

风资源与微观选址： 理论基础与工程应用

张怀全 编著

Wind Resource and Micro-siting
Science and Engineering



机械工业出版社
CHINA MACHINE PRESS

内容简介

本书涵盖从风资源工程学、风数据分析到风能气象学等与风资源技术相关的几乎全部知识领域，并与国际前沿接轨。作者从事这方面技术工作多年，积累了丰富的工程实践经验。本书所涉及的内容都来源于作者的实际工作，以期具有较高的理论和实践指导价值。

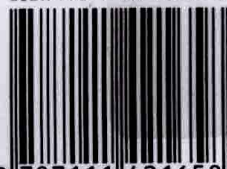
本书的宗旨是为读者搭建风资源与微观选址的知识体系，并建立科学的理念。读者可以根据本书指引，对感兴趣的话题深入研究，起到抛砖引玉的作用。但对于一般读者，本书应该足以应对风资源技术的日常工作。相比之下，本书可能更适合对理论感兴趣，并有一定数学基础，尤其是概率统计学基础的读者。

Content Overview

The book covers all of the key areas of wind resource assessment technologies including: wind resource analysis; micro-siting; wind data analysis and correlation; wind energy meteorology; and power curve performance. The content of the book is based on the author's extensive experience in the industry and provides substantial guidance in both theoretical and practical methodology.

The book aims to form a strong systematic foundation of wind resource assessment and micro-siting for readers and should allow readers to utilize the contents for research purposes as well as a go-to guide for useful information. It is assumed that readers will have a strong grasp of mathematics, in particular statistics.

ISBN 978-7-111-42165-8



9 787111 421658 >

上架指导 工业技术 / 新能源 / 风能

ISBN 978-7-111-42165-8

定价：68.00元

风资源与微观选址：理论 基础与工程应用

张怀全 编著



机械工业出版社

本书涵盖从风资源工程学、风数据分析到风能气象学等与风资源技术相关的几乎全部知识领域，并与国际前沿接轨。作者从事这方面技术工作多年，积累了丰富的工程实践经验。本书所涉及的内容都来源于作者的实际工作，以期具有较高的理论和实践指导价值。

本书的宗旨是为读者搭建风资源与微观选址的知识体系，并建立科学的理念。读者可以根据本书指引，对感兴趣的话题深入研究，起到抛砖引玉的作用。但对于一般读者，本书应该足以应对风资源技术的日常工作。相比之下，本书可能更适合对理论感兴趣，并有一定数学基础，尤其是概率统计学基础的读者。

图书在版编目（CIP）数据

风资源与微观选址：理论基础与工程应用/张怀全编著.

—北京：机械工业出版社，2013.6

ISBN 978 - 7 - 111 - 42165 - 8

I . ①风… II . ①张… III . ①风力能源 ②风力发电 - 发电厂 - 选址 IV . ①TK81②TM62

中国版本图书馆 CIP 数据核字（2013）第 075628 号

机械工业出版社（北京市百万庄大街 22 号 邮政编码 100037）

策划编辑：张俊红 责任编辑：赵玲丽

版式设计：霍永明 责任校对：杜雨霏

封面设计：马精明 责任印制：张楠

北京京丰印刷厂印刷

2013 年 6 月第 1 版第 1 次印刷

184mm × 260mm · 15.75 印张 · 390 千字

0 001—3 000 册

标准书号：ISBN 978 - 7 - 111 - 42165 - 8

定价：68.00 元

凡购本书，如有缺页、倒页、脱页，由本社发行部调换

电话服务

网络服务

社服务中心：(010) 88361066 教材网：<http://www.cmpedu.com>

销售一部：(010) 68326294 机工官网：<http://www.cmpbook.com>

销售二部：(010) 88379649 机工官博：<http://weibo.com/cmp1952>

读者购书热线：(010) 88379203 封面无防伪标均为盗版

前 言

人们对风的研究由来已久，但风力发电把对风的研究推到前所未有的高度。风电作为取之不尽、用之不竭的可再生能源，被人们在能源饥渴的未来寄予厚望。作者致力于为中国风电事业发展尽一份绵薄之力。

风是琢磨不定的，有点“说不清，道不明”的感觉，导致很多同行都以经验为主导，而对风资源技术理论知之甚少。风具有极高的随机性和复杂性，没有理论基础支持的经验如何真正指导实践呢？况且很多经验都是想当然的、经不起推敲的。风是风力发电的食粮，其重要性不言而喻，因此必须引起我们的重视，从理论上对其进行解构。

风资源与微观选址这一学科涉及的内容十分广泛，包括概率统计、大气物理、气候学和流体力学等诸多学科，影响风资源的因素更是极其复杂。在面对一个风电场时，我们的所谓经验是不可靠的，就连商业化的计算软件也存在巨大的不确定性。我国目前风电场的营利水平多低于投资预期，这与风资源和微观选址过程的不科学和不重视不无关系。

风资源的不确定性是问题的关键，这些问题只能用概率统计的思维方式来解答。只有建立了概率统计模型，才能形成科学的工作理念。若想更好地理解风这种大气属性，需要理解基本的大气物理和气象学相关的知识，本书将用大量篇幅予以理论阐述，希望能够指导风资源工程技术人员的工作实践。开篇章节“风资源与微观选址工程”是对工程实践的指导，适合绝大多数对风资源技术感兴趣的读者阅读。最后，用几个章节阐述风资源与微观选址还需考虑的其他问题，如环境和风力机载荷等。

作者将尽力将风资源专业相关的重大问题归纳成章，同时每章分别可自成体系，使读者既可以系统地研究风资源理论，又可以针对具体问题直接参考对应章节。由于篇幅有限，涉及学科广泛，因此本书不可能把每个理论问题彻底理清，但希望给读者一个更深入研究的基本思路。由于国内极少有这方面的参考资料和书籍，因此本书引用和参考的几乎都是国外的文献，并期望做到与国际前接轨。

由于作者资历尚浅，能力和精力都十分有限，难免会有纰漏和不足之处，望读者见谅。同时，衷心期望读者能将问题反馈给本人，共同提高和进步。

作 者

目 录

前言

第 1 章 绪论	1
1.1 风资源评估学科介绍	1
1.2 风气候	2
1.2.1 全球风气候	2
1.2.2 中尺度风气候	3
1.2.3 局地风气候	3
1.3 风资源的不确定性	4
第 2 章 风资源与微观选址	
工程（上）	6
2.1 地表粗糙度	6
2.1.1 粗糙度长度	6
2.1.2 粗糙度与风廓线	9
2.1.3 内部边界层	9
2.1.4 粗糙长度改变模型	10
2.1.5 置换高度	11
2.1.6 风切变	12
2.2 地形加速效应	13
2.2.1 水平风加速廓线	13
2.2.2 垂直风加速廓线	14
2.2.3 地形分类	16
2.2.4 崎岖指数	18
2.3 障碍物遮挡效应	19
2.3.1 风速降低效应	19
2.3.2 湍流增加效应	21
2.4 风力发电机组的尾流	22
2.4.1 尾流的基本结构特征	23
2.4.2 尾流中风速减低效应的 计算模型	24
2.4.3 尾流中湍流强度增加的 计算模型	25

2.4.4 大型风电场的尾流	26
2.4.5 复杂风电场的尾流	28

第 3 章 风资源与微观选址

工程（下）	29
3.1 风图谱分析与应用程序	29
3.1.1 基本原理	29
3.1.2 风流模型	30
3.1.3 模型的适用性	31
3.1.4 复杂地形修正	33
3.2 计算流体力学模型简述	34
3.2.1 计算流体力学概述	34
3.2.2 流体与流动的基本特性	35
3.2.3 控制方程	37
3.2.4 边界条件与初始条件	37
3.2.5 网格化	38
3.2.6 解析离散方程	39
3.2.7 计算结果处理与显示	40
3.3 测风塔的代表性	41
3.3.1 风气候相似	42
3.3.2 地形地貌相似	43
3.3.3 障碍物遮挡效应相似	43
3.4 微观选址	44
3.4.1 排布效率	44
3.4.2 载荷风况	45
3.4.3 微观选址的流程	46
3.4.4 现场定点及微调	46
3.4.5 扇区管理	48
3.4.6 风资源评估与微观选址报告	49

第 4 章 风数据统计分析

4.1 风数据时间序列	51
4.1.1 随机现象	51

4.1.2 平均值与标准差	51	5.3.2 残差与决定系数	86
4.1.3 平均风速时间序列	51	5.3.3 预测值标准差的测量与估计	87
4.1.4 湍流强度时间序列	52	5.4 再分析数据的应用	88
4.1.5 风向时间序列	54	5.4.1 气压高度与 σ 高度	88
4.2 风速的概率密度分布	56	5.4.2 再分析数据的一致性	89
4.2.1 概率密度分布	56	5.4.3 再分析数据应用的不确定性	90
4.2.2 平均风速的计算	56		
4.2.3 威布尔概率密度分布	57	第6章 风资源评估的不确定性	91
4.2.4 威布尔累计概率分布	59	6.1 统计不确定性	91
4.2.5 威布尔分布的参数估计	60	6.1.1 正态分布函数特性	91
4.2.6 威布尔分布的决定系数	62	6.1.2 不确定度计算	92
4.2.7 瑞利分布	64	6.1.3 超越概率	93
4.2.8 风玫瑰图	64	6.1.4 平均风速敏感度分析	95
4.3 风功率密度与风能转化	65	6.2 损耗折减及其不确定度	96
4.3.1 风功率密度计算	65	6.2.1 尾流折减	96
4.3.2 贝兹极限	66	6.2.2 可利用率折减	97
4.3.3 风功率转化系数	68	6.2.3 功率曲线折减	98
4.3.4 风力发电机组的功率曲线	69	6.2.4 电气损耗	98
		6.2.5 环境损耗	99
第5章 风数据长期修正	71	6.2.6 缩减损耗	99
5.1 风数据相关性分析	71	6.3 偏差修正及其不确定度	99
5.1.1 风数据相关性的影响因素	71	6.3.1 平均风速长期修正	99
5.1.2 随机变量的相关性	72	6.3.2 复杂风场 <i>RIX</i> 修正	100
5.1.3 平均时间周期影响	73	6.3.3 超大型风场的模型问题	100
5.1.4 偏度与峰度	75	6.3.4 功率曲线修正	101
5.2 风数据回归分析及预测	75	6.4 风数据的不确定度	102
5.2.1 回归分析方法	76	6.4.1 风数据质量	102
5.2.2 风数据有效性	76	6.4.2 威布尔分布决定系数	102
5.2.3 简单线性模型	77	6.4.3 风速年度波动	102
5.2.4 方差比例模型	79	6.4.4 未来风气候趋势	103
5.2.5 二维线性回归模型	79	6.5 风流模型的不确定度	103
5.2.6 威布尔参数缩放模型	80	6.5.1 垂直外推	103
5.2.7 多项式模型	80	6.5.2 水平外推	104
5.2.8 莫蒂默模型	81	6.5.3 地表形态相似度	104
5.2.9 人工神经网络模型	81	6.5.4 森林	105
5.2.10 WindPRO 矩阵模型	82	6.5.5 风流模型不确定度小结	105
5.3 预测的不确定性分析	85	6.6 不确定度分析案例	106
5.3.1 同期风数据长度	85		

第7章 极端风况	107	第9章 大气概论与空气密度	142
7.1 Gumbel 极值分布	107	9.1 干洁大气	142
7.2 极大风速估计	108	9.1.1 干洁大气的成分	142
7.2.1 独立大风事件	108	9.1.2 干洁大气状态方程	143
7.2.2 经典 Gumbel 极值分布法	110	9.2 湿润大气	143
7.2.3 柏拉图极值分布法	112	9.2.1 水汽压	144
7.3 极端风况	113	9.2.2 相对湿度与绝对湿度	145
7.3.1 极大阵风	113	9.2.3 湿润空气的状态方程	145
7.3.2 极端风向变化	114	9.3 大气压力	145
7.3.3 极端风切变	114	9.3.1 位势高度与几何高度	146
7.3.4 极端湍流	116	9.3.2 大气静力学平衡	147
7.4 台风	118	9.3.3 温度随高度的变化	147
第8章 风数据的测量	120	9.3.4 标准大气	148
8.1 杯式风速仪	120	9.3.5 气压随时间的变化	149
8.1.1 杯式风速仪的动力平衡	120	9.4 风场空气密度计算	150
8.1.2 杯式风速仪的测量值	121	9.4.1 干燥空气的密度	150
8.1.3 杯式风速仪的标定	122	9.4.2 湿润空气的密度	150
8.1.4 杯式风速仪的动态特性	122	9.4.3 空气密度随高度变化	151
8.1.5 杯式风速仪的选择	125	9.4.4 空气密度随湿度和压力的 变化	152
8.2 测风塔的安装规范	127	9.4.5 温度范围计算	152
8.2.1 实心圆柱形塔	128	第10章 边界层气象	154
8.2.2 空心三角架塔	128	10.1 大气热力结构分层	154
8.2.3 支杆与附件	129	10.1.1 对流层	154
8.2.4 切变气流	130	10.1.2 平流层	155
8.2.5 风向仪的安装	130	10.1.3 中间层	156
8.2.6 测风塔安装推荐标准	131	10.1.4 热层	156
8.2.7 测风塔安装的气候因素	131	10.2 大气边界层	157
8.2.8 风数据的不确定性评估	132	10.2.1 边界层的基本特征	157
8.3 测风塔的管理与维护	132	10.2.2 边界层内的风和气流	158
8.3.1 测风塔安装报告	133	10.2.3 大气边界层的厚度和结构	159
8.3.2 测风塔验收	135	10.2.4 变量的时间和空间尺度	160
8.3.3 测风塔监控与维护	136	10.2.5 风的平均值与湍流部分	161
8.4 其他种类测风仪器介绍	137	10.3 大气湍流	162
8.4.1 螺旋推进式测风仪	137	10.3.1 湍流的基本特征	162
8.4.2 超声波测风仪	138	10.3.2 湍流的产生机制及物理 过程	163
8.4.3 声雷达测风仪	139		
8.4.4 激光雷达测风仪	140		

10.3.3 泰勒假设	164	12.2 视觉污染	202
10.3.4 湍流动能	165	12.2.1 光影闪变现象	202
10.3.5 湍流通量与雷诺平均	166	12.2.2 光影闪变影响评估	203
10.4 大气边界层稳定度	167	12.2.3 风景美学	203
10.4.1 大气稳定度特征	167	12.3 噪声污染	204
10.4.2 垂直风切变	169	12.3.1 风力发电机的噪声曲线	204
第 11 章 大气环流及天气系统	172	12.3.2 声压级计算	205
11.1 基本大气环流	172	12.3.3 声强级的合成	207
11.1.1 压力梯度、力和风	172	12.4 其他环境与健康影响	208
11.1.2 地转风	174	12.4.1 公共健康与安全	208
11.1.3 地球能量平衡	175	12.4.2 无线通信	209
11.1.4 三圈环流模型	176	12.4.3 固体及危险废弃物	209
11.1.5 极锋与斜压不稳定	177	12.4.4 空气质量及气候影响	209
11.2 天气尺度天气系统	178	第 13 章 风力发电机组的功率性能	
11.2.1 气旋与反气旋	179	测试	211
11.2.2 天气前锋	180	13.1 确定测试扇区	211
11.2.3 热带风暴	180	13.1.1 测风塔的位置	211
11.3 中尺度天气系统	181	13.1.2 测量的扇区	212
11.3.1 中尺度定义	181	13.2 风电场校准及其不确定性	214
11.3.2 地形影响	182	13.2.1 不需要校准的简单地形	214
11.3.3 对流和雷暴	186	13.2.2 用两个测风塔校准风电场	215
11.3.4 海陆风	187	13.2.3 用机舱风速仪校准风电场	216
11.3.5 坡风和谷风	189	13.2.4 风电场校准参数的验证	217
11.3.6 低空急流	190	13.2.5 风电场校准的不确定性	218
11.3.7 下坡风暴	192	13.3 测试数据的采集与处理	219
11.4 数值模拟及天气预报	192	13.3.1 数据采集	219
11.4.1 物理公式	193	13.3.2 数据标准化	220
11.4.2 网格和边界条件	194	13.3.3 测量功率曲线的确定	220
11.4.3 中尺度气象模型的不确 定性	196	13.4 使用机舱风数据测试功率 曲线	221
11.4.4 中尺度气象模型的应用	199	13.4.1 机舱风速与自由风速的 关系	221
第 12 章 风电场的环境与健康影响 ..	200	13.4.2 机舱风速生成的功率曲线	222
12.1 生物影响	200	13.5 影响功率性能的其他因素	223
12.1.1 鸟类和蝙蝠	200	13.5.1 湍流对功率性能的影响	223
12.1.2 陆地生物	202	13.5.2 风切变对功率性能的影响	223
12.1.3 植被	202	13.5.3 入流角对功率性能的影响	224

第 14 章 风力发电机的载荷	225	14.3.4 等效载荷	232
14.1 载荷工况	225	14.3.5 载荷计算的不确定性	232
14.1.1 设计情形	225	14.3.6 极端载荷	233
14.1.2 风况条件	225	14.4 风力发电机载荷的术语	
14.1.3 设计载荷工况	226	定义	234
14.2 载荷类型	227	附录	236
14.2.1 惯性和重力载荷	227	附录 A IEC 对风力发电机组的	
14.2.2 空气动力载荷	228	分类标准	236
14.2.3 功能性载荷	229	附录 B 风电场气象及环境	
14.2.4 其他风源载荷	229	参数表	237
14.2.5 非风源载荷	229	附录 C 常用公式表	238
14.3 载荷计算	230	参考文献	239
14.3.1 气动力弹性载荷计算	230		
14.3.2 疲劳载荷与 S-N 曲线	230		
14.3.3 应力区间分布	231		

第 1 章 绪 论

能源的供给无疑是人类 21 世纪面临的巨大挑战之一。传统能源日渐枯竭，同时释放大量的污染和温室气体，对人类的生存和发展造成难以估量的威胁。因此近些年，人们越来越对可再生能源寄予厚望。

为了使风能成为经济的能源，风电行业正在沿着开发更大和更可靠的风力发电机组的方向发展，风能开发也变得越来越资本密集。风电投资的经济性，即风力发电机组的发电回报，显然极大地取决于风场的风资源情况，而其中隐含的重要内容是对风资源情况判断的准确性。我们必须对多年的实际风气候进行准确判断，才能正确决策风场建设的地点，计算发电量和佐证投资。可以说，风资源评估的水平对一个风电项目的成功与否起到决定性的作用。

1.1 风资源评估学科介绍

从气象学的角度，可以把对风资源的研究称为风能气象学，并发展成了一个独立的学科。风能气象学可以描述成是应用地球物理流体力学，是气象学与气候学的结合。从广义上讲，气象学又是大气科学的重要组成部分，它包括大气热力学和化学、大气运动的定性和定量描述和大气与地球表面和生物圈的互动。气候学是研究气候及其实际应用的科学，侧重于地球上某一特定地理位置的气候条件，显然也与地理学相关^[4]。

风能气象学是使用气象方法的应用科学，包含三个主要领域：风力发电机组的微观选址、局地风能资源的评估和风功率的短期预测。

在风能气象学领域，选址的定义是对某一特定风力发电机组，在一个或多个特定地点的平均发电量进行估算。除了风资源外，完整的选址过程包括对电网可用性和土地使用情况等诸多内容的考虑，但这些并非本书所要涵盖的内容。预测未来数小时和几天的风功率给气象学带来巨大挑战，由于计算机能力的进步和观测站点密度的增加（尤其是气象卫星的使用），使这一切变得可能。但由于问题十分复杂，超出了一般风资源工程师的工作范围，因此风功率预测也不在本书涉及的范围之内。但是，读者可以从第 10 章和第 11 章得到一定的体会。

风资源评估技术的发展伴随着风力发电机组的商业演化和大型并网风电场的建设。1970 年代初期，科学家和工程师们就开始研究与风力发电相关的气象学和气候学问题，并发表了大量的文献。很多国家都在这时启动了国家风能项目，其中最著名的大概是由美国西北实验室完成的美国风能资源图谱，和丹麦里索（Riso）国家实验室完成的丹麦风图谱，两者都发表于 1980 年。除此之外，多个国家还发行了选址手册，最著名的有美国（1977 年和 1980 年）、加拿大（1984 年）、荷兰（1986 年）和可作为选址手册使用的欧洲风图谱（1989 年）^[4]。我国比较系统的风资源图谱^[2]发表于 2009 年《Renewable and Sustainable Energy Reviews》杂志上。

20 世纪 80 年代，风力发电技术的发展非常迅猛，建造和测试了大型的风力发电机组，但是多由于设计缺陷，运行几年后便拆除了。这段时间风电行业积累了大量宝贵的经验，风资源

评估的知识和微观选址的可靠方法变得越发清晰。20 世纪 90 年代，世界风能的利用出现持续稳定的增长，不同品牌的设备之间和需要大量投资的项目之间，都出现激烈的竞争。那么，究竟基于什么对项目进行选址呢？回答这一问题时，风能气象学发挥了越来越重要的作用。

值得一提的是，该学科经过 20 多年的发展，投入了大量的研发力量，提出了很多评估方法，其中有些评估方法都最终被淘汰，而准确和有效的评估方法被广泛采用。进入 21 世纪以来，国外出版了多本相关的书籍，但多以操作手册的形式指导实践。本书则致力于风资源与微观选址的理论剖析，搭建学科体系，为中国的风电事业发展尽一份绵薄之力。

1.2 风气候

1.2.1 全球风气候

全球风资源的分布是非常不均匀的，反映为大尺度的气候差异和由于地形产生的小尺度差异。大气是一个非常复杂的热力引擎，能量由太阳对地表的加热不断供给。

通常通过对长期风数据的分析来应对这种复杂性，但是这种长期数据一般受到局地的小尺度特征影响。因此，在应用这种数据做内推或外推时，如果没有经过充分的物理模型和统计模型对这些影响认真分析，那么风险无疑是巨大的。另外，历史风速数据的质量往往较差，测量高度较低（一般约为 10m），且通常距离风场较远，而风资源对小的风速错误又十分敏感（近似三次方关系）。

最近几年，另一种方法得到了越发普遍的应用：用全球气象模型分析多年的大气测量参数（包括温度、压力、湿度等）的准完整性，从而获得动态的、一致的数据和统计，即所谓的再分析数据。该方法避免了直接应用风数据带来的问题。实际上，多数再分析过程中并不考虑低空的风数据，以避免局地影响的“污染”^[1]。图 1-1 为用 40 年的再分析数据模拟

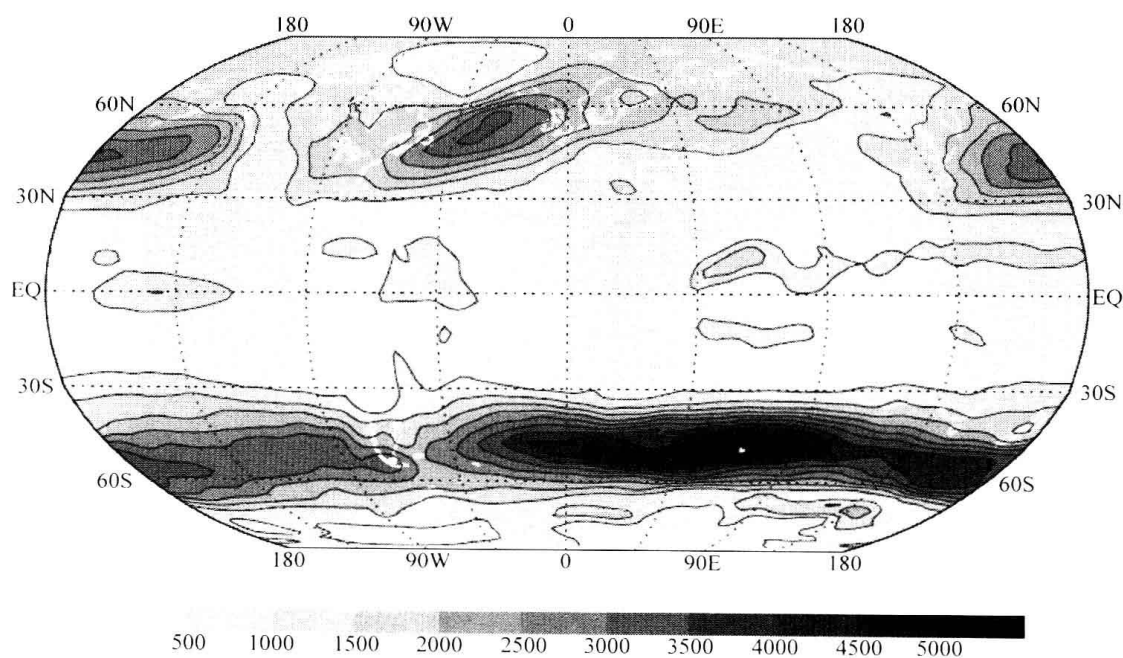


图 1-1 用 40 年的再分析数据模拟的全球 10m 高平均风速分布^[3]

的全球 10m 高平均风速分布。该图较好地展示了与大尺度天气系统相关的长期平均风速。图 1-2 为中国的风能密度分布。

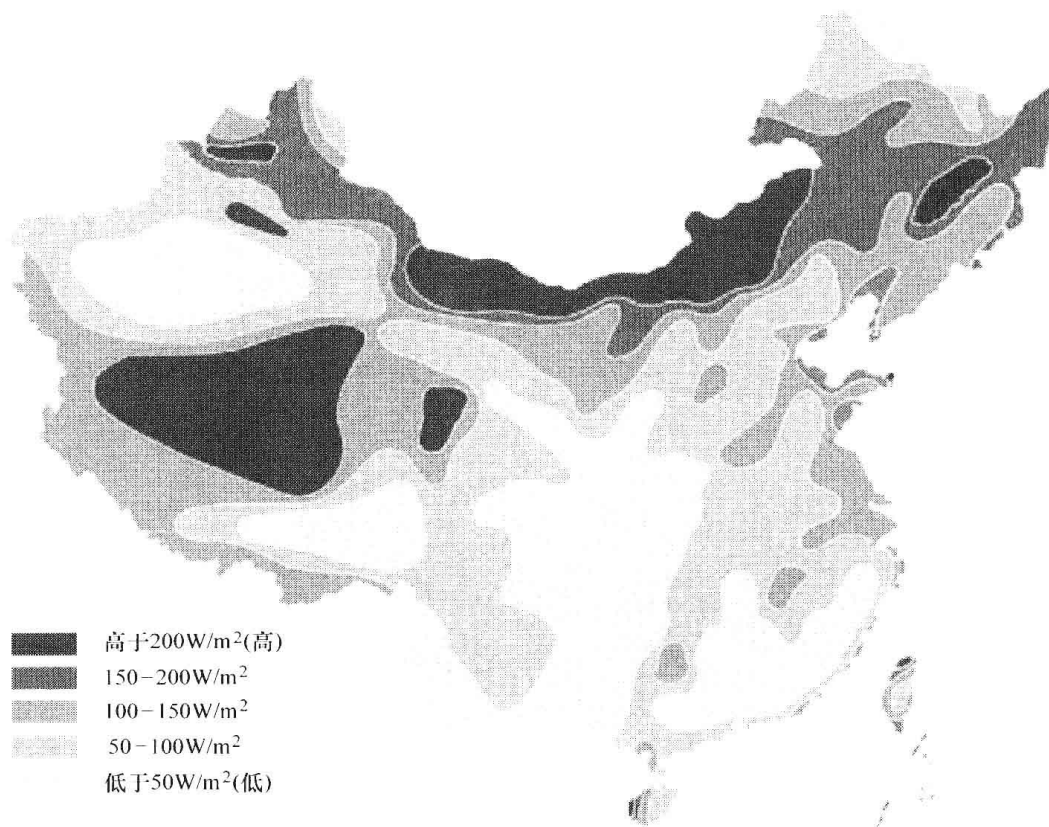


图 1-2 中国的风能密度分布^[2]

为了获得更高的空间分辨率，涵盖对风资源有重大影响的较小尺度现象，目前的常规做法是应用空间分辨率比全球再分析模型更高、但覆盖较小的区域的中尺度大气模型。

1.2.2 中尺度风气候

大尺度（天气尺度）分析模型不能捕捉与风资源相关的全部天气现象。中尺度表征了从大尺度到微观尺度或局地尺度之间缺失的尺度，涵盖特殊气象现象，如海陆风、热带风暴、对流风暴和龙卷风等。同时，中尺度模型还常用来描述地理特征（如山、山脉和地表特征）对大尺度风流的影响，因为大尺度模型没有对这些特征进行解析。因为大尺度和全球模型变得越来越复杂，分辨率变得越来越高，所以大尺度和中尺度的界限并不清晰且不断变化。

中尺度气象模型已经普遍地应用到了风资源评估工作中，本书将在“第 10 章边界层气象”中，对不同尺度的大气物理和气象现象过程进行描述。

1.2.3 局地风气候

局地风气候是反映从大尺度气候系统到中尺度现象，再到最小尺度特征的影响的风气候。从气象学的角度，更多的是代表微观尺度的气候特征，这也是微观选址术语的由来。

各种影响风的地形地貌特征一起，组成了局地的地理特征。在地表附近，中小尺度的山体，与典型的植被和障碍物密度的变化，对风速的影响程度是差不多的^[4]。图 1-3 展示了，在距地面 10m 高处，从丹麦海岸线向内陆推进的平均风速的波动情况（有一定程度夸张）。在微观选址时，应该对图中各种局地的微观地形地貌特征予以充分的考虑。基本上，在局地建立测风塔可以实现对测风点的风资源评估。若考虑各种局地效益，也可以对不同高度和测量点附近不同地点的风资源进行有效的评估。

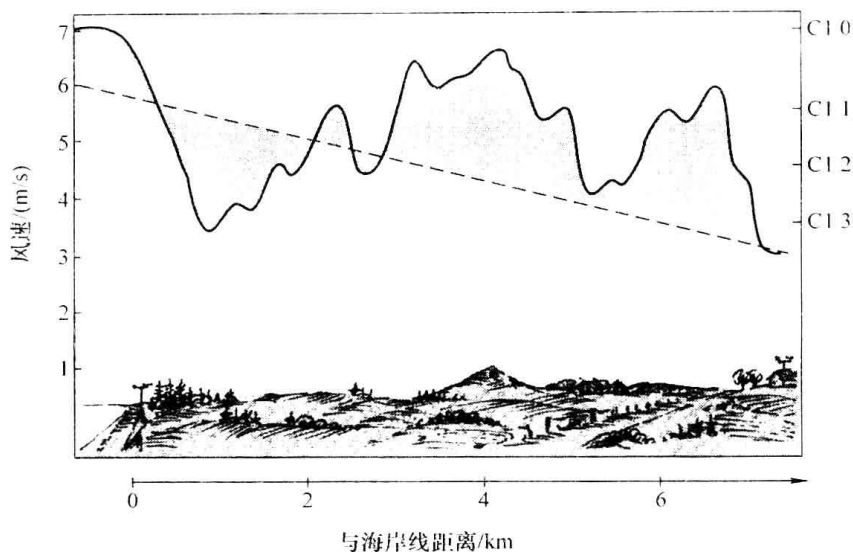


图 1-3 由于局地地形影响，10m 高平均风速的波动情况^[4]

在世界大多数地方，风气候本质上取决于大尺度的天气系统，如中纬度西风、信风带和季风等。局地风气候是大尺度系统和局地效应的叠加，其中大尺度系统决定了风资源的总体走势（长期的）。因此，对大尺度系统的研究通常需要多年的长期测风数据，而局地风数据的测量可以较短（一年）。风数据的长期相关性分析，在很大程度上，就是研究局地效应和大尺度系统的相关性，本书第 5 章将专门对此进行阐述。

必须考虑和评估的最重要的局地效应包括：障碍物遮挡效应（如果测量高度较低，则变得尤为重要）、地形效应、地表粗糙度条件和地表热效应（大气稳定度）^[1]。本书将在第 2 章和第 3 章对这些效应，从物理理论到工程应用做较为深入的阐述。

风资源是一个统计量，对风资源的评估也是从风速和风向数据的统计开始。绝大多数情况下，都需要就地建设测风塔，以降低风资源评估和风力发电机组载荷评估的风险。测风塔的数量由风电场的复杂程度，根据具体情况而定。测风塔的高度一般尽量接近风力发电机组的轮毂高度，但需同时也在多个高度测风，以便更好地评估局地效应对风的影响。由于测风塔的建设难度较大，近些年，基于地面的可测量数百米高度的远程传感器，也得到了越来越广泛的应用。

本书将在第 8 章中对风数据的测量进行详细的阐述，并在第 2 章中对测风塔的代表性问题进行说明。

1.3 风资源的不确定性

风资源问题之所以复杂，在很大程度上就是因为其不确定性，因此这也是研究风资源问

题的关键切入点。统计学本身的特性也决定了作为一种随机变量的统计量，风资源的评估必然存在各种不确定性。

风速的波动是十分明显的，如图1-4所示。每月的平均风速波动十分剧烈，每年的平均风速相差也很大，就算是每10年平均仍不能得到稳定的平均风速值。风力发电机组的发电量大概与风速的三次方成正比，那么发电量的波动就更加敏感和剧烈了。

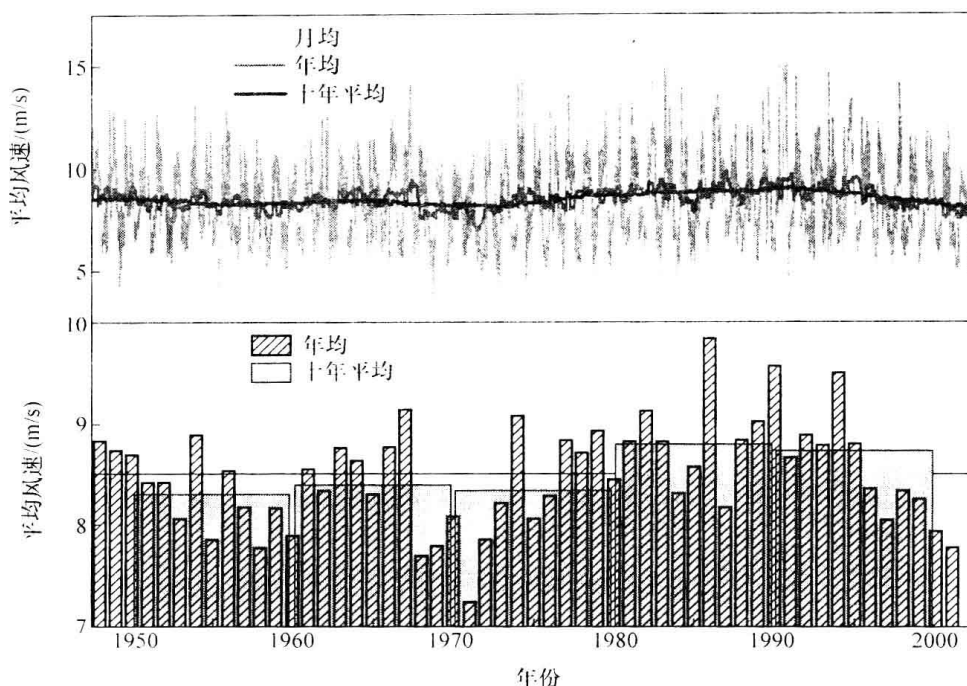


图1-4 爱尔兰一点的再分析风数据，表明风速的波动情况^[4]

通常风电项目仅有1年的实测风数据，而且仅能代表历史。如何能够准确评估未来20年的平均风速，并预测风电场整个生命周期的发电量和收益呢？图1-4中，1971年的风速仅为7.2m/s左右，而1986年竟然达到了将近9.5m/s。

实际上，风气候的年度消长不仅使风电场投资收益的评估过程充满风险，还可能导致风力发电机组的机型错配。若根据1971年的风数据，该风电场为IECⅢ类风电场，而1986年则指向了IECⅠ类，而风电场长期实际是IECⅡ类。若选用IECⅠ的机型，则不能发挥最大的发电效益；若选用IECⅢ类的机型，则难以承受载荷，造成机组寿命缩短，故障频发。

因此，风数据的长期修正就变得异常重要，这是本书第5章所要讨论的内容，在此基础上，风电场发电量预测的不确定性分析则放在了第6章中单独论述。

第2章 风资源与微观选址工程（上）

风资源评估工程范围从对某一大块区域进行风能的总体评估到某一具体风力发电机组的年发电量的评估。前者为区域评估，后者为微观选址。微观选址所需要的信息要比区域评估多得多，但是两者都是应用地形分析和区域风气候分析的基本概念。

为了计算地形和地貌对风的影响，需要我们对其特征进行系统的描述。地形和地貌对风的影响主要来自于三个方面：地形、障碍物和粗糙度，本章将分别对此予以阐述。

风资源评估的工程应用往往是对真实情况的简化，使风资源工程师们在经过短期训练后就可以开展大量工作。但对于高级风资源工程师来说，就要对各种风资源简化模型背后的深层次理论和局限性了如指掌，在实际工作中做到心中有数，能够发现问题和风险。

由于 WAsP 模型是基于边界层气象学的最经典的风资源模型，对风资源工程应用起到关键的指导作用，因此下章将以 WAsP 模型为基础，做重点论述。

2.1 地表粗糙度

2.1.1 粗糙度长度

地表粗糙度由地表粗糙元的尺寸和分布决定。对于陆地表面，粗糙元主要有植被、建筑区和土壤表面。关于粗糙度的概念在本书的第 10 章中还有进一步的讲解。地表粗糙度是作为大气下边界出现的几何长度，是对数风廓线中平均风速等于零的高度。中性稳定大气近地层的风廓线为

$$\frac{u(z)}{u_*} = \frac{1}{k} \ln\left(\frac{z}{z_0}\right) \quad (2-1)$$

式中 z_0 ——地表粗糙长度，单位为 m；

u_* ——具有速度量纲的非负常数，称为摩擦速度。

u_* 的二次方具有湍流切应力的性质。根据粗糙度的概念，当平均风速 $u(z)$ 为零时的高度就是 z_0 。根据式 (2-1) 可知，只要测量两个高度的平均风速，就可以很容易地推导出 u_* 和 z_0 ，也可以根据对数函数的外推，估算平均风速为零时的高度。

虽然粗糙长度不等于每个地表粗糙元的高度，但是这些粗糙元与粗糙长度却存在着——对应的关系。换句话说，一旦确定了某一特定表面的粗糙长度，它将不随风速、大气稳定度和应力而改变。当地表粗糙元改变时，例如植被高度和覆盖率的变化、竖起篱笆、建造房屋和森林砍伐等，粗糙长度才可能变化。粗糙元的高度越高，粗糙长度越大，但是粗糙长度总是小于粗糙元的物理高度。

Lettau 于 1969 年提出了粗糙元与粗糙长度的简单经验关系式^[5]。可以用高度 h 、迎风面的截面积 S 描述粗糙元的形态。如果多个粗糙元均匀地分布在一个区域范围内，那么平均每个粗糙元所占的面积为 A （总面积/粗糙元个数），则有

$$z_0 = 0.5 \frac{hS}{A} \quad (2-2)$$

当粗糙元分布均匀、彼此之间缝隙较大、大小和形状类似时,根据式(2-2)计算的结果是可以接受的。计算粗糙元迎风面的截面积 S 时,应该考虑孔隙率,如树林和树丛等。

【例 2-1】一块均匀分散着小树丛的陆地,面积为 5000m^2 。单个树丛的平均高度约为 50cm ,平均宽度约为 1m ,这块地上大约有 500 个这样的小树丛。由于盛夏季节,树叶饱满,孔隙率取 20% ,求这块地的粗糙长度?

每个树丛作为一个粗糙元,其迎风面的截面积为

$$S = 1 \times 0.5 \times (1 - 20\%) \text{m}^2 = 0.4\text{m}^2$$

平均每个粗糙元所占的面积为

$$A = 5000/500\text{m}^2 = 10\text{m}^2$$

于是,粗糙长度为

$$z_0 = 0.5 \frac{hS}{A} = 0.5 \times \frac{0.5 \times 0.4}{10} \text{m} = 0.01\text{m}$$

实际工作中,经常会遇到多种大小和形状不同的粗糙元混合的情形。为了计算这种情形下的粗糙长度,Kondo 和 Yamazawa 于 1986 年提出了类似的经验关系式^[6]:

$$z_0 = \frac{0.25}{S_T} \sum_{i=1}^n h_i S_i \quad (2-3)$$

式中 S_i ——第 i 个粗糙元的迎风面截面积;

h_i ——第 i 个粗糙元的高度;

S_T —— n 个粗糙元所占的总面积。

水的表面情况比较特殊,因为水波是动态的,水波的振幅与风速有关。当不考虑粘性效应和水的表面张力时,Charnock 于 1955 年提出了估算水面粗糙度的经验公式^[7]:

$$z_0 = b \frac{u_*^2}{g} \quad (2-4)$$

式中 b ——常数,约等于 0.014 ;

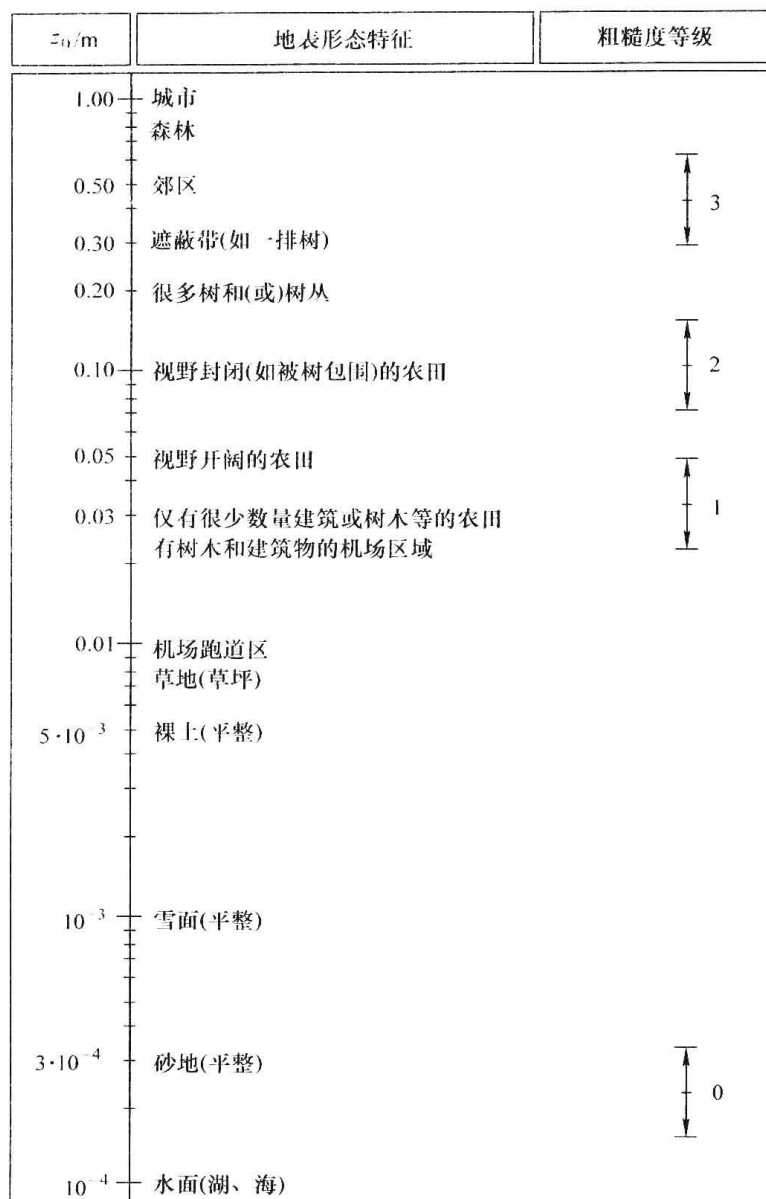
g ——重力加速度;

u_* ——摩擦速度。

对海洋表面的粗糙长度讨论,应该区分光滑流和粗糙流。实验表明,在风速小的开阔洋面上,层流厚度可覆盖水面涟漪所构成的粗糙元,故认为是光滑流,此时粗糙长度随着风速的增大而减小。而当风速进一步增大后,洋面等大水体表面上粗糙长度的取值将与波浪的起伏状况有关,这时的流动称为粗糙流。式(2-4)就是针对这种粗糙流,并假设海洋波浪属于重力波,波浪的高低与近地层风切变强度有关,表明开阔水面上粗糙长度随风速增大而很快增大。虽然水面的粗糙长度并不固定,但是因为非常小,一般的风资源软件模型中把它简化成固定值(如 0.0002m),但是在模拟开阔水面上的湍流时,通常不能这样简化。

在风资源和微观选址工程应用中,一般不会直接计算粗糙长度。上面的计算过程意在使读者更好地了解粗糙长度的影响因素和物理特征。实际工作中,通常通过经验,根据地表粗糙元的特征进行估计。

根据长时间的各地观测结果,归纳得出的各种地表粗糙长度 z_0 的典型值如图 2-1 所示^[89,4]。

图 2-1 各种典型地表形态的粗糙长度^[4]

地表粗糙长度受季节影响非常大，如北方冬天冰雪覆盖，粗糙长度为 0.001m，而夏天的农田则被庄稼覆盖，粗糙长度为 0.05m，是冬天的 50 倍！因此，在风资源与微观选址工作中，通常只能选用年均粗糙长度。准确评估年均粗糙长度无疑是困难的，理论上可以根据不同季节的平均风速进行加权平均，但实际操作仍然极其困难。

最简单的方法，也是必要的步骤，是在初步设置好粗糙长度后，用同一测风塔不同测风高度的平均风速相互推算，看推算值与实测值是否一致（或非常接近），如果不一致，则需要重新调整粗糙长度的设置，直到得到满意的结果为止。

这里提到的年平均概念贯穿风资源评估工作的始终，如年平均大气稳定度、年平均空气密度、年平均风速等。因为气象问题十分复杂，时刻都在变，随机性很大，以目前的计算水平，不可能进行长期连续的模拟计算，所以这种简化是绝对必要的。

应该注意的是，应该把粗糙长度当作气象参数对待，而计算风力发电机组的发电量也应

该是基于气象学,这主要是因为季节更替和天气的变化无常。

2.1.2 粗糙度与风廓线

地表粗糙度是风廓线形成的基础,即地表粗糙长度从源头上决定了风廓线的样子。其他因素,如地形和大气稳定度,可以理解为在此基础上进行调整和叠加。假设地表都是水平的,且大气稳定度相同,那么三种明显不同粗糙长度的情况的风廓线如图2-2所示。

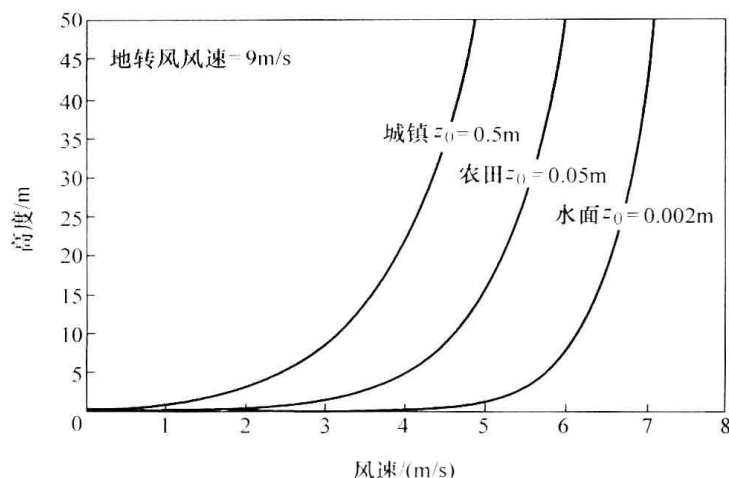


图2-2 相同的地转风风速下分别经过不同粗糙长度的地表的风廓线

地转风可以理解为,当达到一定高度后,不再受地表影响的风。图中的地转风风速都是9m/s,即三条曲线继续向上延伸将相交于一点,该点的平均风速是9m/s。由于地表粗糙长度不同,地表附近风速的差异变得十分明显。城镇的粗糙长度最大(0.5m),它对风的减速效应最为显著,低空的风速最低。水面的粗糙长度最小(0.0002m),因此对风的减速效应也最弱,低空的风速最高,风轮廓线也最陡峭。农田则介于两者之间,但是三条轮廓线都近似遵循对数函数关系。

这就很好地解释了海洋表面的风速一般较陆地大的原因。同时,我们也应该意识到地表粗糙长度对风速的影响是巨大的。粗糙元的改变对风电场发电量的影响也不容忽视,如周围树林在风场运行期间逐渐长高,需要我们在微观选址时予以充分考虑。

2.1.3 内部边界层

粗糙长度发生突变时,如海洋和陆地之间的海岸线,风经过突变线后会发生什么?

如图2-3所示,虚线的左侧为海洋,粗糙长度为0.0002m,右侧为陆地,粗糙长度为0.2m,粗糙长度显然发生了突变。风从海洋吹向陆地。在风到达陆地之前为海洋风,风切变很小,风廓线很陡峭。风到达陆地后,从地表开始感受到了粗糙长度的突变,然而高处还没来得及感受到这一变化,因此仍然是海洋风,遵循海洋风的风廓线。风继续往内陆吹,陆地对风的影响被越来越高的风感受到,下层便形成了遵循新的粗糙长度的风廓线,即陆地风。此时上层仍旧吹着海洋风,而在上层和下层之间必然形成一个过渡层,称作内部边界层(Internal Boundary Layer, IBL)。内部边界层内的风是海洋风和大陆风的混合,是两种粗糙长度共同作用的结果。

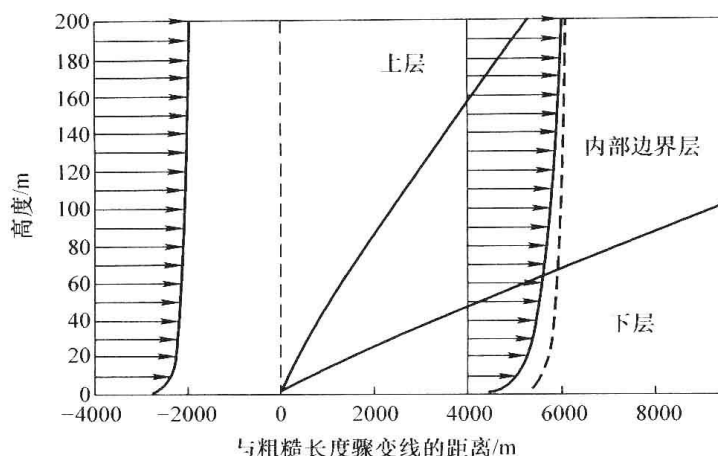


图 2-3 粗糙长度突变后的风廓线变化

当风经过不同热通量（大气稳定度）的两个下垫面的边界时，也会形成类似的内部边界层，称作热内部边界层（Thermal Internal Boundary Layer, TIBL），海岸线就是很好的例子。

内部边界层的概念是非常重要的，可以给我们很多启发：

1. 较远处的粗糙长度影响更大

风力发电机组脚下的粗糙长度可能无关紧要，因为其影响还远没有达到轮毂高度，甚至风轮底部的高度。例如很多山地风电场，山顶由于风大，植被低矮，粗糙度低，而风电场在大范围内被树林包围，粗糙长度却很大，这样风力发电机组感受到的粗糙长度是周围的树林，而非脚下的草地。在我们描述风电场粗糙长度时，应该注意这一点。

2. 与粗糙长度突变线的距离非常重要

图 2-3 中，如果轮毂高度为 80m 的风力发电机组位于距离海岸线 2000m 的地方，那么它面对的主要还是海洋风。如果把该风力发电机组移到距离海岸线 8000m 的地方，风况则变成了陆地风，海洋的痕迹已经可以忽略了。这就告诉我们，风力发电机组距离粗糙长度突变线的距离十分重要，因为风况可能发生明显的变化，尤其当主导风向垂直于粗糙长度线时。

这里所说的风况包含风廓线、大气稳定性和湍流等诸多方面。因此，在研究测风塔代表性问题时也必须对此做充分的论证。

3. 粗糙长度地图的尺寸

既然是远处的粗糙长度的影响可能更大，那么多大尺寸的粗糙长度地图才能把有影响的范围全部囊括其中，满足风资源评估的要求呢？做工程的人喜欢简单而实用的指导原则，但要注意这种原则只是方便和简化我们的日常工作，并非严格的科学标准。

图 2-3 中的大气下层可以近似为一个直角三角形，两个直角边的比约为 1:100。也就是说，当粗糙长度地图的直径超过轮毂高度的 100 倍时，就可以基本涵盖对其有影响的粗糙度范围了。对于风电场来说，粗糙长度地图的边界与最外面的风力发电机组间的直线距离应该至少为轮毂高度的 100 倍。当前流行的风力发电机组轮毂高度一般为 60~80m，考虑到风电场本身的范围，粗糙长度地图的尺寸应该达到直径 10km 左右。

2.1.4 粗糙长度改变模型

粗糙长度的改变一般都伴随内部边界层的问题，上节提到的突变是为了使问题更加明

显，便于分析。仍然用图 2-3 表示粗糙长度变化的情形：风从地表粗糙长度为 z_{01} 的区域吹到了 z_{02} 的区域。从粗糙长度改变处开始，内部边界层之上，风速取决于上风向的 z_{01} 。而内部边界层之下，粗糙长度改变处的下风向，风速为经参数调整后的上风向的风速。该参数取决于高度 h 、两个粗糙长度值和距离粗糙长度变化线的距离 x ，如图 2-4 所示。

h 可用下式表达^[8,9]：

$$\frac{h}{z'_0} \ln \left(\frac{h}{z'_0} - 1 \right) = 0.9 \frac{x}{z'_0} \quad (2-5)$$

$$z'_0 = \max(z_{01}, z_{02})$$

如果风力发电机组的轮毂高度高于 h ，可以认为地貌是各向同性的，不必考虑粗糙长度的变化。如果风力发电机组的轮毂高度低于 h ，则必须考虑粗糙长度变化效应。

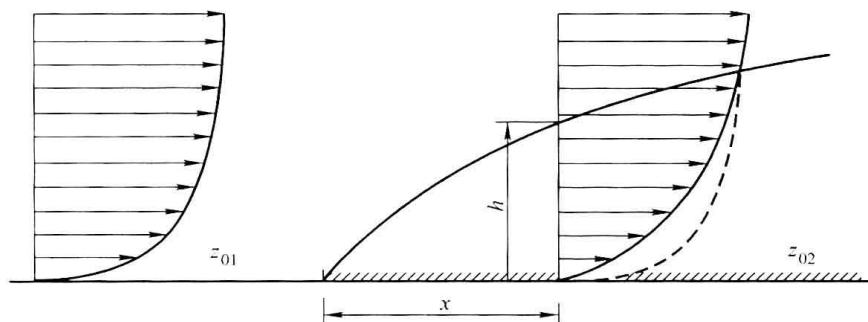


图 2-4 风流穿过粗糙长度变化的理想化情形

2.1.5 置换高度

如果粗糙元间距非常紧密，那么就可能相当于地表被抬高了，或者说被“置换”了。例如一些森林非常茂密，从空中看，其绿色的树冠紧密相连，融为一体。建筑物非常密集的城市也起到类似的效果。如图 2-5 所示，当风吹过密植的森林时，在树冠上方的风廓线仍然遵循式 (2-1) 的对数风廓线，相当于地面被抬升了，抬升的高度就是置换高度。

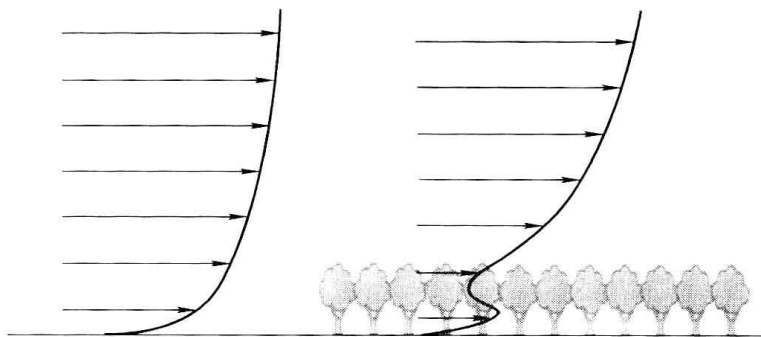


图 2-5 风经过森林时的风廓线

因为有了置换高度，粗糙元就仅是树冠顶部，而非整个树木。考虑置换高度后的中性稳定大气近底层的风廓线为

$$\frac{u(z)}{u_*} = \frac{1}{k} \ln \left(\frac{z-d}{z_0} \right) \quad (2-6)$$

式中 d ——置换高度。

只需测得三个不同高度的平均风速，就不难求解上式中的三个未知参数了。

对于风力发电机组来说，置换高度意味着塔筒高度变矮了。如果风力发电机的周围大范围内都是树林，如黑龙江省的宜春市，就必须考虑置换高度，否则将严重高估轮毂高度的风速和风力发电机组的发电量。

根据树木的紧密程度，一般置换高度为树高的 1/2 到 2/3 之间。当然，还需要通过测风塔的不同测风高度的平均风速的相互推算，来判断置换高度和粗糙度的设置是否正确。

树林对于风资源与微观选址来说是一个非常复杂的问题，因为树林的大小、形态和方位都直接对风流产生不同的影响，难以用简单的模型进行很好的模拟。置换高度还可以理解为，由于树林的存在改变了地形，或形成了障碍物。

2.1.6 风切变

风切变，也常称作风剪切，可以认为是风廓线的另一种表达方式，是对风廓线的工程应用。风廓线使我们可以把平均风速从一个高度推导到另一个高度，告诉我们两个高度的平均风速差是多少。风切变用来表征两个高度平均风速的关系。

虽然平均风廓线通常遵循对数函数形式，但是一般这样近似两个测风高度的平均风速 v_1 和 v_2 间的对数函数关系，如图 2-6 所示。

$$\frac{v_2}{v_1} = \left(\frac{z_2}{z_1} \right)^\alpha \quad (2-7)$$

式中 α ——风切变系数，可简称风切变。

等式变换后：

$$\alpha = \frac{\ln\left(\frac{v_2}{v_1}\right)}{\ln\left(\frac{z_2}{z_1}\right)} \quad (2-8)$$

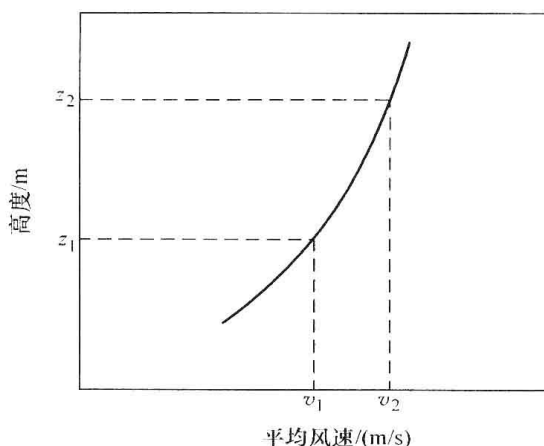


图 2-6 两个不同测风高度的平均风速

这样就可以通过测量两个不同高度的平均风速推导出风切变 α ，进而推导出其他高度的平均风速了。

【例 2-2】 一个测风塔分别在 50m 和 70m 处测得年均风速为 6.8m/s 和 7.3m/s，轮毂高度为 60m，求轮毂高度的平均风速是多少？

由式 (2-8) 可以求出风切变为

$$\alpha = \frac{\ln(7.3/6.8)}{\ln(70/50)} = 0.21$$

令 $z_1 = 70\text{m}$ ， $z_2 = 60\text{m}$ ，则 $v_1 = 7.3\text{m/s}$ ，根据式 (2-7) 可得

$$v_2 = v_1 \left(\frac{z_2}{z_1} \right)^\alpha = 7.3 \times \left(\frac{60}{70} \right)^{0.21} \text{m/s} = 7.07\text{m/s}$$

风资源工程软件，如 WasP 和 WindPRO，都会根据粗糙度推算的风廓线来估算风切变。工程师需要对比测风塔实测的风切变与根据粗糙度推算的是否基本相符，如果不相符，就必须重新调整软件中的粗糙度值的设置，以使两者尽可能接近。这是为什么必须在至少两个高度上测量风速的原因之一，这样才能尽量降低垂直外推的不确定性。

风切变并非恒定的，而是随着平均风速、风向和大气稳定度变化的。由于多数风力发电机组的起动风速为 $3 \sim 4\text{m/s}$ ，因此在推算风切变时应该剔除低于起动风速的风数据。

风切变的大小除了与风廓线直接相关外，还与两点之间的高度差和高度有关。根据对数函数的特点，高度越低，曲线的斜率越大，因此风切变也越大。两点的高度差越大，风切变也越大。对于风力发电机组来说，风切变是指叶轮顶部和底部两个高度的风切变。

2.2 地形加速效应

地形对近地层风的影响是非常大的，是风资源工程研究的重点之一。当达到一定高度后，地表形态对风的影响将消失，平均风速趋于相等。那么当风吹过山顶时，就相当于穿过一个较窄的通道，只有提高流速才能顺利流过，即山体对风起到了加速效应（speed-up effect）。这是对地形加速效应的一个形象的解释。如图 2-7 所示，风的流线越密，风速越大，显然山顶的风速最大。图中假设风沿着地表平流，这对于坡度不大、山势平缓（简单地形）的情况是成立的，而实际情况却要复杂得多。

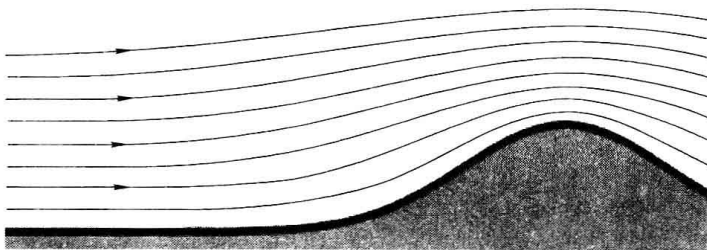


图 2-7 风平流过山体的流线

由于地形加速效应，在山地风电场，风力发电机组的选址几乎都是在山脊之上。地形加速效应还与大气稳定度相关，这将在“11.3 节中尺度天气系统”中进行阐述。

2.2.1 水平风加速廓线

地形的起伏对风廓线的影响，基本上可以由在 Askervein 山项目^[90]清晰地展示出来。Askervein 山项目是国际合作的关于风能转化系统的研发项目。Askervein 山海拔为 116m，位于苏格兰 South Uist 岛的西海岸（北纬 $57^{\circ}11'$ ，西经 $7^{\circ}22'$ ），地形如图 2-8 所示。

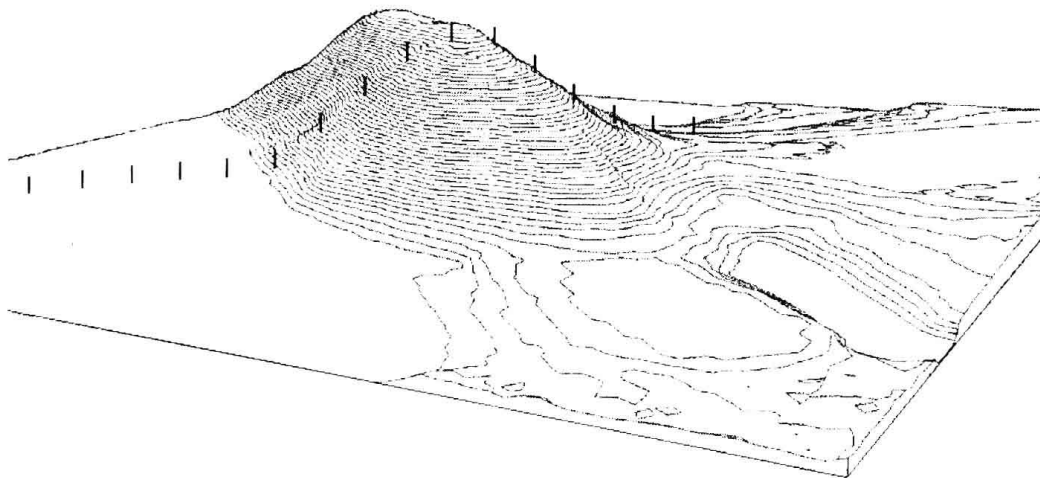


图 2-8 Askervein 山的地形（图中粗短线代表测风塔的排布）^[4]

该项目于 1982 年和 1983 年展开了现场测试，建设了 50 多座测风塔，目的之一是为各种风流模型的验证提供准确和全面的数据支持^[10]。

图 2-8 中，测风塔沿着风向呈直线排布，测风高度均为 10m。地形导致的风速加速定义为

$$\Delta S = \frac{u_2 - u_1}{u_1} \quad (2-9)$$

式中 u_2 和 u_1 ——山顶上和沿着风向某点的同一高度的平均风速。

Askervein 山项目 10m 高处的地形加速效应的水平风加速廓线如图 2-9 所示。图中对比了风洞实验数据^[13]、实测数据^[15]、二维模型、三维模型和理论模型模拟结果^[14]。对比结果显示，迎风坡各模型的结果非常接近，但背风坡的结果存在明显差别。只有三维模型较好地预测了背风坡的气流行为，但是对山顶的情况的模拟结果却更差^[12]。推测认为，这是由于附近的山体，导致背风坡的脱流是三维的^[13]。如果模型中不包含附近的山体，三维模型并不能预测到 Askervein 山背风坡的脱流现象。实际上，风力发电机的机位一般位于山顶，不会位于山坡或山脚下，所以三维模型在这种情况下的可能并不理想。

图 2-9 还有一些值得注意的特征^[4]：

- 1) 与未受山体干扰的上风向风速相比，山顶的风加速达到 80%；
- 2) 与未受山体干扰的上风向风速相比，山体前面和背风坡的负风加速（风减速）为 20% ~ 40%。

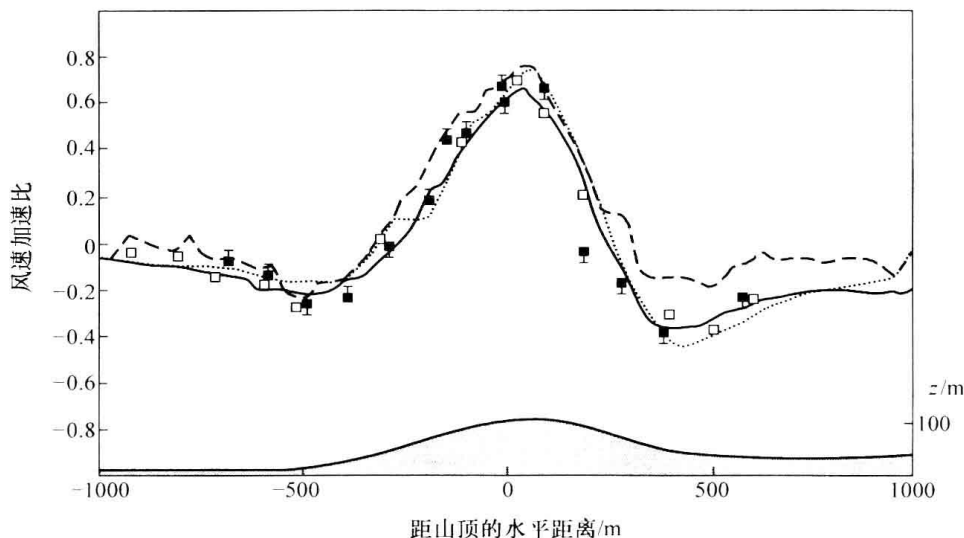


图 2-9 Askerveins 山 10m 高处的地形加速效应的水平风加速廓线^[12]（空心方块为风洞实验数据^[13]，实心方块为实测数据^[15]，实线为三维数值模型模拟结果，点线为二维模型模拟结果，虚线为理论模型模拟结果^[14]）

2.2.2 垂直风加速廓线

图 2-10 为在 Askervein 山顶上和上风向同步测量的风垂直轮廓线。地面上的垂直风加速廓线为对数形式，但是在山顶上距离地面高度为 l 处存在一个拐点，为最大相对风加速度的高度。在拐点之上，风加速廓线呈直线，直到与上风向风加速廓线相交于高度为 $2L$ 处。 L

为山体的特征高度,通常为山体半宽的高度, l 和 L 的定义如图 2-11 所示。

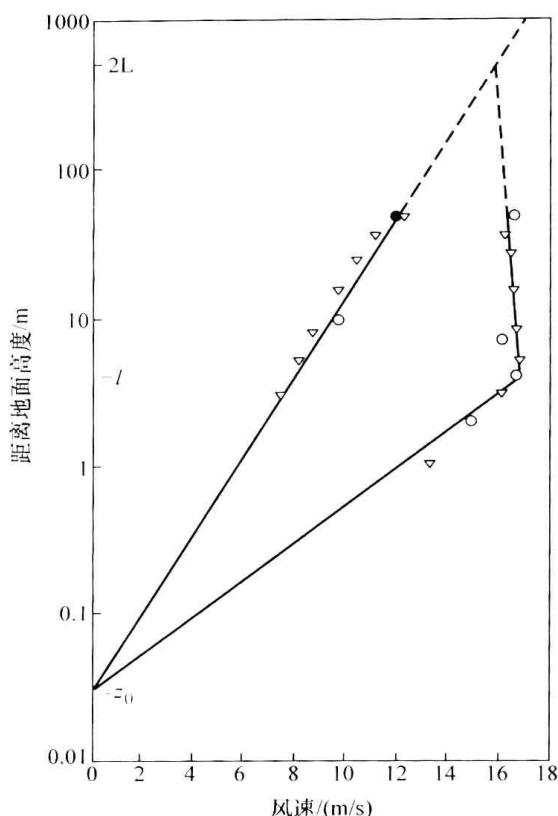


图 2-10 在 Askervein 山顶上和上风向同步测量的风垂直轮廓线^[11] (纵坐标为距离地面实际高度的对数。图中符号代表测量的平均风速; 左侧直线代表上风向未受山体影响的风加速廓线; 右侧直线代表山顶上的风加速廓线)

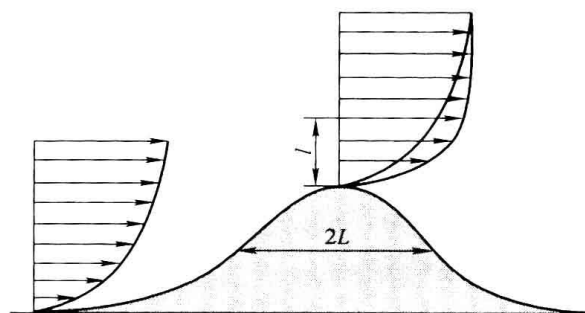


图 2-11 风流过理想化的山体时, 上风向和山顶上的垂直风廓线^[4]

风加速度 ΔS 和 l 的近似表达式为^[11]

$$\Delta S = 2 \frac{h}{L} \quad (2-10)$$

$$l \cong 0.3 z_0 \left(\frac{L}{z_0} \right)^{0.67} \quad (2-11)$$

当山体垂直于风向的维度比 L 大得多时 (坡度较小), 该式可以得到较好的结果, 因此风加速问题可以认为是二维的。

上述的例子很清晰地表明, 地形对风流的影响是十分明显的。但是应该注意, 所有地形高度的变化都会影响风流: 地形高度增加 5%, 可能对平均风速产生 5% 的影响 (可能在轮毂高度处), 进而导致近 15% 的风能密度的增加^[4]。对于复杂地形, 通常很难甚至不可能用式 (2-10) 和式 (2-11) 来计算特定地点的风资源, 因此很多情况下都需要使用数值模型进行计算。

有些情况下, “距地面高度” 的准确表达并不清晰。作为例子, 想象位于一个低矮山顶上的风力发电机组: 如果山体的高度和风力发电机组的轮毂高度比很小, 且山坡陡峭, 那么

该山体可以认为是风力发电机组的基础，增加了风力发电机组的轮毂高度。但如果山体的横向和纵向维度增加，情况就发生了变化，相对轮毂高度就变成了距离山顶地面的高度。

另一个例子是风力发电机组位于断崖附近的情况，这种情况海边较为常见，如图 2-12 所示。当风来自海面时，我们可能会试图使用从水面到轮毂高度的距离作为相对高度。但这样做是非常错误的，因为在风远未到达陆地时，就已经受到了悬崖的影响，因此相对高度为距离地面的高度。

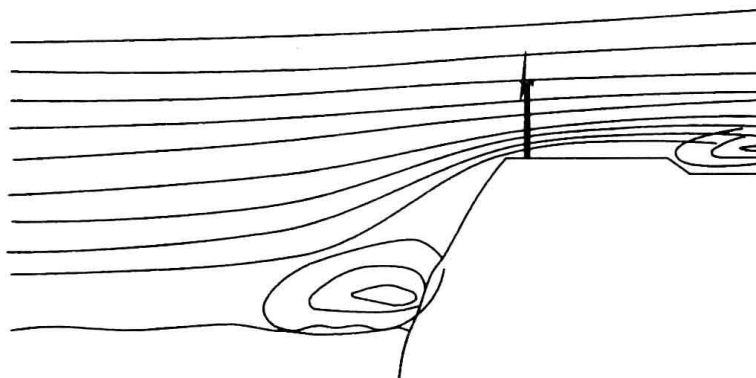


图 2-12 悬崖地形对风的影响

2.2.3 地形分类

地形是风的下边界（下垫面），其起伏波动对风流的影响至关重要。在风资源评估领域，通常用地形的坡度来对其复杂程度进行分类。图 2-7 中，风流是附着于地表层流（或平流）的，而当坡度增加到一定程度后，风流不再附着于地表，而是发生脱离（分离）现象，如图 2-13 所示。脱流层中产生涡旋，形成虚拟的地形，使风流感受到的虚拟地形坡度小于实际地形的坡度。脱流问题使风流不再遵循近似的线性规律，使风流模型和风资源评估变得十分复杂^[16,17]。

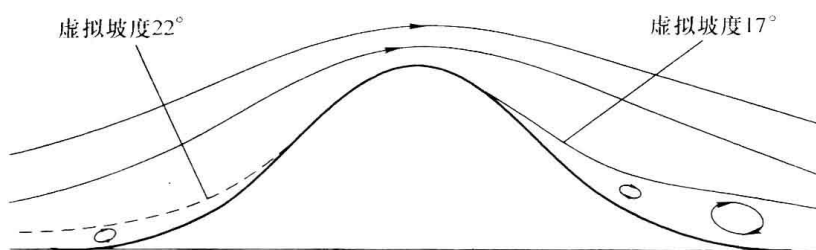


图 2-13 实际地形坡度与虚拟地形坡度示意图

一般认为，当迎风坡度大于 22° ，背风坡度大于 17° 时，即发生脱流现象。因为自然界的风向是变化的，迎风坡可能变成背风坡，因此通常以 17° 作为简单地形和复杂地形的分界。图 2-14 ~ 图 2-17 展示了四类地形的典型样貌，是一种定性的分类方法。

第一类（见图 2-14）和第二类（见图 2-15）可视为简单地形，使用线性风流模型，如 WAsP，可以得到满意的模拟结果。

第三类（见图 2-16）复杂山地，地形则变得复杂，线性模型高估了地形的风加速效应，因此需要使用三维的数值模型进行对风流的模拟。虽然线性模型不适合复杂的地形，但是可

以通过评估高估或低估的程度加以修正，通常还是可以得到较为满意的结果的。



图 2-14 第一类：平坦地形^[4]

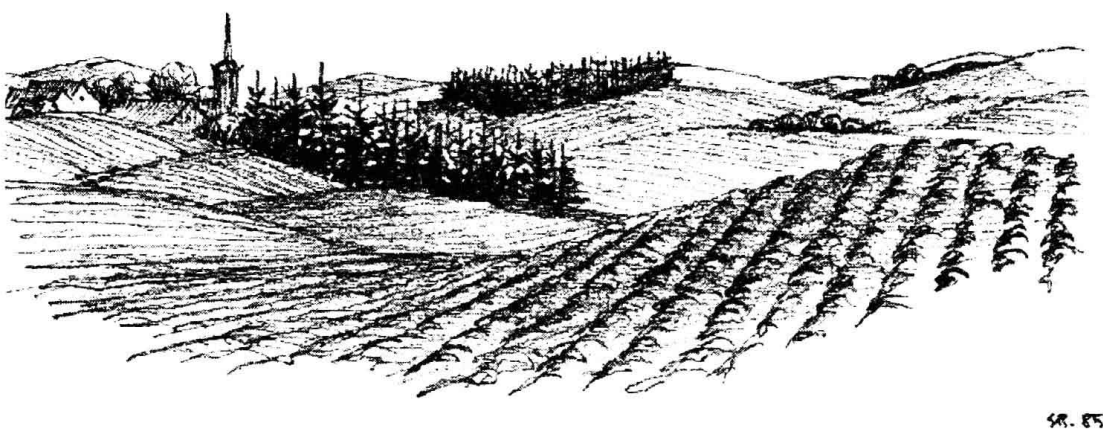


图 2-15 第二类：简单山地地形^[4]



图 2-16 第三类：复杂山地地形^[4]

第四类（见图 2-17）特殊复杂山地地形（如高山深谷），极其复杂多变，几乎任何风流模型都不大可能给出满意的结果。从另一个角度说，这种地形可能本身就不适合建设风电场。

复杂地形的另一个重要影响是产生大量的湍流，脱流本身就是涡旋和湍流产生的过程。湍流会增加风力发电机组的载荷，严重时可导致故障频发和寿命缩短，因此在山地地形建设

图 2-17 第四类：特殊复杂山地地形^[4]

风电场时要格外注意。

图 2-11 和图 2-13 中，为理想化的光滑山体，而实际的山体表面是粗糙的。图中的风流是平稳的，而实际的风流却是湍动的。任何对自然地表的湍动风流的描述，一般都应该研究两个复杂的模型问题：地表粗糙度和脱离流。另外，这两个特性通常同时发生，因此它们的效应应该同时考虑，而不是分开研究^[17]。然而，两个问题的极端复杂性通常迫使研究者对它们分开来单独研究。仅是最近几年，把两个模型统一描述才成为可能，如 Loureiro 于 2008 年提出了边界层底层的新处理方法，理论上可以描述粗糙地表的附着流和脱离流^[19]。这些描述并不成熟，尚未得到广泛的应用，因此本书仍然采取单独研究的方法。

2.2.4 崎岖指数

崎岖指数 (Ruggedeness Index, RIX) 可以理解为对地形复杂程度的定量描述，是脱流程度的近似度量。崎岖指数越大，地形越复杂，脱流越严重。某点的崎岖指数可以定义为：其周围地形坡度超过某一关键值的比例^[18]。

在某点以 R 为半径的极坐标系中，每条半径线都可能与地形等高线相交，交点则把半径线分为若干线段。用地形坡度超过关键坡度 θ_c 的线段的总和，除以全部线段总和（即半径线 R ），就得到了崎岖指数 RIX 值，如图 2-18 所示。

对于某一特定点，其 RIX 值取决于三个参数：计算半径 R 、关键坡度 θ_c 和半径线数目 N （步长）。另外， RIX 值还受到等高线密度的轻微影响。

RIX 值可以用来判断 WAsP 模型的适用程度，同时可以用来修正 WAsP 模型的推算结果。事实上， RIX 值就是为 WAsP 模型而生，第 3 章关于 WAsP 模型将做进一步论述。

根据 WAsP 模型极坐标特点，通常计算半径 R 取 3.5km，关键坡度 θ_c 取 0.3rad（角度约为 17°），半径线数目 N 取 72。其中，关键坡度为风流开始发生脱离现象的最低坡度的保守值，应用于全部山体。

如果 $RIX \approx 0\%$ ，则地形的坡度都小于 0.3rad，风基本上附着地表流动；如果 $RIX > 0\%$ ，说明部分扇区的地形坡度超过 0.3rad，脱流的可能性很大。 RIX 越大，地形越复杂。

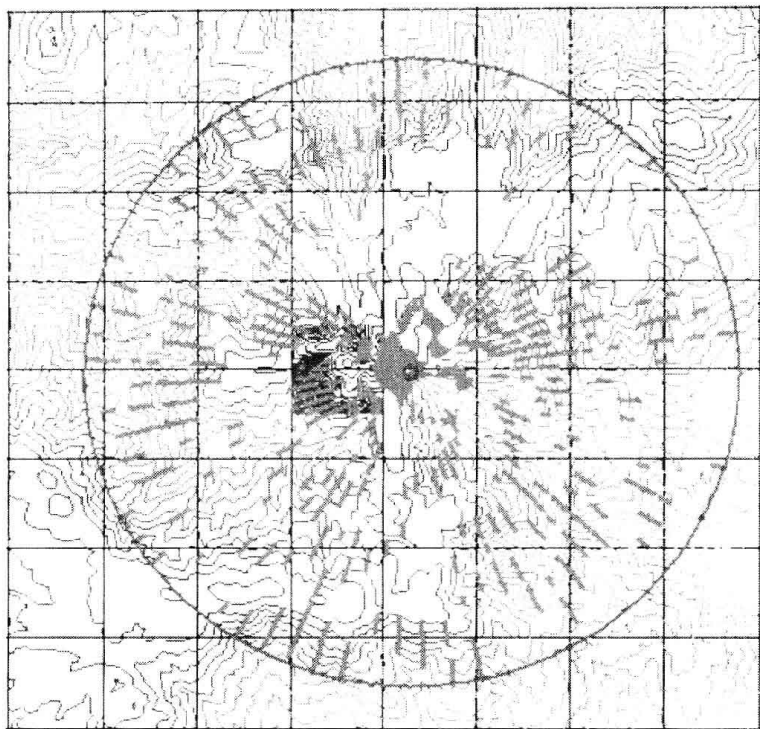


图 2-18 崎岖指数的计算过程，线段为超过关键坡度的线段^[18]

2.3 障碍物遮挡效应

2.3.1 风速降低效应

遮挡效应可以定义为：由地貌中障碍物引起的风速的相对降低。一个障碍物是否对某点产生遮挡效应取决于^[4]：

- 1) 关注点与障碍物的距离 x ；
- 2) 障碍物的高度 h ；
- 3) 关注点的高度 H ；
- 4) 障碍物的长度 L ；
- 5) 障碍物的孔隙率 P 。

图 2-19 为由无限长的二维实心障碍物引起的遮挡效应和风速降低的百分比。遮挡效应随着障碍物长度的减小和孔隙率的增加而降低。

对于图 2-19 中的这种情况，可以认为当关注点与障碍物的距离超过障碍物高度的 50 倍，关注点的高度超过障碍物高度 3 倍时，障碍物的遮挡效应消失，或可忽略不计，可称之为 3 乘以 50 原则。这是比较保守的经验规则，可以用来粗略判断障碍物的影响。

【例 2-3】 测风塔与一个 4m 高的房子的距离为 60m，测风高度分别为 10m、30m、50m 和 70m。哪个风速仪可能受到了房子的遮挡效应？

根据 3 乘以 50 原则，遮挡效应的影响范围为 12m 高和 200m 远。显然，10m 高的风速仪可能受到了房子的遮挡效应影响，而 30m、50m 和 70m 的风速仪没有受到遮挡效应影响。

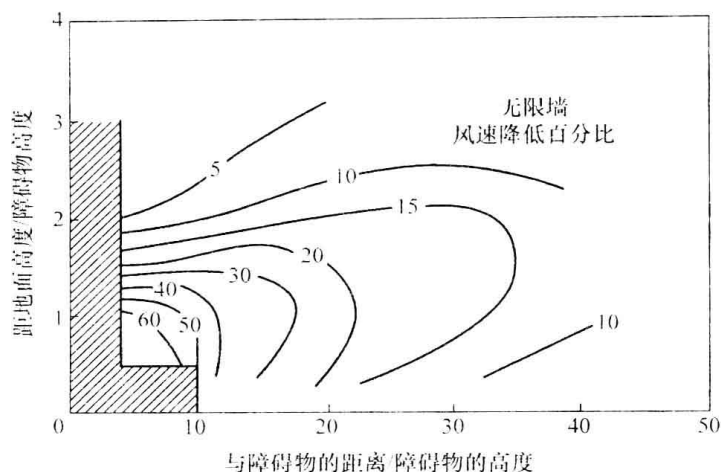


图 2-19 由无限长的二维实心障碍物引起的遮挡效应和风速降低的百分比
(障碍物可理解为一堵实心的且无限长的墙^[4])

障碍物的形式十分多样,和其他地理元素的界限也并不十分清晰。比如,树木是粗糙度的组成部分(粗糙元),有些情况下,也可以成为障碍物。山体是地形的组成部分,但有些时候也可以理解为障碍物。因此,障碍物的思想在微观选址时可以灵活运用:可能有遮挡效应时,按照障碍物考虑;若无遮挡效应,则按照粗糙元或地形考虑。

由于风力发电机组的大型化,轮毂高度高达数十米,因此障碍物的遮挡效应在风资源评估中的重要性降低了。在安装测风塔时,一般习惯在 10m 高处安装一个风速仪,但实际用处不大。首先,10m 高的风速仪受到与其他高度不同的地貌影响,因此不建议用来拟合垂直风廓线。另外,做长期风数据相关性分析时也不建议使用 10m 高的风速仪,因为该风速仪往往噪声较大、相关性差,而直接分析轮毂高度附近的风速仪的数据更有意义。

作为一般性规律,可以认为:建筑物的孔隙率为 0;树木的空隙率约为 0.5;一排类似的建筑物,间距约为建筑物长度的 1/3,孔隙率约为 0.33;防风林(墙)可以按照表 2-1 取值^[4]。由于落叶、树木的孔隙率随着季节变化,因此应该视为气象参数,取年平均值。

表 2-1 防风林(墙)的孔隙率取值^[4]

外 表	孔隙率 P
实心墙	0
很茂密	≤ 0.35
茂密	0.35 ~ 0.5
稀疏或开放	≥ 0.5

图 2-19 为理想化的二维障碍物,是一堵墙或篱笆的形态。如果障碍物的长度是有限的,那么障碍物的遮挡效应将由于尾流侧面的空气混合而降低。另外,某一特定扇区的角度范围内,障碍物的纬度一定是有限的,因此对平均风速的降低效应也会降低。

在某一特定的 30°扇区内,平均风速的降低程度(R_2)可以通过降低图 2-19 中的遮挡效应来大概估计。由简单的障碍物几何形状可以推导出

$$R_2 = \begin{cases} \left(1 + 0.2 \frac{x}{L}\right)^{-1} & \frac{L}{x} \geq 0.3 \\ 2 \frac{L}{x} & \frac{L}{x} \leq 0.3 \end{cases} \quad (2-12)$$

那么

$$U_{\text{cor}} = U(1 - R_2 R_1 (1 - P)) \quad (2-13)$$

式中 U_{cor} 和 U ——有遮挡和无遮挡的平均风速;

R ——图 2-19 中风速降低的比例, $R_1 = \Delta U/U$;

P ——障碍物的孔隙率。

2.3.2 湍流增加效应

障碍物不仅能显著地降低风速,还会在附近产生大量的湍流。如图 2-20 所示,障碍物产生的湍流区可以达到障碍物高度的三倍,且下风向的湍流更加剧烈。因此,在微观选址时,要特别注意避开障碍物,尤其是障碍物在主导风向的上风向时。

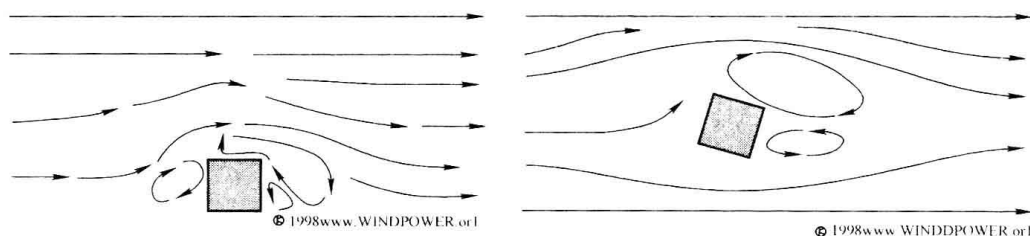


图 2-20 障碍物产生湍流的侧视图(左)和俯视图(右)^[20]

在山地风场微观选址时,风力发电机组附近的小山包可以当作障碍物看待,可以运用 3 乘以 50 原则进行定性分析。从这个角度考虑,可以理解为什么山地风电场的山脊要平缓,不能有大的起伏波动,否则突起部分会增加后面的风力发电机组的湍流强度。若主导风向上存在这样的地形突起,则是相当危险的,因此不建议在此放置风力发电机组。

图 2-21 为某真实风电场的风力机排布情况,黑线框内的风力发电机组前面的小山包可

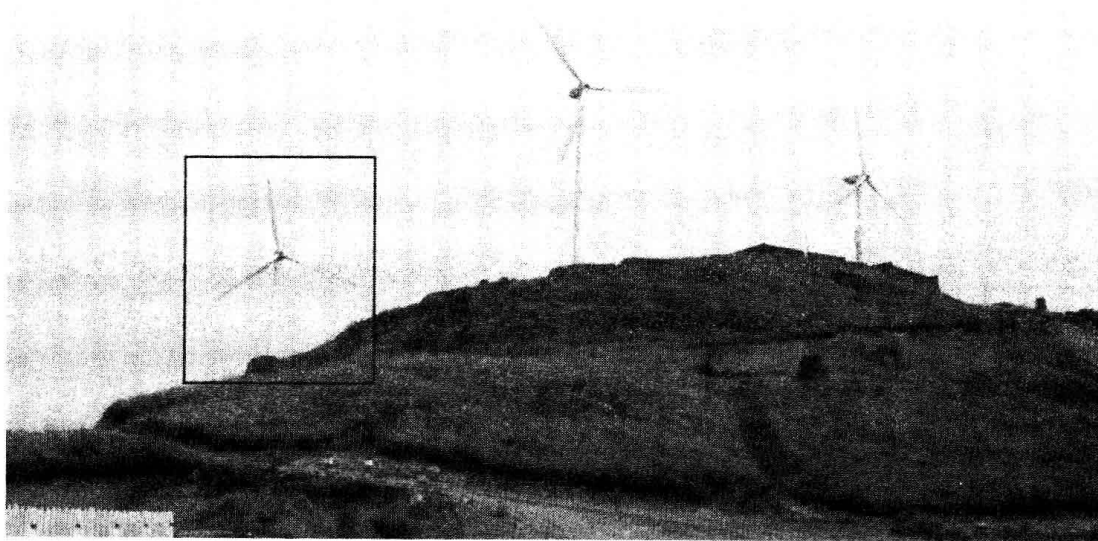


图 2-21 地形突起可视为障碍物的例子,黑线框内的风力发电机组将受到严重的湍流载荷

视为障碍物。显然，黑线框内的风力发电机组在小山包的遮挡区域内，不仅降低了风速，而且增加了湍流。好在这个小山包的坡度平缓，脱流情况应该较弱，作为障碍物的遮蔽效应较小，但仍不建议随意地在这里放置风力发电机组。在这种情况下，软件模型往往无能为力，需要我们在做微观选址时格外注意。为了安全起见，建议施工前，在此安装雷达或激光测风仪，进行短期测风，确保湍流强度在风力发电机组的设计范围内。

综上所述，障碍物的问题可能较难在软件模型中体现，但却是微观选址时的重要参考。在微观选址过程中，对障碍物的考量多从湍流增加的角度出发，而对风资源和发电量的考量主要是通过软件在桌面上完成。

2.4 风力发电机组的尾流

因为风力发电机组从风中吸收能量发电，根据能量守恒原理，风吹过风力发电机组后，能量一定比之前降低了。因此，风力发电机组总是在后面形成风影，即尾流，就像船舶驶过后，在水面上形成的尾流。

风经过风力发电机组后形成的长长的尾流中，风速降低了，湍流却增加了。因此，风功率的降低和湍流强度的增加为风力发电机组尾流效应的两个研究课题。图 2-22 为丹麦 Horns Rev 海上风电场风力发电机组尾流形成的云雾。与上游来风相比，风力发电机组的下游风流的能量可能损失 20% ~ 30%。

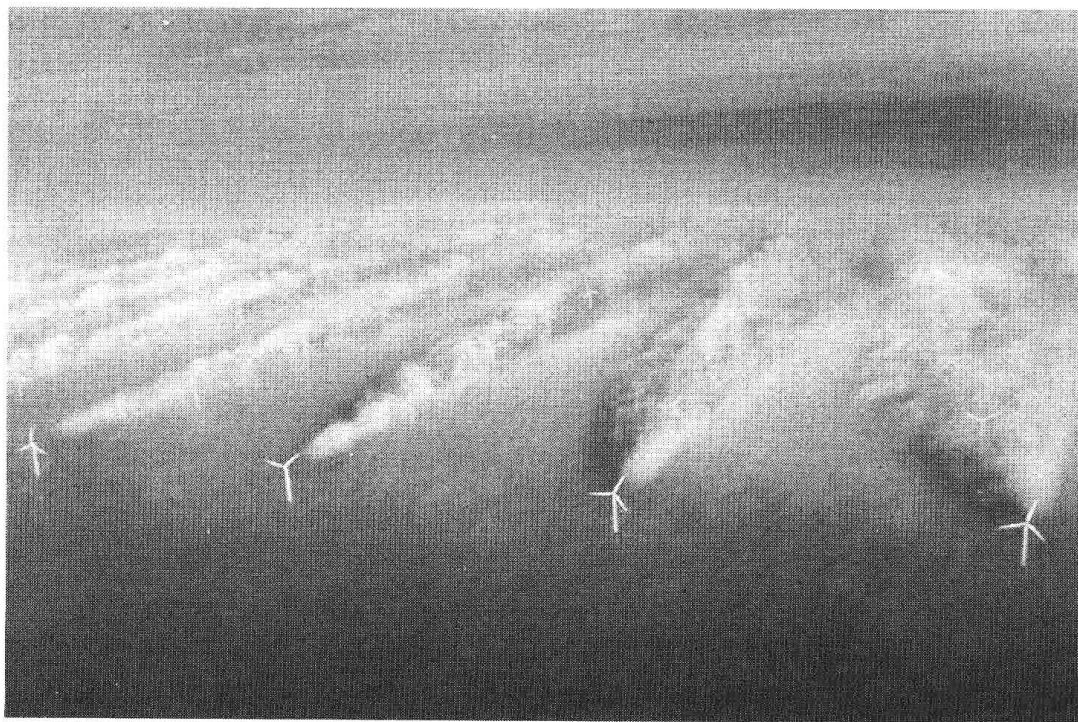


图 2-22 丹麦 Horns Rev 海上风电场的尾流照片（照片由 Vattenfall 公司提供）

由于 Horns Revh 海上风电场可以不考虑地形的影响，排列整齐（8 台 × 10 台），而且可以看到本来不可见的尾流样貌，因此研究者对该风电场的尾流进行了大量的研究。研究表明，风向对于整个风电场的尾流损失而言非常重要。沿着风力发电机组排布线很窄的风向区

间内,发电量降低非常显著。当风向偏离排布线后,发电量损失随着风向变化快速减小^[21,22]。因此,对于这么大的风电场,几乎不可能找到物理系统的稳定状态^[21],因此很难用物理模型去准确模拟,这也是大风电场尾流模型的难点。

由于尾流的存在,风力发电机组之间必须保持相当的距离,即出于提高发电量的考虑,也为了使风力发电机组能够安全运行。对风电场尾流的研究是风力发电机组排布优化的关键之一,也是实现风电场最佳收益的关键。

2.4.1 尾流的基本结构特征

风力发电机组正在变得越来越大,叶片变得越来越长,对风力发电机组尾流效应特性和空气动力学属性的理解,就因此变得越发重要。唯有如此,才能正确地找到风电场的最佳排布,获得最优化的发电量,同时使风险得到有效控制。尾流降低了下风向风力发电机组可获得的风能,降低了发电量。尾流中的湍流强度与邻近风机的距离和风速有关。

大型风电场,尤其是超过100台风力发电机组的海上风电场,尾流效应尤为显著^[23]。因为海上大气稳定,湍流相对较小,使得尾流与周围风速的混合较慢,尾流中风速恢复到原来的值的速度也较慢。

风力发电机组尾流的结构包括多个区域,如图2-23所示,它们是近区、中间区和远区。每个区的长度取决于风轮直径的大小,同时还与气压、风速和大气稳定度有关。

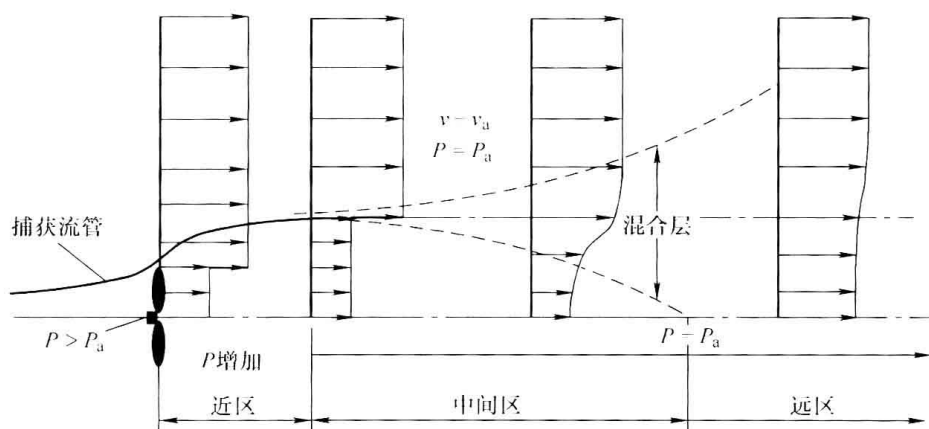


图 2-23 风力发电机组尾流结构^[25]

1. 尾流近区的特征为^[26]

- 1) 长度约为风轮直径的2~4倍;
- 2) 随着气流管道扩展到叶片边缘,风力发电机组前面(迎风面)气压增加,然后在风轮面另一侧突然降低,之后在近区内不断增加,直到恢复到自由风流的压力 p_a ;
- 3) 气流管道内部的风速在接近风力发电机组时降低,并在风力发电机组风轮面的另一侧保持不变,然后在近区内,随着气压值逐渐恢复到 p_a 而继续降低;
- 4) 近区内尾流的半径增加,并当气压恢复到 p_a 时达到最大。由于质量守恒和动量守恒定律,风速下降。

风力发电机组的尾流与周围自由气流不断混合扩散,形成了混合层,并由此界定了中间区的边界。

2. 尾流中间区的特征为

1) 长度约为风轮直径的 2 ~ 3 倍, 当混合层的内边界与中央轴线相交时结束。交点处风速发生变化;

2) 中间区的气压保持不变, 始终等于 p_a ;

3) 尾流区的外边界的湍流混合增加, 而中央线处的风速保持不变。

3. 尾流远区的特征为

1) 长度超过 5 倍风轮直径;

2) 气压不变, 等于 p_a ;

3) 由于湍流混合, 中央线的风速开始稳步增加, 恢复到自由气流的风速值 v_a 。

根据每个区的特征, 可以选择风力发电机组之间的最佳距离, 从而使风力发电机组之间的相互影响最小化。由于尾流效应对风向的敏感性, 主导风向对风力发电机组的排布方案起到决定性作用。在主导风向上, 风力发电机组之间的距离应该至少达到中间区的末端。尾流近区内存在气压差, 湍流非常强烈, 且风速损失大, 因此必须避开。

至此, 风力发电机组的排布基本原则就比较清晰了。陆地中性大气稳定度情况下, 沿着主导方向至少为 5 倍风轮直径, 而非主导风向上, 至少要达到 3 倍风轮直径。可以理解为, 5 倍风轮直径的距离为保证风电场效率的最低要求, 而 3 倍风轮直径的距离为风力发电机组间的最小安全距离。

风力发电机的尾流长度还与大气稳定度有关, 因此需要通过湍流的计算模型予以解释。

2.4.2 尾流中风速减低效应的计算模型

经过多年的研究, 已经有多个尾流计算模型应用到软件当中, 从简单的尾流模型 (如 WAsP、WindPRO 和 WindFarm) 到全 CFD 模型 (如 ANSYS)。风资源软件模型应用的尾流计算模型包括:

1) Lissaman 模型;

2) Larsen 模型;

3) Jensen 模型;

4) Ainslie 模型。

风电场的尾流计算过程分为两个步骤:

第一步: 计算单台风力发电机组的尾流强度, 称为单机尾流;

第二步: 把风电场中每台风力发电机组受到的多个单机尾流叠加起来, 得到多机尾流。

Lissaman 模型是第一个可用的风力发电机组尾流模型, 是 Lissaman 于 1977 年通过研发叶片元理论和动量理论发现的。该模型是基于流体力学的经验总结, 把尾流区分为若干小的区域, 并给每个区域定义对应的尾流参数。Lissaman 模型的缺点是缺少对两个区域之间的边界的尾流定义, 因此实际应用并不广泛。

Larsen 尾流模型基于普朗特 (Prandtl) 湍流边界层方程定义风力发电机组后面的尾流, 假设尾流是不可压缩的、静态的和轴对称的。该模型对湍流强度的变化非常敏感^[30]。

Ainslie 模型应用轴对称的雷诺方程和 N-S 方程, 用湍流边界层的数值方程来解析尾流的发展过程。Ainslie 模型是更精确的尾流计算模型, 但是数值方程变得更加复杂。该模型应用于 GH 的商业风资源分析软件 WindFarmer^[28,29]。

Jensen 尾流模型更简单, 计算时间更短, WAsP 和 WindPRO 都是采用这个模型, 因此将重点介绍。Jensen 尾流模型中, 尾流是通过尾流卷夹层坡度常数 k 来控制的。坡度常数 k 的值则是通过模拟和测量定义的^[31-33]。Jensen 尾流模型是线性的, 并忽略风轮面后面的尾流近区。

Jensen 尾流模型假设风廓线为一个矩形的区域, 其结构如图 2-24 所示。根据图 2-24, 可以很容易地计算距风轮面任意距离的尾流直径

$$D_w = D + 2kX \quad (2-14)$$

式中 D_w ——距离风轮面为 X 处的尾流直径;

D ——风力发电机组风轮面的直径;

k ——尾流坡度常数。

距离风轮面任意距离的风速为^[31]

$$v = v_0 \left[1 - (1 - \sqrt{1 - C_t}) \left(\frac{D}{D + 2kX} \right)^2 \right] \quad (2-15)$$

式中 v_0 ——风轮面前的起始风速;

C_t ——风力发电机组的推力系数(详见本书 4.3.3 节);

推力系数取决于平均风速和风力发电机组的机型。尾流坡度常数 k 为通过实验定义: 对于海上风电场, $k = 0.04$; 对于陆地风电场, $k = 0.075$ ^[30]。

坡度常数 k 越小, 尾流区越窄, 相同位置的尾流越强。 k 值实际与大气稳定度直接相关, 大气越稳定, k 值越小。因为稳定的大气空气混合速度慢, 尾流的消散速度慢, 因此保持的距离更长(关于大气稳定度的概念, 详见本书 10.4 节)。所以, 海上风电场中, 风力发电机组之间的距离要比陆地上更大。北方极寒地区风电场中, 风力发电机组之间的距离要比南方风电场更大。

另外, 推力系数 C_t 越大, 尾流越大。推力系数主要与风力发电机组的叶片变桨距策略和叶片的流线形状有关。

Jensen 尾流模型忽略尾流近区, 因此对 $3D$ 范围内的尾流计算失真。 $3D$ 内的尾流湍流很大, 为了保证风力发电机组的运行安全, 应该尽力避免。

2.4.3 尾流中湍流强度增加的计算模型

上小节中的模型用来计算尾流中平均风速的分布, 而尾流中的湍流强度增加效应是本小节要描述的内容。将平均风速减小和湍流强度增加结合在一起, 才是尾流效应的全貌。当风力发电机组之间的间距小于 $20D$ 时, 都需要考虑尾流效应。

Frandsen 模型^[24]是计算尾流中湍流强度增加效应的最经典的模型, 受到广泛的应用。该模型假设风向均匀分布。若风向分布不均匀, 可以进行修正。

Frandsen 模型对背景湍流强度用尾流湍流强度予以修正, 得到总湍流强度为

$$IT_{\text{Total}} = m \sqrt{(1 - Np_w) TI^m + p_w \sum_{i=1}^N TI_w^m S_i} \quad (2-16)$$

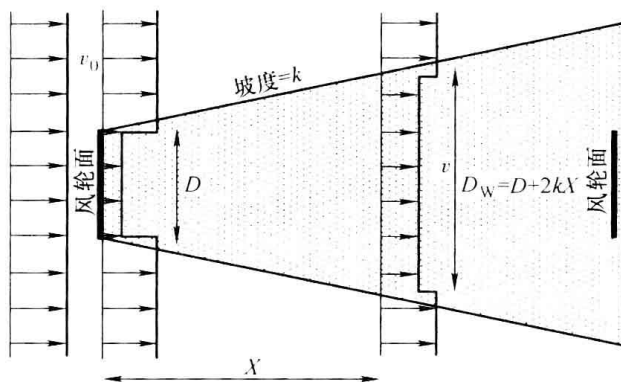


图 2-24 Jensen 尾流模型示意图

$$p_w = 0.06$$

$$S_i = \frac{x_i}{D} \quad (2-17)$$

$$TI_{\text{Total}} = \sqrt{\frac{1}{(1.5 + 0.3S_i\sqrt{v})^2} + TI^2} \quad (2-18)$$

式中 N ——最邻近的风力发电机组数量；

m ——相关结构部件的材料对应的 Wöhler 曲线指数；

v ——轮毂高度自由流（无尾流状态）平均风速；

p_w ——尾流条件的发生概率；

x_i ——到第 i 个风力发电机组的距离；

D ——风轮直径；

TI ——背景（或称为自由流）湍流强度；

TI_w ——轮毂高度中心尾流的最大湍流强度；

TI_{Total} ——经尾流修正后的总湍流强度。

如图 2-25 所示，最邻近的风力发电机组数量 N 可以这样选择：

1) 2 台风力发电机组： $N=1$ ；

2) 1 排风力发电机组： $N=2$ ；

3) 2 排风力发电机组： $N=5$ ；

4) 超过 2 排风力发电机组的风电场： $N=8$ 。

如果风电场包含 5 排以上的风力发电机组，且每排超过 5 台，或者垂直于主导风向上风力发电机组间距低于 $3D$ ，则需要对平均湍流强度进行修正。修正过程是通过把背景湍流强度 TI 替换成 TI^* 完成的：

$$TI^* = \frac{1}{2} \sqrt{TI_w'^2 + TI^2} + TI \quad (2-19)$$

$$TI_w' = \frac{0.36}{1 + 0.08 \sqrt{s_r s_f v}} \quad (2-20)$$

$$s_r = \frac{x_r}{D}$$

$$s_f = \frac{x_f}{D} \quad (2-21)$$

式中 x_f ——排间距；

x_r ——排内风力发电机组的间距。

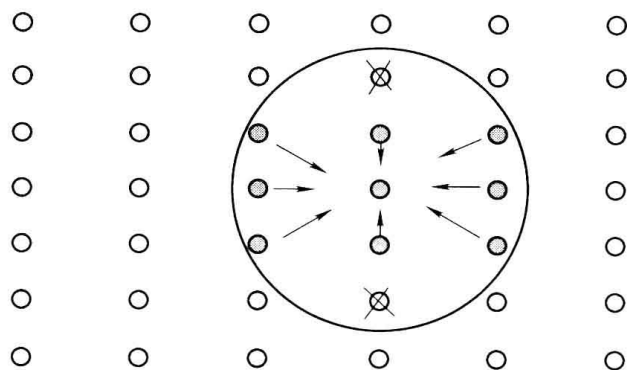


图 2-25 确定最邻近风力发电机组数量的图例^[24]

2.4.4 大型风电场的尾流

大型风电场是指在主导风向上超过 5 排风力发电机组的风电场。大型风电场的尾流问题十分复杂，很难建立稳定的物理模型。因为大型风电场中，风力发电机组本身也具有一定的

地理特征属性,可以理解成是地表粗糙度元,有时也可以理解为障碍物,简单的尾流模型显然不能将这些现象考虑进去。

边界层顶部的动量不断生成,并向地面传输,形成动态平衡。风力发电机组消耗这些动量,也就成了这个动态平衡的组成部分,与树木和其他粗糙元类似,形成内部边界层,如图2-26所示。

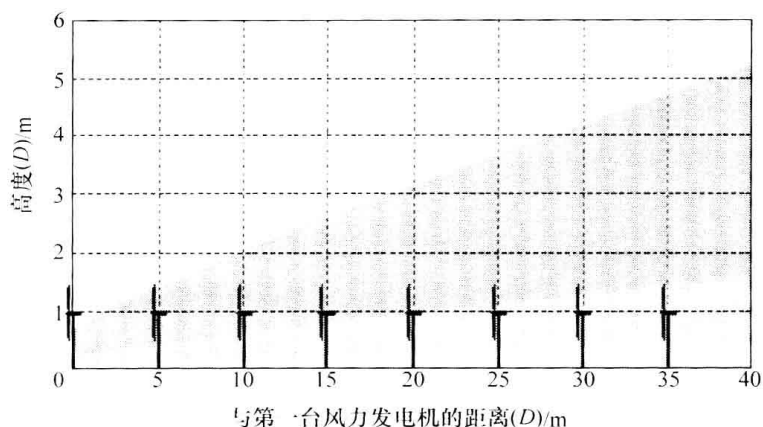


图2-26 大型风电场形成的内部边界层

随着风电场规模的不断增大,对大型风电场的尾流模型的研究变得日益迫切,也是近些年风电场尾流模型研究的热点。普通的尾流模型会严重地低估后排风力发电机组受到的尾流影响,从而高估其发电量,这是很多大型风电场发电量低于预期的原因之一。

Wolf Schlez 等人于2009年发表了大型风电场尾流模型的最新研究成果,应用树林和粗糙度改变模型对风力发电机组对大气边界层轮廓的影响进行研究,并通过Horns Rev风电场的实测数据进行了验证,如图2-27所示^[34]。可见,标准的风电场尾流模型从第5排开始,严重低估尾流效应,从而高估了发电量。这是为什么把主导风向上超过5排作为大型风电场划分界限的原因。Wolf Schlez 等人的大型风电场尾流模型,由于考虑了大型风电场形成的内部边界层,可以得到满意的计算结果。该研究成果中使用的是Ainslie尾流模型,对于其他标准的尾流模型同样适用。

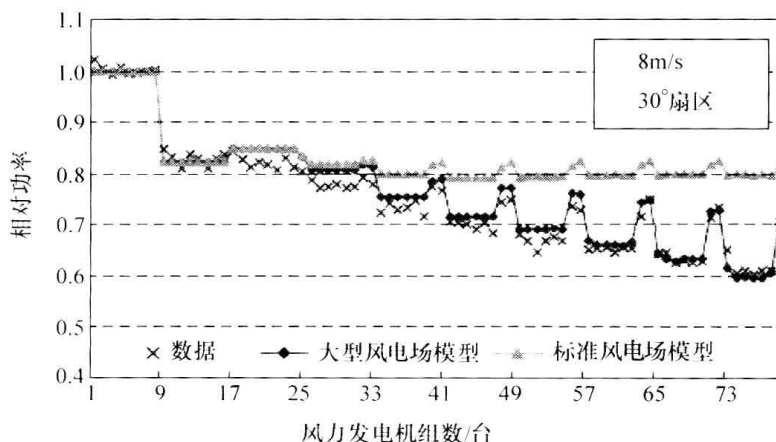


图2-27 Horns Rev海上风电场各风力发电机组的相对功率,用标准风电场尾流模型和大型风电场尾流模型的计算结果与风力发电机组的实际数据的对比^[34]

大型风电场形成的大气边界层样貌还与风力发电机组的排布方式和密度有关，这与粗糙度元的概念是一致的。因此，大型风电场的尾流模型还应包括对风电场排布方式的几何解析方法。

陆地风电场通常排布并不规则，较难找到合适的风电场进行验证，但是风电场作为粗糙度元的原理是相同的。由于陆地风电场本身的地表粗糙度较大，因此与海上风电场相比，大型陆地风电场作为粗糙度元，引起的大气边界层扰动相对较小。

在遇到大型风电场问题时，可以通过对风电场区域设置较高的粗糙度，降低标准尾流模型造成的误差。陆地风电场的情况通常比较复杂，Clint 等人通过如下设置（GH WindFarmer 4.0）对北美一个风电场进行研究，得到了较为满意的结果^[35]：

$$z_{02} = z_{01} + 0.03m \quad (2-22)$$

该方法尚未得到足够的实例验证，也没有经过其他风资源评估软件模型的验证，因此仅供读者参考。

2.4.5 复杂风电场的尾流

目前的风力发电机组的尾流模型都是基于平地开发的。复杂地形环境下，大气边界层的效应，包括脱流和风玫瑰图的窄化，需要更复杂的模型方法。很多科学家做了大量的研究，并提出了多种模型。J. M. Prospathopoulos 等人通过 N-S 数值方程对此进行了研究^[36]，给出了复杂风电场的尾流模型，并得出一些结论。

复杂风电场的最主要特征之一是较高的湍流强度。湍流强度增强了山顶的地形加速效应，并在下风坡以更快的速度衰减，而风力发电机组的存在加强了这一效应。结果，湍流强度的增加降低了风力发电机组的推力系数，这意味着尾流强度变弱。

复杂地形下，风力发电机组下风向 $20D$ 处，尾流中平均风速的衰减仍然明显，有时甚至达到 $40D$ 。而平原地形下，风力发电机组下风向 $20D$ 处的尾流效应实际上可以忽略。

湍流强度增强了空气混合作用，长距离上尾流的衰减速度应该更快。然而，轮毂高度上的风速并非单调递减的，因为尾流的几何形状由于湍流强度的增加而发生了改变。平原地形下，在距离风力发电机组后 $5D$ 处，尾流中心约低于轮毂高度 $0.1D$ 。而在非对称的情况下，该高度差值更大，约为 $0.2D$ 。

综上所述，复杂地形下，风力发电机组的尾流可能相对减弱，但持续的距离更长。最后，尾流衰减速度对风向十分敏感，尾流近区除外。

第3章 风资源与微观选址工程（下）

WAsP 是基于气象学的风资源分析软件模型，理解 WAsP 的基本原理可以帮助我们更好地理解自然界的风，对微观选址和测风塔选址都有重要指导意义。

最近几年，基于计算流体力学（CFD）的商业风资源评估软件开始流行，促进了风资源评估工作。计算流体力学与大气物理模型有相似之处，但是大气模型中变量要丰富得多。CFD 模型擅长计算有限区域范围内的流体，更适用于分析复杂地形的风流运动。

风作为一种大气现象，气象学显然更能有指导意义，所以本章以 WAsP 的基本原理开始并涉及 CFD 模型的介绍，与上章呼应，完成对风资源与微观选址工程的论述。

3.1 风图谱分析与应用程序

WAsP 的英文全称为 Wind Atlas Analysis and Application Program，可翻译为风图谱分析与应用程序。WAsP 是用来预测风气候、风资源和风力发电机与风场的发电量的计算机软件。预测过程基于同一区域内的测风数据。WAsP 模型包括地形效应模型、粗糙度变化模型和障碍物遮蔽效应模型。

WAsP 由丹麦理工大学风能部（原 Risø 实验室的风能分部）开发并发行，是风资源领域最早的商业软件。经过 20 多年的发展，WAsP 已经成为风电行业风资源评估与微观选址工程的行业标准，并被 WindPRO 和 WindFarmer 等著名的风资源评估软件用作内核。

3.1.1 基本原理

地表附近的风受到地形地貌的影响而发生了改变，使得风资源具有微观尺度特征。距离不远的两个地点，除了各自的微观尺度风气候特征外，还有共同的部分。一点的风气候是局地微观尺度与更大尺度（中尺度和天气尺度）风气候特征的叠加。WAsP 就是利用这一原理，通过测量一个点的风气候，剥离其微观尺度特征，得到一个区域内共同的风气候。在同一区域内推算其他点的风气候时，再把该点的局地微观尺度特征加进来。这样，就建立了同一区域内两个不同地点的风气候之间的联系，如图 3-1 所示。这个

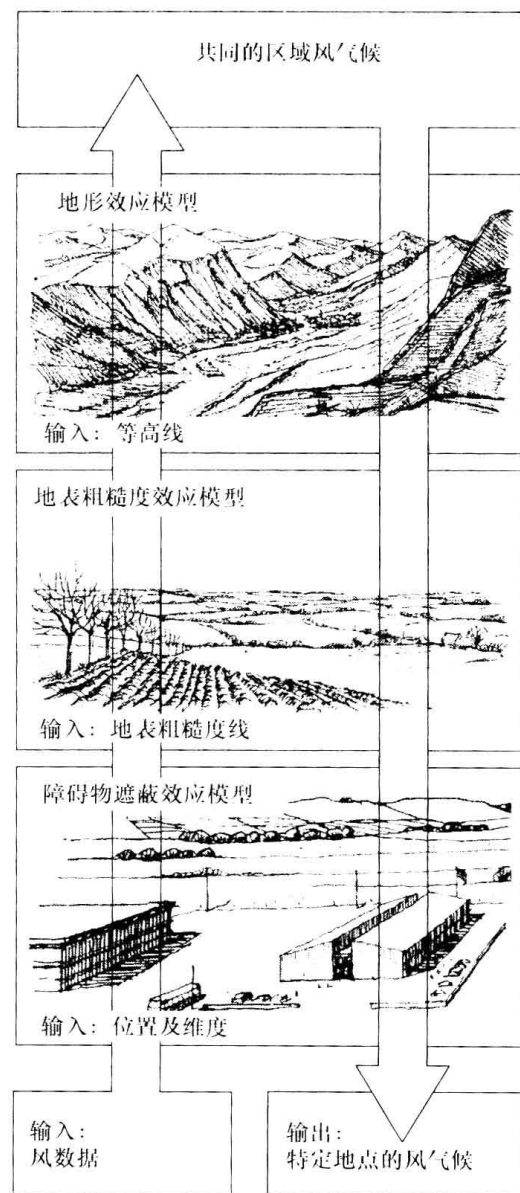


图 3-1 WAsP 风图谱分析方法^[63]

区域内共同的风气候类似地转风的概念，即仅当压力梯度力和地转偏力达到平衡（不受其他力）时的风气候，是高空大气运动的特征（详见本书第 11.1.2 节）。

以测风塔实测风速为输入的微观风气候，推算该区域共同的风区域过程为

$$W_{\text{reg}} = W_a - ROU_a - ORO_a - OBT_a \quad (3-1)$$

式中 W_{reg} ——共同的区域风气候；

W_a ——a 处微观风气候；

ROU_a ——粗糙度效应引起的 a 处微观风气候变化；

ORO_a ——地形引起的 a 处微观风气候变化；

OBT_a ——障碍物引起的 a 处微观风气候的变化；

a——测风塔所在的位置。

同样的原理，计算同一区域内 b 处的风气候过程为

$$W_b = W_{\text{reg}} + ROU_b + ORO_b + OBT_b \quad (3-2)$$

$$W_b = W_a + (ROU_b - ROU_a) + (ORO_b - ORO_a) + (OBT_b - OBT_a) \quad (3-3)$$

【例 3-1】 风速仪受到旁边房子（障碍物）的遮蔽，而风力发电机周围没有障碍物。如果在 WAsP 模型中忽略了房子的影响，则发电量预测的结果是被高估还是被低估？

发电量预测结果被低估了。障碍物的遮蔽效应降低了风速，也就是说 OBT_a 的值是负的，那么 $-OBT_a$ 则是正的。如果忽略了 $-OBT_a$ ，显然结果被低估了。

【例 3-2】 如果测风塔周围的地形坡度超过 0.3，而风力发电机周围地形坡度低于 0.3，那么 WAsP 模型预测的风力发电机发电量是被高估了还是被低估了？

发电量被低估了。当地形坡度超过 0.3，风将不再附着地表流动，而是发生脱流，因此 WAsP 模型高估了地形效应，显然 ORO_a 被高估了。可以这样理解：WAsP 模型在推导共同的区域风气候时，从测风塔的实测风气候中过多地去除了地形加速效应，因此低估了。

由这两个例子可见，只要我们理解了 WAsP 模型，就可以较容易地判断 WAsP 模型的适用性，以及发电量预测结果的准确性。

3.1.2 风流模型

WAsP 应用 Troen 的 BZ[○] 模型^[38] 计算地形特性（如山体或更复杂地形）对风速的扰动^[39]。该模型为线性化的波普模型，基于 Jackson-Hunt 理论，与 Mason-King 和 MS-Micro 模型有类似之处。BZ 模型专为风能微观选址开发，并具有如下基本特性^[39]：

1) 应用高分辨率的缩放极坐标，与地图分析程序结合，仅计算极坐标中心点的风流波动。

2) 把地表粗糙度情况整合到能谱或尺度分解中。“内部层”的结构通过地表应力、平流和压力梯度间的平衡条件计算。

3) 应用大气边界层的厚度约为 1km，强迫大尺度（如数公里）风流在高空区域附近流动。

BZ 模型计算风流波动势在极坐标网格（100 个半径，72 个 5° 的方位角）内的傅里叶展

○ Bessel Expansion on a Zooming Grid

开式系数。如图 3-2 所示，半径网格在中心点集中，网格大小向外递减，如下：

$$\Delta r_{j+1} = 1.06 \Delta r_j \quad (3-4)$$

式中 j ——半径数。

在距离地面为 z 的高度，傅里叶展开式各项的相对风速波动为

$$\frac{\Delta \vec{u}(z)}{u_0(z)} = \frac{u_0^2(L_i)}{u_0^2[\max(z, l_i)]} \nabla \chi_i \quad (3-5)$$

式中 下标 i ——傅里叶展开式的项；

u_0 ——上风向的风速；

L 和 l ——外层和内层的长度尺度；

χ ——相应的来流方向上单位风速的速度势。

总风速波动为速度波动项的和。

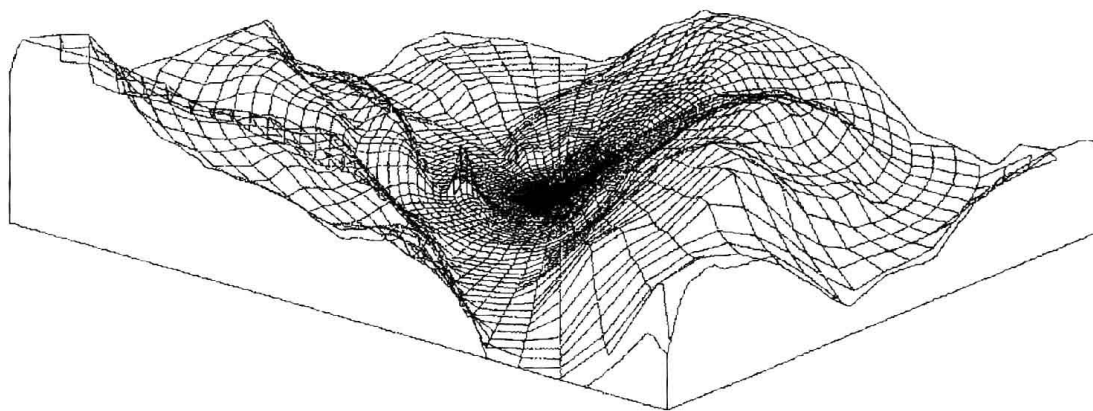


图 3-2 极坐标地形网格^[63]

地形的输入数据一般为等高线地图。缩放的极坐标模型意味着，在中心点附近（1km 内）的等高线描述应该尽可能精确。远离中心点时，可降低等高线精度要求。地图边界距离计算点距离应超过 5km。

BZ 模型对每个关注点，如测风塔和风力发电机点位，都单独做一次极坐标网格化，而一般的模型仅对整个计算域做一次网格化运算。

3.1.3 模型的适用性

WAsP 软件模型能够在平缓的山地条件下较为精确地进行气象预测，而实际风电场的地理环境迥异，可能超出 WAsP 模型推荐适用范围。因此，理解 WAsP 模型的适用性变得极其重要。

WAsP 分析和应用过程可以理解为传递函数模型，在参考站的风速与预测站的风速间建立起联系。为了能够准确地建立这个联系，参考站和预测站之间应该满足：

1. 处于同一风气候

WAsP 模型假设两个站点的平均风速的互相关系数是归一的，意味着参考站和预测站处于同一风气候区内，即忽略中尺度天气过程，包括海陆风和山谷的引导和堵塞效应等（详见本书第 11.3 节）。

2. 盛行天气条件接近中性稳定

边界层大气稳定度用来表征空气上下对流混合的强弱，对风流特性的影响是重大的（详见本书第 10.4 节和第 11.3 节）。大气稳定度主要受到地表温度的影响，地表温度越高，大气越不稳定。

WAsP 风流模型基于中性稳定的大气条件，适合中纬度的大部分情况。这里所指的中性稳定大气条件是年平均状态，如夏天大气不稳定，而冬天大气稳定，年均的情况则接近中性稳定。

可以通过调整热通量参数来对模型进行调整，使其适合更大的大气稳定度范围。但是，这种调整是比较困难的，在没有十足的把握认定大气稳定度偏离中性条件时，不建议进行调整。

3. 周围地形平缓，确保主要为附着流

WAsP 采用线性化的风流模型，假设风是附着地表流动的。因此，适合地形较为平缓，即坡度小于 0.3 的情况。当坡度大于 0.3 时，脱流现象发生的概率增加，地形的加速效应不再遵循线性规律。层流风感受到的虚拟地形坡度小于实际地形坡度（见图 2-13），因此线性模型高估了地形的加速效应。

与地形相关的计算误差是非常显著的，主要受到脱流程度的影响，还与每个扇区的转换角度和地形图尺寸有关。

虽然线性模型高估了地形效应，但可以用崎岖指数进行修正。

4. 参考数据可靠

参考数据，即测风塔的实测风数据，必须是可靠的。这就要求我们必须认真对待测风工作。参考数据的可靠性主要体现在几个方面：

- 1) 测风塔具有代表性，可以代表该区域的风气候；
- 2) 测风塔安装规范，维护良好，文档齐备；
- 3) 风数据的恢复率大于 90%，且缺失数据较为均匀地分布在整个数据序列内；
- 4) 测风时间至少为 1 整年，涵盖季节偏差。

测风塔的代表性问题将在下节讨论，而测风塔的安装及运维涉及内容较多，且非常重要，因此需要单独开辟一章（第 8 章）进行论述。

5. 二维的障碍物模型

对于三维特征明显的障碍物（如房子），WAsP 采用的线性模型将高估障碍物的遮挡效应引起的风速降低。因为三维障碍物类似地形的一部分，对风流有抬升作用，对风速有加速效应。这部分加速效应在障碍物模型没有予以考虑的。

6. 模型之间的独立性假设

WAsP 模型包含三个相互独立模型：障碍物遮蔽效应模型、粗糙度改变模型和地形效应模型。这三个模型假设是独立的和线性的，因此可以相加减，如式（3-1）~式（3-3）。

实际上，这三个模型不可能完全独立。比如一颗大树，既可以是粗糙度元，有时可以是障碍物。一个地形突起，既可以是地形的一部分，有时也可以看作是障碍物。由于微观气象模型极其复杂，对各种效应单独进行研究既是无奈之举，也是必要的。因此，仅在最近几年才出现了综合的模型，不过都远不成熟。

3.1.4 复杂地形修正

崎岖指数用来表征地形的复杂程度，是脱流程度或地形加速效应高估程度的间接量度。用预测站和参考站崎岖指数之差 ΔRIX 作为 WAsP 风流模型表现优劣的指标。

$$\Delta RIX = RIX_{WTC} - RIX_{MET} \quad (3-6)$$

式中 RIX_{WTC} ——风力发电机点位，即预测站的崎岖指数；

RIX_{MET} ——测风塔点位，即参考站的崎岖指数。

如果预测站和参考站的地形复杂（崎岖）程度相同（ $\Delta RIX \approx 0$ ），预测误差相对较小。如果参考站比预测站地形更加复杂（ $\Delta RIX < 0$ ），则预测结果被明显低估。相反的，如果参考站比预测站地形更简单（ $\Delta RIX > 0$ ），则预测结果被明显高估了^{[18][37][40][41]}。

Bowen 等人^{[18][41]}对葡萄牙一个风场的案例进行研究，得出了 WAsP 对平均风速的预测误差与 ΔRIX 的关系，如图 3-3 所示。该风场地形复杂，共有 5 个测风塔，采用交叉预测的方法，得出 25 个预测的平均风速，并用下式表达与实测风速的误差：

$$Err = \ln\left(\frac{U_p}{U_m}\right) \quad (3-7)$$

式中 U_p ——预测的平均风速；

U_m ——实测的平均风速。

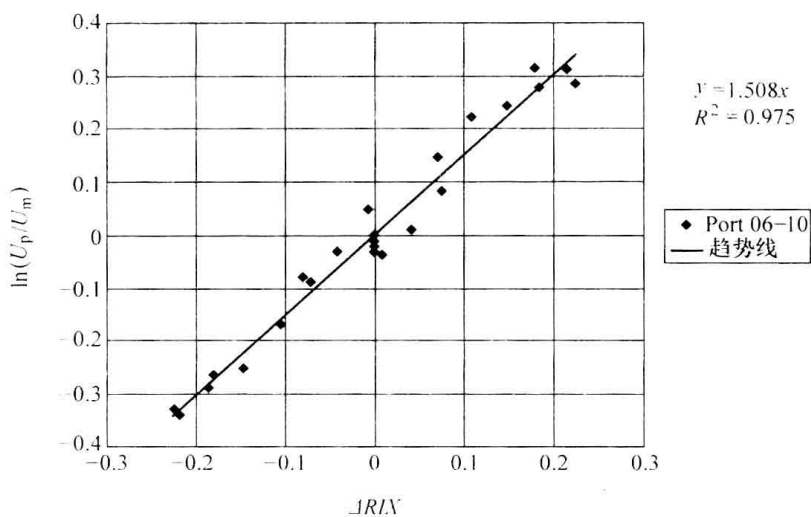


图 3-3 WAsP 对平均风速的预测误差与 ΔRIX 的关系曲线^[18]

由图 3-3 可见，趋势线为线性的，并通过原点（0，0），即预测的平均风速与实测平均风速的比值的对数与 ΔRIX 呈线性关系。图 3-3 中还标示了直线的斜率和拟合度系数（0.975）。于是，可以推导出如下经验关系式：

$$U_m = \frac{1}{\exp(\alpha \cdot \Delta RIX)} U_p \quad (3-8)$$

式中 α ——回归曲线的斜率。

可以根据 ΔRIX 值，由上式对预测的平均风速进行修正。对于该风场实例，经 ΔRIX 修正后，WAsP 模型的发电量预测结果改善了 69%（100% 为预测无误差）。 ΔRIX 值大于 5% 的情况下，两个测风塔交叉预测的结果改善平均超过 90%^[18]。由此可知，对于地形复杂的

风场，至少需要安装两个测风塔才能对风场的发电量进行较为满意的预测。

3.2 计算流体力学模型简述

在过去的几年中，计算流体力学（CFD）在风资源评估中得到广泛应用，甚至可以替代线性模型方法，如 WAsP。CFD 需要强大的计算能力支撑，单机计算能力的迅速提升，为 CFD 提供了技术条件。CFD 模型往往需要非常专业的人员操作，不同的操作者可以得到迥异的结果，因此较难应用于一般的工程实践。商业化的风资源评估软件不断成熟，在一定程度上降低了对工程师的要求和人为因素影响，因此得到了广泛的应用。

理论上，CFD 模型可以应对一些近地层风流的非线性效应，在复杂地形和障碍物或森林存在的情况下更加明显。

CFD 模型的计算过程需要用户具有丰富的经验。模型的设置可能非常复杂，结果很大程度上取决于用户本身，可重复性和可追踪性差，因此 CFD 模型的结果往往不被银行接受，或不能用于最终的尽职调查。WAsP 模型的可重复性非常好，用相同的输入数据，不同的用户可以轻易地得到相同的结果。分析师和专家可以正确地解读计算结果，并评估可行性。

因此，WAsP 和 CFD 模型孰好孰坏一直争论不休。当我们对比 CFD 和 WAsP 模型时，可能发现它们似乎正好相反：昂贵和便宜、复杂和简单、慢和快、受用户经验制约和不受用户经验制约、非线性和线性等等。作者认为，二者并非有你无我，而应该相互补充和促进。二者涉及独立的学科范畴，WAsP 模型应该是风资源工程师的理论基础，而 CFD 模型则应该是有效的补充。WAsP 就于 2013 年初正式推出了 WAsP CFD 工具，将 WAsP 模型和 CFD 模型有效地结合，将极大地促进风资源评估工作的准确性^[42]。

风是空气流动的产物，了解流体的基本知识对风的理解很有好处。而 CFD 是一门及其复杂的科学，有很多专业书籍供读者学习，本书仅能做提纲挈领的概述，使读者熟悉必要的概念。本节主要参考王福军等编著的《计算流体力学分析—CFD 软件原理与应用》^[43]。

3.2.1 计算流体力学概述

计算流体力学（Computational Fluid Dynamics, CFD）是通过计算机数值计算和图像显示，对包含有流体流动和热传导等相关的物理现象的系统所做的分析。CFD 的基本思想可以归结为：把原来在时间域及空间域上连续的物理量的场，如速度场，用一系列有限个离散点上的变量值的合集来代替，通过一定的原则和方式建立起关于这些离散点上场变量之间关系的代数方程组，然后求解代数方程组，获得场变量的近似值。

CFD 的长处是适应性强，应用面广。流动问题的控制方程一般是非线性的，自变量多，计算域的几何形状和边界条件复杂，很难求得解析解，而用 CFD 方法则有可能找到满足工程需要的数值解。

CFD 也存在一定的局限性。首先，数值解法是一种离散近似的计算方法，依赖于物理上合理、数学上适用、适用于在计算机上进行计算的、离散的有限数学模型，且最终结果不能提供任何形式上的解析表达式，只是有限个离散点上的数值解，并有一定的计算误差；第二，它不像物理模型实验一开始就给出流动现象并定性描述，往往需要由原体观测或物理模型实验提供某些流动参数，并需要对建立的数学模型进行验证；第三，程序的编制及资料

的收集、整理和正确利用，在很大程度上依赖于经验和技巧。此外，因数值处理方法等原因有可能导致计算结果的不真实，例如产生数值粘性和频散等伪物理效应；最后，CFD 因涉及大量数值计算，因此，常需要较高的计算机软硬件配置^[43]。CFD 的计算流程如图 3-4 所示。

3.2.2 流体与流动的基本特性

流体是 CFD 的研究对象，流体的性质及流动状态决定着 CFD 的计算模型及计算方法的选择，决定着流场各物理量的最终分布结果。

1. 理想流体与粘性流体

粘性（viscosity）是流体内部发生相对运动而引起的内部相互作用。

流体静止时虽不能承受切应力，但在运动时，对相邻两层流体间的相对运动，即相对滑动速度却是有抵抗的，这种抵抗力称为粘性力。

粘性的大小依赖于流体的性质，并显著地随温度而变化。实验表明，粘性应力的大小与粘性及相对速度成正比。当流体的粘性较小（如空气和水），运动的相对速度也不大时，所产生的粘性应力比起其他类型的力（如惯性力）可忽略不计。此时，我们可以近似地把流体看成是无粘性的，称为无粘性流体（inviscid fluid），也叫理想流体（perfect fluid）。而对于有粘性的流体，则称为粘性流体（viscous fluid）。真正的理想流体是不存在的，只是实际流体在某种条件下的一种近似模型^[43]。

2. 牛顿流体与非牛顿流体

根据内摩擦剪应力与速度变化率的关系不同，粘性流体又分为牛顿流体（Newtonian fluid）和非牛顿流体（non-Newtonian fluid）。

观察近壁面处的流体流动，可以发现，紧靠壁面的流体粘附在壁面上，静止不动。而在流体内部之间的粘性所导致的内摩擦力的作用下，靠近这些静止流体的另一层流体受迟滞作用速度降低，地表粗糙度和垂直风轮廓线就是很好的例子。

流体的内摩擦剪切力 τ 由牛顿内摩擦定律决定：

$$\tau = \mu \frac{\partial u}{\partial n} \quad (3-9)$$

式中 n ——沿法线方向的距离；

u ——流体的流速；

所以，牛顿内摩擦定律表示：流体内部摩擦应力和单位距离上的两层流体间的相对速度成正比。比例系数 μ 为流体的动力粘度，常简称为粘度。它的值取决于流体的性质、温度和压力大小。

若 μ 为常数，则称该类流体为牛顿流体；否则，称为非牛顿流体。空气、水等均为牛顿

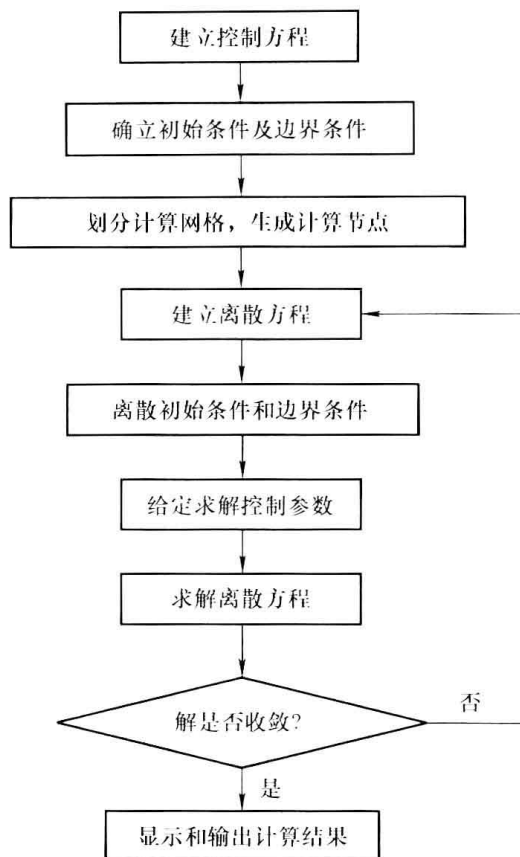


图 3-4 CFD 计算流程图^[43]

流体。聚合物溶液、含有悬浮颗粒杂质或纤维的流体为非牛顿流体^[43]。

3. 流体的热传导与扩散

除了粘性外，流体还有热传导（heat transfer）及扩散（diffusion）等性质。当流体中存在着温度差时，温度高的地方将向温度低的地方传递热量，这种现象称为热传导。同样地，当流体混合物中存在着组元的浓度差时，浓度高的地方将向浓度低的地方输送该组元的物质，这种现象称为扩散。

流体的宏观性质，如扩散、粘性和热传导等，是分子输运性质的统计平均。由于分子的不规则运动，在各层流体间交换着质量、动量和能量，使不同流体层内的平均物理量均匀化，称为分子运动的输运性质。质量输运在宏观上表现为扩散现象，动量输运表现为粘性现象，能量输运则表现为热传导现象。

理想流体忽略了粘性，即忽略了分子运动的动量输运性质，因此在理想流体中也不应考虑质量和能量输运性质——扩散和热传导，因为它们具有相同的微观机制^[43]。

4. 可压缩流体和不可压缩流体

根据密度 ρ 是否为常数，流体分为可压缩（compressible）与不可压缩（incompressible）两大类。当密度 ρ 为常数时，流体为不可压缩流体，否则为可压缩流体。空气为可压缩流体，水为不可压缩流体。有些可压缩流体在特定的运动条件下，可以按不可压缩流体对待。有时，也称为不可压流动。

在可压缩的连续方程中含密度 ρ ，因而可把 ρ 视为连续方程中的独立变量求解，再根据气体的状态方程求出压力。不可压缩流体的压力场是通过连续方程间接规定的。由于没有直接求解压力的方程，不可压缩流体的流动方程的求解有特殊的困难^[43]。

5. 定常和非定常流动

根据流体流动的物理量（如速度、压力和温度等）是否随时间变化，将流动分为定常（steady）和非定常（unsteady）流动两大类。当流动的物理量不随时间变化时，为定常流动；当流动的物理量随时间变化时，为非定常流动。定常流动也称为恒定流动，或稳态流动；非定常流动也称为非恒定流动、非稳态流动或瞬态（transient）流动^[43]。

6. 层流与湍流

自然界中的流体流动状态主要有两种形式，即层流（laminar）和湍流（turbulence）。在许多中文文献中，湍流也被译为紊流。层流指流体在流动过程中两层之间没有相互掺混，而湍流是指流体不是处于分层的流动状态。一般来说，湍流是普遍的，而层流则属于个别情况，大气边界层内风就是湍流形式。

对于圆管内流动，定义雷诺数（Reynolds）：

$$Re = \frac{ud}{\nu} \quad (3-10)$$

式中 u ——流体流速；
 ν ——运动粘度；
 d ——管径。

当 $Re \leq 2300$ 时，管流一定为层流； $Re \geq 8000 \sim 12000$ 时，管流一定为湍流；当 $2300 < Re < 8000$ ，流动处于层流和湍流间的过渡区^[43]。

3.2.3 控制方程

建立控制方程是求解任何 CFD 前都必须先进行的。一般来说,这一步是比较简单的。流体流动要受物理守恒定律的支配,基本的守恒定律包括:质量守恒定律、动量守恒定律和能量守恒定律。如果流动包含有不同成分(组元)的混合或相互作用,系统还要遵守组分守恒定律。如果流动处于湍流状态,系统还要遵守附加的湍流输运方程。控制方程(governing equations)是这些守恒定律的数学描述。

湍流是自然界非常普遍的流动类型,湍流运动的特征是在运动过程中流体质点具有不断的相互掺混现象,速度和压力等物理量在空间和时间上具有随机性质的脉动值。但对于湍流,如果直接求解三维瞬态(DNS)的控制方程,需要采用对计算机内存和速度要求很高的直接模拟方法,但目前还不可能在实际工程中采用此方法。

为了模拟湍流流动,一方面要求计算区域的尺寸应大到足以包含湍流运动中出现的最大涡,另一方面要求计算网格的尺度应小到足以分辨最小涡的运动。然而,就目前的计算机能力来讲,能够采用的计算网格的最小尺度仍然比最小涡的尺度大许多。因此,目前只能放弃对全尺度范围上的涡的运动的模拟,而将比网格尺度大的湍流运动通过 N-S 方程直接计算出来,对于小尺度的涡对大尺度运动的影响则通过建立模型来模拟,从而形成了大涡模拟法(LES)。总体而言,LES 方法对于计算机内存及 CPU 速度的要求仍比较高,但低于 DNS 方法。

工程中广为采用的方法是对瞬态 Navier-Stokes 方程(简称 N-S 方程)做时间平均处理,同时补充反映湍流特性的其他方程,如湍流动能方程和湍流耗散率方程等。因为,从工程的观点上看,重要的是湍流所引起的平均流场的变化是整体的效果。这种将瞬态的脉动量通过某种模型在时均化的方程中体现出来的方法,称为雷诺平均法(RANS)。这样不仅可以避免 DNS 方法的计算量大的问题,而且对工程应用可以取得很好的效果,因此成为最广泛使用的湍流数值模拟方法^[43]。

在工程中,还可以结合 RANS 和 LES 法,在近壁区(及地表附近)采用 RANS 法,而在远离壁面区域采用 LES 法。工程中还存在很多高级的湍流模型供选择,如各类 k- ϵ 模型。基于 CFD 模型的商业化风资源评估软件对于湍流的解析是极其关键的。

风资源工程师通常没有很强的 CFD 专业背景,很难直接应用专业的 CFD 软件进行控制方程的选择和参数设置。基于 CFD 模型的商业化风资源评估软件根据风资源评估的工程特点,将这些参数的设置都固化在软件当中,使得普通的风资源工程师可以操作。为了能够使用普通的台式机工作站进行计算,通常模型都进行了相当的简化。控制方程本身的解析十分复杂,超出了本书的范围,因此不做介绍。

3.2.4 边界条件与初始条件

所有的 CFD 问题都需要有边界条件,对于瞬态问题还需要有初始条件。流体的解法不同,对边界条件和初始条件的处理方法也不一样。

所谓边界条件,是指在求解域的边界上所求的变量或其一阶倒数随时间及地点变化的规律。只有给定独立合理的边界条件的问题,才能计算得出流畅的解。因此,边界条件是使 CFD 问题有定解的必要条件,任何一个 CFD 问题都不可能没有边界条件。对于边界条件和

初始条件的处理，直接影响计算结果的精度^[43]。

在 CFD 模拟时，基本边界条件包括：流动进口边界、流动出口边界、给定压力边界、壁面边界、对称边界、周期性（循环边界）等。不同 CFD 文献，对边界条件的分类方式不同。在复杂流动中，还经常见到内部表面边界，如风力发电机的叶片和风场。

对于风资源评估的 CFD 模型来说，下边界显然是具有复杂几何结构的地面，上边界通常为无摩擦的墙，垂直高度通常为几百到数千米。模型的水平边界范围根据风场大小和特性而异，侧面为流动进口边界，输入条件一般为边界层的垂直风速轮廓曲线。通常模型把风场分为多个扇区（如 12 个扇区），分别进行计算。

3.2.5 网格化

网格化（meshing）是任何 CFD 计算过程最难的一步，直接影响计算结果，甚至模型的收敛效果。因此网格化过程也常称为前处理，是为解析过程做前期准备。采用数值方法求解控制方程时，都是想办法将控制方程在空间区域上进行离散，然后求解得到的离散方程组。要想在空间域上离散控制方程，必须使用网格^[43]。

网格是 CFD 模型的几何表达形式，也是模拟与分析的载体。对于复杂的 CFD 问题，网格生成极为耗时，且极易出错，生成网格所需时间常常大于实际 CFD 计算的时间。CFD 风场计算网格化的例子如图 3-5 所示，为 WAsP 与 2013 年初推出的 CFD 模型的网格实例^[42]。

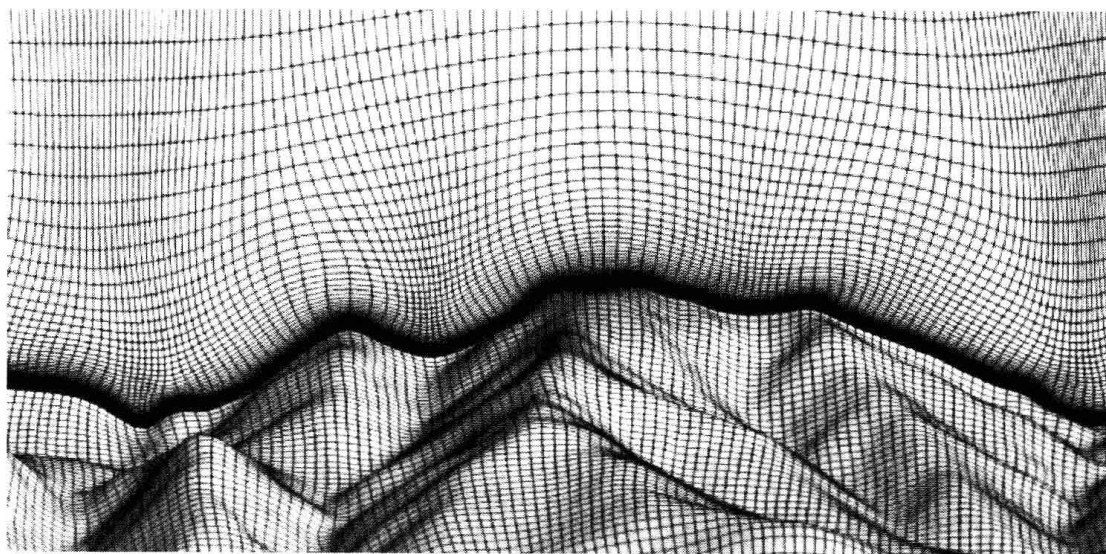
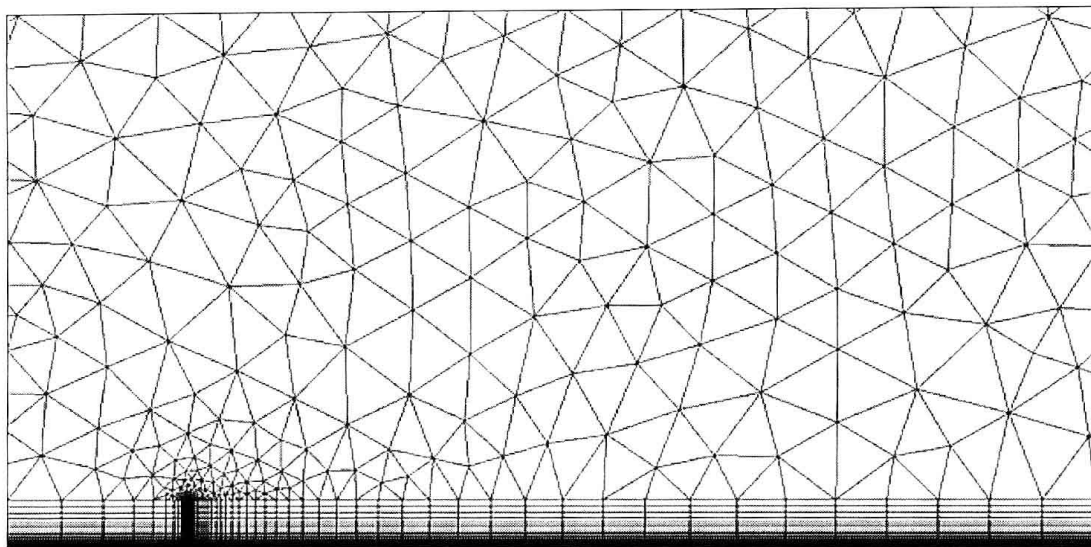


图 3-5 CFD 风场计算网格化的例子^[42]

网格（grid）分为结构网格和非结构网格两种。结构网格（structured grid）为网格中节点排列有序，邻点间的关系明确的网格。对于复杂的几何区域，如地形复杂的风场，结构网格可以是分块构造的，这就形成了块结构网格（block-structured grids）。图 3-5 中使用的就是结构网格对风场进行网格化。

与结构网格不同，在非结构网格（unstructured grid）中，节点的位置无法用一个固定的法则予以有序地命名。这种网格虽然比较复杂，但却有着极好的适应性，尤其对具有复杂边界的流场计算问题特别有效。非结构网格的实例如图 3-6 所示。

图 3-6 湍流平原的非结构网格^[44]

网格单元（cell）是构成网格的基本元素。在结构网格中，常用的二维网格单元是四边形单元，3D 网格单元是六面体单元。在非结构网格中，常用的二维网格还有三角形单元，三维网格还有四面体和五面体单元，其中五面体单元还可分为棱锥形（或楔形）和金字塔形等^[43]。

在风场模拟中，由于地形曲面十分复杂，千变万化，一套工程应用方便且具有普遍适用性的网格划分方法是首要的。网格化过程既要尽量解析真实的地表形态，还要符合风资源评估的技术要求。

在一个流场中，网格单元数量越多，计算成本越大，而且呈指数增长。计算成本包括时间成本和硬件成本。因此，为了控制计算成本，商业风资源评估 CFD 模型通常划分几万个网格单元，而专业的 CFD 计算过程动辄数百万个网格单元，非超级计算机难以完成计算。

过于精细的网格划分还有可能使模型失去稳定性，甚至崩溃，造成结果不收敛的严重后果。

3.2.6 解析离散方程

对于求解域内所建立的偏微分方程，理论上是有真解（或称精确解或解析解）的。但由于所处理的问题自身的复杂性，一般很难获得方程的真解。因此，就需要通过数值方法把计算域内有限数量位置（网格节点或网格中心点）上的因变量当作基本未知量来处理，从而建立一组关于这些未知量的代数方程组，然后通过求解代数方程组来得到这些节点的值，而计算域内其他位置上的值则根据节点位置上的值来确定。

由于所引入的因变量在节点之间的分布假设及推导离散化过程的方法不同，就形成了有限差分法、有限元、有限体积法等不同类型的离散化方法。在同一种离散化方法中，对对流项所采用的离散格式不同，也将导致最终有不同形式的离散方程。

对于瞬态问题，除了在空间域上的离散外，还要涉及在时间域上的离散。

初始条件和边界条件是连续的，如入流口的风速为 10m/s，需要针对所生成的网格，将连续型的初始条件和边界条件转化为特定节点上的值。如流动进口边界面上有 200 个节点，

则这些节点上的速度值应均设为 10m/s 。

在离散空间上建立了离散化的代数方程组，并施加离散化的初始条件和边界条件后，还需要给定流体的物理参数和湍流模型的经验系数等。同时，还要给定迭代计算的控制精度等。

对于稳态问题的解，或是瞬态问题在某个特定时间步上的解，往往要通过多次迭代才能得到。有时，因网格形式或网格大小、对流项的离散差值格式等原因，可能导致解的发散。因此，在迭代求解过程中，要对解的收敛性随时进行监视，并在系统达到指定精度后，结束迭代过程。这部分内容属于经验性的，需要针对不同情况进行分析。如果没有收敛，那么得出的结果一般是没有任何参考价值的。因此，CFD 模型的收敛性对于计算结果的精度和可信度起到决定性的作用^[43]。图 3-7 为 Vestas 自主开发的 CFD 模型的迭代过程。可见，在经过上千次迭代后，解才开始收敛，并稳定下来。

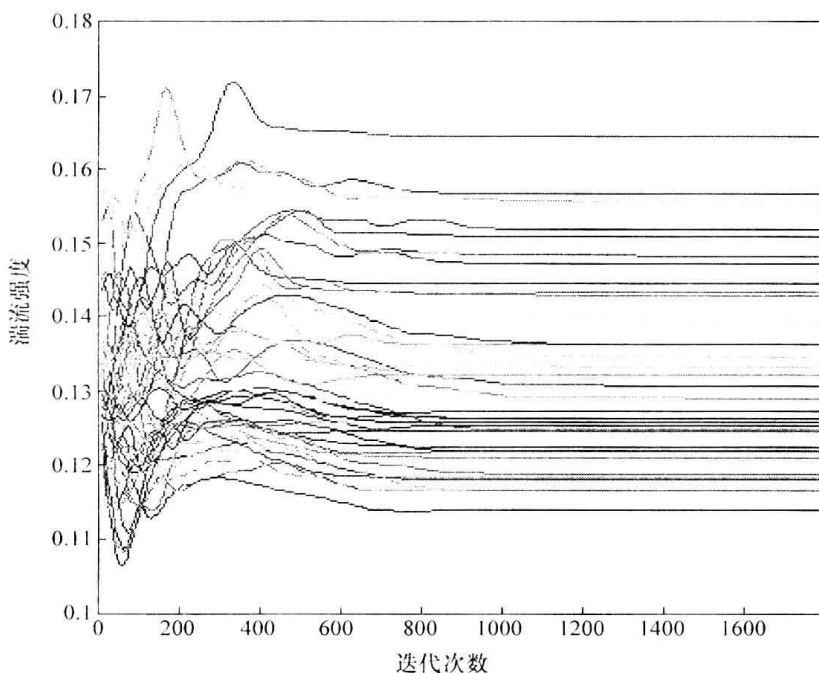


图 3-7 CFD 模型模拟轮毂高度湍流强度的迭代过程，每条线代表一台风力发电机
(图片由 Vestas 提供，为 Vestas 自主开发 CFD 模型)

对于基于 CFD 模型的风资源评估软件，能够让一组控制方程和参数、假设的边界和初始条件、网格划分方法及离散解析方法适用于及各种复杂的风场地理和气候条件，是问题的关键，因为这样才能达到风资源评估工程应用的要求。而判断解的收敛性，则是应用 CFD 模拟结果的前置任务。

测风塔的实测风数据作为一个网格节点的已知解，用来修正其他节点的计算结果。若在多个网格节点进行测风，通常可大幅提高模型计算结果的精确度和可信度。模型计算结果还可以与实测风数据进行对比，判断数值解的正确性。

3.2.7 计算结果处理与显示

通过上述求解过程得出了各个计算节点上的解后，需要通过适当的手段将整个计算域上

的结果显示出来。这时，我们可采用线值图、矢量图、等值线图、流线和云图等方式对计算结果进行显示。

所谓线值图，是指在二维或三维空间上，将横坐标取为空间长度或时间历程，将纵坐标取为某一物理量，然后用光滑曲线或曲面在坐标系内绘制出某一物理量沿空间或时间的变化情况。矢量图是直接给出二维或三维空间里矢量（如加速度）的方向和大小，一般用不同颜色和长度的箭头表示速度矢量。矢量图可以比较容易地让用户发现其中存在的涡旋区。等值线图是用不同颜色的线条表示相等物理量（如温度）的一条线。流线图是用不同颜色线条表示质点运动轨迹，如图 3-8 所示。云图是用渲染的方法，将流畅某个截面上的物理量用连续变化的颜色表示其分布，如我们熟悉的风资源分布图^[43]。

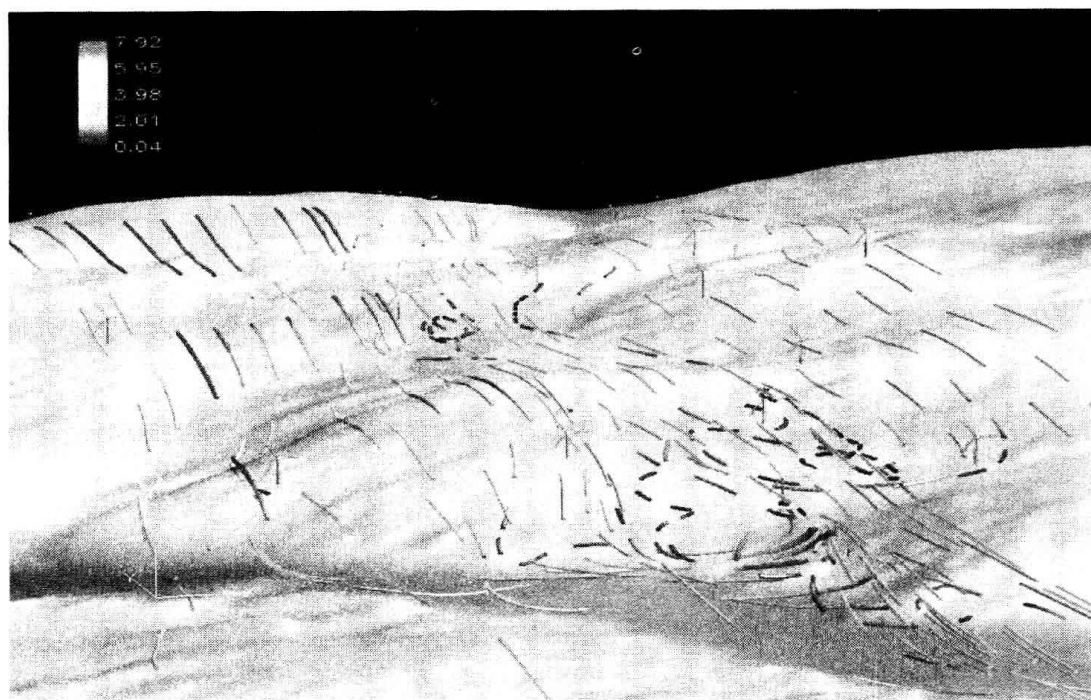


图 3-8 CFD 模型计算结果的流线图

（图片由 Vestas 提供，为 Vestas 自主开发 CFD 模型）

计算结果的处理过程也称为后处理过程，用来进行后处理的模块也因此称为后处理器。计算结果丰富的显示效果也是基于 CFD 的风资源评估软件模型的优势之一。

3.3 测风塔的代表性

风资源评估的软件模型都是以测风塔（参考站）的实测风数据为基准的，因此测风塔实测风数据必须能够代表风场区域的风气候。这一点在线性模型中尤为重要。风气候的代表性是测风塔选址的技术依据，也是风资源评估技术工作的前提。

参考站的地理和气候特征要与预测站（风力发电机点位）相似，才能对风资源进行较好的评估，要遵循所谓的相似性准则。图 3-9 为某一海岛上的 3 个测风塔的实测风频玫瑰图。可见，在复杂地形下，2km 范围内的风气候差别可能非常巨大，单个测风塔可代表的区域可能十分有限。

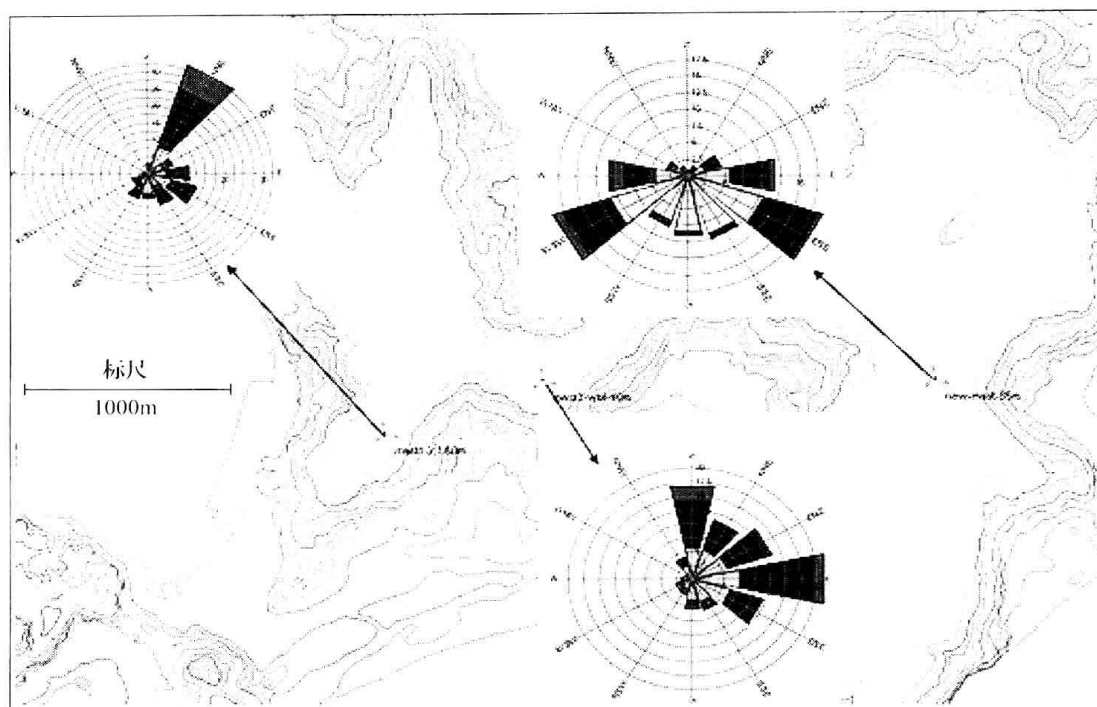


图 3-9 某海岛上 3 个测风塔的实测风频玫瑰图

相似性准则可以分为三个主要方面：风气候相似、地形地貌相似和遮挡效应相似；对相似度的判断更多是定性分析的过程。

3.3.1 风气候相似

参考站和预测站处于同一中尺度区域风气候内，是 WAsP 模型成立的前提，因为这样才能建立起两个站点之间风况的联系。对于地形复杂的风场，还要考虑微观尺度的风气候，如图 3-9 所示。基于 CFD 的风资源评估软件模型也是对微观尺度效应进行模拟，基本不涉及中观尺度效应，因此也是成立的。

1. 距离相近

参考站和预测站之间的距离是最直接和最实用的判据，这在多数情况下是成立的。但是不能用距离简单地判断是否处于同一区域风气候内，认为距离越近风气候越相似，越具有代表性。比如沿着海岸线 10km 的距离比垂直海岸线 3km 的距离，风气候可能更加类似。

用距离远近判断风气候的相似度的前提是：地表形态在较大尺度范围（大于风场数倍的区域范围或中尺度）内是基本均匀的。比如，内蒙古草原和东北平原的大部分区域。

2. 大气稳定度相似

大气稳定度直接影响近地层大气的垂直对流，从而影响风气候。大气稳定度基本取决于地表温度，温度越高垂直对流越强烈，大气越不稳定。

海上风电的测风成本较高，如果距离海岸线不远，且陆地地形平坦均一，我们可能会想在陆上建立测风塔来评估海上风场的风资源情况，以达到节约成本的目的。但根据大气稳定度相似的准则，这样做显然是错误的，因为海洋表面的温度与陆地表面的温度是有明显差别的。

实际上，大的水体和植被覆盖情况都可能导致大气稳定度的差异。从这个角度也可以解

释为什么不能简单地用距离远近判断风气候的相似度。

3. 海拔相似

海拔对气候有着较为显著的影响,可直接表现在空气温度和压力的变化。风气候的垂直外推过程有着较大的不确定性,应该尽量规避。

通常认为,参考站和预测站之间的海拔高差不宜超过 100m,最多不能超过 150m。否则就要增加测风塔对不同海拔进行测风,因为此时不在同一风气候的可能性已经大为增加了。再者,海拔落差很大的地形本身是否适合建设风电场也是问题。

3.3.2 地形地貌相似

地形地貌的相似度更倾向于微观尺度的考量,主要从地形的复杂程度和地表粗糙度的角度出发,判断参考站与预测站的相似度。

1. 地形复杂程度相似 (ΔRIX 接近于 0)

地形的复杂程度对风流形态有着极其显著的影响,因此要求参考站和预测站的地形复杂程度相似。通常,地形越复杂,参考站可代表的范围越小,因为复杂地形的微观风气候十分复杂多变,而风电场所要测量的应该是微观尺度的风气候。另外,对复杂的微观风流场的模拟可能超出风资源评估软件的能力范围。因此,为了控制风资源评估的风险,地形复杂的风场通常需要建设多个测风塔进行测风。

2. 背景粗糙度相似

地表粗糙度主要影响近地层风速的垂直轮廓曲线和湍流强度。背景粗糙度可以理解为是占主导地位的特征地貌或粗糙元的粗糙度。

3. 距离粗糙度突变线距离相似

内部边界层(第 2.1.3 节)的知识可以较好地解释这一原则。最典型的例子是海边的风电场,测风塔距海岸线的距离要和风力发电机距海岸线的距离相似,否则即使地形平坦也需要建设多个测风塔进行测风。

3.3.3 障碍物遮挡效应相似

障碍物的遮挡效应严重影响风流的形态。在很多情况下,可以把地形的突起理解为障碍物而进行定性的分析。地形的走势和起伏不仅可以改变风速和湍流的大小,甚至可以改变风向的分布,图 3-9 就是很典型的例子。由于自然界的风流极其复杂,这种风流的改变有时可能很难给予合理的解释。

有人认为,为了使测风塔能够代表整个风场,在地形起伏较大的复杂风场,测风塔应该建设在海拔折中的位置。作者并不完全同意这一观点,因为海拔折中的位置往往受到高处的遮蔽效应,而使测风数据不能代表该风场的风气候。也就是说,测风塔的周围必须是开阔的,尤其在主导风向上,尽量避免微观尺度的遮蔽效应带来的失真。

如果地形起伏较大,那么局地的遮挡效应是不可避免的,而测风塔也仅能代表遮挡效应相似的很小的区域。从规避湍流的角度出发,这些区域一般是不适合布置风力发电机的。因此,在考虑遮蔽效应相似之余,更应该注意的是去避免。

遮蔽效应相似的另一个考量是载荷风况的代表性,因为遮蔽效应会使风况变得更加复杂,增加湍流强度。载荷风况的评估也是风资源评估的重要任务之一,那么载荷风况的代表

性当然也是十分重要的。

3.4 微观选址

为风场中的风力发电机的进行排布选址的过程称为微观选址。微观是气象学的尺度定义，一般指小于 2km 的空间尺度。微观选址需要认真考虑的因素主要有：排布效率、地形、设备施工和运输、环境影响和土地类别等。发电量最大化和载荷最小化是微观选址的两大重要任务，但有时其他因素也可能起到决定性作用，如环境影响。

发电量最大化可增加风场的发电收入，而载荷最小化可减小风场的服务成本，且使风力发电机能够安全运行 20 年。发电量最大化从平均风速和风场效率的角度出发，把风力发电机排布在风场中平均风速最大的位置，同时尽量减小风场的尾流损失，提高风场效率。载荷最小化则是从湍流强度、入流角和风切变等载荷风况出发，使风力发电机在安全的工况下运行。风力发电机承受的载荷越小，可能发生故障的几率越小，那么服务成本也就越低。

本节主要是承接上文对微观选址进行阐述。关于环境因素的影响，本书将在第 12 章予以详细介绍。

3.4.1 排布效率

排布效率顾名思义是用来表征与风力发电机的排布直接相关的风场发电量效率，是折减了尾流造成的发电量损失后的效率。排布效率有时也习惯被称为风场效率。尽量减小尾流损失，从而提高排布效率，是风场发电量优化的重点工作之一。合理的优化风力发电机的排布方案，有时可提高风场年均发电量几个百分点，这是相当可观的。

排布效率可用下式表达：

$$\eta_{\text{排布}} = \frac{P_{\text{Park}}}{P_{\text{free}}} \times 100\% \quad (3-11)$$

式中 P_{Park} ——风场的实际年均发电量；

P_{free} ——没有尾流效应时，风场的年均发电量。

应该注意的是，单台风力发电机的排布效率可能是不同的，而这里关注的是风场整体的排布效率。通常，风场的排布效率应该不低于 93%，而单台风力发电机的排布效率应该不低于 88%。但有时为了节约土地，在有限的空间内尽量提高风场的装机容量，就要在排布效率上做出让步了。仅从土地充分利用的角度出发，最优化的发电量应该是相对于单位面积土地而言的。

影响排布效率的因素主要有：

- 1) 平均风速和主导风向；
- 2) 平均湍流强度及风力发电机的抗湍流能力；
- 3) 风场区域的走向、地形和粗糙度特征；
- 4) 风力发电机的数量或装机容量；
- 5) 土地使用的法律和环境限制。

通常用行间距和列间距的角度定义风力发电机的排布，如图 3-10 所示。沿着主导风向定义为列，而垂直主导风向方向定义为行。通常来说，风速较高的风场中，风力发电机的间

距可以适当缩小。

通常用风力发电机的叶轮直径 D 作为间距的度量单位。行间距一般不能小于 5 倍 D ，而列间距不能小于 3 倍 D 。海上风场的风力发电机间距要大于陆上风场。对于主导风向比较集中的风场，尽量缩短列间距同时尽量增加行间距，通常可以大幅提高排布效率，对于大气条件趋于稳定的风场尤为有效。

地形复杂的风场通常风速分布很不均匀，同一山脊上的风速差别可能很大。山脊上很多点位可能因为无施工和吊装平台而必须放弃。因此，排布方案不可能像图 3-10 中那样横平竖直，需要具体问题具体分析。

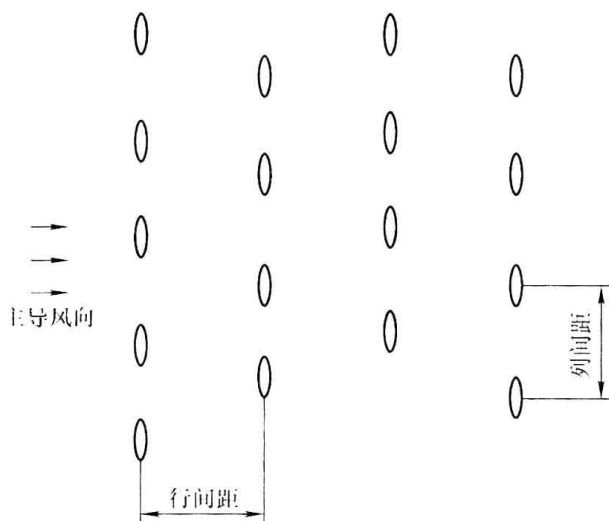


图 3-10 风力发电机的行列

3.4.2 载荷风况

载荷风况也是微观选址要考虑的重要内容，地形复杂的风场尤为突出。载荷风况不直接反映在发电量上，但是对风力发电机的载荷却起到决定性作用。载荷风况可以比喻为汽车行驶在颠簸的山路上，每次颠簸都将增加汽车受力部件的载荷，增加维修成本的同时还可能严重地缩短汽车的使用寿命。风是不可见的，其波动性和随机性之于风力发电机就相当于颠簸的道路之于汽车。因此降低风力发电机的载荷可以降低维修成本，确保风力发电机的服役期达到 20 年的设计寿命，同时减少由于维修停机造成的发电量损失。

除了平均风速和空气密度外，影响风力发电机载荷的风况主要有：

1. 湍流强度 TI

湍流强度用来表征风速波动的剧烈程度。显然，风速波动越大，对风力发电机的机械结构冲击越大，造成的载荷也越大。实际上，风力发电机的载荷随着湍流强度增加而指数增长。IEC 标准定义了不同等级的湍流强度工况，因此湍流强度还是风力发电机选型的依据之一。

湍流强度的精确计算通常较为困难，测风塔的实测湍流强度也不能代表整个风场全部区域。复杂风场中，测风塔的实测湍流强度通常低估了多数风力发电机遭遇的湍流强度。因为测风塔往往安装在地势开阔的地方，既符合测风塔选址的代表性要求，也便于施工，而这些地方的湍流强度是相对较低的。另外，测风塔的实测湍流强度是没有风力发电机尾流影响的背景湍流。为了控制湍流强度，必须合理设计风力发电机的排布间距。

通常风场地形地貌越复杂，湍流强度越大。有时可以从障碍物的遮蔽效应出发定性分析某一点位的湍流强度，把很多地形地貌特征都假设成障碍物的形式。

最后值得一提的是，风资源评估工作存在着各种不确定性，因此应该是趋于保守的，这点在评估湍流强度时同样适用。

2. 入流角

入流风向与水平面的夹角称为入流角，如图 3-11 所示。水

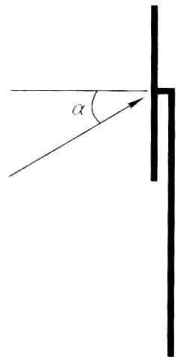


图 3-11 入流角 α 示意图

平轴风力发电机的理想入流角为 0° ，即风水平吹。入流角主要由地形坡度决定，通常坡度越大，入流角越大。和湍流强度一样，入流角也会严重影响风力发电机的关键受力部件的载荷，尤其是主轴传动链。另外，入流角的存在还可能降低风力发电机的发电量。

IEC61400-1（2005 第三版）对入流角的情形进行了描述，认为平均风流的入流角不应超过 8° ，且假设入流角与高度无关。

从入流角的角度出发，风力发电机在任何主导风向条件下都不应排布在山坡上，而应该在山顶或山脊背上。当然对于地形坡度波动较小的简单地形，要求并不那样严格。坡度大的复杂地形山顶上或断崖上同样容易发生入流角过大的情形，必须予以规避。

3. 风剪切

通常，风力发电机叶轮面顶部的风速高于底部，桨叶每次旋转周期都因此而前后弯折，造成材料的疲劳损伤，而风剪切的大小在很大程度上决定了桨叶弯折的猛烈程度。

在复杂的风场中，风速的垂直轮廓变得复杂，引起额外的脱离流，进而增加湍流强度。同时还可能发生负剪切的情形，即叶轮面底部的风速大于叶轮面顶部。这是更加危险的，甚至可能发生叶片撞击塔筒的严重后果。

4. 极端风况

风力发电机的载荷分为疲劳载荷和极端载荷两种工况。极端载荷发生概率很低，但是一旦发生则破坏性极强，因此应该予以足够的重视。极端载荷显然是由极端风况造成，主要包括极端风速和极端湍流，且一般以 50 年一遇的概率进行统计。

3.4.3 微观选址的流程

微观选址工作主要分为三大步骤：软件模拟及优化过程、现场定点微调、根据微调点位重新模拟计算，如图 3-12 所示。习惯上，也把现场定点微调的过程称为微观选址，而把软件分析和计算过程称为风资源评估。

在进行现场定点之前，一定要做好充分的前期准备，否则可能造成重复性工作。风资源评估、排布优化和载荷计算等工作都应该在现场定点之前完成，现场定点更多仅是一个确认和微调过程。

软件模拟计算和现场定点微调是互补的，缺一不可。软件模型是定量分析过程，但不可能完全反映真实情况。现场定点微调则更像是定性分析过程，是软件模型的有效补充。现场定点微调时若发现软件模型的计算结果不符合常规的情况，则需要格外注意，通常采用保守处理。

另外，现场定点微调还担负着核实输入数据正确性的责任（如测风塔的坐标、等高线图是否正确等）和一些数据的采集或细化（如粗糙度和障碍物）工作。

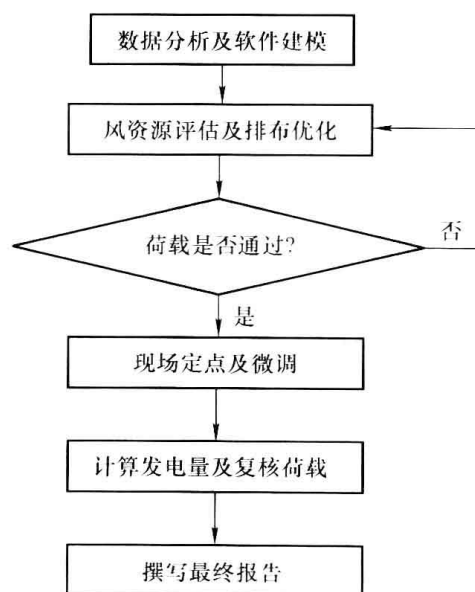


图 3-12 微观选址的工作流程

3.4.4 现场定点及微调

现场定点及微调是微观选址工作最辛苦的部分，经常需要在野外连续步行登山数日，如

图 3-13 所示。植被茂密时，可能必须边砍树开路边行进。我国南方十分闷热，体力消耗非常快，蛇、虫、鼠、蚁更是司空见惯。因此工程师不仅要具备强健的体魄，而且需要掌握一定的野外生存知识。现场工作虽然辛苦，却也是乐趣之所在，是城市繁杂生活难得的放松，也是体验各地风土人情的绝佳机会。



图 3-13 微观选址工作现场照片

对于复杂的风场，在出发前要向当地人了解山上的基本情况，最好有当地人做向导。行进时要身着排汗透气良好的冲锋衣和佩戴手套，防止植被刮伤和昆虫叮咬。登山鞋一定要合脚，避免起泡。裤子要宽松且透气良好，一则为了舒适，二则可以极大地降低蛇咬概率（仅咬到裤子）。要适当注意防晒，最好佩戴遮阳帽，还可以涂抹一定的防晒霜。

夏季野外工作危险，且难度极大，应该尽量避免。南方夏季蛇类出没，且极端闷热，很容易中暑。北方的树林里（尤其是松林）有大量的蜱虫（俗称草爬子）出没，需要遮蔽全身才能进入。当然北方冬季下雪后是不能进行野外工作的。

出发前一定备足饮用水，尤其是在南方，身体脱水非常快。同时必须注意及时补充电解质，可以携带生理盐水或运动饮料。上山前不宜吃得过饱，否则容易引起腹痛。中午在山上就餐应注意补充碳水化合物和盐分，面包加榨菜就是非常不错的选择。

禁忌在山上过夜，因此一定预留足够的下山时间。必须至少两个人同行，不可单独上山，防止意外发生。携带急救包，可进行简单的创伤处理。急救包中配备蛇药、小刀、手电筒、指南针和信号发生器，万一被困便于搜救和逃生。

GPS（卫星定位仪）是微观选址现场工作的重要工具，用来记录坐标点、行进路线（航迹）、测量距离、方位和海拔等。同时具备精确授时，提示太阳落山时间等其他功能。应该携带备用电池，以备不时之需。

其他有很大帮助的工具具有：激光测距仪、角度仪、测角仪、具备指南针功能的低倍望远镜（可在镜筒内看到方位角）和地图。

现场定点微调必须完成的任务为

1. 测风塔的定点和核实

测风塔坐标的精确性对风资源评估的影响巨大，复杂地形尤其如此，几十米的误差就可能足以彻底改变整个评估结果，因此必须经过现场核实。

核实坐标的同时要对测风塔的安装配置和周围环境进行仔细地视察和记录，作为分析风数据不确定性的重要依据。测风塔安装是否规范和记录仪中的信息是否一致（如测风高度、支杆方向等）都是极其重要的信息。如果测风塔周围存在障碍物遮蔽效应，则必须对障碍物予以详细的记录，并输入到软件模型中。测风塔周围的地形地貌对于分析湍流强度的来源意义重大，可以帮助我们解释风数据中的各种现象。

这些关于测风塔的信息应该在测风塔的安装和运维过程中予以详细着实的记录，安装不规范的情况也应该避免。而我国的实际情况却令人担忧，测风塔安装和运维不规范非常普遍，因此必须予以认真核实。

2. 风力发电机的点位微调

在出发之前，需要把已经在软件模型中预选的风力发电机点位坐标输入到 GPS 当中，根据 GPS 的指引寻找点位。地形图很难完全反映现场的情况，因此必须逐一核实每个风力发电机的点位，对不合理的进行调整。现场可能发现风力发电机的点位并不在山顶、有巨石阻挡、坡度过于陡峭、有障碍物遮蔽效应或有架空电缆等情形，需要对点位进行微调。

一般来说，现场是不能分辨风资源的好坏的，但是可以找到可能造成载荷风况的地形地貌因素，予以规避。因此现场工作的重点是从风力发电机的载荷出发，而不是优化发电量。在点位微调时，应该格外注意风力发电机的间距，可能由于一点微调而造成多点同时微调。

现场定点时还需要考虑施工平台和施工难度。一般来说，风力发电机的吊装需要约 $40\text{m} \times 50\text{m}$ 的施工和吊装平台，过于狭窄的山脊和尖山是较难作为风力发电机的点位的。当然，这是微观选址关注的次要因素，因为增加发电量和设备的安全运行更为重要，施工难度多是可以克服的。

3. 粗糙度和障碍物调查

现场实际的粗糙度可能与用卫星照片有较大差异，因此需要进行现场调查。现场调查可以发现粗糙度未来的变化趋势，比如新林生长和城镇发展等，为风场长期发电量预测提供参考。

障碍物的信息通常只能通过现场调查获取。由于风力发电机的轮毂高度和测风高度变得越来越高，障碍物的影响变得不那么重要了，但仍需要进行调查。

3.4.5 扇区管理

扇区管理是用来提高风力发电机运行可靠性，降低风力机载荷磨损的软件控制策略。通常仅是某一、两个扇区的湍流强度等载荷风况超标，或在某一方向上有障碍物遮蔽效应，来自这个方向或扇区的风破坏性很大，因此需要停机或降负荷运行，以达到风力发电机安全运行的目的。

当风向在扇区管理的风向范围内，且风速大于扇区管理的设定风速时，风力发电机将自动停机或降低负荷运行，以起到自我保护的作用，如图 3-14 所示。

扇区管理仅在风力发电机载荷超过设计极限情况下使用，通常地形十分复杂。如果没有扇区管理手段，一些点位将不具备风力发电机的安全运行条件，因此扇区管理可以提高复杂风场的利用率。

扇区管理会造成一定的产能损失，但通常扇区管理设定在非



图 3-14 扇区管理示意图

主导方向，产能损失很小。其原则是在尽量减小产能损失的前提下，减低载荷，使之达到设计要求。通常扇区管理的发电量损失控制在3%以内，否则可能就要考虑放弃机位了。

3.4.6 风资源评估与微观选址报告

风资源评估与微观选址报告是任何一个风电项目都不可或缺的重要报告，提供大量项目可行性的重要信息，也是投融资的最重要参考依据。

风资源与微观选址报告应该至少包含如下内容：

1. 轮毂高度或测风高度的详细的风统计

风统计是风资源评估的基础数据，通常来自代表性测风塔的实测数据。这部分内容应该包括风数据的可靠性和完整性的分析和测风开始和结束时间，并注明采用的是哪段整年数据进行计算。

2. 风电场的气象参数

气象参数包括风场气温、气压和空气密度等，详见本书附录二：风场气象及环境参数表。

3. 风电场的详细描述

该部分应该包括风电场地理位置、风场边界、周围环境、道路情况和地形地貌等的详细描述。如果附近有已经建成的风电场，也应该在描述的范围内，同时分析这些已经存在的风力发电机对本风电场的影响。

4. 等高线和粗糙度地图的描述

等高线的精度和分辨率对风资源评估的准确性是有影响的，应当予以描述。人为因素对地表粗糙度的设置影响非常大，因此也应给予描述。

5. 风力发电机功率曲线和推力系数的完整信息

如果提供的是风场特定的功率曲线，则需说明从标准功率曲线到特定功率曲线的转换方法。如果直接应用标准功率曲线，则需阐明发电量评估的修正方法。

该部分还应该对风力发电机的类型（见附录一：IEC 标准对风力发电机的分类标准）、轮毂高度、叶轮直径等机型信息予以描述，确保风力发电机能在该风电场的风况条件下安全运行。

6. 风力发电机的优化排布方案

风力发电机的排布优化是微观选址的核心工作。该部分应当包含对排布效率的计算，最好有几种不同方案的对比。

7. 风电场发电量的评估结果

展示每台风力发电机的年均发电量和风场总年均发电量。同时，应描述使用的风资源评估软件及重要的参数设置，提高发电量评估结果的可重复性。

8. 载荷风况的分析

对每台风力发电机的载荷风况，包括湍流和入流角等进行描述，确保安全平稳地运行。如果采取扇区管理，则应该描述扇区管理的策略和损失的发电量。最好能够描述各台风力发电机关键受力部件的载荷水平，对分析和预测风场运维成本有很大帮助。

9. 发电量评估不确定性分析

发电量评估的不确定性分析是该报告的重头戏。没有经过不确定性分析的发电量评估结

果是不可信的。这部分内容还应该包括对理论发电量的折减及其不确定性分析。

10. 环境风险分析

结冰可能造成风力发电机停机，造成发电量损失。海边的盐雾会增加设备腐蚀并影响电气绝缘性能。空气湿度也会影响电气绝缘性能，并可能造成制冷系统凝结水，严重者可能导致短路，烧毁设备。超低温和超高温也会造成风力发电机停运。台风可能威胁风力发电机的生存。

各种环境风险都应该在该报告中予以提示，以便提前采取措施。

第4章 风数据统计分析

风是那样的琢磨不定，变化无常，然而风也是有规律可循的，概率统计学则是表达其规律的最佳数学工具。例如，我们平日常说的平均风速就是 Weibull 分布意义下的平均值，50 年一遇的极大风速也是概率概念。

可以说，风资源的任何计算过程都是从风数据的统计开始的，因此本章将着重介绍风数据的统计分析过程。本章的目的还在于在给读者以思考风资源问题的思路 and 方向。

4.1 风数据时间序列

4.1.1 随机现象

在一定条件下必然发生的现象称为确定性现象，而可能出现也可能不出现的现象称为随机现象。人们把随机现象在大量重复出现时表现出来的规律性叫做随机现象的统计规律性。也就是说，随机现象虽然琢磨不定，但是却不乏规律性。例如抛一个硬币，正面还是反面朝上是随机的。但如果抛很多次，就会发现正面和反面出现的次数接近相同，是有统计规律性的。

风是琢磨不定的，时刻在变，但却不乏统计规律性。风能与传统能源形式的最大不同之处就是在于其随机性。研究风能也必须从数理统计入手。

实际上，风中有其偶然随机部分，也有必然的确定性部分。毕竟作为一种自然现象，风还是有规律可循的。我们因此可以把风理解成是一种连续变化的准随机现象。它并不真正是随机的，只是比较近似随机。

4.1.2 平均值与标准差

设一组离散随机变量为 $x_1, x_2, \dots, x_n$ ，则下面是风数据统计中最常用的两个统计量：

$$\text{平均值: } \mu = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n x_i \quad (4-1)$$

$$\text{标准差: } \sigma_{\text{std}} = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (x_i - \mu)^2} \quad (4-2)$$

标准差用来评价这组样本值对平均值的分散度的量。 σ_{std} 值越小，说明 x_i 的取值与平均值的偏离程度越小，即集中在平均值附近，反之则越分散。

4.1.3 平均风速时间序列

风速是连续变量，而实际测量中只能测量风速的离散值，即瞬时风速。然后每隔一段固定时间对测量的全部瞬时风速求平均。我们可以把这个固定时间定义为求值周期。

【例 4-1】 每 2s 记录一个瞬时风速，求值周期为 10min 的平均风速和标准差分别为

多少?

10min 内每 2s 记录的瞬时风速可以看作是一组随机离散变量 v_i ($1 \leq i \leq n$, n 为瞬时风数据的个数, 此时 $n = 300$), 如图 4-1 所示。

则 10min 的平均风速为

$$v_{\text{ave}} = \frac{\sum v_i}{300}$$

标准差为

$$\sigma_{\text{std}} = \sqrt{\frac{\sum (v_{\text{ave}} - v_i)^2}{300}}$$

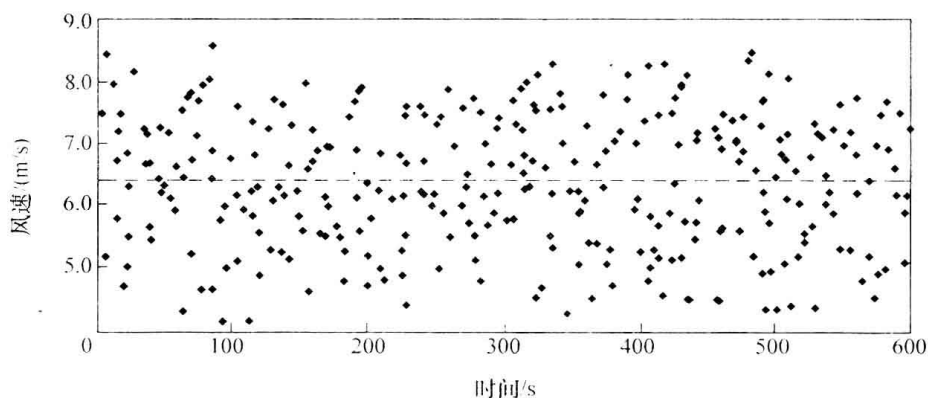


图 4-1 10min 内每隔 2s 记录的瞬时风速, 虚线为平均风速

一个连续时间段内所有平均风速按照时间排序的序列称为平均风速的时间序列, 也就是我们在风资源工程事件中接触到的原始测风数据的样子。显然, 原始测风数据是一组离散数, 而且每个数都是由另一组准随机的离散数计算得来的, 而并非实际测量的瞬时风速。请读者注意区分原始测风数据里平均风速和瞬时风速的概念。原始测风数据虽然也是离散的, 但是其随机性已大为降低。可以理解为, 瞬时风速经过求平均后, 很多随机因素被中和掉了。瞬时风速的标准差则用来表达随机部分, 可以分开来单独研究。

这种把平均风速和平均风速标准差分开来研究的方法可以得到边界层气象学的理论支持, 本书将单独开辟一个章节对此进行阐述。

4.1.4 湍流强度时间序列

1. 湍流强度定义

湍流强度 (Turbulence Intensity, TI) 是用来评价风速波动情况的指标, 风速波动越剧烈, 湍流强度越大, 习惯上常简称为湍流。湍流是风力发电机不喜欢看到的, 因为风机的载荷随着湍流强度指数增长, 因此研究湍流强度就成了风资源工程师最重要的任务之一。

显然, 标准差符合湍流强度的概念。标准差是相对于同一组样本的平均值而言的, 同理湍流强度是相对于与其对应的平均风速而言的, 即其定义为

$$TI = \frac{\sigma_{std}}{v_{ave}} \quad (4-3)$$

湍流强度是一个无量纲的量。由于平均风速在分母上，而一般来说同一坐标位置的风速标准差变化幅度小于平均风速的变化幅度，因此平均风速越大时湍流强度通常越低，如图4-2所示。把一个连续时间段内所有湍流强度值按时间排列的序列称为湍流强度的时间序列。

如果发现湍流强度在大风时有逐渐升高的趋势，则需要特别注意，因为将给风力发电机带来严重的载荷负担。地形特别复杂的陆上风场和海上风场可能出现这种情况。海上风场发生这种情况是由于海面是动态的，风速越大海面波浪越剧烈，激起的空气湍流也越大。对于陆上风场，由于地形原因情况变得更加复杂，需要具体问题具体分析。

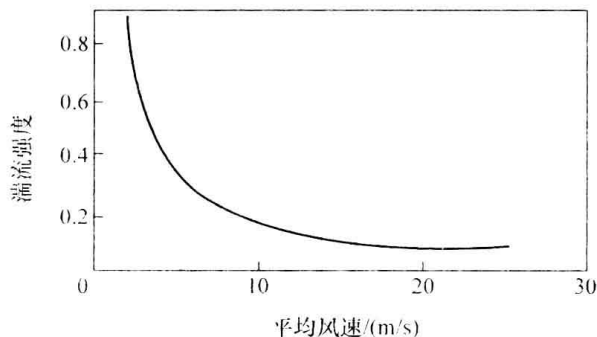


图4-2 湍流强度与平均风速曲线

2. 趋势化的湍流强度

如果求值周期内，瞬时风速有逐渐升高、或降低、或先升高后降低等变化趋势时（如图4-3所示），用式（4-3）求得的湍流强度就会产生失真而异常升高。因为越靠近两端的数据点与平均值的偏离越大，从而拉大了整体的标准差。

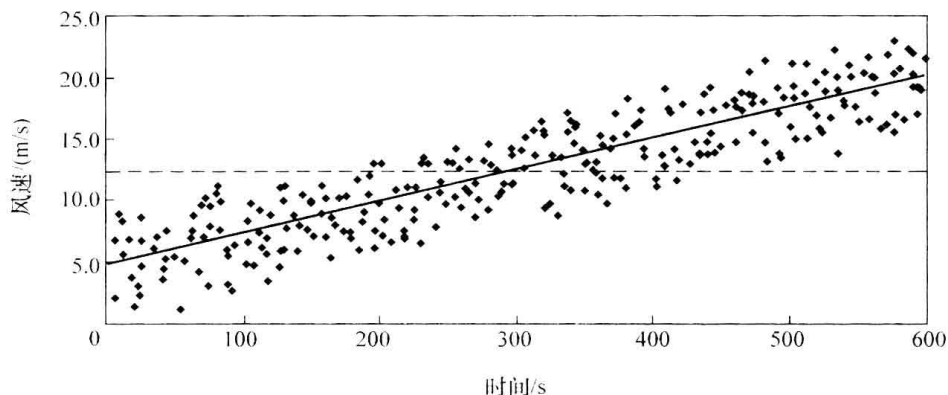


图4-3 有线性升高的趋势的瞬时风速样本（虚线为平均风速，实线为趋势线）

天气突变时常发生这种情况，导致在10min内风速逐渐升高，并常伴有风向的大幅转向（如冷空气来袭）。在分析风数据的时候可以结合风向和温度数据进行分析。

这种情况的湍流强度可以在高平均风速下达到30%以上，形成一个尖峰。之所以称其失真是因为，10min内风速有规律的变化对于风机来说通常是有足够的时间进行响应的，例如调整桨距角，因此不会对风机造成额外载荷。再者，这种有规律的风速变化过程显然不是随机的。

对于某一风速下的平均湍流强度来说，因为用来平均的数据点很多，通常可以不考虑趋势化湍流失真的影响。但是在计算50年一遇的极端湍流强度时，则必须将失真的湍流强度数据剔除掉，称作去趋势化，否则将造成计算错误。

3. 求平均值周期与湍流强度

理论上任何波形都可以通过傅里叶变换分解成若干不同波长和振幅的正弦波，风速变化波形也一样。可以把正弦波的频率理解为求值周期，而振幅理解为该周期下的平均风速大小。同一正弦波内，一个周期的曲线积分为 0，因为正负正好抵消，这相当于通过求和把风速中的随机部分中和掉了。因此求值周期的选取应该根据感兴趣的随机变量周期而定。

风速波形看似杂乱无章的，却也不乏规律可循，可以找到不同周期的规律性变化。比如以年为周期的规律性变化。有些变化周期需要数年，比如厄尔尼诺和拉尼娜现象，而湍流的周期几乎都在 1h 之内。湍流也就是风速中随机的部分。因此为了达到把随机部分从平均风速中分离出来的目的，计算湍流强度的求值周期不应超过 1h。而对于风力发电来说，1 小时又似乎太长，因为湍流强度是用来评估风机载荷的。究其原因，是由于一些频率过快的风速波动，也就是湍流，风机不能及时调整姿态应对，而对风机机械结构造成硬冲击而产生载荷。而对于 1h 的风速变化，风机本身是有足够时间应对的。因此，我们通常把求值周期定为 10min 是经过深思熟虑的，也是 IEC 标准的基础。

可以想象，不同求值周期的湍流强度是不一样的。原始测风数据中的平均风速和标准偏差也显然不能反映风的全貌，很多细节被模糊掉了。在一些特殊的风电场案例中，有必要用“放大镜”对 10min 内的风速变化情况进行研究，并运用一些快速采样的观测方法，比如激光测风仪。

4.1.5 风向时间序列

把一个连续时间段内所有风向值按时间排列的序列称为风向的时间序列。风向值计算的复杂性在于，每增加 360° 得到的是同样的结果。虽然以角度记录风向数据，但是在计算时需转换成弧度。

$$\theta_i = \theta_i^\circ \frac{\pi}{180^\circ} \quad (4-4)$$

式中 θ_i ——记录的第 i 个风向数据。

令：

$$\begin{aligned} \bar{X} &= \frac{1}{n} \sum \cos(\theta_i) \\ \bar{Y} &= \frac{1}{n} \sum \sin(\theta_i) \end{aligned} \quad (4-5)$$

平均风向的简单平均值为

$$\bar{\theta} = \arctan\left(\frac{\bar{Y}}{\bar{X}}\right) = \frac{180^\circ}{\pi} \arctan\left(\frac{\bar{Y}}{\bar{X}}\right) \quad (4-6)$$

可以用多种方法离差风向数据。不同风数据记录仪计算 10min 平均风向标准差信号的方法可能不同。典型的计算风向标准差方法需要对一系列数据通过两进程法计算

$$S_\theta = \sqrt{\frac{1}{n} \sum \Delta^2 - \left(\frac{1}{n} \sum \Delta\right)^2} \quad (4-7)$$

其中 Δ 是 $|\theta - \bar{\theta}|$ 和 $2\pi - |\theta - \bar{\theta}|$ 中较小的值。角度数据循环的自然属性使这个判断过程

是必要的。

单进程法可以作为快速估算风向标准差的方法。这种方法应用已久，并被视为标准。例如，美国环境保护局（EPA）选择 Yamartino 法作为计算风向标准差的推荐方法。Yamartino 法也是 NRG Symphony 记录仪使用的方法。

令：

$$\varepsilon = \sqrt{1 - (\bar{X}^2 + \bar{Y}^2)} \quad (4-8)$$

ε 用来表征风向数据点的分散度，如图 4-4 所示。 ε 值永远介于 0 和 1 之间，值越小说明风向数据点的分散度越低，数据点越集中，标准差则越小。

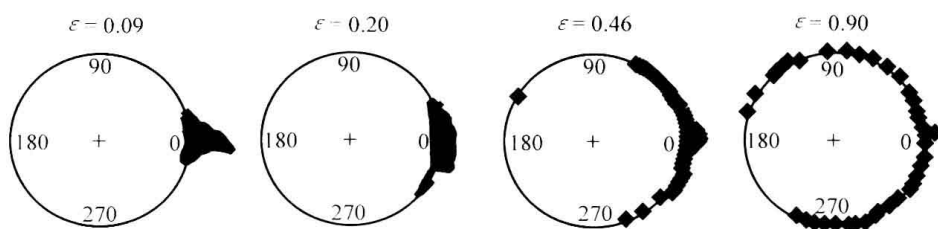


图 4-4 随机的风向测量数据（平均风向都是 0°，仅标准差（分散度）不同）

Yamartino 法计算风向标准差过程为

$$S_{\theta} = \frac{180^{\circ}}{\pi} \arcsin(\varepsilon) [1 + 0.1547\varepsilon^2] \quad (4-9)$$

Second wind 的 Normad2 记录仪使用平均角度偏差法：

$$S_{\theta} \approx \frac{180^{\circ}}{\pi} \sqrt{2\varepsilon} \approx 81^{\circ} \varepsilon \quad (4-10)$$

还可以选择 Mardias 圆偏差法：

$$S_{\theta} \approx \frac{180^{\circ}}{\pi} \sqrt{-\ln(1 - \varepsilon)} \quad (4-11)$$

如图 4-5 所示，当弧度数据分散度较小时，通过应用 ε 可以获得接近双进程法的结果。

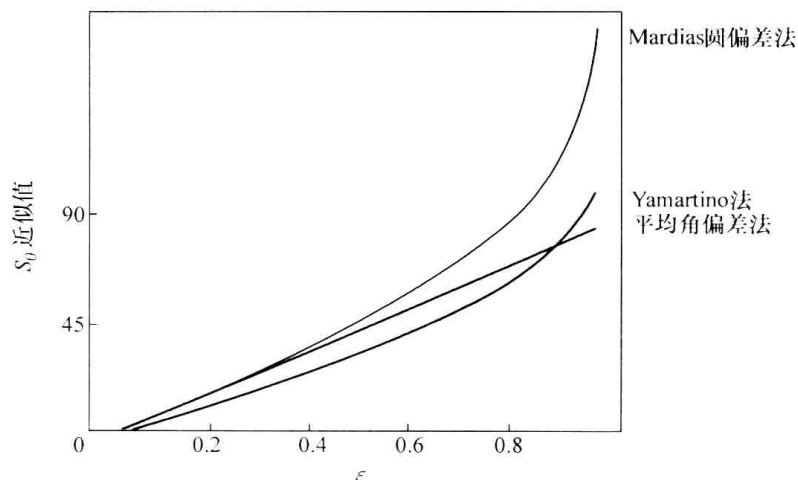


图 4-5 不同计算风向标准差方法的比较

4.2 风速的概率密度分布

4.2.1 概率密度分布

对于连续波动的随机变量 t , $t \leq x$ 的全部值出现的概率 P 为

$$P = F(t) = \int_{-\infty}^x f(t) dt \quad (4-12)$$

式中 $f(t)$ ——变量 t 的概率密度函数。

积分形式 $F(t)$ 为变量 t 的累计分布函数。 $(1 - P)$ 为当 $t > x$ 时, 全部值出现的概率。 $f(t)$ 为非负的, $(-\infty, +\infty)$ 之间全部值出现的概率和为 1 (或 100%)。

t 的平均值 (一阶原点矩) 为

$$\bar{t} = \int_{-\infty}^{\infty} t f(t) dt \quad (4-13)$$

t 的 n 阶原点矩为

$$\bar{t}_n^t = \int_{-\infty}^{\infty} t^n f(t) dt \quad (4-14)$$

t 的标准差为

$$\sigma = \int_{-\infty}^{\infty} (t - \bar{t})^2 f(t) dt \quad (4-15)$$

不同随机事件可能依循不同的概率密度分布函数。经研究, 威布尔分布和瑞利分布能够较好地描述风的分布, 它们的准确度都在可接受范围内^{[45][46]}。

4.2.2 平均风速的计算

通常, 年平均风速为全部风速记录值的算数平均。计算方法为

$$v_{\text{ave}} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n v_i \quad (4-16)$$

IEC61400-1 (2005 第三版) 根据平均风速对风力发电机机型分类, 如表 4-1 所示。

表 4-1 IEC 对风力发电机分类的年平均风速标准^[51]

风力发电机类型	I	II	III	S
年平均风速 $v_{\text{ave}} / (\text{m/s})$	10	8.5	7.5	自定义

风速的算数平均值不能直接用于计算风功率密度和风能, 这是因为风功率与风速的三次方成正比。平均值的三次方与先三次方后再求平均值的结果显然是不一样的。为了计算风能, 风速应该根据其风功率大小进行加权平均计算。

于是, 表达风的能量部分的平均风速为

$$v'_{\text{ave}} = \left(\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n v_i^3 \right)^{1/3} \quad (4-17)$$

风的能量部分与风速不同, 风速对应的是动量部分。二者虽然可相互关联, 但却有着明显的差别, 并非一一对应。计算风的能量部分的平均风速的意义并不大, 一般不会对其进行计算, 因为风功率密度通常是通过威布尔分布函数进行计算的。这里仅给读者以概念上的说

明,以拓展对平均风速的理解。

实际计算中,通常把风速分割成 n 个相等的区间(例如, $0 \sim 1\text{m/s}$ 、 $1 \sim 2\text{m/s}$ 、 $2 \sim 3\text{m/s}$ 等区间),然后统计每个风速区间的数据点个数,即发生频率,然后得到

$$v_{\text{ave}} = \frac{\sum_{i=1}^n f_i v_i}{\sum_{i=1}^n f_i} \quad (4-18)$$

式中 f_i ——第 i 个风速区间发生的频率;

v_i ——该风速区间的风速中间值。

那么风速标准差则为

$$\sigma_v = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n f_i (v_i - v_{\text{ave}})^2}{\sum_{i=1}^n f_i}} \quad (4-19)$$

4.2.3 威布尔概率密度分布

除了平均风速外,风速的概率密度分布也是风资源评估的关键因素。相同的平均风速,如果概率密度分布不同,那么风机的发电量也会完全不同。

例如一个风电场全天的风速都是 15m/s ,而另一个风电场前 12h 是 30m/s ,后 12h 风速是 0m/s 。两个风电场全天的平均风速都是 15m/s 。显然第一个风电场全天都在满负荷发电,而第二个风电场发电量却为 0 ,因为风机一般只当风速在 $4\text{m/s} \sim 25\text{m/s}$ 之间才发电。

于是我们需要找到一个符合风速频率分布的概率密度函数对风况进行统计学描述,而威布尔分布正是我们要找的。威布尔分布是泊松三类分布的特殊形式。概率密度函数 $f(v)$ 为风速 v ($v \geq 0$) 出现的概率,形式如下:

$$f(v) = \frac{k}{a} \left(\frac{v}{a} \right)^{k-1} \exp \left[- \left(\frac{v}{a} \right)^k \right] \quad (4-20)$$

式中 k ——威布尔分布的形状参数;

a ——尺度参数。

k 值越大,曲线越“瘦”,说明风速频率分布越集中于平均风速附近,或者说特别小的风和特别大的风发生概率越小,如图4-6所示。当 $k=1$ 时,曲线退化成指数函数。当 $k>3$,则趋向于正态分布。对于风这种自然现象来说,通常 k 值在 2 附近。 $k=2$ 时的威布尔分布又称作瑞利分布。

威布尔分布的特点说明小于平均风速的风频更大,导致曲线的最高点位于平均风速的左侧,即低风速侧。高风速侧则拖着长长的“尾巴”,并随

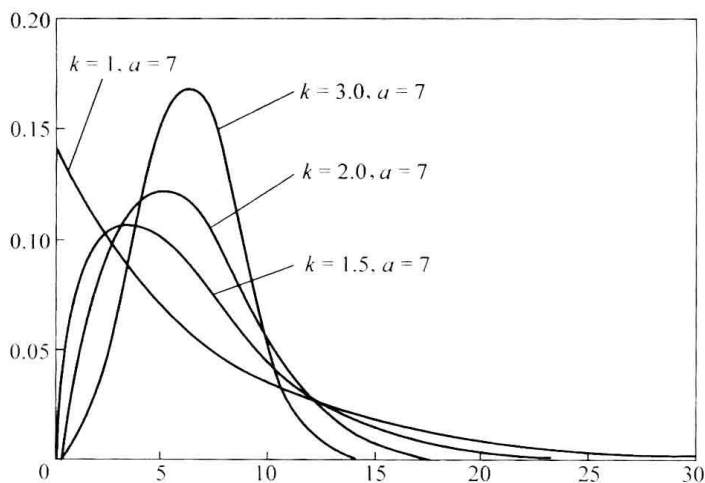


图4-6 不同参数下的威布尔概率密度曲线

着风速的增加而无限逼近横轴。

根据式 (4-13) 的定义, 平均风速的表达式为

$$v_{\text{ave}} = \int_0^{\infty} v f(v) dv \quad (4-21)$$

令:

$$x = \left(\frac{v}{a} \right)^k$$

$$dv = \frac{a}{k} x^{(1/k-1)} dx \quad (4-22)$$

将式 (4-20) 和式 (4-22) 依次代入式 (4-21) 可推导出:

$$v_{\text{ave}} = a \int_0^{\infty} e^{-x} x^{1/k} dx \quad (4-23)$$

可将平均风速表达为标准的伽马函数[○]形式:

$$v_{\text{ave}} = a \Gamma \left(1 + \frac{1}{k} \right) \quad (4-24)$$

可见平均风速 v_{ave} 、尺度参数 a 和形状参数 k 三者只要确定其二, 则另一个就自然确定了。

根据定义可知威布尔分布的标准差为

$$\sigma_v = \sqrt{(v'_2 - v_{\text{ave}}^2)} \quad (4-25)$$

式中 v'_2 ——风速样本的二阶原点矩。

可以推导出

$$\sigma_v = \sqrt{a \left[\Gamma \left(1 + \frac{2}{k} \right) - \Gamma^2 \left(1 + \frac{1}{k} \right) \right]} \quad (4-26)$$

威布尔密度分布虽然符合绝大部分风电场的风频分布规律, 但仍然不乏特殊情况。我们在分析风数据时应该校核威布尔分布是否较好地符合当地风况, 如图 4-7 所示。如果曲线形状不能较好地跟踪柱状图, 那么风场发电量评估的不确定性将增加。

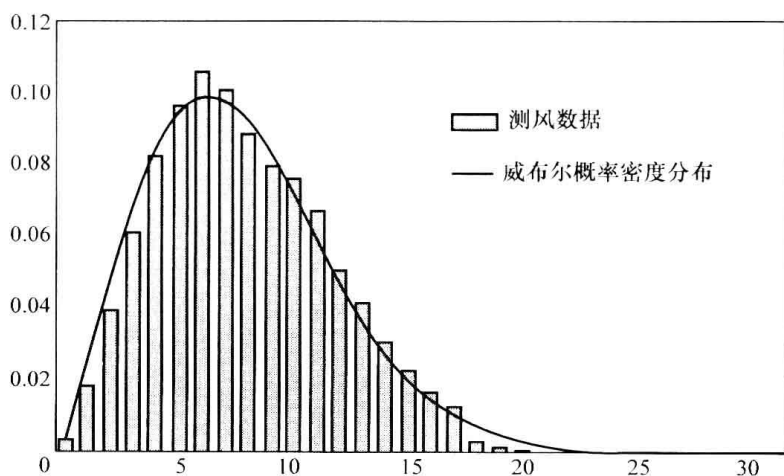


图 4-7 威布尔密度分布与实测风频的拟合

○ 伽马函数形式为: $\Gamma(z) = \int_0^{\infty} e^{-t} t^{z-1} dt$ 。伽马函数有很多特殊的运算法则, 如: $\Gamma(n+1) = n!$ 、 $\Gamma(z+1) = z\Gamma(z)$ 、

$\Gamma\left(\frac{1}{2}\right) = \sqrt{\pi}$ 和 $\Gamma(1) = 1$ 等。

伽马函数 Excel 表的计算方法为: =EXP (GAMMALN (z))。

有些风电场的实测风频分布会出现两个峰值,显然不符合威布尔分布,在我国的河西走廊等地就可能发现这种情况。而实际上,低于3m/s和高于25m/s的风速在计算发电量时是不予以考虑的,而这两部分风速占比过大可能是导致威布尔分布拟合度差的原因。此时大体上可以定性地判断威布尔分布是高估还是低估了真实风况,进而判断是高估还是低估了发电量。

4.2.4 威布尔累计概率分布

累计分布函数可以用来分析特定风速区间的发生概率。威布尔累计分布函数为

$$F(v) = \int_0^v f(v) dv = 1 - \exp\left[-\left(\frac{v}{a}\right)^k\right] \quad (4-27)$$

风速 v_1 和 v_2 之间的风频为二者累计概率之差^①, 因此:

$$P(v_1 < v < v_2) = F(v_2) - F(v_1) \quad (4-28)$$

$$P(v_1 < v < v_2) = \exp\left[-\left(\frac{v_1}{a}\right)^k\right] - \exp\left[-\left(\frac{v_2}{a}\right)^k\right] \quad (4-29)$$

我们可能还对潜在风电场的极大风速的发生概率感兴趣,以使所设计的系统能够承受最大可能载荷。

风速超过 v_x 的概率为

$$P(v > v_x) = \exp\left[-\left(\frac{v_x}{a}\right)^k\right] \quad (4-30)$$

威布尔累计概率分布函数与实测风频的拟合如图4-8所示。

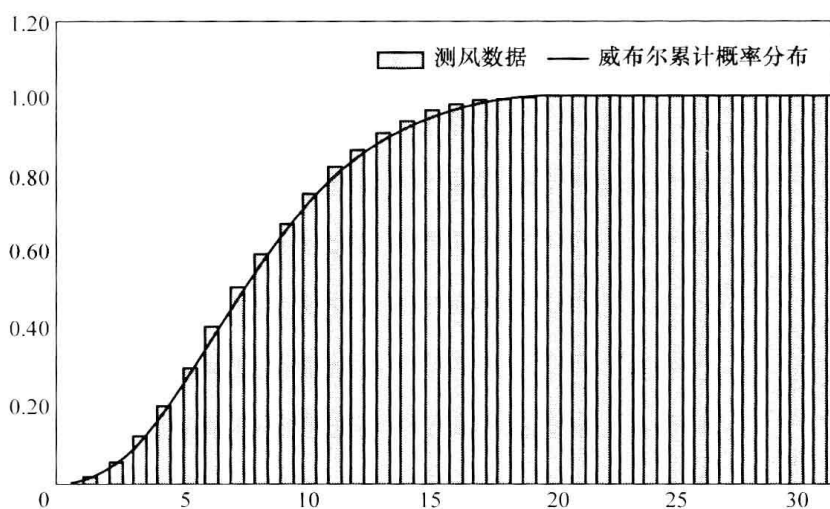


图4-8 威布尔累计概率分布函数与实测风频的拟合

【例4-2】 某风力发电机的切入和切出风速分别为4m/s和25m/s。若轮毂高度威布尔分布 k 参数为2.2, 尺度参数 a 为9m/s。该风力发电机平均一年中有多少小时在发电? 此外, 平均风速超过30m/s的概率为多少?

① Microsoft Excel 中计算方法为: $=WEIBULL(v_2, k, a, TRUE) - WEIBULL(v_1, k, a, TRUE)$ 。

由式 (4-29) 可知, 平均风速在 $4 \sim 25\text{m/s}$ 之间的发生概率为

$$P(4 < v < 25) = \exp\left[-\left(\frac{4}{9}\right)^{2.2}\right] - \exp\left[-\left(\frac{25}{9}\right)^{2.2}\right] \approx 0.8453$$

一年平均有 8760h, 其中在发电的小时数为 $8760 \times 0.8453 \approx 7405\text{h}$ 。

根据式 (4-30) 可知, 平均风速超过 30m/s 的概率为

$$P(v > 30) = \exp\left[-\left(\frac{30}{9}\right)^{2.2}\right] \approx 0.00000073 \quad (4-31)$$

平均一年中有 7405h 在发电; 平均风速超过 30m/s 的概率为 0.00000073。

可见, 该风力发电机轮毂高度平均风速超过 30m/s 的概率是很小的。应该注意的是, 这个概率不能作为 50 年一遇极大风速的分析依据, 只能作为参考。从概念上讲, 极端事件遵循极值分布, 应该单独来研究。

4.2.5 威布尔分布的参数估计

通过实测风数据推算威布尔分布参数的数学方法很多, 本文选取了几种常用的方法, 准确度在可接受范围内的方法, 供读者参考。一般的风资源分析软件都能求解威布尔分布参数, 而不同的软件使用的方法可能不同。

参数估计问题是总体遵循的分布函数形式已知, 但它的某些参数却未知, 我们要对未知参数进行估计。之所以称之为估计, 是因为我们只能用总体的一个样本来估计总体分布的参数。不论测风时间再长, 也只是总体中的一个样本而已, 显然样本的质量和数量对参数估计的准确度都有着重要影响。

1. 线性回归法

利用对数变换将威布尔累计分布函数变换成线性形式^{[47][48]}。式 (4-27) 变换为

$$1 - F(v) = \exp\left[-\left(\frac{v}{a}\right)^k\right] \quad (4-32)$$

方程两侧同时取两次自然对数, 得到

$$\ln\{-\ln[1 - F(v_i)]\} = k \ln(v_i) - k \ln(a) \quad (4-33)$$

式中 v_i ——第 i 个风速区间的风速中间值;

$F(v_i)$ ——第 i 个风速区间的发生概率。

令:

$$\begin{aligned} y &= \ln\{-\ln[1 - F(v_i)]\} \\ x &= \ln(v_i) \\ c &= k \ln(a) \end{aligned} \quad (4-34)$$

于是:

$$y = kx - c \quad (4-35)$$

式中 k ——线性方程的斜率;

c —— y 轴截距, $c = k \ln(a)$ 。

通过线性回归法即可分别求出 k 和 a 参数。线性回归法虽然简单, 但可能误差较大。

可以通过作图的方法求出拟合直线的斜率和截距, 因此线性回归法也称为图表法。由于计算机技术的发展, 这种作图表法已经很少使用了。

2. 均值标准差法

威布尔分布的两个参数还可以通过数据的均值和标准差求得。可以通过式 (4-16) 和式 (4-19) 求得实测风数据的均值 v_{ave} 和标准差 σ_v 。

通过式 (4-24) 和式 (4-26) 可以得出

$$\left(\frac{\sigma_v}{v_{ave}}\right)^2 = \frac{\Gamma\left(1 + \frac{2}{k}\right)}{\Gamma^2\left(1 + \frac{1}{k}\right)} - 1 \quad (4-36)$$

通过上式可以求出 k 值, 然后代入式 (4-24) 即可得 a 参数。

3. 最大似然法

最大似然法是概率分布参数估计最常用的方法, 其优点是具有不偏性和最小统计误差。最大似然法是通过选取参数 a 和 k 值, 使如下似然函数最大化:

$$L(v_1, v_2, \dots, v_n; a, k) = \prod_{i=1}^n \left(\frac{k}{a}\right) \left(\frac{v_i}{a}\right)^{k-1} \exp\left[-\left(\frac{v_i}{a}\right)^k\right] \quad (4-37)$$

式中 v_i ——实测的风速。

首先要求出符合如下特性^[50]的威布尔形状参数 k

$$\frac{v_{ave}}{\sigma_v} = \frac{\sqrt{\Gamma\left(1 + \frac{2}{k}\right) - \Gamma^2\left(1 + \frac{1}{k}\right)}}{\Gamma\left(1 + \frac{1}{k}\right)} \quad (4-38)$$

然后将 k 参数代入下式^[50]求得威布尔 a 参数:

$$a = \left(\frac{v_{ave}}{\Gamma\left(1 + \frac{1}{k}\right)}\right)^k \quad (4-39)$$

还可以根据极大似然函数推导出如下方程组解析威布尔参数:

$$A = \left(\frac{1}{n} \sum v_i^k\right)^{1/k} \quad (4-40)$$

$$k = \frac{\sum v_i^k}{\sum (v_i^k \ln(v_i)) - \frac{1}{n} \sum \ln(v_i) \sum v_i^k} \quad (4-41)$$

4. 等能量密度法

等能量密度法是 WAsP 软件采用的方法, 更像是工程方法而非数理统计方法。该方法的中心思想是确保最大限度地表达风的能量部分, 因此通过如下两个条件估计威布尔分布的参数:

条件 1: 风能密度相等, 即实测风数据与威布尔分布的风能密度相等;

条件 2: 大于平均风速的风频概率相同, 即实测风数据与威布尔分布超越平均值的概率相同。

需要把这两个条件用数学的方法表达出来。根据条件 1, 由于风能与风速的三次方成正比, 于是

$$v_{测}^3 = v_{威布尔}^3 \quad (4-42)$$

式中 $v_{测}$ ——实测的平均风速;

$v_{\text{威布尔}}$ ——威布尔分布函数的平均风速。

可以推导出

$$A^3 \Gamma\left(\frac{3}{k} + 1\right) = \frac{1}{n} \sum v_{\text{测}}^3 \quad (4-43)$$

因此：

$$A = \left[\frac{\frac{1}{n} \sum v_{\text{测}}^3}{\Gamma\left(\frac{3}{k} + 1\right)} \right]^{1/3} \quad (4-44)$$

条件2 提供可求取 k 的方法。用 X 代表实测风速超过实测平均风速的概率，可以很方便的求得。根据条件2 和式 (4-30) 可得 X 与 k 的关系式为

$$X = \exp\left[-\left(\frac{v_{\text{威布尔}}}{A}\right)^k\right] = \exp\left\{-\left[\Gamma\left(\frac{1}{k} + 1\right)\right]^k\right\} \quad (4-45)$$

可变换成：

$$k = \frac{\ln(-\ln(X))}{\ln\left(\Gamma\left(\frac{1}{k} + 1\right)\right)} \quad (4-46)$$

令 k 的初值为 2，经过多次迭代运算，直到得到 k 的稳定解。

【例 4-3】 根据某一实测的风数据统计得到风速大于年平均风速的概率为 0.456，求威布尔分布的 k 参数。

将 $X=0.456$ 带入式 (4-46)，并令 k 的初值为 2，得到第一次迭代的结果为

$$k = \frac{\ln(-\ln(0.456))}{\ln\left(\Gamma\left(\frac{1}{2} + 1\right)\right)} = 1.886 \quad (4-47)$$

同理，将 $X=0.456$ 带入式 (4-46)，并令 $k=1.886$ ，进行第二次迭代得 $k=1.910$ 。以此类推，经过约 5 次迭代后 k 值稳定下来，最终得 $k=1.905$ 。

等能量密度法对风数据的平均时长很敏感，因此根据风电的定义，仅适合 10min 平均的测风数据。

威布尔分布的参数估计还存在其他方法，如比较常见的矩估计法。不同软件模型采用的参数估计方法不尽相同，结果可能略有差别，有兴趣的读者可以进一步研究。

4.2.6 威布尔分布的决定系数

决定系数 (coefficient of determination) 又称作拟合优度，是相关系数 R (coefficient of correlation) 的二次方，表示在标准差的总二次方和中，由误差的二次方和所占的比例，记为 R^2 。

决定系数的大小决定了相关的密切程度。当 R^2 越接近 1 时，表明相关的方程式参考价值越高；相反， R^2 越接近 0 时，表示参考价值越低。

决定系数可以用来判断威布尔分布对实测风数据的拟合程度，即威布尔分布在多大程度上能表达实际的风频分布。

决定系数的一般计算方法为

$$R^2 = 1 - \frac{SS_{\text{err}}}{SS_{\text{总}}} \quad (4-48)$$

$$SS_{\text{err}} = \sum (X_i - F(v_i))^2 \quad (4-49)$$

$$SS_{\text{总}} = \sum (X_i - \bar{X})^2 \quad (4-50)$$

式中 SS_{err} ——误差的二次方和；

$SS_{\text{总}}$ ——标准差的总二次方和；

X_i ——实测风速在第 i 个风速区间的发生概率；

$F(v_i)$ ——第 i 个风速区间威布尔分布概率；

$\bar{X}$ ——实测风速在全部风速区间的发生概率的平均值。

通常风力发电机仅当风速在 4 ~ 25m/s 之间时发电，因此这个风速区间的决定系数尤为重要。

【例 4-4】 某一测风数据不同风速区间的记录数和实测发生概率如表 4-2 所示。通过等能量密度法得到威布尔分布的 k 参数和 a 参数分别为 8.68 和 2.008，然后根据式 (4-29) 计算出不同风速区间的概率密度，如表 4-2 第 4 列所示。求威布尔分布拟合曲线的决定系数？

根据式 (4-49) 和式 (4-50) 可得， $SS_{\text{err}} = 0.0002617$ ， $SS_{\text{总}} = 0.0343724$ 。带入式 (4-48) 可得威布尔分布拟合曲线的决定系数 $R^2 = 0.992$ 。

通常威布尔分布拟合曲线的决定系数不应低于 99%，表明用威布尔分布表达风统计的误差低于 1%，而能量密度误差低于 3%。如果超过这一限度，则需要重新排查风数据，确保无异常数据扭曲计算结果。若经过认真排查后，仍然超过这一限度，则说明该风数据不完全遵循威布尔分布，需要在评估风场发电量时考虑由此带来的不确定性问题。

表 4-2 实测概率密度和威布尔分布拟合的概率密度

风速区间/(m/s)	记录数	实测概率 X_i	威布尔分布概率 $F(v_i)$
3.5 ~ 4.5	10776	0.08254	0.08550
4.5 ~ 5.5	15829	0.09630	0.09506
5.5 ~ 6.5	21364	0.10549	0.09876
6.5 ~ 7.5	26631	0.10038	0.09710
7.5 ~ 8.5	31260	0.08822	0.09103
8.5 ~ 9.5	35402	0.07894	0.08178
9.5 ~ 10.5	39378	0.07578	0.07064
10.5 ~ 11.5	42867	0.06650	0.05880
11.5 ~ 12.5	45517	0.05051	0.04726
12.5 ~ 13.5	47708	0.04176	0.03671
13.5 ~ 14.5	49341	0.03112	0.02760
14.5 ~ 15.5	50543	0.02291	0.02009
15.5 ~ 16.5	51416	0.01664	0.01418
16.5 ~ 17.5	52065	0.01237	0.00970
17.5 ~ 18.5	52237	0.00328	0.00644
18.5 ~ 19.5	52297	0.00114	0.00414
19.5 ~ 20.5	52331	0.00065	0.00259
20.5 ~ 21.5	52357	0.00050	0.00157
21.5 ~ 22.5	52392	0.00067	0.00093
22.5 ~ 23.5	52412	0.00038	0.00053
23.5 ~ 24.5	52431	0.00036	0.00030
24.5 ~ 25.5	52462	0.00059	0.00016

4.2.7 瑞利分布

瑞利分布是当 $k=2$ 时的威布尔分布。在没有充足的风速数据样本，而不能计算风速的分布情况时，可以作此近似。因为多数情况下，风统计的威布尔分布 k 参数都在 2 附近波动。IEC 标准就是基于瑞利分布^[51]，对风力发电机的工况进行分类和定义的。

把 $k=2$ 代入式 (4-24) 可得：

$$v_{ave} = a\Gamma\left(\frac{3}{2}\right) \quad (4-51)$$

于是：

$$a = \frac{2v_{ave}}{\sqrt{\pi}} \quad (4-52)$$

再代入式 (4-20)，可得瑞利分布的概率密度

$$f(v) = \frac{\pi}{2} \frac{v}{v_{ave}^2} \exp\left[-\frac{\pi}{4}\left(\frac{v}{v_{ave}}\right)^2\right] \quad (4-53)$$

同理，可得其累计分布函数：

$$F(v) = 1 - \exp\left[-\frac{\pi}{4}\left(\frac{v}{v_{ave}}\right)^2\right] \quad (4-54)$$

4.2.8 风玫瑰图

风是有方向的矢量，而风玫瑰图 (wind rose) 就是用来表达风的方向分布的简洁的工具。风玫瑰图是在极坐标系统网格，把 360° 方向分为多个 (通常为 12 个或 16 个) 角度均等的扇区，每个扇区为一个辐条，代表一个风向区间。辐条越长，说明该风向区间内风的发生概率越大，因此风玫瑰图中最长的辐条方向为主导风向。表 4-3 所示为 12 扇区风向玫瑰图的方向。

表 4-3 12 扇区风向玫瑰图的方向

方 向	角 度	缩 写
北	0° (360°)	N
北东北	30°	NNE
东东北	60°	ENE
东	90°	E
东东南	120°	ESE
南东南	150°	SSE
南	180°	S
南西南	210°	SSW
西西南	240°	WSW
西	270°	W
西西北	300°	WNW
北西北	330°	NNW

风玫瑰图分为风频玫瑰图和风能玫瑰图两种。风频玫瑰图的圆周半径长度代表概率大小 (风频)。它只考虑风发生的频率，而不考虑风速的大小，但可以用颜色带表示不同的风速区间。风能玫瑰图在此基础上，将风速数据转化成该风向上的风能。风能玫瑰图也可以用不同颜色带表示不同风速区间对风能的贡献。

主导风向应该以风能玫瑰图为主要参考,因为风能决定了风力发电机的发电量。主导风向是风力发电机排布优化的重要依据。

图4-9和图4-10为同一测风数据的12扇区风频玫瑰图和风能玫瑰图,可见NNW(北西北)为主导风向。

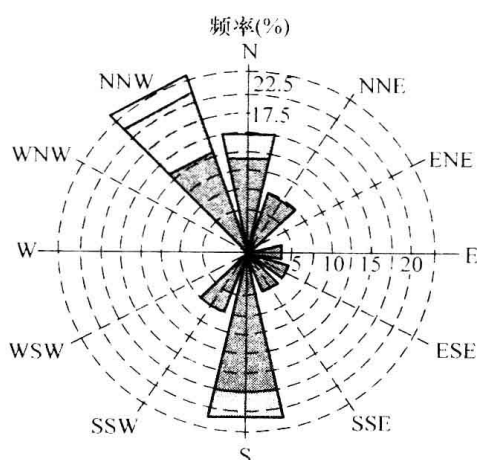


图4-9 风频玫瑰图

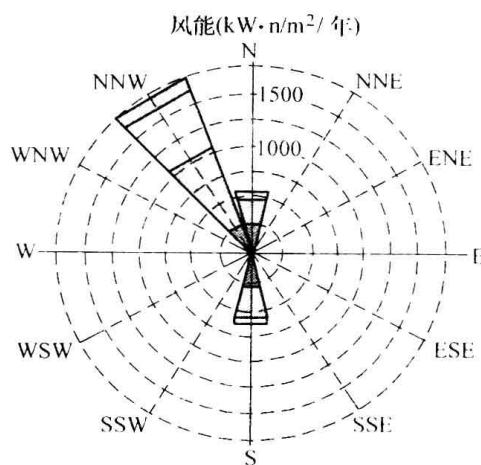


图4-10 风能玫瑰图

4.3 风功率密度与风能转化

4.3.1 风功率密度计算

风功率密度用来评价风做功的能力,为单位时间内通过单位叶轮面积的空气动能

$$P_v = \frac{1}{2} \rho V v^2 \quad (4-55)$$

式中 ρ ——空气密度;

V ——单位时间内通过单位叶轮面积的空气体积;

v ——风速。

将 $V = v \times 1\text{m}^2$, 代入上式得到单位叶轮面积, 得风速为 v 时的风功率密度为

$$P_v = \frac{1}{2} \rho v^3 \quad (4-56)$$

在计算实际的风功率密度时,需考虑风频分布情况。平均风速是遵循威布尔分布的,因此

$$P_v = \frac{1}{2} \rho \int_0^{+\infty} v^3 f(v) dv = \frac{1}{2} \rho a^3 \Gamma\left(1 + \frac{3}{k}\right) \quad (4-57)$$

于是,威布尔分布的功率密度的计算公式为

$$P_v = \frac{1}{2} \rho a^3 \Gamma\left(1 + \frac{3}{k}\right) \quad (4-58)$$

如果只知道平均风速,不方便获取威布尔分布的 k 参数,那么可用瑞利分布估算风功率密度,结果一般是可以接受的。

将 $k=2$ 代入上式, 可得

$$P_v = \frac{1}{2} \rho a^3 \Gamma\left(\frac{5}{2}\right) = \frac{3}{8} \sqrt{\pi} \rho a^3 \quad (4-59)$$

再把式 (4-52) 代入上式, 可得瑞利分布的风功率密度计算公式为

$$P_v = \frac{3}{\pi} \rho v_{ave}^3 \quad (4-60)$$

还可以通过风速三次方的平均值, 用原始测风数据直接计算风功率密度, 把式 (4-17) 代入式 (4-56), 即

$$P_v = \frac{1}{2} \rho (v'_{ave})^3 \quad (4-61)$$

风功率密度的单位为 W/m^2 。风能密度为一定时间内的风功率做的功, 即

$$E_v = P_v T \quad (4-62)$$

式中 T ——小时数;

E_v ——风能密度, 单位为 Wh/m^2 。

【例 4-5】 某风场的年平均风速为 $7.8 m/s$, 空气密度为 $1.15 kg/m^3$, 请据此估算该风电场的风功率密度?

因为不知道威布尔分布的 k 参数, 因此根据式 (4-60) 估算风功率密度为

$$P_v = \frac{3}{\pi} \rho v_{ave}^3 = \frac{3}{\pi} \times 1.15 \times 7.8^3 W/m^2 = 521.4 W/m^2$$

【例 4-6】 同样是该风场, 如果已知威布尔 k 参数为 2.3, 则该风场的风功率密度是多少?

根据式 (4-24) 计算威布尔分布的 a 参数为

$$a = \frac{v_{ave}}{\Gamma\left(1 + \frac{1}{k}\right)} = \frac{7.8}{\Gamma\left(\frac{3.3}{2.3}\right)} m/s \approx 8.8 m/s$$

因为已知威布尔分布的 k 参数, 因此可以用式 (4-58) 计算风功率密度

$$P_v = \frac{1}{2} \times 1.15 \times 8.8^3 \Gamma\left(1 + \frac{3}{2.3}\right) W/m^2 = 458 W/m^2$$

对于该风场, 采用瑞利分布估算的风功率密度误差约为 13.8%。

4.3.2 贝兹极限

贝兹极限 (Betz's law) 是关于风力发电机可能转化的最大能量的理论, 由德国物理学家 Albert Betz 于 1919 年提出。贝兹极限表明, 风力发电机最多可以吸收 59.3% 的风能。

可以这样简单地理解贝兹极限: 如果风力发电机把 100% 的风能都吸收了, 那么经过叶轮面的风速就要变成 0。如果经过风力发电机后风就静止不动了, 就不可能再有新的风进来, 因为被堵住了。为了让风能持续地流过风力发电机, 并持续地获得风能, 就必须有一部分风绕过风力发电机并带走一部分能量, 也就是风经过风力发电机叶轮面后, 通道变宽了, 如图 4-11 所示。现代的风力发电机的风能转化效率一般在 15% ~ 25% 之间, 距离贝兹极限都有很大差距。最常见的三叶片风机的转换效率在这个区间的下限附近。在风力发电的工程实践中, 还有很大的改善空间。

贝兹极限是一个理论值, 推导过程需要做一些理想化的假设:

- 1) 风力发电机的叶轮面是一个无限薄的、不存在轮毂的理想盘子;
- 2) 无限多的叶片数量, 且无拖曳, 任何拖曳都仅导致该理想值的降低;
- 3) 风沿轴向吹进和吹出叶轮面;
- 4) 风是不可压缩的流体, 且空气密度恒定, 不存在风流和叶轮面间的热量交换;
- 5) 叶轮是没有质量的, 不考虑角动量, 即不考虑任何尾流效应。

图4-11中, 设风流初始截面积为 A_1 , 此时风速为 v_1 ; 叶轮面积为 A , 此时风速为 v_{avg} ; 流过稳定后的风流截面积为 A_2 , 风速为 v_2 。

根据质量守恒, 质量流动速率 (单位时间流过的流体质量) 为

$$m = \rho A_1 v_1 = \rho A v = \rho A_2 v_2 \quad (4-63)$$

叶轮面从风流中吸收的受力为

$$F = m \frac{dv}{dt} = \rho A v (v_1 - v_2) \quad (4-64)$$

该受力单位时间做功为

$$P = Fv = \rho A v^2 (v_1 - v_2) \quad (4-65)$$

根据能量守恒, 单位时间做功的另一种表达方式

$$P = \frac{1}{2} m (v_1^2 - v_2^2) = \frac{1}{2} \rho A v (v_1^2 - v_2^2) \quad (4-66)$$

于是:

$$\rho A v^2 (v_1 - v_2) = \frac{1}{2} \rho A v (v_1^2 - v_2^2) \quad (4-67)$$

经等式变换可以得到:

$$v = \frac{1}{2} (v_1 + v_2) \quad (4-68)$$

风力发电机转化的风能与风流对叶轮面做功是相等的, 于是把上式代入式(4-66), 可得风力发电机转化的风能为

$$P = \frac{1}{4} \rho A v_1^3 \left[1 - \left(\frac{v_2}{v_1} \right)^2 + \left(\frac{v_2}{v_1} \right) - \left(\frac{v_2}{v_1} \right)^3 \right] \quad (4-69)$$

当 $v_2/v_1 = 1/3$ 时, E 取得最大值, 代入上式可得

$$P = \frac{16}{27} \times \frac{1}{2} \rho A v_1^3 \approx 0.593 P_0 \quad (4-70)$$

式中 P_0 ——单位时间风的总动能。

贝兹极限表面上似乎很难理解, 因为 $v_2/v_1 = 1/3$ 意味着风流过风力发电机后能量损失了88.9%, 远高于贝兹极限59.3%。图4-11中“奶瓶形”的风流通道就很好地解释了这一矛盾。风力发电机前面的风流通道截面积 A_1 小于叶轮面积。当风距离风力发电机还有一段距离时便开始损失能量。当风通过风力发电机叶轮面时, 面积正好扩展到叶轮面积 A 。

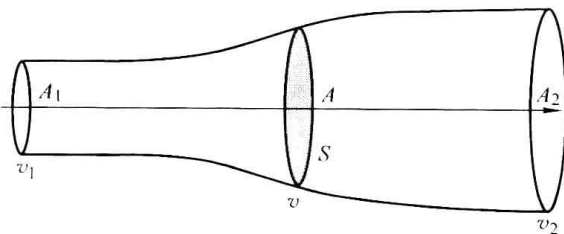


图4-11 贝兹通道 (S代表风力发电机的叶轮面)

近些年市场上出现了一些宣称突破了贝兹极限的设计，比如在叶轮前面增加笼风罩，把风流束缚在一定截面的通道内，从而提高了风力发电机的转换效率。

4.3.3 风功率转化系数

风力发电机对风能的转化效率低于贝兹极限，其大小取决于风力发电机叶片外形、装配、变桨策略和叶片转速等。

用 C_p 表示风功率转化系数或功率系数，于是有：

$$P = \frac{1}{2} \rho A v^3 C_p \quad (4-71)$$

可以推导出：

$$C_p = \frac{2P}{\rho A v^3} \quad (4-72)$$

当风尚未到达叶轮面时就已经开始减速了，使得风穿过叶轮面时的速度小于自由风速。风速沿叶轮面法线减小的系数可以定义为

$$a = \frac{v_1 - v_2}{v_1} \quad (4-73)$$

式中 v_1 ——远离叶轮面的自由风速；

v_2 ——叶轮面上的风速。

当风经过叶轮面后，风速将进一步减小。根据动量守恒，减小的风速一定是对叶轮施加了推力。

C_p 的另一种流体力学表达方法为

$$C_p = 4a(1-a)^2 \quad (4-74)$$

可以求得当 $a = 1/3$ 时， C_p 取得最大值 $16/27$ ，同样可以推导出贝兹极限。这一结果表明，如果一个理想的叶轮面可以使叶轮面上的风速降低为自由风速的 $2/3$ ，那么风能转化效率将达到最大极限。

C_p 是从能量转化的角度考虑。从受力角度，并不是全部风速都转化为对叶轮的推力 T ，否则叶轮后面的风速就是 0 了。用 C_T 表示推力系数，即风速转化成对叶轮推力的系数。

$$T = \frac{1}{2} \rho A v^2 R C_T \quad (4-75)$$

式中 R ——叶轮半径。

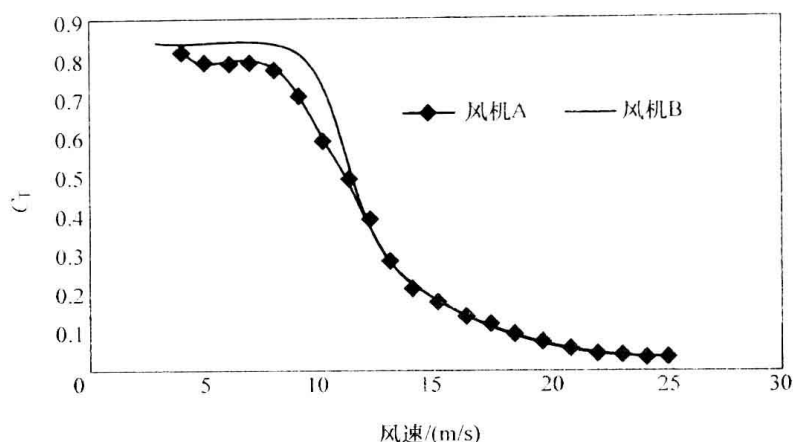
于是某一特定风速下的推力系数为

$$C_T = \frac{2T}{\rho A v^2 R} \quad (4-76)$$

推力系数的流体力学表达方式为

$$C_T = 4a(1-a) \quad (4-77)$$

以风速为 X 轴， C_T 为 Y 轴的曲线，称为推力曲线（见图 4-12），是风力发电机最重要的技术参数之一。 C_T 曲线对风力发电机的尾流有重大影响，因为不同的推力系数对风流的改变程度是不同的。

图 4-12 典型变桨风机的推力系数 C_T 曲线

4.3.4 风力发电机组的功率曲线

功率曲线是风力发电机的最重要技术指标，表征了该机型在不同风速下的发电功率。这里要引进一个电能转化系数 C_e ，表示风力发电机把风能转化成电能的比例。功率转换系数 C_p 为风能转化成风力发电机叶片动能的比例，而叶片动能不可能 100% 地转化成电能。

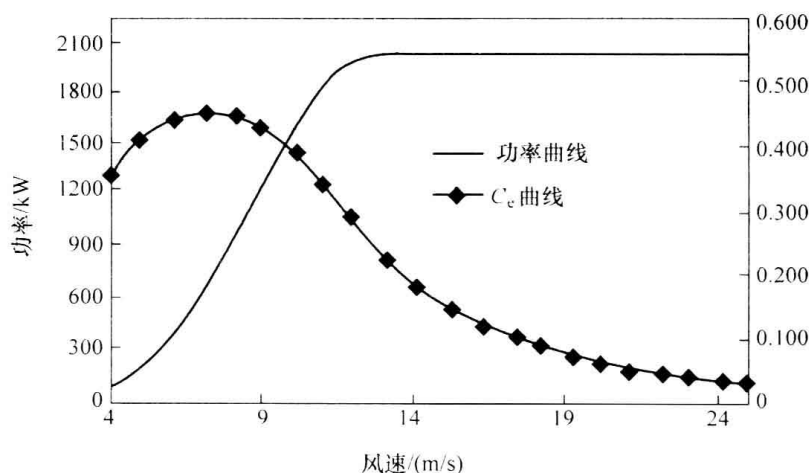
$$C_e = C_p \eta_m \eta_e \quad (4-78)$$

其中， η_m 表示叶片动能转化成电能过程中的机械效率，主要由齿轮箱的机械损耗决定，一般满发时为 0.95 ~ 0.97； η_e 表示这一过程的电气效率，包含发电机和电路损耗，满发时通常为 0.97 ~ 0.98。

风力发电机的输出功率曲线为

$$P_e = \frac{1}{2} \rho A v^3 C_e \quad (4-79)$$

典型的变桨风力发电机的功率曲线和对应的 C_e 曲线如图 4-13 所示。当风速小于风力发电机满发功率的最低风速时，叶片的桨距角设置为能够最大限度吸收风能的角度，并保持不

图 4-13 典型变桨风机的功率曲线和 C_e 曲线

变。当风速达到和超过满发功率风速时，通过变换桨距角减少风能的吸收，从而实现发电功率的平滑输出。

风力发电机功率曲线的另一个重要特征为切入风速和切出风速。切入风速为风力发电机开始发电的最低风速。不同风力发电机的切入风速不同，取决于设计特性，一般为 $3 \sim 4 \text{ m/s}$ 。

第5章 风数据长期修正

风数据的长期修正的目的是：根据短期（通常为一年）风数据估计风电场 20 年长期平均发电量。风速的年度波动可能很大，因此这项工作极其重要。

一般通过 MCP 分析对风数据进行长期修正。MCP 是英文 Measure Correlate Predict 的缩写，是通过对两组测试数据的相关性分析后进行预测的数学方法，即用长期参考站点的风数据预测测风塔点的长期平均风速和风向分布。因为实际测风数据往往时间跨度很短，不足以表达风场的长期风况，那么可以与一个时间跨度很长（如 10 年）的参考风数据进行相关性分析。如果相关性很好，则可以预测测风塔处的长期风况。

长期参考风数据的来源可以是距离风场较近且处在同一中尺度气候区的气象站，或通过气象模型模拟的长期风数据，如中尺度气候模型或 NCEP/NCAR 数据库[○]等。长期风数据必须与测风塔风数据有足够长的重合时间段，二者的相关性才是稳定的。各种研究都表明，8~9 个月的测风数据是保证相关性分析可信度所必须的。

虽然预测风速的同时往往包含着对参考站点风向的考量，但是风向模型与风速模型通常是独立的。

5.1 风数据相关性分析

5.1.1 风数据相关性的影响因素

长期参考风数据可能与测风塔实测风数据差别很大。影响二者相关性的因素都有哪些呢？在做风数据相关性分析前，需要首先对这些影响因素有定性的理解。

1. 局地地形对风流的影响

地形对风有加速和引导等诸多改变风流的效应。拟建风场的测风塔的局地地形地貌、海拔和测风高度往往与参考点差别很大。另外局地可能存在一些障碍风流的地貌，比如大树、山丘或建筑等。这些都会导致测风塔与参考站点的风流差异。

2. 测风塔和气象台站的选址策略不同

一般来说，气象台站的地址应选在能代表其周围大尺度地区的天气和气候特点的地方；测风塔则应选在能代表风电场范围内的微观风流特征的地方，代表区域比气象台站小得多，且关注的气象参数也不同。也就是说，长期参考站点关注的是大尺度（中观尺度或更大）的气候特征，而测风塔关注的是小尺度（微观尺度）的气候特征。虽然大尺度气候特征是

○ NCEP 为美国国家环境预测中心（National Centers for Environmental Prediction）。NCAR 全称为美国国家大气研究中心（National Center for Atmospheric Research）。两个机构合作开发的长达 50 年的气象研究数据的再分析数据，免费共享。数据网格尺寸为 2.5° （经度和纬度），基本覆盖全球。WindPRO2.7 提供免费的在线下载服务，数据源网址为：
<http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.ncep.reanalysis.surface.html>

小尺度气候特征的基础，然而二者可能存在明显的差异。

3. 风流的时间延迟

简单地说，一阵风并非同时到达测风塔和参考站点的，因而二者之间通常存在较大的空间距离。因此 1h 平均风速序列做相关性分析，可能相关性非常差，但不能就此简单认为二者的相关性差。24h 平均风速序列的相关性可能会大大提升，因为随着平均时间周期的延长，风流的时间延迟和一些短时的局地效应被“中和”掉了，或者说被“稀释”了。

4. 大气稳定度对风流也有重大影响

大气稳定度反映空气上下对流的强烈程度，主要受到地表温度的影响。地表温度越高，空气对流越强烈，大气越不稳定。通常我们并不测量不同高度的温度差异，因此难以量化大气稳定度，只能根据地表形态进行定性判断。

如果采用地面气象站的数据作为长期参考风数据，还要注意评估：

- 1) 参考气象站是否与测风塔处于同一风气候内，特别是沿海或复杂山地的情况？
- 2) 全年的测风塔高度是否有变化？
- 3) 测风仪器是否定期校准标定？
- 4) 气象站周围环境是否发生了变化，如城市化和植被生长等？

综上所述，在应用长期参考数据之前，须首先做相关性分析，然后才能判断是否有参考价值 and 修正的不确定性。

5.1.2 随机变量的相关性

统计学中，用协方差表示随机变量 X 和 Y 之间相互关系的数学特征。对于离散的随机变量，有：

$$\text{Cov}(X, Y) = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (X_i - \bar{X})(Y_i - \bar{Y}) \quad (5-1)$$

X 与 Y 的相关系数为

$$R(X, Y) = \frac{\text{Cov}(X, Y)}{\sigma_X \sigma_Y} \quad (5-2)$$

X 与 Y 可以替换成测风塔风数据和同期参考站长期风数据，这样就可以求得两组风数据的相关性了。需要注意的是，在计算两组风数据的相关性之前，首先要确保两组数据的记录时间遵循同一时区，且每个数据点的时间都是一一对应的。

一般用 R^2 来评价两组数据的相关性。 R^2 介于 0 和 1 之间，越接近 1，相关性越好。可以参考表 5-1 定性判断相关性的好坏。需要注意的是，更高的相关系数并不一定意味着参考数据就更好，差的数据也可能足以得出好多预测结果。即便如此，相关系数仍然是参考数据质量好坏最重要和直接的评价指标。

表 5-1 风数据相关性质量评价的推荐取值

相关系数 R^2	质量评价
0.5 ~ 0.6	非常差
0.6 ~ 0.7	差

(续)

相关系数 R^2	质量评价
0.7 ~ 0.8	一般
0.8 ~ 0.9	好
0.9 ~ 1.0	非常好

在考察两组数据的相关性时，对图形变化趋势的观察也很重要，因为图形可以让我们更直观地发现异常数据点。

5.1.3 平均时间周期影响

风数据的平均时间周期长短直接影响风资源评估的诸多关键特性。平均时间周期对两个站点风数据之间的相关性有显著影响。通常，风数据记录的是以 10min 或 1h 为周期的平均风速。如果两个站点距离很近，那么这样短的平均时间周期基本可以同步记录大气过程（如天气前锋或气旋等）。但是对于间隔 50 ~ 100km 的两个站点来说，共同的中尺度和天气尺度的大气特征的时间尺度都在 6h 以上。小尺度的大气特征可能在不同时间分别经过两个站点，也可能根本就不经过任何一个站点。此时，两个站点的风数据相关性取决于平均时间周期长短、两个站点的距离和其他天气特性。

可以通过绘制相关性系数随平均时间周期的变化曲线来研究这一效应，如图 5-1 所示。可见，当平均时间周期很短时（<1 天），两个站点风数据的相关性系数随其增大而迅速提高，但提高的速度不断降低。当平均时间周期提高到 7 天以上时，相关系数的提高就不是特别明显了。参考站点与测风塔间的距离对风数据的相关性有着显著的影响，尤其当平均时间周期很短时（<1 天）影响特别突出。

从天气现象同期的角度出发，应该选择较长的平均时间周期，以实现更高的相关性。但因为风能与风速的三次方关系，较长的平均时间周期将直接影响对风能的估计。随着平均时间周期的延长，风速中的峰值将被消减或被平均掉，而这些峰值风速对风能的影响是三次方关系，因此降低了对风能的估计。平均时间周期的这两个效应使我们必须在做 MCP 分析时予以权衡。

这一效应可以通过绘制风功率密度对平均时间周期的变化曲线来表示，如图 5-2 和图 5-3 所示。图 5-3 中，分别对位于内蒙古西部、山东和云南的三个测风塔数据进行分析，分别代表 3 个迥异的气候特征。

当平均时间周期在 1 ~ 12h 区间时，风功率密度随平均时间的变化成显著的线性关系，如图 5-2（左）所示。Colin Sheppard 在其硕士毕业论文^[53]中对多个风数据进行分析，得出了类似的结论。

用 1h 平均时间周期的风功率密度分别对三个风数据进行标准化（见图 5-2（右））后，可以更清晰地看到平均时间周期对风功率密度的显著影响。当平均时间周期从 1h 增加到 12h，风功率密度降低了约 10%，这是很显著的。

如果平均时间周期拓展到 24h，曲线的线性度有所下降，但还可近似为线性关系，如图 5-3（左）所示。1 ~ 24h 的时间尺度正好是典型中尺度气象的范畴。

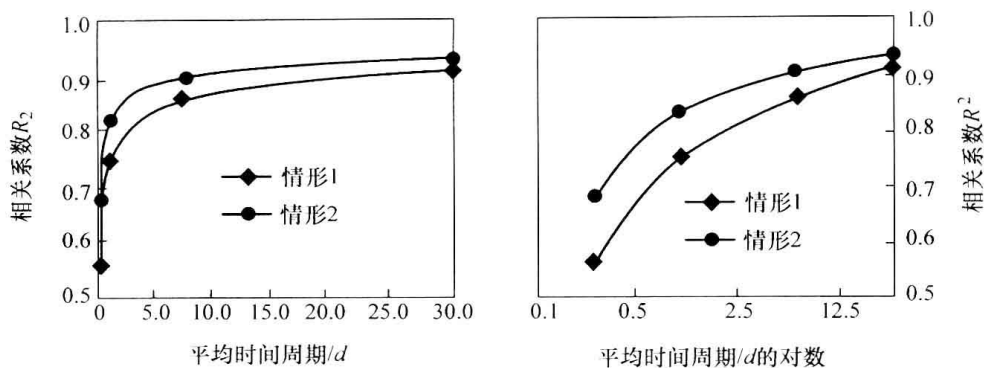


图 5-1 相关性系数随平均时间周期（左）及其对数（右）变化曲线（其中长期参考数据为 NCAR 再分析数据，情形 1 与测风塔的距离约 130km；情形 2 与测风塔距离约 11km）

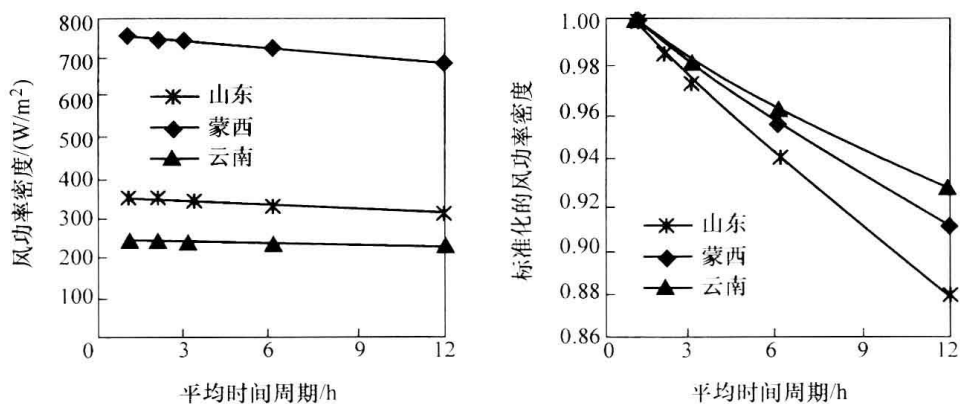


图 5-2 风功率密度随平均时间周期变化曲线（左图为 1 ~ 12h 平均时间周期区间；右图为左图标准化后的曲线）

当平均时间周期小于 1h 或大于 1 天时，曲线明显不再遵循线性关系，如图 5-3（右）所示。当平均时间周期超过 5 天后，风功率密度变化就不那么显著了。月平均风速的风功率密度可能比 10min 平均风速的风功率密度小 50%。

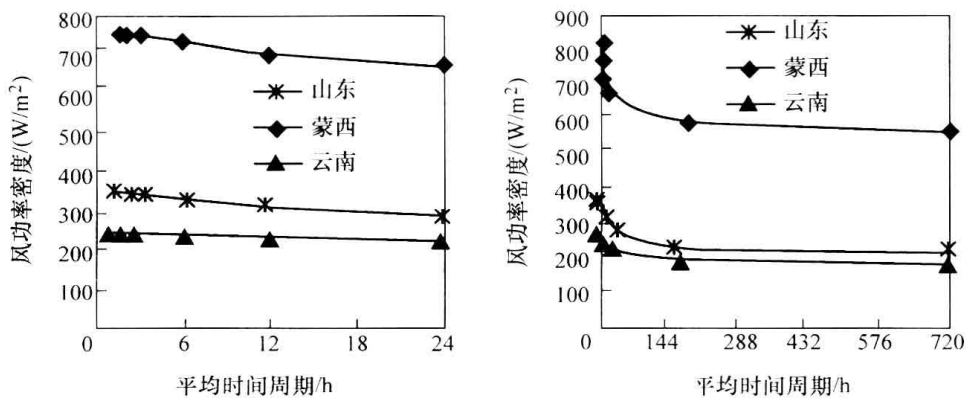


图 5-3 风功率密度随平均时间周期变化曲线（左图为 1 ~ 24h，右图为 10min ~ 30 天（720h）的平均时间周期区间）

可以通过研究特定风场的风功率密度与平均时间周期的变化规律来改进 MCP 模型的精度。比如用 12h 平均时间周期进行 MCP 预测,以提高两个风数据的相关性。然后通过简单的线性关系推导到 1h (甚至更短) 平均时间周期的风功率密度,或许可以提高发电量预测的准确度。

不同的威布尔参数估计方法对平均时间周期的敏感度是不同的,比如等能量密度法就特别敏感,而最大似然法则差得多。

5.1.4 偏度与峰度

在描述一组样本的统计规律时,除了最常用的均值、方差、标准差和相关系数外,还常用到偏度 (skewness) 和峰度 (kurtosis) 两个统计量。

偏度系数用来描述一个概率分布的对称性。如果偏度系数是负的,分布则向左偏,如威布尔分布。如果偏度系数是正的,则分布向右偏。对称分布的偏度系数为 0,如正态分布。

$$Sk = \sum_{i=1}^n \frac{(X_i - \bar{X})^3}{\sigma^3} \quad (5-3)$$

峰度系数则用来估计某一分布与正态分布的差异。如果峰度系数大于 3,则该分布比正态分布更尖。如果峰度系数小于 3,则该分布比正态分布更加扁平。

$$Ku = \sum_{i=1}^n \frac{(X_i - \bar{X})^4}{\sigma^4} \quad (5-4)$$

对于一组未知分布的样本,偏度和峰度为描述该分布的样式提供了理论支持,也可以用来分析两组随机样本分布的相似性。这两个概念在风数据相关性分析的研究文献中经常遇到。

5.2 风数据回归分析及预测

回归分析 (regression analysis) 是寻找两种或两种以上变量间相互依赖的定量关系的一种统计分析方法。按照自变量多少,可分为一元回归分析和多元回归分析;按照自变量和因变量之间的关系类型,可分为线性回归分析和非线性回归分析。有些非线性回归可以转化成线性回归,便于计算。

用 Y 表示测风塔实测的平均风速, X 表示参考站的同期平均风速,则风数据的回归方程为

$$Y = f(X) + e \quad (5-5)$$

式中 $f(X)$ ——回归分析模型。

用 $\hat{Y}$ 表示回归值,则:

$$\hat{Y} = f(X) \quad (5-6)$$

上式为测风塔实测风数据与长期参考站风数据之间的关系的数学表达式;长期参考风数据 (如气象站) 采自风场附近,处于同一中尺度气候区的站点,其任意时刻的风速与同期的测风塔数据虽不相同,却存在着某种联系。建立这一联系的过程,即找到回归分析模型 $f(X)$ 的过程,也就是风数据的回归分析过程。

如图 5-4 所示,测风塔实测数据与长期参考数据虽然存在很大差异,但是变化趋势是基本相似的。这说明二者存在着某种联系,需要我们用数学模型把它表达出来。

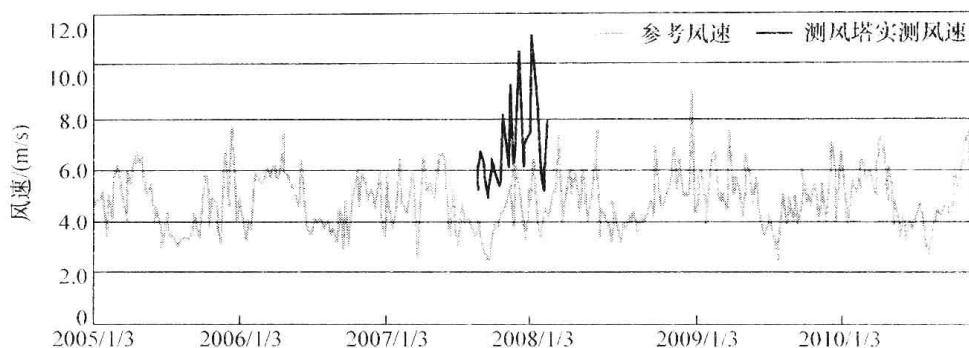


图 5-4 实测风速与长期参考风速时间序列曲线对比

5.2.1 回归分析方法

回归分析规程也是函数的拟合过程,即将一个散点图拟合成一条最接近的函数曲线。最小二乘法为最常用的方法,回归模型参数为

$$SS_R = \sum_{i=1}^n [Y_i - f(x_i)]^2 \quad (5-7)$$

最小二乘法是选取一系列回归参数,使得误差二次方和最小。除了最小二乘法外,还可以用最小绝对误差和数值逼近等其他方法,本书不再赘述。

式(5-5)中, e 为残差,为不能被回归模型解释的随机因素。我们通常假定 e 遵循标准正态分布,即:

$$e \sim N(0, \sigma^2) \quad (5-8)$$

需要校验残差是否真的符合标准正态分布,以判断回归模型的合理性。

经过多年的研究,已经出现了多种风数据回归模型及 MCP 方法。这些数学方法在综合方案、模型定义、风向扇区的应用和对风数据的长度要求等方面存在差异。本书将列举最常用的风数据回归方法供读者参考,并简要对比了各种方法的特点^[52]。

5.2.2 风数据有效性

在对风数据进行回归分析之前,首先要确保数据是有效的,以使不确定性最小化。有很多统计学工具可以帮助我们更好地评估数据。要成功地估计长期平均风速,首先必须获得合格的长期参考风数据。

风数据有效性分析对于气象站数据尤为重要。因为气象站在多年的观测过程中可能迁址或更换测量仪器,周围环境也可能发生了变化。测风仪器也可能记录一些异常和无效的数据。异常的和特性不连续的数据序列将导致错误地估计平均风速。除了利用风数据时间序列图形来发现异常数据点外,还存在一些统计学方法来判断回归分析中的异常数据。

Cook 距离 (Cook's distance) 是统计学中用于诊断各种回归分析中是否存在异常数据的工具,由美国统计学家 R. Dennis Cook 于 1977 年提出。Cook 距离用来表征数据资料中某一条数据记录被剔除在外,由此造成的回归系数变化大小。显然,如果 Cook 距离过大,那么

就表明这条数据对回归系数的计算产生了明显的影响, 这条数据就是异常数据, 需要仔细考量是否在模型中使用这条数据。残差大的数据点可能扭曲回归分析的结果和精度。

第 i 条数据的 Cook 距离为

$$D_i = \frac{\sum_{j=1}^n (\hat{Y}_j - \hat{Y}_{j(i)})^2}{p \text{MSE}} \quad (5-9)$$

式中

$\hat{Y}_j$ ——第 j 条数据在全体数据回归模型上的回归值;

$\hat{Y}_{j(i)}$ ——第 j 条数据在剔除第 i 条数据后的回归模型上的回归值;

p ——回归模型参数的数量;

MSE (Mean Square Error) ——回归模型的均方误差。

Cook 距离仅能确定从统计学的角度值得怀疑的数据点, 而不能直接因此而删除该条数据。删除数据可能是很危险的, 因为在提高回归相关性的同时, 也可能导致数据中重要信息的丢失^[65]。Cook 距离的用法因此也存在争议。可以通过 D_i 曲线判断哪条数据的 D_i 值显著高于其他数据。

5.2.3 简单线性模型

令 $\hat{Y}$ 为参考站平均风速在测风塔处的回归值或预测值, X 为参考站同期平均风速。

一维线性回归模型 1:

$$\hat{Y} = aX + b \quad (5-10)$$

一维线性回归模型 2:

$$\log \hat{Y} = a \log X + b \quad (5-11)$$

一维线性回归是最常用的模型方法, 尤其是模型 1。线性回归模型首先要假设参考站点与测风塔的同期风速之间呈线性关系。对图 5-4 中的同期数据根据方法 1 进行回归分析, 得到图 5-5, 回归模型的参数 $a = 1.5132$, $b = 0.2992$, 相关系数 $R^2 \approx 0.76$ 。

因此, 第 i 条数据的回归值为

$$\hat{Y}_i = 1.5132X_i + 0.2992 \quad (5-12)$$

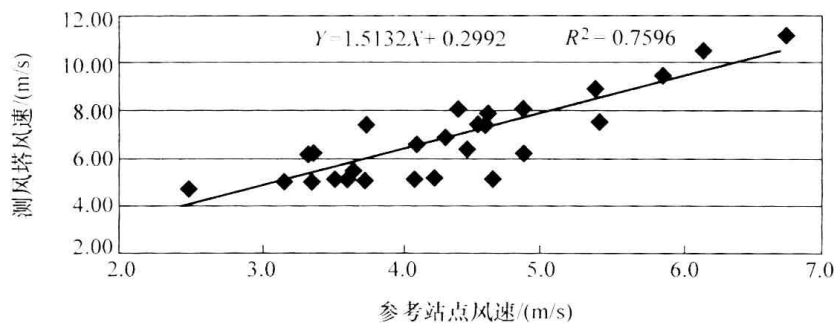


图 5-5 线性回归分析 (X 轴为参考站点风速, Y 轴为测风塔风速)

式 (5-12) 又称作传递函数, 建立了参考站和测风塔风数据的关系。有了传递函数就可以轻松地把参考站点的风数据“传递”到测风塔处了。

图 5-6 展示了参考风数据的回归值时间序列曲线与测风塔实测数据的对比, 可见回归值

与测风塔实测值已经十分相似了。把式(5-12)应用于参考风数据的整个区间,即可以预测测风塔点的长期风速了,并得到长期的风数据时间序列,如图5-7所示。至此最简单的MCP过程,即“测量-相关-预测”过程便完成了。

Derrick^{[54][55]}把风数据分组成了12个扇区,然后对应扇区分别做简单线性回归分析。Derrick通过计算线性回归法的方差和协方差研究了预测风速的置信区间。通过对英国的数据进行分析,Derrick认为分散的数据点主要是由于具有显著等气压曲线的天气系统经过引起,且至少需要8个月的数据才能使结果的不确定度最小化。

这种把风数据分组成多个扇区的方法不仅限于线性回归法。此时通常以参考风数据的风向分布为基准,且假设与测风塔处的长期风向分布是一致的。

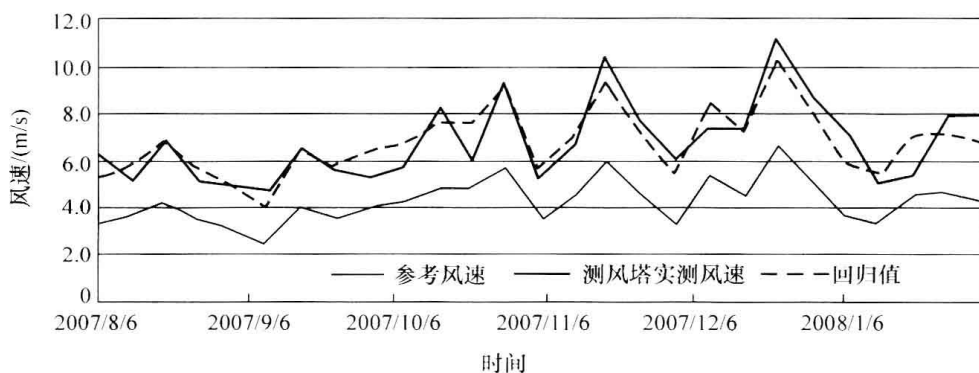


图 5-6 线性回归值时间序列曲线与测风塔实测风速对比

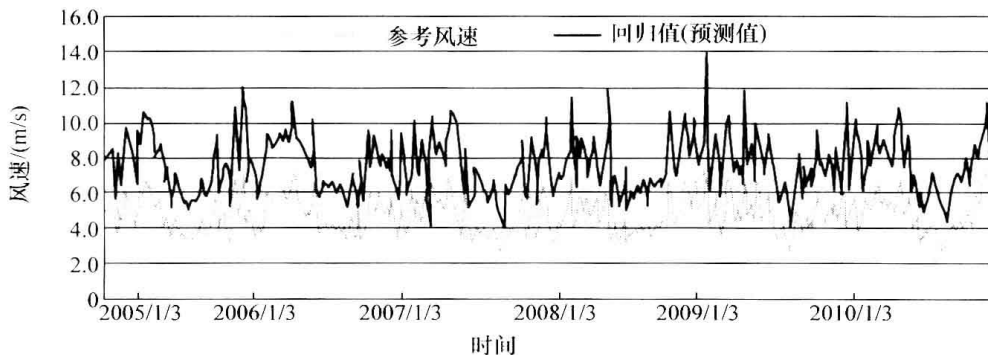


图 5-7 MCP 预测的平均风速时间序列曲线与原参考风数据对比

为了提高对风能的评估精度,Derrick还建议不使用低于4m/s的风速数据进行拟合^[55]。因为此时的风向仪很不稳定,且风力发电机在这样的低风速下并不发电。但是剔除低风速数据可能错误地估算整体的平均风速。

最简单的线性回归MCP方法没有考虑风向,因此显得粗糙。实际情况是,不同风向和不同的风速区间其相关性及其回归模型可能各不相同。局地的风向可能被扭曲,导致测风塔实测数据的风向分布和参考数据有差异。因此好的MCP模型应该对这些复杂情况予以充分考虑。

风数据回归模型虽然复杂,但还是有标准对其优劣进行评价的。回归模型预测的风数据应该能够较好地表达测风塔实测风数据的:

- 1) 平均风速;
- 2) 威布尔分布参数;

- 3) 测风塔处的年风能密度;
- 4) 风向分布。

5.2.4 方差比例模型^[52]

方差比例法是简单线性回归模型的变体。简单线性回归法预测的平均风速值与实测的平均风速值十分接近,但是预测的风速序列的方差却小于实测风速序列。这可能导致对风频分布预测的偏差。方差比例法则很好地解决了这个问题。

根据式(5-10),预测的风速值的方差为

$$\sigma^2(\hat{Y}) = \sigma^2(aX + b) = a^2 \sigma^2(X) \quad (5-13)$$

又因为:

$$\sigma^2(\hat{Y}) = \sigma^2(Y) \quad (5-14)$$

那么:

$$a^2 = \frac{\sigma^2(Y)}{\sigma^2(X)} \quad (5-15)$$

于是:

$$\hat{Y} = \left(\frac{\sigma_y}{\sigma_x} \right) X + \left[\mu_y - \left(\frac{\sigma_y}{\sigma_x} \right) \mu_x \right] \quad (5-16)$$

式中 μ_x 、 μ_y 、 σ_x 和 σ_y ——两组同期数据的均值和标准差。

方差比例法不仅可以得到平均风速的无偏估计,还能得到威布尔 k 参数的无偏估计。

5.2.5 二维线性回归模型

Nielsen 等人提出了二维线性回归法^[57],或称为向量法。这种方法把风速与风向结合,对两组矢量在直角坐标系内沿 X 轴和 Y 轴进行线性回归。

二维线性回归法计算公式:

$$\begin{bmatrix} \hat{Y}_1 \\ \hat{Y}_2 \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} a_1 \\ a_2 \end{bmatrix} + \begin{bmatrix} b_{11} & b_{12} \\ b_{21} & b_{22} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} X_1 \\ X_2 \end{bmatrix} \quad (5-17)$$

$$\hat{Y} = \sqrt{\hat{Y}_1^2 + \hat{Y}_2^2} \quad (5-18)$$

二维线性回归法在预测风速的同时对风向进行预测,而不是简单假设测风塔点和参考站点的风向分布是一样的,因此更好地预测了测风塔点长期的风向分布。对于地形复杂,风向受局地地形扭曲严重的情况,二维线性回归法具有独特的优势。

二维线性回归法的缺点是低估了平均风速值,因为预测数据的方差总是小于实际观测数据。把风速分解成平均值和平均值的方差(包括预测数据和实测数据):

$$\begin{aligned} Y_1 &= \bar{Y}_1 + e_1 \\ Y_2 &= \bar{Y}_2 + e_2 \end{aligned} \quad (5-19)$$

于是:

$$Y = \sqrt{(\bar{Y}_1 + e_1)^2 + (\bar{Y}_2 + e_2)^2} \quad (5-20)$$

方差 e_1 和 e_2 增大,则 Y 随之增大。因为预测数据的方差小于实测数据的方差,所以预

测的风速会小于实测的风速。偏差的大小取决于多种因素，但主要是两个风矢量的相关性，相关性越大，偏差越小。

5.2.6 威布尔参数缩放模型

威布尔参数缩放法是一个非常简单的经验方法。威布尔缩放法直接对威布尔分布的参数（ a 和 k 参数）进行线性缩放并调整风向分布。这种方法的优点是符合大多数地区风的自然属性，但在明显的非威布尔风频分布时和威布尔参数和风向调整很大时需要特别小心。另外，线性缩放是很简单和激进的假设，在风向分布相关性很好的情况下才能成立。WindPRO 的 MCP 模块中提供威布尔参数缩放方法的模型。

威布尔参数缩放法假设威布尔分布参数和风频遵循如下的一般关系^[60]：

$$\frac{\lambda_{\text{site}}^L}{\lambda_{\text{ref}}^L} = \frac{\lambda_{\text{site}}^S}{\lambda_{\text{ref}}^S} \quad (5-21)$$

式中 λ ——威布尔参数；

L ——长期；

S ——短期；

ref——参考站。

式（5-21）表明，测风塔与参考站长期风况的威布尔参数之比等于测风塔与参考站短期风况的威布尔参数之比。

在考虑风向分布时，修改的长期风向分布必须标准化为 100%，即风向被分为 N 个扇区时^[60]：

$$f_{\text{site},i}^L = \frac{\left(\frac{f_{\text{site},i}^S}{f_{\text{ref},i}^S}\right)f_{\text{ref},i}^L}{\sum_{i=1}^N \left[\left(\frac{f_{\text{site},i}^S}{f_{\text{ref},i}^S}\right)f_{\text{ref},i}^L\right]} \quad (5-22)$$

式中 f ——频率；

扇区数 N 通常为 12。

通常通过查询表来分别对每个扇区的各威布尔参数和风频进行线性缩放。

5.2.7 多项式模型

局地效应（如地形加速效应和大气稳定度等）对风速的影响一般都不是线性的。因此很多人都提出了用多项式来表达测风塔点和参考站点之间的风速关系。

最普通的二次多项式回归方法为

$$\hat{Y} = aX + b + cX^2 \quad (5-23)$$

上式有 3 个参数，比 2 个参数的线性回归法能够表达更多的信息。

从广义上讲，线性关系也多项式关系的一种，为一次多项式，而式（5-23）为二次多项式，当然还可以用更高阶次的多项式。当 $b=0$ 时，式（5-23）通过原点。

多项式法存在诸多变体，Joensen 等人^[56]就提出了另一种多项式形式：

$$\hat{Y} = aX + b + cX\Delta T \quad (5-24)$$

式中 ΔT ——参考站点处两个不同高度的温度梯度。

大气稳定度对局地的风况有着显著的影响。这种方法就是把测风塔点和参考站点之间的大气稳定度差别考虑进来,更好地表达了两个站点海拔差很大的情况。

Joensen 等人还通过确定参考站点和测风塔处的风向角度差,对预测的风数据进行旋转,以更好地预测风向分布。

旋转方法为

$$\begin{aligned} Y' &= \cos(\alpha) Y - \sin(\alpha) X \\ X' &= \sin(\alpha) Y + \cos(\alpha) X \end{aligned} \quad (5-25)$$

5.2.8 莫蒂默模型

莫蒂默法^[58]是由 Mortimer 于 1994 年提出的,是一种数据分区和自助抽样法[○]结合的方法。莫蒂默法对风速和风向都予以考虑。测风塔实测数据样本与长期参考数据样本按照时间配对,然后在参考站处把数据对装进以风速和风向划分的数据域内。风速以 1m/s 为步长,风向以 22.5°、45°、90°或 180°为步长。每个数据域内至少要有 4 个样本,因此限制了风向步长的大小。在每个数据域内,计算测风塔数据点与对应的参考数据点比值的平均值和标准差。那么预测公式为

$$\hat{Y} = (e + r)X \quad (5-26)$$

式中 r ——风速比的平均值;

e ——根据三角分布计算的随机数,该三角函数的标准差为该数据域内的风速比值标准差。

莫蒂默认为这种方法能够比线性回归法更好地预测极大风速。

5.2.9 人工神经网络模型

人工神经网络法 (Artificial Neural Networks, ANNs) 是以电子方式模拟真实的生物神经系统的功能的方法。人工神经网络法的基本思路是在多个可实现简单功能 (如简单线性关系) 的神经元间建立加权连接,然后通过调整权重值训练整个神经元网络。通常还为每个神经元引入和训练一个偏差参数。

如图 5-8 (左) 所示,每个神经元分别接收一组加权的输入值。每个神经元的输出为一

○ Bootstrapping 在统计学里一般译为自助抽样法。自助抽样法是通过测量取自近似分布的样本的性质来估计一个估计量的性质。近似分布通常是观测样本的经验分布或实际概率分布。假设一组观测样本来自于独立的且遵循同一概率分布的样本空间,然后据此对观测样本进行多次重新采样。例如,测量全世界人的平均身高。我们不可能测量全世界每个人的身高,而仅能对极小部分人进行采样。如果我们对 N 个人的身高进行采样,那么也仅能获得 N 个人的一个平均身高值。还需要知道平均值的标准差才能完成表达全世界人的身高分布。假设任意 N 个人的身高分布都与以这 N 个样本的分布一样。这样就可以用电脑生成遵循同一分布的一组新的随机样本,样本大小也是 N 。重复成千上万次,即可以得到成千上万组自助抽样的样本,得到成千上万个平均值和这些平均值的标准差。这样就得到了全世界人口身高的分布的标准偏差值估计了。因此,自助抽样法的关键是以已知的观测样本为基础,找到一个重复模拟观测样本的方法。当①观测样本尺寸过小而不能直接作为全体样本统计的参考时,②统计量的理论分布未知或过于复杂时,或③存在指数计算但只存在少量起始样本时,自助抽样法都可发挥作用。

组加权输入值之和的逻辑函数减去该神经元的一些阈值。

逻辑函数的作用是，当加权输入值超过阈值时，把该神经元“弹射”出去。单向正反馈的神经网络不允许双向和反向连接，并把神经元分成3层，如图5-8（右）所示。第一层是输入层，即长期参考风数据；中间层称为隐藏层；最后为输出层，即预测的测风塔处的长期风况。

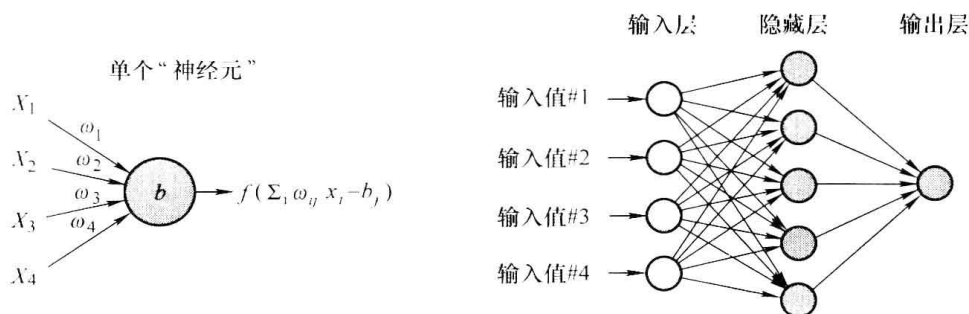


图5-8 单个神经元（左）和3层正反馈的神经网络（右）示意图， X_i 是对该神经元的输入值， ω_{ij} 是第 i 个神经元输入到第 j 个神经元的权重， b_j 为第 j 个神经元的阈值， f 为神经元的非线性输出函数^[53]

一旦建立了神经网络，一个指定的训练算法将用于决定与每个神经元相关的权重。该训练算法迭代更新各个权重，以使误差 E 最小化。误差 E 是预测值对已知值的残差二次方的均值。这是神经网络的一个主要特征，即在输出任何有意义的结果前，必须对每个神经元进行训练。有多种训练算法来调整网络中的参数。这一训练过程通常要经过数百个迭代循环。

把人工神经网络法应用到风数据的相关和预测中存在诸多优势^[59]。

首先，人工神经网络法能够识别非线性关系，因此改善长期相关性。

另外，它能够把历史数据考虑进来。如果测风塔和长期参考站点的空间距离很大，那么在一个地点发生的天气事件需要一定时间（延迟时间取决与风向）才能到达另一地点，此时两点的观测数据相关性会很差。再者，一个数据点可能不足以识别某个天气事件的全貌。参考站点过去一段时间内观测数据的发展情况可以为预测测风塔处的风况提供更多信息。

最后，人工神经元法可以同时应用多个长期数据源。随着信息量的增加，关系变得更加复杂，而这正是人工神经元法的特长。有些情况下，把全部已知数据源都考虑进来是必要的，这取决于特定的气候状况。神经网络应该能够决策是否需要考虑多个数据源，或者只考虑哪一个数据源。

神经网络的应用是一门复杂的科学，有广泛的研究文献和书籍，因此本书仅能对其做概念性的简要介绍。

5.2.10 WindPRO 矩阵模型

WindPRO 软件提供了一个很好的 MCP 模块，尤其是矩阵法值得我们深入研究。WindPRO 矩阵法把风数据分组到以风速和风向为坐标轴的二维矩阵数据域矩阵中，然后拟合每个数据域的风加速和风转向。本节参考 EMD 公司 Thøgersen 等人的文章^[60]。

首先对长期参考站数据和测风塔短期测风数据根据时间戳进行样本配对，然后把样本分选到网格精度为 1m/s 和 1° 的二维矩阵数据域内。 1° 风向精度在多数情况下都过小，因此一般用更大的风向窗口，通常为 30° 。数据域分选的结果是一系列风加速和风转向的联合样本分布。

风加速和风转向的计算方法为

$$\begin{aligned}\Delta v &= v_{\text{site}} - v_{\text{ref}} \\ \Delta \theta &= \theta_{\text{site}} - \theta_{\text{ref}}\end{aligned}\quad (5-27)$$

式中 Δv ——风加速；

v_{site} ——测风塔实测风速；

v_{ref} ——参考站点的风速；

$\Delta \theta$ ——风转向；

θ_{site} ——测风塔实测风向；

θ_{ref} ——参考站点的风向。

WindPRO 的 MCP 矩阵法用参考站风速和风向的方程模拟风加速和风转向矩阵。如图 5-9 和图 5-10 所示，数据是根据风速和风向分域的。这些联合样本分布是以参考站的风速和风向为条件的。在做矩阵 MCP 计算时，样本分布被直接用于自助采样法。基于样本分布计算风向和风速的样本统计，即均值、标准差、偏度和峰度和相关系数。

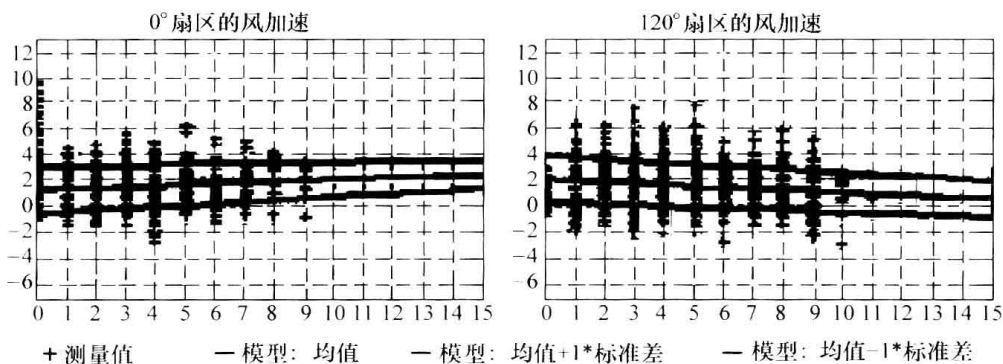


图 5-9 样本数据和一次多项式模型的风加速，x 轴为参考站的风速，y 轴为风加速

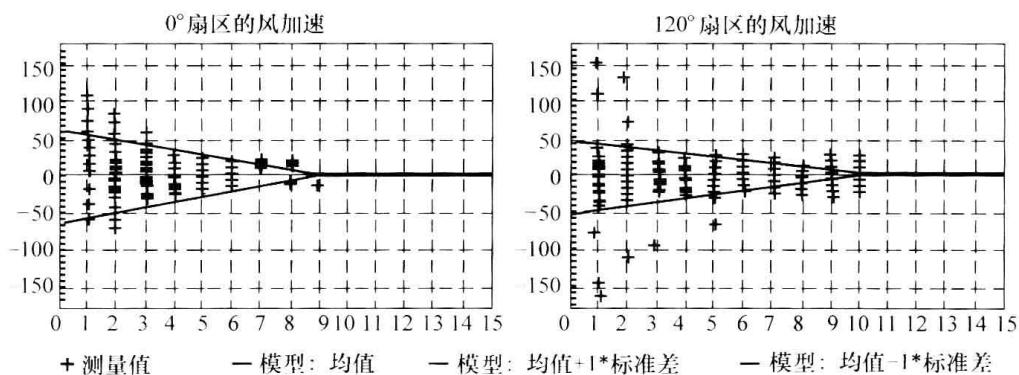


图 5-10 样本数据和一次多项式模型的风转向，x 轴为参考站风速，y 轴为风转向

风数据的同期部分被用来计算非线性传递函数，以使风速和风向从参考站处传递到测风塔处。实际上这一传递关系是通过一个由风加速和风转向两个变量组成的联合概率分布模拟的。传递模型作为条件分布考虑，是矩阵法的关键分布。该分布建立了参考站点风气候与风场风气候的关系。在应用矩阵法时，规定这个条件分布不论任何时间区间都成立。

得到风加速和风转向后就可以模拟二者的联合分布了。联合分布的模拟是以参考站的风速和风向为条件的。WindPRO 的 MCP 模型通过数据域的样本分布（自助抽样法）与联合高

斯分布（即二维正态分布）结合，在实际工作中获得较好的效果。

联合高斯分布的图形如图 5-11 所示，其分布函数为

$$f_{\Delta v, \Delta \theta}(\Delta v, \Delta \theta) = \frac{1}{2\pi\sigma_{\Delta v}\sigma_{\Delta\theta}\sqrt{1-\rho^2}} \exp \left[-\frac{\left(\frac{\Delta v - \mu_{\Delta v}}{\sigma_{\Delta v}}\right)^2 - \frac{2\rho(\Delta v - \mu_{\Delta v})(\Delta \theta - \mu_{\Delta\theta})}{\sigma_{\Delta v}\sigma_{\Delta\theta}} + \left(\frac{\Delta \theta - \mu_{\Delta\theta}}{\sigma_{\Delta\theta}}\right)^2}{2\sqrt{1-\rho^2}} \right] \quad (5-28)$$

在应用联合高斯分布时，分布函数参数，即均值、标准差、相关系数，是通过用户自定义阶次的多项式模拟得到的。

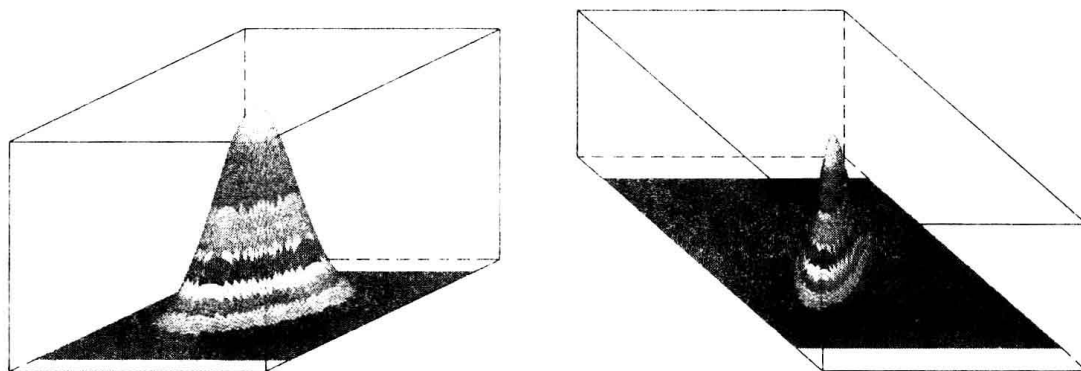


图 5-11 双变量（联合）高斯分布：风加速和风转向联合分布的例子

因为实际的测量数据不能填满全部数据域，因此还需要一种方法来弥补样本缺失的数据域。通常仅当数据域内数据样本较少时，使用风加速和风转向的联合高斯分布，否则直接使用样本分布（自助抽样法）。即使联合高斯分布显得有些粗糙，但是多数情况下仅应用于少数的数据样本缺失的数据域，因此该假设的影响是有限的。

为了弥补样本缺失的数据域，WindPRO 对风数据样本分布统计量进行多项式拟合，用以内插或外推。用两个一次统计矩和相关性表达参数分布，并假设符合联合高斯分布。

那么，统计矩的多项式模型为

$$P|(v_{\text{ref}}, \theta_{\text{ref}}) = \sum_{i=0}^n a_i(\theta_{\text{ref}}) v_{\text{ref}}^i \quad (5-29)$$

式中 P ——样本统计矩（均值和标准差）或相关系数；

n ——多项式的次数；

a_i ——多项式系数，也是 θ_{ref} 的函数。

以风加速模型为例，如图 5-12 所示。WindPRO 用户可以自行定义多项式的次数。

自助抽样法和蒙特卡罗法[○]在修正长期风况时起到关键作用。这两种方法使得可以通过一个“假的”时间序列数据生成修正后的长期风频分布。

○ 蒙特卡罗方法（Monte-Carlo method），也称统计模拟方法，是 20 世纪 40 年代中期由于科学技术的发展和电子计算机的发明，而被提出的一种以概率统计理论为指导的一类非常重要的数值计算方法。通常蒙特卡罗方法通过构造符合一定规则的随机数来解决数学上的各种问题。对于那些由于计算过于复杂而难以得到解析解或者根本没有解析解的问题，蒙特卡罗方法是一种有效的求出数值解的方法。

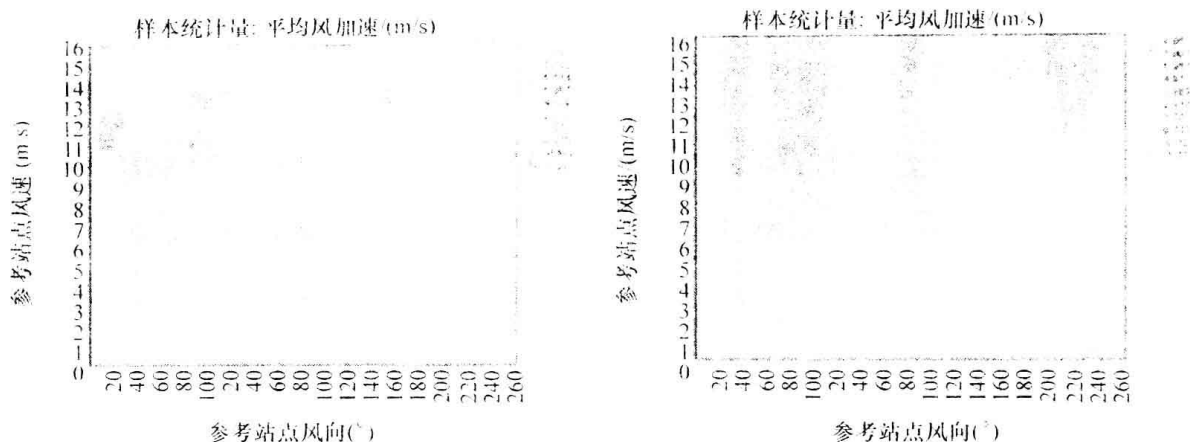


图 5-12 样本统计（左）和多项式模型（右）（本图为平均风加速度的模型，同理可以计算风加速标准差、风转向和风转向标准差模型）

5.3 预测的不确定性分析

用 MCP 算法预测测风塔处的长期风资源情况的同时，必须对预测值的偏差（方差）进行估计，这样才能描述置信度。MCP 算法的不确定性主要表征预测的风况在多大程度上反映实际的风况。从数学上说，就是研究式（5-5）回归模型中的残差 e 和决定系数。显然，只能通过对比测风塔实测风数据与预测的同期风数据，来研究 MCP 算法的不确定性，因此同期数据的长度至关重要。

MCP 预测结果的不确定性源于三个方面：一是，选择 MCP 模型模拟两个站点间风况相关关系的不确定性；二是，两个站点同期风况关系的变化（不同时段关系不同）；三是，同期风数据以外风况关系的变化。各种估计不确定性的方法，包括 Jackknife 估计标准差，都是应用同期风数据来评估整体的不确定性，未考虑同期以外的不确定性。

5.3.1 同期风数据长度

通过测风数据与长期参考数据的同期（或重合）部分来研究 MCP 预测值的不确定性，那么同期数据的长度就显得至关重要了。Anthony L. Rogers 等人^[61]对此做了较好的分析和阐述。Anthony L. Rogers 等人对 12 组风数据进行了分析，其中 6 组为在海上，6 组在陆地上。每组风数据都包括实测风数据和多年长期参考风数据，然后测量每组数据的 MCP 预测值的标准差，如图 5-13 所示。

通常，MCP 预测的长期平均风速的标准差随着同期数据长度的增加而降低。如果 MCP 模型正确地模拟了实测风数据和长期参考风数据的关系，那么标准差应该随着同期数据长度的二次方根成比例下降。但是没有模拟到的季节和长期变化可能对结果产生影响。

当同期数据长度超过 6000h（约 8 个月）后，MCP 标准差才逐渐开始稳定。因此，即使有相关性非常好的长期参考风数据，测风塔实测风数据也不宜短于 8 个月，否则 MCP 预测值的不确定性将非常大，何况获得相关性非常好的长期参考风数据并非易事。

另外，陆地风数据的 MCP 不确定性一般高于海上风数据，这是由于陆地的地形地貌对

风流的扰动远大于海洋表面。

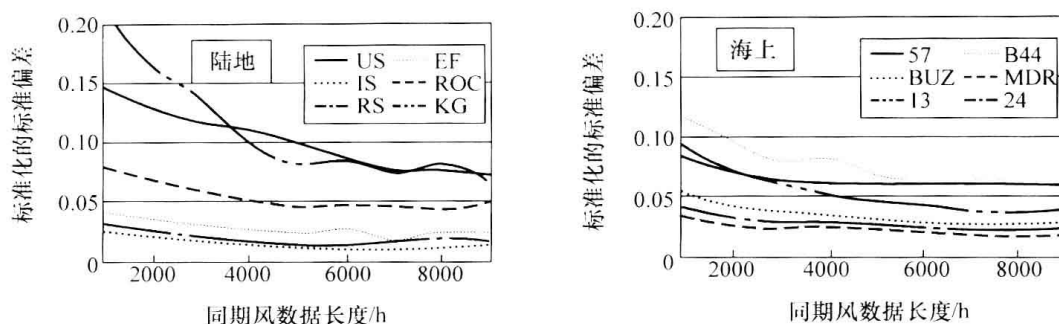


图 5-13 分别对 6 组陆地风数据和 6 组海上风数据进行 MCP 分析, 并测量标准化的平均风速的标准差 (标准偏差/平均风速)^[61]

5.3.2 残差与决定系数

通常假设残差 e 遵循标准正态分布, 实际计算中需要对其均值、标准差、偏度和峰度进行验证。用残差分布判断回归函数是否合理, 如果不符合正态分布就可能需要考虑其他回归函数形式了。

每个预测值都对应一个实测值, 变换式 (5-5) 即得到第 i 个样本点残差:

$$e_i = Y_i - f(x_i) = Y_i - \hat{Y}_i \quad (5-30)$$

残差 e_i 可以大于 0, 也可以小于 0。因此计算全部预测值的平均残差时, 不能简单地求代数均值, 而是求均方根误差, 或称为标准误差, 即:

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum (Y_i - \hat{Y}_i)^2}{n}} \quad (5-31)$$

除以实测的平均风速后得到标准化的标准误差为

$$RMSE_{\text{Norm}} = \sqrt{\frac{\sum \left(\frac{Y_i - \hat{Y}_i}{Y_i} \right)^2}{n}} \quad (5-32)$$

标准化的标准误差可能更有意义, 因为把不同标准误差放在了同一个尺度进行比较。显然标准误差值越小, 说明预测值与实际值越接近, 即不确定度越小。标准误差与标准差的概念还是有差别的, 不能直接当作不确定度定量来使用。

类似的概念, 可以用决定系数 (参考本书第 4.2.6 节) 来评价预测值的不确定度:

$$R^2 = 1 - \frac{\sum (Y_i - \hat{Y}_i)^2}{\sum (Y_i - \bar{Y})^2} \quad (5-33)$$

决定系数越大, 说明预测值越能真实反映实测值, 即不确定性越小。

决定系数与相关性系数都用 R^2 表示, 因为二者十分类似, 但也存在细微的差别。在 MCP 分析过程中, 相关性系数用来表达测风塔风数据与长期参考风数据之间的相关性, 即 MCP 分析之前; 而决定系数是用来表达预测的风数据与测风塔实测风数据之间的相关性, 即 MCP 分析之后。预测的风数据是通过回归函数转化来的, 因此更适合决定系数的概念。

MCP 前相关性系数大并不意味着 MCP 后的决定系数就一定大。在最终评价预测风况不确定性时关注更多的是 MCP 之后的决定系数。

5.3.3 预测值标准差的测量与估计

把同期数据分割成 m 份, 然后对每份分别进行重复的 MCP 分析, 得到 m 个预测值。预测值可以是平均风速和威布尔参数等。

令第 j 个预测值为 $\hat{Y}_j$ ($1 \leq j \leq m$), $\bar{\hat{Y}}$ 为 m 个预测值的均值, 那么标准差的测量方法为

$$\sigma_M(\hat{Y}) = \sqrt{\frac{\sum_{j=1}^m (\hat{Y}_j - \bar{\hat{Y}})^2}{m-1}} \quad (5-34)$$

由于 MCP 分析对同期数据长度有要求, 因此不可能把数据分割成很多份。实际工作中, 往往测风塔实测数据长度仅有 1 年, 因此很难进行切割。

Jackknife 是统计学中常用的重新取样方法。Jackknife 估计标准差的基本思想为: 从整个样本空间中抽出一个或多个样本点后, 系统地重复计算统计量估计。统计量的偏差和标准差可以通过新生成的统计量的变化情况计算。这样就可以不用切割风数据来估计 MCP 预测值的标准差了。

若在同期风数据中剥离一个数据子集, 将导致 MCP 预测结果的变化。Jackknife 标准差估计就是通过这种变化来估计 MCP 预测值的不确定性的。Jackknife 法估计标准差的方法可用于任何 MCP 模型的不确定性估计, 还可用于估计由 MCP 预测风数据推导的参数参数的不确定性, 如威布尔参数或风力发电机的功率系数^[61]。

令 $\hat{Y}$ 为预测的平均风速或威布尔参数; $\hat{Y}_j$ 是第 j ($1 \leq j \leq n$) 个同期数据序列的预测值。每个同期数据都缺失 n 分之一的数据 (即剥离的数据子集), 这些数据子集各不相同也不重叠。那么对于整个风数据样本空间, $\hat{Y}$ 的标准差的渐进无偏估计可以表达为^[61]

$$\sigma_J(\hat{Y}) = \sqrt{\frac{n-1}{n} \sum_{i=1}^n (\hat{Y} - \hat{Y}_i)^2} \quad (5-35)$$

该方法假设剥离的 n 个数据子集之间相互独立。如果 n 个数据子集很短而相互关联, 那么这个假设可能不成立, 此时数据的序列相关性[○]将对该方法产生影响。如果数据是独立的, 那么随着数据样本空间的增大, Jackknife 法估计的标准差将收敛于回归估计值。

把同期风数据分割成 m 份, 并对每份进行 n 个数据子集的 Jackknife 计算。根据式 (5-35) 计算每份的 Jackknife 标准差, 得到 m 个估计的标准差。

令 $\sigma_{J,k}(\hat{Y})$ 为第 k 个 Jackknife 标准差, 则 m 个 Jackknife 标准差的均值为

○ 序列相关性, 在计量经济学中指对于不同的样本值, 随机干扰之间不再是完全相互独立的, 而是存在某种相关性。又称自相关 (auto correlation), 是指总体回归模型的随机误差项之间存在相关关系。

在回归模型的古典假定中是假设随机误差项是无自相关的, 即在不同观测点之间是不相关的。如果该假定不能满足, 就称与存在自相关, 即不同观测点上的误差项彼此相关。

自相关的程度可用自相关系数去表示, 根据自相关系数的符号可以判断自相关的状态, 如果小于 0, 则 V_t 与 V_{t-1} 为负相关; 如果大于 0, 则 V_t 与 V_{t-1} 为正相关; 如果等于 0, 则 V_t 与 V_{t-1} 不相关。

$$\overline{\sigma_J(\hat{Y})} = \sqrt{\frac{\sum_{k=1}^m \sigma_{J,k}^2(\hat{Y})}{m}} \quad (5-36)$$

m 个 Jackknife 标准差的标准差为

$$RMSE_{\sigma} = \sqrt{\frac{\sum_{k=1}^m [\sigma_{J,k}(\hat{Y}) - \overline{\sigma_J(\hat{Y})}]^2}{m-1}} \quad (5-37)$$

式 (5-36) 和式 (5-37) 可用于评估 Jackknife 标准差的均值及其置信空间。

Jackknife 数据子集的最佳个数取决于同期数据的长度及其序列相关性。最佳的数据子集数目应该使测量的标准差与 Jackknife 标准差的差距最小，均方根误差最小。

测量的标准差与 Jackknife 标准差的均方根误差为

$$RMSE_{J,M} = \sqrt{\frac{1}{m} \sum_{k=1}^m [\sigma_M(\hat{Y}) - \sigma_{J,k}(\hat{Y})]^2} \quad (5-38)$$

实验表明，RMSE 对 n 的选择并不很敏感，说明序列相关性对 Jackknife 标准差的结果影响甚微^[61]。Anthony L. Rogers 等人^[61]还指出，Jackknife 法低估 MCP 预测的平均风速的标准差约 38%，低估 MCP 预测的威布尔 k 参数标准差约 18%，因此该方法存在改进空间。另外，同期数据点越少 Jackknife 标准差低估越严重。

5.4 再分析数据的应用

NCEP/NCAR 再分析数据，作为长期参考风数据，逐渐受到人们的重视。之所以称为再分析数据，是因为这些数据是对在世界范围内采集的观测数据的第二轮分析结果。第一轮分析过程发生在实时的天气预报过程中。

NCAR 再分析数据始创于 20 世纪 90 年代中期，并定期更新。NCAR 再分析数据描述了 210km 网格 (2.5 度)，地表以上 28 个高度层，从 1948 年至今每 6h 的大气状态，包括温度、压力、风、湿度、降水等。数据是通过大气数值模型生成的。该模型采用多个来源的天气数据，包括无线电探空测风仪、测风气球、地面气象站、飞机和卫星。

再分析数据被应用于 MCP 分析主要有两个原因。其一是使用方便，因为该数据几乎覆盖全球，这样就不用再查找合适的气象站了。二是覆盖了 50 多年的长期气象数据，而很多气象站和无线电探空测风仪数据并没有这么长的记录历史。WindPRO 软件已经把 NCAR 数据集成到了在线数据库中，下载十分方便。不过若想适合 MCP 分析，再分析数据必须满足传统参考风数据同样的一致性标准。

5.4.1 气压高度与 σ 高度

在应用 NCAR 再分析数据时，经常遇到压力级和 σ 高度两个概念。压力级与重力位高度息息相关，而 σ 高度更接近风资源理解的测风高度概念。

重力势高度以地球海洋表面平均高度为参考，根据不同纬度重力加速度的变化调整几何高度（海拔），因此可以看作是重力调整高度（详见第 9.3.1 节）。通常用一定的气压高度（pressure level）表示重力势高度，为达到该气压值所需要的重力势高度。同一气压高度的

重力势高度并不一致,而是存在峰谷波动。

地球物理学家更喜欢用重力势高度,而非几何高度。因为在很多分析计算过程中使用重力势高度更加方便。例如天气预报模型中的原始方程用重力势高度解释,就可以消除方程中的离心力和空气密度。

NCAR 再分析数据而言,首先得到的就是气压高度(例如 850hPa)数据,显然与我们通常理解的测风高度概念不同。另外,气压高度一般用于描述高空大气,通常把 850hPa 压力高度数据作为地转风数据。

地表附近的气压高度与地表高度波动不一致,甚至可能低于地面高度,而 σ 高度可以代表实际的距地面高度。

σ 高度定义为 h 高度的气压除以地表气压,即:

$$\sigma_h = \frac{P_h}{P_s} \quad (5-39)$$

σ_h 介于 0 和 1 之间,0 代表大气层顶部,1 代表地表高度。WindPRO 软件提取了 σ 高度为 0.995 的 NCAR 再分析数据,对应距离地表 42m 的几何高度。42m 高度与实际的测风高度接近,而 850hPa 气压高度的地形效应则大为削弱,但二者都可作为长期参考数据用于 MCP 分析。

WindPRO 软件可下载 10m 高度的模拟风数据,是根据地转阻力定律由气压高度数据转化而来的。这种转化过程是很粗糙的,因为地表粗糙度被当作常数考虑,而且忽略了热效应。

地转阻力定律^[63]为

$$G = \frac{u_*}{k} \sqrt{\left[\ln\left(\frac{u_*}{fz_0}\right) - A \right]^2 + B^2} \quad (5-40)$$

式中 常数 $A=1.8$, 常数 $B=4.5$, 对于非中性稳定的情况, A 和 B 则与大气稳定度相关;

G ——地转风(假设为 850hPa 的地表风);

k ——Von Karman 常数, $k=0.4$;

u_* ——摩擦速率;

f ——Coriolis 参数;

z_0 ——地表粗糙度。

5.4.2 再分析数据的一致性

科学家们通过保持数据采集系统不变来保持再分析数据一致性。数据采集系统是把各种气象数据输入模型的方法,并进行纠错、网格化和与其他观测数据协调。再分析系统应用的全球数据采集系统(Global Data Assimilation System, 缩写 GDAS)与 NCEP 的天气预报系统相似,但是再分析系统从 1995 年开始就已经冻结,不再变化。

虽然数据采集系统保持不变,但是观测数据的类型、质量和数量却发生了巨大变化。观测系统中最重要组成部分是大气探测数据,即测量的从地表附近到大气层顶部的气象参数。在再分析数据覆盖的历史阶段,这些探测数据经过了三个主要的发展阶段^[62]:

1) 1948~1957 年,上层大气的主要数据来源是无线电探空测风仪和测风气球。观测数据的数量和密度相对较低,尤其是在南半球。

2) 1958 ~ 1978 年, 现代的无线电探空测风仪网络在国际地球物理学年 (1957 ~ 1958 年) 建立。观测数据的数量和密度稳步增长, 网络覆盖度增加, 且在很多区域得到加强。

3) 1979 年至今, 全球卫星观测系统开始运行, 并合并到再分析系统中。从此, 卫星的数量稳步增长, 同时一些新型的卫星和传感器开始得到应用, 旧的传感器类型得到升级和改进。

除了这些大的阶段外, 观测系统还发生了区域性的和局部的重大变化。这些变化包括各种观测数据的密度和数量、数据采集质量的总体改进, 以及新的数据记录和传感技术的应用和旧技术的淘汰。

这些观测系统的变化无疑会对再分析数据的一致性产生影响, 因此在 MCP 分析中使用再分析数据时需要格外小心。与应用传统的地面观测气象站数据进行 MCP 分析相同, 需要确保数据变化是真实的, 而不是由于观察系统改变所导致。

5.4.3 再分析数据应用的不确定性

AWS Truewind^[62] 对美国全部再分析数据节点进行分析, 得到图 5-14 所示的结论。图 5-14 中的曲线表明, 基于 1 年的再分析数据预测的 10 年平均风速的平均绝对误差约为 4%; 基于 8 或 9 年的再分析数据, 平均绝对误差降到最低到约 2.3%; 当超过 10 年后, 平均绝对误差反而逐渐升高。这种现象可能是短期气候波动与长期气候趋势变化的平衡所致。

因此运用 NCAR 再分析数据作为长期参考数据时, 并非越长越好, 而是推荐用最近 10 年的风数据。超过 10 年可能反而增加了结果的不确定性。

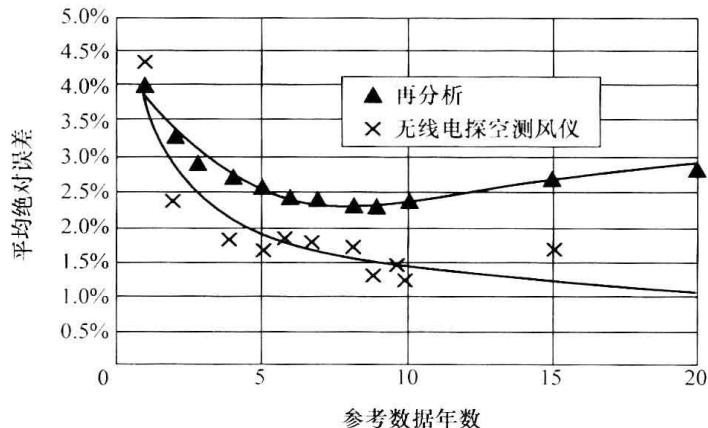


图 5-14 预测的 10 年平均风速的标准误差与再分析参考数据长度的关系, 并与无线电探空测风仪站进行对比^[62]

对于无线电探空测风仪数据, 其预测的 10 年平均风速误差则随着参考数据的增加而持续降低, 并始终低于再分析数据。这就进一步表明了再分析数据中的一些趋势和变化并非是真的。

第 6 章 风资源评估的不确定性

风电场发电量评估的不确定性是贯穿始终的，无法避免的。我们仅能尽量去理解和量化这种不确定性，为风力发电的投资提供科学的决策依据。

若想理解风电场发电量评估的不确定性，就必须从统计学着手，从概念上理解随机变量的统计不确定性。

不确定性评估本身也是不确定的，需要大量的统计数据支持。本章中给出了各个不确定性分量的建议值。这些建议值多基于经验，并没有大量的统计研究做基础，因此仅供参考。作者衷心希望这些经验值能够随着研究的不断深入，统计样本的不断扩大，而逐渐变得更加清晰和成熟。

本章更重要的目的是提供一种研究风力发电的思路和方法，希望能以绵薄之力，使国内风资源与微观选址工作变得更加科学。

6.1 统计不确定性

精度和不确定性是两个完全不同的概念，应该注意区分。例如，手表 A 的精度到秒，而手表 B 的精度只到分钟，显然手表 A 比手表 B 要精确得多。但如果告诉你手表 A 未经校准，而手表 B 是经过校准的，你会用哪个手表来告诉你什么时候该起床上班呢？显然你会选择手表 B，因为它的不确定性小得多，更加值得信赖。

置信区间是指达到某一置信度（如 95%）时，预报量可能出现的范围。也可以理解为，预报量有 95% 的可能性会出现在这个置信区间内。我们可以把这个置信区间定义为统计不确定性。显然，如果我们把置信区间扩大，那么对预测的准确性就更有信心了。例如，如果把估算的年发电量（AEP）区间从 (13 ± 0.1) GWh/年增加到 (13 ± 10) GWh/年，那么我们就可以更有信心地认为实际的发电量会落在这个区间内，也就是置信度更高了。因此，对于作用相同的不同计算方法，我们总是选择不确定性最小的那个，也就是置信区间最小的那个。这样在相同的置信度下，结果的误差范围最小。

风资源计算大体上是一个统计过程，因此了解统计的不确定性是至关重要的。不确定性是量化估算结果可信度的一种方式。在风资源与微观选址领域，估算的结果是风场的年均风速或年均发电量。如果没有对其不确定性进行量化，那么评估结果几乎是无意义的。因为无法判断多大程度上结果是可信的，也无法判断结果误差大小，这样的结果显然是不足以指导风电场的投资决策的。

6.1.1 正态分布函数特性

在研究风场发电量评估的不确定性前，我们需要首先对正态分布有所了解。正态分布也称为高斯分布，其概率密度函数为

$$f(x) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}\sigma} \exp\left[-\left(\frac{x-\mu}{2\sigma^2}\right)^2\right] \quad -\infty < x < +\infty \quad (6-1)$$

式中 常数 μ ——随机变量的均值；

σ ——随机变量的标准差。

图 6-1 所示为不同参数下的正态分布概率密度曲线。

当 $\mu=0$ 时为标准正态分布。正态分布是自然界最常见的概率分布，很多随机现象都遵循正态分布，其主要特征有：

① 集中性，正态分布曲线的峰值位于正中央，即均值所在位置；

② 对称性，正态分布曲线以均数为中心左右对称，曲线两端永远不与横轴相交；

③ 均匀变动性，正态曲线由均数所在处开始，分别向左右两侧逐渐均匀下降；

④ 均数 μ 决定正态曲线的中心位置；

⑤ 标准差 σ 决定正态曲线的陡峭或扁平程度。 σ 越小，曲线越陡峭； σ 越大，曲线越扁平。

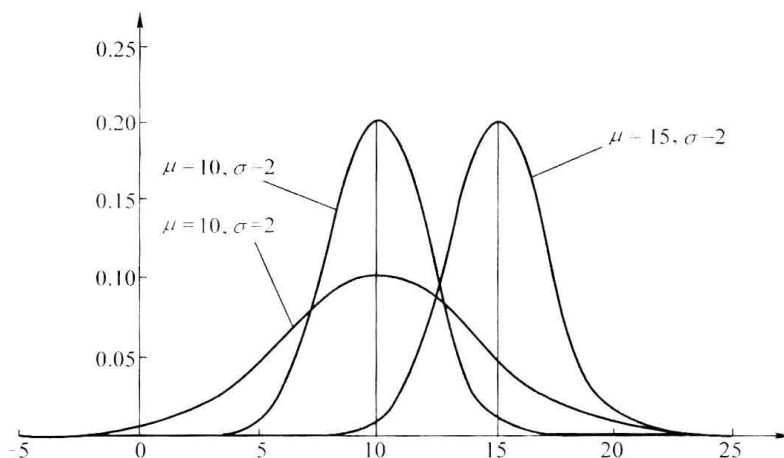


图 6-1 不同参数下的正态分布概率密度曲线

我们通常假设风资源评估的不确定性遵循正态分布。如果预测一个风场的平均风速为 9m/s，实际上指该风场的风速落在以 $\mu=9\text{m/s}$ 为对称轴的正态分布铃形曲线内。可以理解为，实际风速有 50% 的可能性会超过 9m/s，50% 的可能性会低于 9m/s。这显然不是令人满意的答案，因为没有对不确定性进行量化。

6.1.2 不确定度计算

研究风资源评估的不确定性其实是在寻找正态分布的标准差 σ ^[64]。一个质量很好的测风塔的不确定性通常约为 2%，这是说测量的平均风速的标准差为 2%。对于平均风速为 9m/s 的风场，2% 的标准差对应着 0.18m/s ($9\text{m/s} \times 0.02$) 的风速。要特别注意区分的是，这并不是说风速仪的精度为 $\pm 2\%$ 。实际上测量值只有 68% 的概率在 $(9 \pm 0.18) \text{m/s}$ 范围内^[65]。

在风资源评估或风电场发电量评估时有很多相互独立的不确定性来源，需要把它们都分离出来，并逐一量化。我们可以把量化的不确定性称为不确定度。计算总的不确定度时，不能简单地把这些独立的不确定性相加求和。

两个独立的不确定性就像是直角三角形的两个直角边，而二者之和是这个直角三角形的斜边。如图 6-2 所示，假设测风塔的不确定性为 2%，而平均风速的年度波动不确定性为 6%，那么总的不确定性为

$$\sqrt{(6\%)^2 + (2\%)^2} = 6.3\% \quad (6-2)$$

总的 uncertainty 对较大的分量更加敏感。表 6-1 展示了两个独立的 uncertainty 分别降低 1% 对总 uncertainty 的影响。这个例子强调了平均风速长期拟合的重要性。如果没做任何长期拟合, 那么年平均风速的年度波动 uncertainty 为 6%, 是非常大的, 大到其他 uncertainty 都显得不那么重要了。可以理解为, 小的 uncertainty 被大的 uncertainty 给吞噬了。

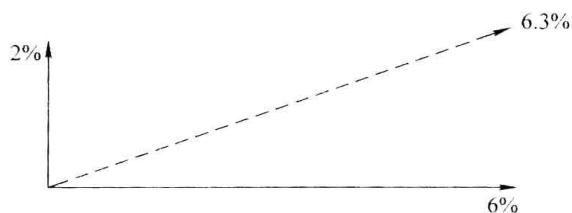


图 6-2 两个独立的 uncertainty 求和

表 6-1 两个独立的 uncertainty 分别降低 1% 对总 uncertainty 的影响

	情 况 一	情 况 二	情 况 三
测风塔 uncertainty	2%	1%	2%
风速年度波动 uncertainty	6%	6%	5%
总 uncertainty	6.32%	6.08%	5.39%
uncertainty 降低	—	0.24%	0.93%

需要注意的是, 两个分量的相互独立性是几何求和的前提, 也就是两个值之间没有任何关联。如果两个 uncertainty 分量不是相互独立的, 几何求和就重复计算了其中的重叠因素。在风能评估领域, 几乎每个 uncertainty 分量之间都有着某种关联, 使它们都不相互完全独立。但是如果相关性非常小, 通常还是可以认为它们之间是相互独立的。

对于两个可以拆分开来, 却明显不相互独立的 uncertainty 分量, 其总 uncertainty 应该是两个 uncertainty 乘积开方, 即:

$$\sigma = \sqrt{\sigma_1 \sigma_2} \quad (6-3)$$

同样以 6% 和 2% 两个 uncertainty 值为例, 如果不相互独立, 那么总的 uncertainty 为 3.26%, 比式 (6-2) 计算的结果小得多。

6.1.3 超越概率

超越概率通俗的讲就是超越某一值的概率。如果超越概率为 50% (记为 P_{50}), 那么实际值有 50% 的概率超越估计值, 50% 的概率低于估计值。在做 uncertainty 分析前, 风场发电量的估计值就是 P_{50} 的发电量。 P_{90} 则是对平均值非常保守的估计, 是指有 90% 的概率实际值会超越估计值, 如图 6-3 的阴影部分所示。

对于投资决策来讲, P_{90} 显然更具吸引力, 因为它让决策者充满信心。风能的特点就其“琢磨不定”, 因此对于风电来讲 P_{90} 就更显得尤为重要了。超越概率在风电领域的应用无处不在。最常见的就是 P_{90} 的风电场评估发电量, 是取得银行贷款的最关键指标^①。IEC 61400-1 (2005 年第二版) 应用 P_{10} 定义湍流强度。IEC A 类并不是简单的 16% 的湍流强

① 由于国情不同, 中国风电项目取得贷款的条件可能不是 P_{90} 的财务指标, 因为其风险控制方式不同。这样可能导致风电投资效益低下, 未来坏账可能性非常大。

度，而是 $16\% + 1.28\sigma$ （一般约等于 18% ）的湍流强度，也就是湍流强度仅有 10% 的概率会超过这个值。

对于正态分布，不同的超越概率对应的均值和标准差关系如下：

$$\begin{aligned} P99 &= \mu - 2.33\sigma \\ P95 &= \mu - 1.96\sigma \\ P90 &= \mu - 1.28\sigma \\ P75 &= \mu - 0.67\sigma \\ P50 &= \mu \end{aligned} \quad (6-4)$$

对于风电场发电量评估来说， μ 为估算的年均发电量， σ 为年均发电量的总不确定度，即标准差。可见， σ 的量化是问题的关键。

$$\sigma = \sqrt{\sigma_1^2 + \sigma_2^2 + \sigma_3^2 + \cdots + \sigma_n^2} \quad (6-5)$$

σ_1 、 σ_2 、 σ_3 …… σ_n 为 n 个独立的不确定性，需要逐一量化。

超越概率一般用正态分布的累计函数表示：

$$F(X) = 1 - \frac{1}{2} \left[1 + \operatorname{erf} \left(\frac{X - \mu}{\sqrt{2}\sigma} \right) \right] \quad (6-6)$$

风场发电量超越概率函数曲线如图 6-4 所示，超越概率越大，年发电量越少。

对于风电场发电量评估的不确定性评估，尚不存在标准可循。因此 $P90$ 的计算从来都不是一件容易的事。计算 $P90$ 之前必须量化各种不确定性，并把不确定性尽量分解和细化。而评估不确定性本身也是非常不确定的。作为风资源工程师，我们应该已经有了对不确定性的直觉体会，但不见得能对每个不确定性进行量化。工程师自身的经验和对某方面的信心度是重要依据。如果工程师认为比通常情况更有信心，那么可以适当降低不确定度的取值。反之，如果认为比通常情况更加信心不足，就应该适度增加不确定度的取值。

本章将试图对风电场发电量估算的不确定度进行分解并量化。这些不确定度是基于经验和一些专业风资源

评估机构的建议值，并没有详实的证明和推敲过程，也很难做出具体解释。作者的用意是尽可能给读者以参考，并提供一个讨论和未来研究的基础。

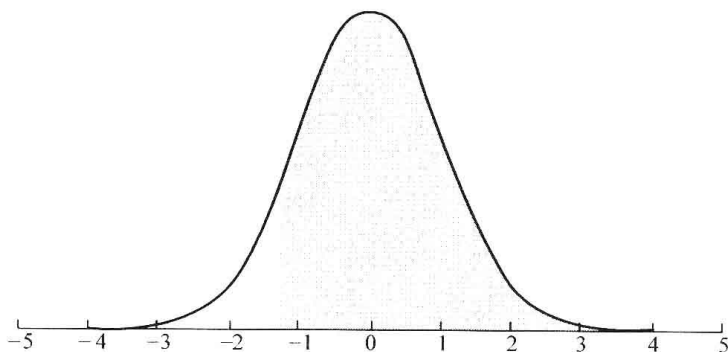


图 6-3 标准正态分布的 90% 超越概率

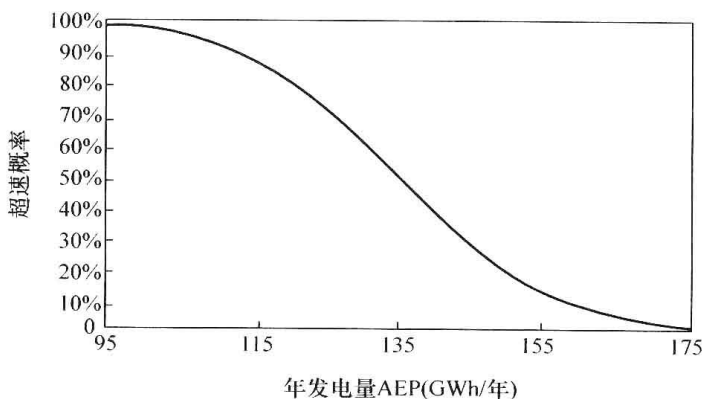


图 6-4 超越概率与发电量曲线图

6.1.4 平均风速敏感度分析

可以把风电场产能评估的不确定性分为两组：影响年平均风速的不确定性和直接影响发电量（能量）的不确定性，前者可以通过敏感度分析来转化成后者。

如果风场的平均风速降低1%，发电量会降低多少？回答这个问题的过程就是平均风速敏感度分析的过程。平均风速敏感度主要与威布尔分布和风机功率曲线有关。

令第 i 个风速区间的概率为 f_i ，风力发电机的发电功率为 P_i ，则年发电量 AEP 为

$$AEP = 8760 \sum P_i f_i \quad (6-7)$$

保持威布尔分布的 k 参数不变，仅平均风速降低1%，根据式（4-29）求得新的 f_i ，进而求得新的 AEP 。

那么，平均风速敏感度的计算方法为

$$S = \frac{(AEP_1 - AEP_2)}{AEP_1} \times 100\% \quad (6-8)$$

敏感度和平均风速并非严格线性相关的，因此需要计算 $P50$ 平均风速附近的敏感度。获取敏感度后，就可以方便地将风速的变化与发电量的变化对应起来了。

$$\Delta_{AEP} = \Delta_v S \quad (6-9)$$

【例 6-1】 某额定功率为 3MW 风力发电机的功率曲线如表 6-2 所示。该风力发电机轮毂高度的威布尔分布 k 参数为 2.1，年平均风速为 8m/s。求发电量评估的敏感度是多少？

表 6-2 某额定功率为 3MW 风力发电机的功率曲线

序号 i	风速区间中间值/(m/s)	功率曲线/kW
1	4	77
2	5	190
3	6	353
4	7	581
5	8	886
6	9	1273
7	10	1710
8	11	2145
9	12	2544
10	13	2837
11	14	2965
12	15	2995
13	16 ~ 25	3000

根据威布尔累积函数式（4-29）求得各风速区间的概率和 AEP_1 如表 6-3 的第 2 列和第 3 列所示。平均风速降低 1% 为 7.92m/s，以同样的 k 参数带入式（4-29）求得新的概率和 AEP_2 如表 6-3 的第 4 列和第 5 列所示。

根据表 6-3，可以求出 $AEP_1 = 9721.3 \text{ MWh/年}$ ， $AEP_2 = 9548.8 \text{ MWh/年}$ 。

因此，根据式（6-8）可以求得敏感度为

$$S = \frac{(9721.3 - 9548.8)}{9721.3} \times 100\% \approx 1.77\% \quad (6-10)$$

可见，若平均风速降低 1%，则年估算发电量 AEP 降低 1.77%。

表 6-3 某额定功率为 3MW 风力发电机的功率曲线

序号 i	f_{i1}	AEP_{i1} /(kWh/年)	f_{i2}	AEP_{i2} /(kWh/年)
1	0.079005	53290	0.080375	54215
2	0.090647	150873	0.092008	153137
3	0.096831	299430	0.098004	303056
4	0.097603	496756	0.098446	501047
5	0.093565	726191	0.093994	729520
6	0.085729	956006	0.085725	955965
7	0.075327	1128375	0.074932	1122454
8	0.063619	1195423	0.062918	1182244
9	0.051732	1152865	0.050833	1132838
10	0.040549	1007727	0.039564	983260
11	0.030665	796487	0.029692	771204
12	0.022391	587444	0.021501	564092
13	0.044539	1170476	0.041697	1095803

这个例子只是计算了一台风力发电机发电量的平均速敏感度。风场是由很多台风力发电机组成的，而每台风力发电机的威布尔分布参数并不一定相同。如果海拔落差较大，那么空气密度也会有差别，而功率曲线是与空气密度对应的。因此，需要分别计算每台风力发电机的敏感度然后求和，也可以采用风场整体的功率曲线和威布尔分布参数直接计算。

6.2 损耗折减及其不确定度

理论计算的风场发电量是“毛发电量”，需要折减各种损耗后得到“净发电量”。损耗折减是相对于 $P50$ 而言的。例如风场的电气损耗为 3%，那么“毛发电量”折减 3% 后仍然是 $P50$ 。因为 3% 的电气损耗并不是确定的数值，而是存在一定的不确定性的，为约等于 3%。3% 只不过是对其均值的一个估计而已。显然需要一个标准差才能较为完整地表征电气损耗的情况。

风场发电量的损耗是多方面的，但可以归类研究。下面介绍的归类方法基本是行业普遍接受的，并给出了折减量及其不确定度的经验值。这些经验值仅作为参考，读者可以根据自己的经验和实际情况调整。

损耗折减及其不确定度都是直接针对发电量而言。

6.2.1 尾流折减

风经过风力发电机后，能量被吸收，风速降低，在风力发电机下风向形成尾流。尾流降

低了下风向的风力发电机的发电量。尾流影响程度受风力发电机间距、推力曲线和大气稳定度等因素影响。可以通过排布优化降低风场发电量的尾流损耗。

一般来说,风资源计软件(如WAsP和WindPRO)都会计算整个风场的尾流损耗情况。并在理论发电量结果中直接扣除尾流损耗。通常把尾流损耗控制在10%以内。

尾流损耗折减的不确定度主要为:

- 1) 尾流计算模型本身的不确定度(不考虑超大风场影响)为2%左右;
- 2) 未来尾流的影响的不确定度一般小于3%。

若在可预见的未来,风场周围还会建设更多风电场,并对该风场产生尾流影响,那么需要考虑未来尾流的对风场发电量评估的不确定性。一般来说,陆地风场的风机间距如果超过20倍叶轮直径,尾流影响可以忽略不及。因此可以根据实际情况评估未来尾流的可能影响。

6.2.2 可利用率折减

当风速和其他条件(气候和电网)在风力发电机说明书中规定的范围内时,发电的时间占总时长的百分比,称为风力发电机的可利用率。可利用率是评价风机质量的最重要的综合指标之一,用于评估风电项目的收益和发电量等,并作为风力发电机设备质保和惩罚评判标准之一。

可利用率算法一:

$$A = \frac{T_{\text{Gen}}}{T_{\text{Total}}} \quad (6-11)$$

可利用率算法二:

$$A = \frac{T_{\text{Tot}} - T_{\text{err}}}{T_{\text{Total}}} \quad (6-12)$$

式中 T_{Gen} ——发电小时数;

T_{err} ——由于故障或维修导致风机发电机组不能运行的小时数;

T_{Total} ——规定时期总小时数,其中不包括外部环境条件原因导致不能执行规定功能的情况,如平均风速在功率曲线规定范围外,环境温度超出风机运行范围等。

理论上,应该有:

$$T_{\text{Gen}} = T_{\text{Total}} - T_{\text{err}} \quad (6-13)$$

然而实际操作过程中,式(6-11)更倾向于风电开发商的利益,因为他们更关心风机的发电时间,统计比较直接。式(6-12)则更倾向于风力发电机设备供应商的利益^①,因为对他们来说,风机故障时间的统计更容易掌握和操控。

可利用率一般由风力发电机设备供应商提供最低质量保证。目前国内市场上通行的做法是对全部风机的平均可利用率提供95%的保证率,并逐渐开始提供单机的保证率。

可利用率是风电场发电量损耗折减最大的一环,也是不确定性最大的一环,因此值得我们认真的思考和研究。可利用率的不确定性与风力发电机的设备运行稳定性和故障率直接相关,也与设备供应商的服务水平和能力密不可分。因此需要根据我们对风力发电机设备及其厂家的信心,及市场口碑来判断。

① 《GB/T 20319—2006 风机发电机组验收规程》中采用的是算法二。

若合同中可利用率保证值为 95%，则该项损耗折减为 5%。对于商业运行的一流的风力发电机来说，其可利用率损耗折减的发电量不确定度分量可保证在 2% 以内，而质量差的风力发电机可高达 5% 以上。

除了风力发电机本身的可利用率外，有时还需考虑电网、升压站和其他影响发电量的关键部位的可利用率折减及其不确定度。

6.2.3 功率曲线折减

与可利用率类似，一般来说风力发电机设备供应商也会对功率曲线给予最低保证。保证的基准是合同中规定的现场空气密度下理论功率曲线值，风力发电机实际运行的功率曲线要尽量接近该理论曲线。通常保证实际功率曲线不低于理论功率曲线的 95%。

功率曲线符合比例计算方法为

$$K = \frac{\sum F(v_i) P_{\text{real}}(v_i)}{\sum F(v_i) P_0(v_i)} \times 100\% \quad (6-14)$$

式中 $F(v_i)$ ——第 i 个风速区间的概率，用威布尔累计分布函数求得；

$P_{\text{real}}(v_i)$ ——第 i 个风速区间中间值的实际功率，即实际的功率曲线；

$P_0(v_i)$ ——合同规定的理论功率曲线值。

若合同中功率曲线的保证率为 95%，则发电量折减可定为 5%，其不确定度来源见表 6-4。

表 6-4 功率曲线折减的不确定度（参考值）

	折 减	发电量不确定度
经过验证的理论功率曲线	3%	2%
未经验证的理论功率曲线	5%	5%
湍流	1.0%	0.5%
高风滞后	1.0%	0.5%
仪表计量	—	0.5%

对于变桨风力发电机，其姿态调整（包括叶片变桨）有一定的时间延迟，不可能与风速变化完全同步。加之，运行中的风力发电机，叶轮旋转存在巨大的旋转惯性，风速短时升高或阵风，并不能改变叶轮转速而增加发电量，于是产生了高风滞后折减。另外，高风切出后再重新切入时，风速要低于切出风速并维持一定时间后才能顺利切入，造成一定的发电量损失。高风滞后效应与湍流大小相关，因此与湍流导致的折减之间并不相互独立。

定桨风机采取失速方式控制功率输出，其功率曲线的不确定度要高于变桨风机，建议使用 3% 作为高风滞后的不确定度。

实际案例中，功率曲线折减中一般都包含了湍流和高风滞后的部分，因为风机设备供应合同中无法将各种情况分割开来。因此可以只把湍流和高风滞后效应引入不确定性中考虑，而不进行额外折减。

风力发电机生产商的口碑也是评估功率曲线折减不确定度的重要依据。

6.2.4 电气损耗

电气损耗包括风力发电机励磁系统和冷却系统等的自耗电，各级输电线路的发热损耗，

变压器的铜损和铁损等,是不可避免的损耗。一般总体电气损耗取5%左右,发电量不确定度为2%。

电气损耗的影响因素很多,如发电机原理、电压等级、输电线长度和变压器特性、甚至风频分布等。

6.2.5 环境损耗

自然环境也可能会对风力发电机的发电量产生负面影响,比如叶片的污损导致气动性能降低等。由于风力发电机需要运行20年,有些环境因素造成的发电量折减是长期的和缓慢发生的,有些则是可以预见的和每年都发生的。

主要的环境损耗因素为

- 1) 非冰冻引起的性能退化;
- 2) 冰冻引起的性能退化;
- 3) 由于冰冻、雷电、冰雹等引起的停机;
- 4) 高温和低温导致的停机;
- 5) 树木生长或砍伐引起地标粗糙度变化,进而影响发电量。
- 6) 其他不可抗力事件;

这些环境损耗因素需要根据风场的气候和环境特征具体问题具体分析。

6.2.6 缩减损耗

有时需要人为的降低风力发电机的出力功率而达到某些目的,如降低噪声和电网限负荷等。这些因素也都需要计算在发电量损耗折减里,它们包括:

- 1) 扇区管理,即为了避免某一扇区的过高湍流或入流角对风机造成载荷超标,在该扇区采取的降低功率或停机措施;
- 2) 购电协议缩减或电网限负荷;
- 3) 为了降低噪声或光影闪变对居民和环境的影响而降低发电功率;
- 4) 为了避免对特殊鸟类或蝙蝠的伤害,而在特定时间降低发电功率或停机。

6.3 偏差修正及其不确定度

6.3.1 平均风速长期修正

测风时间长度一般为一整年,不足以反映风场20年的长期平均风况,因此平均风速的长期修正至关重要,而修正过程是存在不确定性的。长期修正的目的是降低年度平均风速波动的不确定度。如果不能达到这个目的,那么长期修正就是无意义的,反而适得其反。本书“第5章 风数据长期修正”对此做了较为详细的论述。

测风时间长度与风速年度波动的不确定度之间的关系是:

$$\sigma = \frac{6\%}{\sqrt{n}} \quad (6-15)$$

式中 n ——测风时间长度,单位为年。

如果测风时间是 1 整年，则风速年度波动的不确定度为 6%，这是非常显著的。

如果计算风电场发电量时对风数据进行了长期修正，那么不确定度就由两部分组成，即长期修正本身的不确定度和风速年度波动的不确定度。时间长度是 MCP 预测的长期风数据的长度，也就是长期参考风数据的时长。

【例 6-2】 2 年的测风数据，8 年的长期参考风数据，MCP 分析的不确定度为 4%，长期修正是否必要？

测风数据的年度风速波动不确定度为

$$\sigma = \frac{6\%}{\sqrt{2}} = 4.24\% \quad (6-16)$$

长期修正后的年度风速不确定度为

$$\sigma = \sqrt{\left(\frac{6\%}{\sqrt{8}}\right)^2 + (4\%)^2} = 4.52\% \quad (6-17)$$

长期修正后的不确定度反而增加了，那么长期修正就适得其反，没有必要了。如果只有 1 年的测风数据，那么该修正就有必要了。

值得一提的是，有时候即使相关性很差，也不见得就无参考价值。所谓的高风年和低风年是一个较大尺度的气候现象。如果参考站和测风塔处在同一个大尺度气候范围内，那么即使相关性很差，还是可以定性的判断测风塔测风年份是否具有代表性。从这个角度出发，可能距离测风塔一两百公里外的气象站仍然具有一定的参考价值。但是这种情况下，不推荐用参考气象站的风数据来直接修正测风塔的风数据，而只做定性分析考虑。

另外，该修正针对风速，需通过敏感度转化成对发电量的修正。

6.3.2 复杂风场 *RIX* 修正

复杂风场 *RIX* (Ruggedness Index) 修正只针对用 WAsP 模型计算的风场发电量。*RIX* 是用来评价地形复杂程度的一个指标，*RIX* 值越大说明地形越复杂。 ΔRIX 是风力发电机点位的 *RIX* 值与测风塔点位的 *RIX* 值的差值，详见本书“第 2.2.4 节 崎岖指数”和“第 3.1.4 节 复杂地形修正”。

一般当 $|\Delta RIX| < 5\%$ 时，不建议修正。*RIX* 修正是针对单台风力发电机的平均风速的修正，每台风力发电机的 ΔRIX 不同，修正值也不同。最后需要转化成整个风场的年发电量修正。

6.3.3 超大型风场的模型问题

超大型风场可定义为主导风向上，风力发电机的排列超过 5 排的风场。对于超大型风场，现有的尾流模型将低估风力发电机的实际尾流。可以这样理解：如果风场过大，那么风力发电机像一棵棵大树一样，增加了地表粗糙度，使下风向的实际风速比模型预测的值低。实际计算中可以通过增加风电场区域内的粗糙度而降低模型误差，或者在发电量预测结果中通过偏差进行修正。该修正比例需要根据实际情况估计，与未来尾流折减情况类似，不过前者已经发生，而后者在未来发生。

关于大型风场尾流模型的问题详见本书“第 2.4.4 节 大型风场的尾流”。

6.3.4 功率曲线修正

一般来说,风力发电机设备厂商提供的功率曲线为标准空气密度 (1.225kg/m^3) 下的功率曲线。而实际风机轮毂高度的空气密度并非标准空气密度。风功率与空气密度成正比,因此空气密度的变化直接影响功率曲线。

风力发电机并不能把风能 100% 的转化成电能,因为受到转化效率和发电机功率大小的限制。当达到满发功率后,多数现代风力发电机都通过变桨系统使输出功率保持基本恒定,使得其输出功率并不与空气密度成简单的正比关系。

IEC 61400-12 提供了风力发电机功率曲线的测量标准。该标准描述了如何将现场实际空气密度下的空气曲线修正成标准空气密度下的功率曲线的方法。反过来,该方法同样适用,即将标准空气密度下的功率曲线修正成现场实际空气密度下的功率曲线。

该方法由两个简单的步骤组成。对于扫风面积为 A 的风力发电机组,空气密度为 ρ , 平均风速为 v 时,可以用来转化成电能的最大能量为

$$P = \frac{1}{2} \rho v^3 A \quad (6-18)$$

如果直接用实际空气密度与标准空气密度的比值来直接调整功率输出值,则会改变满发功率,这显然是不可取的。该 IEC 标准中,首先是根据下式缩放标准空气密度下的功率曲线:

$$v_{\text{site}} = v_{\text{std}} \left(\frac{P_{\text{std}}}{P_{\text{site}}} \right)^{\frac{1}{3}} \quad (6-19)$$

该缩放方法的原理是在现场空气密度 ρ_{site} 下,求同样发电功率对应的现场风速 v_{site} 。这样就可以求得 v_{site} 与标准功率曲线 P_{std} 的对应关系,即现场空气密度下的功率曲线 ($v_{\text{site}}, P_{\text{std}}$)。功率曲线中的风速应该对应标准风速 (如 4m/s 、 5m/s 等),因此还需通过差值法,转化成标准风速下修正的功率曲线,即 ($v_{\text{std}}, P_{\text{site}}$)。

这种方法假设风力发电机的风能转化效率在所有风速下恒定的。而由 C_p 曲线可知,转换效率并非恒定。因此 IEC 的功率曲线修正方法在满发功率附近表现并不理想,仅适用于较小的空气密度差别。如果风力发电机设备供应商直接提供现场空气密度下的功率曲线,则无需做此修正。

可以对 IEC 方法的进行修正,提高准确度。如可在满发功率处直接截断处理,缺点是接近满发功率处功率曲线不平滑,存在偏差;还可以在不同的风速段,对式 (6-19) 应用不同的空气密度比值的指数 (从 $1/3 \sim 2/3$)。WindPRO 软件中就引用了这种新的功率曲线修正方法^[67]。

现场的空气密度昼夜和四季差别都可能很大,修正后的功率曲线也只是年均空气密度下的。另外风场内地形海拔差也使每台风力发电机轮毂高度上的空气密度不尽相同。因此修正后的功率曲线同样存在着不确定性。计算过程中可以对每台风力发电机的功率曲线分别进行修订,提高计算的准确度,并降低不确定性。因此需要根据实际的计算方法和风场实况估计功率曲线修正的不确定度。

6.4 风数据的不确定度

风数据是风电场发电量计算最重要的原始数据，对其不确定性的研究尤为重要。如无特殊说明，本节都是指风速的不确定度，需要根据敏感度转化成发电量的不确定度。

6.4.1 风数据质量

风数据质量的不确定由三部分组成，即风速仪本身导致的、测风塔导致的和测风塔维护水平导致的不确定度。风速仪导致的不确定度主要来源于风速仪本身的外形设计和标定过程等。测风塔导致的不确定性主要受测风塔的安装规范程度影响。然而质量再好的风速仪和测风塔，如果未进行认真的维护，导致风数据缺失和记录错误，最终的风数据质量也不会好。

这些不确定性多是人为因素造成的。它们的推荐取值见表 6-5：

表 6-5 风数据质量不确定度（参考值）

	风速仪导致的不确定度	测风塔导致的不确定度	测风塔维护水平导致的不确定度
标准质量	1.5%	1.5%	0%
质量较差	2.0%	2.5%	1.5%

详细的风数据质量的不确定度评估请参考本书“第 8.2.8 节 风数据的不确定性评估”。

对于 SODAR 和 LIDAR 测风方式，由于对它们的机制尚不够了解，因此其不确定度一般定为 3.5%。

风数据的恢复率超过 97% 且各高度层风数据相关性非常好，则由测风塔维护水平导致的不确定度为 0%；如果风数据的恢复度小于 97% 或各高度层的风数据相关差，则风数据记录质量不确定度为 1.5%，且可能更高。

6.4.2 威布尔分布决定系数

实际的风频分布可能不完全符合威布尔分布，而软件计算多是用拟合的威布尔分布来表达风频分布，因此可能存在不确定性。一般来说，威布尔分布与实际风速频率分布的决定系数 R^2 （见第 4.2.6 节）应该超过 99%，而风能频率分布决定系数应该超过 97%。否则应该预警，在计算发电量不确定度时予以考虑。

6.4.3 风速年度波动

如前面所述，平均风速年度波动很大。如果测风年不是代表年，则需要进行长期修正。从发电量角度出发，风速的年度波动使得风电场发电量的预测变得困难。从机型选择角度出发，则可能造成风力发电机选型错误。机型选择错误可能造成对风资源的浪费，还可能使风力发电机运行在超出设计标准的工况下运行，以至故障频发，寿命降低。

可根据式（6-15）计算风速年度波动不确定度。一整年的风数据的风速年度波动不确定度为 6%。这是对北欧气候的研究和经验总结，而中国尚没有这方便的研究，因此目前只能以此借鉴。

风速年度波动幅度仅次于季节波动。因此一般要求测风时间至少一整年,以覆盖剧烈的季节波动。同时,要使用整数年的风数据进行风电场发电量评估计算。即使有1.5年的风数据,也要截取一整年的最佳数据区间进行计算。否则就不能用式(6-15)来评估风速年度波动的不确定度了,因为额外引入了季节风速波动。但是当风数据长度小于一整年时,还是可以用式(6-15)进行估计的,此时 $n < 1$ 。

6.4.4 未来风气候趋势

从气象学角度出发,通常认为30~50年左右才能完成一个气象周期。用来计算风电场发电量的风数据记录的是过去的风气候状况,不能代表未来情况。即使是长期参考风数据也不能反映超长期的气候波动,如北大西洋振荡[○]。实际上,即使是测量50年的风数据,仍然是用历史数据预测未来,仍然存在着未来的不确定性。

未来气候趋势对平均风速的不确定度推荐值一般为5%。

需要区分未来气候趋势与风速年度波动两个概念。未来气候趋势的周期很长,通常十年以上,甚至超过风场的寿命周期。而风速年度波动的关注周期是较短的,而且更加显著,仅次于风速的季节波动。

6.5 风流模型的不确定度

对风流模型的不确定性评估是很困难的。本书仅讨论对不确定性研究最深入的WAsP模型。对于近几年出现的基于CFD模型的风资源评估软件,其模型的不确定度尚不清晰。

如无特殊说明,本节都是指风速的不确定度,需要根据敏感度转化成发电量的不确定度。

6.5.1 垂直外推

垂直外推的不确定性来源于两方面,即测风塔与风力发电机的海拔差和测风高度与轮毂高度差。海拔差引起的不确定度表征的是地形加速效应模型的不确定性,而测风高度引起的不确定性表征的则是风切变模型的不确定性。因此,二者虽然都是垂直外推,但表征的内容存在本质差别。二者却又都与地形地貌息息相关,因此并非相互独立,总的 uncertain 度应该是乘积开方,即式(6-3)。

一般假设垂直外推的不确定度与海拔差成正比。这种假设可能过于简单,不过还没有找到更合适的表达方法。测风高度与轮毂高度差导致的不确定性要小于海拔差导致的不确定度,见表6-6。

另外,垂直外推的不确定度还与大气稳定度有关。WAsP模型假设中性大气稳定度,即中纬度的情况。在我国南端和北端,大气稳定度就不是中性的,因此增加了发电量评估的不确定性。

○ 北大西洋振荡(North Atlantic Oscillation)是北大西洋海平面气压在冰岛低压和亚速尔高压之间摆动的气候现象。通过冰岛低压和亚速尔高压间的运动,该过程控制着西风带的方向和强度,以及北大西洋风暴的轨迹。北大西洋振荡是北极振荡的一部分,没有固定的时间周期。

表 6-6 不同地形条件的垂直外推风速不确定度（参考值）

地形类别	测风高度与轮毂高度 每相差 10m 的不确定度	海拔每相差 10m 的不确定度
平原	0.2%	0.5%
平缓山地、丘陵	0.5%	1.0%
复杂山地	1.0%	1.5%

为了降低垂直外推引起的不确定度，测风塔的测风高度要尽量接近轮毂高度，而不是越高越好。同时测风塔的海拔要对整个风场具有代表性，一般不建议测风塔海拔与风力发电机海拔相差超过 100m，否则需要考虑设立多个测风塔，来提高发电量评估的准确性。

6.5.2 水平外推

从微观角度讲，一个风场内部不同点位的风况是不同的。差异的大小主要与地形和地貌的复杂程度有关。测风塔仅对一个点位的风况进行测量，需要通过风资源计算软件推算到其他风机点位。任何风资源计算软件都存在着诸多假设和对大自然现象的简化，因此不可能准确无误地推算，于是产生了水平外推的不确定性。

通常距离越远，水平外推导致的不确定度越大；地形地貌越复杂，不确定度越大。不同地形条件的水平外推风速不确定度见表 6-7。

为了降低水平外推不确定度，测风塔的代表范围在平原地形不宜超过 5km，缓坡山地和丘陵不宜超过 3km，而复杂山地不宜超过 2km。这种简单的指导方针的前提是测风塔能够代表整个风场的中尺度风气候特征，而中尺度气候特征不能简单地用距离来划分。

表 6-7 不同地形条件的水平外推风速不确定度（参考值）

地形类别	每 1km 的不确定度
平原	0.5%
缓坡山地、丘陵	1.0%
复杂山地	1.5%

6.5.3 地表形态相似度

微观尺度的风况差异主要是受到地表形态影响。测风塔处的地表形态与风力发电机位置差异越大，风资源软件推算的不确定度越大。

工程上可以通过 4 个方面考察地表形态的相似度：

- 1) 地形复杂程度，可用过坡度图和 RIX 参数判断；
- 2) 植被高度与均一性，即粗糙度分布；
- 3) 距离显著的粗糙度分界线的距离，如海岸线；
- 4) 障碍物影响。

不同相似度的不确定度推荐值见表 6-8。相似度是很难量化的，仅能根据工程师的经验定性分析。

表 6-8 不同地形条件的水平外推风速不确定度 (参考值)

地表形态相似度	不 确 定 度
好	1.5%
一般	2.5%
很差	4.5%

地表形态相似度应该考虑地形数据的质量,如等高线图和粗糙度图。等高线图也不是越精细越好,因为风场建设过程中地形会遭到一定破坏,比如削平山尖和道路施工等。特别精确的地形图反而和风场建设完成后的实际地形差异更大。另外,软件对地形数据的解析是有一定精度的,过于精确的地形图对风资源软件并无意义。一般来说 10m 间隔或 1:10000 的地形图,对于风电场发电量评估来说基本足够了。基于 CFD 模型的风资源评估软件对等高线图精度要求更高,更敏感。

6.5.4 森林

森林属于地表形态的一部分,但具有明显的特殊性,因此值得单独提出。森林植被高大,小规模森林可以看作是障碍物,大规模森林可以看作是地形被抬高,当然任何情况下都还是粗糙度的组成。因此森林的大小、高度、密度、形状、与测风塔和风力发电机的相对位置都对发电量产生影响见表 6-9。正是由于森林情况的复杂,正确的模拟森林的影响变得十分困难。虽然有一些理论研究,但是尚没有找到可信的工程模型。当面对森林时,风资源工程师只能尽量定性分析其影响,并评估由此导致的发电量评估结果的不确定度。

表 6-9 森林导致的风速不确定度 (参考值)

森 林 类 型	不 确 定 度
无森林	0%
森林分布均一	1.5%
森林分布不均,风场距离森林边界较远	2.0%
森林分布不均,风场距离森林边界较近	3.5%

6.5.5 风流模型不确定度小结

风流模型的不确定度分量之间的独立性相对较差,因为都或多或少与地表形态有关。因此,有必要对风流模型的不确定性做一个小结,给读者以总体的概念,见表 6-10。

表 6-10 风流模型不确定性汇总 (参考值)

不 确 定 性	评 价
<3%	可能过低
3~4%	较好
4~5.5%	一般
5.5~7.5%	较高
>7.5%	可能过高

当风流模型的总不确定度小于 3% 或大于 7.5% 时,需要认真分析结果的准确性,此时

风资源工程师的信心至关重要。

6.6 不确定度分析案例

假设一个典型的平缓丘陵地形的陆地风场，装机容量为4.95万kW。风场内只有一个测风塔，代表性良好，但测风质量和测风塔维护水平较差。测风时间1年，但有10年长期参考数据，且相关性良好。无冰冻和电网限电等折减情况发生。风力发电机设备质量一般，功率曲线未经现场实验验证。

经计算敏感度为1.6，即1%风速差对应1.6%的发电量差。未经任何折减的 P_{50} 年发电量为1.47亿kWh，修正和折减以及各不确定度分量如表6-11所示。

从表中可知，年发电量的AEP标准差为12.6%，转化成具体发电量为

$$\sigma_{AEP} = 1.47 \times 12.6\% = 0.185 \text{ 亿 kWh} \quad (6-20)$$

修正和折减后， P_{50} 净发电量为

$$AEP_{P_{50}} = 1.47 \times (1 - 21.3\%) = 1.157 \text{ 亿 kWh} \quad (6-21)$$

由式(6-4)可知 P_{90} 净发电量为

$$AEP_{P_{90}} = AEP_{P_{50}} - 1.28\sigma_{AEP} = 0.92 \text{ 亿 kWh} \quad (6-22)$$

表 6-11 某陆地风场的发电量不确定性

不确定性分量	修正与折减 (%)	变量类型	变量标准差 (%)	AEP 标准差 (%)
A. 偏差修正:				
长期风速修正	3.13	发电量	4.0	4.0
RIX 修正	3.25	发电量	2.0	2.0
超大型风电场的模型	0	发电量	0.0	0.0
功率曲线修正	0	发电量	2.0	2.0
B. 损耗折减:				
尾流影响	-5.68	发电量	2.0	2.0
风机可用率	-5	发电量	5.0	5.0
电气及设备损耗	-5	发电量	2.0	2.0
功率曲线	-7	发电量	3.0	3.0
环境损耗	-5	发电量	2.0	2.0
缩减损耗	0	发电量	0.0	0.0
C. 风数据:				
测风/风数据质量	—	风速	3.5	5.6
风速年度波动	—	风速	1.9	3.0
未来气候	—	风速	2.0	3.2
威布尔分布决定系数	—	风速	1.0	1.6
D. 风流模型:				
垂直外推	—	风速	1.5	2.4
水平外推	—	风速	3.0	4.8
测风塔地表形态相似度	—	风速	1.5	2.4
森林	—	发电量	0.0	0.0
总计	-21.3		10.2	12.6

第7章 极端风况

极端风况是风力发电机设计时必须考虑的载荷情况。极端风况虽然发生的概率很小，但却足以威胁风力发电机生存。在我国东南沿海，每年都有多个台风登陆。风力发电机遭到台风破坏的事件时有发生。除了台风外，还有其他产生极端风况的机理存在，如龙卷风和超强的对流风暴等。

对极端风况都是通过统计学方法进行研究，一般习惯采用 50 年一遇极端风况，即 2% 发生概率的极端风况。50 年一遇的极大风速（10min 平均）和极大阵风（3min 平均）是风力发电机选型的重要依据。

不同方法或不同人计算出来的极大风速差别可能很大，增加了风电投资风险。因此本节旨在尽力解释极端风况统计学方法的原理和应用，以求降低我国的风电投资风险。

7.1 Gumbel 极值分布

极值分布是研究极端情况的发生概率的统计学方法。极端事件与普通事件有着明显的差别，并独自遵循特定的概率分布形式。极值分布也存在多种形式，Gumbel 分布是最常用的一种。Gumbel 分布通常用来模拟一组符合某一分布的样本值的极值分布，因此又称作极值分布。Gumbel 分布可以用来预测极端地震、洪水或其他自然灾害的发生概率。

假设事件发生频率符合指数形式：

$$\Lambda(x) = \exp\left(-\frac{x-\beta}{\alpha}\right) \quad (7-1)$$

其中， α 和 β 为两个参数。那么，其累计分布函数就是 Gumbel 分布形式：

$$F(x) = P(u < x) = \exp\left[-\exp\left(-\frac{x-\beta}{\alpha}\right)\right] \quad (7-2)$$

变量 u 代表年最大风速，因此 $F(x)$ 表示一年内风速低于 x 值的概率。假设年最大风速之间是相互独立的，那么 T 年内风速不超过 x 值的概率等于 $F^T(x)$ 。因此， T 年最大风速 u_T 的分布为

$$F(x; T) = P(u_T < x) = [P(u < x)]^T = \exp\left[-\exp\left(-\frac{x-\beta-\alpha\ln T}{\alpha}\right)\right] \quad (7-3)$$

上式的形式仍然是 Gumbel 分布形式，只不过用 $\beta + \alpha\ln T$ 替换了参数 β ，这使得计算十分方便。相反，我们可以识别哪种分布具有这一特性，即满足关系：

$$F^T(x) = f\left[\frac{x-b(T)}{a(T)}\right] \quad (7-4)$$

式中 f ——单一变量的“通用”函数；

$a(T)$ 和 $b(T)$ ——时间 T 的函数。

Fisher 和 Tippet 解决了这个问题，极值分布函数可以写成通用的形式：

$$a(T) = a(1) T^{-T}$$

$$\begin{aligned} b(T) &= b(1) - ca(1)(T^{-c} - 1) \\ f(s) &= \exp[-(1+cs)^{1/c}] \end{aligned} \quad (7-5)$$

式中 c ——形状参数。

$1+cs > 0$ 为限制条件。 $c < 0$ 时, s 有下边界; $c > 0$ 时, s 有上边界; 当 c 趋近于 0 时, 便得到 Gumbel 分布。应该注意的是, 极值分布并非是万能的, 不能说极值总是符合极值分布。如果 x 遵循某一极值分布, 那么 x 的函数, 如 $g(x)$, 并不一定就遵循极值分布。相反的, 我们总是能够找到一个函数 g , 使得 $g(x)$ 遵循极值分布。只有当我们能够论证物理系统符合式 (7-4) 时, 才能期望证明 F 为极值分布。另一方面, 在处理极值时通常可获得的数据点很少, 而不太可能拒绝 x (或 x^2) 符合极值分布。经验表明, 用 Gumbel 分布拟合年风速最大值数据符合实用目的。

用通用的极值分布很有吸引力, 因为它提供多一个拟合参数。但是当数据点较少时, 存在过度拟合的风险, 因此可能给出比 Gumbel 分布更差的拟合结果。

7.2 极大风速估计

50 年一遇的极大风速是风力发电机选型的重要依据。IEC61400-1 (2005 第三版) 标准就是据此对风力发电机进行分类的, 见表 7-1。

表 7-1 IEC 对风力发电机的分类的 50 年一遇极大风速标准

风力发电机类型	I	II	III	S
50 年一遇极大风速 $v_{ref}/(m/s)$	50	42.5	37.5	自定义

IEC 标准还根据 50 年一遇极大风速 v_{ref} (10min 平均) 定义其他风况标准。根据该表, 当 $42.5m/s < v_{ref} < 50m/s$ 时, 为 IEC I 类; 当 $42.5m/s < v_{ref} < 37.5m/s$ 时, 为 IEC II 类; 当 $v_{ref} < 37.5m/s$ 时, 为 IEC III 类。因此, 50 年一遇极大风速的估计对于风电来讲极其重要。

当风力发电机正常运转时, 叶片尖部的风速就可达到 $60m/s$, 因此极大风速一般不会对叶片造成破坏。极大风速下, 风力发电机的塔筒和基础等支撑部件受到的压力最大。因此在进行塔筒和基础的设计时, 要充分考虑 50 年一遇的极大风速问题。

在讨论极大风速的估计前, 必须对独立大风事件的概念有所了解。

7.2.1 独立大风事件

极大风速估计问题的本质就是一组 n 个独立的观测样本推算极值分布函数参数的问题。假设一组 n 个独立的观测样本为

$$\{u_1, u_2, \dots, u_n\} \quad (7-6)$$

如何确保观测样本之间的独立性, 是确保极大风速估计准确性的关键。

通常用 50 年一遇的概率估计极大风速, 并存在多种定义方法。Kristensen 等人^[69]建议把 50 年一遇极大风速定义为: 用风速定义一个阵风, 在再发生周期 T (50 年) 内, 平均仅被超越一次的风速。这种定义隐含的假设是, 所有超越值都是孤立的独立事件, 并且可以用泊松过程进行描述。

泊松过程一种累计随机事件发生次数的最基本的独立增量过程。例如随着时间增长, 累计某电话交换台收到的呼唤次数, 就构成一个泊松过程。对于一个泊松过程, 参考时间 t 内, 发送 n 次事件的概率为

$$F(t, n) = \frac{(\lambda t)^n}{n!} \exp(-\lambda t) \quad (7-7)$$

式中, λ ——事件发生率, 即单位时间内事件发生的次数。

另外, 参考时间 t 内未观察到任何事件发生的概率为

$$F(t, 0) = \exp(-\lambda t) \quad (7-8)$$

在参考时间 t 内, 预计事件的发生次数为

$$\langle n \rangle = \sum_{n=0}^{\infty} n F(t, n) = \lambda t \quad (7-9)$$

把当 $\langle n \rangle = 1$ 时的参考时间作为再发生周期, 代入上式, 可得:

$$t = \frac{1}{\lambda} \quad (7-10)$$

我们还可以这样定义再发生周期, 使得没有事件发生的概率等于 e^{-1} , 代入式 (7-9) 可以得到与上式同样的结果。这种定义更通用, 因为很容易定义没有事件发生的时间周期。否则一旦有事件发生, 就必须找到事件具体发生了几次。对于风速来说, 到底什么是一个事件并不明显。不能简单的说, 风速超过一定的界限就是一个“事件”, 因为这些“事件”可能并不相互独立, 而通常是同一个风暴引起的不同风速层级。

用向上跨越事件相对好一些, 定义为每次风速从低到高跨越界限区间的事件, 避免了重复计数连续的超越事件。但是对于台风来说, 可能失效。因为台风通过时, 通常在风眼两侧各有一个风速峰值。那么我们可以在超越事件周围放一个时间窗口, 窗口内不再计入其他超越事件。窗口的大小通常为几小时, 与一个风暴通过的时间对应。但是, 根据 Brabson 和 Palikof^[70] 对苏格兰数据的研究表明, 3h 的时间窗口并不能让大风事件完全独立。事实上, 在 160h 窗口内, 风速都与时间尺度正相关。季节波动也是使事情复杂化的一个因素。在苏格兰, 几乎所有的风暴都发生在冬天, 而台风也有明显的季节性。季节性风暴事件是一个潜在的泊松过程。因此, 合理的事件计数是非常重要的, 因为潜在的泊松过程可能很难确认。

我们可以在不假定潜在泊松过程的前提下, 让工作进行下去。首先, 假设间隔足够长时间的两个风速超越事件是相互独立的。更具体的说, 我们假设 1 年的时间间隔足以让两个风速超越事件相互独立。另外, 假设不同年份的风速频率分布相同 (因为没有考虑气候变化效应而存在一定争议)。然而, 我们还是应该试图定义一个独立事件指数, 来帮助我们判断时间窗口 t 的大小和极值界限 ξ 对大风事件独立性的影响。

独立事件系数 ε 可以定义为^[70]

$$\varepsilon = \frac{\text{独立事件数}}{\text{全部事件数}} \quad (7-11)$$

ε 越接近 1, 说明计入的事件为独立事件的概率越大, 事件独立性越好。对于 Brabson 和 Palikof^[70] 采用的风数据, 若采用 24m/s ~ 26m/s 较低的极值界限, 仅当时间窗口 t 大于 48h, ε 才超过 0.85; 若采样 34m/s ~ 36m/s 的极值界限时, 12h 的时间窗口就足以使 ε 达到 0.9。

7.2.2 经典 Gumbel 极值分布法

通常极值分布方法都使用次序统计方法，即把观测的极值样本排序并重新命名为

$$\{x_1, x_2 \cdots x_j \cdots x_n\} \quad (7-12)$$

其中：

$$(x_1 < x_2 < \cdots x_j \cdots < x_n) \quad (7-13)$$

Gumbel 法^[68]给每个 x_j 都赋予一个累计概率 F_j ，即：

$$F_j = \frac{j}{1+n} \quad (7-14)$$

令：

$$y_j = -\ln(-\ln(F_j)) \quad (7-15)$$

然后对 x_j 作图 (y_j 为横轴, x_j 为纵轴), 并进行线性回归, 如图 7-1 所示。

由式 (7-3) 可知, 回归曲线应该符合：

$$y = \frac{x_T - \beta - \alpha \ln T}{\alpha} \quad (7-16)$$

等式变换后：

$$x_T = \alpha y + \frac{\beta}{\alpha} + \alpha \ln T \quad (7-17)$$

式中 T ——风数据的时间长度, 单位为年。

线性回归曲线与式 (7-17) 对比, 可以方便地求出 Gumbel 分布的 α 和 β 为两个参数。

于是, 1 年一遇的极大风速为

$$x_1 = \alpha y + \frac{\beta}{\alpha} \quad (7-18)$$

50 年一遇的极大风速为

$$x_{50} = \alpha y + \frac{\beta}{\alpha} + \alpha \ln 50 = x_1 + \alpha \ln 50 = x_T + \alpha \ln \left(\frac{50}{T} \right) \quad (7-19)$$

$$x_T = \alpha \cdot \max \{y_1, y_2 \cdots y_j \cdots y_n\} + \frac{\beta}{\alpha} \quad (7-20)$$

【例】某测风数据, 测风时间为 2 整年, 经从小到大排序后的独立最大风速如表 7-2 的第 1 列所示。求 50 年一遇的极大风速？

对排序后的最大风速进行编号, 如表 7-2 的第 2 列所示。然后根据式 (7-14) 求得累计概率 F_j 如表第 3 列所示。最后再根据 (7-15) 求得 y_j , 如该表第 4 列所示。

表 7-2 某 2 年测风数据的极大风速计算过程

独立最大风速 x_j /(m/s)	排序 j	累计概率 F_j	y_j
25.5	1	0.042	-1.1563
27.2	2	0.083	-0.9102
27.5	3	0.125	-0.7321
27.8	4	0.167	-0.5832

(续)

独立最大风速 x_j /(m/s)	排序 j	累计概率 F_j	y_j
27.9	5	0.208	-0.4502
28.5	6	0.250	-0.3266
29.9	7	0.292	-0.2088
30.2	8	0.333	-0.0940
30.2	9	0.375	0.0194
30.3	10	0.417	0.1330
30.3	11	0.458	0.2483
30.5	12	0.500	0.3665
30.8	13	0.542	0.4892
31.7	14	0.583	0.6180
32.1	15	0.625	0.7550
32.3	16	0.667	0.9027
32.4	17	0.708	1.0647
33.2	18	0.750	1.2459
33.9	19	0.792	1.4541
34.2	20	0.833	1.7020
34.4	21	0.875	2.0134
36.3	22	0.917	2.4417
37.2	23	0.958	3.1568

对以表 7-2 中第 4 列为横坐标, 以第 1 列为纵坐标, 做线性相关, 如图 7-1 所示。根据线性相关拟合曲线可知:

$$\alpha = 2.6545$$

$$\frac{\beta}{\alpha} + \alpha \ln T = 29.628$$

$$T = 2$$

于是可以求得 $\beta = 73.764$; 图 7-1 中的风数据时间长度为 2 年, 根据式 (7-20) 可知, $x_2 = 38\text{m/s}$ 。因此, 根据式 (7-19), 50 年一遇极大风速为

$$x_{50} = x_2 + 2.2645 \ln\left(\frac{50}{2}\right) = 46.6\text{m/s} \quad (7-21)$$

Gumbel 法估计的极大风速如图 7-2 所示, 不同再发生周期的极端值分布在线性回归曲线的延长线上。

极大风速事件值是基于 10min 平均的风数据。应通过调整时间窗口和极值下限, 将极值

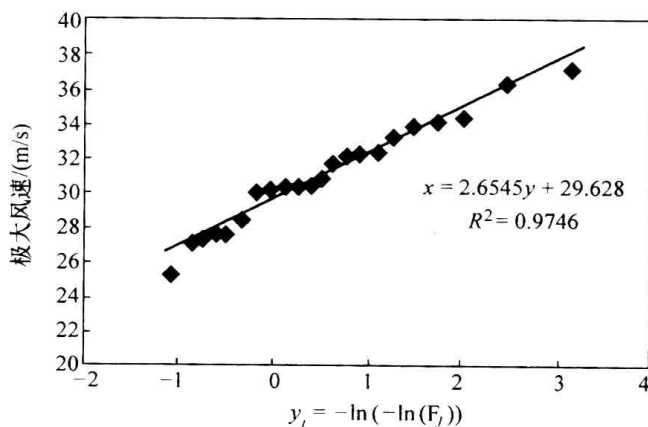


图 7-1 风速极值的 Gumbel 分布拟合

样本数量控制在 30 个以内。需要筛查每个独立的风暴事件是否只有一个极大风速值被计入。一般认为至少 4 年的测风数据才能获得较好的极大风速估计。

如果极值样本的线性拟合度较差，可以通过删除异常数据点的方式提高拟合度。另外，拟合曲线应尽量与最大的 3~5 个极值的拟合度最好。

极值样本整体可能出现较明显的非线性分布特性，低极值段和高极值段分别依循不同斜率的线性分布。高极值段的斜率可能代表另一个独立的极大风速系统（即潜在的泊松过程）。如台风气候中，台风和普通的风暴就是两个独立的极大风速系统，但在极值样本采集时很难区分开来（即两个不同的泊松过程叠加）。同时，还可能把不是风暴的正常大风采集到极值样本中来，使得极值样本中的低值部分明显不与其他部分成线性关系。

最后需要补充的是，如果测风高度与轮毂高度不同，那么 50 年一遇的极大风速还须根据风切变换算到轮毂高度。这点在应用气象站的风数据时尤为重要，因为气象站的测风高度往往只有 10m 左右，与轮毂高度差异较大。

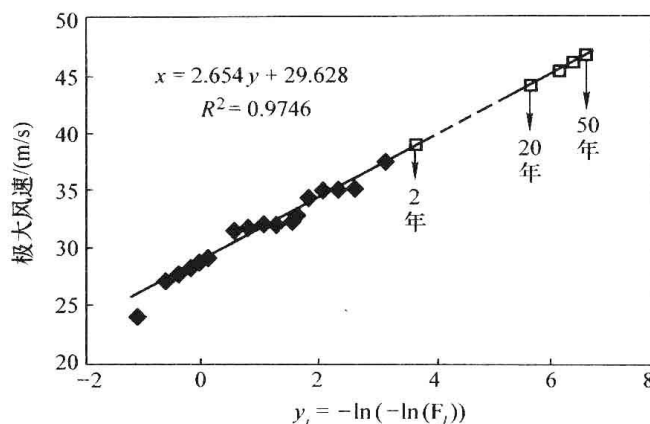


图 7-2 Gumbel 法估计 50 年极大风速。空心方块为估计的不同再发生周期的极大风速值；实心方块为实测的极端风事件值

7.2.3 柏拉图极值分布法

为了克服风数据长度不足的问题，研究人员提出了多种替代 Gumbel 分布的方法，其中柏拉图分布（Pareto Distribution）法应用最为广泛，因为其与通用的极值分布有着特殊的关系。由于极值分布问题较为复杂，过度深入探讨有悖本书初衷，因此仅以柏拉图分步法为例做简要介绍。

柏拉图分布密度函数形式为

$$F(x; \alpha, k) = 1 - \left[1 - \frac{k}{\alpha}(x - \xi) \right]^{1/k} \quad (7-22)$$

累积分布函数为

$$f(x; \alpha, k) = \frac{1}{\alpha} \left[1 - \frac{k}{\alpha}(x - \xi) \right]^{1-k/k} \quad (7-23)$$

式中， ξ ——极值界限。当 $k > 0$ 时：

$$\xi \leq x \leq \xi + \frac{\alpha}{k} \quad (7-24)$$

当 $k \leq 0$ 时：

$$\xi \leq x < \infty \quad (7-25)$$

特殊情况，当 $k = 0$ 时的柏拉图分布密度函数为

$$F(x; \alpha) = 1 - \exp \left[-\frac{(x - \xi)}{\alpha} \right] \quad (7-26)$$

定义跨越率 λ 为每年预期超过极值界限的峰值个数， t 年超越的峰值个数为

$$\lambda_x = \lambda t(1 - F) \quad (7-27)$$

用再发生周期 T 替换 t ，并代入式 (7-22)，可得 T 年极大风速为

$$x_T = \xi + \frac{\alpha}{k} [1 - (\lambda T)^{-k}] \quad (7-28)$$

求出某一极值界限 ξ 下的柏拉图分布 α 和 k 参数，就可以求出 50 年一遇的极大风速了。柏拉图分布 α 和 k 参数的求法没有 Gumbel 分布那样简单直接，可以应用最大似然法等诸多统计学参数估计方法求得。

7.3 极端风况

除了 50 年一遇的极大风速外，还有其他极端风况必须引起我们的注意，因为任何一种极端情况都可能对风力发电机造成致命的打击。风力发电机的风载与控制系统的运行方式有关。基本上是通过控制叶轮面偏航和叶片变桨对风力发电机进行控制。控制系统都存在一定的延迟，不可能与风况的变化实时。对于瞬间急转的极端情况，控制系统往往难以应对。因此研究极端风况对与风电场的长期安全运行非常重要。

通过上小节了解了极值的估计方法后，本小节将简要的叙述对风力发电影响重大的典型的极端风况。值得一提的是，极端风况的发生往往并不是单一的，可能各种极端风况同时发生，而且统计学方法本身还存在不确定性，因此在研究极端风况的时候应该倾向于保守。

7.3.1 极大阵风

阵风指持续时间小于或等于 3s 的瞬间风速。通常 10min 或 1h 平均的平均风速小于瞬间的阵风风速，因为求平均值时阵风被稀释掉了。实际工作中，很难直接获得 3s 的阵风数据，而只能用 10min 或 1h 的平均风速数据推算。

通常假设短小时内风速遵循正态分布，那么只要知道平均值和标准差就可以得到完整的正态分布曲线了。10min 或 1h 的测风数据通常都包含平均值和标准差两个变量，这样就给我们求取瞬时阵风提供了方便的数据来源。

根据正态分布，可知：

$$v_{50, \text{gust}} = v_{50} + C\sigma_{50} \quad (7-29)$$

若平均周期时长为 1h，则 $C = 3.4$ ；若平均周期时长为 10min，则 $C = 2.8$ ；若平均周期时长为 1min，则 $C = 1.9$ 。 v_{50} 为 50 年一遇的极大风速，是一个用统计学方法估计的值，其标准差 σ_{50} 可用极值样本的平均标准差近似代替。这些极值样本是用来估计 50 年一遇极大风速的样本空间。

IEC 61400-1 (2005 第三版) 标准规定，稳定极大阵风模型须满足：

$$v_{50, \text{gust}} = 1.4v_{\text{ref}} \quad (7-30)$$

因此，IEC 对风力发电机分类的 50 年一遇极大阵风标准见表 7-3。

表 7-3 IEC 对风力发电机分类的 50 年一遇极大阵风标准^[51]

风力发电机类型	I	II	III	S
50 年一遇极大阵风 $v_{50, \text{gust}} / (\text{m/s})$	70	59.5	52.5	自定义

根据该表, 当 $59.5\text{m/s} < v_{50, \text{gust}} < 70\text{m/s}$ 时, 为 IEC I 类; 当 $52.5\text{m/s} < v_{50, \text{gust}} < 59.5\text{m/s}$ 时, 为 IEC II 类; 当 $v_{50, \text{gust}} < 52.5\text{m/s}$ 时, 为 IEC III 类。要求偏航角度与平均风向的夹角始终小于 15° 。

7.3.2 极端风向变化

风力发电机的偏航系统用来跟踪风向, 一般由多台偏航电机和偏航齿轮组成。偏航系统能够提供的偏航转矩是有限的, 对风向转变会有一定的时间延迟。如果瞬间风向发生大角度转变, 偏航系统无疑将承受巨大的冲击。

极端风转向包括变化角度和变化时间两个变量。风速越大时, 允许的变化角度越小; 叶轮直径越大, 偏航所需的转矩越大, 允许的变化角度也越小。极端风向变化时间可用风向变化速率来表示, 显然风向变化速率也不能超过某一极限。

根据 IEC 61400-1 (2005 第三版) 标准, 风力发电机的极端风向变化角度应该满足^[51]:

$$\theta_e = \pm 4 \arctan \left[\frac{\sigma_1}{v_{\text{hub}} \left(1 + 0.1 \left(\frac{D}{\Lambda_1} \right) \right)} \right] \quad (7-31)$$

其中:

$$\sigma_1 = I_{\text{ref}} (0.75 v_{\text{hub}} + 5.6) \quad (7-32)$$

$$\Lambda_1 = \begin{cases} 0.7z & z \leq 60\text{m} \\ 42\text{m} & z \geq 60\text{m} \end{cases} \quad (7-33)$$

式中 I_{ref} —— 15m/s 风速下的参考湍流强度 (当 $I_{\text{ref}} \leq 0.16$ 时, 为 A 类; 当 $I_{\text{ref}} \leq 0.14$ 时, 为 B 类, 当 $I_{\text{ref}} \leq 0.12$ 时, 为 C 类);

Λ_1 ——纵向湍流放大系数;

z ——轮毂高度;

D ——叶轮直径 ($-180^\circ \leq \theta_e \leq 180^\circ$)。

极端风向变化速率 (或暂态过程) 应该满足^[51]:

$$\theta(t) = \begin{cases} 0^\circ & t < 0 \\ \pm 0.5\theta_e \left[1 - \cos\left(\frac{\pi t}{T}\right) \right] & 0 \leq t \leq T \\ \theta_e & t \geq T \end{cases} \quad (7-34)$$

其中 $T = 6\text{s}$, 为极端风向变化时间。风向变化结束后, 假设风向保持不变。

以目前常见的机型为例, 当湍流 A 类, 叶轮直径为 $D = 89\text{m}$, 轮毂高度 $z = 70\text{m}$ 时, 极端风向变化角度的范围与风速的关系如图 7-3 (左) 所示。当 $v_{\text{hub}} = 25\text{m/s}$ 时的暂态过程如图 7-3 (右) 所示。实际极端风转向情况应该满足该 IEC 标准。

7.3.3 极端风切变

风切变主要受地表粗糙度、大气稳定度影响, 与地形和风速本身也有关系。一般来说, 空气温度越低, 大气稳定度越大, 风切变也越大; 地表粗糙度越大, 风切变越大。风切变使风力发电机叶轮面顶部的风速大于底部的风速。为了迎合这一特点, 风力发电机的叶轮面一

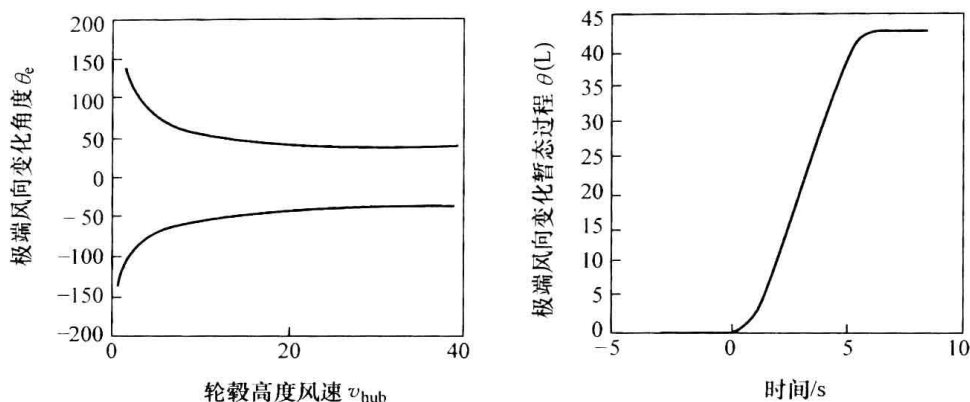


图 7-3 根据 IEC 标准, 极端风向变化角度范围与风速的关系 (左), 当 $v_{hub} = 25\text{m/s}$ 时的极端风向变化暂态过程 (右) (湍流 A 类, 叶轮直径 $D = 89\text{m}$, 轮毂高度 $z = 70\text{m}$)

一般都设计一定的仰角。

风切变使风速在叶轮面内不均匀分布, 可以分解成垂直风切变和水平风切变。IEC 61400-1 (2005 第三版) 标准分别做出了清晰的定义。IEC 标准定义的算法中, 同样以叶轮直径、轮毂高度和湍流强度为参数, 以垂直极端风切变为例^[51]:

$$z(z, t) = v_{hub} \left(\frac{z}{z_{hub}} \right)^\alpha \pm \left(\frac{z - z_{hub}}{D} \right) \left(2.5 + 0.2\beta\sigma_1 \left(\frac{D}{\Lambda_1} \right)^{1/4} \right) \left(1 - \cos\left(\frac{2\pi t}{T}\right) \right) \quad (7-35)$$

其中, $\alpha = 0.2$; $\beta = 6.4$; $T = 12\text{s}$; σ_1 和 Λ_1 分别满足式 (7-32) 和式 (7-33)。

同样以目前常见的机型为例, 当轮毂高度风速为 25m/s , 叶轮直径为 89m , 轮毂高度为 70m , 湍流 A 类时的极端垂直风切变曲线如图 7-4 (左) 所示。极端正风切变发生的暂态过程 ($T = 12\text{s}$) 中, 叶轮顶部和底部的风速随时间的变化曲线如图 7-4 (右) 所示, 展示了极端风切变的发展过程。实际风况的极端风切变应该满足该 IEC 标准。

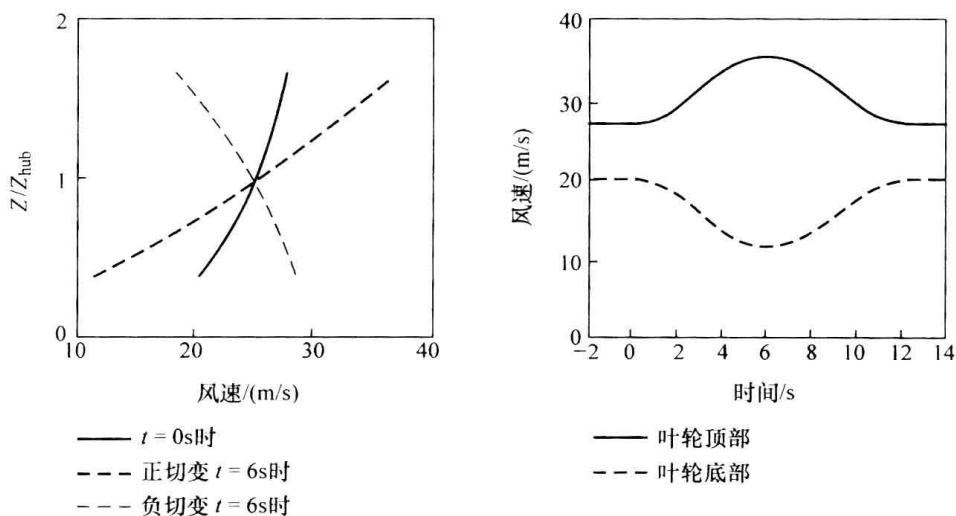


图 7-4 根据 IEC 标准, 极端风切变曲线 (左), 极端正风切变暂态过程 (右) (湍流 A 类, 叶轮直径 $D = 89\text{m}$, 轮毂高度 $z = 70\text{m}$)

7.3.4 极端湍流

在计算某一风速下的湍流时，通常取该风速下的全部湍流值的均值。这就与极大阵风的情况类似，均值掩盖了极端情况。各种极端风况并非相互独立的，极端湍流就可以涵盖极端瞬时（暂现）事件，如阵风、风向改变和风切变。这些量在设计标准中都有很好的定义，然而标准的风数据测量设备使量化过程变得困难，尤其是极端风向改变和极端风切变。而湍流是一个统计量，比瞬时事件更容易量化。因此，极端湍流的计算显得尤为重要。

风数据通常是包含数个月的 10min 或 1h 平均的风速值和湍流强度值。评估年极端湍流事件时，需在风数据中挑选出独立的极端事件。为了确保极端事件的独立性，通常使两个极端事件间相隔 2 个星期，即每两周选择一个极端湍流事件。这种做法通常可以选出 20 ~ 30 个极端事件数据点，然后进行 Gumbel 分布拟合，估计 50 年一遇的极端湍流。

湍流主要造成风力发电机运动部件的振动或抖动，从而导致材料的疲劳损伤。同样，极端湍流主要对风力发电机的运动部件（如叶片、齿轮箱和主轴等）造成冲击，产生的极端载荷破坏力极强。我们通常只关心风机运行风速下（如 4m/s ~ 25m/s）的极端湍流。一旦风速超过风力发电机的切出风速，变桨系统将自动顺桨停止发电，此时风力发电机的主要运动部件处于静止状态。极端湍流在风力发电机运行的高风速下的破坏力更大。

湍流强度是与风速对应的，因此每个风速区间都对应一个极端湍流。极端湍流事件也是指某一风速下的极端湍流事件。对比根据测风数据估计的极端湍流和 IEC 标准规定的极端湍流，就可判断风场的极端湍流是否超出 IEC 标准的设计范围。

IEC61400-1（2005 第三版）标准中并没有给出年极端湍流的表达式，但是可以用如下联合概率分布函数进行推导：

$$\begin{aligned} f(\sigma, v_{\text{hub}}) &= f(\sigma | v_{\text{hub}}) \cdot f(v_{\text{hub}}) \\ &= \frac{1}{\zeta \sigma \sqrt{2\pi}} \exp\left[-\frac{1}{2}\left(\frac{\ln(\sigma) - \lambda}{\zeta}\right)^2\right] \times 2 \frac{v_{\text{hub}}}{\alpha^2} \exp\left[-\left(\frac{v_{\text{hub}}}{\alpha}\right)^2\right] \end{aligned} \quad (7-36)$$

IEC 标准用该式推导 50 年一遇极端湍流。其中：

$$\lambda = \ln(\mu_{\sigma}) - \frac{1}{2}\zeta^2 \quad (7-37)$$

$$\zeta = \sqrt{\ln(\delta^2 + 1)} \quad (7-38)$$

$$\delta = \frac{\sigma_{\sigma}}{\mu_{\sigma}} \quad (7-39)$$

$$\mu_{\sigma} = I_{\text{ref}}(0.75v_{\text{hub}} + 3.8) \quad (7-40)$$

$$\sigma_{\sigma} = 1.44I_{\text{ref}} \quad (7-41)$$

$$\alpha = \frac{2v_{\text{ave}}}{\pi} \quad (7-42)$$

式中 μ_{σ} ——平均湍流；

σ_{σ} ——湍流的标准差；

I_{ref} —— $v_{\text{hub}} = 15\text{m/s}$ 时的特征湍流强度；

v_{ave} ——轮毂高度的年平均风速；

v_{hub} ——轮毂高度风速。

所有符号都遵循 IEC 61400-1（2005 第三版）标准。

于是，式（7-36）取决于风力发电机的类型（IEC I类、II类或III类）和湍流级别（A类、B类或C类），如图7-5～图7-7所示。

通过结合 σ 和 v_{hub} ，可以得到概率为 1.9×10^{-5} 的曲线，并线性化来表达年极端湍流 $\sigma_{extreme}$ 与 v_{hub} 的关系，见表7-4。

表 7-4 IEC 标准规定的年极端湍流限值

类 型	I	II	III
湍流 A 类	$\sigma = 0.0967v_{hub} + 2.04$	$\sigma = 0.0985v_{hub} + 2.02$	$\sigma = 0.0742v_{hub} + 2.25$
湍流 B 类	$\sigma = 0.0844v_{hub} + 1.80$	$\sigma = 0.0860v_{hub} + 1.78$	$\sigma = 0.0706v_{hub} + 1.92$
湍流 C 类	$\sigma = 0.0721v_{hub} + 1.56$	$\sigma = 0.0733v_{hub} + 1.54$	$\sigma = 0.0592v_{hub} + 1.66$

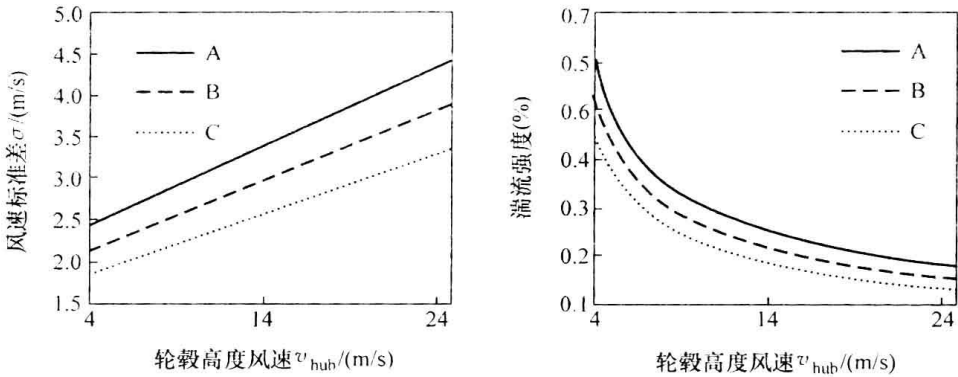


图7-5 IEC I类极大风速标准差与风速的关系（左）和年极端湍流强度曲线（右）

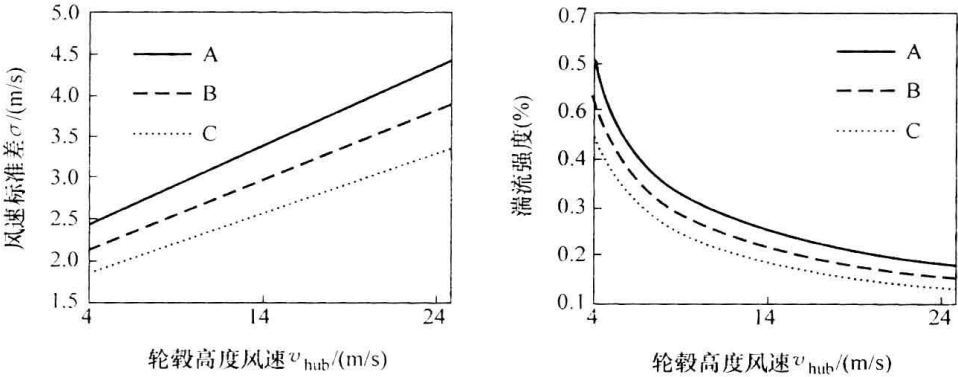


图7-6 IEC II类极大风速标准差与风速的关系（左）和年极端湍流强度曲线（右）

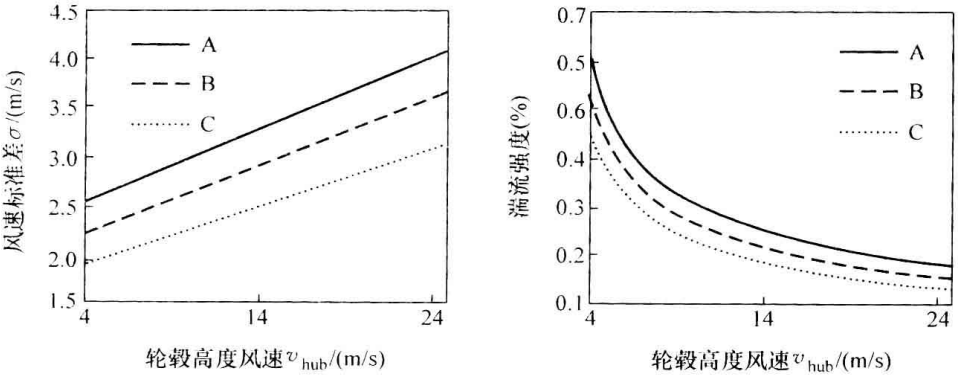


图7-7 IEC III类极大风速标准差与风速的关系（左）和年极端湍流强度曲线（右）

7.4 台风

台风内部气流结构十分复杂，由于强大的气压差形成极大风速，又由于地转偏力形成涡旋状。由于质量守恒，有大气流入就一定有大气流出，有向下气流就一定伴随向上气流。因此形成了图 7-8（左）所示的台风水平切面示意图。台风的垂直切面示意图图 7-8（右）所示。台风气团分很多层，旋转流动，层数与台风大小和强度有关。每层之间都有一个相对静止层。台风的路径主要受海洋表面温度影响，而洋流复杂，海水温度有效监测困难，因此，台风路径难以准确预测。

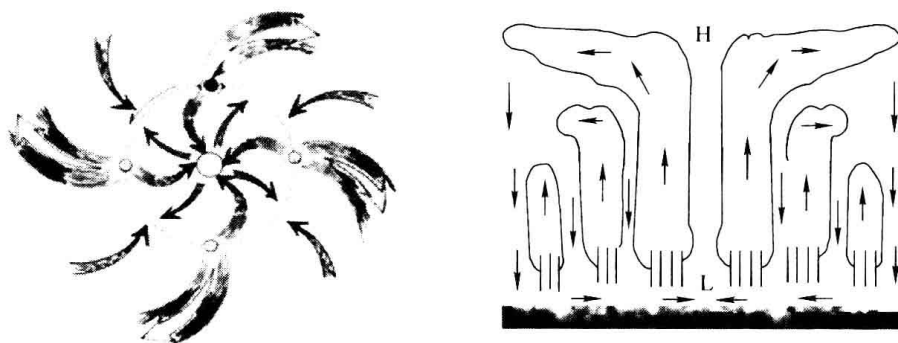


图 7-8 台风结构水平切面（左）和垂直切面（右）示意图

台风眼正面袭击过程的风速和风向变化过程如图 7-9 所示。台风的风眼（中心）几乎是静止的，而风眼内壁的风速是最高的。外围还有很多相对静止层，静止层两侧的风向大致相反。因此台风过境时，可能瞬时纹丝不动，然后马上又狂风乱作，加之风向的巨大改变，可能对风机造成致命的打击。

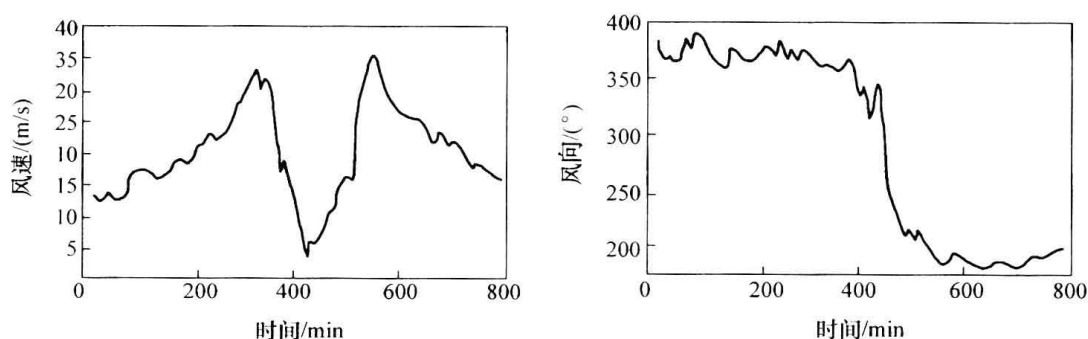


图 7-9 台风正面袭击过程的风速（左）和风向（右）变化^[71]

台风过程极端风速、极端湍流、极端风向变化等各种极端风况可能同时出现，超出了 IEC 标准定义的范围。当台风来袭时，由于上下对流强烈，极端风速伴随着难以预测的极端湍流，对风力发电机的叶片和传动系统造成致命打击。因此我们会发现当台风来袭时，即使瞬时风速不是很大，比如 35m/s，也可能对风力发电机的叶片造成严重损伤。这是为什么通常把台风当作不可抗力对待的原因。

台风风险的降低主要有两个思路，一个是通过商业保险，另一个是通过维持风力发电机基本的生存电源来降低风险。如台风来袭时风力发电机能够主动偏航，始终正面迎风顺桨，则能够大大降低台风风险。因此，在台风区域修建风场，建议使用地埋电缆，并安装备用柴油发电机，以便在台风来袭电网掉电情况下，维持风力发电机的偏航能力。

第 8 章 风数据的测量

当对风场的产能进行评估时，最关键的因素就是测风数据。测风的不确定性将直接反映到对风场评估过程的不确定性上。从财务的角度讲，可以直接翻译成财务风险和更高的发电成本。本章总结了最佳的实践经验，如果认真实施将极大的降低风电的投资风险。

请读者切记，风机发电量大约与平均风速的三次方成正比。即如果平均风速差 3%，则发电量将差约 9%，而 9% 的利润差异对财务来讲无疑是巨大的。对于 7.5m/s 平均风速的风场，3% 的差别仅有 0.225m/s！令人心痛的时，作者在国内从事风资源工作多年，接触测风塔何止上百，几乎未遇到几个真正合格的，误差何止 3%。

本章主要参考 Raymond S Hunter 编写的《Expert Group Study on Recommended Practices for Wind Turbine testing and Evaluation^[76]》和 IEC 61400-12 标准^[77]。

8.1 杯式风速仪

8.1.1 杯式风速仪的动力平衡

杯式风速仪空气动力平衡示意图如图 8-1 所示。

1. 基本气动力平衡方程

在分析杯式风速仪的行为特性时，应该首先对其空气动力学、惯性和摩擦效应有一定了解。虽然几乎所有实际应用中的杯式风速仪都有三个杯体来降低转矩波动，但是两个杯体的风速仪更加便于分析。

假设在自由风速 U 下，杯式风速仪以角速度 ω 旋转，则动气动力施加的转矩 M_A 为：

$$M_A = \frac{1}{2} r \rho A C_{dv} (U - r\omega)^2 - \frac{1}{2} r \rho A C_{dx} (U + r\omega)^2 \quad (8-1)$$

式中 A ——杯体迎风面面积；

ρ ——空气密度；

C_{dv} 和 C_{dx} ——杯体凹面和凸面的拖曳系数。

稳定状态（匀速旋转）下转矩平衡（ $M_A = 0$ ），则方程简化为

$$C_{dv} (U - r\omega)^2 = C_{dx} (U + r\omega)^2 \quad (8-2)$$

定义 λ 和 μ 分别为速度比和拖曳系数比

$$\lambda = \frac{r\omega}{U} \quad (8-3)$$

$$\mu = \frac{C_{dv}}{C_{dx}} \quad (8-4)$$

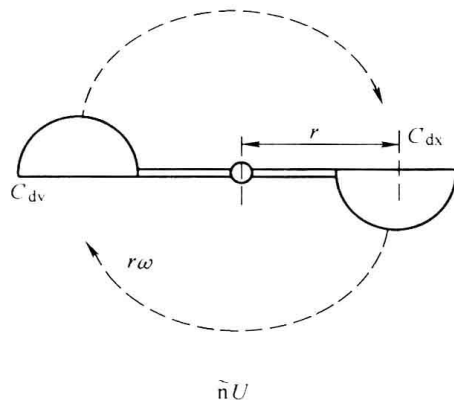


图 8-1 杯式风速仪空气动力平衡示意图^[76]

则公式 (8-2) 可改写成二次方程形式, 其解为

$$\lambda = \frac{\mu + 1}{\mu - 1} \sqrt{\left(\frac{\mu + 1}{\mu - 1}\right)^2 - 1} \quad (8-5)$$

C_{dv} 和 C_{dx} 的典型值分别为 1.4 和 0.4, 得到 μ 值为 3.5。由式 (8-5) 可以得出最后的速度比为 0.303。也就是说旋转体的旋转速度大约为风速的 1/3。该式从理论上说明了杯式风速仪对风速的线性敏感度, 且速度比仅与杯体的拖曳特性有关, 与杯体大小无关^[76]。

2. 切变气流下的气动力平衡

如果杯式风速仪旋转体迎风面上的气流不均匀, 即存在切变气流, 测量的并非是中点的平均风速, 而是高估了平均风速^[76]。如果旋转体两侧的风速相差 0.4%, 那么实测风速将比中点风速高约 0.7%^[76]。

3. 距离常数

风速仪响应 62.3% 风速变化所需的时间内, 通过风速仪的气流长度, 定义为风速仪的距离常数。应用于风电领域的杯式风速仪的距离常数应该在 2.0 ~ 3.5m 之间。

实际上, 风速仪并没有固定的距离常数, 为一个大概的描述风速仪响应能力的相对指标^[76]。距离常数的定义意味着杯式风速仪在高风速下对湍流更敏感。

4. 摩擦效应

实际上, 杯式风速仪的机械旋转机构是有一定摩擦力的, 使旋转速度 ω 与风速 U 不再线性相关。进一步数学研究表明, 摩擦力的作用为^[76]

- 1) 增加了标定的偏差项 (offset);
- 2) 改变了零摩擦时的总体线性趋势;
- 3) 增加了风速仪的非线性特质。

杯式风速仪在使用过程中会发生磨损, 摩擦力发生改变, 从而改变了标定特性。

8.1.2 杯式风速仪的测量值

传统的杯式风速仪由三个半球形或锥形的风杯安装在垂直轴上, 带动轴旋转而产生信号。理论上, 杯式风速仪应该在水平面上各向同性的, 即水平面上的风不管从什么方向吹来, 杯式风速仪的反应应该是一样的。也就是说杯式风速仪测量的是水平风速标量大小, 而不是水平风速的矢量:

$$v = \sqrt{u^2 + v^2} \quad (8-6)$$

而实际风速矢量为

$$S = \sqrt{v^2 + u^2 + w^2} \quad (8-7)$$

其中, u 、 v 和 w 为标准三维坐标系内三个不同方向的风速分量, 如图 8-2 所示。

对于风速的垂直分量 w , 可能存在两种“理想的”敏感度。如果杯式风速仪对实际风向与水平面夹角 α 的余弦 $\cos\alpha$ 敏感, 即测量值随着 $\cos\alpha$ 的变化而变化, 那么测量的是纯水平风速; 如果杯式风速仪对实际风向与水平面夹角 α 敏感, 即测量值随着 α 的变化而变化,

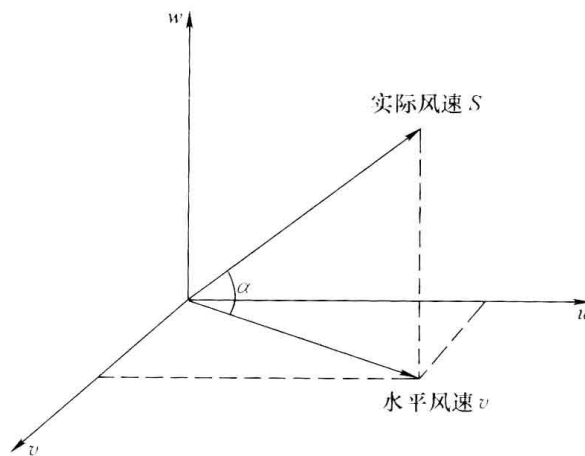


图 8-2 三维坐标系下的风速及其分量

那么测量的是实际风速^[76]。

如果测量坡地上的风速，或者测试叶轮有倾斜能力的风机，那么理想的杯式风速仪应该是测量总风速而不是水平风速，因为总风速此时更能代表可以用来能量转换的风。不幸的是，市场上尚不存在上面两种理想状态的杯式风速仪。

8.1.3 杯式风速仪的标定

用于风力发电的杯式风速仪都必须标定。类型标定不足以用于风力发电，每个杯式风速仪都应该在使用前单独标定。

由于测风期间轴承等关键部件的磨损，使得现场测风结束后（通常为1年），其特性和测量准确度已经与开始时不同，因此现场测风结束后最好重新标定或至少经过重新验证，即与新标定的风速仪在现场进行对比分析。如果延长测风期，最好每六个月进行一次重新标定。

1. 标定流程^[76]

标定应该在风洞中进行，同时应该对标定机构的资格进行验证。标定机构应符合国家标准或与其他合格的认证机构相互兼容，应该提供技术保证和风洞气流特性的全面说明。

标定的主要流程为：

- 1) 首先对风洞进行标定，使参考位置的风况与风速仪位置风况相关起来；
- 2) 通过测量动压头和空气密度标定风速；
- 3) 风速对堵塞效应的纠正；
- 4) 从4~16m/s, 1m/s步长进行标定；
- 5) 每个风速下采样静态行为超过30s。

标定参数是通过风速和风速仪的平均输出值之间的两参数线性回归求得。

2. 标定的不确定性^[76]

对标定过程的不确定性进行评估是至关重要的，其评估应该考虑如下因素：

- 1) 风洞标定的不确定性；
- 2) 全部传感器和仪器标定的不确定性，如皮托静压管、压力传感器、气压计、温度计、湿度计、放大器、过滤和数据系统；
- 3) 分辨率不确定性，即数字记录仪内部的量化过程；
- 4) 堵塞效应的不确定性；
- 5) 推导平均值过程中的统计不确定性。

3. 非线性与机械摩擦^[76]

在没有机械摩擦的情况下，静态标定结果应该是完全线性的。然而，机械摩擦总是不同程度地存在着。摩擦力可以用静态项、动态项和抛物线项表示，即摩擦系数随风速的变化呈零次方、一次方和二次方关系的项。由于摩擦效应，在标定中不仅引入了一个补偿值（offset）来克服摩擦力的静态项，还同时引入了非线性。

摩擦系数还与温度有关，这使问题变得更加复杂，导致在温暖的风洞实验室中表现良好的风速仪可能在实际的寒冷空气环境中表现出不同的标定特性。摩擦系数与温度的相关性可通过实验测得。

8.1.4 杯式风速仪的动态特性

在风洞里进行的静态标定并不一定能确保现场测量的准确度。真实的大气流并非是静态

的，湍流和入流角（或攻角）的变化都能导致测量错误和不确定性。杯式风速仪的 3 方面行为尤其值得注意，它们是：

- 1) 对风速垂直分量的非理想敏感度；
- 2) 湍流风况下的过速效应；
- 3) 湍流风况下的动态滤过效应。

由于地面对气流的扰动，上述这些效应在复杂地形时更加突出，但是在平缓的地形下也是不容忽视的。

1. 垂直敏感度

一般来说，杯式风速仪对风速垂直分量的敏感度与风速仪的设计（包括旋转体和机身）和风速有关，且风洞中测试结果与自由大气是不同的。

图 8-3 ~ 图 8-6 为两个常用的杯式风速仪的垂直敏感度测试结果^[72]。对于风力发电来

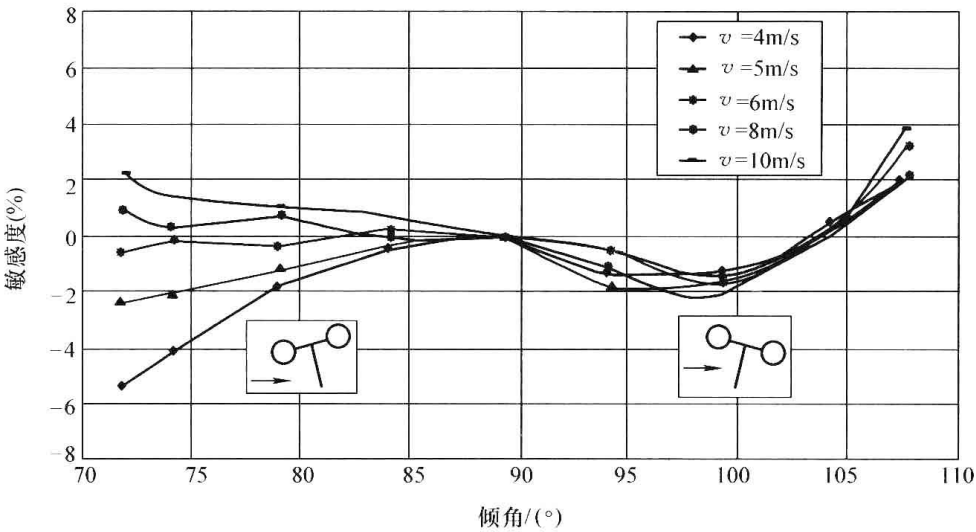


图 8-3 指示风速与真实总风速的差异百分比（此时风速仪 A 置于风洞中，在不同的风速下施以不同的攻角^[76]）

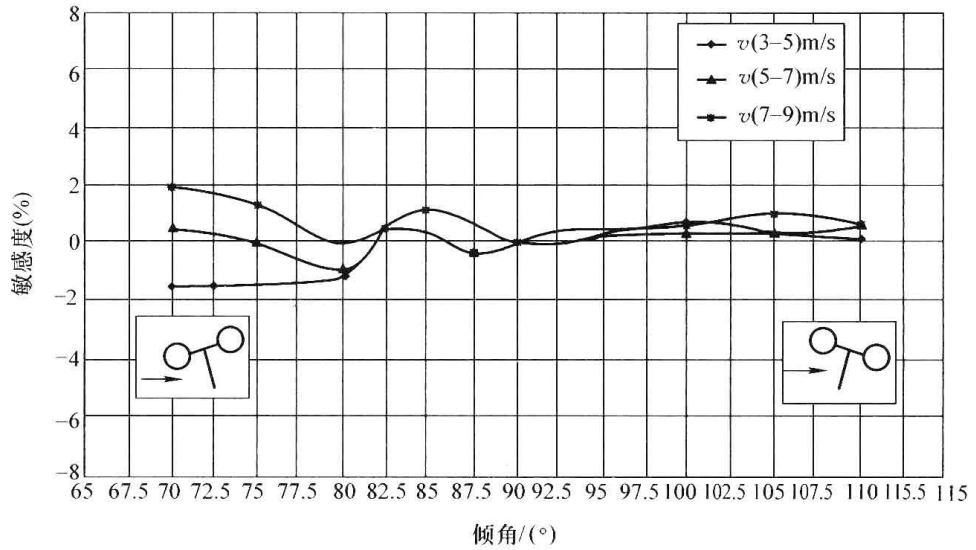


图 8-4 指示风速与真实总风速的差异百分比（此时风速仪 A 置于自由大气中，在不同的风速下施以不同的攻角^[76]）

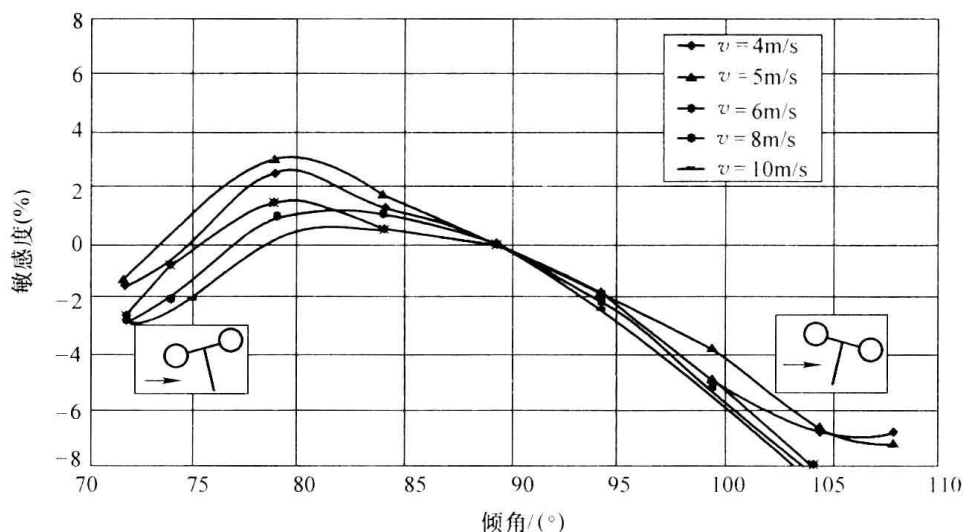


图 8-5 指示风速与真实总风速的差异百分比（此时风速仪 B 置于风洞中，在不同的风速下施以不同的攻角^[76]）

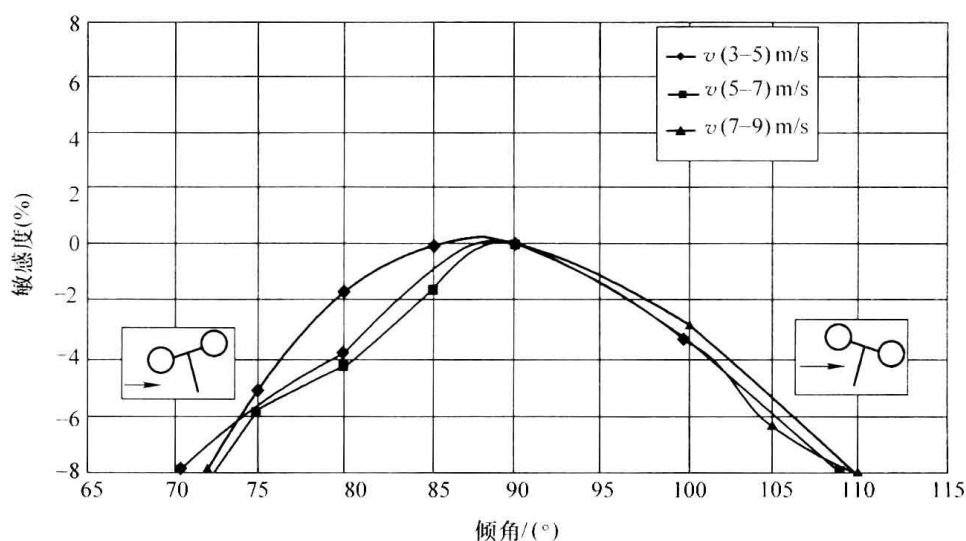


图 8-6 指示风速与真实总风速的差异百分比（此时风速仪 B 置于自由空气中，在不同的风速下施以不同的攻角^[76]）

说，理想的风速测量应该是风的总运动速度，而不仅仅是水平面上的风速。这就意味着要求杯式风速仪对风流水平攻角的敏感度比较“平坦”，这方面风速仪 A 好于风速仪 B。测量水平面内的风速时，余弦敏感性更佳，风速仪 B 是更优的选择。

2. 超速效应

很多测量仪器都有一个时间常数，用以表示对输入参数变化的响应时间。响应时间通常与参数变化大小和起始值无关。杯式风速仪则不然，而是近似的以距离常数表示。距离常数是对风程（风经过的路程）的响应，而不是对经过的时间的响应。

这一行为的重要结果是：风速仪对风速的正变化比负变化响应的速度快，且响应速度在高风速下更好。这就意味着，在波动的风况中，杯式风速仪测得的平均风速比实际偏高，这种现象叫做超速效应。尽管如此，一般仍然认为超速效应并非平均风速测量误差的主要来

源。研究表明,在风速仪的惯性无限大时,湍流为10%和20%时超速效应造成的误差仅为1.1%和4.4%^[73]。通过简单的模型^[74]可以较好地估算超速效应造成的误差

$$E = I^2 (1.8d - 1.4) \quad (8-8)$$

式中 E ——误差百分比;

I ——湍流强度;

d ——风速仪的距离常数。

因此对于距离常数为5m的杯式风速仪来说,当湍流强度为15%时的超速效应导致的风速误差为0.17%。式(8-8)可以作为纠正风速测量误差和评估不确定性的依据。

3. 动态滤过效应

对于风力发电的大多数测试和评估中,测量风的频谱内容相对不重要,但也有例外情况,例如风载荷研究。此时杯式风速仪的局限性应该引起我们的注意。

杯式风速仪是一种机械仪器,并不能精确跟踪风速波动。风速波动的频率越高,杯式风速仪跟踪风速变化的能力越差。

降低惯性可显著地提高杯式风速仪的响应性能。缩短杯体臂的长度也可以改善其响应性能。响应性能取决于驱动转矩与旋转惯性的比。驱动转矩与杯体臂长线性正相关,而旋转惯性则与杯体臂长的二次方根成正比。如果杯体臂过短,则两个杯体之间的风流将相互影响,产生特别的速度波形,称为动态滤过效应。

由于滤过效应,杯式风速仪测得的频谱能量比实际情况偏低,导致低估了真实的湍流强度。研究表明^[75],对于典型的风频谱,距离常数为3.5m的杯式风速仪将低估湍流能量5%。也就是说实际为20%的湍流强度,测量值仅为19%。

杯式风速仪不适合用于测量详细的湍流结构,需要采取其他仪器对其进行测量。

8.1.5 杯式风速仪的选择

杯式风速仪的很多优点促使了其在风力发电领域的广泛应用。杯式风速仪更适合平均风速的定义,与其他类型仪器相比价格非常便宜。

杯式风速仪也存在天然的缺陷,主要有:

- 1) 对水平面外功角不敏感,即只测量水平方向的风速分量,称为垂直敏感度;
- 2) 动态响应,即由于惯性存在导致风杯转速与实际风速变化延迟;
- 3) 非线性的标定特性和由机械摩擦或风杯的形状引起的标定误差;
- 4) 水平方向标定敏感度不同,由几何形状不对称性导致。

在选择杯式风速仪时,应该了解这些效应的影响及其原因。虽然不同厂家的杯式风速仪表面看起来区别不大,但实际上存在很多对风速仪的行为和测风准确度影响重大的设计差异。表8-1列举了杯式风速仪的主要设计参数及其对一些关键特性影响的重要性。

目前尚不存在杯式风速仪的分类标准体系。而缺乏技术标准体系使得挑选杯式风速仪变得困难。总体来说,用户应该注意两个重要要求:一是该杯式风速仪是否符合应用场景;二是该杯式风速仪的内部不确定性。

表 8-1 杯式风速仪设计参数及其影响^[76]

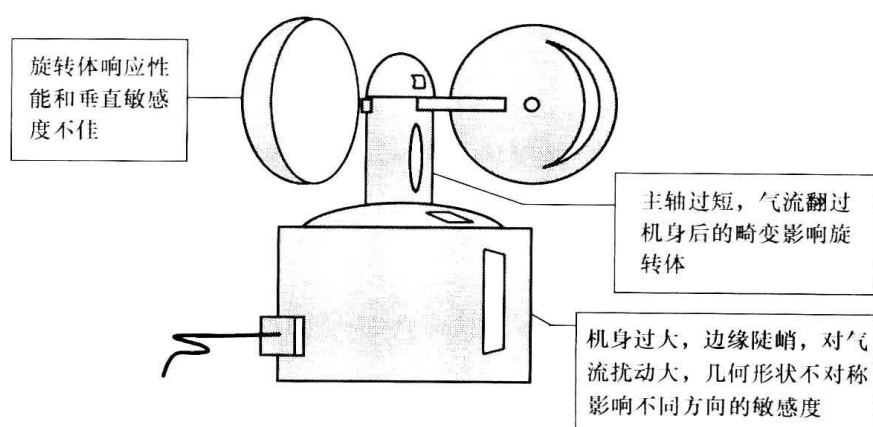
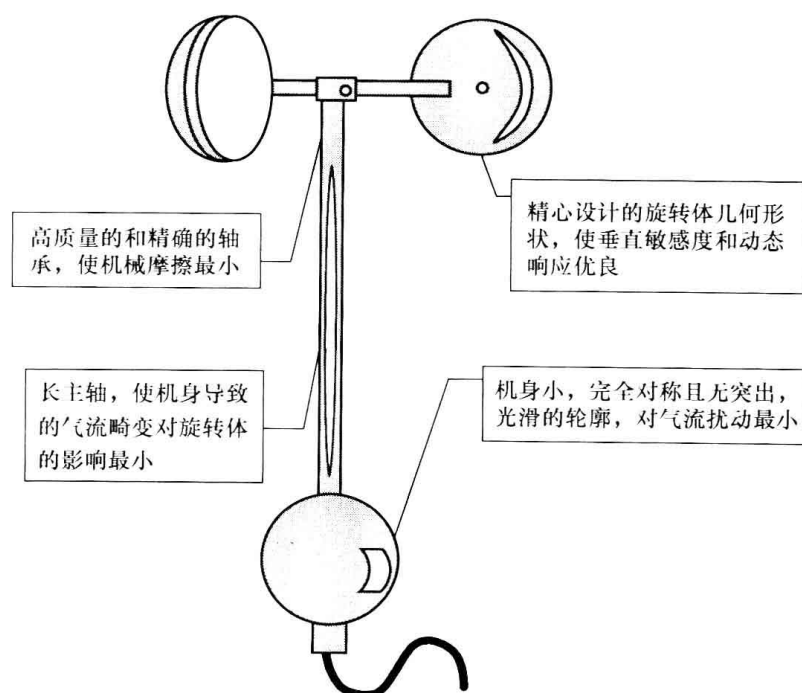
设计参数	特 性			
	垂直敏感度	标定的线性度	动态响应	水平风向的 标定敏感度
旋转体几何特性（杯体形状和杯体与旋转臂直径比）	非常重要，但是尚不存在最优设计的充足理论	一些影响，来源于边缘轮廓	有影响，取决于气动力特性与惯性量的平衡。臂越短响应越好	无影响
旋转体大小	不重要	有影响，旋转体越大，线性越好，因为机械摩擦变得相对次要	有影响，旋转体越大，惯性越大，动态响应性越差	无影响
主轴长度	重要，主轴越长，机身对风流的畸变影响越小	无影响	不重要	有影响，有助于降低机身影响
机身几何特性	有影响，影响垂直分量向上和向下时的敏感度差异。其形状和大小影响旋转体上风流扰动程度	无影响	不重要	不一定，如果机身各向轮廓不一致，则校准将受风向影响
其他突出（如电缆接头、主轴外部加热器等）	可能轻微影响	无影响	无影响	重要影响难以预测
轴承类型	轻微影响	重要影响，影响程度与温度有关	二次方影响	可能影响
信号生成器类型	无影响	可能影响，如信号生成器产生阻力	可能二次方影响	无影响

设计差的仪器如图 8-7 所示，而“设计优良”的仪器如图 8-8 所示。用户应该了解设计优良的杯式风速仪的大体特征。这两种情况只是给读者以概念性的参考，并非实际杯式风速仪的设计标准，而实际上也尚不存在所谓的标准设计。很多参数还是矛盾的调和，例如旋转体的大小，旋转体越大线性度越好，而动态响应越差。

杯式风速仪都有一定的设计工作环境范围，这些环境范围指标都影响测风准确度。表 8-2 例举了一种典型的工作环境范围，应该与风机的实际工作环境对应。风速仪生产商应该能够提供上述环境范围的准确度信息。如果现场的气候环境超出设计范围，则应该应用特殊规格的风速仪。几个基本的物理参数和特征定义了杯式风速仪的行为和准确度，它们是：旋转臂长、杯体面积、旋转体惯性、杯体凸面的拖曳系数、杯体凹面的拖曳系数、温度范围内摩擦系数（静态、动态和二次的）、水平面外功角的敏感度特性和标定曲线的线性度。

表 8-2 杯式风速仪典型的工作环境设计范围^[76]

参 数	单 位	最 小 值	最 大 值
10min 平均风速	m/s	<2	70
空气温度	℃	-10	40
空气密度	kg/m ³	0.90	1.35
地形坡度	°	-10	10

图 8-7 设计差的杯式风速仪的典型特征^[76]图 8-8 “设计优良”的杯式风速仪典型特征^[76]

8.2 测风塔的安装规范

测风塔的安装过程对测风准确度和不确定性的影响程度绝不亚于风速仪本身的标定和设

计。如果风速仪在测风塔架的尾流影响下工作，那么其测量结果并不能真实反映自由大气下的风速，因此必须使风速仪与测风塔主结构之间保持足够的距离。

测风塔的形状可以是圆柱形的，也可以是格架结构（三角架或四角架）的。风速仪与塔架结构的距离要求与塔的类型和孔隙度有关。

8.2.1 实心圆柱形塔

图 8-9 为实心的圆柱形塔架引起的周围风流的畸变情形，风向为从左向右。可见，最小的扰动出现在与风向呈 45° 夹角的方向。大体上可以看作，塔架上风向的风流被阻滞，周围被加速，而后方形成尾流。

1% 的风速测量误差下，水平支杆的长度（从塔架中心算起，下同）应该不低于塔架直径的 6 倍，而 0.5% 的风速测量误差对应的这个比例大约为 8.5 倍。

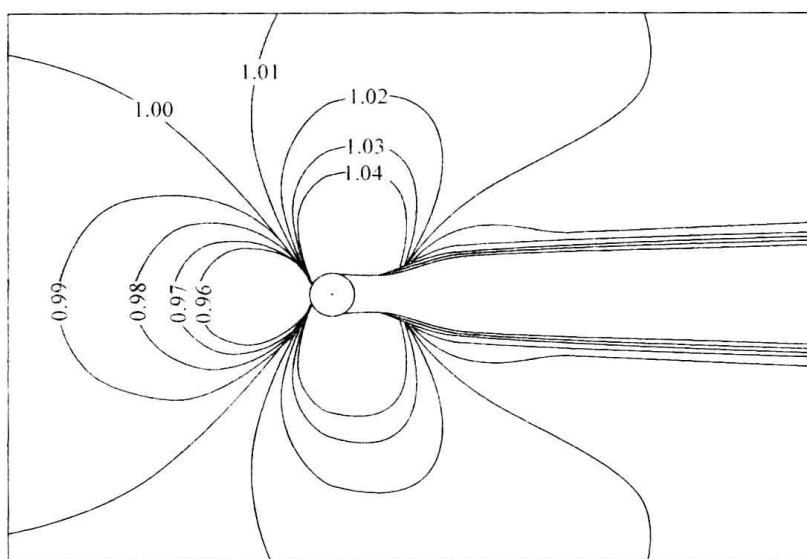


图 8-9 实心的圆柱形塔架周围的等风速曲线图（阻尼系数取 $0.62^{[77]}$ ）

8.2.2 空心三角架塔

分析空心的三角架塔周围的风流更加复杂。塔架对风流的扰动程度与塔架的孔隙度、每个部件的阻尼作用、风向和风速仪与塔架间的距离有关。

风流的畸变是假设的推力系数 C_T 的函数，而 C_T 取决于塔架的孔隙度和每个部件的阻尼作用。推力系数 C_T 可以定义为

$$C_T = \frac{D}{qL} \quad (8-9)$$

式中 D ——单位塔架长度的总拖曳力，
 q ——动态压强，
 L ——塔架的表面宽度。

推力系数可以定性地理解为单位面积上被塔架吸收的风力占总风力的比例，因为有一部分风力穿过空心塔架，没有被塔架吸收。显然塔架的孔隙度越大， C_T 值越小。

当 C_T 为 0.486（孔隙度相对较低）时，三角架塔周围模拟的风流情况如图 8-10 所示，

与实心的圆柱形塔比存在明显的差异。此时,在与风向呈 90° 夹角的方向上,塔架对风流的扰动很小。这表明,在风向比较单一时,水平支杆的方向最好垂直于主导风向。

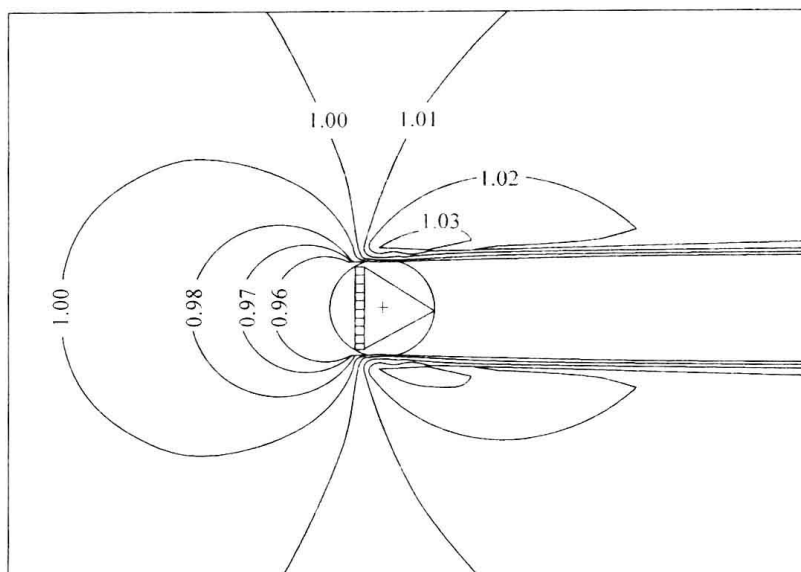


图 8-10 三角形塔架周围的等风速曲线图 (推力系数 C_T 取 $0.486^{[77]}$)

对于 C_T 为 0.5 的三角架塔,要想实现 1% 的风速测量误差,则风速仪的水平支杆长度必须大于 3.7 倍的塔架直径,而 0.5% 的风速测量误差对应的该比例为 5.7 倍。

对于三角架塔,迎风面上风流畸变程度可用下式进行评估:

$$\Delta = (0.126C_T - 0.006) \left(\frac{L}{R} - 0.08 \right) \quad (8-10)$$

式中 L ——风速仪与塔架中心的距离;

R ——塔架直径。

对于圆柱钢筋焊接而成的三角架塔, C_T 值可以根据下式进行估算。

$$C_T = 2.1(1-t)t \quad (0.1 < t < 0.3) \quad (8-11)$$

8.2.3 支杆与附件

如果需要把风速仪安装在测风塔的侧面,则应该仔细选取水平支杆的方向。图 8-9 和图 8-10 表明,对于实心圆柱形塔,支杆应该与主导风向成 45° 角,而对于三角架塔,水平支杆方向应该垂直于主导风向。如果风向很集中,则这种布置方式是最合理的。但是一些风场的风向很分散,此时避免塔影效应的最佳方法则是让水平支杆指向主导风向。

支杆本身对风流扰动的贡献可能超乎想像。风流畸变的程度取决于旋转体与支杆的距离和支杆方向与风向的夹角(最大扰动发生在当水平支杆迎风对准风向时)。

风洞实验表明^{[78][79]},若想把扰动降低到 0.5% 以下,则旋转体与支杆的距离需要保持 12 ~ 15 倍的支杆直径,这一般来说是很容易实现的。最好使用圆形截面支杆,而不使用有棱角的方形或三角形截面支杆。

在测风塔的安装过程中,意识到并尽量避免其他可以造成风流扰动的来源是非常重要的。可导致风速测量错误的严重的风流扰动源为:

- 1) 风速仪和支杆之间的夹钳粗糙且笨重（应该保持对称和紧凑）；
- 2) 电缆不整齐（电缆应该尽可能在水平支杆和支撑立柱内部穿过。如果做不到，则需将电缆缠绕在水平支杆上，并包裹起来）
- 3) 测风塔塔架的尾流；
- 4) 避雷针。

上述任何情况对风流的扰动都可能非常大，无法忽略。因此在实际安装过程中应该认真思考，精心操作，尽量使扰动最小化。

8.2.4 切变气流

目前为止，导论的重点放在了塔架和支杆效应对风流造成的扰动，并进而对风速测量产生的影响。但在使用杯式风速仪时，我们还应该意识到风速仪旋转体的迎风面上气流切变的程度，因为这可以导致二次误差^[80]。

从表面上看，我们可能会认为风速仪旋转体横截面内如果有均匀切变的气流，那么风速仪测量的应该是平均风流速度。然而实际上并非如此。如果这样均匀切变的气流导致左侧杯体上的风速增加 0.2%，而右侧杯体上风速减小 0.2%（见图 8-1），那么风速仪测量风速的误差为 $\pm 0.7\%$ 。误差的正负取决于杯体凹面上的风速减小了，还是凸面的风速减小了。风速仪并不会把切变气流平均掉而显示正确的平均值。

这种切变气流主要是由于测风塔和支杆等部件使风流产生畸变而导致的，那么显然可以通过严格控制风速仪与测风塔和支杆间的距离来尽量减小这种误差。还可以通过应用旋转半径较小和曳力系数较大的杯式风速仪来降低这种误差。

在风洞中标定风速仪是也应该格外注意这种切变气流效应。风洞墙体的摩擦是导致切变气流的原因。

8.2.5 风向仪的安装

风向仪的安装要求比风速仪低得多，异常气流扰动会在求平均值过程中被综合掉。再者，一般只把风向分为几个扇区就足以应对风资源评估的需求了，准确度要求不高。风速的波动情况，即湍流，一般来说也不用风向波动情况来表示。

安装风向仪时最重要的指标是其水平支杆的朝向。因为机械风向仪都有一个起始 0 点，这个起始 0 点的方向应该指向地理正北（真北），即与 0° 方向重合。这里还需要注意磁偏角[○]的问题，即地磁北极和地理北极之间有一个夹角，不同经纬度这个夹角不同。在我国东北，磁偏角可达近 6° 。指南针指向的是地磁北极，而非真北。如果只能在现场定义地磁北极，那么需要在风数据记录仪中对风向设置补偿值（offset）。

○ 在一天中磁北极的位置也是不停地变动，它的轨迹大致为一个椭圆形，磁北极平均每天向北移动 40m。目前磁北极正在逐渐离开加拿大，进入俄罗斯境内。

东经 25° 地区，磁偏角在 $1 \sim 2^\circ$ 之间；北纬 25° 以上地区，磁偏角大于 2° ；若在西经低纬度地区，磁偏角是 $5 \sim 20^\circ$ ；西经 45° 以上，磁偏角为 $25 \sim 50^\circ$ 。

在我国，正常情况下，磁偏角最大可达 6° ，一般情况为 $2 \sim 3^\circ$ 。在我国除部分磁力异常的地方外，一般磁偏角是西偏。

8.2.6 测风塔安装推荐标准

可以根据对测风准确度和不确定度的可接受程度配置测风塔。鉴于风力发电对风速测量准确度和不确定性的极高要求，本节总结了测风塔安装的推荐标准，见表8-3。

表 8-3 测风塔安装推荐标准

参 数	实心圆柱测风塔	三角架测风塔
风速仪水平支杆长度	6 倍测风塔截面直径	5 倍测风塔截面直径
风速仪支撑立杆长度	15 ~ 25 倍水平支杆直径	15 ~ 25 倍水平支杆直径
风速仪水平支杆方向	与主导风向成 45° 夹角	如果风向较集中则与主导风向垂直；如果风向很分散，则指向相对主导风向
两个仪器之间的最小距离	大于 1.5m	大于 1.5m
风向仪水平支杆的方向	指向真北	指向真北

在安装测风塔时还有一些其他注意事项：

- 1) 水平支杆的固定牢固，避免由于风吹而发生前后摇摆；
- 2) 水平支杆不发生上下颤抖，需要斜拉线或焊接支臂解决；
- 3) 测风塔的垂直度和风速仪支撑立杆的垂直度；

4) 风速仪的高度应该尽量精确，记录高度应该包括支撑立杆长度。可通过立塔时精确测量和标记每节塔架的长度，做到精确控制；

- 5) 电缆尽量不外露，可通过从支杆内部穿过或缠绕包裹方式解决。

测风塔安装样式如图 8-11 所示。

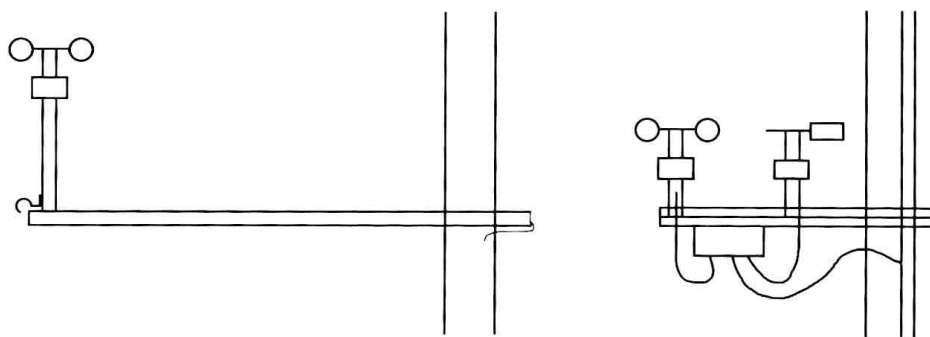


图 8-11 合格的测风塔安装样式（左）和不合格的测风塔安装样式（右）对比

8.2.7 测风塔安装的气候因素

测风塔安装是需要考虑的气候因素主要有雷暴、温度、覆冰和防潮等。

测风塔的避雷措施是非常重要的。测风塔一般都是高达数十米的金属塔，很容易引雷。因此要采取措施，避免雷击损坏测量设备，可以参考相关国家标准。

数据采集系统（数据盒）的防雨防潮很重要，否则容易造成记录仪短路或电池放电的严重故障。另外我国南方空气潮湿，容易产生露水，需要在数据盒内放置干燥剂，同时设计

上应该让露水能够流出数据盒。

低温冰冻也可能给杯式风速仪造成影响。杯体覆冰或积雪显然会影响风速仪的气动性能，因此造成测量误差。另外，低温会改变主轴的机械摩擦系数，进而改变标定特性。一般当温度低于允许低温阈值时，数据就可以看作失效了。这种情况下需要使用特殊的可加热主轴的风速仪，同时避免加热器突出和不对称对风流产生扰动。

8.2.8 风数据的不确定性评估

不论是评估风场的风速，还是评估风机功率曲线，任何对风速的评估过程都必须同时对不确定性进行彻底评估并量化。

平均风速的 A 类不确定性通过数理统计分析来评估。平均风速为 10m/s，湍流强度为 10%，则 10min 平均风速的典型标准不确定性为 0.5%。

B 类不确定性的评估则较主观，对其进行综合评估更具挑战性。B 类不确定性的来源，及其在不同情况下对平均风速产生的不确定性（标准偏差）见表 8-4。

对每个来源的不确定性进行二次方求和后再开二次方得到，安装规范的测风塔和安装质量很差的测风塔之间的平均风速总不确定性分别约为 1.5% 和 7%，折算成产能评估的不确定度则更大。可见风数据的质量对风力发电产能评估的准确度（或不确定性）影响极其重大。这部分工作多是可控的，人为因素占绝大部分，应该引起足够重视。

表 8-4 B 类不确定性的来源及对平均风速产生的不确定性^[76]

来 源	测风塔安装规范	测风塔安装质量很差
静态标定	1.0%	5.0%
标定的可能偏差和改变	0.2%	3.0%
标定的攻角效应	0.2%	1.5%
超速效应	0.2%	1.0%
塔架引起的风流扰动	0.5%	2.0%
水平支杆引起的风流扰动	0.5%	2.0%
支撑立杆和其他突起引起的风流扰动	0.1%	2.0%
风速仪上不对称的风切变	0.2%	2.0%
数据采集系统标定和量化	0.2%	1.0%

8.3 测风塔的管理与维护

测风塔的维护是一项细心的工作，对确保最终风数据的质量至关重要，也是风数据不确定性分析的重要依据。测风塔的维护从最初的安装报告开始，直到最终的数据采集结束，其中涉及故障诊断与数据分析等。

8.3.1 测风塔安装报告

测风塔安装报告是测风塔的第一手资料,对风数据分析过程十分重要,应该对测风塔的规格、配置、测风高度、坐标位置和风速仪标定情况进行详实的记录。如果没有测风塔安装报告,那么就相当于盲人摸象,无法对风数据的不确定度进行完整分析。未知不确定度的风数据显然对风电场的发电量评估产生巨大的风险。

安装报告一般应该由测风塔安装厂家完成,并经过认真核实,作为测风塔档案完好保存。安装报告应该至少包括对测风塔基本信息描述、各数据通道的配置、数据采集系统特性和测风塔坐标及周围环境特征。本小节将以示例的形式,对测风塔安装报告的各关键部分进行展示,供读者参考(由于涉及商业机密,所列出的并非真实信息)。

1. 测风塔基本信息

现场/测风塔名称:河北蔚县5号塔;

立塔日期:2010年12月13日;

经纬度坐标: N039 44.138', E114 46.656';

映射/直角/UTM 坐标: 309558, 4400777, 50S 区;

坐标系统: WGS 84;

海拔高度: 1940m;

地磁偏角:

塔架类型: 三角架;

塔架高度: 70m (不计避雷针部分);

塔架纬度: 边长 40cm;

支杆长度: 2.5m;

支杆直径: 3cm;

立杆长度: 36cm。

2. 数据采集系统

类型: NRG Symphonie;

序列号: 12984;

扫描间隔: 10min;

开始时间: 2010年12月14日;

时区设置: 8LST/UT。

不同数据采集系统所使用的的数据提取软件不同,因此需要说明。时区设置对风数据的拟合分析尤为重要,因为两组拟合数据必须基于同一时区才能正确地对应起来。如果两个拟合数据处在不同时区,则需要补偿,使其一致。

3. 通道配置

Offset 相当于一次函数的 Y 轴截距, Scale 为一次函数的斜率。风速仪的参数必须与风洞标定结果相同,即与标定证书核对。风向一般指地理北极(真北)的风向,那么 Offset 要考虑地磁偏角和实际支杆方向,为二者之和。测风高度应该包括立杆长度,尽量做到精确。为了提高测风高度的精度,可以对每节塔架进行编号并精确测量长度,然后在地面标出各个测

风高度支杆的位置。最后，电缆号要与通道号对应，避免通道配置错误。测风塔通道配置示例如表 8-5 所示。

表 8-5 测风塔通道配置参数表（示例）

通道 #	参 数	传感器/单位	序列号#	电缆号#	支杆方向 (°)	测风高度/m
1	Offset = 0.769, Scale = 0.436	风速/m/s	2144	#1	120	70.36
2	Offset = 0.723, Scale = 0.345	风速/m/s	2145	#2	120	50.36
3	Offset = 0.689, Scale = 0.432	风速/m/s	2146	#3	120	30.36
4	Offset = -6.0, Scale = 0.351	风向 (°)	3426	#6	0	30
5	Offset = -86.38, Scale = 0.136	温度/°C	5067	#7	—	8
6	Offset = 0.043, Scale = 65.09	气压/kPa	4066	#8	—	8
7	Offset = 0, Scale = 0.021	电压/V	6036	#9	—	8

4. 周围环境描述

测风塔周围的环境可以通过各个方向的影像资料进行表示，如图 8-12 ~ 图 8-15 所示。这样做可以较好地记录测风塔所处的地形地貌，便于风数据的分析和长期保存测风塔的档案。

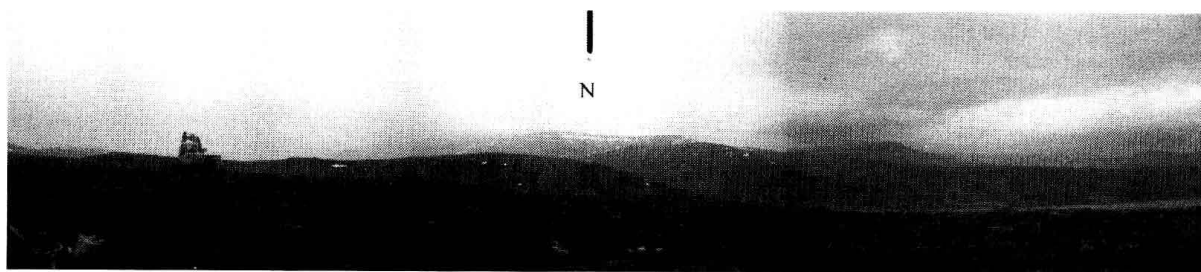


图 8-12 测风塔周围环境照片（北方）

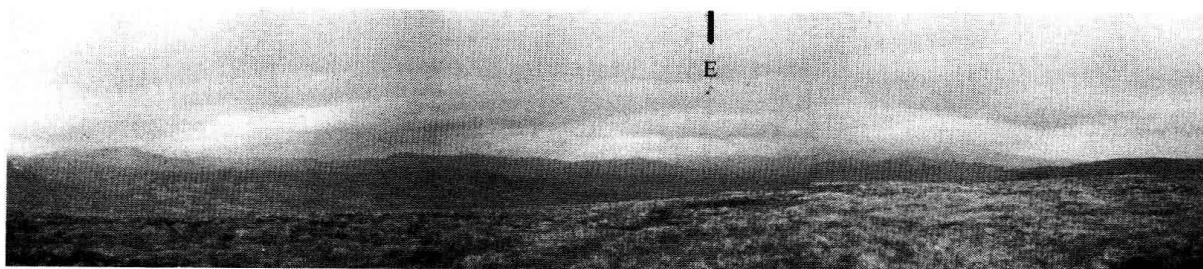


图 8-13 测风塔周围环境照片（东方）



图 8-14 测风塔周围环境照片（南方）

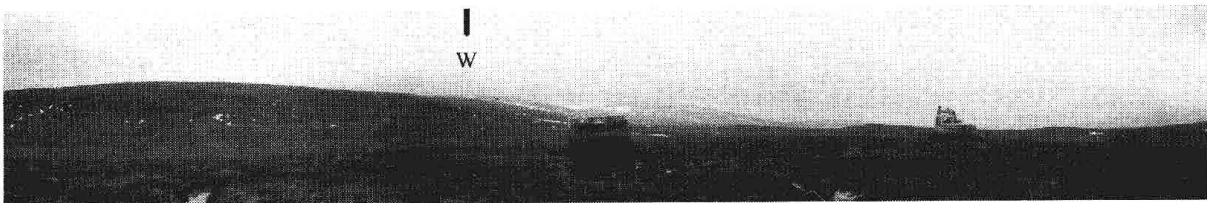


图 8-15 测风塔周围环境照片（西方）

5. 风速仪标定报告

不同标定机构的标定报告形式上有较大区别，但实质内容是一样的，都是对一次函数的拟合过程。标定报告中给出了标定机构、标定设施和标定条件，还对拟合度进行分析。这些都对风数据的不确定性分析有重要意义。另外，标定报告还是测风塔验收时的依据，帮助判断各个测量仪器的参数是否有误。

8.3.2 测风塔验收

测风塔安装后要进行验收，而验收的依据主要为测风塔安装报告与现场情况的核查。除了风资源工程师关心的测风塔规格和配置外，还应该核查测风塔的安装质量和安全性等。表 8-6 列举了测风塔验收时应该考虑的项目。

表 8-6 测风塔验收主要事项列表

验收事项	分 项	验收方法及合格标准
坐标	坐标	手持 GPS 需要先进行校验，水平手持，坐标数据稳定后，记录实际显示数据
基础	内容	塔架基础和拉线基础
	质量	塔架基础螺母是否上紧。建议安装防盗螺栓。地理基础为隐蔽工程，建议对安装过程进行督察
拉线	配置	目测拉线是否对称，3 个方向相互夹角 120°，每个方向的拉线及其基础数量
	松紧度	拉线要紧，拉线过松或松紧度不均匀，会导致塔架变形甚至影响塔体的安全性。可通过目测和敲打各个拉线的声音进行判断受力均匀性
	位置	每个方向上的条拉线基础在一条直线上，拉线在一个垂直平面内
塔体	直度	从远处各个角度看，塔体必须是笔直的
	扭曲	从塔架基础往塔顶看，塔体不能扭曲
	外表	镀锌，抛光，防止腐蚀

(续)

验收事项	分 项	验收方法及合格标准
平台	牢固度	螺钉上紧，栏杆牢固，人上去可以安全走动
	安全	平台上大锁，记录仪保护柜上小锁
避雷	避雷针	塔顶安装避雷针
	接地	避雷针铜线接地
	地阻	接地电阻测试仪须用恒压电源，如果用手摇式接地电阻测试仪，须用电桥原理测量。地阻 $\leq 4\Omega$
记录仪	封闭性	有防潮措施
	朝向	关上保护柜，上面的太阳能板应朝南
	牢固度	牢固地固定在塔架上，不晃动
	数据发送	核实邮箱是否正确，设备是否正常发送数据
	参数设置	参数设置应该与标定报告一致
	通道配置	通道配置应该与安装报告一致
	电源电压	电源电压是否正常，包括电池和太阳能电池板
风速仪	安装高度	与安装报告中相符合
	支臂	与主风向夹角 90° 。对于塔架式测风塔，支杆长度不小于塔直径 5 倍。支臂固定良好，不存在可视的晃动和抖动
	灵活度	风杯微风即转，很灵活，转动无滞涩
	水平度	风杯朝上正放，不倾斜
风向标	安装高度	与安装报告相符合
	支臂	指向地理正北。支臂固定良好，不存在可视的晃动和抖动
	水平度	风向标水平放正，不倾斜，垂直水平面，安装牢固不松动

测风塔的验收内容也是安装过程中的注意事项，其基本原则是尽量减少安装过程对风数据测量的影响，降低风数据的不确定性，并为不确定性分析提供依据。同时尽量保证测风塔的稳定和安全的运行，因为测风塔的维修过程往往耗时较大，造成不必要的数据损失。

8.3.3 测风塔监控与维护

测风塔的监控是一项耐心细致的日常工作，中心思想是及时地发现并处理测风塔的故障，并对每次故障的发现和过程进行详细的记录，为风数据分析提供档案支持。

发现故障的方法主要是对风数据的波动图形进行观察，及时发现异常。表 8-7 以示例的方式给出维护日志至少需要包含的项目及记录方法。

表 8-7 测风塔监控日志（示例）

时 间	事 件	处 理	原因及备注
2010 年 9 月 20 日	70m 风速为定值，该风速仪可能损坏	9 月 27 日更换新风速仪，新风速仪的参数为 0.769 (offset) 和 0.436 (scale)，数据恢复正常	9 月 20 日发生台风，风速仪损坏

(续)

时 间	事 件	处 理	原因及备注
2010 年 9 月 20 日	10m 风向和 70m 风向相差约 50°	9 月 27 日紧固了 70m 的风向仪支杆，并矫正了支杆方向	9 月 20 日发生台风，70m 风向仪支杆松动
2010 年 10 月 10 日	邮箱未接收到数据	10 月 12 日对 SIM 充值，数据恢复发送，未损失数据	充值 200 元

测风塔维护日志应该与安装报告一起备案保存，为风数据分析提供资料支持。测风时间一般只有一年，保证数据的恢复率或完好率至关重要。测风塔往往位于偏远的野外，有时很难快速处理故障。测风塔的维修通常需要高空作业，人员调配较难。而各种仪器一旦故障，一般只能更换。从发现故障到维修完成耗时一两个月的事情经常发生，这样就给风资源评估带来巨大的不确定性。

当然保证测风塔的质量是最重要的，因此就要求我们在安装测风塔的时候千万不能偷工减料，马虎不得。一旦发生故障，应该以最快的速度进行维修，尽量减少损失。那么就要求我们对测风塔的故障处理有一个应急处理方案。比如，准备好备用的仪器设备，随时进行更换。

8.4 其他种类测风仪器介绍

杯式风速仪在气象学的应用并非万能的。若对风的结构进行更多的测量，则需要应用其他类型的测风仪器。本节将阐述并评价几种不同类型的测风仪，以及它们在测量平均风速和湍流上的应用。一些在风电领域不常用的仪器类型并没有在本节中涵盖。

8.4.1 螺旋推进式测风仪

螺旋推进式测风仪发明于 18 世纪 80 年代，复兴于在 20 世纪 40 年代，被广泛应用于各种环境领域。20 世纪 60 年代，基于螺旋推进概念的单风向叶片推进测风仪和双平行风向叶片推进测风仪被用于对湍流的测量。典型设计如图 8-16 所示。

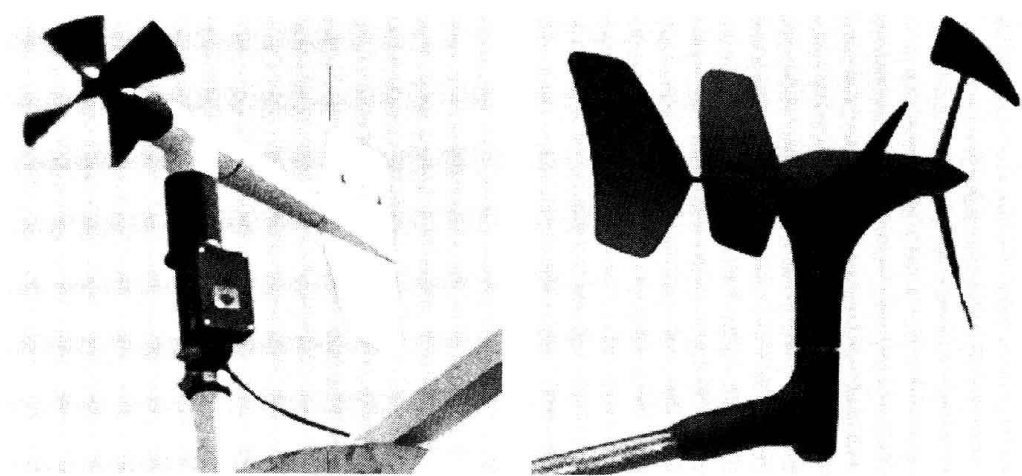


图 8-16 单风向叶片（左）和双平行风向叶片（右）螺旋推进式测风仪

螺旋推进的设计原理是旋转速度（超越轴承摩擦效应时）与风速成线性正比。例如最初的四叶片吉尔螺旋推进测风仪每英尺（0.305m）的空气通过时可以旋转 360°，对风的攻角呈余弦响应方式。这就意味着旋转推进器主要对风矢量平行于旋转轴的部分响应。与杯式风速仪不同，为了实际测量水平风速，旋转推进式测风仪需要一个尾部风向叶片，使旋转推进器始终迎着风向。

为了测量总风速，可以采取两个风向叶片垂直的结构增加一个风向调整自由度。这种仪器既可以用来测量风速标量，又可以测量风速矢量。总风速矢量还可以用 3 个正交固定排列的螺旋推进（三轴推进）测风仪进行测量。为了达到测量精度，需要对测量数据进行修正，来弥补各个方向余弦敏感度的偏差和仪器支撑结构对风流的畸变效应。

螺旋推进测风仪的优点是在单一仪器上同时实现了对风速和风向的测量。理论上螺旋推进测风仪不需要风洞标定，但实际上必须对其进行定期标定，以确定低风速的性能，及察觉由于磨损造成的拖曳力增加。螺旋推进测风仪在非常低的启动风速下可以产生较大的空气动力转矩，优于杯式风速仪，但是这个性能通常在风能应用中并不重要。螺旋推进测风仪虽然同样存在过速效应，但通常认为不重要。经验还表明，这种测风仪可以较好地测量湍流，至少可以确定湍流强度和水平风速标准偏差。

风向推进测风仪的一个显著的缺点是，风向不能完美跟踪湍流动态风向变化。惯性效应可以导致方向过冲，使旋桨偏离风向而低估风速。在低风速不稳定风流时，这种现象更加显著，因为风向角度由于大的对流涡旋通过而迅速变化。在高风速下，水平方向的轴偏离误差会显著降低，因为此时尾叶对空气动力存在很大的阻尼效应。

垂直方向的轴偏离气流也是造成风速测量误差的原因。当把螺旋推进测风仪安装在有坡度的地形，或特征骤变的地形地貌时，这种现象尤为明显。

三轴正交螺旋推进测风仪的主要问题与轴偏离现象和支臂遮挡效应有关，有较大的固有不确定性。不确定性的来源之一是，螺旋体对风速的动态响应随着攻角增加而降低。例如，当风向与转轴的夹角达到 85° 时，距离常数增加到原来的三倍。在高湍流的风况下，螺旋推进测风仪还可能发生叶片失速。这是由于风速的迅速升高超过了旋转体的响应能力。

不建议把螺旋推进测风仪应用于风力发电机功率性能的测量中，尤其对于多排排布的风场。经验表明，在一定的空气流动条件下，在密集排布的风场中，这种仪器对水平风速的测量误差可能超过 25%。

8.4.2 超声波测风仪

现代的超声波测风仪主要应用于对大气边界层湍流的研究。由于没有机械运动，避免了杯式和螺旋推进式测风仪的多种弊病和风向标的动态响应问题，这对湍流的研究至关重要。图 8-17 所示为典型的声学测风仪样式。

超声波测风仪更加复杂，成本也更高。三轴超声波测风仪可以实现对三维矢量风速的高精度测量。但是测风仪本身结构可以导致风流畸变，并产生对风向和风速测量的严重误差。声学测风仪的原理是精确的测量高频超声波脉冲（通常 100kHz）沿着顺风风向和逆风风向穿过一定距离的时间差。时间差 Δt 和空气流速 v_d 的关系为

$$\Delta t = \frac{2d}{a^2} v_d \quad (8-12)$$

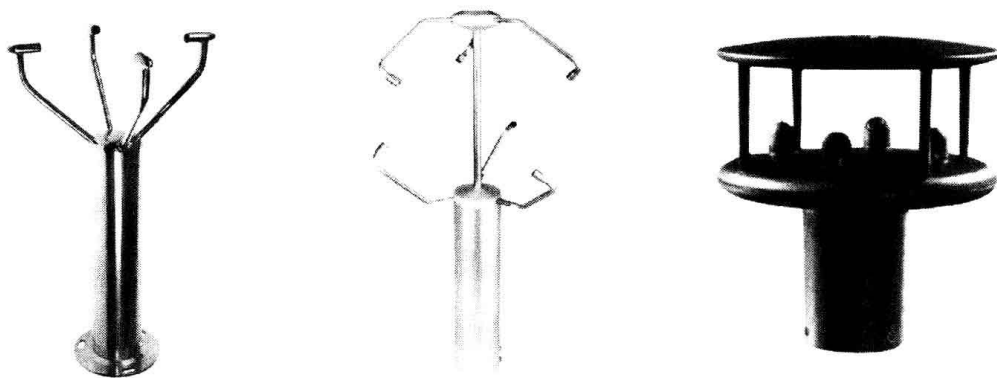


图 8-17 三种典型的超声波测风仪

式中 a ——声速；
 d ——路径距离。

空气温度 T 和声速 a 的关系为

$$a^2 = kRT \quad (8-13)$$

式中 k ——比热容比；
 R ——气体常数。

现代的超声波测风仪对风速的敏感度已经足够高，可以达到 0.5cm/s 。

超声波测风仪的优点是无机械运动部件，因此没有非线性响应等由于机械运动导致的误差。主要的贡献是测量风矢量的分辨率和准确度（不一定是准确性）。如果应用得当，超声波测风仪可以对入流角进行非常好的测量。超声波测风仪是测量湍流结构的理想仪器。

超声波测风仪的缺点是并不符合风资源评估和风力发电机功率性能评估的平均风速的定义。超声波测风仪的最明显缺点是高昂的成本，并还存在一些技术因素。首先，虽然超声波测风仪的动态响应性能极佳，但是测量准确性不一定好，尤其降雨时可能停止工作。另外，传感器触头的几何形状会导致一定程度的风流畸变，进而引起风速测量误差。

8.4.3 声雷达测风仪

虽然同样应用声学原理，但是声雷达（SODAR）测风仪与超声波测风仪在测量的空间尺度上差异巨大，声雷达测风仪观察的是更大尺度的风流结构。

超声波是在距离很近的超声波脉冲发生器和接收器之间应用声学原理，来研究风流结构的。声雷达测风仪采用一体的接收器和发生器，并应用远程背闪射，对更大尺度的风流结构进行研究。声雷达测风仪样式如图 8-18 所示。

声雷达技术基于定向的短波窄声束脉冲的闪射。脉冲通过地面的声学天线发射。当存在小尺度的声音折射系数改变时，就会发生声闪射。声音折射系数的改变是由于温度场的不均匀性，而不均匀的温度场正是大气流动的驱动力。由于多普勒效应^①，背闪射信号的频率与

① 物体辐射的波长因为波源和观测者的相对运动而产生变化。在运动的波源前面，波被压缩，波长变得较短，频率变得较高（蓝移 blue shift）；当运动在波源后面时，会产生相反的效应。波长变得较长，频率变得较低（红移，red shift）；波源的速度越高，所产生的频率漂移效应越大。根据波红（蓝）移动的程度，可以计算出波源循着观测方向运动的速度。

发射的脉冲频率有差异。频率的漂移与沿着声音传播路径上的风速直接相关，而天线可以探测这种频率的漂移。通过应用多个分别对准不同的方向的天线，就可以获得风矢量的三维数据了。可以根据传播时间，把接收到的声音信号的频率分配到某一高度，因此可以同时测量多个高度的风数据，获得垂直的风轮廓曲线。

风能应用一般对 20 ~ 150m 高度的风数据感兴趣，可以使用微型声雷达测风仪覆盖这一高度范围。这种微型声雷达测风仪的运行频率一般为 4 ~ 6kHz（听觉范围），可以提供连续的风轮廓信息，并具有较好的时间（每秒）和空间分辨率（5 ~ 10m）。

典型的声雷达测风仪测量风速的不确定度约为 2% ~ 4%。可以通过与同一高度的测风塔数据进行交叉比对降低不确定性。

声雷达测风仪的最大优点是能够定义风轮廓曲线，且测量高度更高。用普通的测风塔实现这一性能的成本可能是难以接受的。声雷达测风仪还非常方便移动，短期风数据测量的成本优势尤为明显。测风塔的安装可能需要地方政府的许可（征地等），而声雷达测风仪则一般不需要。作为远程测风仪器，声雷达并不像测风塔那样扰动风流。

声雷达测风系统在风能领域的应用尚不普遍。对于小型风力发电机来说，成本较大，且可选的供应商不多。可移动性也使声雷达测风系统容易被盗窃。放置在地面上，使得天线很容易损坏。因此，声雷达测风系统不太适合长期的、无人照管的风数据采集。

虽然声雷达测风系统很容易移动，但是需要一个稳定的平台。声雷达测风系统可用于海上大型风电场的测风工作，但是不能简单地放置在船上。另外，声雷达测风系统的频率在听觉范围内，在某些情况下也会是缺点。最后，与超声波测风仪一样，声雷达测风系统测量的数据也并不符合风资源评估和风力发电机功率性能评估的平均风速的定义。

8.4.4 激光雷达测风仪

激光雷达（LIDAR）是一种远距离光学传感技术，通过激光脉冲照亮目标来测量目标的距离和速度的物理特性。从原理上来说，激光雷达测风仪与声雷达测风系统类似，都是利用波的背闪射和多普勒效应对风速进行测量的，只不过前者是光波，而后者是声波。激光雷达背闪射介质为空气中的微尘粒子，即通过测量空气中微尘的运动来判断风流的特性。激光雷达测风仪的激光束可以脉冲式的，也可以是连续式的。脉冲式激光雷达测风仪通过激光信号传播时间来定义测量高度，而连续式的则通过对焦实现这一功能。

激光雷达测风系统比声雷达测风系统更加轻便，测量分辨率也更高，因此在风能领域更受欢迎。除此之外，二者的优缺点类似。另外，激光雷达的背闪射介质为空气中的微尘。如果空气特别洁净，那么会降低测量的分辨率和精度，不过这种情况极少发生。

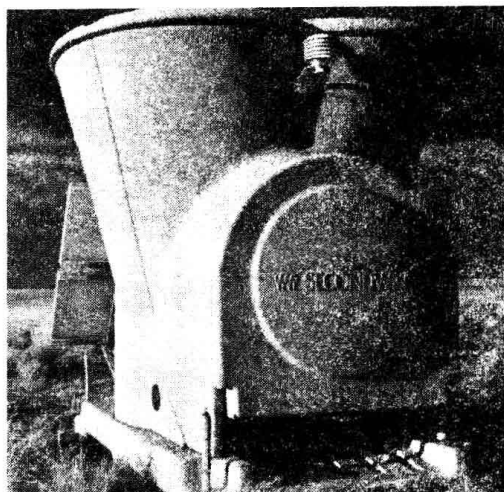


图 8-18 SecondWind 声雷达测风仪

激光雷达测风仪是短期风数据测量和风结构研究的重要工具。对于研究 10min 时间尺度内的风况来说，激光雷达测风仪的快速采样数据几乎是必不可少的。

图 8-19 所示为 Windcube 激光雷达测风仪。

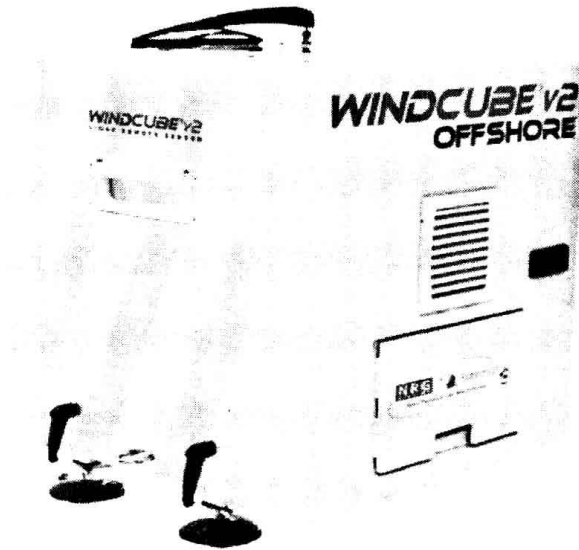


图 8-19 Windcube 激光雷达测风仪

第 9 章 大气概论与空气密度

大气的运动形成风，因此风资源工程师需要对大气有基本的了解。关于大气的基础知识的最直接应用是对空气密度的理解和计算，而空气密度是风能的最重要的变量之一。

地球大气经过了几十亿年的演化，逐渐达到了今天的平衡。生命的出现和生物圈的形成也对地球大气的演变发挥了重要作用。

地球大气由多种气体和悬浮于其中的固体粒子或气体粒子所组成。地球大气中的水蒸气是最活跃的成员，不但造成云雨雷电和天气变化，而且在地球的生态系统中起着至关重要的作用。

因此本章将从干洁大气讲起，然后扩展到水蒸气，最后拓展到空气密度的计算。理想气体状态方程为本章的理论重点，将贯穿在各节进行论述。

9.1 干洁大气

9.1.1 干洁大气的成分

顾名思义，干洁空气（或干洁大气）就是干燥和洁净的空气，即把除水蒸气去除以外的纯净大气。干洁空气是很多气体的混合，按浓度可分为主要成分、微量成分和痕量成分，而微量成分和痕量成分可统称为次要成分。

按照分子个数或气体体积划分，干洁空气中氮气和氧气占了绝大部分，分别为 78% 和 21%，氩气占比 0.93%，二氧化碳占比 0.04%，为主要成分。其余气体统称为次要成分，包括氦气、氖气、甲烷、氦气、氢气等。对于风力发电，我们主要关心对流层。对流层的主要大气成分见表 9-1。

表 9-1 对流层内大气的主要成分^[81]

气 体		相对分子量	体积百分比	质量百分比
准定常成分	N ₂	28	78.084	75.52
	O ₂	32	20.948	23.15
	Ar	40	0.934	1.28
可变成分	CO ₂	44	0.033	0.05

大气中多数气体的含量是长期不变的，它们之间的比例大致保持固定不变。我们把这种气体称为准定常成分或基本不变成分。准定常气体成分之间的比例在大气层任何高度都基本相同。

可变气体成分随着时间和地点而变，如二氧化碳和甲烷等温室气体。干洁大气的相对分子量为 29g/mol，为各种气体成分的加权平均值。

9.1.2 干洁大气状态方程

气象学一般把干结空气看作是理想气体,那么干洁大气状态方程也就是理想气体状态方程。从微观角度,理想气体是指分子本身的体积和分子间的作用力都可以忽略不计的气体。

干洁大气的状态方程为

$$P = \rho_D R_D T \quad (9-1)$$

式中 P ——气压;

ρ_D ——气体密度;

R_D ——干洁大气的特定气体常数 $R_D = 287.05 \text{ J/kg} \cdot \text{K}$;

T ——气体温度,单位为 K。

式(9-1)是理想气体定律的表达形式之一,为气象学中常用的形式,它把气压、空气密度和温度联系起来。

理想气体状态方程的分子表达形式为

$$PV = nR_0 T \quad (9-2)$$

式中 n ——分子个数;

R ——通用气体常数, $R_0 = 8.31432 \text{ J/mol} \cdot \text{K}$;适用于任何理想气体,与摩尔质量(相对分子量)无关。

某种气体的特定气体常数与通用气体常数的关系为

$$R = \frac{R_0}{M} \quad (9-3)$$

式中 M ——特定气体的摩尔质量。

根据式(9-1)可知,当气压恒定时,温度降低将导致空气密度增加。因此,夏天的空气密度低于冬天,白天的空气密度低于夜晚。垂直方向,这一机制还促使空气上下对流,是地球水循环的基础。

当空气密度恒定(体积恒定的密闭系统[○])时,那么气压随着温度的升高而升高。大气为开放系统,局部气压的升高会使该处的空气膨胀,向气压较低的方向流动,即产生风。因此可以说,温度的不均匀性是风产生的原动力。

9.2 湿润大气

含有水蒸气或水汽的大气为湿润大气。水汽在空气中占比很小,仅为 0.1% ~ 0.3%,却是大气中最为活跃的成分。水在大气条件下存在固、液、气三态变化,这使水比其他微量气体更加重要。因为水汽的三态变化伴随着潜热的吸收和释放,使大气的物理过程变得更加复杂。

水汽的来源主要是海洋表面蒸发,并经过大气环流传输到地球的每个角落,又通过降水降到陆地和海洋上,形成地球上的水汽循环。中国地处欧亚大陆东南部,水汽主要来源于南

○ 密闭系统指不与外部发生物质交换的封闭系统。

中国海和印度洋^[81]。

9.2.1 水汽压

空气中水汽的分压强称为水汽压，通常以 e 表示。饱和水汽压是指一定温度下纯水汽与水（冰）处于相态平衡时的水汽压。设想一个装有空气和水的封闭容器，水汽蒸发和液化过程将一直持续，直到蒸发的速度和液化的速度正好相等。这时便建立了一个平衡，空气中水汽的含量将不再变化，达到饱和状态。当饱和水汽压等于大气压时，水开始沸腾。饱和水汽压是温度的函数。

饱和水汽压有多种不同的表达方法，实际工作中常用 Tetens 经验公式^[83]近似计算水面和冰面的饱和水汽压。公式分别为

$$\begin{aligned} E_{\text{wat}} &= 6.1078 \exp \left[\frac{17.2693382(T - 273.16)}{T - 35.86} \right] \\ E_{\text{ice}} &= 6.1078 \exp \left[\frac{21.8745584(T - 273.16)}{T - 7.66} \right] \end{aligned} \quad (9-4)$$

根据上式，可以绘制出饱和水汽压随着温度的变化曲线，如图 9-1 所示。可见随着温度的升高，饱和水汽压迅速增高。这就很好地解释了为什么夏天的空气湿度大于冬天，夏季的中午格外闷热难耐。我国南方的气候湿润，空气中的水汽甚至可以达到饱和，即接近图 9-1 所示的曲线。

湿润空气是水汽与干洁空气的混合气体，因此严格地说，湿空气的饱和水汽压不等于纯水汽的饱和水汽压，但是误差非常小。于是在研究大气时，常常忽略两者差别，认为饱和水汽压就是指一定温度下湿空气中能容纳的水汽分压强。

Herman Wobus 法也是常用的饱和水汽压计算方法，WindPRO 软件就是采用这种方法。Herman Wobus 法的计算公式为

$$E_s = \frac{e_{s0}}{P(T)^8}$$

$$P(T) = c_0 + T(c_1 + T(c_2 + T(c_3 + T(c_4 + T(c_5 + T(c_6 + T(c_7 + T(c_8 + Tc_9))))))) \quad (9-5)$$

其中：

$$e_{s0} = 6.1078$$

$$c_0 = 0.99999683 \times 10^0 \quad c_1 = -0.90826951 \times 10^{-2} \quad c_2 = 0.78736169 \times 10^{-4}$$

$$c_3 = -0.61117958 \times 10^{-6} \quad c_4 = 0.43884187 \times 10^{-8} \quad c_5 = -0.29883885 \times 10^{-10}$$

$$c_6 = 0.21874425 \times 10^{-12} \quad c_7 = -0.17892321 \times 10^{-14} \quad c_8 = 0.11112018 \times 10^{-16}$$

$$c_9 = -0.30994571 \times 10^{-19}$$

式中 E_s ——饱和水汽压；

温度 T 的单位为摄氏度 $^{\circ}\text{C}$ 。

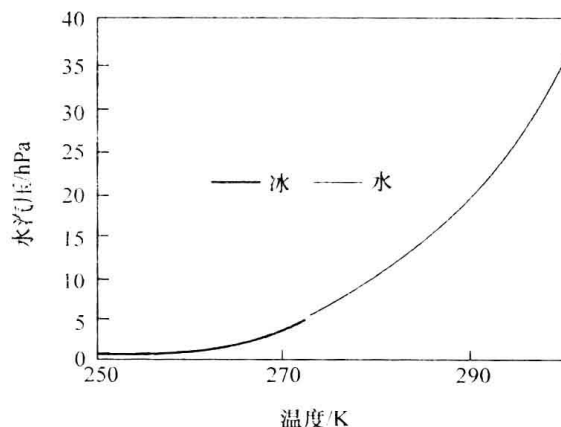


图 9-1 水表面和冰表面的饱和水汽压随温度变化曲线

9.2.2 相对湿度与绝对湿度

常温常压下,可以把湿润空气里的水汽看作是理想气体。根据理想气体定律,体积一定时,混合气体的总压力等于每种气体的分压力之和。假设水汽的分压力为 e , 根据式 (9-1) 理想气体状态方程,可得水汽密度:

$$\rho_v = \frac{e}{R_v T} \quad (9-6)$$

式中 R_v ——水汽的特定气体常数 $R_v = 461.495 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$,

ρ_v ——水汽的密度,也就是单位体积湿润空气中所含有的水汽的质量,定义为绝对湿度,单位为 g/m^3 。

在一定温度和压强下,水汽与饱和水汽的摩尔分数之比为水面(或冰面)的相对湿度,也可以用水汽的绝对密度与饱和绝对密度的比,或水汽压与饱和水汽压之比表示。

设饱和水汽压为 E_s , 那么相对湿度为

$$U = \left(\frac{e}{E_s} \right)_{p,T} \quad (9-7)$$

我们日常接触的空气湿度一般都是指相对湿度,用百分数表示。相对湿度的高低不能直接说明空气中含有的水汽多少,而是相对一定温度和压力下的饱和水汽而言的。相对湿度越接近饱和(100%),水汽就越有可能液化成水。

9.2.3 湿润空气的状态方程

与干洁空气比,湿润空气由于水汽的引入而改变了平均摩尔质量,进而改变了气体常数 R 。湿润空气的气体常数^[85]为

$$R_H = R_D (1 + 0.608q) \quad (9-8)$$

式中 q ——比湿,为水汽占湿润空气的质量比。

那么,湿润大气的状态方程为

$$P = \rho_H R_D (1 + 0.608q) T \quad (9-9)$$

式中 ρ_H ——湿润空气的密度。

水汽的增加和减少不会改变总气压。那么由湿润气体状态方程可知,在相同温度下,湿润空气的密度比干洁空气小,且含有水汽越多,空气密度越小。

还可以从气体分子的摩尔质量角度解释水汽导致空气密度下降。干洁大气的平均摩尔质量约为 29 g/mol , 而水汽的摩尔质量约为 18 g/mol , 显然水汽的加入会降低大气的平均摩尔质量,而压力和温度相同时,气体的摩尔质量与密度成正比。

9.3 大气压力

大气压力是指单位面积上直至大气上界整个空气柱的重量,是气象学中极其重要的一个物理量,它的分布和变化与大气运动及天气情况有密切关系。

大气在垂直方向上受到重力和垂直气压梯度力的作用达到平衡时,称为大气处于流体静力平衡状态。本节讨论大气处于静力平衡状态时的气压、温度和高度的关系,及很有实用参

考价值的标准大气。本节还简要地介绍了气压场的基本概念。

9.3.1 位势高度与几何高度

大气物理学和海洋学中，常采用（重力）位势高度而不用几何高度（海拔）表示大气的高度和海洋的深度。标准大气模型通常就是通过位势高度进行模拟，而不是几何高度，因为这样可以简化大气物理方程。

从固定在地球上的坐标系观察，单位质量空气所受的重力 G 是地心引力和地球旋转产生的惯性离心力（虚拟力）的合力。又因为地球并非严格的球形，而是赤道半径略大的椭球形。由于质量的非球形分布和到质心距离的不同，地心引力随着纬度而变。

重力位势表示单位质量的空气团通过任意路径由海平面上升到某一高度 z 时克服重力所做的功（单位为 J/kg），即：

$$\Phi = \int_0^z g dz \quad (9-10)$$

由于重力加速度 g 是纬度和高度的函数，所以等位势面与等高面不同，它们彼此不平行。两个等位势面之间的几何距离，赤道大于极地，高空大于低空。等位势面上无重力分量，故沿着等位势面移动物体不抵抗重力做功。

习惯上以位势高度表示重力位势的大小，称为位势米（gpm）。若以 H 表示位势高度，则其定义是：

$$H = \frac{\Phi}{g_0} \quad (9-11)$$

式中 g_0 ——标准大气海平面的重力加速度值，为位势米和重力位势的换算因子，即 g_0 等于 9.80665 J/kg。1 位势米相当于 9.80665 J/kg 的重力位势，并不是通常意义下的高度。

用位势高度的优点是：①可以不考虑重力加速度随高度和纬度的变化，根据实测的气压和温度就可以计算位势高度，比较方便。②便于在理论上处理一些问题，例如，在讨论大气能量时，垂直坐标若采用位势高度 z ，则重力无水平分量，使方程得以简化。

位势高度与几何高度的关系式^[86]为

$$z = \frac{r_E H}{r_E + H} \quad (9-12)$$

式中 r_E ——地球半径。

由式（9-12）计算出来的位势高度和几何高度见表 9-2，可见两种高度在风力发电机所处的高度的差别很小。因此在风资源领域，两种高度一般可以近似替代。用位势高度替代几何高度给空气密度的计算带来很大方便。

表 9-2 几何高度和位势高度的差别

几何高度 z/m	位势高度 H/m	差别 (%)
100	99.99	0.002
500	499.96	0.008
1000	999.84	0.016

(续)

几何高度 z/m	位势高度 H/m	差别 (%)
5000	4996.1	0.078
10000	9984.3	0.157
50000	49610	0.796
100000	98451	1.573

9.3.2 大气静力学平衡

大气处于静力学平衡状态时, 大气在水平方向的压强、温度和湿度的变化都很小, 等压面和等温面接近于水平且空气无水平运动。显然, 这是一种便于我们理解和分析问题的理想情况。

当大气处于静力学平衡时, 可以用大气静力学方程表达, 在重力作用下, 大气处于流体静力平衡时的气压随着高度的变化规律。

静力学方程的偏微分形式为

$$\frac{\partial P}{\partial z} = -\rho g \quad (9-13)$$

式中 z ——几何高度;

g ——重力加速度。

因为空气密度 ρ 总是正值, 所以气压总是随着高度递减。由于大气在水平方向分布均匀, 在一定范围内可以认为 $P = P(z)$ 。

因此式 (9-13) 可以写成微分形式为

$$\frac{dP}{dz} = -\rho g \quad (9-14)$$

式 (9-13) 和式 (9-14) 在大气静止时或匀速垂直运动时是完全正确的。在实际大气中, 由于空气的垂直加速度一般小于 0.1cm/s^2 , 比重力加速度 g 至少小 4 个数量级, 所以除去垂直运动剧烈的积云环流外, 它都能很好地成立^[81]。

把理想气体的状态方程代入式 (9-14) 的右侧, 可求得静力学方程的积分形式为

$$P_1 = P_0 \exp \left[-\frac{g(z_1 - z_0)}{RT} \right] \quad (9-15)$$

9.3.3 温度随高度的变化

把理想气体的状态方程代入式 (9-14) 的左侧, 可以求得:

$$\frac{dT}{dz} = -\frac{g}{R} \quad (9-16)$$

该式反映的是空气团垂直运动发生的温度变化。可见, 空气团垂直向上运动将导致其温度降低。可以从做功的角度解释这一现象。当空气团垂直向上运动时, 周围环境的压力逐渐降低, 那么该空气团必将膨胀而对外做功, 导致内能降低, 从而表现为温度降低。

当空气团发生垂直位移时, 如果温度的改变不伴随着与周围环境的热交换, 则这个过程为绝热过程, 是可逆的。例如, 干燥空气绝热的升高 100m, 温度将降低 1K, 即 1℃。若把

这个空气团再降低 100m，它的温度将返回到之前的热力学状态。

空气在地表被加热后密度降低而做上升运动，上升过程中又逐渐冷却。高处较冷的空气向下运动，以替代上升热气团留下的空隙。这个循环过程为对流或垂直混合。

在同一大气层内，温度随位势高度的变化曲线大体上为线性。该曲线的斜率被称为垂直温度梯度或气温递减率。

其表达式为

$$T = T_0 + L(H - H_0) \quad (9-17)$$

式中 L ——垂直温度梯度；

T_0 ——起始温度；

H_0 ——起始位势高度；

H ——目标位势高度。

标准大气低空（对流层）的平均垂直温度梯度为 -6.5K/km ，即每升高 1km，温度下降 6.5K。因为并不是所有大气过程都是绝热的，所以实际大气平均垂直温度梯度小于绝热过程的温度梯度（ -10K/km ）。另外，湿润空气的温度变化经常伴随着水汽的三态变化，导致大量潜热的释放和吸收，从而使垂直温度分布结构变得更加复杂。不同大气层的垂直温度梯度不同，平流层的温度梯度就是正的，即大气温度随着高度的升高而升高。

最后要强调的是式（9-16）和式（9-17）的差别。式（9-16）是空气团垂直运动过程的温度变化，而式（9-17）为整个大气的垂直温度分布。以不存在上下对流的平流层为例，如果把低处的空气团向上移动，其温度会降低，而平流层内越往上温度越高，因此位移后的空气团温度将低于周围环境，那么就必然会降落回原来的位置。这就解释了平流层之所以不存在上下对流的原因。

9.3.4 标准大气

人们根据大量高空探测的数据和理论，规定了一种特性随高度分布的最接近实际大气的大气模式，称为标准大气。世界气象组织（WMO）对标准大气的定义是：“……所谓标准大气，就是能够粗略地反映出某地区（如中纬度）垂直方向上气温、气压、湿度等近似平均分布的一种模式大气。它能粗略地反映中纬度地区大气多年年平均状况，并得到一国或国际组织承认。它的典型用途是作为压力高度计校准、飞机性能计算、飞机和火箭设计、弹道制表和气象制图的基准。假定空气服从使温度、压力和密度与位势发生关系的理想气体定律和流体静力学方程。在一个时期内，只能规定一个标准大气。该标准大气，除相隔多年做修正外，不允许经常变动^[81]。

标准大气指是标准化或平均化的大气垂直结构。美国 1976 年标准大气（U. S. Standard Atmosphere, 1976）表示了中等太阳活动期间，由地面到 1000km 的理想化的、静态的中纬度平均大气结构。我国国家标准总局规定，在建立我国自己的标准大气之前，可使用 1976 年美国标准大气，取其 30km 以下部分作为国家标准^[81]。

标准大气对于风力发电的主要意义在于它给出了一个标准的空气密度，把不同风力发电机的功率曲线放在同一个标尺下。以海平面的标准大气的密度为标准空气密度，物理特性见表 9-3。

表 9-3 标准大气部分海平面值

压强 P_0/hPa	温度 T_0/K	密度 $\rho/(\text{kg}/\text{m}^3)$	重力加速度 $g_0/(\text{m}/\text{s}^2)$	垂直温度梯度 $L/(\text{K}/\text{km})$
1013.25	288.15 (15℃)	1.2250	9.80665	-6.5

不同大气层的垂直温度梯度是不同的,见表 9-4。对于风资源领域,最重要的就是对流层 (0~11km),即海平面垂直温度梯度。

表 9-4 标准大气各高度层的垂直温度梯度

底层位势高度 H_1/km	顶层位势高度 H_2/km	垂直温度梯度 $L/(\text{K}/\text{km})$
0	11	-6.5
11	20	0.0
20	32	1.0
32	47	2.8
47	51	0.0
51	71	-2.8
71	84.852	-2.0

9.3.5 气压随时间的变化

气压的变化直接反映到空气密度的变化,风能密度也因此随之变化。气压梯度力也是风的驱动力之一,因此有必要简要论述气压随时间的变化规律。

气压有周期性的日变化和年变化,还有非周期性的变化^[81]。

气压的日变化在热带表现得很明显,一昼夜有两个高值 (9~10 时和 21~22 时) 和两个低值 (3~4 时和 15~16 时)。温带地区气压的日变化平缓一些,而高纬度的变化幅度更小。日变化还受到地形的影响,例如,我国日变化最大的地方是在青藏高原东部边缘的山谷中约 3~4hPa,而不在低纬度地区^[81]。不同纬度的气压日变化曲线如图 9-2 所示。

气压的日变化可以简单的用空气对流强度定性解释。一般对流越强烈,气压越低。热带地区的空气对流最强烈,雨季时几乎每天下午都下雨,因此气压日变化曲线波动最大。

气压的年变化特点与地理纬度、海陆性质、海拔等自然地理条件有关。赤道地区年变化不大,而高纬度地区年变化较大。这与四季温差有直接关系,温差越大,气压年波动越大。显然,高纬度四季分明,冬夏温差大,因此年气压波动也更剧烈。

大陆和海洋也有显著的差别,大陆上全年气压的最高值一般出现在冬季,最低值出现在夏季。海洋则正好相反,波动幅度也比陆地小得多。

气压的非周期性变化常和大气环流及天气系统有联系,且变化幅度较大。如冬季寒潮来

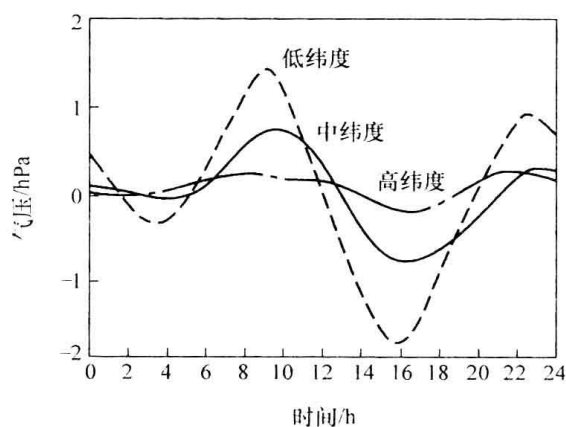


图 9-2 气压日变化

袭，冷空气到来时，气压会升高。低气压或暖空气到来时，气压会降低。在中高纬度地区，由于高、低压天气系统交换频繁，中纬度地区 24h 变压可达 3 ~ 5hPa，高纬度地区可达 10hPa，短时间内超过周期性变化的幅度^[81]。

气压随时间急剧变化，往往是天气急剧变化的先兆，因此在气象观测和天气分析中都很关注 3h 和 24h 的气压变化情况。

9.4 风场空气密度计算

空气密度既定风力发电机发电量的重要变量，也是载荷的重要变量，因此计算风场的空气密度是风资源的重要工作之一。本节将着力叙述空气密度的计算方法和影响因素。

需要指出的是，风力发电通常引用年均空气密度进行发电量和载荷计算，然而空气密度随着气压和温度时刻都在发生着变化。因此需要把空气密度理解成一个随机变量，这一点和风速很类似。因为空气密度一般是通过温度进行计算的，所以在这一问题上主要讨论温度的概率分布及范围。

若想找到年平均空气密度，首先要知道年均温度。空气密度的波动范围也很重要，因为风力发电机叶片的气动性能和散热效率等都有一定的空气密度范围要求，这就要求我们必须计算温度的变化范围。

9.4.1 干燥空气的密度

可以把干燥空气看作干洁大气，那么根据理想气体状态方程式 (9-1) 可得：

$$\rho_D = \frac{P}{R_D T} \quad (9-18)$$

即只要知道温度和压力，就可以求出空气密度。以海平面的标准大气为例：

$$\rho_D = \frac{101325}{287.05 * 288.15 \text{ kg/m}^3} = 1.2250 \text{ kg/m}^3 \quad (9-19)$$

9.4.2 湿润空气的密度

实际的空气都是含有水汽的，因此有必要理解水汽对空气密度的影响，并计算湿润空气的密度。

忽略气体压缩率的非线性和并非在液态水面直接测量水汽压带来的微小误差^[84]，湿润空气的密度可以认为等于干燥空气密度与水汽密度之和，即：

$$\rho_H = \rho_D + \rho_V = \left(\frac{P_D}{R_D T} \right) + \left(\frac{P_V}{R_V T} \right) \quad (9-20)$$

经过整理和方程变换^[85]后，可得：

$$\rho_H = \frac{P}{R_D T} \left(1 - \frac{0.378 P_V}{P} \right) \quad (9-21)$$

式中 P_D ——干燥空气的分气压；

P_V ——水汽的分气压，即式 (9-6) 和式 (9-7) 中的 e ，可根据相对湿度和饱和水汽压求得；

P ——湿润空气的总气压。压力的单位为帕斯卡 (Pascals)。

9.4.3 空气密度随高度变化

为了计算方便, 这里用位势高度替代几何高度, 因为二者在低空的差别非常微小。

把理想气体状态方程、式 (9-17) 和式 (9-3) 代入大气静力方程 (9-14) 后, 得到:

$$dP = -\frac{Mg_0}{R_0} \frac{P}{T_b + L(H - H_b)} dH \quad (9-22)$$

于是:

$$P = P_b \left[\frac{T_b + L(H - H_b)}{T_b} \right]^{-\frac{g_0 M}{R_0 L}} \quad (9-23)$$

把理想气体状态方程和式 (9-3) 再次代入, 替换 P 和 P_0 , 可得:

$$\begin{aligned} \rho &= \frac{M}{R_0 T} P_b \left[\frac{T_b + L(H - H_b)}{T_b} \right]^{-\frac{g_0 M}{R_0 L}} \\ &= \rho_b \frac{T_b}{T_b - L(H - H_b)} \left[\frac{T_b + L(H - H_b)}{T_b} \right]^{-\frac{g_0 M}{R_0 L}} \end{aligned} \quad (9-24)$$

以标准大气的海平面为起始高度, 即 $H_b = 0\text{m}$, 则式 (9-24) 可以简化为

$$\rho = \frac{M}{R_0 T} P_0 \left[1 + \frac{LH}{T_0} \right]^{-\frac{g_0 M}{R_0 L}} \quad (9-25)$$

根据式 (9-25), 只要知道温度和海拔就可以求出空气密度。代入已知常数 $R_0 = 8.31432\text{J/mol} \cdot \text{K}$, $P_0 = 101325\text{Pa}$, $T_0 = 288.15\text{K}$, $L = -6.5\text{K/km}$, $g_0 = 9.80665\text{m/s}^2$ 和 $M = 0.0289644\text{kg/mol}$ (干洁大气的摩尔质量, 忽略水汽影响) 后, 可以得到:

$$\rho = \frac{352.9886}{T} [1 - 0.0225577H]^{5.2559} \quad (9-26)$$

式中 H ——海拔, 单位为 km 。

也可以把理想气体状态方程带入式 (9-15), 得到空气密度的另一种表达式:

$$\rho = \frac{M}{R_0 T} P_0 \exp \left[-\frac{Mg_0 z}{R_0 T} \right] \quad (9-27)$$

带入常数后, 得到:

$$\rho = \frac{352.9886}{T} \exp \left[-0.034163 \frac{z}{T} \right] \quad (9-28)$$

【例】 气象站记录的多年平均气温为 10°C , 海拔为 844m 。风场的平均海拔为 2000m , 风力发电机的轮毂高度为 80m , 风力发电机功率曲线的空气密度是多少?

轮毂的海拔为 $(2000 + 80)\text{m} = 2080\text{m} = 2.08\text{km}$ 。

根据式 (9-17) 可以求出 2080m 的平均气温:

$$T = T_0 + L(H - H_0) = 273.15 + 10 - 6.5(2080 - 844)/1000 = 275.12\text{K}$$

将温度和海拔数据分别带入式 (9-26) 和式 (9-28), 可得空气密度为

$$\rho = \frac{352.9886}{275.12} (1 - 0.0225577 \times 2.080)^{5.2559} = 0.997\text{kg/m}^3$$

$$\rho = \frac{352.9886}{275.12} \exp\left(-0.034163 \frac{2080}{275.12}\right) = 0.991 \text{ kg/m}^3$$

计算结果表明，式(9-26)和式(9-28)的计算结果相差0.6%，远远超过2080m位势高度与几何高度之间的误差。仔细观察两种计算方法的推导过程可知，式(9-26)更符合标准大气的定义，而式(9-28)没有引用标准的垂直温度梯度概念。而实际应用中对不同高度的温度进行推算时，又难免用到标准大气的垂直温度梯度概念。因此，在实际工作中，建议使用式(9-26)作为空气密度的计算公式^①。

需要指出的是，应该计算风电场轮毂高度的空气密度，因为功率曲线是以轮毂高度为基准的。另外气象站的海拔一般与风场有别，在计算风场空气密度是必须予以修正。

9.4.4 空气密度随湿度和压力的变化

影响空气密度的变量除了温度以外，还有压力和水汽含量。它们之间的关系式^[87]可以简化为

$$\rho = 1.2929 \left(\frac{273.13}{T} \right) \left(\frac{B - 0.7383e}{760} \right) \quad (9-29)$$

式中 T ——温度，单位为 K；

B ——压力，单位为 mmHg（毫米汞柱）；

e ——水汽分压，单位为 mmHg。

可以根据该式研究空气密度对湿度和压力的敏感度，给我们一个宏观的概念。研究表明，当温度在 5~20℃ 之间时，湿度对空气密度的影响小于 1.7%，且温度越高，影响越大。因为多采用年均空气密度计算风力发电机的发电量，因此多数情况下可以忽略湿度对空气密度的影响。如果认为不能忽略，则可以把空气湿度作为不确定性引入到空气密度的计算中来。

9.4.5 温度范围计算

风力发电机都是在按照一定的工作环境温度设计的，那么确定风电场的空气温度范围对风力发电机的选型就十分重要。另外温度也直接影响空气密度，而空气密度与风力发电机的发电量成正比，对风力发电机叶片的气动性能和载荷都也有重要影响。因此从科学评估风电场的发电量和风力发电机载荷安全性角度，确定风场的环境温度范围和平均温度也都是至关重要的。

风电场环境温度范围问题并不是记录的最高温度值和最低温度那样简单。实际上，超过 50 年一遇的温度极值是可以不考虑的，也就是说 1% 发生概率的高温 T_{99} ，和 1% 发生概率的低温 T_1 可以不考虑，而只考虑中间 98% 发生概率的温度范围。因此环境温度范围为 T ：

$$T_1 \leq T \leq T_{99} \quad (9-30)$$

为了计算 T_1 和 T_{99} ，我们需要了解平均高温和平均低温的概念。平均高温和平均低温是统计平均值，需要保持至少 30 年的记录才能具有统计学意义。应该注意平均高温和平均低温与通常所说的高温 and 低温的区别，前者是多年同期高温和低温的统计均值。

① GB/T 18710—2002《中华人民共和国国家标准》中使用的是式(9-28)。

我们假设温度遵循正态分布，那么只要求得均值和标准差就可以求出不同超越概率的温度了。

$$\begin{aligned} T_1 &= T - 2.326\sigma \\ T_{99} &= T + 2.326\sigma \end{aligned} \quad (9-31)$$

可以选择一个代表年的完整的温度数据来计算温度范围。若没有可用的气象站数据，则可以选择共享的气象网站的统计数据估算，如 www.weatherbase.com。

Weatherbase 网站的典型页面如图 9-3 所示，要选择全部数据（ALL DATA）和摄氏度（℃）。该页面给出了年均温度、月均温度、年均高温、年均低温、月均高温和月均低温，还包括数据记录年数、海拔和经纬度坐标。

TEMPERATURE													
Average Temperature												Years on Record: 7	
⋮	ANNUAL	JAN	FEB	MAR	APR	MAY	JUN	JUL	AUG	SEP	OCT	NOV	DEC
C	9	-9	-5	2	10	18	23	25	23	18	10	---	-6
Average High Temperature												Years on Record: 7	
	ANNUAL	JAN	FEB	MAR	APR	MAY	JUN	JUL	AUG	SEP	OCT	NOV	DEC
C	16	2	2	9	18	26	29	31	29	25	17	7	---
Average Low Temperature												Years on Record: 7	
	ANNUAL	JAN	FEB	MAR	APR	MAY	JUN	JUL	AUG	SEP	OCT	NOV	DEC
C	2	-16	-12	-5	3	11	17	20	18	11	3	-6	-13
Highest Recorded Temperature												Years on Record: 7	
	ANNUAL	JAN	FEB	MAR	APR	MAY	JUN	JUL	AUG	SEP	OCT	NOV	DEC
C	40	10	18	23	32	37	40	37	37	33	30	22	12
Lowest Recorded Temperature												Years on Record: 7	
	ANNUAL	JAN	FEB	MAR	APR	MAY	JUN	JUL	AUG	SEP	OCT	NOV	DEC
C	-25	-25	-25	---	-13	-1	7	12	11	-1	-10	-22	-25

图 9-3 Weatherbase.com 网站的页面

假设高温月份和低温月份的温度分别遵循正态分布。如图 9-3 所示，月均最高温 31℃ 发生在 7 月（JUL），而 7 月的平均温度为 25℃，因此平均高温的标准差为 $(31-25)^\circ\text{C} = 6^\circ\text{C}$ ，则：

$$T_{99} = (25 + 2.326 \times 6)^\circ\text{C} = 39^\circ\text{C} \quad (9-32)$$

同理，月均最低温 -16℃ 发生在 1 月（JAN），而 1 月份的平均温度为 -9℃，因此平均低温的标准差为 7℃，则：

$$T_1 = (-9 - 2.326 \times 7)^\circ\text{C} = -25.3^\circ\text{C} \quad (9-33)$$

可见，风场的温度范围并非记录的最低温和记录的最高温，而是通过正态分布计算的 98% 发生概率的温度范围。

第 10 章 边界层气象

我们呼吸的空气、生活的空间几乎都处在边界层。大气边界层也是风资源的所在，是风力发电机利用风能的大气层。因此对边界层的理解将有助于我们对风的理解。大气边界层的结构有着强烈的日变化特征，因为直接与地表接触，地形地貌也对大气边界层内的气象参量产生决定性影响。因此，对于风电场的宏观和微观选址，都要求我们对大气边界层的知识有较为深入的了解。

大气边界层是大气物理学范畴。本章宗旨是通过浅显易懂的方式给读者介绍决定风能产生的物理过程的基本知识。

10.1 大气热力结构分层

大气层在水平方向较为均匀，而垂直方向明显呈层状分布。可以按照大气的热力性质、电离状况、大气组成等特征分成若干层次。本节主要论述按照热力结构把大气层分为对流出层、平流层、中间层和热层，如图 10-1 所示。

大气温度的垂直分布由热量平衡关系决定，对于不同高度大气，影响温度的主要因子不同。低层大气中，以太阳辐射加热地表后引起的对流、湍流交换作用以及地表的红外热辐射为主，地面是主要热源。中、高层大气以辐射平衡作用为主，主要成分 N_2 吸收辐射很少， O_2 、 O 和 O_3 对太阳辐射的吸收加热， O_3 、 CO_2 和水汽的红外辐射冷却，就构成了平流层以上大气的热源和冷源，对其温度的垂直分布起重要作用。

为了方便地描述大气物理学和动力学，可以把空气想象成由气块组成（或空气微团）。每个气块是由非常少量的空气组成的，并可以与空气其他部分区分开来。空气作为一种连续流体，没有哪个气块可以与其他气块完全独立，系统一侧的改变迟早会传递到另一侧。流体性质通过物理接触传递，包括传导、对流和连续不断的辐射。

10.1.1 对流层

对流层位于大气的最低层，集中了约 75% 的大气的质量和 90% 以上的水汽质量。其下界与地面相接，上界高度随地理纬度和季节而变化。在低纬度地区平均高度为 17 ~ 18km，在中纬度地区平均为 10 ~ 12km，极地平均为 8 ~ 9km，并且夏季高于冬季。

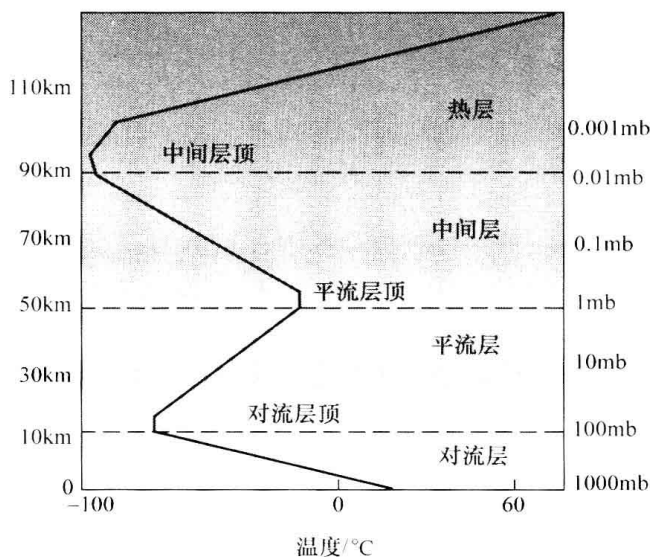


图 10-1 大气垂直分层结构

在对流层，高度每上升1km，气温会平均下降 6.49°C 。这种气温递减是因为绝热冷却的出现。当空气上升时，气压会下降而空气随之扩张。为了使空气扩张，需要有一定的功施予四周，故此气温会下降（热力学第一定律）。正因为对流层的上部冷下部热，所以对流运动特别显著。这正是中文“对流层”的名称由来。天气现象也都发生在对流层内。

在中纬度地区，气温会由海平面的大约 $+17^{\circ}\text{C}$ 下降至对流层顶的大约 -52°C 。而在极地（高纬度地区），由于对流层相对较薄，所以气温只会下降至 -45°C ，相反赤道地区（低纬度地区）气温可以下降到 -75°C 。

地表的摩擦力会影响气流，形成了一个平均厚2km的行星（或大气）边界层。这一层的形成主要依靠地形而有所不同，而且亦会被逆温层的分隔而与对流层的其他部分分开。虽然位于对流层下层的大气会与地表产生摩擦，但上层的空气却没有受这种摩擦力所影响。所以在对流层上层及下层的天气现象会有所不同。基于这种现象的差别，对流层会再被分开三层。从海平面0~100m的地方是近地层，从100m~1km的是艾克曼层，从1km至对流层顶的11km处则称为自由大气。

接地层与地面的摩擦比较大，所以其大气的运动及湍流很不规则且较为活跃。艾克曼层则会受到地转偏力、气压梯度力和与地面的摩擦力这三个力的合力而运动。至于自由大气，故名思义，它不受地面的摩擦力所影响，大气处于一个自由运动的状态之中。

自由大气的上层部分，即对流层的上部会有急流流动着，其高度大约位于距离地面11km附近，是风速最高的地方。如在日本上空流动的西风带亦是位于离地11km的高度附近，且风速最高。急流可说是在对流层内，做水平方向的大气运动之中最大规模的一种，在垂直方向的大气运动中也属于大规模。又例如在热带地区热空气上升，到达副热带高压带下降的哈得莱环流之类的大气环流就是例子。这样在对流层里不断地出现做水平及垂直方向的大气运动，自由大气就是这类大气运动繁盛的一层。

10.1.2 平流层

对流程之上有一层大气，其起始温度不变，然后温度随高度上升而逐渐升高（逆温），称为平流层。空气和水蒸气在对流层和平流层之间的传输非常有限。

平流层之所以与对流层相反，随高度上升气温上升，是因为其顶部吸收了来自太阳的紫外线而被加热。平流层的顶部气温大概徘徊在270K左右，与地面气温差不多。平流层顶部称为平流层顶，在此之上气温又会再随高度上升而下降。

至于垂直气温分层方面，由于高温层置上而低温层置下，使到平流层较为稳定。因为那里没有常规的对流活动及如此相连的气流。此层的增温是由于臭氧层吸收了来自太阳的紫外线，它把平流层的顶部加热。至于平流层的底部，来自顶部的传导及下部对流层的对流刚好在那里抵消。所以，极地的平流层会于较低高度出现，因为极地的地面气温相对较低。

平流层内的风力分布颇为特别，首先平流层底部受到对流层顶部的西风带影响，所以几乎都吹着西风。极地附近的夏季会有极昼的现象发生，所以处于夏季的半球，高纬度地区受到的日照时间会比低中纬度地区长。平流层和中层大气环在极地附近会因臭氧层而渐渐和暖，结果形成了高压状态。反之低纬度会相对地处于低压状态。因此，在平流层的上中部除了特别的场合以外，夏季会比较盛行东风，亦即东风带，称为平流层东风。而冬季来临时这

个现象就会发生逆转。极地附近就会与夏季相反，整天也不会受到太阳照射，结果高纬度地区就会比低中纬度地区低温，亦即进入低压状态。因此产生了从低纬度流向高纬度的气流，称为平流层西风。由于这种现象会随季节变化而改变风向，所以亦可被认为是季候风的一种，称之为平流层季候风。

平流层内的风流对全球气候有很重要的影响，例如热带风暴的发生频率。赤道带内平流层风流的一个有趣特征是每 26 个月东风带和西风带交替一次。所谓的极地发光云团就是一个可以观测到的平流层现象，是由于夏季水蒸气在极低温下产生的冰晶云团。平流层也储存着相对最集中的臭氧，吸收有害紫外光来保护地球的生物圈。

10.1.3 中间层

中间层又称中层，是指自平流层顶到 85km 之间的大气层。

相对于在中间层之下的平流层（气温会随高度而增加），中间层与对流层一样气温会随高度按比例递减。在中间层底部，高浓度的臭氧会吸引紫外线，使平均气温徘徊在 -2.5°C 左右，甚至会高达 0°C 左右。但随着高度增加，臭氧浓度会随之减少，所以在中间层顶的平均气温又会降至 -92.5°C 的低温。因此，通常在中间层顶附近，是大气垂直结构内最低温的部分。中间层的平均气温递减率却比对流层的小，虽有少部分的对流活动发生，但相对较稳定，较少发生高气压、低气压的现象。还因为中间层的大气密度非常低，所以这层的热力构造主要由氧分子把太阳的紫外线吸收进而把大气加热，及二氧化碳放射出红外线而把大气冷却两者的平衡去决定。

在中间层比较有趣的是，夏季会比冬季处于一个气温更低的状态。这是因为冬季时，大气重力波破碎在这一层输送向西的动量，如同施加向西的拖曳力。为了平衡这一拖曳力，大气必须朝极地经向运动获得朝东的地转偏力。这一由夏极地到冬极地的经向运动造成了夏极地的大气上升，绝热膨胀冷却；冬极地的大气则下沉，绝热压缩加热。这一环流对温度的影响超过了太阳辐射加热，因此中间层顶的温度反而是阳光直射的夏极地最冷，无阳光的冬极地最热。

因此，夏季中间层顶的气温可以低至 -100°C 以下。如此低温之下，像夜光云般的特殊薄云也有可能被观测到。而在中间层顶以上的大气所蕴含的原子和分子因受到太阳的紫外线影响而进行电离，增加了自由电子。这样地大气进行电离的一层称作电离层。

正如前述一样，中间层很少发生高气压/低气压现象。但因为中间层的大气密度非常之小，故像行星波之类的长周期波动，会以一个大的振幅从底层传递上来。根据这样的波动现象，在振幅极端大的地方会形成力学上不稳定的部分。再者，这种波动现象亦同样对其附近的大气循环造成较大影响

10.1.4 热层

中间层顶（约 85km）至 250km（在太阳宁静期）或 500km 左右（太阳活动期）之间的大气层称为热层，又称暖层。从热层底部向上，大气温度迅速增加，达到温度梯度消失时的高度，即为热层顶。热层顶高度随太阳活动变化很大，通常在 300 ~ 500km 之间。热层几乎吸收了波长短于 $1750\text{\AA}$ 的全部太阳紫外辐射，称为主要热源。热层温度结构主要受太阳活动的支配。

这一层温度随高度增加而迅速增加，层内温度很高，层顶温度可达 1500K，昼夜变化很大，热层下部尚有少量的水分存在，因此偶尔会出现银白并微带青色的夜光云。

10.2 大气边界层

大气边界层与一般流体边界层不同，要考虑大气层结构、地球重力和地球自转的影响。在这一层中，湍流交换在大气的动量、热力和水汽及其他微量气体的平衡中起重要作用。大气中的热量或水分主要来源于下垫面，而动量主要来源于上层的气流运动。动量输送到底层，以补偿下垫面的不光滑而摩擦消耗的动量。

大气边界层是风资源工程的重点知识领域，因为它几乎涵盖了风能利用相关的全部物理过程。

10.2.1 边界层的基本特征

大气边界层的基本特征表现为气象要素存在明显的日变化。这是因为大气边界层是对流层中最靠近下垫面（地球表面）的气层，通过湍流交换，白昼地面获得的太阳辐射能以显热和潜热的形式向上输送，加热上面的空气，夜间的辐射冷却同样也逐渐影响它上面的大气。这种热量输送过程造成大气层内温度的日变化。另一方面，大型气压场形成的大气运动动量通过湍流切应力的作用源源不断地向下传递，经大气边界层到达地面，并由于摩擦而部分损耗，也为大气边界层内风的日变化做出贡献^[81]。

大气边界层的厚度约为 1~2km，上面不直接受到下垫面影响的对流层部分称作自由大气。大气边界层与自由层之间的主要特性差别见表 10-1。

下垫面的变化传递到边界层顶的过程将受到涡旋的空间和时间尺度影响。边界层大气中的湍流涡旋尺度，小到毫米数量级，大到与边界层的厚度相当；时间尺度小低于小时数量级，达到以 24h 为限，不同作者对边界层时间尺度的估计不相同。

表 10-1 边界层与自由大气属性对比

属 性	边 界 层	自 由 大 气
湍流	整个厚度内几乎连续湍流	发生在对流云团内或局部
摩擦	受到强大的地表摩擦阻力，耗散大量能量	少量的粘性耗散
扩散	水平和垂直方向湍流迅速混合	少量分子间扩散。通常在水平方向由平均风迅速传播
风	近地层内部接近对数函数的风速轮廓曲线。次地转风，通常垂直等压线方向流动	接近地转风
垂直传输	湍流主导	平均风和积云尺度主导
厚度	不同时间和空间厚度不同，从 100m ~ 3km。日夜循环变化	变化较小，8~18km，随时间变化小

大气边界层处于不稳定的情况下，其涡旋主要尺寸在空间上与边界层厚度相当，下垫面的影响到达边界层顶只需 20min 左右。在大气边界层处于较稳定的情况下，其涡旋主尺度往往小于边界层的厚度。在大气边界层处于相当稳定的情况下，湍流表现为时间上的间歇性和

空间上的不连续性，使下垫表面的影响达到边界层顶的时间明显减慢，可能需要数个小时。从湍流的角度还可以把大气边界层定义为：存在各种尺度的湍流，湍流输送起着重要作用并导致气象要素日变化显著的底层大气^[81]。

大气边界层越不稳定，厚度越大。大气边界层上面覆盖着一层强烈逆温的卷夹层，把边界层和自由大气分割开来。卷夹层作为大气边界层的顶盖，也属于大气边界层结构的一部分。卷夹层对于不稳定的大气边界层来说尤为明显。

大气边界层与其上部的自由大气之间存在着相互作用。稳定边界层上部经常存在明显的波动，在层顶较强的风切变作用下，间歇性湍流与波动在边界层上下交替出现；不稳定的对流边界层因发展过程中上部暖空气向下的卷夹以及层顶的不断抬升，使边界层与自由大气相互作用。因此，大气边界层的研究还应包括上面的一部分自由大气。

除了上述的湍流运动和湍流输送作用外，大气的气压梯度力和地转偏力对大气边界层的运动特性也有着重要作用。这是行星底层大气或海洋表面流动的共性，因此大气边界层也常称为行星边界层。

大气边界层的顶部有时存在着云层，它们与边界层存在着不同程度的耦合关系。例如，云对辐射传输的影响；云滴的蒸发和凝结所释放或吸收的潜热通过湍流输送和卷夹进入大气边界层。因此，近年大气边界层的研究还包括了边界层云与云下大气层的相互影响。

边界层是对人类的日常生活有直接影响，也间接影响其他天气现象。边界层也是风力发电机安装的地方，因此是风资源研究的理论基础。

10.2.2 边界层内的风和气流

大气边界层直接受到地表施力，包括摩擦阻力、蒸发、热传递、污染排放和地形导致的风流改变。因此，风和气流在边界层中常以三种形式出现：平均风、湍流和波动，如图 10-2 所示。每种气流都可以单独存在，也都可以边界层内存在。状态量的传输，如水蒸气、热量、动量、污染，主要在水平方向由平均风完成和垂直方向由湍流完成。实际大气中，波或湍流通常是叠加在平均风速上的^[89]。

平均风使状态量在水平方向迅速传输，称为平移。在边界层内 $2 \sim 10\text{m/s}$ 的风速十分常见。地表摩擦力使得平均风越接近地表速度越慢，在接近地表处为零，在边界层顶部达到地转风速值。边界层内的垂直气流很小，一般是由大尺度天气过程的流畅幅合、辐射引起，数量级在毫米每秒到厘米每秒之间，但在地形起伏的影响下局地也可产生较强的垂直气流。

波常出现在夜晚的边界层内，传输很少的热量、湿度和其他标量，如污染物，但是却能有效地传输动量和能量。波可以由本地的平均风切变和平均风跨越障碍物生成，也可以从远

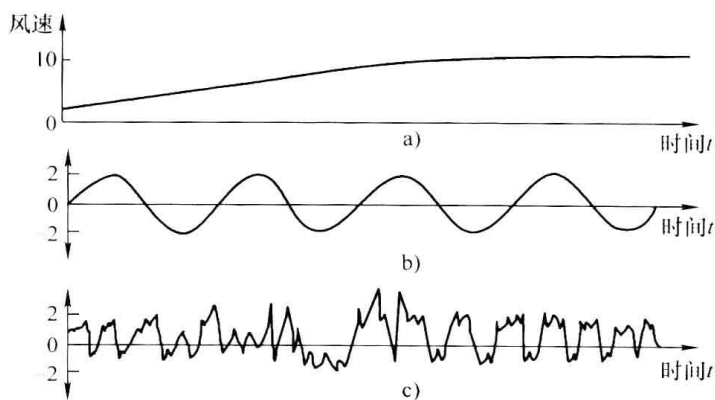


图 10-2 理想化的平均风 a)，波 b) 和湍流 c)， u 是 x 轴方向的风速分量^[89]

处的源传播过来，如雷暴和爆炸。有时大气波可能加强本地的风切变，因此波可以协同湍流对热量和污染物进行传输。

地表附近湍流发生频率相对高得多，这也是边界层明显区别于其他大气层的特征之一。边界层以外，湍流主要发生在对流云团内或者有强烈风切变的射流（对流层顶）附近。发生湍流的大气层一般具有较强的风切变和一定的不稳定性。这些条件在大气边界层中都是具备的。大气边界层中的湍流对各种大气属性的传输起到重要作用，而湍流的传输过程又对大气边界层的形成和发展起到关键作用。

研究湍流和波的常用方法是将变量，如温度和风，拆分成平均部分和波动部分。平均部分代表平均温度和平均风的影响，而波动部分代表波动或湍流的影响。对与风资源工程来说，我们就把风数据分成平均风速和湍流，然后分别进行研究。

大气边界层中有时还存在另一种形式的波动，称之为二次涡^[81]，它是一种半稳定的较大尺度的涡旋，在空间和时间分布上都比较稳定。最常见的有两种类型：一是在不稳定海洋边界层内形成的水平涡管，在两列涡管之间的相邻区域存在比较强且稳定的上升或下沉气流区，处在上升气流区的涡管顶部形成一系列的对流带，称之为云街；第二种情况是流经二维山丘的气流，在其背风坡形成的空穴区或被风涡旋。二次涡最重要的特征是具有较强的稳定性，其生命周期可达小时数量级。

10.2.3 大气边界层的厚度和结构

边界层的厚度受时间和空间的影响非常大，其发展具有明显的日变化特征，厚度从数百米到数千米不等。

地表温度越高，空气对流越强烈，边界层也就越高，而地表温度的变化就直接导致边界层的高度的变化。海洋由于热容很大，表面温度昼夜变化不大，因此海洋表面的边界层随时间和空间的变化不大。海洋表面边界层的厚度的变化主要是由于天气尺度和中尺度的大气垂直运动和气流在海洋表面的平流导致。如果大气与海洋表面温度不同，则二者将进行热交换直到平衡。达到平衡后，水平方向 1000km 范围内，边界层的厚度可能仅相差 10%，除非遇到两个温度不同的洋流。

在陆地，尤其是干燥的和植被稀少的陆地表面昼夜温差较大，边界层的高度昼夜变化也就非常剧烈。陆地表面的性质不均匀，导致温差较大，边界层厚度的空间分布差别很大。

不论在海洋还是陆地，高压区的边界层都比低压区薄，因为在高压区，地表（或海洋表明）大气向四周扩散，上层大气向下弥补扩散出去的大气，因此压低了边界层。低压区的过程则正好相反，地表空气由于中心的低压而聚拢，然后向上抬升了边界层。

陆地表面的高压区，边界层结构的昼夜变化十分清晰。图 10-3 为中纬度典型（高压区内无云小风）边界层昼夜变化情况。该结构的三个重要组成部分是：（对流）混合层、剩余层和稳定边界层。这三种边界层的结构主要取决于大气稳定度，可统称为艾克曼（Ekman layer）层，特点是湍流摩擦力、气压梯度力和地转偏力的数量级相当，都不能忽略。

把边界层底部 10% 的边界层称为近地层，并对于对流混合层和稳定边界层都适用^[89]。最后，靠近地面一层非常薄的层称作粘性副层，厚度仅有几厘米，层内分子粘性力比湍流切应力大得多，在实际问题中可以忽略。

图 10-3 中, 在地面加热过程的驱动下, 白天的边界层的发展比较迅速, 中午时到达它的最大高度, 底层为超绝热分布, 中层为对流混合层, 顶层为逆温顶盖, 或称为卷夹层。边界层顶的位置大概在卷夹层的中部。午后太阳辐射对地面的供热过程减弱, 地表温度开始下降, 但仍能保持对大气边界层的供热, 因为混合层的厚度基本上维持中午时分的高度。日落, 地面由于完全失去太阳辐射而迅速失温, 地表附近大气从下往上降温过程形成逆温结构, 于是形成了一层稳定边界层。稳定边界层上面仍能保留相当厚度的白天混合层中部的等温位轮廓, 称为剩余层。稳定层内的湍流在运动中要反抗重力做功, 消耗动能, 从而抑制了湍流的发展和交换, 这也使夜晚稳定边界层的发展比白天对流混合层弱得多, 厚度也小得多。当日出后, 对流混合层的发展又重新开始。夜晚稳定边界层的顶部有一层像结一样的盖层, 使其与边界层其他部分明显分割开来, 该盖层也因此称为稳定层结。稳定层结两侧的空气密度有明显差别。

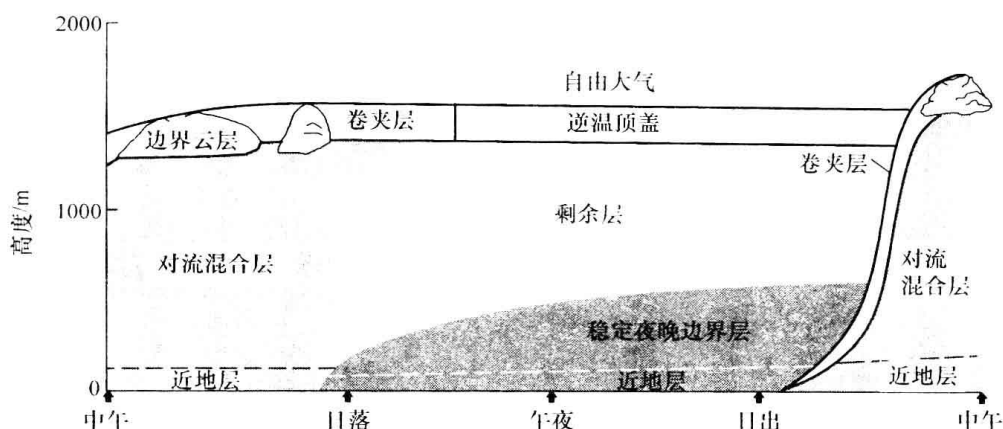


图 10-3 陆上高压区边界层由 3 部分组成: 湍流很大的混合层、含有之前混合层大气的湍流减小的剩余层和有零星湍流的稳定边界层。(混合层可以细分为云层和云下层^[89])

10.2.4 变量的时间和空间尺度

影响大气内能量交换的物理过程可分为很多空间尺度, 大到地球尺度, 小到气体分子尺度。仅就风而言, 我们可以在不同尺度下研究大气内部的动能分布, 通常用一个频谱来表达不同波动频率下的动能大小, 即大气动能频谱, 如图 10-4 所示。

大气动能频谱是连续的, 表明某一尺度下的动能与相邻尺度是层叠的。例如, 巨大的行星波 (地球尺度) 分解成很多天气系统, 而天气系统引起当地风循环, 并进而分散成小的湍流涡旋, 然后最终由于空气分子间的摩擦而消失。

我们在学习和理解大气时, 将把

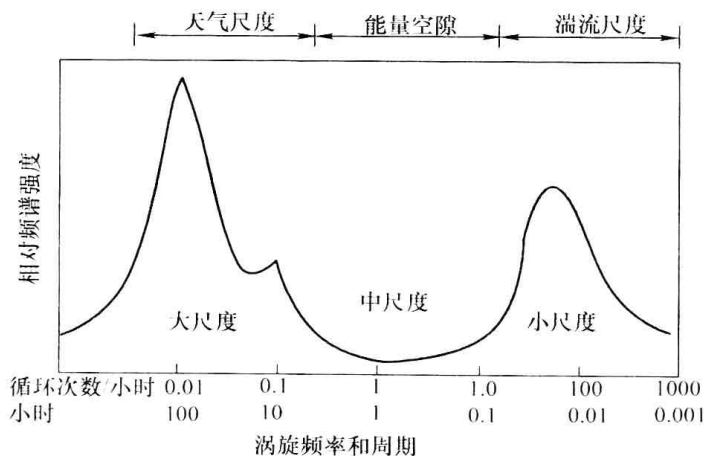


图 10-4 中纬度地表附近大气动能频谱^[89]

不同尺度的有代表性的物理过程分开来考虑,但同时不要忘记其隐含的不可分割性。

图 10-4 表明,时间周期为约 30min ~ 1h 的相对频谱强度变化很小,能谱在此呈现波谷,把微观尺度和气象尺度分割开来。左边的峰被认为与平均风速有关,而右边的峰则对应湍流。这就不难理解图 10-5 中关于中观尺度和微观尺度划分的典型方法了。该能量空隙(波谷)也提供了一种把边界层内湍流和非湍流因素分开来的方法。

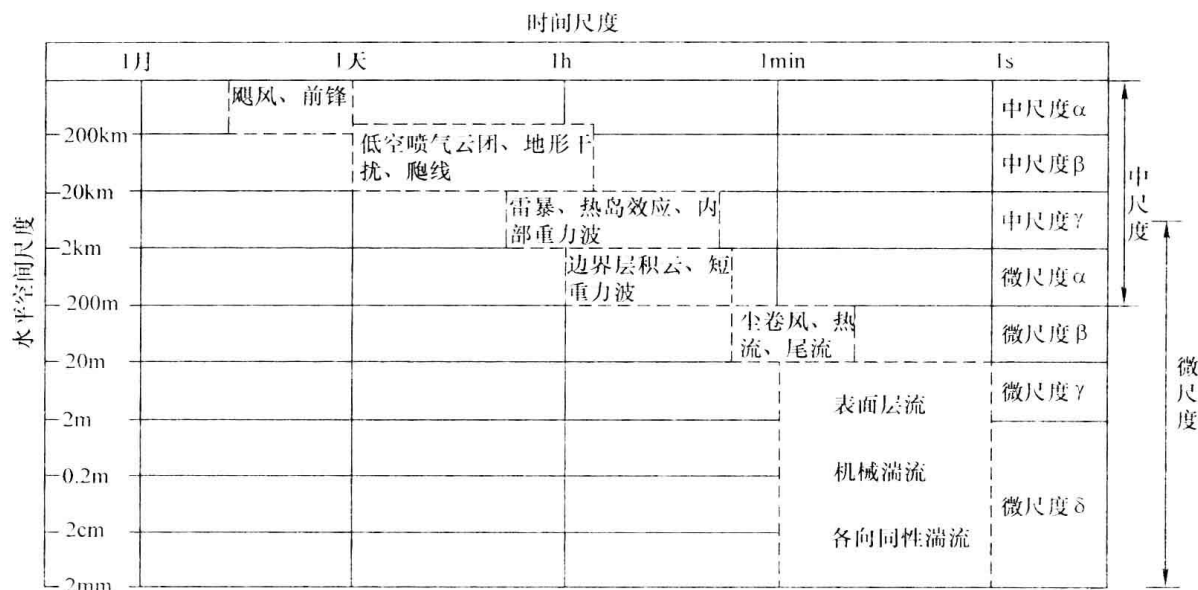


图 10-5 典型的微观和中观时间及空间尺度划分^[89]

10.2.5 风的平均值与湍流部分

大气动能波普中的能量空隙很容易使我们在风资源工程应用中把风表达为

$$\text{风} = \text{平均风流} + \text{湍流部分} \quad (10-1)$$

平均风代表风中不变的部分,其能量来源于气象尺度的力,是评估风电场产能的最重要指标之一。而湍流^①代表随机波动的部分,其能量主要来源于微观尺度的力,是评估风力发电机载荷的最重要指标之一。

把气象尺度变量和湍流尺度变量分开是很容易的。只要把平均风速每 30min 或 1h 取平均值,就可以把风速的波动部分平均掉或正负抵消。一旦获得任意时间段的平均风速 $\bar{v}$,就能与实际的瞬时风速求差值 u ,而获得湍流部分 u' :

$$u' = u - \bar{u} \quad (10-2)$$

我们可以把 u' 想象成叠加在平均风速上的阵风,它代表气流中波动周期小于约 1h 的部分。平均风速 $\bar{v}$ 则代表波动周期超过 1h 的部分。

实际空气的运动过程是三维的,可以用三维坐标系对其进行分解:

$$\begin{aligned} u' &= u - \bar{u} \\ v' &= v - \bar{v} \end{aligned}$$

① 湍流与湍流强度不同,湍流强度 $TI = \frac{u'}{\bar{u}}$,用来评价风速波动部分相对于对应平均风速的波动剧烈程度。

$$w' = w - \bar{w} \quad (10-3)$$

需要指出的是，这种利用能量间隙把不同尺度变量分成平均部分和波动部分的研究方法也同样适用于其他变量，如温度、潜热等。

对于空气运动过程的描述过程基本上取决于感兴趣的时间和空间尺度。在对天气进行预报和分析的过程中，我们通常把平均值和平均值的波动部分分割开来，尤其是与风能相关的气象学尺度，即天气尺度和中观尺度。在边界层内，平均值的波动部分主要由准随机的运动组成，即由湍流（包含波）组成。

10.3 大气湍流

实验表明，当雷诺数超过某一临界值时，流体运动转为不稳定，并发展成湍流；而雷诺数小于另一临界值时，流体运动非常稳定，始终处于层流状态。在上、下临界值之间是不稳定的过渡状态。但由于湍流现象极其复杂，且精密实验极其困难，临界雷诺数值仍是不能确定的，其数值从早期圆管水流实验的 2300 直到目前已知的最高值 1.5×10^5 。

对于地球大气，特征长度一般可取离地面的高度，若高度仅取 1m，水平速度取 0.1m/s ， $\nu = 1.46 \times 10^{-5}$ ，则此时大气的雷诺数已经超过 6000。可见大气中的雷诺数一般都是很高的，大气运动特别是边界层内的大气运动具有完全湍动的性质。

10.3.1 湍流的基本特征

通过快速响应和高灵敏度的仪器进行测量，如超声波风速仪、白金丝温度仪和拉曼湿度计，可以测量大气风速、温度和湿度随时间的快速变化，这种变化是由于湍流造成的。气流在三维空间内随空间位置和时间有不规则的涨落，表现出一种随机变量的特性。

湍流的基本特征可以归纳如下^[81]：

(1) 随机性：湍流是非规则的、混乱的和不可预测的。虽然湍流具有准随机特征，但仍然可以用统计学进行描述，这点至关重要。

(2) 非线性：湍流是高度非线性的。当湍流达到某一特定状态，例如雷诺数或理查德森（Richardson）数超过某临界值，流动中的小扰动就会自发地增长，并很快达到一定的扰动幅度。

(3) 扩散性：湍流会引起动量、热量及流动中的其他物质快速扩散。

(4) 涡旋性：利用湍流的可视化，例如，将基地颜料注入湍流运动的水中，表明湍流结构可设想成无数大小不同的涡旋组成，它们分类、合并、拉长和旋转。最大的涡旋可达到整个湍流层的宽度，小的可到毫米数量级。它们相互叠加在一起，构成湍流的涡旋结构。

(5) 耗散性：湍流的能量是由大涡旋向小涡旋传递，最后通过分子粘性耗散成为热能。

大气湍流的尺度范围是很广的，从几毫米直到几公里，而且产生和维持大气湍流的能量来源也有多种形式，包括大气运动和浮力提供能量，水的相变、雷电以及光化学和化学反应都能影响湍流的发展。

和大气湍流密切关联的污染物的扩散。释放入大气边界层中的污染物，受到平均流场和各种尺度涡旋的影响，在大气中迁移扩散。

10.3.2 湍流的产生机制及物理过程

在典型的边界层案例中,湍流的能量来源于由机械做功和浮力做功两方面。前者是在有风向风速切变时,湍流切应力对空气微团做功。后者是指在不稳定大气中,浮力对垂直运动的空气微团做功,使湍流增强;在稳定大气中,随机上下运动的空气微团要反抗重力做功而失去动能,使湍流减弱。

按照这种能量学的观点,大气湍流的存在和维持有三大类型^[81],如图10-6所示:

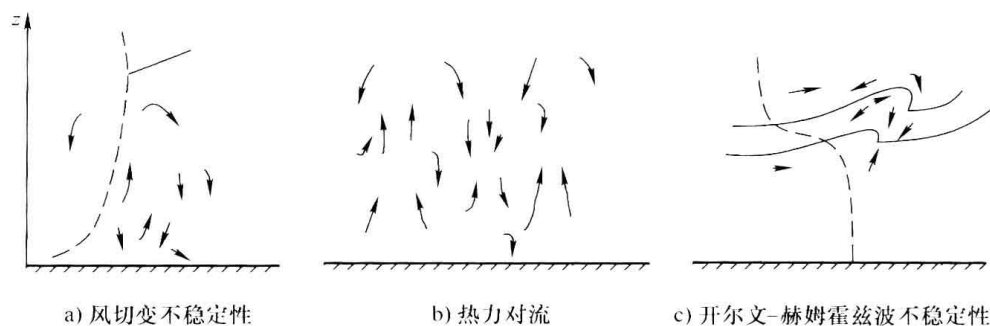


图 10-6 大气湍流的存在和维持^[81]

(1) 风切变产生的湍流

在接近地面的大气中,地面边界起着阻滞空气运动的不滑动底避作用。因为这里的风速剪切很大,涡度因而也大,流动是不稳定的,有利于湍流的形成,如图10-6a所示。湍流一旦形成即通过湍流切应力做功,源源不断地将平均运动的动能转化为湍流运动的动能,使湍流持续下去。因而在最靠近地面的气层中,无论日夜都有湍流运动。

在地形有起伏的地方,例如森林、建筑物或山地和丘陵河谷的地方,不滑动底避是三维的。由于这些障碍物对气流的阻挡作用和切应力的作用,产生流动脱体和涡旋,具备触发湍流和能量补充的条件,因此流动始终是湍流的,而且往往很强。

(2) 对流产生湍流

白天地面强烈加热,大气边界层中会产生对流泡或羽流,如图10-6b所示。对于特定的对流泡或羽流,表面上它的流动是有组织的,实际上各个单体出现的时间和地点却几乎是完全随机的,表现为湍流状态的流动。由于流动的不稳定性和卷夹作用,对流泡也会部分地破碎为小尺度湍流。对流湍流的能量来源是直接或间接地通过浮力做功取得的。除此之外,积云、积雨云以及密卷云中的湍流也是对流湍流的一种,它的出现还和云中的水汽相变过程有关。

(3) 波产生湍流

稳定层结的大气中,湍流通常较弱或消失。但稳定层结的大气流动经常存在上下层较强的风切变,会产生切变重力波[○]。当风切变足够大时,由于密度被倒置,波运动并不稳定,

○ 不可压缩流体中一种以重力为恢复力的波。它通常存在于两种不同流体(例如气体和液体)的分界面(即密度的跃变面)上,以表面波形式出现:沿表面传播而沿与表面垂直的方向衰减(所谓不均匀波)。透入表面的深度不超过一个波长,由于这一深度依赖于波长,便导致波的频散。

随着波动振幅增大而破碎，破碎波的叠加变构成湍流。湍流一旦形成，上下层混合加强，风的切变随之减弱，流动又恢复到无湍流状态，如此往复不已。

波动产生的湍流往往在空间上是离散的，在时间上是间歇的。这种密度界面上产生的波称为开尔文-赫姆霍兹波，如图 10-6c 所示。它常常出现在夜晚的稳定边界层中和白天的对流混合层顶。对流层晴空湍流的出现也常常和切变重力波相联系。这类湍流的动能最初来自于波动的能量（势能），湍流出现以后也可通过湍流切变应力做功直接由平均运动动能得到。

10.3.3 泰勒假设

我们经常需要知道涡旋的尺度和在大气边界层内的运动范围，然而给边界层“拍快照”是很困难的。在大空间尺度范围内的多个地点同时观测是较为困难的，而在同一地点长时间的观测则容易得多。例如固定气象站可以测量边界层变化的时间序列。

泰勒（G. I. Taylor）于 1938 年提出，在满足某些条件的情况下，当湍流流经传感器时，可以认为湍流是被冻结的。如图 10-7 所示，一个直径 100m 的湍流涡旋以 10m/s 的平均速度平移经过气象传感器。以温度特性为例，在经过传感器初始，左侧温度为 5℃，右侧为 10℃。经过传感器后，两侧的温度保持不变，因为涡旋是被冻结的。这样就可以把某一固定点测量的气象变量，如温度和风速等，随时间的变化反应成相应的空间分布。需要指出的是，湍流并非是完全冻结的。仅当湍流涡旋发展的时间尺度大于涡旋平流通过传感器所需的时间的情形下，泰勒的简化才适用。

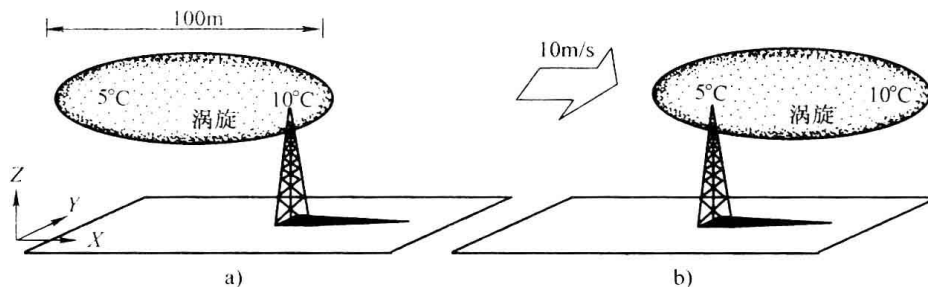


图 10-7 泰勒假设^[89]

令 U 和 V 代表直角坐标系下两个水平分量的风速， M 代表风速的总和，则：

$$M^2 = U^2 + V^2 \quad (10-4)$$

若直径为 λ 的涡旋以平均风速 M 平移，则通过固定传感器所需的时间为

$$T = \frac{\lambda}{M} \quad (10-5)$$

假设涡旋两侧的温度不同，那么当涡旋通过固定温度传感器时，将测量到温度随时间的变化。根据温度的时间变化特征，就可以对涡旋的尺度进行研究。

为了满足涡旋几乎冻结的假设，Willis 和 Deardorff (1976) 认为

$$\sigma_M < 0.5M \quad (10-6)$$

式中 σ_M ——风速的标准差。

因此泰勒假设在湍流强度相对风速很小（ $< 50\%$ ）时是基本成立的。这就提醒我们，

湍流不仅可以在本地产生,而且可以从远处平流过来,值得我们在微观选址时予以关注。例如风场位于一大片平地,而远处可视范围内有一些山体,这时就要对山体的形状和与主导风向的关系等进行研究,为微观选址提供指导思路。

10.3.4 湍流动能

湍流动能是边界层气象学中重要的物理量之一,是湍流强度的量度,和动量、热量、水汽的湍流输送有密切关系。湍流动能守恒方程描述了湍流产生的各项物理过程,这些过程的强或弱涉及到湍流的产生和维持,故从这个方程出发可以讨论湍流的稳定性问题。

一般认为这种情况下,求平均值的时间周期如果超过1min,那么平均运动基本与平均时间周期长短无关。当平均周期小于1min仍然出现准随机变化特征时,可以认为这些特征为亚中尺度特征。亚中尺度运动的例子包括由孤岛或山体导致的涡旋脱落过程。

大气运动的动能频谱(见图10-4)中湍流的位置表明,一些大尺度的能量被转化为湍流运动。单位质量空气中的平均湍流动能为

$$\bar{e} = \frac{TKE}{m} = \frac{1}{2} (\overline{u'^2} + \overline{v'^2} + \overline{w'^2}) \quad (10-7)$$

TKE 为湍流动能,可以帮助我们从能量的角度理解湍流。 TKE 并非守恒变量,也就是说,边界层之所以有湍流一定是因为有特定的物理过程。

为了计算湍流动能随着时间的变化,利用雷诺平均和理想气体状态方程,同时假设湍流场水平均一,且风速垂直分量的平均值为零,可以得到湍流动能方程为^[81]

$$\frac{\partial \bar{e}}{\partial t} = \underbrace{\frac{g}{\theta_v} \overline{w' \theta'}}_{\text{②}} - \underbrace{\overline{u' w'} \frac{\partial \bar{u}}{\partial z} + \overline{v' w'} \frac{\partial \bar{v}}{\partial z}}_{\text{③}} - \underbrace{\frac{\partial (\overline{w' e})}{\partial z}}_{\text{④}} - \underbrace{\frac{1}{\rho} \frac{\partial (\overline{w' P'})}{\partial z}}_{\text{⑤}} - \underbrace{\varepsilon}_{\text{⑥}} \quad (10-8)$$

式(10-8)表示边界层中单位质量空气湍流动能的增减变化,各项代表的意义为

① 为湍流动能储存项,表示湍流能量的增强或减弱。白天对流混合增加湍流动能,而夜晚稳定边界层则有使湍流动能减弱的趋势。海洋表面昼夜温差小,湍流动能的昼夜差别也小。

② 为浮力做功对湍流动能的贡献。

③ 为雷诺应力(湍流切应力)做功对湍流动能的贡献。

④ 表示湍流能量由 w' 携带,在垂直方向的输送。

⑤ 表示压力脉动做功对湍流动能的贡献。

⑥ 表示分子粘性损耗对湍流动能的耗损。因为湍流的耗散性,只要湍流动能不为零,这一项就始终存在。物理上,这意味着湍流趋向于减弱和消失,除非有生成和传输的物理过程存在,因此 TKE 并非守恒量。

湍流动能方程中已经没有地转偏力的作用项,这不但是计算得到的结果,物理上也是合理的,因为这个地转偏力不能产生湍流动能,它不过是能量从一个水平方向到另一个水平方向进行再分配而已。

给出这个看似复杂的湍流动能公式的目的在于让读者对气象模型有所体会,实际的湍流求解问题更加复杂,有兴趣的读者可以阅读 Roland R. Stull 撰写的《An Introduction to Boundary Layer Meteorology》。

10.3.5 湍流通量与雷诺平均

当空间内任意时刻的任意变量不随空间恒定时，运动的空气将通过把周围不同的变量值带过来而改变本地的变量值，称作平流。平流强度与风速、平流变量的梯度和二者之间的夹角有关。冷空气前锋过后本地气温下降就是平流的一个典型例子。分子扩散总是试图在空间内建立各向同性。把墨水滴进清水里的过程是最好的例子。在人类尺度实现单纯的分子扩散是很难的，因为湍流几乎始终存在，哪怕是很弱。

如果没有对湍流过程进行量化的知识是不可能描述边界层的。让我们能够获得这种知识的方法为雷诺平均。雷诺最早提出，可把湍流运动假设成两种运动的组合，在平均运动上叠加了不规则的、尺度范围很广的脉动起伏。用数学方法描述就是任意变量都可分解为平均量和湍流脉动量之和。大气边界层中最常关注的要素有：风矢量的三个分量 u 、 v 和 w ；虚位温 θ_v ；比湿 q 以及污染物浓度 c 等。

$$\begin{cases} u = \bar{u} + u', v = \bar{v} + v', w = \bar{w} + w' \\ \rho = \bar{\rho} + \rho' \\ \rho = \bar{\rho} + \rho' \\ \theta_v = \bar{\theta} + \theta' \\ q = \bar{q} + q' \end{cases} \quad (10-9)$$

如果我们把坐标系旋转，使风沿着一个方向流动，那么湍流就可以被看作是二维的，也就是一个垂直切面。水平和垂直分运动可以分解为平均值部分和波动部分：

$$u = \bar{u} + u', w = \bar{w} + w' \quad (10-10)$$

垂直方向平均风速 $\bar{w}$ 显然是 0，因为风既不能进入垂直切面也不能在该切面内产生。这是从数学的角度把风分为平均值部分和波动部分，而实际的物理过程（见图 10-4）也支持这种做法。

现在对 u 和 w 的衍生量取时间平均值并遵循如下规则：

$$\begin{aligned} \overline{u'} &= 0 \\ \overline{w'} &= 0 \\ \overline{U + u'} &= \bar{U} \\ \overline{Uw'} &= 0 \\ \overline{uw} &= \overline{(\bar{U} + u')w'} = \overline{\bar{U}w'} + \overline{u'w'} = \overline{u'w'} \end{aligned} \quad (10-11)$$

方程（10-11）中最后一项 $\overline{u'w'}$ 实际上是二者的协方差。当不等于 0 时，说明湍流运动的两个分运动方向上的波动不相关，且湍流动量通量将出现在计算结果里。

如图 10-8 所示，涡旋的左侧垂直方向的正波动将把一些水平方向负波动带上来，而涡旋的右侧正好相反。所以即使两个方向波动的平均值都为 0，它们衍生量的平均值也可以不为 0。这个例子中，湍流动量的通量是负的，意味着动量被降低了。我们也可以从这个视角解释为什么湍流的存在增加了风场发电量评估的不

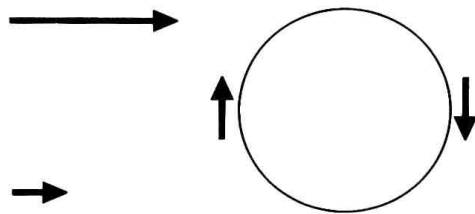


图 10-8 垂直方向风速增加和湍流涡旋

确定性。

10.4 大气边界层稳定度

同一地点的大气稳定度随时间变化。白天时不稳定而夜晚稳定，夏天不稳定而冬天稳定，周而复始，循环往复。不同的地表性质也直接影响大气稳定度，例如沙地和树林上方的大气稳定度是不同的。大气稳定度与边界层的高低是对应的，越稳定的大气边界层越低。

10.4.1 大气稳定度特征

通常所说的大气稳定度 (air stability) 是指边界层内大气物理性质垂直混合和扩散的速度。越稳定的大气其物理性质垂直扩散越慢，即边界层内不同高度大气的物理性质差别越大。相反，越不稳定的大气其物理性质垂直扩散速度越快，边界层内的大气物理性质分布越均匀。

同一地点同一时刻，大气的垂直温度分布可以是随海拔升高而快速降低，也可以是随海拔升高而升高，也可以是处在两者之间的任意状态。温度随海拔升高而升高并不常见，因此被称作逆温现象或逆温层。现在假设把一个气团分别在 -10K/km 、 -15K/km 和 5K/km 的周围环境温度梯度下垂直位移，且该过程为绝热的，如图 10-9 所示。

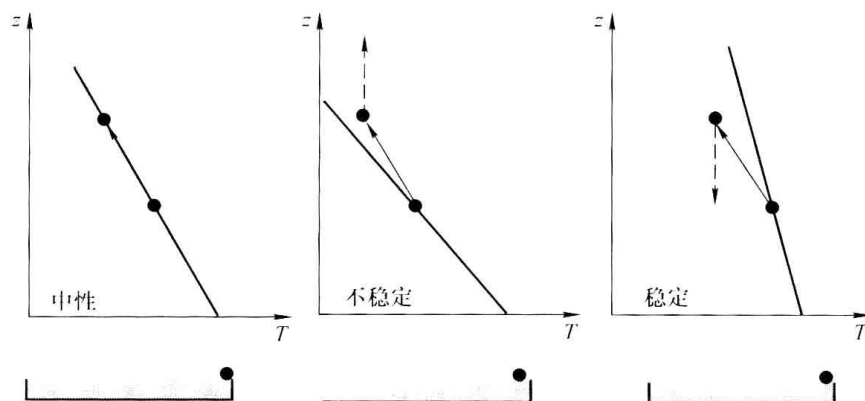


图10-9 三种把气团垂直位移的情况，左侧为中性，中间为不稳定，右侧为稳定。原点代表气团。

直线斜率代表温度梯度。实线箭头代表位移，虚线箭头代表浮力方向

(1) 中性大气边界层

第一种情况下，如图 10-9 (左)，气团温度降低的幅度与周围环境温度降低的幅度正好相同，因为气压可以瞬间调节，气团的密度与周围环境的密度始终相同。此时没有力会产生，而环境温度梯度为绝热温度梯度 -10K/km ，称作中性大气稳定。

此时可以把气团想象成放在水平面上的铁球。在水平面上移动铁球后，铁球仍然静止不动，因为没有力对其施加加速度，因此系统是中性的。

中性边界层中唯一或主要的湍流能量产生机制是剪切作用，与之有关的风剪切和表面应力，而浮力作用极小，所以它一般出现在有浓厚云层的大风天气条件下。在清晨和黄昏不稳定边界层与稳定边界层的转换期，因具有较强的非定常，很难定义为中性大气边界层。从某种意义上说，典型的中性大气边界层是不容易观测到的。但因中性大气层在理论上比较简

单，又能通过它了解大气边界层的共性，所以仍是研究边界层物理的基础。

(2) 不稳定大气边界层

第二种情况下，如图 10-9（中），被抬升的气团温度会高于周围环境温度。此时浮力将使气团垂直向上加速运动。垂直位移越大，浮力越大，而加速度也越大。例如，太阳炙烤下的停车场会把气团加热到超过周围环境的温度，产生起始的扰动。气团变轻而开始加速上升，从平衡点的起始位移因此将被加强，而不能在该点重新建立平衡，即是不稳定的。当环境温度梯度小于绝热温度梯度时（绝对值大于绝热温度梯度）称为不稳定大气。此时可以把气团想象成放在斜面上的铁球。即使是铁球开始是处于静止状态，如果施加一定位移，则位移会自然地增加，因为有向下的合力，因为系统是不稳定的。

由于地面加热而触发的对流热泡是不稳定大气边界层湍流的原动力，它们的上升和下沉决定了边界层动力学结构的基本面貌，因此不稳定大气边界层常称为对流边界层（Convective Boundary Layer, CBL）。而大尺度强湍流的驱动，使其具有垂直方向的强烈混合，因此通常又称为混合层（Mixed Layer, ML）。

不稳定大气边界层与中性大气边界层不同，前者的发展不是依赖于较强的风切变形成的原动力，而是在近地层保持一定的虚位温递减率形成的热力驱动。地面输送的感热通量是热力驱动湍流能量的来源。

各种气象要素除了在近地面存在明显梯度外，由于强烈的混合作用，不稳定大气边界层的主体部分各种气象要素的梯度都很小。在中等以上不稳定时，温度和风随高度接近均匀分布，湍流通量随高度近似线性变化。

对流热泡在不稳定大气边界层的上升冲击，引发自由大气空气团向下卷入边界层，形成了所谓的卷夹层，卷夹层以上是无湍流或很弱湍流的自由大气。对流热泡的尺度大、寿命长、携带的湍流能量也大，由于对流热泡破碎产生的各次级湍流涡旋也异常活跃，导致对流边界层各气象属性的垂直分布比较均匀，具有整体的空间结构以及较强的时间相关性。

(3) 稳定大气边界层

第三种情况被抬升的气团温度将低于周围环境温度，浮力方向向下，将试图把气团移回原来的高度。因为这种情况下，气团总是回到起始高度，因此对于起始的扰动是稳定的。因此可以把边界层内位温随着高度增加而升高，定义为稳定大气边界层（Stable Boundary Layer, SBL）。此时可以把气团想象成放在凹槽内的铁球，铁球会停在中间的平衡点。施加位移打破平衡后，铁球最终仍会回到平衡点，因为系统是稳定的。

稳定大气是地表冷却的结果。冷却可由能量辐射损失产生。例如，当向外发射的辐射流大于吸收的太阳辐射流时，也就是晚上。由于地表附近空气被冷却而产生稳定大气的另一个例子是暖空气在温度较低的地表流动，通过热交换和辐射使大气的温度逐渐降低而趋于稳定。这种情况多发生在海上，即暖空气在温度较低的海洋表面流动。

稳定边界层的共同特征是有逆温层，此时浮力的作用不但不能给湍流补充动能，相反，湍流微团在垂直运动中因反抗重力做功而损失动能，所以湍流能量减弱。但因为还有切应力的作用，湍流不会完全消失，而是在弱的水平上维持，在大气边界层中仍是一个不可忽略的因子。这种情况下，湍流热交换过程不占优势，而其他的热交换过程，例如辐射、平流、气层的抬升及地形等影响，与湍流热交换过程的影响相当。

理论分析与实验测试均表明,当浮力引起的湍流动能损失达到切应力产生动能的 $1/5$ 左右,湍流便会因连续不断地耗散而衰竭^[81]。此时湍流结构在空间和时间上出现不连续,形成所谓的间歇性湍流或波与间歇性湍流共存。

因湍流很弱,湍涡尺寸小,边界层不同层次之间的相互作用减弱,地面强制作用对边界层的响应放缓。下垫面的强制作用达到边界层顶所需的时间尺度可长达数个小时,形成分层式湍流,故边界层往往不能作为整体处理。例如,由地面参量计算的莫宁—奥布霍夫长度不能代表边界层中、上层的情况。

各种特征量在边界层顶没有明显的过渡特征,难于确定层顶的位置。

总之,由于湍流弱,其他的热力学和动力学因子的作用会表现出来,并与湍流相互作用而构成稳定边界层的特征。因此随着热力学和动力学因子大小的变化,稳定边界层就会发生相应的变化,增加了稳定边界层研究的复杂性和难度。而且,由于湍流及其他各项因子的量都比较小,使实际观测的精确度受到影响,不易将它们的数值特征从观测误差中分离出来。一个比较有利的条件是,稳定边界层发展中的中、后期,边界层内的各种过程随时间变化较弱,可以视作平稳过程。

稳定大气对风力发电最直接的影响是,此时的空气的垂直位移受到阻力。例如,翻越山脊时,可能由于这种阻力而被山体“堵”住,使得山顶的风速反而更低。稳定效应还间接地影响风中湍流混合的强度,因此影响风速的垂直轮廓线,即垂直风切变。

10.4.2 垂直风切变

风的很大一部分是在大尺度上由势能转化成动能而生成的。在边界层之上,没有摩擦力时,这种过程变得尤为重要。而地表附近的风是本地压力梯度(势能)、地表摩擦和由湍流导致的向下动量传导综合作用的结果。

因为紧贴地面的风速一定是0,那么地面对紧贴地面的空气的施加应力就是无限大的。风切变就是这种应力直接导致的结果。随着高度升高而远离地面,应力逐渐减小,而风切变也随之变小。在近地层内部,该过程是单调变化的。由于在大气中这种应力及相关联的动量流是湍动的,因此可以建立起湍流和风切变之间的关系。

在稳定的大气中,可以设想湍流是以涡旋的形式存在,地表附近涡旋大小 l 取决于距地表距离 z :

$$l = kz \quad (10-12)$$

经验参数 k 为卡曼常数,初步实验其值大约在 $0.3 \sim 0.42$ 之间,一般取 0.4 ^[81]。风速作为一种气象因子,被涡旋在其直径范围内混合,风速的垂直梯度就可以写成:

$$\frac{\partial u}{\partial z} \cong \frac{\Delta u}{\Delta z} = \frac{u_*}{l} \quad (10-13)$$

式中 u_* ——摩擦速度。

在地表附近, u_* 是湍流动量通量的二次方根,代表在特定大气条件下地表使空气动量减少的程度。根据定义,湍流动量通量在近地层(也叫常表面层或通量层)是常数,即假设地面层摩擦速度不随高度变化。根据式(10-13)可以推导出中性大气稳定度条件下的风轮轮廓线形式:

$$\frac{\partial u}{\partial z} = \frac{u_*}{kz} \quad (10-14)$$

$$u(z) = \frac{u_*}{k} \ln\left(\frac{z}{z_0}\right) \quad (10-15)$$

可见，风速与高度之间遵循对数关系。因此表面层的风轮廓线被称作对数风轮廓线。在进行积分计算需要常数 z_0 ，代表风速为 0 的真实表面的高度，该高度被称作粗糙度。粗糙度的典型值是平滑水面 0.1mm，草地为 1cm，树丛和其他植被上为 5 ~ 10cm，而树林上为 0.5m 等。如果粗糙度元排布紧密，例如森林，那么应该引用置换高度，意味着地形的高度被虚拟升高了。

在非中性的大气下，湍流涡旋的形状并非完好的圆形和各向同性的，在稳定大气下可以被看作是在水平方向被拉伸了的，而不稳定大气下被垂直拉伸，甚至成柱状。为了能够对表面层的风轮廓线进行满意的理论描述，需要对对数轮廓线进行修正：

$$u(z) = \frac{u_*}{k} \ln\left(\frac{z}{z_0} + \Phi\left(\frac{z}{L}\right)\right) \quad (10-16)$$

式中 Φ ——大气稳定度的方程，其参数 L 本身，即 Monin-Obukhov 稳定长度，也是大气稳定度的方程。

图 10-10 展示了大气表面层内风力发电机叶轮圆内不同大气稳定度下的风轮廓线。可见，大气稳定度对叶轮圆内的风切变有着十分显著的影响。

对数风轮廓线多在平均值数据中可以找到，例如年平均风速。但是在任意时刻，尤其是稳定大气情况，风轮廓线几乎不太可能是对数的。因为这种情况下，通量为常数的假设通常是错误的。

因此在风资源工程应用中，通常运用年平均值的计算，而非单独计算每一时间点的情况后再叠加。图 10-11 为一天中风速在不同高度下变化情况。可见，一天中不同时刻大气稳定度一直在变化，而风轮廓线也在变化，且变化并非是非均匀的。

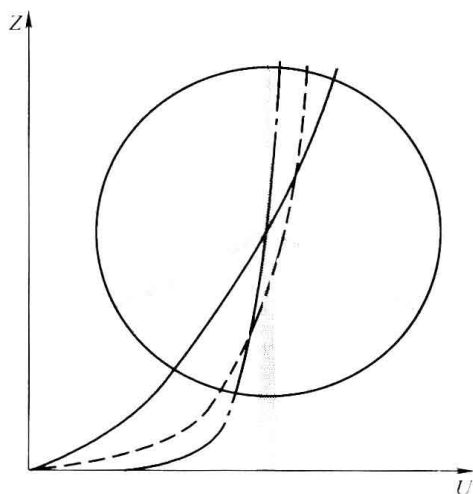


图 10-10 大气稳定度对风轮廓线的影响。
虚线为中性，实线为稳定，
而点画线为不稳定

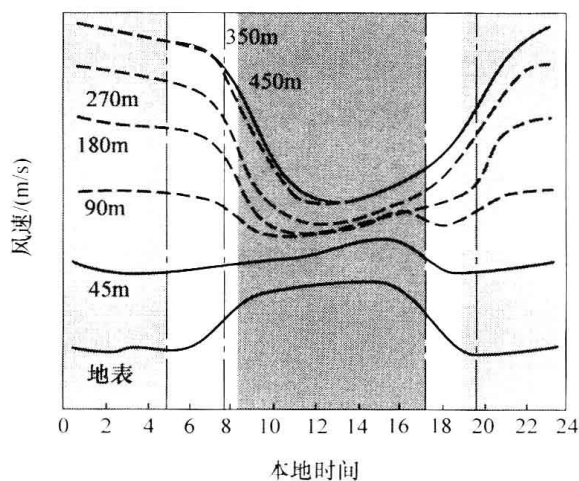


图 10-11 风速在不同高度下的日变化例子。
浅色代表夜晚，即稳定大气，深色
代表白天，即充分混合的中性
或轻度偏不稳定大气

WAsP 就是基于这种平均值的思路,对复杂的边界层物理过程进行简化的,这一点在第 3 章有更为详细的介绍。

图 10-12 示意了中性和强稳定大气下的风轮廓线。强稳定大气是由于地表附近的空气温度低导致的。

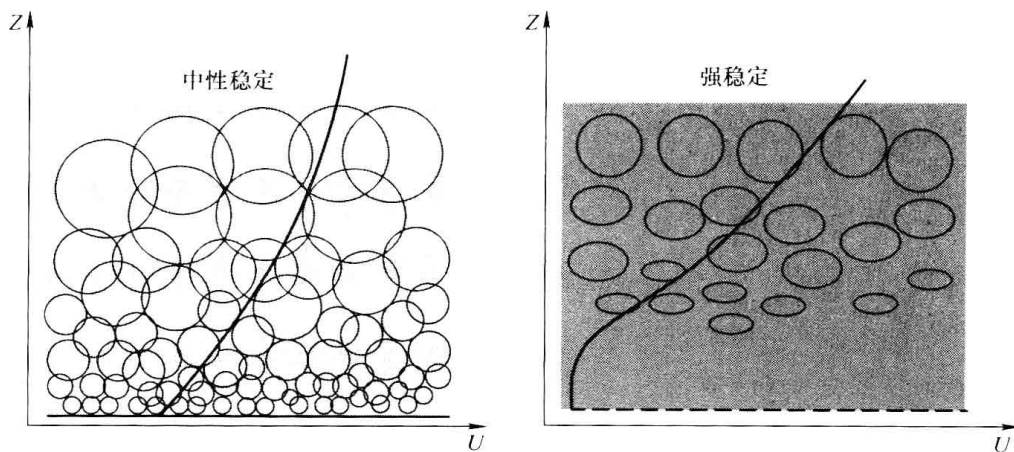


图 10-12 地表热通量的简化描述(粗实线为正通量,粗虚线为负通量),湍流涡旋形状,温度分布(深色为暖,浅色为冷)和风轮廓线(细实线),左侧为中性,右侧为稳定

除了在叶轮圆内导致不同风切变轮廓线外,正确的评估风切变对测风高度进行垂直外推也十分重要。测风塔高度几乎很难准确捕获低层大气的状态,可能导致进一步的估算错误。因此需要两个不同高度测量温度来计算稳定度,而只有这样才能做更精确的外推。

在实际计算时,应该至少对外推结果进行反复验证,并调整参数设置。例如调整粗糙度值或大气稳定度值,直到两个测风高度之间的外推值符合实测值。

第 11 章 大气环流及天气系统

天气系统是具有一定的温度、气压或风等气象要素空间结构特征的大气运动系统。如有的以空间气压分布为特征组成高压、低压、高压脊、低压槽等。有的则以风的分布特征来分，如气旋、反气旋、切变线等。有的又以温度分布特征来确定，如锋。还有则以某些天气特征来分，如雷暴、热带云团等。通常构成天气系统的气压、风、温度及气象要素之间都有一定的配置关系。大气中各种天气系统的空间范围是不同的，水平尺度可从几公里到 1 ~ 2 千 km。其生命周期也不同，从几小时到几天都有。

最大的天气系统范围可达 2000km 以上，最小的还不到 1km。尺度越大的系统，生命史越长；尺度越小的系统，生命史越短，较小系统往往是在较大尺度系统的孕育下形成、发展起来的，而较小系统的发展、壮大以后，又给较大系统以反作用，彼此相互联系，相互制约，关系错综复杂。各种天气系统有一定的空间范围，一定的新生、变化和消亡的过程。各种天气系统发展的不同阶段有其相应的天气现象分布。许多天气系统的组合，构成大范围的天气形势，构成半球甚至全球的大气环流。

大气环流和天气系统是风的驱动力，作为风资源工程师有必要对此有一定的了解。

11.1 基本大气环流

基本大气环流是对由于全球能量在再分布机制和大尺度地理特征（如大洲和海洋）引起的空气运动的描述。基本大气环流的空间尺度可以小到数千米，时间尺度可以小到一天。

本节描述的全球能量平衡、经向热传导（例如从赤道带到极区）和风的物理过程和驱动力。

11.1.1 压力梯度、力和风

风使空气中的能量进行了再分配。当两个点之间的距离无限小时，它们之间的压力差就变成了局部特性，称作压力梯度：

$$\lim_{\Delta s \rightarrow 0} \frac{\Delta P}{\Delta S} = \frac{\partial p}{\partial s} \equiv \nabla p \quad (11-1)$$

任何流体内的压力梯度都将产生一个力，来试图重建平衡，即对物质进行再分配使压力梯度变为 0。压力梯度力的大小与空气密度 ρ 有关。根据定义，任何量的梯度都是矢量，且指向值较高的方向。显然压力梯度力指向压力低的方向，因此用负号表示：

$$F_{PG} = -\frac{\nabla P}{\rho} \quad (11-2)$$

当谈到力时，气象学家总是指单位质量的力，也就是一个空气团的加速度。

当流动的液体受到固体表面限制时，例如地球表面，摩擦力 F_f 就会出现，阻止液体流动，其方向与运动方向相反。通常，摩擦力的大小与流动速率和距离表面的距离成正比。对

于大气来说,复杂之处在于空气中充满湍流,因此对摩擦力的描述包含对湍流通量的描述。

地球是一个旋转的星球,在观测空气流动和气团受力时也需要在一个旋转坐标系统内完成。我们肉眼见到的运动也是由于坐标系统的旋转而导致的合力的结果,我们称之为显力。其中一个分力是用来补偿气团的绝对运动过程,其中包含了气团随着地球表面的运动过程。这个力是由法国物理学家 G. G. Coriolis 于 1835 年首先提出的,并以他的名字命名。在北半球,该力使运动物体向右转向,在南半球则正好相反。Coriolis 力(也称为科罗拉力或地转偏向力)与运动速度 v 和 Coriolis 参数 f 正线性相关。而 Coriolis 参数 f 取决于所在纬度。

$$F_D = fv = 2\omega \sin\varphi \cdot v \quad (11-3)$$

式中 ω ——地球自转角速度,等于 $2\pi/\text{天}$;

在 45° 纬度线上, $f = 10^{-4} \text{S}^{-1}$ 。由于空气大多不沿着直线运动,而是沿曲线运动,另一个力就出现了,即离心力。离心力把空气推离旋转中心,与速率的二次方成正比,与旋转半径 r 成反比。也就是说旋转半径越小,力越大。

$$F_C = \frac{v^2}{r} \quad (11-4)$$

离心力与向心力紧密相关。当急转弯时,向心力是使汽车保持在路上行驶的真正力,而离心力却试图把汽车拉进路旁的沟里,如果车轮不能提供足够的向心力,不幸就会发生了。显然对于流体,例如空气,并不能对其施加向心力。

施加在一个气团上的四个力中,仅有压力梯度力不需要运动的存在。因此实际上压力梯度力是大气中导致运动的唯一的力,也就是说它可以把一个空气团相对于周围其他空气团加速。根据牛顿第一运动定律,当施加在物体上的合力不为 0 时,物体将加速:

$$a = \sum F = F_{PG} + F_F + F_D + F_C \quad (11-5)$$

在静态下分析力的平衡是很有帮助,也就是当合力加速度消失时。让我们以最简单和最概括的例子来研究一个空气团的运动过程,即该气团沿直线匀速运动。为了进一步简化,我们假设该空气团距离地面足够高而不受地表摩擦力影响。这是自由大气的情况,即由湍流决定的边界层的上方。受力平衡于是变为:

$$F_{PG} + F_D = 0 \quad (11-6)$$

这两个力达到平衡的过程如图 11-1 所示。由于压力梯度,空气团被加速而脱离静止状态。由于运动,Coriolis 力将出现,垂直于运动方向,并随着运动速度的增加而增加,直到达到最终平衡。最终的风将沿着一条平行于等压线的方向吹动,因为压力梯度力和 Coriolis 力已经达到平衡而不再加速,这样的风称作地转风 (geostrophic wind)。地转风的大小取决于压力梯度、空气密度和该纬度的 Coriolis 参数:

$$-\frac{\nabla P}{\rho} + fv = 0 \Rightarrow v = \frac{\nabla P}{\rho f} \quad (11-7)$$

在典型的情况为:100km 空间距离上的压力差为 1hPa,在中纬度上,地转风约 10m/s。地转风建立的时间尺度为半天到一天。

显然地转风在赤道上达到奇异点,此处 $f=0$ 。最糟糕的情况下,意味着地转风平衡根本不存在,而必须由其他力来平衡压力梯度力。赤道附近的热带风暴就是主要由压力梯度力和离心力建立的平衡,称作旋转平衡 (cyclotrophic balance):

$$F_{PG} + F_C = 0$$

$$-\frac{\nabla p}{\rho} + \frac{v^2}{r} = 0 \Rightarrow v = \sqrt{\frac{r \nabla p}{\rho}} \quad (11-8)$$

这时的 Coriolis 参数 f 很小，可以不计。

当存在摩擦力时，例如存在湍流的低空大气层，就又多出一个力，起到降低风速的作用。在地转风的例子中，Coriolis 力将因此不足以平衡压力梯度力，风将向低压侧转向，新的包含摩擦力的平衡将被建立。同样可以应用到旋转平衡的例子。

由于低空大气地表摩擦力的存在，将不能建立匀速直线运动平衡，而发生向低压侧转向。第一种情况转向运动曲线圆心，称为气旋。另一种情况是转离运动曲线圆心，称为反气旋。气旋使空气质量在中心点集中而不得不向上运动，反气旋则正好相反，在中心点形成空心，而必须有上面的空气向下运动进行补充。因此摩擦力是导致空气垂直流动的机制。

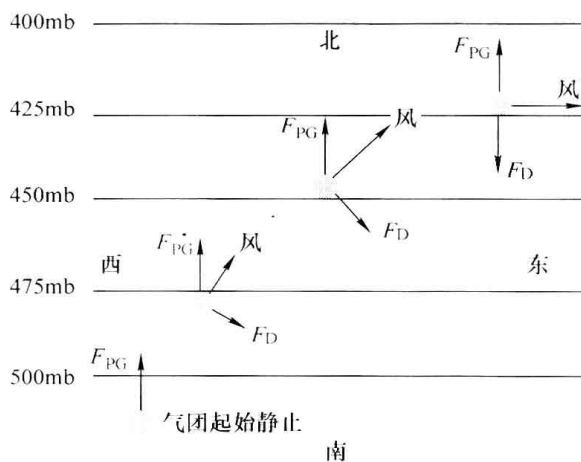


图 11-1 地转风在 5km 高空建立平衡过程，气团起始为静止状态

11.1.2 地转风

地转风 (geostrophic wind) 是风资源领域的重要概念，有必要做进一步描述。

地转风是指自由大气中空气的水平等速直线运动，是指无加速度、惯性离心力不起作用情况下的运动。在这种运动中，只有水平气压梯度力和地转偏向力起作用。因此地转风是自由大气中水平气压梯度力和地转偏向力相平衡时的空气的水平运动。

地转风是平衡运动，它受到的合外力等于零，没有加速度。空气运动平行于等压线，人背风而立，高压在右，低压在左，这就是北半球地转风的规则（如图 11-2 所示），在南半球则相反。平时人们说水往低处流，那么空气也应该从高压向低压流动了，但实际上却是平行于等压线流动的，这是地转偏向力影响的结果。因为，当有了气压梯度之后，空气要从高压向低压流，一但有运动，就会受地转偏向力的作用，使运动方向向右偏（北半球），随着运动方向的变化，偏向力的方向也改变，因为偏向力的方向永远垂直于运动方向所指的右方。

地转风和气压场分布的这种规律，是 C. H. D. 白贝罗于 1857 年首先提出的，故称白贝罗定律。地转风的大小与水平气压梯度（或等压面上的重力位势梯度，即等压面坡度）的数值成正比，与 Coriolis 参数及空气密度成反比。在离地面约 1.5km 以上的自由大气中，大尺度运动的垂直速度比水平速度小得多，而且水平运动的惯性力和湍流摩擦力也比水平气压梯度力和 Coriolis 力小得多，因此，自由大气中的大尺度运动，除了具有准水平运动的性质外，还近似地满足地转风关系，故又称为准地转运动。当实际风速小于地转风速，且风向偏向低压侧时，称作亚地转风 (sub-geostrophic wind)。当实际风速大于地转风速，且风向偏向高压侧时，称作超地转风 (super-geostrophic wind)。

在中高纬地区，高空的实际风十分接近地转风，风压关系大体遵循上述地转风原理，这是中高纬地区在分析天气和预报天气中应遵循的原则。

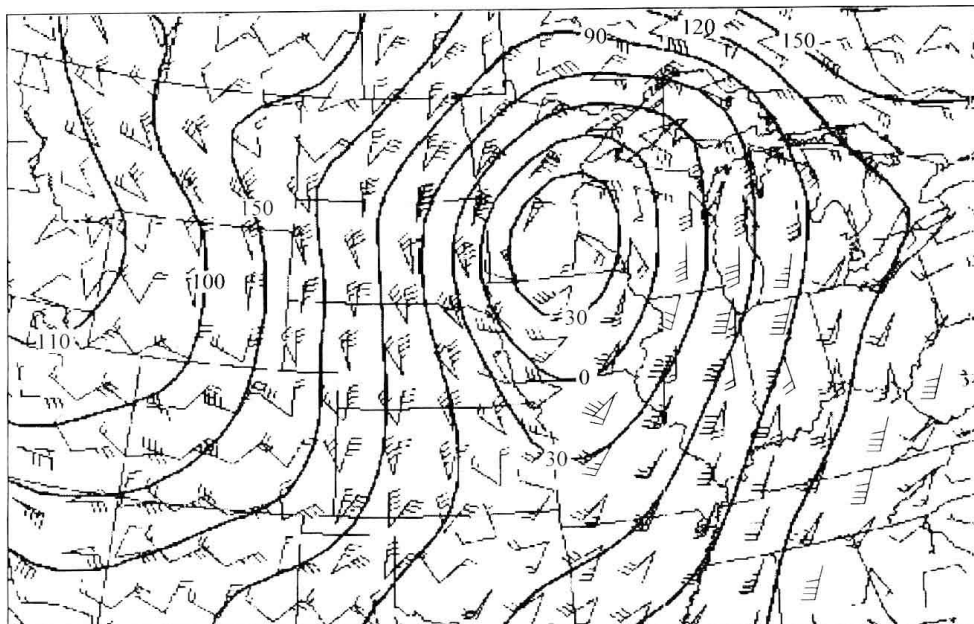


图 11-2 地转风与等压线（北半球）

地转风的概念之所以重要，是因为它给我们把风况从测风塔推算到各风力发电机点位的思路。虽然地表摩擦和地形的影响使得风场内部的风况各处不一，但是上空自由大气的地转风却是一样的，这就建立了不同点位之间风况的联系，这就是 WAsP 软件模型的根本原理。

11.1.3 地球能量平衡

究其根本，风能实际是来自于太阳能，是太阳辐射把地球加热了，才启动了地球大气的流动。

地球通过辐射与宇宙中的每个天体进行能量交换。地球附近唯一的能量来源就是太阳。太阳在地球大气表面不停地辐射 $j_0 = 1369 \text{ W/m}^2$ 的能量流。这些辐射能量中的一部分被直接反射回茫茫宇宙。极地冰盖和云层对反射起到关键作用，但其他非黑色的地球表面也起到一定的作用。没有被反射回去的能量用来加热地球，并推动地球的大气和海洋运动。为了与宇宙达到能量平衡，同样多的能量应该被去除。去除过程是由于地球向宇宙的热辐射实现的。太阳辐射的能量波长多在 500 nm 附近，与太阳表面温度 (5250°C) 下的黑体一致。然而地球表面的热辐射最高不过 $10 \mu\text{m}$ ，为电磁光谱的红外部分，这是因为地球要冷得多。因此，太阳和地球的辐射通常分别被称作短波和长波辐射，如图 11-3 所示。

从宇宙中观测到的地球表面的温度可以从辐射平衡计算得来。太阳辐射是地球截面上捕获的能量，地球辐射面则

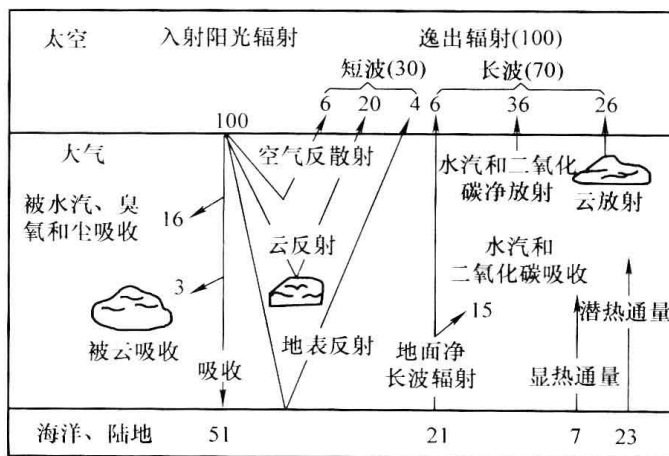


图 11-3 地球总体能量平衡示意图

是整个球体的表面。二者通量必须相等：

$$j_{sw} = j_{lw} \quad (11-9)$$

$$\pi r^2 (1-a) j_0 = 4\pi r^2 \varepsilon \sigma T_E^4 \quad (11-10)$$

$$T_E = \sqrt[4]{\frac{(1-a)j_0}{4\varepsilon\sigma}} \quad (11-11)$$

上面的公式中引用了黑体辐射的 Stefan-Boltzmann 法则，其中常数 $\sigma = 5.67 \times 10^{-8}$ 。常数 $a \approx 0.3$ 是地球整体反射率。地球的辐射系数 ε 可以假设等于 1。由此得到的平衡温度为 255K，或 -18°C 。温室效应使这个温度升高 25°C ，才让地球适合生物生存。温室气体，主要是水蒸气，阻止了一部分长波辐射离开地球而抬高了温度。图 11-3 系统的示意了地球能量平衡这一过程。

图 11-4 所示，去除反射和吸收的部分后，白天的太阳辐射的净辐射被地表吸收。随着太阳辐射增强，地表温度开始升高。其中一部分热量通过传导向土地深层传递，一部分由于水分蒸发被吸收，还有一部分传导给直接接触的大气。一天之内，吸收的能量大体等于放出的能量。

地球大气上界的太阳辐照度分布以及随时间的变化，与大气及地面能收到多少辐射能量密切相关，这是形成地球上各处气候差异的根本因素。

11.1.4 三圈环流模型

由于地球自转轴与公转平面（黄道面）法线有一个小角度倾斜，多数太阳辐射都落在了赤道带，即南纬 30° 到北纬 30° 之间。为了把这部分能量分配到赤道带以外，则必须建立一个高效的能量传输机制。

因为大气本身不能拦截大量的太阳辐射，所以地球表面首先被加热，然后接触到地球表面的空气通过热传导而被加热。空气一旦被加热后，将变得比紧邻的上层空气轻，因此发生上浮运动，称作对流。空气上浮后会被逐渐冷却，导致里面的水蒸气凝结而释放潜热。潜热的释放则加强了对流过程。热带对流把巨量的热从地表直接推送对流层顶部，即约 15km 高空。

参与热带对流的空气质量来源于地表附近空气的汇聚。热带对流带也因此被叫做热带辐合带（Inter-Tropical Convergence Zone）。地表流向赤道的气流由于地转偏力而向西偏转，也就我们常说的信风（trade winds）。

但是在云端，空气必须从赤道流走，即分散开来。当高空的空气在约纬度 30° 附近下沉时，地表附近的汇聚和空中的分散最终形成了一个半封闭的循环。描述上述循环的理论于 1735 年由 George Hadley 发布。哈德莱（Hadley）环流圈因此展示了热量和水汽由赤道向外传导的主要机制，如图 11-5 所示。

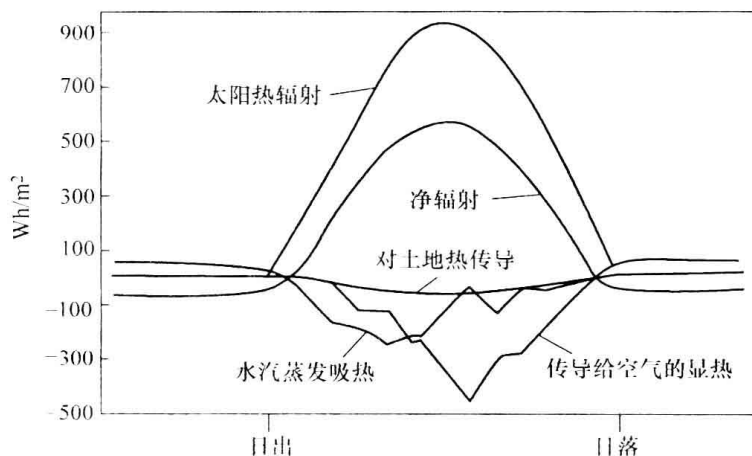


图 11-4 中纬度典型的地面昼夜能量平衡变化示意图

哈德莱环流在副热带高压带下沉的空气在水平压力梯度力的作用下，分别向赤道和极低流去。其中，流向赤道低压的那只气流，在往南运行的过程中，在地转偏力的作用下形成东北信风（指北半球，南半球正好相反），因此哈德莱环流圈也称作低纬度环流圈或信风环流圈；北半球底层由副热带高压流向副极地低压的那支气流，在向北运行的过程中，受到地转偏力的影响，向右偏转形成中纬度的西南风，因高层和低层大气均吹西南风，故称盛行西风带。

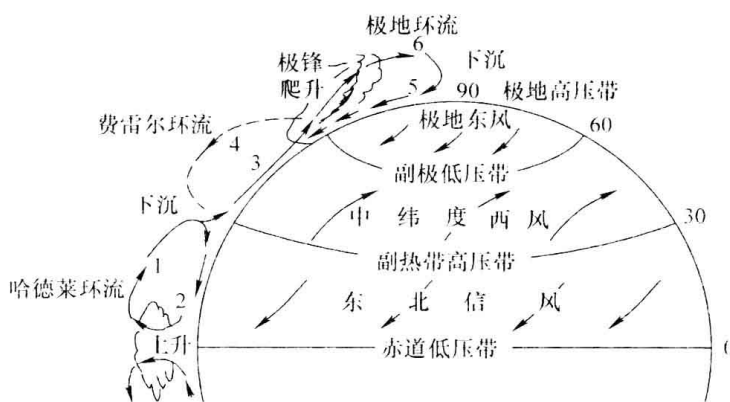


图 11-5 北半球三圈环流模型

极低高压区冷却下沉向南扩散的寒冷东北气流与从副热带高压向北流动的西南暖湿气流，在北纬 60° 附近汇合，形成锋面，即极锋（polar front）。沿极锋上升的暖空气，到高空后也分成南、北两支，分别向副热带和极地上空流去。向南的一支，流到副热带高空下沉，形成一个按顺时针方向流动的环流圈，称为费雷尔（Ferrel）环流圈，也称为中纬度环流圈。由于其方向与哈德莱环流圈相反，故亦可称哈德莱环流圈为直接环流，费雷尔环流圈为间接环流。在极锋上空，向北流动的一支，流到极地上空，冷却下沉以补充极地底层向南流失的空气，这样在高纬度地区也构成一个正的环流圈，通常称为极地环流，亦称作高纬度环流。哈德莱环流上层来自赤道的更暖空气与费雷尔环流上层来自高纬度较冷空气在对流层上部相遇，形成副热带锋区^[82]。

这就是三圈环流理论模型，是 20 世纪 20 年代提出的，假定地球性质均匀，无摩擦，只考虑太阳辐射和地球自转作用。

11.1.5 极锋与斜压不稳定

因为地球是旋转的，两种不同密度的空气之间的边界仍然是倾斜的，产生水平的压力梯度。该压力梯度驱动着盛行西风。极锋位于冷、暖空气交界处，倾斜的角度最大，西风也最强烈。沿着极锋的气流，尤其是在对流层顶部，风速可以达到 100m/s 。由于巨大温差的存在，这种气流对扰动非常敏感，变得不稳定，称作斜压不稳定（baroclinic instability）。小的扰动迅速长大成巨大的水平波而最终破裂。极锋的形态因此变得破碎和波浪状，并伴随着如气旋和前锋的天气系统，如图 11-7 所示。

斜压不稳定性是大气和海洋中极其重要的流体力学机制。在大气中，它是形成中纬度主要天气系统气旋和反气旋的主要机制。斜压大气的密度取决于温度和压力，而正压大气的密度仅取决于压力。换句话说，斜压大气是等压面上存在密度梯度，而正压大气是等压面与等密度面正好重合。正压大气主要出现在中纬度或热带，而斜压大气则主要出现在中纬度和极区。

稳定层流最简单的例子是不可压缩的流体，其密度随高度升高而减小。对于可压缩的气体，如大气，对应的参量是熵的垂直梯度，必须是随着高度的升高而增加时，流体才能形成稳定的层流。势能是斜压不稳定的能量来源。随着不稳定性的增长，流体中心的质量将下沉。在大气中波的生长过程中，冷空气下沉并流向赤道，弥补暖空气的上升和向极地流动。

斜压不稳定性的发展过程如图 11-6 所示。首先是对流层高空大气的分散，形成高空槽脊短波系统，激发极锋气旋的发展。然后冷空气在高空槽下平流，而暖空气在高空脊下平流，增加了高空扰动的振幅，使曲线曲率增加，从而促使高空大气进一步分散。高空槽和脊的振动就形成了极锋的不规则的波浪形状，如图 11-7 所示。

极锋正是北半球中纬度地区丰富风资源的原始动力，也解释了为什么我国广大北方地区风资源丰富的根本原因。极锋形成的不规则的、波动的圆环“半径”随着季节变化。冬季时北极气温最低，圆环“半径”最大，覆盖我国北方，而夏季正好相反。所以，我国北方大风季节一般为冬季。

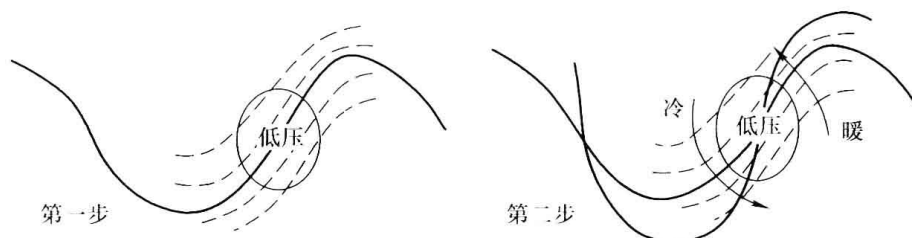


图 11-6 斜压不稳定性发展过程示意图

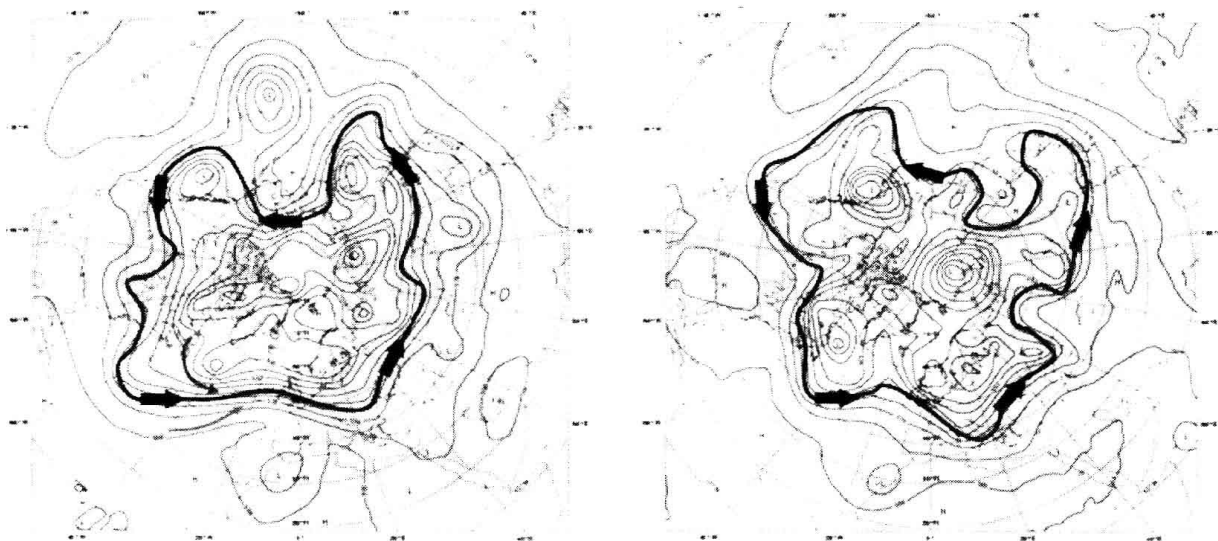


图 11-7 北极极锋，左图为 2006 年 5 月 26，右图为 2006 年 5 月 30 日（箭头代表旋转方向）

沿着极锋的动态过程代表了水平纬向热传导机制，把被哈德莱环流圈从赤道传递到中纬度的热传导到两极。哈德莱环流圈和斜压不稳定导致的扰动增长是地球上沿经向能量分配的两个最重要大气动力机制，洋流也起到了一定的作用。

11.2 天气尺度天气系统

多数注入大气的动能都是在斜压不稳定尺度下的。事实上，在中纬度的空气动能频谱上（见图 10-4），在一两天周期上有一个明显的峰值。也就是说，存在一两天周期下半重复的天气系统，导致大风。因为这种天气系统从开始制作天气图谱时就被画在一张覆盖大片区域的图上，因此得到了一个常用的名字，即天气系统（synoptic weather systems），也称为综观

尺度天气系统。

与斜压不稳定相关的天气系统对风能至关重要,因为若不然,风将会被局限在极锋附近很狭窄的区域内。气旋、反气旋和天气前锋是中纬度的典型的天气系统,热带风暴则是典型的低纬度天气系统,本节将分别予以简要介绍。

11.2.1 气旋与反气旋

当提到压力系统时,我们必须意识到它们不是随着平均气流移动的结构。我们把它们当成物体看待只是为了帮助我们解释各种现象。

在扰动增长的过程中,空气动力学机制导致地表附近的气压降低而引起压力梯度。压力梯度力导致风流,以试图填补气压降低导致的空白。由于地转偏力的存在,风不会直线地向低压中心汇聚,而是以逆时针方向在低压中心周围旋转,称作气旋,如图 11-8 (左) 所示。边界层内存在的摩擦力促使风向轻微偏向低压中心,引起气旋内空气的汇聚,然后大规模上升运动。这种情况通常导致雷雨大风等恶劣天气。

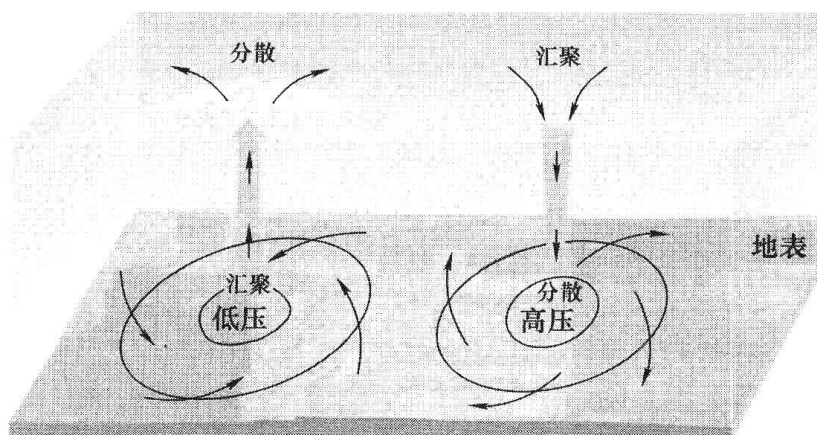


图 11-8 气旋 (左) 与反气旋 (右)

中纬度天气尺度气旋直径通常达 1000 ~ 2000km。小一些的气旋也会发生,但是由中尺度机制导致,称作中尺度气旋。

和气旋一样,反气旋也是大尺度空气动力学过程导致的空气汇聚和气压升高的结果。不过反气旋是围绕高气压中心以顺时针方向旋转[○],同时风向轻微向外偏向。由于在地表附近反气旋区域空气向外流动,而上面的空气下沉来弥补空缺,如图 11-8 (右) 所示。下沉空气经过绝热的加热和干燥过程。因此,反气旋的天气通常是晴朗的,但是气温基本取决于原来的空气。

反气旋的一个重要特征是边界层上方的逆温现象,是由于下沉空气的暖化作用导致,因此称作下沉逆温。注意不要与地表逆温混淆。地表逆温是由于地表附近空气由于夜晚辐射损失而导致的冷却。

由于力的不同平衡方式,气旋内的最大压力梯度比反气旋大得多,风亦如此。理论上,

○ 这里是指北半球的情况,南半球正好相反。后文如果不做专门说明都是指北半球。

除非把摩擦力考虑在公式中，气旋的深度是可以是无限的。即使在中纬度气旋中，风长时间维持飓风力的现象也并不罕见。

11.2.2 天气前锋

沿着极锋的天气尺度气旋发展会增加温度梯度，并进一步加强扰动的生长。这一过程是非线性。温度梯度的加强与与此相关的天气现象称作锋生作用（frontogenesis），其反过程则称为锋消作用（frontolysis）。虽然气象图上的锋通常用一条直线表示，但是该过程是在一个区域内完成的。锋带（frontal zone）被定义为一个相关大气参数的水平梯度增加的区域。

随着极锋上的波形向东前进，其北侧的冷空气也随之向东漂移，漂移路径上前面的暖空气就会被冷空气替代，这一过程为冷空气前锋。

冷空气前锋总是在锋带厚度的尺度上（即 10 ~ 100km）伴随着水平风切变。底层大气中，空气极向流动的分量锋前比锋后强烈，使空气沿着锋面汇聚而被迫上升。冷空气比暖空气重，因此前进中的冷空气往往直接迫使暖空气（通常更加湿润）上升。沿着冷空气前锋的上浮气流强度往往比气旋内的空气上浮更加剧烈，常导致强对流的恶劣的天气。

除了温和的降雨和降雪外，雷暴也可能在强烈的冷空气前锋出现。冷空气来袭的典型天气现象发生顺序为：

气压降低→风速升高→下雨或雷暴→气温降低→风向改变

冷空气过后气压回升，如果冷空气含有足够的水蒸气，则本地孤立的雷雨天气可能发生。从风力发电角度，雷暴是很危险的，不仅是因为天气现象本身，预期其发生的地点和时间也是十分困难的。一旦雷暴发生后，可以用一些远程传感器对其进行跟踪，如气象雷达、卫星、闪电传感器，可在几小时内对其发展轨迹进行一定程度的预测。但是，我们可以用概率方法对雷暴进行预测，即预测在不远将来某一特定区域内，某一特定时间段，发生雷暴的可能性。

从极锋冷空气侧观察，暖空气是以暖空气前锋形式前进，其大尺度动态锋生机制与冷空气相似，即水平风切变和温度梯度增加。虽然暖空气前锋截面的活动区域通常比冷空气大，但是暖空气没有能力推动冷空气，因而伴随的天气过程要温和得多。雷暴不能在暖空气前锋发展，风况改变不如前者剧烈，降水也较弱。

11.2.3 热带风暴

在热带，把冷、暖空气之间的势能转化成动能的中纬度机制并不明显，因为缺少大尺度可持续的温度梯度。因此，热带风暴作为大尺度热带天气系统的最重要系统，需要另一种生长机制。

对流（即强烈的雷暴）代替斜压不稳定促使热带风暴的形成，从而使物质得到再分配，并形成本地的低气压极值。这一过程通常与西行的热带波相关联，而热带波产生于热带辐合带的强烈对流区，例如非洲和印度尼西亚。这些热带波提供足够的起始扰动促使热带低气压的发展。而热带低气压在有利的环境条件下，有生长成为热带风暴和飓风的潜力。飓风的形成环境不仅是大气，即低风切和足够的水蒸气，还需要海洋表面足够温暖来提供潜热。这种温暖的海洋表面提供的潜热基本是热带风暴的燃料。热带风暴就像一个热引擎，把来自于海洋的水蒸气的潜热通过对流转化成强风的动能。倾盆大雨仅仅是热带风暴生命周期内的一个副产品而已。热带风暴发生在 Coriolis 参数很小的区域，力的平衡主要是旋转平衡。当热带风

暴向赤道外移动时, Coriolis 力逐渐增加并参与建立受力平衡, 减弱就是唯一的结果。图 11-9 为我国周边历年台风路径统计, 该图可以定性分析我国沿海不同纬度的台风发生概率。

与中纬度天气系统相反, 热带风暴确实像一个独立的物体嵌在平均气流里游走。如果有足够的燃料 (即温暖的海洋表面, 且大尺度环境不通过垂直风切变破坏热带风暴结构), 热带风暴可以跨越大洋长时间生存。有记录以来生存时间最长的热带风暴 Ginger 发生在 1971 年, 持续了 30 天。

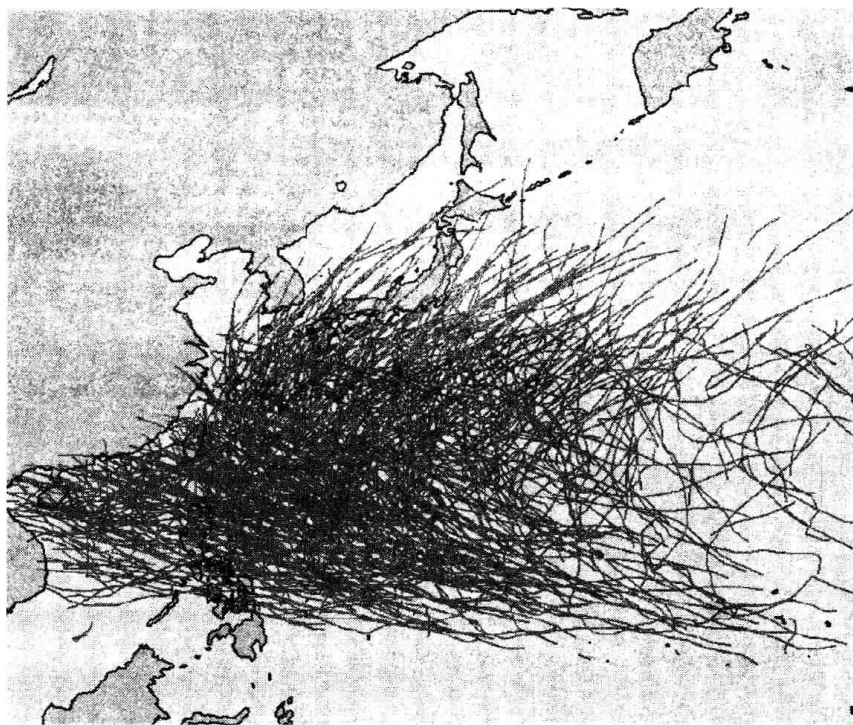


图 11-9 我国周边的热带风暴 (台风) 历年路径统计^[88]

热带风暴的主要结构是由很多对流带向中心平静的区域 (风眼) 旋转前进。和其他气旋一样, 热带风暴的风也是逆时针旋转, 并轻微偏向中心。最强的对流活动发生在风眼壁内, 一环很深的对流云在离中心几十到几百公里范围内沿着风眼旋转。最强烈的风也在风眼墙内, 通常距海面数公里高, 比其他天气系统最强风高度低得多。因此热带风暴内的垂直风切变相应更高。由于气旋旋转特征, 热带风暴内的风在风暴前进方向上的右侧更加强烈。

风眼周围的风向变化非常迅速, 有时在风眼短暂平静后可调转 180° 。因此需要采取特殊措施使风力发电机能够在飓风中生存下来。另外, 飓风内部强烈的对流过程导致湍流非常大, 尤其是极端湍流容易对风力发电机产生破坏性损伤。

11.3 中尺度天气系统

11.3.1 中尺度定义

我们看到和感觉到的天气与气象图不太一样。我们不能用行星波来解释, 甚至连锋区都

太大了。相应的有型结构和过程主要发生在中尺度，因此中尺度不仅仅对于风力发电，对于我们的日常天气状况也很重要。

中尺度是水平尺度的定义，如图 10-5 所示，包含从几百米到数百千米的相关天气过程。这些过程有着非常多样的水平和垂直结构，例如低空急流和雷暴。

在中尺度下影响强烈而在大尺度下影响较弱的物理机制包括：空气对地表的摩擦、地表附近的局地辐射流（即地表的冷却和加热）、湍流使热量和水汽与地表进行交换和地形地貌的各向异性。由于在空气动能图谱上（见图 10-4）缺少中尺度的频谱强度，使得研究和模拟中尺度过程异常困难。除了依靠不断增强的计算能力外，观测和观察也是提高中尺度理解水平的重要手段。

11.3.2 地形影响

在研究具体的中尺度天气系统之前，我们必须首先对空气与地形地貌的互动方式形成一个总体概念，这是本节和下节的目的。读者应该通过这两节熟悉水平和垂直方向上风对障碍物的适应过程和这些适应过程彼此之间为什么差异如此之大。

当风遇到障碍时，要么“跨过”去，要么“绕过”去，要么是两者结合。沿着障碍物，例如沿着一个山脊，局部的风将被加强，如图 11-10（左）所示。如果主导风向沿着山脊走向吹，这种现象更加明显。如果山脊之间存在空隙，或在两块陆地之间，那么将发生更高效的引导作用[○]，如图 11-10（右）所示，但是风况更加复杂。直布罗陀海峡的高风速就是因为两块陆地之间的风由于引导作用而被加强的，台湾海峡也是这种现象的一个很好的例子。

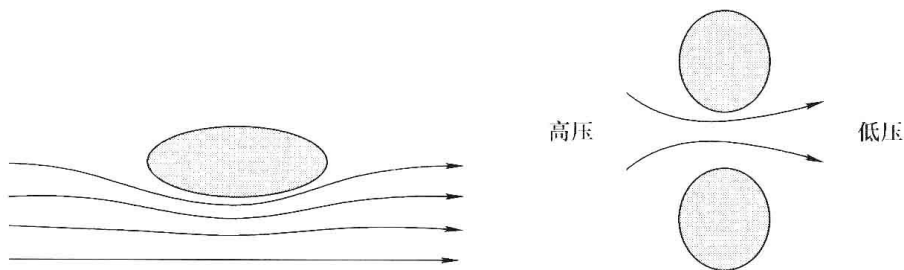


图 11-10 与风速对应的流线图，流线越密风速越大。

沿着障碍物（左），穿过缝隙（右）

究竟风是会“跨过”障碍还是被阻拦？风是否被加速？如果被加速，那么加速效应有多大？要想回答这些问题，还需要进一步分析。最主要的参数是障碍物的水平和垂直尺度，然而平均风速和大气稳定度也是两个影响风况的不可忽略的因素。可以用三个值合成的一个值来作为气流行为的指标^[91]：

$$F_r = \frac{U}{Nh} \quad (11-12)$$

式中 U ——山脊迎风坡的风速；

○ 从定义上讲，这种引导效应引起的风加速并不是所谓的谷风。即我们通常所说的“两山夹一沟”并非真正意义上的谷风，而是我们日常工作中的一种通俗称谓。

h ——山脊高度；
 N ——用来描述环境静态稳定度的参数；
 F_r ——无量纲参数，山体垂直扰动的弗劳德（Froude）数，有时用来描述惯性力和浮力的比，可用来评估不同的风况遇到山体后是加速还是减速。

该判据适用于稳定大气的情形，当受山体扰动的气流处于中性稳定，并趋于不稳定时， $F_r \rightarrow \infty$ ，此判据不再适用。

加速和减速实际上是势能和动能之间的相互转化过程，如图 11-11 所示。

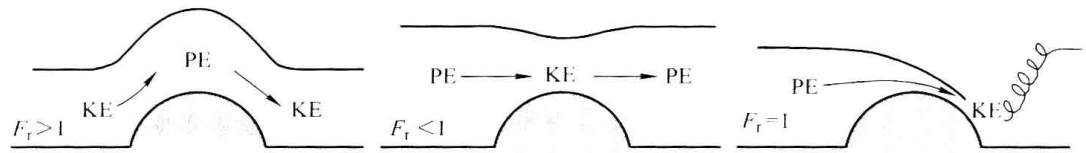


图 11-11 不同弗劳德数时，过山气流的动能和势能转化关系。
山脊上的风可能变弱（左），变强（中），也可能发生下坡风暴（右）
注：图中 KE 代表动能，PE 代表势能。

相对不稳定的大气环境，即中性或不稳定，应该更倾向于使风在跨越山体时减速。相对低矮的山顶或山脊上，风之所以被加速，是因为此时边界层顶部存在逆温现象。与风吹过空隙（如图 11-10（右）所示）的情况类似，该逆温现象可能形成文丘里效应[○]，阻止整个边界层被抬起而加速。稳定空气则可以对抗抬升过程而容易被加速。

各种稳定大气条件下，不同弗劳德数的流过孤山的气流形态如图 11-12 所示^[91]。对于强稳定大气环境下，低风速时，如图 11-12a 所示，气流更倾向于绕过山体而非跨过。如果逆温层高度低于山顶，且风速较低，那么气流也可能被完全挡住，并在下风向形成如图 11-13 所示的有趣的云图。

对于略高的风速和略弱的大气环境，一部分气流会跨过山体，而低层的大气会分流，进而绕过山体，如图 11-12b 所示。跨过山体的气流形成下风波，波长远小于山体的尺度。

当弗劳德数等于 1 时，大气更不稳定，风速更高，如图 11-12c 所示，下风波的波长将增大到与山体尺度相当。大尺度的下风波与山体形成共振，并可能在波峰的下面，地表附近形成涡旋。如果此时空气中水蒸气充足，加上有利的地形，可能发生一种有趣的现象，如图 11-14 和图 11-15 所示。气流爬坡过程中被冷却，水蒸气凝结而在山顶形成云团，然而翻过山顶后其温度比周围环境低而发生下沉。下沉时水分蒸发放热使气流升温，云团消失。下沉一定高度后其温度开始高于周围温度而再次上升。上升后水蒸气又冷却凝结形成云，到一定高度后再次下沉。由此产生这种振荡波形云，能量以波的形式扩散，这也佐证了空气动量可以以波的形式传播。

○ 文丘里效应（Venturi Effect）是指在高速流动的气体附近会产生低压，从而产生吸附作用。原理是当风吹过阻挡物时，在阻挡物的背风面上方端口附近气压相对较低，从而产生吸附作用并导致空气的流动。文氏管的原理其实很简单，它就是把气流由粗变细，以加快气体流速，使气体在文氏管出口的后侧形成一个“真空”区。当这个真空区靠近工件时会对工件产生一定的吸附作用。

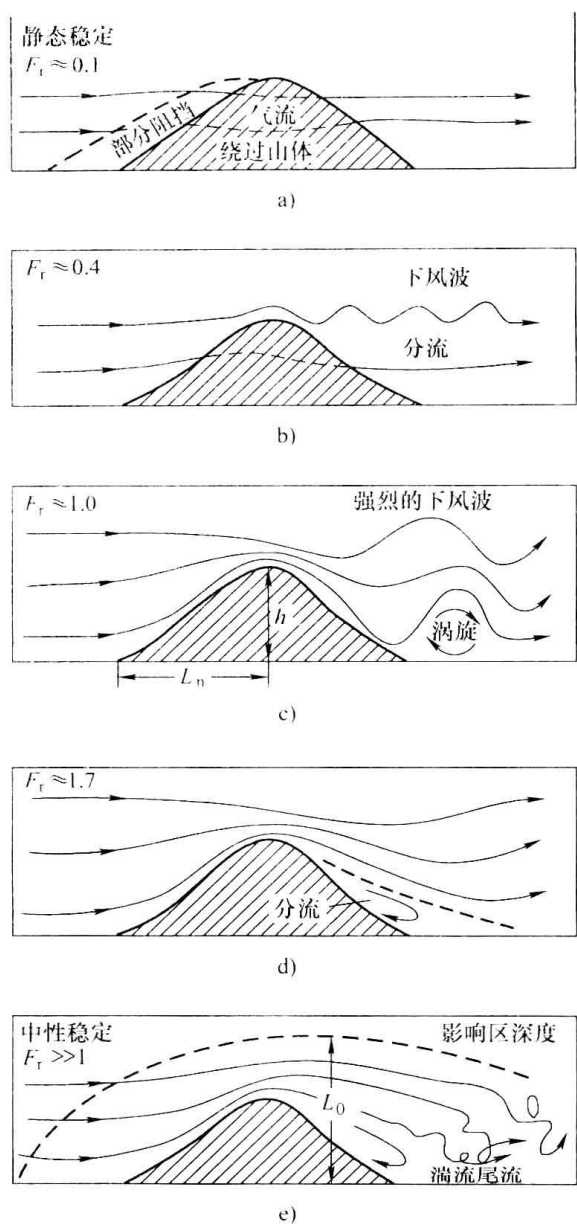


图 11-12 各种稳定大气条件的过山气流，山体为孤山，用山体的高度表达弗劳德数^[92]

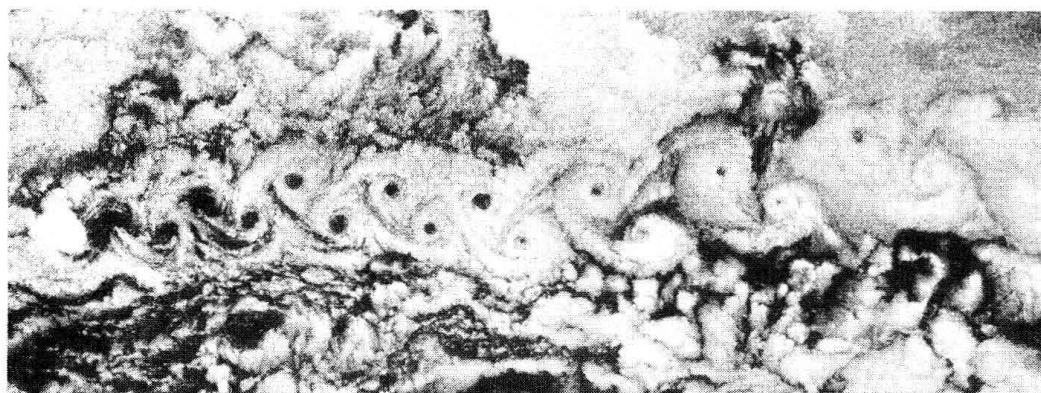


图 11-13 由于气流被山体完全阻挡而形成的卡门涡街现象
(该云图是南半球强稳定大气环境下的一个岛屿产生的)

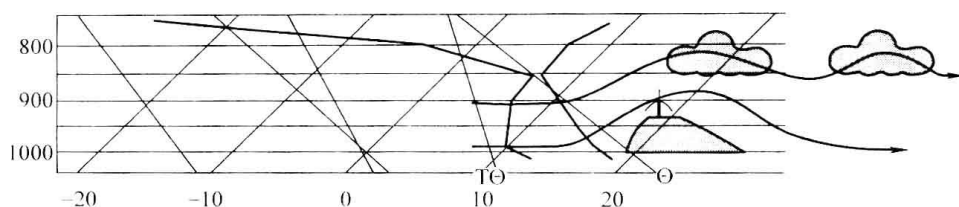


图 11-14 风很容易跨越山体，却在下风向形成振荡波的情况

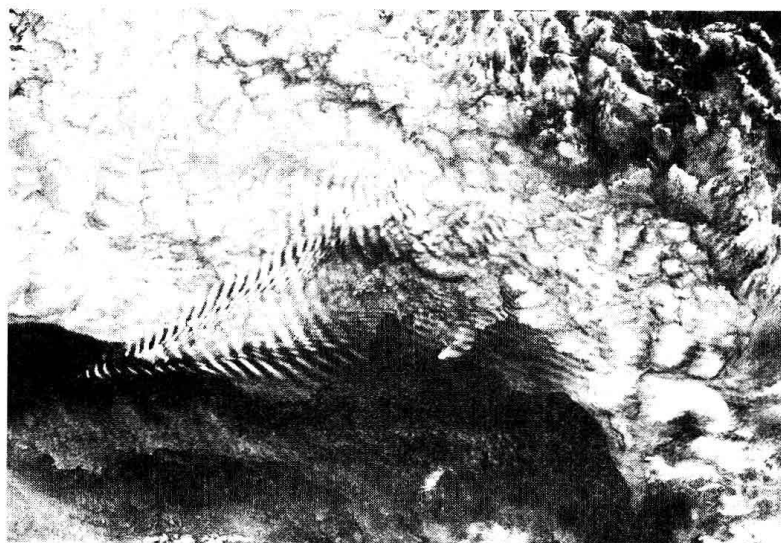


图 11-15 风跨越山体后形成的波形云

如果风速进一步增大，大气稳定度进一步减弱，如图 11-12d 所示，下风波的波长超过山体的尺度。这将导致下风坡边界层的分流，形成空腔，风向和边界层界面逆转。

强风和中性大气稳定度的情况下，弗劳德数趋于无穷大，不再适用于测量气流动态，如图 11-12e 所示。流线被扰动影响，影响区域从迎风坡延伸到山体尺度三倍的范围。影响区域之外，气流将不再感受到山体的存在。山体顶部流线密集，对风起到了加速作用。

P. Taylor 通过分析 Askervein 山非常详尽的数据，试图对加速效应进行量化^[90]。在海拔为 h 的山顶上，距地面为 z 的高度上，风速的相对增加为

$$\Delta S = B \frac{h}{L} e^{\frac{z}{L}} \quad (11-13)$$

式中 A 和 B ——经验常数；

L ——大气稳定度参数，通常 $L \approx 100\text{m}$ ，但对于中性大气， L 无限大。

因此该估算方法不能用于中性大气。理论上，中性稳定大气没有加速效应。当边界层充分混合时仍能观测到加速效应，是因为边界层顶部被逆温层覆盖，局限了气流并形成文丘里效应。

当风遇障碍物时，不同大气稳定度下的加速效应可以概括为（见图 11-16）：

1) 越稳定大气，加速效应一般越明显。

- 2) 而稳定大气容易被障碍物阻拦而无法跨越，也就无从谈起加速效应。
- 3) 当然风是跨越山体，还是绕过或被阻挡，还与山体的大小、高矮、形状和走向有关。
- 4) 风速对气流能否跨越山体和加速效应也起着重要的作用，毕竟是风把空气推送上山的。

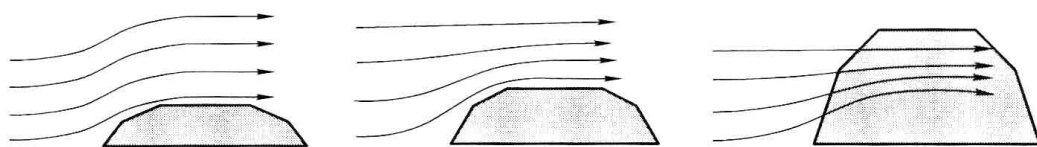


图 11-16 不同风况遇到山体的反应举例 [例 1 (左): 不稳定大气, 山体较矮, 风速较高, 此时的加速效应较差。例 2 (中): 稳定大气, 山体较矮, 风速较低, 加速效应较好; 例 3 (右): 稳定大气, 山体高大, 风速较低, 此时气流被阻挡或从旁边绕过]

11.3.3 对流和雷暴

当一个气团被加热时将变得比周围环境轻, 正浮力会使气团向上加速运动。只要该气团比周围环境温度高, 加速就将维持, 称作自由对流。干燥空气只有在不稳定大气下才能发生自由对流, 即气温垂直递减率低于绝热递减率。

如果气团包含足够的水蒸气, 那么温度的降低将致使水蒸气凝结释放潜热, 从而使上升的气团温度升高。即使潮湿气团上升会释放额外的能量, 其温度也是随高度升高而降低的, 只是降低的速度比干燥气团慢得多, 也就是说, 比没有相变过程的情况降温速度慢。从统计意义上讲, 这时的环境对干燥空气是稳定的, 对潮湿空气是不稳定的。自由对流因此把气团从地表附近向上位移, 形成对流气柱。为了填补空缺, 空气将开始在对流气柱下方汇聚, 并最终进入对流气柱, 促进已经存在的对流过程。这是雷暴云团生成的原因。自由对流在垂直方向持续进行, 直到环境变得对潮湿空气也足够稳定。这种情况通常在到达对流层顶之前不会发生。雷暴云因此可以穿透整个对流层, 由于垂直高速运动甚至可以刺入平流层。凝结的水蒸气落地为雨。雨滴与极冷冰晶云团碰撞可以发生冰雹。冰雹颗粒通常会在对流气柱中上下运动数次, 并持续长大, 直到下降速度大于向上的垂直风速才落到地面。要想使冰雹颗粒达到几厘米直径, 云层内的垂直风速需达到 50m/s, 也就是我们通常所说的强对流天气。

雷暴过程中, 极其巨大的能量参与巨量的空气质量再分配过程。地表附近空气的汇聚会在雷暴来临前引起大风。雨滴下降蒸发吸热引起云团内空气降温, 而当这股冷气向下俯冲并向云团下方四周扩散时, 真正的强大的、湍流激烈的和危险的风才会出现, 称作下击暴流。下击暴流发生非常突然。风向从流入雷暴的对流气流到下击暴流瞬间逆转 180°, 是很多飞机空难的元凶。

通常多个对流胞结合成一个具有共同动力学机制的更大系统单元。中尺度对流系统包括整个系统单元尺度下的涡旋, 即数十公里直径。在特殊有利条件下, 这种涡旋可以发展成为龙卷风。龙卷风发生几率很低, 但破坏性极强, 路过之处摧枯拉朽, 可扫

荡几百米甚至上千米宽，数十公里远。在美国，一年内发生龙卷风次数的记录为 1717 次（2004 年，NOAA）。龙卷风在北欧、东亚和澳大利亚也不少见。令人惊奇的是，英国观测到的龙卷风密度最大，这可能与人口密度和龙卷风可能被记录的可能性有关。

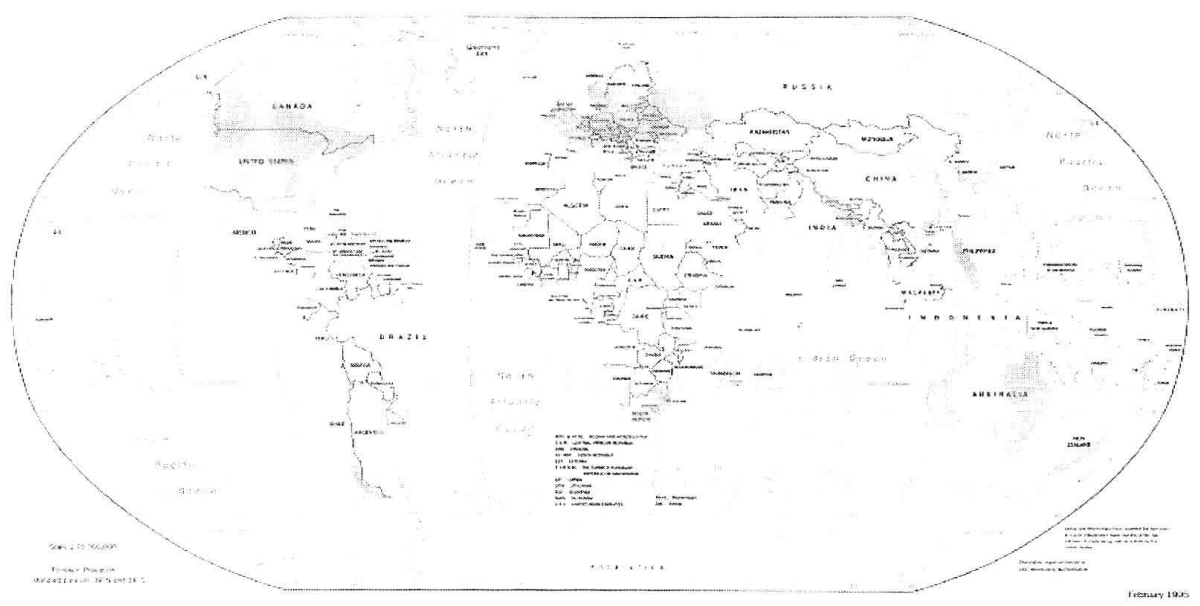


图 11-17 全球龙卷风发生概率分布图（NOAA）

雷暴的另一个威胁则是闪电。除了质量，对流云的上升气流同样对大量的电荷进行了再分配。当一极的电荷聚集，将产生强大的电动势。当电动势大于空气电阻时，就会引起突然的电流放电，形成闪电。由于空气电阻很大，电流穿过时很大一部分能量使空气加热直到发光。加热的结果导致气体膨胀，并进而产生声波，这就是我们听到的雷鸣。地对云或云对地的放电触点非常飘忽不定，暴露的风力发电机就是非常良好的目标。

11.3.4 海陆风

中尺度影响改变了天气尺度天气系统，导致局地风况时常与大尺度或没有显著中尺度影响的区域差别很大。但是有一些中尺度天气系统是由于中尺度作用力引起，而不需要大尺度作用力的参与。这些中尺度系统最主要由于温差而引起的。温差就意味着压力梯度，而压力梯度是推动空气运动的原动力。海岸风循环就是热成风最好的例子之一。

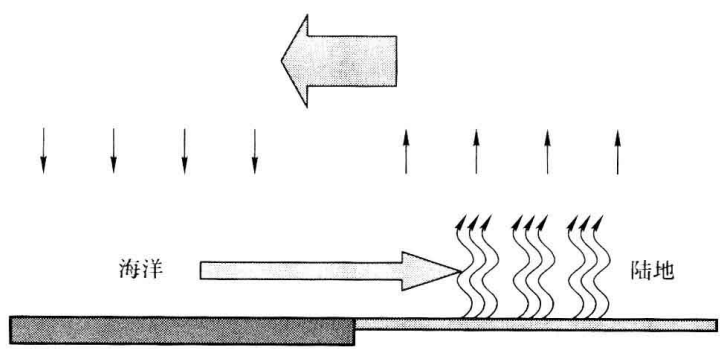


图 11-18 白天时，地表附近风从海洋吹向陆地形成海风的过程。夜晚时此过程正好相反

如图 11-18 所示，白天时，由于太阳辐射热，地表升温。而水的热容较大，加之太阳辐射穿透水面约半米，被加热的水的质量比地表薄土层大得多，从而海面的温度基本保持恒定。与温暖的地表接触的空气被加热而膨胀。因为加热发生在很大的区域，

膨胀可迫使空气上升。在距离地表一定的高度处，通常 $1 \sim 2\text{km}$ ，上浮空气将在陆上形成相对于海上的高气压，这个高度的空气将开始向海洋流动。高空空气向海洋流动将把空气从陆上的气柱顶部中移除，导致地表附近空气压力下降，进而促使空气在地表附近从海洋流向陆地，形成海风。循环的垂直部分将继续发展来确保连续性，一个闭环就此形成。

如果海岸线相对笔直，那么沿海岸线的这个循环特性会有较好的一致性。否则结构将变得很复杂，在某些地方甚至可以出现豁口。海风循环胞在离岸侧一般可以达到数十公里，而在陆上以海洋冷气流前锋的形式向内陆传播。这种传播过程因此像是一股重力流，即在重力作用下前进的较重流体。海风前锋可以深入陆地数百公里，通常可通过一些对流云或雷暴来观测。如果海岸线形状复杂，两个海风前锋也可能在特定条件下白天相遇并引起强雷暴天气。

海风通常早晨出现，傍晚达到极值，然后随着日落而逐渐消退。海风的起始方向垂直于海岸线，并在 Coriolis 力的牵引下逐渐向右偏转（北半球）。海风的风速大小则由海洋和陆地间的温差决定。春季和初夏温差可能最大，因为此时海洋还很冰冷，但是阳光已经足够强烈地炙烤大地。因此如果海洋相对温暖，例如热带地区，海风会变得不那么明显。

海风的风速一般不高，在平坦地形上很少超过 $6 \sim 7\text{m/s}$ 。但是由于其垂直纬度有限，加之稳定的热分层结构，很容易被合适的地形引导和发生加速效应。在距离海岸线一两公里处海拔 200m 的平滑山脊上建风场是几乎不会失败的，当然地形不能阻挡海风的发展。

复杂的海风与环境互动的例子如图 11-19 所示。



图 11-19 复杂的海风与环境互动的例子，海风沿着约克半岛（图的右侧陆地）海岸线形成一条漂亮的汇聚线，嵌在信风中，自东向西横扫塔利亚湾

陆风也在海岸热成风的范畴之内，也常被称作逆海风。晚上，表面由于热辐射损失能量而降温。由于较低的热容，陆地表面降温速度比海洋表面快。陆地上的空气也因此被冷却而收缩，密度变得比海洋表面空气高。地表附近风开始从陆地吹向海洋，而一定高度的空中由

海洋吹向陆地。随着陆风前锋向海洋挺近,也会迫使海洋表面较暖的潮湿空气上升而成云。但是海上空气通常是稳定的,因此不易发生对流,天气变化要温和得多。

11.3.5 坡风和谷风

海风是由于表面热容不同导致海岸线两侧温度差。同理,局地的加热或冷却也是由于太阳辐射和地表热辐射平衡导致,但是气流的反应是受到地形控制的。

首先考虑夜晚的情况,即当空气由于地表热辐射失温而被冷却时。我们马上会想到,地表附近的冷空气密度变大,并开始顺坡向下流动。但是地表附近的气团并不比周围环境温度更低,因此并没理由流动。可事情没那么简单。实际上,下坡气流是因为同一高度的冷暖空气间的水平压力梯度引起的。因此,风应该沿水平方向吹离山坡,但这显然是不现实的。而唯一可能就是气团沿着山坡向下。

相似的机理,几乎相反的情形发生在白天。当太阳辐射加热山坡时,地表附近的空气被加热后沿着山坡向上流动,而非垂直向上。

上、下坡风的厚度很薄。由于对流混合的存在,白天的上坡风一般更厚一些,而晚上的下坡风则很薄。坡风的风速一般不高,但是在一些有利的下坡条件下,下坡风可能达到比较显著的速度,并产生极高的垂直风切变,如图 11-20 和图 11-21 所示。当然,沟谷地形特征可以改变局地的风加速过程。

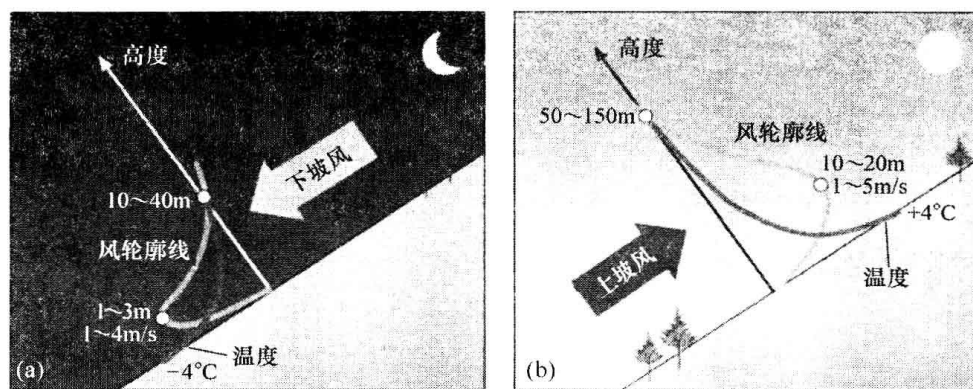


图 11-20 由温差导致的晚上(左)和白天(右)的坡风。本图中最高风速出现的高度有一定夸大,用以表示可能的极端情况

了解了坡风后,谷风就不难理解了。谷风不过是坡风发生在两面山坡的山谷里罢了,只是情况变得更加复杂。不同的是,夜晚下坡风在下降过程中被山谷的另一侧山坡阻挡,由于惯性向上冲。冲到一定高度后风速下降为 0,之后又反向流动。如此往复,气流在山谷两侧山坡间来回振荡。

这里需要提醒的是,根据山谷的走向不同,可能是一侧山坡向阳,而另一侧背阴,也可能是上午向阳而下午背阴,情况复杂。两侧山坡接受的太阳辐射差别很大,形成两侧山坡的地表温差,并进而形成在山谷内循环的谷风。谷风的形成和发展还与山谷的大小和形状息息相关。谷风的复杂情况也给山地风场的风资源评估和微观选址带来巨大挑战。图 11-22 为一种典型的谷风发展过程示意图。

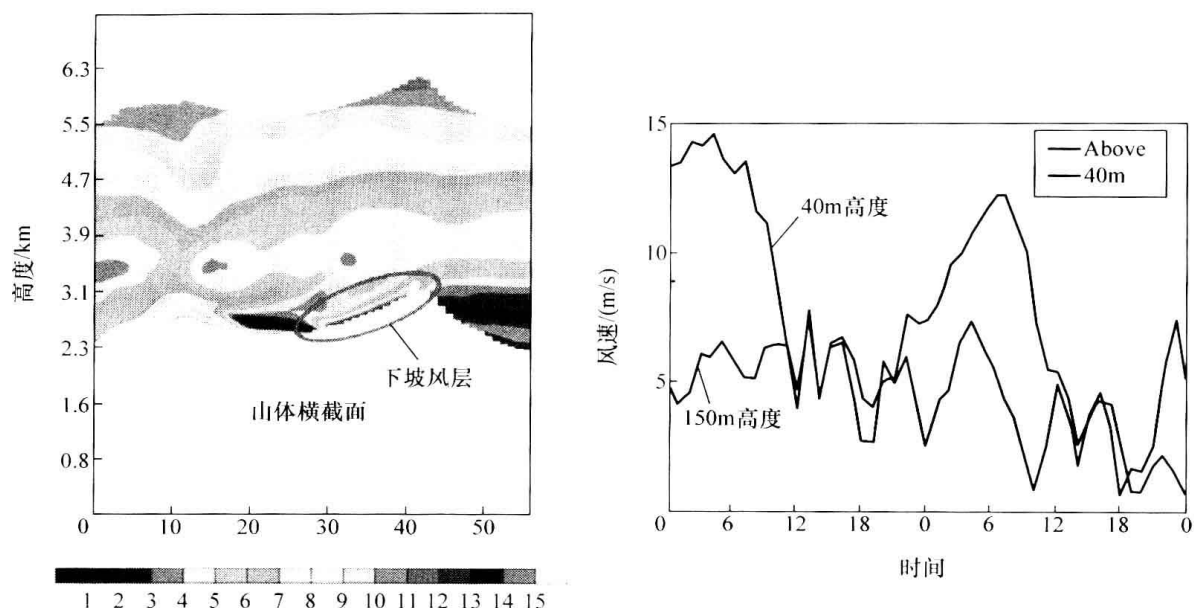


图 11-21 安第斯山脉高处的由温差导致的下坡风，中尺度模拟实例。左图为贴近地表的风速可以高达 12m/s；右图为 40m 和 150m 高度的两日风速循环（图片由 Vestas 提供）

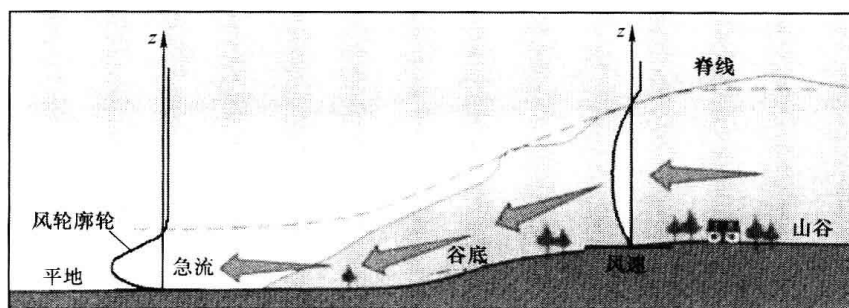


图 11-22 一种典型的谷风发展过程

11.3.6 低空急流

为了不引起混淆，本节将要阐述的既不是对流层顶部的射流，也不是低空高速的下坡风。低空急流是由地表冷却引起的湍流摩擦减小导致的结果。

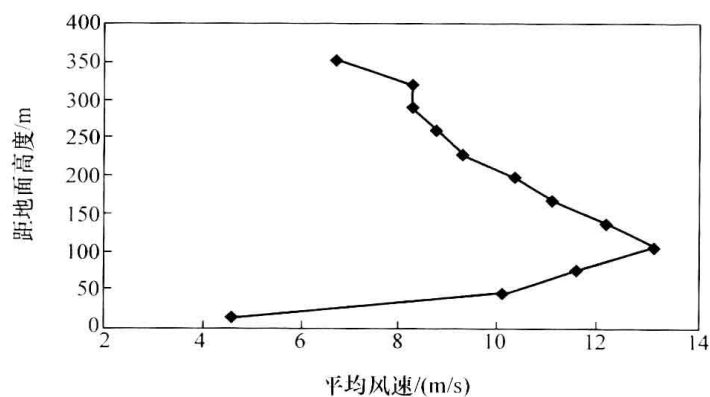


图 11-23 夜晚低空急流出现时观测的垂直风切变轮廓线

第一个例子是夜晚的低空急流。想象一个有漂亮的垂直风切变曲线的混合良好的边界层。风是压力梯度力、地转偏力和摩擦力平衡的结果。我们现在已经很清楚,边界层内的摩擦主要是由于湍流动量的向下(向地面)的通量引起的。该通量白天高,因此湍流得到了充分的发展。傍晚太阳落山后,地表开始冷却,紧贴地表的表面层大气稳定度提高,湍流随之减弱。突然气团所受的合力不再为零,风便开始加速。这种加速作用在力最不平衡的地方最强,也就是接近地表处。一个新的最大值便出现在了风垂直切变轮廓线上了。

低空急流的风速峰值一般出现在距离地面约数百米的高度,如图 11-23 所示。如果地表温度很低,表面层大气十分稳定且存在较强的逆温时,高风速可能非常接近地面。2m 高处的气温比 50m 测风高度低 10°C 的情况也很常见。这时边界层非常低,甚至不存在事实上的边界层,因为地表附近不存在湍流,而湍流的存在通常是边界层的定义。如此的明显,甚至在距离地面几十米的高度就开始是自由大气层了。此时的垂直风切变非常大。这种情况在气候寒冷的陆上非常普遍,比如我国的三北地区和加拿大。

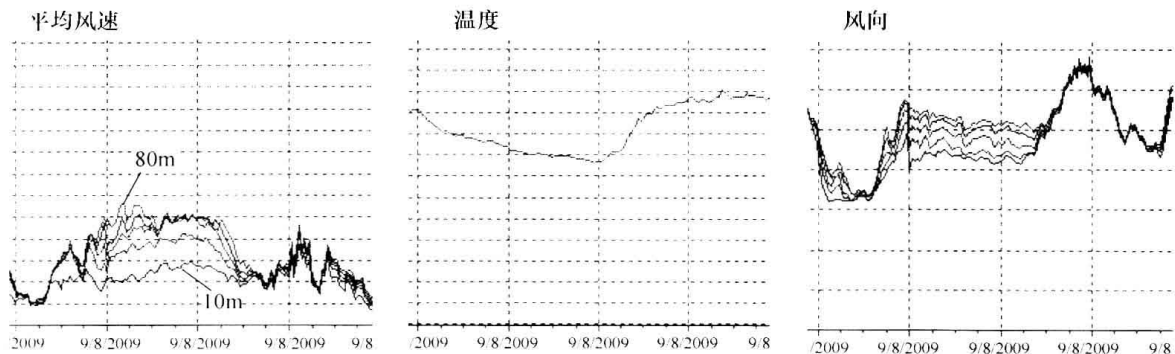


图 11-24 一天内不同高度风况和温度的时间序列曲线,反映夜晚低空急流

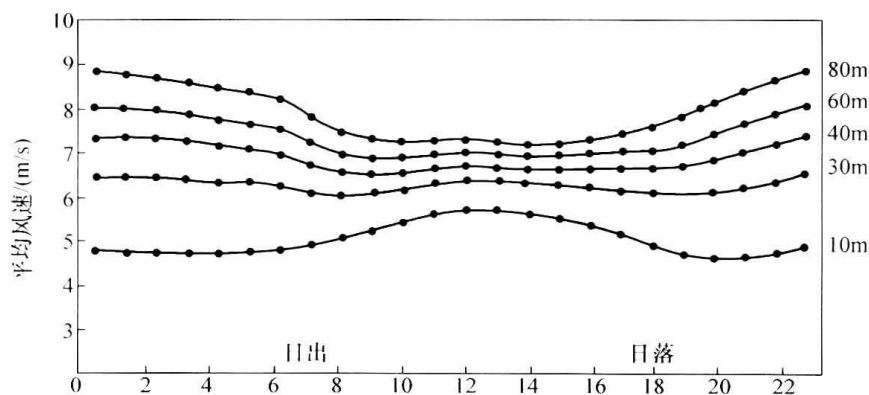


图 11-25 出现夜间低空急流时的不同测风高度的日平均风速变化曲线

图 11-24 为一天内不同高度的风况和温度时间序列曲线图,为典型的夜晚低空急流例子。夜晚的时候,80m 高度的平均风速显著增强,与白天形成鲜明对比。温度时间序列也表明夜晚的温度下降非常显著。在分析我国东北测风数据时时常会遇到这种情况,对应的日平均风速变化如图 11-25 所示。

值得一提的是,这种低空急流的高度可能在风力发电机扫风面范围之内。而此时显

然已经不能对平均风速进行很好地垂直外推，而扫风面内的垂直风切变也不再遵从指数或对数函数关系[○]。这些都给风力发电机发电量评估增加了额外的不确定性。另外和其他射流一样，夜晚低空急流内的湍流也可能非常大，尤其是极端湍流，威胁风力发电机的运行安全。

11.3.7 下坡风暴

风速、风的垂直切变曲线、大气稳定性和山体的高度都对风经过障碍物时的行为有影响，如图 11-16 所示。在有利的大气条件下，在山体的下风侧可以发生一种极其特别的风况。风吹过山顶后，在地表附近沿着山坡向下加速俯冲，引发的极端风速可以轻易达到飓风级别，如图 11-26 所示。强烈的湍流和阵风伴随着最汹涌的下坡风暴，破坏性极强。

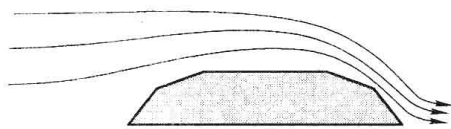


图 11-26 下坡风暴示意图

任何山坡附近的风场，尤其是当山体坐落在主导风向的上风向时，都应该调查这种下坡风暴发生的可能。图 11-27 为容易发生下坡风暴的典型地形。已知的风电场中，就有大部分风能资源来源于这种情况。

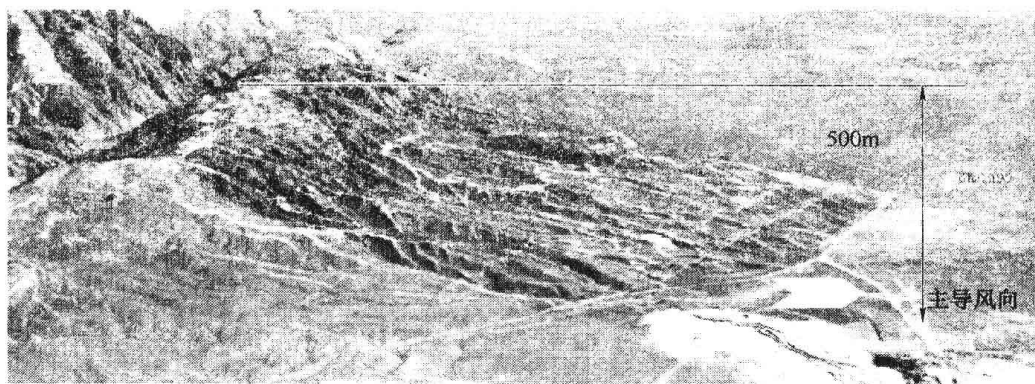


图 11-27 容易发生下坡风暴的典型地形

11.4 数值模拟及天气预报

在 20 世纪初，描述大气动力学的科学基础开始建立，并建立了适用的方程式。1922 年就已经找到了整合这些方程的数值方法，唯一缺少的就是能够计算数以百万数据点的计算机。第一台计算机在 20 世纪 40 年代晚期才出现，天气模拟就是最早的应用之一。可操作的天气模型开始于 20 世纪 50 年代，解析持续改善的大气物理方程的数学和数值方法的发展最终形成了我们今天的先进的数值模拟和天气预测模型。

数值大气模拟最有用的特征是能够获得三维空间固定时间步长的、关于大气的过去和未来的虚拟图像，继而根据观测的现状预测地球系统的未来状态。最先进的气象模型还考虑植被的变化、洋流和海洋表面温度的变化、土壤墒情和水文变化、大气成分（如臭氧）的变

○ 实际上，一般仅在近地层内风的垂直切变轮廓线才较好地符合指数或对数函数关系

化等。

为了准确的描述现状和分析现状, 来避免预测状态的错误增长过快, 高质量的和完善的观测至关重要。除了在世界气象组织 (联合国组织) 下由各国天气服务体系支持的全球观测系统外, 局地的观测对描述中尺度和微尺度现象也极其重要。

11.4.1 物理公式

对大气物理过程进行数值模拟是一个十分复杂的过程, 尤其是涉及到中观尺度和边界层的数值模拟。而天气模型数值模拟也并非本书的目的, 因此这里仅做最简单的介绍, 并将重点放在这些数值模型的不确定性和如何应用于风资源评估上。

时序演变的大气变量 (即风、温度、气压、水相等) 方程体系都是基于基本的自然法则, 全部方程一起组成了三维时序演变非线性的偏微分方程组。方程十分复杂, 需要根据情况做一些假设来简化, 才能达到求解的目的。

忽略分子扩散和粘性力, 并做流体静力学和布辛涅斯克 (Boussinesq) 近似, 得到简化方程组为^[89]

1. 理想气体状态方程

$$\frac{\bar{P}}{R} = \bar{\rho} \bar{T}_v \quad (11-14)$$

2. 动量守恒方程 (牛顿第二定律)

$$\begin{aligned} \frac{\partial \bar{U}}{\partial t} + \bar{U}_j \frac{\partial \bar{U}}{\partial x_j} &= -f_c (\bar{V}_g - \bar{V}) - \frac{\partial (\overline{u'_j u'})}{\partial x_j} \\ \frac{\partial \bar{V}}{\partial t} + \bar{U}_j \frac{\partial \bar{V}}{\partial x_j} &= +f_c (\bar{U}_g - \bar{U}) - \frac{\partial (\overline{u'_j u'})}{\partial x_j} \end{aligned} \quad (11-15)$$

3. 质量守恒方程 (不可压缩流体连续性法则)

$$\frac{\partial \bar{U}_j}{\partial x_j} = 0 \quad (11-16)$$

4. 水汽守恒方程

$$\frac{\partial \bar{q}_T}{\partial t} + \bar{U}_j \frac{\partial \bar{q}_T}{\partial x_j} = +S_{qT}/\bar{\rho}_{air} - \frac{\partial (\overline{u'_j q'_T})}{\partial x_j} \quad (11-17)$$

5. 热量守恒方程 (热力学第一定律)

$$\frac{\partial \bar{\theta}}{\partial t} + \bar{U}_j \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial x_j} = -\frac{1}{\bar{\rho} C_p} \left[L_v E + \frac{\partial \bar{Q}_j^*}{\partial x_j} \right] - \frac{\partial (\overline{u'_j \theta'})}{\partial x_j} \quad (11-18)$$

6. 标量守恒方程

$$\frac{\partial \bar{C}}{\partial t} + \bar{U}_j \frac{\partial \bar{C}}{\partial x_j} = \quad + S_c \quad - \frac{\partial (\overline{u'_j c'})}{\partial x_j} \quad (11-19)$$

① ② ③ ④

式 (11-15) ~ 式 (11-19) 形式上很相似, 表明同样的力在每个守恒方程中都出现: ①代表存储; ②代表平流运动; ③代表杂项力; ④描述湍流通量分散。这里的动量守恒方程仅考虑水平方向分量, 实际上还应包括垂直方向。实际上, 方程组中还可以加入微观物理方

程和辐射平衡方程等。

每个方程都提供了一种趋势，即某一大气变量的变化速率。所有方程都是非线性的，且互相紧密关联。当然，必须对上述方程组做适当的简化后才能得出大气方程组的解析解。

大气方程组为重要物理过程的反馈，如蒸发、凝结、云层微观物理学、辐射和尤为重要的湍流。所有这些过程都尽可能描述得更加精确。尤其是对湍流的描述，因其涵盖非常宽泛的空间尺度而无法完全模拟，即使用最先进最昂贵的气象和其他流体力学模型也做不到。然而湍流对风力发电至关重要。

计算机仅能计算离散数，因此必须把大气分割成数量有限的体积单元（有限元），并用计算节点代表。计算节点就是节点，是体现全部气象变量值的地方。显然，对连续场进行离散描述的精确度取决于计算节点的密度，也就是模型的分辨率。同理，我们还必须把这些连续的微分方程离散化后才能用数值计算方法解析。在用离散的空间和差分方程表达连续场的微分方程时，误差不可避免。除了已知的离散误差和截断误差外，还存在其他误差。这些误差来源于方程组的不完整性、为了提高计算效率和系统稳定性而忽略掉的已知物理过程，以及已知变量的未知影响和大气中未知的物理过程。

11.4.2 网格和边界条件

大多数大气数值模型中的计算节点都是在模拟空间中有规则分布的。典型的模拟网格的水平几何形状为方形。不仅大气变量展现的计算节点之上，地表参数也是如此，如地形高度、地表粗糙度、土壤类型和土地类别、表面温度等。

最直接的结果就是地形的表达，也仅能达到模型分辨率的精度而已。模型里展现的虚拟地形因此并不完全与实际地形相符。大尺度地形特征，如山脉、海岸线形状、大的湖泊和岛屿等，可以较好地展现在即使很粗糙的模型里，并应用于风力发电。如果要描述小尺度但是很重要的地形特征，则必须提高模型分辨率，如图 11-28 所示。

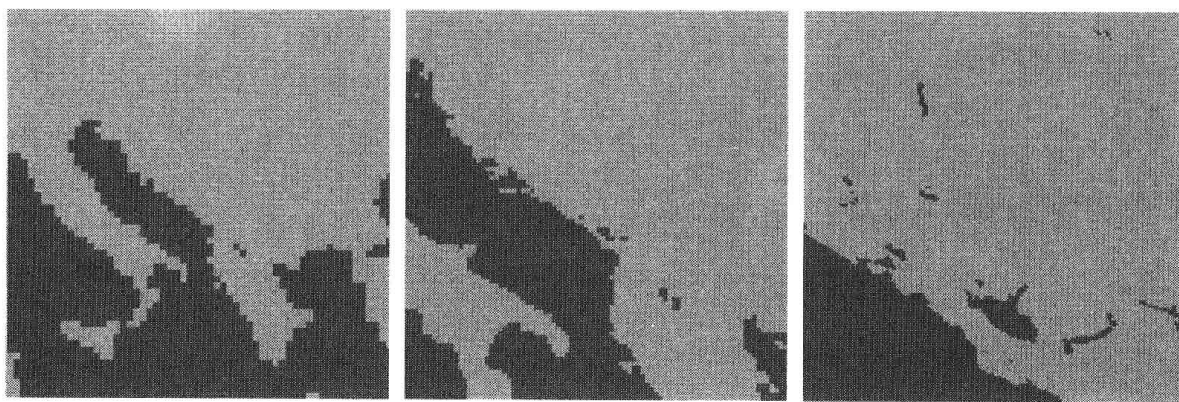


图 11-28 不同模型分辨率下的海洋和陆地（分辨率分别为 27km、9km 和 1km，域的中心从左到右逐步细化）

在垂直方向上，计算节点也是有规律的分布。由于大气物理过程的特征，计算节点的密

度，即垂直分辨率，必须越靠近地表越高。这样模型就能更好地捕捉影响高度范围有限的过程，例如低空急流和湍流。因为湍流与地表关系十分紧密，且在地表和边界层顶部之间的变化很大。

垂直方向分布计算节点的方法很多，最常用的为地形跟踪坐标法。地形跟踪坐标法中一定数量的计算节点被分布在地表和模型顶部。计算节点的分布密度从地表到模型顶部逐步减小。水平网格上每个计算节点上方的计算节点的垂直分布相同。这样，计算节点基本上跟随地形起伏。通常，模型的顶部足够高，以覆盖全部相关物理过程，例如海拔 30km。模拟层的垂直分布示例如图 11-29 所示。

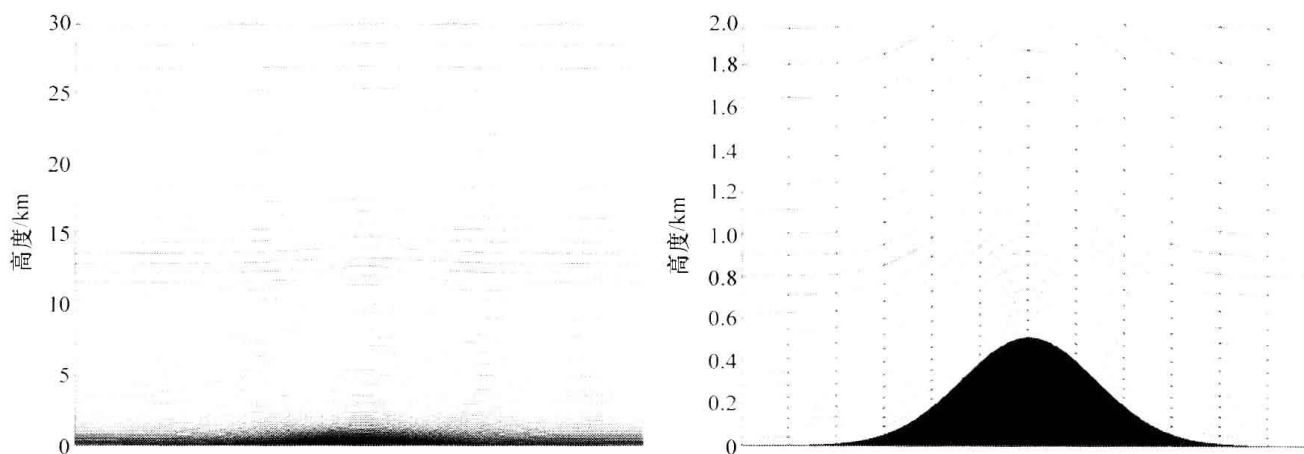


图 11-29 地形跟踪坐标法的垂直层分布 [共 62 层 (左)，其中 15 层分布在距地表 1km 的大气层范围内 (右)。右图为左图的局部放大图，可以看到计算节点的分布情况]

网格的尺寸减小 (即计算节点密度提高) 会使计算成本成指数增长。例如在保持垂直网格尺寸不改变时，使水平网格尺寸减小一半，那么将增加四倍的节点数，时间步长将缩短一半，因而计算成本因此增加 8 倍。

气象模型可以覆盖整个地球，也可以只覆盖部分区域。覆盖全球的气象模型称作全球模型，主要用于模拟综观尺度天气系统、全球循环和气候。理论上，水平空间分辨率没有极限。物理过程的时间尺度及其可预测性在选取模型分辨率时扮演着关键角色。在使用高分辨率时，计算成本变得非常高。这不仅因为计算节点的增加，还因为数值稳定性需要更小的时间步长。必须对越来越多的复杂的物理过程进行描述，方程组也相应变得越发复杂。因此，用有限区域模型模拟有限的地理范围内的大气过程就几乎成了唯一的选择。

大气的数值模型，即离散空间内的离散方程组，是用超级计算机解析的。这种方法需要起始条件，也就是模拟大气的起始状态。在气象模拟时，起始条件是通过在全球搜集的大气观测的数据得到的。国家级的气象服务和其他卫星观测机构 (如 Eumetsat 和 NASA) 搜集这些数据。时效性对气象模型的起始条件也十分重要。例如，如果模拟 2004 年 11 月 24 日的极端天气，那么当天和前一天的实际观测数据就会应用在模拟过程中。

虚拟大气，即气候模型中的数值表达，是具有边界的。顶部边界应该是宇宙，但是模型通常止步在一定高度，因为这个高度以上的物理过程在模拟的时间尺度内已经变得不相关了。如果关心表面边界层几分钟内演化过程，顶部高度可能仅距地面数公里就可以了。如果

对气候进行模拟，则需要提高到数百公里。

另外，模型的下边界是物质的。地面、陆地或水面，产生大气的主导驱动力，因此必须在全部相关物理过程中进行描述。然而地表特征差异巨大，而实测数据十分有限，这种描述变得十分困难。

最后，有限区域模型还存在侧面边界，如图 11-30 所示。必须给侧边边界提供合适的关于周围大气的信息。这些信息一般来自覆盖更大范围的模型或直接来自全球模型，称作侧边界条件，是解析模拟空间内微分方程所必须的。有限区域模型与周围大气通过侧边界交换信息。可以在每个时间步长交换一次信息以免发生嵌套，也可以每个几小时交换一次。在时间演进过程中应该更新侧边界条件，从而反应周围大气状态的每次变化，如图 11-31 所示。

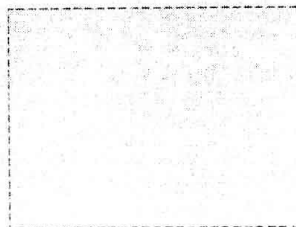


图 11-30 虚线内为有限区域模型的计算域，虚线为侧面边界，虚线外为周围大气。周围大气条件由更大的区域模型提供

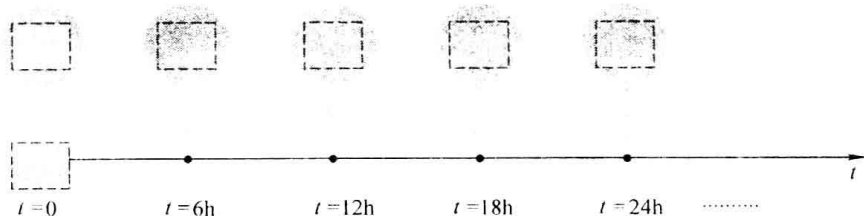


图 11-31 有限区域气候模型的时间演进过程

11.4.3 中尺度气象模型的不确定性

理论上，可以通过中尺度模型对任何风场的风况进行模拟。因此中尺度气象模型在风资源评估领域的应用也越来越受到重视。市场上，已经出现了一些中尺度模型的商业软件，且价格不菲。

然而，中尺度模型却是一把双刃剑，因为我们往往高估了计算机模型的能力。和其他数值模型一样，中尺度气象模型也存在巨大的不确定性。不了解这些不确定性，而盲目依赖中尺度模型会导致严重的决策错误。

对于天气预报来说，气象模型已经很先进，预测水平基本满足日常生活需要。退一步讲，如果天气预报不准，比如预测下雨却没下或预测下午下雨结果半夜才下等，其后果一般是可以承受的，因此我们可以不必在意。然而预测风机发电量对预报结果的精确度要求要高几个数量级。不要忘了，风机的发电量约与平均风速的三次方成正比。

对于风资源工程师来说，可能不必亲自用超级计算机对中尺度气象模型进行建模和计算，但必须清楚中尺度模型的不确定性，及其适用范围和应用方法。毕竟中尺度气象模型是帮助我们降低风资源评估的不确定性的。

首先计算机仅能计算离散数，因此必须把大气分割成数量有限的体积单元（有限元），

并用计算节点代表。计算节点就是节点，是体现全部气象变量值的地方。显然，对连续场进行离散描述的精确度取决于计算节点的密度，也就是模型的分辨率。然而中尺度气候模型的分辨率不可能过高，否则会降低模型稳定性，反而失真。

一般来说，中尺度气候模型的分辨率不宜超过 1km。低于 1km 属于微观选址的范畴，必须使用专门的计算模型。

同时，我们还必须把这些连续的微分方程离散化后才能用数值计算方法解析。在用离散的空间和差分方程表达连续场的微分方程时，误差不可避免。

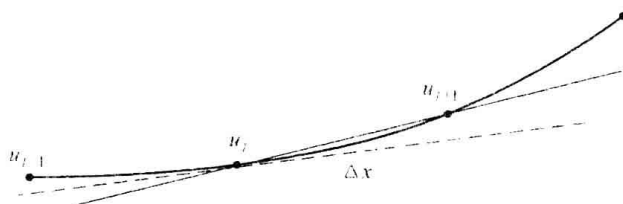


图 11-32 对连续曲线进行有限差分 and 离散化

除了离散误差和有限差分误差外（见图 11-32），数值计算过程中还必然存在截断误差。由于实际运算只能完成有限项或有限步运算，因此要将有些需用极限或无穷过程进行的运算有限化，对无穷过程进行截断，这样产生的误差称为截断误差。例如，求一个级数的和或无穷序列的极限时，我们取有限项作为它们的近似，从而产生了误差，这种误差称为截断误差。

例如下述有限差分 and 离散化过程，很好地解释了离散误差和截断误差：

$$\left(\frac{du}{dx}\right)_j = \frac{u_{j+1} - u_j}{\Delta x} \quad (\text{有限差分 and 离散化, 左侧表达的虚线})$$

$$u_{j+1} = u_j + \Delta x \left(\frac{du}{dx}\right)_j + \frac{(\Delta x)^2}{2!} \left(\frac{d^2u}{dx^2}\right)_j + \cdots + \frac{(\Delta x)^{n-1}}{(n-1)!} \left(\frac{d^{n-1}u}{dx^{n-1}}\right)_j + \cdots$$

$$\text{另 } \varepsilon \equiv \frac{(\Delta x)^2}{2!} \left(\frac{d^2u}{dx^2}\right)_j + \cdots + \frac{(\Delta x)^{n-1}}{(n-1)!} \left(\frac{d^{n-1}u}{dx^{n-1}}\right)_j + \cdots \quad (\text{截断项})$$

$$\text{则 } \frac{u_{j+1} - u_j}{\Delta x} = \left(\frac{du}{dx}\right)_j + \varepsilon$$

除了已知的离散误差和截断误差外，还存在其他误差。这些误差来源于方程组的不完整性、为了提高计算效率和系统稳定性而忽略掉的已知物理过程，以及已知变量的未知影响和大气中未知的物理过程。

而对于湍流的描述因其涵盖非常宽泛的空间尺度而无法完全模拟，即使用最先进最昂贵的气象和其他流体力学模型也做不到。然而湍流对风力发电至关重要。

美国气象学家爱德华·罗伦兹（Edward N. Lorenz）1963 年在一篇提交纽约科学院的论文中分析了这个效应。一个气象学家提及，如果这个理论被证明正确，一只海鸥扇动翅膀足以永远改变天气变化。在以后的演讲和论文中他用了更加有诗意的蝴蝶。对于这个效应最常见的阐述是：“一只南美洲亚马逊河流域热带雨林中的蝴蝶，偶尔扇动几下翅膀，可以在两周以后引起美国德克萨斯州的一场龙卷风。”其原因就是蝴蝶扇动翅膀的运动，导致其身边的空气系统发生变化，并产生微弱的气流，而微弱的气流的产生又会引起四周空气或其他系统产生相应的变化，由此引起一个连锁反应，最终导致其他系统的极端变化，如图 11-33。它称之为混沌学。

天气系统作为极其复杂的和非线性的系统，任何一个微小的误差都可能是一只蝴蝶的翅膀！

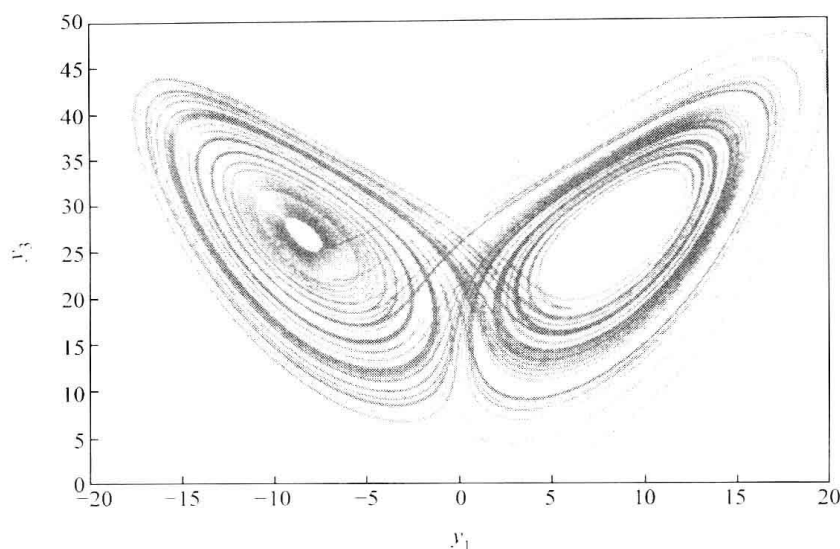


图 11-33 蝴蝶效应

因此在把中尺度数值模拟的风数据应用于风资源与微观选址时，要格外小心，否则可能适得其反。基本原则是中尺度数值模拟生成的风数据不能直接用于风电场发电量评估，必须与实际测风数据拟合对比后才能判断是否可用。也就是说，中尺度气象模型不能替代测风塔。即使是在风场开发密度高且地形简单的情况下，也需要用周围风场的实际发电数据进行对比分析。

不同的中尺度气象模型生成的数据与实际测风数据的拟合度是不一样的，同一个中尺度气象模型生成的不同地点的数据与实际测风数据的拟合度也可能是不一样的。

如图 11-34 所示，中尺度数值模拟的风数据与实际的测风数据的总体变化趋势是相近的，即可以预见二者的拟合度是比较高的，但是平均风速与实际相差却很大。可近似理解为中尺度数值模拟的风数据的相对值是准确的，而绝对值是不准确的。然而这是比较好的情况，有很多情况就连趋势也相差很大，那么这种数据是不能用的。因此模拟数据的可用与否只能通过与实际数据对比分析后才能确定。

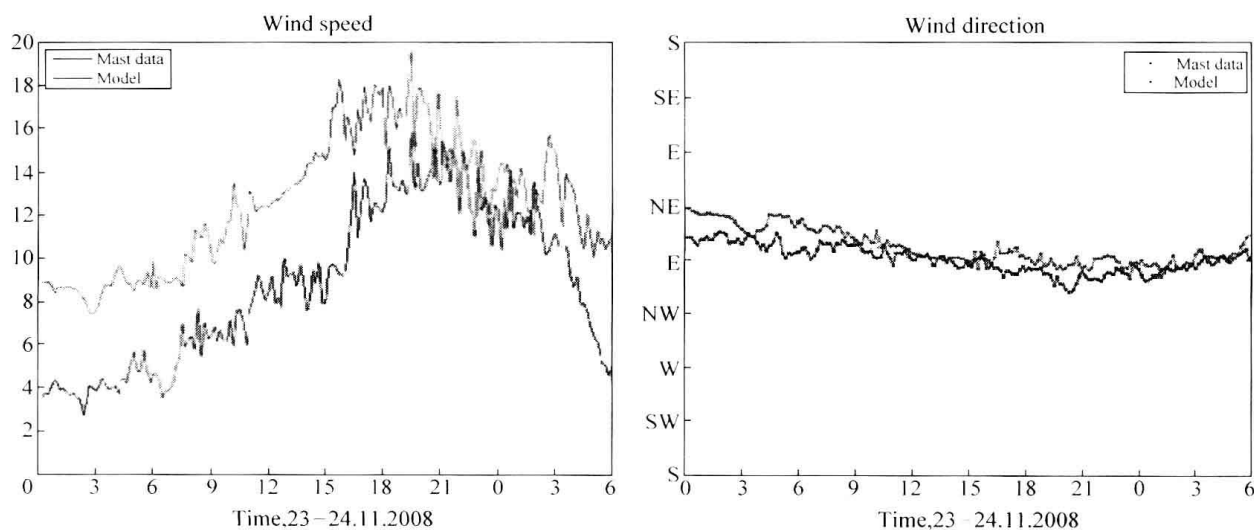


图 11-34 中尺度数值模拟风数据与实际测风数据对比

当然,随着技术的发展,计算能力的提高和经验的积累,中尺度天气模型的模拟数据会越来越接近实际,但还有很长的路要走。

11.4.4 中尺度气象模型的应用

中尺度模型应用于风资源的计算过程是非常复杂的,存在诸多不确定性,然而只要我们对它了解且运用得当,还是会给风资源评估和风场产能评估带来巨大的帮助的。因此值得我们深入研究并挖掘其潜力。

1. 长期参考风数据

可以利用中尺度模型计算测风塔坐标点处的长期参考风数据,用于 MCP 分析,预测长期平均风况。作为长期参考风数据的前提是与测风塔实测风数据的相关性要足够好,否则引入的不确定性可能比不做修正更大。

中尺度模拟风数据的好处之一是其方便性,可以轻易获得几乎任何坐标点的长期参考风数据,免去查找参考气象站的麻烦。

2. 风场宏观选址

可以利用中尺度模型模拟一个区域的风资源分布情况,用不同的颜色代表不同的平均风速,作为风电场宏观选址的重要参考。

3. 风场发电量(风功率)预测

可以对中尺度气象模型稍作调整,推算未来短期内的风况变化,预测风电场未来数小时或数天的风资源变化情况。准确预测风电场的发电量对电网调峰意义重大,可以大幅提高风电的入网比例。风场发电量预测模型的基本流程图如图 11-35 所示。

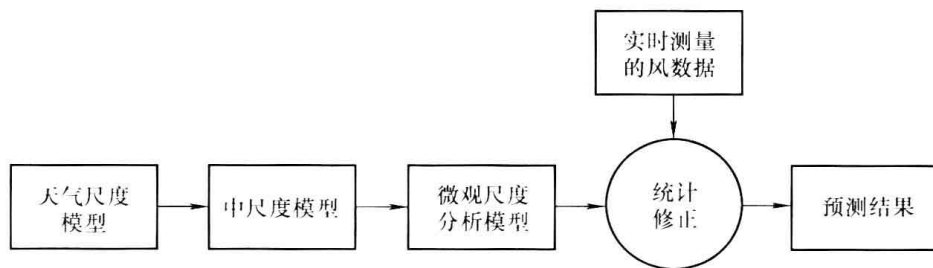


图 11-35 风场发电量预测的基本流程图

4. 极端风况的预测和研究

如下坡风暴和低空急流等极端的大气现象是很难通过测风塔的风数据察觉的。风电场可能发生一些难以解释的现象。如测风数据显示湍流强度不大,地形也很简单,但是齿轮箱或偏航系统损坏率异常高。中尺度气象模型是研究这些现象最好的工具。

5. 其他天气现象发生概率

中尺度模型可以模拟结冰现象和雷暴等发生的概率,对发电量评估和风险规避都有着重要的意义。

第 12 章 风电场的环境与健康影响

随着人们对环保的日益重视，风电场的环境影响也被逐渐提上日程。风电场应该是环境友好的，应尽量减少对自然环境的影响和破坏。风电场宏观和微观选址时都应该把这些环境影响因素考虑在内，以设计和建设环境更加友好的风电场，真正实现可持续发展。

本章总结了风电场可能对我们的生存环境产生的影响。由于国内很少风电场环境影响方面的研究，作者希望以此引起国内同仁的重视。

12.1 生物影响

风力发电项目对野生动植物的潜在影响应该是场址选择和设计时考虑的重要因素。风力发电行业也为此投入了大量的时间和资金，以更好地理解风力发电和野生动植物的关系。风电项目对鸟类和蝙蝠的潜在影响最为严重，包括撞击、输电线触电、栖息地的丢失、改变和碎片化等。风力发电设施应该尽量降低这些影响。

本节描述了开发初期评估生物影响，及其可能的规避和监管技术。还有一些生物影响是未知的，未来还需要大量的科学研究才能回答。

12.1.1 鸟类和蝙蝠

风力发电机的叶尖转速可以高达 150km/h 以上，甚至可能超过鸟类的飞行速度，因此撞击成了造成鸟类死亡的最大凶手。如图 12-1 所示，撞击事件不仅发生在风力发电机叶片上，还可能发生在测风塔、输电线路和维护车辆上。还有证据表明，飞行中的鸟类可能被旋转的叶片产生的螺旋尾流拉到地面上^[95]。即使风电场仅造成少量的鸟类死亡，但对于寿命长且繁殖率低的物种来说，尤其是稀有物种，对其种群数量的危害也是显著的。

鸟类撞击事件与鸟类物种、数量和行为方式、天气条件、地形和风电场本身的特性（如闪光灯）有关。显然，在大量鸟类习惯觅食和栖息地附近、迁徙飞行路线上，或本地飞行路径上，风电场对鸟类的威胁更大，尤其是当风力发电机起到了阻挡作用时。大型鸟类（如天鹅）的灵活性较差，撞击的风险也因此更大。对于习惯在傍晚、清晨或夜晚飞行的鸟类，更难侦测到并躲避风力发电机。对于同一鸟类物种，由于年龄和行为方式和年生活周期的阶段差异，撞击风险也会不同。对于燕鸥的研究表明，为雏鸟觅食时更容易撞击架空线路，因为此时它们的飞行高度更接近于这些物体。

鸟类撞击风险还与天气状况有关，证据表明在能见度低的雾天或雨天，会发生更多的鸟类撞击事件，也有可能是由于这种天气下鸟类的飞行高度较低造成。迁徙途中的鸟无法避免恶劣天气，很容易被低空云层迫使降低飞行高度甚至着陆，进而撞击在旋转的风力发电机叶片上^[95]。海岸和远海的撞击风险也可能是不同的，因为海鸟跟随浪头和海风飞行。

风电场的位置也很关键。特别是一些地形特征，鸟类用来提升飞行高度，会把大量飞鸟引导到风力发电机所在的区域。鸟类在一些区域会降低飞行高度，如沿着海岸线飞行或跨越

山脊，加大了与旋转叶片撞击的风险。

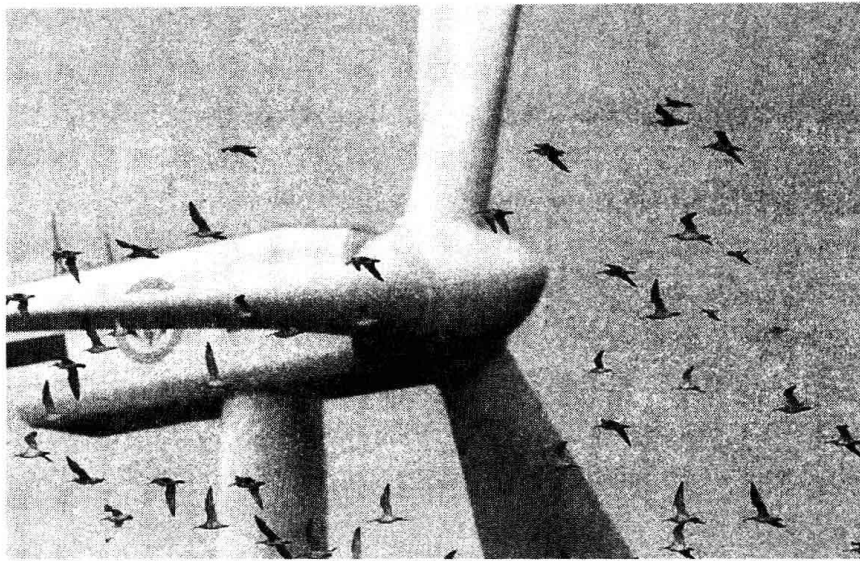


图 12-1 鸟类与风力发电机^[97]

风力发电机本身的特性也会影响鸟类的撞击风险。风力发电机的排布和叶轮转速可能影响撞击风险，机舱顶部航空和航海信号灯也可能吸引飞鸟或使其迷失方向，进而增加飞鸟的撞击风险。根据目前的建议，应尽量减少间歇的白色闪光灯数量和有效密度。目前尚不清楚外围风力发电机的更加分散的灯光与一个明亮点光源，哪一个更容易使飞鸟迷失方向。

风力发电机的颜色也会影响鸟类的撞击风险。一些颜色对昆虫的吸引力更大，那么以昆虫为食的鸟类很容易因为觅食而发生撞击。研究表明，最常用的白色和浅灰色是最容易吸引昆虫的，而紫色最不容易吸引昆虫^[98]，那么通过简单的改变风力发电机的颜色就可能大大降低飞鸟的撞击风险。风力发电机叶轮前后大气压力的骤然降低，可以导致飞鸟血管爆裂致死，90%的鸟类都是死于这种气压骤降。风力发电机的发热也可能是吸引昆虫的因素，旋转的叶片可能影响蝙蝠的声纳定位能力^[98]。

目前大量的研究表明，有飞鸟撞击记录的风电场，每台风力发电机每年发生飞鸟撞击0.01到23次。确切地调查撞击致死飞鸟数量是非常困难的，因为很多尸体会被食肉动物移走。统计海上风电场的飞鸟撞击事件则更加困难。

除了直接撞击致死外，风电场建设期和运营期都可能由于风力发电机本身的视觉侵扰、噪声和振动影响，或机动车辆和人员的移动，迫使飞鸟迁移导致栖息地的消失。风电场侵扰的程度和规模由于风电场和物种本身的特性有关，需要针对具体风场进行分析。

风电场可能产生障碍物效应，迫使候鸟改变迁徙路径或本地鸟类改变飞行路径来躲避风电场。这种迁移形式可能增加鸟类远飞的能量消耗，破坏远距离育雏采食和栖息地的联系通道。这种效应与物种、鸟类移动形式、飞行高度、与风力发电机距离、风力发电机排布和运行状态、时间、风速和风向等因素有关。

风电场的建设还可能直接导致鸟类栖息地的改变和消失，影响程度与风电场基础设施建设规模有关。在潮间带和浅滩建设的海上风电场，可能对大量在此觅食的海鸟产生重大影

响。海上风力发电机防冲刷基础可能导致海水浑浊（由于海浪与风力发电机基础之间的相互作用），风力发电机的振动还可能影响鱼类的分布，这些都会对食鱼鸟类产生影响。风力发电机基础的好处是，提供了人工礁石，可能增加局部的食物数量。

触电也是造成翼展较大的鸟类死亡的原因之一，因此在架空线路设计时应该予以考虑。

12.1.2 陆地生物

新建和升级道路、交通流量增加，都可能增加动物的撞击风险，包括爬行动物、两栖动物、哺乳动物。温暖的新建路面可能吸引蛇类，小型动物过马路速度缓慢，都增加被车辆碾压的风险。不过如果没有受保护动物出没，影响通常是比较小的。

除了撞击风险外，可能有一些野生动物不愿意穿越道路，造成种群的隔离和食物搜索困难，甚至改变迁移路径。道路还可能被捕食动物用作行进路径，增加了对小型动物的捕食几率。成排或成片的风力发电机可能阻挡大型动物（如麋鹿）的迁徙。这些可能造成动物栖息地的缩减，需要在风场选址时对动物种类及分布特点进行调查。

在城市化压力较大的地区，风电场的建设也可能对野生动物保护起到正面的作用。因为风电场的建设阻挡了城镇化对野生动物栖息地的破坏^[99]。

风电场的建设期会破坏表面土层，增加地表径流的沉积物，对地表水质和水生动物有一定影响，不过这种影响通常是短期的。

12.1.3 植被

风电场建设对植被的影响程度取决于干扰区域的大小和是否存在稀有的或敏感的本地植物群落。地形和场内道路的布局也可影响植被。坡度陡峭的地形，需要开发和填埋更多的土石方，因此对植被的影响也更大。风力发电机的吊装平台需要平整地形，清理植被。对于作业面狭窄的山地风场，挖掘和填埋的土石方是十分可观的，会对局地植被造成严重破坏。

本地植被遭到破坏后，可能被侵略性强的杂草替代，增加了对本地植被的影响程度，因此应该进行控制，使本地植被种群能够重新建立。

有些风电场可能需要伐树和控制植被高度，以增加发电量。植被控制的程度与风速、风向和地形有关，还与风力发电机的塔筒高度及相对位置有关。在进行植被控制前，需要对稀有树种进行调查，尽量减小对自然的破坏。

通常，经过认真的设计和严格的施工措施，可以最大程度地规避对植被的影响。规避方法有隔离、表层土置换，以及收集种子以备施工后种植等。保护植被的关键应该是对本地植被的保护和恢复。

12.2 视觉污染

12.2.1 光影闪变现象

当风力发电机的叶片在太阳和观察者之间扫过时，叶片的光影也瞬间划过。叶轮不停地旋转，叶片的光影也就不断地在观察者处闪过，这种现象称为光影闪变（flickering），如图

12-2 所示。

光影闪变现象取决于观察者与风力发电机的相对位置和太阳的仰角和方位角，其频率等于叶轮旋转速度乘以叶片个数，通常为 $0.5 \sim 1.1\text{Hz}$ 。光影闪变现象一般仅在距离风力发电机 1400m （约 10 倍风力发电机的叶尖高度）范围内发生，但是若风力发电机位于山脊之上，光影可能长达数公里。

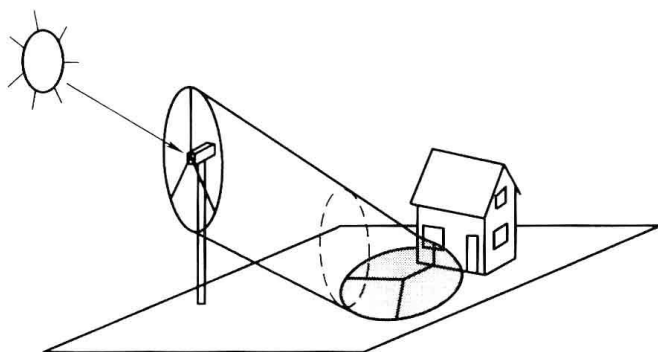


图 12-2 光影闪变现象示意图^[99]

风力发电机旋转叶片产生的光影闪变光强足以穿透眼睑，影响建筑物内的照明，可能导致光敏癫痫发作。对于大型风

力发电机，如果规划合理，这种风险是很低的。规划时，应该确保闪变频率不超过每秒 3 次（ 3Hz ），且两台风力发电机光影闪变的重叠频率也不能超过每秒 3 次^[109]。风力发电机的光影闪变效应还可能导致烦闷和精神压力，对身心健康造成负面影响^{[107][108]}。风力发电机的光影闪变还可能产生安全风险，如使汽车驾驶员分神，增大了发生交通事故的风险。

为了规避光影闪变的危害，应该在微观选址时予以充分考虑。例如，在北半球，在风力发电机的东东北（ENE，即 60° 方向）方向和西西北（WNW，即 330° 方向），必须特别注意规避光影闪变的影响，因为早晚太阳低垂，影子最长。

在月朗星稀的夜晚，月光造成的光影闪变也不能忽视，应当予以综合评估。

光影闪变的影响不仅限于室内，因此在人类活动频繁的室外区域，也应该在微观选址时考虑光影闪变可能造成的影响。

12.2.2 光影闪变影响评估

我国尚没有风力发电机光影闪变的限制标准和指导原则。根据德国的指导原则，每年最高不能超过 30h ，每天最高不能超过 30min 的光影闪变影响。如果采用自动控制，则实际的光影闪变影响必须控制在每年 8h 内。

理论上，光影长度可达数公里，但受到实际空气能见度影响，通常不可能达到理论极值。至于风力发电机的光影闪变能达多远，尚不存在清晰的定义。根据德国的标准，最大光影闪变影响范围为 2km ，最低太阳仰角为 3° ，这也是 WinPRO 软件的默认设置^[110]。

光影闪变的影响还与一天中发生的时间有关。对于办公楼，如果光影闪变发生在上班前或下班后，则影响是非常小的。复杂的光影闪变评估模型，还可以考虑阴天的几率，有太阳而无风等情况。因此，同样的光影闪变影响程度可能是不同的。

在不得不接受光影闪变影响的时候，可以通过一些措施将影响程度降低到最低。如在特定时刻风力发电机停机或降低转速，在房屋的特定角度上种植树木等。

12.2.3 风景美学

风力发电机可能破坏自然风景，在很多发达国家已经成为制约风电场选址的关键因素之一。视觉负担对健康的影响是不容低估的。世界卫生组织进行的一个流行病学研究表明，

“窗外不好的风景”可能增加患抑郁症的风险 40%。如果视觉负担与噪声污染结合，造成烦躁、压力和影响睡眠的风险更大^[111]。

我国对风电场对自然风景的破坏并没得到应有的重视。实际上，任何室外建筑，包括风力发电机，美学设计都是十分重要的。从美学设计角度，可以考虑如下基本的思路：

- 1) 选择形状、颜色和尺寸统一且协调的风力发电机组；
- 2) 不在风力发电机上喷涂商业标签和标语；
- 3) 限制风力发电机上的灯光使用，并使暖色调的闪光同步；
- 4) 使用地理电缆；
- 5) 尽量将升压站和服务楼宇等附属工程布局在较隐蔽的地方，尽量降低进场道路的可视性，并让设计与其他视觉元素更加和谐；
- 6) 定期维护，包括保持风力发电机设备清洁，喷漆完好；
- 7) 尽量较少在室外存储设备和材料，保持整洁。

12.3 噪声污染

风力发电机在运行时会产生噪声。典型的现代风力发电机的噪声主要由叶片产生的气动宽频噪声，噪声的频谱与嘘声类似。通俗地说，是叶片扫风时发出的噪声，尤其是叶片尖部线速度可高达 200km/h，是发出噪声最大的部位。影响气动噪声的因素有叶尖形状、叶尖速比、桨距角、叶片后缘厚度、叶片表面光洁度和叶片的弯曲分布等^{[101][102]}。

把距离风力发电机叶尖高度（约 100m）类似的范围内定义为风力发电机的近区，该范围外直到约 1000m 的范围定义为远区。近区和远区的噪声是有差别的。

近区内，气动噪声通常以叶片扫过的频率，呈现脉冲形式变化。叶片扫过的频率为叶轮转速的三倍，通常为 1Hz 左右。近区还可能发生音调噪声，由齿轮箱、发电机和冷却风扇发出，因此也称为机械噪声。

远区的噪声水平较低，通常与地表背景噪音接近。通常听不到高低起伏的变化，也没有音调噪音。风力发电机的噪音水平一般不会超越居民区内的噪音和外部噪声，如道路交通、飞机、农用机械等。

经过 10 年的发展，风力发电机的噪音有一定变化。10 年前，风力发电机多为定速定桨风机，而现代的风力发电机几乎都是变速变桨的，意味着可以在不同风速下以最高效的转速运行。变速变桨风机在低风速下的转速很低，极大地降低了噪声污染。另外，过去 10 年里，风力发电机越来越大型化，叶轮直径 90m 左右的兆瓦级风机已经逐渐成为市场的主流。大型风力发电机的噪声水平升高了，因此提高了与民宅的距离要求。不过，同样装机容量的风电场，需要更少台数的风力发电机，使得风电场整体噪声并无太大变化。

12.3.1 风力发电机的噪声曲线

风力发电机的制造商应该提供完善的噪声评估，让我们能够科学的计算不同距离的噪声水平。在村庄密集的地区建设风电场，如辽宁的昌图，计算噪声水平尤为重要。

噪声强度可以用声功率级或声压级来表示。声功率级表明噪声传播声源的声功率强

度，而声压级则是听者在特定地点感受到的噪声强度。测量声压级的仪器称为声级计，声音的变化引起电信号的变化，进而测量声压级。和人类对声音变化的感觉对应，声级计分为 A、B、C 三种特性滤波器。滤波器 A 在环境评价中最常用，测量结果用 dB (A) 表示^[101]。

噪声曲线就是风力发电机的特定噪声特性。以维斯塔斯 V90-2MW 风力发电机的噪声曲线为例，如表 12-1 和图 12-3 所示。

表 12-1 V90-2MW 风力发电机的噪声曲线 (mode 0, 单位: dB)

距离 风速	80m	95m	105m	125m
4m/s	94.4	95.0	95.5	96.1
5m/s	99.4	100.0	100.3	100.8
6m/s	102.5	102.8	103.0	103.3
7m/s	103.6	103.7	103.8	103.9
8m/s	104.0	104.0	104.0	104.0
9m/s	104.0	104.0	104.0	104.0
10m/s	104.0	104.0	104.0	104.0
11m/s	104.0	104.0	104.0	104.0
12m/s	104.0	104.0	104.0	104.0

由图 12-3 可见，风力发电机的噪声强度随着风速的增加而增大。然而，随着风速的增加，风的背景噪声（由树木、灌木等产生）也随之增加，削弱了风力发电机的噪声影响。对于变桨风力发电机，当达到满发功率，即额定转速时，叶轮的旋转速度不再增加，因此噪声水平也不再增加。

叶片的扫风速度直接影响风力发电机的噪声水平，因此为了控制噪声，有时可以通过控制策略降低叶轮转速，但是这样做会损失一定的发电量。

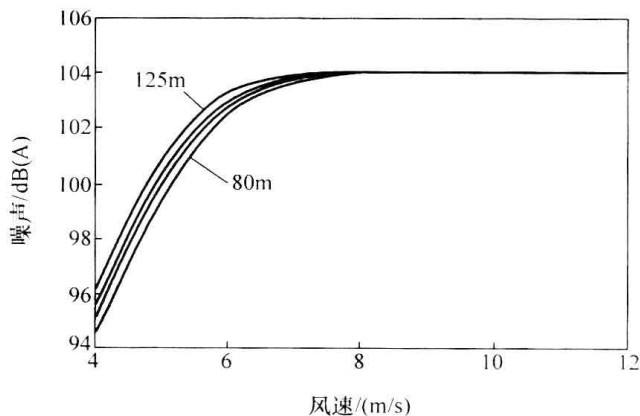


图 12-3 V90-2MW 机型的噪声曲线 (mode 0)

风力发电机的噪声测量有许多标准，如美国风能协会 (American Wind Energy Association, AWEA) 标准和国际电工协会 (International Electrotechnical Commission, IEC) 61400-11 (2002 年第二版) 标准^[103]。我国尚没有统一的风力发电机的噪声测量标准，但习惯上采用 IEC 标准。IEC 标准规定，风力发电机的噪声声压级在 8m/s 的参考风速下，10m 高处测定。

12.3.2 声压级计算

主要受尾流区风速的衰减影响，上风向风力发电机与下风向的有不同的噪声特点。同样风速下，定桨风力发电机和变桨风力发电机产生的噪声也有区别。夜晚的噪声影

响通常大于白天，因为夜晚稳定的大气增加了风速梯度，且对声音有向下风向的折射作用。另外，夜晚人类活动噪声较低，使得风力发电机的噪声更为突出^[100]。现代风力发电机的噪声级别可以达到约 103dB(A)，并受到风力发电机的设计细节和满发功率影响。

声音的传播主要是距离的函数，但也受到风力发电机的位置、周围地形和大气条件影响。声源与听者之间的距离增大，声压级减小。在没有障碍物的空旷、平坦地形，可以把噪声的传播形式假设为半球形。地表粗糙度、空气温度、湿度和风的持续时间也会影响噪声的传播。商业化的风资源分析软件都有计算噪声的模块，通常依据 1994 年的 IEA 标准^[105]，对这些影响因素进行分析，如 WindPRO 和 WindFarm。通常，这些商业软件先定义噪声敏感区，如民房等，然后根据风力发电机的噪声曲线，计算风场的噪声或声压级分布，WindPRO 软件的计算结果如图 12-4 所示^[104]。

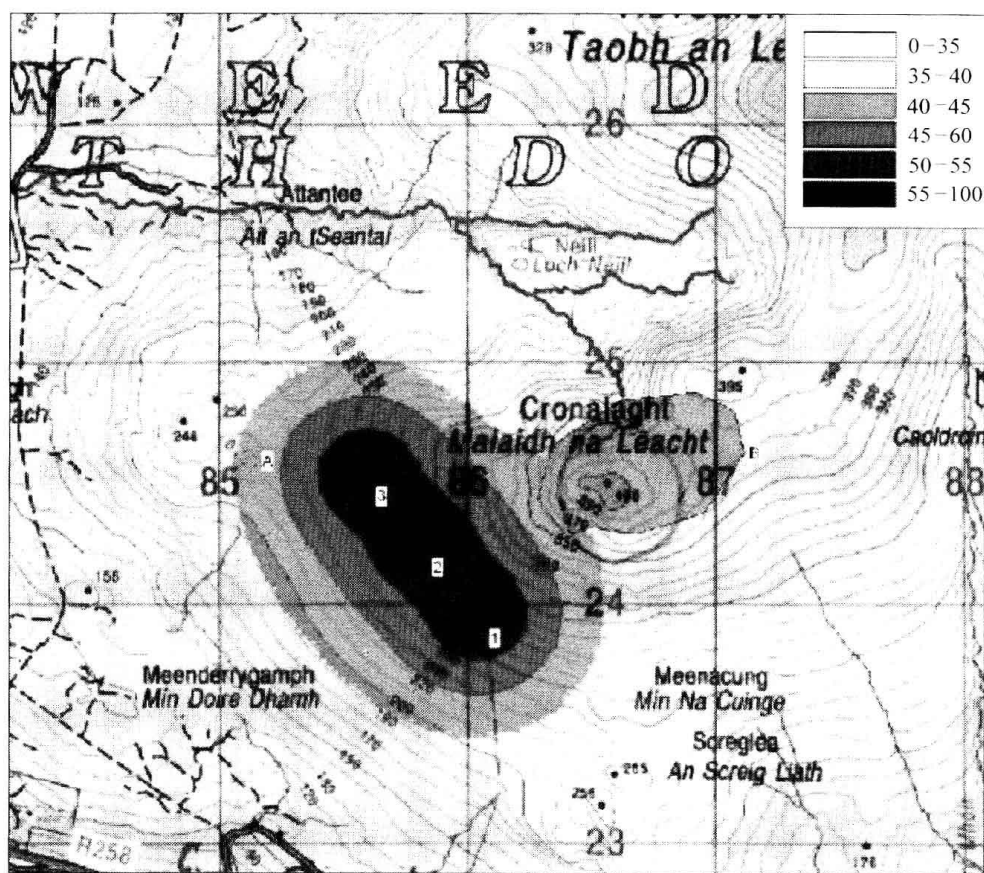


图 12-4 WindPRO 软件计算的噪声分布图，不同颜色代表不同的声压级^[104]

简单分析时，可以认为噪声的传播路径是半球形的。在这一假设下，从强度为 L_w 的一个声源出发，在距离声源为 R 处的声压级 L_p 为^[101]：

$$L_p = L_w - 10 \log(2\pi R^2) - \alpha R \quad (12-1)$$

式中 α ——声音吸收系数；对于宽频噪声， α 可以取为 0.005dB(A)/m。

根据式 (12-1) 可得到图 12-5，为平坦均一地形条件下，不考虑风向时，典型的 2MW 风力发电机不同距离的声压级曲线。可见当距离该风力发电机 500m 远时，噪声已

经降低到 40dB(A)，低于一般的背景噪声水平，是世界卫生组织推荐的可接受的夜晚噪声水平。

12.3.3 声强级的合成

风电场通常是由多台风力发电机组成的，即存在多个噪声源。声压级不是线性叠加的，因此在求得不同声源在该点的声压级后，需要找到对它们进行叠加的方法。首先，将声压级转化成声强（单位为 W/m^2 ），近似转换方法为^[101]

$$P_N = 10^{\left(\frac{L_p - 90}{10}\right)} \quad (12-2)$$

声强是可以直接相加的，因此可以求得多个声源的叠加声强，然后再转化成合成的声压级：

$$L_p = 10 \log(P_N) + 90 \quad (12-3)$$

【例】：距离同一民房分别为 300m 和 250m 的两台风力发电机 A 和 B，运行时发出的噪声的声压级都是 103dB(A)。计算这两台风力发电机分别在该民房处产生的噪声级别和它们的合成噪声效果。

根据式 (12-1)，可以分别求得两台风力发电机在民房处产生的噪声级别：

$$L_{p,A} = [103 - 10 \log(2\pi \times 300^2 - 0.005 \times 300)] \text{ dB(A)} = 45.5 \text{ dB(A)}$$

$$L_{p,B} = [103 - 10 \log(2\pi \times 250^2 - 0.005 \times 250)] \text{ dB(A)} = 49.0 \text{ dB(A)}$$

那么，根据 (12-2) 可以求得叠加声强为

$$P_N = \left(10^{\left(\frac{45.5 - 90}{10}\right)} + 10^{\left(\frac{49.0 - 90}{10}\right)} \right) W/m^2 = 0.00011 W/m^2$$

代入式 (12-3)，可求得两台风力发电机在民房处的合成噪声效果为

$$L_p = [10 \log(0.00011) + 90] \text{ dB(A)} = 50.6 \text{ dB(A)} \quad (12-4)$$

两个声源在同一点的声压级合成效果如图 12-6 所示。可见，两个相同强度（差为 0）的噪声的合成声压级升高了 3dB(A)。随着两个噪声的声压级差增大，合成噪声的声压级变得更加接近声压级较高的那个噪声，而声压级较小的那个噪声则被“淹没”了。

根据世界卫生组织的标准，居民区户外夜晚可接受的噪声强度为 40dB(A)^[106]。通常，风力发电机的噪声问题并不严重。除了一些噪声干扰案例外，没有因为风力发电机噪声导致健康问题的报道。只要合理地对风电场进行规划，噪声的问题可以基本得到解决。

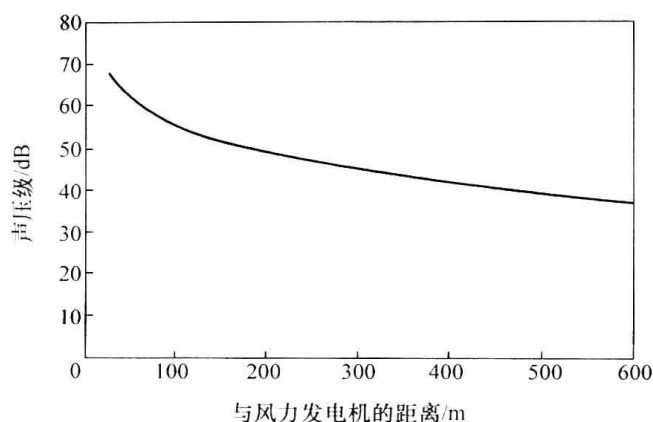


图 12-5 典型的 2MW(104dB(A)) 风力发电机不同距离的声压级

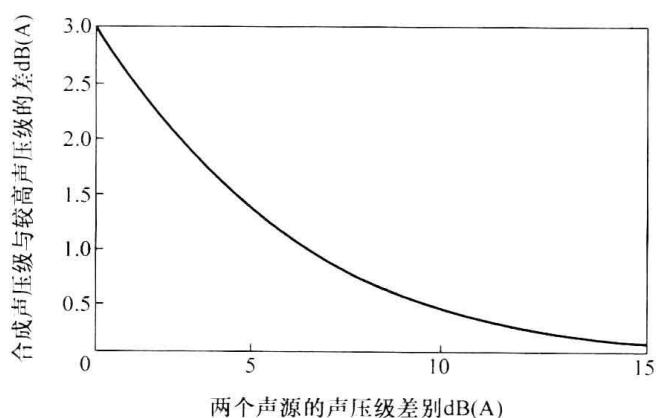


图 12-6 两个声源的合成效果

为了给读者形成感观印象，表 12-2 列举了典型声源的声压级。

表 12-2 典型声源的声压级

典 型 声 源	声压级/dB
喀拉喀托火山 160km 处爆炸	180
简易的开口热声装置	176
M1 伽兰德枪 1m 处开火	168
喷气式飞机 30m 处	150
步枪 1m 处开火	140
疼痛临界	130
听力损伤（由于短期暴露）	约 120
喷气式飞机 100m 处	110 - 140
手持凿岩机 1m 处	约 100
听力损伤（由于长期暴露）	约 85
主要道路 10m 处	80 - 90
客车 10m 处	60 - 80
家庭电视 1m 处	约 60
普通讲话 1m 处	40 - 60
非常安静的房间	20 - 30
树叶沙响，平稳呼吸	10
听力极限	0

12.4 其他环境与健康影响

12.4.1 公共健康与安全

1. 脱冰

在一些特定的天气条件下，风力发电机的外露部分可能会发生结冰现象，且旋转的叶轮比静止部件更容易结冰。那么在叶片旋转过程中就可能出现脱冰或甩冰风险，甚至威胁生命。

2. 叶片脱落

在风力发电机运行时，叶片受到离心力、重力和气动力的合力作用。叶轮的每次旋转过程都会在叶片的各个部位产生形变和应力，造成疲劳损伤。当疲劳损伤积累到一定程度，叶片就可能发生破损甚至脱落。叶片脱落的案例虽然不常见，但确实发生过，因此也会成为威

胁公共安全的因素之一。

3. 火灾

在风电场的建设期和运行期,建设行为和人员活动增加了火灾风险。增加火灾风险的因素包括:区域内人口密度增加、机械设备的运行、燃油的存储和处理等。风力发电机自燃的案例也偶尔发生。

4. 杂散电压

杂散电压通常在使用地理电缆的时候可能发生,还通常用跨步电压的概念表达,即人或动物可以同时接触的两点之间(如双足跨步)的电压。三相平衡的交流输电过程产生的不平衡电压是非常小的,甚至基本不存在。因此只要认真执行电力专业标准,杂散电压问题是完全可以避免的。

5. 电磁辐射

任何传输电力的电缆都会产生电磁场,现代生活中几乎无处不再。电磁场是否对人类的健康产生长远影响已经争论了几十年,至今未定论。

12.4.2 无线通信

风电场影响通信信号的方式可能有两种:风力发电机和输电线可能产生电磁噪声,干扰通信信号;或更常见的,风力发电机对通信信号的传播产生物理阻碍和扭曲。可能受到影响的通信系统包括微波和雷达系统、电视广播信号、路基移动通信和手机服务。

现代风力发电机的叶片几乎都是采用树脂材料,金属的使用量变小,对无线通信信号的干扰程度减弱了。但是对于敏感的通信或雷达设施,包括民用和军用,都必须考虑风力发电机产生的电磁干扰。比如在机场附近建设风电场,必须对这一点予以考虑,躲开微波雷达和信号传播通道。

风力发电机通常不干扰AM/FM广播信号,除非距离发射天线很近,因为音频发射器通常是无方向性的,可在多个方向上分散。

12.4.3 固体及危险废弃物

风电场的固体及危险废弃物排放分为两个阶段,即建设阶段和运营阶段。

在建设期产生的固体废弃物通常不是危险的,如包装和装箱材料。有些固体废弃物需要特殊处理,如土壤。如果需要拆除现有建筑,则会产生建筑垃圾,其中的含石棉材料、涂有含铅涂料的和电路板的垃圾材料、从旧设备上移除的废油或废液、荧光灯具等需要特殊处理。在施工过程中,重型设备可能涉及到燃油、齿轮箱油、液压油、润滑油、涂料、除油剂等,其中有些可以认为是危险品。

风电场的运营阶段,包括日常运维、修理和升级等,都可能产生废液,需要特殊处理。齿轮箱漏油就是风力发电机的常见故障。

12.4.4 空气质量及气候影响

作为绿色可再生能源,风电对空气质量的改善是大有好处的,因为它替代了污染严重的化石能源。风电场通常仅在建设阶段产生污染,包括可吸入颗粒物、燃料废气、涂料挥发等。然而,随着风电场的大规模建设,尤其是成片的大规模风电场,对大气边界层气候的影

响也开始受到关注。

夜晚太阳落山后，地表空气的温度随着地面的冷却而下降。但是大型风电场中，风力发电机的搅动，使上层较暖的空气与地表层较冷的空气混合，从而使地表空气温度升高。换句话说，风力发电机将风的动能转化成电能时，改变了地表大气层能量、动量、质量和水汽的交换和传输。如果这种改变在空间上足够大，就可能对局地的天气和气候产生明显的影响。美国的德克萨斯州坐落着4个世界最大的风电场，卫星图片显示，过去10年来，本地气温上升了约1℃。因此，在大型风电场附近区域，可能对野生动植物产生长远的影响，也可能影响局地的天气系统，因为温度的升高将影响水汽的形成，甚至影响风速。这是纽约大学大气及环境科学院的Liming Zhou教授在2012年的研究成果，文字发表在《自然》杂志上^[112]。

大型风电场对局地气候的影响主要发生在夜晚，总体的影响可能要小一些，且比起其他的人为全球变暖因素更是小得多。不过对于一些对温度和气候十分敏感的农业，如葡萄园，这种影响可能是较大的。

第 13 章 风力发电机组的功率性能测试

风力发电机组的功率性能测试（或称为功率曲线验证）多是从经济角度出发，因为发电性能在很大程度上决定了风电场的总体经济性。另外，功率曲线通常是风电开发商和风力发电机组生产商之间合同的重要组成部分。

功率曲线通常是在特定风况条件下的理论值，而实际风况却千差万别，因此风力发电机组的功率性能测试过程需要遵循严格的程序，对影响风流的地形地貌、障碍物、尾流、风向、空气密度、大气稳定度等诸多因素都需要予以考虑，甚至标准化。也正因为如此，功率性能测试过程存在着各种不确定性，需要在整个过程中尽最大努力规避或减小。

我国风电行业的效益不高，已经有越来越多的开发商开始怀疑风力发电机组的出力是否满足合同规定，验证功率曲线的呼声日益高涨。风力发电机功率曲线验证主要应用风资源工程的知识，是风电场后评估的重要内容，因此本章将就这一话题予以论述，扩充读者的视野。

我国尚没有风力发电机组功率曲线的测试标准。国际电工委员会的 IEC 61400-12 标准^[77]是行业普遍接受和使用的功率曲线测量标准，因此本章以此做为依据。

13.1 确定测试扇区

通常需要先测试风电场中选定测试风力发电机组，然后在测试风力发电机组附近建立测风塔，以测量驱动该风力发电机组的风速。测试风电场本身可能对测试风力发电机组的功率曲线有着显著的影响，尤其是风流干扰效应可能导致测风塔的风速与风力发电机组的风速虽然相关，但却存在差别。

首先应该评估可能对测试风电场的风流产生畸变的源头，然后才能选择测风塔的位置、定义合适的测量扇区、评估风流修正系数和风流干扰的不确定性。风流的干扰源重点考虑地形地貌差异、其他风力发电机组和障碍物（建筑物、树木等）。

13.1.1 测风塔的位置

测风塔的位置不能距离测试风力发电机组的距离过近，因为风力发电机组会影响并改变其前面的风流。测风塔的位置也不能距离风力发电机组过远，因为这样做会使测量的风速与发电功率输出的相关性变差。

测风塔与测试风力发电机组的距离应该保持在 2 ~ 4 倍风轮直径 D 之间，IEC 标准推荐 2.5 倍的风轮直径（水平轴风力发电机组）。

测风塔通常应该位于测试风力发电机组主导风向的上风向，但有些情况可能需要把测风塔沿着风力发电机组排列放置，如位于山脊上的风电场。同时，应该排除数据中测风塔或者风力发电机组的风流受到扰动的扇区。

13.1.2 测量的扇区

测量的扇区应该排除有明显障碍物和其他风力发电机组尾流影响的全部方向，对测风塔和测试风力发电机组都是如此。

由于测试风力发电机组尾流对测风塔处风流的干扰，需要排除的扇区如图 13-1 所示。测风塔与测试风力发电机组的距离越近，需要排除的尾流影响扇区越大。当测风塔距离测试风力发电机组的距离为 $2D$ 、 $2.5D$ 和 $4D$ 时，排除扇区的角度分别为 81° 、 74° 和 59° 。

除了测试风力发电机组自身的尾流外，其他对测风塔和测试风力发电机组有风流干扰的扇区也需要排除。如果测试风力发电机组附近的风力发电机组在正常运行，则需要按照尾流干扰处理；如果在测试期间都处于停机状态，则需要当作障碍物处理。

在测试扇区内的任何方向上，如果测风塔处轮毂高度与风力发电机组处轮毂高度之间的风流被干扰了 1% 或更多，则必须看作是有重要影响的障碍物。障碍物在测风塔或风力发电机组高度 z 处的影响，可以用下式进行估算^[77]：

$$\frac{\Delta U_z}{U_h} = -9.75(1 - P_0) \frac{h}{x} \eta \exp(-0.67\eta^{1.5}) \quad (13-1)$$

$$\eta = \frac{H}{h} \left(K \frac{x}{h} \right)^{\frac{-1}{n+2}} \quad (13-2)$$

$$K = \frac{2K^2}{\ln(h/z_0)} \quad (13-3)$$

式中 x ——障碍物下风向与测风塔或测试风力发电机组的距离；

h ——障碍物高度 (m)；

U_h ——障碍物高 h 处的自由风速 (m/s)；

n ——风廓系数 ($n=0.14$)；

P_0 ——障碍物的孔隙率 (0 为实心；1 为无障碍物)；

H ——轮毂高度 (m)；

z_0 ——粗糙长度 (m)；

K ——卡曼常数 ($K=0.4$)。

有明显障碍物影响的扇区应该根据图 13-1 排除相应的扇区。对应的尺度为实际的距离 L_e 和障碍物的等效风轮直径 D_e 。障碍物的等效风轮直径定义为

$$D_e = \frac{2l_h l_w}{l_h + l_w} \quad (13-4)$$

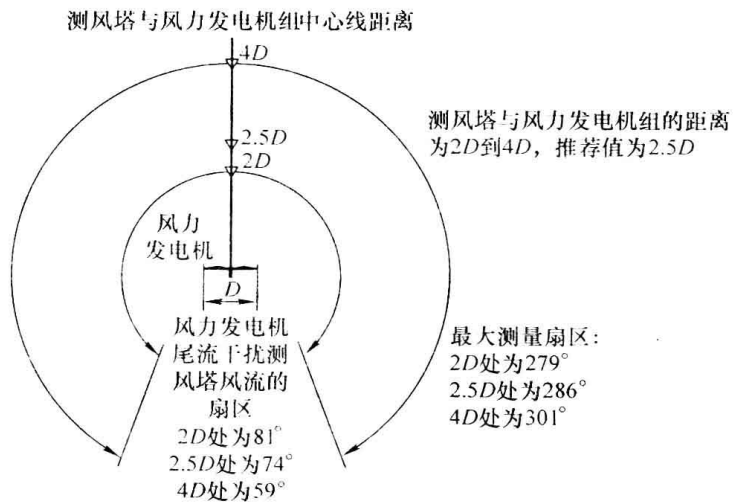


图 13-1 测风塔与风力发电机组的距离要求
及允许测量的最大扇区^[77]

式中 D_e ——等效风轮直径；

l_h ——障碍物的高度；

l_w ——障碍物的宽度。

气流受到干扰的，需要排除扇区的角度为

$$\alpha = 1.3 \times \frac{180}{\pi} \arctan \left(2.5 \frac{D_e}{L_e} + 0.15 \right) + 10 \quad (13-5)$$

对于由风力发电机组尾流造成的风流干扰， D_e 和 L_e 可替换成风力发电机组的风轮直径 D_n 和与风力发电机组的距离 L_n 。

测风塔与障碍物或运行风力发电机组的相对距离和需要排除的被干扰的扇区角度之间的关系如图 13-2 所示。

图 13-3 为确定需要排除的扇区的示例，情况包括：

- 测风塔在测试风力发电机组的尾流中；
- 测风塔在附近运行的风力发电机组的尾流中；
- 测试风力发电机组在附近运行的风力发电机组的尾流中；
- 测风塔在重要障碍物尾流中；
- 测试风力发电机组在重要障碍物的尾流中；
- 将 a) 到 e) 的全部效应合并；

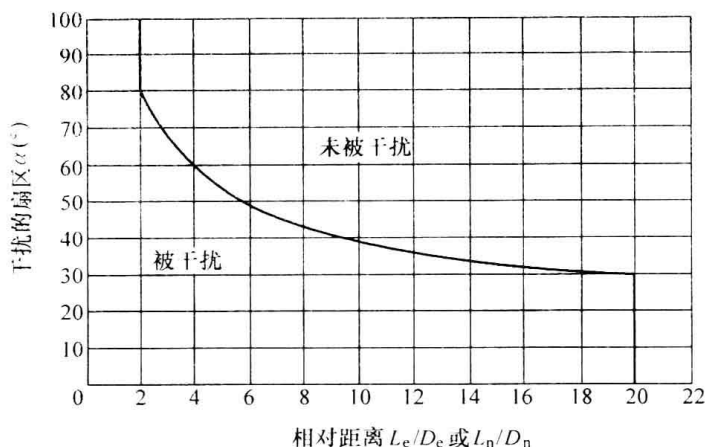


图 13-2 由于运行的风力发电机组尾流和明显障碍物，必须排除的扇区^[77]

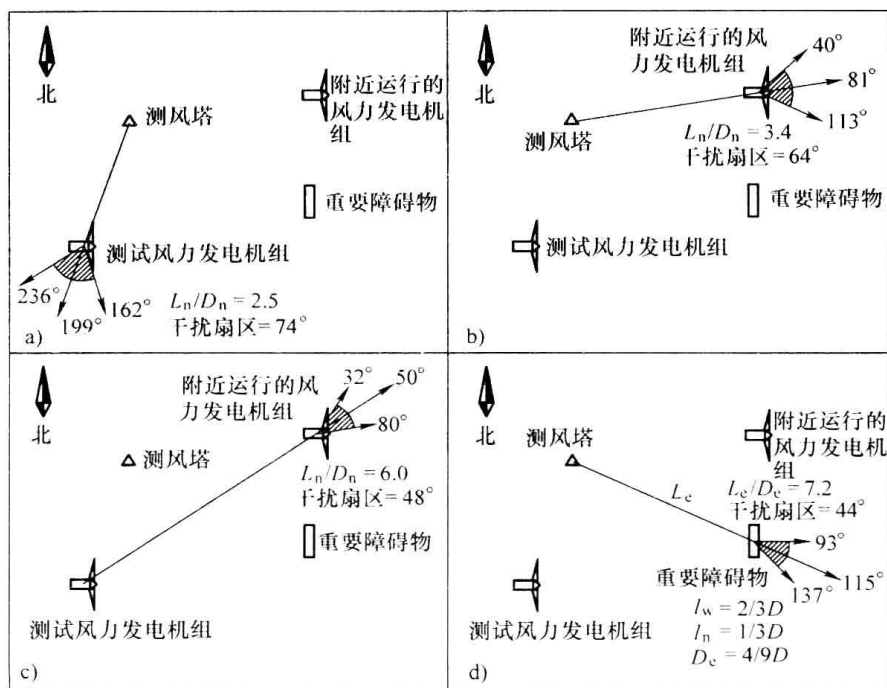


图 13-3 由于测试的和附近运行的风力发电机组尾流和明显障碍物，必须排除的扇区的示例^[77]

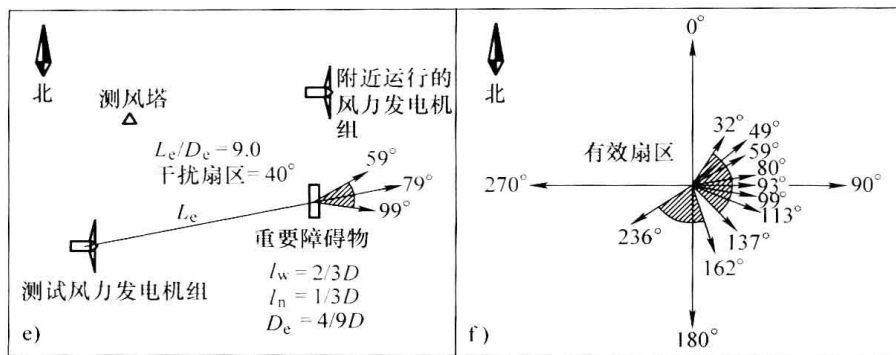


图13-3 由于测试的和附近运行的风力发电机组尾流和明显障碍物，必须排除的扇区的示例^[77]（续）

13.2 风电场校准及其不确定性

由于地形的影响，参考测风塔的风速与测试风力发电机组轮毂高度风速可能存在差异。因此必须对风电场进行校准，建立两个风速的关系，才能用测风塔测量的参考风速测算风力发电机组的功率曲线。因此，验证风力发电机组功率曲线之前，需要对地形导致的风流扰动（畸变）进行评估，来确定测量功率曲线时是否需要风电场进行校准。风电场校准就是确定风流修正参数的过程。

13.2.1 不需要校准的简单地形

不需要校准情况是指，在测量扇区内的地形变化较小的情况。研究地形对风流的扰动时，IEC 标准推荐将测试风力发电机组的扇区根据图 13-4 分成若干区域。如果这些区域的地形条件分别满足表 13-1 的要求，则不需要进行校准。

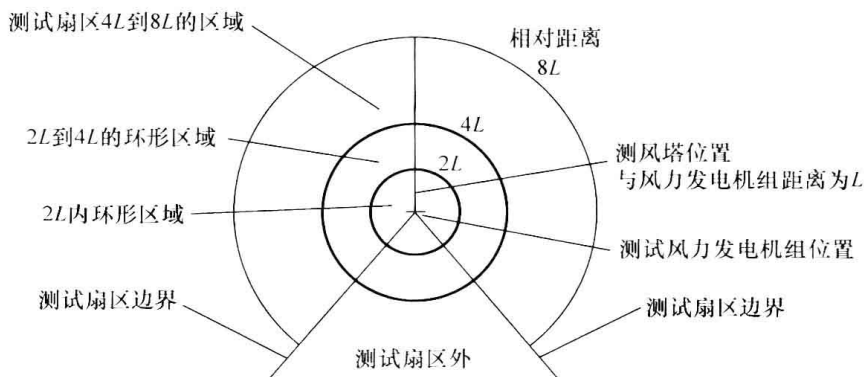


图 13-4 需评估的区域俯视图示例^[77]

根据 IEC61400-12 标准，如果地形特征超出了表 13-1 中规定的最大坡度限制的 50%，则可以用风流模型确定是否可以避免风电场校准。风流模型对该地形类型的适用性应该得到验证。如果风流模型的模拟结果显示，测试扇区内测风塔处和风力发电机组轮毂高度在 10m/s 风速下的差别小于 1%，则无需对风电场进行校准。但是，如果假设不需要对风电场进行校准或对风流进行修正，当测风塔与测试风力发电机组的距离为 $2D \sim 3D$ 时，由于风流扰动导致的不确定度应至少为测量平均风速的 2%；当距离为 $3D \sim 4D$ 时，则该不确定度为

至少 3%。除非有客观证据可以量化出不同的不确定度^[77]。

表 13-1 测试风场的要求：地形变化^[77]

与测试风力发电机组的距离	扇 区	最大坡度	最大平面地形变化
$< 2L$ ^③	360°	< 3 ^①	$< 0.04 (H^{\text{③}} + D^{\text{③}})$
$\geq 2L$ 且 $< 4L$	测量扇区	< 5 ^①	$< 0.08 (H + D)$
$\geq 2L$ 且 $< 4L$	测量扇区外	< 10 ^②	不适用
$\geq 4L$ 且 $< 8L$	测量扇区	< 10 ^①	$< 0.13 (H + D)$

①平面的最大坡度：该平面穿过测试风力发电机组塔筒底座并与测量扇区地形最佳拟合。

② 测试扇区内，风力发电机组塔筒底座与全部地形点连线的最大坡度。

③ L 、 H 、 D 分别表示测风塔与测试风力发电机组基础点的距离、轮毂高度和风力发电机组风轮直径。

如果地形条件不满足表 13-1 的要求，则必须对风电场进行校准。风电场校准是量化并减少地形障碍物对功率曲线测量的影响。地形和障碍物可能导致测风塔和测试风力发电机组轮毂高度上风速的系统差别。风电场校准的结果是测量扇区内全部风向上的风流修正参数，和修正参数的不确定性评估。风电场校准结果还可能用来修正有效测量扇区范围。

13.2.2 用两个测风塔校准风电场

在风力发电机组吊装前（或拆除后），应该建立两个测风塔，其中一个还是功率曲线测试的参考测风塔，而另一个位于测试风力发电机组的点。测试风力发电机组点位的测风塔是临时的，测风高度与轮毂高度的差别小于 2.5%，位置尽量接近塔筒的中心线，但与中心线的距离不能超过 $0.2H$ (H 为轮毂高度)。两个测风塔都要分别安装至少一个风速仪和一个风向仪，为研究风流扰动提供数据支持。风速仪的类型应该是相同的，且具有相同的运行特性。风速仪选择和测风塔的安装可以参考本书“第 8 章风数据的测量”和 IEC 64100-12 标准。风电场校准和功率曲线验证时使用的测风塔配置应该是相同的，否则需要引入额外的不确定性。

风数据的采集应该是连续的，且采样频率相同的 10min 平均值。风数据中应包括平均值、标准差、最大值和最小值。每个风向区间应该不大于 10° ，且不能小于风向传感器的不确定度。平均风速小于 4m/s 和大于 16m/s 的数据、风向超出测量扇区范围的数据、其他无效数据应该被剔除。每个测量的风向区间中应该包含至少 24h 的数据，其中分别有至少 6h 的平均风速大于 8m/s 和小于 8m/s 。

除了这些最低要求，还要确保数据的收敛性。可以通过标准化的动平均值与每个数据域小时数的曲线研究数据的收敛性。每个动平均值用最终全部分析数据的平均值进行标准化。如果数据长度达到 8~16h，动平均值与最终平均值相差 1% 内，则可以认为数据是收敛的。如果每个数据域的数据达到或超过 24h，则收敛区间可以缩小到 0.5%。如果出现有一个或多个动平均值偏离稳定后的标准化值，则需要做进一步数据分析，确保风速仪或风向仪是完好的。

通过获得的校准数据库，可以得出每个风向区间的地形修正参数为

$$a_j = \frac{v_1}{v_2} \quad (13-6)$$

式中 v_1 ——测试风力发电机组轮毂高度上的风速；

v_2 ——测风塔测量的风速。

根据上小节定义的测量扇区，很可能无法获得足够的数据来定义风流修正参数。另外，不同风向区间的修正参数可能差别很大。因此，IEC 标准建议，如果某风向区间的风流修正参数与紧邻风向区间相比，变化将超过 2%，那么该风向区间应该被排除。风电场校准测试表明，某障碍物并没有对修正参数产生可辨识的影响，那么可以适当放大测量扇区范围。

如果风力发电机组的采购合同中规定了功率曲线性能，则应该在合同中明确功率曲线的测试和验证方法。在风电场中选定测试风力发电机组，并在施工前至少 3 个月左右，于该风力发电机组的点位安装与轮毂高度接近的测风塔，同时安装用于功率性能测试的参考测风塔。通过建立两个测风塔测得的风速关系，完成风电场校准。

图 13-5 为用两个测风塔进行风电场标定的结果示例^[114]。图中将风速区间分为 4 ~ 8m/s、8 ~ 12m/s 和 12 ~ 16m/s 单个风速段，并进行了 3 个月的测风。

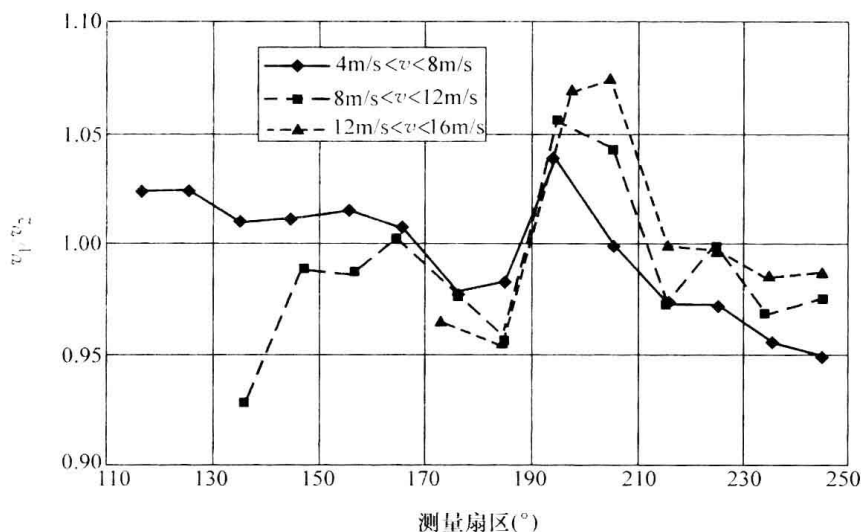


图 13-5 按平均风速分区时，两个测风塔的风电场校准结果示例^[114]

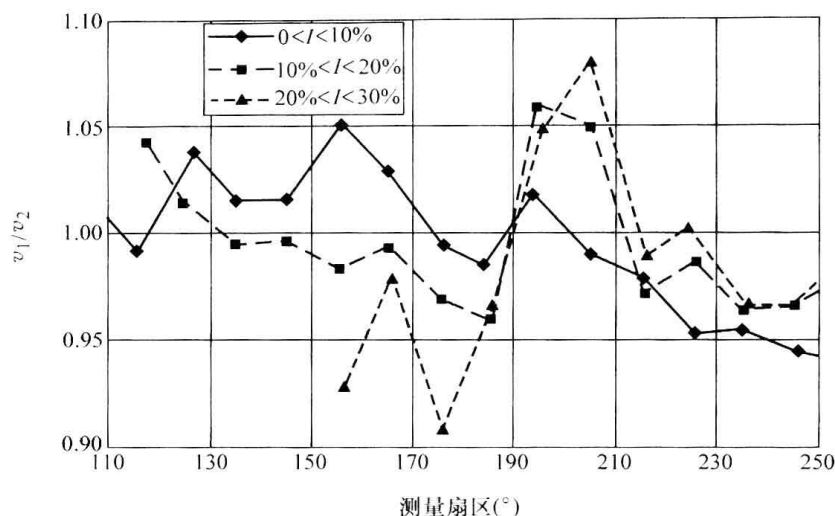
通常，湍流强度是地形复杂程度最直接体现，因此除了风速以外，湍流强度对风电场标定结果也有着显著的影响，如图 13-6 所示^[114]。图中，把风数据根据湍流强度不同分为 0 ~ 10%、10% ~ 20% 和 20% ~ 30% 三个不同的数据区间。

因此，在进行风电场标定时，可以根据风速和湍流强度的矩阵，将风数据分为不同的数据域，然后分别计算每个数据域的标定参数，提高标定的准确性。

从理论上讲，可以根据风流模型（如 WAsP 和 WindSim 等模型）建立参考测风塔点和风力发电机组点的各扇区的风速关系。然而，风流模型本身存在着各种不确定性，校准结果往往不能令人满意。因此风流模型一般不能胜任对风电场校准的任务^[114]，而仅能起到辅助性的作用。

13.2.3 用机舱风速仪校准风电场

如果想测试已经建成的风力发电机组的功率曲线，用两个测风塔进行风电场校准显然是不现实的。同时，两个测风塔校准风电场的方法会增加成本和风电场的建设难度。若能用风

图13-6 按湍流强度分区时,两个测风塔的风电场校准结果示例^[114]

力发电机组机舱上面的风速仪进行风电场校准,则问题就迎刃可解了。

风力发电机组机舱上的风速仪位于风轮后面,而功率曲线是根据风轮前面的风速制定的,因此必须想办法建立风力发电机组风轮前后的风速关系。从理论角度推导,这个关系十分复杂,与风轮转速、桨距角、机舱形状、入流风速、风速仪的位置和风力发电机组的运行状态等诸多因素有关。

因此,Risø 实验室采用风洞实验的方法,利用 1:15 的风力发电机组模型,确定风轮前后风速的关系^[114]。他们认为,风洞实验结果可以用于风电场校准。但是,由于缺少足够的实验支持,这个方法还有待进一步验证。

对于同一种机型,风力发电机组机舱上测风仪器的修正参数可以认为是非常相近的。因此,还可以在地形平坦、无风流干扰的其他风电场上测量该机型的机舱风速仪修正参数,用于功率曲线测试的风电场校准^[113],但是需要引入额外的不确定度分量。

机舱风数据的使用无疑是很有吸引力的,因此值得进一步研究,使风力发电机组功率曲线的验证更加科学。

13.2.4 风电场校准参数的验证

可以在功率曲线测试期间,通过风力发电机组上直接测量的数据,对由两个测风塔推导出的风电场校准参数进行验证。在低于满发功率时,可以利用测量的功率曲线,从发电功率的瞬时平均值推导出风力发电机组的入流风速。理想情况下,由发电功率估算的风速与参考测风塔风速的比值,与风力发电机组吊装前测量的风电场校准参数是一样的。

这个验证过程还可以用于验证功率曲线测量扇区的有效性。如果没有障碍物和周围风力发电机组尾流影响,风流干扰效应则不存在,那么两个测风塔推算的校准参数应该与由实测发电功率推导出的值一样。

从发电功率推导出的风速与参考测风塔的风速之比,还可能被用作风电场的校准。出于风电场校准的目的,首先要在一个没有风流干扰的扇区内测量初始的功率曲线,用于从发电功率推导风速的依据。然后根据发电功率推导出的风速与测风塔风速之比,建立风电场校准的修正参数。最后根据这个修正参数,测量新的功率曲线。根据新的功率曲线,又可以计算

出新的风电场标定参数。以此类推，进行多次重复叠代计算，直到风电场校准参数或功率曲线收敛到一定极限，如图 13-7 所示^[114]。

如果有该机型的机舱风速仪修正参数，则作为第一步，风电场校准参数须由修正后的机舱风速仪风速和参考测风塔风速计算得来。如果某风向扇区上，用机舱风速仪得出的风电场校准参数与用发电功率输出推导出的参数不符，则该扇区应该被剔除。最后，根据剔除后变窄的风向扇区评估出新的功率曲线。

13.2.5 风电场校准的不确定性

不确定性分析是风电场校准工作的重要组成部分，须至少包含表 13-2 列举的不确定性分量。

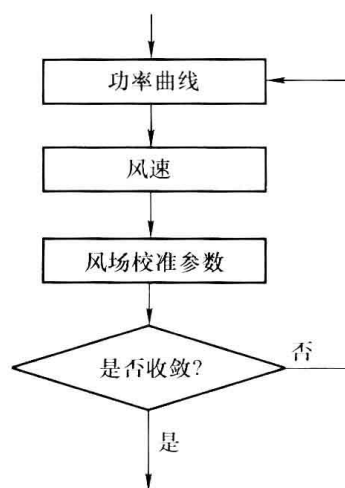


图 13-7 利用发电功率验证功率曲线的过程^[114]

表 13-2 风电场校准的不确定性分量^[77]

测量参数	不确定性分量
电功率	电流互感器 电压互感器 功率转换器或功率测量装置 数据采集系统 电功率波动
风速	风速仪标定 运行特性 测风塔安装效应 数据采集系统 地形对风流的干扰
空气温度	温度传感器 辐射屏蔽 安装效应 数据采集系统
空气压力	压力传感器 安装效应 数据采集系统
数据采集系统	信号传输 系统准确度 信号调节

13.3 测试数据的采集与处理

测试数据需要满足定义清晰的标准,有足够的数量和质量,才能准确地测试风力发电机组的功率性能。测试过程应当予以详细的记录,使每个步骤和测试条件都是可重复的。测试数据的精确性应该用不确定性来表达。测试期间,应该定期检查数据,确保测试结果的质量。

测试期间,风力发电机组应该处于正常运行状态,且不能改变设置。测试期间可以进行正常的维护工作,但是需要在测试记录中体现做了哪些工作。一些特殊的维护工作在原则上是不允许进行的,如频繁的清洗叶片,以确保功率性能良好。

13.3.1 数据采集

风力发电机组功率性能测试需要采集的数据至少包含:风力发电机组的电功率、风速、风向、空气密度、转速和桨距角、叶片状态、风力发电机组的控制系统。

数据的采样频率应至少为 1Hz,且连续进行。空气温度、压力、风力发电机组运行状态和降水数据的采样频率可以稍微慢一些,但是应至少每分钟 1 次。

为了确保仅将风力发电机组正常运行的数据用于分析,且数据不被污染,满足下列条件的数据列应该被剔除:

- 除风速外,超出风力发电机组运行范围的外部条件;
- 由于故障,风力发电机组不能运行;
- 风力发电机组被手动停机,或置于测试或维护运行模式;
- 测试设备故障或退化(如由于结冰引起);
- 风向超出测试扇区范围的数据;
- 风向超出风电场校准的有效扇区;
- 其他数据剔除标准(应清晰地记录在案)。

功率曲线应该在切入控制算法中考虑滞后效应和低于切入风速时的寄生损失效应。切出控制算法中,大的滞后循环对功率曲线的影响可能是相当大的。如果在测量期间出现了切出情况,则需要展现两个数据序列,其中一个数据序列应该包含全部数据点(数据库 A),而另一个则剔除了由于高风速切出造成停发的数据点(数据库 B)。

测试期间,特殊运行条件(如由于灰尘、盐雾、昆虫、结冰造成叶片摩擦力增加)或大气条件(如降雨、风切变)下采集的数据分序列作为特殊数据库处理。如果电网频率变化超过 2Hz,则可能需要根据不同频率组成特殊数据库。

对于选定的数据序列,风速数据应该根据风电场标定参数进行修正。如果气压不是在轮毂高度附近测量的,那么也需要进行修正。

选定的数据序列的风速区间的最小范围是:从比切出风速低 1m/s 到 85% 满发功率的风速的 1.5 倍,或到测量的年发电量达到或超过预测年发电量的 95% 的风速。

风速区间应该分成 0.5m/s 的连续的数据域,数据域的中心为 0.5m/s 的倍数。当每个数据域的样本数超过 30 个,且数据库有超过 180h 的数据样本时,可以认为数据库已经完整,可以结束测量。如果因某一个数据域不完整而无法结束测试,则可以通过相邻两个数据域进行线性差值估算,完成该数据域。为了完成高风速下的功率曲线,可以将大于 1.6 倍

85% 满发电功率的风速的扇区打开。

13.3.2 数据标准化

选定的数据序列应该标准化成两种空气密度：ISO 海平面标准空气密度 ($1.225\text{kg}/\text{m}^3$) 和有效数据测量期间风力发电机组轮毂高度实测的平均空气密度，精确到 $\pm 0.05\text{kg}/\text{m}^3$ 。如果实测的平均空气密度在 $(1.225 \pm 0.05)\text{kg}/\text{m}^3$ 区间，则无需标准化。还可以根据实际定义的风电场特定空气密度进行标准化。

根据理想气体状态方程，空气密度可以根据空气温度和压力求得，计算公式为

$$\rho_{10\min} = \frac{B_{10\min}}{R_D T_{10\min}} \quad (13-7)$$

式中 $\rho_{10\min}$ ——10min 平均的空气密度；

$T_{10\min}$ ——测量的 10min 平均绝对空气温度；

$B_{10\min}$ ——测量的 10min 平均的气压；

R_D ——干结空气的气体常数， $R_D = 287.05\text{J}/(\text{kgK})$ 。

根据 IEC 标准，对于定桨定速的风力发电机组，应该用如下公式对测量的输出功率进行标准化^[77]：

$$P_n = P_{10\min} \frac{\rho_0}{\rho_{10\min}} \quad (13-8)$$

式中 P_n ——标准化的输出功率；

$P_{10\min}$ ——测量的 10min 平均输出功率；

ρ_0 ——参考空气密度。

根据 IEC 标准，对于主动变桨距的风力发电机组，应该用如下公式对风速进行标准化^[77]：

$$v_n = v_{10\min} \left(\frac{\rho_{10\min}}{\rho_0} \right)^{1/3} \quad (13-9)$$

式中 v_n ——标准化的平均风速；

$v_{10\min}$ ——测量的 10min 平均风速。

13.3.3 测量功率曲线的确定

通常通过矩阵法，将标准化的数据序列分为不同的数据域，来计算测量的功率曲线的。IEC 标准采用 0.5m/s 的数据域，计算每个数据域标准化的风速和标准化的输出功率。

计算方法为

$$v_i = \frac{1}{N_i} \sum_{j=1}^{N_i} v_{n,i,j} \quad (13-10)$$

$$P_i = \frac{1}{N_i} \sum_{j=1}^{N_i} P_{n,i,j} \quad (13-11)$$

式中 v_i ——第 i 个数据域内的标准化平均风速；

$v_{n,i,j}$ ——第 j 个数据序列在第 i 个数据域内的标准化平均风速；

P_i ——第 i 个数据域内的标准化平均输出功率；

$P_{n,i,j}$ ——第 j 个数据序列在第 i 个数据域内的标准化平均输出功率;

N_i ——第 i 个数据域内 10min 平均的数据序列个数。

如果测试期间发生了切出的情况,则需要分别给出基于数据库 A 和数据库 B 的功率曲线。

13.4 使用机舱风数据测试功率曲线

如果能够建立机舱风速仪测量的风速与自由风速的关系,那么不用建立参考测风塔和校准风电场,就可以直接根据机舱风数据估计风力发电机组的功率曲线了。实际应用中,可能需要通过参考风力发电机组建立机舱风速与自由风速的关系,然后假设风电场中同类机型遵循相同的关系,这样就建立了验证风电场中每台风力发电机组功率曲线的基础。

由于变桨距角风力发电机组早已成为了市场的绝对主流,因此本节仅针对变桨距角风力发电机组展开讨论。

13.4.1 机舱风速与自由风速的关系

丹麦理工大学 Risø 实验室^[114]和美国国家可再生能源实验室^[113]通过对具体项目的研究,得出了几乎相同的结论,本小节就将这些基本结论展现给读者。

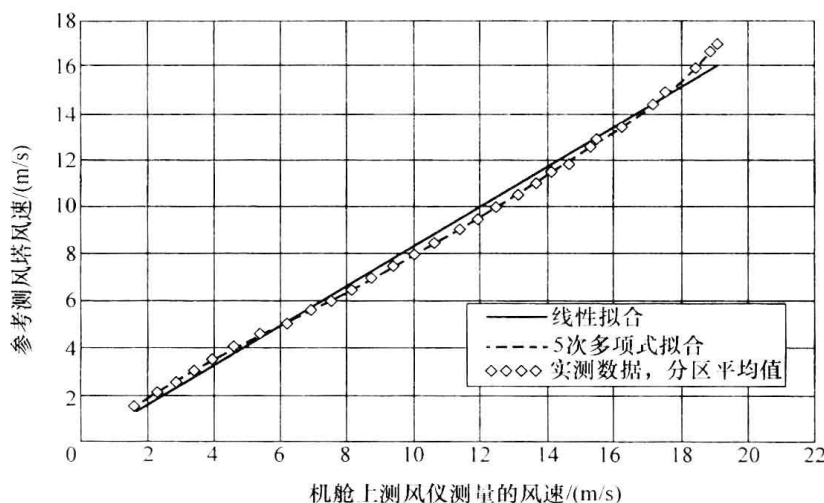


图 13-8 机舱风速与测风塔风速的关系^[114]

图 13-8 为风力发电机组(变桨距角)机舱上风速仪测量的风速与自由风速的关系,其中参考测风塔风速可以代表自由风速,测量扇区的选择是根据 IEC 61400-12 进行的。

可见,从切入风速到 15m/s 之间,两者有较好的线性关系。当风速超过 15m/s 时,线性度下降。这可能是由于当风速超过 15m/s 时,风力发电机组满发,风轮转速不再随着风速变化而变化,能量转化系数迅速下降。机舱风速仪的非线性特性,使得线性回归法明显高估了 6m/s ~ 11m/s 风速段的风速约 3%,低于 4m/s 和高于 16m/s 的风速段则被低估了至少 3%。这一特点导致线性回归的标准误差较大,回归曲线常数的不确定度较高。Risø 实验室的研究成果还表明,虽然不同风速段的线性度有所不同,但是机舱风速与自由风速之间的总体线性相关度非常高。图 13-8 的线性相关系数 R 高达 0.99467。

在整个风速区间上, 5 次多项式回归能更好地拟合机舱风速与自由风速之间的关系, 回归曲线的标准误差也小得多。但是由于回归曲线的参数个数多 (6 个), 单回归系数的统计不确定性很大^[114]。

Risø 实验室的报告认为, 修正机舱风速仪更好的方法是对每个数据域分别求修正系数。每个数据域的修正参数为该数据域内的测风塔风速与机舱风速之比的平均值。然后, 将这些修正参数应用于机舱风速仪测量的每个 10min 平均风速值。对于多数数据域来说, 修正后的机舱风速与测风塔风速差别小于 1%, 且没有像线性回归那样的系统性错误。数据域修正法的标准误差小于 0.1m/s, 各数据域的平均误差小于 1%。当风速高于 4m/s 时, 修正后的机舱风速与测风塔风速之差的标准误差 (可视作该方法修正 10min 平均的机舱风速的不确定度) 为 2% ~ 3%。

用机舱风速仪评估功率曲线时, 每个数据域的样本数越多, 修正的统计不确定性越小, 且理论上收敛于测风塔风速与修正后的机舱风速之差的平均值。

总体来说, 因为自由风速与机舱风速之间有良好的相关性, 把机舱风速用于风力发电机组功率曲线的验证是有可能的。修正机舱风速方法的选择, 最好基于修正后的机舱风速和测风塔风速之间的统计学比较。修正方法的选取标准可能是, 在最重要的风速区间内 (如 4 ~ 16m/s), 标准误差小于 0.1m/s。

13.4.2 机舱风速生成的功率曲线

机舱风速经过正确的修正后, 可以用于同一风力发电机组功率曲线的评估。

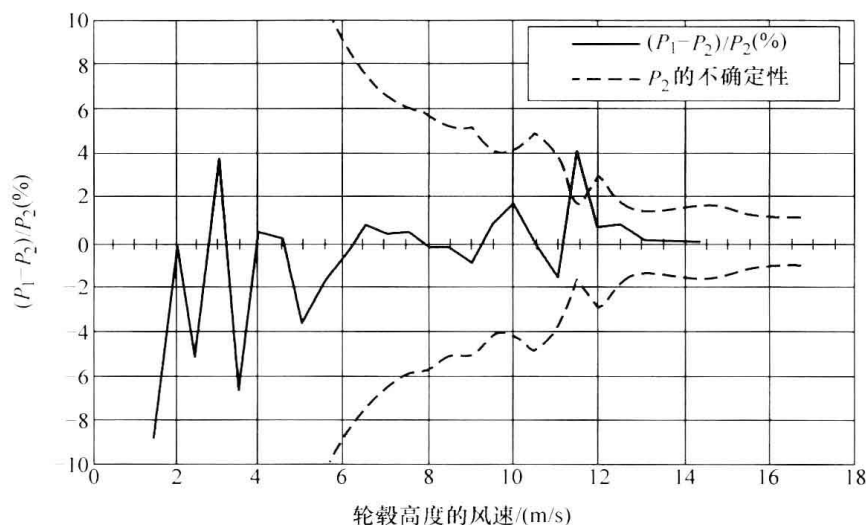


图 13-9 机舱与测风塔测量的功率曲线对比^[114]

P_1 —机舱风速仪测量的功率 P_2 —测风塔风速仪测量的风速

通过对比修正后的机舱风速测量的功率曲线与测风塔风速测量的功率曲线, Risø 实验室的报告^[114]和美国国家可再生能源实验室的报告^[113]得出了几乎相同的结论。Risø 实验室的报告中, 两个功率曲线之差在发电量最多的全部风速区间内, 均小于 2%, 小于基于测风塔风速数据的功率曲线的不确定性 (根据 IEC 标准, 对于无需校准的风电场, 风速不确定性应该取 3%), 如图 13-9 所示。

两种方法测量的功率曲线的差别很小, 但是计算的年发电量 (AEP) 差别则更小, 甚至

基本相同,远小于测风塔测量的功率曲线的不确定度。根据美国国家可再生能源实验室的报告^[113],用机舱风速测量的功率曲线,有些风速段高估,有些风速段低估,而计算年发电量时在很大程度上相互抵消。

使用机舱风速测量功率曲线的一个优点是,数据点的分散度更低,说明输出功率与机舱风速的相关性更好。

如果测试风力发电机组处于附近风力发电机组的尾流影响中,则机舱风速仪会高估测量的功率曲线,因为用自由风速修正机舱风速时,低估了有尾流影响的风速。原因可能是,机舱风速仪位于尾流的中心,风速下降最大,而整个风轮面上的平均风速则高于机舱风速仪的平均风速。但是,如果考虑全部风向,这个效应会被稀释,对年发电量 *AEP* 的影响在 1% ~ 4% 之间。

总而言之,经过修正的机舱风速仪可以很好地胜任测试风力发电机组功率曲线的任务,但是处于附近风力发电机组尾流中心的扇区应该被排除。使用机舱风速仪测量功率曲线的前提是找到该机型机舱风速与自由风速之间的关系。机舱风速仪的校准和安装是测量功率曲线的不确定性的最大来源之一^[113]。

13.5 影响功率性能的其他因素

本节介绍湍流强度、风剪切、入流角对风力发电机组的功率性能的影响。

13.5.1 湍流对功率性能的影响

湍流强度对风力发电机组功率性能的影响与风速大小有关。

在未满发的低风速段,湍流强度有增大输出功率的趋势。因为低风速时,湍流强度增加意味着有更大比例的高风速被凸型的上风向风轮面捕获(湍流强度大说明风速的波动大),导致平均输出功率升高了。

在超过满发的高风速段,湍流强度则有减小输出功率的趋势。同样道理,在超过满发的高风速时,叶片的桨距角不再变化,高湍流强度意味着有更大比例的低风速被捕获,降低了平均输出功率。

在满发风速附近的中间风速段,湍流强度对功率输出的影响较小。

风力发电机组的功率性能还受到湍流涡旋尺度的影响。因为控制动作的时间延迟,对于变桨距角风力发电机组更是如此。湍流涡旋尺度越大,频率越小,即完成一次循环所需要的时间越长。那么,小尺度、高频率的湍流更容易在风轮面内被平均掉,而大尺度、低频率的湍流可能在风轮平面内更加连贯,提高发电功率。

湍流尺度的影响可以通过输出功率的标准偏差和机舱风速的标准偏差之比粗略估计。如果这个比值大,说明功率对风的跟踪性好,为大尺度湍流。相反,如果这个比值小,说明功率对风的跟踪性差,为小尺度湍流。

湍流强度对风力发电机组功率性能的影响是比较明显的,建议在进行功率曲线测试时予以充分考虑^[114]。

13.5.2 风切变对功率性能的影响

Risø 实验室的报告^[114]仅对未满发的低风速段进行了研究,因为满发阶段的功率不随风

速改变而改变。

如图 13-10 所示, 风速越低, 风切变系数对风力发电机组功率性能的影响越大, 其影响是比较显著的。该图是用简单的叶片元理论推导出来的, 与经验数据推导出的结果差异较大, 比实际的影响程度小得多。

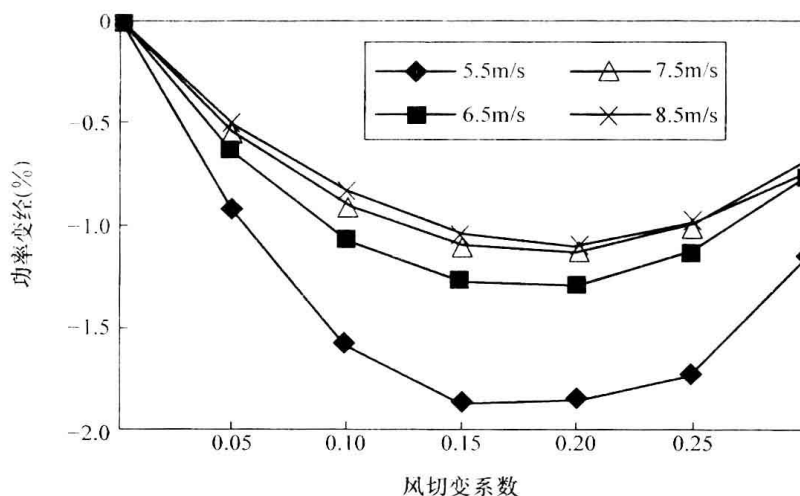


图 13-10 不同风速下, 功率变化与风切变系数的关系^[114]

13.5.3 入流角对功率性能的影响

通常很少对入流角进行测量, 但是根据研究^[115]表明, 入流角与地形坡度有较好的线性关系, 因此可以根据地形推算入流角的情况。

Risø 实验室的报告^[114]指出, 风力发电机组的输出功率与入流角的余弦的三次方相关, 如式 (13-12) 所示。对 Carland Cross 风电场全部风力发电机组, 用 4 年的大量数据研究, 得出风力发电机组发电功率与入流角的关系 (未发风速段) 如图 13-11 所示。

实验数据与这个关系式有着松散的相似性:

$$P \propto \cos^3(\theta_T + \theta_{WTG}) \quad (13-12)$$

式中 θ_T ——地形坡度;

θ_{WTG} ——风力发电机组风轮面的仰角。

进一步研究表明, 由于变桨距角风力发电机组满发时的功率调节, 超过满发风速时, 输出功率与入流角无关。

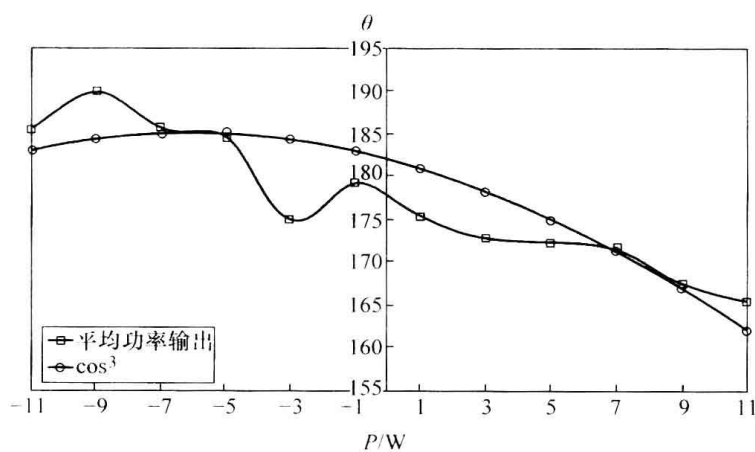


图 13-11 未发时发电功率与入流角的关系
(Carland Cross 风电场中, 全部风力发电机组的平均值)^[114]

第 14 章 风力发电机的载荷

风力发电机的载荷是风资源与微观选址关心的重要课题之一。虽然实际工作中，对风力发电机载荷的计算和复核通常由单独的团队完成，但对一些概念和计算过程的理解会让我们受益匪浅。

正是从这个角度出发，作者认为以风力发电机的载荷作为结尾，可以为本书画上一个较为完整的句号。另外，本章仅针对市场上占绝对主导地位的水平轴风力发电机。

14.1 载荷工况

风力发电机在设计过程中，必须对设计寿命周期内可能遇到的各种载荷进行分析，其主要目的是为了让风力发电机在足够的安全边界内承受这些载荷。这项工作是通过分析风力发电机的几个相关载荷工况来系统完成的。

载荷工况可以通过结合风力发电机的相关设计情形和各种外部条件构建。设计情形主要由风力发电机的各种运行条件组成，而外部条件则主要包含各种风况条件，或称为风事件。

本节列举了主要的设计情形、风事件和设计载荷工况^{[116][117]}，帮助读者对风力发电机载荷的理解。

14.1.1 设计情形

设计情形由风力发电机有可能经历的最重要的条件组成。设计情形可以分为运行条件和临时条件。

运行条件包括：

- 1) 正常的运行和电能生产；
- 2) 切入、切出、空转和停转。

临时条件包括：

- 1) 运输；
- 2) 吊装和组装；
- 3) 故障，如控制系统故障；
- 4) 维护和修理；
- 5) 调试。

该条件列表可以作为定义可能遭遇的载荷情形的工具，评估载荷工况是否相关和缺失。

14.1.2 风况条件

风况条件可以分为正常条件和极端条件。IEC 614001 标准^[51]对此做了进一步的定义：

- 1) 正常风轮廓；
- 2) 正常湍流；

- 3) 极端相干阵风;
- 4) 极端风向变化;
- 5) 极端运行阵风;
- 6) 极大风速;
- 7) 极端风切变。

14.1.3 设计载荷工况

风力发电机的设计过程中的载荷工况是通过结合风力发电机的相关设计情形和各种外部条件构建的。下列组合构成了相关组合的最低数量^[116]:

- 1) 正常运行和正常外部条件;
- 2) 正常运行和极端外部条件;
- 3) 故障情形和恰当的外部条件,可能包括极端外部条件。发电机短路、网路故障或制动系统故障等都是故障情形的例子;
- 4) 运输、吊装和运维情形和恰当的外部条件。

表 14-1 为 IEC 61400-1^[51] 标准给出的设计载荷工况的列表。该列表仅作为参考,由设计者验证其是否妥善。

表 14-1 IEC 61400-1 标准的设计载荷工况^{[51][116]}

设计情形	风况条件	其他条件	分析类型
发电运行	正常湍流		最大
	正常湍流		疲劳
	伴随风向改变的极端相干阵风		最大
	正常风轮廓	外部电气故障	最大
	1 年一遇的极端运行阵风	脱离电网	最大
	50 年一遇的极端运行阵风		最大
	极端风剪切		最大
	50 年一遇的极端风向改变		最大
	极端相干阵风		最大
发电运行兼有故障	正常风轮廓	控制系统故障	最大
	正常风轮廓	保护系统故障或内部电气故障	最大
	正常湍流	控制或保护系统故障	疲劳
起动	正常风轮廓		疲劳
	1 年一遇的极端运行阵风		最大
	1 年一遇的极端风向改变		最大
正常停机	正常风轮廓		最大
	1 年一遇的极端运行阵风		最大
紧急停机	正常风轮廓		最大
停车(停运或空转)	50 年一遇的极大风速	可能脱离电网	最大
	正常湍流		疲劳
停车兼有故障	1 年一遇的极大风速		最大
运输、安装、维护与修理	由生产商说明		最大

在计算风力发电机载荷时,应当注意下面几个可能影响风况条件和载荷大小的因素:

- 1) 塔影和塔阻效应,即由于塔筒的存在而导致的风流扰动;
- 2) 尾流效应;
- 3) 轮毂轴线相对于风流的错位,即偏航错误。

14.2 载荷类型

施加在风力发电机上的外部载荷主要为风载荷。由于风力发电机由细长的部件组成,如叶片和塔筒,运行时将产生惯性载荷和重力载荷,施加于这些部件之上。由于运行产生的载荷,如离心力、地转偏力和回转力,必须同时予以考虑。

多数情况下,风力发电机的载荷可以这样分类^[116]:

- 1) 叶片的空气动力载荷;
- 2) 动叶片的重力载荷;
- 3) 由于旋转产生的离心力和地转偏力;
- 4) 由于偏航产生的回转载荷;
- 5) 塔筒和机舱受到的空气动力拖曳力;
- 6) 塔筒和机舱受到的重力载荷。

动叶片承受的重力载荷会引起叶片沿弦的弯曲力矩(或称为扰矩)。对于变桨风力发电机,重力载荷还会引起叶轮面法线方向的弯曲力矩。由于叶片的旋转,重力载荷效应将是周期性变化的弯曲力矩。叶轮直径越大,重力载荷效应越大。通常,叶片根部的弯曲力矩与叶轮直径呈4次方关系,因此是风力发电机大型化的挑战之一。

离心力是由于叶片的旋转引起的,可以用来与叶轮面向后的锥形弯曲协同作用,补偿一些风载荷,并提供更多的刚度。相反,叶轮面向前的锥形弯曲将导致平均载荷的增加,因为平均翼展方向的弯曲力矩增加,且刚度降低了。

动叶片对载荷的响应在很大程度取决于阻尼。总阻尼由空气动力阻尼和结构阻尼组成。空气动力阻尼取决于:

- 1) 叶片的空气动力轮廓与扭旋;
- 2) 运行条件;
- 3) 风速;
- 4) 旋转频率;
- 5) 叶片截面的振动方向;
- 6) 叶片与入流的相对运动。

结构阻尼效应受叶片材料的影响很大。空气动力载荷响应在很大程度上是升力和拖曳力与叶片轮廓特性和阻尼共同作用的结果,其中包含旋转结构的运动效应。

本节将对风力发电机最重要的载荷进行介绍,并侧重背后的物理过程。

14.2.1 惯性和重力载荷

动叶片的惯性和重力载荷与质量有关。叶轮面的离心力 F_c 与角速度、半径位置和每个叶片元的质量有关。

把叶片分解为 n 个有限的叶片元，则在叶片根部，离心力为^[116]：

$$F_c = \sum_{i=1}^n m_i r_i \omega^2 \quad (14-1)$$

式中 m_i ——第 i 个叶片元的质量；
 ω ——角速度；
 r_i ——第 i 个叶片元的半径位置。

重力的表达式为^[116]

$$F_g = \sum_{i=1}^n m_i g = mg \quad (14-2)$$

式中 $g = 9.82 \text{ m/s}^2$ ，为重力加速度；
 m ——叶片的总质量。

通常，任何弹性的旋转支撑都会产生回转载荷。尤其当风力发电机偏航时，就会产生回转载荷，且不论结构是否有弹性（或柔性）都会发生。因此风力发电机偏航时会在垂直轴线周围产生偏航力矩 M_k 和在水平轴线附近产生倾斜力矩 M_G 。

对于三叶片的叶轮，有回转力矩产生的偏航力矩的合力矩为零，即 $M_k = 0$ ，而倾斜力矩 M_G 不为零，有：

$$M_G = \frac{3M_0}{2}$$

$$M_0 = 2\omega_k \omega \sum_{i=1}^n m_i r_i^2 \quad (14-3)$$

式中 ω ——叶轮旋转的角速度；
 ω_k ——偏航角速度；

对于两叶片的叶轮，回转力矩将导致周期性变化的偏航力矩和倾斜力矩：

$$M_k = 2M_0 \cos \omega t \sin \omega t$$

$$M_G = 2M_0 \cos^2 \omega t \quad (14-4)$$

以上表达式需要就叶轮面的倾角进行调整。

很多情况下，可以忽略回转力矩效应，因为偏航角速度通常非常小。但是，弹性的轮毂支撑会产生显著的回转力矩（旋转涡），同时兆瓦级的风力发电机也不能对其进行忽略。

14.2.2 空气动力载荷

1. 叶片

由于叶轮旋转的运动速率，使得其附近的真实风流非常复杂。因此在风力发电机的设计中，通常都采用简化的方法计算叶轮载荷。

叶片截面上的气流速率如图 14-1 所示。垂直于叶轮面的风速为 v_0 ，是风的入流速率。当

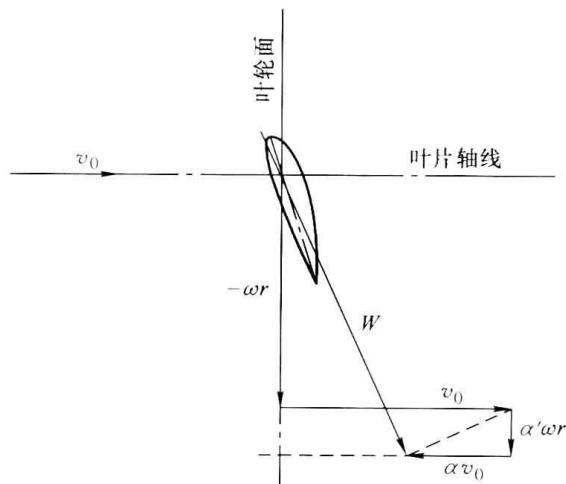


图 14-1 叶片截面上的气流速率^[116]

风穿过叶轮面时,该风速减小了 αv_0 。叶轮旋转的角速度为 ω ,因此距离叶片轴线距离为 r 的叶片元在叶轮面内以 ωr 的速率运动。由于叶轮的旋转运动,产生了速率为 $\alpha' \omega r$ 的正切气流。动叶片最终遭受的相对风速在图 14-1 中用符号 W 标示。

动叶片上的相对风速对叶片产生空气动力。

空气动力中的升力为^[116]:

$$F_L = \frac{1}{2} C_L \rho c W^2 \quad (14-5)$$

拖曳力为^[116]

$$F_D = \frac{1}{2} C_D \rho c W^2 \quad (14-6)$$

式中 C_L ——升力系数;

C_D ——曳力系数;

ρ ——空气密度;

c ——叶片的弦长。

2. 塔筒和机舱

塔筒和机舱上的空气动力可以根据垂直风向上投影面积进行计算^[116]:

$$F_D = \frac{1}{2} C_D \rho A v_0^2 C_D \quad (14-7)$$

式中 A ——垂直风向上的投影面积。

14.2.3 功能性载荷

功能性是在风力发电机短时的运行条件下发生的,如制动、偏航或当发电机联网时。最重要的功能性载荷包括:

- 1) 机械制动和空气动力制动的制动载荷;
- 2) 电力传输系统中的短时载荷,例如由发电机电磁波动引起;
- 3) 偏航载荷,即由偏航动作直接引起的载荷;
- 4) 由叶片变桨或进行空气动力制动时引起的载荷,由控制系统发起。

14.2.4 其他风源载荷

其他风源载荷是由塔筒的影蔽效应及其引起的涡流脱流、阻尼效应,以及脱流引起的叶片振动所致。叶片振动既可以是沿着叶轮圆切线方向,也可以是沿着半径方向,且都可以因为负的空气动力阻尼而激起影蔽效应。

这些载荷都是由风直接导致的,因此都称为风源载荷。

14.2.5 非风源载荷

对于安装在水体中的风力发电机结构,还需要考虑海洋环境导致的载荷,如海浪载荷、洋流载荷和冰载荷等。

对于波浪载荷的计算,需要考虑浪高、潮差和浪频等。波浪载荷与水深强烈相关,因此有必要考虑局地水深的变化情况,包括天文潮和风暴潮。

冰载荷可分为静态冰载荷和动态冰载荷。

在地震几率大的地区建设风电场，须对地震载荷予以考虑，要对历史地震活动记录和地壳构造等进行调查。

14.3 载荷计算

若想理解风力发电机的载荷，就必须对载荷计算的基础知识有所了解。从载荷计算的角度，通常把载荷分为疲劳载荷和极端载荷。从应力循环形式角度，可以把载荷分为等幅交变应力载荷、变幅交变应力载荷和随机交变应力载荷。风作为一种随机变量，显然是随机交变应力载荷。

本节将着重介绍疲劳载荷的基础知识，并针对风力发电机的应力特点予以补充。

14.3.1 气动力弹性载荷计算

气动力弹性学是研究空气动力与弹性形变的相互作用的科学。用于载荷预测的气动力弹性模型通常基于叶片元动量法，把风的流场转化成风力发电机结构的载荷。

风力发电机结构的载荷计算通常通过基于气动力弹性计算过程的计算机软件实现，解析给定的一组受力和结构自身产生的应力的运动方程组。解析方法需能够涵盖并简化风力发电机复杂的机械机构，同时能够模拟施加在风力发电机上的确定的和随机的力。有限元法对风力发电机结构的表达实例如图 14-2 所示。

微分运动方程的通用形式为^[116]

$$M\ddot{x} + C\dot{x} + Kx = F \quad (14-8)$$

式中 M ——质量矩阵；

C ——阻尼矩阵；

K ——刚度矩阵；

F ——风力发电机结构上的受力矢量，通常随时间变化；

x 、 x' 和 x'' 都是未知矢量，包含转化量、旋转量，以及它们的派生量。

从气动力弹性模型推导出的载荷数据用于风力发电机各部件的结构设计，且需要对多数部件极端载荷和疲劳载荷进行研究。

不论用什么气动力弹性模型预测风力发电机的载荷，都必须是可以验证的。IEC 标准要求，用于风力发电机设计验证的载荷预测模型必须对每种载荷工况都进行验证。对预测载荷的验证则基于相似风力发电机的测量载荷与预测载荷有代表性的对比^[116]。

14.3.2 疲劳载荷与 S-N 曲线

S-N 曲线，也称为沃勒（Wöhler）曲线，用来

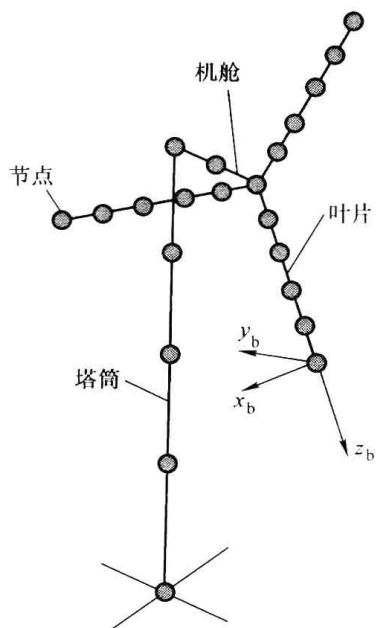


图 14-2 有限元风力发电机结构示例^[116]

描述使材料或构件疲劳破坏的循环次数 N 与应力幅值 S 的关系。通过多个样品实验,测试不同应力幅值范围 S 和该范围内的疲劳破坏循环次数 N ,可以测得 S - N 曲线。

S - N 曲线通常可以表达为^[116]

$$N = KS^{-m} \quad (14-9)$$

其对数形式为线性关系:

$$\log N = \log K - m \log S \quad (14-10)$$

式中 K ——材料的经验常数,决定着 S - N 曲线的高低;

m ——沃勒指数,表征 S - N 曲线的坡度。

对数形式的 S - N 曲线如图 14-3 所示。其中, S_E 为疲劳极限 (endurance limit); S_D 为应力常值下的疲劳极限 (fatigue limit); S_B 通常为极限强度 (ultimate strength)。

根据 S - N 曲线,给定一定的应力幅值范围,就可以确定疲劳破坏应力循环次数。图 14-3 中的线性关系分为两段,在钢材中普遍使用。在疲劳极限 S_E 以下不会发生破坏是钢材和钛合金的一个特性。 S - N 曲线是材料的特性,不同材料差别可能很大。

可以用折铁丝的简单实验理解 S - N 曲线。用双手弯折一段铁丝,经过几次弯折后,铁丝就会被折断。那么,到铁丝被折断为止,弯折的次数为应力循环周期,弯折的幅度可以理解为应力的

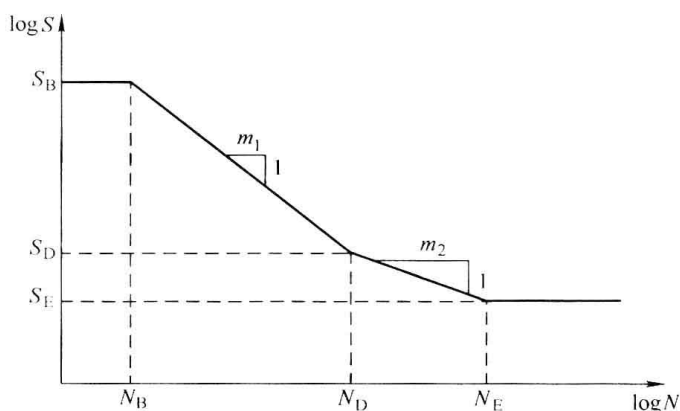


图 14-3 S - N 曲线^[116]

大小。显然弯折的幅度越大,折断所需的弯折次数越少。如果给定弯折的速度和幅度,就很容易推算经过多长时间铁丝会被折断,即材料的寿命。

破坏应力循环次数可以轻易地转换成材料的使用寿命。风力发电机的设计寿命通常为 20 年,可以反推出对应力载荷的承受能力。材料的破坏应力循环次数 $\log N$ 会发生自然的波动,通常用标准偏差 σ 表示。通常平均 S - N 曲线为 50% 的超越概率下的特定情形。在风力发电机的设计中,必须采用保守的方式, S - N 曲线的超越概率通常为 97% ~ 98%。

疲劳载荷是周期性载荷,对结构部件的材料造成累积损伤,并最终导致结构破坏。疲劳载荷通常远低于造成静态破坏的载荷水平,需要多次载荷循环才会发生疲劳故障。这种情况通常是指高周期疲劳 (简称高周疲劳)。但对于某些材料,尤其是 S - N 曲线坡度陡峭的材料,如一些环氧树脂材料,重要的疲劳载荷则接近造成静态破坏的载荷。对于这些材料,疲劳载荷变成极值形式,仅需少量应力循环周期就可以导致疲劳破坏,通常称为低周疲劳。

14.3.3 应力区间分布

为了得到应力区间分布,首先需要从应力记录中对应力循环周期进行计数。有多种循环周期计数方法,如:峰值计数法、区间计数法和雨流计数法。

为风力发电机的某个结构部件建立应力区间分布时,需要考虑各种运行条件,包括:发电、起动切入和起动切出、停机切入和停机切出、空转和停机、偏航错位。起动和停机是短

时运行条件，很难断定该结构部件的应力分布。发电运行期间，可以假设短时（如 10min）内的运行条件为静态的。10min 内可以认为轮毂高度的风气候参数，如平均风速和湍流强度，为常数。在这个短时的静态条件下，导致该结构部件应力区间的应力响应过程可以认为是静态过程。在静态条件下，应力区间通常近似遵循威布尔分布，符合对风频分布的预期。

为了表达不遵循威布尔分布的应力区间分布，通常需要对威布尔分布进行修正。最简单的修正方法为三参数的威布尔累计分布^[116]：

$$F_s(S) = 1 - \exp \left[- \left(\frac{s-a}{S_A} \right)^B \right] \quad (14-11)$$

式中 a 、 B 和 S_A ——分布参数，通常可以用平均风速和湍流强度的方程表达。

当以 10min 平均风速和湍流强度为条件的短时应力区间分布建立后，还需要建立长期的应力区间分布。首先需评估风力发电机生命周期内的总应力循环次数，然后该生命周期内全部应力区间的复合分布就建立了。该复合分布本身通常可以用威布尔分布表示。

为了尽量减小风力发电机的应力区间，延长关键受力部件材料的疲劳寿命，就必须在微观选址时对每台风力发电机轮毂高度的湍流强度予以极其严格的评估。由于自然条件下，对湍流强度模拟的难度极大，因此通常采用保守处理，以确保风力发电机能够安全运行 20 年。

为了获得生命周期内全部疲劳载荷的分布，该复合分布必须对切入、切出、停机、空转和偏航错位产生的应力区间进行补偿，并一起构成累积的载荷分布。因此，风力发电机的工作周期就变得至关重要。工作周期为运行的重复周期，用不同运行模式的典型轮替和持续时间表征。

起动被认为是风力发电机潜在的严重载荷。原因之一是当发电机切入电网时，可以在传动链和叶轮产生很高的短时载荷。通常需要区分切入风速的起动和稍低于切出风速的起动。当风力发电机停机时，通常需要区分稍低于切入风速的停机和切出风速的停机，因为后者伴随着较大的空气动力载荷。通常认为低于切入风速的停机和空转（待机）的载荷不重要。偏航错位的疲劳载荷可能十分关键^[116]。

14.3.4 等效载荷

为方便起见，当风力发电机设计寿命内全部运行模式的载荷频谱建立后，通常定义损伤等效载荷范围 S_0 ，对应的等效循环数为 n_{eg} 。等效载荷范围 S_0 不变，经过 n_{eg} 次循环后，材料的累积损伤与包含多种载荷范围 S_i 和对应循环次数 n_i 的真实载荷频谱效果是一样的。当等效循环次数 n_{eg} 确定后，等效载荷范围 S_0 可以表达为^[116]

$$S_0 = \left(\frac{\sum_i n_i S_i^m}{n_{eg}} \right)^{1/m} \quad (14-12)$$

式中 m ——该材料 $S-N$ 曲线的斜率。

在风力发电机载荷分析中经常采用损伤等效载荷的定义。需要注意的是，等效载荷的定义只能用于单斜率 $S-N$ 曲线的材料，双斜率 $S-N$ 曲线则不适用。

14.3.5 载荷计算的不确定性

风力发电机的载荷并不是确定的，而是通过气动力弹性分析程序得到的数量有限的载荷

响应时间序列进行预测的。因此,模型本身是存在着不确定性的,包括统计不确定性。

风力发电机载荷计算的不确定性还取决于风的本质。风是风力发电机结构载荷的最主要来源,是一种随机交变应力,如图14-4所示。而通常的机械载荷是如图14-5和图14-6所示的,有规律变化的,等幅和变幅交变应力循环。



图 14-4 随机交变应力示意图

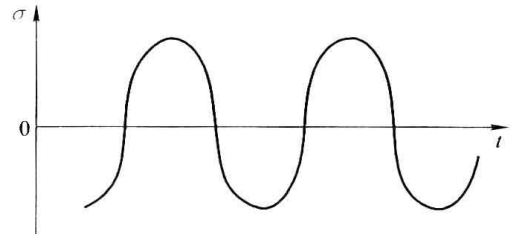


图 14-5 等幅交变应力示意图

湍流强度就是随机交变风载荷的最直接体现。应力的随机性极大地增加了载荷计算的难度,也引入了巨大的不确定性。这是计算风力发电机载荷和微观选址时倾向保守的原因之一。

风电场的投资回收期通常都较长,达到10年左右,而根据20年设计寿命推算的载荷工况不可能与实际情况完全一致,后者要复杂得多。

可以说,风力发电机是在一种极其复杂和恶劣的工况下运行的机器,如车辆行驶于崎岖而颠簸的山路上,安全平稳运行20年是非常困难的。这也是风力发电机大型化的技术挑战之一,也使得风资源和微观

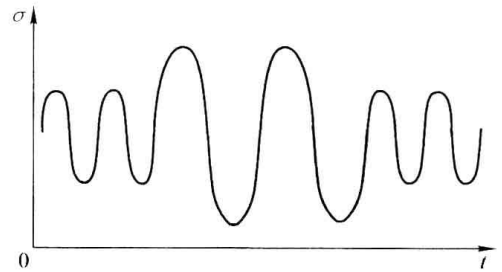


图 14-6 变幅交变应力示意图

选址的工作变得越发重要。风资源与微观选址的目的就是为风力发电机这部机器找到一个最合理的运行工况,使发电量最大化的同时,尽量减小载荷,包括疲劳载荷和极端载荷。可以说,风资源与微观选址对风电的可持续健康发展起到关键性作用,不容忽视。

14.3.6 极端载荷

极端载荷是风力发电机结构设计中必须考虑的因素,必须对各种极端工况环境进行分析。本书“第7章极端风况”对极端风况进行了较为详细的阐述,而计算极端载荷时还要与风力发电机的各种运行状态结合。IEC 61400-1^[51]就把极大阵风工况与风力发电机的运行状态结合,用极端运行阵风(EOG)表示,即当风力发电机处于运行状态时承受的极大阵风。极端载荷的设计工况必须涵盖极端风况和风力发电机运行状态的各种组合方式。

通常把风况条件分为正常风况条件和极端风况条件,把风力发电机的运行状态分为正常运行状态和故障状态^[117]。极端风况和正常风况通常分别用50年一遇和1年一遇的最坏条件定义。通常假设,故障状态很少发生并和极端风况不相关,因此故障状态与极端风况条件组合的发生几率极其微小,不必作为一种载荷工况予以考虑^[117]。但是IEC 61400-1^[51]仍然规定如果极端风况条件与故障状态有一定的相关性,则必须把二者的组合作为一种设计载荷工

况，在风力发电机的结构设计和载荷计算中予以考虑。

极端载荷的计算方法主要有两种：统计学方法，即用极值分布对极端载荷响应事件进行统计学分析；和由 Davenport 提出的半分析模型^{[116][118]}，基于随机过程理论，利用潜在的载荷响应过程的统计矩进行分析。

出于介绍风力发电机载荷基础知识的目的，本节不对极端载荷的计算模型进行介绍。关于极值分布，读者可以参考本书“第7章极端风况”。

14.4 风力发电机载荷的术语定义

图 14-7 为 IEC 标准对风力发电机坐标系的定义，把垂直地面方向定义为 Z 轴，叶轮面水平方向为 Y 轴，法线方向为 X 轴。下角标“b”代表叶片（blade）；h 代表轮毂（hub）；t 代表塔筒（tower）。

图 14-8 展示了计算的风力发电机的载荷应力分量。

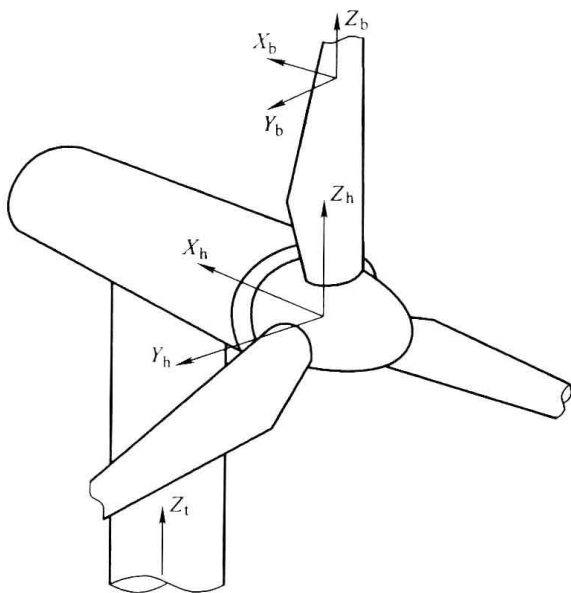


图 14-7 IEC 61400 标准对风力发电机坐标系的定义^[116]

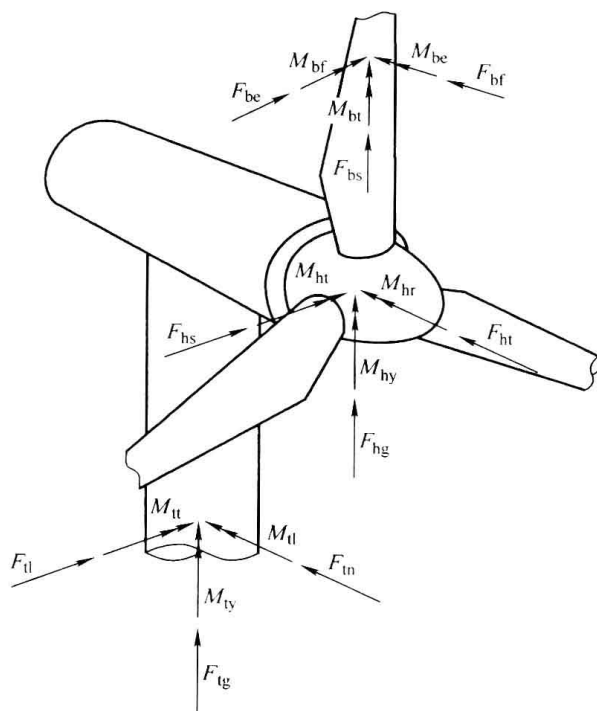


图 14-8 风力发电机的载荷应力^[116]

其中，叶片载荷：

- 1) M_{be} ：沿着叶片弦面的弯矩（edgewise bending moment）；
- 2) M_{bf} ：叶轮面法线方向的弯矩（flapwise bending moment）；
- 3) M_{bt} ：转矩（torsional moment）；
- 4) F_{be} ：沿着叶片弦面的剪切力（edgewise shear force）；
- 5) F_{bf} ：叶轮面法线方向的剪切力（flapwise shear force）；
- 6) F_{bs} ：沿着叶片纵轴方向的力矩（spanwise moment）；

轮毂载荷:

- 1) M_{hr} : 叶轮转矩 (rotor torque);
- 2) M_{ht} : 倾斜力矩 (tilt moment);
- 3) M_{hy} : 偏航力矩 (yaw moment);
- 4) F_{hg} : 重力 (gravitational force);
- 5) F_{hs} : 侧向力 (side force);
- 6) F_{ht} : 叶轮推力 (rotor thrust);

塔筒载荷:

- 1) M_{tl} : 塔筒横向弯矩 (tower lateral bending moment);
- 2) M_{tt} : 塔筒 (正常) 倾斜弯矩 (tower normal/tilt bending moment);
- 3) M_{ty} : 塔筒 (偏航) 转矩 (tower yaw/torsion moment);
- 4) F_{tg} : 塔筒重力 (gravitational force);
- 5) F_{tl} : 塔筒横向剪切力 (tower lateral shear force);
- 6) F_{tn} : 塔筒正常剪切力 (tower normal shear force)。

附录

附录 A IEC 对风力发电机组的分类标准

风力发电机组类型		I	II	III	S
年平均风速 $v_{ave}/(\text{m/s})$		10	8.5	7.5	自定义
50 年一遇极大风速 $v_{ref}/(\text{m/s})$		50	42.5	37.5	
50 年一遇极大阵风 $v_{50,gust}/(\text{m/s})$		70	59.5	52.5	
1 年一遇极大阵风 $v_{1,gust}/(\text{m/s})$		52.5	44.6	39.4	
湍流强度 I_{ref}	A	0.16%			
	B	0.14%			
	C	0.12%			

- 注：1. 假设威布尔形状参数 $K=2$ ；
2. 分类条件的逻辑关系为“或”。例如：平均风速为 $7m/s$ ，属于 IEC III 类，而 50 年一遇极大风速为 $45m/s$ ，属于 IEC I 类，那么总体为 IEC I 类；
3. 湍流强度 I_{ref} 是风速为 $15m/s$ 时的特征值；
4. 参考 IEC61400-1：2005^[51]。

附录 B 风电场气象及环境参数表

	风力发电机的 平均气象参数	符号	所有风力发电机的平均风力 条件	载荷最大的 风力发电机组的 风力条件	单 位
	年度正常风力条件：				
	风力条件测量周期		至		年 月 日
1	风力条件测量高度	m. a. g. l.			m
2	威布尔尺度参数	A			m/s
3	威布尔形状参数	K			—
4	平均风速	ν_{ave}			m/s
5	平均背景湍流强度（15m/s）	I_{15}			%
6	在 15m/s 时的平均背景 湍流强度的标准差	σ_{15}			%
7	平均空气密度	ρ_{ave}			kg/m ³
8	最大空气密度	ρ_{max}			kg/m ³
9	最小空气密度	ρ_{min}			kg/m ³
10	风切变系数	α			—
11	最大入流角		±	±	°

	50 年一遇的极端风力条件：				
12	风力条件测量高度	m. a. g. l.			m
13	10min 平均最大平均风速	$V_{50,10min}$			m/s
14	3s 平均最大阵风风速	$V_{50,3sec}$			m/s

	环境参数：				
15	年平均气温	$T_{50\%}$			℃
16	最低气温，1% 分位值	$T_{1\%}$			℃
17	最高气温，99% 分位值	$T_{99\%}$			℃
18	气温高于 40℃ 的天数	—			天/年
19	气温低于 -20℃ 的天数	—			天/年
20	覆冰天数	—			天/年
21	平均相对湿度	RH			%
22	有无盐雾	—			—
23	闪电密度	—			次/km ² /年

附录 C 常用公式表

名 称	公 式	变 量 说 明
风切变系数	$\alpha = \frac{\ln (v_2/v_1)}{\ln (z_2/z_1)}$	v_2 和 v_1 分别为两个不同高度 z_2 和 z_1 的平均风速
平均风速	$v_{\text{ave}} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n v_i$	a 和 k 分别为威布尔分布的参数
	$v_{\text{ave}} = a\Gamma\left(1 + \frac{1}{k}\right) \quad (\text{威布尔分布})$	
	$v_{\text{ave}} = a\Gamma\left(\frac{3}{2}\right) \quad (\text{瑞利分布})$	
威布尔 累计分布	$P(v_1 < v < v_2) = \exp\left[-\left(\frac{v_1}{a}\right)^k\right] - \exp\left[-\left(\frac{v_2}{a}\right)^k\right]$	a 和 k 分别为威布尔分布的参数
50 年一遇 极大风速	$x_{50} = \alpha\gamma + \frac{\beta}{\alpha} + \alpha \ln 50 = x_1 + \alpha \ln 50 = x_T + \alpha \ln\left(\frac{50}{T}\right)$ $x_T = \alpha \cdot \max\{y_1, y_2, \dots, y_j, \dots, y_n\} + \frac{\beta}{\alpha}$	α 和 β 为 Gumbel 分布的两个参数
理想气体 (干洁大气) 状态方程	$P = \rho_D R_D T$	ρ_D 为气体密度; $R_D = 287.05 \text{ J}/(\text{kg} \cdot \text{K})$; T 为气体温度, 单位为 K
空气密度	$\rho = \frac{352.9886}{T} [1 - 0.0225577H]^{5.2559}$	T 为平均气温; H 为海拔

参考文献

- [1] Erik Lundtang Petersen, Ib Troen. Wind Conditions and Resource Assessment [J]. WIREs Energy Environ, 2012, 1: 206-217.
- [2] Xiao Changliang, Song Zhanfeng. Wind Energy in China: Current Scenario and Future Perspectives. Renewable and Sustainable Energy Reviews [J], 2009, 13 (8): 1966-1974.
- [3] Erik L Petersen, Niels G Mortensen, Lars L J H, et al. Wind Power Meteorology. Riso National Laboratory, 1997.
- [4] Ib Troen, Erik Lundtang Petersen. European Wind Atlas. Risø National Laboratory, Denmark.
- [5] Lettau H. Note on Aerodynamics Roughness-parameter Estimation on the Basis of Roughness-element description [J]. J. Appl. Meteor, 1969, 8: 828-832.
- [6] Kondo J H, Yamazawa. Aerodynamics Roughness over an Inhomogeneous Ground Surface [J]. Boundary Layer Meteorology, 1986, 35: 331-348.
- [7] Charnock H. Wind Stress on a Water Surface [J]. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 1955, 81: 639-640.
- [8] Sempreviva AN, Larson SE, Mortensen N G, et al. Response of Neutral Boundary Layers to Changes of Roughness. [J] Boundary-Layer Meteorology, 1990, 50: 205-225.
- [9] James Benson. Boundary-Layer Response to a Change in Surface, A Dissertation submitted in Partial Fulfilment of the Requirement for the Degree of MSc Applied Meteorology [D]. The University of Reading, 2005.
- [10] Taylor P A, Walmsley J L. Boundary-Layer Flow Over Topography: Impacts of the Askervien Study [J]. Boundary-Layer Meteorology, 1996, 78: 291-320.
- [11] Jensen N O, Petersen E L, Troen L. Extrapolation of Mean Wind Statistics with Special Regards to Wind Energy Applications. Rep [C]. WCP-86, World Meteorology Organization, Geneva, 1984.
- [12] Hyun Goo Kim, Patel V C, Choung Mook Lee. Numerical Simulation of Wind Flow over Hilly Terrain [J]. Journal of Wind Engineering and Industrial Aerodynamics, 2000, 87: 45-60.
- [13] Teunissen H W, Shokr M E, Bowen A J, et al. Askervein Hill Project: Wind-tunnel Simulations at Three Length Scales [J]. Boundary-Layer Meteorol, 1987, 40: 1229.
- [14] Beljaars A C M, Walmsley J L, Taylor P A. A Mixed Spectral Finite-Difference Model for Neutrally Stratified Boundary-Layer Flow over Roughness Changes and Topography [J]. Boundary-Layer Meteorol, 1987, 38: 273-303.
- [15] Salmon J R, Bowen A J, Ho A M, et al. The Askervein Hill Experiment: Mean Wind Variations at Fixed Heights above the Ground [J]. Boundary-Layer Meteorol, 1988, 43: 247-271.
- [16] Wood N. The onset of flow separation in neutral, turbulent flow over hills [J]. Boundary-Layer Meteorology, 1995, 76: 137-164.
- [17] Loureiro J B R, Silva Freire A P. Note on a Parametric Relation for Separating flow over a Rough Hill [J]. Boundary-Layer Meteorology, 2009, 131: 309-318.
- [18] Niels G Mortensen, Anthony J Bowen, Ioannis Antoniou. Improving WAsP Predictions in (Too) Complex Terrain. Risø National Laboratory. EWEC, 2006.
- [19] Loureiro JBR, Monteiro AS, Pinho FT, et al. Water Tank Studies of Separating Flow over Rough Hills [J]. Boundary-Layer Meteorology, 2008, 129: 289-308.
- [20] http://wiki.windpower.org/index.php/Wind_obstacles
- [21] Méchali M, Jensen L E, Barthelmie R J, et al. Wake Effects at Horns Rev and Their Influence on Energy Production. EWEC Athens, 2006.
- [22] Barthelmie R J, Frandsen S T, et al. Flow and Wakes in Large Wind Farms: Final Report for Upwind WP8

- [R]. Risø-1765, 2011.
- [23] Natalia Moskalenko, Krzysztof Rudion. Study of Wake Effects for offshore Wind Farm Planning. Modern Electric Power System, Wroclaw, Poland, 2010.
- [24] Frandsen S. Turbulence and Turbulence-generated Fatigue Loading on Wind Turbine Clusters [R]. Report No. Risø-R-1188 (EN), Risø National Laboratory, Wind Energy Department, 2001.
- [25] Werl M J. A New Analytical Model for Wind Turbine Wakes. FloDesign Inc. Wilbraham, USA, 2008.
- [26] Manwell J F, McGowan J G, Rogers A L. Wind Energy Explained, Theory, Design, and Application [M]. West Sussex: John Wiley & Sons, 2002.
- [27] Xiaojing Sun, Diangui Huang. The Current State of Offshore Wind Energy Technology Development [J]. Energy, 2012, 41 (1): 298-312.
- [28] Ainslie J. Calculating the Flow Field in the Wake of Wind Turbines [J]. Journal of Wind Engineering and Industrial Aerodynamics, 1998, 27: 213-224.
- [29] Ainslie J. Development of an Eddy Viscosity Model for Wind Turbine Wakes [C]. Proceedings of the 7th BWEA Wind Energy Conference, Oxford, 1985.
- [30] Rudion K. Aggregated Modelling of Wind Farms [D]. Otto-Von-Guericke-Universität Magdeburg, Magdeburg, 2008.
- [31] Jensen N O. A Note on Wind Generator Interaktion [R]. Technical Report RISO-M-2411, Denmark, 1983.
- [32] Lebioda A. Windmodell für Die Berechnung Der Windverteilung in einem Windfarm [R]. Internal Report at Otto-von-Guericke-Universität Magdeburg, 2004 (not published).
- [33] Beyer H G, Lange B, Waldl H P. Modelling Tolls for Wind Farm Upgrading [C]. Proceedings of the DEW-EK 96 Conference, Wilhelmshaven, Deutschland, 1996.
- [34] Wolfgang Schlez, Anja Neubert. New Development in Large Wind Farm Modelling [C]. EWEC, Marseille France, 2009.
- [35] Clint Johnson, AnneMarie Graves, et al. New Development in Wake Models for Large Wind Farms [C]. Poster Presentation at the 2009 AWEA WINDPOWER Conference, Chicago, USA, 2009.
- [36] Prospathopoulos J M, Politis E S, Chaviaropoulos P K. Modelling Wind Turbine Wakes in Complex Terrain [R]. Centre for Renewable Energy Sources, 2008-02-29.
- [37] Ola Rathmann, Niels G Mortensen, Lars Landberg, et al. Assessing the Accuracy of WasP in Non-Simple Terrain [C]. BWEA 18 Conference, University of Exeter, UK, 1996-09.
- [38] Walmsley J L, Troen I, Lalas D P, et al. Surface-Layer Flow in Complex Terrain: Comparison of Models and Full-scale Observations. Boundary Layer Meteorology, 1990, 52: 259-281.
- [39] WAsP 9 Help Facility and On-line Documentation.
- [40] Anthony J Bowen, Niels G Mortensen. Exploring the Limits of WAsP, The Wind Atlas Analysis and Application Program [C]. European Union Wind Energy Conference, Sweden, 1996.
- [41] Bowen. A J Mortensen N G. WasP Prediction Errors Due to Site Orography [R]. Risø-R-995 (EN). Risø National Laboratory, Roskilde, 2004.
- [42] Andreas Bechmann. WasP CFD- A New Beginning in Wind Resource Assessment [R]. Risø National Laboratory, 2012.
- [43] 王福军, 等. 计算流体力学分析—CFD 软件原理与应用 [M]. 北京: 清华大学出版社, 2004.
- [44] <http://www.grc.nasa.gov/>.
- [45] Hennessey J P. Some Aspects of Wind Power Statistics [J]. J Applied Meteorology, 1977, 16: 119-128.
- [46] Justus C G, Hargraves W R, Mikhail A, et al. Methods of Estimating Wind Speed Frequency Distribution [J]. J Applied Meteorology, 1978, 17: 350-353.

- [47] Garcia A, Torres J L, Prieto E, et al. Fitting Wind Speed Distributions: A Case Study [J]. Solar Energy, 1998, 62 (2): 139-144.
- [48] Hewson E W, Wade J W. Biological Wind Procession [R]. Third Wind Energy Workshop(VONF 770921), Washington DC, 1977: 335-348.
- [49] Niels G M, Anthony J B, Ioannis A. Improving WasP Predictions In(Too) Complex Terrain [R]. Wind Energy Department, Risø National Laboratory.
- [50] Langlois R. Estimation of Weibull Parameters [J]. J. Mater. Sci. Lett., 1991, 10: 1049-1051.
- [51] IEC 61400-1. Ed. 3-Wind Turbine-Part 1: Design Requirements [S]. 2005.
- [52] Anthony L Rogers. Comparison of the Performance of Four Measure- Correlate- Predict Algorithms [R]. Renewable Energy Research Laboratory, Dept. of Mechanical and Industrial Engineering, University of Massachusetts.
- [53] Colin John Ritter Sheppard. Analysis of The Measure- Correlate- Predict Methodology for Wind Resource Assessment [R]. A Thesis Presented to The Faculty of Humboldt State University. 2009, 11.
- [54] Derrick A, Development of the measure- correlate- predict strategy for site assessment [C], Proc. BWEA, 1992.
- [55] Derrick A, Development of the Measure- Correlate- Predict Strategy for Site Assessment [C], Proc. EWEC, 1993.
- [56] Joenson A, Landberg L, Madsen H. A New Measure- Correlate- Predict Approach for Resource Assessment [C], Proc. EWEC, 1999.
- [57] Nielsen M, Landberg L, Mortensen N G, et al. Application of Measure- Correlate- Predict Approach for Wind Resource Measurement [C], Proc. EWEA, 2001.
- [58] Mortimer A. A new correlation/prediction method for potential wind farm sites [C], Mortimer, Proc. BWEA, 1994.
- [59] Dipl. Inf. Carsten Albrecht, Maike Klesitz. Long Term Correlation of Wind Measurements Using Neural Networks [J]. Wind Power Asia, 2006.
- [60] Thøgersen M L, Motta M, Sørensen T, et al. Measure- Correlate- Predict Methods: Case Studies and Software Implementation. EMD International A/S.
- [61] Anthony L Rogers, John W Rogers, James F Manwell. Uncertainty in Results of Measure- Correlate- Predict Analysis [C]. European Wind Energy Conference. 2006.
- [62] The Use of Reanalysis Data For Climate Adjustments [R]. AWS Truewind Reserch Note. Issue No. 1. 2006.
- [63] European Wind Atlas [R]. Risø National Laboratory, 1988.
- [64] Stephanie Bell. Measurement Good Practice Guide No. 11 (Issue 2): A Beginnnner's Guide to Uncertainty of Measurement. Centre for Baisc, Thermal and Length Metrology [R]. National Physical Laboratory.
- [65] Barry McDonold. A Teaching Not on Cook's Distance- A Guildline [J]. Res. Lett. Inf. Math. Sci, 2002, 3: 127-128.
- [66] Bertil Magnusson, et al. Handbook for Calculation of Measurement Uncertainty in Environment Laboratories, V1. 3. Nordtest Project 15890-03, 2003.
- [67] Niels Jernes. Power Curve Air Density Correctioin and Other Power Curve Options in WindPRO. EMD International A/S. 2011.
- [68] Gumbel E J. Statistics of Extremes [M]. Columbia University Press, 1958.
- [69] Kristensen L, Casanova M, Courtney M, et al. In Search of A Gust Definition [J]. Boundary- Layer Meteorol, 1991, 55: 91-107.
- [70] Brabson B B, Palikof J P. Tests of Generalized Pareto Distributions for Predicting Extreme Wind Speeds [J]. Journal of Applied Meterrology, 2000 (39): 1627-1640.
- [71] Soren Ott. Extreme Winds in The Western North Pacific [R]. Riso National Laboratory. 2006-11.

- [72] Klug H, Albers, A, Hinsch, C, et al. How Complex Can A Wind Speed Measurement Be? Deutsches Windenergie-Institut gemeinnützige GmbH [C]. Report for IEA Expert Group Meeting on Power Performance in Complex Terrain, Athens, 1997-12.
- [73] Pedersen T F. Maximum Overspeeding of Cup Anemometers. Report from the Test Station for Wind Turbines [R]. Risø National Laboratory. Denmark. 1998, 10: 18.
- [74] Westermann D. Overspeeding Measurements of Cup Anemometers Compared to a Simple Numerical Model. Deutsches Windenergie-Institut gemeinnützige GmbH. February 1996.
- [75] Dahlberg J Å. A Theoretical Study to Demonstrate the Influence of the Dynamics of a Cup Anemometer on Measured Wind Speed Statistics-A Contribution to the IEA Working Party on Wind Speed Measurements [R]. Report FFAP-V-021. Flygtekniska Försöksanstalten. Sweden. April 1996.
- [76] Raymond S Hunter. Expert group Study on Recommended Practices for Wind Turbine testing and Evaluation. Vol 11-Wind Speed Measurement and Use of Cup Anemometry. [M]. International Energy Agency, 1999.
- [77] IEC 61400-12-1, First Edition, Wind Turbines-Part 12-1: Power Performance Measurements of Electricity Producing Wind Turbines [S]. 2005.
- [78] Pedersen B M, Brinch M, Fabian O. Some Experimental Investigations on the Influence of the Mounting Arrangements on the Accuracy of Cup Anemometer Measurements [J]. Journal of Wind Engineering and Industrial Aerodynamics, 1992, 39: 373-383.
- [79] Pedersen B M. A Short Note on the Estimation of the Effects of Boom and Tower Arrangements on the Reading of a Cup Anemometer. Private Communication. Danish Technical University, 1996.
- [80] Dahlberg, J. -Å., Mast, Boom and Velocity Gradient Effects on Cup Anemometers [R]. Report FFAP-V-009. The Aeronautical Research Institute of Sweden.
- [81] 盛裴轩, 等. 大气物理学 [M]. 北京: 北京大学出版社, 2012.
- [82] 姜世中, 等. 气象学与气候学 [M]. 北京: 科学出版社, 2010.
- [83] Coulson K L Characteristics of the Radiation Emerging From the Top of A Reyleigh Atmosphere, 1 and 2 [J]. Planet Space Sci., 1959, 1: 256 ~ 284.
- [84] Frank E Jones. Techniques and Topics in Flow Measurement. : 37.
- [85] Wilfried Brutsaert. Evaporation into the Atmosphere. : 37.
- [86] WindPRO 2. 6 User Guide. EMD International A/S. 2008.
- [87] CRC Handbook of Chemistry and Physics [M]. 60th ed. CRC Press Inc, 1981.
- [88] Søren Ott. Extreme Winds in the Western North Pacific [R]. Risø National Laboratory, Roskilde Denmark. 2006.
- [89] Stull Roland B. An Introduction of Boundary Layer Meteorology. 1998.
- [90] Taylor P A. The Askervein Hill project: Overview and background data [J]. Boundary-Layer Meteorology, 1987, 1-2 (39): 15-39.
- [91] Hunt J R. Wind Over Hills. Workshop on the Planetary Layer. Boston, American Meteorological Society, 1980, P107-144.
- [92] Roger G Barry. Mountain Weather & Climate [M], 2nd ed. 1992.
- [93] Wind Turbine Interactions With Birds and Bats: A Summary of Research Results and Remaining Questions [M]. 2nd ed. Natinoal Wind Coordination Committee. 2004.
- [94] Allan L Drewitt, Rowena H Langston. Assessing the Impacts of Wind Farms on Birds [J]. Ibis, 2006 (148): 29-42.
- [95] Winkelman J E. The Impact of the Sep Wind Park Near Oosterbierum, the Netherlands on Birds 2: Nocturnal Collision Risks [R]. RIN rapport, 1992.

- [96] Henderson I G, Langston. The Response of Common Terns *Sterna Hirundo* to Power Lines: An Assessment of Risk in Relation to Breeding Commitment [J]. Age and Wind Speed. *Biol. Conserv*, 1996, (77): 185-192.
- [97] <http://www.flickr.com/photos/waders/138222356/>.
- [98] Long C V, Flint J A, Lepper P A. Insect Attraction to Wind Turbines: Does Colour Play A Role [J]. *European Journal of Windlife Research*, 2011, (57): 323-331.
- [99] Tetra Tech EC, Inc., Nixon Peabody LLP. *Wind Energy Siting Handbook*. 2008.
- [100] *Wind Turbine Health Impact Study: Report of Independent Expert Panel*. Prepared for Massachusetts Department of Environment Protection, Massachusetts Department of Public Health. 2012-01.
- [101] Sathyajith Mathew. 风能原理、风资源分析及风电场经济性 [M]. 许锋飞, 译. 北京: 机械工业出版社, 2011.
- [102] Wnager S, Bareib R, Guidati G. *Wind Turbine Noise* [M]. Berlin: Springer, 1996.
- [103] IEC 61400-11. Ed. 2-Wind Turbine Generator Systems-Part 1: Acoustic Noise Measurement Techniques [S]. 2002.
- [104] *WindPro 2.6 user Manual*. EMD International A/S, 2006: 54.
- [105] IEA (1994). Expert Group Study on Recommended Practices for Wind Turbine Testing and Evaluation, 4. Acoustic Noise Emission From Wind Turbines [R]. International Energy Agency.
- [106] Schwela D. WHO Guidelines on Community Noise [C]. Proceedings of ICBEN 98, Sydney, 1998: 475-480.
- [107] National Research Council(NRC). Environmental Impacts of Wind-Energy Projects [C], NRC, Washington DC, 2007.
- [108] Copes, et al. Wind Turbines And Environmental Assessment [R]. National Collaborating Centre for Environmental Health, June 23, 2009.
- [109] Graham Harding, Pamela Harding, Arnold Wilkins. Wind Turbines, Flicker, and Photosensitive Epilepsy and Optimizing Guildlines to Prevent Them [J]. *Epilepsia*, 2008, 49 (6): 1095-1098.
- [110] *WindPro 2.6 user Guide*. EMD International A/S. 2008.
- [111] World Health Organization. Large Analysis and Review of European Housing and Health Status (LARES) Preliminary Overview [R]. 2007.
- [112] Liming Zhou, Yuhong Tian, Somnath Baidya Roy et al., . Impacts of Wind Farms on Land Surface Temperature [J]. *Nature Climate Change*, 2012, 2: 539-543.
- [113] Smith B, Link H, Randall G, et al Application of Nacelle Anemometer Measurements for Use in Turbine Power Performance Test [R]. National Renewable Energy Laboratory. 2002-05.
- [114] Raymond Hunter, Troels Friis Pedersen. European Wind Turbine Testing Procedure Developments, Task 1: Measurement Method to Verify Wind Turbine Performance Characteristics [R]. Risø-R-1209 (EN). 2001.
- [115] Hannah P. Investigation of upflow on escarpments [R]. Report W/36/00281/35/REP. Energy Technology Support Unit, United Kingdom, 1997.
- [116] *Guidelines for Design of Wind Turbines* [R]. 2nd ed. DNV/Risø, 2002.
- [117] Tony Burton, David Sharpe, Nick Jenkins et al. *Wind Energy Handbook* [M]. 2001.
- [118] Davenport A G, The Application of Statistical Concepts to the Wind Loading of Structures [C]. *Proc. Inst. of Civil Engineering*, 1961, 19.

编著图书推荐表

姓名		出生年月		职称/职务		专业	
单位				E- mail			
通讯地址						邮政编码	
联系电话			研究方向及教学科目				
个人简历（毕业院校、专业、从事过的以及正在从事的项目、发表过的论文）							
您近期的写作计划有：							
您认为目前市场上最缺乏的图书及类型有：							

地址：北京市西城区百万庄大街 22 号 机械工业出版社，电工电子分社

邮编：100037 网址：www.cmpbook.com

联系人：张俊红 电话：13520543780/010-88379768 010-68326336（传真）

E-mail: buptzjh@163.com（可来信索取本表电子版）

Images have been losslessly embedded. Information about the original file can be found in PDF attachments. Some stats (more in the PDF attachments):

```
{
  "filename": "6aOO6LWE5rqQ5LiO5b6u6KeC6YJCJ5Z2AICDnklborrrln7rnoYDkul7lt6XnqlvlpTnlKhfMTMzMTU1MTAuemlw",
  "filename_decoded": "\u98ce\u8d44\u6e90\u4e0e\u5fae\u89c2\u9009\u5740\u7406\u8bb\u57fa\u7840\u4e0e\u5de5\u7a0b\u5e94\u7528_13315510.zip",
  "filesize": 84197034,
  "md5": "5875c2b5fcb7e6eea3bcc55d518d7987",
  "header_md5": "782e43e2efe5259c120e2bd2ff61f695",
  "sha1": "0679ac4d39e12741e84b9ceea463c2264f1bfe5f",
  "sha256": "9e5191dc7075ae057bacbf0ddf3da204e92df09d02eafd838ffc15b4d971043",
  "crc32": 139501558,
  "zip_password": "",
  "uncompressed_size": 93892755,
  "pdg_dir_name": "\u2556\u03c4\u256b\u2569\u2558\u2524\u2559\u03b4\u256c\u00f3\u2563\u2588\u2564\u00ed\u2553\u2556 \u2514\u03c6\u252c\u2588\u2557\u2219\u2524\u00ed\u2559\u03b4\u2563\u00f1\u2502\u2560\u2559\u00aa\u2559\u251c_13315510",
  "pdg_main_pages_found": 244,
  "pdg_main_pages_max": 244,
  "total_pages": 254,
  "total_pixels": 1634142528,
  "pdf_generation_missing_pages": false
}
```