

对北极极涡的认识

孙兰涛¹ 吴辉碇^{2,3} 李响⁴

(¹Department of Atmospheric Sciences, University of Illinois, Illinois 61801, USA;

² 国家海洋环境预报中心, 北京 100081;

³ 国家海洋局极地科学重点实验室, 中国极地研究中心, 上海 200136;

⁴ 物理海洋实验室, 中国海洋大学, 青岛 266003)

提要 极涡是北极中上层对流层和平流层大气的持续性大尺度气旋性环流, 它的活动和变化控制着泛极地半永久性活动中心和副极地短时间尺度的气旋活动。极涡强度变化直接关系到北极大气、海洋、海冰和生态环境, 影响低层大气环流, 影响副极地甚至中纬度天气。中国第 2 次北极科学考察期间正是北极平流层中上层暖性反气旋性环流向冷性气旋性环流转变和极涡建立时期。一些学者已通过平流层和对流层耦合机制的研究探索极涡变化对低层环流的作用。平流层爆发性增暖对极涡变化影响早已引起人们关注。本文概述我们对极涡的认识, 总结近期有关极涡变化对低层环流的作用以及它对气候影响的机制研究的进展, 并讨论对一些问题的看法。

关键词 北极 极涡 北极涛动 平流层和对流层 气候变化

1 引言

北极在全球热平衡中起着关键作用, 整个地球-大气系统由来自太阳短波辐射获得热量, 以长波辐射返回热量到太空。平均而言, 低于 40° 的净热量大约与超过 40° 的高纬度失去净热量相平衡。北极和南极一样起着“热汇”的作用, 通过大气和海洋环流系统由低纬输送能量到高纬和两极。北极气候显示出迅速变化的信号, 引起人们的极大关注 (Johannessen *et al.*, 1996; Walsh *et al.*, 1996; Thompson and Wallace, 1998)。中国第二次北极科学考察 (张占海, 2004) 在楚科奇海观测期间正值典型的北极夏末平流层中上层由暖性反气旋环流转变为典型的冷性气旋性环流。2003 年 9 月 5 日, 极涡在北极开始形成的典型个例激起我们对北极极涡研究的兴趣。极涡在一些天气学教材中早已出现 (北京大学地球物理系气象教研室, 1976; 仇永炎, 1985), 早在上世纪 60 年代, 老一辈中国气象学家就已进行过卓越的研究 (陶诗言等, 1964a)。但此后由于资料缺乏和观测条件所限, 有关研究几乎停滞相当一段时间。有关极涡的演变; 北极平流层极涡变化和下层对流层

[收稿日期] 2005 年 12 月收到来稿, 2006 年 2 月收到修改稿。

[基金项目] 国家自然科学基金 (40376006, 40233032) 资助项目。

[作者简介] 孙兰涛, 男, 1980 年生。北京大学物理学院大气科学系硕士。现为 Illinois 大学大气科学系博士生, 研究方向是大气平流层和气候。

[联系作者] 孙兰涛, E-mail: lsun3@atmos.uiuc.edu

环流的关系;它们与海-气界面的通量、海冰和海洋的关系以及和周围泛极地环流、中纬度环流的关系;极涡和北极变化对气候的影响机制的研究虽已受到一些国际计划如 SEARCH(Morison *et al.*, 2001)、SHEBA(Uttal and Coauthors, 2002)和 SPARC(1998)等的关注,但对我国来说确实还是很薄弱的。至于有关极涡变化和我国气候的关系的研究,虽已发表不少论文和著作(俞永强等, 2005; 龚道溢, 王绍武, 2003; 赵振国, 1999),但其涉及有关物理过程和机制研究还是不多的。虽然极涡面积指数和强度指数、中心位置在一些业务部门已被用作中长期天气预报和短期气候预测的指标之一,但这些研究和应用绝大部分还是停留在“找指标求相关”的阶段,对于有关涉及机制和过程研究有待于重视和加强。

鉴于极涡至今学术界仍有概念上的混淆,下节首先提出我们对北极极涡的认识;然后概述极涡的变化及其对低层环流的作用和强度变化对气候影响的机制的相关研究;最后提出我们的看法和研究设想。

2 北极极涡

作为泛极地环流的主角——极涡(polar vortex)是持续性大尺度环流型,位于中上对流层和平流层的大尺度涡旋,中心通常在地球的两极。北极极涡(Arctic Vortex)中心通常偏离极中心,环流型通常呈不对称。但南极极涡中心更接近于极中心,虽有时仍是非对称的,其环流型比北极极涡更具有对称型(解思梅等, 1991)。有关极涡的平均水平环流特征和季节变化在一些气象学和天气学教科书中早有类似的论述。但是至今对于极涡的瞬时环流形势和特征的叙述和讨论还是相当少。

2003年9月3—13日雪龙号考察船进入北冰洋楚科奇海进行中国第二次北极科考期间(张占海, 2004),正值夏末平流层中上层由暖性反气旋性环流转变为冷性气旋性环流,一次典型的冬季极涡环流建立。这期间极涡基本稳定于楚科奇海域,从9月3日开始,中心强度显著加强,100hPa中心最低值为16072位势米,到9月8日降到15951位势米,然后又缓慢回升。图1是9月8日100hPa位势高度和温度场,资料来自NCEP再分析,为了更清楚显示逐日环流场变化,进行了5d滑动平均,下面各图皆经过5d滑动平均处理,图1显示的极涡中心位势高度比未平滑值略偏高。代表此间北极平流层中下层环流特点,由200—50hPa为暖低压所控制,低中心和暖中心基本一致,偏离北极中心,位于楚科奇海。而在300hPa以下基本为冷低压所控制。图2是9月8日500hPa位势高度和温度场。它代表这期间北极对流层中上层环流特点。冷中心和低中心也基本一致,位于楚科奇海。应注意,图2所表示的500hPa极涡直至300hPa天气图的出现的极涡显示,这期间北极环流场明显和对流层长波系统的北支急流有着一定联系。由各等压面天气图等温线和等位势线分布,可以看到北极极涡具有很强的正压性,和具有很强的斜压性中尺度极地低压是明显不同的。该典型的极涡环流不仅由平流层扩展到整个对流层中上部,而且一直延伸到海面,如图3所示,1000hPa位势场几乎与上述各高度一样,清楚地显示一强的大尺度低压环流控制整个楚科奇海与邻近的东西伯利亚海和波弗特海及其以北的北冰洋海域。其中心位置各层几乎一致。科考期间利用“雪龙”船上SEASPACE收到的

FY-1D 遥感图像,如图 4 清楚地显示这期间控制上述北冰洋海域的极涡环流内低层涡旋云系强烈发展的典型图像。其云涡中心仅西偏 9 月 10 日 00:00UTS 500hpa 位势场涡中心 208km。这类云系的空间尺度,强烈发展的云涡中心,及其所对应的对流层和平流层环流,皆说明它不同于一般气旋或极地低压云系。

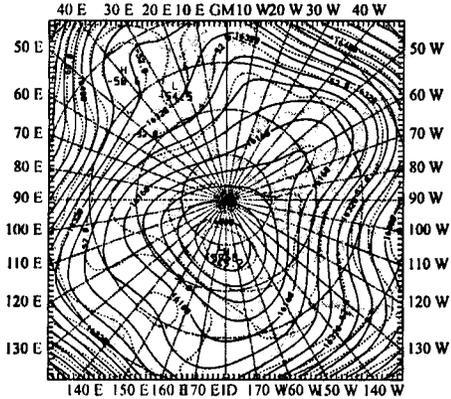


图 1 2003 年 9 月 8 日 00:00 UTS 100hPa 位势高度(实线)和温度分析场(虚线),图中 L 和 H 分别表示位势场的低压和高压中心,温度场的冷中心和暖中心。

Fig. 1. 100hPa geopotential height (solid line) and temperature (dashed line) analysis fields at Sep. 8, 2003, 00:00 UTS.

L and H denote low pressure and high pressure centers of the geopotential height field, cold and warm centers of temperature field, respectively.

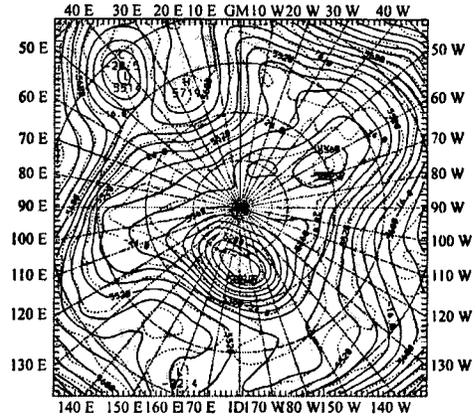


图 2 2003 年 9 月 8 日 00:00 UTS 500hPa 位势高度和温度分析场(说明同图 1)

Fig. 2. Same as Fig. 1, but for 500hPa

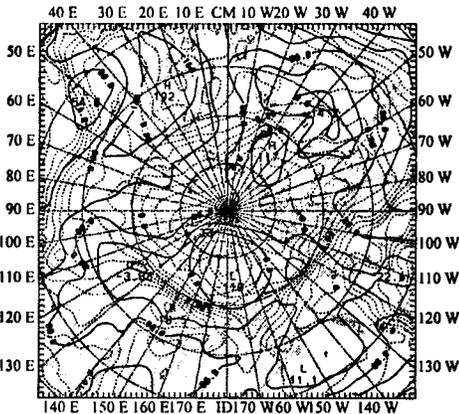


图 3 2003 年 9 月 8 日 00:00 UTS 1000hPa 的位势高度和温度场(说明同图 1)

Fig. 3. Same as Fig. 1, but for 1000hPa

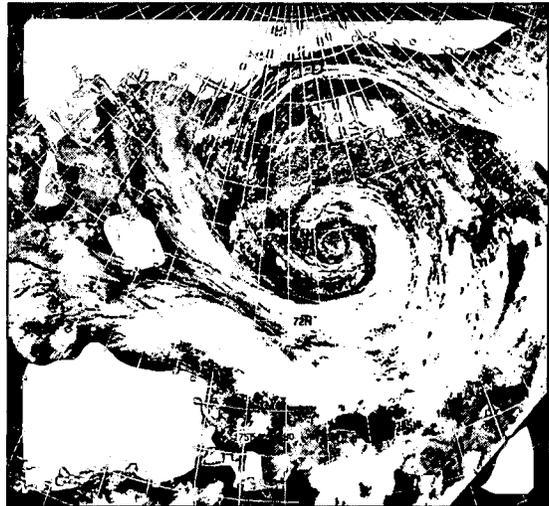


图 4 2003 年 9 月 9 日 23:03 UTC FY-1D 卫星遥感图像
Fig. 4. FY-1D satellite remote sensing image for Sep. 9, 2003 UTC 23:03

该期间极涡向上直到平流层上层仍维持气旋环流控制,但极涡区出现明显的冷中心。图 5 是 9 月 8 日 10hPa 位势高度和温度场,它显示了与 10hPa 以下热力结构的差异。回溯到 8 月中北极平流层中上层仍为强大的反气旋覆盖整个北极甚至泛北极。图 6 为 2003 年 8 月 16 日 10hPa 位势高度和温度场,明显地表示一强大的暖反气旋控制整个北极,其中心接近北极中心,环流型具有很强的对称性,这与北极平流层中上层夏季的平均环流型很相似。从此以后平流层中上层反气旋强度逐渐减弱,气温逐渐变冷。到 9 月 5 日迅速形成冷的气旋性低涡,位于极中心,四周为高压带。在这期间,北极平流层下层一直还维持暖性气旋环流。这期间北极环流垂直结构概括为:对流层为冷涡,平流层下层为暖的气旋性环流。到平流层中层,8 月下旬之前一直维持庞大的暖的反气旋(图 6),而到 9 月 5 日以后已过渡为冷的气旋性环流(图 5)。仇永炎(1985)根据资料统计,指出 20km(相当于 50hPa)在 8 月下旬高纬环流开始由反气旋性环流转变为气旋性环流,而更高层(约 60km)环流转变开始时期约在 9 月上旬。

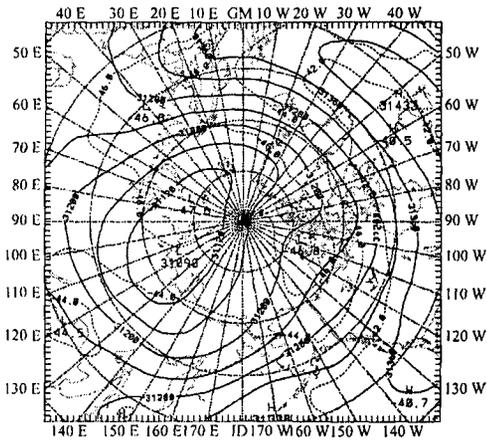


图 5 2003 年 9 月 08 日 00:00 UTS 10hPa 的位势高度和温度场(说明同图 1)

Fig. 5. Same as Fig. 1, but for 10hPa

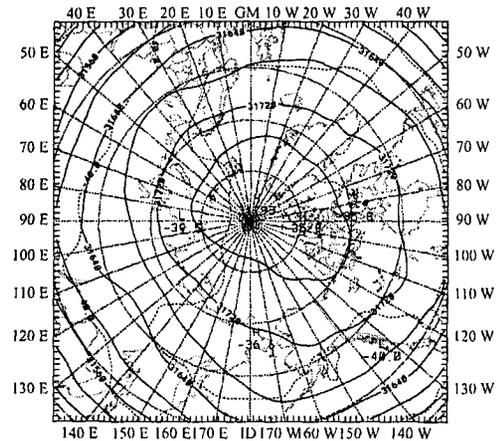


图 6 2003 年 8 月 16 日 00:00 UTS 10hPa 的位势高度和温度场(说明同图 1)

Fig. 6. Same as Fig. 5, but for Aug. 16, 2003

提起“极涡”,容易将其和极地低压、极地气旋混淆。例如在《大气科学词典》(《大气科学辞典》编委会,1994)中就把“极涡”与“极地低压”混为一谈,这是不妥的。在 WMO 的国际气象词典(WMO,1992)中,明确区分“极涡”是对流层中上层的大尺度气旋性环流;而“极地低压”是形成于高纬海洋上的小而浅薄的低压,也就是说,是对流层下部的天气系统。图 7 所示爆发于挪威和丹麦沿海的极地低压的卫星图像和图 4 一样,出现螺旋云系,具有明显“眼”的结构。但实际上它们分别代表出现在泛极地不同尺度不同类型的环流系统,甚至不同的概念的名称。如上所述极涡是覆盖整个北极中上层对流层和平流层的大尺度永久性涡旋性环流。强烈发展时甚至一直延伸到海面。而极地低压是发生在泛极地对流层天气尺度系统,更确切地说是 α 和 β 尺度的中尺度涡旋,和极涡相比水平尺度小得多,最大水平尺度也仅数百公里,具有很强的斜压性。而北极气旋即冬季于北极海洋形成和发展的对流层气旋性环流,其尺度一般为 1000—2000km,比极地低压尺度大,一般

比极涡尺度小。有时这些移动性对流层天气系统和半永久低压活动中心有联系。北半球半永久活动中心,如阿留申低压和冰岛低压是副北极形成的一系列移动性气旋移近活动中心海域减速加强的统计特征。

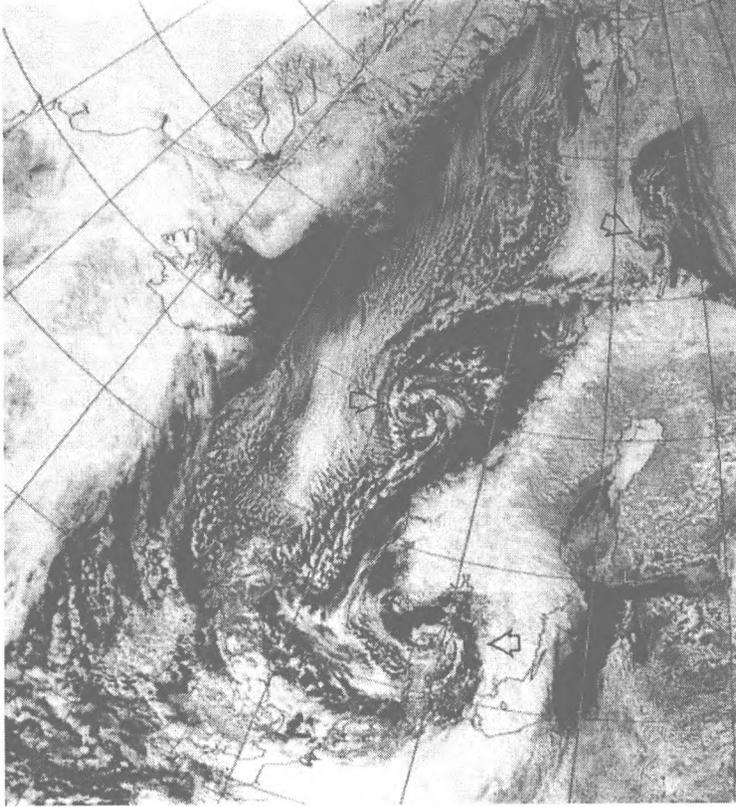


图 7 挪威和丹麦沿海爆发的极地低压 1985 年 4 月 27 日 GMT 13:08 NOAA9 可见光图像。图中箭头分别标出位于北角(挪威北端), 65°N 的挪威海域和丹麦的 3 个极地低压的涡旋云系(引自 Rasmussen and Turner, 2003)

Fig. 7. A visible wavelength satellite image of an outbreak of polar low down the coast of Norway and Denmark. The eddy cloud systems of three polar lows are, respectively, indicated by arrows at North Cape, Norwegian Sea (65°N), and over Denmark. (after Rasmussen and Turner, 2003)

通常在北极“极涡”下方的对流层下部,平均而言为高压或高压脊,极地低压或极地气旋很少在“极涡”中心的正下方,而经常活动在其外围。像图 1—3 那样,从对流层下部到平流层均为范围很大的气旋性环流,且其中心位置各层几乎一致的情况,很少出现。有关这次极涡过程的垂直结构及其演变我们将另文详细论述。

3 极涡变化及其对低层环流的作用

观测研究(Thompson and Wallace, 1998; Baldwin and Dunkerton, 1999; Perlwitz and Harnik, 2003)指出,平流层极涡强度影响对流层环流,它强度变化的时间尺度达数周以

上,而对流层天气形势变化仅为数天。平流层环流强度大的变化首先发生在 50km 以上的高空,然后下降到最下层平流层,随之会出现异常的对流层天气系统(Baldwin and Dunkerton,2001)。人们已经注意到极涡变弱时期和北半球强冷空气爆发的统计相关。极涡强时,西风带一直下沉到地球表面,由海洋上携带大量暖湿空气到大陆。这些相关和平流层的先兆可以用于对流层天气系统数值预报。探索平流层特性影响对流层机制,和在数值模拟中包含这些机制,将会很好地了解气候演变,有助于天气预报(Baldwin and Dunkerton,2001;Baldwin *et al.*, 2003)。

利用“环状模”(annular mode)能很好地表示极涡强度的变化特征。Baldwin and Dunkerton(2001)采用 NCEP1958—1999 年,1000—10hPa 分析资料,补充 1979—1993 年 Tiros 业务垂直探空资料可到 1hPa,1993—1999 年英国气象局资料可达 0.316hPa,由 11 月到下一年 4 月逐日资料得到 1000—0.316hPa 间 26 个等压面高度上的环状模的逐日变化。环状模比纬向平均场如 \bar{u} 提供了垂直耦合更好的度量(Baldwin and Dunkerton, 2001)。平流层环状模值是极涡强度的度量,然而近地面环状模的表现称为北极涛动(AO)(Thompson and Wallace, 1998;Baldwin and Dunkerton, 1999)和北大西洋涛动(NAO)(Wallace, 2000)。它影响数周到数月时间尺度的短期气候变化。冬季北半球环状模信号由地面伸展到平流层,显示对极涡强度和结构的调制(Black, 2002)。北半球 1998—1999 冬季不同高度环状模随时间的变化清楚地显示大的距平首先出现在平流层高层和中间层,随着时间向下移动,到对流层环状模演变时间尺度非常短,而且变化时常明显不同于平流层。在 1958—1999 年期间其它冬季,有些正和负距平时常延伸到达地面,但也不是所有过程都是这样。通常仅最强的正负距平趋势和地面有联系,而弱距平却保持在平流层内。Baldwin and Dunkerton(2001)用大的负距平和大的正距平分别合成(平均)作为 10hPa 环状模的度量。其逐日值和 10hPa 的 60°N 的 \bar{u} 具有很高的相关(0.95)。它的正值表示强的结构清晰的涡,而大的负值则表示弱的、结构杂乱的涡(Gilleff *et al.*, 2001)。将 10hPa 环状模值分别小于阈值 -3.0 和大于 1.5 的日期定义为弱和强“涡事件”(event),它标志着大的平流层环流异常的建立。为了考察极涡事件后对流层的演变,并进一步将平流层异常形成后延伸的时期定义为“涡期”(regime)(Thompson and Wallace, 2001)。

季节尺度的平流层和对流层环流异常的统计相关和北半球环状模的关系虽已有较多研究(Baldwin and Dunkerton, 1999;Baldwin *et al.*, 2003),为了详细诊断导致环状模日变化的动力学过程,必须进一步充分了解控制平流层-对流层相互作用的机制。上世纪 60 年代我国学者已关注该研究,并取得显著成果(孙淑清等,1964)。Song and Robinson (2004)提出一种平流层作用的动力学机制,即通过“向下控制”(downward control)机制,平流层弱强迫和低层大气瞬变的相互作用,在对流层被加强,引起信号振幅显著放大,这种直接向下的平流层弱强迫,激发已存在于对流层变化的大气内模。采用一种简单的全球气候模式研究这种机制。加一个矩于平流层,研究对对流层变化的内模的作用。

一些观测和模拟研究揭示有关平流层对对流层的影响可能的机制可归纳为:(1)行星波的传播(Perlwitz and Harnik, 2003);(2)波-纬向流相互作用(Christiansen, 1999);(3)对流层位涡调整的遥响应(Baldwin and Dunkerton, 1999;Hartley *et al.*, 1998);(4)向下

控制(Haynes *et al.*, 1991)和(5)固有模放大(Robinson, 1991)。一些数值试验和诊断揭示了对流层对平流层强迫的响应非常依赖于平流层状态和动力学。利用简单的大气环流模式模拟对流层对平流层扰动的响应,探索地面气候对平流层极涡变化的敏感性(Polvani and Kushner, 2002; Norton, 2003),但应指出所有这些研究大都侧重动力学机制,而未重视热力作用。

4 极涡强度变化对气候的影响机制

天气学分析明显地揭示北极中上层对流层和平流层极涡的建立、维持、破坏和大气环流调整及季节变化有着密切的关系。陶诗言曾在上世纪 60 年代就指出平流层低层从冬到夏和夏到冬大气环流季节变化的特点及其和北极环流的密切关系(陶诗言, 1964b)。爆发性增暖不仅和极涡分裂、极地平流层环流调整有着密切的关系,并且和高纬度对流层阻塞高压有相当的联系(Limpasuvan *et al.*, 2004)。自上世纪 50 年代 Scherhag(1952)发现以后,大量观测资料特别是卫星遥感辐射资料以及大气动力学分析和数值模拟研究都显示爆发性增暖对极涡变化、极地平流层和对流层关系的研究的重要性(陈隆勋, 1962; Murakami, 1963)。上世纪 60—70 年代以来,能量学(Murakami, 1963; Miller *et al.*, 1972)已广泛地应用于研究中间层、平流层和对流层间的平均有效位能、平均动能、涡动有效位能、涡动动能的传输和转换、辐射加热和辐射冷却过程所起的作用。由于对流层超长波向上输送过多的能量,提供平流层爆发性增暖的能量,反过来极地和高纬的对流层又接受更多来自平流层的辐射能量,产生对流层和地面变暖效应。由于这种反馈机制引起对流层环流的变化,从而影响极地乃至中纬度天气。

环状模和 AO 令人满意地表示了极涡强度变化的特性,它们的变化趋势显示北极高极涡强度的变化,预示北极大气、海洋、海冰和生态的变化,发现北极年平均融冰期区域及年际变化和 AO 季节强度是有密切关系(Belchansky *et al.*, 2004)。人们习惯将泛北极未来复杂的变化称为 Unaami(爱斯基摩-阿留申语,意为“明天”),Unaami 和 AO 的关系以及如何通过 AO 和气候变化密切相联系,现已成为人们密切关注的问题,而被列为 SEARCH 计划研究焦点之一(Morison *et al.*, 2000)。因为 AO 是北极大气变化的主要模态,认为它是气候变化的重要成分是合理的,可推断 AO 上升趋势的出现和温室效应是一致的,即是与低层大气加热和高层大气降冷有关。但如何驱动 AO 还存在很多问题尚待解决。例如有人提出由于 CO₂ 增暖,仅由海面就可以驱动 AO(Fyfe *et al.*, 1999),但另一些人的模拟研究(Yamazaki and Shinya, 1999)和观测结果(Baldwin and Dunkerton, 1999)显示平流层对改变 AO 是关键。

人们对北极变化对气候的影响的研究,更注意到大气中云的变化、海气界面冰盖的演变在整个气候系统中的反馈机制的重要作用。海冰是两极时空变化最大的下垫面特征,在全球气候系统中具有独特作用,冰雪覆盖改变地球表面反照率,改变下垫面的太阳能吸收和海洋与大气间的能量交换。冰-反照率反馈是冰气间大尺度反馈的关键因子,也是 SHEBA(北极表面热量收支)科学计划研究气-冰-海界面能量收支的物理过程的重要内容(Perovich *et al.*, 1999; Curry *et al.*, 1995)。云量变化直接影响长短波辐射吸收,云-辐

射反馈通过一些机制增强北极加热,不仅是 SHEBA 物理过程研究的焦点,而且也是大尺度气候研究的关键(Curry *et al.*, 1996)。北极海洋淡水循环的反馈作用,以及对副极地海洋环流的影响,造成对全球温盐环流作用的大尺度全球反馈,从而影响全球气候长期变化(Polyakov *et al.*, 1999; Steele and Boyal, 1998)。另外,平流层极涡好像一种化学反应皿,由皿外穿过极涡壁进入极涡内水汽、氮氧化物和臭氧浓度显著下降,而一氧化氯浓度却明显增长,结果辐射降冷更集中于极地,低温和氯的催化作用使臭氧更加减少,特别是南极出现明显的臭氧洞,这种低层平流层空气化学成分的反馈作用显著地影响极涡的维持和分裂(Waugh *et al.*, 1999)。极涡的破坏和维持,强度的变化以及对气候影响的机制,已越来越引起人们的关注。

我国学者利用天气和统计方法分析北极极涡强度变化和东亚大气环流、中国气候的关系现已取得显著成果(Wu Bingyi and Wang Jia, 2002; 俞永强等, 2005),并利用大量资料分析近百年北极涛动对中国冬季气候的影响(龚道溢, 王绍武, 2003),发现 AO 指数对我国中长期预报和气候预测具有一定应用价值。并且还探索春季南半球环状模与中国夏季降水的关系(俞永强等, 2005)。

5 讨论

北极极涡是北极对流层中上层以上重要的大气环流系统,它的活动对北极涛动、北大西洋涛动及北半球乃至全球大气环流都有重大影响,也直接影响我国的天气和气候。

极涡强度的变化和气候变化的关系,对北极大气、海洋、海冰、生态环境的控制,对低层大气环流的影响,对副极地甚至中纬度天气的影响。极地对流层乃至平流层云的形成和云量变化,低层平流层大气化学成分浓度变化、海-气界面冰的形成和融化,海洋中淡水的输送和变化,它们的反馈机制以及对流层和平流层的耦合机制皆是气候系统所涉及的关键物理过程。这些已成为当前一些气候研究计划如 SEARCH、SHEBA 和 SPARC 等的关键科学问题。人们试图通过这些问题的研究,了解平流层极涡变化向下传输和信号放大的物理过程;知道它如何影响泛极地环流,甚至形成副极地极端天气系统;低层大气和海洋通过气-冰-海界面通量交换又如何通过这些反馈机制驱动上层大气变化。极地考察和现场观测为极地天气学分析和能量诊断分析,提供了关键的资料,为发展气-冰-海耦合模式提供重要参数。

2003 年中国第二次北极考察期间正好经历北极夏末平流层由暖性反气旋性环流转变为冷性气旋性环流,一次典型的极涡环流建立过程,激发我们对这次转换过程机制的研究。这次平流层中上层环流转变和极涡建立和下层对流层环流,海-气界面通量,冰和海洋变化的关系更引起我们的兴趣。北极科考和北极站的建立,为我国今后对上述有关问题研究提供了观测条件,对此深入研究,也为今后制定北极科考计划提供依据。

北极和极涡对中国气候的影响,在我国已引起重视,并已取得显著成果,在一些业务部门,将极涡面积与强度指数和中心位置用作中长期天气预报和短期气候预测指标之一(赵振国, 1999)。但应注意这些工作的绝大部分皆是分析 AO 指数,极涡面积与强度指数和中国天气、气候相关,很少涉及其物理过程和机制。有关这些物理过程大气学分析近来

确实很少。北极高涡虽然是学术界早已论及的问题,但人们往往将其与极地低压和低空气旋等混淆。至于有关它变化的物理过程及其对气候影响的机制,已引起国际上广泛的注意,但在我国仍然研究不多,故应加强极涡和极地变化对东亚环流、中国气候影响的机制研究。要发展和提高我国中长期天气预报和短期气候预测水平,必须加强机理研究,不只停留在找指标求相关的阶段,应将其和 ENSO 一样,作为对中国气候影响的两个不同侧面加以重视,在发展全球气候系统耦合模式时同时将两极一并考虑,注重分析两极环流模拟的合理性。

致谢 衷心感谢北京大学物理学院蒋尚城教授和中国气象科学院陆龙骅研究员对本文工作提出的宝贵意见。

参考文献

- 《大气科学辞典》编委会(1994): 大气科学辞典,北京,气象出版社,309,311。
- 仇永炎(1985): 中期天气预报,北京,科学出版社,71—114。
- 北京大学地球物理系气象教研室(1976): 天气分析和预报,北京,科学出版社,296—309。
- 孙淑清,陈隆勋,叶笃正(1964): 平流层和对流层的相互作用,平流层大气环流及太阳活动对大气环流影响的研究,北京,科学出版社,1—17。
- 张占海(2004): 中国第二次北极科学考察报告,北京,海洋出版社。
- 陈隆勋(1962): 冬半年平流层中部环流的变化及其爆发性增温现象,气象学报,32(1),44—63。
- 俞永强,陈文等(2003): 海-气相互作用对我国气候变化的影响,北京,气象出版社,169—197。
- 赵振国(1999): 中国夏季旱涝及环境场,北京,气象出版社,68—72。
- 陶诗言等(1964a): 平流层大气环流及太阳活动对大气环流影响的研究,北京,科学出版社,118。
- 陶诗言等(1964b): 北半球平流层中下部大气环流季节变化,平流层大气环流及太阳活动对大气环流影响的研究,北京,科学出版社,27—45。
- 龚道溢,王绍武(2003): 近百年北极涛动对中国冬季气候的影响,地理学报,58,559—568。
- 解恩梅,范晓莉,田少奋译(1991): 南极气象学(1991),日本国立极地研究所编著,北京,海洋出版社,98—102。
- Baldwin MP and Dunkerton TJ(1999): Propagation of the Arctic Oscillation from the stratosphere to the troposphere, *J. Geophys. Res.*, 104, 30937—30946。
- Baldwin MP and Dunkerton TJ(2001): Stratospheric Harbingers of Anomalous Weather Regimes, *Science*, 294, 581—584。
- Baldwin MP, Stephenson DB, Thompson DWJ, Dunkerton TJ, Charlton AJ and O'Neill A(2003): Stratospheric memory and skill of extended-range weather forecast, *Science*, 301, 636—640。
- Belchansky G. I., Douglas DC and Platonov NG(2004): Duration of the Arctic sea ice melt-season, regional and interannual variability, 1979—2001, *J. Climate*, 17, 67—80。
- Black RX(2002): Stratospheric forcing of surface climate in the Arctic oscillation, *J. Climate*, 15, 268—277。
- Christiansen B(1999): Stratospheric vacillation in a general circulation model, *J. Atmos. Sci.*, 56, 1858—1872。
- Curry JA, Schramm TL and Ebert EE(1995): Sea ice-abledo climate feedback mechanism, *J. Climate*, 8, 240—247。
- Curry JA, Rossow WB, Randall D and Schramm JL(1996): Overview of Arctic cloud and radiation characteristics, *J. Climate*, 9, 1731—1764。
- Fyfe JC, Beer GJ and Flato GM(1999): The Arctic and Antarctic Oscillations and their projected changes under global warming, *Geophys. Res. Lett.*, 26, 1601—1604。
- Gilleff NP, Baldwin MP and Allen MR(2001): Evidence for nonlinearity in observed stratospheric circulation changes, *J. Geophys. Res.*, 106, 7891—7901。

- Hartley DE, Villaria J, Black RX and Davis CA(1998); A new perspective on the dynamical link between the stratosphere and troposphere, *Nature*, 391, 471—474.
- Haynes PH, Mchntyre ME, Shephered TG, Marks CJ and Shine KP(1991); On the "downward control" of extratropical diabatic circulation by eddy-induced mean zonal forces, *J. Atmos. Sci.*, 48, 651—680.
- Johannessen OM, Bjorgo E and Miles MW(1996); Global warming and the Arctic (Letter), *Science*, 271, 129.
- Limpasuvan V, Thompson DWJ and Hartmann DL(2004); On the life cycle of Northern Hemisphere stratospheric sudden warmings, *J. Climate*, 17, 2584—2596.
- Miller AJ, Brown JA and Campana KA(1972); A study of the energetics of an upper stratospheric warming (1969—1970), *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 98, 734—744.
- Morison JH, Aagaard K and Steele M(2000); Recent environmental changes in the Arctic: A review, *Arctic*, 53, 4.
- Morison J *et al.* (2001); SEARCH (Study of Environmental Arctic Change) Science Plan, University of Washington, Seattle, WA.
- Murakami T(1963); Energy cycle of the stratospheric warming in early 1958, *J. Meteor. Soc. Japan*, 43, 262—283.
- Norton WA(2003); Sensitivity of Northern Hemisphere surface climate to simulation of the stratospheric polar vortex, *Geophys. Res. Letts.*, 30, No. 12, 10.1029/2003GL016958.
- Perlwitz J and Harnik N(2003); Observational evidence of a stratospheric influence on the troposphere by planetary wave reflection, *J. Clim.*, 16, 3011—3026.
- Perovich DK *et al.* (1999); Year on ice gives climate insights, *Eos Trans. AGU*, 80, 481, 485—486.
- Polvani LM and Kushner PJ(2002); Tropospheric response to stratospheric perturbations in a relatively simple general circulation model, *Geophys. Res. Letts.*, 29, No. 7, 10.1029/2001GL014284.
- Polyakov IV, Proshutinsky AY and Johnson MA(1999); Arctic decadal and interdecadal variability, *J. Geophys. Lett.*, 27, 4097—4100.
- Rasmusen EA and Turner J(2003); *Polar Lows; Mesoscale Weather System in the Polar Regions*, Cambridge, UK, Cambridge University Press, 605.
- Robinson WA(1991); The dynamics of the zonal index in a simple model of atmosphere, *Tellus*, 43A, 295—305.
- Scherhag R(1952); Die explosionsartigen stratosphärenere warmungen des spät winters 1951—1952, *Ber. Deut. Wetterd.*, 6, 51—63.
- Song Y and Robinson WA(2004); Dynamical mechanisms for stratospheric influences on the troposphere, *J. Atmos. Sci.*, 61, 1711—1725.
- SPARC (Stratospheric Process And their Role in Climate) Implementation Plan(1998); WCRP Report No. 105.
- Steele M and Boyal T(1998); Retreat of the cold halocline layer in the Arctic Ocean, *J. Geophys. Res.*, 103, 10419—10435.
- Thompson DW and Wallace JM(1998); The Arctic Oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields, *Geophys. Res. Lett.*, 25, 1297—1300.
- Thompson DWJ and Wallace JM(2001); Regional Climate Impacts of the Northern Hemisphere Annular Mode, *Science*, 293, 85—89.
- Uttal T and Coauthors (2002); The Surface Heat Budget of the Arctic Ocean, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 83, 255—275.
- Wallace JM(2000); North Atlantic Oscillation / Annular Mode; Two Paradigms—One Phenomenon, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 126, 791—805.
- Walsh IE, Chapman WL and Shy TL(1996); Recent decrease of sea level pressure in the central Arctic, *J. Climate*, 9, 480—486.
- Waugh DW, Randel WJ, Pawson S, Newman PA and Nash ER(1999); Persistence of the lower stratospheric polar vortices, *J. Geophys. Res.*, 104, 27191—27201.
- WMO(1992); *International Meteorological Vocabulary*. 见:国际气象词典编译组(1994);中英法俄西国际气象词典,

北京,气象出版社,1—698.

Wu Bingyi and Wang Jia (2002), Possible impacts of winter Arctic Oscillation on Siberian high, the East Asian winter monsoon and sea ice extent, *Advances in Atmospheric Sciences*, 19, 297—320.

Yamazaki K and Shinya Y(1999), Analysis of the Arctic oscillation simulated by AGCM, *J. Meteor. Soc. Japan.*, 77,1287—1298.

OUR UNDERSTANDING OF ARCTIC VORTEX

Sun Lantao¹, Wu Huiding^{2,3}, Li Xiang⁴

¹Department of Atmospheric Sciences, University of Illinois, Illinois 61801, USA,

²National Marine Environmental Forecasting Center, Beijing 100081, China,

³SOA Key Laboratory for Polar Science, Polar Research Institute of China, Shanghai 200136, China,

⁴Physical Oceanography Laboratory, Ocean University of China, Qingdao 266003, China)

Abstract

The Arctic vortex is a persistent large-scale cyclonic circulation pattern in the middle and upper troposphere and the stratosphere. Its activity and variability are related to the semi-permanent active centers and the cyclone activity with the short-time scale in the pan-Arctic. Its variability in the strength, which is directly related to the atmosphere, ocean, sea ice and ecosystem in the Arctic, has an effect on the lower atmospheric circulation and affects the weather in the sub-Arctic and even at the middle latitudes. The transition of the circulation from a warm anticyclone to a cold cyclone occurred in the middle and upper stratosphere during 2003 Chinese Arctic Research Expedition. The mechanisms coupling the stratosphere and troposphere have been studied by some scientists for understanding the effect of the polar vortex change on the lower circulation. The effect of the stratospheric sudden warming on the polar vortex break down was found early in the fifties of the last century and has been taken great note. The Arctic Oscillation (AO), relating to the change of the Arctic vortex, has been used to study the effect of the Arctic vortex on the climatic change. The recent Arctic vortex research is simply reviewed in the paper. Our understanding of the Arctic vortex is given and some different view and questions are also discussed.

Key words Arctic, polar vortex, Arctic Oscillation, stratosphere and troposphere, climate change.