

程刚, 高志球, 郑友飞, 等. 2013. 北极低空急流和低层逆温特征观测分析 [J]. 气候与环境研究, 18 (1): 23–31, doi: 10.3878/j.issn.1006-9585.2012.11001.
Cheng Gang, Gao Zhiqiu, Zheng Youfei, et al. 2013. A study on low-level jets and temperature inversion over the Arctic Ocean by using SHEBA data [J]. Climatic and Environmental Research (in Chinese), 18 (1): 23–31.

北极低空急流和低层逆温特征观测分析

程刚^{1,2} 高志球² 郑友飞¹ 代成颖² 周明煜^{2,3}

1 南京信息工程大学环境科学与工程学院, 南京 210044

2 中国科学院大气物理研究所大气边界层物理和大气化学国家重点实验室, 北京 100029

3 中国极地研究中心, 上海 200136

摘 要 利用北冰洋冰表面热量平衡计划 1997 年 10 月中旬至 1998 年 10 月上旬的探空气球探测结果, 分析了北极地区近地层逆温和低空急流特征。结果表明, 96% 的观测时次 (11:15 和 23:15, 协调世界时) 出现近地层逆温, 其中 22% 的逆温为贴地逆温, 70% 的逆温厚度在 250~850 m 之间, 冬半年贴地逆温发生频率、逆温层厚度和逆温层内的温度变化都明显要大于夏半年。全年间低空急流出现频率为 41%, 平均高度为 520 m, 最大频率出现在 150 m 附近, 70% 的急流出现在 600 m 高度以下。急流平均风速为 $10.6 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$, 风速在 $4\sim 13 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 范围内的急流约占总数的 75%, 东和东南方向为全年急流的主导风向。根据对急流核和地面风速之间转换角分布的分析, 惯性震荡可能是北极低空急流的主要成因。

关键词 逆温 低空急流 北极

文章编号 1006-9585 (2013) 01-0023-09

中图分类号 P421.1

文献标识码 A

doi:10.3878/j.issn.1006-9585.2012.11001

A Study on Low-level Jets and Temperature Inversion over the Arctic Ocean by Using SHEBA Data

CHENG Gang^{1,2}, GAO Zhiqiu², ZHENG Youfei¹, DAI Chengying², and ZHOU Mingyu^{2,3}

1 Department of Environment Science and Technology, Nanjing University of Information Science and Technology, Nanjing 210044

2 State Key Laboratory of Atmospheric Boundary Layer Physics and Atmospheric Chemistry, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029

3 Polar Research Institute of China, Shanghai 200136

Abstract Utilizing GPS sounding data collected during the Surface Heat Budget of the Arctic Ocean campaign over the period of one year (SHEBA, October 1997–October 1998), the authors characterized the boundary layer inversion and low-level jet over the Arctic Ocean. The results showed that 96% of the soundings (1115 UTC and 2315 UTC) had near-surface inversion layers, where 22% were surface-based and 70% were between 250 m and 850 m. During the winter months, the frequency of the surface-based inversion, the inversion depth, and the temperature change in the inversion layer were stronger than that during the summer months. During the year, the low-level jets occurred with a frequency of 41% and their average height was 520 m. The jets appeared mostly around 150 m, and 70% were below 600 m. The mean speed of the jets was $10.6 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ and the predominant wind direction was east and northeast; 75% of the wind speeds recorded ranged between $4 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ and $13 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$. The analysis of the turning angle distribution between the jet core and the ground wind indicated that inertial oscillation was the main cause of the low-level jet in the Arctic region.

收稿日期 2011-01-06收到, 2012-05-10收到修定稿

资助项目 国家重点基础研究发展计划项目2011CB403501, 国家自然科学基金项目40930848、40975009、40906023

作者简介 程刚, 男, 1982 年出生, 硕士, 主要从事北极大气边界层特征以及大气环境研究。E-mail: minepear@163.com

Keywords Inversions, Low-level jet, Arctic

1 引言

作为全球变化最敏感的地区之一的北极包含了大气、海洋、陆地、冰雪和生物等多圈层相互作用的全部过程,在全球气候的形成和变化中有重要作用(陈立奇等, 2003)。北极地区也是重要的物质和能量交换区,研究该地区大气边界层特征有助于进一步理解该区域海、冰、气之间的物质和能量交换,对正确理解北极地区在全球气候和环境变化中的作用,有着重要的意义(Adams et al., 2000)。

极地地区逆温与辐射冷却,暖空气对流和沉降,以及冰面的辐射和融化有关(Serreze et al., 1992),它的存在有效抑制了大气垂直方向上的运动(Maturilli et al., 2009)。逆温层底部高度确定方法的正确与否会对地转风拖曳系数的估计造成影响(Overland, 1985; Overland and Davidson, 1992),从而影响数值模式对海冰移动的模拟结果(Hibler, 1985);逆温层顶高度与污染气体和气溶胶的输送高度相关(Bridgman et al., 1989)。研究表明,北极逆温层亦涉及到一个“气象调节”的过程,逆温层内因日出时的光化学效应而耗尽臭氧的气团会被逆温层之上富含臭氧的气团取代(Barrie et al., 1988; Oltmans et al., 1989)。可见,作为北极地区稳定边界层重要特征之一,逆温受到国内外学者的关注(Serreze et al., 1992; Andreas et al., 2000; 周立波等, 2003)。

稳定边界层另一重要特征低空急流,对天气和区域气候有重要的影响,并且与空气污染扩散紧密联系,它在水汽输送(Higgins et al., 1997)和污染物输送(Banta et al., 1998)中扮演着重要角色;Monaghan et al. (2010)的全球统计资料显示,夜间低空急流与极端降水情况有显著的联系。Rife et al. (2010)分析了低空急流的全球分布以及特征情况,并仔细研究了4个迥然不同位置的低空急流产生机制;Andreas et al. (2000)分析了1992年南极西威德尔海区域秋冬季低空急流的特征,并指出此区域低空急流的成因。

关于北极地区大气边界层逆温和低空急流的研究一直受到国内外学者的关注,曲绍厚等(2002)和卡林根等(2006)研究了北极大气边界层逆温和低空急流,取得一些有意义的认识。然而由于长时

间序列观测资料的匮乏,我国对于北极地区逆温和低空急流的研究工作相对较少,目前尚未见到较为系统的北极地区逆温以及低空急流观测资料的统计分析。本文利用1997年10月至1998年10月间北冰洋冰表面热量平衡计划(Surface Heat Budget of the Arctic Ocean Experiment, SHEBA)的大气边界层探测资料对北极地区逆温厚度、逆温层内温差以及低空急流速度、高度、风向特征及其时空变化进行了分析和讨论。

2 数据

SHEBA 冰站位于被冻结在北冰洋的浮冰上的加拿大破冰船 Des Groseilliers 周围,自 1997 年 10 月中旬至 1998 年 10 月上旬,从北冰洋(75.43°N, 144.01°W)漂移到(80.28°N, 165.49°W)(图 1)。冰站在北半球夏季每天采集 4 次数据,时间为 05:15、11:15、17:15、23:15(协调世界时,下同)左右;除北半球夏季外每天固定在 11:15、23:15 左右各采集一次数据,偶尔会在 05:15 或者 17:15 左右多采集一次。数据每秒采集一次,探空气球上升速度不均匀,平均为 $4\sim 5\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 。数据采集项包括气压、温度、相对湿度、风向以及风速。我们使用一年间每天 11:15、23:15 的数据对逆温以及低空急流进行了观测分析。

3 分析结果

3.1 低层逆温

使用 Kahl (1990) 的方法来确定逆温层。如果温

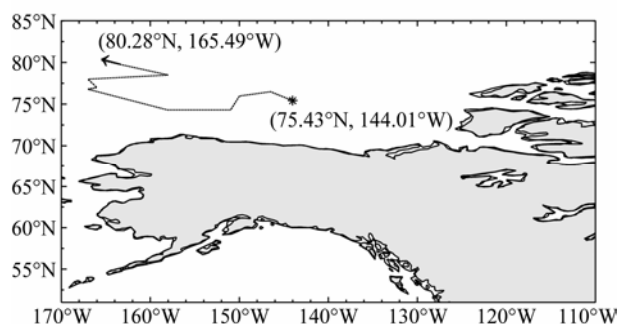


图1 1997年10月17日至1998年10月12日冰站运动路径(折线,阴影是大陆)

Fig. 1 Ice camp trajectory from 17 Oct 1997 to 12 Oct 1998 (curve, shadings denote continent)

度自某一高度开始呈上升趋势, 那么把这一高度定为逆温层底的高度 z_b , 这一高度相对应的温度为逆温层底的温度 T_b 。若此温度廓线上升到某一高度 z_t 后开始下降, 那么把这一高度定为逆温层顶的高度, 与之相对应的温度 T_t 为逆温层顶的温度 (见图2)。在确定过程中, 因为数据平滑的原因, 忽略了一些不明显的逆温过程, 并把它们包括到一个更大的逆温过程中去 (Kahl, 1990)。如出现多层逆温, 只考虑底层逆温。

观测区域一年中约有96%的数据出现低空逆温, 其中22.2%的逆温为贴地逆温, 49%的逆温底高度小于100 m。1997~1998年间的冬半年, 贴地逆温为39.1%, 底部高度低于100 m的为68.3%(图3a)。过去的研究有过类似报道: Kahl (1990) 于冬季阿拉斯加北冰洋沿岸的研究表明, 超过95%的探空资料出现逆温; Andreas et al. (2000) 在南极西威德尔海秋、冬季的分析亦显示, 超过96%的探空资料发现逆温, 44%的逆温为贴地逆温, 60%逆温的底部低于100 m。与冬半年相比, 夏半年的逆温底的高度明显要大于冬半年, 贴地逆温出现频率不到冬半年的1/6, 底部高度低于100 m的仅为冬半年的1/2 (图3b), 主要集中在200 m左右, 大于1000 m的情况极

少发生。Tjernström et al. (2004) 于夏季北冰洋实验分析结果也表明, 逆温底的高度经常出现在200 m左右的高度, 贴地逆温很少发生。由于北极海域全

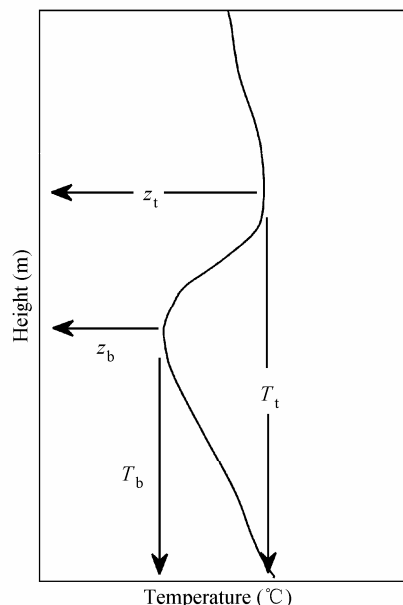


图2 低空逆温的参数特征 (z_b 为逆温层底的高度, T_b 为逆温层底的温度, z_t 为逆温层顶的高度, T_t 为逆温层顶的温度)

Fig. 2 Parameters of a low-level temperature inversion (z_b and T_b is the height and the temperature of the base of the inversion, respectively; z_t and T_t is the height and the temperature at the top of the inversion)

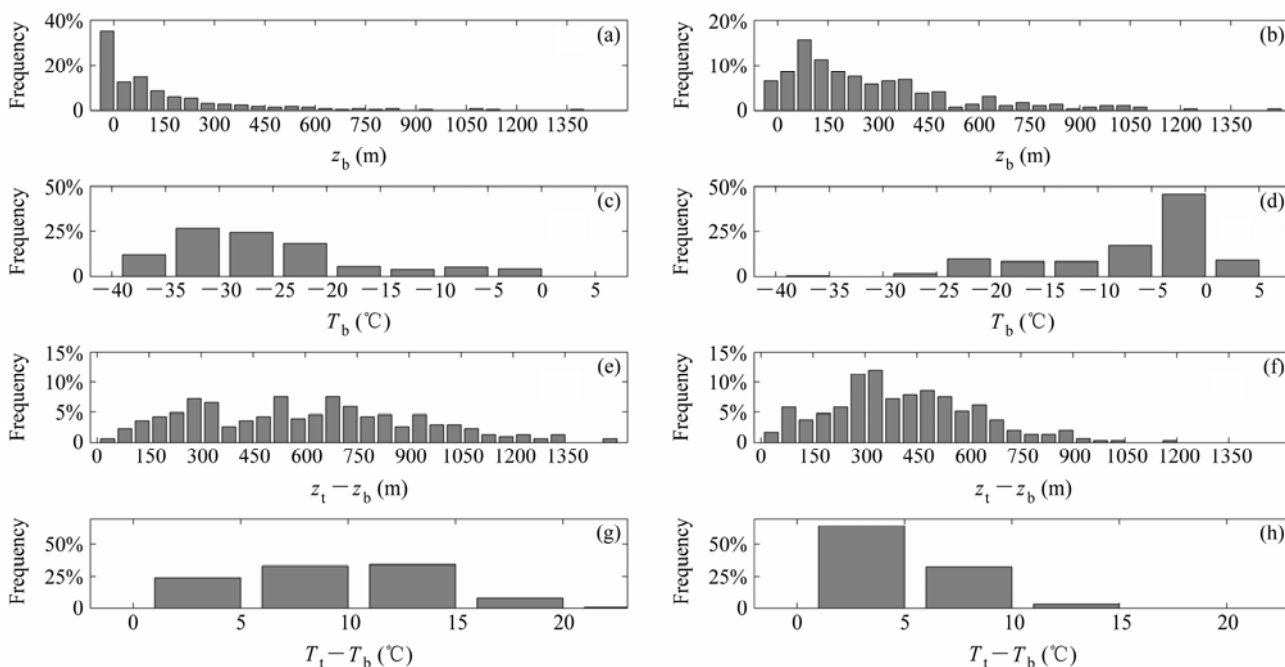


图3 1997年10月至1998年3月(左列, 为冬半年)和1998年4月至1998年9月(右列, 夏半年) SHEBA资料的北极逆温统计: (a、b) 逆温层底高度; (c、d) 逆温层底温度; (e、f) 逆温层厚度; (g、h) 逆温层温差

Fig. 3 Statistical histograms of inversion based on the data observed by Surface Heat Budget of the Arctic Ocean Experiment (SHEBA) soundings in Arctic from Oct 1997 to Mar 1998 (left panel, winter) and from Apr 1998 to Sep 1998 (right panel, summer): (a, b) Height of inversion base; (c, d) temperature of inversion base; (e, f) depth of inversion; (g, h) temperature change through inversion

年大部分时间被海冰覆盖,近地层气温较低,全年95%的逆温底层的温度在 0°C 以下,冬半年95%逆温层底温度集中在 $-40\sim 15^{\circ}\text{C}$ 之间(图3c),夏半年绝大多数集中在 $-25\sim 0^{\circ}\text{C}$ 之间(图3d)。因为只统计了1500 m内逆温的资料,因此,图3e-3h并不包括那些极少的逆温顶部高于1500 m的逆温现象。

观测海域逆温层厚度整体较大,全年内250~850 m之间厚度的逆温为70%。逆温厚度月中值自1997年10月起,逆温厚度逐渐增加,2月达到最大值后又逐渐减小,至7月稍有增大后减小到9月的最低值(图4a)。夏半年逆温厚度的月中值变化范围为276~528 m,约90%的逆温厚度集中在50~700 m范围内;冬半年逆温厚度要大于夏半年,中值变化范围为362~779 m,100~1100 m厚度范围内的逆温占近90%。Kahl (1990) 在阿拉斯加北极沿岸的研究数据显示,逆温厚度的月中值变化范围为250~850 m; Serreze et al. (1992) 在北冰洋海冰以及沿岸站点的研究结果表明,逆温厚度的月中值变化范围为400~1200 m; Anderas et al. (2000) 对秋、冬季南极西威德尔海域的数据分析结果显示,绝大多数的逆温厚度在550 m内。我们所观测区域的逆温厚度(图3e)接近于Kahl (1990) 的分析结果,小于Serreze et al. (1992),但大于Anderas et al. (2000) 的结果。

从图4b可以看出,全年逆温层上下温差除个别值接近 25°C 外,绝大部分在 $0\sim 15^{\circ}\text{C}$ 之内,各月月中值变化为 $2.1\sim 11.35^{\circ}\text{C}$,最大值出现在1月,最小值出现在8月,其变化趋势与逆温类似。冬半年逆温层的温差主要集中在 $5\sim 15^{\circ}\text{C}$ (图3g),月中值变化范围为 $8.3\sim 11.35^{\circ}\text{C}$,个别最大值可达

24°C ;夏半年约60%的逆温层温差小于 5°C (图3h),夏半年逆温层温差月中值变化范围为 $2.1\sim 7.0^{\circ}\text{C}$,远小于冬半年。Serreze et al. (1992) 对于俄罗斯海岸以及附近岛屿的资料分析显示,逆温层内温度中值的变化范围为 $2.8\sim 12.6^{\circ}\text{C}$; Kahl (1990) 也指出,阿拉斯加北极沿岸逆温层内温度的中值变化范围为 $2\sim 11^{\circ}\text{C}$,这与我们得到的结果非常接近。Anderas et al. (2000) 于秋、冬季南极西威德尔海域的数据表明,逆温层温差最大可达 20°C ,大多数集中在 $5\sim 10^{\circ}\text{C}$ 。相对而言,我们对于逆温层温差的分析值更大些。

总而言之,以上分析表明,北极地区的逆温现象比较普遍,尤其是冬半年紧密的冰面上。与同季节北冰洋沿岸以及海冰上的站点相比,冬半年逆温的厚度和逆温层内的温差要大于同季节南极威德尔海域。

3.2 低空急流

3.2.1 低空急流分布特征

低空急流的定义有很多,比较常见的有Bonner (1968) 和Stull (1988) 的定义。Bonner (1968) 在讨论北美低空急流时,对低空急流的观测标准有3个方面:最大风速出现在距地1500 m内;最大风速层上的风速必须大于 $12\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$;最大风速层与其上方的最小风速层之间要有 $6\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 的风速差,或是距地3 km处风速比最大风速层上的风速小 $6\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 。Stull (1988) 认为,1500 m以内底层大气出现相对风速大于其上风速 $2\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 的最大值,就可以定义为低空急流。丁一汇(1991)在研究中国地区低空急流时一般将其定义为,600 hPa以下的大气低层某一层等压面上(指700 hPa、850 hPa、925 hPa)

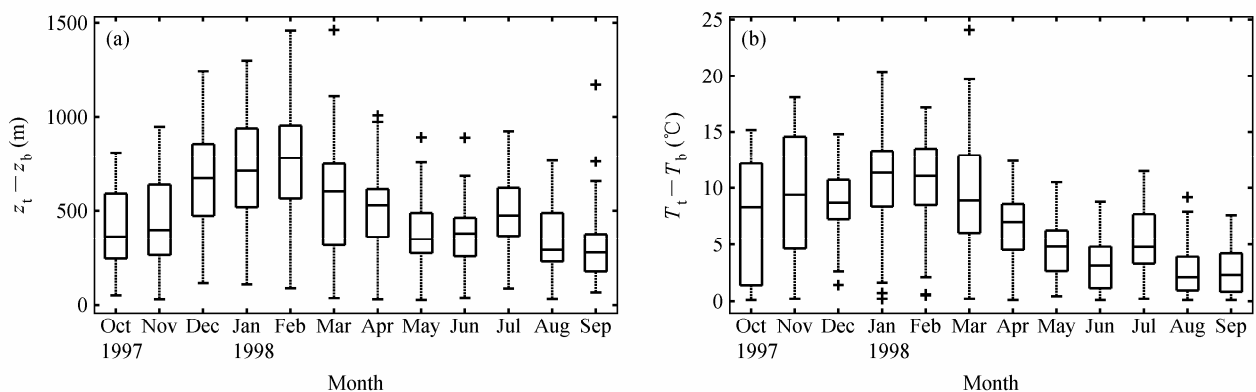


图4 1997年10月至1998年9月基于SHEBA资料的北极逆温层(a)厚度($z_t - z_b$)和(b)温度变化($T_t - T_b$)

Fig. 4 (a) Depth of the inversion ($z_t - z_b$) and (b) temperature change through the inversion ($T_t - T_b$) based on the data observed by SHEBA soundings in Arctic from Oct 1997 to Sep 1998

在某一区域内存在的风速达到某一标准的强风带, 最常用的风速标准为 $12 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 。我们选择采用与 Stull (1988) 类似的 Andreas et al. (2000) 的定义。

图 5 利用 Andreas et al. (2000) 的方法定义了低空急流的判定特征。即如果风速廓线的最大值超过其上方和下方风速的最小值 $2 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, 认为发生一次低空急流。此时定义该最大值所在高度为急流出现高度 z_j , 最大风速为急流速度 U_j , 对应风向为急流风向。

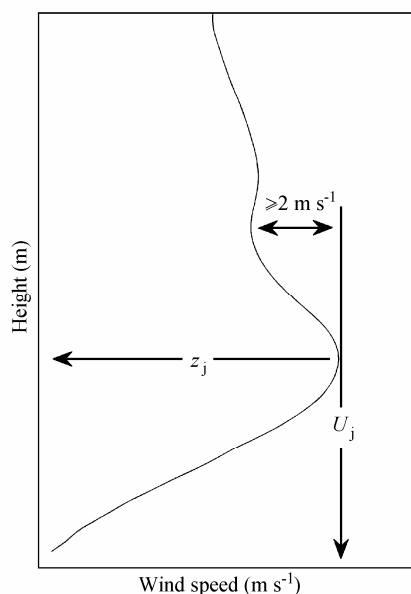


图 5 低空急流参数特征 (U_j 为低空急流最大风速, z_j 为低空急流的最大风速所在高度)

Fig. 5 Parameters of a low-level atmospheric jet (U_j is the wind speed in the core and z_j is the height of the jet core)

根据 Andreas et al. (2000) 的低空急流定义, 利用 1997 年 10 月至 1998 年 9 月 SHEBA 北极的观测资料, 对满足低空急流定义的样本分别从低空急流的高度、速度、风向频率进行统计分析。全年间约有 41% 的数据出现低空急流, 其中冬半年发生的频率为 48%; 夏半年发生的频率明显低于冬半年, 为 34%。9 月出现频率最低, 只有 14% 左右; 低空急流最活跃的时间为 3 月, 出现频率超过 60%。按照 Andreas et al. (2000) 的定义, Tjernström et al. (2004) 分析了夏季北冰洋 (89°N , 0°) 区域的实验结果, 得到该海域夏季出现低空急流概率只有 25% 左右, 低于我们的分析结果。

北极地区低空急流高度分布范围较广, 在全年 1500 m 以内的各个高度段上都发现了急流的存在, 约 70% 的急流出现于 600 m 的高度内。与夏半年相比, 冬半年的低空急流高度比较集中, 约 72% 的急流处于 50~500 m 之间, 最大频率出现于 100~150 m 内 (图 6a); 夏半年 70% 的急流低于 600 m, 最大频率亦出现在 100~150 m 的高度范围内 (见图 6b)。全年约有 15% 的急流出现在 1000~1500 m 之间, 对于 1000 m 以上的急流出现频率, 两个半年间几乎是相同的。Andreas et al. (2000) 的研究表明, 南极西威德尔海域秋、冬季急流出现高度在 425 m 内; Brümmer et al. (2005) 对波罗的海冰下垫面条件下 800 m 内的低空急流进行了研究, 指出急流的平均高度为 245 m; 李矩和舒文军 (2008) 对北京夏季夜间 800 m 以内的低空急流进行了观测以及特征

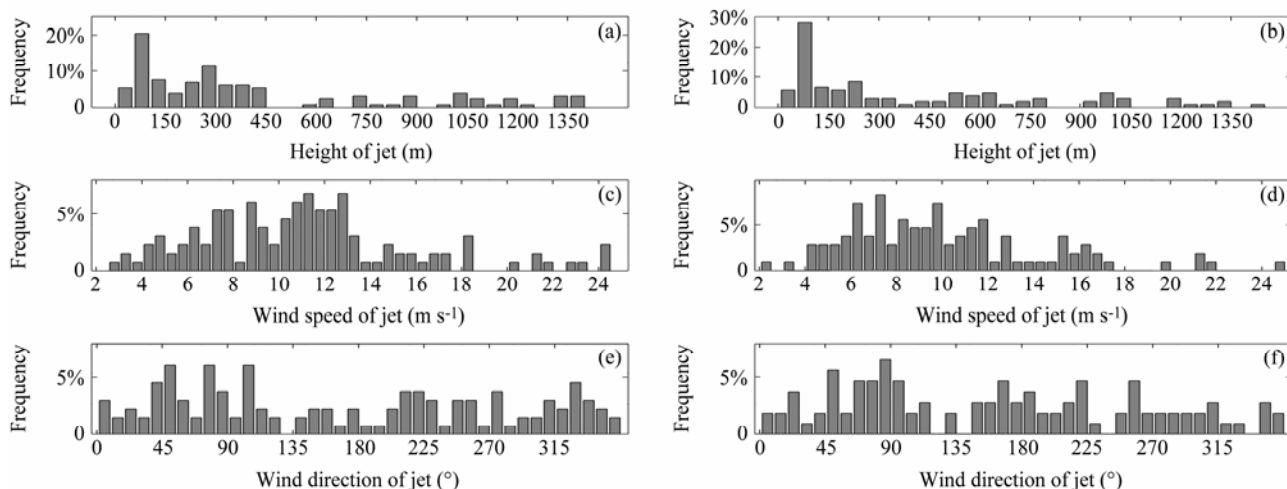


图 6 1997 年 10 月至 1998 年 3 月 (左列, 为冬半年) 和 1998 年 4 月至 1998 年 9 月 (右列, 夏半年) 北极低空急流特征概率分布: (a、b) 急流高度; (c、d) 急流风速; (e、f) 急流风向

Fig. 6 Histograms of low-level jet statistics as observed in Arctic from Oct 1997 to Mar 1998 (left column, winter) and from Apr 1998 to Sep 1998 (right column, summer): (a, b) Height of jet; (c, d) wind speed of jet; (e, f) wind direction of jet

分析。

值得注意的是,由于探测仪器的限制,Andreas et al. (2000) 以及李炬和舒文军 (2008) 对于低空急流的研究,限定在0~1000 m的高度以及2~14 $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ 的速度范围内;而Brümmer et al. (2005) 使用的判定方法,直接规定了低空急流的高度限定在800 m以内。

我们观测区域的急流风速几乎覆盖了 2~25 $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ 之间的各个风速段,约 75%的急流集中于 4~13 $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ 的范围内,超过 5%的数据出现了 20~25 $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ 的极大风速。冬半年急流平均风速约为 11 $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$, 超过 3/4 的低空急流位于 4~13.5 $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ 的范围内,且在此范围内呈递增趋势,急流的最高频率出现在 11 $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ 左右 (图 6c); 相对于冬半年,夏半年急流风速稍微集中一些,多位于 4~12 $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ 之间 (约为 73%), 平均风速约为 10 $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$, 最高频率出现在 7 $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ 左右, 小于冬半年最高频率的低空急流风速, 夏半年大于 20 $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ 的急流明显要少于冬半年 (图 6d)。

图 6e 和图 6f 显示,低空急流发生时,冬半年 45° (如图 7) 至 90° 之间急流风向的频率略高于其他风向;而夏半年的 90° 左右急流风向的频率比较显著。全年低空急流风玫瑰图显示 (图 7), 东和东北方向的急流明显高于其它方向, 14~25 $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ 之

间的强风急流也多集中于这两个方向, 而 2~6 $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ 之间的弱风急流则比较集中于西南方向。

3.2.2 逆温层和低空急流关系

由图8可见,全年约75%的急流高度位于逆温层之下。此外注意到一个有趣的现象,急流高于逆温层顶的情况多发生在1000~1500 m之间的高度上,且风速多集中于6~14 $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ 之间。Andreas et al. (2000) 对秋、冬季南极西威德尔海的研究显示,约90%的急流位于逆温顶部之下。但是,如前所述,Andreas et al. (2000) 对于风速的分析被限定在1000 m高度,甚至更低的范围内。而且,相对我们研究的海域而言,Andreas et al. (2000) 所选择的海域近乎是一个理想的稳定边界层实验区域。相对于秋、冬季西威德尔海稳定分层的边界层,北极海域会出现多层结构的大气,尤其是在夏半年极昼期间的低空会经常出现多层的层积云 (曲绍厚等, 2002), 而这两种情况会阻碍上层动量的下传,从而在逆温层顶之上形成较强的低空急流。卞林根等 (2006) 对于北极夏季10 d数据的研究显示,只有20%的数据出现典型的稳定边界层结构。若是不考虑1000 m以上的低空急流,那么我们的结果会达到86%左右,这一结果,比较接近于Andreas et al. (2000) 于南极的观测研究结果。

3.2.3 低空急流形成原因

低空急流的成因有许多,与斜坡地形有关的斜压性、惯性震荡、天气尺度斜压性、锋面、山谷风都可能形成低空急流。Van de Wiel et al. (2010) 的研究指出低空急流的低层接近地面处存在着反向的惯性震荡; Karipot et al. (2009) 的研究表明,惯性震荡是美国北佛罗里达州地区的低空急流可能的成因之一; 李炬和舒文军 (2008) 对北京夏季夜间低空急流特征观测分析显示,斜坡地形产生的热成风,山谷风环流可能是北京夏季夜间低空急流形成的主要原因; 在南极地区,低空急流的形成与下降风 (King and Turner, 1997) 以及南极半岛向北的栅栏风 (Parish, 1983; Schwerdtfeger, 1984; King and Turner, 1997) 有关。

本文站点离最近的海岸线超过 430 km,海面也没有大的斜坡,冬半年海面被冰覆盖,夏半年有短暂的冰水混合期。因此,除夏季短暂的融冰期,在几百公里内的各方向的下垫面性质是相同的,据此可以排除一些低空急流成因的可能。由于在站点周围的几百千米内,没有山地以及大的斜坡,因此地

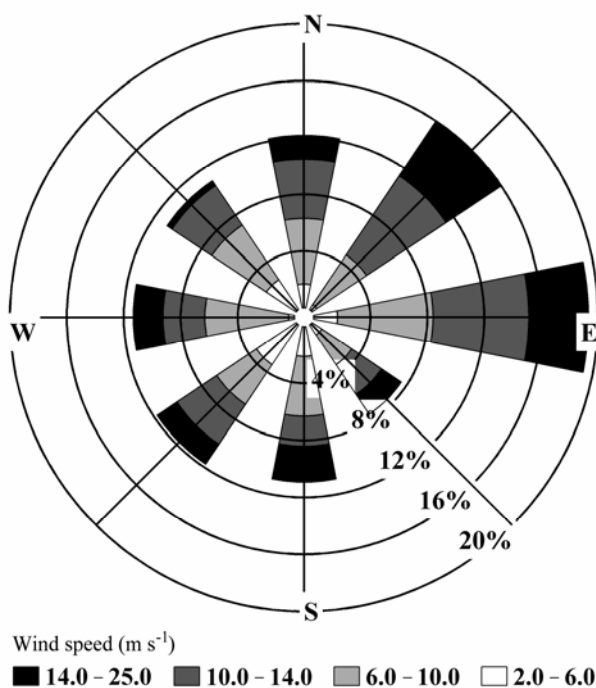


图 7 1997 年 10 月至 1998 年 9 月北极低空急流风玫瑰图

Fig. 7 Wind rose of low-level jet in Arctic from Oct 1997 to Sep 1998

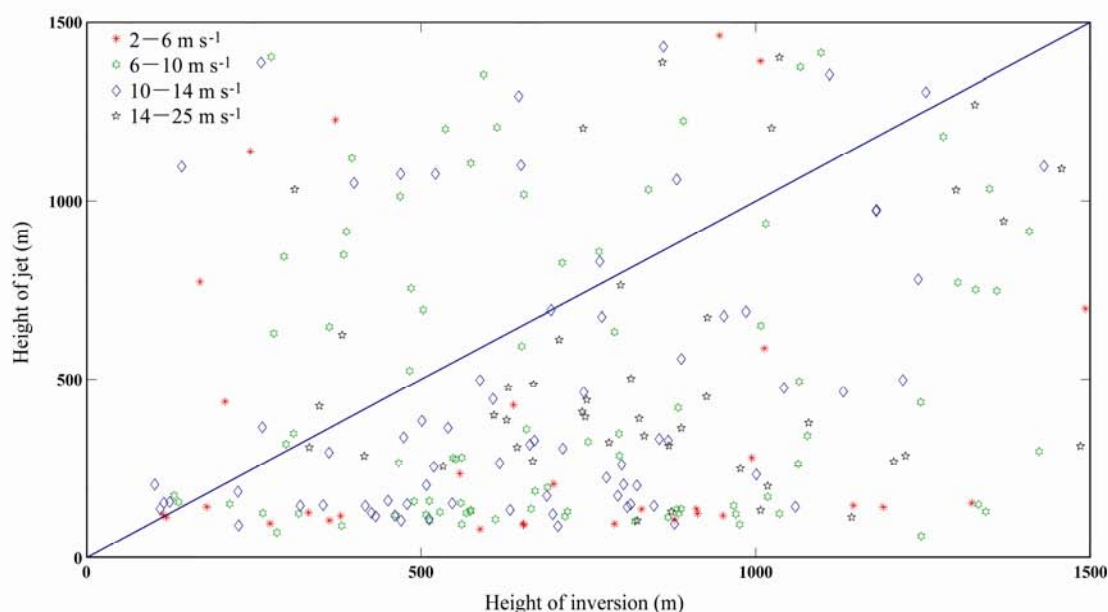


图8 1997年10月至1998年9月低空急流出现高度和逆温高度的散点图

Fig. 8 Scatter plot of the height of the jet core with the height of the top of the low-level temperature inversion from Oct 1997 to Sep 1998

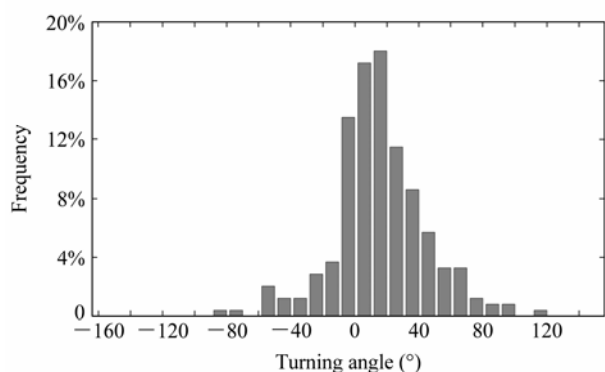


图9 1997年10月至1998年9月北极地区低空急流的转换角分布

Fig. 9 Histogram of the turning angle of the jet from Oct 1997 to Sep 1998

形上的斜压性以及山谷风产生急流的可能是存在的。此外根据 King and Turner (1997) 以及 Parish (1983) 的分析理论, 本文站点远离陆地, 基本上不会受到栅栏风的影响。

无线电探空仪所得风廓线的转换角从动力学方面给出了一些低空急流形成的原因 (Andreas et al., 2000)。转换角为低空急流风向减去海面风向后得到的数值, 正的转换角意味着自海面开始到急流峰值出现 (如图 9 所示), 从上向下看为顺时针方向。由于图 9 中大多数转换角都是正的, 低空急流自海面到急流高度的转向似乎受 Ekman 动力学 (Andreas, 1998) 的约束, 观测到的转换角的分布也显示低空急流的风向与地转风的风向有关 (Overland and Davidson, 1992; Overland and Colony, 1994)。

总体来说, 通过对于站址位置的分析, 排除了一些可能引起低空急流的机制。我们认为惯性震荡可能是形成北极波弗特海域低空急流的主要原因。

4 结论

(1) 北极地区每天两次 (11:30 和 23:30) 的观测数据中约 96% 出现低空逆温, 其中 22% 的逆温为贴地逆温, 70% 的逆温厚度在 250~850 m 之间, 冬半年贴地逆温发生的频率以及逆温的厚度和逆温层内的温度变化都明显要大于夏半年。与同季节北冰洋沿岸以及海冰上的站点相比, 逆温特征没有显著不同, 但是逆温厚度的中值变化范围要小于同季节北冰洋沿岸以及海冰上的站点; 冬半年逆温的厚度和逆温层内的温差要大于同季节南极威德尔海域。

(2) 全年间低空急流出现频率为 41%, 平均高度为 520 m, 最大频率出现在 150 m 附近, 70% 的急流出现在 600 m 高度范围内, 急流平均风速为 $10.6 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, $4 \sim 13 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 风速内的急流约占总数的 75%, 东和东南方向为全年急流的主导风向。冬半年低空急流明显要比夏半年活跃, 平均风速也要大于夏半年。

不同于 Andreas et al. (2000)、Brümmer (2005) 以及李矩和舒文军 (2008) 等的分析, 我们不仅分

析了 1000 m 以下的急流, 还分析了 1000~1500 m 内的急流。我们发现 1000 m 以下, 低空急流比较完美的处于逆温下方 (86%), 若是考虑 1000~1500 m 内的急流, 则降为 75%。本文分析认为, 北极海域出现的多层结构的大气以及夏半年极昼期间经常出现多层的层积云可能会导致 1000~1500 m 内的低空急流位于逆温层之上。

(3) 根据在北极站点周围环境的分析, 去除了一些会导致低空急流产生的原因。通过对北半球急流核风向角与地面风向角之间差值的统计, 我们观测到低空急流的风向与地转风的风向有关, 按照 Ekman (1905) 以及 Andreas (1998) 的理论, 惯性震荡可能是形成北极地区低空急流的主要原因。

参考文献 (References)

- Adams J M, Bond N A, Overland J E. 2000. Regional variability of the Arctic heat budget in fall and winter [J]. *J. Climate*, 13: 3500–3510.
- Andreas E L. 1998. The Atmospheric Boundary Layer over Polar Marine Surfaces [M]. Leppäranta Ed. *Physics of Ice-Covered Seas*, Vol. 2. Helsinki University Press, 715–773.
- Andreas E L, Claffey K J, Makshtas A P. 2000. Low-level atmospheric jets and inversions over the Western Weddell Sea [J]. *Bound.-Layer Meteor.*, 97: 459–486.
- Banta R M, Senff C J, White A B, et al. 1998. Daytime buildup and nighttime transport of urban ozone in the boundary layer during a stagnation episode [J]. *J. Geophys. Res.*, 103: 22519–22544.
- Barrie L A, Bottenheim J W, Schnell R C, et al. 1988. Ozone destruction and photochemical reactions at polar sunrise in the lower Arctic atmosphere [J]. *Nature*, 334: 138–141.
- 卞林根, 陆龙骅, 张占海, 等. 2006. 北冰洋浮冰站大气边界层结构的观测研究 [J]. *极地研究*, 18 (2): 87–97. Bian Linggen, Lu Longhua, Zhang Zhanhai, et al. 2006. Analysis of structure of atmospheric layer in ice camp over Arctic Ocean [J]. *Chinese Journal of Polar Research (in Chinese)*, 18 (2): 87–97.
- Bonner W D. 1968. Climatology of the low level jet [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 96: 833–850.
- Bridgman H A, Schnell R C, Kahl J D, et al. 1989. A major haze event near point barrow, Alaska: Analysis of probable source regions and transport pathways [J]. *Atmos. Environ.*, 23: 2537–2549.
- Brümmer B, Kirchgäßner A, Müller G. 2005. The atmospheric boundary layer over Baltic sea ice [J]. *Bound.-Layer Meteor.*, 117 (1): 91–109.
- 陈立奇等. 2003. 北极海洋环境与海气相互作用研究 [M]. 北京: 海洋出版社, 1–339. Chen Liqi, et al. 2003. *Marine Environment and Air-sea Interaction in the Arctic Region [M]* (in Chinese). Beijing: China Ocean Press, 1–339.
- 丁一汇. 1991. 高等天气学 [M]. 北京: 气象出版社, 573–586. Ding Yihui. 1991. *Advanced Synoptic Meteorology [M]* (in Chinese). Beijing: China Meteorological Press, 573–586.
- Ekman V W. 1905. On the influence of the Earth's rotation on ocean-currents [J]. *Arkiv för Matematik, Astronomi och Fysik*, 2: 1–53.
- Hibler W D III. 1985. Modeling sea-ice dynamics [J]. *Advances in Geophysics*, 28A: 549–579.
- Higgins R W, Yao Y, Yarosh E S, et al. 1997. Influence of the Great Plains low-level jet on summertime precipitation and moisture transport over the Central United States [J]. *J. Climate*, 10: 481–507.
- Kahl J D. 1990. Characteristics of the low-level temperature inversion along the Alaskan Arctic coast [J]. *International Journal of Climatology*, 10: 537–548.
- Karipot A, Leclerc M Y, Zhang G S. 2009. Characteristics of nocturnal low-level jets observed in the north Florida area [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 137: 2605–2621.
- King J C, Turner J. 1997. *Antarctic Meteorology and Climatology [M]*. Cambridge, U K: Cambridge University Press, 409pp.
- 李矩, 舒文军. 2008. 北京夏季夜间低空急流特征观测分析 [J]. *地球物理学报*, 51 (2): 360–368. Li Ju, Shu Wenjun. 2008. Observation and analysis of nocturnal low-level jet characteristics over Beijing in summer [J]. *Chinese Journal of Geophysics (in Chinese)*, 51 (2): 360–368.
- Maturilli M, Dethloff K, Graeser J, et al. 2009. Meteorological profiling of the Arctic boundary layer [C]// *Proceedings of the 8th International Symposium on Tropospheric Profiling*. Delft, The Netherlands.
- Monaghan A J, Rife D L, Pinto J O, et al. 2010. Global precipitation extremes associated with diurnally varying low-level jets [J]. *J. Climate*, 23: 5065–5084.
- Oltmans S J, Schnell R C, Sheridan P J, et al. 1989. Seasonal surface ozone and filterable bromine relationship in the high Arctic [J]. *Atmos. Environ.*, 23: 2431–2441.
- Overland J E. 1985. Atmospheric boundary layer structure and drag coefficients over sea ice [J]. *J. Geophys. Res.*, 90 (C5): 9029–9049.
- Overland J E, Colony R L. 1994. Geostrophic drag coefficients for the central Arctic derived from soviet drifting station data [J]. *Tellus*, 46A: 75–85.
- Overland J E, Davidson K L. 1992. Geostrophic drag coefficients over sea ice [J]. *Tellus*, 44A: 54–66.
- Parish T R. 1983. The influence of the antarctic peninsula on the wind field over the Western Weddell Sea [J]. *J. Geophys. Res.*, 88 (C4): 2684–2692.
- 曲绍厚, 胡非, 李亚秋, 等. 2002. 北冰洋及其邻近海域极昼期间大气边界层结构特征试验研究 [J]. *地球物理学报*, 45 (1): 8–16. Qu Shaohou, Hu Fei, Li Yaqiu, et al. 2002. Experiment research on the characteristics of ABL structure over the Arctic Ocean and adjacent sea area during the polar day period [J]. *Chinese Journal of Geophysics (in Chinese)*, 45 (1): 8–16.
- Rife D L, Pinto J O, Monaghan A J, et al. 2010. Global distribution and characteristics of diurnally varying low-level jets [J]. *J. Climate*, 23: 5041–5064.
- Schwerdtfeger W. 1984. *Weather and Climate of the Antarctic [C]// Developments in Atmospheric Science*, 15. Amsterdam: Elsevier, 261pp.
- Serreze M C, Kahl J D, Schnell R C. 1992. Low-level temperature inversions of the Eurasian Arctic and comparisons with Soviet drifting station data [J]. *J. Climate*, 5 (6): 615–629.
- Stull R B. 1988. *An Introduction to Boundary Layer Meteorology [M]*.

- Boston, MA: Kluwer Academic.
- Tjernström M, Leck C, Persson P O G, et al. 2004. The summertime Arctic atmosphere: Meteorological measurements during the Arctic Ocean Experiment 2001 [J]. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 85: 1305–1321.
- Van de Wiel B J H, Moene A F, Steeneveld G J, et al. 2010. A conceptual view on inertial oscillations and nocturnal low-level jets [J]. *J. Atmos. Sci.*, 67: 2679–2689.
- 周立波, 刘宇, 邹捍. 2003. 北极地区楚克奇海域一次强逆温过程的分析 [J]. *气候与环境研究*, 8 (2): 188–195. Zhou Libo, Liu Yu, Zou Han. 2003. An analysis of a strong temperature inversion process over the Chukchi sea region in Arctic [J]. *Climatic and Environmental Research (in Chinese)*, 8 (2): 188–195.