

通讯作者: 吴国雄, 主要从事气候动力学、青藏高原动力学研究。E-mail: gxwu@lasg.iap.ac.cn

介绍了影响平流层环流年际尺度异常的因子及影响过程。回顾了夏季青藏高原的热力作用所激发的负位涡强迫源对东亚及全球大气环流的影响。并基于对夏季高原周边等熵位涡经向输送垂直分布的诊断进一步说明,夏季青藏高原的存在使高原东缘及东亚地区成为平流层和对流层物质交换的独特区域,探讨了夏季青藏高原影响平流层-对流层动力耦合的一种重要途径及其影响全球气候的重要意义。

关键词 等熵位涡理论, 平流层-对流层相互作用, 青藏高原

中图法分类号 P433 P421.32 P461+.3

1 引言

平流层与对流层之间,除了发生在交界面(对流层顶)附近的各种物质成分交换外,主要通过大尺度的动力耦合过程而相互作用、相互影响。在冬半球,由行星波破碎驱动的经向环流发展及平流层环流的振荡变化,是最为典型的平流层-对流层动力相互作用过程。一方面对流层行星波活动驱动平流层的极涡振荡(Matsuno, 1970),另一方面,振荡过程中平流层异常信号又通过向下传播而影响对流层环流及气候异常(Thompson, et al, 2002; Cai, 2003; Baldwin, et al, 2001; 李崇银等, 2008; 向纯怡等, 2009; 胡永云, 2006; 陈文等, 2013; Deng, et al, 2008; 陆春晖, 2013b)。向下传播的平流层异常信号因持续时间长、提前对流层异常约 2—3 周,曾被认为是除 ENSO 之外,又一个可以预示对流层气候较长尺度变化的前期因子(Baldwin, et al, 2001)。然而,上述相互影响的基本图像,还远不足以用于理解和预测对流层环流和气候。这一方面是因为对流层环流受各种不同尺度波动的影响,变化周期较短而更为复杂;另一方面也因为平流层与对流层动力耦合的过程远比目前所了解的要复杂得多。

青藏高原作为北半球最强大的行星尺度波动强迫源,直接关系东亚地区高空纬向西风气流的位置和强弱,也关系到东亚大槽的形成(邹晓蕾等, 1991a, 1991b)。21 世纪以来,中国科学家对青藏高原春、夏季热力强迫作用的研究已经表明,青藏高原的热力作用是影响亚洲气候格局和亚洲季风爆发及全球大气环流的重要因子(叶笃正等, 1957; 吴国雄等, 2002, 2005; Wu, et al, 2012a, 2012b, 2007; Liu, et al, 2007, 2012, 2013; Duan, et al, 2011)。青藏高原在夏季的强大热力作用,还使得高原周边深对流引起的物质成分垂直输送和交换成为平流层-对流层物质交换(STE)的重要途径(Zhou, et al, 1994; 周秀骥等, 1995, 2004; Fu, et al, 2006; Chen, et al,

2012; Xu, et al, 2008; 樊雯璇等, 2008; 占瑞芬等, 2008; 卞建春等, 2011, 2013; Park, et al, 2007),其效应可能成为影响区域气候和环境变化的重要因素(吕达仁等, 2009; 陈洪滨等, 2006; 胡永云等, 2009)。然而,强烈且不可逆的平流层-对流层物质交换,一般都与平流层极涡振荡及其引发的经向环流(布鲁尔-陶普生环流)(Brewer, 1949; Dobson, 1956)异常、与波动引起的大尺度混合以及对流层顶折叠等动力过程密切相关(杨健等, 2003; 吕达仁等, 2008; 陈洪滨等, 2006; 郭冬等, 2007; 刘毅等, 2009)。因此,认识与青藏高原有关的平流层-对流层相互作用的动力过程,是理解区域和全球平流层-对流层物质交换过程必不可少的基础。但由于资料及研究手段的限制,关于青藏高原影响平流层极涡振荡及平流层-对流层相互作用的动力过程,目前尚缺少明确的结论。

根据等熵位涡(IPV)理论(Hoskins, et al, 1985; Hoskins, 1991),从对流层到平流层的气层可以划分为 3 层:等熵面位于对流层内并与地球表面相交的气层为“下层”,等熵面跨越对流层顶但不与地面相交的气层为“中间层”,等熵面全部位于平流层内的气层为“上层”。基于位温和位涡在绝热无摩擦条件下的守恒性质,可将等位涡面近似看作物质面,因此常用于研究平流层-对流层相互作用,也常用于研究对流层顶的状况。此外,在极地涡旋边缘的高等熵位涡梯度带(即斜压带),可有效地将不同性质的极区高位涡(PV)冷空气与极涡外部的低位涡暖空气分割开来,只有在发生平流层极涡振荡或极涡崩溃过程时,不同性质的冷暖空气才会发生大尺度、不可逆的经向交换,并通过经向环流异常影响热带“垂直上翻”区和高纬度“垂直下翻”区的平流层-对流层垂直交换过程(Holton, et al, 1995)。在等熵面与对流层顶相交的“中间层”的中纬度地区,大尺度的涡旋(阻塞高压、切断低压)和对流层折叠等过程是实现平流层-对流层物质交换以及动力耦合和相互作用的重要角色。此外,由于任意完整的

等熵面之间的气层内之质量权重等熵位涡的总和不因该气层内部的非绝热和摩擦强迫而改变 (Haynes, et al, 1987, 1990; Hoskins, 1991), 因此“低层”等熵面与地面相交的区域是整个大气层等熵位涡的源、汇所在。利用等熵位涡的这一性质对青藏高原周边大气环流的研究表明, 青藏高原正是作为大气位涡的重要源、汇区而对大气环流产生重要影响 (吴国雄等, 2002; 刘新等, 2001)。

近年来, 将等熵位涡理论应用于对平流层极涡振荡过程及平流层-对流层相互作用过程的研究中, 发现了伴随平流层极涡振荡, 从平流层到对流层环流异常的系统性的经向和垂直传播特征, 提出了等熵质量环流框架下的平流层-对流层耦合机理 (Ren, et al, 2006, 2007, 2008; Cai, et al, 2006, 2007), 还指出了 ENSO 在平流层的滞后效应 (Ren, et al, 2012; Ren, 2012; 任荣彩等, 2010; 任荣彩, 2012)。文中将主要就作者近年来应用等熵位涡理论研究平流层-对流层相互作用的相关成果进行系统性的回顾, 在此基础上还将简要回顾有关等熵位涡理论在揭示青藏高原动力热力效应方面的成果, 并讨论这些成果对研究平流层-对流层动力耦合的重要意义。

2 平流层极涡振荡过程中平流层-对流层环流异常的传播特征

2.1 等熵位涡纬度 (θ -PVLAT) 坐标下的极涡振荡指数 (PVO)

平流层极涡振荡主要表现为准纬向对称的强西风环流与纬向非对称的弱西风环流之间的振荡。前

者一般对应异常偏强的极涡, 后者可能对应异常偏弱的极涡, 也可能对应位置异常偏离极区的强极涡。所以, 传统采用的沿纬圈平均, 将无法准确反映极涡强度、位置以及形态变化。等熵位涡分布可以准确表征极涡形态、强度和位置, 以及沿极涡边缘强等熵位涡梯度带的西风急流分布 (Waugh, et al, 1999; Baldwin, et al, 1988)。基于此构造了以等熵面 (θ) 为垂直坐标、以等熵位涡面为经向坐标的半拉格朗日坐标系。为了能够描述全球范围的极涡振荡特征, 将每一条特征等熵位涡线所包围的极冠区域的面积转换为包围相同极冠面积的纬圈的纬度 (称为位涡纬度 PVLAT), 与传统的欧拉经纬坐标不同, θ -PVLAT 坐标面跟随着等熵位涡等值线的时空演变而随时间变化; 此外, 在 θ -PVLAT 坐标下, 纬向平均场为沿 PVLAT (或等熵位涡等值线) 平均得到, 这种沿准物质线的“纬向平均”非常类似“拉格朗日平均”, 代表的是相同性质气团的平均, 因此极涡内外不同性质气团的特征对比更加强烈 (图 1), 所表征的极涡振荡仅与极涡强度的变化有关, 与传统沿纬圈的纬向平均相比, 更有利于抓住极涡振荡过程中的关键动力和热力过程 (Ren, et al, 2006; Cai, et al, 2007)。

对 θ -PVLAT 坐标下北半球纬向平均等熵位涡异常场进行经验正交函数分解 (EOF), 得到的第一模态所解释的方差百分率可以达到北半球整层大气逐日等熵位涡变化的 69%, 在空间上反映了平流层极涡强度振荡的特征, 即极涡内部与极涡外部等熵

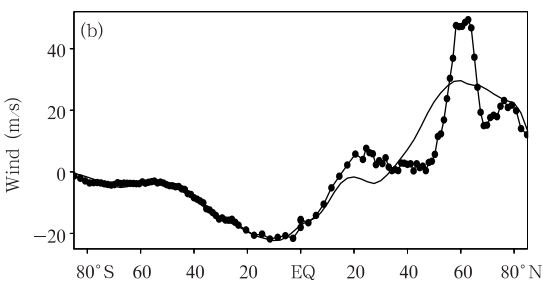
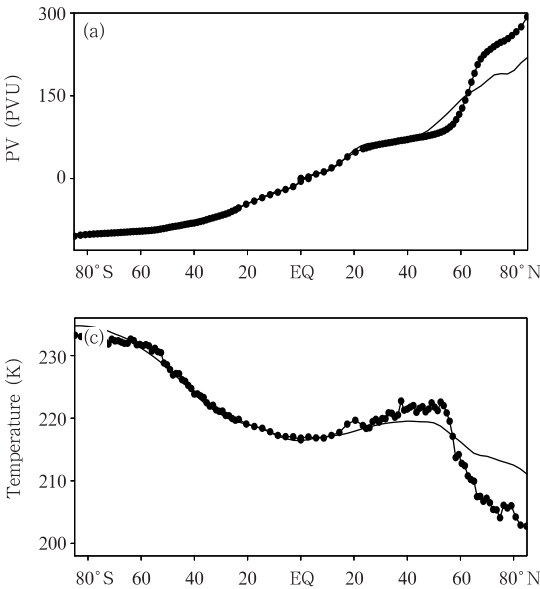


图 1 1996 年 2 月 2 日在 $\theta = 650$ K 处“纬向平均”(a)等熵位涡 (单位: $\text{PVU} = 10^{-6} \text{ m}^2 \text{ K} / (\text{s} \cdot \text{kg})$), (b) 纬向风, (c) 温度的分布 (点实线为沿 PVLAT 坐标的平均; Ren, et al, 2006)

Fig. 1 Zonal means of (a) PV (unit: PVU, where $1 \text{ PVU} = 10^{-6} \text{ m}^2 \text{ K} / (\text{s} \cdot \text{kg})$), (b) zonal wind (unit: m/s), and (c) temperature (unit: K) at $\theta = 650$ K on February 2, 1996 (The curves with solid dots are obtained by averaging along PVLAT, while thin curves are obtained by averaging along regular latitudes; Ren, et al, 2006)

位涡异常以及温度异常的反位相分布;由于位温和位涡同时具有的守恒性质,在等熵位涡纬度坐标下位涡的平流变化被自然滤去,因此,所获得的经验正交函数分解主导模态逐日时间序列(极涡振荡指数(PVO))演变非常平滑,不包含天气尺度的扰动信息,清晰表示出夏季平稳无扰动、每年冬季1—2个极涡振荡事件的鲜明特征(Cai, et al, 2007)。极涡振荡指数与北半球环状模(NAM)的超前滞后相关表明,极涡振荡指数与北半球环状模的最大相关在20 hPa,当极涡振荡指数超前12 d左右时相关系数为0.91,而且最大相关有随时间向下层传播的趋势(Cai, et al, 2007)。因为极涡振荡指数峰值所捕捉到的是整个平流层内极涡强度变化的最显著特征,与北半球环状模指数最大相关的向下传播特征即反映了极涡振荡过程中环流的变化特征(详见下文)。此外,对极涡振荡指数的尺度分析表明,包括极涡振荡正(强极涡)、负(弱极涡或增暖事件)事件在内,极涡振荡指数的平均变化周期约为116 d。

2.2 平流层环流异常和对流层环流异常的传播特征

热带外平流层信号的向下传播最早由Kodera等(1990)提出,其基于月平均资料发现,热带外平流层高层的纬向平均纬向风在12月偏强时,平流层低层的纬向西风可持续,并在次年2月对应热带外对流层的纬向西风也偏强。后来的研究指出,热带外对流层主导模态——北大西洋涛动(NAO)和北冰洋涛动(AO)的正负位相恰好与平流层北半球环状模的正负位相相对应,北冰洋涛动(或北大西洋涛动)是平流层北半球环状模在近地层的表现。而联系热带外平流层北半球环状模与对流层北冰洋涛动的过程则表现为纬向平均纬向风(Kodera, et al, 2000a, 2000b)和纬向平均位势高度异常(Baldwin, et al, 1998, 1999)由平流层向对流层的系统性向下传播,且平流层环流异常超前对流层异常2—3周。随后也有一些证据显示,纬向平均纬向风在北半球环状模变化中还可能存在向极传播(Dunkerton, 2000; Kuroda, 2002; Feldstein, et al, 1998), Kodera等(2000b)通过对纬向平均纬向风两个主导经验正交函数分解向量在位相平面上的轨迹分析,也指出了纬向风异常在平流层爆发性增温事件发生时的向下和向极传播特征。

基于在 θ -PVLAT坐标下所得到的极涡振荡指数以及由纬向“拉格朗日平均”获得的纬向平均环流异常,系统分析了伴随极涡振荡过程,从热带到高纬度,从对流层到平流层环流异常的时空演变特征。发现平流层的环流异常的确存在系统性的向下传播,但这种向下传播不仅仅只在热带外地区,而是存在于从热带到极区的所有纬度带,且正负极涡振荡事件均如此。此外,与向下传播特征同时存在的环流异常信号的向极传播,也存在于从赤道到极区的所有纬度,而且温度和环流异常信号均存在同时向极和向下的传播,温度异常还领先于纬向风异常。当向极传播的相应环流异常信号到达极区时,即对应极涡振荡正负事件的发生,异常信号从赤道传播到极区所需的时间为50—60 d(极涡振荡半个变化周期)(图2以及Cai, et al, 2007中的图7)。

更为重要的是,伴随平流层的环流异常信号向极和向下传播的同时(图2及图3a),在处于较低等熵面的对流层内,环流的异常信号呈现相反方向的向赤道传播特征(图3b)。尽管由于低层等熵面在低纬度地区不断与地面相交,而使得传播信号的捕捉更为困难,但通过分纬度带的合成,对流层异常随时间由极区向赤道的传播在图3b中还是比较清楚(图3及Cai, et al, 2007中的图6)。

上述在 θ -PVLAT坐标下所捕捉到的环流异常的系统性的经向和垂传播特征,当然得益于所采用坐标的半拉格朗日特征优势以及由此获得的可以准确表征极涡振荡周期变化的极涡振荡指数。为了验证上述传播特征,也为了避免低层等熵面与地面相交的困难,同样采用极涡振荡指数,对高、低层等压面上的环流异常进行超前滞后回归分析的结果也表明,伴随极涡振荡事件,所有位于平流层的等压面上的温度异常均呈现同时向极和向下的传播特征,在对流层的等压面上,温度异常呈现由极地向赤道的传播,从穿越对流层顶的等压面上甚至可以看到这种经向传播方向的改变。此外,发现温度异常的向下传播只存在于平流层,向下传播的信号在对流层顶附近趋于消失,因此从热带到极区,向下传播信号可达到的高度随着对流层顶高度的降低而逐步降低(Ren, et al, 2007)。

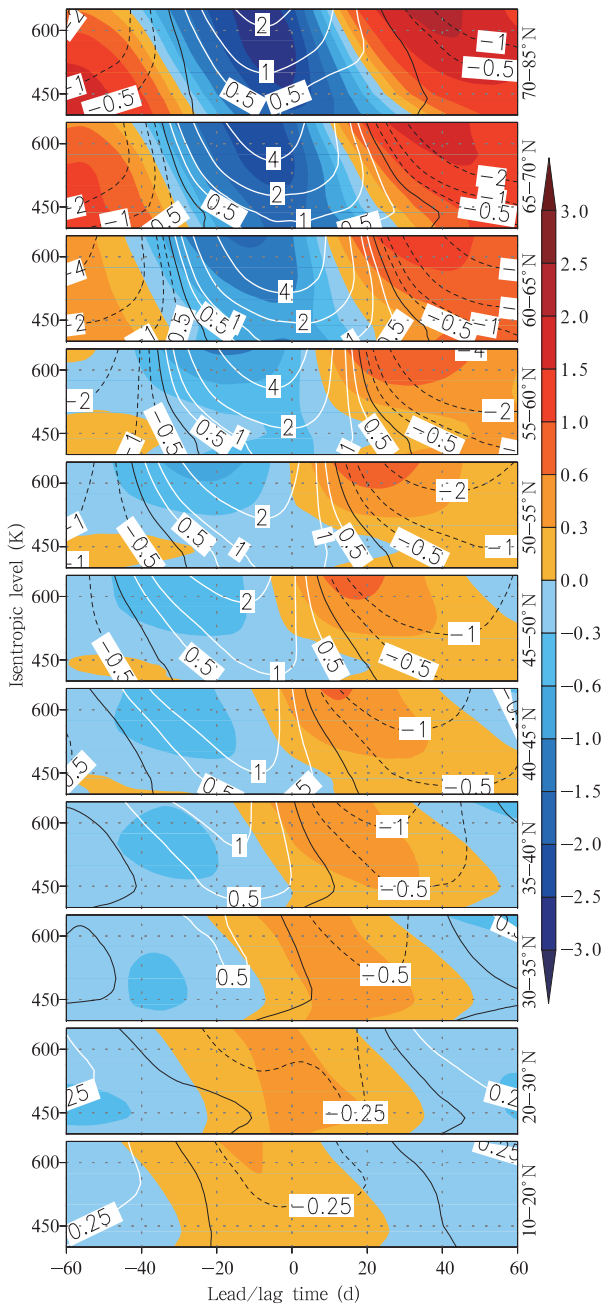


图 2 基于极涡振荡指数超前滞后回归的 θ -PVLAT 坐标下各纬度带(右侧纬度值所示)平均的平流层纬向平均温度异常(色阶,K)和纬向风异常(等值线,m/s)的垂直-时间演变(各纬度带中的纬向平均为沿 PVLAT 的平均,横坐标为极涡振荡指数超前环流异常的天数(单位:d);黑色虚线、黑色实线和白色实线分别代表负的、0 和正的纬向风异常)

Fig. 2 A series of vertical-time cross-sections showing lead/lag regressions of isentropic temperature anomalies (shading, unit: K) and zonal wind anomalies (contours, m/s) against the PVO index (The abscissa shows the lead-time relative to a PVO event. The anomalies are averaged over the PVLAT band indicated by the text to the right of each panel. The dotted black, solid black, and white contours show positive, zero, and negative values, respectively)

2.3 热带外平流层-对流层温度异常的反位相耦合

由图 3a、b 还注意到,与早期研究所指出的纬向风异常的向下传播一致,极涡振荡事件发生时,热带外纬向风异常从平流层到对流层呈同位相分布(图 3 中等值线);但是极区平流层温度异常与对流层温度异常却呈反位相耦合,亦即当暖(冷)的温度异常传播到达极区而造成平流层增暖事件时(图 3a,阴影),对流层的温度异常为冷(暖)异常,并开始由极区向赤道传播(图 3b)。对等压面温度异常的回归结果也证实了极涡振荡事件时,平流层-对流层温度异常的这种反位相耦合分布(Ren, et al, 2007)。这说明相同符号的温度异常并不直接从平流层向下传播到对流层! 如何理解温度异常的这种反位相耦合与纬向风以及位势高度异常的向对流层传播呢?

Cai 等(2007)利用等熵位涡理论(Hoskins, et al, 1985)进一步分析指出,高空气层中大气对正(负)的位涡异常的响应总是表现为正(负)的涡度异常以及负(正)的温度异常(亦即冷的低压系统或暖的高压系统);而在比较浅薄的低空气层,位涡异常的符号更由气层的稳定度所决定,而非由涡度场所决定。因为稳定度异常与低层温度异常一般呈反相关,所以低层大气对位涡异常的效应,一般表现为相反符号的温度异常和同符号的涡度异常(亦即暖的低压系统或冷的高压系统)。因此,极涡振荡时极区等熵位涡异常从平流层到对流层的反位相耦合(图 4d),自然地决定了温度异常从平流层到对流层的反位相分布特征(图 4a),也决定了位势高度(图 4e)和纬向风(图 4c)异常的同位相耦合关系。但需要强调的是,位势高度以及纬向风异常的同位相耦合关系,并不是异常信号从平流层向下直接传播到对流层的,而是上下气层对等熵位涡以及温度异常的不同响应所造成的。从图 4c 中在 300 K 高度附近所存在的高度异常的最小值,也可以证实这一点。

3 平流层极涡振荡过程与等熵坐标下的全球质量环流异常

依据 Matsuno(1971)关于平流层爆发性增温的理论结果,发生平流层增暖事件时,由于波动破碎造成的西风减弱可引起行星波上传临界高度的不断降低,似乎与热带外平流层环流异常的向下传播有关。

然而,极涡振荡正事件(极涡增强)中同样存在的系统性向下传播,无法直接用 Matsuno 的理论得到解释。如果说在平流层爆发性增温发生后,辐射作用使西风气流逐步恢复的过程也自然地 从高层开始,因此也具有向下传播特征(陆春晖等,2013a),那无平流层爆发性增温先发生的极涡振荡正事件中所存在的向下传播如何理解? 存在于各个纬度带的向下传播该如何解释? 平流层中的这种向下传播所伴随

的同时向极地传播又该怎样理解? 此外,对流层存在的反方向的向赤道传播又是如何产生的? 其与平流层内的同时向极和向下传播有何联系呢? Cai 等(2006,2007)和 Ren 等(2008)利用全球质量环流理论,给出了极涡振荡过程中上述平流层-对流层环流异常经向和垂直传播以及平流层-对流层环流动力耦合特征的物理解释。

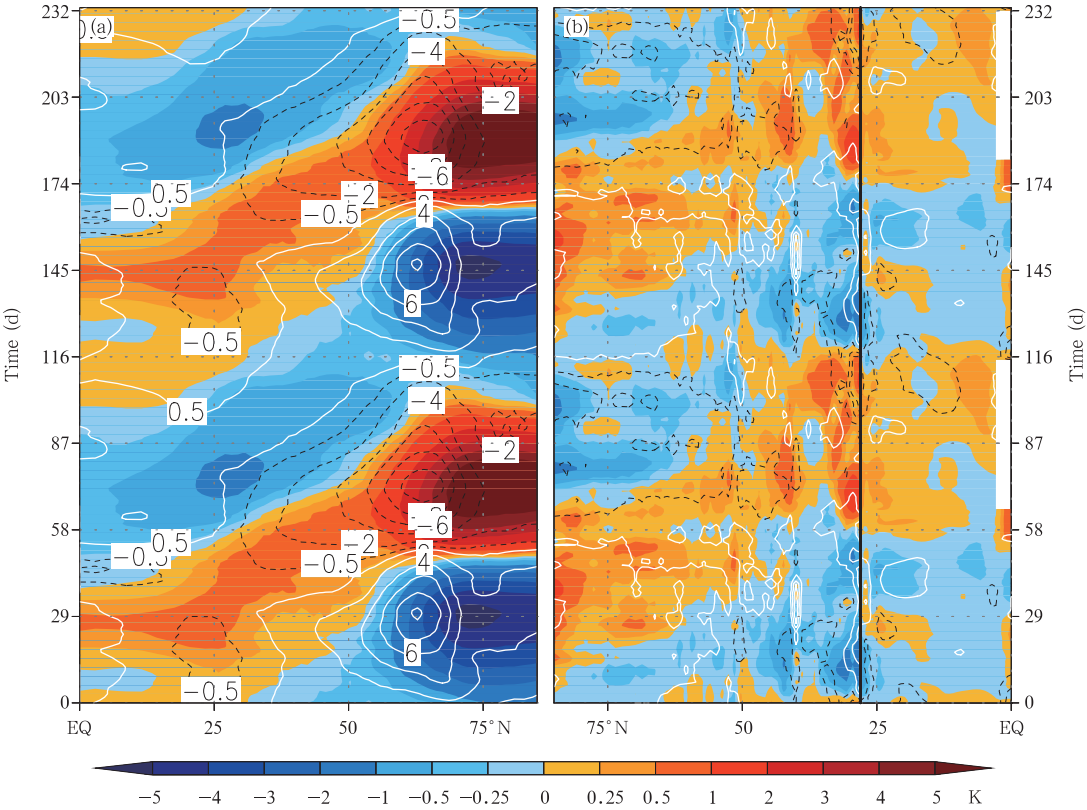


图3 基于极涡振荡指数相对强度(RIB,见 Cai, et al,2006, 2007)合成的 θ -PVLAT 坐标下 15 d 滑动平均纬向平均温度(色阶)和纬向风(等值线,m/s)异常的时间演变 (a. 400—650 K 平均; b. 270—290 K(左,30°N 以北)和 280—300 K(右,30°N 以南)平均; 省略了等值线 0 线,白色实线和黑色虚线分别表示正的和负的纬向风异常; b 中还省略了等值线数值,白色实线分别为 0.1,0.4,0.7 m/s,黑色虚线为 -0.1,-0.4,-0.7 m/s。 纵坐标表示极涡振荡事件 2 个平均循环的进程(单位:d),横坐标为等熵位涡坐标(PVLAT), 其中图 b 中横坐标经过了南北反转;Cai, et al, 2006, 2007)

Fig.3 15-day running mean composite isentropic anomalies (temperature in K in shading; zonal wind in m/s in contours) as a function of PVLAT (abscissa) and time (ordinate) averaged between (a) the 400 and 650 K isentropic surfaces and (b) the 270 and 290 K isentropic surfaces poleward of 30°N and the 280 and 300 K surfaces equatorward of 30°N (The time axis covers two PVO cycles, and is labeled in unit of day.

The solid black line in (b) indicates the position of 30°N. Zero contours are omitted for clarity. The contours in (b) are plotted at 0.1, 0.4, and 0.7 m/s (solid white) and -0.1, -0.4, and -0.7 m/s (dashed black). The composites shown here are based on the relative intensity of the PVO index; Cai, et al, 2006, 2007)

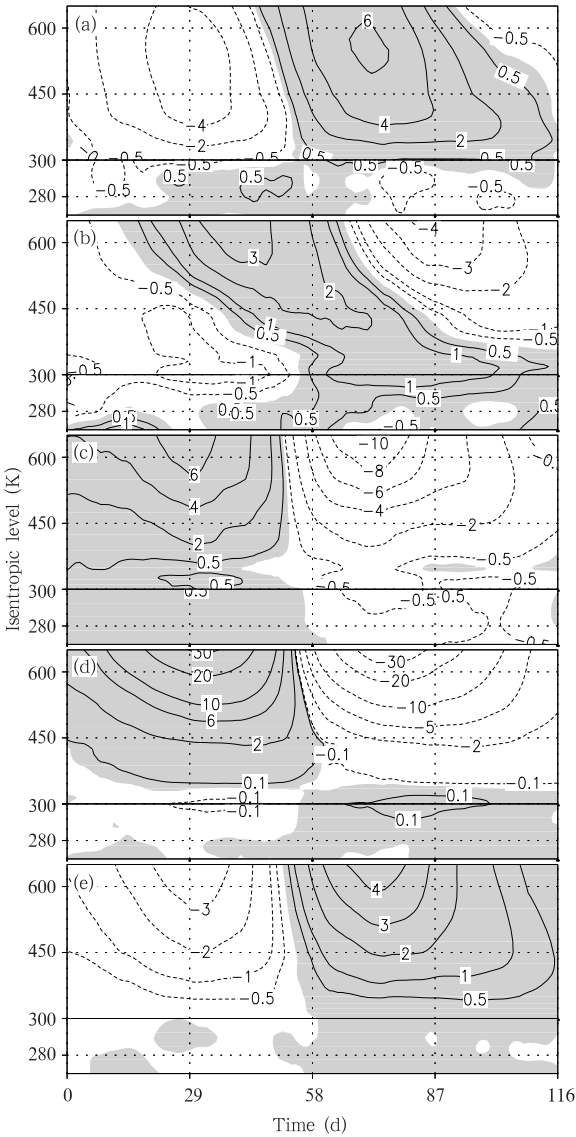


图 4 基于极涡振荡指数相对强度合成的 θ -PVLAT 坐标下极区 (60° — 90° N) 平均的 (a) 温度 (单位: K)、(b) 静力稳定度 (单位: s^{-2})、(c) 纬向风 (m/s)、(d) 位涡 (单位: PVU) 和 (e) 蒙哥马利位势高度异常 (单位: m^2/s^2) 的垂直-时间演变 (阴影区代表正异常, 横坐标表示极涡振荡事件平均周期的进程 (单位: d), 270—300 K 层次的画图比例稍有放大; Cai, et al, 2007)

Fig. 4 Vertical-time cross-sections of 15-day running mean composite anomalies of (a) isentropic temperature (unit: K), (b) static stability (unit: s^{-2}), (c) zonal wind (unit: m/s), (d) isentropic PV (unit: PVU), and (e) Montgomery potential (unit: m^2/s^2) averaged between 60° and 90° N (Positive anomalies are shaded. The abscissa is the timeline of a composite PVO event in days. The ordinate is the isentropic vertical coordinate in K. The vertical scale is enlarged slightly between 270 and 300 K as indicated by the heavy horizontal line; Cai, et al, 2007)

3.1 等熵坐标下全球质量环流的概念

全球质量环流的概念最早由 Johnson(1989) 及其合作者 (Gallimore, et al, 1981; Townsend, et al, 1985) 提出, 其基于气候平均的等熵质量流函数得到了横跨半球的哈得来型单圈质量环流, 包括由低纬度上升在高层向极地方向的暖空气支, 以及在高纬度下沉然后在低层向赤道方向的冷空气支。该质量环流在冬半球强于夏半球, 在北半球强于南半球。他们认为, 全球质量环流是由经向加热/冷却梯度和波动效应共同强迫造成的。随着研究手段和资料分辨率的提高, 质量环流的理论在近年得到了进一步发展和完善 (Cai, et al, 2014; Pauluis, et al, 2008), 其中包括对全球质量环流逐日分布及其变率的表征。根据等熵质量的变化方程, 等熵质量环流的逐日变化涉及沿等熵面的绝热质量辐合、辐散, 及穿越等熵面的非绝热质量传输共同引起的局地质量变化 (Cai, et al, 2007, 2014)。需要指出的是, 与以往基于纬向平均所得到的各类经向垂直环流 (如剩余环流, 布鲁尔-陶普生环流) 不同, 质量环流的变化可显式地考虑逐日大气质量分布和传输的纬向变化特征。

3.2 质量环流的季节尺度变化与平流层极涡振荡过程中平流层-对流层的动力耦合

Cai 等 (2006, 2007) 在研究平流层极涡振荡过程时, 用等熵质量异常的时空演变去表征全球质量环流在平流层极涡振荡过程中的变化发现, 伴随极涡振荡事件的发生过程, 平流层正 (负) 等熵质量异常信号也存在系统性的同时向极和向下传播, 同时, 与平均质量环流上下支之间质量补偿性的相向而行类似, 对流层的正 (负) 质量异常信号存在相反的向赤道传播。而且, 对流层正 (负) 质量信号总是在平流层异常正 (负) 信号到达极区后, 开始向赤道传播。这反映了极涡振荡过程中大气质量环流上层暖支和下层冷支的季节尺度相继加强 (减弱)。极涡振荡负事件 (即弱极涡) 过程伴随的是质量环流的加强, 正事件 (强极涡) 则伴随着质量环流的减弱 (图 5a、5b)。进一步地, 平流层质量异常信号总是先从上层由低纬度向高纬度传播, 亦即上层的向极传播信号总是领先于下层的向极传播信号, 因此环流异常信号的向下传播特征存在于所有的纬度带。

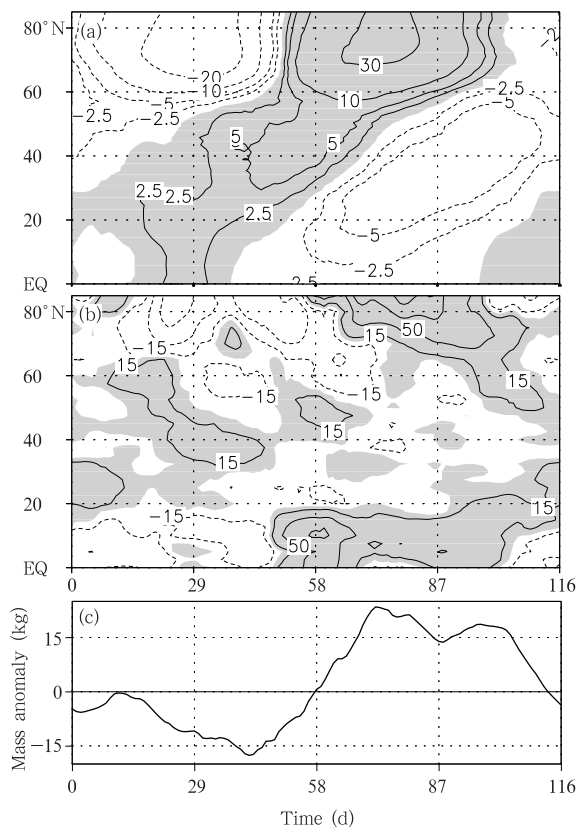


图 5 基于极涡振荡指数相对强度合成的
(a)550 K 等熵面以上、(b)270 K 等熵面
以下的质量异常(单位:kg,15 d 滑动平均后)
的纬度-时间剖面,以及(c)地面以上整层
气柱的质量异常(单位:kg)演变廓线
(阴影表示正的质量异常区,
横坐标表示 PVO 事件平均周期的进程(单位:d),
a、b 的纵坐标为等熵位涡坐标(PVLAT;
Cai, et al, 2007)

Fig. 5 Latitude-time cross-sections of 15-day
running mean composite mass anomalies
(unit: kg) (a) above 550 K, (b) below the
lowest isentropic surface (270 K), and
(c) integrated over the total column
(Positive anomalies are shaded.
The abscissa is the timeline of a composite
PVO event in days, and the ordinate in (a)
and (b) is PVLAT;Cai, et al, 2007)

此外,因为平流层极涡振荡负事件(即弱极涡)峰值位相(图 5 横坐标 75 天前后处)时正好对应平流层暖(即正的质量)异常到达极区,此时的对流层在冷支加强前期,因此平流层-对流层温度异常的反

位相耦合成为必然。同时,由较强暖支环流带到极区的正的质量异常可造成极区地面气压偏高(因为此时在对流层冷支即将加强,亦即冷空气质量尚未出去)(图 5c)。这样,上层(平流层及对流层上部)的暖高压与近地面的冷高压相对应。类似地,在平流层极涡振荡正事件(即强极涡)峰值位相(图 5 横坐标 30 天前后处)时,暖支环流偏弱,极区质量呈负异常,此时上层的冷低压异常对应的是地面暖低压异常。以上事实解释了为什么在冬季时,极区上层位势高度以及纬向风异常总是与下层呈同位相耦合关系。因为地面冷高压(暖低压)必须随高度减弱,而上层的暖高压(冷低压)随高度变强(由静力平衡关系所决定),这也解释了上下层呈同位相耦合时为什么中层存在高度异常的最小值(如图 4e 中 300 K 高度附近所存在的高度异常的最小值)。由此可见,平流层-对流层环流异常的相向传播以及垂直耦合,是由质量环流上下支在极涡振荡事件过程中的相继变化或耦合所决定的。

Cai 等(2006,2007)进一步的分析还指出,极涡振荡事件过程中质量环流的季节尺度变化过程伴随着从赤道到极区、从高层到低层、一系列的等熵面坡度(或称斜压带)的相继变陡(加强)、变平(削弱)过程的推进,同时伴随的是一系列的冷、暖空气的南北交换过程(图 6)。具体地,由于地球的旋转,从对流层到平流层呈垂直倾斜分布的斜压带,以及与之伴随的西风急流成为南北冷暖空气直接交换的物理障碍。但因斜压带强度加强(类似锋生)所驱动的跨“锋面”环流,其作用如同一只“气泵”,抽吸暖(冷)空气使其在西风急流的上(下)方,向极区(赤道)运动(图 6a)。这种南北空气交换的结果即为,高层斜压带(锋面)生消使其向高纬度冷空气一侧移动,低层斜压带(锋面)的生消则使其向低纬度暖空气一侧移动,亦即斜压带会相对变平,与之相伴随的纬向风异常也同时发生相应的南北位移(图 6b)。同理,类似的过程会接着在更高的纬度以及更低的层次上重复发生,从而解释了平流层的环流异常同时向极和向下传播,以及对流层的异常不断向赤道传播。实际上,平流层爆发性增温事件的爆发所伴随的是最强烈的极涡边缘等熵面(或强斜压带及位涡梯度带)的迅速变平(削弱)过程。

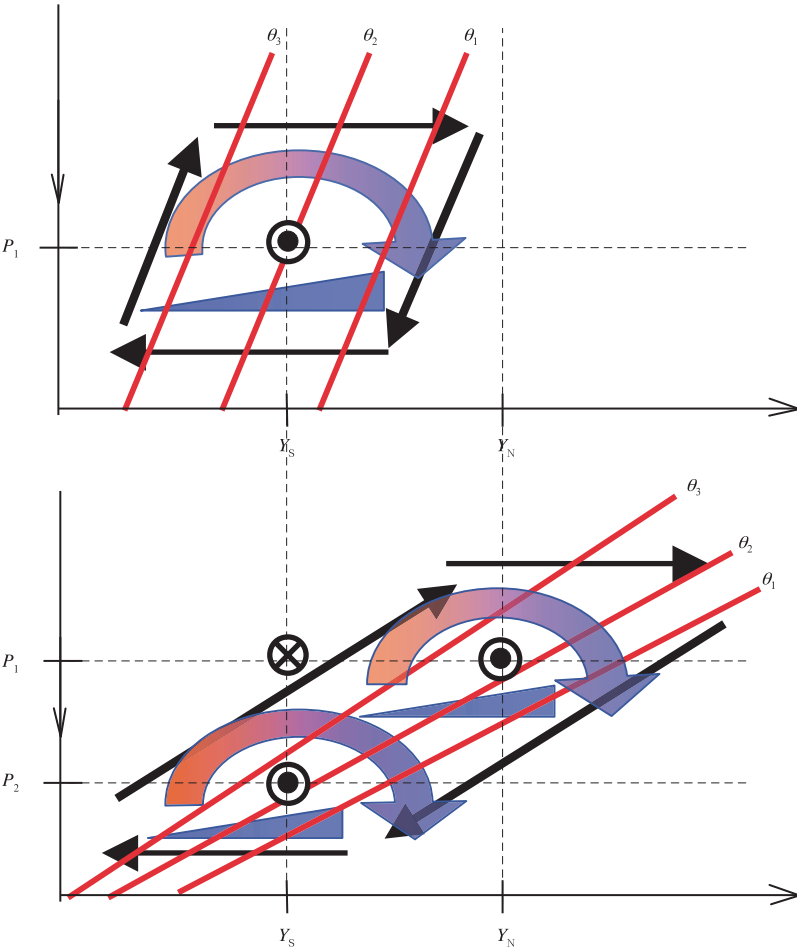


图 6 由半地转锋生理论所推出的跨斜压带的垂直环流变化的示意图
(左侧代表偏早时刻,右侧代表偏晚时刻时斜压带已经相对变平。
红色线条代表等熵面($\theta_3>\theta_2>\theta_1$),黑色细箭头表示跨斜压带的垂直环流分布,
弓形的彩色粗箭头表示暖空气跨斜越压带的向极运动,
蓝色长三角形表示地面冷空气的向赤道运动,内部带点的圈表示有西风异常产生,
带叉的圈表示有东风异常出现。横坐标可视为指向北的纬度坐标,
纵坐标可视为气压坐标;Cai, et al, 2006)

Fig. 6 Schematic diagrams showing the evolution of the circulation across a baroclinic zone based on semi-geostrophic frontogenesis theory
(The top panel shows an earlier time, the bottom panel shows a later time with a more leveled baroclinic zone. The red lines are isentropic surfaces ($\theta_3>\theta_2>\theta_1$). The curved block arrows indicate the advance of warm air associated with the cross-frontal circulation (black arrows), and blue triangle wedges represent the advance of cold air near the surface. Circles with a "dot" inside indicate a westerly anomaly and circles with a "cross" indicate an easterly anomaly. The abscissa represents a latitude coordinate from south to north and the ordinate represents a pressure coordinate increasing downward; Cai, et al, 2006)

3.3 全球质量环流与布鲁尔-陶普生环流或剩余环流的关系

布鲁尔-陶普生环流的早期发现以及证实,都是为了解释平流层水汽和臭氧的分布及传输特征(Brewer, 1949; Dobson, 1956),它是由热带上升到平流层,然后向极并在极区下沉,从而完成水汽和臭氧等的垂直和经向输送的经向环流。由于布鲁尔-陶普生环流也必然伴随大气质量的经向传输,早期也发现了在热带外对流层的向赤道返回支的存在(Brewer, 1949)。Haynes 等(1991)基于波-流相互作用理论,导出了在热带外平流层波动强迫的“气泵”效应所驱动的经向“剩余环流”,这一方面从理论上证实了平流层布鲁尔-陶普生环流,另一方面进一步说明了布鲁尔-陶普生环流的存在也是有赖于波动强迫的作用。然而,布鲁尔-陶普生环流只在长时间平均和纬向平均的意义上存在,“剩余环流”也是基于纬向平均流的变化而导出的。

与以往基于纬向平均理论框架的经向环流不同,质量环流理论基于原始环流场,可显式地考虑大气质量分布和传输的纬向特征,因而所得到的经向质量环流分布准确存在于各种时间尺度,并自然地反映了高、低纬度非绝热加热梯度以及波动的共同强迫效应。此外,由于该质量环流基于等熵坐标导出,因此可以显式区分质量环流的绝热(水平)和非绝热(垂直)分量。

4 平流层极涡振荡过程的年际尺度异常

虽然平流层的环流异常受大气内部动力过程主导,以季节尺度的变化特征为主,但其依然呈现显著的年际尺度变化特征。影响平流层环流年际尺度异常的因子主要包括:ENSO、火山爆发以及平流层准两年振荡(QBO)等。由于火山爆发的影响具有阶段性,准两年振荡的影响同时也受到 ENSO 的调制(Wei, et al, 2007),因此,作为大气-海洋系统年际变率的主要起源,ENSO 成为影响平流层环流年际变化的关键因子。早期的观测和模拟研究指出,在暖/冷 ENSO 的冬季,北半球平流层极涡趋于异常偏弱(暖)/强(冷)(Vanloon, et al, 1982; Camp, et al, 2007; Hamilton, 1995; Sassi, et al, 2004; Taguchi, et al, 2006; Manzini, et al, 2006)。后来有证据指出,ENSO 在平流层的最强效应可能并不是与 ENSO 峰值同时出现,而是滞后几个月(Garcia-Herrera, et al, 2006; Chen, et al, 2003)。根据不同的海温和大

气环流再分析资料,我们的研究结果指出,北半球热带外平流层环流对 ENSO 异常的响应不仅出现在 ENSO 峰值的当年冬季,而且在约 1 年以后的第二年冬季,这种响应反而更强也更为显著;而且 ENSO 与平流层环流异常的这种滞后耦合关系在 ENSO 的主导时间周期(3—5 a)上最为显著,从而指出了 ENSO 对热带外平流层环流的影响可能以滞后影响为主(Ren, et al, 2012; 任荣彩等, 2010; 任荣彩, 2012)。实际上,早有证据指出 ENSO 在对流层效应的滞后性。如热带气温度的最大异常总是滞后于东太平洋 ENSO 海温异常峰值 1—2 个季节(Newell, et al, 1976; Angell, 1981; Yulaeva, et al, 1994; Huang, et al, 2009);在 ENSO 峰值之后的夏季,尽管东太平洋海温强迫已经变弱,但对流层高层的高度场响应反而明显强于 ENSO 峰值之前的夏季(Kumar, et al, 2003)。

需要指出的是,ENSO 对平流层的滞后影响,是通过强迫热带外地区的行星波异常,通过激发全球质量环流在年际时间尺度的异常而实现的。具体地,伴随 3—5 a 尺度 ENSO 事件的发展(图 7a), 430—700 K 平流层质量异常呈现年际尺度的向极和向下传播,最强的质量和温度异常在 ENSO 事件发展初期出现在低纬度地区(图 7b、c)。虽然在 ENSO 峰值的当年冬季有弱的质量和温度异常在极区出现,但自 ENSO 峰值之前的夏季到 ENSO 峰值之后的次年夏季,平流层的中纬度地区一直维持持续显著的质量和温度异常,直到 ENSO 峰值之后的次年冬季,最强最显著的质量和温度异常出现在平流层极区,完成了质量环流从热带到极区的一次年际尺度的增强或减弱过程。

尽管如此,当 ENSO 的变化周期很短(如 3 a 以下)或很长(5 a 以上)时,ENSO 峰值可不发生在冬季。此时 ENSO 与冬季平流层环流异常的耦合关系则与上不同,如峰值出现在秋季的 ENSO 过程,主要影响的是当年冬季的平流层环流异常,更趋于同年的耦合关系(任荣彩, 2012);此外,平流层环流变率的强季节锁相性使得其与 ENSO 异常的关系还具有明显的季节特征(Ren, 2012)。总之,由于资料长度和各类 ENSO 个例数目的限制,上述复杂耦合关系的稳定性和显著性目前尚不能完全确定,不同 ENSO 情形下的影响过程的差异也不十分清楚,如中太平洋 ENSO 在热带外平流层的效应是否存在,可能还与准两年振荡的位相密切相关(Xie, et al, 2012)。

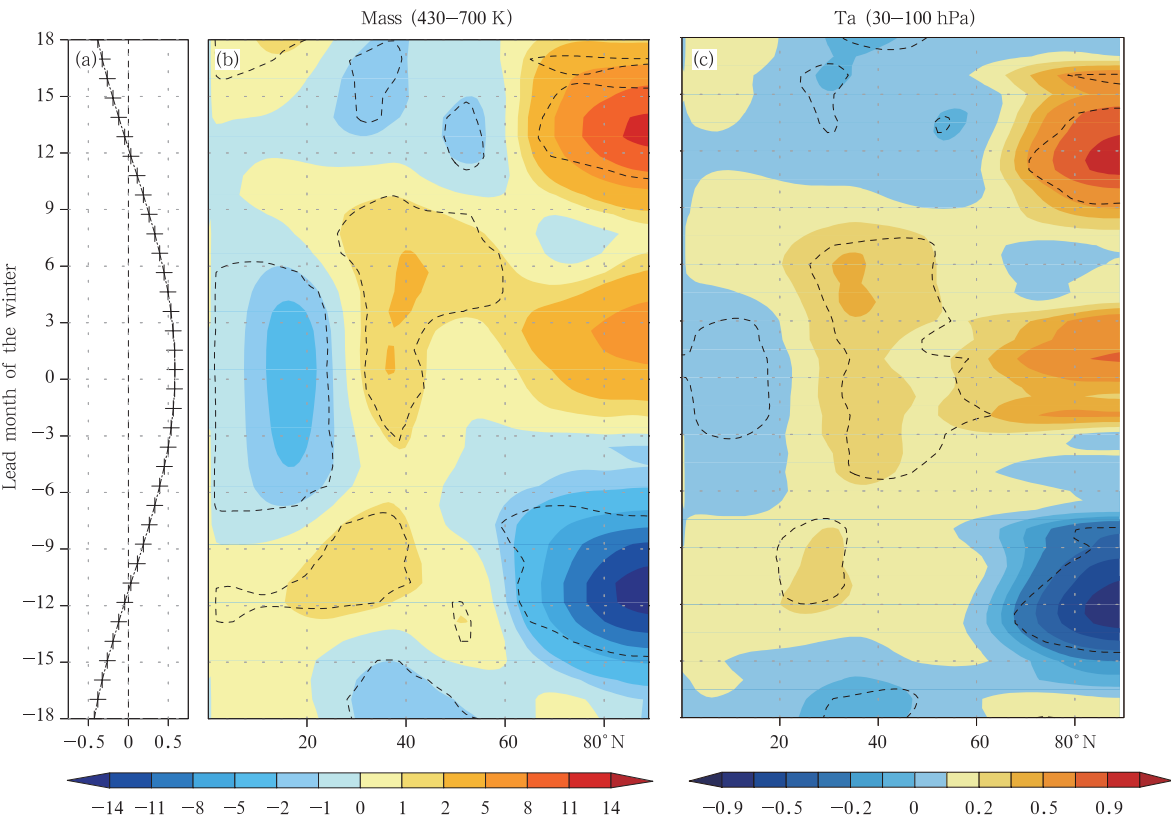


图 7 基于 3—5 a 时间尺度的 Nino3 指数超前/滞后回归(a)的 430—700 K 等熵质量异常(b,色阶,单位:kg/m²)和 30—100 hPa 温度异常(c,色阶,单位:K)的纬度-时间演变(图 a 给出了 Nino3 指数的超前/滞后自回归;虚线标出了 90%统计显著水平;Ren, et al,2012)

Fig. 7 (a) Auto-regression of the Nino3 index, and lead/lag regressions of (b) stratospheric mass anomalies in the isentropic layer between 430 and 700 K (shaded, unit: kg/m²) and (c) stratospheric temperature anomalies averaged between 30 and 100 hPa (shaded, unit: K) against the winter filtered Nino3 index (The lead time of the index is varied from -18 to +18 months. Dashes indicate 90% confidence levels; Ren, et al, 2012)

5 青藏高原位涡强迫的全球气候效应及其对平流层-对流层相互作用的影响

依据位涡理论,直接影响“下层”中位涡源、汇的因子包括非绝热加热和地面摩擦强迫作用。青藏高原在夏季是一个热源,在冬季也有部分地区为热源(叶笃正等,1957;宇婧婧等,2011a,2011b),春季青藏高原表面感热加热呈阶段性增长。青藏高原近地层的加热作用导致等熵面在其边缘与地面交割。由于地表感热加热可驱动青藏高原“感热气泵”,引起夏季青藏高原上空的强对流发展(吴国雄等,1997),伴随着强烈的对流凝结潜热释放。刘新等(2001)对夏季青藏高原地区 7 月位涡通量的定量计算表明,夏季青藏高原的非绝热加热使青藏高原低层维持气旋性环流。在地表摩擦力作用下,青藏高原地区夏

季有强大的负涡度制造,成为大气重要的负涡度源。夏季青藏高原上空强大的反气旋环流也正是地表摩擦和对流层非绝热加热制造负位涡共同作用的结果。李伟平等(2001)、吴国雄等(2002)利用大气环流模式设计了有无青藏高原表面感热加热的两个数值试验,结果表明青藏高原加热所制造的高空负涡度,在 200 hPa 层上形成青藏高原上空的反气旋。由于该负涡源位于西风带中,它还激发产生一支沿亚欧大陆东部海岸向东北方向传播的罗斯贝波列,以能量频散的方式影响更远的东太平洋以至北美地区的大气环流(图 8)。值得注意的是,在中高纬度地区 200 hPa 已经位于平流层内,这说明夏季青藏高原上空非绝热加热的强迫作用,不仅可影响青藏高原周边及亚洲地区对流层的环流异常,而且还能够影响中高纬度平流层的大气环流异常。

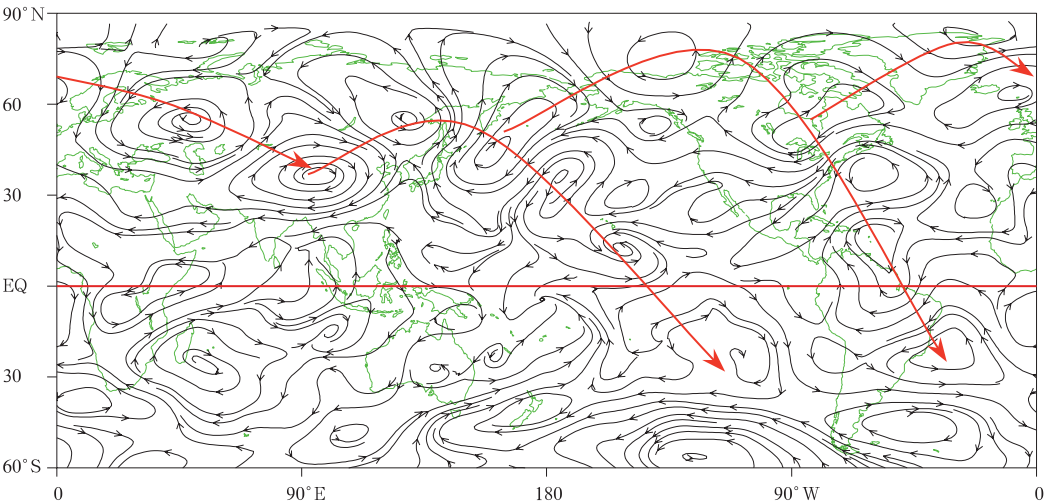


图 8 数值试验有、无夏季高原感热加热 200 hPa 流场的差异分布
(红色箭头标出了高原感热激发的罗斯贝波列的分布;Wu, et al, 2014)

Fig. 8 Differences in 200 hPa stream function between a control experiment (CON) and an experiment with no surface sensible heating over the summer TP (NSH)
(Red vectors mark the Rossby wave trains; Wu, et al, 1997)

图 9 给出了青藏高原及其东缘(90°—115°E)和中太平洋地区(150°E—135°W)等熵面(细线)、等位涡线(粗线)和等熵位涡经向输送(阴影)的垂直分布以及两地区的相应差异分布。可见青藏高原表面及上空的非绝热加热,造成青藏高原上空及其南缘对流层顶明显抬高,等熵面显著下凹,北高-南低的等熵面分布在青藏高原地区变得更加陡峭和密集(图 9a、b 中细虚线)。同时,由于青藏高原地区加热使中高层出现强大的反气旋环流,形成强大的高空低位涡区,致使等位涡线在青藏高原上空上抬,其上的位涡水平梯度增大,特别是青藏高原上空 350—150 hPa 的层次内,位涡等值线分布接近上下垂直,南侧为低位涡的对流层大气,北侧为高位涡的平流层大气(图 9a 中粗线)。由图中对流层顶的示意(绿色虚线)还可以看出,对流层顶在青藏高原地区的断裂也更为显著。由于青藏高原上空的热力异常和动力上的位涡异常,密集陡峭的等熵面与更加陡峭的等位涡面在青藏高原上空几乎垂直相交。此外,青藏高原上空负位涡强迫所维持的强大反气旋(南亚高压)决定了在青藏高原东缘及东亚地区的高空维持偏北气流,在上述等熵面和等位涡面密集并垂直相交的背景下,偏北气流可沿陡峭的等熵面,将位于中纬度平流层的高位涡空气持续向较低纬度的东亚副热带地区对流层输送。而在太平洋上空,等熵线和等位涡线随纬度的变化平缓,主要的跨纬度位涡输送出现在平流层内(图 9b)。从图 9a、b 的差异分

布可以更清楚地看到,由于青藏高原的存在,夏季青藏高原东缘到东亚地区更强烈地受到来自平流层的高位涡的影响。高位涡的侵入可激发低空的气旋环流和强对流发生,这也可能是东亚不同于其他地区而夏季风降水更为强烈的原因之一。

上述对青藏高原周边动力和热力气候平均状况的分析,说明夏季青藏高原周边不只是平流层-对流层物质交换的重要通道,高原热力状况的异常还可能对包括东亚地区在内的平流层-对流层动力耦合过程产生重要影响。对青藏高原周边对流层-平流层相互作用的进一步研究,可能成为理解青藏高原影响东亚夏季气候异常的重要途径。

与夏季不同,冬季青藏高原作为北半球最大的行星波强迫源,不仅决定了东亚地区高空纬向西风气流的位置和强弱,也关系到东亚大槽的形成(邹晓蕾等, 1991a, 1991b)。然而,目前有关青藏高原在形成冬季平流层极涡振荡及其有关的平流层-对流层动力耦合中的作用,还不十分清楚。以往的研究表明,即使在冬季,青藏高原相对于其他陆地地区而言,仍为弱的冷源甚至部分地区为热源(宇婧婧等, 2011a, 2011b)。春季青藏高原表面感热比周边地区发展更迅速也更强烈。但有关青藏高原热力作用异常影响平流层-对流层动力耦合具体过程的研究,目前也还很缺乏。青藏高原在不同季节如何影响周边及全球的平流层-对流层相互作用的过程,也都有待进行深入研究。

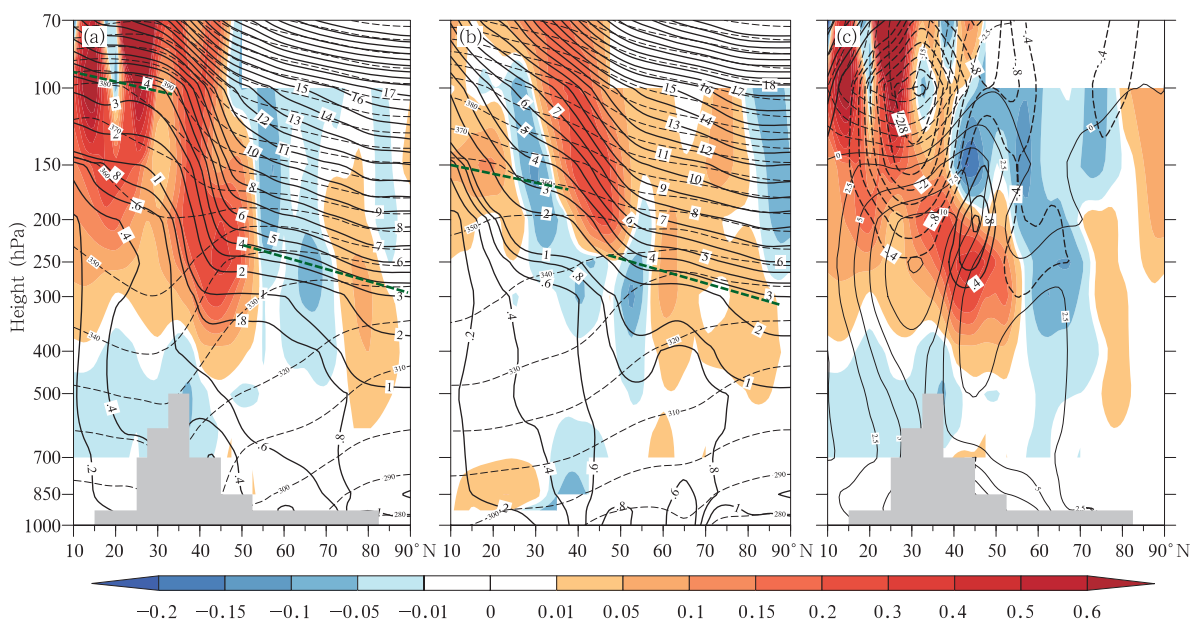


图9 1979—2012年气候平均7月(a)90°—115°E, (b)150°E—135°W 经度带平均的位温(单位:K, 细线)、位势涡度(单位:PVU = $10^{-6} \text{ m}^2 \text{ K} / (\text{s} \cdot \text{kg})$, 粗线)和经向位涡输送(单位:PVU/s, 填色)的经度-高度分布, 以及(c)图a和图b的差异(图中灰色阴影为75°—105°E平均地形高度分布, 绿色虚线为对流层顶示意分布)

Fig. 9 Vertical cross-sections of potential temperature (thin lines, unit: K), potential vorticity (thick lines, unit: PVU), and meridional PV advection (shaded, unit: PVU/s) averaged over (a) 90°–115°E and (b) 150°E–135°W. The differences between these two regions are shown in panel (c). The topography of the plateau over 75°–105°E is shown as grey shading, and the approximate location of the tropopause is shown as green dashes

6 有关对流层-平流层相互作用研究的难点与展望

缺乏长时间的平流层相关观测资料, 一直是制约平流层过程研究进一步深入的主要因素。此外, 对对流层顶定义的不确定性, 也制约了平流层-对流层物质交换问题的深入; 波-流相互作用理论解释了平流层增暖事件的发生机理, 但对目前所揭示的平流层极涡振荡过程中, 环流异常的系统性经向传播和垂直传播特征, 尚无法给出合理的解释。虽然从全球质量环流的理论框架可以给出定性的物理解释, 但依然缺乏严格的理论证明。对平流层-对流层耦合过程理解的欠缺, 也在一定程度上制约了对平流层振荡过程年际以上尺度异常的理解。ENSO、准两年振荡、火山爆发以及太阳活动如何影响平流层环流的变化, 目前也无完全一致的结论。此外, 制约对平流层-对流层相互作用过程理解的另一个重要因素, 是当今数值模式对平流层过程模拟水平的欠缺(Charlton, et al, 2007; Ren, et al, 2009, 2012;

刘玉镇等, 2012; 饶健等, 2014)。当然, 对模式模拟能力的改进, 也反过来依赖于观测资料以及理论研究的进步。青藏高原地区资料缺乏的问题更为严重, 数值模式对青藏高原及其周边平流层-对流层相互作用过程的模拟能力, 更是当今数值模式发展的重要挑战。

近年来, 国际上愈来愈多的卫星观测资料开始涉及更高的平流层; 数值模式分辨率的提高以及化学模式的耦合, 使得模式对平流层过程的模拟水平也正在得到不断提高。这些都为平流层过程研究的深入创造了条件。在中国, 平流层问题也已经受到愈来愈多的关注, 刚刚实施的“青藏高原地-气耦合系统变化及其全球气候效应”重大研究计划, 将青藏高原平流层-对流层相互作用及其效应列为一个主要科学问题, 这无疑也为研究与青藏高原有关的平流层-对流层相互作用问题提供了新的难得的机遇。期待着在不久的将来对青藏高原调控对流层-平流层相互作用以及全球气候变化的机理的认识实现新的飞跃。

参考文献

- 卞建春, 严仁嫦, 陈洪滨. 2011. 亚洲夏季风是低层污染物进入平流层的重要途径. 大气科学, 35(5): 897-902
- 卞建春, 范秋君, 严仁嫦. 2013. 夏季青藏高原对流层-平流层交换过程及其气候效应的若干问题. 气象科技进展, 3(2): 22-28
- 陈洪滨, 卞建春, 吕达仁. 2006. 上对流层下平流层交换过程研究的进展与展望. 大气科学, 30(5): 813-820
- 陈文, 魏科, 王林等. 2013. 东亚冬季风气候变异和机理以及平流层过程的影响. 大气科学, 37(2): 425-438
- 樊雯璇, 王卫国, 卞建春等. 2008. 青藏高原及其邻近区域穿越对流层顶质量通量的时空演变特征. 大气科学, 32(6): 1309-1318
- 郭冬, 吕达仁, 孙照渤. 2007. 全球平流层、对流层质量交换的季节变化特征. 自然科学进展, 17(10): 1391-1400
- 胡永云. 2006. 关于平流层异常影响对流层天气系统的研究进展. 地球科学进展, 21(7): 713-720
- 胡永云, 丁峰, 夏炎. 2009. 全球变化条件下的平流层大气长期变化趋势. 地球科学进展, 24(3): 242-251
- 李崇银, 顾薇, 潘静. 2008. 梅雨与北极涛动及平流层环流异常的关联. 地球物理学报, 51(6): 1632-1641
- 刘新, 吴国雄, 李伟平等. 2001. 夏季青藏高原加热和大尺度流场的热力适应. 自然科学进展, 11(1): 33-39
- 刘毅, 刘传熙, 陆春晖. 2009. 平流层爆发性增温中平流层环流及化学成分变化过程研究. 地球科学进展, 24(3): 297-307
- 刘玉镇, 任荣彩, 何编. 2012. 两个大气环流模式 SAMIL 和 BCC_AGCM 对北半球冬季极涡振荡的模拟对比. 大气科学, 36(6): 1191-1206
- 陆春晖, 丁一汇. 2013a. 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. 科学通报, 58(8): 653-663
- 陆春晖, 丁一汇. 2013b. 平流层与对流层相互作用的研究进展. 气象科技进展, 3(2): 6-21
- 吕达仁, 陈泽宇, 卞建春等. 2008. 平流层-对流层相互作用的多尺度过程特征及其与天气气候关系: 研究进展. 大气科学, 32(4): 782-793
- 吕达仁, 卞建春, 陈洪滨等. 2009. 平流层大气过程研究的前沿与重要性. 地球科学进展, 24(3): 221-228
- 任荣彩, 向纯怡. 2010. 平流层极涡振荡与 ENSO 热带海温异常的时空联系. 气象学报, 68(3): 285-295
- 任荣彩. 2012. 过去 60 年中 3—5 年时间尺度的强 ENSO 过程与平流层环流异常的滞后耦合及其机理. 气象学报, 70(3): 520-535
- 吴国雄, 李伟平, 郭华等. 1997. 青藏高原感热气泵和亚洲夏季风 // 赵九章纪念文集. 北京: 科学出版社, 116-126
- 吴国雄, 刘新, 张琼等. 2002. 青藏高原抬升加热气候效应研究的新进展. 气候与环境研究, 7(2): 184-201
- 吴国雄, 刘屹岷, 刘新等. 2005. 青藏高原加热如何影响亚洲夏季的气候格局. 大气科学, 29(1): 47-56
- 向纯怡, 何金海, 任荣彩. 2009. 2007/2008 年冬季平流层环流异常及平流层-对流层耦合特征. 地球科学进展, 24(3): 338-348
- 杨健, 吕达仁. 2003. 东亚地区一次切断低压引起的平流层、对流层交换数值模拟研究. 大气科学, 27(6): 1031-1044
- 饶健, 任荣彩, 杨扬. 2014. 热带加热异常影响冬季平流层极涡强度的数值模拟. 大气科学(待刊)
- 叶笃正, 罗四维, 朱抱真. 1957. 西藏高原及其附近的流场结构和对流层大气的热量平衡. 气象学报, 28(2): 108-121
- 宇婧婧, 刘屹岷, 吴国雄. 2011a. 冬季青藏高原大气热状况分析 I: 气候平均. 气象学报, 69(1): 79-88
- 宇婧婧, 刘屹岷, 吴国雄. 2011b. 冬季青藏高原大气热状况分析 II: 年际变化. 气象学报, 69(1): 89-98
- 占瑞芬, 李建平. 2008. 青藏高原和热带西北太平洋大气热源在亚洲地区夏季平流层-对流层水汽交换的年代际变化中的作用. 中国科学(D 辑: 地球科学), 38(8): 1028-1040
- 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. 科学通报, 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. 气象学报, 62(5): 513-527
- 邹晓蕾, 叶笃正, 吴国雄. 1991a. 北半球两大地形下游冬季环流的动力分析 I: 环流、遥相关和定常波的联系. 气象学报, 49(2): 129-140
- 邹晓蕾, 吴国雄, 叶笃正. 1991b. 北半球两大地形下游冬季环流的动力分析 II: 行星波的垂直传播. 气象学报, 49(3): 257-268
- Angell J K. 1981. Comparison of variations in atmospheric quantities with sea surface temperature variations in the Equatorial Eastern Pacific. Mon Wea Rev, 109(2): 230-243
- Baldwin M P, Holton J R. 1988. Climatology of the stratospheric Polar Vortex and planetary wave breaking. J Atmos Sci, 45(7): 1123-1142
- Baldwin M P, Dunkerton T J. 1998. Biennial, quasi-biennial, and decadal oscillations of potential vorticity in the northern stratosphere. J Geophys Res-Atmos, 103(D4): 3919-3928
- Baldwin M P, Dunkerton T J. 1999. Propagation of the Arctic Oscillation from the stratosphere to the troposphere. J Geophys Res-Atmos, 104(D24): 30937-30946
- Baldwin M P, Dunkerton T J. 2001. Stratospheric harbingers of anomalous weather regimes. Science, 294(5542): 581-584
- Brewer A M. 1949. Evidence for a world circulation provided by the measurements of helium and water vapour distribution in the stratosphere. Quart J Roy Meteor Soc, 75(326): 351-363
- Cai M. 2003. Potential vorticity intrusion index and climate variability of surface temperature. Geophys Res Lett, 30(3), doi: 10.1029/2002GL015926
- Cai M, Ren R C. 2006. 40 - 70 day meridional propagation of global circulation anomalies. Geophys Res Lett, 33(6): L06818
- Cai M, Ren R C. 2007. Meridional and downward propagation of atmospheric circulation anomalies. Part I: Northern hemisphere cold season variability. J Atmos Sci, 64(6): 1880-1901
- Cai M, Shin C S. 2014. A total flow perspective of atmospheric mass and angular momentum circulations: Boreal winter mean

- state. *J Atmos Sci*, 71(6): 2244-2263
- Camp C D, K K Tung. 2007. The influence of the solar cycle and QBO on the late-winter stratospheric polar vortex. *J Atmo Sci*, 64(4): 1267-1283
- Charlton A J, Polvani L M, Perlwitz J, et al. 2007. A new look at stratospheric sudden warmings. Part II: Evaluation of numerical model simulations. *J Climate*, 20(3): 470-488
- Chen B, Xu X D, Yang S, et al. 2012. On the origin and destination of atmospheric moisture and air mass over the Tibetan Plateau. *Theor Appl Climatol*, 110(3): 423-435
- 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 Geophys Res*, 108(D24): 4797, doi: 10.1029/2003JD003834
- Deng S M, Chen Y J, Luo T, et al. 2008. The possible influence of stratospheric sudden warming on East Asian weather. *Adv Atmos Sci*, 25(5): 841-846
- Dobson G M B. 1956. Origin and distribution of polyatomic molecules in the atmosphere. *Proc Roy Soc London*, A236(1205): 187-193
- Duan A M, Li F, Wang M, et al. 2011. Persistent weakening trend in the spring sensible heat source over the Tibetan Plateau and its impact on the Asian summer monsoon. *J Climate*, 24(21): 5671-5682
- Dunkerton T J. 2000. Midwinter deceleration of the subtropical mesospheric jet and interannual variability of the high-latitude flow in UKMO analyses. *J Atmos Sci*, 57(23): 3838-3855
- Feldstein S, Lee S. 1998. Is the atmospheric zonal index driven by an eddy feedback? *J Atmos Sci*, 55(19): 3077-3086
- Fu R, Hu Y, Wright J S, et al. 2006. Short circuit of water vapor and polluted air to the global stratosphere by convective transport over the Tibetan Plateau. *Proc Natl Acad Sci U S A*, 103(15): 5664-5669
- Gallimore R G, Johnson D R. 1981. The forcing of the meridional circulation of the isentropic zonally averaged circumpolar vortex. *J Atmos Sci*, 38(3): 583-599
- García-Herrera R, Calvo N, García R R, et al. 2006. Propagation of ENSO temperature signals into the middle atmosphere: A comparison of two general circulation models and ERA-40 reanalysis data. *J Geophys Res*, 111: D06101, doi: 10.1029/2005JD006061
- Hamilton K. 1995. Interannual variability in the northern hemisphere winter middle atmosphere in control and perturbed experiments with the GFDL General-Circulation Model. *J Atmos Sci*, 52(1): 44-66
- Haynes P H, McIntyre M E, Shepherd T G, et al. 1991. On the "Downward Control" of extratropical diabatic circulations by eddy-induced mean zonal forces. *J Atmos Sci*, 48(4): 651-678
- Haynes P H, McIntyre M E. 1990. On the conservation and impermeability theorems for potential vorticity. *J Atmos Sci*, 47(16): 2021-2031
- Haynes P H, McIntyre M E. 1987. On the evolution of vorticity and potential vorticity in the presence of diabatic heating and frictional or other forces. *J Atmos Sci*, 44(5): 828-841
- Holton J R, Haynes P H, McIntyre M E, et al. 1995. Stratosphere troposphere exchange. *Rev Geophys*, 33(4): 403-439
- Hoskins B J, McIntyre M E, Robertson A W. 1985. On the use and significance of isentropic potential vorticity maps. *Quart J Roy Meteor Soc*, 111(470): 877-946
- Hoskins B J. 1991. Towards a PV- θ view of the general circulation. *Tellus*, 43(4): 27-35
- Huang P, Huang R H. 2009. Delayed atmospheric temperature response to ENSO SST: Role of high SST and the Western Pacific. *Adv Atmos Sci*, 26(2): 343-351
- Johnson D R. 1989. The forcing and maintenance of global monsoonal circulations: An isentropic analysis. *Adv Geophys*, 31: 43-316
- Kodera K, Yamazaki K, Chiba M, et al. 1990. Downward propagation of upper stratospheric mean zonal wind perturbation to the troposphere. *Geophys Res Lett*, 17(9): 1263-1266
- Kodera K, Kuroda Y. 2000a. Tropospheric and stratospheric aspects of the Arctic Oscillation. *Geophys Res Lett*, 27(20): 3349-3352
- Kodera K, Kuroda Y, Pawson S. 2000b. Stratospheric sudden warmings and slowly propagating zonal-mean zonal wind anomalies. *J Geophys Res*, 105(D10): 12351-12359
- Kumar A, Hoerling M P. 2003. The nature and causes for the delayed atmospheric response to El Niño. *J Climate*, 16(9): 1391-1403
- Kuroda Y. 2002. Relationship between the polar-night jet oscillation and the annular mode. *Geophys Res Lett*, 29(8): 132, doi: 10.1029/2001GL013933
- Liu B, Wu G X, Mao J, et al. 2013. Genesis of the South Asian high and its impact on the Asian summer monsoon onset. *J Climate*, 26(9): 2976-2991
- Liu Y, Hoskins B J, Blackburn M. 2007. Impact of Tibetan orography and heating on the summer flow over Asia. *J Meteor Soc Japan*, 85B (Special Issue): 1-19
- Liu Y M, Wu G X, Hong J, et al. 2012. Revisiting Asian monsoon formation and change associated with Tibetan Plateau forcing: II. Change. *Climate Dyn*, 39(5): 1183-1195
- Manzini E, Giorgetta M A, Esch M, et al. 2006. The influence of sea surface temperatures on the northern winter stratosphere: Ensemble simulations with the MAECHAM5 model. *J Climate*, 19(16): 3863-3881
- Matsuno T. 1970. Vertical propagation of stationary planetary waves in the winter northern hemisphere. *J Atmos Sci*, 27(6): 871-883
- Matsuno T. 1971. A dynamical model of the stratospheric sudden warming. *J Atmos Sci*, 28(8): 1479-1494

- Newell R E, Weare B C. 1976. Factors governing tropospheric mean temperature. *Science*, 194(4272): 1413-1414
- Park M, Randel W J, Gettelman A, et al. 2007. Transport above the Asian summer monsoon anticyclone inferred from Aura Microwave Limb Sounder tracers. *J Geophys Res*, 112 (D16): D16309, doi: 10.1029/2006JD008294
- Pauluis O, Czaja A, Korty R. 2008. The global atmospheric circulation on moist isentropes. *Science*, 321(5892): 1075-1078
- Ren R C, Cai M. 2006. Polar vortex oscillation viewed in an isentropic potential vorticity coordinate. *Adv Atmos Sci*, 23(6): 884-900
- Ren R C, Cai M. 2007. Meridional and vertical out-of-phase relationships of temperature anomalies associated with the Northern Annular Mode variability. *Geophys Res Lett*, 34(7): L07704, doi: 10.1029/2006GL028729
- Ren R C, Cai M. 2008. Meridional and downward propagation of atmospheric circulation anomalies. Part II: Southern Hemisphere cold season variability. *J Atmos Sci*, 65(7): 2343-2359
- Ren R C, Wu G X, Cai M, et al. 2009. Winter season stratospheric circulation in the SAMIL/LASG general circulation model. *Adv Atmos Sci*, 26(3): 451-464
- Ren R C. 2012. Seasonality of the lagged relationship between ENSO and the Northern Hemispheric polar vortex variability. *Atmos Oceanic Sci Lett*, 5(2): 113-118
- Ren R C, Cai M, Xiang C Y, et al. 2012. Observational evidence of the delayed response of stratospheric polar vortex variability to ENSO SST anomalies. *Climate Dyn*, 38(7-8): 1345-1358
- Sassi F, Kinnison D, Boville B A, et al. 2004. Effect of El Niño-Southern Oscillation on the dynamical, thermal, and chemical structure of the middle atmosphere. *J Geophys Res*, 109: D17108, doi: 10.1029/2003JD004434
- Taguchi M, Hartmann D L. 2006. Increased occurrence of stratospheric sudden warmings during El Niño as simulated by WACCM. *J Climate*, 19(3): 324-332
- Thompson D W J, Baldwin M P, Wallace J M. 2002. Stratospheric connection to northern hemisphere wintertime weather: Implication for prediction. *J Climate*, 15(12): 1421-1428
- Townsend R D, Johnson D R. 1985. A diagnostic study of the isentropic zonally averaged mass circulation during the first GARP global experiment. *J Atmos Sci*, 42(15): 1565-1579
- Vanloon H, Zerefos C S, Repapis C C. 1982. The southern oscillation in the stratosphere. *Mon Wea Rev*, 110(3): 225-229
- Waugh D W, Randel W J. 1999. Climatology of arctic and antarctic polar vortices using elliptical diagnostics. *J Atmos Sci*, 56(11): 1594-1613
- Wei K, Chen W, Huang R H. 2007. Association of tropical Pacific sea surface temperatures with the stratospheric Holton-Tan Oscillation in the Northern Hemisphere winter. *Geophys Res Lett*, 34(16): L16814, doi: 10.1029/2007GL030478
- Wu G X, Liu Y M, Zhang Q, et al. 2007. The Influence of mechanical and thermal forcing by the Tibetan Plateau on Asian climate. *J Hydrometeorol*, 8(4): 770-789
- Wu G X, Liu Y, He B, et al. 2012a. Thermal controls on the Asian summer monsoon. *Scientific Reports*, 2(404): 1-7, doi: 10.1038/srep00404
- Wu G X, Liu Y M, Dong B W, et al. 2012b. Revisiting asian monsoon formation and change associated with Tibetan Plateau forcing: I. Formation. *Climate Dyn*, 39(5): 1169-1181
- Wu G X, Duan A M, Liu Y M et al. 2014. Recent Progress in the Tibetan Plateau Climate Dynamics. *Natural Sci Rev*. (In press)
- Xie F, Li J, Tian W, et al. 2012. Signals of El Niño Modoki in the tropical tropopause layer and stratosphere. *Atmos Chem Phys*, 12(11): 5259-5273
- Xu X D, Lu C G, Shi X H, et al. 2008. World water tower: An atmospheric perspective. *Geophys Res Lett*, 35(20): L20815, doi: 10.1029/2008GL035867
- Yulaeva E, Wallace J M. 1994. The signature of ENSO in global temperature and precipitation fields derived from the microwave sounding unit. *J Climate*, 7(11): 1719-1736
- Zhou X J, Luo C. 1994. Ozone valley over Tibetan Plateau. *Acta Meteor Sinica*, 8(4): 505-506