

# 平流层与对流层相互作用的研究进展

陆春晖 丁一汇

(国家气候中心, 中国气象局, 北京 100081)

**摘要:** 平流层和对流层大气是地球气候系统中的重要组成部分, 众多研究表明两者的动力耦合非常密切, 平流层并非仅被动地接受对流层扰动的影响, 强的平流层异常也会对主要发生在对流层的天气、气候现象产生影响。主要介绍了平流层和对流层大气相互作用方面的一些研究工作, 从引起平流层环流变化的扰动因子出发, 总结了对流层大气波动、赤道纬向风准两年振荡、ENSO海温异常和太阳11年周期活动对平流层大气的影响。平流层环流发生改变后, 会有环流异常信号从平流层向下传播至对流层, 有关北极涛动(AO)的研究很好地证明了这点: 平流层中AO异常的信号总是领先于对流层中的AO异常。伴随着平流层和对流层大气之间的动力耦合过程, 上、下层大气之间有显著的物质交换(STE)进行, 在不同的纬度存在着不同空间尺度、不同作用形式的STE过程, 而STE是控制人为和自然排放的痕量化学物质影响大气成分分布的重要过程。还介绍了中层大气模式的发展和应用情况, 改进模式中的辐射传输和重力波参数化方案, 实现大气化学过程、动力过程和微物理过程的充分耦合是发展中层大气模式的主要工作。在气候变化的背景下加强平流层-对流层大气耦合系统及其相互作用的研究具有重要的科学和现实意义。

**关键词:** 平流层-对流层相互作用, 平流层-对流层交换, 中层大气模式, 北极涛动, 大气波动

DOI: 10.3969/j.issn.2095-1973.2013.02.001

## Progress in the Study of Stratosphere-Troposphere Interaction

Lu Chunhui, Ding Yihui

(National Climate Center, China Meteorological Administration, Beijing 100081)

**Abstract:** Stratosphere and troposphere are both important components in the Earth's climate system, and many investigations have shown that there exists a close dynamical relationship between them. Stratosphere does not just passively receive the disturbances and wave energies from the troposphere. Strong stratospheric anomalies are able to influence the weather and climate which mainly happened in the troposphere as well. In this paper, we mainly review related researches about the interactions between stratosphere and troposphere. Starting from the disturbed factors coming from the troposphere, we have summarized the influences of the tropospheric wave actions, the QBO effects, the ENSO events and the 11-year sunspot cycle on stratospheric circulations. Then, the anomalous signals after the changes of stratospheric circulations which are propagated from the stratosphere down to the troposphere have been accounted. It is revealed that signals of the stratospheric AO anomalies are always ahead of the tropospheric ones. On the other hand, with the dynamic coupling processes between the stratosphere and troposphere, apparent stratosphere-troposphere exchanges (STE) are bound to occur, and in different latitudes areas, the STE processes have different special scales and varying characteristics. Furthermore, the STE of air mass and chemical species is a significant process influencing the effects of trace chemical species emitted from natural and anthropogenic sources on the atmospheric composition. Finally, we have also discussed the development and application of numerical models for the middle atmosphere. For the improvement of the middle atmosphere models, the radiation scheme and the gravity wave parameterization scheme are the main focuses for physical processes, while the full coupling between atmospheric chemical and dynamical as well as micro-physical processes is another aspect of model development. Against the background of climate change, exerting further efforts to investigate the stratosphere-troposphere coupling system and their interaction has an important scientific and practical significance for a better understanding of the science of climate change and improvement of the projection of the future change of the climate system.

**Keywords:** Stratosphere-troposphere interaction, Stratosphere-troposphere exchange, middle atmospheric model, Arctic oscillation, atmospheric wave

收稿日期: 2012年7月9日; 修回日期: 2012年8月29日  
第一作者: 陆春晖(1983—), Email: alex61704@163.com  
资助信息: 国家重点基础研究发展计划(2010CB428604);  
中国博士后科学基金面上资助(2012M510383)

### 1 引言

平流层大气是指位于对流层之上、中间层之下的大气层, 其高度为15~55km。虽然平流层大气质量只占地球大气总质量的15%, 但是越来越多的事实

表明平流层过程及其与对流层的相互作用在气候系统中有着非常重要的作用,在大气环流模式和气候预测模式中,都必须包括对流层和平流层的相互作用。以往的观点认为平流层是稳定的,并且被动地接受其下方对流层内上传的波动和能量,但近期的研究表明,平流层并不是完全稳定的(由温度随高度升高造成的稳定温度层结所致),而在一定时期具有明显的大范围温度和环流扰动、变化。近年来的研究进一步揭示,平流层与对流层的关系,也不是过去认为的主要是对流层影响平流层,而是双向的,即在对流层通过大气波动的上传影响平流层后,平流层大气会将下层上传来的无序波动重新组织起来引起平流层环流的持续异常,而这些异常又反馈给对流层并影响其天气、气候。此外,平流层中包含的吸收太阳紫外辐射的大气臭氧层,使得该层大气的动力-化学-辐射过程平衡对于地球气候系统的维持、发展有着重要的作用,臭氧层的稳定存在是整个地球表层生物圈得以生存、演化的关键保护伞。因此,对平流层过程及其与对流层相互作用的进一步探索和研究对于深入认识地球气候系统、应对气候变化有着重要的科学意义。另一方面,随着高空探测手段的提高、卫星观测技术的发展以及大气环流模式的进步,有关平流层大气的观测数据和模拟结果越来越丰富。在21世纪初,Baldwin等就利用多年的观测数据和模拟结果提出平流层是大气异常系统的前兆,平流层环流的大幅低频变化首先出现在50km以上,然后逐渐向下传到平流层低层,进而出现对流层的异常。平流层的异常信号往往可以领先对流层约30d,因此研究平流层异常及其下传信号对于建立和改善区域性重大天气事件的中长期(延伸)预测预报途径与方法有着重要的现实意义。这重新复苏了停顿了近30年的从平流层获取对流层预报信号的工作。

平流层大气过程及其与对流层相互作用的研究具有很长的历史,本文从引起平流层大气环流扰动的典型过程(第二部分)出发,先对这些工作进行初步的小结,在第三、四部分分别讨论了有关平流层环流异常对下层大气的影响,以及平流层-对流层之间物质交换的研究工作,第五部分总结了中层大气模式发展和应用的相关工作,最后在第六部分给出了全文的总结和对未来工作的展望。

## 2 引起平流层环流扰动的一些典型过程

### 2.1 对流层行星波活动的影响

起初对于平流层大气的认识,大多认为平流层仅仅是被动接受下层对流层中天气系统的能量和扰动,平流层大气环流的动力、热力和化学过程受到对流层

剧烈的影响。Andrews等<sup>[1]</sup>详细讨论了发生在中层大气特别是平流层中的动力学过程以及平流层-对流层的相互作用,指出大尺度的行星波是联系对流层异常和平流层扰动的关键因素之一,而小尺度的波动仅仅存在于对流层中。根据Charney和Drazin的行星波垂直传播理论<sup>[2]</sup>,Rossby波只能在西风气流中传播,并且满足纬向西风小于罗斯贝临界风速时行星波可以向上传播进入平流层,从而影响到中、高层大气环流系统<sup>[3]</sup>。因此,行星波主要在冬半年极地平流层盛行西风时上传到平流层中,尤其是在北半球由于地面地形和海陆差异导致对流层中超长波活动比南半球更加活跃,在这一时期行星波对平流层的影响也更加显著。

冬季的极地平流层处于“极夜”,没有太阳紫外辐射对平流层臭氧层的加热作用,辐射的冷却效应非常强,因此这里的温度很低。但在北半球冬季,平流层中常常会出现短时间内温度的剧烈增加,增温幅度可以达到十几甚至几十摄氏度,这种急剧的增温现象被称为平流层爆发性增温(Stratospheric Sudden Warming, SSW),SSW最早由德国科学家Scherhag在1952年发现,增温过程前后平流层环流也有剧烈的调整,极涡扰动发生变形或者崩溃,高纬度地区温度增加导致经向温度梯度反向,极夜西风急流减弱甚至消失,极区出现绕极的东风环流<sup>[4-6]</sup>。大量的观测分析和理论研究表明,平流层的爆发性增温过程与对流层中形成并上传到平流层的行星波活动有关,行星波和平流层中基本气流的相互作用是增温出现的关键。1961年,Eliassen等提出用波动的能量通量来研究行星波的传播,即E-P通量<sup>[7]</sup>,在此基础上Matsuno<sup>[8]</sup>提出平流层爆发性增温是由于对流层行星波向上输送能量并与基本流相互作用造成的,这一理论的提出得到了广泛的认可,Holton, Quiroz和Pierce等对对流层行星波的上传在SSW过程中的重要作用从理论和观测上给予了进一步的证实<sup>[9-11]</sup>。

行星波活动对平流层-对流层耦合系统的影响不仅存在于平流层爆发性增温过程中,即使在一般情况下,北半球高纬度地区平流层温度的观测值也是高于辐射平衡温度的值,这主要就是由对流层中行星波的向上传播及破碎造成的。行星波上传进入平流层存在两条路径,即波动向赤道和向极地传播的两支波导,陈文等<sup>[12]</sup>研究指出行星波的这两支波导呈反相关关系,当行星波的极地波导偏强时,向上、向极传播的波动能量使得平流层中高纬地区的环流发生变化,极涡被扰动并减弱;而当行星波的向赤道波导较强时,主要的波动能量被传播到热带平流层低层,行星波在

热带外地区的平流层中、高层影响较小，平流层极涡强且稳定。同时，平流层不只是被动的接受对流层行星波上传的能量，还存在行星波的反馈机制反作用于对流层，影响对流层中行星波的活动。Limpasuvan等研究发现，无论是SSW过程中极涡崩溃或者是极涡稳定增强，都存在平流层和对流层强烈的动力耦合过程，并且平流层异常会随着波动的异常向对流层传播<sup>[13, 14]</sup>。

## 2.2 赤道平流层纬向风准两年振荡的特征及影响

赤道平流层纬向风的准两年振荡（QBO）现象是平流层大气环流中最主要的特征之一，它的纬向风异常最大值出现在平流层上层的50km并且可以逐渐向下传播至平流层低层的16km，它的平均周期约为28个月。对QBO现象最早的观测记录可以追溯到1883年的Krakatau火山爆发，观测发现火山喷发产生的火山灰在两周内出现了东西振荡的现象，科学家把它称为“Krakatau easterlies”。之后随着探测手段的丰富，Reed和Ebdon应用Canton岛（2.8°S）的探空资料，发现了在30km以上的平流层中存在着纬向风的准两年周期变化<sup>[15, 16]</sup>，并且这一现象在平流层中会以每月1km的速度向下传播，QBO的概念就这样被首次提出。随着时间的推移，探测资料的增加，QBO现象在全球的赤道地区都得到了证实<sup>[17, 18]</sup>。

在QBO现象被发现后的初期，有关热带波动的认识很少，既没有观测事实也缺乏理论依据，因此有关QBO的形成原因只停留在推测阶段。直到1968年，Lindzen和Holton在经验二维模式中用重力波强迫再现出QBO现象<sup>[19]</sup>，让人们认识到热带波动可能是驱动QBO形成的主要原因，之后他们又在—维模式中用Kelvin波和Rossby—重力混合波强迫得到了QBO过程<sup>[20]</sup>，进一步证明了这样的认识。其关键是：（1）有向上的纬向动量通量，并具有所要求的量值；（2）在东西风切变区有波的吸收和纬向动量辐合；（3）存在半年振荡，它可提供交替的东风和西风切变压。进入20世纪90年代后关于QBO生成及影响机制的研究有了更大的突破，研究表明热带对流层中各种尺度的对流活动激发了大量的热带波动（重力波、惯性重力波、Kelvin波、Rossby重力混合波等）向上传播并在平流层中堆积，这些波动携带的西风、东风动量驱动了QBO东、西风异常的生成和转换，有一部分的重力波可以穿过平流层进入中间层在90km附近驱动中间层QBO的生成<sup>[21, 22]</sup>。除了影响纬向风的分布外，QBO还可以通过改变热成风平衡来调节赤道上空不同高度平流层的温度分布，通过调节平均经圈环流的垂直运动来影响赤道外地区

平流层的温度<sup>[17, 23]</sup>。

QBO不仅是热带平流层中的现象，它还可以通过调整风场、温度场、赤道外波动和经圈环流来影响整个平流层，并影响平流层中的物质分布和输送，进而影响臭氧的损耗。1980年时，Holton等研究<sup>[24]</sup>指出在QBO不同的纬向风阶段，行星波在垂直和经向的传播强度不同，在东风态QBO时行星波的极地波导强、向赤道波导弱，向极、向上传播的行星波会引起平流层中、高纬地区环流的剧烈改变；而西风态QBO时行星波向赤道波导较强，波动以向赤道传播为主，这被称为“Holton-Tan关系”。QBO在平流层中还可以影响微量气体的分布和输送过程，如N<sub>2</sub>O，CH<sub>4</sub>等产生于对流中的长寿命气体主要是通过QBO调节的经圈环流输送到平流层中的，具体的作用过程会在第四部分中进一步介绍。

综上所述，QBO现象的存在和东、西风异常转换过程直接影响了平流层中温度场、风场和经圈环流的分布，并且它是联系平流层、对流层天气过程和气候变化的重要因子，是平流层—对流层相互作用的重要纽带，也是研究平流层大气环流的重点和难点问题。

## 2.3 ENSO 海温异常对平流层大气的影响

El Niño海温异常现象自被发现之后，引起了中外科学家的浓厚兴趣，就海温异常对全球对流层天气和气候影响的问题进行了大量的研究，但作为对流层大气的上边界，有关中高层大气和ENSO海温变化之间联系的研究不多，低层的海温异常如何引起中高层大气环流的变化，从而向下作用影响对流层天气、气候，仍然是一个有待解决并值得研究的问题。

20世纪80年代末，Labitzke和van Loon等<sup>[25, 26]</sup>对海温异常引起的平流层极涡变化进行了研究，指出北半球平流层极涡扰动在El Niño年比La Niña年时更加强烈，极涡温度更高，但他们没能找到ENSO事件与极地平流层间明显的统计关系。随着资料的增加，Hamilton<sup>[27]</sup>对34年中北半球冬季的平流层平均环流进行了分析，认为ENSO事件的影响和赤道平流层纬向风准两年振荡的作用很难区分。此后，这一方面的研究有所停滞，直到21世纪初，随着气候模式和再分析资料的进一步完善，很多学者利用全新的模式和资料取得了突破性的进展：Sassi等<sup>[28]</sup>应用WACCM-1研究得出El Niño年时行星波活动频繁，重力波又将能量堆积在中间层顶附近，使得El Niño年时平流层极地温度偏高，暖平流层使得各类化学过程减弱，臭氧消耗较慢；而La Niña年时，极地平流层温度较低，加大了臭氧的损耗；Taguchi等<sup>[29]</sup>则利用模式得到足够多的平流

层爆发性增温个例，分析指出El Niño年平流层爆发性增温事件出现的频率是La Niña年的两倍，从而建立了一个ENSO事件对极地平流层作用的影响机制；同年Garcia-Herrera等<sup>[30]</sup>比较了两个气候模式和再分析资料结果，指出ENSO效应在北半球冬季趋于顶峰，El Niño年时垂直输送的波动和E-P通量的散度都会加强，使得平流层中的剩余环流更强，这一经圈环流使得热带地区冷却、高纬地区增温。在模拟研究取得重要成果的同时，Camp等<sup>[31, 32]</sup>又从统计学上指出影响北半球冬季极地平流层的三个要素是东风态的QBO、强太阳活动和El Niño海温异常，而El Niño事件对极地平流层温度分布的影响与QBO相当。

ENSO海温异常主要通过影响对流层和平流层中波动的传播对中层大气环流起作用，图1和2给出了暖、冷海温异常出现后行星波、重力波和中间层大气环流变化过程的示意图<sup>[33]</sup>。当热带太平洋海温出现暖异常时，会加热热带区域的对流层大气，使得对流层中副热带地区出现负的经向温度梯度，根据热成风原理，这样的温度分布特征会使得200hPa高度附近的副热带急流增强，强烈的西风急流有利于热带平流层中重力波的破碎和拖拽作用的增强，对平流层中的Brewer-Dobson (B-D) 环流起到了加速作用<sup>[34]</sup>。同时暖的海温异常有利于对流层中纬度地区行星波的形成和向上传播，向上、向极传播的行星波会引起平流层极涡的扰动、极区温度的增加，而在极涡外围的中高纬区域会出现正的经向温度梯度，同样根据热成风原理平流层中的绕极急流强度会减小，减弱的西风急

流不利于重力波在平流层高层、中间层中的破碎，重力波的拖拽作用也较弱，极地中间层有异常的绝热上升运动，对应了这一区域的负温度异常<sup>[35]</sup>。当热带太平洋海温出现冷异常时，对流层中的温度梯度发生变化，行星波的活动偏弱，热带平流层中的重力波拖拽作用相应地减弱，平流层中B-D环流减弱、极涡增强、极区温度偏冷。平流层中高纬地区这样的温度分布有利于中间层中重力波的破碎和拖拽作用的增强，因此中间层中顺时针的经圈剩余环流加速，极区为绝热下沉运动，对应了极地中间层的暖异常。

有关ENSO事件同平流层环流异常相互关系的研究已经取得了一定的成果，特别是它在北半球冬季中对波动、环流的影响得到了充分的研究。但之前的工作大都集中在暖ENSO事件的影响上，而El Niño和La Niña海温异常带来的影响并不是完全相反的，不能简单地用反El Niño效应来表示La Niña，这一点在对流层中已经得到了证明<sup>[36]</sup>。在平流层中，Lu等<sup>[35]</sup>也通过对模拟结果和再分析资料的分析发现，在北半球冬季冷、暖ENSO海温异常对平流层大气影响的时期是不同的，在El Niño年冬季前半期的12和1月，行星波活动频繁，向上传播后会引起平流层环流的改变；而在La Niña年中行星波在冬季后半期的2和3月更加活跃，平流层及中间层环流在这一时期容易出现较强的扰动。冷、暖ENSO海温异常事件在平流层中有着各自的作用特点，这一部分工作值得进一步探讨。

## 2.4 太阳 11a 周期活动引起的平流层异常

地球作为太阳系中的一员，太阳辐射能是地球

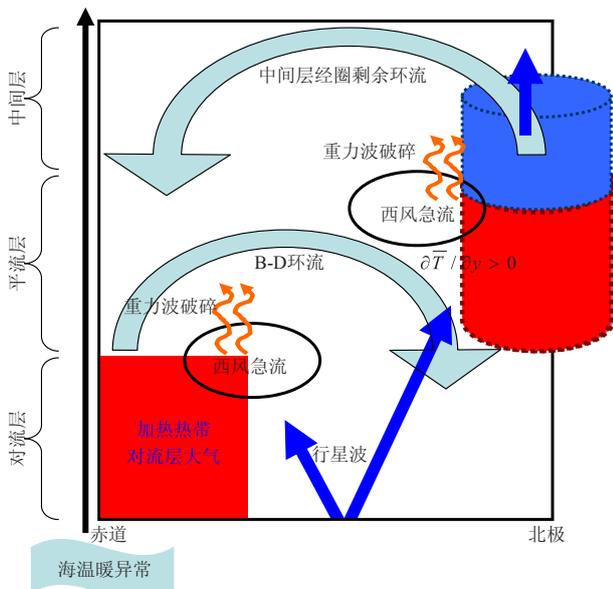


图1 ENSO暖异常海温事件后行星波、重力波和中间层大气环流的变化示意图<sup>[33]</sup>

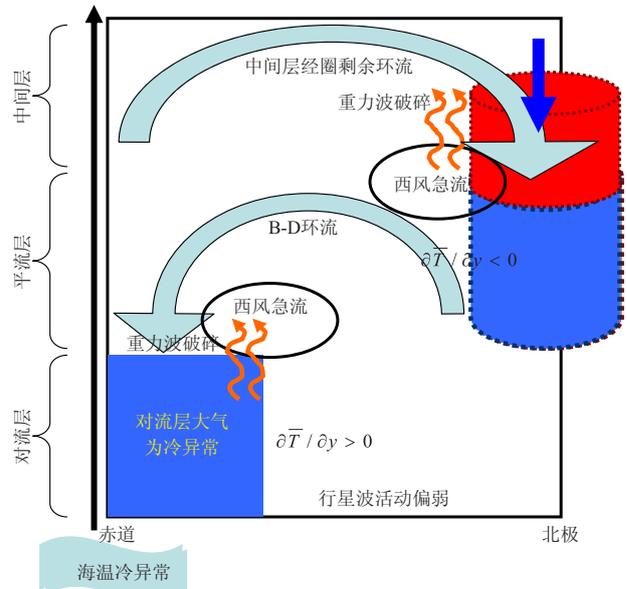


图2 ENSO冷异常海温事件后行星波、重力波和中间层大气环流的变化示意图<sup>[33]</sup>

上各个系统的主要能量来源，维持地球气候系统的能量也几乎全部来自于太阳。因此，不论是太阳的周期性活动还是极端的高能粒子活动都会给地球表面的天气、气候带来巨大的影响。

观测事实和理论研究都表明太阳活动存在一个周期为11a的循环，在这一活动周期中太阳活动强、弱造成的辐射总能量差异不大(0.1%)，但是在紫外光谱波段强太阳活动时产生的能量要增加6%~8%<sup>[37]</sup>。太阳辐射加热地球大气主要会产生两个暖区，一个是吸收长波辐射的近地面，而另一个就是吸收紫外辐射的平流层臭氧层。因此，太阳11a周期活动引起的紫外辐射差异必然会引起臭氧层中温度的分布差异，从而造成整个平流层大气环流的扰动。早在1987年时，德国科学家Labitzke<sup>[38]</sup>应用观测资料发现北极地区50hPa高度的温度同太阳活动以及QBO存在一定的联系，但由于观察资料时间较短，很难得到具有统计意义的结论。之后随着高空探测手段的进步、卫星观测资料的丰富和再分析资料数据质量的不断提高，有关太阳活动效应的研究逐渐增多：Labitzke等<sup>[39-41]</sup>通过计算太阳活动指数和不同等压面上位势高度、温度的相关系数，分析指出太阳活动给大气环流年际异常带来的影响受QBO过程的调节，在不同的QBO阶段太阳活动的辐射效应和波动的动力效应各不相同，特别是在热带、副热带地区，强太阳活动可以通过改变一些动力过程影响大气环流。此后又有很多研究进一步证实了QBO过程在太阳活动效应中的作用，Salby等<sup>[42]</sup>用NCEP再分析资料统计发现太阳活动可以通过影响QBO的东、西风转化频率和纬向风的位置来影响平流层环流，配合E-P通量和剩余环流的扰动可以调节平流层中经圈环流的强度，从而改变平流层中的经向温度梯度和环流结构；Camp等<sup>[32]</sup>应用线性判别分析方法对太阳活动、QBO给北半球冬季平流层极涡带来的影响进行了统计分析，指出强太阳活动和东风态的QBO都会造成平流层极涡的增温，两者的作用相互独立又相互促进。

除了辐射效应，太阳活动引起的地球磁场改变也可以间接地影响平、对流层的大气环流<sup>[43-45]</sup>，另外宇宙线也会在太阳活动影响下进入大气层影响云层的形成，从而影响地球气候的异常，但这个问题尚无确定的结果。

### 3 平流层过程对下层大气的影响

#### 3.1 波动过程引起的平流层—对流层相互作用

平流层环流扰动过程对对流层大气的影响是平流层—对流层耦合系统中的重要问题之一，Andrews等在

1987年详细讨论了平流层的动力学问题以及对流层对平流层的动力影响，但受到当时研究条件的限制，有关平流层对对流层作用的问题涉及的不多，只是简单地提出行星波活动是平流层—对流层动力耦合的主要途径之一。

行星波在对流层中生成后向上传播进入平流层，由于大气的密度随着高度的增加而呈指数递减，因此行星波的振幅会随着高度的增加而逐渐增大，当波动传播到平流层中某一高度时会由于振幅过大而破碎。根据波流相互作用的理论，行星波破碎后释放的能量会导致平流层中西风气流的减小，如果波动作用的能量足够强，其破碎后甚至可以使得平流层中一般情况下的西风气流转变为东风。行星波破碎后引起的平流层纬向风变化会向下传播，例如平流层发生爆发性增温时，平流层高层高纬地区的纬向风会转换为东风，在东、西风转换的区域即0层风速线附近会形成一个纬向风的转换区，这一区域对于行星波来说是一个临界层，当波动传播到0层附近后破碎会导致东风带向下扩展，使得东风区随时间不断向下传播。同样当行星波破碎或爆发性增温之后，平流层高层的西风气流会由于辐射作用而逐渐恢复，这一西风重新建立的过程也会从高层逐渐向下传播。当平流层环流发生异常时，它会影响到行星波向上的发展和传播，由于行星波在垂直方向上有着深厚的分布，因此平流层扰动引起的行星波变化必然会进一步地影响对流层。

除了行星波之外，重力波在平流层大气环流中也扮演了非常重要的角色。通常认为中层大气中的重力波是来自于对流层，主要存在三种方式：一种是由于地形作用产生，它常常发生在北半球冬季的中纬度地区，这种波动引起的动量通量在对流层顶高度可以达到 $0.3\text{N}\cdot\text{m}^{-2}$ <sup>[46]</sup>；第二种是由穿越对流层顶的深对流活动激发形成，Chen等<sup>[47]</sup>使用了一个耦合云微物理过程的非静力平衡模式研究提出深对流激发重力波形成的三个敏感区，波动生成区、激发区和持续区，这种类型的重力波主要出现在深对流频发的夏季东亚中纬度地区；第三种是由平流层大气中的非地转运动激发产生，如平流层发生爆发性增温时，平流层大气受到行星波的影响出现非地转运动，大气的地转适应作用会引起重力波的形成<sup>[48]</sup>。在平流层大气中，热带地区纬向风的QBO是最突出的环流扰动现象，而重力波活动是驱动QBO形成和维持的重要能量来源，研究表明，热带区域强烈的积云对流活动激发了重力波和其他一些热带波动的形成，波动破碎后释放的能量驱动了QBO<sup>[49]</sup>。由于QBO具有准两年的变化周期，因此对于

它的预测可以提前1a左右,通过对重力波作用过程的深入研究,可以进一步认识QBO的变化规律,从而可以应用QBO的扰动信息更好地提高气候预测能力。

### 3.2 平流层北极涛动 (AO) 异常和对流层环流

有关平流层环流异常对对流层的影响最早是由 Quiroz<sup>[50]</sup>提出的,他在分析1977年1月的一次平流层爆发性增温过程时发现,在增温过程中,平流层的中高纬度区域纬向环流会出现反气旋性异常(西风急流减速甚至反转为东风),并且这样的反气旋异常会从平流层一直向下延伸到近地面并影响对流层中的天气系统。针对这一问题的系统性研究和分析集中在近几年关于北极涛动(Arctic Oscillation, AO)的研究。当北极地区的气压偏低时,中纬度区域存在着一个环状的高压区,这种分布型被称为AO的正位相,反之为负位相<sup>[51]</sup>,而且这样的空间结构不仅仅存在于近地面,可以一直向上延伸到平流层中。在平流层中这样的分布形态也被描述为北半球环状模(Northern Hemisphere Annular Mode, NAM),这是因为在近地面AO位于中纬度区域的两个高压中心分别位于北大西洋和北太平洋,而随着高度的升高,AO的中纬度部分逐渐趋近于一个环状的空间分布模态。虽然有关AO是一个物理模态还是统计模态仍存在着很多争论<sup>[52]</sup>,但大量的研究表明这一分布型确实可以有效地用来描述和表征中高纬度地区平、对流层环流的重要特征,Thompson等就指出北半球AO可以有效地解释对流层环流变化方差的25%和平流层方差的50%。

Baldwin等<sup>[53]</sup>计算了不同高度的AO指数发现无论是正位相或负位相的AO扰动,总是先发生在平流层

上层,然后逐渐向下传播,经历大约3周的时间可以到达近地面。但是并不是所有的AO扰动都可以传播到对流层中,只有达到一定强度的平流层AO异常才能够向下传播进入对流层甚至地面。有一些平流层AO异常向下传播至平流层低层时会在哪里维持,可以持续近2个月的时间,之后对流层AO也会出现明显异常。大部分的AO异常信号在平流层和对流层中是相同的,但也并不都是这样,如1998年12月发生的一次SSW事件。为了得到更有说服力的统计结果,Baldwin等<sup>[54]</sup>合成了18个弱极涡事件(发生爆发性增温,AO指数小于-3.0)和30个强极涡事件(AO指数大于1.5)的AO扰动指数,图3即是AO指数在强、弱极涡事件中的合成分布情况,可以看出AO指数异常的符号在平流层和对流层中是相同的,异常信号从平流层中一直向下延伸到对流层和近地面。此外,还可以看出AO异常在平流层和对流层中的时间尺度不同,平流层中的AO异常为1~2个月的低频扰动过程,而传播到对流层后的扰动时间尺度大约是10d左右的天天气尺度过程。有关上、下层大气这种变频的变化特征还没有很好的解释,值得做进一步的研究分析。

在发现AO异常具有这样的下传特征后,Baldwin等<sup>[55]</sup>又分析了平流层AO异常向下传播后与北大西洋和欧洲大陆天气系统之间的垂直对应关系,他们发现当有负的平流层AO异常向下传播时,欧洲大陆被低压所控制、盛行偏西北气流,会将极地高纬地区的冷空气带到欧洲大陆的中部和北部,使得这些区域多寒冷、风暴天气,同时北美大陆的东北部地区也同样受偏西北气流的影响而较寒冷。与此相反,当正的平流

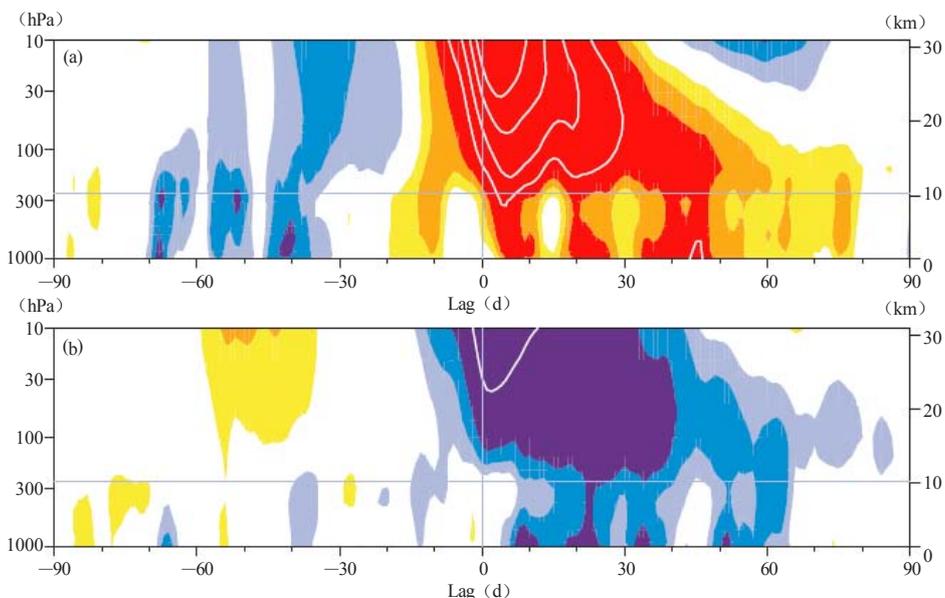


图3 18个弱极涡事件(a)和30个强极涡事件(b)中AO指数的合成分布情况<sup>[54]</sup>

层AO异常下传进入对流层时，北大西洋区域通常会伴随着较强的偏南气流，这样的流场会把温暖的海洋空气吹到欧洲大陆中南部，此时该地区又被高压系统所控制，因此这些区域温暖、晴朗；而欧洲北部却多风暴和寒冷天气<sup>[56, 57]</sup>。此外，Thompson等<sup>[58]</sup>通过统计分析发现平流层和对流层中AO所处的位相与对流层中阻塞系统的发展有很好的对应关系，当平流层AO处于正位相时，平流层极涡较强，绕极的西风急流也较强，对流层的中高纬地区盛行平直的风西气流，北美和欧亚大陆的阻塞事件较少；反之则对流层中的阻塞事件明显增多，阻塞高压将极地的冷空气带往下游的中纬度地区，引起这些区域温度的显著下降。2008年冬季，我国南方出现的雪灾过程就是由于平流层AO负异常的下传，引起西伯利亚阻塞高压持续增强、东亚大槽加深并向南伸展<sup>[59, 60]</sup>，更详细的研究表明，AO活动与东亚地区冬季的气候、天气有着密切的联系<sup>[61, 62]</sup>，值得进一步讨论研究。

AO在垂直方向上连续的空间结构使得它成为联系平流层和对流层中高纬大气的重要因素。AO的异常信号首先在平流层上层出现，经过3周左右的时间可以传播至近地面，这样的传播特征使得很多科学家建议平流层的AO异常信号可以作为指标将对流层的天气预报时效提高到3周以上<sup>[54, 58, 63]</sup>，目前已经有一些气象预报中心进行了这种预报试验。

### 3.3 存在的争论和需要解决的问题

众多研究已经表明平流层环流异常确实会对对流层大气产生重要的影响，但有关平流层过程影响对流层天气系统的物理机制还存在着较大的争议。目前主要存在两种观点解释这一问题：一种是平流层环流的扰动首先作用于行星波，在改变了行星波的强度、传播方向后，再通过行星波和对流层中的天气尺度波动（如斜压波）之间的相互作用来影响对流层的天气系统；另一种是当平流层异常向下传播到平流层低层时，平流层的扰动直接作用于对流层上层的天气系统或天气尺度波动，从而影响对流层中的大气环流。不论是直接作用还是间接影响，这两种观点都有着各自的合理性，但又都缺乏足够的证据。

Kushner等<sup>[64]</sup>对数值模式的模拟结果进行分析后指出平流层中的环流变化主要通过行星波活动的影响来影响对流层，而对流层中的天气尺度波动和西风气流之间的正反馈作用会加强平流层扰动对对流层环流的动力影响。Hu等<sup>[65, 66]</sup>也认为平流层异常影响对流层主要是通过影响行星波的垂直传播，他们计算和分析了行星波的折射指数，发现行星波从对流层向平流层的传播对对流层顶附近的纬向风速十分敏感，纬向

风的强弱可以直接影响波动的垂直传播，从而影响对流层中的环流发展。另一方面，Baldwin等<sup>[55, 63]</sup>则认为平流层中的AO扰动对对流层天气系统的影响是平流层环流（风场）的变化直接作用于对流层中的天气尺度波动造成的。和现有的观点不同，他们认为天气尺度的波动可以延伸到对流层顶以上几千千米的地方，这些天气尺度的波动可以直接接受到平流层低层环流的变化，而以往的研究认为即使是大气第3波能够传播到平流层低层的已经相当微弱<sup>[67]</sup>，天气尺度的波动应该更难进入平流层并对平流层中的环流变化有明显的响应。因此，虽然平流层环流中的扰动是有可能直接作用在对流层中的天气尺度波动上的，但它是否是平流层异常影响对流层的主要形式还值得商榷，需要进一步的研究。

尽管从Baldwin等<sup>[54]</sup>给出的合成分析结果中可以看到相当强的AO异常从平流层上层向下传播，并且对流层的AO也对平流层的AO异常有很好的响应，但仍然存在着一些不同的观点。Polvani等<sup>[68]</sup>认为平流层AO的异常源于对流层中行星波上传的作用，他们分析了对流层上层中高纬度地区E-P通量的平均垂直分量（代表进入平流层中行星波的强弱），发现它与平流层极涡的负相关系数达到-0.8，并且它的异常通常会领先于对流层中天气系统的异常60d左右，因此他们认为使用对流层高层E-P通量的垂直分量作为先行指标要优于平流层中的AO异常信号。Black等<sup>[69]</sup>也指出并不是所有的平流层AO异常都可以传播到对流层中，并且诱发对流层环流的扰动，只有那些足够强且能够传播到平流层底部的AO扰动，在对流层有合适条件的配合下才能够对对流层天气系统产生影响，而那些较弱的AO异常只能存在于平流层中。

以上的讨论表明，平流层环流的异常会对对流层大气产生重要的影响，但这方面的研究工作只取得了初步的新成果，还存在着不少的问题。在今后的工作中，可以充分应用越来越丰富的观测资料，加强诊断分析工作，进一步揭示更加详细、全面的平流层异常影响对流层天气系统的事实。此外，在加强观测分析的基础上，还可以进一步应用数值模式，通过不同的数值实验更好地揭示平流层异常影响对流层的物理机制。

## 4 平流层和对流层之间的物质交换

### 4.1 不同尺度的平流层—对流层物质交换

平流层和对流层之间的物质交换和混合（Stratosphere-Troposphere Exchange, STE）是中层大气及平流层—对流层相互作用相关研究中的另一主要内容，它是控制自然事件和人为活动带来的化学痕量

物质对大气成分影响的一个主要过程<sup>[70]</sup>。例如平流层低层和对流层上层之间的质量交换可以将臭氧含量丰富的平流层空气向下输送到对流层中，同时也可以将引起臭氧损耗的气体送入平流层。平流层—对流层之间的物质交换不仅会带来重要的化学效应，还有可能影响到上对流层—下平流层区域的辐射通量平衡<sup>[71]</sup>。

Brewer-Dobson (B-D) 环流是平流层中一个全球尺度的经圈物质输送环流，它的上升支位于平流层热带地区，在中纬度区域向极、向下输送，在平流层高纬地区下沉。这样一支顺时针的经圈环流对于平流层热带和极地区域之间的物质交换有着非常重要的作用。B-D环流的发现是由于Brewer在观测平流层水汽时发现在平流层低层水汽的混合比较低，他提出在热带区域强烈的积云对流活动会使得空气穿过对流层顶进入平流层，气团在低温的对流层顶经过脱水，水汽混合比显著降低，随后在平流层中向极、向下移动<sup>[72]</sup>。之后，Dobson等<sup>[73]</sup>在远离臭氧光化学生成区的极地平流层低层观测到明显的高臭氧浓度分布，进一步证实了这种在热带地区上升，向极、向下输送的环流，即B-D环流。1979年开始的卫星观测数据也进一步充分肯定了这个经典的全球尺度的物质交换和输送图像，此后的臭氧及其他大气成分的观测结果，以及理论和数值试验的模拟结果也都证实了这一结论<sup>[74, 75]</sup>。

Holton等<sup>[76]</sup>认为位于热带外区域的平流层波动是驱动全球尺度经圈环流的主要机制，波动的强迫作用使得气团在热带区域被向上、向极推动，然后从“the overworld”区域向下推入到热带外的平流层低层，“the overworld”是指380K等熵面以上的区域，在这一范围内的等熵面完全处于平流层中。图4给出了全球尺度平流层—对流层物质交换的物理概念模型，在平流层的热带外区域存在一个由波动作用强迫驱动的全球尺度的流体动力学“抽吸泵”，它从热带平流层低层向上、向极方向抽吸空气，然后向极、向下将气团推送到热带外的对流层中。形成这个“泵”的机制是由对流层向上传播到平流层以上高度的行星波和重力波在破碎后产生的动量通量辐散作用造成的。同时，波动引起的强迫作用是非局地控制的，在热带外区域主要是向下控制（downward control），即穿过某一等压面的质量交换是由该等压面上的大尺度涡旋和动量耦合、辐散作用所控制，并通过穿越平流层低层等熵面的质量输送到达热带地区。由于北半球冬季的波动活动更加活跃、引起的强迫最强，因此最大的交换率也出现在冬季。这种全球范围环流的泵机制是测试全球尺度STE，特别是季节和长时间尺度STE的有

效手段之一，被动力学家广泛认可。

B-D环流这种简单的全球物质输送图像主要适用于380K等熵面以上的“the overworld”区域，只有在时间平均和纬向平均的意义上它才可能是精确的，但并不能完全地描述交换过程的物理机制，其中涡旋过程在平流层—对流层交换过程中也起着重要的作用，很多穿越对流层顶的物质交换是通过中尺度的混合作用完成的，下文将详细讨论中纬度和热带地区的STE过程。针对中尺度的STE过程，科学家们进行了一些数值模拟研究，但在STE的量化上还存在着很大的不确定性，不同的个例用不同的方法计算出的交换通量差别很大，因此这一部分的工作今后还需要进一步的探索、研究。

## 4.2 中纬度地区的 STE 过程

对流层顶折叠是中纬度地区平流层和对流层之间进行物质交换的最主要形式。在20世纪五六十年代，Reed等就提出在中纬度地区的高空，中尺度的气旋生成过程会使得对流层顶发生折叠，引起平流层中物质的向下输送，并且折叠过程的结构和动力学特征都与高空的锋生有关。之后，Hoskins<sup>[78]</sup>提出引起对流层顶折叠的物理概念模型，他认为西风带急流中斜压不稳定的发展和伴随着地面气旋的高层对流层锋生作用是引起折叠的主要原因，这两个过程的出现破坏了热成风的平衡，会出现一个横向的次级非地转环流，次级环流的平流作用会使得温度梯度增强，导致锋面的快速加强，伴随的平流层作用使气团从平流层低层向下、向赤道方向运动并进入对流层，这样的下沉作用使得等熵面向下倾斜，具有平流层特征的高PV（位势涡度）值气团沿等熵面平流，造成对流层顶的折叠，同时长舌状的冷空气沿锋面进入对流层。来自于平流层的通过折叠作用进入对流层的气团PV值高且较干，通过小尺度过程和对流层空气进行不可逆的混合。此外，在折叠过程中一些气团随时间的衰退也有可能

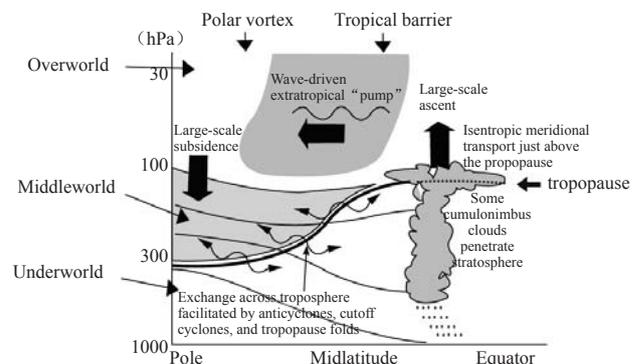


图4 全球尺度平流层—对流层物质交换的物理概念模型<sup>[77]</sup>

回到平流层中。对流层顶折叠大多发生在冬季和春季，常常出现在对流层高层的急流附近，通过折叠过程平流层中的臭氧会进入到对流层，这一过程贡献了全球对流层臭氧的10%。

中纬度对流层中的一些大尺度天气系统也会对STE产生影响，如出现后可以维持几天，甚至几周的阻塞高压和切断低压系统。当对流层中纬度地区出现阻塞高压时，会造成该区域臭氧含量的显著减少，这一过程主要通过两种方式进行：首先，高压中心的外围流场会将低纬度的空气带到高纬度地区，这些源自于热带或副热带的空气中臭氧的含量较低，经向的输送使得低臭氧含量的空气进入高纬地区，造成阻塞高压分布的区域臭氧含量的降低；其次，向北倾入的阻塞高压系统会将低纬度中温度较高的空气送入高纬地区，温度的暖异常会造成等熵面的上倾，对应了对流层顶的抬升，由于对流层中的臭氧含量较低，因此上升的对流层顶会使得这一高度的臭氧含量明显减少。通过影响环流的经向输送和改变对流层顶的高度，阻塞高压系统在北半球中对STE过程做出了很大的贡献。

切断低压引起的STE主要通过对流层顶异常降低（切断低压的特征）引起的对流层入侵产生，也可以通过与切断低压相关的急流附近的湍流混合产生，或是通过沿切断低压边缘的对流层顶折叠产生<sup>[79, 80]</sup>。因此，切断低压所在的区域是平流层、对流层混合的活跃区，对STE有着很大的贡献。切断低压所包含的空气通常来自于高纬度地区，并且中纬度切断低压的存在往往会引起极区高PV值的分布区向低纬地区移动，正的PV距平实际上包含了闭合的平流层空气，因此切断低压所在的区域对流层顶高度比周围要低，它所包含的空气温度通常也比周围空气的低。低压中的冷空气通过增强层结不稳定性可以诱发深对流的生成，特别是在夏季和海洋上空，深对流过程中积雨云的云砧可以穿越对流层顶，使平流层中富含臭氧的空气进入对流层上层，这一结论从理论到观测都得到了很好的验证<sup>[81, 82]</sup>。

### 4.3 热带地区的STE过程

热带地区平流层与对流层之间的物质交换包括了平流层空气和其他微量成分的向下输送，还包括对流层水汽、气溶胶、冰云粒子以及对臭氧光化学反应起重要作用的微量气体的向上输送，进而通过辐射、化学以及动力过程的相互作用对平流层和对流层的天气、气候产生影响。受Hadley环流在热带地区上升支的影响，热带对流层空气向上输送，穿越对流层顶进入平流层，这是热带空气进入平流层的主要方式<sup>[76]</sup>；

热带积云对流穿越对流层顶把空气直接送入平流层是热带地区STE的另一种过程；此外，湍流混合和重力波的破碎是STE的又一种物理过程<sup>[83]</sup>。早期的研究指出西太平洋的深对流能将空气从边界层输送到对流层顶甚至以上区域，对流系统在热带对流层顶附近产生的毛卷云对进入平流层空气的脱水过程有重要的影响<sup>[84]</sup>，尽管热带西太平洋地区的对流层顶温度比热带平均温度低，并且经常能观测到卷云，但这一区域的STE是净向下的通量<sup>[85]</sup>。Holton等<sup>[86]</sup>通过二维模式模拟研究提出水平输送使得在其他地区已经达到对流层顶的气团被输送到热带西太平洋区域。总的来说，在全球平均的角度上，热带STE是对流层物质向平流层的净向上输送，但是热带气旋的作用以及热带地区的对流活动产生的开尔文波的破碎导致的湍流活动，可以将平流层内的物质在热带地区向下输送到对流层，而副热带地区Rossby波的破碎也可以将平流层的空气直接输送到热带对流层上层<sup>[87]</sup>。

QBO作为热带平流层大气的强信号，它在热带平流层和对流层的物质交换中扮演了重要的角色，它对大气中化学成分的空间分布具有显著的影响，进而通过化学—辐射—动力耦合相互作用影响平流层和对流层的大气过程。早在1982年Plumb等<sup>[88]</sup>就指出与经向环流有关的经向输送同赤道纬向风的QBO有着密切的联系。之后Trepte等<sup>[89]</sup>又发现气溶胶在热带下平流层向中纬度输送的机制依赖于赤道的纬向风位相，当QBO向西风位相变化时示踪物向高纬度输送更强。Carr等<sup>[75]</sup>则用微波临边遥感探测出22hPa等压面上的水汽混合比与QBO指数引起的垂直速度异常有关。Liu等<sup>[90]</sup>则应用最新的GOMOS资料发现不同QBO位相中剩余环流垂直速度的输送作用使热带地区的臭氧和NO<sub>2</sub>也表现出准两年周期变化的特征，而NO<sub>3</sub>则由于分布在平流层高层，因此主要受纬向风准半年振荡过程的影响。除了这些观测结果，Marco等<sup>[91]</sup>用GCM模式进行了一系列的数值试验研究QBO对赤道平流层低层的温度、垂直输送及比湿的影响，指出QBO的温度信号会改变向上输送的空气中的比湿，且QBO的次级环流会改变向上输送的速率。但由于以往的大气环流模式大多不包括完整的平流层和大气化学过程，因此对发生在平流层内的化学—辐射—动力过程的反馈无法进行详细的研究。近年来随着中层大气模式的发展、卫星观测资料的丰富，这方面的研究越来越受到重视，并取得了不小的进步。

此外，最新的研究表明，亚洲季风环流在平流层—对流层物质交换中也有着非常重要的作用，亚洲

季风区是对流层向平流层输送的一个重要通道, 对流层的水汽、化学成分等都可以通过这个通道进入下平流层, 从而影响平流层中的化学和辐射平衡<sup>[92]</sup>, Randel等<sup>[93]</sup>的研究发现亚洲季风环流对STE的贡献比平流层B-D环流的贡献还大。

## 5 中层大气模式的发展及应用

### 5.1 中层大气模式的发展现状

中层大气的科学问题中包含了复杂的大气动力、热力、化学和微物理过程, 研究它们之间的相互作用和反馈仅靠有限的中层大气观测资料是远远不够的, 无法对其进行全面、深入的理解和认识, 需要借助合适且完备的中层大气模式进行模拟分析和诊断。在中层大气模式发展的初期, 受到计算机条件的约束和对中层大气基本过程认识的限制, 通常使用的是比较简单的机制型大气动力模式, 这类模式设计简单、计算省时, 有其独特的优点, 但局限性也非常明显, 首先, 机制型模式中不涉及平流层和对流层的相互作用, 只包含了简单的平流层过程; 其次, 模式中只描述一些简单的物理、化学过程, 对于不同物理过程相互之间, 以及与大气动力、化学过程的相互作用, 模式不能进行真实的反映和再现。

要进行中层大气中动力、化学和物理等过程之间相互作用的研究, 理想的模式是基于大气环流模式的框架下耦合了中层大气全过程的完备的大气模式, 这类模式对描述行星大气运动的原始方程组进行计算, 其中包括了各类大气过程, 如化学过程、辐射过程、对流和云的物理过程, 甚至大气行星边界层内的物理过程等。但是这一类中层大气模式由于设计复杂、计算量大, 受到了计算机发展水平很大的制约, 同时也很大地依赖于现有大气环流模式的性能和水平, 因此发展速度相对缓慢。随着计算机计算能力的不断提高, 在过去的几十年内一系列的二维和三维的基于大气环流模式的中层大气模式得以发展<sup>[94, 95]</sup>, 这些模式大多是模拟了平流层中的动力和化学过程, 少数的包括了热层中的大气过程。尽管中层大气模式在近些年中得到了迅速的发展, 但在模拟中层大气中的动力、化学过程时仍然存在着显著的差异和很多的不确定性<sup>[96]</sup>。表1给出了一些不同研究机构开发的三维大气化学—气候模式的基本框架以及模式中相关的背景信息, 从中可以看出这些模式除了水平和垂直的分辨率存在着显著的差异, 模式层顶的高度也各不相同, 最高的可以达到 $10^{-6}$ hPa, 而最低的只能延伸到平流层的高层10hPa。这些现有的含有平流层化学过程的中层大气模式各自都存在着一些缺点, 有的不能很好模

拟出南极上空的臭氧空洞和平流层痕量气体的空间分布、时间演变特征, 有的不能模拟出平流层赤道上空纬向风的准两年振荡和极地平流层的爆发性增温过程, 一部分模式甚至不能合理地模拟出平流层上层以上大气层的温度分布。

图5给出了一组最新的大气化学—气候模式模拟的气候平均(1980—1999年)温度在南北半球高纬地区相对于ERA-40和NCEP再分析资料的偏差, 从中可以看出温度偏差在垂直方向上的分布在不同高度有着不同的变化特征, 从对流层高层到平流层中低层模式的结果相互差异不大, 并且和再分析资料的结果相差也只有3~4K; 但到了中、高层大气, 模拟结果相互之间以及和NCEP资料的偏差随着高度的增加越来越大。不同的中层大气模式模拟结果之间的差异除了与模式的数值方案设计、模式的分辨率以及模式顶高度的选取有关外, 最主要的原因是模式对于中层大气中各种物理和化学过程处理的不够完善。更加值得注意的是一些模式中虽然包括了平流层中的大气化学过程, 但这些化学过程并没有完全和大气环流模式实现双向的耦合, 因此不能很好地再现中层大气内辐射—动力—化学过程的相互反馈和作用。

### 5.2 中层大气模式的主要应用

经过近十几年的快速发展, 中层大气模式虽然仍然存在一些不足, 但它已经受到了越来越多大气科学工作者的重视, 并且在中层大气研究领域得到了较广泛的应用。早期受到观测资料缺乏、理论依据不完善的限制, 对中层大气自身变化特征和扰动规律的认识还不够具体、深入, 中层大气模式首先可以用来从事这一方面的工作。到目前为止, 对于“平流层大气的扰动是由哪些大气过程驱动”这一问题仍然没有完全理解, 平流层大气内的赤道纬向风准两年振荡和准半年振荡(SAO)、平流层顶附近的两天波扰动以及冬季极地平流层的爆发性增温等一些突出的物理现象的内在机制、变率及其对整个大气环流的影响还不是非常清楚, 可以结合越来越丰富的气象再分析资料、卫星观测数据等, 应用模式对这些问题进行深入、详细的探讨。现在已经有一些工作应用中层大气模式研究了赤道海温异常(ENSO)对北半球冬季平流层中高纬地区环流的影响<sup>[28, 30, 34]</sup>; Tian等<sup>[98]</sup>也应用中层大气模式较好地模拟出赤道平流层纬向风的准两年振荡和准半年振荡。

中层大气模式另一个重要的作用是模拟研究大气中的痕量化学物质和气溶胶粒子的分布及传输特征, 其中对平流层中痕量化学物质的模拟已经取得了很好

的进展,图6给出了一组大气化学—气候模式模拟得到的在不同纬度地区纬向平均的臭氧混合比气候态分布及其同HALOE卫星观测结果的比较。可以看出在热带平流层低层,大部分的模式模拟结果都和观测事实接近(13个模式中有9个符合),与卫星观测到的平均值相差1ppmv(1ppmv=10<sup>-6</sup>)左右;而在平流层的高层只有4个模式的模拟结果和卫星观测相差不到1ppmv,在热带区域,模式中重力波的参数化方案非常重要,模式中的动力过程对臭氧等痕量气体的分布影响很大。在南、北半球的中高纬地区大部分的化学—气候模式也都可以较好地模拟出臭氧的垂直分布特征,有利于进一步认识卫星观测缺测区域臭氧的分布情况。此外,这些大气化学—气候模式还能够很好的模拟出甲烷、水汽等温室气体,以及氯化氢等对平

流层臭氧有直接影响的化学物质的分布特征<sup>[96]</sup>。

近些年来,对流层以上大气已经逐渐成为天气预报和气候预测模式的一部分,但是平流层大气通过怎样的方式和机制影响对流层的天气、气候仍然存在很多疑问。一些研究表明对流和平流层的联系主要集中在季节尺度、年际尺度和十年以上的时间尺度上。Thompson等<sup>[99]</sup>应用中层大气模式研究发现在平流层的低层长期存在的一个热力异常会增加对流层中的风速;Chanin<sup>[100]</sup>则通过研究近45年来热层到平流层大气的热力结构得到了确信的证据表明太阳11a的周期活动会对中层大气,甚至对流层大气产生显著的影响。因此,中层大气特别是平流层大气的变化和变率对于季节内、年际尺度的天气预报以及气候预测具有非常重要的指示意义。要深入全面地研究平流层—对流层

表1 现有的大气化学—气候模式的基本框架和背景信息

模式	研究运用者	大气环流模式	模式区域/分辨率	辐射反馈	平流方案	O-GWD	NonO-GWD	参考文献
AMTRAC	J. Austin, R. J. Wilson	AM2 (Anderson等, 2004)	2° × 2.5°, 48层, 0.0017hPa	O <sub>3</sub> , H <sub>2</sub> O	Finite-volume (Lin, 2004)	Sterm等, 1988	Alexander等, 1999	Austin等, 2006; Austin等, 2006
CCSRNIES	H. Akiyoshi, T. Nagashina, M. Yoshiki	CCSRNIES (Numaguti, 1993)	2.8° × 2.8° (T42), 34层, 0.01hPa	O <sub>3</sub> , H <sub>2</sub> O, CH <sub>4</sub> , N <sub>2</sub> O, CFCs	Spectral in the horizontal, finite difference for the vertical	McFarlane, 1987	Hines, 1997	Akiyoshi等, 2004; Kurokawa等, 2005
CMAM	J. McConnel, N. McFarlane, D. Plummer, J. Scinocca, T. Shepherd	CCCma AGCM3 (Scinocca等, 2004)	3.75° × 3.75° (T32), 71层, 0.0006hPa	O <sub>3</sub> , H <sub>2</sub> O	Spectral in the horizontal, finite elements in the vertical	Sinocca等, 2000	Sinocca, 2003	Beagley等, 1997; de Grandpre等, 2000
E39C	M. Dameris, V. Eyring, V. Grewe, M. Ponater	ECHAM4 (Roeckner等, 1996)	3.75° × 3.75° (T30), 39层, 10hPa	O <sub>3</sub> , H <sub>2</sub> O, CH <sub>4</sub> , N <sub>2</sub> O, CFCs	Semi-Lagrange (Williamson等, 1994)	Miller等, 1989	none	Dameris等, 2005; 2006
GEOSCCM	A. Douglass, P. Newman, S. Pawson, R. Stolarski	GEOS-4 (Bloom等, 2005)	2° × 2.5°, 55层, 0.01hPa	O <sub>3</sub> , H <sub>2</sub> O, CH <sub>4</sub> , N <sub>2</sub> O, CFC-11, CFC-12	Finite-volume (Lin, 2004)	Kiehl等, 1998	Adapted from Garcia等	Bloom等, 2005; Stolarski等, 2006
LMDZrepro	S. Bekki, F. Lott, F. Lefevre, M. Marchand	LMDz4 (Lott等, 2005)	2.5° × 3.75°, 50层, 0.07hPa	O <sub>3</sub> , H <sub>2</sub> O, CH <sub>4</sub> , N <sub>2</sub> O, CFC-11, CFC-12	Finite-volume (Hourdin等, 2004)	Lott等, 1997	Hines, 1997	Chemistry part: Lefevre等, 1994
MAECHA M4CHEM	C. Bruhl, M. Giorgetta, E. Manzini, B. Steil	MAECHAM4 (Manzini等, 1997)	3.75° × 3.75° (T30), 39层, 0.01hPa	O <sub>3</sub> , H <sub>2</sub> O, CH <sub>4</sub>	Flux-form semi-Lagrange SPITFIRE (Steil等, 2003)	McFarlane, 1987	Hines, 1997	Manzini等, 2003; Steil等, 2003
MRI	K. Shibata, M. Deushi	MRI/JMA98 (Shibata等, 1999)	2.8° × 2.8° (T42), 68层, 0.01hPa	O <sub>3</sub> , H <sub>2</sub> O, CH <sub>4</sub>	hybrid semi-Lagrange (Shibata等, 2005)	Iwasaki等, 1989, only short GW	Hines, 1997	Shibata, 2005; Shibata等, 2005
SOCOL	E. Rozanov, M. Schraner	MAECHAM4 (Manzini等, 1997)	3.75° × 3.75° (T30), 39层, 0.01hPa	O <sub>3</sub> , H <sub>2</sub> O, CH <sub>4</sub> , N <sub>2</sub> O, CFCs	Hybrid advection scheme (Zubov等, 1999)	McFarlane, 1987	Hines, 1997	Egorova等, 2005; Rozanov等, 2005
ULAQ	E. Mancini, G. Pitari	ULAQ-GCM (Pitari等, 1992)	10° × 22.5°, 26层, 0.04hPa	O <sub>3</sub> , H <sub>2</sub> O, CH <sub>4</sub> , N <sub>2</sub> O, CFCs, HCFCs	Flux-form Eulerian Fully explicit scheme (Pitari等, 2002)		Rayleigh friction, Smith等, 1985	Pitari等, 2002
UMETRAC	N. Butchart, H. Struthers	UM (Pope等, 2000)	2.5° × 3.75°, 68层, 0.01hPa	O <sub>3</sub> , H <sub>2</sub> O	Quintic-mono (Gregory等, 2002)	Gregory等, 1998	Warner等, 1996	Austin, 2002; Struthers等, 2004
UMSLIM-CAT	M. Chipperfield, Tian	UM (Pope等, 2000)	2.5° × 3.75°, 68层, 0.01hPa	O <sub>3</sub> , H <sub>2</sub> O, CH <sub>4</sub> , N <sub>2</sub> O	Quintic-mono (Gregory等, 2002)	Gregory等, 1998	Warner等, 1996	Tian, 2005
WACCM (V.3)	B. Boville, R. Garcia, A. Gettelman, D. Kinnison, D. Marsh, F. Sassi	CAM (Collins等, 2004)	4° × 5°, 66层, 4.5 × 10 <sup>-4</sup> hPa	O <sub>3</sub> , H <sub>2</sub> O, CH <sub>4</sub> , N <sub>2</sub> O, CFC-11, CFC-12, NO, CO <sub>2</sub> , O <sub>2</sub>	Finite-volume (Lin, 2004)	McFarlane, 1987	Lindzen, 1981; Holton, 1982; Garcia, 1985	Garcia等, 2006

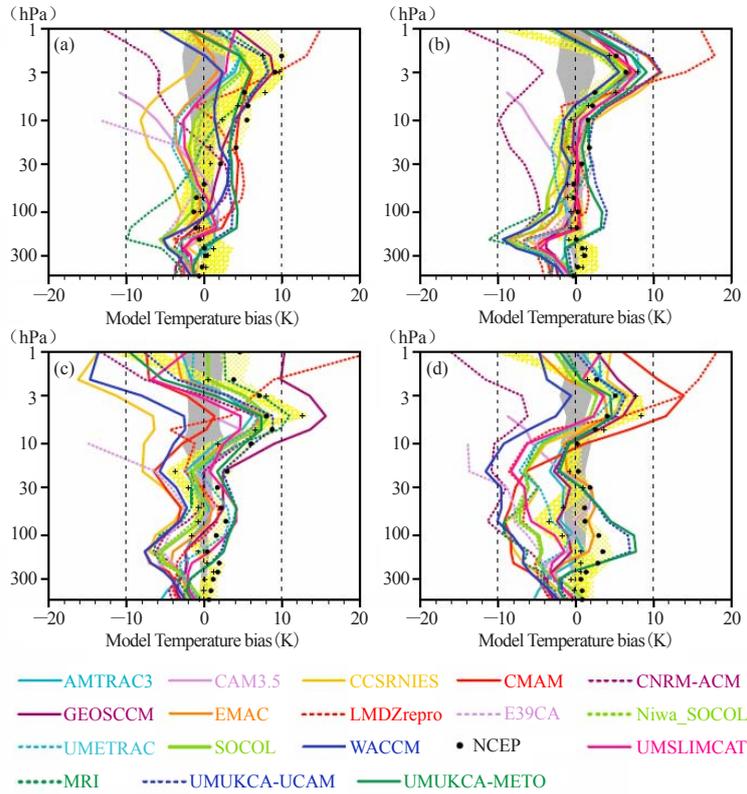


图5 不同大气化学—气候模式模拟得到的气候平均 (1980—1999年) 温度在南北半球高纬地区相对于ERA-40和NCEP再分析资料的偏差<sup>[97]</sup>

(a) DJF, 90°—60°N; (b) MAM, 90°—60°N; (c) JJA, 60°—90°S; (d) SON, 60°—90°S

耦合大气系统的变化规律和相互作用, 提高中长期预报和气候预测的能力, 一个包括动力过程、辐射过程、大气化学甚至微物理过程的全面的中层大气环流模式是必不可少的。另外值得指出的是, 近些年来, 用于数值天气预报的大气环流模式也逐渐将模式层顶高度向上扩展到中层大气, 与此相对应的是应用中层大气模式进行资

料同化的工作也成为一个新的研究热点。

### 5.3 发展中层大气模式的主要工作

关于中层大气模式未来的发展还有很多工作需要做, 和欧美发达国家相比我国有关中层大气模式的研究工作起步的较晚, 虽然也取得了一些可喜的进展<sup>[101]</sup>, 但仍存在着一定的差距。近些年来, WMO的

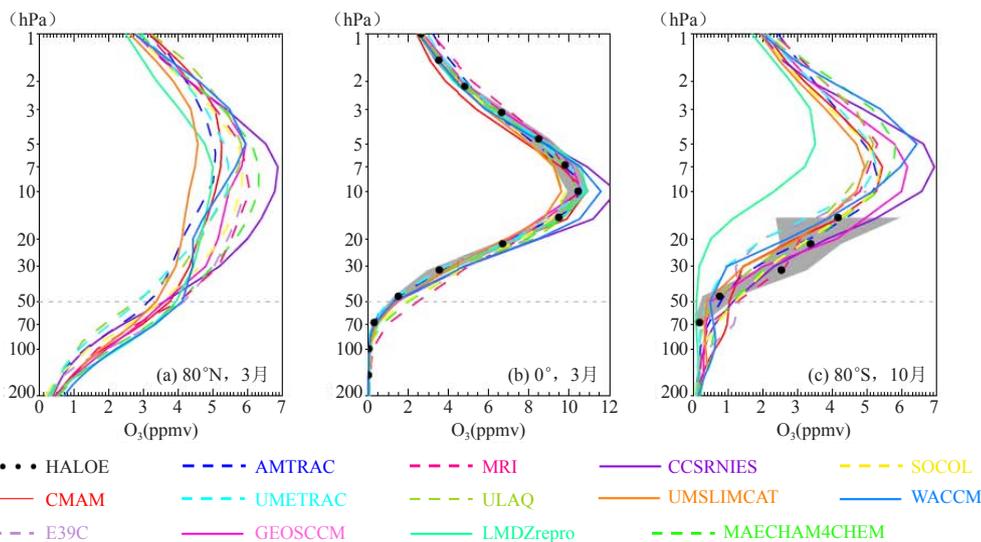


图6 大气化学—气候模式模拟得到的不同纬度纬向平均的臭氧混合比气候态分布及其同HALOE卫星观测结果的比较<sup>[96]</sup>

CCMVAL<sup>[96]</sup>、GRIPS<sup>[102]</sup>计划, WCRP建立的SPARC核心计划, 以及IPCC的AR4、AR5模拟计划的实施, 让我们对中层大气模式的现状有了更加全面、完整的认识, 也进一步明确了它存在的不足和未来的发展方向。

发展中层大气模式首先要做的工作就是进一步完善现有模式中的动力学框架, 即基本的大气环流模式。目前的中层大气模式大多是在对流层大气环流模式的基础上向上延伸至平流层、中间层, 虽然对流层的大气环流模式已经发展得比较成熟, 但这部分工作无论是技术上还是理论上都是一件十分具有挑战性的事。Butchart等<sup>[97]</sup>详细比较了CCMVAL计划中各个中层大气模式对平流层气候及环流变化的模拟结果, 这些包含了中层大气变化过程的大气环流模式大都能较好地模拟出大气一些主要的平均特征, 并且对21世纪平流层中温室气体的增加和臭氧的恢复给中层大气带来的影响有很好的模拟再现能力。但是模式的模拟结果在一些细节上和实际观测相比还存在一些较明显的差异, 如平流层急流区的位置、强度以及对流层顶的温度和高度等。

重力波是中高层大气中最主要的波动形式之一, 因此发展中层大气模式的另一个重要工作就是进一步完善模式中重力波的参数化方案, 这一工作对提高模式对中层大气动力过程的模拟性能至关重要。之前的研究工作已经证明重力波在所有高度上对大气环流都有非常重要的影响, 如何在模式中对重力波进行参数化是一件非常困难的工作, 特别是这些参数化方案中有一些重要的参数目前还没有找到很好的物理约束条件, 因此这些参数会随着模式中空间分辨率的改变而调整, 带来很多的不确定性。改善中层大气模式中的重力波参数化方案需要大量的观测资料进行支持。

同对流层大气相比, 大气化学过程在中层大气特别是平流层大气中是不能被忽视的, 进一步完善中层大气模式中的化学过程, 并实现化学与大气环流模式的双向耦合是发展中层大气模式的又一重要工作, 也是未来大气模式发展的方向, 在今后的研究中需要重点关注。最后, 中层大气中的动力学和一些物理过程, 尤其是辐射过程与以往以对流层为主的大气环流模式中的描述相比在某种程度上是存在一些差异的。因此改善中层大气模式中的辐射传输方案也是一个非常重要的工作, 目前用于中层大气的辐射传输方案的光谱分辨率(特别是紫外光谱区)通常较低, 所考虑的吸收气体的种类也不够完备, 从而导致了模式模拟的全球平均温度存在一定的偏差, 并且如何更好地表征大气臭氧层和温室气体增加对长波辐射的作用是改

进气候变化模拟的一个可能途径, 它们可以作为对流层大气和地球表层气候变化的上边界条件考虑。另外, 中层大气中的火山气溶胶作用、云和气溶胶粒子的微物理过程等都还没有得到很好的处理, 都需要开展进一步的研究工作。

## 6 结语与展望

平流层和对流层大气的相互作用是当前大气科学领域中的一个前沿和热点问题, 本文主要介绍了其中几个典型的并且已经有一定研究基础的方面。首先讨论了会引起平流层环流扰动的一些外部作用过程, 对流层生成并向上传播的大气波动、海表面温度的异常(ENSO)和太阳活动引起的辐射变化都会造成平流层环流结构的改变。当平流层环流出现异常后, 会有平流层异常信号从上往下传播进入对流层, 平流层中的扰动可以通过大气波动、北极涛动等影响低层的对流层大气。在平流层—对流层大气进行动力耦合的同时, 上、下层大气之间会有明显的物质交换(STE)过程, 而平流层—对流层大气之间的物质混合和交换过程是控制自然和人为排放的化学痕量物质对大气成分影响的重要过程。这里主要介绍了发生在不同纬度的, 不同尺度和不同形式的STE过程, 而定量分析发生在不同区域的STE过程是当前中层大气研究中的难点和重点问题之一。此外, 还总结了中层大气模式的发展现状和应用前景, 目前比较完备的基于大气环流模式的中层大气模式还不多, 同时包含了对流层、平流层、中间层和热层的模式则更少, 我们要在现有模式的基础上, 充分利用模拟性能较好地对流层大气环流模块、中层大气环流模块、化学模块等进行耦合和衔接构建更加完善的中层大气模式。进一步发展包含中层大气过程的全大气环流模式不仅对深入认识平流层—对流层耦合大气系统有很大的帮助, 对发展和提高天气、气候预测水平也有重要的意义。

越来越多的研究表明平流层和对流层的动力耦合是非常密切的, 平流层并非仅仅是被动的接受对流层变化的影响, 平流层中强的环流扰动可以对对流层中的天气、气候产生影响, 平流层异常的信号可以作为对流层环流变化的指示因子。然而由于这方面的工作刚起步不久, 还存在一些问题有待解决, 特别是平流层异常影响对流层环流的物理机制问题, 还需要进一步发展观测分析、理论研究和模式模拟的工作。此外, 多大强度的平流层异常能够对对流层环流产生重要影响, 平流层中的异常信号如何作为预报对流层天气系统的先兆指标, 怎样将平流层异常信号的统计预报指标与数值预报相结合来延长天气预报的时

效, 这些问题都还需要更详细和定量的研究。另一方面, STE的研究工作这里只做了简单的介绍, 在今后的工作中需要发展更好的定量分析STE交换量的诊断框架, 可以对观测资料进行解释并与模式结果进行比较; 另外我们可以将我国所处的东亚地区的STE过程作为研究重点, 结合青藏高原为代表的强地形作用, 深入分析研究该区域不同季节、不同尺度、不同形式的平流层—对流层物质交换过程, 对全球的STE研究也具有一定的帮助。在气候变化的背景下进一步研究平流层—对流层耦合系统及其相互作用的发展、变化特征, 对深入认识全球气候系统、改善气候预测途径与方法有着重要的科学意义和现实意义。

### 参考文献

- [1] Andrews D G, Holton J R, Leovy C B. Middle Atmospheric Dynamics. Int Geophys Ser, 40: 489. New York: Elsevier, 1987.
- [2] Charney J G, Drazin P G. Propagation of planetary-scale disturbances from the lower into the upper atmosphere. J Geophys Res, 1961, 66: 83-109.
- [3] 丁一汇. 高等天气学. 北京: 气象出版社, 2005.
- [4] Manney G, Kruger K, Sabutis J, et al. The remarkable 2003—2004 winter and other recent warm winters in the Arctic stratosphere since the late 1990s. J Geophys Res, 2005, 110: D04107, doi: 10.1029/2004JD005367.
- [5] 陆春晖, 刘毅, 陈月娟, 等. 2003—2004年冬季平流层爆发性增温动力诊断分析. 大气科学, 2009, 33(4): 726-736.
- [6] 刘毅, 陆春晖, 管兆勇, 等. 2003—2004年冬季北半球平流层极涡在等熵位涡坐标下的动力分析. 气象学报, 2010, 68(3): 376-386.
- [7] Eliassen A, Palm E. On the transfer of energy in stationary mountain waves. Geophys Publikasjoner, 1961, 22: 1-23.
- [8] Matsuno T. Vertical propagation of stationary planetary waves in the winter Northern Hemisphere. J Atmos Sci, 1971, 27(6): 871-883.
- [9] Holton J R. A semi-spectral model for wave-mean flow interactions in the stratosphere: application to sudden warming. J Atmos Sci, 1976, 33: 1639-1649.
- [10] Quiroz R S. The association of stratospheric warming with tropospheric blocking. J Geophys Res, 1986, 91(D4): 5277-5285.
- [11] Pierce R B, Fairlie T D. Observational evidences of preferred flow regimes in the Northern Hemisphere winter stratosphere. J Atmos Sci, 1993, 50(13): 1936-1949.
- [12] 陈文, 黄荣辉. 北半球冬季准定常行星波的三维传播及其年际变化. 大气科学, 2005, 29(1): 137-146.
- [13] Limpasuvan V, Thompson D W, Hartmann D L. The life cycle of the Northern Hemisphere sudden stratospheric warming. J Clim, 2004, 17(13): 2584-2596.
- [14] Limpasuvan V, Hartmann D L, Thompson D W. Stratosphere-troposphere evolution during polar vortex intensification. J Geophys Res, 2005, 110: D24101.
- [15] Reed R J, Campbell W J, Rasmussen L A, et al. Evidence of a downward propagating annual wind reversal in the equatorial stratosphere. J Geophys Res, 1961, 66: 813-818.
- [16] Ebdon R A. Notes on the wind flow at 50 mb in tropical and subtropical regions in January 1957 and in 1958. Q J R Meteorol Soc, 1960, 86: 540-542.
- [17] Angell J K, Korshover J. Quasi-biennial variations in temperature, total ozone, and tropopause height. J Atmos Sci, 1964, 21: 479-492.
- [18] Belmont A D, Dartt D G. Variation with longitude of the Quasi-Biennial Oscillation. Mon Wea Rev, 1968, 96: 767-777.
- [19] Lindzen R S, Holton J R. A theory of the quasi-biennial oscillation. J Atmos Sci, 1968, 25: 1095-1107.
- [20] Holton J R, Lindzen R S. An updated theory for the quasi-biennial cycle of the tropical stratosphere. J Atmos Sci, 1972, 29: 1076-1080.
- [21] Lindzen R S. On the development of the theory of the QBO. Bull. Am Meteorol Soc, 1987, 68: 329-337.
- [22] Dunkerton T J. Nonlinear propagation of zonal winds in an atmosphere with Newtonian cooling and equatorial wave driving. J Atmos Sci, 1991, 48: 236-263.
- [23] Randel W J, Wu F, Swinbank R, et al. Global QBO circulation derived from UKMO stratospheric analyses. J Atmos Sci, 1999, 56: 457-474.
- [24] Holton J R, Tan H-C. The influence of the equatorial quasi-biennial oscillation on the global circulation at 50 hPa. J Atmos Sci, 1980, 37: 2200-2208.
- [25] Labitzke K, Van Loon H. The Southern Oscillation Part IX: The influence of volcanic eruptions on the Southern Oscillation in the stratosphere. J Clim, 1989, 2(10): 1223-1226.
- [26] van Loon H, Labitzke K. The Southern Oscillation Part V: The anomalies in the lower stratosphere of the Northern-Hemisphere in winter and a comparison with the Quasi-Biennial Oscillation. Mon Wea Rev, 1987, 115(2): 357-369.
- [27] Hamilton K. An examination of the observed Southern Oscillation effects in the Northern Hemisphere stratosphere. J Atmos Sci, 1993, 50(20): 3468-3473.
- [28] Sassi F, Kinnison D, Boville B, et al. The effect of ENSO on the dynamical thermal and chemical structure of the middle atmosphere. J Geophys Res, 2004, 109(D17), doi: 10.1029/2003jd004434.
- [29] Taguchi M, Hartmann D L. Increased occurrence of stratospheric sudden warming during El Niño as simulated by WACCM. J Clim, 2006, 19(3): 324-332.
- [30] Garcia-Herrera R, Calvo N, Garcia R R, et al. Propagation of ENSO temperature signals into the middle atmosphere: A comparison of two general circulation models and ERA-40 reanalysis data. J Geophys Res, 2006, 111: D06101, doi: 10.1029/2005JD006061.
- [31] Camp C D, Tung K K. Stratospheric polar warming by ENSO in winter: A statistical study. Geophys Res Lett, 2007, 34: L04809, doi: 10.1029/2006GL028521.
- [32] Camp C D, Tung K K. The influence of the solar cycle and QBO on the late-winter stratosphere polar vortex. J Atmos Sci, 2007, 64: 1267-1283.
- [33] 陆春晖. 平流层环流的变化特征及其对ENSO海温异常和太阳周期活动的响应. 北京: 中国科学院大气物理研究所博士论文, 2011.
- [34] Calvo N, Garcia R R, Randel W J, et al. Dynamical mechanism for the increase in tropical upwelling in the lowermost tropical stratosphere during warm ENSO events. J Atmos Sci, 2010, 67: 2331-2340.
- [35] Lu C H, Liu Y, Liu C X. Middle atmosphere response to ENSO events in Northern Hemisphere winter by the whole atmosphere community climate model. Atmosphere-Ocean, 2011, 49(2): 95-111.
- [36] An S I, Ham Y G, Kug J S, et al. El Niño Lanina asymmetry in the Coupled Model Inter-comparison Project Simulations. J Clim, 2005, 18: 2617-2627.
- [37] Chandra S, McPeters R D. The solar cycle variation of ozone in the stratosphere inferred from Nimbus 7 and NOAA 11 satellites. J Geophys Res, 1994, 99: 20665-20671.
- [38] Labitzke K. Sunspots, the QBO and the stratospheric temperatures in the north polar regions. Geophys Res Lett, 1987, 14: 535-537.
- [39] Labitzke K. The global signal of the 11-year sunspot cycle in the stratosphere: difference between solar maxima and minima. Meteor Z, 2001, 10: 83-90.
- [40] Labitzke K. The global signal of the 11-year sunspot cycle in the atmosphere: when do we need the QBO. Meteor Z, 2003, 12: 209-216.
- [41] Labitzke K. On the solar cycle -QBO relationship: A summary. J Atmos Sol Terr Phys, 2005, 67: 45-54.
- [42] Salby M, Callaghan P. Evidence of the solar cycle in the general circulation of the stratosphere. J Clim, 2004, 17: 34-36.

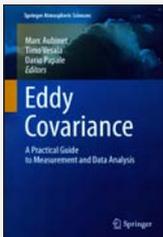
- [43] 李崇银, 翁衡毅, 高晓清, 等. 全球变暖的另一可能原因初探. 大气科学, 2003, 27(5): 789-797.
- [44] Lu H, Jarvis M J, Graf H-F, et al. Atmospheric temperature responses to solar irradiance and geomagnetic activity. *J Geophys Res*, 2007, 112: D11109, doi: 10.1029/2006JD007864.
- [45] Lu H, Gray L J, Baldwin M P, et al. Life cycle of the QBO-modulated 11-year solar cycle signals in the Northern Hemispheric winter. *Q J R Meteorol Soc*, 2009, 135: 1030-1043.
- [46] Kim Y J, Eckermann S D, Chun H Y. An overview of the past, present and future gravity wave drag parameterization for numerical climate and weather prediction models. *Atmosphere Ocean*, 2003, 41: 65-98.
- [47] Chen Z, Lu D. Numerical simulation on stratospheric gravity waves above mid-latitude deep convection. *Adv Space Res*, 2001, 27(10): 1659-1666.
- [48] Huang R, Chen J. Geotropic adaptation processes and excitement of inertia-gravity waves in the stratospheric spherical atmosphere. *Chinese J Atmos Sci*, 2002, 26(3): 289-303.
- [49] Baldwin M P, Gray L J, Dunkerton T J, et al. The Quasi-Biennial Oscillation. *Rev Geophys*, 39: 2001, 179-229.
- [50] Quiroz R S. Tropospheric-stratospheric polar vortex breakdown of January 1977. *Geophys Res Lett*, 1977, 4: 151-154.
- [51] Thompson D W, Wallace J M. The Arctic Oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields. *Geophys Res Lett*, 1998, 25: 1297-1300.
- [52] Wallace J M. North Atlantic Oscillation/Northern Hemisphere annular mode, one phenomenon, two paradigms. *Royal Meteorological Society*, 2000, 126: 791-805.
- [53] Baldwin M P, Dunkerton T J. Propagation of the Arctic Oscillation from the stratosphere to the troposphere. *J Geophys Res*, 1999, 104: 30937230946.
- [54] Baldwin M P, Dunkerton T J. Stratospheric harbingers of anomalous weather regimes. *Science*, 2001, 294: 581-584.
- [55] Baldwin M P, Thompson D J, et al. Weather from the stratosphere. *Science*, 2003, 301: 317-318.
- [56] Thompson D J, Wallace J W. Regional climate impacts of the Northern Hemisphere annular mode. *Science*, 2001, 293: 85-89.
- [57] Wang L, Chen W. Downward Arctic Oscillation signal associated with moderate weak stratospheric polar vortex and the cold December 2009. *Geophys Res Lett*, 2010, 37(9): L09707.
- [58] Thompson D J, Baldwin M P, Wallace J M. Stratospheric connection to Northern Hemisphere wintertime weather: Implications for prediction. *J Clim*, 2002, 15: 1421-1428.
- [59] 陈月娟, 周任君, 邓淑梅, 等. 2008年雪灾同平流层环流异常的关系. 中国科学技术大学学报, 2009, (1): 15-22.
- [60] 刘毅, 赵燕华, 管兆勇. 平流层环流异常对2008年1月雪灾过程的影响. 气候与环境研究, 2008, 13(4): 548-555.
- [61] 陈文, 康丽华. 北极涛动与东亚冬季气候在年际尺度上的联系: 准定常行星波的作用. 大气科学, 2006, 30(5): 863-870.
- [62] Deng S M, Chen Y J, Luo T, et al. The possible influence of Stratospheric sudden warming on East Asian weather. *Adv Atmos Sci*, 2008, 25(5): 841-846.
- [63] Baldwin M P, Stephenson D B, Thompson D J, et al. Stratospheric memory and skill of extended-range weather forecasts. *Science*, 2003, 301: 636-640.
- [64] Kushner P, Polvani L. Stratosphere-troposphere coupling in a relatively simple AGCM: The role of eddies. *J Clim*, 2004, 17: 629-639.
- [65] Hu Y, Tung K K. Inter-annual and decadal variations of planetary wave activity, stratospheric cooling, and Northern Hemisphere annular mode. *J Clim*, 2002, 15: 1659-1673.
- [66] Hu Y, Tung K K. Possible ozone induced long term changes in planetary wave activity in late winter. *J Clim*, 2003, 16: 3027-3038.
- [67] Chen W, Takahashi M, Graf H F. Inter-annual 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.
- [68] Polvani L M, Waugh D W. Upward wave activity flux as a precursor to extreme stratospheric events and subsequent anomalous surface weather regimes. *J Clim*, 2004, 15: 3548-3553.
- [69] Black R X, Mcdeniel B A. Diagnostic case studies of the northern annular mode. *J Clim*, 2004, 17: 3990-4004.
- [70] 杨健, 吕达仁. 平流层-对流层交换研究进展. 地球科学进展, 2003, 18(3): 380-385.
- [71] 陈洪滨, 卞建春, 吕达仁. 上对流层-下平流层交换过程研究的进展与展望. 大气科学, 2006, 30(5): 813-820.
- [72] Brewer A M. Evidence for a world circulation provided by the measurement of helium and water vapor distribution in the stratosphere. *Q J R Meteorol Soc*, 1949, 75: 351-363.
- [73] Dobson A E, Hintsa E J, Weinstock E M, et al. Origin and distribution of polyatomic molecules in the atmosphere. *Proceedings of the Royal Society of London*, 1956, A236: 187-193.
- [74] Holton J R. On the global exchange of mass between the stratosphere and troposphere. *J Atmos Sci*, 1990, 47: 392-395.
- [75] Carr E S, Harwood R S, Mote P W, et al. Tropical stratospheric water vapor measured by the microwave limb sounder (MLS). *Geophys Res Lett*, 1995, 22: 691-694.
- [76] Holton J R, Haynes P H, McIntyre M E, et al. Stratosphere-troposphere exchange. *Rev Geophys*, 1995, 33: 403-439.
- [77] Mohanakumar K. *Stratosphere Troposphere Interaction: An Introduction*. Springer, 2008.
- [78] Hoskins B J. The mathematical theory of front genesis. *Annual of Reviews Fluid Mechanics*, 1982, 14:131-151.
- [79] Price J D, Vaughan G. On the potential for stratosphere-troposphere exchange in cut-off low systems. *Q J R Meteorol. Soc*, 1993, 119: 343-365.
- [80] Wirth V. Diabatic heating in an axisymmetric cut-off cyclone and related stratosphere troposphere exchange. *Q J R Meteorol Soc*, 1995, 121: 127-147.
- [81] Bamber D J. Vertical profiles of tropospheric gases: Chemical consequences of stratospheric intrusions. *Atmospheric Environment*, 1984, 18: 1759-1766.
- [82] Hoskins B J, McIntyre M E, Robertson A W. On the use and significance of isentropic potential vorticity maps. *Q J R Meteorol Soc*, 1985, 3: 887-946.
- [83] Rao T N, Radhakrishna B, Mohan T, et al. The exchange across the tropical tropopause in overshooting convective cores. *Ann Geophys*, 2010, 28(1): 113-122.
- [84] Kley D, Crutzen P J, Smith G J, et al. Observations of near-zero ozone concentrations over the convective Pacific: Effects on air chemistry. *Science*, 1996, 274(5285): 230-233.
- [85] Gettelman A, Holton J R. Simulations of water vapor in the lower stratosphere and upper troposphere. *J Geophys Res*, 2000, 105(D7): 9003-9023.
- [86] Holton J R, Gettelman A. Horizontal transport and the dehydration of the stratosphere. *Geophys Res Lett*, 2001, 14: 2799-2802.
- [87] Scott R K, Cammas J P, et al. Stratospheric fulmination into the upper tropical troposphere. *J Geophys Res*, 2001, 106(D11): 11835-11848.
- [88] Plumb R A, Bell R C. A model of the quasi-biennial oscillation on an equatorial beta-plane. *Q J R Meteorol Soc*, 1982, 108: 335-352.
- [89] Trepte C R, Hitchman M H. Tropical stratospheric circulation deduced from satellite aerosol data. *Nature*, 1992, 355: 626-628.
- [90] Liu Y., Lu C H, Wang Y, et al. The quasi-biennial and semi-annual oscillation features of tropical O<sub>3</sub>, NO<sub>2</sub> and NO<sub>3</sub> revealed by GOMOS satellite observations for 2002-2008. *Chinese Science Bulletin*, 2011, 56(18): 1921-1929.
- [91] Marco A G, Bengtsson L. Potential role of the Quasi-Biennial Oscillation in the stratosphere-troposphere exchange as found in water vapor in general circulation model experiments. *J Geophys Res*, 1999, 104: 6003-6019.
- [92] Randel W J, Park M. Deep convective influence on the Asian summer monsoon anticyclone and associated tracer variability observed with Atmospheric Infrared Sounder (AIRS). *J Geophys Res*, 2006, 111: D12314, doi: 10.1029/2005JD006490.
- [93] Randel W J, Park M, Emmons L, et al. Asian monsoon transport of pollution to the stratosphere. *Science*, 2010, 328(5978): 611-633.
- [94] Brasseur G, Hitchman M H, Walters S, et al. An interactive

- chemical dynamical radiative two-dimensional model of the middle atmosphere. *J Geophys Res*, 1990, 95: 5639-5655.
- [95] Summers M F, Siskind D E, et al. Seasonal variation of middle atmospheric CH<sub>4</sub> and H<sub>2</sub>O with a new chemical dynamical model. *J Geophys Res*, 1997, 102: 3503-3526.
- [96] Eyring V., N. Butchart, D. W. Waugh, et al. Assessment of temperature, trace species, and ozone in chemistry-climate model simulations of the recent past. *J Geophys Res*, 2006, 111: D22308, doi: 10.1029/2006JD007327.
- [97] Butchart N, Charlton-Perez A J, Cionni I, et al. Multi-model climate and variability of the stratosphere. *J Geophys Res*, 2011, 116: D05102, doi: 10.1029/2010JD014995.
- [98] Tian W, Chipperfield M P, Gray L J, et al. Quasi-Biennial Oscillation and tracer distributions in a coupled chemistry-climate model. *J Geophys Res*, 2006, 111: D20301, doi: 10.1029/2005JD006871.
- [99] Thompson D W J, Furtado J C, Shepherd T G, et al. On the tropospheric response to anomalous stratospheric wave drag and radiative heating. *J Atmos Sci*, 2006, 63: 2616-2629.
- [100] Chanin M L. Signature of the 11-year cycle in the upper atmosphere. *Space Science Reviews*, 2006, 125: 261-272.
- [101] 吕达仁, 王英奎. 中国中层大气研究的近期进展. *地球物理学报*, 1994, 37: 72-84.
- [102] Pawson S, Kodera K, Hamilton K, et al. GCM-reality inter-comparison project for SPARC (GRIPS): Scientific issues and initial results. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 2000, 81: 781-796.

## 新书架

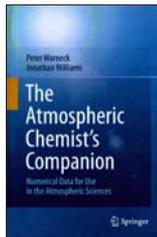
### NEW BOOK

 感兴趣的读者可以到中国气象局图书馆查阅



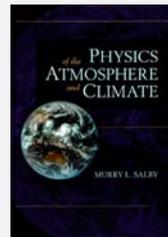
Eddy Covariance-A Practical Guide to Measurement and Data Analysis  
《涡动协方差: 测量和数据分  
析实用指南》

编著者: Marc Aubinet等  
出版者: Springer  
出版年: 2012



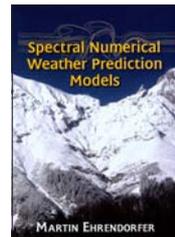
The Atmospheric Chemist's Companion-Numerical Data for Use in the Atmospheric Sciences  
《大气化学家手册: 大气科学中  
的数值数据》

编著者: Peter Warneck等  
出版者: Springer  
出版年: 2012



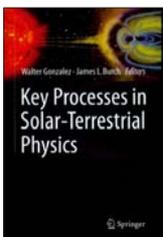
Physics of the Atmosphere and Climate  
《大气与气候物理学》

编著者: Murry L. Salby  
出版者: Cambridge University Press  
出版年: 2012



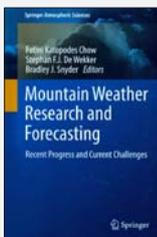
Spectral Numerical Weather Prediction Models  
《数值天气预报谱模式》

编著者: Martin Ehrendorfer  
出版者: Cambridge University Press  
出版年: 2012



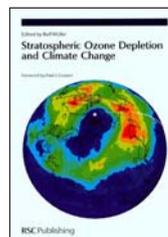
Key Processes in Solar-Terrestrial Physics  
《日地物理学中的关键过程》

编著者: Walter Gonzalez等  
出版者: Springer  
出版年: 2011



Mountain Weather Research and Forecasting-Recent Progress and Current Challenges  
《山地天气研究和预报: 最新  
进展和当前面临的挑战》

编著者: Fotini Katopodes Chow等  
出版者: Springer  
出版年: 2012



Stratospheric Ozone Depletion and Climate Change  
《平流层臭氧耗损与气候变化》

编著者: Rolf Müller  
出版者: RSC Publishing  
出版年: 2012



《台风业务和服务规定》  
(第四次修订版)

编著者: 中国气象局  
出版者: 气象出版社  
出版年: 2012