

南极南大洋夏季气旋爆发性发展的观测实例及分析

王景毅 谭燕燕

(国家海洋环境预报研究中心, 北京)

利用1984—1985年中国首次南极南大洋考察的海洋气象观测资料及1986—1987年第三次南极考察的观测资料, 研究发现南极夏季气旋存在一种独特的爆发性加深(1 hPa/h)特征. 伴随这一过程, 将会出现强烈的天气要素突变现象. 在气旋影响的区域内, 其风力可达8级以上, 有时可超过12级, 能与台风的强度相比. 本文较详细地分析了两个典型过程, 并指出, 在极区缺少观测资料, 无法进行某些物理量诊断分析的条件下, 可以利用加密的观测资料(每30分钟观测一次)和卫星云图作为分析预报该过程的依据.

此外, 对比分析了日本南极考察站(Mizuho, 70°42'S, 44°20'E)1980年的观测结果, 进一步证实了上述气旋发展特征, 在东南极也有发生. 这一特征在极区天气预报中具有重要的地位. 此外, 计算该站30m高处夏季逐时气温功率谱密度分布. 结果表明, 极区气温除了日变化外, 还存在3—4小时及3—5天的准周期振荡. 后者反映了极区气旋准周期性的活动特征.

一、南极的气旋及其特征

目前, 世界上一些国家已在南极建立了数十个极地考察站进行定时观测. 但是, 这一地区观测资料稀少是人所共知的. 为此, 我们必须充分发挥卫星云图的作用, 来分析研究极区天气.

计算出的纬圈月平均地转风速图表明(图略), 40°—55°S是西风最强的地带, 由此向南风速明显减小, 在65°—70°S以南, 甚至可以转为东风.

值得注意的是, 虽然60°S以南地区月平均风速不大, 但资料表明, 出现12级以上大风的事实并不罕见. 这主要是强烈极地气旋爆发性发展产生的强风过程所致. 如1985年1月26日, “向阳红10”号在别林斯高晋海航行时, 观测到一次气旋爆发性发展过程. 在64°S, 70°W附近, 最大风速达 35 m s^{-1} , 浪高10m以上. 1987年1月14—15日, “极地”号科学考察船也观测到了类似的强风过程. 在62°S, 59°W附近, 平均风速达 20 m s^{-1} , 并持续数小时之久.

根据1984—1986年南极气旋活动个例统计^[1], 平均而言, 气旋中心大都集中在60°

65°S之间活动,且没有明显的季节变化,而南极反气旋通常移动缓慢,近于半永久性系统,因此,极区环流的复杂变化往往直接与极区气旋的强弱和位置有关.南极、南大洋气旋活动特征是:1.移速变化大,从几节至40节的移速都可出现,具有跳跃式的移动特征;2.强度变化幅度大,有的气旋中心最低气压只有1 010hPa,也有的可低于959hPa,能与台风中心气压相比;3.气旋具有爆发性发展特征.

气旋的爆发性发展现象(通常定义为气旋在12—24小时以上的时段内,以每小时1hPa以上的速度加深,并伴随气象要素的突变现象),近年来愈来愈受到广泛重视.实践证明,使用常规天气预报方法,根据一日4次定时观测资料是难以预报出这种强风过程的.

据统计,地球上气旋爆发性发展个例大都出现在大西洋和太平洋西部中高纬洋面.我们在南极、南大洋海洋气象考察中则发现,南大洋上活动的气旋同样可出现爆发性发展现象.

通常,气旋发展取决于两个主要方面,即:1.温度平流和涡度平流的强弱;2.凝结潜热释放状况.当然,对于不同气旋发展个例来说,这两者作用所占的比重可能是不同的.南大洋上气旋的发展与一般中纬度气旋发展机制存在一定差别.在气象学中,一般假设大气厚度 $z \ll a$ (地球平均半径)^[5].因此,在运动方程中带有 $\frac{1}{a}$ 因子的项(曲率项)在中

纬度可以略去,但极区附近则需要考虑曲率项 $\text{tg}\phi/a$ 的作用.这是造成极地气旋特殊性质的原因之一.此外,极区特殊的寒冷的下垫面使其与一般温带气旋不同.例如,我们发现在南大洋上活动的气旋,一般都没有强烈的连续性降水区.这除了由于该区空气较干燥外,对流活动弱也是一个重要因素.例如,我们在60°S以南海域航行44天中,雷达只观测测到2次较强的对流的云发展过程.

极区寒冷的下垫面,使低层大气易于产生逆温,从而限制了对流发展和强降水的形成.显然凝结潜热释放对极区气旋加深的贡献不会是主要的,而温度、涡度平流的作用则应当受到重视,涡度的局地变化是极区气旋加深与否的关键.

为进一步讨论这一问题,给出下面两个实例.

例一,1985年1月25—26日一次气旋爆发性发展过程.分析表明,这是一次从低层开始发展的气旋加深过程.25日12时(世界时,下同),在别林斯高晋海上有一低压迅速东移,此时南极半岛附近有一低压中心稳定少变,25日18时两低压合并,低层涡度大大加强,同时高层辐散加强导致低层气压迅速下降.26日上午的卫星云图上,可以看到合并后的气旋对应着一个结构密实呈白色的反逗点状云系,螺旋结构清晰,云系的上风方向光滑,其后部有明显的卷云线散出,标示着辐散气流的加强.天气阴、间歇性小雨雪、有雾,这说明此时对流活动不强.26日00时至18时,气压值从990hPa,以每小时约1hPa的速度下降到972hPa(观测位置为64°S,70°W附近洋面),平均风速由11ms⁻¹加大到27ms⁻¹,阵风达34ms⁻¹.27日06时,气旋向东移去,船上观测到的风速为10.4ms⁻¹.

例二,1987年12月14日18时至15日18时,是一次由于高空槽移近地面低压上空而导致的低压爆发性发展过程.

图1为62°S,59°W附近,1987年2月14—17日观测到的风速、气压、相对湿度、气温、总云量时间变化曲线.可以看到,14日18时气压从1 001hPa开始,以每小时1hPa的

速度下降到15日18时的981 hPa (中心气压970 hPa), 风速从 3 m s^{-1} 加大到 22 m s^{-1} 。结合天气图分析, 可以看到这是一次气旋爆发性发展引起的典型的强风过程。

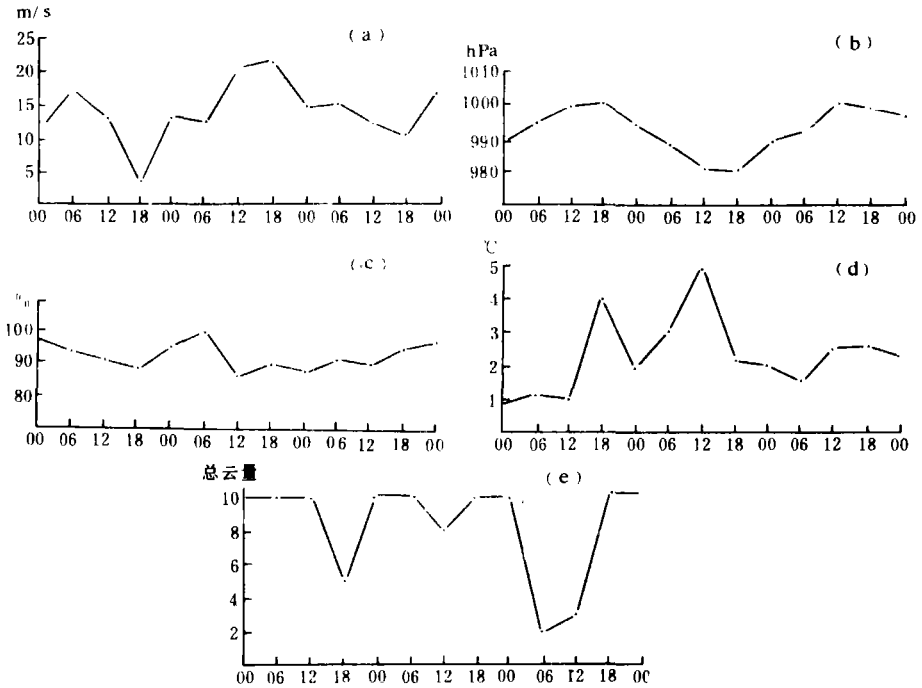


图 1 风速 (a)、气压 (b)、相对湿度 (c)、气温 (d)、总云量 (e) 时间变化曲线 (1987年 2 月 13—17 日)

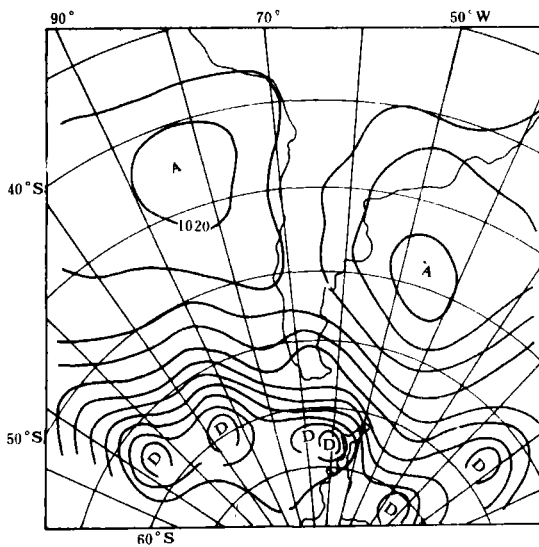


图 2 1987年 2 月 15 日 12 时地面天气图

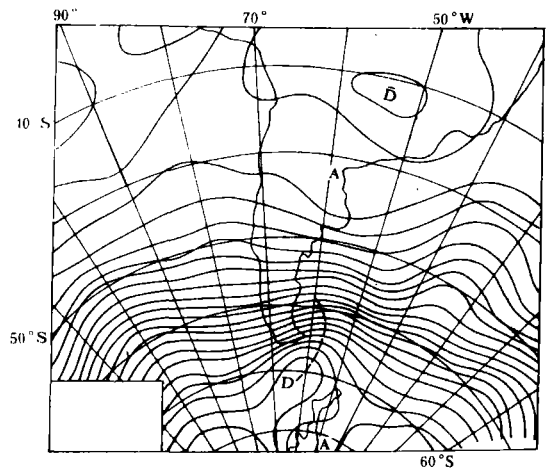


图 3 1987年 2 月 13 日 12 时 500 hPa 图

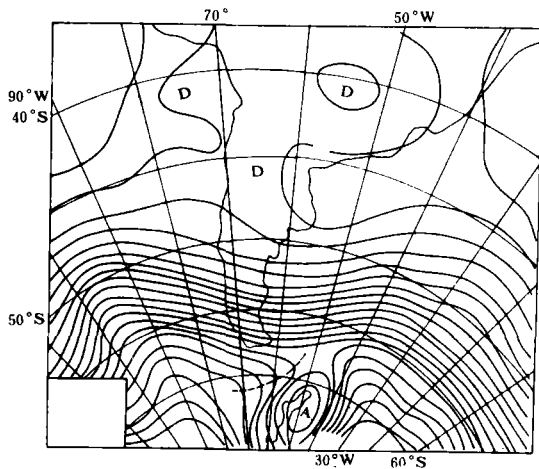


图 4 1987年2月14日12时500hPa图

地面低压相对应的云系呈钩状，云中螺旋结构不甚明显，色调为均匀的灰白色，此外，可看到高层卷云辐散开始加强。随着上述高空槽的移近，原来较均匀的灰白色云系上呈现出清晰的螺旋状纹理，其后部，高层卷云辐散线进一步加强。这时可以看到整个螺旋状云带环绕低压中心一周半，这正是成熟气旋的云系特征。从14日21时到15日10时，虽然仅差13小时，但云系结构、形状都发生了很大变化，足见极地气旋发展速度之快。

由上述两例，我们可把南大洋上气旋的爆发性发展过程概括为两种机制：一种启动机制是在高层，往往由于高空槽移近地面低压上空或是低涡与高空槽相遇，导致高层辐散加强，气旋发展；另一种启动机制是从低层开始，往往是低层两低压合并，低层涡度迅速加强导致气旋加深。此外，大洋上水汽的供给对气旋的发展也有促进作用，但这种作用不会是主要的。

实践表明，制作极区强风预报时，关键在于把握气旋的突然加深过程，运用一般温带气旋的预报技巧，结合本站每小时（或每30分钟）的气压、风、温等要素观测记录变化实况将能制作出可供业务使用的预报产品。

经验告诉我们，在极区航行时，当在卫星云图及传真天气图上发现了有利气旋发展的特征时，同时观测到测站气压以1hPa/h以上的速度下降，则预示着强风过程的来临。近几年HLS¹⁾假彩色合成卫星图像，在环境监测等各个方面都发挥了良好作用^[6,7]，如果使用在极区接收，制作的这种图片则能及时得到更多对极地气旋爆发性发展有指示意义的信息。

二、Mizuho夏季气温、风时间变化特征

日本的Mizuho南极考察站（70°42' S，44°20' E；海拔2230 m）利用30 m高铁塔进

图2—图4显示了该气旋爆发性发展的全过程。13日12时500hPa图上(图3)，德雷克海峡上空有一辐散（疏散）槽发展，同时南极半岛东侧，有一高压正在逐渐加强。14日12时(图1)，上述低槽已转成东北—西南向并进一步靠近南极半岛，此时原存高压A已发展成一独立的高压系统，该两系统的交界带恰处于半岛上空，致使此区高空辐散大大加强。地面图上一个完整的低压系统，14—15日一直稳定在半岛西侧洋面。当上述高空槽移近后，该低压迅速加深。15日12时(图2)已加深到970hPa以下，其发展最快的时段在14日18时至15日18时之间（每小时气压下降1hPa）。

从卫星云图上(图略)看到，14日与

1) HLS: Hue Luminance Saturation.

行了30m以下各层风、温度等气象要素逐时观测。我们分析了该站1980年夏季的资料（南半球夏季）。

图5为1980年1月14—16日30m以下每小时风速时空变化图，其中有两次风速突变过程。第1次为14日10—13时，第2次为15日23时至16日2时，每次历时3个小时左右，风速迅速加大到 20 m s^{-1} 以上。此其间风向基本无变化，说明是在同一系统的影响下形成的大风过程。查阅同期南半球地面天气图，1月14日20时在 $65^{\circ}\text{S}, 40^{\circ}\text{E}$ 附近一直维持一个强气旋，中心 985 hPa ，这次强风过程是气旋加深所致。由图6可以发现，南极气旋的加深是以波状突变形式出现的，而且这种现象在东南极区及西南极区都有发生^[2]。风速变化的另一个特征是，当风速较小时，高（30m）、低（1m）层风速相差不大（高层为6、 10 m s^{-1} 时，低层分别为4、 7 m s^{-1} ），而当有强风过程影响时，高低层风速可相差 10 m s^{-1} 以上。另外，在风速加大或减少过程中，高低层风速基本是同步变化的^[3, 4]。普查1980年1—2月资料，证明上述现象具有普遍意义。分析该站夏季气温变化特征发现其变化幅度一般为 -10°C

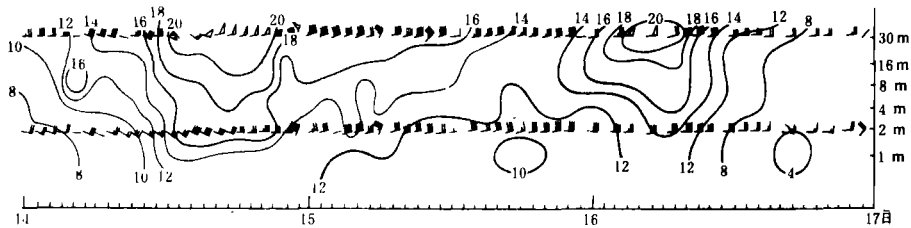


图5 Mizuho站风速时空变化曲线
(1980年1月，实线为等风速线， m s^{-1})

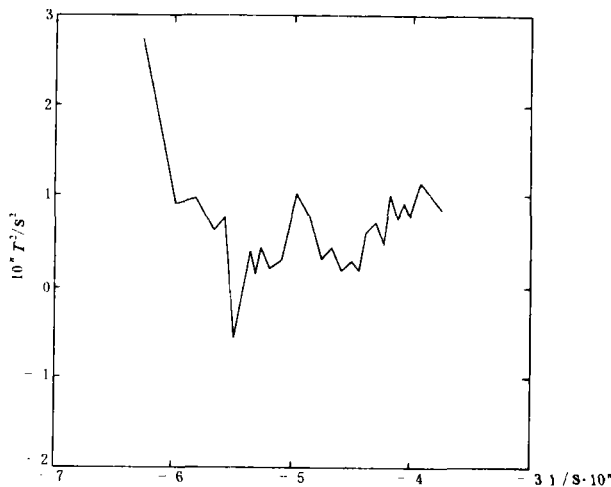


图6 Mizuho站30m上空气温功率谱分析
(1980年1月1日—2月3日)

至 -30°C 左右,虽然这里夏季日照时间长,夜晚只有3—4小时,但其温度变化仍呈现了日变化特征.图6为该站1980年1月份30m高处逐时气温变化的功率谱分析图,可以看到有三种变化周期是最主要的,对应着功率密度的峰值.即一天、3—4小时、3—5天的周期.日周期反映了气温的日变化特征,3—4小时周期反映了气温的突变现象,可与前述风速的突变现象相对应.3—5天的周期表示每3—5天即有一次较强的气旋影响,这与天气分析事实一致.

比较1, 2, 8, 16, 30m上空气温分布可见,在没有较强冷空气影响的条件下,通常保持下层冷、上层暖的趋势,一般1m与30m处的气温相差 $0.1-3^{\circ}\text{C}$,最大能达到 $5-6^{\circ}\text{C}$.

例如,1980年3月1日21时1m处气温为 -27.1°C ,而30m处为 -20.8°C ,两者相差 6.3°C .低层经常维持逆温,是极区独有的层结结构特征.

三、几点结果

1. 极地气旋存在爆发性发展特征,当其发展时,温度、风速等要素均有突变现象,所产生的大风风速可以超过12级.

2. 极地气旋的爆发性发展过程中其动力原因是主要的(即温度平流及涡度平流的作用).

3. 从Mizuho站的风、气温观测资料,也可以看到东南极区同样存在气旋爆发性发展引起风速突变现象,可见上述特征在极区是有普遍意义的(极地冷高压影响下产生的南极下降风也可出现风速突然加强现象).

4. Mizuho站气温功率谱显示出极区气温同样以日变化为主要周期,此外3—4小时及3—5天的周期也存在.前者代表极区气温突变现象,后者反映了极区气旋准周期性活动特征.

参 考 文 献

- [1] Kevine, 南半球风暴路径和涡旋活动的年际变化, 南极南大洋天气气候研究译文集, 海洋出版社, 1987, 1—9.
- [2] Robert, 南极麦克默多附近自动气象站的气压、气温和风资料的分析, 南极南大洋天气气候研究译文集, 海洋出版社, 1987, 91—95.
- [3] Makoto, W., Daily variation of temperature and wind speed in the surface boundary layer at Mizuho Station East Antarctica, *Proceedings of The Third Symposium on Polar Meteorology and Glaciology*, National Institute of Polar Research, 1981, Tokyo.
- [4] Mechoso, C. R., The atmospheric circulation around Antarctica linear stability and finite amplitude interactions with migrating cyclones, *J. Atmos. Sci.* **37** (1980), 2209—2233.
- [5] 杨大升等, 动力气象学, 气象出版社, 1983, 82—95.
- [6] 赵 锐, HLS假彩色合成, 遥感信息, 1987, 3: 5—6.
- [7] 龚家龙等, NOAA卫星冰图像的分析, 遥感信息, 1988, 2: 18—20.