

# 西南极沿海雪暴研究\*

黄 耀 荣

(国家海洋环境预报中心, 北京 100081)

**关键词** 西南极沿海 雪暴天气 逆温层

**中图分类号:** P728; P426.63<sup>+</sup>4

## 1 引言

对“雪暴”这种天气,国内外有不同的称谓.有的国家称为高吹雪,也有人称为暴风雪.日本称为地吹雪,我国高寒的东北地区称之为“烟炮大雪”.现在我们按中气象局规定统一称为“雪暴”.它的定义是:大风席卷着飞雪,垂直高度从几米到几百米,水平能见度从小于1 000 m到小于10 m,很难辨认出当时的雪是从天降下的,还是风吹起的.

早在1954年阿里索夫<sup>[1]</sup>就提到过在南极大陆存在着吹雪、雪暴、雪龙卷、雪喷和雪震.但他没有做进一步说明. Schwertfeger<sup>[2]</sup>介绍 Quinio(1956)统计过南极的波特. 马丁站的高吹雪日占全年的1/3~1/2. 伯德基地的 Budd, Dingle 和 Radok<sup>[3]</sup>对吹雪量和吹雪输送进行了分析. 日本国立极地研究所<sup>[4]</sup>曾就东南极的下降风对地吹雪的运动和吹雪量进行过研究. 我国气象专家周秀骥等人<sup>[5]</sup>进行了南极与全球气候环境相互作用和影响的研究. 但上述工作均未对雪暴形成的天气学机制进行过分析研究,对西南极沿海地区雪暴的研究更少. 笔者在南极越冬期间体会,雪暴天气是西南极沿海地区冬季最常见的,也是最严重的灾害性天气. 它可以吹毁建筑物,影响航空、航海,吹走、冻死户外人员. 西南极的乔治王岛上有8个南极越冬考察站,还有机场、码头,其北部的德雷克海峡又是太平洋和大西洋的交通要道. 随着人类在西南极沿海活动的增加,人类对这里雪暴天气生消预报的研究也势在必行. 本文利用1995年长城站气象资料和别林斯高晋站(俄)的探空资料侧重对雪暴生消的天气机制分析,以寻求用日常的天气学方法对雪暴天气作出预报.

## 2 西南极沿海雪暴天气月际分布

长城站位于62°12'S, 58°57'W 南极半岛北部沿海的乔治王岛上. 观测场设在岸边,场地海拔高度10 m,所以长城站可以作为一个固定海洋站研究西南极沿海的天气. 下面给出长城

本文于1999-09-06收到,修改稿于2000-06-01收到.

作者简介:黄耀荣,男,57岁,高级工程师,主要从事热带和极地海洋灾害天气研究和预报.

站 1994 年 12 月和 1995 年 11 月雪暴月际分布,见表 1.

表 1 1994 年 12 月至 1995 年 11 月雪暴日逐月分布

类 型	1月	2月	3月	4月	5月	6月	7月	8月	9月	10月	11月	12月	总计
吹雪(↗)日数/d			3	1	4	3	3	8	10	2	3	0	37
雪暴(↔)日数/d				1	1	2	13	5	2	1		0	25

吹雪(↗):指大风伴有吹雪但能见度小于 10km.

雪暴(↔):指大风狂卷飞雪,能见度小于 1 km.

由表 1 可见,在 3~11 月均有吹雪出现,而雪暴天气集中在 6~9 月,因雪暴天气对人类危害大,下面重点研究雪暴天气的特征.

### 3 雪暴天气分类

我们在长城站越冬的队员均明显感到存在有西北大风和东南大风两种雪暴天气. 两种类型的雪暴天气与风场相关究竟如何,见下面有雪暴时的风向和风速分布情况表<sup>[2]</sup>.

表 2 雪暴与风场相关表

风 向	4~5 级风	6~7 级风	8 级风	合计/d
	(5.5~10.7 m/s)	(10.8~17.1 m/s)	(17.2~20.7 m/s)	
	时的雪暴日	时的雪暴日	时的雪暴日	
NNE		1		1
N		1		1
NNW	1			1
NW	1			1
WNW	1	1		2
SE		1		1
ESE	1	13	2	16
E	1	1		2
合计/d	5	18	2	25

由表 2 可见,西南极地区冬季雪暴基本可以分为由偏北风形成的雪暴和东南风形成的雪暴两种类型,前者出现的风向较分散(在偏北的各个方向均有)、持续时间短(1~2 d)、强度弱(6~7 级风以下)、出现次数少(全年共 6 d). 后者的风向基本集中在东南东方向,且持续时间长(一般 3~4 d)、强度大(一般是 6~7 级风,还有 2 次 8 级风)、出现次数多(全年共 19 d). 所以两种雪暴比较起来以东南风雪暴最为突出.

### 4 雪暴与温、湿场关系

上面讨论了雪暴与风场的关系,下面来看雪暴与温湿场关系.

表 3 两种雪暴与气温相关表

风向	$\geq 0\text{ }^{\circ}\text{C}$	$-0.1\sim-5.0\text{ }^{\circ}\text{C}$	$-5.1\sim-10.0\text{ }^{\circ}\text{C}$	$-10.0\sim-15.0\text{ }^{\circ}\text{C}$	$-15.0\sim-20.0\text{ }^{\circ}\text{C}$	$-20.0\sim-25.0\text{ }^{\circ}\text{C}$
	时的雪暴日	时的雪暴日	时的雪暴日	时的雪暴日	时的雪暴日	时的雪暴日
NNE		1				
N		1				
NNW	1					
NW		1				
WNW	1	1				
SE			1			
ESE			3	2	7	4
E			1	1		
合计/d	2	4	5	3	7	4

由表 3 可见, 偏北风雪暴气温均在  $-5.0\text{ }^{\circ}\text{C}$  以上, 而东南风雪暴气温均在  $-5.0\text{ }^{\circ}\text{C}$  以下. 下面再来看这两种雪暴天气的湿度场情况, 图 1 给出 1995 年 7 月长城站的时间要素剖面.

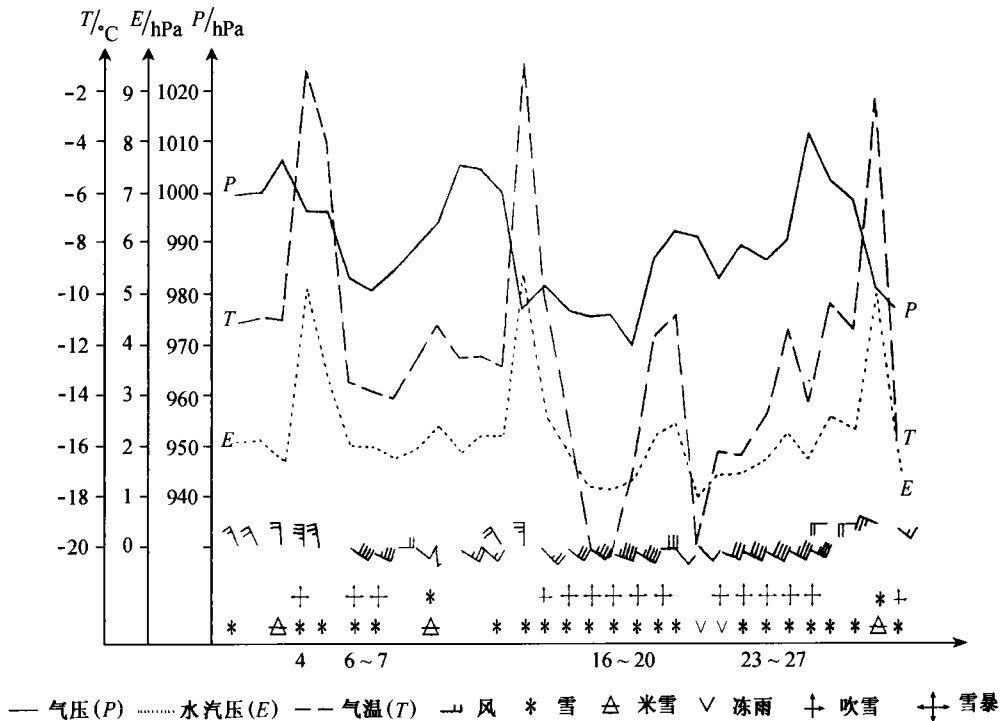


图 1 1995 年 7 月时间要素剖面

由图 1 和表 3 可见, 偏北风雪暴出现在高温高湿阶段, 而东南风雪暴出现在低温低湿阶段, 所以这是两种性质截然不同的雪暴类型.

从笔者在长城站越冬时感官体会是偏北风雪暴, 天气平和, 风力不是很大, 天空中常飘扬

着大片的飞雪,似乎可以区别出是降雪还是吹雪.但东南风下的雪暴就厉害得多,是狂风席卷着飞雪,根本区分不出是吹雪还是降雪,而且寒风刺骨使人感到干冷.

## 5 雪暴发生时的气压形势场

在极地地区雪暴天气是一个大尺度的天气现象,它和气压形势场密切相关.经统计分析,两种雪暴有截然不同的气压形势场特征.偏北风雪暴(1年共出现6次),它们气压形势场的共同特征是呈现“东高西低”的气压场.即在南极半岛东北方有从大西洋副热带地区南伸到威德尔地区的高压脊,而在南极半岛和威德尔海以西是个低压或气旋区.偏北风雪暴就产生在高低压之间气压梯度较大的偏北气流中.而东南风雪暴(1年共出现19次)它们气压场分布的共同特征是呈现“西高东低”或“西南高东北低”的气压场.即在南极半岛西部和南部为高压控制区,在南极半岛东部和北部为低压区,东南风雪暴就发生在高低压之间气压梯度较大的东南气流中,为了更逼真,下面我们用具体个例来说明.

### 5.1 偏北风雪暴的气压场形势(东高西低型)

我们给出1995年7月4日这次偏北风雪暴天气过程的气压形势图来说明,见图2.

由图2,大西洋副热带高压中心南移至 $38^{\circ}\text{S}$ ,其南部脊已南伸到 $65^{\circ}\text{S}$ 南极半岛东部的威德尔海地区.

南美南部的火地岛以西和南极半岛地区均被锋面气旋控制,长城站地区处在东高西低,气压梯度较大的强偏北气流中.暖湿空气顺偏北气流从低纬吹来,因此偏北风雪暴温度高、湿度大.

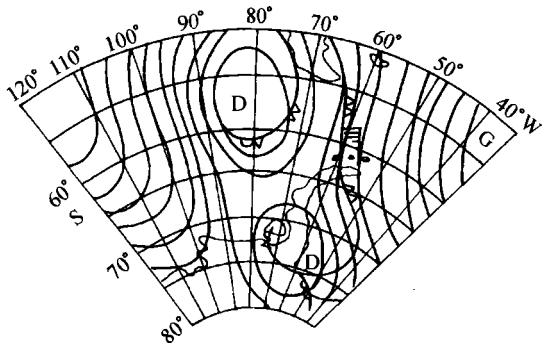


图2 1995年7月4日14时地面图

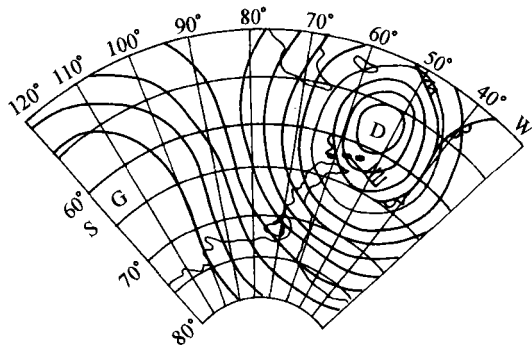


图3 1995年7月19日14时地面图

### 5.2 东南风雪暴的气压场形势

常见有两种类型.

(1) 别林斯高晋海西部高压型(即西高东低型).我们给出1995年7月19日这次东南风雪暴天气气压形势图来说明,见图3.由图3可见,在别林斯高晋海以西到阿蒙森海为高压控制区.此高压的形成是由极地高压在阿蒙森海北伸和东南太平洋副高南伸,在这一地区合并而成.长城站东北方为一宽阔深厚的锋面气旋,长城站地区就处在这个西高东低的气压梯度较大的强东南气流中.

(2) 南极半岛高压型.此型例子如图4,图中高压是由极地高压沿南极半岛北伸和东南太平洋副高南伸形成的,气旋中心在长城站北侧通过向东移动,长城站处在梯度较大的强东南东

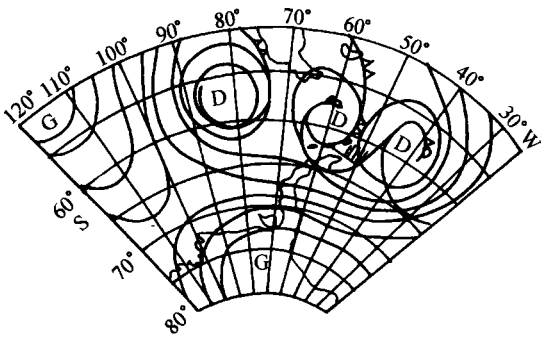


图 4 1995 年 7 月 26 日 14 时地面图

风的流场中. 总之, 这两种东南风雪暴气压形势场的共同特征是: 在南极半岛及其西部有极地高压北伸和东南太平洋副高南伸, 长城站处在气压梯度较大的 SE 或 ESE 的气流场之中. 这种雪暴大风含有南极下降风分量, 因为冬季南极大陆冰架向北延伸, 7 月威德尔海冰界已经扩展到 60°S 以北, 乔治王岛几乎和南极半岛连成一起, 由南极大陆冷高压和高原坡度所产生的下降风可沿南极半岛高压脊东侧的偏南气流达到长城站, 这样就加大了 ESE 风的强度(图 5).

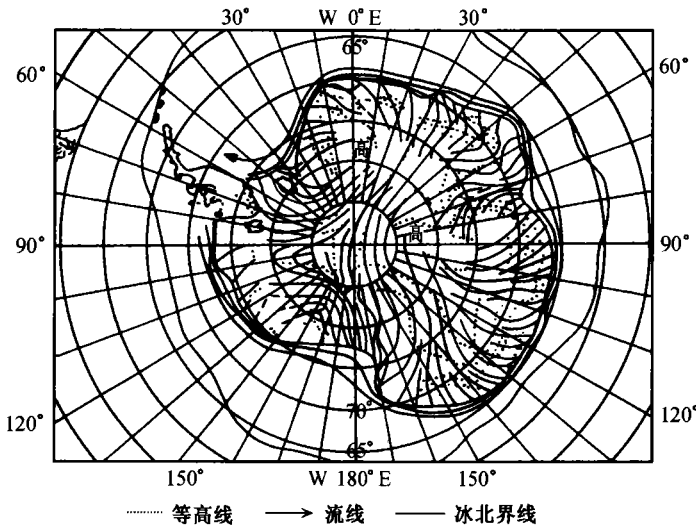


图 5 南极地形、地面流场(Mather 和 Miler, 1967)、7 月平均冰北界(Hjaka T, 1983)

## 6 雪暴天气的高空层结

雪暴是近地面层大风夹带飞雪使能见度减小的一种灾害性天气现象, 可以推测它可能与高空层结有关, 我们经统计分析证实了这一点. 下面给出两种雪暴的高空层结分布特征.

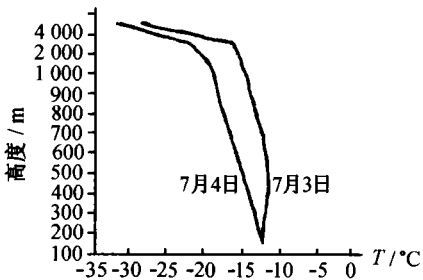


图 6 偏北风雪暴形成前后探空曲

### 6.1 偏北风雪暴的高空层结

以 1995 年 7 月 4 日这次偏北风雪暴为例, 我们给出 1995 年 7 月 3 日 0:00 时和 1995 年 7 月 4 日 0:00 时(世界时)别林斯高晋站(距长城站 2 km)近地面层探空曲线如图 6.

由图 6 可见, 7 月 3 日近地面层温度递减率是正常的, 大约每百米高度降低 0.8 °C, 当 7 月 4 日有雪暴时

近地面层(600 m内)突然出现了逆温,温度随高度上升.当雪暴结束,逆温也消失.

## 6.2 东南东风雪暴的高空层结

1995年7月23~27日是一次明显的东南东风场下的雪暴天气.在雪暴出现前的7月20~22日的探空曲线,气温按每升高100 m下降0.3~0.4℃的规律递减.

在雪暴出现时23日00:00时(世界时)600 m以下出现逆温,24~26日逆温厚度已增加到1 000 m以下,27日缺测,28日雪暴消失,逆温降至200 m以下,29日逆温全部消失(图7).

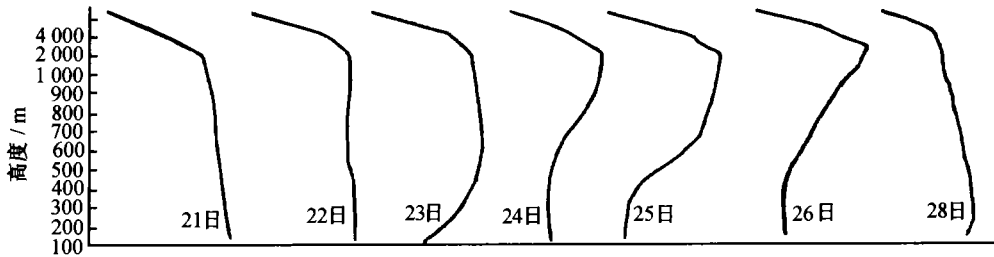


图7 东南风雪暴天气过程探空曲线

由上述分析可知,雪暴天气一般都有低层逆温相配合,这个逆温的出现加大了大气的稳定性,阻挡了空气的垂直交换.它对雪暴天气的形成和维持可能有两个作用:

(1) 抑制低层大气动能的垂直耗散,把低层大气限制在水平方向流动,这好像刚体的管壁效应,有利于低层水平风速的加大.

(2) 逆温层阻挡了被大风擦碎的细小雪花颗粒向上输送使其集中在大气底层致使大气能见度降低,因此逆温层有利于雪暴天气的生成和维持.从这一年统计看,凡有雪暴天气过程,都会出现逆温,所以低层逆温是雪暴天气产生和维持的一个重要因子.

## 7 总结与讨论

以上我们从流场、温湿场、气压形势场和高空层结的方面分析了偏北风雪暴和东南风雪暴生消的天气学特征.现概括总结得出以下几点结论.

(1) 雪暴天气是西南极地区冬半年的主要灾害性天气.

(2) 长城站所在的西南极地区存在着两种雪暴天气类型——偏北风雪暴和东南东风雪暴.

(3) 偏北风雪暴强度弱、持续时间短(一般维持1 d)、出现次数少.东南东风雪暴强度大、持续时间长(一般维持3~4 d)、出现次数较多,是西南极的主要雪暴天气.

(4) 偏北风雪暴多出现在高温、高湿状态下,东南风雪暴多出现在低温低湿的状态下.

(5) 偏北风雪暴气压场分布是东高(威德尔海常有高压控制)西低(德雷克海峡及西部为低压区),东南东风雪暴的气压场分布是西高东低或南高北低(即南极高压向北暴发的时期).

(6) 最有趣的是,不论是偏北风雪暴还是东南风雪暴都有低层逆温相伴随.当低层逆温消失,雪暴也消失.低层逆温阻挡了气流的垂直交换,有利于水平风速的加大和水平能见度的减小.所以低层逆温是极地雪暴形成和维持的重要因子.而两者是否存在精确的因果关系还有待进一步研究证实.由于资料较短,也可能还存在其他种类的雪暴天气未发现.

## 参考文献

- 1 Б.П. 阿里索夫等著, 气象学教程. 北京: 人民教育出版社, 1958. 552~564
- 2 Schwertfeger W. Weather and Climate of the Antarctic. *Developments in Atmospheric Sci*, 1984, 15
- 3 Budd W F, Dingle W R J, Radok U. The BYRD snow drift project; outline and basic results. *Studies in Antarctic Meteorology*, 1966. 71~134
- 4 (日)国立极地研究所著. 南极气象学. 北京: 海洋出版社. 1991
- 5 周秀骥, 陆龙骅. 南极与全球气候环境相互作用和影响的研究. 北京: 气象出版社, 1996
- 6 郑庆林, 王云恒. 南极威德尔海区海冰异常对初夏东亚大气环流和天气影响的数值研究. *海洋学报*, 1999 年, 21(2): 40~48
- 7 薄书箴, 廖启柏, 于惠苓, 等. 德雷克海峡绕极流和锋面的研究. *海洋学报*, 1997, 19(3): 1~9

## Study on snowstorm weather in coastal area of western Antarctic

Huang Yaoyong<sup>1</sup>

1. *National Marine Environment Forecasting Center, Beijing 100081*

**Key words** Coastal area of western Antarctic, study on snowstorm weather, inversion layer