

1979 年以来南极平流层冬季变暖^{*}

胡永云¹ 朱金奎¹ 刘骥平²

1 北京大学物理学院大气科学系,北京,100871

2 中国科学院大气物理研究所,大气科学和地球流体力学数值模拟国家重点实验室,北京,100029

摘 要

极地气候比其他区域有着更为显著的变化,这不仅反映在极地近地面和对流层,也同样反映在平流层。使用 NCEP/NCAR、NCEP/DOE 和 ERA40 月平均再分析资料,研究了南极平流层温度和位势高度的年代际变化趋势。结果表明,自 1979 年以来在冬季南极平流层存在变暖的趋势。分析 NCEP/NCAR 和 NCEP/DOE 再分析资料的结果是变暖主要出现在 7—10 月,最大增温位于 30 hPa,27 a(1979—2005 年)的最大增温幅度超过 7 °C。分析 ERA40 的结果是变暖主要出现在 6—9 月,较 NCEP/NCAR 和 NCEP/DOE 早 1 个月,最大增温位于平流层上层(5 和 3 hPa),23 a(1979—2001 年)的最大增温幅度超过 10 °C。在平流层高层,最大增温位于极区中心;在平流层中低层,最大增温位于极区外围偏向澳大利亚一侧。伴随着温度的升高,南极平流层的位势高度也存在升高的趋势。在 NCEP/NCAR 和 NCEP/DOE 再分析资料中,最大位势高度升高位于 10 hPa,27 a 里的升高幅度超过 450 m。ERA40 给出的结果相对弱一些,23 a 里的最大升高幅度接近 300 m。进一步的计算结果表明,进入南半球平流层的波动通量也有增加的趋势,可能是平流层波动增强导致了向南极的残余环流增强,与之相关的极圈内下沉运动也随之增强,下沉运动产生绝热加热,从而造成南极平流层增温和位势高度升高。

关键词: 南极平流层增温, 温室气体增加, 臭氧损耗, 行星波动, *E-P* 通量。

1 引 言

大气中温室气体含量增加和平流层臭氧损耗被认为是导致近几十年来全球气候变化的诸多因素中的两个重要因素^[1]。根据大气辐射的基本原理,温室气体增加和平流层臭氧损耗都将导致平流层温度降低^[2]。大量的观测和数值模拟研究表明,大气平流层自 20 世纪 70 年代末以来确实存在变冷的趋势^[3-6]。可是,这是针对年平均和全球平均的情况而言,极地平流层温度并非总是变冷的,也存在季节性变化。图 1 给出的是从 NCEP/NCAR 月平均再分析资料计算出的 27 a(1979—2005 年)50 hPa 等压面上纬向平均温度在各个月份的变化趋势。在中低纬度(60°S—60°N),全年各个月份的温度确实是降低的,这 27 a 的最大降温超过 3 °C。但在南北两极地区都存在一个强的增温,南极增温出现在 7—10

月,最大增温幅度超过 3 °C,北极增温出现在 11—1 月,最大增温幅度超过 5 °C。可以看出,两极的增温现象均发生在每个半球的冬季,增温首先出现在极区外围并向极区过渡。强增温之后是强降温,南极在 11—12 月的降温超过 4 °C,北极 2—4 月的降温超过 6 °C,这些降温分别出现在南北半球的春季。说明极地平流层的年代际温度变化趋势存在季节性的冷暖交替,这与中低纬度地区的一致性变冷趋势有着明显的不同。

关于平流层两极地区的春季变冷,已有相当多的研究工作^[7-12],这些工作一致认为极地平流层春季降温基本上是由于近二三十年来日趋严重的臭氧损耗造成的。因为平流层的温度主要取决于臭氧浓度,所以在极地臭氧浓度不断降低的情况下,温度也随之而降低。而图 1 中 50 hPa 等压面的南极春季降温比北极要弱。实际上南极平流层春季臭氧损耗远较北极严

^{*} 初稿时间:2007 年 6 月 17 日;修改稿时间:2007 年 8 月 10 日。

资助课题:教育部科学技术研究重点项目(106002),国家自然科学基金面上项目(40575031)和国家自然科学基金重点项目(40533016),国家重点基础研究发展计划项目(2006CB403605 和 2007CB411801)。

作者简介:胡永云,主要从事气候动力学和气候模拟研究。E-mail:yyhu@pku.edu.cn

重,所以降温也应更强一些。在较低的层次如 70 或 100 hPa 等压面上,南极降温要比北极强。相对于对极地平流层春季变冷的研究,对冬季变暖的研究工作还比较少。Hu 等^[12]使用 NCAR/NCAR 再分析资料研究了北极平流层在 11—1 月的变暖,发现冬季早期变暖与进入平流层的波动通量增加有关,指出北极平流层增温是动力原因造成的,而不是由于辐射的原因。

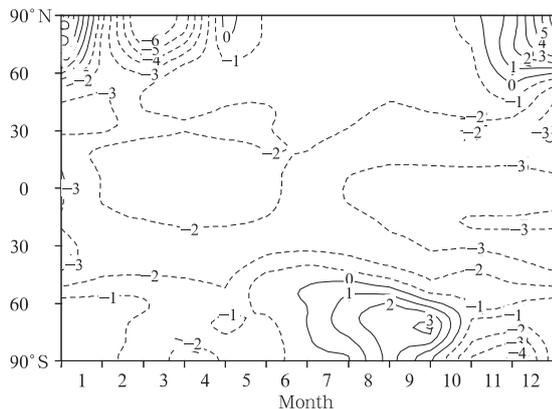


图 1 1979—2005 年 27 a NCEP/NCAR 再分析资料的 50 hPa 各月纬向平均温度的变化趋势 (实线:正趋势,虚线:负趋势;等值线间隔:1 °C)

Fig. 1 Trends of 50 hPa monthly zonal-mean temperatures derived from the NCEP/NCAR reanalysis over the 27-year from 1979 to 2005 (solid line: positive trend, dash-line: negative trend; contour interval: 1 °C)

南极平流层冬季增温对南极臭氧损耗以及臭氧洞的形成有着非常重要的意义。我们知道,南极平流层臭氧损耗之所以如此严重,一个重要的原因是冬末春初极区内的温度很低。极低的温度导致极地平流层冰晶云(PSC)形成,使得异相臭氧化学反应发生,从而造成 9—10 月南极臭氧迅速损耗并形成臭氧洞。如果南极平流层温度在冬季继续升高,它将迟早突破 PSC 形成的临界温度(对第 1 类 PSC 的形成,临界温度是 195 K;对第 2 类 PSC,临界温度是 188 K),并将不利于臭氧洞的形成。另外,南极平流层增温也意味着极区与中纬度之间的水平温度梯度减弱,南半球极夜急流和南极高极涡也将减弱,从而有利于臭氧从中低纬度向极区输送,这同样也不利于臭氧洞的形成。就我们所知,目前还没有关于南极平流层增温的研究工作,所以,本文的主要目的是揭示南极平流层在近二三十年来的增温现象并试图分析其成因。

尽管目前还没有关于南极平流层的研究,但南

极地面和对流层的温度变化趋势已经受到了关注。近些年来,南极半岛附近近地面的增温现象已经成为一个关注重点^[1],该增温远大于全球变暖的幅度,并被认为是导致南极半岛附近冰川坍塌的重要原因^[13-14]。Turner 等^[15]最近分析了南极地面探空资料并发现南极对流层大气近 30 年来存在显著的增温现象,增温幅度 0.5—0.7 °C/(10 a)。

2 资料和方法

在这项研究中,我们将使用 3 套月平均再分析资料:美国国家环境预测中心和国家大气研究中心(NCEP/NCAR)^[16]、国家环境预测中心和美国能源部(NCEP/DOE)^[17]以及欧洲中期预报中心(ERA40)^[18]。前两者的时间范围均为 1979—2005 年,共 27 a。ERA40 的时间范围为 1979—2001 年,共 23 a。计算 100 hPa 涡动热量通量所使用的资料是日平均温度和风场。各种变量场的变化趋势由线性回归得到,统计显著性检验使用的是 t 检验,统计显著性标准是 90%,对于 27 a 的样本,90%的统计显著性对应的 t 检验值大约是 1.7。在所有图中,统计上显著的区域均用阴影标出。

3 分析结果

3.1 温度趋势

利用 NCEP/NCAR 再分析资料,计算出平流层各层 1979—2005 年 7—10 月的平均温度的变化趋势(图 2)。在各个层次上,南极附近绝大部分区域均表现出增温趋势。除了 10 hPa 这一层,其他各层均有一个统计上显著的增温区,该区域并不正位于南极大陆上空,而是偏向澳大利亚一侧,呈一波型分布。最大增温位于 30 和 50 hPa,27 a 的最大增温幅度超过 7 °C(相当于 2.6 °C/(10 a))。这一增温幅度是 Turner 等^[15]所观测到的对流层中层(500 hPa)增温幅度的 4—5 倍。目前,我们还不清楚为什么南极平流层冬季增温是不对称的。中纬度地区基本是统计上显著的降温区,这些在较低纬度的降温主要是由于平流层臭氧损耗造成的,尽管温室气体增加对平流层变冷也有一定的贡献,但相对要弱一些^[5]。

根据 NCEP/DOE 再分析资料计算的 1979—2005 年的温度变化趋势(图略)可以看出,无论是温度变化的幅度或是空间分布都与图 2 中的结果非常一致,因为这两套再分析资料之间并没有本质的差别^[17]。

图 3 是 ERA40 再分析资料给出的在 1979—

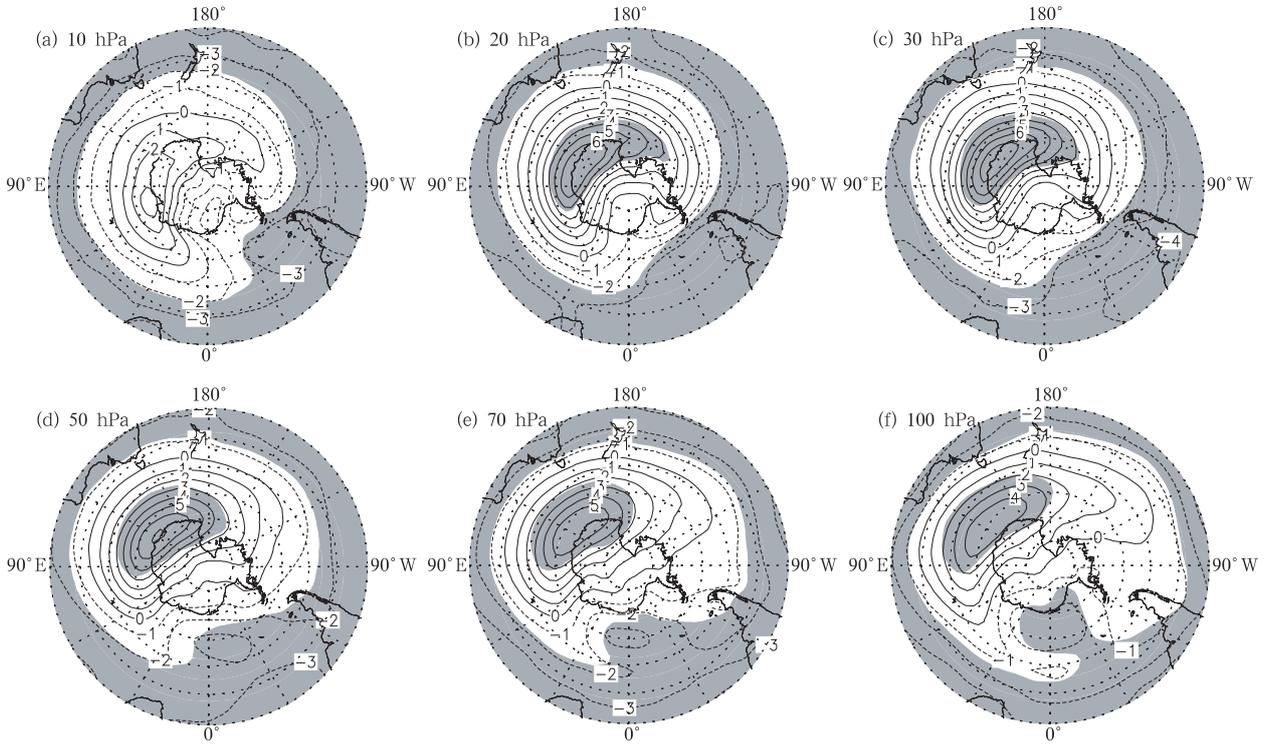


图 2 南半球平流层中低层 7—10 月平均温度在 27 a(1979—2005 年)的变化趋势
 (实线:正趋势,虚线:负趋势;阴影区表示 t 检验的信度超过 90%;等值线间隔为 1°C;
 a. 10 hPa, b. 20 hPa, c. 30 hPa, d. 50 hPa, e. 70 hPa, f. 100 hPa)

Fig. 2 July-October average trends (solid line: positive trend, dash-line: negative trend, contour interval: 1°C; areas with statistical significance above the 90% confidence level are shaded) of stratospheric temperatures derived from the NCEP/NCAR reanalysis in 1979—2005 (a. 10 hPa, b. 20 hPa, c. 30 hPa, d. 50 hPa, e. 70 hPa, f. 100 hPa)

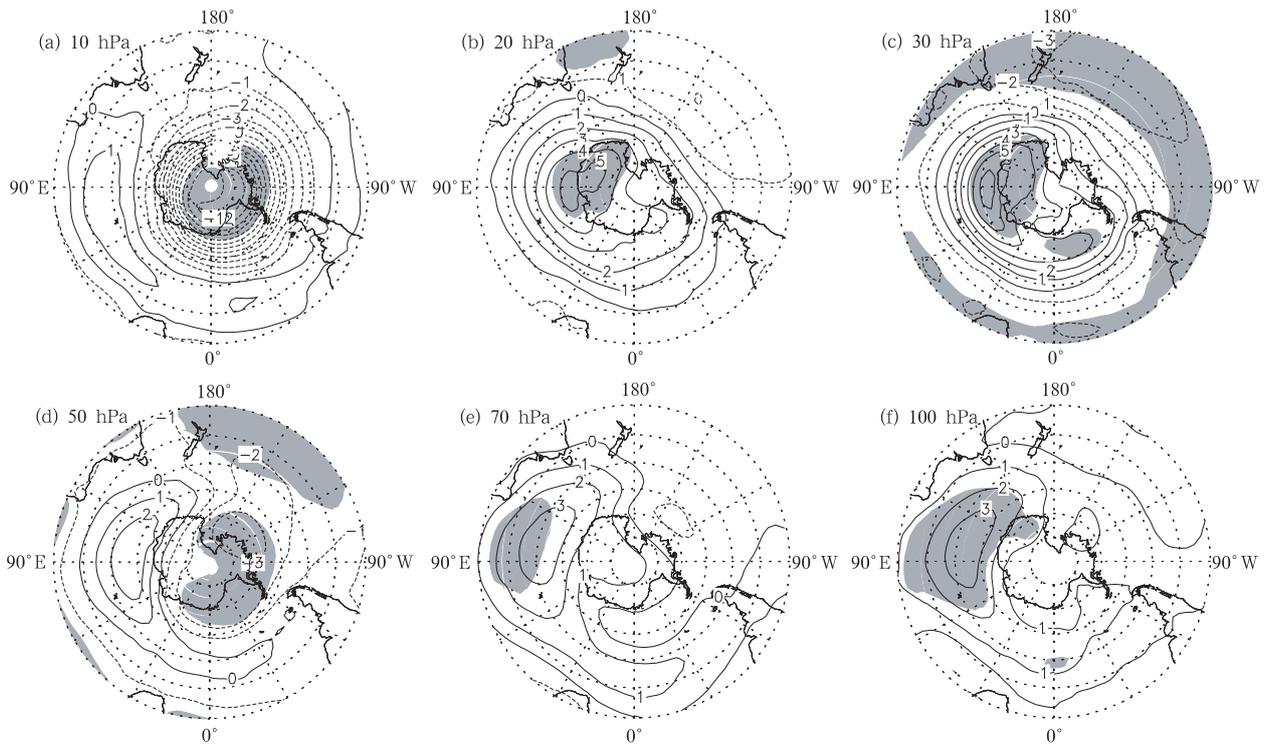


图 3 除了结果是来自 ERA40 再分析资料,并且时间段为 23 a(1979—2001 年),其余与图 2 相同
 Fig. 3 Same as Fig. 2, but derived from the ERA40 reanalysis in 1979—2001

2001 年的温度变化趋势。ERA40 资料中的南极平流层增温比 NCEP/NCAR 和 NCEP/DOE 早 1 个月(为什么 ERA40 再分析资料中的增温比 NCEP/NCAR 和 NCEP/DOE 早 1 个月,我们目前还不清楚),所以,这些结果是 6—9 月的平均温度趋势。图 3 的结果与图 2 比较,相似的地方表现在:统计上显著的增温区都偏向澳大利亚一侧,增温率基本相同,例如 30 hPa 的增温率大约都是 $2.6\text{ }^{\circ}\text{C}/(10\text{ a})$ 。差别的地方是:在 100 和 70 hPa,统计上显著的增温区更偏离极区;50 hPa 的增温统计上不显著,相反,极区的一侧出现了显著的降温趋势;10 hPa 等压面上出现统计上显著的降温。考虑到 10 hPa 是 NCEP/NCAR 和 NCEP/DOE

再分析资料的顶层,再分析模式边界条件的处理可能会影响再分析资料的可靠性,所以,我们认为 ERA40 资料在 10 hPa 的结果可能更真实一些。

因为 ERA40 再分析资料延伸至 1 hPa,为了确定南极平流层冬季增温是否延伸至平流层中高层,我们也对 7—2 hPa 温度趋势作了分析(图 4)。在 7 hPa,极区虽然出现增温,但统计上不显著。在 5 和 3 hPa,又出现统计上显著的增温,并且基本正位于南极大陆上空,这与平流层中低层增温区偏离极区的情况不同。到了 2 hPa,增温已不存在,基本上完全是降温。从图 3 和 4 可以看出 ERA40 给出的温度趋势随高度是变化的,呈三明治型,关于这一

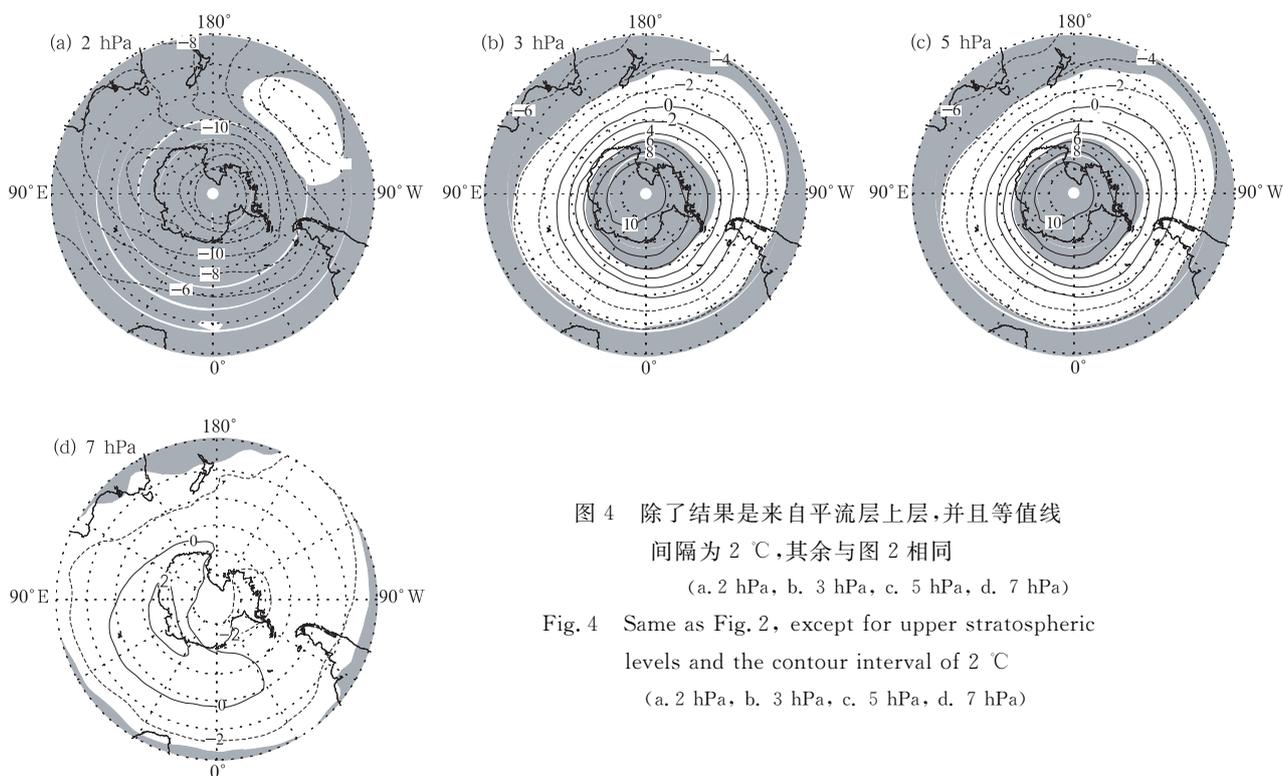


图 4 除了结果是来自平流层上层,并且等值线间隔为 $2\text{ }^{\circ}\text{C}$,其余与图 2 相同

(a. 2 hPa, b. 3 hPa, c. 5 hPa, d. 7 hPa)

Fig. 4 Same as Fig. 2, except for upper stratospheric levels and the contour interval of $2\text{ }^{\circ}\text{C}$

(a. 2 hPa, b. 3 hPa, c. 5 hPa, d. 7 hPa)

点,我们现在还不清楚其原因。

上面再分析资料给出的结果与 Turner 等^[15]使用南极大陆 9 个地面探空站资料给出的对流层温度的变化趋势有一些差别。Turner 等^[15]发现在这 9 个站点中有 8 个在 500 hPa 等压面上的温度在全年均呈升高趋势,而非像平流层温度的变化趋势那样冬季增温和春季降温。这主要是因为南半球春季南极臭氧严重损耗期间平流层呈现强的降温趋势,而这一平流层降温趋势似乎没有延伸到对流层中层。另一方

面,Turner 等^[15]发现其中 7 个探空站的最大增温趋势都出现在南半球的夏季(7—9 月),这与再分析资料给出的南极平流层冬季增温是一致的,说明南极对流层和平流层增温很可能是联系在一起的。

3.2 位势高度趋势

位势高度的变化和大气温度的变化是联系在一起的,我们知道当某一层大气的温度升高时,该层及其上面的大气层位势高度也将随之增加。图 5 给出的是从 NCEP/NCAR 再分析资料计算出的 7—10

月平均位势高度在 1979—2005 年的变化趋势。与温度变化趋势一致,各层的极区位势高度在这 27 a 里基本呈现升高的趋势,统计上显著的位势高度升高趋势也同样位于南极大陆上空靠近澳大利亚一侧,随着高度的升高,位势高度的升高趋势愈来愈靠

近极区。最大升高趋势位于 10 hPa,位势高度的最大升高幅度超过 450 gpm。中低纬度位势高度的降低趋势与该区域的温度降低趋势一致。据 NCEP/DOE 再分析资料计算出的 7—10 月平均位势高度的趋势(图略),其结果与图 5 基本一致。

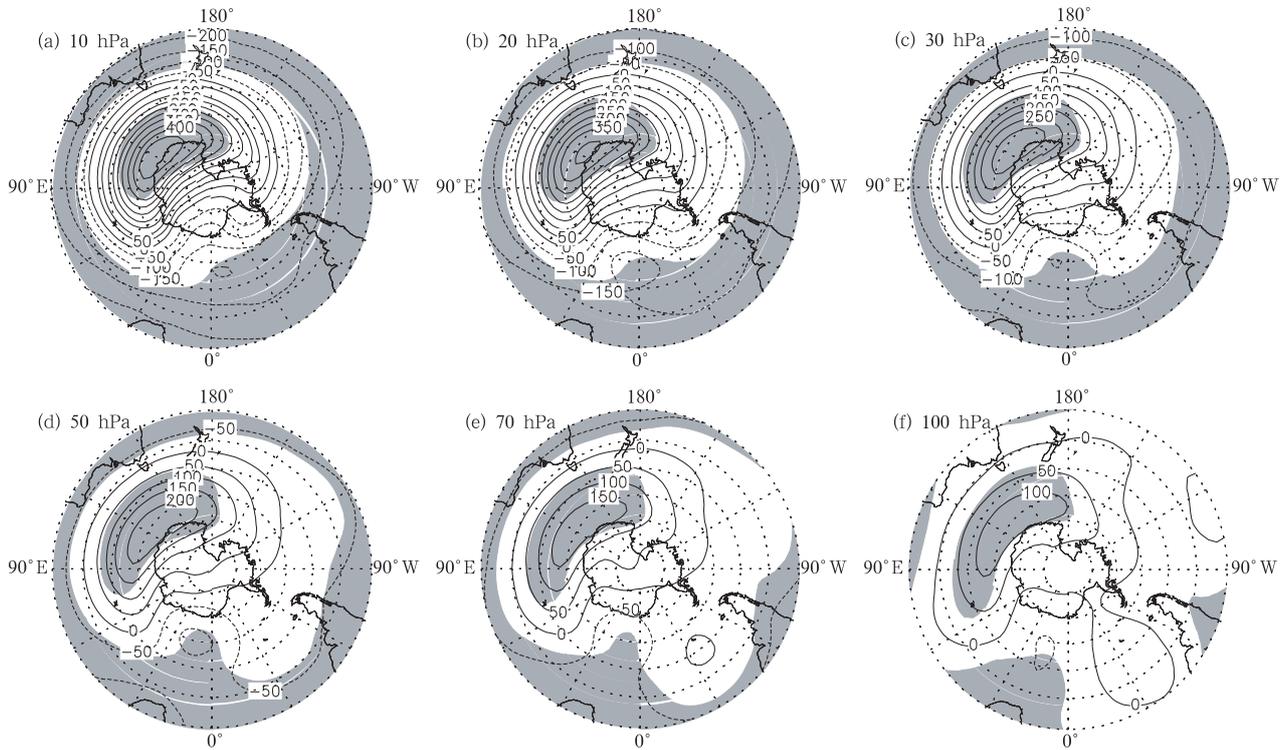


图 5 NCEP/NCAR 再分析资料给出的南半球平流层中低层 7—10 月平均位势高度在 27 a 的变化趋势

(实线:正趋势,虚线:负趋势;阴影区表示 t 检验的信度超过 90%,等值线间隔为 50 m;

a. 10 hPa, b. 20 hPa, c. 30 hPa, d. 50 hPa, e. 70 hPa, f. 100 hPa)

Fig. 5 Same as Fig. 2, but for the stratospheric geopotential heights at the contour interval of 50 m

从 ERA40 再分析资料计算的 6—9 月平流层平均位势高度在 23 a(1979—2001 年)的变化趋势(图 6)。位势高度的正趋势出现在平流层各个层次,但统计上显著的位势高度升高仅限于平流层中下层 100—20 hPa。位势高度正趋势所在的区域与图 5 和 NCEP/DOE 再分析资料的结果相比,在平流层低层(100 和 70 hPa),位势高度升高的幅度比图 5 和 NCEP/DOE 再分析位势高度升高的幅度要强一些,统计上显著的位势高度的正趋势覆盖的范围也较大一些,甚至延伸到了极区内。但在平流层中层(50—20 hPa),位势高度的升高幅度明显较弱,而且覆盖的范围也较小。如果不考虑这些细节,3 套再分析资料给出的温度和位势高度的变化趋势基

本上是一致的。

Thompson 和 Solomon^[14]使用 7 个南极地面站探空资料得到的平均温度和位势高度在南半球冬季也呈现弱的升高趋势,但统计上不显著。他们之所以没有发现南极平流层的冬季温度和位势高度的升高趋势,一个重要的原因可能是温度和位势高度升高的区域并不正位于极区内,所以,7 个站点平均的结果虽然显示出升高趋势,但升高的幅度较弱,而且统计上也不显著。因此,他们仅关心南极平流层在春季和夏季的变冷趋势,并没有特别关注冬季的变暖趋势。另外,他们使用的资料时间段是 1969—1998 年,与我们的也不一样,不同时间段上的温度和位势高度的变化趋势及其统计显著性也会有差异。

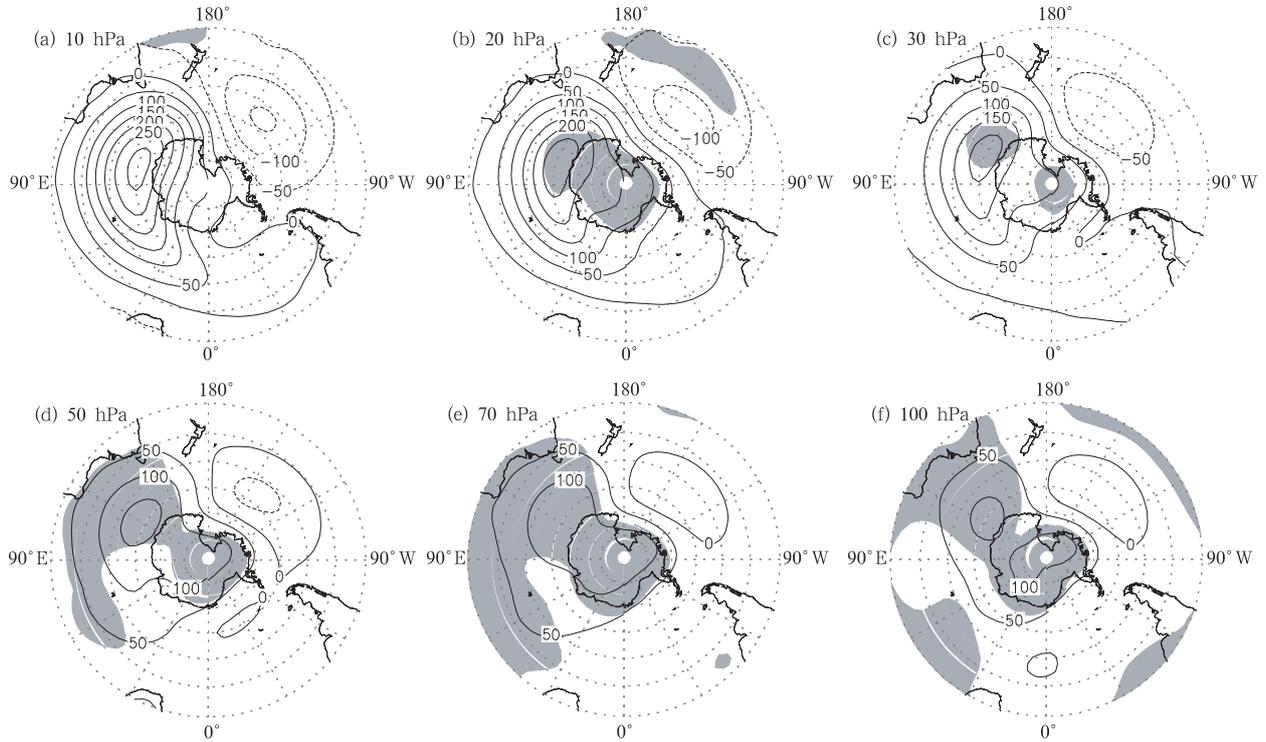


图 6 除了结果是来自 ERA40 再分析资料,并且时间段为 23 a(1979—2001 年),其余与图 5 相同

Fig. 6 Same as Fig. 5, except derived from the ERA40 reanalysis in 1979—2001

3.3 E-P 通量趋势

在冬季,平流层极区的温度主要取决于臭氧浓度和行星波动产生的绝热加热^[19],这可以根据下面的方程组进行讨论。在研究平流层大气运动的动力和热力过程时,通常使用的是变换的准地转欧拉方程组(Transformed Eulerian Mean),而非纬向平均方程组(也称为欧拉平均方程组)。在 β -平面近似的条件下,该方程组可写成如下形式:

$$\frac{\partial \bar{u}}{\partial t} - f_0 \bar{v}^* = \frac{1}{\rho_0} \nabla \cdot \mathbf{F} \quad (1)$$

$$\frac{\partial \bar{\theta}}{\partial t} = -\theta_{0z} \bar{w}^* + \bar{Q} \quad (2)$$

$$\frac{\partial \bar{v}^*}{\partial y} + \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial(\rho_0 \bar{w}^*)}{\partial z} = 0 \quad (3)$$

$$f_0 \frac{\partial \bar{u}}{\partial z} + \frac{R}{H} e^{-\frac{Rz}{c_p H}} \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial y} = 0 \quad (4)$$

这里, \bar{u} 、 $\bar{\theta}$ 、 θ_{0z} 、 ρ_0 、 R 、 c_p 、 H 、 f_0 和 \bar{Q} 分别代表纬向平均的纬向风、纬向平均位势温度、背景位温的垂直梯度($d\theta_0/dz$)、背景空气密度、干空气气体常数、干空气等压比热、大气标高、中纬度某一参考纬度的科氏力常数和绝热加热。这里的 \bar{v}^* 和 \bar{w}^* 分别代表

在 $y-z$ 平面上的残余(剩余)环流的水平和垂直分量,它们分别由下面的关系确定,

$$\bar{v}^* = \bar{v} - \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{\rho_0 \overline{v\theta'}}{\theta_{0z}} \right)$$

$$\bar{w}^* = \bar{w} + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{\overline{v\theta'}}{\theta_{0z}} \right)$$

该 $y-z$ 平面上的环流之所以被称为残余环流是因为 \bar{v}^* 和 \bar{w}^* 分别是纬向平均的水平速度和垂直速度减去涡动热量通量($\overline{v\theta'}$) 在垂直和水平方向上的梯度之后的残余量。矢量 \mathbf{F} 代表 E-P 通量,它由下面的公式确定,

$$\mathbf{F} = \left(-\rho_0 \overline{v'u'}, \rho_0 f_0 \frac{\overline{v\theta'}}{\theta_{0z}} \right)$$

这里的 v' 、 u' 和 θ' 分别代表经向风、纬向风和位温的涡动分量。

从方程(2)可以看出,局地温度变化是由残余环流的垂直运动和非绝热加热共同决定的。前者取决于垂直运动的方向(通常情况下, θ_{0z} 大于零),如果残余环流是下沉的,它将产生加热效应;反之,将产生冷却效应,这是因为随着大气压力在 z 方向上的递减,气块在上升运动过程中将膨胀冷却,在下沉过程

中将被压缩而增温。后者取决于臭氧浓度,如果臭氧浓度较高,空气吸收太阳紫外辐射较多,则温度较高,反之,温度较低。残余环流的垂直分量 \bar{w}^* 是通过连续方程(3)和水平分量 \bar{v}^* 联系在一起的,在极地, \bar{v}^* 趋向于零,从而产生垂直运动。残余环流的水平分量 \bar{v}^* 是由方程(1)中的 $E-P$ 通量散度 $\nabla \cdot \mathbf{F}$ 决定的。在南半球, $f_0 < 0$, 如果 $E-P$ 通量是辐合的 ($\nabla \cdot \mathbf{F} < 0$), 那么 $\bar{v}^* < 0$, 也就是说残余环流是朝向极地的($E-P$ 通量辐合也将同时导致纬向平均流的减速)。

在冬季,平流层盛行西风,行星波可以向上传播到平流层^[19-20]。由于大气密度随高度呈指数递减,当行星波进入平流层之后,其波动振幅迅速增大并在平流层破碎,行星波破碎后导致 $E-P$ 通量辐合。根据波-流相互作用的原理(方程(1)), $E-P$ 通量辐合将产生朝向极地的经向残余环流。再根据连续方程,我们知道残余环流在极地将下沉,该下沉运动将造成绝热加热并导致极区内大气温度升高。北极平流层大约每两年出现一次的爆发性增温现象便是由于对流层较强的行星波上传至平流层破碎造成的。上面只是关于大气波动造成平流层极区大气增温的简单解释,详细的讨论可以参考文献[19]。

根据上面的讨论,如果南半球冬季自对流层进入平流层的行星波动通量呈现增加的趋势,这些波动将导致极地温度升高。所以,由于 NCEP/DOE 的结果与 NCEP/NCAR 的结果基本一致,我们根据 NCEP/NCAR 和 ERA40 再分析资料计算出的 $E-P$ 通量趋势,分析进入南半球平流层的波动通量是否呈增强的趋势。

进入平流层的波动通量的大小通常用对流层顶附近的涡动热量通量来衡量^[21-23],这是因为涡动热量通量 $\overline{v\theta}$ 相当于 $E-P$ 通量的垂直分量。由于大气波动主要集中在中高纬度,所以,我们使用涡动热量通量在中高纬度($40^\circ-90^\circ\text{S}$)的总和来代表自对流层进入平流层的波动通量。图 7 给出的是根据 NCEP/NCAR 再分析资料计算出的 7—10 月 200 hPa 涡动热量通量的时间序列和线性回归曲线。可以看出在这几个月,涡动热量通量在这 27 a 里均呈上升趋势。除了 10 月的涡动热量通量趋势在统计上不够显著之外,7—9 月的涡动热量通量趋势均

高于 98% 的信度检验(t 检验值 2.5 对应着 98% 的可信度)。在 8 月和 9 月,涡动热量通量的增加量分别相当于 1979 年的 143% 和 86%。这几个月的平均热量通量增加了 68%(图 7e),并且平均涡动热量通量趋势的 t 检验显著性的信度高于 98%。

图 8 给出的是从 ERA40 计算出的 6—9 月 200 hPa 涡动热量通量的时间序列和线性回归趋势。可以看出在这几个月,涡动热量通量均呈上升趋势。与 NCEP/NCAR 再分析资料给出的结果相比,上升幅度较小一些,统计显著性也比较低。但 6—9 月平均涡动热量通量增加了 17%,在统计上也是显著的。这些结果说明自南半球对流层中高纬度进入平流层的波动通量是趋于上升的,波动通量的增加势必导致南半球残余环流的加强和极区绝热加热的增强。

平流层波动通量的增加除了可以直接导致平流层极区温度升高之外,它还可能造成自中低纬度向高纬度输送的臭氧增加^[21-22],从而间接地导致平流层南极附近增温。因为平流层热带地区是臭氧的源地,所以,残余环流的加强将输送更多的臭氧到高纬度地区。由于极夜急流的阻挡作用,输送到高纬度的臭氧将在极涡外围堆积,即使在南极极夜期间,极涡外围地区仍可以接收到太阳紫外辐射,如果该区域臭氧浓度增加,那么该区域的温度也将升高。从图 2、3 和 4 中,我们可以看出平流层低层的增温区确实不在极区内,而主要在极区的外围。所以,极地附近的增温也有可能是由于平流层波动通量的增加造成的极区附近的臭氧含量升高所导致的。为了检验这一点,我们使用 TOMS 臭氧资料计算了 1979—2005 年 6—10 月臭氧柱含量的趋势,发现整个南半球的臭氧含量都趋于降低,并没有显著的升高趋势(结果没有在这里给出)。所以,南极平流层的温度升高现象,应该是由于波动通量增加产生的绝热加热增强造成的。

4 讨论和结论

使用 NCEP/NCAR、NCEP/DOE 和 ERA40 三套再分析资料,分析了南半球冬季平流层的温度和位势高度自 1979 年以来的趋势。这 3 套资料均显示南极附近温度和位势高度在冬季有统计上显著的上升趋势。在 NCEP/NCAR 和 NCEP/DOE 资料中,增温主要出现在 7—10 月;在 ERA40 中,增温早

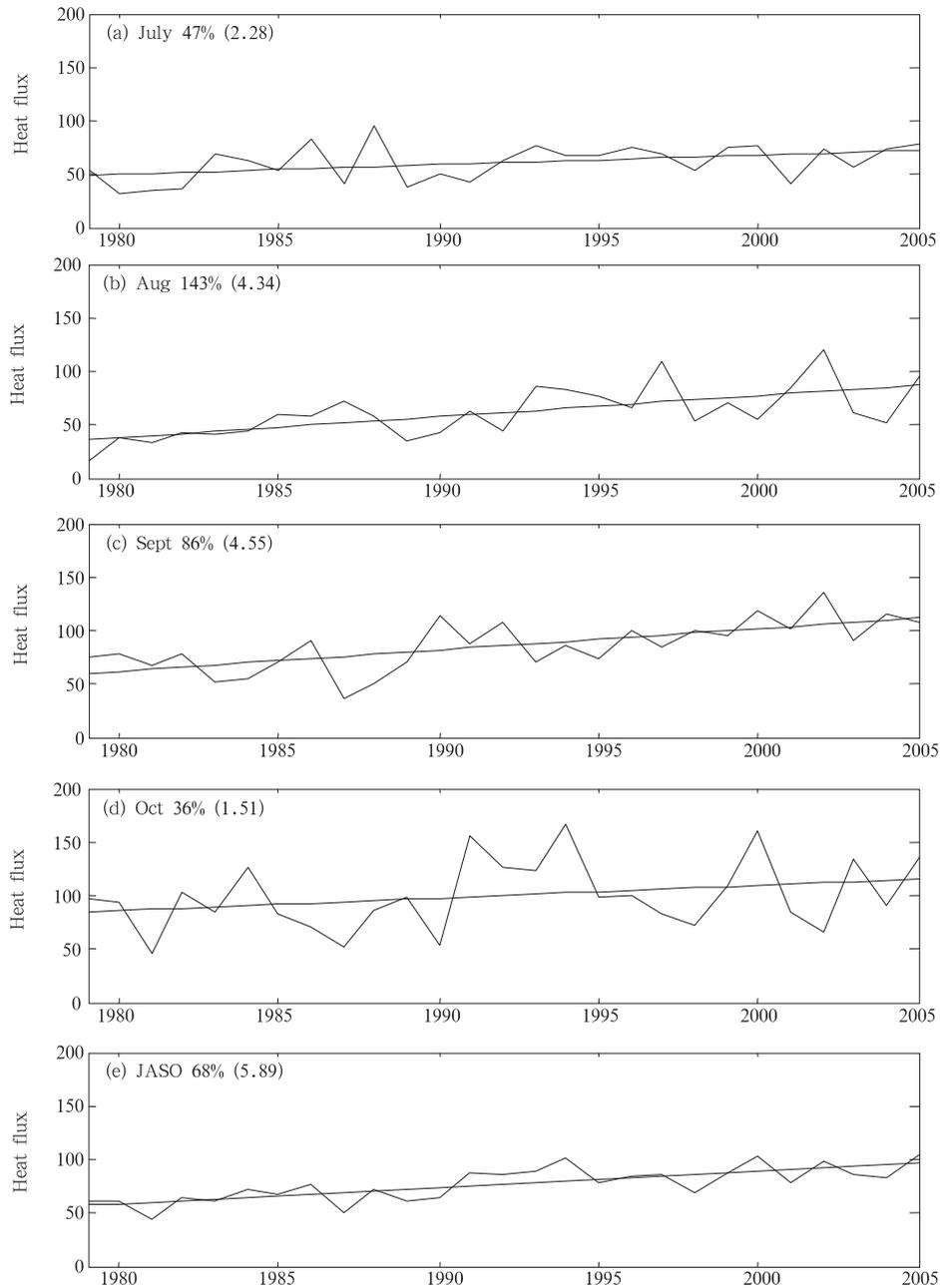


图 7 200 hPa 涡动热量通量 ($\overline{v\theta'}$, 相当于 $E-P$ 通量的垂直分量) 在 $40^{\circ}-90^{\circ}\text{S}$ 的总和随时间的变化 (单位: km/s ; 在计算涡动热量通量的总和时, 我们考虑了不同纬度的面积加权平均。斜线为线性回归线, 右上角的百分数是涡动热量通量相对于 1979 年的增加量, 括号内的数值是 t 检验数值; a. 7 月, b. 8 月, c. 9 月, d. 10 月)

Fig. 7 Time series of total eddy heat fluxes ($\overline{v\theta'}$, which is equivalent to the vertical component of $E-P$ flux; unit: km/s) at 200 hPa over $40^{\circ}-90^{\circ}\text{S}$

(Area-weighting is used in calculating the total eddy heat fluxes. Solid straight line is the linear trend. Values marked in the upper-left corner of the plots are the increases (percentages) in eddy-heat fluxes relative to that in 1979 and values in brackets are student t -test values;

a. July, b. August, c. September, d. October)

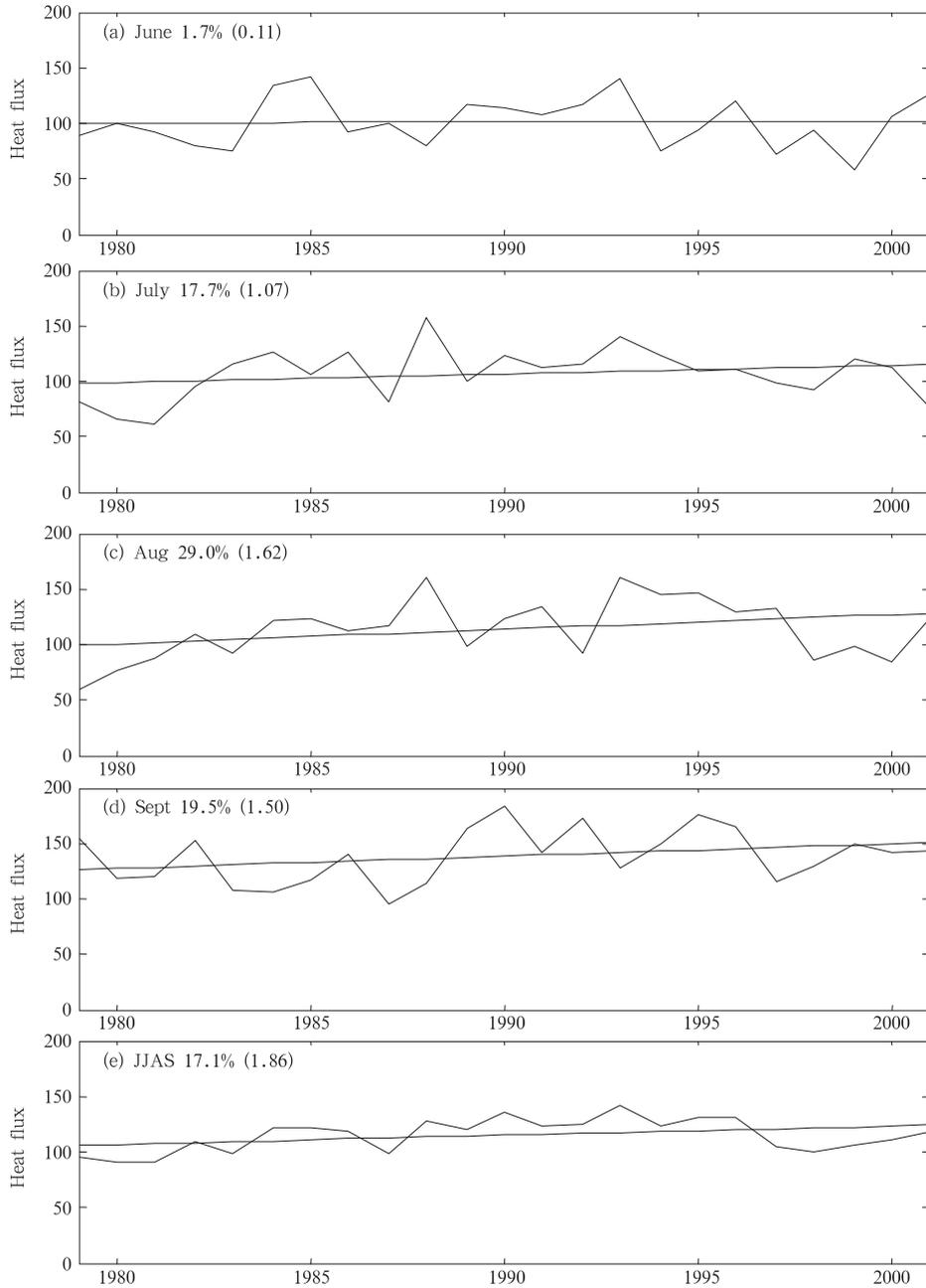


图 8 除了结果来自 ERA40 再分析资料,并且时间段为 23 a(1979—2001 年),其余与图 7 相同
(a. 6 月, b. 7 月, c. 8 月, d. 9 月)

Fig. 8 Same as Fig. 7, except derived from the ERA40 reanalysis in 1979—2001
(a. June, b. July, c. August, d. September)

1 个月,主要出现在 6—9 月。在平流层低层,最大增温区位于极区外围偏向澳大利亚的一侧,随着高度的升高,增温区愈来愈靠近极区的中心。根据 ERA40 资料的分析结果,这一增温现象一直延伸至南极平流层上层。在 100 hPa 等压面上,3 套资料给出的增温率均是大约 $1.7\text{ }^{\circ}\text{C}/(10\text{ a})$;在 30 hPa

等压面上,增温率大约是 $2.6\text{ }^{\circ}\text{C}/(10\text{ a})$ 。最大增温的季节与用南极探空资料给出的对流层增温的季节一致,也就是均出现在南半球冬季,但增温幅度较对流层大得多。伴随着温度的升高,位势高度也呈上升的趋势,100 hPa 等压面的位势高度升高大约是 $45\text{ gpm}/(10\text{ a})$;30 hPa 等压面上位势高度升高大

约是 100 gpm/(10 a)。在 ERA40 资料中,位势高度升高的现象一直延伸至南极平流层上层,但 20 hPa 以上的位势高度升高趋势在统计上并不显著。

一个重要问题是什么原因导致了平流层南极附近温度和位势高度的升高趋势。针对这一问题,我们分析了南半球冬季(6—10月)进入平流层的波动通量的趋势,结果发现自对流层进入平流层的波动通量确实有增加的趋势。NCEP/NCAR 再分析资料给出的结果是在 8 和 9 月通过中高纬度进入南半球平流层的波动通量在 27 a 的增加量分别高达 143% 和 86%。ERA40 再分析资料给出的波动通量的增加相对弱一些,但 8 月波动通量的增加仍达到 29%。这说明南极平流层增温可能是由于动力加热造成的。波动通量的加强也有可能产生向高纬度输送的臭氧增加,从而导致平流层极区外围的温度升高。但是,根据 TOMS 臭氧资料的计算结果,南极极涡外围臭氧浓度并没有增加的趋势。所以,南极平流层的冬季增温是由于近几十年来平流层波动通量的增加造成的。

那么,又是什么原因造成了自对流层进入平流层的波动通量增加呢?在研究北极平流层冬季早期的增温现象时,Hu 等^[12]提出北半球冬季早期向上的波动通量的增加与热带海面温度升高有关。他们认为热带海面温度的升高导致 Hadley 环流增强(NCEP/NCAR 再分析资料显示 Hadley 环流冬半球分支在 1979 年以来均有显著的加强趋势^[12])。当 Hadley 环流加强时,自热带向副热带输送的角动量和热量也随之增加,前者直接导致副热带西风急流加速,后者导致副热带和中纬度之间的温度梯度加大,其结果也造成了副热带急流加速。加速的副热带急流倾向于把行星波向高纬度折射^[23-25],结果造成进入平流层的波动通量增加。这一物理机制也同样可以用来解释南半球平流层波动通量的增加。不同的是南半球的行星波动较弱,南半球 Hadley 环流和副热带急流增强对波动的影响可能也会相对弱一些。我们将在下一步的工作中详细研究南半球行星波传播和 Hadley 环流之间的关系。

现有的一些数值模拟结果也支持上述的解释。Hou^[26]使用一个简单的全球环流模式(GCM)模拟中高纬度大气环流对热带下垫面热源变化的响应,结果发现热带海面温度升高将导致 Hadley 环流增

强以及大气波动更倾向于向高纬度传播,相应地,极地温度趋于升高。虽然 Hou 使用的模式没有包括完整的平流层,但其对流层的环流变化与上面的再分析资料给出的结果是一致的。Robinson 等^[27]使用观测的热带海面温度(SST)强迫 GCM 来研究中纬度气候对热带 SST 变化的响应,他们发现与近二三十年热带 SST 变暖相对应的是中高纬度波动增强,这同样也意味着进入平流层的波动通量将增加。可是,Hoerling 等^[28]在使用 GCM 模拟热带 SST 变化对北极涛动(AO)的正趋势的影响时发现,热带 SST 变暖倾向于产生正的 AO 趋势,也就是中高纬度波动减弱和西风气流加强,这一结果与 Hou 和 Robinson 等的结果基本相反。Schneider 等^[29]发现热带 SST 变暖并不能产生明显的 AO 变化趋势。到目前为止,关于中高纬度环流和气候对热带 SST 变暖的响应还没有一个统一的结果。

还有一个重要问题需要指出的是再分析资料及其给出的结果的可靠性。因为南半球的常规观测资料较少,再分析资料基本上是从卫星观测反演而来的,所以,再分析资料中南半球各要素场的可靠性一直是一个问题。虽然这里的再分析资料给出的结果与 Thompson 和 Solomon^[14]和 Turner 等^[15]使用南极地面探空资料给出的结果具有一致性,但还需要进一步的分析来验证,尤其是比较再分析资料与探空资料在平流层的一致性和差异以及搞清楚南极平流层增温与 Turner 等发现的极地对流层增温是如何联系在一起的,这将在我们下一步的工作中进行。

参考文献

- [1] Houghton J T, et al. IPCC 2001. Climate Change 2001: The Scientific Basis. The Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge UK: Cambridge University Press, 2001: 881pp
- [2] Houghton J T. The Physics of Atmospheres. Cambridge, UK: Cambridge University Press, 2002: 320pp
- [3] Chanin M L, Ramaswamy V. Trends in Stratospheric Temperatures in Scientific assessment of ozone depletion: 1998. Global Ozone Research and Monitoring Project. World Meteorological Organization, Report No. 44, Geneva, 1999
- [4] Solomon S. Stratospheric ozone depletion: A review of concepts and history. Rev Geophys, 1999, 37: 275-316
- [5] Ramaswamy V, et al. Stratospheric temperature trends: Observations and model simulations. Rev Geophys, 2001, 39:

- 71-122
- [6] 胡永云. 平流层极地臭氧损耗影响对流层气候的研究进展. 北京大学学报(自然科学版), 2006, 42: 561-568
- [7] Ramaswamy V, Schwarzkopf M D, Randel W J. Fingerprint of ozone depletion in the spatial and temporal pattern of recent lower-stratospheric cooling. *Nature*, 1996, 382: 616-618
- [8] Randel W J, Wu F. Cooling of the Arctic and Antarctic polar stratospheres due to ozone depletion. *J Climate*, 1999, 12: 1467-1479
- [9] Gillett N P, Thompson D W J. Simulation of recent Southern Hemisphere climate change. *Science*, 2003, 302: 273-275
- [10] Pawson S, Naujokat B. The cold winter of the middle 1990s in the northern lower stratosphere. *J Geophys Res*, 1999, 104: 14209-14222
- [11] Labitzke K, Naujokat B. The lower Arctic stratosphere in winter since 1952. *SPARC Newsletter*, 2000, 15: 11-14
- [12] Hu Y, Tung K K, Liu J. A closer comparison of early and late winter atmospheric trends in the Northern Hemisphere. *J Climate*, 2005, 18: 2924-2936
- [13] Cook A J, Fox A J, Vaughan D G, et al. Retreating Glacier Fronts on the Antarctic Peninsula over the past half-century. *Science*, 2005, 308: 541-544
- [14] Thompson D W J, Solomon S. Interpretation of recent Southern Hemisphere climate change. *Science*, 2002, 296: 895-898
- [15] Turner J, Lachlan-Cope T A, Colwell S, et al. Significant warming of the Antarctic winter troposphere. *Science*, 2006, 311: 1914-1917
- [16] Kalnay E, et al. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. *Bull Amer Meteor Soc*, 1996, 77: 437-471
- [17] Kanamitsu M, et al. NCEP-DOE AMIP-II reanalysis (R-2). *Bull Amer Meteor Soc*, 2002, 83: 1631-1643
- [18] Uppala S M, et al. The ERA-40 reanalysis. *Quart J Roy Meteor Soc*, 2005, 131: 2961-3012
- [19] Andrews D G, Holton J R, Leovy C B. *Middle Atmosphere Dynamics*. New York: Academic Press, 1987: 489pp
- [20] Charney J G, Drazin P G. Propagation of planetary scale disturbances from the lower into the upper atmosphere. *J Geophys Res*, 1961, 65: 83-109
- [21] Fusco A C, Salby M L. Interannual variations of total ozone and their relationship to variations of planetary wave activity. *J Climate*, 1999, 12: 1619-1629
- [22] Randel, W J, Wu F, Stolarski R. Changes in column ozone correlated with the stratospheric EP flux. *J Meteor Soc Japan*, 2002, 80: 849-862
- [23] Hu Y, Tung K K. Interannual and decadal variations of planetary-wave activity, stratospheric cooling, and Northern Hemisphere annular mode. *J Climate*, 2002, 15: 1659-1673
- [24] Hartmann D L, Wallace J M, Limpasuvan V, et al. Can ozone depletion and greenhouse warming interact to produce rapid climate change? *Proc Natl Acad Sci*, 2000, 97: 1412-1417
- [25] Chen W, Takahashi M, Graf H F. Interannual variations of stationary planetary wave activity in the northern winter troposphere and stratosphere and their relations to NAM and SST. *J Geophys Res*, 2003, 108: doi: 10.1029/2003JD003834
- [26] Hou A. Hadley Circulation as a modulator of the extratropical climate. *J Atmos Sci*, 1998, 55: 2437-2457
- [27] Robinson W A, Reudy R, Hansen J E. General circulation model simulations of recent cooling in the east-central United States. *J Geophys Res*, 2002, 107: 10.1029/2001JD001577
- [28] Hoerling M P, Hurrell W, Xu T. Tropical origins for recent North Atlantic climate change. *Science*, 2001, 292: 90-92
- [29] Schneider E K, Bengtsson L, Hu Z. Forcing of Northern Hemisphere climate trends. *J Atmos Sci*, 2003, 60: 1504-1521

ANTARCTIC STRATOSPHERIC WINTER WARMING SINCE 1979

Hu Yongyun¹ Zhu Jinkui¹ Liu Jiping¹

1 Department of Atmospheric Sciences, School of Physics, Peking University, Beijing 100871

2 LASG/Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029

Abstract

Polar climate has much larger changes than other areas over the globe, which is reflected not only near the surface but also in the stratosphere. Using the NCEP/NCAR, NCEP/DOE and ERA40 reanalysis, the decadal trends in temperatures and geopotential heights in the Southern Hemisphere winter stratosphere were studied, and found that the Antarctic stratosphere has displayed statistically significant warming trends since the late 1970s. The warming mainly occurred in July–October with the maximum warming of about 7 °C at 30 hPa over the past 27 years (1979–2005) in the NCEP/NCAR and NCEP/DOE reanalysis, and in June–September, one month earlier than that in the NCEP/NCAR and NCEP/DOE data, with the maximum warming of more than 10 °C in the upper stratosphere (5 and 3 hPa) over the past 23-year (1979–2001) in the ERA40 data. The significant warming was centered over the polar cap in the upper stratosphere, however, it lay in the Australian side of the polar region in the middle and lower stratosphere. Geopotential heights in the Antarctic stratosphere also exhibited positive trends in response to temperature increasing. The maximum increase in geopotential heights was 450 meters at 10 hPa over the 27-year in the NCEP/NCAR and NCEP/DOE, but the increase was relatively smaller, about 300 meters over the 23 years in the ERA40. Further analysis shows that wave fluxes from the troposphere into the stratosphere also increased. It is the increasing in wave fluxes that leads to a stronger poleward residual meridional circulation in the stratosphere, thus a stronger subsidence in the polar region, which causes enhanced adiabatic heating in the polar region.

Key words: Antarctic stratospheric warming, Increasing in greenhouse gases, Ozone depletion, Planetary wave, *E-P* flux.