

北极平流层冬季早期变暖的 GCM 模拟研究*

胡永云 姜天宇

北京大学物理学院大气科学系，北京，100871

*本项研究得到以下课题资助：国家自然科学基金面上项目（40575031）和重点项目（40533016）；教育部科学技术研究重点项目（106002）、博士点基金（20070001002）和新世纪人才计划；国家重点基础研究发展计划项目(2007CB411801)。

第一作者：胡永云，1965年5月生，男，博士，教授，研究领域：气候动力学和气候模拟，
Email: yyhu@pku.edu.cn

摘要

观测表明北极平流层自上个世纪 70 年代末以来在冬季早期（11-12 月）存在变暖的趋向。为了验证该趋向是否是由于海面温度（SST）升高造成的，我们使用观测的全球 SST 强迫一个全球大气环流模式（AGCM）。集合模拟的结果表明，在 SST 强迫下，北极平流层呈现统计显著的变暖趋向，极地对流层也有相对较弱的变暖趋向，但统计显著性较低。通过对模拟的位势高度进行经验正交函数（EOF）分析，我们发现北半球位势高度第一模态（EOF1）的空间结构非常类似于北极涛动（AO）或北半球环状模（NAM），其平流层主分量时间序列在冬季早期呈现统计显著的负趋向。与负的 AO 趋向相对应的是，对流层高纬度和平流层中高纬度波动增强，说明极区变暖是由于波动增强产生的极区绝热加热增强造成的。另外，模拟的结果还表明北极平流层不仅在冬季早期出现变暖的趋向，在冬季晚期（2-3 月）北极平流层低层也出现弱的变暖趋向。SST 强迫导致北极平流层冬季变暖不利于异相臭氧化学反应的发生，这对极地平流层臭氧恢复有着重要意义。

关键词：平流层、SST 变暖、行星波动、臭氧损耗、气候变化

1、引言

观测分析表明，近三十年来北半球中高纬度地区在冬季早期与晚期呈现几乎相反的气候趋向¹。这一相反的气候趋向表现为：在冬季早期（11-12 月份）北极平流层变暖、极涡和极夜急流减弱；在冬季晚期（2-3 月份）极区变冷、极涡和极夜急流加强。这一相反的气候趋向不仅出现在平流层，也同样出现在对流层。如果用北极涛动（AO）或北半球环状模（NAM）²来描述这一相反的气候趋向，冬季早期的气候趋向相当于 AO 越来越向其负位相发展（AO 负趋向），而冬季晚期的气候趋向相当于 AO 向其正位相发展（AO 正趋向）³。这一相反的气候趋向可以从图 1 中看出，该图是根据 NCEP/NCAR 再分析资料给出的北半球 50、100 和 500 hPa 冬季早期和晚期在 1978-2002 这 25 年里的变化趋向。在冬季早期，无论是平流层还是对流层极区都存在统计显著的变暖趋向，相应地中纬度地区变冷。相对来说，平流层的增温幅度较大，50 hPa 最大增温达到近 6°C（图 1a）。在冬季晚期，极区基本上是降温的。虽然平流层中纬度也存在降温，但相对极区降温要小得多。与冬季早期北极变暖类似，南半球冬季和春季早期也存在变暖的趋向⁴。无论冬季早期或晚期，气候趋向的统计显著性都达到了相当高的可信度^{1,4}，意味着这两种气候趋向都可能是由于外部强迫造成的，而不是由于气候自然波动所导致的。

关于冬季晚期 AO 的正趋向，近些年来已有大量的研究。大部分研究认为冬季晚期 AO 的正趋向与北极平流层臭氧损耗有关⁵⁻⁹。这是因为极地平流层臭氧损耗将导致极区温度降低，虽然中纬度温度也由于臭氧损耗而降低，但其降温幅度相对于极地降温较弱，所以，中纬度和极地之间的水平温度梯度加强。温度梯度的加强将导致极夜急流加速。加速的极夜急流趋于把行星波向赤道方向折射，使得平流层中高纬度波动减弱。根据波-流相互作用的理论¹⁰，当平流层中纬度地区的行星波活动减弱时（更准确地说，当 EP 通量辐合减弱时），极区动力绝热加热减少，造成极区温度进一步降低，极夜急流加速，从而造成平流层 AO 的正趋向。由于行星波具有深厚的垂直结构，行星波传播方向的改变也反映在对流层，也就是对流层中高纬度的行星波动也随之减弱，所以，AO 的正趋向不仅出现在平流层，也延伸到对流层。根据 GCM 的模拟结果，Shindell¹¹等认为温室气体增

加也可以导致 AO 的正趋向，他们认为温室气体增加造成平流层变冷和对流层变暖，使得对流层顶附近南北温度梯度加强，中纬度西风加强，波动减弱，从而造成 AO 的正趋向。可是，Butchart¹²⁻¹³ 等的模拟结果却表明温室气体增加产生负的 AO 趋向。

相对于大量有关冬季晚期极区变冷和相应的大气环流变化的研究，冬季早期的极区变暖现象则没有被关注，更没有被深入地研究过。根据再分析资料给出的结果，Hu¹ 等提出冬季早期平流层极区变暖的趋向是由于波动增强造成的，他们进一步指出波动增强很可能与热带海面温度 (SST) 变暖有关。基于再分析资料给出的 EP 通量矢量的趋向以及 Hadley 环流增强的趋势，Hu¹ 等指出，热带 SST 变暖导致 Hadley 环流加强，加强的 Hadley 环流向副热带输送更多的角动量和热量，前者直接导致对流层副热带急流加速，后者增强了热带和中纬度之间的温度梯度，也造成副热带急流加速，行星波因此被折射向极地平流层，波动增强造成极区下沉运动增强和绝热增温加强。冬季早期北半球中高纬度波动增强也被其它研究工作证实¹⁴。另外，Chen¹⁵ 等也发现当热带 SST 较高时，北半球冬季中高纬度波动偏强。但仅基于观测诊断的结果还不能肯定冬季早期北极平流层变暖褐负的 AO 趋向是否是由热带 SST 升高造成的。在研究美国中东部变冷的工作中，Robinson¹⁶ 等使用观测的热带 SST 强迫全球大气环流模式 (AGCM) 发现对流层中高纬度波动确有增强的趋势，它相当于 AO 的负趋向。可是，Hoerling¹⁷ 等发现 SST 强迫可以产生北大西洋涛动 (NAO) 的正趋向，也就是正的 AO 趋向。Schneider¹⁸ 等则发现 SST 强迫并不能产生统计上显著的 AO 趋向。需要指出的是，上面的这些模拟试验都只是针对对流层的，而且所使用的模式都没有包含完整的平流层。所以，极地平流层冬季温度对 SST 的响应是什么目前还不太清楚。

我们这项工作的主要目的是使用一个包含完整平流层和对流层的 AGCM 来研究北半球平流层对 SST 升温的响应，也就是 SST 升温是否能够产生北极平流层变暖或负的 AO 趋向。本文的组织结构如下：首先，简单地介绍所要使用的 AGCM。其次，给出模拟的冬季早期气候变化趋向，包括温度、位势高度、纬向风和波动通量等的变化趋势，并比较观测和模拟结果之间的一致性和差异。由于再分析资料的主要结果已在 Hu¹ 等中给出，在这里我们将不再重复。最后，根据模拟结果讨论 SST 强迫对冬季早期北半球高纬度大气环流和气候变化趋向的影

响以及北极平流层臭氧恢复的意义。

2、模式和数值试验设计

在这项研究中，我们使用的模式是美国宇航局哥达德空间研究院（GISS）发展的全球气候模式（以后简称 GISS-GCM）¹⁹。该模式的水平分辨率为 $4^{\circ} \times 5^{\circ}$ （纬向和经向），垂直方向有 23 层，从地面延伸到 0.017 hPa（大约 80 公里高）。该模式在平流层使用了重力波参数化方案，所以，能够比较真实地反映大气平流层的环流状况，适合研究有关平流层大气环流和气候变化的问题。为了验证北极变暖是否是由于 SST 变暖造成的，我们使用英国 Hadley 中心的全球月平均 SST 和海冰的观测资料²⁰来强迫大气环流模式。我们进行了三个集合试验。数值模拟的时段为 1950-2002。温室气体、臭氧等大气成分均保持在 1950 年的水平。为了与 Hu¹ 等的再分析结果相比较，对模拟结果的趋向分析仅限于 1978-2002，共 25 年。各变量场的趋向由线性回归得到，统计显著性检验使用的是学生 t 检验（student t-test），统计显著性标准是 90%。对于 25 年的样本，90% 的统计显著性对应的 t 检验值大约是 1.7。在以下分析中，我们将使用 500、100 和 50 hPa 分别代表对流层、对流层顶和平流层。由于该模式是国际上比较通用的 GCM 之一，而且 Schmidt¹⁹ 等已对 GISS-GCM 的模拟能力做了分析并与再分析资料做出了详细的对比说明，所以，在本文中我们将不再对这些方面进行分析和讨论。

3、模拟结果

3.1、温度场趋向

图 2a-c 给出的是 25 年（1978-2002）里 11-12 月平均温度在 50、100 和 500 hPa 等压面上的变化趋向。在 50 hPa，北极地区有一统计显著的升温区，其中心偏向加拿大东北部和格陵兰岛一侧，最大升温幅度大约是 2.5°C 。相对于极区的增温，中纬度地区有弱的降温，尤其是在中纬度北大西洋和北太平洋。在 100 hPa，增温区域大致与 50 hPa 的增温区域相同，最大增温幅度也是大约 2.5°C ，统计显著的范围稍大一些。在 500 hPa，极区也有统计显著的增温，但其覆盖的范围稍小，增温幅度也比上面两层的增温幅度小。

模拟和观测的冬季早期温度变化趋向的相同点是都出现了变暖的趋向，说明 SST 强迫确实造成极地变暖。但是模拟的增温幅度以及增温区所在的位置与观测

的有一些差别。比较图 1a-c 与图 2a-c，我们可以发现模拟的 50 和 100 hPa 最大增温中心偏向北大西洋一侧，而不是偏向北太平洋一侧。另外，平流层增温幅度偏小，再分析资料给出的 50 hPa 最大增温达到 5°C，而模拟的增温只有大约 2.5 °C。模拟的平流层增温幅度较小可能是由两个原因造成。一个原因是几乎所有的平流层模式都存在极地偏冷的问题（也就是极夜急流和极涡偏强）²¹⁻²²，其结果导致平流层行星波动偏弱，波动造成的动力增温也相应地偏弱。另一个原因是图 2 给出的结果是三个集合模拟试验平均温度的趋向，在单个模拟试验中增温趋向要大一些，但三个模拟试验的最大增温区的位置并不一致，所以，三个模拟试验平均后的温度的变化趋向也偏弱。

图 1d-f 给出的是 2-3 月平均温度在 50、100 和 500 hPa 的趋向。在 50 hPa，统计上显著的增温区出现在北极地区靠近加拿大东北部和格陵兰岛一侧，这与冬季早期类似，但增温区的范围和增温幅度都比冬季早期稍小一些。另一方面，北极靠近俄罗斯一侧出现显著的降温，降温幅度为 -2 °C，这与冬季早期不同。100 hPa 的温度趋向与 50 hPa 类似，显著的增温位于加拿大东北部和格陵兰岛，与冬季早期相比，增温的范围稍小。另有弱的降温位于俄罗斯北部。在 500 hPa，极圈内显著的增温出现在俄罗斯北部，极区也有弱的降温，但统计上不显著。对比图 1d-f 与图 2d-f 可以发现，模拟的冬季晚期温度变化趋向与再分析资料给出的温度趋向基本相反，模拟的极区温度基本呈变暖趋向，但再分析资料给出的温度变化趋向是 50 和 100 hPa 的温度几乎完全是降低的。我们知道，在再分析资料中的极区降温是由于臭氧损耗造成的，在模拟实验中，臭氧损耗的强迫效应没有包含在内。所以，在没有损耗的情况下，SST 强迫不仅造成冬季早期极区平流层变暖，也能够造成冬季晚期极区平流层变暖。

3.2、位势高场趋向

位势高度的变化趋向是与温度趋向直接联系在一起的，再分析资料给出的结果是随着极区温度的升高，位势高度也有升高的趋势（参看 Hu¹ 等的图 11）。图 3a-c 给出的分别是冬季早期 50、100 和 500 hPa 位势高度的趋向。它们的空间分布与温度趋向的空间分布基本一致，极区呈现正趋向，而且正趋向的中心偏向北大西洋一侧。在 50 hPa，25 年里的位势高度最大升高大约是 140 m，比再分析资

料给出的 160 m 低一些。100 和 500 hPa 位势高度趋向的空间分布与 50 hPa 的基本一致，最大值分别为 90 和 50 m，均比再分析资料给出的值（100 和 70 m）小一些。图 3d-f 给出的是冬季晚期的位势高度趋向。可以看出极区基本上正是趋向，50 和 100 hPa 的极区位势高度正趋向是统计显著的，而 500 hPa 的极区位势高度正趋向不够显著。总体来讲，模拟的极区位势高度趋向与再分析资料给出的结果相反。这也说明无论冬季早期或晚期极区位势高度对 SST 强迫的响应基本都是升高的。

中高纬度大气环流和气候变化趋向通常用经验正交函数（Empirical Orthogonal Function, EOF）的第一模态的变化趋向来反映。EOF 第一模态（EOF1）的空间分布代表某一变量场主要的空间相关性，其主分量的时间序列可以用来反映该模态的时间变化趋向²⁻³。为此，我们对模拟的位势高度进行了 EOF 分析。图 4 给出的是 50、100 和 500 hPa 位势高度的 EOF1 正位相的空间分布，在各个层次上，EOF1 均清楚地呈现了极地低和中纬度高的空间分布结构，很类似 AO 或 NAM 的空间分布。差别在于 500 hPa EOF1 在大西洋的高中心较弱，而太平洋的高中心相对较强。这三层的 EOF1 能够解释的位势高度方差分别为 43%、42% 和 31%。

图 5 给出的是 50、100 和 500 hPa EOF1 主分量的时间序列（实线）和趋向（断线）。在冬季早期（图 5a-c），EOF1 主分量均呈负的趋向，说明 EOF1 所对应的极区位势高度均有上升的趋向，而中纬度位势高度有下降的趋向。50 和 100 hPa EOF1 主分量负趋向的统计显著性均超过了 90% 的信度检验，500 hPa EOF1 主分量的统计显著性较低。冬季晚期的 EOF1 主分量的时间序列和趋向如图 5d-f 所示，与冬季早期一样，这些主分量呈负的趋向。在平流层，EOF1 主分量负趋向的统计显著性超过了 90% 的信度检验，但在 100 和 500 hPa，EOF1 主分量的负趋向在统计上不显著。

因为我们的模拟实验是从 1950 年开始，在图 6 中我们给出了 100 hPa EOF1 主分量 1950-2002 的时间序列和趋向，以此来说明在整个模拟时段内（1950-2002）位势高度 EOF1 主分量的变化趋向。从图 6 可以看出，无论是冬季早期还是冬季晚期，EOF1 主分量的负趋向都出现在 20 世纪 70 年代末之后，在 70 年代末之前并的变化趋向不太明显。这与 20 世纪 70 年代后期开始的加快的全球变暖是一致的，说明极地平流层冬季早期变暖与近 30 年来全球变暖有着直接的关系。

3.3、纬向风趋向

在分析纬向平均的纬向风变化趋向之前，我们有必要先看一看纬向平均温度的趋向。图 7a 给出的是 11-12 月纬向平均温度在这 25 年里的变化趋向。在对流层，北纬 50° 以南均呈现统计上显著的增温，增温幅度超过 0.5°C，北纬 50° 以北也有增温现象，但统计上不够显著。在平流层，统计显著的增温主要出现在北纬 50° 以北，增温幅度超过 1.5 °C，而北纬 45° 以南是弱的降温，这意味着平流层中高纬度之间的温度梯度减弱。根据热成风原理，平流层中高纬度之间的西风也将相应地减弱。图 7b 给出的是冬季晚期纬向平均温度的变化趋向。对流层中高纬度有显著的增温，平流层的温度变化并不显著。图 8 给出的是纬向平均的纬向风变化趋向。在冬季早期（图 8a），北纬 45° 以北的平流层和北纬 60° 以北的对流层都存在显著的西风减弱。在平流层，西风减弱的最大值达 7 ms⁻¹，在对流层，最大西风减弱大约是 2 ms⁻¹。所以，纬向风的变化趋向于纬向平均温度的变化趋向基本上是一致的。与再分析资料给出的纬向风趋向相比（Hu 等图 4a），模拟的平流层西风减弱与观测的比较一致，但对流层西风减弱偏小，而且位置也比较偏北。模拟的对流层热带和副热带的西风减弱，中纬度西风加强。虽然这些趋向比较大，但统计上都不够显著。在冬季晚期（图 8b），纬向风的变化趋向在统计上不够显著。

3.4、波动趋向

在冬季，行星波动造成的绝热加热对极地平流层温度起着非常重要作用，尤其是在极夜期间，太阳辐射不能直接照射到极区，臭氧浓度的高低对极区温度的影响并不重要，而行星波动产生的绝热加热对极地平流层温度起着决定性的作用。这是因为冬季平流层盛行西风，行星波可以通过西风带向上传播到平流层^{10, 23}。由于大气密度随高度呈指数递减，当行星波入平流层之后，其波动振幅迅速增大并在平流层破碎，行星波破碎后产生 EP 通量耦合，导致指向极地的经向残余环流，残余环流在极区下沉，气块在下沉过程中由于压力的增加而被压缩，从而产生绝热加热，这使得平流层极区温度大大高于辐射平衡温度。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。所以，上面的极区增温现象可能是由于自对流层进入平流层的波动通量增加造成的。下面，我们将分析模拟的 EP 通量的变化趋向。

图 9a 给出的是 11-12 月平均的 EP 通量矢量（箭头）和 EP 通量散度（等值线）的趋向。由于 EP 通量矢量的方向代表大气波动在垂直-经向平面上传播的方向，所以，EP 通量矢量的趋向代表波动传播方向在这 25 年中的变化。图 9 中北纬 60° 以北向上的箭头表示在这 25 年中向上传播的波动是增加的，北纬 60° 以南向上和向赤道方向的箭头表示向副热带对流层上层和平流层传播的波动也有增强的趋势。根据行星波上传的理论¹⁰，波动倾向于朝西风较弱的区域传播。在图 8a 中，对流层高纬度和低纬度地区以及平流层中高纬度的西风减弱均与这些区域的波动增强趋向是一致的，而对流层中纬度地区西风加强不利于波动的传播，波动在传播过程中倾向于避开这一区域，从图 9a 中我们确实看到在中纬度对流层的中低层波动趋于减弱（箭头向下），中高层的波动倾向于向周边传播。所以，图 9a 中的 EP 通量矢量的变化趋向与图 8a 所示的纬向风趋向是一致的。

与 EP 通量矢量的变化趋向相对应的是 EP 通量散度趋向（虚线等值线）。在图 9a 中，高纬度对流层中上层和中高纬度平流层 EP 通量散度的趋向是负的，说明波动增强的结果导致中高纬度 EP 通量更趋于辅合。尽管统计显著的区域（阴影区）没有完整地连在一起，但相当一部分区域都通过了 90% 的信度检验。EP 通量辅合加强的结果必将导致极区下沉运动增强和绝热增温加强，从而产生极区增温。另一方面，平流层中高纬度和对流层高纬度 EP 通量辅合的加强对应着该区域的西风减弱，而对流层中纬度 EP 通量三度的正趋向对应着西风加强，这些与波流相互作用的理论是一致的。

尽管模拟的平流层中高纬度以及对流层高纬度的 EP 通量矢量和散度的趋向与 NCEP/NCAR 再分析资料给出的趋向是一致的，但在对流层中纬度这两者并不一致。再分析资料给出的 EP 通量矢量趋向在对流层中纬度是一致性地指向极地的，说明在整个对流层中高纬度波动都倾向于向极地和平流层传播。可是，模拟的对流层中纬度 EP 通量矢量的趋向是朝向赤道方向的。所以，模拟的波动向平流层传播的趋向仅发生在对流层高纬度地区。这一不同涉及到 SST 强迫造成的平流层波动增强是来源于热带或是中纬度，关于这一点，我们将在下面讨论。

图 9b 给出的是 EP 通量及其散度在冬季晚期的变化趋势。在平流层和对流层

中纬度地区，向上的箭头同样表示进入平流层的波动增加，EP 通量散度的负趋向表示波动通量倾向于辅合，这些也意味着绝热加热增强。但在高纬度平流层，波动通量有弱的下降趋势。总体来讲，冬季晚期平流层波动增强的趋向没有冬季早期明显，所以，冬季晚期北极平流层变暖也比较弱。

进入平流层的波动通量通常用对流层顶附近的 EP 通量的垂直分量来衡量⁹。图 10 给出的是模拟的 150 hPa 处 EP 通量的垂直分量在 40-90°N 之间的总和随时间的变化（实线）和线性趋向（断线）。在冬季早期（图 10a），EP 通量的垂直分量呈现系统性增加的趋向，25 年里的总增加大约是 11%，而且统计显著性检验超过了 99% 信度检验，说明自中高纬度对流层顶进入平流层的波动通量是增加的。在冬季晚期（图 10b），进入平流层的波动通量也是增加的，统计显著性检验达到了 90% 的信度检验，但增加相对较少，只有 7.2%。这些与图 9 中的结果是一致的。

4、讨论和结论

为了验证观测的冬季早期北极平流层变暖现象或负的 AO 趋向是否是由于 SST 升高造成的，我们使用观测的全球 SST 强迫 GISS-GCM。集合模拟结果表明，北极平流层确实出现变暖趋向，北极对流层也呈现变暖的趋向，但相对较弱。这与再分析资料给出的变化趋向基本一致，说明 SST 升高是造成冬季早期北极变暖的重要原因。对模拟的位势高度场进行 EOF 分析表明北半球冬季确实存在一个负的 AO 趋向（极涡减弱），而且该负趋向开始于 20 世纪 70 年代末，说明该负趋向是近三十年来加快的全球变暖的一部分。SST 对北极平流层温度的影响是通过行星波动变化实现的。模拟结果表明北半球对流层高纬度和平流层中高纬度波动均有增强的趋向，伴随波动的增强，平流层中高纬度 EP 通量辅合趋于加强，从而导致残余环流加强、北极平流层下沉运动加强，其结果造成极区绝热增温加强。所以，北极平流层变暖是由于 SST 强迫的波动增强造成的。

模拟的结果与再分析资料也有不一致的地方。首先，模拟的北极平流层冬季早期变暖与观测的变暖幅度相比较弱，这有可能是由于模式性能的问题。现有的 GCM 基本都存在平流层极区偏冷、极涡和极夜急流偏强的问题²¹⁻²²。偏强的极夜急流不利于行星波进入平流层，所以，GCM 模拟的平流层行星波动都偏弱，

相应地，波动变化对极区温度变化的影响也比较弱。其次，模拟的对流层 EP 通量矢量的趋向与再分析资料给出的结果也不太一致。再分析资料给出的结果是对流层 EP 通量矢量的趋向一致性地自副热带指向极地平流层，Hu¹ 等根据这一结果建议波动的增强源于热带 SST 变暖。模拟的对流层 EP 通量矢量的趋向在中纬度明显分为两支，一支指向赤道，另一支指向上，说明在 SST 强迫模拟中，波动增强的来源是中纬度，而非热带地区。所以，虽然这里的模拟试验也给出了波动增强和北极平流层变暖的结果，但波动增强的来源与再分析资料给出的结果并不太一致。过去的模拟研究工作大多都强调热带 SST 变暖对中高纬度大气环流的强迫起着主要作用，而中高纬度 SST 增温对中高纬度大气环流的强迫作用相对要小一些^{16-18, 23-26}。在本文的模拟试验中，我们使用的是全球 SST（包括高纬度海冰）对 AGCM 的强迫，没有区分热带 SST 和中高纬度 SST 对影响大气环流和气候的分别贡献。虽然过去的模拟研究也都强调了 SST 强迫是通过大气波动的变化影响中高纬度环流和气候的，但并没有给出波动与 SST 强迫之间的直接关系。总体来讲，我们的模拟结果与 Butchart¹³ 等、Robinson¹⁶ 等和 Schneider¹⁷ 等的结果一致，但与 Hoerling¹⁷ 等的结果不一致。为什么模拟的 SST 强迫对行星波动的影响与观测的不一致以及中高纬度 SST 变化对冬季平流层大气环流和气候变化所起的作用还需要进一步研究。

模拟结果表明 SST 强迫造成的北极平流层变暖不仅出现在冬季早期，也出现在冬季晚期，这一结果对北极平流层臭氧恢复有着非常重要的意义。平流层两极地区在冬末春初的臭氧损耗之所以较其它时段严重得多，一个很重要的原因是极区冬季温度较低，低温有利于极地平流层冰晶云（PSC）的形成，PSC 为导致臭氧损耗的化学反应提供了一个固态表面，使得化学反应较气相条件下更为迅速。南极平流层极低的温度是导致南极臭氧洞形成的关键条件之一，观测表明北极平流层冬末春初的严重臭氧损耗也与极地冰晶云的形成有关²⁷。随着温室气体的增加，可以预期的是 SST 将升高，相应地，极地平流层温度在冬季也将继续升高。如果这一趋向持续下去，PSC 形成的临界温度将迟早被突破，使得异相臭氧化反应无法发生，从而有利于极区臭氧损耗减弱。另外，极地平流层变暖也意味着极区与中纬度之间的水平温度梯度减弱，极夜急流和极涡都将减弱，从而有利于臭氧从中低纬度向极区输送，这同样也有利于极区臭氧恢复。观测表明，自 20 世

纪 90 年代末以来, 平流层两极地区臭氧含量确实有升高的趋势²⁷⁻²⁸, 臭氧的升高除了与观测到的 CFC 降低有关之外, 是否与极地平流层变暖有关也是值得关注的一个重要问题。

参考文献

1. Hu, Y., K.K. Tung, and J. Liu, 2005, A closer comparison of decadal atmospheric trends between Northern-Hemisphere early and late winter. *J. Climate*, **18**, 3204-3216.
2. Gong, D., and S. Wang, 1999, Definition of Antarctic Oscillation index. *Geophys. Res. Lett.*, **26**, 459-462.
3. Thompson, D.W. and J.M. Wallace, 1998, The Arctic Oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields, *Geophys. Res. Lett.*, **25**, 1297-1300.
4. 胡永云、朱金奎、刘骥平, 2007, 1979 年以来南极平流层冬季变暖。气象学报, **65**, 773-783。
5. Thompson D. W. J., J. M. Wallace, G. C. Hegerl, 2000, Annular modes in the extratropical circulation. Part II: Trends. *J. Climate*, **13**, 1018-1036.
6. Volodin, E. M., V. Ya. Galin, 1999, Interpretation of winter warming on Northern Hemisphere continents in 1977-1994. *J Climate*, **12**, 2947-2955.
7. Hartmann D. L., J. M. Wallace, V. Limpasuvan, et al.. 2000, Can ozone depletion and greenhouse warming interact to produce rapid climate Change? *Proc. Nat. Acad. Sci.*, **97**, 1412-1417.
8. Hu, Y., and K. K. Tung, 2002, Interannual and decadal variations of planetary-wave activity, stratospheric cooling, and Northern-Hemisphere annular mode. *J. Climate*, **15**, 1659-1673.
9. Hu, Y., and K.K., Tung, 2003: Possible ozone induced long-term changes in

- planetary wave activity in late winter. *J. Climate*, **16**, 3027-3038.
10. Andrews, D. G., J. R. Holton, and C. B. Leovy, 1987, *Middle Atmosphere Dynamics* Academic Press, New York.
 11. Shindell D T, R. L. Miller, and G. A. Schmidt, et al., 1999, Simulation of recent northern climate trends by greenhouse-gas forcing. *Nature*, **399**, 452-455.
 12. Butchart N., J. Austin, K. R. Knight, et al., 2000, The Response of the stratospheric climate to projected changes in the concentrations of well-mixed greenhouse gases from 1992 to 2051. *J. Climate*, **13**, 2142-2159.
 13. Butchart, N., A. A. Scaife, M. Bourqui, J. de Grandpre, S. H. E. Hare, et al., 2006, Simulations of anthropogenic change in the strength of the Brewer–Dobson circulation. *Clim. Dyn.*, **27**, 727–741.
 14. Karpetchko A, and G. Nikulin, 2004, Influence of early winter upward wave activity flux on midwinter circulation in the stratosphere and troposphere. *J. Climate*, **17**, 4443-4452.
 15. Chen W, M. Takahashi, H. F. Graf, 2003, Interannual variations of stationary planetary wave activity in the northern winter troposphere and stratosphere and their relations to NAM and SST. *J. Geophys. Res.*, **108**, doi:10.1029/2003JD003834.
 16. Robinson W. A., R. Reudy, J. E. Hansen, 2002, General circulation model simulations of recent cooling in the east-central United States. *J. Geophys. Res.*, **107**, 10.1029/2001JD001577.
 17. Schneider E K, L. Bengtsson, Z. Hu, 2003, Forcing of Northern Hemisphere climate trends. *J. Atmos. Sci.*, **60**, 1504-1521.
 18. Hoerling M P, W. Hurrell, T. Xu, 2001, Tropical origins for recent North Atlantic climate change. *Science*, **292**, 90-92.
 19. Schmidt, G. A., et al., 2006, Present day atmospheric simulations using GISS ModelE: Comparison to in-situ, satellite and reanalysis data. *J. Climate*, **19**, 153–192, doi:10.1175/JCLI3612.1.
 20. Rayner, N. A., D. E. Parker, E. B. Horton, C. K. Folland, L.V. Alexander, D. P.

- Rowell, E. C. Kent, and A. Kaplan, 2003, Global analyses of sea surface temperature, sea ice, and night marine air temperature since the late nineteenth century, *J. Geophys. Res.*, **108**, 4407, doi: 10.1029/2002JD002670.
21. Austin, J., D. Shindell, S. R. Beagley, C. Brühl, M. Dameris, et al., 2003, Uncertainties and assessments of chemistry-climate models of the stratosphere, *Atmos. Chem. Phys.*, **3**, 1-27.
 22. Eyring, V., N. Butchart, D. W. Waugh, H. Akiyoshi, J. Austin, et al., 2006, Assessment of temperature, trace species, and ozone in chemistry-climate model simulations of the recent past, *J. Geophys. Res.*, **111**, D22308, doi: 10.1029/2006JD007327.
 23. Hoerling, M. P., and A. Kumar, 2002, Atmospheric response patterns associated with tropical forcing. *J. Climate*, **15**, 2184-2203.
 24. Li, S., M. P. Hoerling, S. Peng, and K. M. Weickmann, 2006, The annular response to tropical Pacific SST forcing. *J. Climate*, **19**, 1802–1819.
 25. Li, S., W. A. Robinson, M. P. Hoerling, and K. M. Weickmann, 2007, Dynamics of the extratropical response to a tropical Atlantic SST anomaly. *J. Climate*, **20**, 560-574.
 26. Kushnir, Y., W. A. Robinson, I. Blade, N. M. J. Hall, S. Peng, and R. Sutton, 2002, Atmospheric GCM response to extratropical SST anomalies: Synthesis and evaluation. *J. Climate*, **15**, 2233–2256.
 27. WMO (World Meteorological Organization), *Scientific Assessment of Ozone Depletion-2006*, 2007, Global Ozone Research and Monitoring Project—Report No. 50, 572 pp., Geneva, Switzerland.
 28. Weatherhead, E.C., and S. B. Andersen, 2006, The search for signs of recovery of the ozone layer, *Nature*, **441**, 39-45.

GCM Simulations of Early Winter Warming in the Stratospheric Arctic

Yongyun Hu Tianyu Jiang

Department of Atmospheric Sciences, School of Physics, Peking University

Beijing, 100871

Abstract

Observations showed warming trends in the stratospheric Arctic in early winter (November-December) since the late 1970s. To test whether the warming trends are resulted from rising Sea Surface Temperature (SST), an atmospheric general circulation model (AGCM) is forced using observed global time-varying SST and sea ice concentrations. Ensemble simulations demonstrated that there are indeed statistically significant warming trends in the stratospheric Arctic under the SST forcing. The tropospheric Arctic also shows relatively weak warming trends, with lower statistical significance. Application of empirical orthogonal function (EOF) analysis to simulated geopotential heights reveals that the leading EOF of geopotential heights has a spatial pattern similar to that of the Arctic Oscillation (AO) or the Northern Hemisphere annular mode (NAM). In the stratosphere, the time series of the principal component shows a significant negative trend. Corresponding to the negative AO trend, wave activity at middle and high latitudes is increased, and zonal-mean zonal winds are decelerated, suggesting that the warming trends in the stratospheric Arctic are due to enhanced adiabatic heating in the Arctic stratosphere because of increased wave activity. In addition, simulations also show relatively weak warming trends in the Arctic lower stratosphere in late winter (February-March). Since increases in polar stratospheric temperatures tend to slow down heterogeneous ozone chemical reactions, stratospheric Arctic warming will benefit ozone recovery.

Key words: stratosphere, SST warming, planetary wave, ozone depletion, climate change

图片标题:

图 1、NCEP/NCAR 再分析资料给出的温度变化趋势。冬季早期（11-12 月）的起始时段为 1978-2002，冬季晚期（2-3 月）的时段为 1979-2002。自上而下分别为 50、100 和 500 hPa。左侧的三幅图为冬季早期平均温度的趋向，右侧三幅图为冬季晚期平均温度趋向。等值线间隔：每 25 年 1°C，阴影部分对应着 90% 以上的统计显著性。

图 2、与图 1 相同，除了结果是来自模拟的温度趋向，等值线间隔：每 25 年 0.5°C。

图 3、与图 1 相同，除了是模拟的位势高度趋向，等值线间隔：每 25 年 20 m。

图 4、模拟的位势高度 EOF1 空间分布。(a) 50 hPa、(b) 100 hPa、(c) 500 hPa。

图 5、模拟的位势高度 EOF1 主分量的时间序列（实线）和趋向（断线）。自上而下为 50、100 和 500 hPa。左侧三幅图是冬季早期，右侧三幅图为冬季晚期。所有的主分量都经过正交化处理，也就是分别除以它们的均方差。

图 6、模拟的 100 hPa 位势高度 EOF1 主分量的 53 年（1950-2002）时间序列和趋向。(a) 冬季早期，(b) 冬季晚期。右上角标出的数值是 t 检验的数值。

图 7、模拟的纬向平均温度在冬季早期的变化趋向。(a) 冬季早期，(b) 冬季晚期。实线表示正的温度趋向（变暖），虚线表示负的温度趋向（变冷）。等值线间隔为每 25 年 0.5 °C，阴影区为统计显著性超过 90% 信度检验。

图 8、模拟的纬向平均的纬向风趋向。(a) 冬季早期，(b) 冬季晚期。实线表示正的风速趋向（加速），虚线表示负的温度趋向（减速）。等值线间隔：每 25 年 0.5 ms⁻¹，阴影区为统计显著性超过 90% 信度检验。

图 9、模拟的 EP 通量矢量趋向（箭头）和 EP 通量散度趋向（等值线）。为了突出高层的 EP 通量矢量，该图中的箭头表示的是除以背景大气密度后的 EP 通量矢量趋向。因为 EP 通量的垂直分量一般比其水平分量小将近两个量级，为了更好地显示波动在垂直方向上的传播方向改变，EP 通量的垂直分量的趋向被放大了 100 倍。EP 通量散度的等值线间隔：每 25 年 15 m²s⁻²，实线代表正趋向，虚线代表负趋向，阴影区对应着统计显著性超过 90% 的信度检验。

图 10、模拟的 150 hPa EP 通量垂直分量在 40°N 和 90° N 之间的总和随时间的变化，单位： $1.0 \times 10^{11} \text{ kg m s}^{-2}$ 。在计算 EP 通量的总和时，我们考虑了不同纬度的面积加权平均。断线为线性回归线（趋向），左上角的数值是 t 检验数值，括号内的百分数是 EP 通量的垂直分量相对于 1979 年的增加量。(a) 冬季早期，(b) 冬季晚期。

英文图篇标题:

Figure 1. Temperature trends derived from NCEP/NCAR reanalysis. The period for early winter (November-December) is 1978-2002, and the period for late winter (February-March) is 1979-2002. Plots from top to bottom are for 50, 100, and 500 hPa. The three plots on the left side are for early winter, and that on the right side are for late winter. Contour interval is 1°C per 25 years. Shading areas indicate where statistical significance levels of temperature trends are above the 90% confidence level.

Figure 2. Same as Figure 1, except for simulated temperature trends, and contour interval is 0.5°C per 25 years.

Figure 3. Same as Figure 1, except for simulated geopotential height trends. Contour interval is 20 m per 25 years.

Figure 4. Spatial structures of EOF1 of simulated geopotential heights. (a) 50 hPa, (b) 100 hPa, (c) 500 hPa.

Figure 5. Time series and trends in EOF1 principal components of simulated geopotential heights. Plots from top to bottom are for 50, 100 and 500 hPa. The three plots on the left side are for early winter, and the three plots on the right side are for late winter. All principal components are normalized by their standard derivations, respectively. Values marked in the upper-right corners are student t-test values.

Figure 6. 53-year (1950-2002) time series and trends (straight-line) in EOF1 principal components of geopotential heights at 100 hPa, derived from simulations. (a) early winter, (b) late winter. Principal components are normalized by their standard derivations, respectively.

Figure 7. Trends in zonal-mean temperatures over 1979-2002, derived from three ensemble-mean simulations. (a) early winter, (b) late winter. Contour interval is 0.5°C per 25 years

Figure 8. Trends in zonal-mean zonal winds over 1979-2002, derived from three

ensemble-mean simulations. (a) early winter, (b) late winter. Contour interval is 0.5 ms^{-1} per 25 years. Solid-line: positive trends, dotted-line: negative trends. Shading areas indicate where statistical significance levels of trends are above the 90% confidence level.

Figure 9. Trends in EP flux vectors (arrows) and EP flux divergence (contours). EP flux vectors are divided by the background air density to make them visible at upper levels. Since the vertical component of EP fluxes is usually two orders smaller than the horizontal component, the vertical component is multiplied by 100. Contour interval of trends in EP flux divergence is $15 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$ per 25 years. Shading areas indicate where statistical significance levels of trends are above the 90% confidence level.

Figure 10. Time series of simulated total vertical components of EP fluxes between 40° N and 90° N at 150 hPa, unit is $1.0 \times 10^{11} \text{ kg m s}^{-2}$. Area-weighting is considered in calculating the total vertical components. Dashed-line indicates the linear trend. Values in the upper-left corners are student t-test values, the percentages in brackets are the net increases in vertical EP flux components compared to the value of 1979. (a) early winter, (b) late winter.

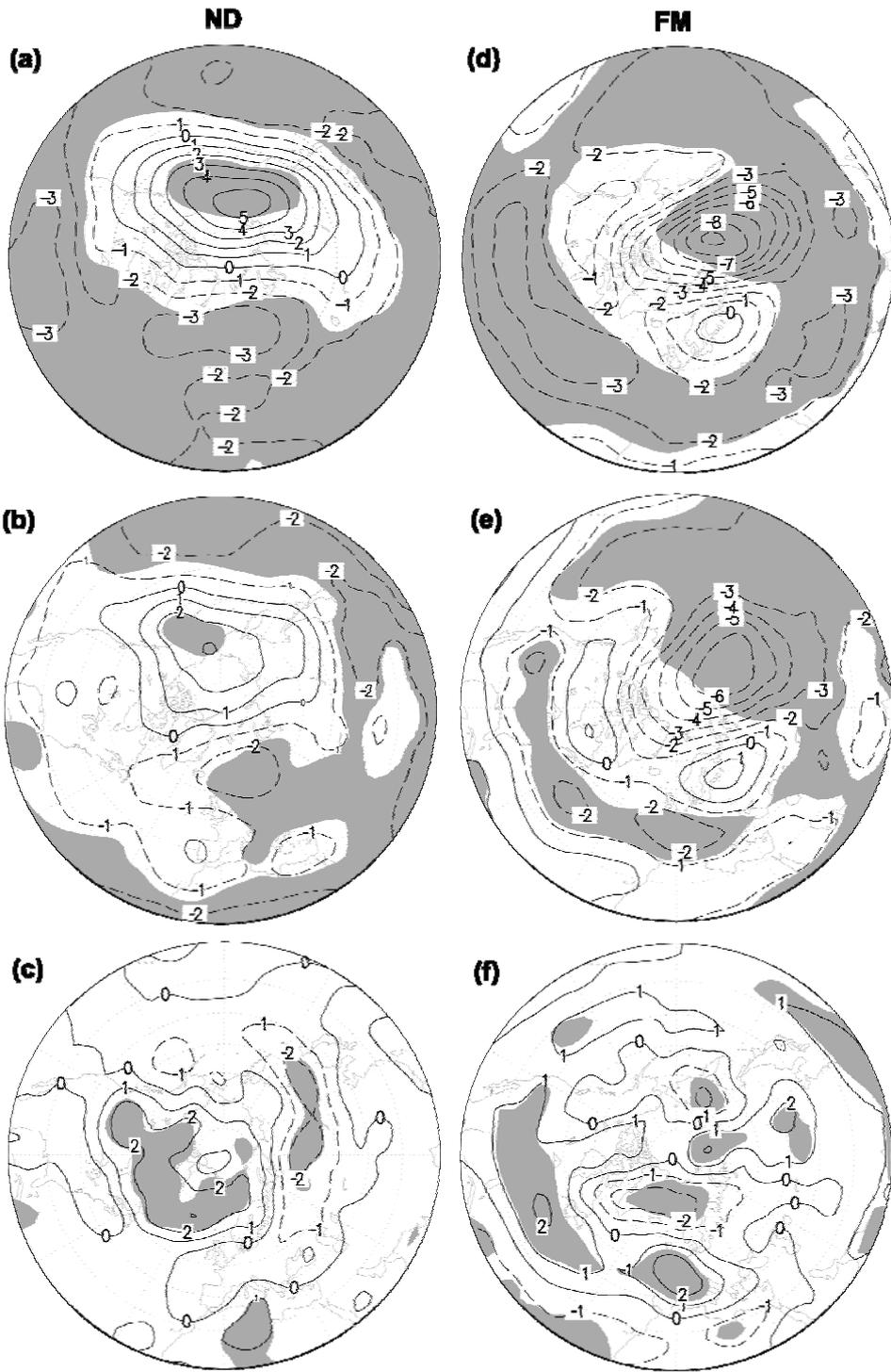


图 1

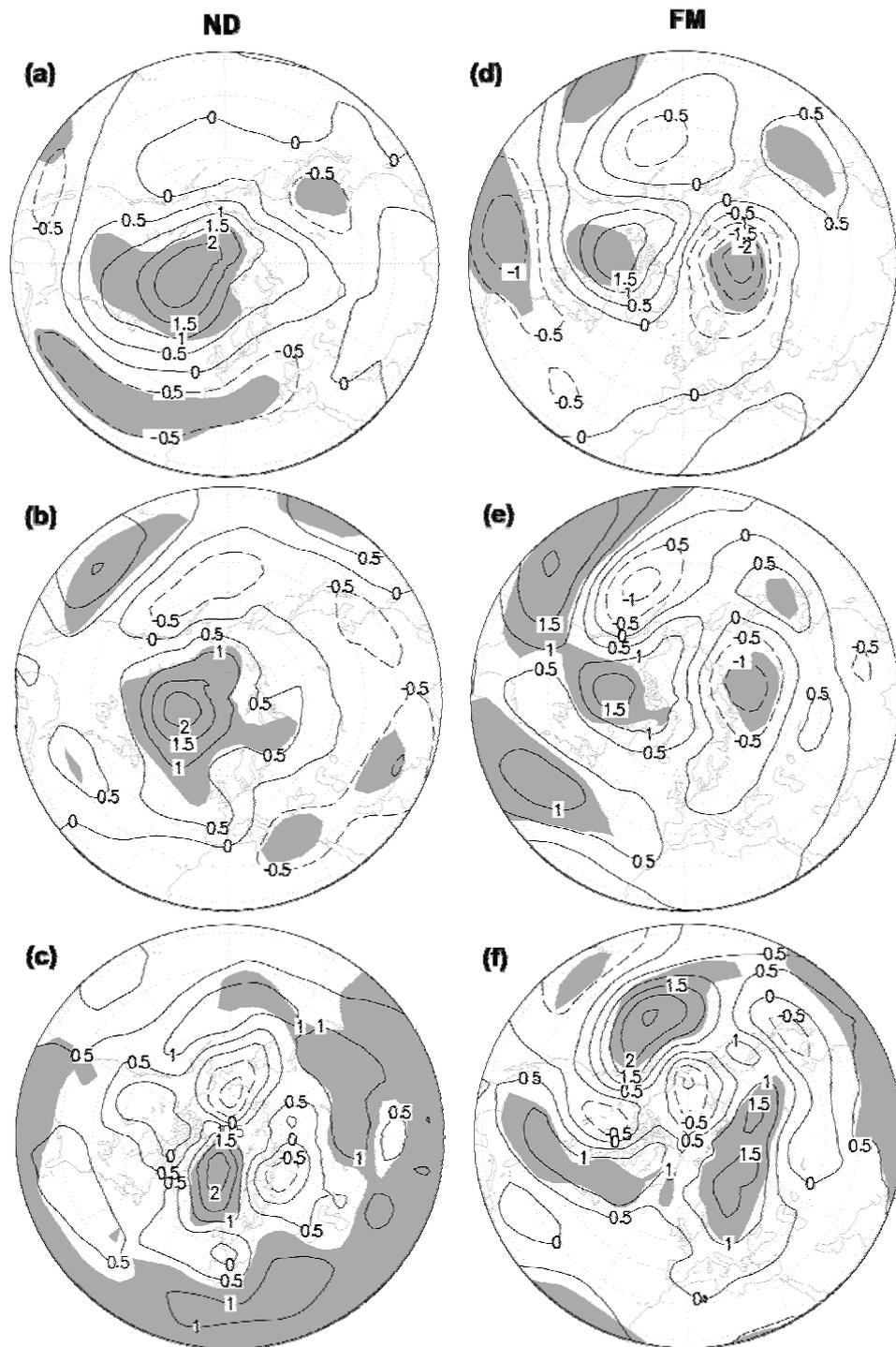


图 2

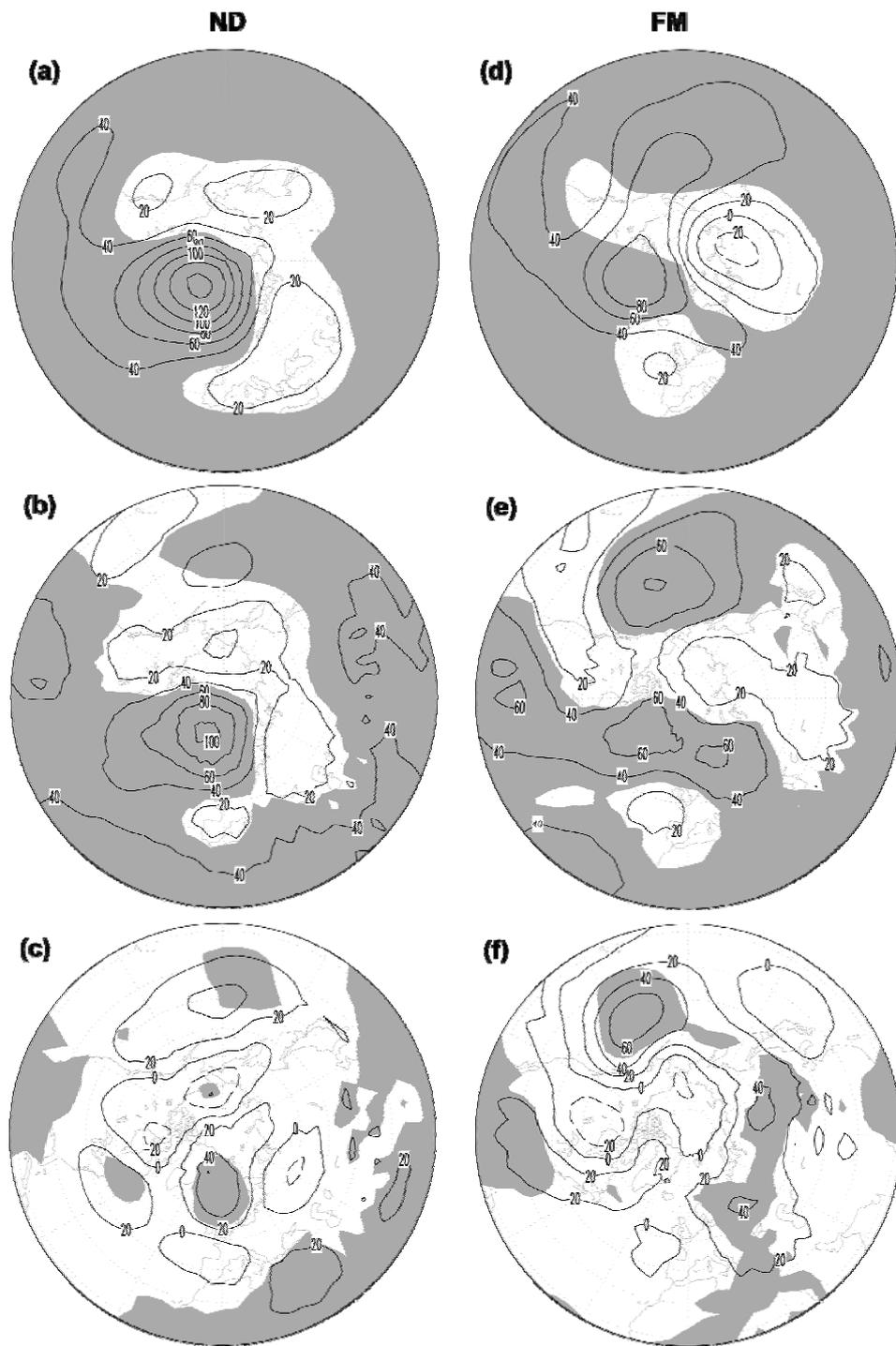


图 3

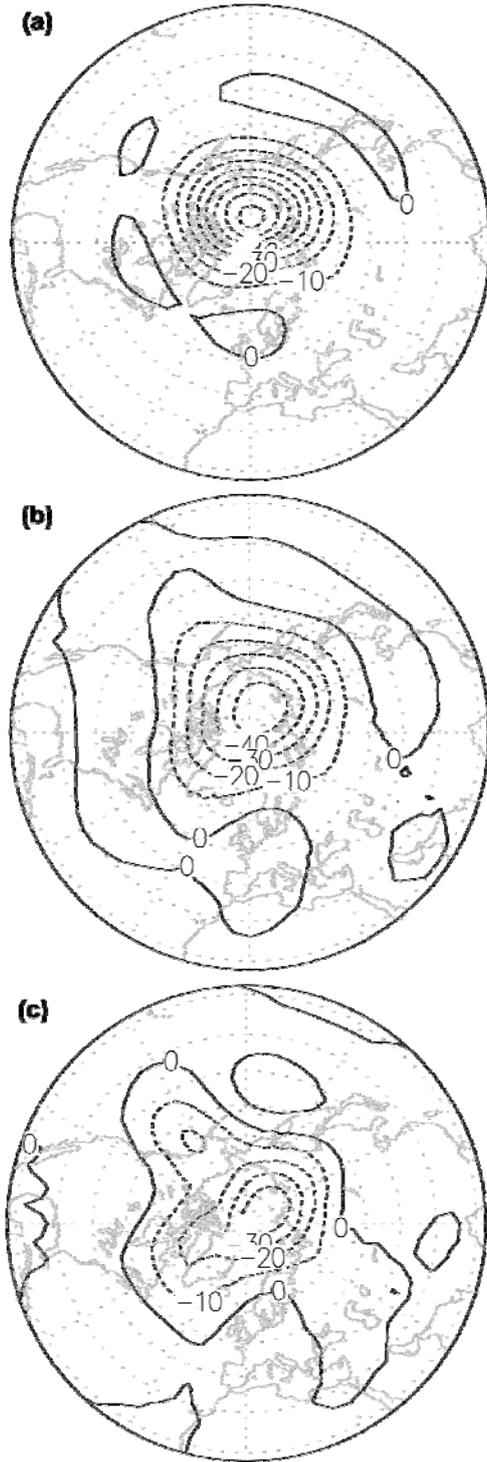


图 4

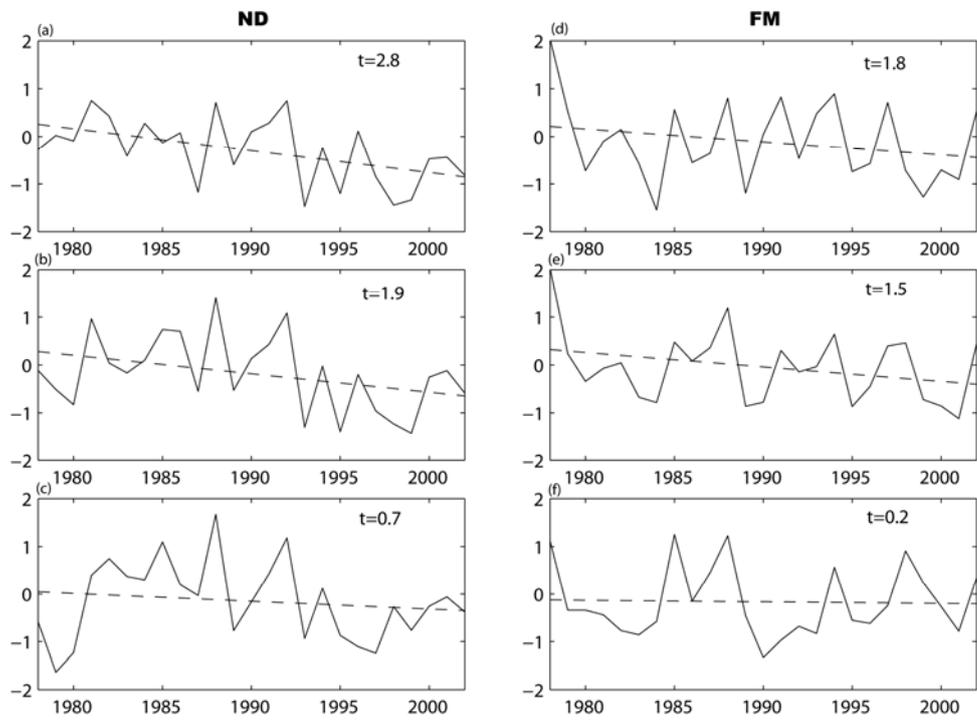


图 5

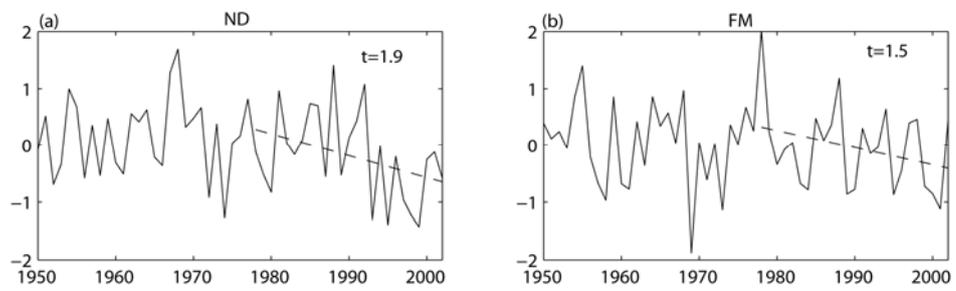


图 6

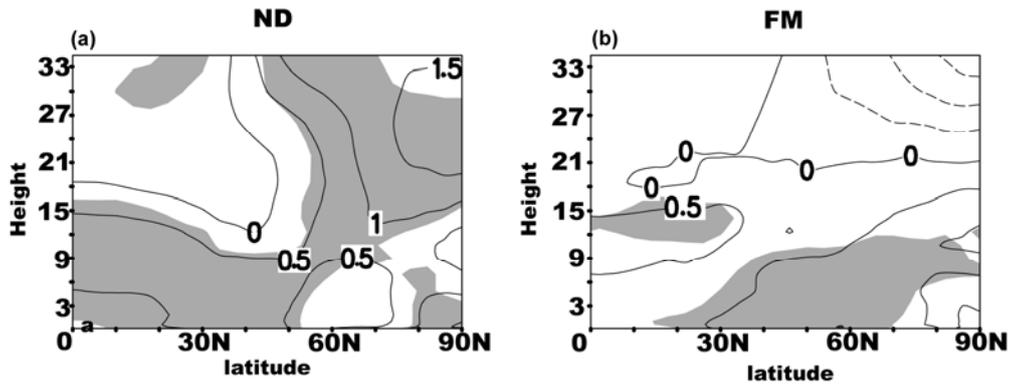


图 7

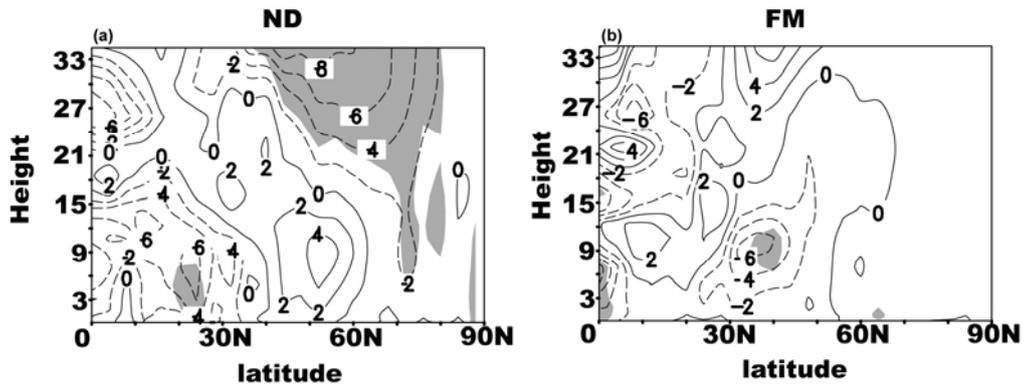


图 8

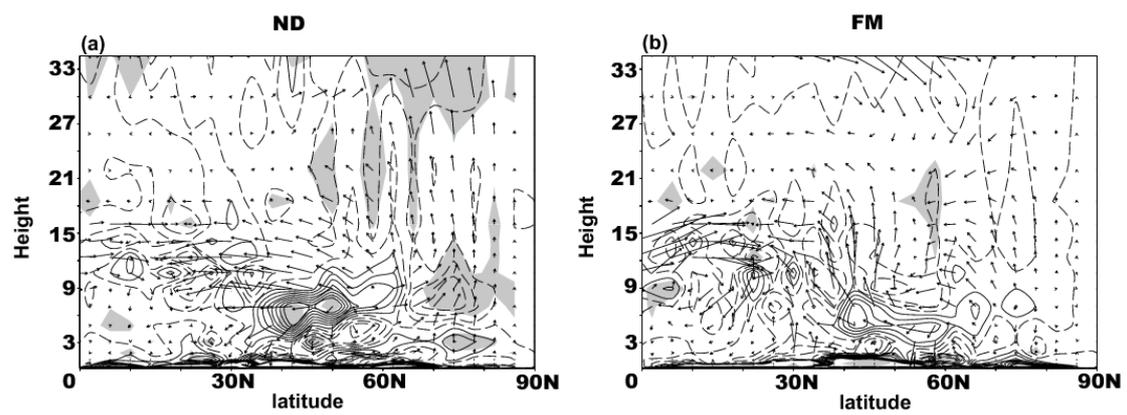


图 9

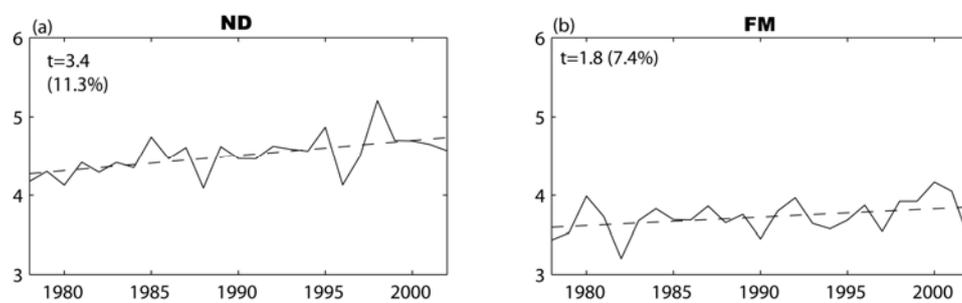


图 10