de seu computador no Centro Nacional de Furacões, com sede em Miami, na Flórida, três dias antes de ele tocar a costa brasileira. Da entrevista que ele concedeu ao jornal Zero Hora, destacamos [Zero Hora, 2004. a]:

– O Catarina foi classificado na Categoria 1 de furacões. Segundo imagens de satélite, o Catarina teve ventos de 136 km/h a 144 km/h.

– É possível que o Catarina se repita, mas não se pode dizer quando. Tormentas como o Catarina são eventos raros. Poderíamos ter uma em 2005, mas também podem passar 20 ou 30 anos sem que vejamos algo parecido.

– O que causou o Catarina? Havia um sistema frontal, que se estendeu na direção Sudeste desde o centro do Brasil até o Atlântico. Uma área de baixa pressão se formou nessa frente e ficou ali por três ou quatro dias antes de adquirir características de um ciclone tropical. Então, o sistema se separou da frente e começou a rumar para Oeste, entrando no sul do Brasil. Esse padrão não é um mistério, porque é a mesma coisa que vemos no Atlântico Norte uma ou duas vezes por ano.

Em dezembro de 2004 realizou-se em Buenos Aires a 10ª Conferência das Nações Unidas sobre Mudanças Climáticas. A formação do Catarina foi considerada como uma das evidências de que o clima está mudando. O texto divulgado nesse evento diz que [Zero Hora, 2004. b]:

Na região sul do Oceano Atlântico a superfície marítima e a atmosfera não favorecem a formação de furacões. No entanto, em março de 2004 foi registrado o primeiro furacão desde que começaram as observações via satélite, em 1966.

O brasileiro Alexandre Bernardes Pezza, doutor em Ciências Atmosféricas pela USP, e pesquisador da Universidade de Melbourne, na Austrália, publicou um estudo sobre o Catarina na revista *Geophysical Research Letters*, em parceria com seu colega Ian Simmonds. Ele concedeu uma entrevista ao jornal Zero Hora, publicado em 30/09/2005. No resumo da entrevista é destacado que um fator chave para a formação do furacão foi a existência de ventos fracos nas altas camadas da atmosfera. Da entrevista, citamos:

– O Catarina foi o primeiro caso documentado de furacão sobre as águas do oceano Atlântico em todo o hemisfério Sul. Ele originou-se como um ciclone extratropical associado a uma frente fria, de forma similar aos casos comuns de ciclones na costa da Região Sul. Entretanto, devido a uma combinação envolvendo vento muito fraco nas altas camadas da atmosfera persistindo por vários dias, devido ao que os pesquisadores chamam de bloqueio atmosférico, o ciclone inicial adquiriu propriedades de ciclone tropical – e foi posteriormente classificado como furacão.

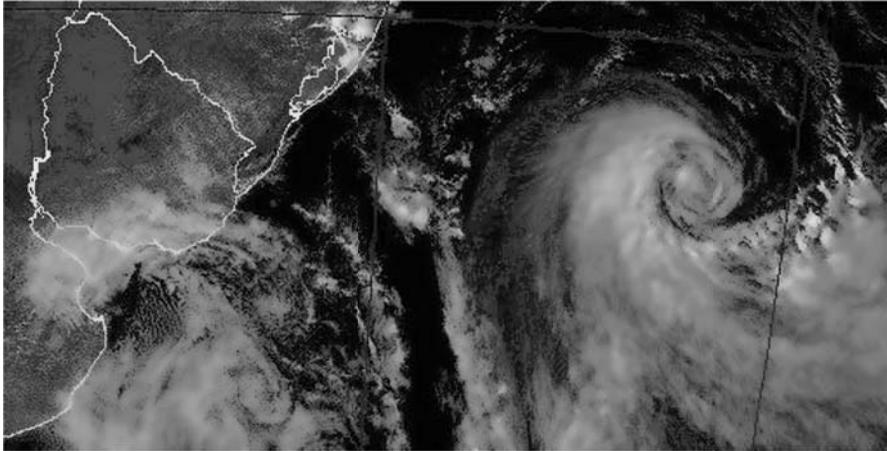
– A ocorrência de novos Catarinas não pode ser descartada. Existe uma série de pesquisas recentes realizadas para outras regiões do planeta apontando para a possibilidade do aumento do número de furacões intensos, devido ao aquecimento global. As águas do mar não estavam excepcionalmente quentes durante o Catarina, mas nossos resultados sugerem que as mudanças climáticas possivelmente associadas a esse fenômeno único não estão necessariamente ligadas somente à água do mar, mas principalmente ao padrão de ventos na alta atmosfera, que parece ter sido alterado nas últimas décadas.

## 5. O quase furacão Anita

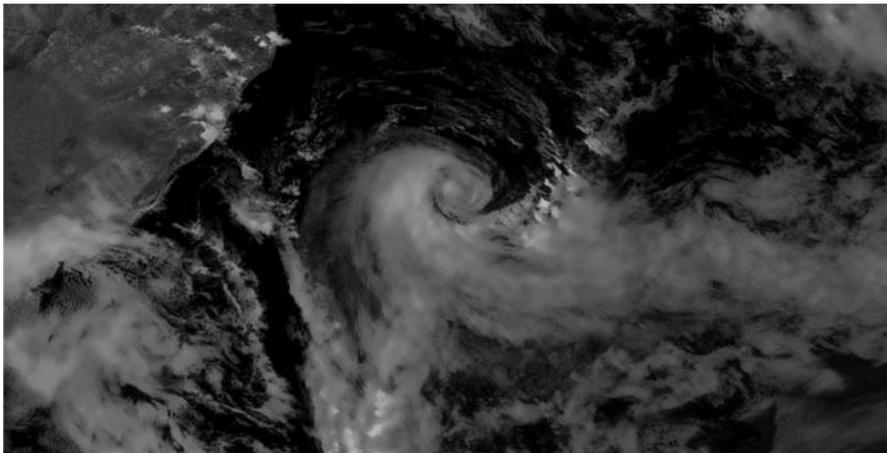
Parece ter sido o ciclone tropical observado mais ao sul no Oceano Atlântico. Chegou até a latitude de Chuí, enquanto que os anteriores, incluindo o furacão Catarina, não ultrapassaram o paralelo 30° S (Porto Alegre situa-se no paralelo 31°S).

Este ciclone teve características tropicais desde o final do dia 9/03/2010 até a manhã do dia 11. Na tarde deste dia o sistema situava-se

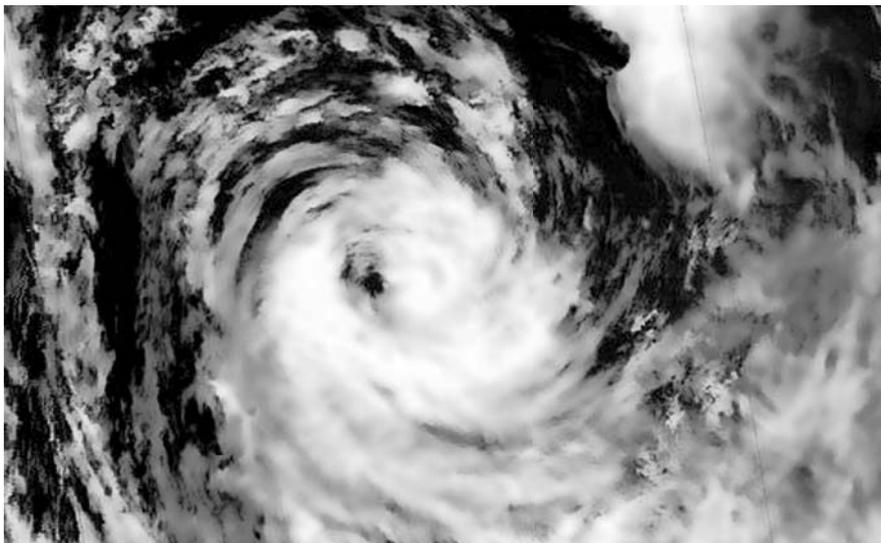
ainda mais ao Sul, a 32,9°S, já com características de ciclone extratropical. Esta transição de tropical para extratropical dá-se quando o centro de baixa pressão em sua estrutura vertical passa de quente a fria. Não diz nada quanto a intensidade do ciclone.



Uma bela fotografia do Anita, próximo à costa do Rio Grande do Sul.



Fotografia do Anita quando passava à condição de ciclone extratropical.



Fotografia do Anita no dia 14 de março, já como ciclone extratropical, com sua estrutura ainda bem definida.

## 6. Referências

BLESSMANN, J. *Obras seguras ... até quando?* IV Congresso Iberoamericano de Patologia das Construções. Outubro de 1997. Escola de Engenharia da UFRGS, Porto Alegre. Anais, v. 2, p. 269-276.

\_\_\_\_\_. *Furacões no Brasil?* Boletim Informativo Os Sinos de São José, n. 103, p. 2-3, maio de 1998.

\_\_\_\_\_. *Acidentes causados pelo vento*. 4. ed.. Editora da Universidade, UFRGS, Porto Alegre, 2001.

\_\_\_\_\_. *O Catarina foi um furacão?* Boletim Informativo os Sinos de São José, n. 170, maio 2004.

CIRAM-EPAGRI – Informações sobre o Catarina, 11/7/2005.

COMPANHIA DE RESSEGUROS DE MUNIQUE. *Windstorm. New loss dimensions of a natural hazard*. Munich Reinsurance Company, Munique, 1990.

NASA. Natural Hazards – *Rare South Atlantic Tropical Cyclone*. 25/09/2005.

ZERO HORA. *Cientista americano no rastro do Catarina*. 28/10/2004(a).

ZERO HORA. *Cúpula do clima discute o Catarina*. Zero Hora – Ambiente. 30/12/2004(b).

\_\_\_\_\_. *Especialistas discutem Catarina*. Porto Alegre, 30/06/2005 (a).

\_\_\_\_\_. *O Catarina é um marco mundial*. Porto Alegre, 30/09/2005 (b).



## Apêndice 2

# Lei Potencial ou logarítmica?

a) Esta é uma pergunta que levou a vários debates, por vezes acalorado, nas últimas décadas do século XX.

O perfil logarítmico de velocidades médias vem a ser a clássica lei de Prandtl (ou lei da parede). Excetuando-se uma região muito próxima à superfície terrestre (sem interesse prático) e para uma altura que, teoricamente, vai só até 15% da altura da camada limite, Prandtl admitiu que a tensão de deslizamento permanece constante e com o mesmo valor que possui junto à superfície,  $\tau_0$ . De acordo com diversos autores, a lei de Prandtl é acuradamente aplicável até cerca de 100 m de altura acima do terreno [Jensen e Franck, 1963; Davenport, 1965]. No caso de ventos fortes em estabilidade neutra a validade da lei de Prandtl até alturas de umas poucas centenas de metros tem sido confirmada por medições [Simiu e Scanlan, 1986].

Esta lei tem a seguinte expressão:

$$V(z) / u_o^* = k^{-1} \ln (z / z_o) \quad (1)$$

sendo:

- $V(z)$  – velocidade média do vento sobre 10 minutos ou mais;
- $u_o^*$  – velocidade de fricção junto à superfície [  $= (\tau_0 / \rho)^{1/2}$  ] ;
- $\rho$  – massa específica do ar;
- $k$  – constante de Kármán.

A (1) pode ser posta sob a forma

$$\ln z = \ln z_o + (k / u_o^*) V(z) \quad (2)$$

que é a equação de uma reta com parâmetro linear igual a  $\ln z_o$  e parâmetro angular igual a  $k / u_o^*$ .

b) Além da lei de Prandtl há diversas outras expressões teóricas para definir a lei de variação da velocidade média do vento com a altura acima do terreno. As teoricamente mais corretas baseiam-se, como a de Prandtl, nos efeitos do intercâmbio da quantidade de movimento em uma camada limite turbulenta, aplicando ao problema meteorológico estudos feitos na teoria de camadas limites. Essas soluções diferem entre si pelas hipóteses admitidas para o intercâmbio de quantidade de movimento.

Mas, como diz Davenport [1965, pag. 63]:

Apesar de sua maior sofisticação, todas essas expressões contêm quantidades que podem, presentemente, ser definidas apenas empiricamente. Sua confiabilidade global para fornecer previsões numéricas do perfil de velocidade do vento não parece ser maior que a simples lei potencial. Devido à sua simplicidade e à falta de uma expressão que forneça melhor exatidão, esta lei parece adequada para fins de cargas de vento.

Continua Davenport [1965, pag. 65-66]:

As principais objeções à lei potencial são seu empirismo e sua dependência dos parâmetros, não fundamentais,  $\mathbf{p}$  e  $\mathbf{z}_g$ , os quais têm uma realidade física um tanto nebulosa. As justificativas para adotar esta lei são, primeiro, sua simplicidade e, segundo, o fato de que ambos,  $\mathbf{p}$  e  $\mathbf{z}_g$ , ou funções destas quantidades podem, parece, ser sistematicamente relacionadas aos parâmetros fundamentais que definem a rugosidade de uma superfície ou, de outra maneira, seus efeitos, principalmente  $\mathbf{z}_o$  e  $\mathbf{u}^*$ .

c) Quanto à alegação de que a lei potencial não tem uma justificativa teórica, convém lembrar que ela representa, com aproximação mais do que suficiente para fins de engenharia, o que acontece em ventos fortes. O perfil potencial **não** é a realidade, mas a representa com aproximação adequada à sua aplicação. É um princípio básico da ciência que uma teoria não tem a pretensão de **ser** a realidade, mas apenas de **explicá-la**.

Por outro lado, a lei potencial aplica-se também a velocidades médias calculadas em intervalos de tempo pequenos, a partir de rajadas de apenas três segundos. O que não é o caso da lei logarítmica, que só funciona bem com intervalos de tempos de dez minutos ou mais. E, pelo que vimos, para as ações estáticas causadas pelo vento a engenharia está interessada em médias calculadas em períodos de tempo de um minuto para menos. O problema da meteorologia é outro, é outra sua finalidade.

Como disse Davenport, a lei potencial "representa, com aproximação suficiente o que acontece em ventos naturais fortes". E graças à sua simplicidade é possível deduzir expressões para cálculo das ações do vento igualmente simples, como já apresentamos em publicação que trata das forças causadas pelo vento em edificações esbeltas.

Não esqueçamos também que o comprimento de rugosidade  $z_0$  depende da forma, altura e distribuição dos elementos rugosos, sejam eles naturais ou artificiais. Um dos modos de calcular  $z_0$  é a partir da determinação, por pontos, do perfil de velocidades médias. A experiência nos tem mostrado que este parâmetro, mais matemático que físico, é muito sensível às medições dos valores da velocidade média. Sua "precisão" matemática deixa muito a desejar, quando se observa sua sensibilidade aos pequenos erros experimentais.

E como comparar e prever valores, tendo em vista a importante influência das características geométricas dos elementos rugosos, bem como a densidade e uniformidade ou não de sua distribuição em regiões da superfície terrestre?

Sobre este mesmo problema reproduzimos um trecho de ASCE, 1980, pag.162:

Embora o perfil logarítmico seja a mais rigorosamente fundamentada e geralmente aceita descrição do perfil de velocidades médias de camadas limites turbulentas em superfícies rugosas, falta-lhe a simplicidade da lei potencial, empírica, onde a informação essencial está contida no valor do expoente  $p$ . Deve ser indicado que um valor do comprimento de rugosidade,  $z_0$ , não define univocamente um perfil de velocidades médias em uma camada limite, na ausência de uma definição da geometria dos elementos de rugosidade (incluindo a densidade de sua distribuição).

d) Davenport [1971, p.166], comentando o trabalho de Helliwell, Wind over London, diz o seguinte:

A vantagem da lei potencial é sua simplicidade; é um método conveniente de sintetizar processos extremamente complexos, particularmente para fins de engenharia. A lei logarítmica é apropriada para descrever a variação da velocidade com a altura sobre uma camada "rasa" (em termos de engenharia) sobre terrenos uniformes ideais. O problema real muitas vezes afasta-se destas limitações, e nesses casos a lei potencial tem suas conveniências.

De fato, trata-se de uma extrapolação aplicar a lei logarítmica a superfícies muito rugosas, bem como a superfícies com rugosidade não uniforme, como é o caso comum na natureza.

Sadeh [1971, p.167], comentando o mesmo trabalho de Helliwell, apresenta o seguinte:

Qual a validade de usar a lei logarítmica e suas assim chamadas constantes (isto é, comprimento de rugosidade, velocidade de fricção e deslocamento do plano zero) para escoamentos sobre altas rugosidades, tais como complexos urbanos? O uso de tais leis logarítmicas é questionável, uma vez que estes parâmetros parecem variar com a altura. Portanto, presentemente parece que uma lei potencial é uma representação melhor para fins de engenharia.

e) Ainda Davenport, discutindo um trabalho de Simiu [1976], fez os seguintes comentários:

Dado um conjunto de hipóteses, que são muito razoáveis para a parte inferior da camada limite terrestre, em uma atmosfera neutra, sobre terreno uniforme, em nível, a lei logarítmica é uma solução matemática "exata". É precisamente a exatidão física desta lei que talvez cause alguma relutância em usá-la indiscriminadamente. A lei potencial é inquestionavelmente empírica, mas ao mesmo tempo simples e surpreendentemente versátil. Quando necessário, ela pode ser ajustada extremamente próxima à lei logarítmica, e grande quantidade de observações experimentais no âmbito de alturas de interesse para engenheiros estruturistas não convence forte ou sistematicamente em favor de uma ou de outra. Engenharia estrutural e outras aplicações comumente precisam de perfis envolventes das rajadas, para o que seria inteiramente inapropriado usar, ou distorcer, a lei logarítmica. Mesmo para ventos de milha mais rápida [isto é, o menor tempo em que uma milha é percorrida por uma dada partícula de ar] seu uso é questionável.

Para outras situações – terreno urbano com edifícios altos, bem como seu uso em alturas acima da região de tensão de deslizamento constante – o uso da lei logarítmica pode levar sua aplicação além do seu exato âmbito de aplicabilidade.

O ponto principal é que no contexto de engenharia há argumentos em favor de ambas as leis. Diferente do autor, este comentarista encontra dificuldade em ser categórico sobre elas e reconhece as virtudes de ambas.

f) Reproduzimos na Figura 1 o gráfico de um trabalho de Niemann [1976], no qual ele apresenta as curvas logarítmica e potencial, superpostas a valores medidos em Rugby Radio Station, em condições atmosféricas de estabilidade neutra, valores estes que aparecem em trabalho de Harris [1971]. As duas leis não diferem muito entre si, nem de medições feitas ao vento natural. E a curva potencial está mais próxima dos pontos medidos na natureza. Afinal, na natureza a distribuição vertical das velocidades (médias e rajadas) não se dá segundo as curvas ideais a que levam qualquer uma das duas leis: logarítmica ou potencial.

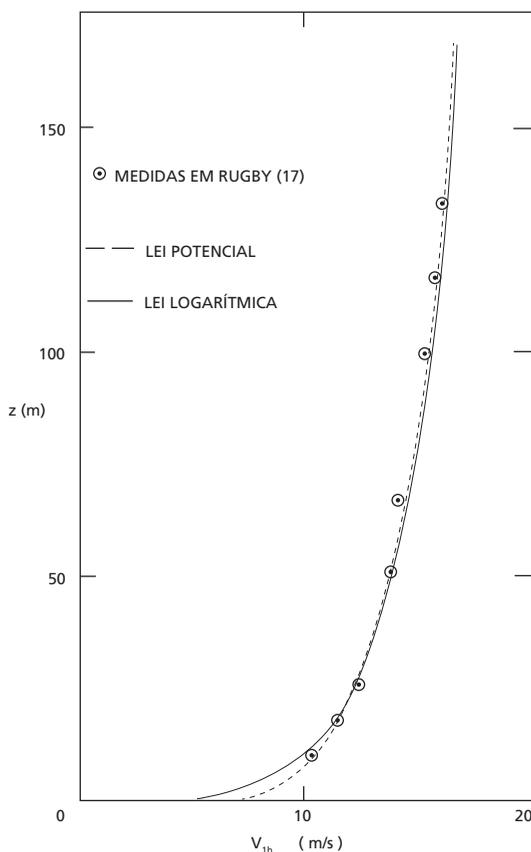


Figura 1 – Leis potencial e logarítmica e medidas ao vento natural.

g) Do exposto, parece-nos que, em parte a escolha entre as leis logarítmica e potencial é semelhante a opção entre automóveis de duas

marcas, ambos de boa qualidade, cada um apresentando características boas, não tão boas e algumas inconveniências. Pesando os prós e contras, cremos que para a engenharia estrutural é preferível a lei potencial, por:

- ser de fácil aplicação;
- conduzir a fórmulas simples para a determinação de forças e momentos devidos ao vento, usando não uma poligonal envolvente do perfil de velocidades, mas este próprio perfil;
- dar, dentro da variabilidade própria dos ventos naturais em estabilidade neutra, resultados compatíveis e que, em certos casos, pode representar melhor o fenômeno natural. Por exemplo: para velocidades médias do vento correspondentes a intervalos de tempo abaixo de dez minutos.

No que diz respeito aos pontos negativos da lei logarítmica (estamos justificando o emprego da lei potencial, lembre-se o leitor):

- ela é mais complexa, e leva a fórmulas complexas quando se pretende determinar forças e momentos partindo do próprio perfil de velocidades;
- a sua forte dependência de  $z_0$ , teoricamente é muito interessante. Entretanto, este parâmetro parece-nos mais matemático do que físico. Ele não é uma altura de rugosidade média mensurável, nem ao menos uma fração constante desta altura. Surge diretamente da expressão matemática da lei logarítmica;
- os valores calculados de  $z_0$  são muito sensíveis aos erros experimentais que aparecem na medida do perfil de velocidades;
- os valores indicados para  $z_0$  variam amplamente com o autor, para uma supostamente "mesma" rugosidade do terreno;
- não se aplica à parte superior da camada limite atmosférica;
- também não se aplica a rajadas e velocidades médias de até uns poucos minutos, que é o âmbito de maior interesse para a engenharia estrutural;
- não se aplica à determinação de uma curva envolvente das rajadas.

## Referências

ASCE – "Monograph on the Planning and Design of Tall Buildings". Volume CL: "Tall Building Criteria and Loading, Chapter CL-3, Wind Loading and Wind Effects". American Society of Civil Engineers (ASCE), 1980.

BLESSMANN, J. – "Forças devidas ao vento em edificações altas". Curso de Pós-Graduação em Engenharia Civil da UFRGS. Caderno de Engenharia CE-27, nov. 1988.

\_\_\_\_ "Ação do vento em edifícios". Editora da Universidade, UFRGS, Porto Alegre, 2ª ed., 1989.

\_\_\_\_ "Tópicos de normas de vento". Editora da Universidade, UFRGS, Porto Alegre, 2ª ed., 1990.

JENSEN, M. e FRANCK, N. – "Model-scale tests in turbulent wind. Part 1". The Danish Technical Press, Copenhagen, 1963.

DAVENPORT, A. G. – "The relationship of wind structure to wind loading". Proc. Symposium nº 16: Wind Effects on Buildings and Structures", National Physical Laboratory, Teddington, England, 1965, v. 1, paper 2, p. 53-102.

\_\_\_\_ Comentários ao trabalho de HELLIWELL, N.C. – Wind over London. IN: Third International Conference on Wind Effects on Buildings and Structures, Tokyo, 1971. Anais, p. 166.

HARRIS, R. I. – "The nature of the wind". IN: "The modern design of wind-sensitive structures". Construction Industry Research and Information Association (CIRIA), 1971, Paper 3, p. 29-55.

NIEMANN, H-J. – "Dynamische Windwirkung bei Naturzugkühltürmen auf der Grundlage eines statistischen Sicherheitbegriffs". Bochum, Alemanha, 1976.

SADEH, W. Z. – Comentários ao trabalho de HELLIWELL, N.C. -- Wind over London. IN: Third International Conference on Wind Effects on Buildings and Structures, Tokyo, 1971. Anais, p. 167.

SIMIU, E. – "Equivalent static wind loads for tall building design". ASCE, J. Struct. Div., April 1976, n. ST4, p.719-737.

SIMIU, E. e SCANLAN, R. H. – "Wind effects on structures: an introduction to wind engineering". 2nd ed. Wiley, New York, 1986.

Tipologia utilizada no texto: Charter BT, 11/14  
Papel: Off set 75g

---

Editora da UFRGS • Ramiro Barcelos, 2500 – Porto Alegre, RS – 90035-003 – Fone/fax (51) 3308-5645 – editora@ufrgs.br – www.editora.ufrgs.br • Direção: Sara Viola Rodrigues • Editoração: Luciane Delani (Coordenadora), Alice Hetzel, Carla M. Luzzatto, Cristiano Tarouco, Fernanda Kautzmann, Maria da Glória Almeida dos Santos e Rosângela de Mello; suporte editorial: Jaqueline Moura (bolsista) • Administração: Aline Vasconcelos da Silveira, Getúlio Ferreira de Almeida, Janer Bittencourt, Jaqueline Trombin, Laerte Balbinot Dias, Najára Machado e Valéria da Silva Gomes.



O VENTO NA ENGENHARIA ESTRUTURAL apresenta as características físicas do vento e os parâmetros de rugosidade que influem na definição do perfil vertical de velocidades médias.

Também é estudada a estrutura da turbulência de ventos de superfície: definições dos parâmetros estatísticos, valores medidos, expressões matemáticas, intensidade, funções e escalas.