

不同季节内剩余环流时空结构转换及其演变特征的研究^{*1}

樊雯璇¹ 王颖樾¹ 王卫国¹ 杨芳园¹ 张万诚²

FAN Wenxuan¹ WANG Haoyue¹ WANG Weiguo¹ YANG Fangyuan¹ ZHANG Wancheng²

1. 云南大学大气科学系, 昆明, 650091

2. 云南省气象科学研究所, 昆明, 650034

1. *Department of Atmospheric Sciences, Yunnan University, Kunming 650091, China*

2. *Meteorological Institute of Yunnan Province, Kunming 650034, China*

2013-07-17 收稿, 2014-03-12 改回.

樊雯璇, 王颖樾, 王卫国, 杨芳园, 张万诚. 2014. 不同季节内剩余环流时空结构转换及其演变特征的研究. *气象学报*, 72(3): 542-553

Fan Wenxuan, Wang Haoyue, Wang Weiguo, Yang Fangyuan, Zhang Wancheng. 2014. Temporal-spatial structural switch and evolution characteristics of the residual circulation in the different seasons. *Acta Meteorologica Sinica*, 72(3): 542-553

Abstract Using the European Center for Medium Range Weather Forecasts Interim (ERA-Interim) data, temporal-spatial structural switch and evolution characteristics of the residual circulation derived from the improved transformed Eulerian-mean equation in the different seasons during 1979–2011 were analyzed. The results show that: (1) The center of the residual circulation upwelling in 150 hPa tends to shift toward the north from April to August, and reaches to a souther location from September to February next year during 1979–2011. The change in June–August (JJA) and September–November (SON) are most obvious; it extends 3.069 degree toward the north in JJA and 2.376 degree toward the south in SON, respectively. (2) The residual circulation in the troposphere observably strengthens in the different seasons during 1979–2011, but it weakens in the circulation upwelling area near the tropical and near tropopause. And, (3) both of downward mass flux in the high latitudes of the two hemispheres and upward mass flux in the tropics near 100 hPa almost all weaken in the different seasons during 1979–2011, except for downward mass flux in the Northern Hemisphere during JJA and SON.

Key words Residual circulation, Tropopause, Troposphere, Stratosphere, Season, Temporal-spatial structure

摘 要 利用 ERA-Interim 资料, 采用改进的变形欧拉平均方法对 1979—2011 年剩余环流季节内时空结构转换及其演变特征进行了分析。结果表明: (1) 150 hPa 附近 4—8 月剩余环流上升中心发生了整体向北移动的趋势, 而 9 月至次年 2 月则表现为整体向南的移动, 并且 6—8 月和 9—11 月的移动较为明显, 分别向北和向南移动了 3.168° 和 2.277°。(2) 对流层内的剩余质量输送显著增强, 但是热带环流上升区以及穿越对流层顶进入平流层的输送存在着减弱的趋势。(3) 两半球高纬度 100 hPa 附近从最低平流层向下输送的质量通量以及热带对流层顶附近向上输送的质量通量在各季节年代际变化中基本都是减弱的, 仅在 6—8 月和 9—11 月北半球向下质量通量出现了增强。

关键词 剩余环流, 对流层顶, 对流层, 平流层, 季节, 时空结构

中图法分类号 P425

* 资助课题: 国家自然科学基金项目(41275045, 41305037)、国家重点基础研究发展(973)计划项目(2010CB428605)、国家自然科学基金重点项目(U1133603)、云南省科技计划项目(2013FB005)、云南大学资源与环境学院科研项目(2012CG001)。

作者简介: 樊雯璇, 主要从事大气环境变化与气候效应的研究。E-mail: fanwenxuan@ynu.edu.cn

1 引言

传统意义上的全球大气经圈环流指的是热带的直接哈得来环流、中纬度的间接费雷尔环流和高纬度的弱直接极地环流。与直接热力环流不同,间接费雷尔环流在对流层上层流向赤道,而在近地层流向极地。尽管如此,在中纬度,大气的能量传输仍旧指向极地,通过涡旋产生较大的向极输送(Peixoto, et al, 1992)。因此,大气中实际的能量传输还是由赤道流向极地的,而三圈环流并不能描述出该传输过程。

Iwasaki(1989)发展了基于质量权重等熵纬向平均的传输公式,其估计的平均经圈环流不同于欧拉平均而类似于转换欧拉平均(TEM)环流,除了在接近极涡和低层边界层的地方。质量权重等熵纬向平均诊断是在转换欧拉平均基础上进行的扩展。该方法得到的平均经圈环流为赤道上升而极地下沉的单圈环流,其有三个类型的直接环流:哈得来环流、温带对流层直接环流和平流层布鲁尔-陶普生环流。通过研究该剩余环流就能清楚了解全球空气质量、能量、角动量和微量气体的平均经圈传输(Iwasaki, 2001; Miyazaki, et al, 2004; Uno, et al, 2006; Iwasaki, et al, 2009, 2012),了解全球大气环流的演变情况。

地球大气层在垂直方向上存在着显著的热力和动力差异,因而在不同高度上形成了不同的大气状态层。与人类活动关系最为密切的对流层和平流层有着完全不同的大气环流结构及化学组成,尽管对流层和平流层的热力和动力特征存在着巨大差异,但它们之间存在着某种微妙而紧密的联系。例如,一个在赤道上升而在高纬度下沉的拉格朗日(布鲁尔-陶普生环流)经圈环流可将两者有机地联系起来(Brewer, 1949; Dobson, 1956),并可将大气示踪成分从对流层输送到平流层,同时还保持着地球大气系统的辐射(热力结构)平衡。因此,通过对平流层-对流层相互作用的研究,对于深入认识和理解气候的可变性是非常重要的。最近的数值模拟表明(Eichelberger, et al, 2005; Butchart, et al, 2006, 2010; Kodama, et al, 2007; Garcil, et al, 2008; Shepherd, et al, 2011; Karpechko et al, 2012),由于对温室气体浓度升高的响应布鲁尔-陶普生环流将可能增强,这意味着实际探测到的变化能对人为

气候强迫提供指示。有研究还进一步指出布鲁尔-陶普生环流强度的变化也将影响到水汽浓度(Randel, et al, 2006; Rosenlof, et al, 2008)和臭氧(Randel, et al, 2002; Salby, et al, 2002; Salby, 2008)以及臭氧耗损物的输送(Butchart, et al, 2001),并改变大气的化学组分和辐射平衡。目前,已有的研究多聚焦于利用数值模式模拟布鲁尔-陶普生环流的变化机理,而适合于布鲁尔-陶普生环流诊断的长期观测数据及其应用则是非常有限和缺乏的。并且由于观测的不确定性和缺乏长时间序列观测数据,模拟结果并未被观测事实所支持(Engel, et al, 2009; Seviour, et al, 2012)。同时,如果平流层的布鲁尔-陶普生环流发生了变化,与其相关联的对流层平均经圈环流也会有相应的变化,进而影响全球能量和物质输送,因此同时考量平流层和对流层剩余环流,探究其变化,具有科学意义。

中国对剩余环流的研究较少,陈文等(1996a, 1996b)、Chen等(2002)引入剩余环流讨论了行星波对臭氧的输送,并研究了准两年振荡不同位相下剩余环流的差异和对臭氧输送的影响。陈权亮等(2007)利用再分析资料得到了清晰的布鲁尔-陶普生环流,Deng等(2011)探讨了平流层突然变暖期剩余经圈环流的瞬变特征。王卫国等(2006)和樊雯璇等(2008)对穿越对流层顶的空气及臭氧通量进行了定量研究。本研究将利用欧洲中期天气预报中心(ECMWF)最新的ERA-Interim资料,对最近33年全球剩余环流的时空演变特征进行分析,主要考察不同季节内剩余环流的变化差异,探究其时空结构转换及其演变的系统性特征,旨在从中寻找剩余环流变化中的趋势信息。

2 资料和方法

利用ECMWF新一代再分析资料,逐日ERA-Interim数据集,其中包括水平风场、垂直速度场、温度场、位势高度场和海平面气压场等。数据集的时间长度为1979年1月—2011年12月,水平分辨率为 $1.5^{\circ} \times 1.5^{\circ}$,在垂直方向上分为37个等压面层。ERA-Interim数据集相对于ERA-40数据而言,除垂直和水平分辨率均有很大提高外,还采用了12h四维变分同化系统、更好的背景误差强迫公式和新的大气湿度分析方案等(Uppala, et al, 2008)。

采用改进的变形欧拉平均方法,其垂直坐标为

沿等熵面的纬向平均气压,在数学和概念上可以很好地表示涡旋传输项和完全表述低层边界层情况。此方案的热力学公式部分没有包含涡动项,因而能有效地修正由于有限振幅扰动而产生的经向环流中的“斯托克斯漂移”(Iwasaki, 1989)。

在该计算框架中,相关变量均作了质量权重等熵纬向平均(MIM)(Iwasaki, 1989, 2012)

$$\overline{A^*} \equiv A \frac{\partial p}{\partial p_\theta} \quad (1)$$

式中,“—”和上标“*”分别代表了等熵纬向平均和标准化质量权重。为了简便,等熵纬向平均气压 $p_\theta(\varphi, \theta) = \bar{p}$ 代替等熵坐标成为垂直坐标。等 p_θ 线在纬向方向与等熵线平行,而当等熵线与地面相交时它们则变为地平线。位温 $\theta(\varphi, p_\theta)$ 则反过来可作为纬度和等熵纬向平均气压的函数。

质量流函数 $\Psi(\varphi, p_\theta)$ 被定义为在给定纬度 φ 的等熵纬向平均气压 p_θ 以上总的向北质量通量

$$\Psi(\varphi, p_\theta) = \frac{1}{g} \int_0^{p_\theta} \overline{v^*} dp_\theta = - \frac{1}{2\pi g} \int_0^{2\pi} \int_{\theta(\varphi, p_\theta)}^\infty v \frac{\partial p}{\partial \theta} d\theta d\lambda \quad (2)$$

式中, λ 为经度。需要注意的是,由于包含了质量权重, θ 和 λ 积分的次序是可变换的。虽然纬向平均地表气压经圈分布的时间变化会导致小的差异,但质量流函数 $\Psi(\varphi, p_\theta)$ 几乎等于 $\theta(\varphi, p_\theta)$ 以下总的流向赤道的质量通量

$$\Psi(\varphi, p_\theta) = - \frac{1}{g} \int_{p_\theta}^{p_s} \overline{v^*} dp_\theta = \frac{1}{2\pi g} \int_0^{2\pi} \int_{\theta_s}^{\theta(\varphi, p_\theta)} v \frac{\partial p}{\partial \theta} d\theta d\lambda \quad (3)$$

这代表了低层对流层流向赤道质量通量。质量权重等熵纬向平均则近似为 p 坐标下转换欧拉平均流函数(Iwasaki, 1989; Birner, 2010)

$$\Psi(\varphi, p_\theta) \approx \Psi_E - \frac{\overline{\theta'v'}}{\partial \theta} \quad (4)$$

式中, Ψ_E 为普通的欧拉平均流函数。与剩余平均经圈环流相关的剩余速度则为(Birner, 2010)

$$\overline{v^*} = - \frac{1}{a\rho \cos \varphi} \frac{\partial \Psi}{\partial z} \quad (5)$$

$$\overline{v^*} = \frac{1}{a\rho \cos \varphi} \frac{\partial \Psi}{\partial \varphi} \quad (6)$$

式中, a 为地球半径, ρ 为空气密度, φ 为纬度, v 是经向风, θ 为位温, g 是重力加速度, p_s 和 θ_s 分别表示地表气压和位温。

剩余流函数的 0 等值线以北的剩余流函数值为正值,以南则为负值。剩余流函数正值区的变率为正值时表示环流增强,出现变率为负值时为环流减弱,剩余流函数的负值区则反之。

若流函数的值已知,给定纬度向极穿越某一等压面的净向下质量通量被表述为

$$- \frac{2\pi}{g} \int_p^{\text{pole}} a \cos \varphi \overline{w^*} a d\varphi = 2\pi a \Psi(\varphi) \quad (7)$$

此方法利用了极地 $\Psi = 0$ 的边界条件。在每一半球净向下的质量通量决定于 $|\Psi|$ 达到极值的纬度,该纬度正是剩余速度改变方向,从向上转为向下的纬度,该纬度被称为“转向纬度”。热带净向上的质量通量等于两半球净向下质量通量之和(Rosenlof, 1995)。在数学上被表述为

$$\text{热带净向上质量通量} = 2\pi a (\Psi_{\text{max}} - \Psi_{\text{min}}) \quad (8)$$

3 剩余环流的结构变化

3.1 空间结构的季节转换

图 1 给出了 1979—2011 年 3—5 月(MAM)、6—8 月(JJA)、9—11 月(SON)和 12 月—次年 2 月(DJF)剩余质量流函数的纬向平均垂直剖面。由于对流层剩余流函数数值较大,而平流层偏小,如果按照对流层等值线绘图则平流层环流分布型不可见,故在 100 hPa 上下选取了不同的等值线间隔,以同时展示对流层和平流层的剩余环流。由图 1 分析可知,不同季节里的剩余环流空间分布特征总体形势是相似的,在 30 hPa 以下均呈赤道附近上升以及中高纬度地区下沉并流向极地的空间形势,但上升和下沉区域以及环流中心的位置及强度都存在着显著的季节变化。

随季节变化,剩余环流整体发生南北的迁移,3—5 月和 12—2 月环流主体偏向于南半球,但最南也仅在 12—2 月环流上升中心向南半球偏移达到 15°S。6—5 月和 9—11 月环流主体偏向于北半球,并且在 6—8 月 300 hPa 以下出现了显著的偏移,上升气流向北半球倾斜可达 40°N。3—5 月和 9—11 月南、北半球环流强度相当,环流形式基本对称,极大值可达 $-3.0 \times 10^3 \text{ kg}/(\text{m} \cdot \text{s})$,环流输送相对来说比较缓慢均匀。6—8 月南半球剩余环流明显强于北半球,极值中心达 $-5.5 \times 10^3 \text{ kg}/(\text{m} \cdot \text{s})$,12—2 月则相反,北半球剩余环流明显偏强,极值中心达 $5.0 \times 10^3 \text{ kg}/(\text{m} \cdot \text{s})$ 。即春秋季节南、北半球的质量输送相当,而冬半球的环流输送明显强于夏半球。

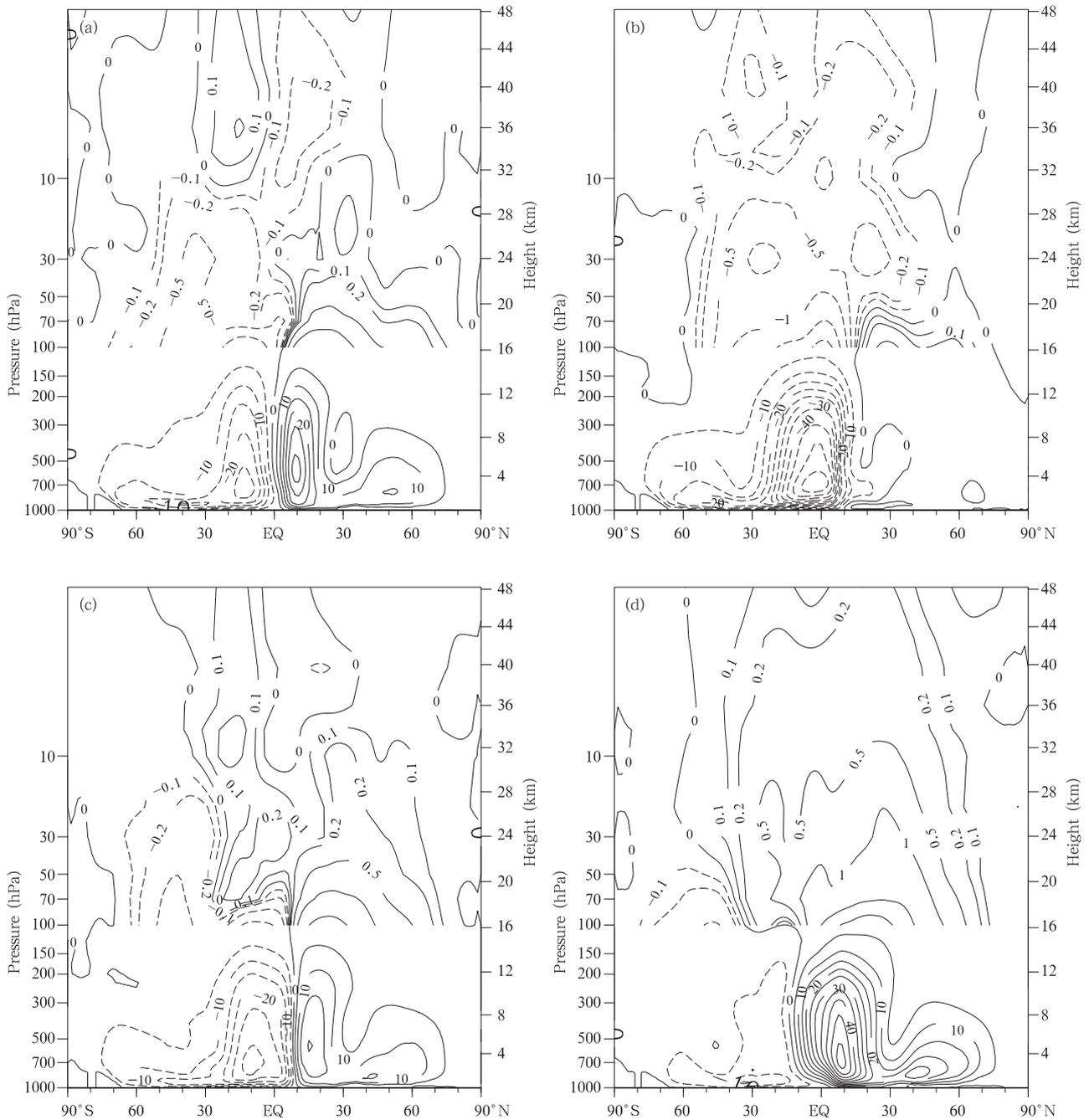


图1 不同季节剩余环流的垂直剖面(a. 3—5月, b. 6—8月, c. 9—11月, d. 12—2月;单位: $10^2 \text{ kg}/(\text{m} \cdot \text{s})$)

Fig. 1 Residual circulation latitude-vertical sections in (a) MAM, (b) JJA, (c) SON and (d) DJF (unit: $10^2 \text{ kg}/(\text{m} \cdot \text{s})$)

由前面的分析可以发现,不同季节剩余环流发生着空间的转移,为详细分析该变化,同时由于除了6—8月上升中心即剩余流函数0线仅能在150 hPa附近取得长期连续变化外,其他季节中从地面到100 hPa附近上升中心季节内和长期变化均较一致,故用150 hPa环流上升较垂直区域的剩余流函数0线变化作为代表(图2),研究剩余环流空间移

动。3—4月上升中心由南半球向北半球移动,大部分时间能越过赤道进入北半球,其中仅有10年未进入赤道而仅到达赤道附近(表1);5—6月上升中心继续向北移动,而在7—8月受对流层中层的副热带高压和高层的南亚高压的强弱及活动影响,继续向北或改变方向向南的移动,其移动的速度明显小于6—7月的速度,且各年的移速差异较大;9—11月环

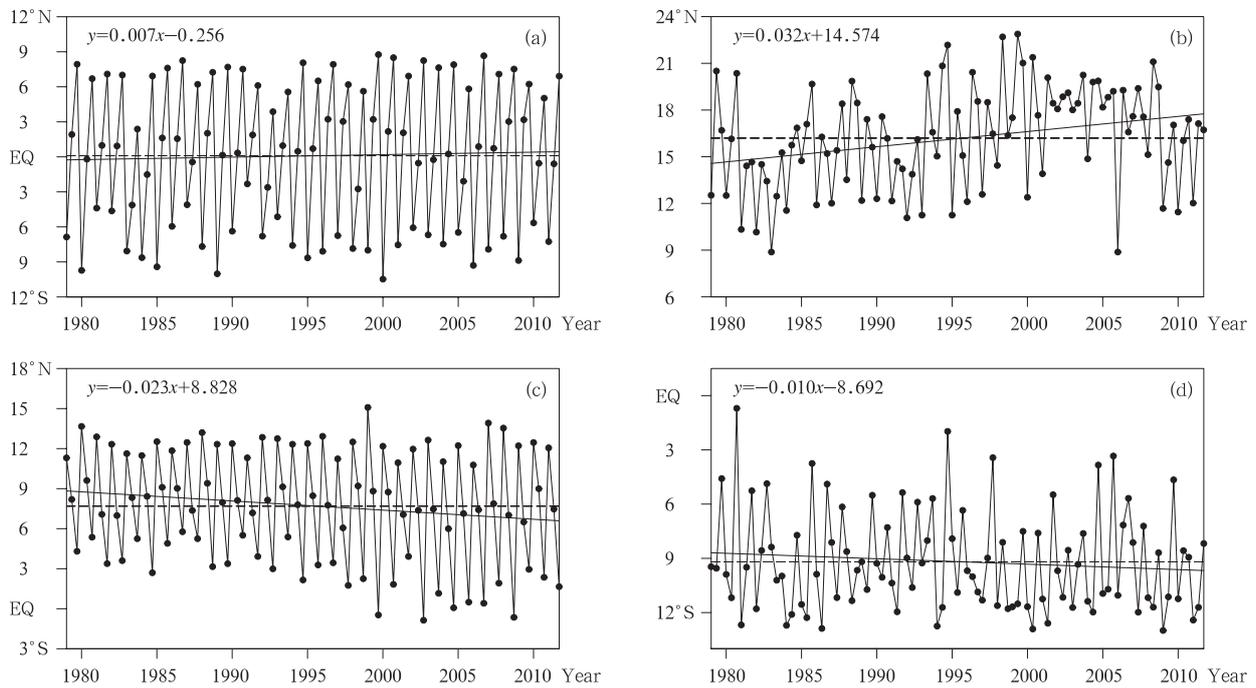


图2 不同季节剩余环流上升中心移动所达到纬度的空间演变
(a. 3—5月, b. 6—8月, c. 9—11月, d. 12—2月)

Fig. 2 Changes in the center of the residual circulation upwelling in terms of the latitude reached in (a) MAM, (b) JJA, (c) SON and (d) DJF

表1 上升气流中心不规则移动演变的分布年份

空间移动类型	年份
4月向北移动未穿越赤道进入北半球	1980, 1983, 1984, 1987, 1992, 1998, 2002, 2005, 2010, 2011
7—8月继续保持向北的移动	1980, 1981, 1983, 1984, 1985, 1987, 1992, 1994, 2002, 2003, 2004, 2005, 2009, 2010
11月向南移动已穿越赤道进入南半球	1999, 2002, 2008
1—2月继续保持向南移动	1979, 1980, 1983, 1985, 1986, 1987, 1988, 1989, 1990, 1991, 1992, 1995, 1996, 2000, 2001, 2002, 2004, 2007, 2008

流中心一致向南移动,但绝大多数年份11月的上升气流中心都未能穿越赤道进入南半球;12—2月上升气流中心主要位于3°—13°S,12月至次年1月均出现快速的向南移动,而1—2月可分别出现向南和向北的移动,且向南移动的速率远小于向北的移动。同时注意到12—2月上升气流中心少移动或不移动的现象要多于6—8月,而这种现象在3—5月、9—11月不曾发生,同样表现出南、北副热带高压带及其环流系统具有的阻碍作用。

并且由图2可发现,3—5月和6—8月环流上升中心发生了整体向北移动的趋势,而9—11月和12—2月则表现为整体向南的移动,并且6—8月和

9—11月的移动较为明显,分别向北和向南移动了3.168°和2.277°,6—8月通过了95%的相关系数法的显著性检验,这与Seidel等(2007)所提到的热带对流层顶的扩张是相匹配的。此外,12—2月与6—8月上升气流中心位置的移动都存在着显著的年代际变化,其差别仅表现在位相变化上。

由以上分析不难看出,剩余质量流函数均在冬半球达到极大值,两半球的春、秋季基本保持一致,且垂直上升气流在春、秋季能达到较高的位置约70 hPa附近,其携带的空气质量较小。冬夏季垂直气流在100 hPa附近开始辐散,但携带的空气质量较大。剩余流函数上升支的移动与太阳回归运动的

趋势相同,上升支均位于夏半球,但重心偏向于北半球,剩余环流上升中心最北可接近 40°N,而最南仅可出现在 15°S 附近。表 2 是不同季节对流层顶剩余环流 0 线的极值纬度,各季节上升中心平均纬度明显偏向于北半球,而其所能到达的最北纬度也明显大于能到达的最南纬度。上升气流中心 3—4 月越过赤道进入北半球,11—12 月越过赤道进入南半球。上升气流中心抵达最南端可出现在 12 月或次年 1 月,各年存在着约 1 个月的位相超前或滞后。抵达最北端可出现在 7 月或 8 月,也存在着 1 个月的位相差,且南北移动是非对称的,上升气流中心位于北半球的时间较长。

表 2 不同季节对流层顶附近剩余环流
上升中心的平均纬度和极值纬度
Table 2 The extreme and mean latitudes of the
residual circulation upwelling center near
150 hPa in the different seasons

季节时段	平均纬度	最南端纬度	最北端纬度
3—5 月	0.100°N	10.474°S	8.763°N
6—8 月	16.197°N	8.879°N	22.885°N
9—11 月	7.687°N	0.865°S	15.087°N
12—2 月	9.193°S	12.991°S	0.699°S

3.2 极值中心的季节转换

图 3 给出了 1979—2011 年 3—5 月、6—8 月、9—11 月和 12 月至 2 月剩余质量流函数季节内月际变率的纬向平均垂直剖面,阴影区为通过 95% 显著性检验的区域,采用的是相关系数法检验。由于在平流层高层两半球单圈环流基本消失,而关注的焦点是从对流层进入平流层的空气质量是否有所增加。为此,对剩余质量流函数的变化趋势分析主要着重于 30 hPa 以下的区域。剩余流函数的 0 等值线以北的剩余流函数值为正值,以南则为负值,也即南半球剩余流函数值为负值,而北半球为正值。故剩余流函数正值区的变率为正值时表示环流增强,出现变率为负值时为环流减弱,剩余流函数的负值区则反之。

在图 3 中不同季节不同区域剩余环流的变化趋势有共同特征。各季节均表现出对流层的剩余环流强度增强,6—8 月的南半球和 12—2 月的北半球即冬半球环流增强较为显著。而在两半球环流上升汇集区则出现了不一致的变化,均在南半球出现了正

的剩余环流变化值和在北半球出现了负的剩余环流变化值,即该区域剩余环流是减弱的,并且在 6—8 月和 9—11 月偏向南半球一侧分别在 400 和 100 hPa 附近有两个环流减弱极值区,而在 3—5 月和 12—2 月偏向北半球一侧在 150 hPa 附近有一个环流减弱极值区。

为进一步研究不同季节环流的变化,给出了南、北半球不同季节剩余质量流函数极值中心随时间的变化(图 4),可见 3—5 月两半球剩余环流极值中心强度表现出相反的变化趋势,北半球极值中心的强度减弱,而南半球极值中心的强度增强。南半球极值中心的增强幅度要小于北半球极值中心减弱的幅度,1995 年之后南半球极值中心的强度在各年 3 月都有所增强,北半球 3 月极值中心的系统性增强出现在 1998 年之后,滞后于南半球 3 年。

与 3—5 月极值中心的变化相比,6—8 月两半球极值中心的变化要剧烈得多。在南半球环流增强的总趋势下分析还发现,1998 年以前各年的极值中心变化与其后的变化有所不同。而北半球在 1998 年以前极值中心呈增长趋势,之后减弱,与南半球呈现相反的变化趋势。

9—11 月南、北半球剩余环流极值中心强度表现出相反的变化趋势,南半球极值中心的强度减弱,而北半球极值中心的强度增强,极值中心强度的变化特征与 3—5 月完全相反。有趣的现象是剩余环流 0 等值线对应的上升气流中心向北运动时,南半球极值中心的强度增强,北半球极值中心的强度减弱。上升气流中心向南运动时,南半球极值中心的强度减弱,北半球极值中心的强度增强。

12—2 月南、北半球极值中心月际强度的变化很不规则,北半球的变化仅在这个季节出现了超过南半球的现象。在 1995 年后,南半球极值中心的强度显著减弱,月际间强度变化的差异减小,整体的重心向极值中心减弱的方向变化并趋于一致。同时注意到 1986—1992 年也同样存在极值中心强度的显著增强,月际强度差异变小的现象。北半球极值中心强度的变化则有所不同,尽管月际间极值中心增强的波动不规则,但各年保持了较均一的上升趋势。

从以上分析可知,极值中心的强度变化维持了空间移动变化的特点,两半球极值中心均为增强的

趋势,南半球的变化明显大于北半球。两半球在3—5月和9—11月的月际振荡均较为显著,而在6—8月和12—2月的年际和年代际变化比较明显,并存在着极值中心强度的突变特征,6—8月南半球和12—2月两半球极值中心的年代际线性变化趋势通过了95%的显著性检验。剩余环流的增强主要

出现在对流层中,但赤道附近环流上升区有不同程度的减弱。两半球环流增强较剧烈的区域出现在南、北纬30°—60°,而减弱的显著区位于热带对流层顶附近。换言之,对流层内部的剩余质量输送在显著增强,但是热带环流上升区以及穿越对流层顶进入平流层的输送存在着减弱的趋势。

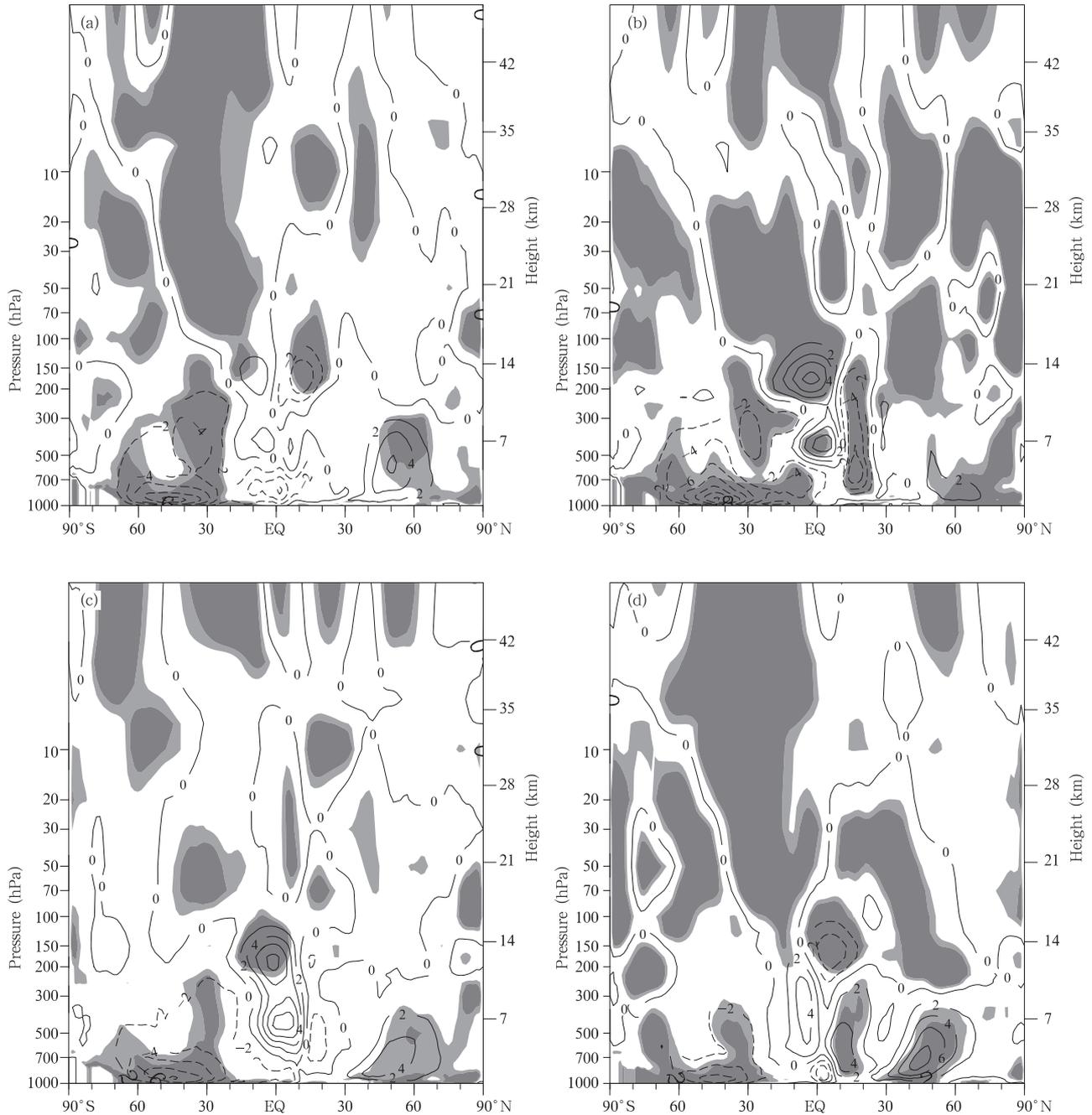


图3 不同季节剩余环流趋势变率的垂直剖面

(a. 3—5月, b. 6—8月, c. 9—11月, d. 12—2月; 单位: $\text{kg}/(\text{m} \cdot \text{s} \cdot \text{month})$; 阴影区为通过95%的显著性检验)

Fig. 3 Residual circulation linearity change trend vertical section in (a) MAM, (b) JJA, (c) SON and (d) DJF (The correlations significant at the 95% confidence level are shaded) (unit: $\text{kg}/(\text{m} \cdot \text{s} \cdot \text{month})$)

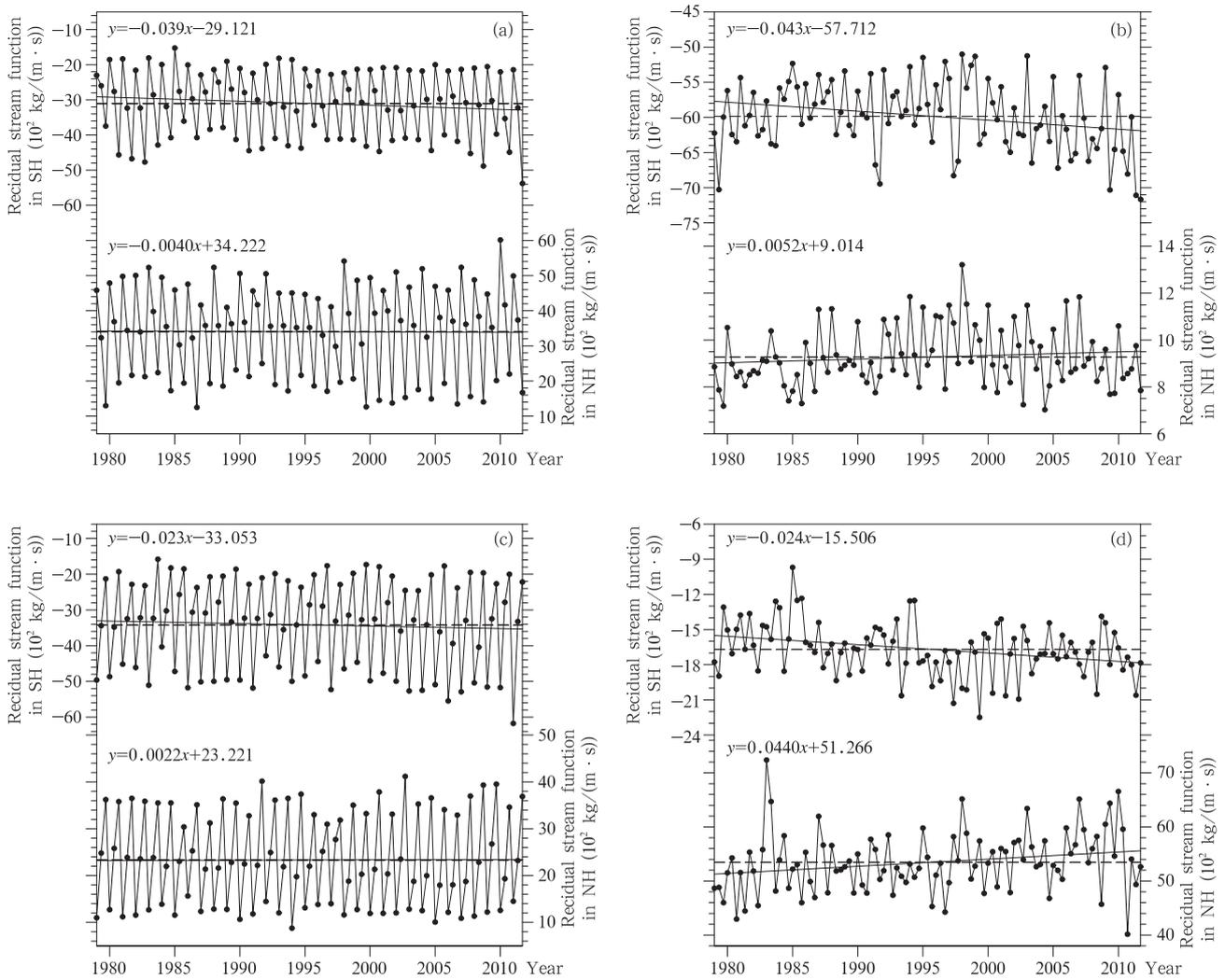


图4 南北半球不同季节剩余流函数极大值的月际变化(a. 3—5月, b. 6—8月, c. 9—11月, d. 12—2月)
 Fig. 4 Residual circulation maximum monthly change in the Southern (Northern) Hemisphere for (a) MAM, (b) JJA, (c) SON and (d) DJF

4 质量通量类型的季节结构

由分析可知剩余环流强度的时空变化并不一致,根据热力性质,Yulaeva等(1994)研究了布鲁尔-陶普生环流的年内循环与热带对流层顶温度的关系,Randel等(1994)也指出热带低平流层的温度与上升运动在周到季节的变化上有很强的一致性。大气经圈环流系统中包含着上升和下沉运动,特别是在对流层顶附近布鲁尔-陶普生环流表现为热带上升,高纬度下沉的动力结构。因而,两半球高纬度从最低平流层(热带的对流层顶向南北两极延伸,在高纬度地区的天顶方向上极地对流层顶与延伸的热带对流层顶之间的区域范围称为最低平流层)向下输送的质量通量,与低纬度热带地区对流层顶向上输

送的质量通量三者之间有机地联系起来,也能反映出剩余环流的变化信息。为此,分别给出了两半球高纬度100 hPa附近从最低平流层向下输送的质量通量以及热带对流层顶附近向上的质量通量的季节内演变(图5)。在图5a中3—5月南、北半球向下输送的质量通量季节内呈反位相形式,南半球向下的质量通量逐月增大,而北半球则相反向下的质量通量逐月减少。从表3可看到,就平均而言不同季节内两半球向下的质量通量与热带对流层顶向上的质量通量达到动态的输送平衡。反映出南半球剩余环流季节内的变化是增强的,北半球则反之在减弱。但各年向下质量通量的变化存在差异,且与热带对流层顶向上的质量通量作为跷跷板结构的支撑点有关。南半球向下质量通量逐月增大共出现33年。

北半球向下质量通量逐月减小共出现 27 年, 季节内非逐月减少的异常变化类型总共出现了 6 年, 由于这些类型出现的频数较少可称为异常型。热带对流层顶向上质量通量的季节内变化存在 4 种类型, 其一是春季的持续增强共有 14 年, 其二是先减弱后增强共出现了 10 年, 其三是先弱增强后弱减弱, 共出现 8 年, 但 2006 年春季出现的是仅此 1 年持续减弱的异常。33 年中季节内向下质量通量的整体变化为减弱趋势, 南、北半球及热带的变化倾向率分别为 $-8.4 \times 10^7 \text{ kg}/(\text{s} \cdot \text{a})$, $-1.077 \times 10^8 \text{ kg}/(\text{s} \cdot \text{a})$ 和

$-1.914 \times 10^8 \text{ kg}/(\text{s} \cdot \text{a})$, 均通过了 95% 的显著性检验, 对应的总变化量见表 3。由表 3 可知, 3—5 月热带向上输送的质量通量减弱最显著, 北半球向下质量通量的减弱比南半球更明显。同时注意到质量通量在 1995 年之前与其后的变化趋势有所不同, 1995 年以后在 3 个区域均出现了更明显的减弱, 特别是热带向上质量通量的减弱可通过质量守恒影响到两半球向下的质量通量, 其实质是受布鲁尔-陶普生环流在季节内的减弱变化所控制。

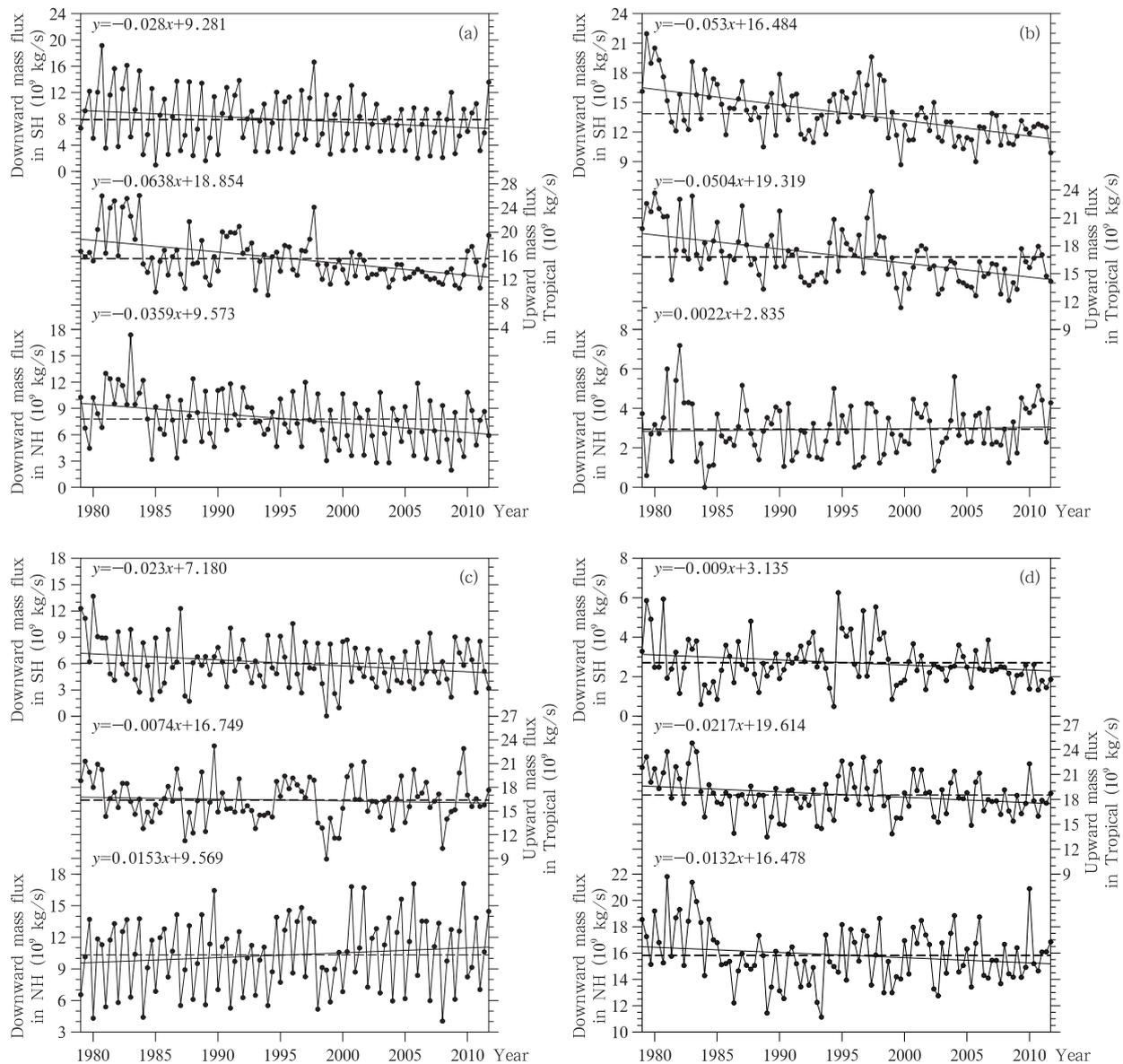


图 5 不同季节两半球高纬度最低平流层向下质量通量和热带对流层顶向上质量通量的月际变化
(a. 3—5 月, b. 6—8 月, c. 9—11 月, d. 12—2 月)

Fig. 5 Changes in the downward mass flux in the high latitudes of the two hemispheres and in the upward mass flux in the tropics near 100 hPa for (a) MAM, (b) JJA, (c) SON and (d) DJF

从图 5b 可知,6—8 月南半球向下的质量通量远大于北半球,各年季节内的变化强烈且差异较大。南半球向下质量通量变化有逐月持续减弱型共 16 年,先增强后减弱型 12 年,以及出现频率较少的异常型 5 年。北半球逐月先减弱后增强类型出现了 20 年,持续减弱类型有 5 年,持续增强的类型有 3 年,先增强后减弱型有 2 年,异常型 3 年。热带对流层顶向上的质量通量类型有 4 种,出现 13 年逐月持续减弱的类型,10 年先增强后减弱的类型,8 年为先减弱后增强的类型,2 年是持续增强的异常类型。1998 年后向上质量通量的减弱特别显著。南、北半球及热带的倾向率分别为 $-1.59 \times 10^8 \text{ kg}/(\text{s} \cdot \text{a})$, $6.6 \times 10^6 \text{ kg}/(\text{s} \cdot \text{a})$ 和 $-1.512 \times 10^8 \text{ kg}/(\text{s} \cdot \text{a})$,除了北半球均通过了 95% 的显著性检验。可见南半球向下的质量通量和热带向上的质量通量递减趋势相当,而北半球递增趋势小了两个量级,总变化量已由表 3 给出。很显然,6—8 月热带向上质量通量的强弱与南半球向下的质量通量变化存在着较好的对应。

在图 5c 中,9—11 月南、北半球向下质量通量

的主要类型再次表现出季节内的反位相变化,与 3—5 月的反位相变化完全相反,南半球通量的逐月变化是由强变弱,北半球反之则是由弱变强。北半球向下质量通量由弱逐月增强的类型共出现了 30 年,而南半球相反由强逐月减弱的类型出现了 23 年。此外,北半球的另一种逐月先增强后略有减弱的异常类型出现 3 年。南半球还有两种相反的变化类型,逐月先减弱后增强和先增强后减弱,前者出现 6 年,后者仅出现 2 年,此外 1980 和 1987 年为先减弱后稳定型。在所有的变化类型中月际间增强或减弱的变化差异很大,在季节转换之后的第 1 个月通量的月际变化通常较大,其后可能出现月际间稳定少变的现象。季节内热带向上质量通量存在 4 种变化类型,向上质量通量的逐月持续增强型共 16 年,先增强后减弱型共有 8 年,先减弱后增强型共 7 年,持续减弱型有 2 年。南、北半球及热带质量通量变化的倾向率分别为 $-6.9 \times 10^7 \text{ kg}/(\text{s} \cdot \text{a})$, $4.59 \times 10^7 \text{ kg}/(\text{s} \cdot \text{a})$ 和 $-2.22 \times 10^7 \text{ kg}/(\text{s} \cdot \text{a})$,且只有南半球通过了 95% 的显著性检验。显然,南半球质量通量变化的减弱趋势明显,而北半球有增强的变化趋势。

表 3 不同季节平均输送的质量通量和总变化量(单位: 10^9 kg/s)

Table 3 The mean mass fluxes and their trends in MAM, JJA, SON and DJF (unit: 10^9 kg/s)

质量输送的区域位置	3—5 月		6—8 月		9—11 月		12—2 月	
	质量通量	总变化量	质量通量	总变化量	质量通量	总变化量	质量通量	总变化量
南半球高纬度最低平流层	7.887	-2.772	13.854	-5.247	6.043	-2.277	2.709	-0.891
低纬度热带地区对流层顶	15.567	-6.316	16.799	-4.99	16.377	-0.733	18.528	-2.148
北半球高纬度最低平流层	7.779	-3.554	2.945	0.218	10.334	1.582	15.866	-1.307

由图 5d 可知,12—2 月北半球向下的质量通量远大于南半球,两半球向下的质量通量似乎与 6—8 月成反对称形势,同样各年季节内的变化强烈且差异较大。北半球向下的质量通量与热带向上的质量通量变化趋势相当,即热带向上质量通量的强弱与北半球向下的质量通量变化存在着较好的对应。南半球质量通量的逐月先减弱后增强型共 15 年,持续减弱型有 10 年,还有 2 年为先增强后减弱型,2 年的 12 月至次年 1 月减弱 1—2 月稳定少变,以及 3 年异常型。北半球质量通量类型有:逐月先增强后减弱型有 18 年,而持续减弱型共出现 9 年,先减弱后增强型共 4 年,1 年异常型。热带向上质量通量存在类型有:逐月先增强后减弱型共 17 年,先减弱后增强型共 7 年,持续减弱型有 6 年,还有 2 年异常型。南、北半球及热带质量通量变化的倾向率分别为 $-2.7 \times$

$10^7 \text{ kg}/(\text{s} \cdot \text{a})$, $-3.96 \times 10^7 \text{ kg}/(\text{s} \cdot \text{a})$ 和 $-6.51 \times 10^7 \text{ kg}/(\text{s} \cdot \text{a})$,南半球和赤道地区均通过了 95% 的显著性检验,北半球则通过了 90% 的显著性检验。北半球向下的质量通量和热带向上的质量通量递减趋势相当,而南半球递减趋势稍小,12—2 月热带向上质量通量的强弱与北半球向下的质量通量变化存在着较好的对应。

由以上分析可发现,3—5 月和 9—11 月南、北半球中高纬度向下质量通量季节内变化较均一,基本能保持一致的增强或减弱变化,同时热带向上质量通量受到中高纬度向下质量通量的作用相当,变化相对较为复杂。6—8 月和 12—2 月为向下质量通量季节内的转变期,在该季节的 3 个月中都可能发生质量通量由增强到减弱或由减弱到增强的变化,6—8 月热带向上质量通量主要受南半球向下质

量通量控制,而12—2月热带向上质量通量则受北半球向下质量通量控制。两半球高纬度100 hPa附近从最低平流层向下输送的质量通量以及热带对流层顶附近向上输送的质量通量在各季节年代际变化中基本都是减弱的,仅在6—8月和9—11月北半球向下质量通量出现了增强。不同季节质量通量均在20世纪90年代中后期出现了不同程度的变化,不知是否与同时期出现的臭氧微弱恢复相关。

5 结 论

(1) 剩余质量流函数在冬半球达到极大值,上升支均位于夏半球且重心偏于北半球。7—8月150 hPa上升中心移速减慢反映在所到达的最北纬度具有波动特征。1—2月上升中心到达最南端的纬度差异较小,原因是南半球均匀的下垫面导致副热带高压和环流系统都较稳定。12—2月上升中心少移动或不移动的现象要多于6—8月,这种现象在3—5月和9—11月是不曾发生的,同样表现出南、北副热带高压带具有的阻碍作用。由分析发现,与Seidel等(2007)提到的热带对流层顶的南、北扩张现象对应,3—5月和6—8月150 hPa环流上升中心发生了整体向北移动的趋势,而9—11月和12—2月则向南移动,并且除了6—8月该变化从对流层低层到高层均较为一致。上升中心在南半球向南的扩展远比在北半球向北的扩展要小,这对剩余环流的上升中心、极值中心强度及质量通量的季节变化与时空结构转换的演变过程都有非常重要的影响。

(2) 剩余环流的年代际增强主要表现在对流层中,但赤道附近剩余环流上升区有不同程度的减弱。两半球剩余环流增强较剧烈的区域出现在南、北纬 30° — 60° ,而减弱的显著区位于热带对流层顶附近。显然,对流层内部的剩余质量输送是在显著增强的,而热带剩余环流上升区以及穿越对流层顶进入平流层的输送存在着减弱的趋势。两半球剩余环流极值中心均为增强的趋势,南半球的变化明显大于北半球。季节内剩余环流上升气流中心逐月北移时南半球剩余环流极值中心增强,北半球剩余环流极值中心减弱,剩余环流上升气流中心南移时反之。

(3) 不同季节两半球高纬度100 hPa附近向下的质量通量与热带对流层顶向上的质量通量之间达到动态的输送平衡。3—5月南半球向下质量通量逐月增大,北半球则相反逐月减少。反映出南半球

剩余环流的变化是增强的,北半球则减弱,形成季节性的跷跷板转换结构。1995年以后在3个区域质量通量均出现了显著减弱,其实质是受布鲁尔-陶普生环流季节内的减弱变化所控制。9—11月南、北半球向下质量通量与3—5月的变化相反,南半球质量通量变化是由强变弱,北半球反之由弱变强。并且与对流层内较均一的变化不同,平流层质量通量在3—5月和9—11月都出现了季节内的转变现象。6—8月和12—2月为向下质量通量季节内的转变期,在该季节的3个月中都可能发生质量通量由增强到减弱或由减弱到增强的变化,6—8月热带向上质量通量主要受南半球向下质量通量控制,而12—2月热带向上质量通量则受北半球向下质量通量控制。同时两半球向下质量通量以及热带向上质量通量在各季节年代际变化中基本都是减弱的,仅在6—8月和9—11月北半球向下质量通量出现了增强,并且增强均不显著。该结论与已有模拟(Eichelberger, et al, 2005; Butchart, et al, 2006, 2010; Kodama, et al, 2007; Garcil, et al, 2008; Shepherd, et al, 2011; Karpechko, et al, 2012)得出的由于温室气体浓度升高,布鲁尔-陶普生环流将可能增强的结论不一致。因此除了温室效应外还有其他因素影响了平流层剩余环流的变化就是个值得研究的问题。

致谢:ERA-Intreim资料来自ECMWF网站,所使用质量权重等熵纬向平均(MIM)模型来自Toshiki Iwasaki教授及其同伴的贡献(<http://wind.gp.tohoku.ac.jp/mim/>)。

参 考 文 献

- 陈权亮, 陈月娟. 2007. 平流层剩余环流及其时间演变特征. 大气科学, 31(1): 137-144
- 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. 大气科学, 20(5): 513-523
- 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. 大气科学, 20(6): 703-712
- 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
- 王卫国, 樊雯璇, 吴润等. 2006. 全球平流层-对流层之间臭氧通量的时空演变研究. 地球物理学报, 49(6): 1595-1607
- Birner T. 2010. Residual circulation and tropopause structure. J Atmos Sci, 67(8): 2582-2600
- Brewer A M. 1949. Evidence for a world circulation provided by the

- measurement of helium and water vapor distribution in the stratosphere. *Quart J Roy Meteor Soc*, 75(326): 351-363
- Butchart N, Scaife A A. 2001. Removal of chlorofluorocarbons by increased mass exchange between the stratosphere and troposphere in a changing climate. *Nature*, 410(6830): 799-802
- Butchart N, Scaife A A, Bourqui M, et al. 2006. Simulations of anthropogenic change in the strength of the Brewer-Dobson circulation. *Climate Dyn*, 27(7-8): 727-741
- Butchart N, Cionni I, Eyring V, et al. 2010. Chemistry-climate model simulations of 21st century stratospheric climate and circulation changes. *J Climate*, 23(20): 5349-5374
- Chen W, Huang R H. 2002. The propagation and transport effect of planetary waves in the Northern Hemisphere winter. *Adv Atmos Sci*, 19(6): 1113-1126
- Deng S M, Chen Y J, Huang Y, et al. 2011. Transient characteristics of residual meridional circulation during stratospheric sudden warming. *Adv Atmos Sci*, 28(3): 551-563
- Dobson G M B. 1956. Origin and distribution of the polyatomic molecules in the atmosphere. *Proce Roy Soc London A*, 236(1205): 187-193
- Eichelberger S J, Hartmann D L. 2005. Changes in the strength of the Brewer-Dobson circulation in a simple AGCM. *Geophys Res Lett*, 32(15), L15807, doi:10.1029/2005GL022924
- Engel A, Mobius T, Bönisch H, et al. 2009. Age of stratospheric air unchanged within uncertainties over the past 30 years. *Nature Geoscience*, 2(1): 28-31, doi:10.1038/Ngeo388
- Garcil R R, Randel W J. 2008. Acceleration of the Brewer-Dobson circulation due to increases in greenhouse gases. *J Atmos Sci*, 65(8): 2731-2739
- Iwasaki T. 1989. A diagnostic formulation for wave-mean flow interactions and Lagrangian-mean circulation with a hybrid coordinate of pressure and isentropes. *J Meteor Soc Japan*, 67: 293-311
- Iwasaki T. 2001. Atmospheric energy cycle viewed from wave-mean flow interaction and Lagrangian mean circulation. *J Atmos Sci*, 58(20): 3036-3052
- Iwasaki T, Hamada H, Miyazaki K. 2009. Comparisons of Brewer-Dobson circulations diagnosed from reanalysis. *J Meteor Soc Japan*, 87(6): 997-1006
- Iwasaki T, Mochizuki Y. 2012. MIM equatorward flow in the Northern hemispheric winter. *SOLA*, 10: 115-118, doi:10.2151/sola.2012-029
- Karpechko A Y, Manzini E. 2012. Stratospheric influence on tropospheric climate change in the Northern Hemisphere. *J Geophys Res*, 117, D05133, doi:10.1029/2011JD017036
- Kodama C, Iwasaki T, Shibata K, et al. 2007. Changes in the stratospheric mean meridional circulation due to increased CO₂: Radiation- and sea surface temperature-induced effects. *J Geophys Res*, 112, D16103, doi:10.1029/2006JD008219
- Miyazaki K, Iwasaki T. 2004. Diagnosis of meridional ozone transport based on mass-weighted isentropic zonal means. *J Atmos Sci*, 62(4): 1192-1208
- Peixoto J P, Oort A H. 1992. *Physics of Climate*. New York: AIP Press, 520pp
- Randel W J, Cobb J B. 1994. Coherent variations of monthly mean column ozone and lower stratospheric temperature. *J Geophys Res*, 99(D3): 5433-5447
- Randel W J, Wu F, Stolarski R S. 2002. Changes in column ozone correlated with the stratospheric EP flux. *J Meteor Soc Japan*, 80(4): 849-862
- Randel W J, Wu F, Vömel H, et al. 2006. Decreases in stratospheric water vapor after 2001: Links to changes in the tropical tropopause and the Brewer-Dobson circulation. *J Geophys Res*, 111, D12312, doi:10.1029/2005JD006744
- Rosenlof K H. 1995. Seasonal cycle of the residual mean meridional circulation in the stratosphere. *J Geophys Res*, 100(D3): 5173-5191
- Rosenlof K H, Reid R C. 2008. Trends in the temperature and water vapor content of the tropical lower stratosphere: Sea surface connection. *J Geophys Res*, 113, D06107, doi: 10.1029/2007JD009109
- Salby M L, Callaghan P F. 2002. Interannual changes of the stratospheric circulation: Relationship to ozone and tropospheric structure. *J Climate*, 15(24): 3673-3685
- Salby M L. 2008. Involvement of the Brewer-Dobson circulation in changes of stratospheric temperature and ozone. *Dyn Atmos Oceans*, 44(3-4): 143-164
- Seidel D J, Randel W J. 2007. Recent widening of the tropical belt: Evidence from tropopause observations. *J Geophys Res*, 112, D20113, doi: 10.1029/2007JD008861
- Seviour W J M, Butchart N, Hardiman S C. 2012. The Brewer-Dobson circulation inferred from ERA-Interim. *Quart J Roy Meteor Soc*, 138(665): 878-888
- Shepherd T G, McLandress C. 2011. A robust mechanism for strengthening of the Brewer-Dobson circulation in response to climate change: Critical-layer control of subtropical wave breaking. *J Atmos Sci*, 68(4): 784-796
- Uno S, Iwasaki T. 2006. A cascade-type global energy conversion diagram based on wave-mean flow interactions. *J Atmos Sci*, 63(12): 3277-3295
- Uppala S, Dee D, Kobayashi S, et al. 2008. Towards climate data assimilation system: Status update of ERA-Interim. *ECMWF Newsletter*, 115, 12-18
- Yulaeva E J, Holton J R, Wallace J M. 1994. On the cause of the annual cycle in the tropical lower stratospheric temperature. *J Atmos Sci*, 51(2): 169-174