

黄荣辉, 陈文, 魏科, 等. 2018. 平流层大气动力学及其与对流层大气相互作用的研究: 进展与问题 [J]. 大气科学, 42 (3): 463–487. Huang Ronghui, Chen Wen, Wei Ke, et al. 2018. Atmospheric dynamics in the stratosphere and its interaction with tropospheric processes: Progress and problems [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 42 (3): 463–487, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1802.17250.

平流层大气动力学及其与对流层大气相互作用的研究: 进展与问题

黄荣辉^{1,2,3} 陈文^{1,2,3} 魏科¹ 王林^{1,2,3} 皇甫静亮¹

¹ 中国科学院大气物理研究所季风系统研究中心, 北京 100190

² 中国科学院大学地球与行星科学学院, 北京 100049

³ 中国科学院大气物理研究所大气和地球流体数值模拟国家重点实验室, 北京 100029

摘 要 本文综述了近年来关于平流层大气动力学及其与对流层大气相互作用动力过程的研究进展, 特别是回顾了近年来关于平流层大气环流和行星波动力学、热带平流层大气波动及其与基本气流相互作用、平流层大气环流变异对对流层环流和气候变异的影响及其动力过程、平流层大气数值模拟以及在全球变暖背景下平流层大气的长期演变趋势预估等的研究进展。最近的研究揭示了大气准定常行星波传播波导的振荡现象、重力波在热带平流层准两年振荡和全球物质输送中的作用、平流层长期的变冷趋势变化、平流层在对流层天气和气候变化中的作用等现象, 表明了平流层大气动力学研究的重要性。平流层大气动力学的深入研究, 以及对数值模式中平流层模拟性能的提高, 最终都会推动整个大气科学和气候变化研究的进一步发展。

关键词 平流层大气 大气动力学 平流层—对流层相互作用 准定常行星波 重力波

文章编号 1006-9895(2018)03-0463-25

中图分类号 P433

文献标识码 A

doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1802.17250

Atmospheric Dynamics in the Stratosphere and Its Interaction with Tropospheric Processes: Progress and Problems

HUANG Ronghui^{1,2,3}, CHEN Wen^{1,2,3}, WEI Ke¹, WANG Lin^{1,2,3}, and HUANGFU Jingliang¹

¹ Center for Monsoon System Research, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100190

² College of Earth Sciences, University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049

³ State Key Laboratory of Numerical Simulation for Atmospheric Sciences and Geophysical Fluid Dynamics, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029

Abstract This paper synthesizes and reviews progress in recent researches on the atmospheric dynamics in the stratosphere and its dynamical interaction with the tropospheric processes, with focuses on the dynamics of quasi-stationary planetary waves, the wave-basic flow interaction in the tropical stratosphere, the impact of atmospheric circulation variability in the stratosphere on circulation variability and climate in the troposphere, the numerical simulation of stratospheric atmosphere and climate projection in the stratosphere under the background of global warming.

收稿日期 2017-07-09; **网络预出版日期** 2018-04-08

作者简介 黄荣辉, 男, 1942 年出生, 中国科学院院士, 主要从事大气动力学、季风和气候研究。E-mail: hrh@mail.iap.ac.cn

资助项目 中国科学院前沿科学重点研究项目 QYZDY-SSW-DQC024, 国家重大研发计划项目 2016YFA0600603, 国家自然科学基金项目 41375046、41375065、41230527、41461164005

Funded by Key Program of the Chinese Academy of Sciences (Grant QYZDY-SSW-DQC024), State Basic Research Development Program of China (Grant 2016YFA0600603), National Natural Science Foundation of China (NSFC) (Grants 41375046, 41375065, 41230527, 41461164005)

Recent researches revealed the waveguide variability of planetary waves and its association with northern annular mode, the importance of a wider spectrum of gravity waves in forcing a realistic quasi-biennial oscillation (QBO) and global meridional circulation, the cooling trend in the stratosphere and the importance of stratospheric processes for weather and climate anomalies near the surface. More in-depth studies on the atmospheric dynamics in the stratosphere and improvements of the model performance in the stratosphere will further promote the progress in the atmospheric science and climate change research.

Keywords Stratospheric atmosphere, Atmospheric dynamics, Stratosphere-troposphere interaction, Quasi-stationary planetary wave, Gravity-wave

1 引言

位于对流层顶之上到 85 千米左右高度的地球大气包含平流层与中间层, 大气科学中经常把这两层大气和热层下层统称为中层大气。它虽只占大气总质量的 10% 左右, 但由于它的变化直接影响着对流层大气的运动, 因此, 要搞清楚对流层气候的形成与变异及中、长期大气环流演变过程的物理机制, 就必须研究平流层大气环流演变和变异的过程及物理机制。并且, 由于绝大多数运载火箭、载人航天、空间站、近地空间和深空探测等航天项目及军事项目都要经过地球大气的平流层与中间层, 因此, 认识平流层大气环流及波动的变化特征及其机理是非常重要的。此外, 近年来, 在空间科学中空间天气以及近空间物理过程研究的迅速发展也对平流层大气动力学研究提出许多重要需求, 因此, 平流层大气环流特征及动力学的研究已成为大气科学和空间科学交叉的研究领域, 颇受国际科学界的重视。

近几十年来, 由于喷气式飞机、气象火箭、气象卫星及中层大气雷达的发展, 平流层大气的观测资料大大增加, 并揭示出许多新的平流层大气环流及其与对流层大气相互作用的事实。这不仅促进了平流层大气动力学的发展 (Andrews et al., 1987), 而且也推动了平流层大气与对流层相互作用动力过程的研究, 使得平流层大气动力学及其与对流层大气相互作用的动力过程已成为国际大气科学的一个新的前沿研究领域。为此, 在世界气候研究计划 (World Climate Research Programme, WCRP) 之下, 制定了一个与平流层—对流层相互作用研究密切相关的国际科学研究计划, 即“平流层—对流层过程及其在气候中的作用 (Stratosphere-troposphere Processes And their Role in Climate, SPARC)”研究计划。SPARC 计划主要围绕三个主题: 平流层气候

—化学过程的相互作用; 平流层气候变化的监测、归因和预测; 平流层—对流层动力学耦合。通过此计划的实施, 国际上关于平流层大气动力学及其与对流层相互作用动力过程的研究取得了许多重要进展。

鉴于国内外关于中层大气动力学及其与对流层大气相互作用研究日益发展, 本文就北半球冬季中层大气环流和准定常行星波动力学、热带中层大气波动及其与基本气流相互作用、中层大气对对流层大气环流及气候的影响、以及在全球变暖背景下中层大气环流及其对对流层气候影响的演变趋势等几个方面的研究进展作一下综述。并且, 为了加强我国大气科学在中层大气动力学及其与对流层大气相互作用动力过程领域的研究, 本文还提出在此领域今后亟需进一步研究的几个重要科学问题。

2 关于平流层大气环流和行星波动力学的研究

地球平流层大气与对流层大气不同, 它不与海洋及地表直接进行热交换, 不直接受到地形的作用, 并且它很少有水蒸汽的凝结。因此, 平流层大气就会产生固有的大气环流, 如在中高纬度地区上空的平流层大气在夏季盛行东风气流, 而在冬季盛行西风气流。冬季在对流层中由于大尺度地形及热源强迫所产生的行星波可以传播到平流层与中间层, 使平流层大气在北半球冬季也具有行星尺度波动, 并且大气低层向上传播的波动中, 中小尺度波动上传过程中会受到阻尼。因此, 北半球平流层大气环流扰动的空间尺度都比较大。

2.1 关于平流层大气的准定常行星波的产生及传播机理的研究

众所周知, 平流层大气不会像对流层那样自己产生各种波动。因此, 若地球上空单独存在平流层大气, 那么这一层大气环流只能是轴对称纬向环

流。但是,许多观测资料表明,冬季平流层大气存在着振幅很大的行星波,平流层大气振幅很大的准定常行星波是如何产生的?这是20世纪60年代大气科学一个热门研究问题。

2.1.1 平流层大气准定常行星波形成机理的研究

早在20世纪50年代,叶笃正和朱抱真提出地球大气对流层的准定常行星波是由于地形和热源强迫所产生(叶笃正和朱抱真,1958)。对流层大气由于受地形及热源强迫所产生的准定常行星波向平流层大气传播,从而形成了中层大气的准定常扰动及准定常行星波动。Matsuno(1970)利用500 mb平均高度场作为下边界条件计算了平流层及中间层大气准定常行星波的分布,但由于他的模式垂直分辨率比较低,所以计算结果与实际分布有些差别。Huang and Gambo(1982)用了一个34层模式计算了北半球冬季北半球地形与定常热源强迫所产生的定常行星波的振幅和位相分布以及各等压面的准定常扰动的分布,计算结果与实际观测值比较一致(van Loon et al., 1973)。

2.1.2 准定常行星波从对流层往平流层垂直传播机理的研究

关于对流层所产生的准定常行星波往平流层大气上传的机理,早在20世纪60年代初期就开始研究了。许多研究表明:中层大气准定常行星波产生的机制中,中层内部的斜压不稳定过程并不是主要的,而主要是由于对流层地形和热源强迫所产生的准定常行星波向平流层传播的结果。Charney and Drazin(1961)利用几何光学的折射原理研究了准定常行星波在垂直切变基流中的垂直传播,指出准定常行星波在一定垂直切变的气流中将从大气低层垂直传播到高层。并且,Dickinson(1968)的研究表明了纬向平均气流的径向和垂直切变对准定常行星波垂直传播有很大影响,他发现对流层准定常行星波是通过“极地波导”从对流层向平流层传播的,根据行星波传播的理论,波动只能在弱西风传播,强西风和东风都不利于波动传播,这得到了观测和数值模拟的证实(Garcia and Geisler, 1974; Chen et al., 2002)。此外,Matsuno(1970)指出了冬季平流层行星尺度扰动是由于对流层Rossby内波往上传播的结果。

Huang and Gambo(1982)以及黄荣辉和岸保勘三郎(1983)应用波在缓变媒质中的传播理论系统地研究了对流层地形与热源强迫产生的准定常

行星波在三维大气中的传播规律。他们指出:在北半球冬季,中纬度地区受地形和热源强迫所产生的准定常行星波不能直接传播到平流层,而是通过两支波导分别传播到高纬度的平流层和中间层及低纬度的对流层上层。这两支波导如图1所示:一支是波从中纬度地区上空的对流层向北传播到高纬度地区上空的对流层,然后通过极地波导传播到平流层和中间层,这一支波导被Dickinson(1968)称为“极地波导”;另一支是波从中纬度地区上空的对流层下层向南传播到低纬度上空的对流层上层,他们把这一支波导称为“低纬波导”。但是,由于北半球夏季平流层的基本气流是东风,极地波导不存在,行星波不能往平流层传播,它只能在对流层传播(黄荣辉和岸保勘三郎,1983)。并且,Huang and Gambo(1982, 1983)还利用多层模式计算了北半球冬季大气中地形与热源强迫所产生定常行星波在三维大气的传播,证实了他们在理论上所提出北半球冬季准定常行星波在对流层和中层大气的传播规律是正确的。

与Charney and Drazin(1961)研究行星波传播的同时,Eliassen and Palm(1961)提出用波能量通量来研究波的垂直传播。此后,许多学者利用Eliassen和Palm所定义的波能量通量来研究行星波的传播,Andrews and McIntyre(1976)提出波作用通量(即广义Eliassen-Palm通量,简称E-P通量)的概念,并证明了准定常行星波的E-P通量是平行于波的群速度,它在传播中是守恒的。因此,利用准定常行星波的E-P通量来研究准定常行星波往平流层大气的传播要比用能量通量更形象、更合理。陈文和黄荣辉(2005)利用1958~2000年NCEP/NCAR再分析和数值模式资料计算了北半球冬季平均的纬向波数1~3准定常行星波E-P通量的合成分布。他们的分析结果表明(如图2所示):北半球冬季准定常行星波沿两支波导传播;并且,此结果也表明了E-P通量的矢量分布可以形象地表示北半球冬季准定常行星波的传播特征。

2.2 关于准定常行星波从对流层往平流层传播波导的年际和年代际振荡的研究

由于受北半球冬季基本气流分布和气流切变的年际和年代际变异以及其它因子的影响,北半球冬季准定常行星波传播波导存在很明显的年际和年代际变化。

2.2.1 准定常行星波传播波导的年际振荡研究

关于北半球冬季准定常行星波传播的年际振荡, Chen et al. (2002, 2003) 以及陈文和黄荣辉 (2005) 做了深入研究, 他们把 Wallace and Gutzler (1981) 所提出的对流层球面大气环流遥相关应用到北半球冬季中层大气经圈上的 E-P 通量散度场上, 分析了行星波传播异常在经圈平面上引起的遥相关型, 并定义了准定常行星波活动指数。通过对平流层大气准定常行星波活动指数的年际变化的分析, 他们发现了北半球冬季准定常行星波传播的两支波导有明显的年际反相振荡关系, 当其中一支波导异常增强时, 另外一支会有异常减弱。并且, 他们还指出: 对应于准定常行星波活动的高指数冬季 (如图 3a 所示), 在对流层有异常强的行星波通过低纬波导从中高纬度向低纬度对流层顶附近传播, 而通过极地波导向平流层的传播明显减弱; 反之, 对应于准定常行星波活动的低指数的冬季 (如图 3b 所示), 则有相反的准定常行星波传播异常, 即低纬波导减弱而极地波导增强。

2.2.2 准定常行星波传播波导的年代际振荡研究

准定常行星波传播两支波导的反相振荡在年代际时间尺度上也同样存在。Wang et al. (2009)

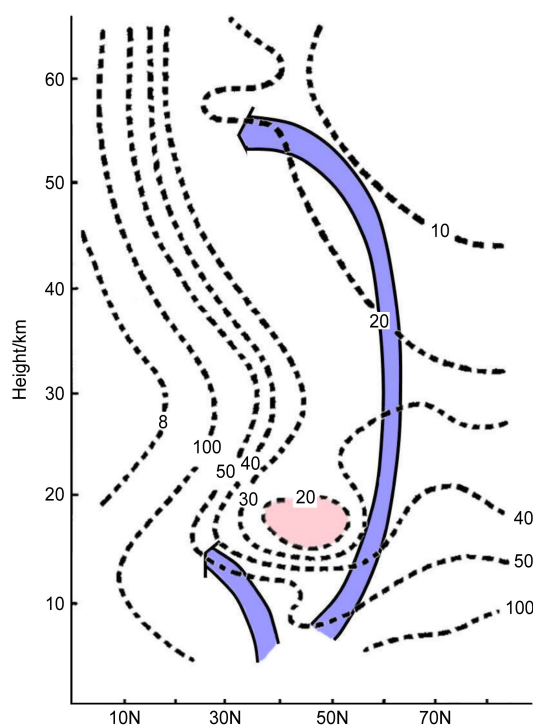


图1 北半球冬季准定常行星波三维传播示意图。图中虚线为波折射指数 Q_0 的分布

Fig. 1 Schematic diagram of the wave guide of quasi-stationary planetary waves in the latitude-height cross section in boreal winter. Dashed lines indicate wave refraction index Q_0

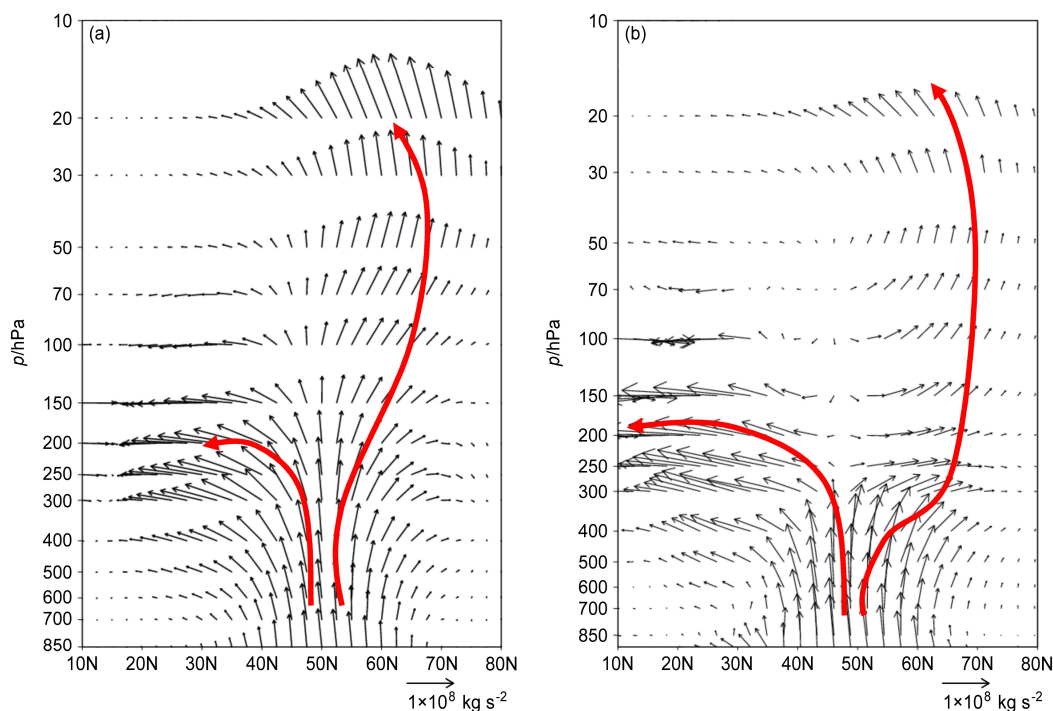


图2 1958~1998 年北半球冬季平均的纬向波数 1~3 准定常行星波 E-P 通量 ($\times \rho^{-1}$) (units: kg s^{-2}) 的合成分布图: (a) 由 NCEP/NCAR 再分析资料 (Kalnay et al., 1996) 的计算结果; (b) 由 CCSR/NIES 数值模式资料的计算结果

Fig. 2 Composite distributions of the E-P flux of quasi-stationary planetary waves for zonal wave numbers 1-3 averaged over 40 boreal winters from 1958 to 1998: (a) Results based on the NCEP/NCAR reanalysis (Kalnay et al., 1996); (b) result based on the numerical modeling data of CCSR/NIES AGCM

的研究表明了北半球冬季准定常行星波传播波导不仅有年际变化, 而且有明显的年代际变化, 相对于 1976~1987 年时期, 在 1988 年之后准定常行星波沿“低纬波导”传播加强, 而沿“极地波导”传播减弱。

黄荣辉等(2014)计算了 1976~2012 年期间北半球冬季地球大气准定常行星波从对流层到平流层大气的 E-P 通量及其散度的分布, 计算结果表明: 在 1976~1987 年期间(如图 4a 所示), 北半球冬季准定常行星波在高纬度地区沿极地波导传播到平流层偏强, 而沿低纬波导传播到低纬度对流层上层偏弱, 这引起了北半球冬季准定常行星波 E-P 通量在高纬度地区上空对流层和平流层辐合偏强, 而在副热带上空对流层中、上层辐散偏强; 在 1988~1998 年期间(如图 4b 所示), 北半球冬季准定常行星波传播发生了明显的年代际变化, 它的高纬度地区上空沿极地波导传播到平流层比 1976~1977 年期间冬季的传播明显变弱, 而沿低纬波导传播到低纬度地区上空比 1976~1977 年间冬季的传播明显增强, 这引起了 1988~1998 年期间冬季准定常行星波 E-P 通量在高纬度地区上空形成辐散异常, 导致比 1976~1977 年期间的辐合减弱, 而在副热带地区中高层形成辐合异常; 此外, 在 1999~2012 年期间(如图 4c 所示), 北半球冬季准定常行星波在高纬度地区上空沿极地波导从对流层传播到平流层变强, 而沿低纬波导传播到低纬度地区上空也增强, 这在高纬度地区的平流层中层形成行星波 E-P 通量的辐合异常, 在中高纬度平流层下层形成辐散异常, 而在副热带地区对流层上层形成辐合异常。

2.3 准定常行星波从对流层往平流层传播波导的年际和年代际振荡与 AO 关系的研究

Thompson and Wallace (1998, 2000) 提出了一个北半球冬季海平面气压变化存在一个环状模态(即 Northern Annular Mode, NAM), 称为北极涛动(Arctic Oscillation, AO), 表现为北半球极区与中纬度之间海平面气压场的南北翘翘板式振荡。AO 与北大西洋涛动(North Atlantic Oscillation, NAO) 非常相似, 但 AO 能更好地反映出北半球大气的纬向对称变化。尽管对于 AO 和 NAO 之间物理概念的区分还存在不少分歧(Deser, 2000; Wallace, 2000; Ambaum et al., 2001; Monahan et al., 2001; Christiansen, 2002; Wallace and Thompson,

2002), 但无疑 AO 概念的提出为理解北半球中高纬度平流层—对流层大气环流的动力耦合提供了全新的物理概念模型。正如 Baldwin and Dunkerton (1999) 所指出, AO 是北半球对流层—平流层系统中最主要的变化模态之一, 它的信号最早出现在平流层且向下传播到对流层。

AO 的变化与准定常行星波从对流层往平流层传播波导的年际和年代际振荡密切相关。Chen et al. (2002, 2003) 的研究表明: 对应于行星波活动为高指数的冬季, 准定常行星波传播异常将会造成在对流层中、高纬度上空大气出现北正南负的 E-P 通量散度异常分布, 即北边辐散异常、南边辐合异常, 同时极地平流层下层大气也出现异常的辐散(如图 5 所示)。由于波—流相互作用, 这必然会导致相应的纬向平均流的变化, 从而产生在 55°N 附近上空西风增强和 35°N 附近上空西风减弱的一个南北偶极子模态, 即北半球环状模。这个偶极子模态从对流层一直伸展到平流层, 它的变异就会导致 AO 位相的变化。事实上, 这种纬向风深厚的南北偶极子模态正是纬向风年际变异经验正交函数展开 EOF 的第一主分量。由此可见, 准定常行星波传播的两支波导的年际振荡与 AO 年际变化之间存在着密切的关系。

正如在本文 2.2 节所述, 北半球冬季准定常行星波从对流层往平流层的传播从 20 世纪 70 年代以来发生了两次明显的年代际变化, 并引起了高纬度地区和副热带地区上空的准定常行星波 E-P 通量的辐散或辐合的变化。依据波—流相互作用原理, 准定常行星波 E-P 通量散度的变化将引起北半球冬季纬向风的变化。黄荣辉等(2014)的研究表明: 1988~1998 年期间, 准定常行星波 E-P 通量在高纬度地区上空辐散的加强引起了平均西风的加强, 而在副热带地区上空辐合的加强引起了平均西风的减弱。然而, 在 1999~2012 年期间北半球冬季准定常行星波上传波导发生了与 1988~1998 年期间冬季相反的变化, 准定常行星波 E-P 通量在高纬度地区上空辐合的加强引起了平均西风的减弱, 而在副热带地区上空辐散的加强引起了平均西风的加强。这些将会导致这两时期北半球冬季 AO 的位相变化。

AO 被认为是大气的内动力模态, 在没有外源驱动的条件下, 也可以通过内动力过程产生, 这在多个采用气候态海温驱动的大气环流模式中得到

了证实 (Limpasuvan and Hartmann, 1999, 2000; Yamazaki and Shinya, 1999), 然而北大西洋海温的异常分布 (Rodwell et al., 1999)、欧亚雪盖面积 (Kodera and Koide, 1997)、太平洋年代际振荡

(PDO) (Müller et al., 2008)、平流层臭氧损耗和温室气体增加等 (Graf et al., 1998; Shindell et al., 1999) 都对 AO 的位相有显著影响, 说明海洋热源和遥相关过程都是 AO 动力学中重要的环节。

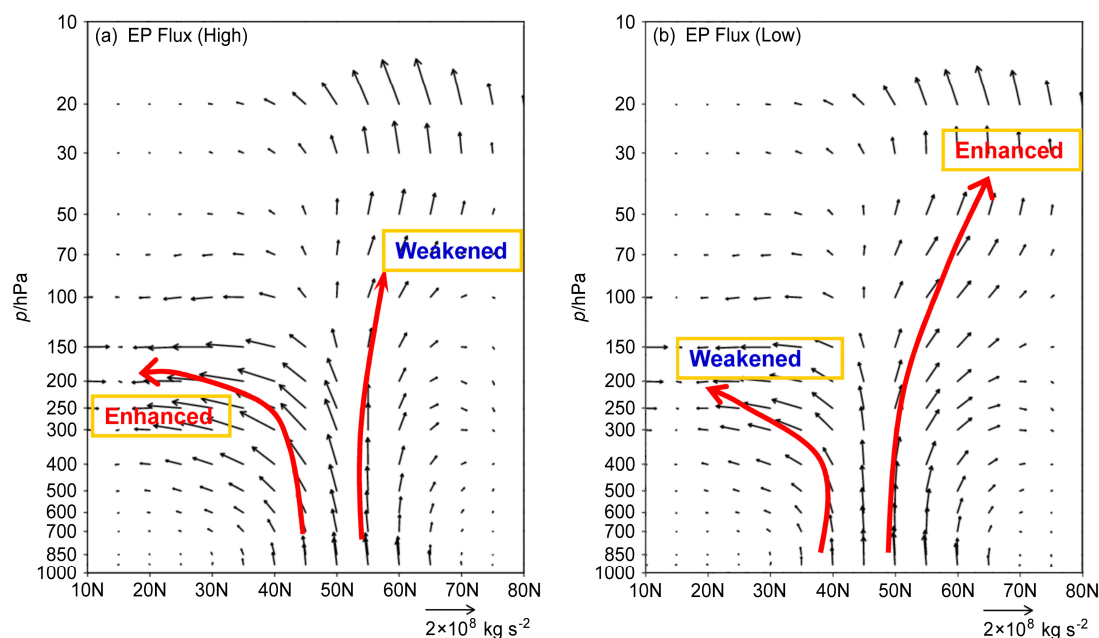


图3 北半球冬季准定常行波纬向波数 1-3 合成的 E-P 通量 ($\times \rho^{-1}$) (units: kg s^{-2}): (a) 行星波活动为高指数的冬季; (b) 行星波活动为低指数的冬季

Fig. 3 Latitude-height cross sections of DJF (December, January, February) Eliassen-Palm (E-P) fluxes for (a) high and (b) low planetary wave activity winters. The E-P is scaled by an inverse of the air density

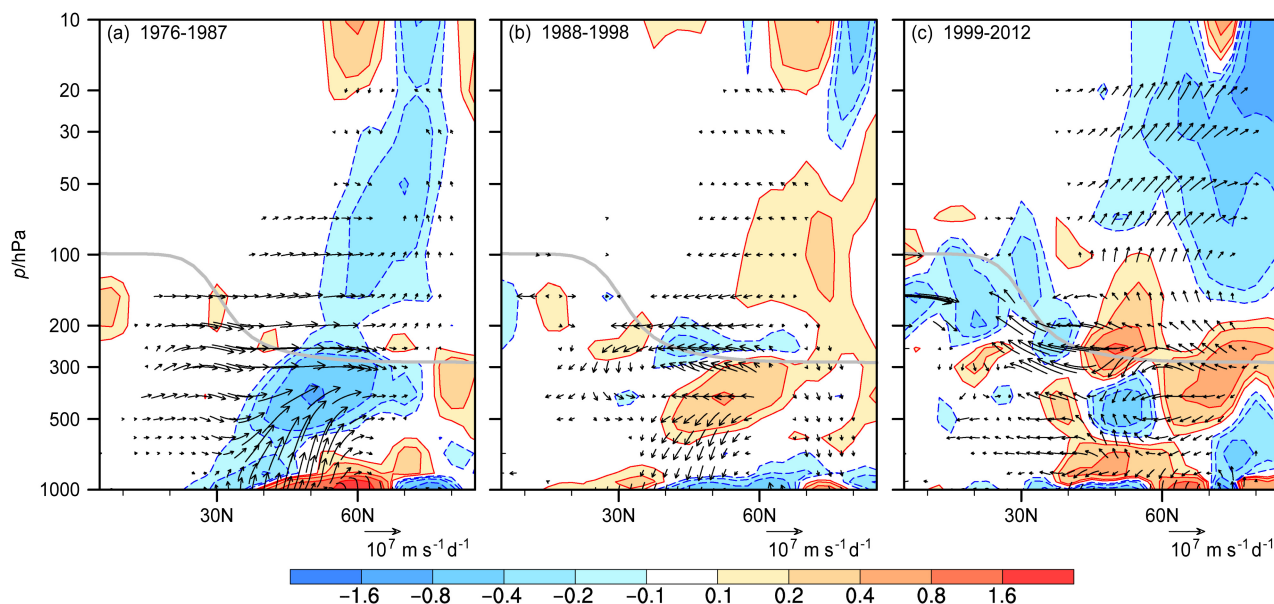


图4 北半球 (a) 1976~1987 年、(b) 1988~1998 年、(c) 1999~2012 年期间冬季平均的准定常行波 1~3 波合成的 E-P 通量 ($\times \rho^{-1}$) 及其散度 (单位: $\text{m s}^{-1} \text{d}^{-1}$) 分布。图中实、虚线分别表示正值 (红色, 辐散) 和负值 (蓝色, 辐合)。计算结果基于 NCEP/NCAR 再分析资料 (Kalnay et al., 1996)

Fig. 4 Composite distributions of the E-P fluxes ($\times \rho^{-1}$) of quasi-stationary planetary waves for wave numbers 1-3 and their divergences (units: $\text{m s}^{-1} \text{d}^{-1}$) over the Northern Hemisphere averaged for the winters during (a) 1976-1987, (b) 1988-1998, and (c) 1999-2012 respectively. The red and blue areas indicate positive (divergence) and negative (convergence) values, respectively. Results based on the NCEP/NCAR reanalysis (Kalnay et al., 1996)

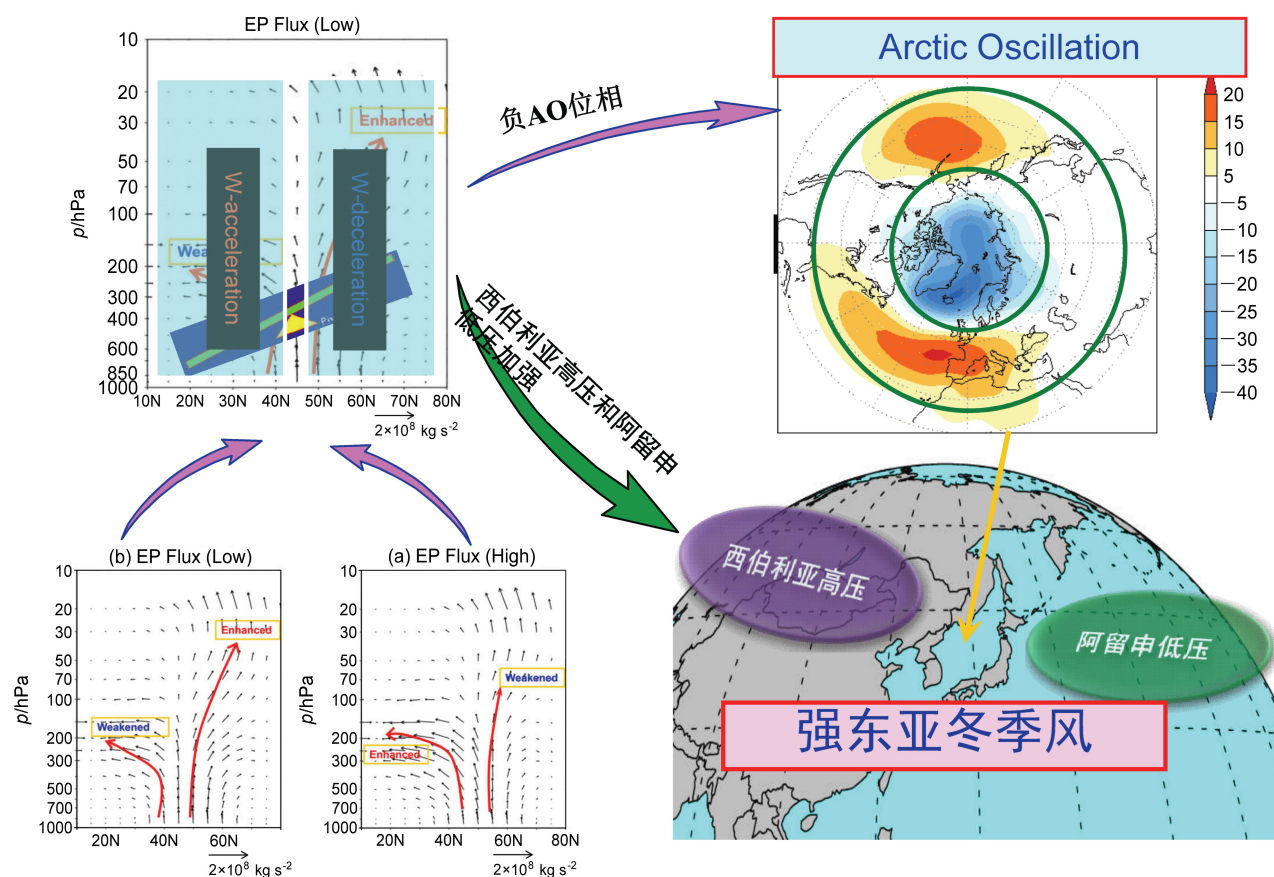


图5 北半球准定常行星波传播的年际振荡与 AO 位相变化和东亚冬季风变化的关系示意图

Fig. 5 Schematic diagram of the relationship between the interannual oscillation propagation of quasi-stationary planetary waves, the AO, and the East Asian winter monsoon in the Northern Hemisphere winter

2.4 关于北半球冬季中高纬度平流层爆发性增温机制及其准定常行星波上传作用的研究

Scherhag (1952) 发现在北半球冬季平流层大气的温度在某区域可以发生急剧增加, 几天之内平流层大气增温幅度可以高达 50°C , 这种现象称之为平流层爆发性增温 (Sudden Stratospheric Warming, 即 SSW)。之后, 许多观测资料证实了平流层爆发性增温是北半球冬季中高纬度平流层大气环流变化中一种重要现象。由于在平流层发生爆发性增温时, 极区周围空气增暖, 造成北半球冬季高纬度地区平流层温度梯度反向。这种急剧增温带来了平流层环流的急剧变化, 极夜急流迅速减弱, 极区周围出现东风气流, 从而使平流层大气环流产生剧烈变化。

2.4.1 平流层爆发性增温机制的几种早期理论

关于北半球冬季平流层 SSW 机制, 开始时人们都认为与电离层的磁暴或极光相类似, 它可能是

太阳活动所引起。但许多观测资料表明, 在发生磁暴时, 北半球冬季却不一定发生 SSW。于是, 后来有人提出增温是由于平流层空气下沉运动造成的, 因为绝热下沉一方面可以使气温升高, 另一方面, 由于空气下沉, 把大量 O_3 从光化平衡层注入平流层低层, 从而使平流层 O_3 含量增加, 造成对紫外吸收增加, 导致了平流层气温升高。然而, 这种观点无法解释平流层的下沉运动是如何产生的。随后, 有些学者从极夜急流的不稳定来解释 SSW, 但是, 南半球的极夜急流比北半球还强, 为什么它可以处于稳定呢? 因此, 极夜急流不稳定也不能解释 SSW。

2.4.2 准定常行星波上传对平流层爆发性增温的作用

从 20 世纪 60 年代初开始, 气象学家已注意到准定常行星波活动在北半球冬季平流层爆发性增温发生中的作用。Reed et al. (1963) 首先指出平流

层爆发性增温之前已有准定常行星波的异常发展,而这种异常发展主要来自对流层的能量;并且,他计算了平流层发生爆发性增温时的能量循环,计算结果表明了,在平流层发生增温初期,对流层往平流层的垂直能量输送大大增加。在 Reed 研究之后,许多大气动力学家从不同观点来解释平流层爆发性增温机制。

Matsuno (1971) 首先从动力学观点提出了平流层爆发性增温机制。他提出平流层爆发性增温是由于对流层行星尺度波动往平流层传播而引起的。由于对流层准定常行星波垂直上传,使得平流层的涡旋热量通量往北输送,这样将诱发出往南的经圈环流,由于科氏力的作用,使得纬向平均风向西加速,即东风加强,根据热成风原理,就会造成在极区增温,在热带冷却,这就会形成爆发性增温。Matsuno (1971) 还利用数值模式成功地模拟了平流层爆发性增温过程。

在 Matsuno (1971) 的研究之后,许多学者利用准定常行星波上传及其与基本气流相互作用的原理来解释北半球冬季平流层爆发性增温,即利用波作用量(也称 E-P 通量)来诊断平流层爆发性增温的动力过程 (Dunkerton, 1978; Palmer, 1981; Kanzawa, 1982; 黄荣辉和邹捍, 1989)。准定常行星波 E-P 通量散度($\nabla \cdot \mathbf{F}$)的大小直接影响纬向平均环流的加速与减速以及剩余经圈环流。若($\nabla \cdot \mathbf{F}$)是正值,则西风气流将加速;若($\nabla \cdot \mathbf{F}$)是负值,则西风气流将减速,而东风气流将加速。由于这种解释可以同时考虑涡旋的动量输送及热量输送,所以利用变形的欧拉平均环流来解释 SSW 发生机制要比 Matsuno 的解释更全面。

2.4.3 从拉格朗日平均环流的观点来看平流层爆发性增温的动力过程

Matsuno and Nakamura (1979) 首先应用拉格朗日平均环流的观点重新解释了平流层爆发性增温机制,使人们对平流层爆发性增温机制有了更深入的理解。他们指出:由于对流层准行星波向上垂直传播到对流层并与基本气流的相互作用,将会使得平流层的大量空气由南向北运动,这样在低纬度平流层中、上层大气的上下两方分别产生下沉气流与上升气流,而在高纬度地区的平流层中、上层大气的上下两方分别产生上升气流与下沉气流,而根据热力学原理,上升气块将降温,而下沉气块将增温。因此,在中高纬度平流层大气将产生爆发性增

温。

3 关于热带中层大气波动及其与基本气流相互作用的研究

3.1 热带中层大气波动的发现

在中、高纬度地区的大气中,惯性重力波的位相速度要比 Rossby 波的位相速度大得多,所以容易区别这两种波。然而,在赤道附近,科氏力 f 变小,而科氏力随纬度的变化(即 $\partial f / \partial \nu$) 又很大, Rossby 波与惯性重力波很难区分,所以可以想象会出现既是惯性重力波,又是 Rossby 波的情况。Matsuno (1966) 首先在理论上发现了在热带地区除了中纬度地区大气的 Rossby 波与惯性重力波外,还存在着 Rossby 一重力混合波(MRG 波)及开尔文波(Kelvin 波)。Matsuno 这个研究开辟了热带动力学研究的先河。自从 Matsuno 在理论上发现了热带波动以后,从观测事实相继发现这两种波动。Yanai and Maruyama (1966) 从观测中发现了热带平流层下层存在着 MRG 波,Wallace and Kousky (1968) 也从观测中发现了热带平流层下层存在着 Kelvin 波。这两个研究证实了 Matsuno 在理论上所发现的热带波动在热带大气中确实是存在的。

热带波动的发现不仅为 ENSO 动力学和热带气旋生成动力过程的研究提供理论基础,而且开辟了热带中层大气动力学研究的新途径。

3.2 热带中层大气波动在热带中层大气纬向风准两年周期振荡(QBO)形成作用的研究

美国的 Reed et al. (1961) 和英国的 Veryard and Ebdon (1961) 在上世纪 60 年代初,都发现了热带平流层下层纬向平均气流存在着东风和西风互相交替出现的现象,变化的周期大约是 26 个月左右,人们通常把这种现象称为平流层准两年周期振荡(Quasi-Biennial Oscillation),即简称为 QBO。在热带平流层纬向风 QBO 的发现之后,国际上掀起热带中层大气环流的研究热潮。

热带中层大气纬向风 QBO 现象的机理在一段时间内不清楚,自从 Matsuno (1966) 发现热带大气存在着 MRG 波及 Kelvin 波以后,Lindzen and Holton (1968) 提出了垂直上传的 MRG 波和 Kelvin 波与平流层基本气流的相互作用解释了热带中层大气 QBO 现象的机理;并且,Holton and Lindzen (1972) 利用数值模式计算了这两种波的上传及其

与基本气流相互作用, 他们所得的热带平流层纬向平均气流随时间与高度的分布与实际观测相近。按照 Lindzen and Holton (1968) 所提出的理论, 当 Kelvin 波向高层传播时, 由于高层牛顿冷却效应, 故上传的 Kelvin 波在高层很快被吸收, 由于非线性相互作用, 在高层将出现西风, 一旦出现西风, Kelvin 波相对于平均流的位相速度 $c - \bar{u}$ 就要减少, 这样 Kelvin 波将变得更弱; 另一方面, 在西风加速的同时, 西风区域逐渐向下扩展, 随着西风区域向下扩展的过程中 Kelvin 波逐渐被吸收掉。而当 Kelvin 波不能上传时, 上层西风加速就停止, 使得 MRG 波在西风中产生传播, 造成上层西风减速、东风加强, 与上述相同, 东风区域又向下传, MRG 波将被吸收掉, 这样又使 Kelvin 波容易往上传播。因此, 热带 MRG 波和 Kelvin 波交替往上传播, 使得热带中层大气东、西风交替产生, 其周期是 2~2.5 年。

虽然在较长时期气象学家都认为 Lindzen and Holton (1968) 所提出的理论是很全面的, 但是从 20 世纪 90 年代中后期起, 这一理论受到挑战, Dunkerton (1997) 的研究表明: 仅仅由这两种热带波动还不足以驱动实际振幅的热带平流层大气纬向风的 QBO, 必须包括更宽频率的热带地区上传到平流层大气的重力波。目前关于 QBO 形成机理仍在继续研究, 中小尺度重力波对 QBO 形成所起的作用是其中的一个研究重点。根据最近研究, 热带对流层重力波往平流层大气传播并与平流层基本气流相互作用可能是热带平流层大气 QBO 产生的主要机制。

然而, QBO 的形成和变化显然更为复杂, 近期的几个研究发现在 2016 年 QBO 出现了异常的演变特征 (Dunkerton, 2016; Newman et al., 2016; Osprey et al., 2016), 正常情况下的东西风交替向下传播出现异常, 当西风向下传播到 35 hPa 时, 改为向上传播到 15 hPa, 使得其上正在下传的东风出现中断, 东风改为从 40 hPa 向下传播。这次过程可能与热带异常的波流相互作用、中低纬相互作用、以及 2015~2016 异常的 El Nino 事件密切相关。

与 QBO 密切相关的还有对流层的准两年振荡现象 (Tropospheric Biennial Oscillation, TBO), TBO 在印度降水 (Mooley and Parthasarathy, 1984)、东亚季风区降水、澳洲季风、ENSO 循环过程等都有反映 (李崇银和龙振夏, 1992, 1997; 王建新等, 1995;

廖荃荪和王永光, 1998; Chang and Li, 2000; Lau and Wu, 2001), 并且与 QBO 有着密切的联系, 这些联系中不仅涉及到平流层—对流层相互作用, 而且涉及中低纬相互作用与海气相互作用, 这些动力过程都需要进一步的深入研究, 也表明了 QBO 动力过程的复杂性。

3.3 热带大气纬向风的 QBO 在中层大气环流和物质输运变化中的作用

3.3.1 热带中层纬向风 QBO 对中高纬度中层大气环流变化影响的研究

热带中层大气环流 QBO 现象对热带外中层大气环流的变化有不可忽略的影响, 其影响可达两个半球的中高纬度地区。在动力场上, QBO 影响平流层极涡, 即著名的 Holton-Tan 关系 (Holton and Tan, 1980), 即当 QBO 为东风位相时, 平流层极涡常常异常偏弱, 绕极西风偏弱, 容易导致平流层爆发性增温现象; 反之, 当 QBO 处于西风位相时, 平流层极涡一般异常偏强, 绕极西风也强, 平流层极区温度往往异常偏低。还有研究认为 QBO 还可以影响到对流层冬季的气候异常 (Thompson et al., 2002; Marshall and Scaife, 2009; Garfinkel and Hartmann, 2011), 例如 Thompson et al. (2002) 分析指出在 QBO 东风位相年, 中纬度地区极端冷事件频次增加, QBO 对于冬季温度的影响可以达到 ENSO 的影响量级。Garfinkel and Hartmann (2011) 指出 QBO 对冬季中高纬度的影响在北太平洋急流出口区有最强的信号, 这在数值模式和观测资料中都有所印证。

3.3.2 对流层与平流层大气交换和热带平流层纬向风 QBO 在物质输运变化中作用的研究

众所周知, O_3 生成源在赤道地区, 但观测表明了 O_3 总量最大值位于高纬度地区, 并且近年来由于发现南极大气中 O_3 在减少, 特别是南极“臭氧洞”的发现, 这促进了关于在大气中 O_3 输运动力过程的研究。Reiter and Gao (1982) 分析了 1979 年美国风云气象卫星 TOMS 臭氧资料指出, 当南亚高压的反气旋中心向青藏高原移动并维持时, 在青藏高原上空会出现相应的臭氧总量的低值区, 这与青藏高原热力驱动的上升运动有关。周秀骥等 (1995, 2004) 提出青藏高原上空夏季 O_3 浓度比周围低, 存在着“类 O_3 洞”现象, 指出青藏高原夏季上空的南亚高压的动力作用使得 O_3 向其周围辐散, 于是形成了“类 O_3 洞”。最近, 我国研究人员

与国外科学家合作通过观测和数值模拟发现在高原周围低层大气高浓度气溶胶通过亚洲夏季风环流输运到北半球平流层低层 (Yu et al., 2017)。这些都表明了北半球夏季青藏高原的周围是北半球对流层与平流层大气交换的重要通道。

关于 O_3 在平流层大气输运的研究发展非常迅速 (WMO, 1994)。在 20 世纪 60 年代以前, 关于平流层大气 O_3 输运的研究都是利用一维模式, 这种模式可以考虑波的传播与吸收所引起 O_3 混合比的变化, 反过来, 由于 O_3 混合比的变化又引起了大气基本态的变化, 从而使波的传播与吸收也发生变化。从 20 世纪 70 年代末到 80 年代初, 研究表明了 O_3 在平流层的净输运是剩余环流 (residual circulation) 所引起。之后, 随着平流层大气环流研究的发展, 以 O_3 为中心的光化学反应的研究及平流层大气中微量成分气候效应的研究日益发展。

平流层大气的物质输运主要是由准定常行星波来进行的。但是, 采用什么方法才能正确研究准定常行星波在平流层大气物质输运中的动力作用, 这一直是平流层大气动力学研究中的重点科学问题。众所周知, 在行星尺度扰动的槽后是下沉气流, 在槽前和脊区是上升气流, 若采用欧拉平均的方法, 北边是上升气流区, 南边是下沉气流区。然而, 对于每个气块沿流线平均, 该气块平均的垂直运动为零, 这样就可以消去一个反向的经向环流, 这种沿流线或质点运动的路径取平均而得到的环流又称拉格朗日平均环流。显然, 应用拉格朗日平均环流理论来研究中层大气中微量成分物质的输运过程要比用欧拉平均环流理论更合理。因此, 这个理论广泛地用来研究 O_3 、气溶胶粒子及放射性同位素在中层大气中的输运过程。Kida (1977) 首先利用拉格朗日平均环流理论研究了平流层微量物质的输送过程, 他的研究结果表明了引用拉格朗日平均环流理论来研究平流层大气中痕量气体的输运过程要比用欧拉平均环流理论更合理。因此, 从 20 世纪 80 年代以后这个理论广泛用来研究 O_3 、气溶胶粒子与放射性物质在大气中的输运。

热带平流层大气纬向风的 QBO 通过大气中的动力过程对大气中 O_3 、水汽、甲烷、气溶胶以及氮氧化物等痕量气体的分布和输运变化有重要影响 (Baldwin et al., 2001; Hommel et al., 2015; Tao et al., 2015; Tweedy et al., 2017; 王春晓和田文寿, 2017)。对守恒的化学成分, 如果满足无加速定理

成立的条件, 则没有纬向平均的输运作用产生。实际大气中, 准定常行星波在改变 O_3 的平均纬向分布上有两个作用; 一是行星波强迫对基本气流的加速或减速作用所产生平均经向环流可以影响 O_3 的输运; 二是由行星波扰动将产生的随高度和纬度变化的非均匀混合所导致经圈平面上 O_3 净输运。陈文和黄荣辉 (1996a, 1996b) 研究了热带平流层 QBO 对 O_3 在中层输运过程的影响, 他们利用 QBO 对剩余环流的影响研究了热带大气纬向风 QBO 不同位相对 O_3 输运过程的不同影响, 并从拉格朗日平均环流的观点研究了在常定和非常定流下准定常行星波对 O_3 的输运作用。他们的研究表明: 热带纬向风的 QBO 不仅通过影响热带大气东、西风切变而引起热带平流层 O_3 分布的年际变化, 而且通过影响准定常行星波的传播引起了对 O_3 输运的年际变化, 并指出了当热带纬向风处于东风位相时, 中高纬度地区平流层大气行星波对 O_3 的输运比西风位相时强。最近也有研究指出, 在年际变化时间尺度上, QBO 也影响热带平流层低层的水汽含量, 与热带对流层过程、全球的 Brewer-Dobson 环流一起影响平流层的水汽含量变化, 2000 年以后平流层低层水汽含量降低, 整体变干, 这可能是多种因素影响的结果, 其中热带海温的变化起到很大的作用 (Ding and Fu, 2017)。

3.4 热带中层大气重力波及其与纬向平均流相互作用的研究

在国际中层大气研究计划 (MAP) 实施之后, 关于中层大气重力波产生及传播取得许多重要研究进展。国际上以火箭为中心的中层大气风系的探测网, 在中层大气研究计划的基础上, 对中层大气重力波的破碎及其与基本气流相互作用进行了较系统的研究。因此, 国际上关于中层大气重力波及其与纬向基本气流相互作用的研究取得很多进展。

3.4.1 热带中层大气重力波产生机理的研究

由于波在传播中其能量密度是守恒的, 所以波从密度大的对流层传播到密度小的中层大气, 波的振幅随高度增加, 这样, 本来在对流层不引人注目的重力内波传播到中层大气就变成很可观的现象。热带中层大气存在着各种各样重力波, 周期最短大约只有 5 min, 最长可达到数日。根据计算, 在 20 千米高度上, 短周期重力波动量通量大约为 $20 \times 10^{-3} \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$, 而在 30 千米高度上, 短周期重力波动量通量可达 $60 \times 10^{-3} \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ 。因此, 热带中层

大气短周期重力波的动量通量是相当大的, 是不可忽略的。

当前, 国际上有关平流层重力波的观测资料还很缺乏, 如何获得更多平流层重力波观测资料是当前中层大气动力学研究的一个基础性问题。中国科学院大气物理研究所在香河建立了中层大气雷达探测基地 (VHF/ST Very High Frequency/Stratosphere-Troposphere) 对平流层大气的风和重力波进行了探测, 并取得很多观测结果 (Lü et al., 2004)。

热带是对流活动非常活跃的区域。在热带, 积云对流所产生的重力波往中层大气传播是热带中层大气重力波的重要来源。Hodges (1967) 指出, 低纬度地区的对流活动所激发的重力波可以穿过对流层向上传播到平流层。由于重力波的振幅与大气密度的平方根成反比, 因此, 大气低层的重力波进入中层大气后振幅急剧增大, 并在中层大气中波产生不稳定破碎, 这表明了在热带对流层上传的重力波对于中层大气动量收支的作用是不可忽略的, 它所产生的拖曳作用也成为各种中层数值模式参数化中不可或缺的一部分。随着观测技术的改进, 大气科学的科学家们对重力波的研究越来越细化, 如 Uccellini (1975) 开展了雷暴激发的重力波及其与纬向流相互作用的研究, 而 Pfister et al. (1993) 针对热带气旋激发的重力波特征做了研究。最近, Ming et al. (2010) 和 Chen et al. (2012) 研究了西北太平洋热带气旋的强对流对重力波的激发, 他们的研究表明了由热带气旋的强对流所激发的重力波是很可观的。还有研究进一步揭示热带气旋活动会引起热层 (Nicolls et al., 2014) 和电离层 (Bishop et al., 2006) 的重力波变化。

3.4.2 关于热带中层大气重力波及其与基本气流的相互作用研究

热带平流层基本气流对重力波传播有重要影响。Zheng et al. (1991, 1992) 研究表明: 惯性重力波在基本气流为西风传播时, 当波的相速度 c 满足 $k\bar{u} - c < 0$ 时, 则波会从热带向急流折射, 而当波的相速度 c 满足 $k\bar{u} - c > 0$, 则波会偏离急流向外折射; 而重力波在基本气流为东风传播时, 上述结论正相反。因此, 热带平流层大气基本气流对重力波的传播有重要影响。

热带平流层重力波对热带纬向风的 QBO 有重要的动力作用。正如在本文 3.2 所述, Holton 和 Lindzen 利用向东传播的 Kelvin 波的向上传播说明

了平流层的西风加速以及向西传播的 MRG 波来说明平流层东风加速 (Lindzen and Holton, 1968; Holton and Lindzen, 1972)。然而, 根据这个理论, 需要 MRG 波的能量是观测值 2~4 倍才能说明观测到东风加速的成因 (Takahashi and Boville, 1992)。由于在 Holton 和 Lindzen 理论中没有考虑中层大气的上升流, 因而用 Kelvin 波还不足以解释西风加速的一半 (Dunkerton, 1991)。并且, Sato and Dunkerton (1997) 指出: 热带平流层重力波具有较大的动量通量, 由于重力波既能向东传播, 又能向西传播, 因而它既能对平均流产生向东加速, 又能产生向西加速, 由它们对平均流向东或向西加速的动量通量相当于 Kelvin 波和 MRG 波的 5~10 倍。Kawatani et al. (2010) 的研究表明: 在 QBO 的东风位相下, 重力波对东风的加速作用可达到其中的 50%~75%; 而在西风位相下, 重力波对西风加速的贡献可达到其中 70%~80%。这些研究都表明了热带大气中重力波上传到平流层并与基本气流相互作用对热带平流层纬向风的 QBO 形成起到重要作用。

4 关于平流层大气环流变异对对流层环流和气候变异影响及其动力过程的研究

传统的观点认为平流层大气仅仅是被动地接受对流层行星尺度波动的上传, 平流层大气的动力和热力性质都受到对流层的强烈影响, 而平流层大气很难驱动对流层大气。因此, 平流层大气不能对对流层天气和气候产生重要的影响。然而, 最近的研究发现: 不仅仅对流层环流和波动的变化会上传影响平流层大气, 平流层大气环流和波动的变化也可以改变对流层的大气环流状况 (Nigam, 1990; Baldwin et al., 1994, 2003b; Baldwin and Dunkerton, 1999; Christiansen, 2001; Thompson et al., 2003)。因此, 平流层大气环流变异对对流层环流和气候变异的影响及其动力过程成为当前平流层大气动力学研究的一个前沿课题。

关于平流层大气影响对流层大气环流的动力过程研究可以追溯到上世纪 70 年代, Hines (1974)、Geller and Alpert (1980), 以及 Schmitz and Grieger (1980) 等都提出过一种直接机制, 他们认为平流层可以通过反射对流层上传的波动来影响对流层大气, 但他们并没有给出相应的观测证据。Quiroz (1977) 的研究表明 1977 年 12 月和 1978 年 1 月

对流层极区温度增加是与该时期发生的平流层爆发性增温和平流层反气旋环流下传到对流层低层相关联。

4.1 北极涛动(AO)对对流层天气气候影响的研究

AO 对对流层天气气候有重要影响, Baldwin and Dunkerton (2001) 的研究表明: 在北大西洋地区, 当平流层大气弱极涡(负涡度)异常下传时, 风暴路径显著偏南; 反之, 风暴路径则显著偏北, 在平流层大气弱极涡(负涡度)异常下传时, 北大西洋地区更容易出现风暴。这些都表明了对流层与平流层大气是一个整体系统, 不仅对流层波动可以上传到平流层大气, 而且平流层大气的扰动异常也可以影响到对流层大气环流和气候的变化。

一些研究表明了冬季极涡异常在一定条件下会向下传播, 并影响到东亚天气气候过程。顾雷等(2008)以及陈文和魏科(2009)分析了这种自上而下的环流异常对东亚冬季气候异常的影响, 弱的极涡更容易从平流层一直向下传至对流层, 特别是当平流层冬季爆发性增温发生的时候, 异常弱极涡可以下传到对流层, 并对对流层的环流产生明显的影响。

正如在本文 2.2 节所述, 准定常行星波往平流层传播波导的年际振荡不仅对北半球冬季平流层大气环流和波动异常有重要影响, 而且对东亚冬季风和冬季气候也有明显影响。Chen et al. (2005) 以及黄荣辉等(2007)分析了准定常行星波传播的年际振荡与东亚冬季风和气候的联系。他们的研究表明: 在准定常行星波活动高指数年时, 极地波导偏弱, 这不仅引起 AO 的正位相, 而且引起东亚大槽明显减弱, 从西伯利亚、中国华北和东北一直到朝鲜半岛有明显的增暖; 相反, 在北半球冬季准定常行星波活动低指数年时, 极地波导偏强, 东亚大槽明显加强, 从西伯利亚、我国华北和东北一直到朝鲜半岛会出现明显的偏冷。并且, Chen et al. (2005) 以及陈文和康丽华(2006)进一步的研究还发现, 由于西伯利亚高压和阿留申低压会随着行星波活动的变化而同时增强或减弱, 使得两个系统之间的气压梯度也同时增强或减弱, 从而在西伯利亚高压东侧出现经向风的异常, 这样在我国华北、东北以及西伯利亚部分地区等出现南风或北风异常, 导致该地区在冬季出现异常增暖或者变冷。

Chen and Li (2007) 的研究还表明: 东亚冬季的气候异常与准定常行星波活动的关系显著地受到了热带平流层大气纬向风 QBO 的调制, 在 QBO

东风位相的冬季, 准定常行星波活动引起的显著温度变化出现在东北亚地区, 而在 QBO 西风位相的冬季, 东北亚地区的温度异常并不显著, 只是在中国中部出现比较弱的减温。

AO 位相对于东亚冬季风的强弱有很大影响, Gong et al. (2001) 以及 Wu and Wang (2002) 的研究表明: 若冬季 AO 指数为负, 则该冬季东亚冬季风偏强; 反之, 若冬季 AO 指数为正, 则该冬季东亚冬季风偏弱。受 AO 位相变化的影响, 东亚冬季风在 1976~1987 年期间偏强, 但在 1988~1998 年期间变弱, 引起了东亚地区连读多年的暖冬, 到了 1999~2012 年期间东亚冬季风又从弱变强(黄荣辉等, 2014)。此外, 太阳辐射是大气运动的基本能量来源, 太阳活动 11 年周期是其最重要的年代际时间尺度变化。一些研究表明, 太阳活动的变化不但可以通过热带地区海—气耦合作用加强而影响气候变异(van Loon et al., 2007; 周群和陈文, 2012; Zhou et al., 2013), 而且可以对冬季 AO 或 NAO 的结构产生显著影响(Kodera, 2003)。并且, Chen and Zhou (2012) 进一步揭示出太阳活动 11 年周期变化对 AO 影响东亚冬季风的调制作用, 他们的研究表明: 在太阳活动强年的冬季, 对应于 AO 的正位相, 我国东北亚地区往往出现显著的增暖; 而在太阳活动弱年的冬季, 上述增暖明显减弱。此外, 他们的研究还揭示了上述成因不但与 AO 的结构变化有关, 而且与 AO 相联系的平流层与对流层之间的相互作用有关。

4.2 关于平流层温度异常和纬向风向下传播机理的研究

4.2.1 平流层温度异常向下传播及其机理的研究

平流层温度异常下传并影响对流层是近年来值得关注的一个问题。Zhou et al. (2002) 揭示了一定条件下极地平流层温度异常能向下传播到对流层, 并指出平流层暖异常是否下传取决于准定常行星波与基本气流的相互作用。他们的研究表明: 当初始波动很强大时候, 造成极地西风气流反向, 由于准定常行星波不能在东风中传播, 因此波强迫作用在大气中垂直层次逐渐降低, 看起来就是暖的异常由上向下传播; 反之, 如果初始扰动较弱, 所引起的平均流不足以影响准定常行星波的传播, 那么就看不到平流层大气暖异常下传。

4.2.2 平流层纬向风异常向下传播及其机理的研究

平流层纬向风异常下传并影响对流层也是一

个近年来许多学者关注的另一个问题。Christiansen (1999, 2000, 2001) 从模式和观测资料两个方面对平流层纬向风异常向对流层的传播进行了分析和比较, 并利用一系列从简单到复杂的模式对中高纬度平流层大气纬向风异常的下传现象进行模拟。他的研究表明: 北半球冬半年中高纬度平流层主要的变化过程都具有向下传播的特征, 纬向风异常通常可以达到对流层低层, 下传事件主要集中在冬半年(11月~4月), 而在夏半年(5月~10月)很少, 每年冬半年都至少有一次下传事件; 并且纬向风异常从10 hPa下传到地面大约需要15天, 而从0.1 hPa下传到10 hPa也需要10天左右, 整个下传时间平均需25天左右。此外, 他认为这种异常的下传是与准定常行星波上传相联系的, 纬向风异常下传主要是由于波通量的垂直分量所驱动。Kuroda and Kodera (1999) 研究了在北半球冬季准定常行星波在平流层—对流层耦合变化中所起的作用, 他们通过对纬向平均的纬向风和准定常行星波E-P通量的垂直分量做扩展的奇异值分解, 发现纬向平均的纬向风异常和准定常行星波E-P通量的辐合区有密切的关系, 二者都随着时间一起向极地移动。

自从平流层异常下传信号被揭示出来以后, 关于下传的机理已经有了不少的研究, 目前认为平流层异常信号向对流层下传的动力过程主要有以下三种观点: (1) 向下的影响(downward influence)或者向下控制(downward control), 即高层的位涡异常通过激发经向环流可以在垂直方向对低层区域产生影响(Hartley et al., 1998; Ambaum et al., 2001; Black, 2002); (2) 内波的反射(internal wave reflection), 即上层的纬向基本气流发生变化, 引起从下层往上传的波动发生折射和反射, 从而引起波动的异常产生并向上传播(Harnik and Lindzen, 2001; Perlwitz and Graf, 2001); (3) 局地的波流相互作用(local wave mean-flow interaction mechanism), Plumb and Semeniuk (2003) 通过简单的理论模式研究指出局地的波流相互作用可能是平流层大气异常下传的最基本机制, 这与Matsuno (1971) 讨论平流层爆发性增温的动力过程基本上是一致的, 也类似于平流层大气纬向风QBO的机理。

行星波和基本气流之间的相互作用具有双向的相互影响过程(正反馈), 当基本气流偏弱时, 由于弱西风更有利于行星波上传(Charney and Drazin, 1961; DeWeaver and Nigam, 2000; Limpasuvan and

Hartmann, 2000), 从而导致上传行星波增强, 基本气流吸收上传波能吸收, 从而变得更弱。反之, 当纬向基本气流偏强时候, 由于增强的西风不利于上传波动的传播, 从而造成上传波动减弱, 基本气流受动力过程减弱的影响而进一步增强, 更加抑制上传的波动过程, 从而形成正反馈过程, 在这个反馈过程中, 东西风异常的交界层(零层)对上传波能吸收与破碎是基本东西风下传的重要过程。

4.2.3 平流层环流异常下传对对流层气候异常的影响

关于平流层异常信号下传对对流层的影响, 特别是对东亚地区气候异常的影响, 近几年已有不少研究。Ren and Cai (2006, 2007) 将等熵位涡理论应用于平流层极涡振荡过程以及平流层—对流层相互作用过程研究, 揭示出伴随平流层极涡振荡从平流层到对流层环流异常的经向和垂直传播特征。Nath et al. (2014, 2016) 分析了行星波从平流层的反射对欧亚大陆上空对流层环流型的影响, 特别是对乌拉尔—西伯利亚地区阻塞异常的影响, 揭示出行星波反射在2008和2013冬季东亚和中亚地区极端冷事件中的作用。Wang and Chen (2010) 及兰晓青和陈文(2013) 对东亚冬季异常低温严寒事件的分析表明, AO首先在平流层转变为负位相, 并逐渐下传, 从而引起欧亚大陆冬季低温严寒事件。陆春晖和丁一汇(2013) 分析了平流层爆发性增温后环流异常的信号向下影响对流层, 其影响强度和范围随着爆发性增温的类型不同而有所不同, 并且还受极涡扰动的强度、位置和持续的时间的影响, 这表明平流层影响对流层天气和气候异常的过程是比较复杂的过程。

5 关于平流层大气数值模拟以及在全球气候变暖背景下平流层大气的长期变化趋势预估的研究

随着全球气候变化研究的深入, 关于在全球变暖背景下平流层大气环流和气候的年代际和长期变化趋势预估研究正在逐渐发展。为此, 国际上实施平流层过程及其气候作用(SPARC) 研究计划。SPARC 研究计划主题之一是平流层气候变化的监测、归因和预测。它主要分析平流层现在有什么样的气候变化和气候变异(Variability); 分析自然变率和人类活动如何影响平流层气候变化; 预估平流层未来有什么样的气候变化趋势。

5.1 平流层数值模式和数值模拟研究

平流层是低层大气(对流层)的上边界,其中的动力和热力过程都对下层有重要的影响,一方面在全球数值预报模式中必须描述好这个上边界,才能报好对流的天气与气候过程(Baldwin et al., 2003b, 2007)。另外,由于对在全球气候变暖背景下平流层大气环流和气候变化趋势预估的需要,并随着全球气候数值模式和数值模拟的迅速发展,近年来,平流层大气数值模式也很快发展。

5.1.1 平流层大气数值模式和模拟的研究

为了发展平流层大气的数值模式和数值模拟,SPARC 研究计划组织了第一次“平流层大气模式比较(GCM-Reality Intercomparison Project for SPARC, GRIPS)”,GRIPS 研究计划最基本的目标是:(1)发展包含平流层的复杂气候系统模式来评价数值模式对平流层大气环流的模拟能力;(2)各个模式在模拟平流层气候变化方面是否有一致性?模式的计算结果表明了模式对平流层温度模拟普遍存在冷偏差,这就使得模拟的平流层极涡强度比实况偏强,这种冷偏差主要来自模式中辐射过程的偏差(Pawson et al., 2000)。

为了发展平流层大气数值模式,从 2003 年起,GRIPS 被另外一个计划 CCMVal(Chemistry-Climate Model Validation)所取代。该计划旨在更好地了解气候和化学耦合模式(CCM)及其相关的大气环流,以便提高模式对平流层大气物理、化学和动力过程的模拟能力。它一方面分析模式对平流层过去变化的模拟;另一方面通过长期积分提供对未来平流层变化趋势的预估。CCMVal 的评估中包括了平流层辐射、动力、传输、平流层化学和微物理方面的诊断分析。在 CCMVal 计划第一阶段(CCMVal-1),来自全球的 13 个 CCM 模式参加了此比较计划(Eyring et al., 2006, 2007)。而在 CCMVal 计划第二阶段(CCMVal-2),18 个 CCM 模式参加了此比较计划(Eyring et al., 2010; Butchart et al., 2011; Michou et al., 2011)。比较的内容不仅从第一阶段主要侧重于动力学和传输过程的比较到第二阶段向更宽领域和更细节延伸,包括对流层上层和平流层的化学和辐射过程,而且也进行了更长时段的模拟,包括未来情景下平流层大气变化趋势的模拟。这些模式与普通 GCM 比较,在动力学上考虑了平流层行星波强迫和传播、平流层重力波拖曳、平流层—对流层物质能量交换和平流层准两年振荡

(QBO),物质输运要考虑纬向的物质输送(拉格朗日输送)、化学和微物理过程要考虑平流层光化学过程(尤其是卤族元素的光化学反应过程)、平流层气溶胶和云微物理过程,太阳紫外线光化学作用、火山气溶胶活动过程。上述这些过程都是平流层大气数值模式必须考虑的重要过程。因此,平流层大气的 GCM 模式是非常复杂的。

5.1.2 关于 QBO 的数值模拟

QBO 的数值模拟从 Holton and Lindzen (1972)研究之后一直是中层大气科学界关注的一个数值模拟难题。但是到目前为止,QBO 的数值模拟对大气环流模式(GCM)仍然是一个严峻的挑战,直到最近全球也只有为数不多的几个 GCM 可以成功地模拟出实际周期的 QBO 现象(Scaife et al., 2000; Giorgetta et al., 2002; Shibata and Deushi, 2005; Aquila et al., 2014; Richter et al., 2014; Rind et al., 2014; Kim and Chun, 2015),这是由于大多数的 GCM 甚至不能模拟出接近实际振幅的 Kelvin 波和 MRG 波。除此之外,重力波的模拟也尤为重要,对重力波的参数化处理是实现模拟实际 QBO 的关键。通过对重力波的参数化处理,使得模式能够把波长短于 1000 km 的中尺度重力惯性波和重力内波都考虑在内。由于引起 QBO 现象的波动主要来自于热带积云对流所激发,因此要模拟出实际平流层大气中的 QBO 现象就必须有合理的对流参数化方案。这种方案还必须能反映出对流所激发的次网格尺度的重力波以及 MRG 波和 Kelvin 波,这将是未来关于 QBO 数值模拟研究中的一个主要难题。

5.1.3 中层大气数值模式的发展态势

从目前平流层数值模式的发展态势看,包含平流层大气的 CCMs 模式的数值模式将向包括平流层—对流层物理、化学和动力相互作用过程的更复杂、更综合方向发展。CCMVal-2 模式不仅包括了海气耦合模式,而且还包含了完整的对流层和平流层的化学过程。因此,平流层大气数值模式未来发展方向将是包含完整平流层和对流层的化学过程和气候过程耦合的地球系统模式。

5.2 在全球变暖背景下平流层温度变化趋势的研究

关于在全球变暖背景下平流层温度变化趋势的预估已有一些研究,这些研究的初步结果都揭示了在全球变暖背景下平流层大气温度存在长期冷却趋势,降温幅度超过 1°C;在长期降温趋势上,叠加有三次火山爆发引起的短期增温,每次增温幅

度约为 1°C 左右, 持续时间约为两年。Ramaswamy et al. (2001) 评估了平流层的温度变化趋势, 指出基于卫星观测资料, 35 km 以下的平流层中低层降温趋势约为 $0.75^{\circ}\text{C} (10\text{a})^{-1}$, 而 50 km 的平流层高层降温趋势则达到约 $2.5^{\circ}\text{C} (10\text{a})^{-1}$ 。基于无线电探空资料所揭示的降温幅度更大 (Seidel et al., 2001; Lanzante et al., 2003; Randel and Wu, 2006)。综合卫星、无线电探空仪和激光雷达观测资料, Randel et al. (2009) 分析认为在 1979~2007 年之间, 全球平流层低层的降温趋势约为 $0.5^{\circ}\text{C} (10\text{a})^{-1}$ 。对于平流层温度变化趋势的判断还受 QBO 和 ENSO 事件的影响, 也受季节内的 SSW 事件的影响, Angot et al. (2012) 通过去除掉短周期的波动事件, 得到 1978~2009 年冬季 40 km 附近的降温趋势达到 $2.0^{\circ}\text{C} (10\text{a})^{-1}$, 而如果不去除 SSW 事件的影响, 平均的降温趋势只有 $0.4^{\circ}\text{C} (10\text{a})^{-1}$ 。

多种因子可以引起平流层温度的长期变化趋势, 其中主要有 CO_2 及其它温室气体, 从工业革命以来温室气体含量增加, 温室气体长波辐射在平流层引起温度降低, 并且这种温度降低也可以影响平流层 O_3 含量, O_3 含量的变化反过来进一步会影响温度变化。由于影响平流层温度变化的各因子往往相互作用, 所以区分各因子独立对平流层气候变化的影响目前还有很大的困难。但是, 利用平流层大气数值模式进行敏感性试验, 可以对各种因子的作用进行一定的判别。数值试验的研究结果表明: 平流层大气温度降低最大的贡献者为长寿命期的温室气体 (LLGHG) (Forster et al., 2011; Gillett et al., 2011; Seidel et al., 2011), LLGHG 增加引起平流层温度降低, 降温幅度随高度增加; 其次为耗损 O_3 的物质 (ODS) 增加也可引起平流层温度降低, 降温幅度随高度增加而增大, 在平流层顶附近 (大约在 50 km) 达到最大。此外, 水汽增加也可能引起平流层温度降低。

但是, 应该看到上述模拟存在不确定性。最近的研究认为, LLGHG 增加引起平流层温度降低并导致平流层 O_3 含量增加, 而 O_3 增加引起的增温部分可以抵消掉 LLGHG 导致的降温, 并且, ODS 物质增加引起的降温可能比 O_3 损耗的降温大, 因为实际 O_3 损耗是 ODS 物质导致的损耗与 LLGHG 引起的 O_3 增加之间的残余项 (Shepherd and Jonsson, 2008; Jonsson et al., 2009)。而 Stolarski et al. (2010) 认为平流层温度降低不仅与 CO_2 、 CH_4 和 ODS 微量

物质含量变化有关, 而且与平流层水汽 (甲烷氧化) 和 HOx 的浓度变化有关。这些研究表明了利用中层大气数值模式对在全球变暖背景下平流层温度变化趋势进行较好的预估还有待于进一步的研究。

5.3 在全球变暖背景下平流层大气 O_3 层变化趋势的预估

平流层 O_3 的耗损及未来的变化趋势一直是全球气候变化研究关注的重要问题之一。自从 20 世纪 80 年代早期发现了南极洲春季平流层 O_3 耗损, 并形成臭氧洞 (Farman et al., 1985) 之后, 由于 O_3 耗损一直持续存在, 并引起了平流层温度降低。因此, 在全球变暖背景下平流层大气 O_3 变化趋势是当前关注的一个科学问题。WMO (2010, 2014) 对未来平流层 O_3 层耗损及其对气候的影响预估如下:

(1) 平流层 O_3 层耗损的预估。平流层 O_3 含量的变化趋势是平流层数值模拟的重要内容之一, CCMVal-2 模式对未来 O_3 变化趋势模拟的主要结果如下: ①热带 O_3 含量在 21 世纪后半期会有部分恢复, 但是很有可能 21 世纪都无法恢复到 1980 年代的水平, 长期的 O_3 减少主要在平流层低层; ②北半球中纬度和极地 O_3 会持续增加, 可能在卤素含量恢复到 20 世纪 80 年代之前, O_3 含量可能恢复到 20 世纪 80 年代的水平; ③南半球中纬度和极地 O_3 恢复速度较慢, 中纬度可能在卤素恢复到 20 世纪 80 年代水平稍早前恢复到 20 世纪 80 年代的水平, 而极地 O_3 可能与卤素恢复速度一致; ④ O_3 的恢复可能与 ODS 物质的恢复、平流层 BD 环流 (Brewer-Dobson Circulation) 的增强以及上平流层的降温有关; ⑤尽管预测南极洲 O_3 将在 21 世纪恢复, 但是到 21 世纪末残余的 O_3 洞可能依然会间断出现; ⑥BD 环流增强可能使得从平流层进入北半球对流层的 O_3 通量增加近 20% 左右 (从 1965 到 2095), 而南半球 O_3 通量的变化受 O_3 损耗和恢复的影响, 所以 O_3 通量增加量相对较小 (近 10%)。但目前关于 O_3 耗损随纬度和高度分布的预估还存在不确定性 (WMO, 2010, 2014)。

(2) O_3 耗损对气候影响的预估。自从 20 世纪中叶以来, 耗损 O_3 层的物质 (ODS) 含量持续增加, 一直到 20 世纪 80 年代后期蒙特利尔议定书之后对 ODS 进行了限制, ODS 含量开始逐渐降低, 大部分 ODS 物质也是温室气体, 它的含量增加一方面引起 O_3 耗损, 另外一方面也引起平流层温度降低。

最近几十年南半球环流持续发生调整,表现为南半球低层西风急流向极区偏移,这引起南半球环状模(SAM)正位相的持续增强,这种长期趋势一般被看作是臭氧损耗和温室气体增加的共同结果,其中臭氧损耗起到了关键的作用(Arblaster and Meehl, 2006; Polvani et al., 2011),在数值模式中,如果不考虑平流层臭氧,则模拟不出急流的向极移动(Son et al., 2008)。

由于国际社会对于引起O₃耗损的ODS物质的削减,平流层O₃耗损预计在21世纪中叶可能恢复到1980年的水平,O₃恢复是否会带来额外的气候影响,还有一些不确定。比如,IPCC报告(Myhre et al., 2013)认为O₃变化引起的平流层辐射强迫变化比较小,这与SPARC CCMVal模式比较计划的结果一致(Eyring et al. 2010)。模式比较计划的计算结果表明:平流层O₃耗损引起对流层增温,O₃恢复引起对流层降温(Eyring et al., 2010)。然而,这方面还有一些争议,比如Hu et al. (2011)分析了21世纪平流层O₃恢复对对流层大气的影响,他利用IPCC-AR4模式以及化学/气候耦合模式进行分析。结果表明了O₃耗损的恢复会引起更强的对流层增温,与不考虑O₃恢复相比,考虑O₃恢复时,对流层增温更大,增幅最大的区域在对流层高层,北半球比南半球增温更大,尤其是北极冬季。然而,Hu et al. (2011)的结果也受到质疑,Previdi and Polvani (2012)通过比较分析,认为Hu et al. (2011)的结果可能是因为所比较的两组模式本身的差异所致,这两组模式对于温室气体的变化有不同的响应,所以最终反映的还是温室气体的变化。McLandress et al. (2012)利用海气耦合模式对有无O₃恢复情形进行比较。结果表明,O₃恢复对地面气温影响很小,并且呈现小幅度降温的趋势。

5.4 平流层水汽变化趋势的预估

平流层水汽对于全球气候变暖有很重要作用(Solomon et al., 2010)关于平流层水汽变化,基于探空资料和卫星资料的研究都揭示了自从20世纪末到21世纪初平流层水汽含量增加(Fujiwara et al., 2010; Hurst et al., 2011)。但是,这些研究都局限于有限的空间范围和有限的持续时间。数值模式结果一致表明:由于温室气体引起的全球增暖将导致热带对流层高度增加和热带对流层顶温度增加,这将使得未来通过热带对流层顶进入平流层的水汽量增加,但定量分析各模式所得的具体结果,还有一

定的差别,存在不确定性。

6 平流层大气动力学及平流层大气与对流层大气相互作用的动力过程需进一步研究的科学问题

以上所述的近年来关于平流层大气动力学以及平流层大气对对流层气候影响动力过程所取得的新进展可以看到:这二十多年来,国际上关于平流层大气动力学及平流层与对流层大气环流相互作用动力过程的研究取得了很大进展,不仅揭示了平流层大气环流和波动变化的特征、成因和机理以及对对流层环流和气候影响的动力过程,而且建立了包括对流层和平流层大气的数值模型并对平流层大气进行了数值模拟和将来变化趋势的预估。这些大大丰富了整个大气环流的动力理论,使人们对包括对流层和平流层以及中间层大气环流和波动的本质及其对对流层大气的影响有了更进一步的认知。但是,这些研究还是初步的,还有许多问题尚待进一步深入研究。下列是当前关于平流层大气动力学及平流层大气与对流层大气相互作用的动力过程需进一步研究的主要问题。

6.1 平流层大气波动产生机理及其与基本气流相互作用的动力过程

6.1.1 关于热带平流层大气波动产生的机制

Matsuno (1966)从理论上发现热带波动以后,从实际观测资料也证实了在热带地区存在着MRG波及Kelvin波。但是,产生这两种波的原因是什么?至今还不太清楚,有的认为是热带第二类条件不稳定(Conditional Instability of the Second Kind, CISK)强迫所产生,有的则认为是中纬度的罗斯贝波与热带地区的重力波调谐而产生的。并且,近来许多研究热带太平洋、大西洋和孟加拉湾每年会出现大量热带气旋,这些热带气旋引起强对流活动将会产生重力波。但是,热带气旋所激发的重力波的特征、它上传的动力过程及其与基本气流相互作用过程至今还不清楚,亟需进一步研究。

6.1.2 关于热带重力波在平流层QBO形成中的作用

近来许多研究都表明了仅用Kelvin和MRG波不能完全解释热带平流层QBO产生的原因,理论和模式研究也表明了热带重力波在QBO产生时起到重要作用。然而,这些研究还仅仅是初步的,还有待于进一步更有说服力的研究。在基础动力学理论方面,各种尺度的赤道波动在QBO演化过程中

各自起到多大作用, 如何定量来描述这些作用? 这些都是有待于进一步研究的问题。因此, 关于热带平流层大气重力波产生机制及其与基本气流相互作用过程仍是今后平流层大气动力学亟需研究的重要科学问题之一。

6.1.3 平流层爆发性增温时大振幅重力波的产生机理

根据观测资料, 在爆发性增温发生时, 平流层和中间层大气中的局地温度瞬时变化很大。根据 Heath et al. (1974) 分析, 这是受一种周期 2~4 小时, 波长是 10~100 公里的大振幅重力内波作用的结果。虽然黄荣辉和陈金中 (2002) 应用地转适应过程来解释平流层爆发性增温时大振幅惯性重力波的产生, 但是, 这种大振幅重力内波是否在平流层爆发性增温时普遍存在, 以及产生的动力过程, 这也亟待进一步从观测、动力理论和数值模式加以研究。行星波在 SSW 事件中的作用已经得到了理论和观测的认可, 然而重力波在其中的作用依然不是很清楚, 已经有初步的研究 (Ern et al., 2016) 通过对几次 SSW 事件的分析, 揭示一些新的现象, 在 SSW 事件爆发之前或者当天, 重力波活动增强, 当绕极西风转为东风后, 波活动则受到强烈的抑制。一些局地产生的重力波, 比如地形重力波和急流产生的重力波, 在 SSW 事件演变过程中起到重要作用, 通过引起极涡形状的变化, 产生有助于产生 SSW 的环流条件, 这可能是促发 SSW 发生的重要因子。但是具体的作用还不是很清楚, 可能依赖于径向和纬向气流的分布。因此, 用纬向平均来研究极涡的崩溃和 SSW 事件, 可能会过于简单。

6.2 平流层大气光化学反应与环流相互作用的动力过程

平流层大气中存在着 O_3 及其它许多微量气体, O_3 及一些微量气体将吸收太阳辐射中的紫外线而进行光化学反应, 这些光化学反应将要放出热量。这样, 由于光化学反应所形成的热源势必影响平流层的基本气流及准定常行星波的分布。以前讨论平流层准定常行星波只注意对流层行星波的上传, 而忽略光化学过程对平流层大气准定常行星波的影响。因此, 平流层大气光化学过程及其与环流和波动相互作用的动力过程还有待进一步深入研究。

6.3 平流层大气的数值模式与数值模拟的改进

6.3.1 平流层大气数值模拟存在系统性误差

当前平流层大气的数值模式远没有对流层数

值模式发展的深入和全面, 大多数模式在平流层大气没有足够的垂直和水平分辨率, 这就使得平流层大气 O_3 的输运和变化、QBO 等平流层大气主要的变化特征都缺乏较好的模拟。当前平流层大气数值模式对平流层大气的模拟还存在较大误差, 其系统性误差主要有: (1) 模拟的热带平流层的温度偏低、水汽含量偏少, 并且, 模拟的温度和水汽输送也较弱; (2) 模式对火山爆发的响应较弱; (3) 南极极涡和臭氧洞细节模拟不好, 两极的冷极涡偏差依然存在; (4) 模拟的平流层氯含量偏低。

6.3.2 QBO 数值模拟与实况偏差较大

QBO 是热带平流层大气自然变率的主要模态, 但大多数模式现在还不能很好模拟出热带平流层大气的 QBO, 这对模式而言还是一个挑战。为了与观测相比较, 有些模式选择人为加大上传 MRG 波和 Kelvin 波的振幅, 以便使模拟结果与实际观测 QBO 相一致。这种处理虽然可以成功地产生热带平流层的 QBO 现象, 但并不能说明这两种波动在 QBO 发生过程中的动力作用; 并且, 在模式中还不能很好地考虑来自热带对流活动产生的重力波及其对 QBO 产生的作用。

6.3.3 对 O_3 浓度变化及其对平流层大气加热的数值模拟的困难性

由于 O_3 对太阳辐射中紫外线波段的选择吸收, 目前在平流层大气的数值模拟中仅仅考虑太阳辐射总量的变化对 O_3 光化学反应及其加热的作用。因此, 目前还不能准确地模拟出平流层大气中 O_3 对太阳辐射吸收而产生加热率的变化, 这导致模式还不能很好地模拟平流层大气温度和 O_3 浓度。为此, 在平流层大气数值模式中还必须对辐射变化进行一定的波谱分解, 这是一个很复杂而困难的问题。

6.3.4 平流层大气数值模拟的改进

平流层大气数值模拟的改进是当前大气科学研究的一个前沿问题。由于平流层大气的数值模式中不仅要包括大气的动力、热力过程, 而且还要包括 O_3 的光化学过程以及平流层与对流层的物质交换过程。这些是很复杂的过程, 而目前国际上所提出的平流层大气数值模式都存在这样和那样问题。因此, 构造一个能够较好反映平流层大气中物理、化学、动力过程并具有很好垂直分辨率是当前国际上平流层大气研究中密切关注的一个问题。由于平流层大气数值模式顶高度高, 并且模式需要很

高的垂直分辨率,所以平流层大气的数值模式要求性能更强大的超级计算系统。

6.4 平流层大气环流异常下传及其对对流层气候影响的动力过程、数值模拟及在短期气候预测中的应用

6.4.1 关于平流层大气对对流层气候影响的动力过程及机理

许多观测资料表明,平流层爆发性增温现象对对流层大气环流的季节内变异有很大影响。但是,平流层爆发性增温是通过什么机制影响对流层大气环流?这个问题至今还不太清楚。在北半球冬季平流层极涡、纬向风异常和温度的下传对北半球对流层的气候和东亚冬季风有重要影响。虽然这些影响的观测事实已有不少研究,但是从动力学上如何揭示在北半球冬季随着准定常行星波的上传而冷气块下传,从而影响北半球冬季气候和东亚冬季风的动力过程尚不清楚。在数值模式中,对平流层描述较好的模式所模拟的东亚冬季大陆区域的温度和海平面气压场与实际观测相当匹配,其模拟的未来 RCP4.5 和 RCP8.5 情景下的东亚区域温度的模拟也更好一些。因此,应用包含完整平流层的数值模式对未来气候变化评估会有较大改进 (Wei et al., 2016),这也是今后在研究平流层大气对对流层气候影响的动力过程亟待深入研究的一个科学问题。

6.4.2 平流层大气异常信号下传及其对对流层环流和气候影响数值模拟及在短期气候预测中的应用

观测研究已表明,平流层大气环流的异常信号可以向下传播到对流层,并对对流层的天气和气候产生影响。由于平流层大气环流演变过程的时间尺度比较长,所以平流层大气环流异常的下传信号可能是提高冬季对流层大气环流中期天气预报或短期气候预测水平的一个潜在预报因子 (Baldwin et al., 2003a, 2003b)。然而,目前利用集合预报系统模式对北半球冬季平流层大气异常信号下传导致的欧亚大陆低温过程的分析表明:模式虽然可以较好地抓住平流层环流中的初始异常信号,但却很难准确再现平流层大气环流异常信号的下传过程,而这正是模式未能准确预报北半球冬季对流层低温异常的重要原因。虽然还需对更多的个例和模式进行分析,但这一结果表明,数值模式对于平流层异常信号的下传的再现存在很大不足,而这很可能是制约对流层中期天气预报或短期气候预测的一个重

要因子。因此,深入分析模式不能准确再现平流层大气环流异常信号下传的原因,并对模式中的动力和物理过程进行有针对性的改进,这将是未来平流层大气环流数值模拟和北半球冬季短期气候变异预测一个亟待开展的重要研究。

综上所述,当前在平流层大气动力学及其对对流层环流和气候的影响还有许多科学问题尚待进一步深入研究。若与对流层大气环流、气候变化分析和数值模拟研究相比,以上这些问题的研究要困难得多。这主要是由于平流层大气各要素观测数据较难于获得,在全球观测系统中,中层的观测主要倚重于气球探空和火箭及卫星观测,如果考虑数据的长期连续性(研究气候变化至少需要 30 年资料),则可利用的可探测到平流层探空站数目并不多。全球 1300 个左右的探空站大多数从 20 世纪 50 年代后期或从 60 年代才开始有观测数据,在这么多的观测站中大约只有 700 多个站有连续 30 年观测数据。而且,由于探测手段的限制,即使到现在,也只有少数探空气球可以探测到高于 30 km 的平流层以上的大气变化。另外,由于观测站点迁移、观测仪器更新换代、仪器辐射更正,以及数据处理方法变更等引起各种误差等大大限制了探空资料的可用性。因此,当前不仅平流层观测资料大大缺乏,而且资料的订正也是研究平流层大气变化的重要环节。虽然众多组织和机构对无线电探空资料进行了分析和订正,产生了几种订正过的资料,比如 HadAT2 (英国哈德莱中心)、RATPAC (美国国家海洋和大气局)、RAOBCORE (维也纳大学气象和地球物理学系)等,但这些资料的可用性还需进一步验证。

总之,当前在平流层大气的研究中不仅在平流层大气环流和波动及其与对流层大气环流和波动的相互作用中存在着许多重要的动力学问题,而且在平流层大气的数值模拟以及未来变化的预估还存在很多需进一步深入研究的问题,这些问题正在吸引着各国大气动力学家的关注。今后国际上对平流层大气环流与波动特征及其时空变化和机理、平流层大气的构造与组成、气溶胶、光化学反应及辐射、平流层与对流层相互作用的动力过程、平流层大气数值模式和数值模拟等科学问题将开展大量深入研究。我国关于平流层大气动力学及其与对流层大气相互作用的动力过程及数值模拟研究不仅研究队伍偏小,而且经费投入不多,观测资料缺乏,

平流层大气的数值模式和数值研究也很少。当前国家经济建设和科技发展都亟需平流层大气的观测资料及有关平流层大气环流和气候变化及其与对流层大气环流和气候相互作用的研究。因此,我国大气科学应重视和加强平流层大气动力学及其与对流层大气相互作用动力过程的研究。

参考文献 (References)

- Ambaum M H P, Hoskins B J, Stephenson D B. 2001. Arctic oscillation or North Atlantic oscillation? [J]. *J. Climate*, 14 (16): 3495–3507, doi:10.1175/1520-0442(2001)014<3495:aoonao>2.0.co;2.
- Andrews D G, McIntyre M E. 1976. Planetary waves in horizontal and vertical shear: The generalized Eliassen-Palm relation and the mean zonal acceleration [J]. *J. Atmos. Sci.*, 33 (11): 2031–2048, doi:10.1175/1520-0469(1976)033<2031:PWIHAV>2.0.CO;2.
- Andrews D G, Holton J R, Leovy C B. 1987. *Middle Atmosphere Dynamics* [M]. New York, NY, USA: Academic Press, 489pp.
- Angot G, Keckhut P, Hauchecorne A, et al. 2012. Contribution of stratospheric warmings to temperature trends in the middle atmosphere from the lidar series obtained at Haute-Provence Observatory (44°N) [J]. *J. Geophys. Res.*, 117(D21): D21102, doi:10.1029/2012jd017631.
- Aquila V, Garfinkel C I, Newman P A, et al. 2014. Modifications of the quasi-biennial oscillation by a geoengineering perturbation of the stratospheric aerosol layer [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 41 (5): 1738–1744, doi:10.1002/2013gl058818.
- Arblaster J M, Meehl G A. 2006. Contributions of external forcings to southern annular mode trends [J]. *J. Climate*, 19 (12): 2896–2905, doi:10.1175/jcli3774.1.
- Baldwin M P, Cheng X H, Dunkerton T J. 1994. Observed correlations between winter-mean tropospheric and stratospheric circulation anomalies [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 21 (12): 1141–1144, doi:10.1029/94GL01010.
- Baldwin M P, Dunkerton T J. 1999. Propagation of the Arctic Oscillation from the stratosphere to the troposphere [J]. *J. Geophys. Res.*, 104 (D24): 30937–30946, doi:10.1029/1999JD900445.
- Baldwin M P, Dunkerton T J. 2001. Stratospheric harbingers of anomalous weather regimes [J]. *Science*, 294 (5542): 581–584, doi:10.1126/science.1063315.
- Baldwin M P, Gray L J, Dunkerton T J, et al. 2001. The quasi-biennial oscillation [J]. *Rev. Geophys.*, 39 (2): 179–229, doi:10.1029/1999RG000073.
- Baldwin M P, Stephenson D B, Thompson D W J, et al. 2003a. Stratospheric memory and skill of extended-range weather forecasts [J]. *Science*, 301 (5633): 636–640, doi:10.1126/science.1087143.
- Baldwin M P, Stephenson D B, Thompson D W J, et al. 2003b. Stratospheric memory: Effects on the troposphere [C]//*Proceedings of the 14th Conference on Atmospheric and Oceanic Fluid Dynamics*. San Antonio, TX: American Meteorological Society, 215–220.
- Baldwin M P, Dameris M, Shepherd T G. 2007. How will the stratosphere affect climate change? [J]. *Science*, 316 (5831): 1576–1577, doi:10.1126/science.1144303.
- Bishop R L, Aponte N, Earle G D, et al. 2006. Arecibo observations of ionospheric perturbations associated with the passage of Tropical Storm Odette [J]. *J. Geophys. Res.*, 111 (A11): A11320, doi:10.1029/2006ja011668.
- Black R X. 2002. Stratospheric forcing of surface climate in the arctic oscillation [J]. *J. Climate*, 15 (3): 268–277, doi:10.1175/1520-0442(2002)015<0268:SFOSCI>2.0.CO;2.
- Butchart N, Charlton-Perez A J, Cionni I, et al. 2011. Multimodel climate and variability of the stratosphere [J]. *J. Geophys. Res.*, 116 (D5): D0510, doi:10.1029/2010jd014995.
- Chang C P, Li T. 2000. A theory for the tropical tropospheric biennial oscillation [J]. *J. Atmos. Sci.*, 57 (14): 2209–2224, doi:10.1175/1520-0469(2000)057<2209:ATFTTT>2.0.CO;2.
- Charney J G, Drazin P G. 1961. Propagation of planetary-scale disturbances from the lower into the upper atmosphere [J]. *J. Geophys. Res.*, 66 (1): 83–109, doi:10.1029/JZ066i001p00083.
- Chen D, Chen Z Y, Lü D R. 2012. Simulation of the stratospheric gravity waves generated by the typhoon Matsa in 2005 [J]. *Science China Earth Sciences*, 55 (4): 602–610, doi:10.1007/s11430-011-4303-1.
- 陈文, 黄荣辉. 1996a. 中层大气行星波在臭氧的季节和年际变化中输运作用的数值研究 I. 常定流的情况 [J]. *大气科学*, 20 (5): 513–523.
- Chen Wen, Huang Ronghui. 1996a. The numerical study of seasonal and interannual variabilities of ozone due to planetary wave transport in the middle atmosphere. Part I: The case of steady mean flows [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (Scientia Atmospherica Sinica)* (in Chinese), 20 (5): 513–523, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1996.05.01.
- 陈文, 黄荣辉. 1996b. 中层大气行星波在臭氧的季节和年际变化中输运作用的数值研究 II. 波流相互作用的情况 [J]. *大气科学*, 20 (6): 703–712.
- Chen Wen, Huang Ronghui. 1996b. A numerical study of seasonal and interannual variabilities of ozone due to planetary wave transport in the middle atmosphere. Part II: The case of wave-flow interaction [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (Scientia Atmospherica Sinica)* (in Chinese), 20 (6): 703–712, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1996.06.07.
- 陈文, 黄荣辉. 2005. 北半球冬季准定常行星波的三维传播及其年际变化 [J]. *大气科学*, 29 (1): 137–146.
- Chen Wen, Huang Ronghui. 2005. The three-dimensional propagation of quasi-stationary planetary waves in the Northern Hemisphere winter and its interannual variations [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 29 (1): 137–146, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2005.01.16.
- 陈文, 康丽华. 2006. 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 [J]. *大气科学*, 30 (5): 863–870.
- Chen Wen, Kang Lihua. 2006. Linkage between the Arctic Oscillation and winter climate over East Asia on the interannual timescale: Roles of quasi-stationary planetary waves [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 30 (5): 863–870, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2006.05.15.
- Chen W, Li T. 2007. Modulation of northern hemisphere wintertime stationary planetary wave activity: East Asian climate relationships by the Quasi-Biennial Oscillation [J]. *J. Geophys. Res.*, 112 (D20): D20120, doi:10.1029/2007jd008611.
- 陈文, 魏科. 2009. 大气准定常行星波异常传播及其在平流层影响东亚

- 冬季气候中的作用 [J]. 地球科学进展, 24 (3): 272–285. Chen Wen, Wei Ke. 2009. Anomalous propagation of the quasi-stationary planetary waves in the atmosphere and its roles in the impact of the stratosphere on the East Asian winter climate [J]. Adv. Earth Sci. (in Chinese), 24 (3): 272–285, doi:10.3321/j.issn:1001-8166.2009.03.006.
- Chen W, Zhou Q. 2012. Modulation of the Arctic Oscillation and the East Asian winter climate relationships by the 11-year solar cycle [J]. Adv. Atmos. Sci., 29 (2): 217–226, doi:10.1007/s00376-011-1095-3.
- Chen W, Graf H F, Takahashi M. 2002. Observed interannual oscillations of planetary wave forcing in the Northern Hemisphere winter [J]. Geophys. Res. Lett., 29 (22): 30-1-34-4, doi:10.1029/2002GL016062.
- Chen W, Takahashi M, Graf H F. 2003. Interannual variations of stationary planetary wave activity in the northern winter troposphere and stratosphere and their relations to NAM and SST [J]. J. Geophys. Res., 108 (D24): 4797, doi:10.1029/2003JD003834.
- Chen W, Yang S, Huang R H. 2005. Relationship between stationary planetary wave activity and the East Asian winter monsoon [J]. J. Geophys. Res., 110 (D14): D14110, doi:10.1029/2004JD005669.
- Christiansen B. 1999. Stratospheric vacillations in a general circulation model [J]. J. Atmos. Sci., 56 (12): 1858–1872, doi:10.1175/1520-0469(1999)056<1858:SVIAGC>2.0.CO;2.
- Christiansen B. 2000. A model study of the dynamical connection between the Arctic Oscillation and stratospheric vacillations [J]. J. Geophys. Res., 105 (D24): 29461–29474, doi:10.1029/2000JD900542.
- Christiansen B. 2001. Downward propagation of zonal mean zonal wind anomalies from the stratosphere to the troposphere: Model and reanalysis [J]. J. Geophys. Res., 106 (D21): 27307–27322, doi:10.1029/2000JD000214.
- Christiansen B. 2002. On the physical nature of the Arctic Oscillation [J]. Geophys. Res. Lett., 29 (16): 1805, doi:10.1029/2002gl015208.
- Deser C. 2000. On the teleconnectivity of the “Arctic Oscillation” [J]. Geophys. Res. Lett., 27 (6): 779–782, doi:10.1029/1999GL010945.
- DeWeaver E, Nigam S. 2000. Zonal-eddy dynamics of the North Atlantic oscillation [J]. J. Climate, 13 (22): 3893–3914, doi:10.1175/1520-0442(2000)013<3893:zedotn>2.0.co;2.
- Dickinson R E. 1968. Planetary Rossby waves propagating vertically through weak westerly wind wave guides [J]. J. Atmos. Sci., 25 (6): 984–1002, doi:10.1175/1520-0469(1968)025<0984:PRWPVT>2.0.CO;2.
- Ding Q H, Fu Q. 2017. A warming tropical central Pacific dries the lower stratosphere [J]. Climate Dyn., doi:10.1007/s00382-017-3774-y. (in press)
- Dunkerton T. 1978. On the mean meridional mass motions of the stratosphere and mesosphere [J]. J. Atmos. Sci., 35 (12): 2325–2333, doi:10.1175/1520-0469(1978)035<2325:OTMMMM>2.0.CO;2.
- Dunkerton T J. 1991. Nonlinear propagation of zonal winds in an atmosphere with Newtonian cooling and equatorial wavel-driving [J]. J. Atmos. Sci., 48 (2): 236–263, doi:10.1175/1520-0469(1991)048<0236:NPOZWI>2.0.CO;2.
- Dunkerton T J. 1997. The role of gravity waves in the quasi-biennial oscillation [J]. J. Geophys. Res., 102 (D22): 26053–26076, doi:10.1029/96JD02999.
- Dunkerton T J. 2016. The quasi-biennial oscillation of 2015–2016: Hiccup or death spiral? [J]. Geophys. Res. Lett., 43 (19): 10547–10552, doi:10.1002/2016gl070921.
- Eliassen A, Palm E. 1961. On the transfer of energy in stationary mountain waves [J]. Geophys. Publ., 22 (3): 1–23.
- Ern M, Trinh Q T, Kaufmann M, et al. 2016. Satellite observations of middle atmosphere gravity wave absolute momentum flux and of its vertical gradient during recent stratospheric warmings [J]. Atmos. Chem. Phys., 16 (15): 9983–10019, doi:10.5194/acp-16-9983-2016.
- Eyring V, Butchart N, Waugh D W, et al. 2006. Assessment of temperature, trace species, and ozone in chemistry–climate model simulations of the recent past [J]. J. Geophys. Res., 111 (D22): D22308, doi:10.1029/2006jd007327.
- Eyring V, Waugh D W, Bodeker G E, et al. 2007. Multimodel projections of stratospheric ozone in the 21st century [J]. J. Geophys. Res., 112 (D16): D16303, doi:10.1029/2006jd008332.
- Eyring V, Cionni I, Bodeker G E, et al. 2010. Multi-model assessment of stratospheric ozone return dates and ozone recovery in CCMVal-2 models [J]. Atmos. Chem. Phys., 10 (19): 9451–9472, doi:10.5194/acp-10-9451-2010.
- Farman J C, Gardiner B G, Shanklin J D. 1985. Large losses of total ozone in Antarctica reveal seasonal ClO_x/NO_x interaction [J]. Nature, 315 (6016): 207–210, doi:10.1038/315207a0.
- Forster P M, Fomichev V I, Rozanov E, et al. 2011. Evaluation of radiation scheme performance within chemistry climate models [J]. J. Geophys. Res., 116 (D10): D10302, doi:10.1029/2010jd015361.
- Fujiwara M, Vömel H, Hasebe F, et al. 2010. Seasonal to decadal variations of water vapor in the tropical lower stratosphere observed with balloon-borne cryogenic frost point hygrometers [J]. J. Geophys. Res., 115 (D18): D18304, doi:10.1029/2010jd014179.
- Garcia R R, Geisler J E. 1974. Vertical structure of stationary planetary waves in the presence of altitude-dependent zonal winds and dissipation [J]. J. Geophys. Res., 79 (36): 5613–5623, doi:10.1029/JC079i036p05613.
- Garfinkel C I, Hartmann D L. 2011. The influence of the quasi-biennial oscillation on the troposphere in winter in a hierarchy of models. Part I: Simplified dry GCMs [J]. J. Atmos. Sci., 68 (6): 1273–1289, doi:10.1175/2011jas3665.1.
- Geller M A, Alpert J C. 1980. Planetary wave coupling between the troposphere and the middle atmosphere as a possible sun-weather mechanism [J]. J. Atmos. Sci., 37 (6): 1197–1215, doi:10.1175/1520-0469(1980)037<1197:PWCBBT>2.0.CO;2.
- Gillet N P, Akiyoshi H, Bekki S, et al. 2011. Attribution of observed changes in stratospheric ozone and temperature [J]. Atmos. Chem. Phys., 11 (2): 599–609, doi:10.5194/acp-11-599-2011.
- Giorgetta M A, Manzini E, Roeckner E. 2002. Forcing of the quasi-biennial oscillation from a broad spectrum of atmospheric waves [J]. Geophys. Res. Lett., 29 (8): 1245, doi:10.1029/2002GL014756.
- Gong D Y, Wang S W, Zhu J H. 2001. East Asian winter monsoon and Arctic Oscillation [J]. Geophys. Res. Lett., 28 (10): 2073–2076, doi:10.1029/2000GL012311.
- Graf H F, Kirchner I, Perlwitz J. 1998. Changing lower stratospheric circulation: The role of ozone and greenhouse gases [J]. J. Geophys. Res., 103 (D10): 11251–11261, doi:10.1029/98jd00341.
- 顾雷, 魏科, 黄荣辉. 2008. 2008 年 1 月我国严重低温雨雪冰冻灾害与东亚季风系统异常的关系 [J]. 气候与环境研究, 13 (4): 405–418. Gu

- Lei, Wei Ke, Huang Ronghui. 2008. Severe disaster of blizzard, freezing rain and low temperature in January 2008 in China and its association with the anomalies of East Asian monsoon system [J]. *Climatic and Environmental Research* (in Chinese), 13 (4): 405–418, doi:10.3878/j.issn.1006-9585.2008.04.06.
- Harnik N, Lindzen R S. 2001. The effect of reflecting surfaces on the vertical structure and variability of stratospheric planetary waves [J]. *J. Atmos. Sci.*, 58 (19): 2872–2894, doi:10.1175/1520-0469(2001)058<2872:TEORSO>2.0.CO;2.
- Hartley D E, Villarin J T, Black R X, et al. 1998. A new perspective on the dynamical link between the stratosphere and troposphere [J]. *Nature*, 391 (6666): 471–474, doi:10.1038/35112.
- Heath D F, Hilsenrath E, Krueger A J, et al. 1974. Observations of the global structure of the stratosphere and mesosphere with sounding rockets and with remote sensing techniques from satellites [M]//Verniani F. *Structure and Dynamics of the Upper Atmosphere*. Amsterdam: Elsevier Scientific Publishing Company, 131–198.
- Hines C O. 1974. A possible mechanism for the production of sun-weather correlations [J]. *J. Atmos. Sci.*, 31 (2): 589–591, doi:10.1175/1520-0469(1974)031<0589:APMFTP>2.0.CO;2.
- Hodges R R Jr. 1967. Generation of turbulence in the upper atmosphere by internal gravity waves [J]. *J. Geophys. Res.*, 72 (13): 3455–3458, doi:10.1029/JZ072i013p03455.
- Holton J R, Lindzen R S. 1972. An updated theory for the quasi-biennial cycle of the tropical stratosphere [J]. *J. Atmos. Sci.*, 29 (6): 1076–1080, doi:10.1175/1520-0469(1972)029<1076:AUTFTQ>2.0.CO;2.
- Holton J R, Tan H C. 1980. The influence of the equatorial quasi-biennial oscillation on the global circulation at 50 mb [J]. *J. Atmos. Sci.*, 37 (10): 2200–2208, doi:10.1175/1520-0469(1980)037<2200:TIOTEQ>2.0.CO;2.
- Hommel R, Timmreck C, Giorgetta M A, et al. 2015. Quasi-biennial oscillation of the tropical stratospheric aerosol layer [J]. *Atmos. Chem. Phys.*, 15 (10): 5557–5584, doi:10.5194/acp-15-5557-2015.
- Hu Y, Xia Y, Fu Q. 2011. Tropospheric temperature response to stratospheric ozone recovery in the 21st century [J]. *Atmos. Chem. Phys.*, 11 (15): 7687–7699, doi:10.5194/acp-11-7687-2011.
- Huang R H, Gambo K. 1982. The response of a hemispheric multi-level model atmosphere to forcing by topography and stationary heat sources (I) Forcing by topography [J]. *J. Meteor. Soc. Japan*, 60 (1): 78–92, doi:10.2151/jmsj1965.60.1_78.
- 黄荣辉, 岸保勘三郎. 1983. 关于冬季北半球定行星波传播另一波导的研究 [J]. *中国科学 B 辑*, 13 (10): 940–950. Huang Ronghui, Gambo K. 1984. On other wave guide in stationary planetary wave propagations in winter Northern Hemisphere [J]. *Science in China Series B-Chemistry, Biological, Agricultural, Medical & Earth Sciences*, 27 (6): 610–624, doi:10.1360/zb1983-13-10-940.
- Huang R H, Gambo K. 1983. The response of a hemispheric multi-level model atmosphere to forcing by topography and stationary heat sources in summer [J]. *J. Meteor. Soc. Japan*, 61 (4): 495–509, doi:10.2151/jmsj1965.61.4_495.
- 黄荣辉, 邹捍. 1989. 球面斜压大气中上传行星波与纬向平均气流的相互作用 [J]. *大气科学*, 13 (4): 383–392. Huang Ronghui, Zou Han. 1989. Interaction between upward propagating planetary waves and zonal mean flow in a spherical baroclinic atmosphere [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (Scientia Atmospherica Sinica)* (in Chinese), 13 (4): 383–392, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1989.04.01.
- 黄荣辉, 陈金中. 2002. 平流层球面大气地转适应过程和惯性重力波的激发 [J]. *大气科学*, 26 (3): 289–306. Huang Ronghui, Chen Jinzhong. 2002. Geostrophic adaptation process and excitement of inertial-gravity waves in the stratospheric spherical atmosphere [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 26 (3): 289–306, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2002.03.01.
- 黄荣辉, 魏科, 陈际龙, 等. 2007. 东亚 2005 年和 2006 年冬季风异常及其与准定常行星波活动的关系 [J]. *大气科学*, 31 (6): 1033–1048. Huang Ronghui, Wei Ke, Chen Jilong, et al. 2007. The East Asian winter monsoon anomalies in the winters of 2005 and 2006 and their relations to the quasi-stationary planetary wave activity in the Northern Hemisphere [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 31 (6): 1033–1048, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2007.06.01.
- 黄荣辉, 刘永, 皇甫静亮, 等. 2014. 20 世纪 90 年代末东亚冬季风年代际变化特征及其内动力成因 [J]. *大气科学*, 38 (4): 627–644. Huang Ronghui, Liu Yong, Huangfu Jingliang, et al. 2014. Characteristics and internal dynamical causes of the interdecadal variability of East Asian winter monsoon near the late 1990s [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 38 (4): 627–644, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2013.13245.
- Hurst D F, Oltmans S J, Vömel H, et al. 2011. Stratospheric water vapor trends over Boulder, Colorado: Analysis of the 30 year Boulder record [J]. *J. Geophys. Res.*, 116 (D2): D02306, doi:10.1029/2010jd015065.
- Jonsson A I, Fomichev V I, Shepherd T G. 2009. The effect of nonlinearity in CO₂ heating rates on the attribution of stratospheric ozone and temperature changes [J]. *Atmos. Chem. Phys.*, 9 (21): 8447–8452, doi:10.5194/acp-9-8447-2009.
- Kalnay E, Kanamitsu M, Kistler R, et al. 1996. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project [J]. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 77 (3): 437–471, doi:10.1175/1520-0477(1996)077<0437:TNYRP>2.0.CO;2.
- Kanzawa H. 1982. Eliassen-Palm flux diagnostics and the effect of the mean wind on planetary wave propagation for an observed sudden stratospheric warming [J]. *J. Meteor. Soc. Japan*, 60 (5): 1063–1073, doi:10.2151/jmsj1965.60.5_1063.
- Kawatani Y, Sato K, Dunkerton T J, et al. 2010. The roles of equatorial trapped waves and internal inertia-gravity waves in driving the quasi-biennial oscillation. Part I: Zonal mean wave forcing [J]. *J. Atmos. Sci.*, 67 (4): 963–980, doi:10.1175/2009jas3222.1.
- Kida H. 1977. A numerical investigation of the atmospheric general circulation and stratospheric-tropospheric mass exchange: II. Lagrangian motion of the atmosphere [J]. *J. Meteor. Soc. Japan*, 55 (1): 71–88, doi:10.2151/jmsj1965.55.1_71.
- Kim Y H, Chun H Y. 2015. Contributions of equatorial wave modes and parameterized gravity waves to the tropical QBO in HadGEM2 [J]. *J. Geophys. Res.*, 120 (3): 1065–1090, doi:10.1002/2014jd022174.
- Kodera K. 2003. Solar influence on the spatial structure of the NAO during the winter 1900–1999 [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 30 (4): 1175, doi:10.1029/2002gl016584.
- Kodera K, Koide H. 1997. Spatial and seasonal characteristics of recent

- decadal trends in the northern hemispheric troposphere and stratosphere [J]. *J. Geophys. Res.*, 102 (D16): 19433–19447, doi:10.1029/97JD01270.
- Kuroda Y, Kodera K. 1999. Role of planetary waves in the stratosphere–troposphere coupled variability in the Northern Hemisphere winter [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 26 (15): 2375–2378, doi:10.1029/1999GL900507.
- 兰晓青, 陈文. 2013. 2011~2012 年冬季欧亚大陆低温严寒事件与平流层北极涛动异常下传的影响 [J]. *大气科学*, 37 (4): 863–872.
- Lan Xiaoqing, Chen Wen. 2013. Strong cold weather event over Eurasia during the winter of 2011/2012 and a downward Arctic Oscillation signal from the stratosphere [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 37 (4): 863–872, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2012.12061.
- Lanzante J R, Klein S A, Seidel D J. 2003. Temporal homogenization of monthly radiosonde temperature data. Part I: Methodology [J]. *J. Climate*, 16 (2): 224–240, doi:10.1175/1520-0442(2003)016<0224:thomrt>2.0.co;2.
- Lau K M, Wu H T. 2001. Principal modes of rainfall–SST variability of the Asian summer monsoon: A reassessment of the monsoon–ENSO relationship [J]. *J. Climate*, 14 (13): 2880–2895, doi:10.1175/1520-0442(2001)014<2880:PMORSV>2.0.CO;2.
- 李崇银, 龙振夏. 1992. 准两年振荡及其对东亚大气环流和气候的影响 [J]. *大气科学*, 16 (2): 167–176.
- Li Chongyin, Long Zhenxia. 1992. QBO and its influence on the general atmospheric circulation and the climate in East Asia [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (Scientia Atmospherica Sinica) (in Chinese)*, 16 (2): 167–176, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1992.02.05.
- 李崇银, 龙振夏. 1997. 西太平洋副高活动与平流层 QBO 关系的研究 [J]. *大气科学*, 21 (6): 670–678.
- Li Chongyin, Long Zhenxia. 1997. Study on subtropical high activity over the western Pacific and QBO in the stratosphere [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (Scientia Atmospherica Sinica) (in Chinese)*, 21 (6): 670–678, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1997.06.04.
- 廖荃荪, 王永光. 1998. 赤道平流层 QBO 与我国 7 月雨型的关联 [J]. *应用气象学报*, 9 (1): 104–108.
- Liao Quansun, Wang Yongguang. 1998. The relationship between quasi-biennial oscillation (QBO) of equatorial stratosphere and the rainfall belt of July in China [J]. *Quart. J. Appl. Meteor. (in Chinese)*, 9 (1): 104–108.
- Limpasuvan V, Hartmann D L. 1999. Eddies and the annular modes of climate variability [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 26 (20): 3133–3136, doi:10.1029/1999gl010478.
- Limpasuvan V, Hartmann D L. 2000. Wave-maintained annular modes of climate variability [J]. *J. Climate*, 13 (24): 4414–4429, doi:10.1175/1520-0442(2000)013<4414:WMAMOC>2.0.CO;2.
- Lindzen R S, Holton J R. 1968. A theory of the quasi-biennial oscillation [J]. *J. Atmos. Sci.*, 25 (6): 1095–1107, doi:10.1175/1520-0469(1968)025<1095:ATOTQB>2.0.CO;2.
- 陆春晖, 丁一汇. 2013. 平流层爆发性增温对阻塞高压的响应及其对流层反馈的观测 [J]. *科学通报*, 58 (8): 653–663.
- Lu Chunhui, Ding Yihui. 2013. Observational responses of stratospheric sudden warming to blocking highs and its feedbacks on the troposphere [J]. *Chinese Science Bulletin*, 58 (12): 1374–1384, doi:10.1007/s11434-012-5505-4.
- Lü D R, Yi F, Xu J Y. 2004. Advances in studies of the middle and upper atmosphere and their coupling with the lower atmosphere [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 21 (3): 361–368, doi:10.1007/BF02915564.
- Marshall A G, Scaife A A. 2009. Impact of the QBO on surface winter climate [J]. *J. Geophys. Res.*, 114 (D18): D18110, doi:10.1029/2009jd011737.
- Matsuno T. 1966. Quasi-geostrophic motions in the equatorial area [J]. *Meteor. Soc. Japan*, 44 (1): 25–43, doi:10.2151/jmsj1965.44.1_25.
- Matsuno T. 1970. Vertical propagation of stationary planetary waves in the winter Northern Hemisphere [J]. *J. Atmos. Sci.*, 27 (6): 871–883, doi:10.1175/1520-0469(1970)027<0871:VPOSPW>2.0.CO;2.
- Matsuno T. 1971. A dynamical model of the stratospheric sudden warming [J]. *J. Atmos. Sci.*, 28 (8): 1479–1494, doi:10.1175/1520-0469(1971)028<1479:ADMOTS>2.0.CO;2.
- Matsuno T, Nakamura K. 1979. The Eulerian- and Lagrangian-mean meridional circulations in the stratosphere at the time of a sudden warming [J]. *J. Atmos. Sci.*, 36 (4): 640–654, doi:10.1175/1520-0469(1979)036<0640:tealmm>2.0.co;2.
- McLandress C, Perlwitz J, Shepherd T G. 2012. Comment on “Tropospheric temperature response to stratospheric ozone recovery in the 21st century” by Hu et al. (2011) [J]. *Atmos. Chem. Phys.*, 12 (5): 2533–2540, doi:10.5194/acp-12-2533-2012.
- Michou M, Saint-Martin D, Teyssède H, et al. 2011. A new version of the CNRM chemistry–climate model, CNRM-CCM: Description and improvements from the CCMVal-2 simulations [J]. *Geoscientific Model Development*, 4 (4): 873–900, doi:10.5194/gmd-4-873-2011.
- Ming F C, Chen Z, Roux F. 2010. Analysis of gravity-waves produced by intense tropical cyclones [J]. *Annales Geophysicae*, 28 (2): 531–547, doi:10.5194/angeo-28-531-2010.
- Monahan A H, Pandolfo L, Fyfe J C. 2001. The preferred structure of variability of the Northern Hemisphere atmospheric circulation [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 28 (6): 1019–1022, doi:10.1029/2000GL012069.
- Mooley D A, Parthasarathy B. 1984. Fluctuations in All-India summer monsoon rainfall during 1871–1978 [J]. *Climatic Change*, 6 (3): 287–301, doi:10.1007/BF00142477.
- Müller W A, Frankignoul C, Chouaib N. 2008. Observed decadal tropical Pacific–North Atlantic teleconnections [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 35 (24): L24810, doi:10.1029/2008GL035901.
- Myhre G, Shindell D, Bréon F-M, et al. 2013. Anthropogenic and Natural Radiative Forcing. In: Stocker T F, Qin D, Plattner G-K, et al. (eds). *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA: Cambridge University Press, 659–740.
- Nath D, Chen W, Wang L, et al. 2014. Planetary wave reflection and its impact on tropospheric cold weather over Asia during January 2008 [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 31 (4): 851–862, doi:10.1007/s00376-013-3195-8.
- Nath D, Chen W, Cai Z L, et al. 2016. Dynamics of 2013 Sudden Stratospheric Warming event and its impact on cold weather over Eurasia: Role of planetary wave reflection [J]. *Scientific Reports*, 6: 24174, doi:10.1038/srep24174.
- Newman P A, Coy L, Pawson S, et al. 2016. The anomalous change in the QBO in 2015–2016 [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 43 (16): 8791–8797, doi:10.1002/2016gl070373.

- Nicolls M J, Vadas S L, Aponte N, et al. 2014. Horizontal parameters of daytime thermospheric gravity waves and *E* region neutral winds over Puerto Rico [J]. *J. Geophys. Res.*, 119 (1): 575–600, doi:10.1002/2013ja018988.
- Nigam S. 1990. On the structure of variability of the observed tropospheric and stratospheric zonal-mean zonal wind [J]. *J. Atmos. Sci.*, 47 (14): 1799–1813, doi:10.1175/1520-0469(1990)047<1799:OTSOVO>2.0.CO;2.
- Osprey S M, Butchart N, Knight J R, et al. 2016. An unexpected disruption of the atmospheric quasi-biennial oscillation [J]. *Science*, 353 (6306): 1424–1427, doi:10.1126/science.aah4156.
- Palmer T N. 1981. Diagnostic study of a wavenumber-2 stratospheric sudden warming in a transformed eulerian-mean formalism [J]. *J. Atmos. Sci.*, 38 (4): 844–855, doi:10.1175/1520-0469(1981)038<0844:dsoaws>2.0.co;2.
- Pawson S, Kodera K, Hamilton K, et al. 2000. The GCM-reality intercomparison project for SPARC (GRIPS): Scientific issues and initial results [J]. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 81 (4): 781–796, doi:10.1175/1520-0477(2000)081<0781:tgipfs>2.3.co;2.
- Perlwitz J, Graf H F. 2001. Troposphere–stratosphere dynamic coupling under strong and weak polar vortex conditions [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 28 (2): 271–274, doi:10.1029/2000gl012405.
- Pfister L, Chan K R, Bui T P, et al. 1993. Gravity waves generated by a tropical cyclone during the step tropical field program: A case study [J]. *J. Geophys. Res.*, 98 (D5): 8611–8638, doi:10.1029/92jd01679.
- Plumb R A, Semeniuk K. 2003. Downward migration of extratropical zonal wind anomalies [J]. *J. Geophys. Res.*, 108 (D7): 4223, doi:10.1029/2002JD002773.
- Polvani L M, Previdi M, Deser C. 2011. Large cancellation, due to ozone recovery, of future Southern Hemisphere atmospheric circulation trends [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 38 (4): L04707, doi:10.1029/2011gl046712.
- Previdi M, Polvani L M. 2012. Comment on “Tropospheric temperature response to stratospheric ozone recovery in the 21st century” by Hu et al. (2011) [J]. *Atmos. Chem. Phys.*, 12 (11): 4893–4896, doi:10.5194/acp-12-4893-2012.
- Quiroz R S. 1977. The tropospheric–stratospheric polar vortex breakdown of January 1977 [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 4 (4): 151–154, doi:10.1029/GL004i004p00151.
- Ramaswamy V, Chanin M L, Angell J, et al. 2001. Stratospheric temperature trends: Observations and model simulations [J]. *Rev. Geophys.*, 39 (1): 71–122, doi:10.1029/1999RG000065.
- Randel W J, Wu F. 2006. Biases in stratospheric and tropospheric temperature trends derived from historical radiosonde data [J]. *J. Climate*, 19 (10): 2094–2104, doi:10.1175/jcli3717.1.
- Randel W J, Shine K P, Austin J, et al. 2009. An update of observed stratospheric temperature trends [J]. *J. Geophys. Res.*, 114 (D2): D02107, doi:10.1029/2008jd010421.
- Reed R J, Campbell W J, Rasmussen L A, et al. 1961. Evidence of a downward-propagating, annual wind reversal in the equatorial stratosphere [J]. *J. Geophys. Res.*, 66 (3): 813–818, doi:10.1029/JZ066i003p00813.
- Reed R J, Wolfe J L, Nishimoto H. 1963. A spectral analysis of the energetics of the stratospheric sudden warming of early 1957 [J]. *J. Atmos. Sci.*, 20(4): 256–275, doi:10.1175/1520-0469(1963)020<0256:asaote>2.0.co;2.
- Reiter E R, Gao D Y. 1982. Heating of the Tibet Plateau and movements of the South Asian high during spring [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 110 (11): 1694–1711, doi:10.1175/1520-0493(1982)110<1694:hottpa>2.0.co;2.
- Ren R C, Cai M. 2006. Polar vortex oscillation viewed in an isentropic potential vorticity coordinate [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 23 (6): 884–900, doi:10.1007/s00376-006-0884-6.
- Ren R C, Cai M. 2007. Meridional and vertical out-of-phase relationships of temperature anomalies associated with the northern Annular Mode variability [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 34 (7): L07704, doi:10.1029/2006GL028729.
- Richter J H, Solomon A, Bacmeister J T. 2014. On the simulation of the quasi-biennial oscillation in the community atmosphere model, version 5 [J]. *J. Geophys. Res.*, 119 (6): 3045–3062, doi:10.1002/2013jd021122.
- Rind D, Jonas J, Balachandran N K, et al. 2014. The QBO in two GISS global climate models: 1. Generation of the QBO [J]. *J. Geophys. Res.*, 119 (14): 8798–8824, doi:10.1002/2014jd021678.
- Rodwell M J, Rowell D P, Folland C K. 1999. Oceanic forcing of the wintertime North Atlantic Oscillation and European climate [J]. *Nature*, 398 (6725): 320–323, doi:10.1038/18648.
- Sato K, Dunkerton T J. 1997. Estimates of momentum flux associated with equatorial Kelvin and gravity waves [J]. *J. Geophys. Res.*, 102 (D22): 26247–26261, doi:10.1029/96jd02514.
- Scaife A A, Butchart N, Warner C D, et al. 2000. Realistic quasi-biennial oscillations in a simulation of the global climate [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 27 (21): 3481–3484, doi:10.1029/2000GL011625.
- Scherhag R. 1952. Die explosionsartigen Stratosphärenenerwärmungen des Spät winters 1951/52 [J]. *Ber. Deut. Wetterd.*, 6: 51–63.
- Schmitz G, Grieger N. 1980. Model calculations on the structure of planetary waves in the upper troposphere and lower stratosphere as a function of the wind field in the upper stratosphere [J]. *Tellus*, 32 (3): 207–214, doi:10.1111/j.2153-3490.1980.tb00948.x.
- Seidel D J, Ross R J, Angell J K, et al. 2001. Climatological characteristics of the tropical tropopause as revealed by radiosondes [J]. *J. Geophys. Res.*, 106 (D8): 7857–7878, doi:10.1029/2000jd900837.
- Seidel D J, Gillett N P, Lanzante J R, et al. 2011. Stratospheric temperature trends: Our evolving understanding [J]. *Climate Change*, 2 (4): 592–616, doi:10.1002/wcc.125.
- Shepherd T G, Jonsson A I. 2008. On the attribution of stratospheric ozone and temperature changes to changes in ozone-depleting substances and well-mixed greenhouse gases [J]. *Atmos. Chem. Phys.*, 8 (5): 1435–1444, doi:10.5194/acp-8-1435-2008.
- Shibata K, Deushi M. 2005. Partitioning between resolved wave forcing and unresolved gravity wave forcing to the quasi-biennial oscillation as revealed with a coupled chemistry–climate model [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 32 (12): L12820, doi:10.1029/2005gl022885.
- Shindell D T, Miller R L, Schmidt G A, et al. 1999. Simulation of recent northern winter climate trends by greenhouse-gas forcing [J]. *Nature*, 399 (6735): 452–455, doi:10.1038/20905.
- Solomon S, Rosenlof K H, Portmann R W, et al. 2010. Contributions of stratospheric water vapor to decadal changes in the rate of global

- warming [J]. *Science*, 327 (5970): 1219–1223, doi:10.1126/science.1182488.
- Son S W, Polvani L M, Waugh D W, et al. 2008. The impact of stratospheric ozone recovery on the Southern Hemisphere westerly jet [J]. *Science*, 320 (5880): 1486–1489, doi:10.1126/science.1155939.
- Stolarski R S, Douglass A R, Newman P A, et al. 2010. Relative contribution of greenhouse gases and ozone-depleting substances to temperature trends in the stratosphere: A chemistry–climate model study [J]. *J. Climate*, 23 (1): 28–42, doi:10.1175/2009jcli2955.1.
- Takahashi M, Boville B A. 1992. A three-dimensional simulation of the equatorial quasi-biennial oscillation [J]. *J. Atmos. Sci.*, 49 (12): 1020–1035, doi:10.1175/1520-0469(1992)049<1020:ATDSOT>2.0.CO;2.
- Tao M C, Konopka P, Ploeger F, et al. 2015. Impact of stratospheric major warmings and the quasi-biennial oscillation on the variability of stratospheric water vapor [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 42 (11): 4599–4607, doi:10.1002/2015gl064443.
- Thompson D W J, Wallace J M. 1998. The Arctic Oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 25 (9): 1297–1300, doi:10.1029/98GL00950.
- Thompson D W J, Wallace J M. 2000. Annular modes in the extratropical circulation. Part I: Month-to-month variability [J]. *J. Climate*, 13 (5): 1000–1016, doi:10.1175/1520-0442(2000)013<1000:AMITEC>2.0.CO;2.
- Thompson D W J, Baldwin M P, Wallace J M. 2002. Stratospheric connection to Northern Hemisphere wintertime weather: Implications for prediction [J]. *J. Climate*, 15 (12): 1421–1428, doi:10.1175/1520-0442(2002)015<1421:SCTNHW>2.0.CO;2.
- Thompson D W J, Lee S, Baldwin M P. 2003. Atmospheric processes governing the Northern Hemisphere Annular Mode/North Atlantic Oscillation [M]//Hurrell J W, Kushnir Y, Ottersen G, et al. *The North Atlantic Oscillation: Climatic Significance and Environmental Impact*. Washington, D.C: AGU, 81–112.
- Tweedy O V, Kramarova N A, Strahan S E, et al. 2017. Response of trace gases to the disrupted 2015–2016 quasi-biennial oscillation [J]. *Atmos. Chem. Phys.*, 17 (11): 6813–6823, doi:10.5194/acp-17-6813-2017.
- Uccellini L W. 1975. A case study of apparent gravity wave initiation of severe convective storms [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 103 (6): 497–513, doi:10.1175/1520-0493(1975)103<0497:ACSOAG>2.0.CO;2.
- Van Loon H, Jenne R L, Labitzke K. 1973. Zonal harmonic standing waves [J]. *J. Geophys. Res.*, 78 (21): 4463–4471, doi:10.1029/JC078i021p04463.
- Van Loon H, Meehl G A, Shea D J. 2007. Coupled air–sea response to solar forcing in the Pacific region during northern winter [J]. *J. Geophys. Res.*, 112 (D2): D02108, doi:10.1029/2006jd007378.
- Veryard R G, Ebdon R A. 1961. Fluctuations in tropical stratospheric winds [J]. *Meteor. Mag.*, 90: 125–143.
- Wallace J M. 2000. North Atlantic Oscillation/annular mode: Two paradigms-one phenomenon [J]. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 126 (564): 791–805, doi:10.1002/qj.49712656402.
- Wallace J M, Kousky V E. 1968. Observational evidence of kelvin waves in the tropical stratosphere [J]. *J. Atmos. Sci.*, 25 (5): 900–907, doi:10.1175/1520-0469(1968)025<0900:OEOKWI>2.0.CO;2.
- Wallace J M, Gutzler D S. 1981. Teleconnections in the geopotential height field during the Northern Hemisphere winter [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 109 (4): 784–812, doi:10.1175/1520-0493(1981)109<0784:TITGHF>2.0.CO;2.
- Wallace J M, Thompson D W J. 2002. The Pacific Center of Action of the Northern Hemisphere annular mode: Real or artifact? [J]. *J. Climate*, 15 (14): 1987–1991, doi:10.1175/1520-0442(2002)015<1987:TPCOAO>2.0.CO;2.
- 王春晓, 田文寿. 2017. 热带平流层 CO 浓度准两年振荡的位相变化特征 [J]. *大气科学*, 41 (2): 275–288. Wang Chunxiao, Tian Wenshou. 2017. Phase change in quasi-biennial oscillation in the tropical stratospheric carbon monoxide concentration [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 41 (2): 275–288, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1605.15324.
- 王建新, 吕君宁, 石永贵. 1995. 长江中上游地区汛期降水的准两年振荡 [J]. *南京气象学院学报*, 18 (2): 229–233. Wang Jianxin, Lü Junning, Shi Yonggui. 1995. Quasi-biennial oscillation of wet season precipitation in the upper and middle reaches of the Changjiang River [J]. *Journal of Nanjing Institute of Meteorology (in Chinese)*, 18 (2): 229–233.
- Wang L, Chen W. 2010. Downward Arctic Oscillation signal associated with moderate weak stratospheric polar vortex and the cold December 2009 [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 37 (9): L09707, doi:10.1029/2010gl042659.
- Wang L, Huang R H, Gu L, et al. 2009. Interdecadal variations of the East Asian winter monsoon and their association with quasi-stationary planetary wave activity [J]. *J. Climate*, 22 (18): 4860–4872, doi:10.1175/2009jcli2973.1.
- Wei K, Cai Z L, Chen W, et al. 2016. The effect of a well-resolved stratosphere on East Asian winter climate [J]. *Climate Dyn.*, 1–14, doi:10.1007/s00382-016-3419-6.
- WMO. 1994. Scientific Assessment of Ozone Depletion: 1994 [R]. World Meteorological Organization, Global Ozone Research and Monitoring Project—Report No.37. Geneva, Switzerland: WMO, 416.
- WMO. 2010. Scientific Assessment of Ozone Depletion: 2010 [R]. World Meteorological Organization, Global Ozone Research and Monitoring Project—Report No.55. Geneva, Switzerland: WMO, 516.
- WMO. 2014. Scientific Assessment of Ozone Depletion: 2014 [R]. World Meteorological Organization, Global Ozone Research and Monitoring Project—Report No.55. Geneva, Switzerland: WMO, 416.
- Wu B Y, Wang J. 2002. Winter arctic oscillation, Siberian high and East Asian winter monsoon [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 29 (19): 1897, doi:10.1029/2002GL015373.
- Yamazaki K, Shinya Y. 1999. Analysis of the Arctic Oscillation simulated by AGCM [J]. *J. Meteor. Soc. Japan*, 77 (6): 1287–1298, doi:10.2151/jmsj1965.77.6_1287.
- Yanai M, Maruyama T. 1966. Stratospheric wave disturbances propagating over the equatorial Pacific [J]. *J. Meteor. Soc. Japan*, 44 (5): 291–294, doi:10.2151/jmsj1965.44.5_291.
- 叶笃正, 朱抱真. 1958. 大气环流的若干基本问题 [M]. 北京: 科学出版社. Ye Duzheng, Zhu Baozhen. 1958. Some Fundamental Problem of the General Circulation of the Atmosphere (in Chinese) [M]. Beijing: Science Press.
- Yu P F, Rosenlof K H, Liu S, et al. 2017. Efficient transport of tropospheric aerosol into the stratosphere via the Asian summer monsoon anticyclone

- [J]. Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America, 114 (27): 6972–6977, doi:10.1073/pnas.1701170114.
- Zheng X Y, Zeng Q C, Huang R H. 1991. The propagation of inertia-gravity waves and their influence on mean zonal flow. Part one: The propagation of inertia-gravity waves [J]. Adv. Atmos. Sci., 8 (4): 431–446, doi:10.1007/BF02919266.
- Zheng X Y, Zeng Q C, Huang R H. 1992. The propagation of inertia-gravity waves and their influence on zonal mean flow. Part two: Wave breaking and critical levels [J]. Adv. Atmos. Sci., 9 (1): 29–36.
- 周群, 陈文. 2012. 太阳活动 11 年周期对 ENSO 事件海温异常演变和东亚降水的影响 [J]. 大气科学, 36 (4): 851–862. Zhou Qun, Chen Wen. 2012. Influence of the 11-year solar cycle on the evolution of ENSO-related SST anomalies and rainfall anomalies in East Asia [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 36 (4): 851–862, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2011.11162.
- Zhou Q, Chen W, Zhou W. 2013. Solar cycle modulation of the ENSO impact on the winter climate of East Asia [J]. J. Geophys. Res., 118 (11): 5111–5119, doi:10.1002/jgrd.50453.
- Zhou S T, Miller A J, Wang J L, et al. 2002. Downward-propagating temperature anomalies in the preconditioned polar stratosphere [J]. J. Climate, 15 (7): 781–792, doi:10.1175/1520-0442(2002)015<0781:DPTAIT>2.0.CO;2.
- 周秀骥, 罗超, 李维亮, 等. 1995. 中国地区臭氧总量变化与青藏高原低值中心 [J]. 科学通报, 40 (15): 1396–1398. Zhou Xiuji, Luo Chao, Li Weiliang, et al. 1995. Total ozone change over China and the ozone low center over Tibetan Plateau [J]. Chinese Science Bulletin (in Chinese), 40 (15): 1396–1398.
- 周秀骥, 李维亮, 陈隆勋, 等. 2004. 青藏高原地区大气臭氧变化的研究 [J]. 气象学报, 62 (5): 513–527. Zhou Xiuji, Li Weiliang, Chen Longxun, et al. 2004. Study of ozone change over Tibetan Plateau [J]. Acta Meteor. Sinica (in Chinese), 62 (5): 513–527, doi:10.3321/j.issn:0577-6619.2004.05.001.