

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
ESCOLA DE ENGENHARIA
DEPARTAMENTO DE ENGENHARIA CIVIL**

Bruno Rotunno Junges

**CARACTERÍSTICAS DE VENTOS EXTREMOS CAUSADOS
POR TORMENTAS TS E SUAS PARTICULARIDADES NOS
CARREGAMENTOS EM EDIFICAÇÕES**

Porto Alegre
julho 2017

BRUNO ROTUNNO JUNGES

**CARACTERÍSTICAS DE VENTOS EXTREMOS CAUSADOS
POR TORMENTAS TS E SUAS PARTICULARIDADES NOS
CARREGAMENTOS EM EDIFICAÇÕES**

Trabalho de Diplomação apresentado ao Departamento de
Engenharia Civil da Escola de Engenharia da Universidade Federal
do Rio Grande do Sul, como parte dos requisitos para obtenção do
título de Engenheiro Civil

Orientador: Acir Mércio Loredou-Souza

Porto Alegre
julho 2017

BRUNO ROTUNNO JUNGES

**CARACTERÍSTICAS DE VENTOS EXTREMOS CAUSADOS
POR TORMENTAS TS E SUAS PARTICULARIDADES NOS
CARREGAMENTOS EM EDIFICAÇÕES**

Este Trabalho de Diplomação foi julgado adequado como pré-requisito para a obtenção do título de ENGENHEIRO CIVIL e aprovado em sua forma final pelo Professor Orientador e pelo Setor de Apoio Acadêmico da Escola de Engenharia (SACAD/EE) na Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

Porto Alegre, julho de 2017

Prof. Acir Mércio Loredo-Souza
Ph.D. pela University of Western Ontario
Orientador

Prof. Gustavo Javier Zani Núñez
Dr. pela Universidade Federal do Rio Grande do Sul
Relator

BANCA EXAMINADORA

Prof. Acir Mércio Loredo-Souza (UFRGS)
Ph.D. pela University of Western Ontario

Prof. Gustavo Javier Zani Núñez (UFRGS)
Dr. pela Universidade Federal do Rio Grande do Sul

Eng. Mario Gustavo Klaus Oliveira
Dr. pela Universidade Federal do Rio Grande do Sul

Dedico este trabalho a Otto Corrêa Rotunno,
avô e amigo, que se questionou muitas vezes se
estaria vivo para ver minha formatura.

AGRADECIMENTOS

Agradeço à minha família, por todo amor e suporte.

Aos meus queridos amigos do Colégio Leonardo da Vinci e da Escola de Engenharia, que estiveram ao meu lado ao longo da vida.

Ao Prof. Acir Mércio Loredou-Souza, orientador deste trabalho, pela oportunidade de frequentar o Laboratório de Aerodinâmica das Construções da UFRGS e pela disposição em auxiliar no desenvolvimento deste trabalho.

Ao Prof. Gustavo Javier Zani Núñez, relator deste trabalho, pela atenção despendida na correção do mesmo. Ainda, por sua grande dedicação ao lecionar na UFRGS, sendo sempre cordial e solícito com seus alunos.

RESUMO

As tormentas TS são fenômenos meteorológicos que causam ventos com características diferentes dos ventos típicos da camada limite atmosférica. Estes são causados por tormentas EPS. Portanto, o presente trabalho tem o objetivo de reunir as características dos ventos extremos gerados por tormentas EPS (ciclones tropicais e extratropicais) e por tormentas TS (tornados e *downbursts*), para comparar suas consequências nas edificações, através dos perfis de velocidades. Atenção especial será dada aos *downbursts*, incluindo: suas classificações, seus carregamentos em edificações de diferentes alturas e a ocorrência na cidade de Porto Alegre em 2016.

Palavras-chave: tormentas TS, *downbursts*, *microbursts*, tornados.

ABSTRACT

Thunderstorms are meteorological phenomena that cause winds with different characteristics when compared with the typical winds of the atmospheric boundary layer. The later is caused by extended pressure systems. Therefore, the present work has the objective to gather the characteristics of the phenomena generated by extended pressure systems (tropical and extratropical cyclones) and thunderstorms (tornados and downbursts), to compare their loadings on buildings, through velocity profiles. Special attention will be given to downbursts, including: their classifications, their loadings on buildings of different heights and the occurrence in the city of Porto Alegre in 2016.

Keywords: thunderstorms, downbursts, microbursts, tornadoes.

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	11
2	DIRETRIZES DA PESQUISA.....	12
2.1	QUESTÕES DE PESQUISA.....	12
2.2	OBJETIVOS DE PESQUISA	12
2.2.1	<i>Objetivo principal.....</i>	<i>12</i>
2.2.2	<i>Objetivo secundário.....</i>	<i>12</i>
2.3	PRESSUPOSTO.....	13
2.4	LIMITAÇÕES	13
2.5	DELINEAMENTO	13
3	CONCEITOS BÁSICOS DA AERODINÂMICA	16
3.1	PROPRIEDADES DO ESCOAMENTO	16
3.1.1	<i>Turbulência.....</i>	<i>16</i>
3.1.2	<i>Camada limite atmosférica.....</i>	<i>16</i>
3.2	PERFIS DE VELOCIDADES MÉDIAS	17
3.2.1	<i>Lei potencial</i>	<i>18</i>
3.2.2	<i>Lei logarítmica</i>	<i>19</i>
3.2.3	<i>Vantagens de cada lei.....</i>	<i>20</i>
4	VENTOS EXTREMOS.....	22
4.1	CONSIDERAÇÕES GERAIS	22
4.2	VENTOS SINÓTICOS	22
4.2.1	<i>Ciclones extratropicais.....</i>	<i>22</i>
4.2.1.1	Local de surgimento	23
4.2.1.2	Dimensões	23
4.2.1.3	Velocidades	23
4.2.2	<i>Ciclones tropicais.....</i>	<i>24</i>
4.2.2.1	Nomenclatura.....	24
4.2.2.2	Local de surgimento	24
4.2.2.3	Origem.....	25
4.2.2.4	Condições necessárias para a formação.....	26
4.2.2.5	Estrutura	26
4.2.2.6	Estágios de formação.....	27
4.2.2.7	Dissipação de energia	28

4.2.2.8	Dimensões	28
4.2.2.9	Poder destrutivo	29
4.2.2.10	Velocidade	29
4.2.2.11	Escala Saffir-Simpson	29
4.3	VENTOS NÃO-SINÓTICOS	30
4.3.1	<i>Tormentas TS</i>	30
4.3.2	<i>Downbursts (explosões descendentes)</i>	32
4.3.2.1	Duração média dos <i>downbursts</i>	32
4.3.2.2	Classificação de <i>downbursts</i> quanto à extensão horizontal.....	33
4.3.2.3	Classificação de <i>microbursts</i> quanto à estacionariedade.....	34
4.3.2.4	Classificação de <i>microbursts</i> quanto à orientação das linhas de corrente.....	35
4.3.2.5	Classificação de <i>microbursts</i> quanto às condições de umidade do ambiente.....	36
4.3.2.6	Classificação de <i>microbursts</i> quanto ao contato superficial.....	37
4.3.2.7	Classificação de <i>microbursts</i> de superfície quanto à forma do vórtice	38
4.3.2.8	Classificação de <i>downbursts</i> quanto aos padrões de danos	39
4.3.3	<i>Tornados</i>	41
4.3.3.1	Diâmetro	41
4.3.3.2	Origem	41
4.3.3.3	Local de surgimento	42
4.3.3.4	Duração.....	42
4.3.3.5	Dissipação de energia	42
4.3.3.6	Tornados e as normas de vento.....	42
4.3.3.7	Tornados no Brasil	43
4.3.3.8	Poder destrutivo e classificação.....	43
4.3.3.9	Diferenças básicas entre <i>downbursts</i> e tornados	46
5	<i>DOWNBURST EM PORTO ALEGRE</i>	48
5.1	RECONHECIMENTO DO FENÔMENO E SEUS EFEITOS	48
5.1.1	<i>Análise das rajadas de vento</i>	49
5.1.2	<i>Observação dos danos</i>	49
5.1.3	<i>Características típicas de um downburst</i>	50
5.2	COMPARAÇÕES	52
5.2.1	<i>Desempenho em túnel de vento</i>	52
5.2.2	<i>Desempenho em escala real</i>	53
5.3	CONCLUSÕES ACERCA DA NBR 6123	55

6	PARTICULARIDADES DOS CARREGAMENTOS DE MICROBURSTS.....	57
6.1	EDIFICAÇÕES BAIXAS	58
6.1.1	<i>Especificações dos modelos</i>	<i>58</i>
6.1.2	<i>Comparação dos carregamentos em diferentes estruturas.....</i>	<i>59</i>
6.1.3	<i>Conclusões.....</i>	<i>62</i>
6.2	EDIFICAÇÕES ALTAS	63
6.2.1	<i>Especificações do modelo.....</i>	<i>63</i>
6.2.2	<i>Distribuição dos coeficientes de pressões médias.....</i>	<i>63</i>
6.2.3	<i>Efeitos da turbulência.....</i>	<i>66</i>
7	CONSIDERAÇÕES FINAIS.....	68
8	REFERÊNCIAS	69

1 INTRODUÇÃO

O estudo da aerodinâmica das construções é de grande importância quando se busca minimizar os danos humanos e materiais que possam ser causados às edificações em decorrência dos ventos. Atualmente, a grande maioria das normas de vento é baseada no perfil de velocidades tipicamente encontrado na camada limite atmosférica. Entretanto, em termos de variação vertical, o perfil de velocidades gerado por um *downburst* (explosão descendente) difere-se do perfil considerado nessas normas.

De acordo com Ponte e Riera (2010 apud LIMA, 2014), grande parte das normas técnicas que tratam dos efeitos do vento em edificações não fazem diferenciação entre ventos gerados por tormentas TS e os observados em sistemas de pressão amplamente desenvolvidos (*extended pressure systems* – EPS). Damasceno Neto (2012, p. 3) diz que “[...] em 2008, foram registradas recomendações específicas para estes ventos nas normas de países como Austrália, Estados Unidos, Argentina, África do Sul e Canadá”.

Sendo assim, modificações na norma brasileira poderão ser feitas futuramente, prevendo verificações específicas para segurança em relação aos *downbursts*. Para isso, estudos mais aprofundados de suas características são necessários.

2 DIRETRIZES DA PESQUISA

As diretrizes para o desenvolvimento do trabalho serão descritas nos próximos itens.

2.1 QUESTÕES DE PESQUISA

A questão de pesquisa do trabalho é: o que se sabe sobre as características dos ventos extremos causados por tormentas TS e como o carregamento devido a esse tipo de vento se difere daquele de ventos “bem-comportados”. Conhecidos assim no jargão profissional, podem ser chamados desse modo os ventos causados por ciclones extratropicais ou por ciclones tropicais em seu estágio maduro, como apontou Blessmann (2013, p. 24).

2.2 OBJETIVOS DE PESQUISA

O objetivo de pesquisa, descrito a seguir, será dividido em objetivo principal e secundário.

2.2.1 Objetivo principal

O carregamento gerado por *downbursts* em diferentes tipos de edificações ainda não é completamente compreendido. O objetivo principal do trabalho é listar as características dos ventos gerados por tormentas TS, com enfoque nos *downbursts*, e comparar os consequentes carregamentos gerados nas edificações por esse fenômeno com os efeitos produzidos pelos ventos já previstos na ABNT NBR 6123:1988 – Forças devidas ao vento em edificações.

2.2.2 Objetivo secundário

Os objetivos secundários do trabalho são:

- a) Compreender a origem e as características dos fenômenos meteorológicos já considerados pela norma brasileira.
- b) Estudar a origem dos ventos extremos causados por tormentas TS, com enfoque nos *downbursts*.
- c) Observar causas e efeitos do downburst de 29 de janeiro de 2016 de Porto Alegre.

2.3 PRESSUPOSTO

Este trabalho tem por pressuposto que o perfil de velocidades verticais gerado por *downbursts* é significativamente diferente daquele de tormentas EPS (ciclones extratropicais e tropicais, como será melhor definido no Capítulo 4).

2.4 LIMITAÇÕES

São limitações do trabalho:

- a) Os estudos sobre *downbursts* são relativamente recentes. Sendo assim, ainda existem poucos dados coletados sobre esse fenômeno, principalmente no Brasil.
- b) Poucos países adotam normas com critérios específicos para *downbursts*, o que reduz as possibilidades de comparações com normas estrangeiras.
- c) Grande parte do material científico produzido na área de engenharia de vento foi baseada em resultados obtidos em diferentes túneis de vento. Portanto, muitas pesquisas não têm as mesmas condições de ensaio.

2.5 DELINEAMENTO

O trabalho será realizado com base nas etapas a seguir, também descritas nos próximos parágrafos:

- a) Pesquisa bibliográfica;
- b) Definições de princípios básicos da aerodinâmica;
- c) Descrição de fenômenos meteorológicos que originam ventos extremos;
- d) Análise do *downburst* de 29 de janeiro de 2016 em Porto Alegre;
- e) Comparação entre carregamentos gerados por *downbursts* e ventos típicos da camada limite atmosférica.
- f) Análise dos resultados.

A **pesquisa bibliográfica** foi realizada de modo a se construir o entendimento do fenômeno natural das tormentas TS, suas características, ocorrências registradas no Brasil, seu comportamento e as diferenças dos ventos gerados por esse fenômeno em relação aos ventos causados por tormentas EPS. A pesquisa se estenderá até o fim do presente trabalho, com o objetivo de mantê-lo atualizado em relação ao material científico que venha a ser publicado e às novas ocorrências de ventos extremos no Brasil.

As **definições de princípios básicos da aerodinâmica** decorrerão da pesquisa bibliográfica, a fim de possibilitar o bom entendimento desses conceitos para os leitores que não estejam familiarizados com essa área do conhecimento.

A **descrição de fenômenos meteorológicos que originam ventos extremos** será feita a partir da pesquisa bibliográfica, com o objetivo de se ter melhor entendimento dos fenômenos antes de se analisar suas consequências na engenharia de vento.

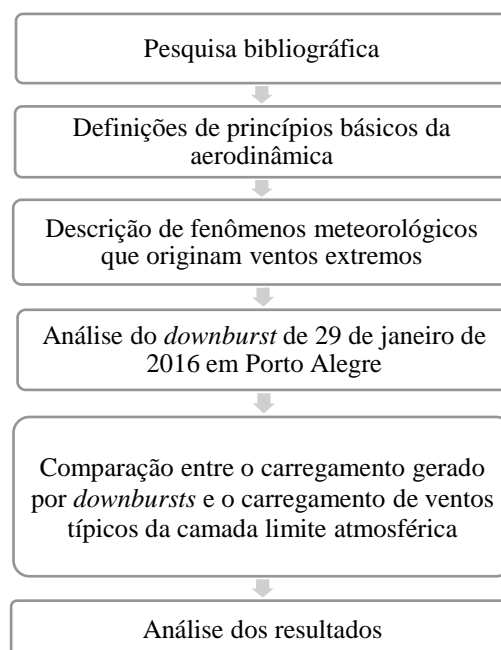
Uma **análise do *downburst* de 29 de janeiro de 2016 em Porto Alegre** com o intuito de estudar as causas e efeitos desse fenômeno ocorrido em território brasileiro.

Então, uma **comparação entre o carregamento gerado por *downbursts* e o carregamento de ventos típicos da camada limite atmosférica** será esboçada.

Finalmente, será feita uma **análise dos resultados** para verificar se as diferenças dos carregamentos nas edificações são relevantes. Se as diferenças forem consideráveis, isso será um indício importante de que a norma ABNT NBR 6123:1988 poderia ser revisada considerando-se esse quesito.

As etapas do trabalho são apresentadas na Figura 1:

Figura 1 – Etapas do trabalho



(fonte: elaborado pelo autor)

O Quadro 1 mostra o cronograma de atividades planejado para o desenvolvimento do trabalho ao longo de um ano.

Quadro 1 - Cronograma das atividades

Etapa	2016					2017			
	Ago	Set	Out	Nov	Dez	Mar	Abr	Mai	Jun
Pesquisa bibliográfica	X	X	X	X	X	X	X	X	
Definições de princípios básicos da aerodinâmica		X							
Descrição de fenômenos meteorológicos que causam ventos extremos			X	X					
Análise do <i>downburst</i> de 29 de janeiro de 2016 em Porto Alegre				X					
Comparação entre perfis de ventos						X	X	X	
Análise dos resultados								X	X

(fonte: elaborado pelo autor)

3 CONCEITOS BÁSICOS DA AERODINÂMICA

Para o bom entendimento do tema abordado, é necessária a compreensão de alguns conceitos básicos da aerodinâmica. Estes serão explanados antes do desenvolvimento do tema central. Serão abordados os conceitos: turbulência, camada limite atmosférica e perfil de velocidades médias do vento.

3.1 PROPRIEDADES DO ESCOAMENTO

Conforme Blessmann (2013, p. 11), “o movimento dos fluidos é geralmente referido como *escoamento*. 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”.

3.1.1 Turbulência

De acordo com Blessmann (2013, p. 127), “a turbulência é a agitação mecânica do escoamento médio causada pela rugosidade natural e artificial da superfície terrestre. Além disso, os turbilhões gerados dessa maneira vão desde a ordem de grandeza da altura da camada limite atmosférica até a ordem de grandeza do milímetro”.

3.1.2 Camada limite atmosférica

É a camada inferior da troposfera que está em contato com a superfície terrestre (AMERICAN METEOROLOGY SOCIETY, 2017, tradução nossa).

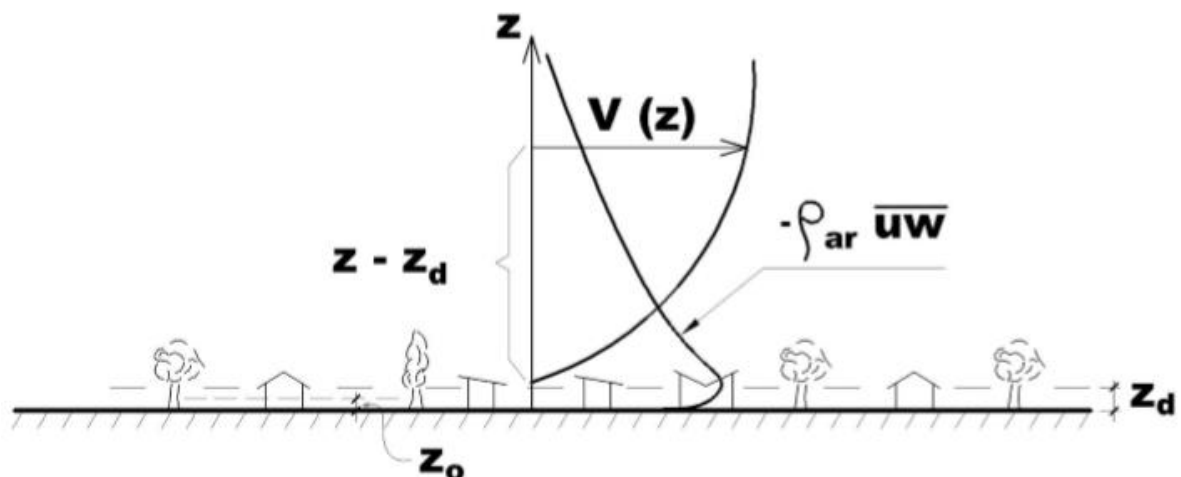
Conforme Blessmann (2013, p. 17), a camada limite atmosférica (CLA) é a região da troposfera onde a velocidade do vento é afetada por diversas causas. Dentre estas, as principais são: a topografia do terreno, a forma, as dimensões, a variação da temperatura na direção vertical e a rugosidade da superfície terrestre (ou seja, a distribuição dos obstáculos naturais ou artificiais pelo terreno).

Loredo-Souza et al. (2004, p. 1, grifos do autor) descrevem-na:

A camada limite atmosférica (CLA) é a região da troposfera diretamente afetada pela presença da superfície da Terra e responde a forçantes superficiais com escalas de tempo em torno de uma hora ou menos. Os forçantes incluem arrasto, evaporação e evapotranspiração, transferência de calor, emissão de poluentes e modificações do escoamento induzidas pela topografia. A espessura da CLA corresponde à chamada altura gradiente (z_g). Para ventos fortes, um valor típico de z_g é 2500 m, dependendo da rugosidade do terreno e do *fetch*, que é a distância a barlavento que o vento tem para “correr” sobre o terreno. Para qualquer velocidade do vento, o número de Reynolds associado com a CLA é tão grande, que se espera que o escoamento seja turbulento.

Segundo Loredo-Souza et al. (2004, p. 2), a transferência de quantidade de movimento na CLA é dada pelas tensões de Reynolds. A Figura 2 esquematiza os perfis de velocidades médias e tensões de Reynolds da camada limite atmosférica:

Figura 2 – Perfis de velocidades médias e tensões de Reynolds da CLA



(fonte: Loredo-Souza et al., 2004, p. 2)

3.2 PERFIS DE VELOCIDADES MÉDIAS

Segundo Loredo-Souza et al. (2004, p. 3), as duas formas de perfis de velocidades médias usadas mais comumente na área de engenharia de vento são: o perfil em lei potencial e o perfil logarítmico.

Blessmann (2013, p. 23, grifos do autor) aponta a importância da velocidade média:

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.

3.2.1 Lei potencial

O perfil em lei de potência tem a forma geral (LOREDO-SOUZA et al., 2004, p. 3):

$$\frac{\bar{V}(z)}{\bar{V}(z_{ref})} = \left(\frac{z - z_d}{z_{ref}} \right)^p \quad (\text{equação 1})$$

Onde:

$\bar{V}(z)$ = velocidade média do vento na altura de interesse [m/s];

$\bar{V}(z_{ref})$ = velocidade média do vento em uma altura de referência [m/s];

z = altura de interesse [m];

z_d = altura da subcamada sobre a superfície [m];

z_{ref} = altura de referência [m];

p = expoente que representa o tipo de terreno [adimensional].

Esta equação é explicada (LOREDO-SOUZA et al., 2004, p. 3):

Em escala log-log, [...] [a equação 1] representa uma reta de declividade p , que descreve bem a CLA com exceção da região muito próxima da superfície. Em termos práticos, corresponde aproximadamente a valores de $(z - z_d)$ de 10 m para campo aberto e 30 m para cidades, medidos desde o solo. O expoente p é caracterizado pelo tipo de terreno, variando de 0,11, para superfícies mais lisas como mar e lagos, a 0,34, para cidades com grande densidade de prédios altos. Esta lei, amplamente utilizada, apresenta alguns inconvenientes em sua aplicação. O primeiro é que, como a equação é válida para qualquer valor de $(z - z_d)$ positivo ou nulo, não reconhece o topo da CLA e a velocidade do vento aumenta indefinidamente.

3.2.2 Lei logarítmica

O perfil de velocidades média do vento representado por uma lei logarítmica é definido por (LOREDO-SOUZA et al., 2004, p. 3):

$$\frac{\bar{V}(z)}{u_*} = \frac{1}{\kappa} \ln \left(\frac{z - z_d}{z_o} \right) \quad (\text{equação 2})$$

Onde:

$\bar{V}(z)$ = velocidade média do vento na altura de interesse [m/s];

u_* = velocidade de corte [m/s];

κ = constante de Von Kármán, em geral, aproximadamente 0,4 [adimensional];

z = altura de interesse [m];

z_d = altura da subcamada sobre a superfície [m];

z_o = rugosidade do terreno ou rugosidade aerodinâmica [m].

Loredou- Souza et al (2004, p. 3) explicam: “Em escala semi-log, esta lei é representada por uma reta de declividade $1/\kappa$ ($= 2,5$), com ordenada à origem z_o (Fig. 2), função do tipo de terreno”.

Além disso (BLESSMANN, 2013, p. 61):

O parâmetro z_g , 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, por exemplo, indica, como uma aproximação grosseira, $z_o \approx 1/20$ 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. Portanto, em caso de dúvida é recomendável usar valores próximos aos limites inferiores, dentro da gama de variação dos valores obtidos para z_o .

3.2.3 Vantagens de cada lei

Esse tema foi alvo de diversos debates nas últimas décadas do século XX. Além da lei potencial e da lei logarítmica, existem diversas outras expressões teóricas para definir a lei de variação da velocidade média do vento com a altura acima do terreno (BLESSMANN, 2013, p. 228).

Davenport (1965, p. 63 apud BLESSMANN, 2013, p. 228) discorre sobre essas expressões teóricas alternativas:

Apesar de sua maior sofisticação, todas essas expressões contêm quantidades que podem, presentemente, ser definidas apenas empiricamente. Sua confiabilidade global para fornecer predições 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.

Davenport (1965, p. 65 apud BLESSMANN, 2013, p. 228) discorre sobre a lei potencial:

As principais objeções à lei potencial são seu empirismo e sua dependência dos parâmetros, não fundamentais, p e 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, p e 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 z_0 e u^* .

Davenport (1971, p. 166 apud BLESSMANN, 2013, p. 229), anos depois, comenta sobre as vantagens da lei potencial em relação à lei logarítmica:

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.

Loredo-Souza et al. (2004, p. 4) analisam as vantagens da lei logarítmica em relação à lei potencial:

A lei logarítmica apresenta três vantagens com relação à lei potencial. A primeira é que aparece nela um fator de escala, representado por z_0 . A segunda é que é uma lei derivada da teoria. E por último, provê um bom ajuste próximo à superfície. Porém, o problema da transição do perfil de velocidades entre duas rugosidades persiste, não podendo ser representado por esta lei. Por último, este perfil não ajusta bem na parte superior da CLA, o que não é um impedimento muito grande, se considera que as aplicações de interesse ocorrem, normalmente, próximas da superfície.

Conforme Blessmann (2013, p. 231), “as duas leis não diferem muito entre si, nem de medições feitas ao natural”. Porém, segundo o autor, a curva potencial está mais próxima dos pontos medidos na natureza.

Dado que a norma ABNT NBR 6123:1988 usa a lei potencial para considerar o carregamento nas edificações, é importante que esse conceito seja lembrado, para a posterior comparação entre perfis de velocidades médias do vento.

4 VENTOS EXTREMOS

Os ventos extremos são originados por diferentes fenômenos meteorológicos. Para fazer a comparação dos perfis previstos em norma com os gerados por tormentas TS, primeiramente será apresentado um estudo dos fenômenos naturais que os originam.

4.1 CONSIDERAÇÕES GERAIS

Serão referidos como tormentas (*storms*) os sistemas meteorológicos que originam ventos de alta velocidade (ventos extremos), independentemente de seu mecanismo de formação, conforme a nomenclatura usada por Blessmann (2013).

Não serão tratados os ventos oriundos da circulação geral da atmosfera (alísios, monções, etc). Apenas serão estudadas as características dos ventos de superfície mais localizados e de altas velocidades, ou seja, os que interessam à engenharia civil.

Para este trabalho, é importante se fazer a diferenciação entre ventos sinóticos e não-sinóticos. A American Meteorological Society (2017, tradução nossa) define a escala sinótica como movimentos atmosféricos dos sistemas de baixa e alta pressão (ciclones) na parte mais baixa da troposfera. Os comprimentos das ondas ciclônicas variam de 1000 km até 4000 km (AMERICAN METEOROLOGICAL SOCIETY, 2017, tradução nossa). Desse modo, ciclones extratropicais e tropicais serão tratados como ventos sinóticos, enquanto tornados, tormentas TS e *downbursts* como ventos não-sinóticos.

4.2 VENTOS SINÓTICOS

Ciclones extratropicais e ciclones tropicais serão os ventos sinóticos tratados neste trabalho de conclusão.

4.2.1 Ciclones extratropicais

São ciclones, de qualquer intensidade, cuja fonte primária de energia é baroclínica (isto é, resulta do contraste entre massas de ar frio com massas de ar quente (NATIONAL HURRICANE CENTER, 2017, tradução nossa).

De acordo com Blessmann (2013, p. 26, grifos do autor):

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*).

4.2.1.1 Local de surgimento

Segundo Beohar (2011, p. 332, tradução nossa), são formados em regiões entre 35° e 65° de latitude nos dois hemisférios.

4.2.1.2 Dimensões

Beohar (2011, p. 332, tradução nossa) afirma que ciclones extratropicais têm dimensões que variam de 150 km até mais de 3000 km. Os ciclones extratropicais de maiores dimensões, formados pela transferência de calor do equador para os polos, são os mais comuns dentre os ventos fortes em latitudes temperadas (BLESSMANN, 2013, p. 27).

Blessmann (2013, p. 27) acrescenta que “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 de grandes dimensões”.

4.2.1.3 Velocidades

Como velocidades de referência, Beohar (2011, p. 332, tradução nossa) menciona médias de 32 km/h no verão e 48 km/h no inverno. Blessmann (2013, p. 26) assera que a velocidade desses ciclones raramente pode ultrapassar 200 km/h.

Blessmann (2013, p. 26) chama atenção para o fato de que, normalmente, uma frente quente move-se lentamente e não causa condições violentas. Porém, conforme o autor, as frentes frias podem mover-se mais rapidamente e, em consequência disso, causarem trovoadas e tornados. Blessmann (2013, p. 26) ainda adiciona que “esses ciclones são caracterizados por uma atmosfera verticalmente estável e podem soprar mantendo uma velocidade média razoavelmente constante por até algumas dezenas de horas”.

4.2.2 Ciclones tropicais

Segundo Varejão-Silva (2006, p. 384), são vórtices ciclônicos profundos que se desenvolvem na região tropical. Os ciclones tropicais têm uma forma semelhante aos ciclones extratropicais, porém podem chegar a ter maiores dimensões (BLESSMANN, 2013, p. 27).

4.2.2.1 Nomenclatura

O nome de um ciclone tropical plenamente desenvolvido varia conforme a região (BLESSMANN, 2013, p.31, grifos do autor):

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

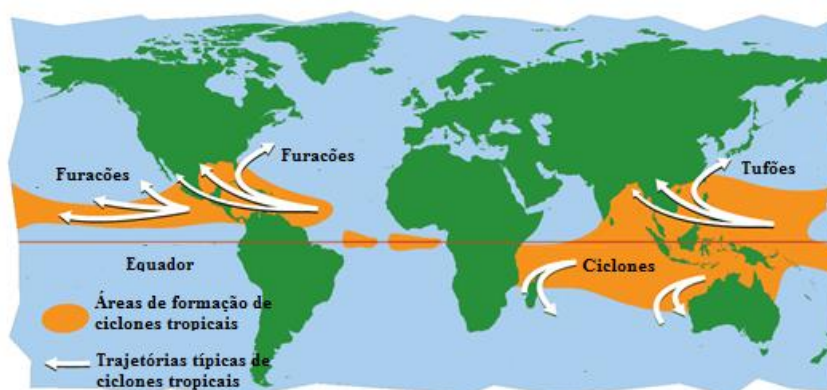
4.2.2.2 Local de surgimento

Blessmann (2013, p. 27) afirma que ciclones tropicais “geralmente originam-se em latitudes que vão de 8° a 20°, em ambos os hemisférios. Excepcionalmente podem aparecer em outras latitudes, que vão desde 5° até 40°”. Por outro lado, Dvorak (1975, p. 424, tradução nossa) menciona que os ciclones tropicais surgem, normalmente, em latitudes entre 4° e 21°. Já Varejão-Silva (2006, p. 384) alega que, em geral, o local de surgimento situa-se entre 10° e 20° de latitude.

Apesar das pequenas variações entre as latitudes apontadas pelos autores, sabe-se que ciclones tropicais não se formam perto do Equador. Isso acontece em consequência da força de Coriolis ser pequena nessa região (nula sobre o Equador) e não ter a capacidade de manter o movimento circulatório de grandes massas de ar (BLESSMANN, 2013, p. 27).

A Figura 3 mostra as regiões típicas de formação de ciclones tropicais:

Figura 3 – Regiões de formação de ciclones tropicais



(fonte: adaptado de NASA SPACE PLACE, 2016)

4.2.2.3 Origem

Montgomery e Farrell (1992, p. 285, tradução nossa) afirmam que é amplamente aceito que ciclones tropicais se formam em ambientes úmidos instáveis em associação com superfícies oceânicas quentes com baixos níveis de perturbações tropicais. Entretanto, os autores ressaltam que somente uma pequena porcentagem de perturbações tropicais desenvolver-se-ão em um ciclone tropical.

Um ciclone tropical começa com um grupo de tormentas elétricas situadas em água quente que convergem de tal modo que geram um movimento circulatório (BLESSMANN, 2013, p. 27). Como Blessmann (2013, p. 27, grifos do autor) informa, “esse estágio inicial do movimento ciclônico é chamado de *perturbação tropical (tropical disturbance)*. Nessa etapa, as velocidades horizontais ainda estão abaixo de 40 km/h (11 m/s) ”.

Ainda de acordo com Blessmann (2013, p. 27), havendo condições favoráveis, a perturbação tropical pode ficar melhor organizada, causando uma queda da pressão atmosférica em torno de si. O sentido do giro dessa circulação depende do hemisfério em que está sendo gerada a perturbação. No hemisfério sul, o giro é o horário. Já no hemisfério norte, o giro é anti-horário. Essa diferença acontece em virtude do efeito Coriolis.

Segundo Blessmann (2013, p. 27), no interior dessa massa de ar, as pressões caem com a crescente condensação do vapor d’água proveniente do mar quente. Sendo assim, com essa condensação, há uma liberação do calor latente. Conseqüentemente, ocorre uma redução da pressão atmosférica e aumento da temperatura. Desse modo, o ar aquecido ascende, expande-

se e é resfriado. Assim, mais condensação é gerada e mais calor latente é liberado (BLESSMANN, 2013, p. 27). Em decorrência disso, a força ascensional desse sistema aumenta com o tempo. Com esse fenômeno de realimentação, há um progressivo aumento de temperatura na região central e uma crescente diminuição das pressões (BLESSMANN, 2013, p. 28).

4.2.2.4 Condições necessárias para a formação

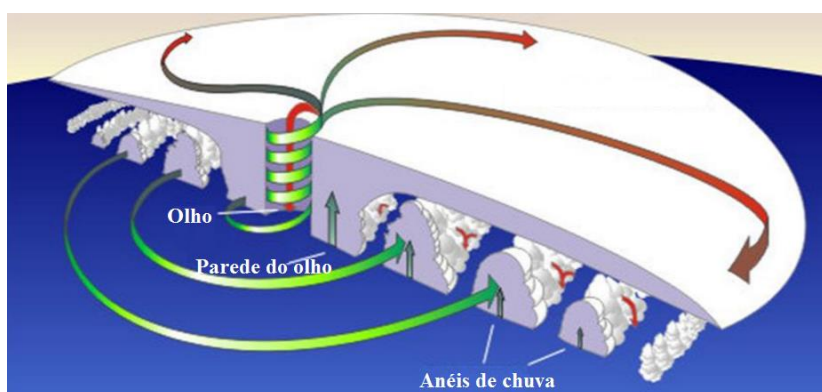
Blessmann (2013, p. 28) cita as condições necessárias para a evolução de uma perturbação tropical em um furacão:

- a) A perturbação tropical deve permanecer por, no mínimo, 24 horas sobre a superfície do oceano com temperaturas acima de 26,8 °C;
- b) Umidade suficiente na parte mais baixa da troposfera;
- c) Ausência de ventos velozes na parte mais alta da troposfera. A variação do perfil de velocidades deve ser suave. Também não devem haver grandes variações na direção em que o vento sopra.
- d) Ausência de ventos fortes a partir de 5 km de altitude, pois estes tendem a interromper a formação de tormentas TS, ao dispersarem o calor latente.

4.2.2.5 Estrutura

O esquema simplificado de um ciclone tropical típico em corte vertical, ilustrado na Figura 4, permite que sejam analisadas as seguintes regiões (BLESSMANN, 2013, p. 28, grifos do autor):

Figura 4 – Esquema simplificado de um ciclone tropical



(fonte: adaptado de STATE CLIMATE OF NORTH CAROLINA – *Hurricane Structure*, 2017)

a) 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.

b) 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 tangenciais do movimento ciclônico somam-se com a velocidade de deslocamento do ciclone.

c) 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*).

4.2.2.6 Estágios de formação

Os termos usados para descrever os estágios de progressão de um ciclone tropical são (NATIONAL OCEANIC & ATMOSPHERIC ADMINISTRATION, 2017, tradução nossa):

a) **Perturbação tropical** (*tropical disturbances*): é um sistema organizado a partir da convergência de diversas tormentas elétricas. Geralmente, apresenta diâmetros entre 200 e 600 km, mantendo suas características por 24 horas ou mais.

b) **Depressão tropical** (*tropical depression*): um ciclone tropical em que as velocidades máximas (usando a média de 1 minuto) são de 17 m/s.

c) **Tormenta tropical** (*tropical storm*): um ciclone tropical em que as velocidades máximas (usando a média de 1 minuto) variam de 17,5 m/s até 32,5 m/s. A convecção em tormentas tropicais se concentram próximas de seu centro.

d) **Furacão** (*hurricane*): quando os ventos de um ciclone tropical atingem 33 m/s, já são classificados como furacões e podem ser classificados de acordo com a Escala Saffir-Simpson (que será apresentada no decorrer do capítulo).

4.2.2.7 Dissipação de energia

Como afirma Blessmann (2013, p. 32), “ao adentrarem os 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 desfaçam em poucos dias depois de alcançarem a costa”.

Nos primeiros 150 km sobre terra firme a velocidade do vento diminui, normalmente, entre 30 e 40% (BLESSMANN, 2013, p. 32). Essa redução de velocidade depende da rugosidade do terreno. Portanto, conforme Blessmann (2013, p. 32), “quanto maior for a rugosidade superficial, maior a queda da violência do furacão”. Alternativamente, os furacões também podem se desfazer antes de adentrarem os continentes ao entrarem em zonas mais frias dos oceanos (BLESSMANN, 2013, p. 32).

Ao enfraquecer, um furacão passa, sucessivamente, pelos estágios de tormenta tropical, depressão tropical e perturbação tropical (BLESSMANN, 2013, p. 32). Assim, o furacão pode desaparecer por completo ou até mesmo se tornar um ciclone extratropical. Esta situação acontece quando o ciclone perde suas características tropicais e passa para uma latitude maior. Ainda, um furacão pode ser desfeito quando entra em regiões nas quais as condições da alta atmosfera são adversas (BLESSMANN, 2013, p. 32). Um exemplo possível seria “ventos velozes que dispersam o calor latente, reduzindo as temperaturas acima do ciclone e aumentando a pressão atmosférica” (BLESSMANN, 2013, p. 32).

4.2.2.8 Dimensões

Conforme Montgomery e Farrell (1992, p. 285, tradução nossa), os ventos dos ciclones tropicais podem estender-se por mais de 1000 km a partir do centro. Blessmann (2013, p. 32) também indica 1000 km como uma dimensão típica de um furacão. Enquanto isso, Beohar (2011, p. 332, tradução nossa) menciona diâmetros médias de 50 km a 300 km.

Para elucidar a diversidade das dimensões dos ciclones tropicais, Merrill (1983, p. 1408, tradução nossa) apresenta dois exemplos: Tracy, que atingiu a cidade de Darwin na Austrália em 1974, e Tip, que ocorreu no Oceano Pacífico Norte em 1979. O primeiro tinha velocidades de até 65 m/s e diâmetro de 100 km. Já o segundo, o ciclone tropical mais intenso já registrado, atingiu uma área, centenas de vezes maior que Tracy, de 2200 km de diâmetro.

4.2.2.9 Poder destrutivo

Apesar das grandes variações nos diâmetros dos ciclones tropicais, ventos de velocidades destrutivas raramente atingem distâncias maiores que 100 km, a partir de seu centro (BLESSMANN, 2013, p. 32). Adicionalmente, segundo Dvorak (1984, p. 2, tradução nossa), não é a quantidade de nuvens que determina a intensidade de um ciclone tropical, mas a organização delas.

Os danos de um furacão têm diversas causas: a velocidade dos ventos, inundações causadas pelas chuvas torrenciais e as ondas de tormenta (*storm surge*). Estas podem, excepcionalmente, chegar a 10 m de altura e se estenderem por 80 km a 160 km ao longo da costa (BLESSMANN, 2013, p. 32). Blessmann (2013, p. 33) assegura que “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”.

4.2.2.10 Velocidade

De acordo com Beohar (2011, p. 332, tradução nossa), as velocidades dos ventos de ciclones tropicais variam de 180 km/h a 400 km/h. Entretanto, na Escala Beaufort, criada por Francis Beaufort no início do século XIX, velocidades mínimas de 119 km/h são indicadas para a classificação de furacão. Também, a escala Saffir-Simpson, apresentada a seguir, considera que 119 km/h é a velocidade mínima de um furacão.

4.2.2.11 Escala Saffir-Simpson

Na década de 1970, Herbert Saffir e Robert Simpson estabeleceram uma classificação para os furacões baseada em seus danos. A Escala Saffir-Simpson é composta por cinco categorias (NATIONAL HURRICANE CENTER, 2017, tradução nossa):

- a) **Categoria 1:** velocidades de 119 a 153 km/h. Ventos muito perigosos causarão alguns danos. Casas bem construídas podem sofrer danos nas coberturas. Árvores com raízes curtas, postes e galhos podem ser arrancados. Possível falta de energia em decorrência da danificação nas linhas elétricas.
- b) **Categoria 2:** velocidades de 154 a 177 km/h. Ventos extremamente perigosos causarão danos vastos. Casas bem construídas podem apresentar danos nas coberturas e nas esquadrias. Muitas árvores de raízes curtas serão arrancadas. Falta de energia quase total é esperada.
- c) **Categoria 3:** velocidades de 178 a 208 km/h. Danos devastadores ocorrerão. Casas bem construídas sofrerão danos intensos nas coberturas. Muitas árvores serão arrancadas. Eletricidade e água ficarão indisponíveis por muitos dias ou até semanas.
- d) **Categoria 4:** velocidades de 209 a 251 km/h. Danos catastróficos ocorrerão. Casas bem construídas apresentarão danos severos, com perda da maior parte da estrutura da cobertura e/ou paredes exteriores. A maioria das árvores serão arrancadas e postes tombados. Eletricidade e água ficarão indisponíveis por semanas ou meses. A maior parte da área ficará inabitável por semanas ou meses.
- e) **Categoria 5:** velocidades de 252 km/h ou superiores. Danos catastróficos ocorrerão. Grande porcentagem das casas serão completamente destruídas. Árvores serão arrancadas e postes tombados. Eletricidade e água ficarão indisponíveis por semanas ou meses. A maior parte da área ficará inabitável por semanas ou meses.

4.3 VENTOS NÃO-SINÓTICOS

Os ventos não-sinóticos tratados neste trabalho serão: tormentas TS, *downbursts* e tornados.

4.3.1 Tormentas TS

Também são conhecidas por trovoadas ou tormentas elétricas. Elas são responsáveis por, aproximadamente, um terço dos ventos extremos nos Estados Unidos (THOM, 1969 apud ZHANG, 2013, p. 3, tradução nossa).

As tormentas elétricas são caracterizadas por (BLESSMANN, 2013, p. 34, grifos do autor):

[...] 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.

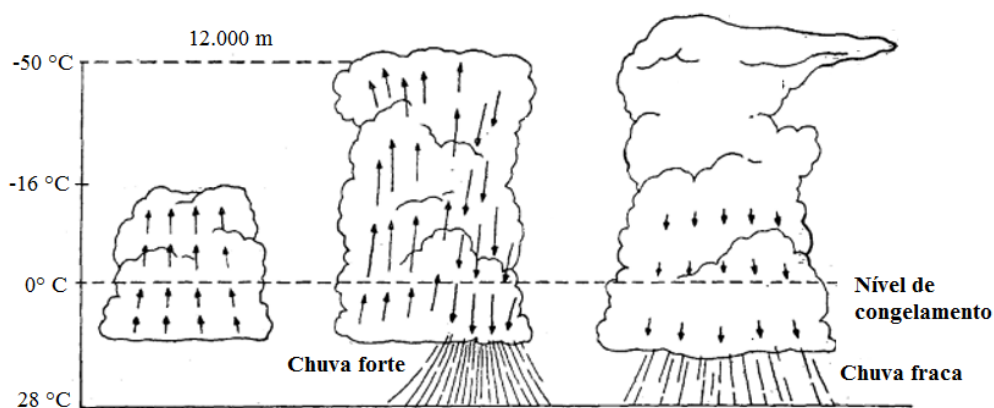
Como Blessmann (2013, p. 34) informa, “a força ascensional que movimenta verticalmente o ar pode ter sua origem no aquecimento de parte da superfície terrestre, em uma frente fria, na diferença de temperatura entre terra e mar ou no movimento do ar subindo a encosta de montanhas”.

O ciclo de vida de uma tempestade elétrica tem três estágios (MAGONO, 1980 apud CHAY, 2001, p. 5, tradução nossa):

- a) **Estágio *cumulus***: diversas nuvens *cumuli* combinam-se para formar uma célula única, pela elevação de ar quente e úmido, através de correntes ascendentes de ar. Nesse estágio, a temperatura da célula é maior que a do ambiente.
- b) **Estágio maduro**: o início da precipitação marca essa fase. A presença da chuva indica que as partículas de precipitação já não conseguem se manter suspensas em equilíbrio pela corrente ascendente de ar. Surgem, assim, correntes descendentes de ar.
- c) **Estágio de dissipação**: é o fim do ciclo de vida de uma tempestade elétrica. Nesse estágio, as correntes ascendentes de ar param por completo, enquanto as correntes descendentes expandem-se.

Os estágios de desenvolvimento de uma tempestade elétrica podem ser observados na Figura 5:

Figura 5 – Estágios de desenvolvimento de uma tempestade elétrica



(fonte: adaptado de BATTAN et al. 1961 apud CHAY, 2001)

A fricção causada pela chuva e pelo gelo origina cargas elétricas positivas e negativas em diversas partes da nuvem (BLESSMANN, 2013, p. 35). 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 (BLESSMANN, 2013, p. 35).

4.3.2 *Downbursts* (explosões descendentes)

Em 1974, Tetsuya Theodore Fujita, um cientista já então famoso pelos seus estudos sobre tornados, ao sobrevoar uma zona com vegetação destruída por um suposto tornado, observou que o tombamento conjunto das árvores lembrava o aro de uma bicicleta. Então, ele percebeu que esse padrão de destruição era diferente daquele causado por um tornado.

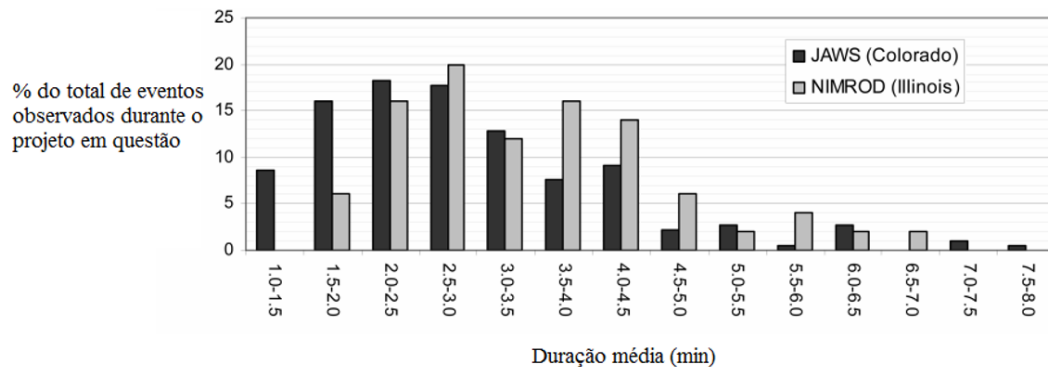
Ao estudar um acidente ocorrido com o avião do voo 66 da *Eastern Airlines*, Fujita (1976) usou pela primeira vez a palavra *downburst* (explosão descendente). Posteriormente, esse termo passou a ser usado para denominar o fenômeno.

Estudos posteriores, com auxílio de fotografias e vídeos, mostraram a existência de um vórtice horizontal, enquanto os tornados têm vórtice vertical (BLESSMANN, 2013, p. 36). A diferença do padrão de destruição de um *downburst* em relação ao de um tornado é devida a esse vórtice.

4.3.2.1 Duração média dos *downbursts*

Fujita (1985) apresenta a duração dos *downbursts* observados ao longo dos projetos JAWS e NIMROD (projetos com o objetivo de coletar dados acerca de *downbursts*). A Figura 6 apresenta os dados das durações dos *downbursts* observados nos projetos JAWS e NIMROD:

Figura 6 – Duração média dos *downbursts* de JAWS e NIMROD



(fonte: adaptado de WAKIMOTO, 2001)

4.3.2.2 Classificação de *downbursts* quanto à extensão horizontal

Fujita (1981) propõe uma escala para classificação de movimentos atmosféricos. Nela, o autor enquadrando *microbursts* e *macrobursts*. Esse enquadramento dos ciclones e *downbursts*, na escala planetária de Fujita (1981), encontra-se no Quadro 3:

Quadro 3 – Enquadramento dos *downbursts* na escala planetária de Fujita (1981)

Dimensão	40.000 km - 400 km	400 km - 4 km	4 km - 40 m
Escala	Masoescala	Mesoescala	Misoescala
Downburst	-	Macroburst	Microburst
Ciclone	Furacão	Mesociclone	Tornado

(fonte: adaptado de FUJITA, 1985)

Posteriormente, Fujita (1985) classificou os *downbursts* em duas categorias com o critério de escala espacial:

a) *Microbursts*

De acordo com Fujita (1985, p. 8, tradução nossa), *microbursts* têm diâmetro menor que 4 km e velocidades de até 75 m/s. Conforme Fujita (1985, tradução nossa), este fenômeno foi responsável por muitos acidentes com aviões, na aterrissagem ou decolagem. Anteriormente, esses acidentes eram atribuídos, erroneamente, a tornados.

Blessmann (2013, p. 36) aponta que raramente os *microbursts* têm diâmetro maior que 1,5 km e que o fenômeno ocorre em poucos *cumulonimbus* (entre 5 a 10% delas). Zhang (2013, p. 3, tradução nossa) diz que observações sugerem que *microbursts* ocorrem em, aproximadamente, 5% das tormentas elétricas.

Segundo Chay (2001, p. 3, tradução nossa), a comunidade científica devotou mais tempo de pesquisa para o estudo desse fenômeno, pois, tipicamente, é mais intenso que um *macroburst*. Além disso, os *microbursts* “podem ativar um incipiente incêndio florestal, expandindo-o rápida e intensamente” (BLESSMANN, 2013, p. 37).

b) *Macrobursts*

De acordo com Fujita (1985, p. 8, tradução nossa), um *macroburst* é um *downburst* com diâmetro maior que 4 km que dura entre 5 e 30 minutos e com velocidades de até 60 m/s.

Blessmann (2013, p. 37) complementa a informação, definindo que os danos podem chegar a 10 km de distância do centro do *macroburst*. Contudo, seus ventos máximos são menos violentos em comparação aos *microbursts* (até cerca de 55 m/s) (BLESSMANN, 2013, p, 37).

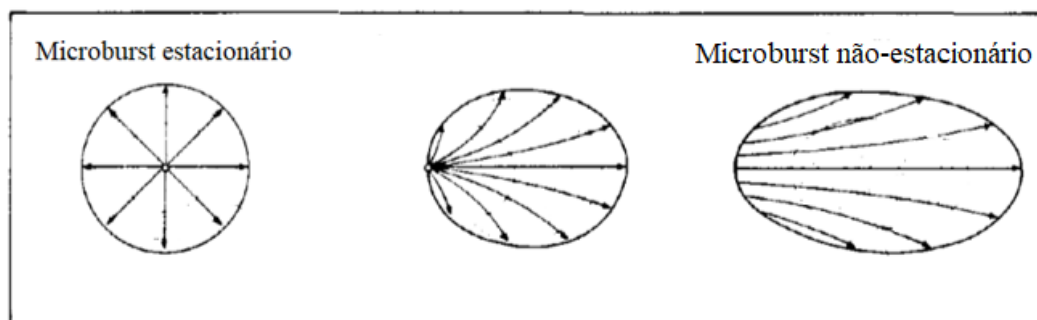
4.3.2.3 Classificação de *microbursts* quanto à estacionariedade

Fujita (1985, p. 71) classifica *microbursts* quanto à estacionariedade:

- a) *Microbursts* estacionários (*stationary microbursts*): quando um *microburst* ocorre em um ambiente sem perturbações no ar, um anel circular de fortes ventos é observado.
- b) *Microbursts* não-estacionários (*traveling microbursts*): o deslocamento do *microburst* distorce o anel, transformando-o em uma elipse.

Os efeitos da estacionariedade ou da movimentação dos *microbursts* podem ser vistos na Figura 7:

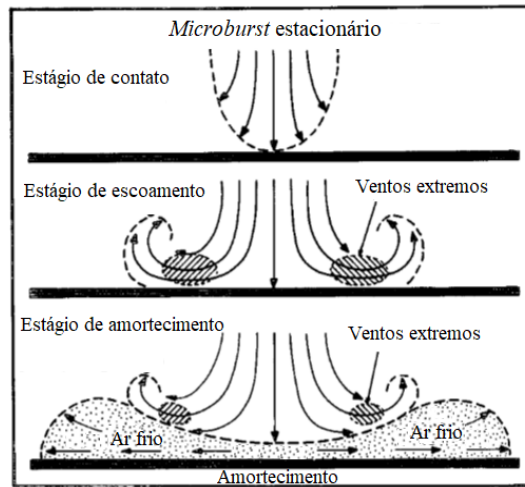
Figura 7 – Anéis de ventos fortes de *microbursts* estacionários e *microbursts* não-estacionários



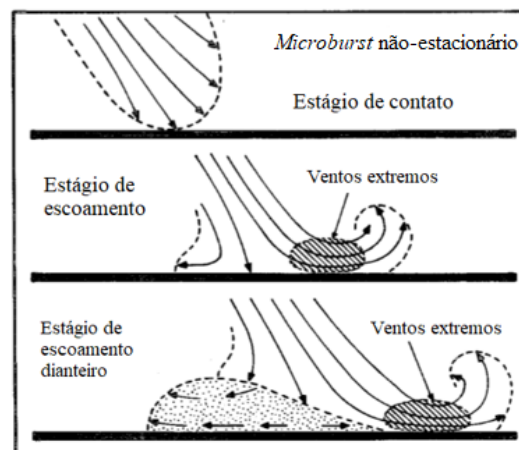
(fonte: adaptado de FUJITA, 1985)

Nos *microbursts* estacionários, a corrente descendente recai sobre um amortecedor (*cushion*) de ar frio (FUJITA, 1981, p. 1529, tradução nossa). Conforme informa Fujita (1981, p. 1529, tradução nossa), isso enfraquece os ventos explosivos (*outbursts*) próximos do solo.

Esses dois tipos de *microbursts* são apresentados nas Figuras 8 e 9:

Figura 8 – *Microburst* estacionário

(fonte: adaptado de FUJITA, 1981)

Figura 9 – *Microburst* não-estacionário

(fonte: adaptado de FUJITA, 1981)

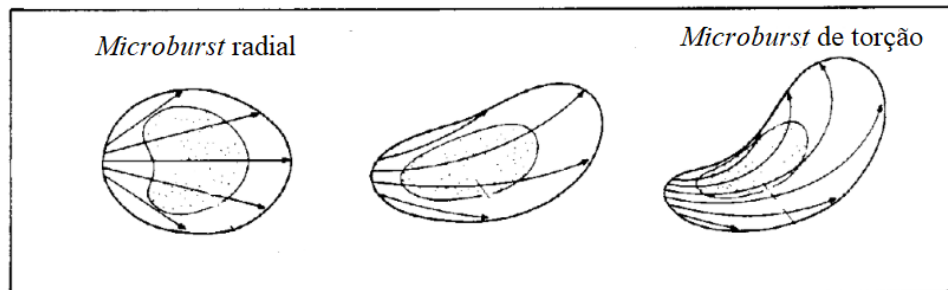
4.3.2.4 Classificação de *microbursts* quanto à orientação das linhas de corrente

Fujita (1985, p. 72, tradução nossa) classifica os *microbursts* quanto à orientação das linhas de corrente:

- Microbursts* radiais: *microbursts* irrotacionais.
- Microbursts* de torção (*twisting microbursts*): *microbursts* com linhas de corrente curvas que descendem dentro de um forte mesociclone.

A Figura 10 apresenta a caracterização das linhas de corrente desses dois tipos de *microbursts*:

Figura 10 – Linhas de corrente de *microbursts* de torção e *microbursts* radiais



(fonte: adaptado de FUJITA, 1985)

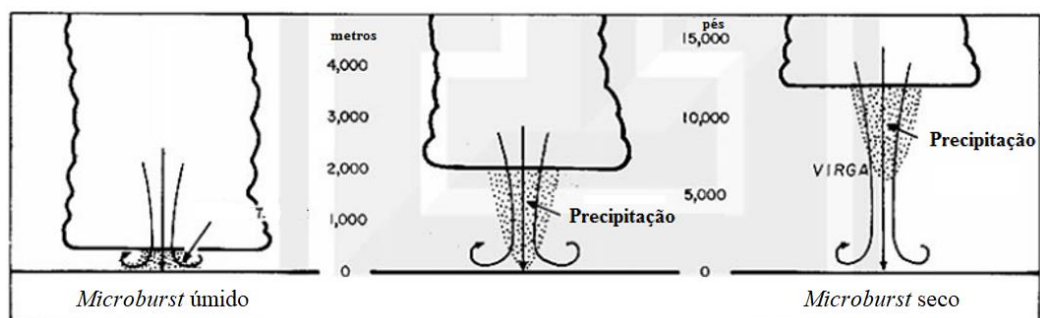
4.3.2.5 Classificação de *microbursts* quanto às condições de umidade do ambiente

Fujita (1985, p. 70, tradução nossa) também cria uma classificação para os *microbursts* quanto às condições de umidade do ambiente:

- a) *Microbursts* secos (*dry microbursts*): em ambientes secos, uma forte evaporação acontece durante a queda da água. A corrente de ar resfria e chega, sem chuva, ao solo.
- b) *Microbursts* úmidos (*wet microbursts*): em ambientes úmidos, o *microburst* pode ser acompanhado de chuvas intensas.

Fujita (1990, p. 6, tradução nossa) afirma que nenhuma relação entre intensidade de chuva e velocidade do vento junto ao solo foi encontrada. A Figura 11 ilustra os dois tipos de *microbursts* quanto à umidade do ambiente:

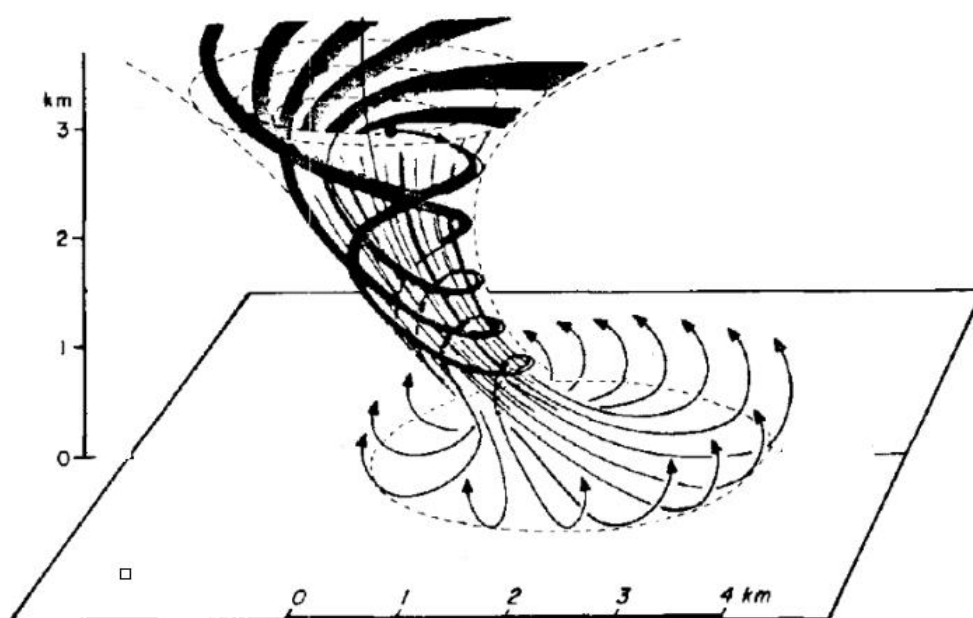
Figura 11 – Classificação de *microbursts* quanto às condições de umidade do ambiente.



(fonte: adaptado de FUJITA, 1990)

Wakimoto (1985, p. 1141, tradução nossa) afirma que, em um *microburst* seco, a velocidade vertical do vento é da mesma magnitude que a horizontal. Isso acontece, segundo o autor, pois a corrente descendente de ar tende a conservar sua quantidade de movimento através de uma rotação. Aparentemente, essa rotação reduz o arrasto e permite que o vento mantenha sua quantidade de movimento preservada, até atingir o solo. Wakimoto (1985, p. 1141, tradução nossa) ainda ressalta que é duvidoso se a dinâmica de um *microburst* úmido é a mesma. Um exemplo de *microburst* seco com rotação pode ser observado na Figura 12:

Figura 12 – *Microburst* seco com rotação



(fonte: adaptado de FUJITA, 1985)

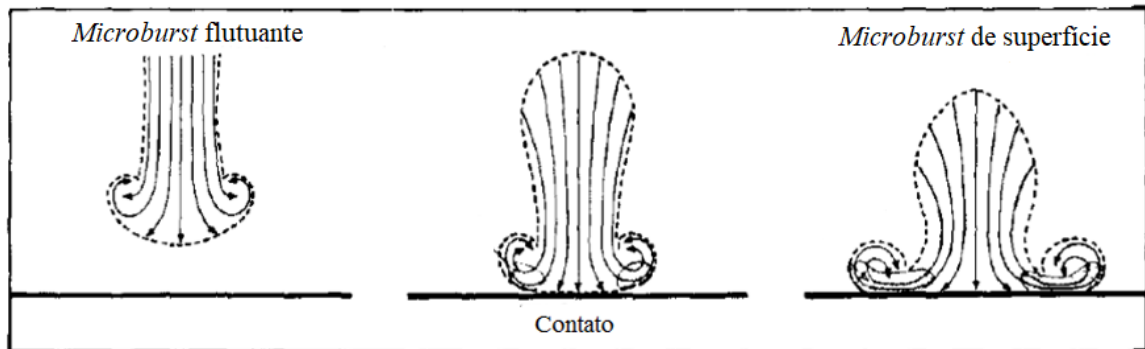
4.3.2.6 Classificação de *microbursts* quanto ao contato superficial

Fujita (1985, p. 72, tradução nossa) classifica os *microbursts* quanto ao contato superficial:

- a) *Microbursts* flutuantes (*midair microbursts*): ventos característicos não alcançam a localização dos anemômetros. Pode continuar flutuando até se dissipar ou pode continuar descendo até atingir a superfície.
- b) *Microbursts* de superfície (*surface microbursts*): atingem a superfície terrestre.

Esses dois tipos de downburst podem ser visualizados na Figura 13:

Figura 13 – Classificação de *microbursts* quanto ao contato superficial



(fonte: adaptado de FUJITA, 1985)

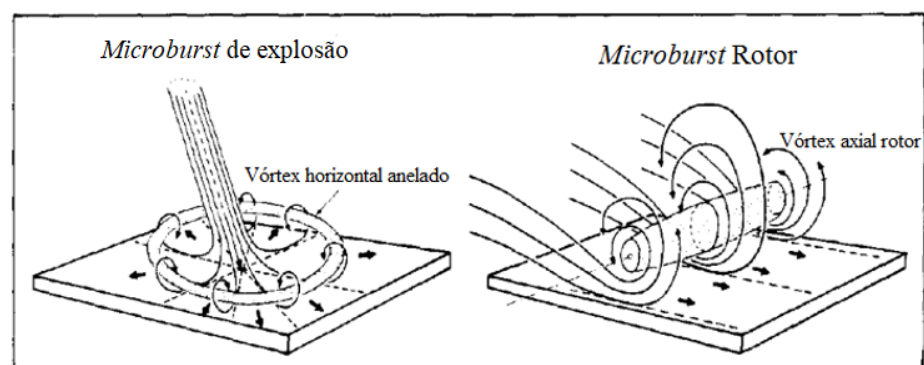
4.3.2.7 Classificação de *microbursts* de superfície quanto à forma do vórtice

Fujita (1985, p. 73, tradução nossa) classifica os *microbursts* de superfície conforme a forma do vórtice:

- a) *Microburst* de explosão (*outflow microbursts*): a corrente descendente forma um vórtice anelado que se expande com o tempo.
- b) *Microbursts* rotores (*rotor microbursts*): conforme o tempo passa, o vórtice anelado expande-se tanto que não mantém mais sua forma anelada. Assim, ele é dividido em diversos eixos horizontais. Alguns desses eixos movem-se em grandes velocidades para regiões muito afastadas da região onde foram gerados. Esses vórtices podem durar de dois a três minutos.

A Figura 14 ilustra os *microbursts* classificados conforme a forma de seus vórtices

Figura 14 – Classificação de um *microburst* conforme a forma dos vórtices

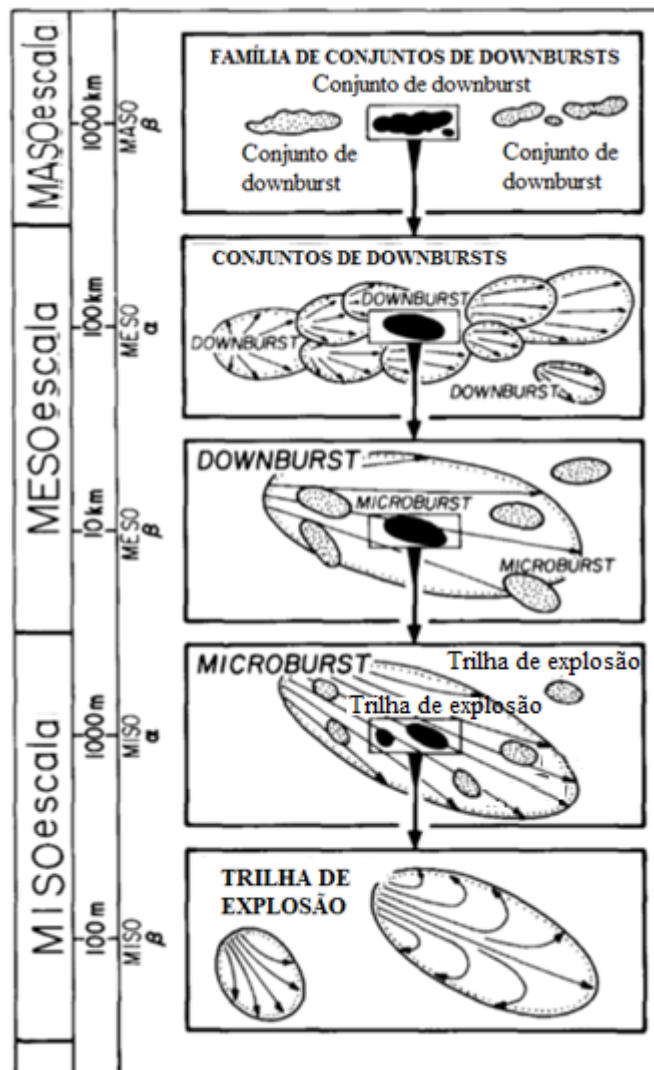


(fonte: adaptado de FUJITA, 1985)

4.3.2.8 Classificação de *downbursts* quanto aos padrões de danos

Depois da definição dos *downbursts* em 1976, Fujita e seus colaboradores sobrevoaram diversas áreas atingidas por tempestades elétricas pujantes (FUJITA; WAKIMOTO, 1981, p. 1439, tradução nossa). Análises posteriores de fotografias aéreas revelaram a existência de múltiplas escalas de padrões de dano (FUJITA; WAKIMOTO, 1981, p. 1439, tradução nossa). Sendo assim, usando esse critério, os *downbursts* foram classificados em cinco escalas por Fujita e Wakimoto (1981, p. 1439, tradução nossa). Essas cinco escalas de padrões de danos estão representadas na Figura 15.

Figura 15 – Cinco escalas de padrões de danos de *downbursts*



(fonte: adaptado de FUJITA; WAKIMOTO, 1981)

A Figura 15 apresenta as classificações e subclassificações para os downbursts no critério de Fujita e Wakimoto (1981, p. 1339, tradução nossa). Os autores, além de usarem a mesoescala, introduziram os termos misoescala e masoescala. Cada escala é dividida em alfa (maior) e beta (menor).

As cinco escalas são: trilha de explosão (*burst swath*), *microburst*, *downburst*, conjunto de *downbursts* (*downburst cluster*) e família de conjuntos de *downburst* (*family of downburst clusters*).

Fujita e Wakimoto (1981, p. 1441, tradução nossa) explicam as escalas:

- a) Família de conjuntos de *downbursts* (escala maso-beta): uma série de conjuntos *downbursts* gerados por um sistema de tormenta que viaja por centenas de quilômetros.
- b) Conjunto de *downbursts* (escala meso-alfa): uma área de danos por vento causados por dois ou mais *downbursts*.
- c) *Downburst* (escala meso-beta): uma forte corrente de ar descendente (*downdraft*) que cria uma explosão de ventos que causam danos em uma área de escala meso-beta. Ventos destrutivos, retilíneos ou curvados, são altamente divergentes. Um ou mais *microbursts* podem ser encontrados em um *downburst*.
- d) *Microburst* (escala miso-alfa): uma forte corrente de ar descendente (*downdraft*) que cria uma explosão de ventos que causam danos em uma área de escala miso-alfa. A duração de um *microburst* é de 20 minutos ou menos, causando potenciais dificuldades em operações de aeronaves em alturas baixas, se não detectadas a tempo de um alerta.
- e) Trilha de explosão (escala miso-beta): uma trilha de ventos extremos que ocorrem dentro de um *downburst* ou *microburst*. Uma trilha de explosão longa e estreita geralmente se assemelha ao rastro deixado por um tornado.

De acordo com Fujita e Wakimoto (1981, p. 1441, tradução nossa), a trilha de explosão afeta áreas relativamente pequenas, mas os efeitos de seus ventos são concentrados e rigorosos. Fujita (1985, p. 74, tradução nossa) afirma que a trilha de explosão é, em realidade, efeito de um *microburst* rotor.

4.3.3 Tornados

De acordo com Rotunno (1986, p. 414, tradução nossa), grandes avanços têm sido feitos na ciência em direção da melhor compreensão dos tornados. Todavia, conforme o autor, o conhecimento acerca desse fenômeno ainda é muito fragmentado, não existindo uma teoria unificada que consiga explicar todas suas características.

O tornado é a tormenta mais violenta, com variados poderes 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” (BLESSMANN, 2013, p. 39).

4.3.3.1 Diâmetro

Tornados têm diâmetros na escala das centenas de metros (CENTRAL PACIFIC HURRICANE CENTER, 2017, tradução nossa). Na escala criada por Fujita (1981), o diâmetro pode variar de 40 m a 4 km. Segundo Blessmann (2013, p. 41), o diâmetro de um tornado situa-se entre 100 m e 2 km, sendo o diâmetro típico em torno de 300 m.

4.3.3.2 Origem

A formação dos tornados ainda não é completamente compreendida. Entretanto, sabe-se que os tornados mais fortes surgem a partir das supercélulas (tormentas elétricas em rotação) (NATIONAL SEVERE STORMS LABORATORY, 2017, tradução nossa). Além disso, sabe-se que ciclones tropicais também geram tornados, quando certas condições de instabilidade estão presentes (CENTRAL PACIFIC HURRICANE CENTER, 2017, tradução nossa). Contudo, de acordo com Novlan e Gray (1974, p. 476, tradução nossa), tornados causados por ciclones são tipicamente menos intensos. Mesmo assim, não devem ser subestimados, uma vez que são responsáveis por 10% das fatalidades e até 0,5% dos danos dos furacões que os geram (NOVLAN; GRAY, 1974, p. 476, tradução nossa).

O sentido de rotação de um tornado geralmente é definido do mesmo modo como nos ciclones tropicais, ou seja, pelo efeito Coriolis criado pela rotação da Terra (BLESSMANN, 2013, p. 39). Conforme Blessmann (2013, p. 40), o movimento giratório do tornado inicia na nuvem de tormenta (*cumulonimbus*) e, gradualmente, vai crescendo para baixo, até tocar a superfície

terrestre. Entretanto, o autor também afirma que, por vezes, o redemoinho pode começar junto ao solo e subir até a nuvem.

4.3.3.3 Local de surgimento

A maior ocorrência dos tornados se dá entre as latitudes de 20° e 60°, onde surgem massas polares e subtropicais com características fortemente contrastantes (BLESSMANN, 2013, p. 40).

4.3.3.4 Duração

O tempo pode variar de alguns instantes até algumas horas, mas a média da duração gira em torno de 5 minutos (NATIONAL SEVERE STORMS LABORATORY, 2017, tradução nossa). Blessmann (2013, p. 40) assegura que “a duração de um tornado é pequena, raramente ultrapassando dez minutos”. Apesar disso, em alguns poucos casos, o poder destrutivo do tornado pode ser mantido por até mais de uma hora (BLESSMANN, 2013, p. 40).

4.3.3.5 Dissipação de energia

Blessmann (2013, p. 41) afirma que “em geral, tornados 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)”. Normalmente, os tornados deslocam-se em torno de 3 km (BLESSMANN, 2013, p. 41). Todavia, excepcionalmente, tornados mais violentos podem percorrer até 400 km com alto poder destrutivo (BLESSMANN, 2013, p. 41).

4.3.3.6 Tornados e as normas de vento

De acordo com Blessmann (2013, p. 41), as normas estruturais não consideram em seus cálculos a resistência a tornados violentos. Portanto, “em geral, as construções não são projetadas para resistir a tornados. [Porém] [...] centrais nucleares constituem uma exceção marcante” (BLESSMANN, 2001, p. 16). A ausência da consideração desse fenômeno em normas decorre do fato de que as mudanças estruturais necessárias para resistir a um tornado seriam demasiadamente onerosas (BLESSMANN, 2013, p. 41). Entretanto, um melhor conhecimento das cargas do vento e do funcionamento estrutural das edificações faz com que estas possam ser projetadas para resistir aos tornados menos violentos (BLESSMANN, 2001, p. 16). Isso, segundo o autor, seria possível com um custo adicional relativamente pequeno.

4.3.3.7 Tornados no Brasil

No Brasil, conforme Blessmann (2013, p. 41), há ocorrência de tornados nos estados do Sul (principalmente, Rio Grande do Sul e Santa Catarina). Segundo o autor, as velocidades tangenciais máximas dos tornados brasileiros têm em torno de 55 m/s (200 km/h).

4.3.3.8 Poder destrutivo e classificação

Blessmann (2013, p. 42) afirma que as pressões extraordinariamente baixas do núcleo de certos tornados podem fazer com que uma edificação que esteja com aberturas fechadas (o que faz sua pressão interna ser aproximadamente igual à pressão atmosférica) possa literalmente explodir.

Fujita (1971, p. 3, tradução nossa) propôs uma escala que relaciona a intensidade dos danos à velocidade horizontal máxima dos ventos de um tornado. Segundo o autor, a probabilidade de haver um anemômetro nas proximidades de um tornado em movimento é extremamente rara. Além disso, Fujita (1971, p. 3, tradução nossa) lembra que a maioria desses instrumentos não é capaz de registrar ventos com velocidades acima de 241,4 km/h (67 m/s) e, quando expostos a ventos mais fortes, muito provavelmente, são completamente destruídos. Desse modo, o padrão de destruições de estruturas e árvores tornou-se um parâmetro importante para avaliar a intensidade dos tornados.

O Quadro 3 apresenta a Escala Fujita de intensidade de tornados:

Quadro 3 – Escala Fujita de intensidade de tornados

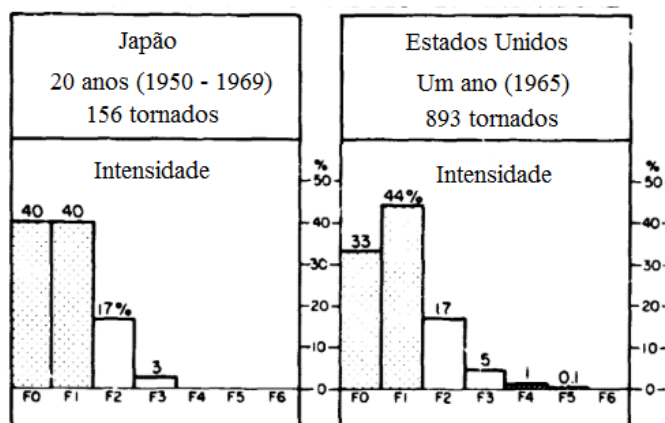
Classe	Velocidade estimada (m/s)	Danos típicos
F0	18 - 32	Danos leves. Danos a chaminés, antenas de televisão, galhos de árvore quebrados, árvores de raízes rasas tombadas, placas danificadas
F1	33 - 50	Danos moderados. Telhas arrancadas, casas móveis deslocadas ou tombadas, automóveis em movimento perdem o controle.
F2	50 - 70	Danos consideráveis. Telhados arrancados, casas móveis destruídas, vagões ferroviários tombados, árvores grandes quebradas ou arrancadas, pequenos objetos lançados como projéteis, carros levantados do solo.
F3	71 - 92	Danos severos. Paredes e tetos arrancados de casas bem construídas, trens tombados, maioria das árvores arrancadas, carros pesados levantados e lançados no ar.
F4	93 - 116	Danos devastadores. Casas bem construídas reduzidas a escombros, estruturas com fundações fracas lançadas a certa distância, carros lançados e grandes objetos lançados como projéteis.
F5	116 - 142	Danos incríveis. Casas de sólida construção arrancadas de suas fundações transportadas por distâncias consideráveis, projéteis do tamanho de automóveis lançados no ar por mais de 100 metros, árvores destruídas

(fonte: adaptado de FUJITA, 1971)

De acordo com Blessmann (2013, p. 45), normalmente, as velocidades máximas do vento situam-se entre 33 m/s (120 km/h) e 100 m/s (360 km/h). Sendo assim, tornados de classe F-5 da escala Fujita são muito raros.

Blessmann (2013, p. 45) informa que os Estados Unidos é o país em que ocorre o maior número de tornados (geralmente, entre 700 e 1000 por ano). Com o intuito de aprender mais sobre a frequência das intensidades dos tornados, Tecson (1971 apud Fujita, 1971, p. 19, tradução nossa) analisou uma amostra de 893 tornados. Fujita (1971, p. 20) confrontou os resultados encontrados por Tecson (1971 apud Fujita, 1971, tradução nossa) com as frequências dos 156 tornados japoneses ocorridos entre 1950 e 1969. A comparação se encontra na Figura 16:

Figura 16 – Comparação de frequências das intensidades de tornados americanos e japoneses



(fonte: adaptado de FUJITA, 1971)

Posteriormente, a Escala Fujita foi aprimorada e chamada de Escala Fujita Melhorada (*Enhanced Fujita Scale*). Essa escala foi implementada em 2007 (NACIONAL WEATHER SERVICE, 2017, tradução nossa). A Escala Fujita Melhorada é apresentada no Quadro 4:

Quadro 4 – Escala Fujita Melhorada de intensidade de tornados

Classe	Velocidade de rajada de 3s (m/s)
F0	29-38
F1	39-49
F2	50-60
F3	61-74
F4	75-89
F5	90-105

(fonte: adaptado de NACIONAL WEATHER SERVICE – Enhanced Fujita Scale, 2017)

É importante observar que, na Escala Fujita Melhorada, as velocidades das classes F0 e F1 foram aumentadas. Enquanto isso, as velocidades das classes F2, F3, F4 e F5 foram reduzidas. Essa nova escala também apresenta relações com os danos típicos causados. Porém, uma vez que foram criadas 8 categorias de danos para 28 tipos de indicadores, essas relações serão omitidas deste trabalho. Estas podem ser encontradas, em forma de tabela, no site da Nacional Weather Service.

Portanto, se usada essa nova escala, as distribuições de frequências das intensidades de tornados analisadas por Fujita (1971, p. 20) sofreriam algumas mudanças. Ainda, quando Fujita (1971)

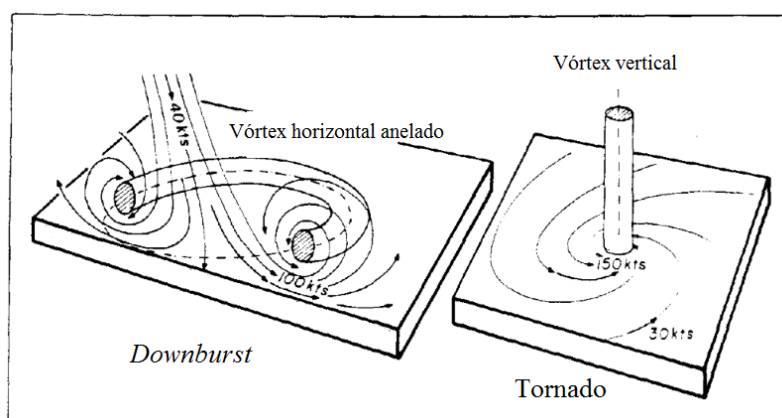
fez essa comparação, ele ainda não havia descoberto o fenômeno do *downburst*. Sendo assim, é possível que alguns dos tornados considerados na pesquisa fossem, em realidade, *downbursts*.

4.3.3.9 Diferenças básicas entre *downbursts* e tornados

Segundo Fujita (1985, p. 72, tradução nossa), frequentemente, mapas de danos de tornados revelam um alargamento dos caminhos antes de suas extremidades. Quando o fim do rastro de um tornado torna-se de 3 a 5 km de largura, o padrão de fluxo se torna muito semelhante ao de uma *microburst* de torção. Uma vez que os danos causados por *downbursts* são, muitas vezes, atribuídos a tornados, é importante reconhecer a diferença entre esses dois fenômenos.

Na região circundante ao *downburst*, a diferença é marcante. Essa diferença é percebida, principalmente, pelo vórtice anelado encontrado no *downburst*, conforme a Figura 15, enquanto o tornado tem vórtice vertical. Segundo Blessmann (2013, p. 46), “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 [...]”. Entretanto, como Fujita (1985, p. 73, tradução nossa) ressalta, evidências indicam que nem sempre um *microburst* viajante lento apresenta vórtice horizontal anelado. Isso pode ser visualizado na Figura 17:

Figura 17 – Comparação simplificada entre vórtices de *downbursts* e tornados



(fonte: adaptado de FUJITA, 1985)

Blessmann (2013, p. 46) diferencia os dois fenômenos através dos danos: “[...] em uma explosão descendente a superfície afetada mostra a incidência de um vento que se espalhou em todas as direções [...]. Em um tornado, há um verdadeiro caos na orientação dos detritos, facilmente constatado quando há árvores e postes derrubados.”

Os tornados causam destruições mais violentas, quando comparados aos *downbursts*. Contudo, o somatório dos danos causados por *downbursts* supera o causado por tornados nos Estados Unidos (BLESSMANN, 2013, p. 46). Para cada registro de acidente causado por tornado, há cerca de dez para *downbursts* (NATIONAL WEATHER SERVICE, 2017). De acordo com Zhang (2013, p. 230, tradução nossa), todos os anos nos Estados Unidos, *downbursts* causam um prejuízo médio de 1,4 bilhão de dólares em danos materiais.

Quanto às velocidades dos ventos, os tornados têm velocidades que podem ultrapassar 400 km/h (110 m/s) (BLESSMANN, 2013, p. 46). Enquanto isso, Blessmann (2013, p. 47) alerta que, nos *downbursts*, as velocidades máximas não ultrapassam em muito 270 km/h (75 m/s).

5 *DOWNBURST* EM PORTO ALEGRE

Na noite de 29 de janeiro de 2016, a cidade de Porto Alegre foi atingida por um fenômeno meteorológico violento. Em consequência disso, mais de 220.000 residências ficaram sem eletricidade e milhares sem água (LOREDO-SOUZA et al., 2016, p. 1, tradução nossa).

5.1 RECONHECIMENTO DO FENÔMENO E SEUS EFEITOS

De acordo com Loredou-Souza et al. (2016, p. 1, tradução nossa), os serviços de meteorologia brasileiros indicaram que uma frente fria se encontrando com ar quente e úmido formou uma supercélula (um tipo específico de tormenta TS, caracterizada pela presença de um mesociclone) acima de toda a região metropolitana. A temperatura, conforme os autores, alcançava os 40 °C, uma temperatura normal para o verão da cidade de Porto Alegre. Usualmente, essa temperatura elevada leva à formação de tormentas elétricas e ventos extremos (LOREDO-SOUZA, 2012, tradução nossa). Entretanto, “esse evento particular teve uma duração mais longa (mais de 20 minutos) e sustentou ventos de alta velocidade” (LOREDO-SOUZA et al., 2016, p. 1, tradução nossa). Portanto, conforme Loredou-Souza et al. (2016, p. 1, tradução nossa), o entendimento dos engenheiros de vento e dos meteorologistas leva a concluir que esse fenômeno foi um *downburst*.

Lima e Loredou-Souza (2015, p. 37) indicam que o sul do Brasil é suscetível à ocorrência de *downbursts*. Segundo Loredou-Souza et al. (2016, p. 5, tradução nossa), a grande preocupação acerca desse evento é em relação à segurança das edificações, uma vez que as características do vento gerado por *downbursts* são diferentes daquelas dos sistemas de pressão amplamente desenvolvidos. Desse modo, as estruturas podem estar sujeitas a falhas, arriscando vidas e causando perdas econômicas consideráveis, como as observadas durante esse evento em Porto Alegre (LOREDO-SOUZA et al., 2016, p. 5, tradução nossa).

O evento foi classificado como um *macroburst* por meteorologistas pelas suas características e pelo padrão de destruição, já que somente três anemômetros registraram as velocidades do vento da ocasião.

5.1.1 Análise das rajadas de vento

Como Loredo-Souza et al. (2016, p.1, tradução nossa) apontam, as rajadas máximas medidas foram de:

- a) 33,2 m/s, na estação INMET;
- b) 24,2 m/s, no aeroporto Salgado Filho;
- c) 27,2 m/s, no Porto de Porto Alegre, no Centro Histórico da cidade.

Loredo-Souza et al. (2016, p. 1, tradução nossa) afirmam que, a partir da análise das características das destruições causadas, meteorologistas estimam que, em grandes áreas, a velocidade do vento atingiu cerca de 28 m/s e em alguns bairros chegou a 42 m/s.

5.1.2 Observação dos danos

Loredo-Souza et al. (2016, p. 2, tradução nossa) listam as características e danos observados após o evento:

- a) Árvores e carros tombados;
- b) Nenhum padrão de giro foi detectado nos objetos tombados e nada foi lançado para cima (o que elimina a hipótese de um tornado);
- c) Vídeos e testemunhas oculares reportaram correntes de ar descendentes seguidas de ventos horizontais;
- d) Muitos danos nas edificações, principalmente nas fachadas;

A Figura 18 mostra alguns dos danos causados durante o downburst ocorrido na noite de 29 de janeiro de 2016 em Porto Alegre.

Figura 18 – Exemplos de danos causados durante o *downburst* de Porto Alegre



(fonte: LOREDO-SOUZA et al., 2016)

5.1.3 Características típicas de um *downburst*

Conforme sugeriram Garstang et al. (1998 apud LOREDO-SOUZA et al., 2016, tradução nossa), supercélulas são típicos fenômenos que podem gerar *downbursts*. Com base em um quadro elaborado por Lima e Loredo-Souza (2015, p. 34), Loredo-Souza et al. (2016, p. 4, tradução nossa) apresentaram uma comparação entre os dados registrados na estação INMET (A801) e os parâmetros meteorológicos típicos para a ocorrência de *downbursts* em ambientes tempestuosos. O Quadro 5 apresenta essa comparação:

Quadro 5 – Comparação entre dados registrados na estação INMET (A801) com parâmetros meteorológicos típicos para a ocorrência de *downbursts* em ambientes tempestuosos

Características	Intervalo típico de valores para <i>downbursts</i>	Referência	Porto Alegre
Redução de temperatura entre a superfície e camada mais fria próxima a 700 hPa (K)	>20	(Atkins e Wakimoto, 1991)	Dados não disponíveis
Rajada de vento (m/s)	>10 (mínimo); 25 – 10 (danos significativos)	(Garstang et al., 1998)	33,2
Redução efetiva de temperatura potencial equivalente instantânea (K)	>4	(Garstang et al., 1998)	14,93
Redução de temperatura (°C)	>5	(Garstang et al., 1998)	5,5
Redução do ponto de orvalho (°C)	-	-	1,8
Aumento da pressão atmosférica (hPa)	>2,4	(Caracena e Maier, 1987)	2,4
Redução de umidade – razão de mistura (g/kg)	>3,5	(Garstang et al., 1998)	1,7
Redução de umidade relativa (%)	-	-	22
Precipitação registrada (mm/h)	>0,5	(Garstang et al., 1998)	37,4

(fonte: adaptado de LOREDO-SOUZA et al., 2016, tradução nossa)

Ainda, Loredou-Souza et al. (2016, p. 4, tradução nossa) observaram os dados registrados nas estações de Campo Bom (A884), Canela (A879) e Bento Gonçalves (A840). Todas essas estações apresentaram rajadas de vento maiores que 10 m/s. Apesar disso, somente Campo Bom teve um pico de pressão substancial. Esse fato, segundo os autores, pode indicar que pode ter ocorrido outro *downburst* dentro da “Grande Porto Alegre”. As três estações tiveram uma redução de temperatura entre 1,4 °C (Bento Gonçalves) e 7,6 (Campo Bom), o que pode ser explicado pela aproximação de uma frente de ar frio com rajada frontal (LOREDO-SOUZA, 2016, p. 4, tradução nossa).

5.2 COMPARAÇÕES

Loredo-Souza et al. (2016, p. 5, tradução nossa) consideraram esse *downburst* como uma ótima oportunidade para estudar e comparar, em escala real e sob um escoamento de *downburst*, o comportamento de seis edifícios e dois estádios de futebol já previamente testados no túnel de vento da UFRGS.

5.2.1 Desempenho em túnel de vento

Loredo-Souza et al. (2016, p. 6, tradução nossa) ensaiaram os modelos reduzidos instrumentados em túnel de vento e mediram as pressões instantâneas em suas superfícies. Assim, obtiveram a distribuição dos coeficientes de pressão médios para os ângulos múltiplos de 15°. Os modelos reduzidos ensaiados no interior do túnel de vento podem ser observados na Figura 19:

Figura 19 – Modelos reduzidos no interior do túnel de vento



(fonte: LOREDO-SOUZA et al., 2016)

Os resultados são apresentados em diagramas como o da Figura 20:

Figura 20 – Diagrama de distribuição de coeficientes de pressão



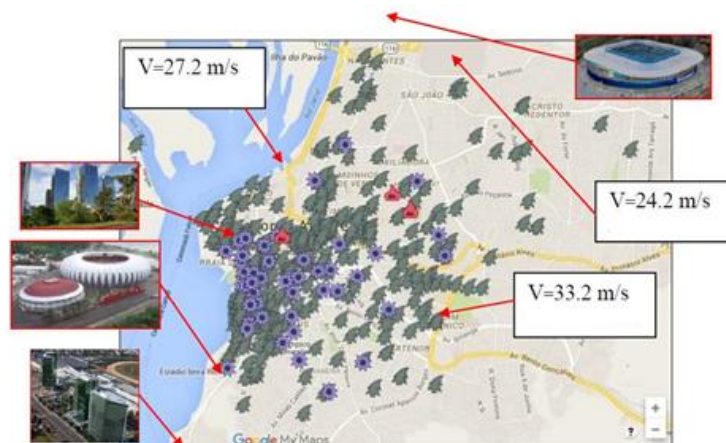
(fonte: LOREDO-SOUZA et al., 2016)

5.2.2 Desempenho em escala real

Loredou-Souza et al. (2016, p. 6, tradução nossa), em um mapa com mais de 400 casos de danos na cidade de Porto Alegre, representaram a localização dos anemômetros dos quais foram obtidos registros oficiais de velocidade.

A Figura 21 mostra os locais onde houveram incêndios, árvores tombadas e danos nas estruturas ou revestimentos de edificações. Conforme os autores reconhecem, a densidade dos estragos é maior do que representado na imagem, pois somente os principais danos foram registrados nela.

Figura 21 – Danos sofridos pela cidade de Porto Alegre após *downburst*



(fonte: adaptado de LOREDO-SOUZA et al., 2016)

Analisando o desempenho das estruturas, Loredou-Souza et al. (2016, p. 7, tradução nossa) verificaram que os estádios permaneceram sem danos, enquanto árvores e estruturas em seus arredores foram seriamente danificadas. Portanto, a segurança dos estádios, projetados para suportar as tormentas EPS, não tiveram maiores problemas para resistir aos ventos do *downburst*.

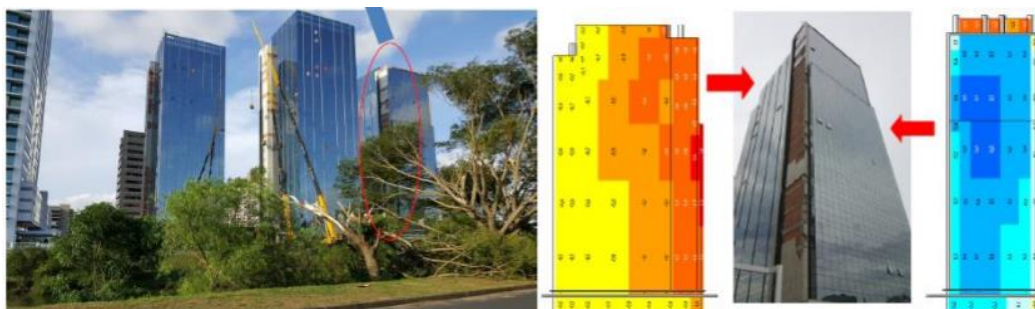
Porém, os resultados para o conjunto de edifícios foram diferentes. De acordo com Loredou-Souza et al. (2016, p. 7, tradução nossa), todos apresentaram danos nas fachadas, mas em padrões diferentes. Os autores observaram que as janelas que permaneceram fechadas e trancadas não apresentaram danos. Todavia, algumas janelas que estavam abertas ou fechadas e destrancadas, foram arrancadas ou quebradas pela ação do vento (LOREDO-SOUZA et al., 2016, p.7, tradução nossa).

Além disso, foi observado que os edifícios que sofreram mais danos tinham a fachada revestida por vidro e placas de granito (LOREDO-SOUZA et al., 2016, p. 7, tradução nossa). Essas placas, como Loredou-Souza et al. (2016, p. 7, tradução nossa) salientaram, têm uma configuração de suporte muito específico. Sendo assim, Loredou-Souza et al. (2016, p. 7, tradução nossa) sugeriram que o sistema de suporte das placas de granito não foi projetado adequadamente para suportar ventos da magnitude do evento.

Adicionalmente, Loredou-Souza et al. (2016, p. 7) observaram que as áreas das fachadas em que ocorreram maiores danos corresponderam, justamente, às zonas mais exigidas, de acordo com o projeto testado em túnel de vento.

Os autores apresentam diagramas de distribuição de coeficientes de pressão para mostrar essas correspondências. Em cores quentes, estão ilustradas as zonas de sucção, enquanto em cores frias, as de sobrepressão. Esses diagramas são demonstrados na Figura 22:

Figura 22 – Correspondência entre zonas mais exigidas no projeto com áreas mais danificadas



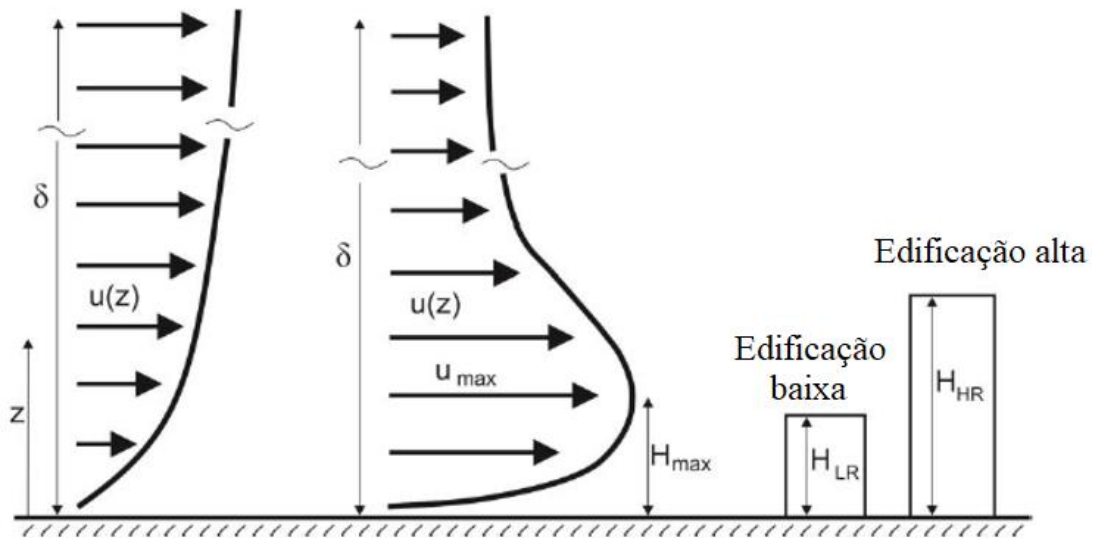
(fonte: LOREDO-SOUZA et al., 2016)

5.3 CONCLUSÕES ACERCA DA NBR 6123

Conforme Loredo-Souza et al. (2016, p.7, tradução nossa) concluíram, mesmo que a estimativa de velocidade de rajada mais desfavorável seja assumida (33,2 m/s), a velocidade de rajada referencial para a cidade de Porto Alegre recomendada pela NBR 6123 é 46 m/s. Isso significa, segundo os autores, que os danos resultantes não foram causados por um fenômeno imprevisto, mas por um possível mal-entendido acerca das especificações e/ou condições operacionais das estruturas e revestimentos.

Loredo-Souza et al. (2016, p. 3, tradução nossa) afirmam que se tem pouco conhecimento a respeito da turbulência do escoamento de um *downburst*. Além disso, o perfil de velocidades de um *downburst* é diferente daquele típico da camada limite atmosférica. Segundo os autores, isso pode ser de extrema importância para edificações altas, porém, não para as estudadas por eles (menores que 80 m). A Figura 23 apresenta uma comparação simplificada entre o perfil de velocidades de tormentas EPS e o de tormentas TS.

Figura 23 – Comparação de perfis de velocidades

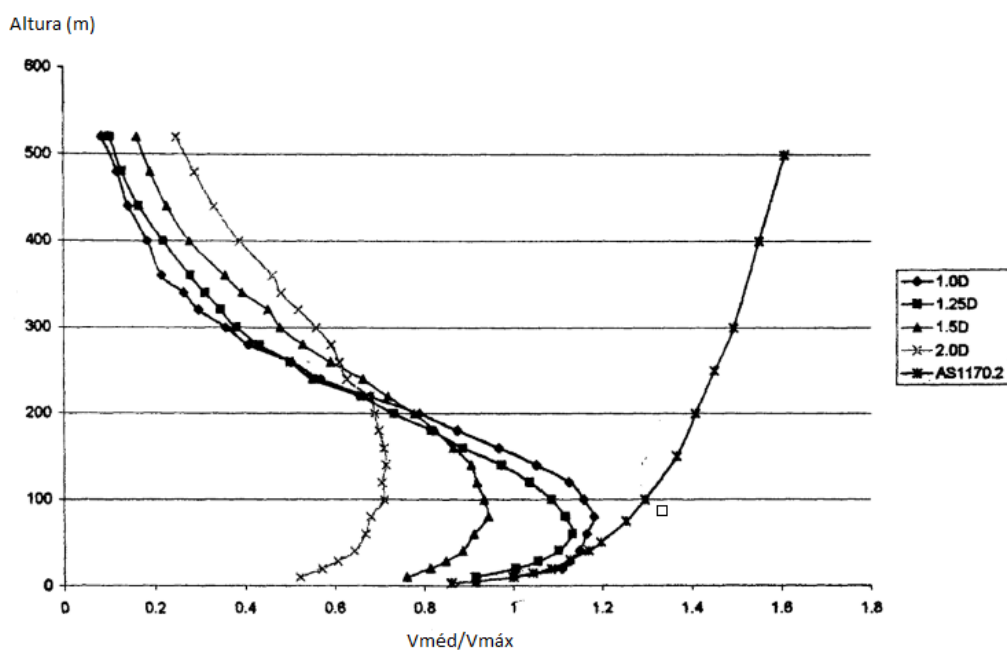


(fonte: adaptado de BERTSCH; RUCK , 2015)

6 PARTICULARIDADES DOS CARREGAMENTOS DE MICROBURSTS

Chay (2001, p. 12, tradução nossa) compara os perfis de velocidade de *downbursts* estacionários de diferentes diâmetros, com o perfil característico da norma australiana AS 1170.2, considerando o mesmo tipo de terreno. Essa comparação fortalece a conclusão de Loredo-Souza et al. (2016, tradução nossa) no capítulo anterior, uma vez que, para alturas elevadas, a velocidade dos *downbursts* é, de fato, menor. A Figura 24 apresenta a comparação:

Figura 24 – Perfis de velocidades de *downbursts* e da CLA da norma australiana

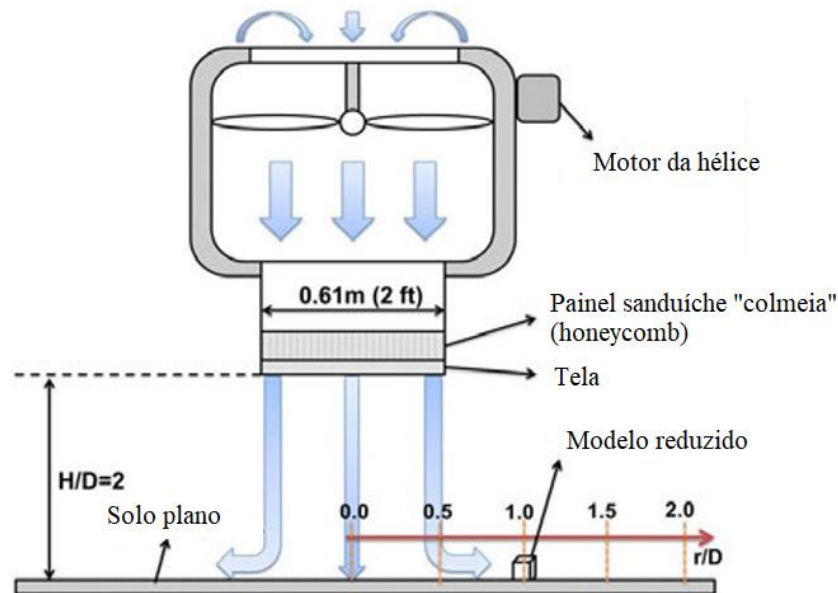


(fonte: adaptado de CHAY, 2001)

Os perfis de velocidade gerados por *downbursts* são distintos daqueles que são tipicamente gerados na camada limite atmosférica pelos ventos sinóticos, principalmente, em alturas mais elevadas. Sendo assim, Zhang (2013) estudou os efeitos de *microbursts* em edificações de diferentes alturas e formas geométricas. Para esse estudo, *microbursts* estabilizados em suas velocidades máximas foram simulados por um jato impingente estável. O diâmetro (D) do bocal é de 0,61 m, tendo telas e painéis sanduíche instalados em sua saída para reduzir os efeitos da turbulência do jato. A escala geométrica adotada é de, aproximadamente, 1:650. Sendo assim, o *microburst* simulado teria um diâmetro de 400 m. A distância da saída do bocal até o solo é

de duas vezes D ($H/D = 2$). Cinco posições radiais (r/D) diferentes foram ensaiadas. Um esquema de como os *microbursts* foram simulados é apresentado na Figura 25:

Figura 25 – Esquema do simulador de *microbursts*



(fonte: adaptado de ZHANG, 2013)

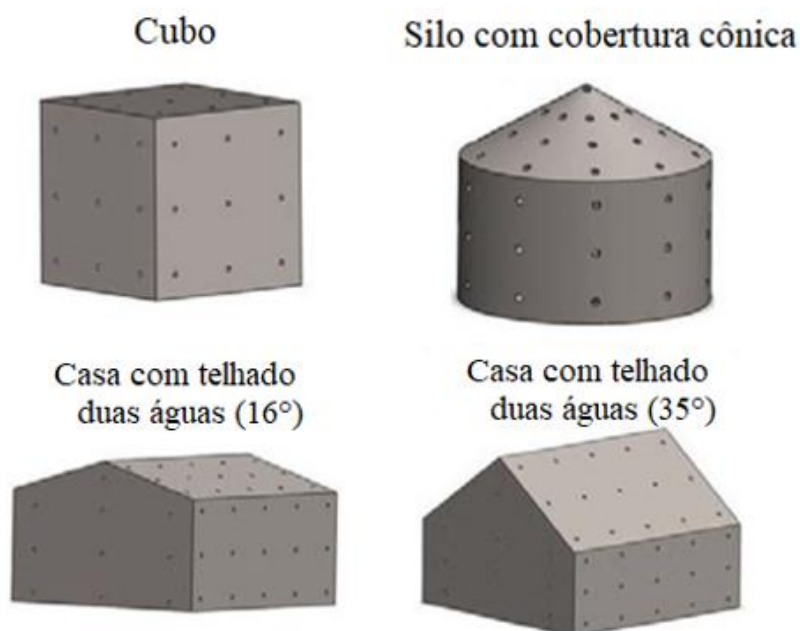
6.1 EDIFICAÇÕES BAIXAS

Zhang (2013) ensaiou os seguintes modelos reduzidos de edificações baixas (nesse caso, com alturas entre 3 m e 30 m) em seu estudo: um cubo, um silo com cobertura cônica e duas casas com telhados duas águas. Diferentes formas geométricas de edificações requerem padrões distintos para a carga mínima de projeto. Segundo Zhang (2013, p. 139, tradução nossa), essas diferenças nas cargas mínimas são ainda mais evidentes quando sob ação de ventos de *microbursts*. O autor explica que isso acontece em decorrência das altas velocidades próximas ao solo e da turbulência serem mais significativas do que em situações convencionais de ventos da camada limite atmosférica.

6.1.1 Especificações dos modelos

Os modelos de edificações baixas são apresentados na Figura 26 e suas especificações geométricas no Quadro 6:

Figura 26 – Modelos reduzidos com baixa altura



(fonte: adaptado de ZHANG, 2013)

Quadro 6 – Especificações dos modelos reduzidos com baixa altura

Dimensões	Cubo	Silo	Casa com telhado duas águas (16°)	Casa com telhado duas águas (35°)
Média da altura da cobertura (mm)	45	36	36	36
Altura da parte mais baixa da cobertura (mm)	45	29	31	25
Altura total (mm)	45	44	39	42
Ângulo da cobertura (°)	0	30	16	35
Seção (mm)	45x45	$\Phi = 50$	65x65	65x65

(fonte: adaptado de ZHANG, 2013)

6.1.2 Comparação dos carregamentos em diferentes estruturas

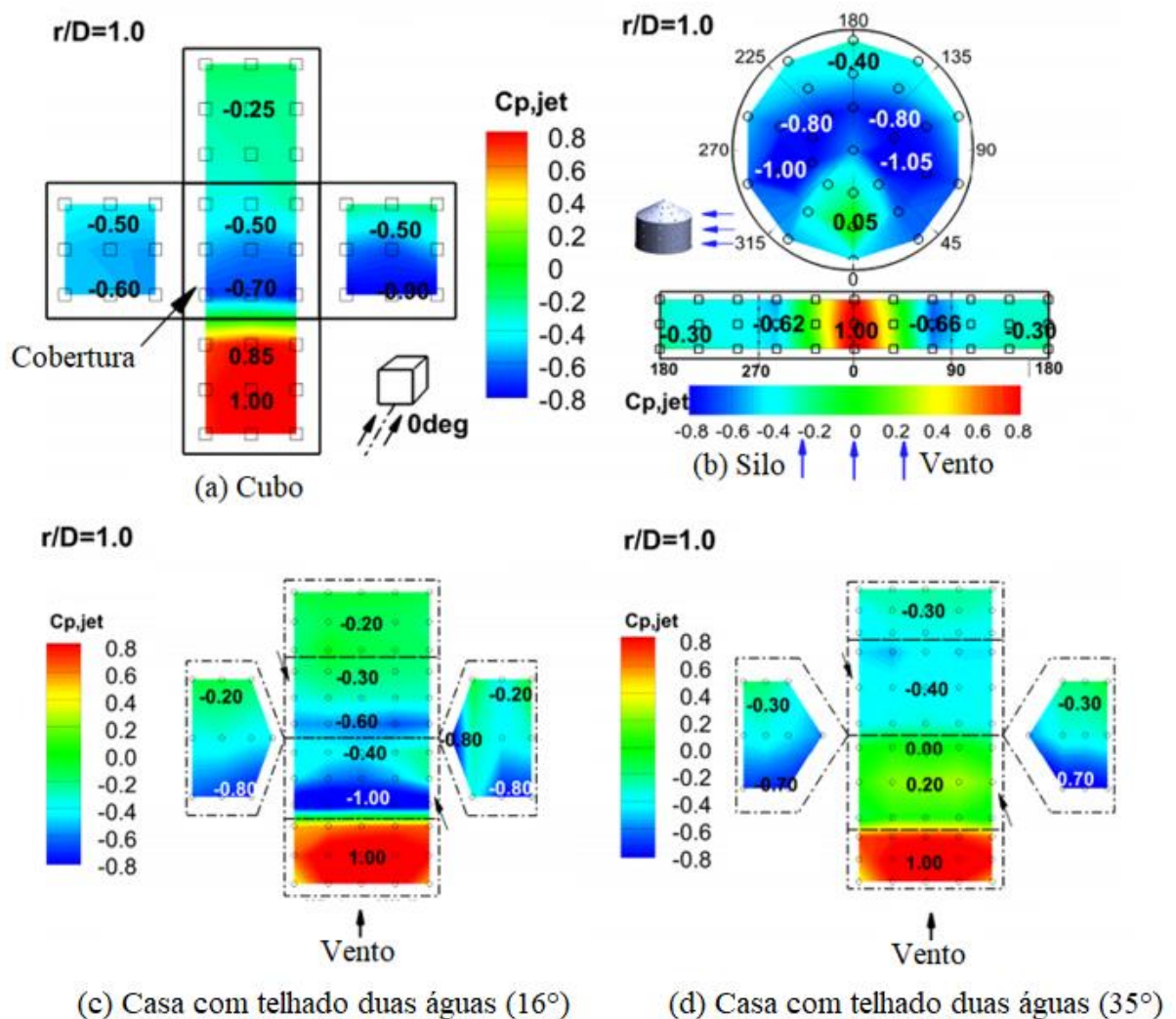
Zhang (2013, p. 139) apresenta a distribuição dos coeficientes de pressões médias para $r/D = 1,0$, pois essa foi a posição onde as velocidades radiais máximas foram encontradas. As formas geométricas dos modelos alteraram consideravelmente os resultados encontrados. Por

exemplo, pode-se observar que o escoamento separa-se nas arestas vivas dos modelos, causando zonas de forte sucção (ou seja, coeficientes de pressão negativos).

Já na cobertura cônica do silo, nota-se uma pequena pressão positiva em sua parte frontal (barlavento). Isso é um indicativo de que não houve uma separação tão acentuada do escoamento nessa região, mesmo com a inclinação de 30° da cobertura (ZHANG, 2013, p. 139, tradução nossa). Entretanto, no restante da cobertura do silo, uma grande pressão de sucção indica que a cobertura cônica está mais sujeita às forças de arrancamento do que outros tipos de cobertura testados.

As distribuições dos coeficientes de pressões dos modelos, quando posicionados na posição $r/D = 1,0$, podem ser visualizadas na Figura 27:

Figura 27 – Distribuições dos coeficientes de pressões médias em modelos com baixa altura em $r/D = 1,0$

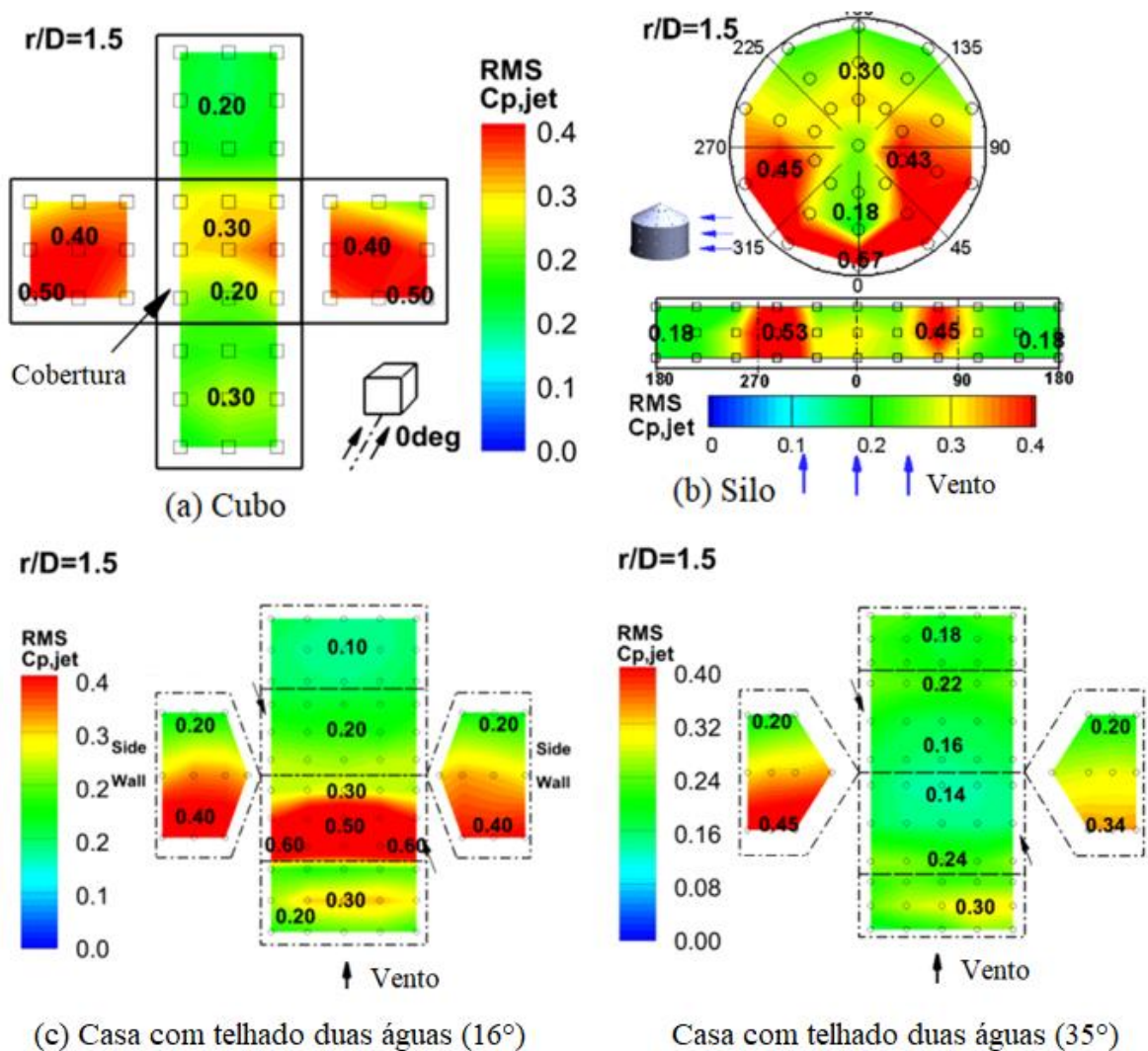


(fonte: adaptado de ZHANG et al., 2014a)

Zhang et al. (2014a, p. 184, tradução nossa) analisa também as raízes quadráticas médias (RMS – *root mean square*) dos coeficientes de pressão flutuante nas diferentes posições r/D . Esses coeficientes foram calculados para melhor revelar a natureza instável dos ventos de um *microburst*. Os autores encontraram as maiores turbulências na posição $r/D = 1,5$. Em geral, de acordo Zhang et al. (2014a, p. 185, tradução nossa), as zonas de altos coeficientes de pressões RMS correspondem às zonas de forte sucção presentes na Figura 27.

Para a posição $r/D = 1,5$, na Figura 28, encontra-se a distribuição dos coeficientes de pressões RMS:

Figura 28 – Distribuições dos coeficientes de pressões RMS em modelos com baixa altura em $r/D = 1,5$



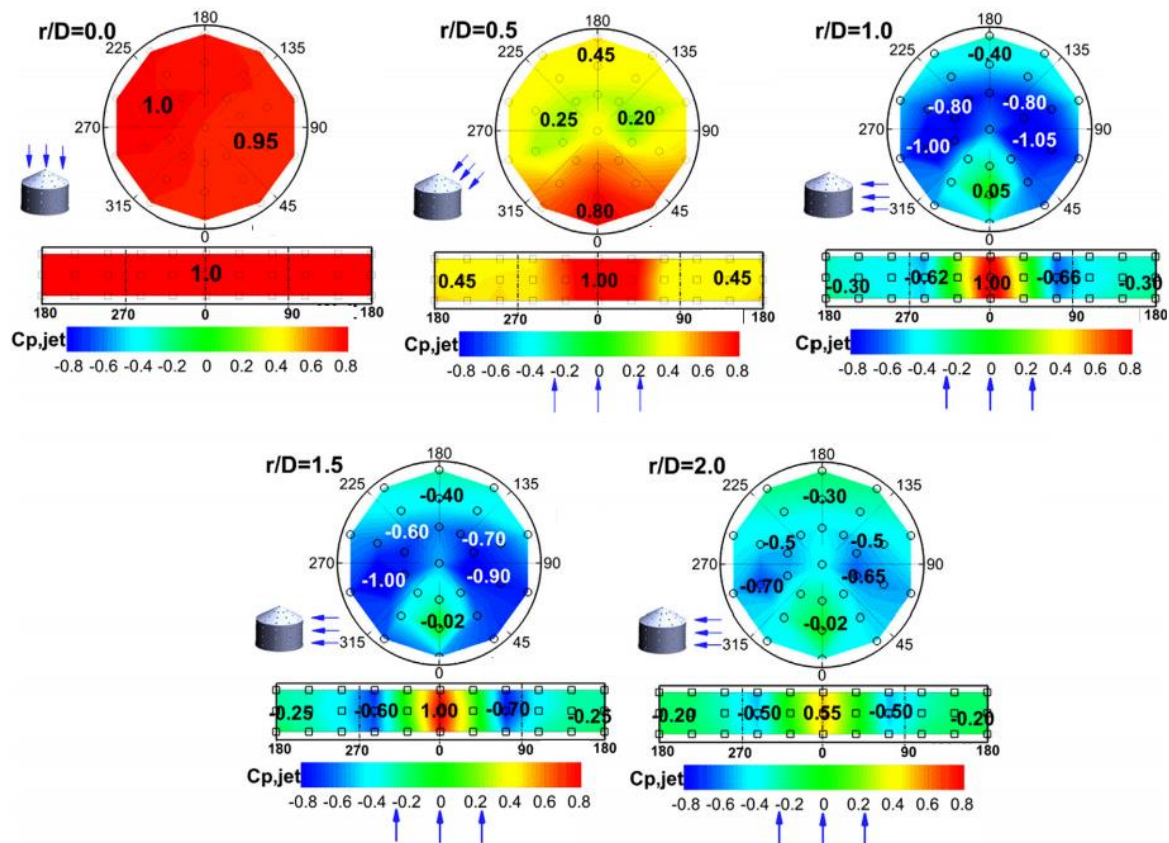
(fonte: adaptado de ZHANG et al., 2014a)

6.1.3 Conclusões

Zhang (2013, p. 145, tradução nossa) conclui que, para edificações baixas, as diferenças mais acentuadas nos carregamentos são constatadas quando um *microburst* acontece em posições $r/D=0$ ou $r/D=0,5$. Quando essas situações ocorrem, as baixas edificações sofrem grandes pressões externas e intensa sobrepressão em suas coberturas. Esse cenário singular no qual fortes correntes descendentes atingem as coberturas não é prevista pelos critérios de projeto das edificações, podendo ser um risco, principalmente, para edificações vedadas (ZHANG, 2014a, p. 188, tradução nossa).

Já quando o *microburst* ocorre mais afastado das edificações, as distribuições de pressões são muito similares às verificadas em situações normais de vento na camada limite, com pequenas diferenças (ZHANG et al., 2014a, p. 188, tradução nossa). Isso pode ser verificado na Figura 29, onde vemos o modelo do silo e as distribuições de coeficientes de pressões médias, em diferentes posições r/D :

Figura 29 – Distribuições dos coeficientes de pressões médias em silo em diferentes posições r/D



(fonte: adaptado de ZHANG et al., 2014a)

Dentre as pequenas diferenças observadas, Zhang et al. (2014a, p. 188, tradução nossa) citam o leve aumento de pressões nas regiões de barlavento e as maiores flutuações de pressões nas paredes laterais. Isso, segundo eles, é uma provável consequência das características do escoamento e das grandes intensidades de turbulência.

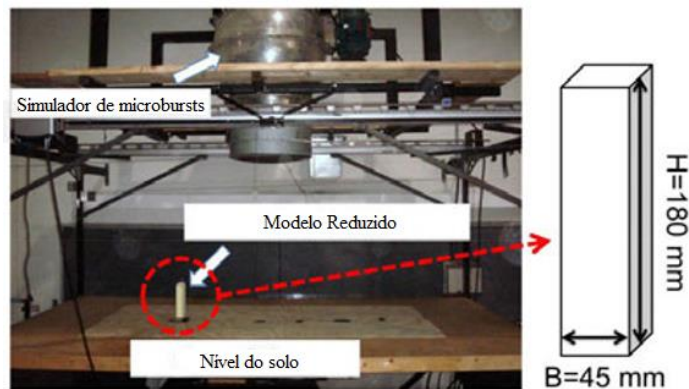
6.2 EDIFICAÇÕES ALTAS

Zhang (2013) ensaiou apenas um modelo reduzido de edificação alta. Nesse caso, o autor considerou que edificações altas são aquelas com alturas entre 30 e 200 m.

6.2.1 Especificações do modelo

O modelo ensaiado tem suas dimensões apresentadas na Figura 30:

Figura 30 – Modelo reduzido de edificação alta e simulador de *downbursts* usado por Zhang (2013)

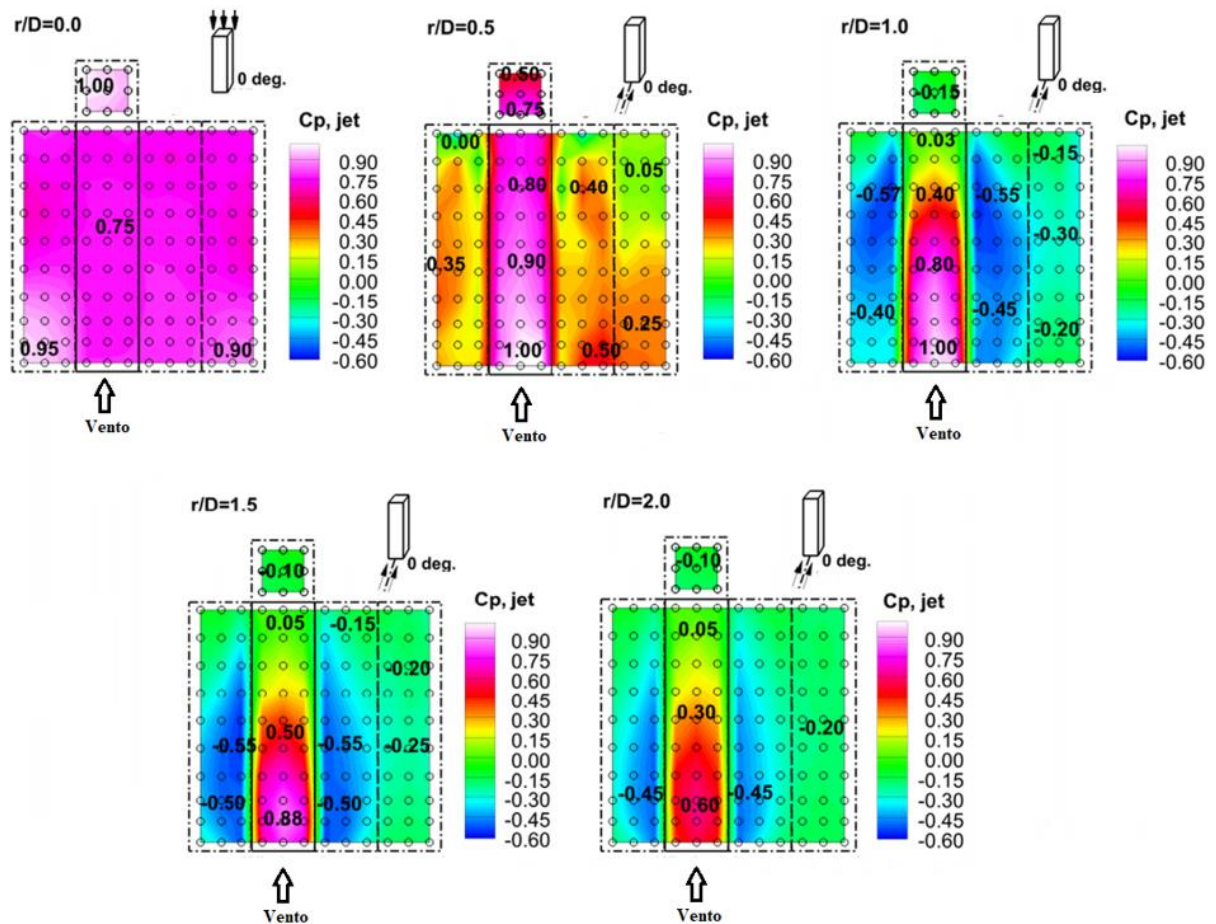


(fonte: adaptado de ZHANG, 2013)

6.2.2 Distribuição dos coeficientes de pressões médias

Os resultados encontrados por Zhang (2013) mostram que as distribuições dos coeficientes de pressões médias variam muito conforme a posição do *microburst*. Essas distribuições são apresentadas na Figura 31:

Figura 31 – Distribuições dos coeficientes de pressões médias para edificação alta



(fonte: adaptado de ZHANG et al., 2014a)

Quando posicionado no centro do *microburst*, ou seja, na posição $r/D = 0$, o modelo apresentou um coeficiente médio de pressão de 1,00 na cobertura, em consequência da pressão de estagnação (ZHANG, 2013, p. 168, tradução nossa). Esse tipo de pressão é efeito causado pelo vento que atinge diretamente uma superfície, sem conseguir contorná-la. Para a mesma situação, nas quatro faces laterais, coeficientes de aproximadamente 0,75 predominaram, pois o vento não as atingiu diretamente. Uma vez que a edificação fica imersa em uma região de alta pressão de estagnação, essa situação pode gerar algum problema de segurança para edificações altas vedadas (ZHANG, 2013, p. 168, tradução nossa).

Na posição $r/D = 0,5$, observa-se que pressões positivas ainda são predominantes, mesmo nas laterais e na face de sotavento. Isso se deve à alta pressão estática local e à estagnação do escoamento explosivo do *microburst* (ZHANG, 2013, p. 168, tradução nossa). As baixas pressões nas arestas se devem à separação do escoamento. Zhang (2013, p. 169, tradução nossa)

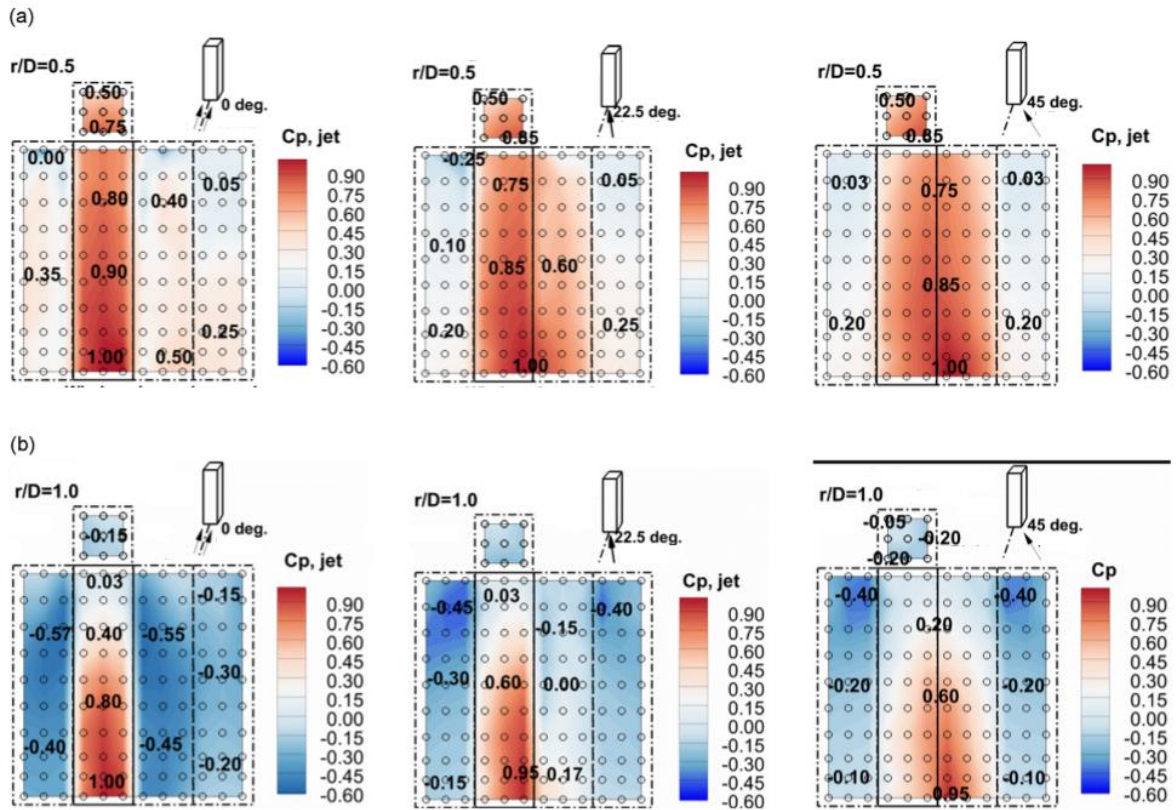
chama atenção para o fato de que essa pressão, predominantemente positiva, é exatamente o oposto daquilo que se esperaria em uma situação de tornado, onde a queda de pressão é a preocupação principal.

Quando o modelo é afastado para as posições $r/D = 1,0$, $1,5$ e $2,0$, a pressão estática de estagnação desaparece e a distribuição das pressões externas passam a ser determinadas somente pelo perfil de vento local (ZHANG, 2013, p. 169, tradução nossa). Em decorrência do formato do perfil de velocidades dos *downbursts*, as maiores pressões surgiram na porção inferior da face de barlavento. Nota-se isso através do ponto de estagnação, onde a velocidade é zero. Esse ponto está representado onde o coeficiente de pressão é igual a $1,0$. Zhang (2013, p. 169, tradução nossa) destaca que o ponto de estagnação para essas situações encontra-se próxima do solo, ao contrário de $z/H \approx 0,7$ comumente encontrado em situações de ventos da camada limite atmosférica.

Além disso, como era esperado, as pressões positivas decrescem em função da distância radial. As pressões negativas mais acentuadas, que aparecem nas faces laterais por causa da separação do escoamento nas arestas, também seriam esperadas pelo vento típico da camada limite atmosférica (ZHANG, 2013, p. 169, tradução nossa).

Zhang (2014b, p. 557, tradução nossa) ainda apresenta as distribuições de coeficientes de pressões médias para ângulos de $22,5^\circ$ e 45° . Porém, como ressalta o autor, os coeficientes de pressões médios são menores para essas situações, em geral. Ou seja, essas não foram as situações mais desfavoráveis à segurança. Sendo assim, mesmo nas posições $r/D=0,5$ e $r/D=1,0$, onde os maiores somatórios de pressões foram encontrados, os ventos com direções oblíquas à edificação não geram maiores preocupações para a segurança em relação à ventos de *downbursts*. São apresentadas, para as posições mais críticas ($r/D = 0,5$ e $r/D = 1,0$), essas distribuições médias de pressão na Figura 32:

Figura 32 – Distribuição dos coeficientes de pressões médias para edificações altas com ventos oblíquos

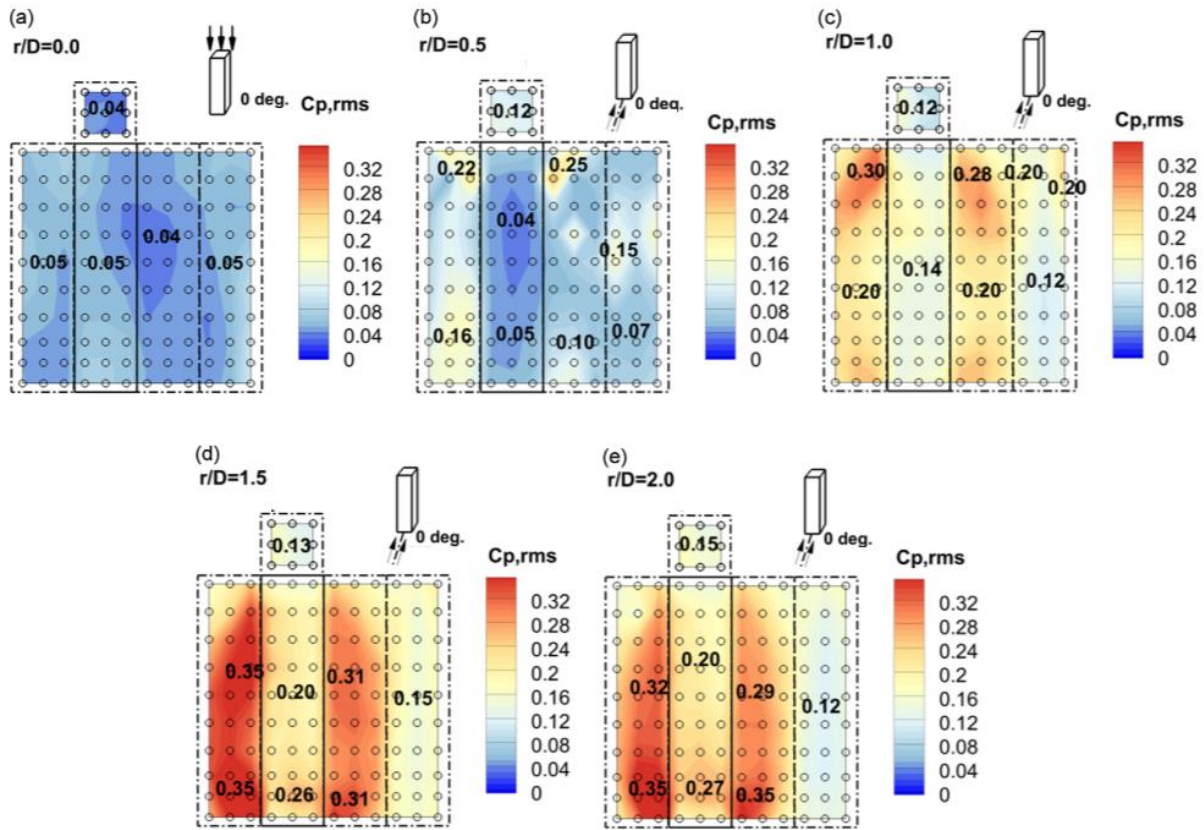


(fonte: adaptado de ZHANG et al., 2014b)

6.2.3 Efeitos da turbulência

Zhang (2013, p. 169, tradução nossa) também percebeu que, nas áreas mais altas das laterais do modelo, o escoamento fez uma espécie de “bolha de separação”. O autor argumenta que, nessas regiões, o escoamento se separou nas arestas, mas voltou rente ao modelo logo em seguida. Todavia, isso não aconteceu em regiões mais baixas. Segundo Zhang (2013, p. 170, tradução nossa), isso acontece em decorrência da diferença de velocidade e de turbulência entre essas regiões. Portanto, velocidades menores combinadas com alta turbulência ajudam o escoamento a se recolar à edificação, em suas regiões mais altas. Enquanto isso, alta velocidade e baixa turbulência forçam o escoamento a se separar completamente, nas áreas baixas da edificação. Através da Figura 33, onde se encontra a distribuição de coeficientes RMS de pressão, é possível perceber que as zonas de flutuação de pressão correspondem às regiões de maior turbulência:

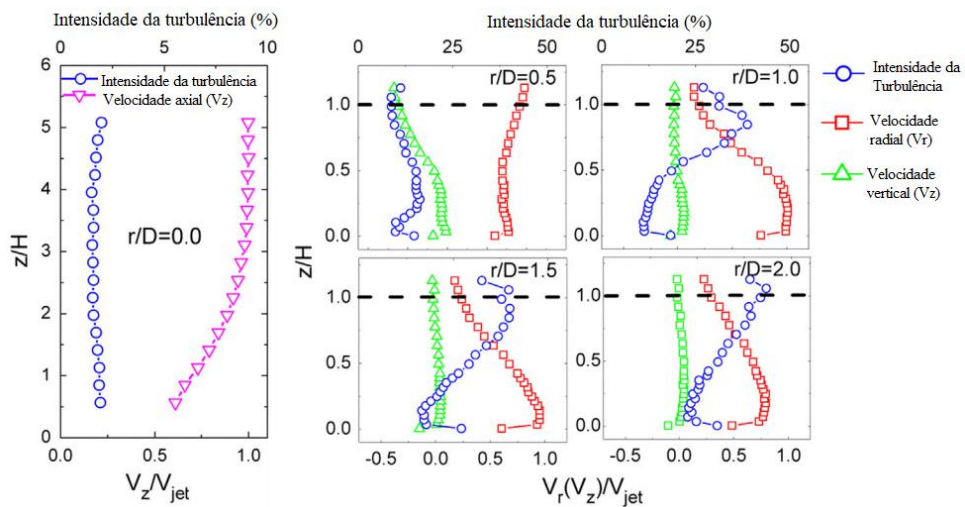
Figura 33 – Distribuição dos coeficientes pressões RMS para edificações altas



(fonte: adaptado de ZHANG et al., 2014b)

Os perfis de intensidade de velocidade e turbulência podem ser verificados na Figura 34:

Figura 34 – Perfis de intensidade de velocidade e turbulência em diferentes posições radiais



(fonte: adaptado de ZHANG, 2013)

7 CONSIDERAÇÕES FINAIS

A ABNT NBR 6123:1988 considera somente o vento típico da camada limite atmosférica, gerado por tormentas EPS. Portanto, dado que as velocidades de *downbursts* são baixas em grandes alturas, existe a possibilidade de que, atualmente, edificações altas estejam sendo superdimensionadas para o vento dos *downbursts* e, adequadamente para ventos da CLA. Entretanto, é importante ressaltar que ainda não se tem conhecimento suficiente para se afirmar isso com toda certeza. Sendo assim, as decisões de projeto ainda devem ser feitas com cautela, em favor da segurança estrutural.

As diferenças mais significativas, para edificações baixas e altas, surgem quando as correntes descendentes do *downburst* atingem as edificações logo abaixo dele. Nesses casos excepcionais, as correntes descendentes de vento criam fortes sobrepressões nas coberturas e grandes pressões externas, podendo apresentar algum risco para edificações vedadas. Essa situação não está prevista pela NBR 6123:1988.

Adicionalmente, no caso das edificações altas, as áreas mais exigidas são as inferiores, devido à alta velocidade do vento nessas regiões. Para as zonas superiores, a velocidade é menor, o que resulta em cargas mais baixas.

Ainda existem muitas dúvidas em relação às particularidades do escoamento dos ventos de *downbursts*. Para ampliarmos o conhecimento em relação a isso, simulações reais e numéricas são necessárias. Porém, enfatiza-se que é fundamental que dados oriundos de medições reais sejam obtidos para que possam ser comparados com os resultados de simulações numéricas ou experimentais. Assim, decisões de projeto poderão ser tomadas com maior acurácia.

Desse modo, futuramente, será possível ter maior certeza acerca dos efeitos desse tipo de vento para, se necessário, acrescentar um critério específico de dimensionamento para *downbursts* na norma brasileira de vento.

8 REFERÊNCIAS

AMERICAN METEOROLOGICAL SOCIETY. **Atmospheric boundary layer**. Glossary of Meteorology. Disponível em: < http://glossary.ametsoc.org/wiki/Atmospheric_boundary_layer >. Acesso em: 26/05/2017.

AMERICAN METEOROLOGICAL SOCIETY. **Synoptic scale**. Glossary of Meteorology. Disponível em: < http://glossary.ametsoc.org/wiki/Synoptic_scale >. Acesso em: 24/04/2017.

AMERICAN METEOROLOGICAL SOCIETY. **Cyclonic scale**. Glossary of Meteorology. Disponível em: < http://glossary.ametsoc.org/wiki/Cyclonic_scale >. Acesso em: 24/04/2017.

ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE NORMAS TÉCNICAS – ABNT. **NBR 6123**: forças devidas ao vento em edificações. Rio de Janeiro, 1988.

ATKINS, N.; WAKIMOTO, R. M. Wet microburst activity over the southeastern United States: Implications for forecasting. **Weather and Forecasting**, University of California, Los Angeles, v. 6, n. 4, p. 470-482, 1991.

BATTAN, L. J. **The Nature of Severe Storms**, Anchor Books, Garden City, New York, 158 páginas, 1961.

BEOHAR, R. R. **Basic Civil Engineering**. 3. ed. Laxmi Publications Pvt. Ltd, 2011.

BERTSCH, A.; RUCK, B. Interaction between convective downdrafts and inner city areas – a wind tunnel study. In: **Proceedings of the 14th International Conference on Wind Engineering – ICWE14**. Porto Alegre, Brasil, 2015.

BLESSMANN, J. **Acidentes causados pelo vento**. 4. ed. ampl. Porto Alegre: Editora da UFRGS, 2001.

BLESSMANN, J. **O vento na engenharia estrutural**. 2. ed. ampl. Porto Alegre: Editora da UFRGS, 2013.

CARACENA, F.; MAIER, M. W. Analysis of a microburst in the FACE meteorological mesonet network in Southern Florida. **Monthly Weather Review**, v. 115, n. 5, p. 969-985, 1987.

CENTRAL PACIFIC HURRICANE CENTER. **Hurricanes and Tornadoes**. Disponível em: <http://www.prh.noaa.gov/cphc/pages/FAQ/Hurricanes_vs_tornadoes.php>. Acesso em: 28/05/2017.

CHAY, M. T. **Physical modelling of thunderstorm downbursts for Wind Engineering applications**. 2001. Dissertação de mestrado – Texas Tech University, Lubbock, Texas, Estados Unidos, 2001.

DAMASCENO NETO, W. T. **Estruturas de torres sob ação de ventos originados de downbursts**. 2012. Tese de Doutorado – Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2012.

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, Inglaterra, v. 1, paper 2, p. 53-102, 1965.

DVORAK, V. F. Tropical cyclone intensity analysis and forecasting from Satellite Imagery. **Monthly Weather Review**, v. 103, p. 420-430, 1975.

DVORAK, V. F. Tropical cyclone intensity analysis using satellite data. **National Oceanic and Atmospheric Administration Technical Report NESDIS 11**, United States. Department of Commerce, National Oceanic and Atmospheric Administration, National Environmental Satellite, Data and Information Service, Washington, D.C, 1984.

FUJITA, T. T. Downbursts: Meteorological Features and Wind Field Characteristics. Elsevier Science Publishers B.V., Amsterdam. **Journal of Wind Engineering and Industrial Aerodynamics**, v. 36, p. 75-86, 1990.

FUJITA, T. T. **Downburst: Microburst and Macrobust**, University of Chicago Press, Chicago, Illinois, Estados Unidos, 1985.

FUJITA, T. T. Proposed characterization of tornadoes and hurricanes by area and intensity. **Satellite Mesometeorology Research Program Research Paper Number 91**, Department of Geophysical Sciences, University of Chicago, Chicago, Illinois, Estados Unidos, 1971.

FUJITA, T. T. Spearhead echo and downburst near the approach end of a John F. Kennedy runway, New York City, **SMRP Research Paper**, University of Chicago, 1976.

FUJITA, T. T. Tornadoes and downbursts in the context of generalized planetary scales. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 38, n. 8, p. 1511-1534, 1981.

FUJITA, T. T.; WAKIMOTO, R. M. Five scales of airflow associated with a series of downbursts on 16 July 1980. **Monthly weather review**, v. 109, n. 7, p. 1438-1456, 1981.

GARSTANG, M.; WHITE, S.; SHUGART, H.H.; HALVERSON, J. Convective cloud downdrafts as the cause of large blowdowns in the Amazon rainforest. **Meteorology and Atmospheric Physics**, v. 67, n. 1-4, p. 199-212, 1998.

LIMA, E. G. **Análise da ocorrência de *downbursts* no Brasil e estudo da simulação do fenômeno**. 2014. Dissertação de Mestrado. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre. 2014.

LIMA, E. G.; LOREDO-SOUZA, A. M. Análise da ocorrência de *downbursts* no Brasil. **Ciência e Natura**, Santa Maria, v. 37 Ed. Especial SIC, ISSN on-line: 2179-460X, p. 32-38, 2015.

LOREDO-SOUZA, A. M.; LIMA, E. G.; VALLIS, M. B.; ROCHA, M. M.; WITTEWER, A. R.; OLIVEIRA, M. G. Full-scale downburst damage versus boundary layer wind tunnel pressures: a survey analysis. **8th International Colloquium on Bluff Body Aerodynamics and Applications**, Northeastern University, Boston, Massachusetts, 2016.

LOREDO-SOUZA, A.M. Meteorological events causing extreme winds in Brazil. **Wind and Structures**, v. 15, n. 2, 177-188, 2012.

LOREDO-SOUZA, A. M.; SCHETTINI, E. B. C.; PALUCH, M. J. Simulação da Camada Limite Atmosférica em Túnel de Vento. In: MÖLER, S. V.; SILVESTRINI, J. H. (Org.). Turbulência. **Associação Brasileira de Engenharia e Ciências Mecânicas**, Porto Alegre, v. 4, p. 137-163, 2004.

MAGONO, C. Thunderstorms. **Elsevier Scientific Publishing Company**, Amsterdam, 261 páginas, 1980.

MERRILL, R. T. A comparison of large and small tropical cyclones. **Monthly Weather Review**, v. 112, p. 1408-1418, 1983.

MONTGOMERY, M. T.; FARRELL, B. F. Tropical cyclone formation. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 50, n. 2, 1992.

NATIONAL HURRICANE CENTER. **Glossary of NHC Terms**. Disponível em: <<http://www.nhc.noaa.gov/aboutgloss.shtml>>. Acesso em: 19/06/2017.

NATIONAL HURRICANE CENTER. **Saffir-Simpson Hurricane Wind Scale**. Disponível em: <<http://www.nhc.noaa.gov/aboutsshws.php>>. Acesso em: 22/05/2017.

NATIONAL OCEANIC & ATMOSPHERIC ADMINISTRATION. **What is a tropical disturbance, a tropical depression, or a tropical storm?**. Disponível em: <<http://www.aoml.noaa.gov/hrd/tcfaq/A5.html> >. Acesso em: 24/04/2017.

NATIONAL SEVERE STORMS LABORATORY. **Tornado Basics**. Disponível em: <<http://www.nssl.noaa.gov/education/svrwx101/tornadoes> >. Acesso em: 22/05/2017.

NATIONAL WEATHER SERVICE. **Enhanced Fujita Scale**. Disponível em: <<http://www.spc.noaa.gov/efscale/ef-scale.html>>. Acesso em: 07/04/2017.

NATIONAL WEATHER SERVICE. **Downburst Wind awareness**. Disponível em: <<http://www.weather.gov/cae/downburst.html> >. Acesso em: 17/04/2017.

NASA SPACE PLACE. **How do hurricanes form?** Disponível em: <<http://spaceplace.nasa.gov/hurricanes/en/>> Acesso em: 26 out. 2016.

NOVLAN, D. J.; GRAY, W. M. Hurricane-spawned tornadoes. **Monthly Weather Review**, v. 102, p. 476-488, 1974.

ROTUNNO, R. Tornadoes and tornadogenesis. In: RAY, P. S, editor. **Mesoscale Meteorology and Forecasting**. American Meteorological Society, p. 414-436, 1986.

PONTE JR, J.; RIERA, J. D. **Simulation of extreme wind series caused by thunderstorms in temperate latitudes**. Structural Safety, v. 32, n. 4, p. 231-237, 2010.

STATE CLIMATE OFFICE OF NORTH CAROLINA. **Hurricanes – Structure**. 2017. Disponível em: <<http://climate.ncsu.edu/climate/hurricanes/structure.php>>. Acesso em: 05 abr. 2017.

TECSON, J. J. Characterization of 1965 Tornadoes by their Area and Intensity. **SMRP Research Paper No. 94**, University of Chicago, 1971.

THOM, H. C. S. **New Distributions of extreme wind speeds in the United States**. J. Structure Div., ASCE, 94, 1787-1801, 1969.

VAREJÃO-SILVA, M. A. **Meteorologia e Climatologia**. 2. ed. digital. Recife, 2006.

WAKIMOTO, R. M. **Convectively driven high wind events**, Severe Convective Storms, Meteor. Monogr., C.A. Doswell III, American Meteorological Society, 2001.

WAKIMOTO, R. M. Forecasting dry microburst activity over the high plains. **Monthly Weather Review**, v. 113, p. 1131-1143, 1985.

ZHANG, Y.; HU, H.; SARKAR, P. P. An experimental study on wind loads acting on a high-rise building model induced by microburst-like winds. **Journal of Fluids and Structures**, v. 50, p. 547-564, 2014a.

ZHANG, Y.; HU, H.; SARKAR, P. P. Comparison of microburst-wind loads on low-rise structures of various geometric shapes. **Journal of Wind Engineering and Industrial Aerodynamics**, v. 133, p. 181-190, 2014b.

ZHANG, Y. **Study of microburst-like wind and its loading effects on structures using impinging-jet and cooling-source approaches**. 2013. Tese de Doutorado – Iowa State University, Ames, Iowa, Estados Unidos, 2013.