

刘向文, 孙照渤, 李维京, 等. 2009. 澳洲北部强/弱越赤道气流对应的环流配置 [J]. 大气科学, 33 (6): 1348–1362. Liu Xiangwen, Sun Zhaobo, Li Weijing, et al. 2009. The circulation configuration of strong/weak cross-equatorial flow to the north of Australia [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 33 (6): 1348–1362.

澳洲北部强/弱越赤道气流对应的环流配置

刘向文^{1, 2} 孙照渤² 李维京¹ 黄亮³

1 国家气候中心 中国气象局气候研究开放实验室, 北京 100081

2 南京信息工程大学 江苏省气象灾害重点实验室, 南京 210044

3 南通市气象局, 南通 226006

摘要 采用1980~2004年的NCEP/NCAR再分析资料, 挑选5~8月中澳洲北部越赤道气流的极强和极弱年作为典型样本, 探讨了强/弱越赤道气流对应的环流系统的配置特征。结果表明: 强越赤道气流通常对应北半球辐合带维持较强, 或南半球澳高维持较强, 亦或澳洲冷空气活动频繁发生的环流形势, 同期西太平洋副高通常偏东或偏北; 弱越赤道气流通常对应西太平洋副高的偏西或偏南, 或者是西太平洋副高-辐合带共同演进过程的多次发生。

关键词 越赤道气流 澳高 澳洲冷空气活动 辐合带 西太平洋副高

文章编号 1006-9895 (2009) 06-1348-15

中图分类号 P434

文献标识码 A

The Circulation Configuration of Strong/Weak Cross-Equatorial Flow to the North of Australia

LIU Xiangwen^{1, 2}, SUN Zhaobo², LI Weijing¹, and HUANG Liang³

1 Laboratory for Climate Studies, National Climate Center, China Meteorological Administration, Beijing 100081

2 Jiangsu Key Laboratory of Meteorological Disaster, Nanjing University of Information & Technology, Nanjing 210044

3 Nantong Meteorological Bureau, Nantong 226006

Abstract Using the NCEP/NCAR reanalysis data during 1980–2004, The authors choose the strong and weak extrema of cross-equatorial flow (CEF) during May to August as typical samples, and then analyze the circulation configuration of strong/weak CEF to the north of Australia. The results show that the strong CEF always corresponds to the strong convergence zone in the Northern Hemisphere, or strong Australia high in the Southern Hemisphere, or frequent Australian cold air activities, and it also corresponds to the circulation situation that the location of the western Pacific subtropical high (WPSH) is more eastward or northward than normal; the weak CEF always corresponds to the circulation situation that the location of the WPSH is more westward or southward than normal, or the frequent occurrence of conjunct evolution processes of the WPSH and the convergence zone.

Key words cross-equatorial flow (CEF), Australia high, Australian cold air activity, convergence zone, the western Pacific subtropical high (WPSH)

1 引言

南、北半球大气环流的相互作用历来为气象学

家关注。早期的一些研究表明, 南半球冷空气活动与西太平洋台风的形成有密切关系(李宪之, 1955; 罗树森, 1975; Love, 1985)。陶诗言等

(1962) 指出, 北半球东亚经向环流盛行时, 南半球中纬也盛行经向环流, 而且在近赤道地区存在强烈的向北质量输送, 这种情况在澳洲附近尤为显著, 其通常对应着澳洲强冷空气活动的发生。南半球副热带到中纬地区的强冷空气活动可触动北半球夏季风的建立和演进 (Kuettner et al., 1980; Sikka, 1980; 陶诗言等, 1983), 而 Ramaswamy et al. (1978) 和 Rodwell (1997) 的研究则表明南半球环流变化有时可引起北半球夏季风的中断。何金海等 (1989, 1991) 指出, 南半球冷空气活动对东亚夏季风的影响是通过准 40 天振荡的向北传播实现的。上述研究都强调了南半球环流变化 (尤其是冷空气活动) 对北半球环流的影响, 而且基本认识到了越赤道气流在南、北半球环流作用过程中的媒介作用。近年来, 许多研究从多方面揭示了南、北半球环流变化的相互联系。研究表明, 季节内马斯克林高压和澳大利亚高压 (简称为马高和澳高) 的低频振荡会通过越赤道气流影响到西太平洋副高的东西振荡 (薛峰等, 2005), 而年际尺度上马高、澳高异常和东亚降水的分布有密切关系 (薛峰等, 2003)。南极涛动是近年来发现的南半球热带外大气环流变化的主要模态, 也称为南半球中高纬大气环流的环状模 (Gong et al., 1999; Limpasuvan et al., 1999; Thompson et al., 2000)。南素兰等 (2005a, 2005b) 的研究认为, 春季南半球环状模的强迫可通过海温异常的传递而影响到东亚夏季风。范可 (2006) 的研究则指出南极涛动可通过南、北半球间的正压遥相关波列影响东亚夏季风降水。

在南、北半球环流相互作用的过程中, 越赤道气流是一个重要因子。陈隆勋等 (1991) 指出, 东亚地区低空越赤道气流 (105°E 或 $125^{\circ}\text{E}\sim 130^{\circ}\text{E}$) 是亚澳季风系统的重要成员之一。陈晶华等 (1991) 认为亚洲南部较小尺度海陆分布的加热差异导致了夏季风形成过程中亚洲南部海域强风中心的出现, 进而可对南半球越赤道气流起诱发作用。刘秦玉等 (2000) 指出, 110°E 附近南海和东印度洋的 SST 的季节变化有利于 105°E 向北越赤道气流的形成和维持。曾庆存等 (2002) 分析了季风及越赤道气流的本质, 指出行星热对流环流是热带季风的“第一推动力”, 而地表面特性差异所导致的准定常行星波为“第二推动力”; 行星热对流和海陆热力差异的第一、二推动力合拍是亚澳季风较强

的主要原因。王会军等 (2003) 研究了索马里急流对东亚气候的影响, 认为索马里急流强度的变化会直接影响南亚季风区和东亚季风区的水汽输送和西南季风, 同时也会通过经向垂直环流去影响到东亚气候。李崇银等 (2002) 的研究认为, 索马里跨赤道南风气流的稳定建立导致赤道印度洋地区西风的持续加强和向东扩展, 并最终导致南海夏季风的爆发。高辉等 (2006) 研究指出, 在季风爆发前期 2 候, 索马里急流有一次迅速的增强过程, 同时南海越赤道气流的迅速增强也推动副高北上, 共同促使南海夏季风的全面爆发。施能等 (2007) 的分析表明, 夏季太平洋的越赤道气流的强度变化与南方涛动有明显关系, 弱南方涛动通常会对应强越赤道气流。孙淑清等 (2007) 和刘舸等 (2008) 指出澳大利亚东侧环流异常可能不完全是通过越赤道气流, 而主要是通过 Rossby 波的传播引起北半球环流异常。

北半球夏季, 来自南半球的几支越赤道气流中, 除索马里急流外, 源于澳洲的 105°E 和 125°E 越赤道气流是较为重要的两支。澳洲越赤道气流是亚洲季风的重要组成部分, 是动量和水汽输送的重要通道, 其与亚洲季风、夏季降水以及台风等重要天气关系密切 (Xie et al., 1998), 虽然许多研究工作在探讨南、北半球环流相互作用时强调了澳洲越赤道气流的重要性, 但以前工作仍然以揭示越赤道气流的变化特征及其对北半球环流的影响情况为主, 专门针对越赤道气流本身的认识尚不够深入。澳洲越赤道气流强弱差异的原因是什么? 其与南、北半球环流系统存在何种具体联系? 这些问题仍有必要进一步认识。

本文所用到的资料包括: 1980~2004 年 NCEP/NCAR 再分析资料中的逐日风场 (UWND、VWND)、高度场 (HGT) 数据, 以及月平均的风场、高度场数据, 分辨率是 $2.5^{\circ}\times 2.5^{\circ}$; 1980~2004 年 NOAA 卫星观测的射出长波辐射 (OLR) 数据, 分辨率是 $2.5^{\circ}\times 2.5^{\circ}$; 1980~2004 年的南方涛动 (ISO) 指数序列 (下载自 <http://www.cdc.noaa.gov/ClimateIndices/List/>)

2 越赤道气流与环流因子的对应关系

定义 ($2.5^{\circ}\text{S}\sim 2.5^{\circ}\text{N}$, $100^{\circ}\text{E}\sim 110^{\circ}\text{E}$)、($2.5^{\circ}\text{S}\sim 2.5^{\circ}\text{N}$, $120^{\circ}\text{E}\sim 130^{\circ}\text{E}$) 区域平均的 850 hPa 经向风分别为 105°E 和 125°E 越赤道气流的强度, 对 5~8

月 105°E、125°E 越赤道气流强度在 1980~2004 年的年际相关情况作分析,发现二者的变化存在较好的一致性[相关系数在 5~8 月分别为 0.353、0.498、0.213、0.526,显著性标准 $r(n=25, \alpha=0.1)=0.336$, $r(n=25, \alpha=0.05)=0.396$],因此,本文把二者作为整体而考虑了澳洲北部(2.5°S~2.5°N, 100°E~130°E)范围内的越赤道气流变化情况。

以前工作(刘向文等, 2009)曾在逐日天气图上考查了澳洲冷空气活动和北半球辐合带活动的演变特征,结合其分析过程,可将南半球(40°S~20°S, 100°E~160°E)范围作为澳洲冷空气活动(包括澳高和冷空气槽)发生的区域,北半球(5°N~25°N, 100°E~150°E)范围作为辐合带活动集中的区域,因此将上述范围区域平均的 850 hPa 位势高度分别定义为 I_s 和 I_n ,用以代表影响越赤道气流的南、北半球环流因子。 I_n 可以定性反映北半球辐合带的强弱(二者为负相关),而 I_s 既可定性反映澳洲附近冷空气槽的强弱,也可定性反映澳高的强弱[根据通常定义,可将(25°S~35°S, 120°E~150°E)区域平均的海平面气压或 850 hPa 位势高度定义为澳高强度 I_{AH} ,其与 I_s 的相关系数在 5~8 月都可达到 0.95 左右]。此外,热带地区盛行纬向 Walker 环流,应当与经向越赤道气流有密切联系,而考虑到 Walker 环流与南方涛动密切相关,因此本文使用南方涛动指数 I_{SO} 来表征 Walker 环流的强度,用以代表热带地区影响越赤道气流的主要环流因子,这里的 I_{SO} 主要反映了印度尼西亚群岛到赤道中东太平洋的纬向热力环流的强弱。

分析 5~8 月 100°E~130°E 越赤道气流、环流因子 I_n 、 I_s 、 I_{SO} 的年际变化以及它们的相关(图、表略)可以发现,越赤道气流及其影响因子都存在明显的年际差异,而且它们在总体上表现出一定的相关:与澳洲北部越赤道气流关系最为密切的环流因子是 I_{SO} , 5~8 月的相关分别是 -0.432、-0.657、-0.547、-0.563;其次是 I_n , 5~8 月的相关分别是 -0.329、-0.442、-0.228、-0.501;而越赤道气流与 I_s 并无明显的相关, 5~8 月的相关分别是 0.025、0.085、0.297、0.059。

针对 100°E~130°E 平均的越赤道气流的逐年变化情况,按如下方法挑选极值年份作为澳洲北部越赤道气流的典型强或弱年:挑选出标准化值的绝对值大于 0.5、在局部时段处于极值(该年的值大于

或小于其前、后相邻年的值)的年份作为典型极值年。

表 1 给出了 100°E~130°E 越赤道气流(CEF)典型强弱年对应的 I_n 、 I_s 、 I_{SO} ,统计情况包括各指标的标准化值以及其在局部时段是否处于极值,其中指标是否处于极值的情况按如下方式统计:(1)标准化值大于 0.5 的极大值年以“L”标记,小于 0.5 的极大值年以“L*”标记;(2)标准化值小于 -0.5 的极小值年以“S”标记,大于 -0.5 的极小值年以“S*”标记;(3)未达到极值的年份按标准化值的大小予以标记:“/”表示标准化值介于 -0.5~0.5 之间,“+”表示标准化值大于 0.5,“-”表示标准化值小于 -0.5。

从表 1 可以看出,通常情况下,越赤道气流的典型强弱年往往对应着 I_n 或 I_s 、 I_{SO} 的极值年,这在一定程度上表明了 I_n 、 I_s 、 I_{SO} 的大小与越赤道气流的强弱存有密切关系。如果将越赤道气流的强弱程度认为是南、北半球及赤道地区环流因子共同作用的结果,则在越赤道气流的典型强或弱年,某环流因子达到极值的情况可能正好凸显了该环流因子对越赤道气流的重要性,而某环流因子未达极值的情况则可能体现了其相对次要性或是不同环流因子达成了综合制衡。鉴于此,考查越赤道气流与环流因子同为极值的对应情况,可以发现 I_n 或 I_{SO} 的极小(大)值通常对应越赤道气流的极大(小)值,例外的情况较少;而 I_s 与越赤道气流的极值对应情况则不够一致,虽然多数情况下 I_s 极大(小)对应越赤道气流极大(小),但 I_s 极大(小)对应越赤道气流极小(大)的情况亦不在少数。这种结果与相关分析的情况是一致的,其可能原因是:越赤道气流和 Walker 环流分别表现为近赤道地区的经向流和纬向流,二者通常存在一种“此消彼涨”的较好反相关关系,而越赤道气流与 I_n 通常有着“互为因果”的关系(辐合带加强诱导越赤道气流加强,越赤道气流的加强又有利于辐合带的加强维持),故而也表现出了较好的相关,因此, I_n 或 I_{SO} 与越赤道气流的对应关系多数情况下是一致的。 I_s 与越赤道气流并无一致的对对应关系,这可能因为南半球环流配置通常包括冷空气槽和澳高,二者共同组成南半球冷空气活动系统,并一致作用于越赤道气流,但它们对 I_s 的贡献却是相反的,澳高偏强会导致 I_s 偏大,冷空气槽偏强则会导致 I_s 偏小。正是 I_s 对应环流形势的多样性导致了其极大或极小均可能

表 1 越赤道气流强弱年对应的 I_n 、 I_s 、 I_{SO}
Table 1 I_n , I_s , I_{SO} in the strong and weak CEF years

	强度	代表年	标准化值				是否极值		
			CEF	I_n	I_s	I_{SO}	I_n	I_s	I_{SO}
5 月	强	1982	1.026	0.861	0.429	−0.524	+	/	S
		1986	2.41	−1.426	−0.256	−0.377	—	S*	/
		1994	1.545	−0.407	0.127	−0.966	S*	S*	S
		1996	0.617	0.132	1.44	0.433	/	L	L*
		2003	1.529	−1.482	−0.135	−0.45	S	L*	/
	弱	1981	−0.748	0.197	−0.812	1.095	/	S	L
		1983	−0.894	1.712	0.935	0.801	L	L	L
		1989	−0.769	−0.343	−0.966	1.684	/	—	L
		1993	−1.014	1.201	1.602	−0.45	L	L	/
		1998	−1.712	1.727	0.221	0.359	L	L*	L*
6 月	强	1982	1.218	0.074	0.260	−1.345	/	L*	S
		1984	0.832	−1.439	1.481	−0.374	—	L	/
		1987	1.330	0.167	0.412	−1.494	/	L*	S
		1992	0.924	−0.798	−1.538	−0.822	S	S	—
		1994	1.002	−0.302	−0.553	−0.523	S*	S	—
		1997	1.108	0.314	1.774	−1.793	S*	L	S
	弱	1983	−0.636	1.146	0.045	0.224	L	S*	L*
		1989	−0.751	0.51	0.007	1.195	L	/	L
		1996	−1.419	1.711	−1.106	1.793	L	S	L
		1998	−1.967	1.579	−0.662	1.494	L	S	L
		2000	−2.337	0.299	1.054	−0.149	L*	L	S*
		2002	−2.337	0.299	1.054	−0.149	L*	L	S*
7 月	强	1982	0.632	−1.074	0.519	−2.004	S	+	S
		1987	1.671	1.042	0.985	−1.719	L	L	S
		1994	1.432	−2.07	1.038	−1.791	S	L	S
		1997	0.701	0.248	2.087	−0.938	/	L	S
		2002	1.533	−1.542	0.181	−0.512	S	S*	S
	弱	1984	−0.587	−0.601	−0.312	0.341	S	S*	L*
		1995	−1.108	0.655	−1.593	0.696	L	—	+
		1998	−2.960	1.256	−0.046	1.691	L	S*	L
		2001	−1.022	−1.299	0.548	−0.227	—	L	/
		2002	−1.022	−1.299	0.548	−0.227	—	L	/
8 月	强	1982	0.849	0.086	1.991	−2.053	/	L	S
		1984	1.360	−1.192	−1.633	0.574	S	S	+
		1986	1.760	−1.977	−0.815	−0.515	S	S	—
		1991	0.885	−0.845	−0.090	−0.387	S	L*	S*
		1994	0.606	0.1	1.702	−1.412	S*	L	S
		1997	1.121	−0.039	0.594	−1.669	S*	L	S
		2002	0.525	−0.423	0.351	−1.156	/	L*	S
	弱	1989	−0.77	−0.507	−0.13	−0.323	—	/	S*
		1992	−1.036	−0.452	−1.526	0.51	/	S	L
		1996	−1.989	0.719	−0.654	0.959	+	S	L
		1998	−2.29	1.816	0.444	1.535	L	S*	L
		2000	−1.524	−0.423	−0.976	0.895	/	S	L
		2003	−0.536	0.515	−0.604	0.19	L	—	L*
		2003	−0.536	0.515	−0.604	0.19	L	—	L*

对应越赤道气流的极强。需要提及的是,我们对越赤道气流强弱年对应的海陆下垫面温度场进行分析,发现环流场上 I_s 的极大或极小通常都对应着外强迫场上澳洲冷源的极强,其对南半球澳洲大陆较冷的热力状况的反映是一致的,因此对越赤道气流的影响是一致的。

3 强、弱越赤道气流在月内的演变特征的差异

第2节分析表明,各环流因子与越赤道气流密切相关,但它们如何共同作用于越赤道气流,何种配置导致了越赤道气流在气候上的强弱差异,这里面存在一些问题有待于进一步揭示。例如,南半球环流因子 I_s 的极值如何体现澳高或冷空气活动的影响?北半球和赤道环流因子 I_n 、 I_{SO} 虽然大多数情况下与越赤道气流的对应关系一致,但其相反的对对应关系又如何解释?各因子的不同配置对应的环流背景有何差异?等等。不足的是,月内某阶段的环流过程虽可显著体现某环流因子的影响,但其在整个月上未必有持续性,由于不同环流过程的综合、抵消,月平均的环流场特征并不能典型刻画各环流因子的作用,因此也就无法详细揭示月平均越赤道气流的强弱差异对应的环流特征。但可以考虑的是,如果强、弱月内的天气过程存在明显差异,那么某种天气过程的频繁发生就可能与越赤道气流在整个月上的强弱特征存在较好的对应关系。因此,本文将结合越赤道气流月均以及月内的总体演变特征来探讨各环流因子相互制约、共同影响越赤道气流的一般特征。

由于越赤道气流的月平均特征和月内的演变特征属于两种不同尺度的特征,因此二者的强弱是否有直接联系应当取决于它们在不同情况下的对应特征是否有明显差异。越赤道气流在月内的变化情况总是体现为增强、减弱、维持过程相结合的特征,当显著的增强和减弱过程较多时,则越赤道气流会体现出明显的强弱振荡特征;当显著的增强和减弱过程较少时,则越赤道气流会体现出小变幅的维持特征。一般来说,无论越赤道气流月平均的强弱程度如何,其在月内都应该满足上述变化特点,但变化特点是否因越赤道气流月均强度不同而有明显差异?对此有必要加以考查。

结合以前的研究工作(刘向文等,2009),将天

气时间尺度上24小时变幅大于2 m/s的过程定义为显著增强过程,变幅小于-2 m/s的过程定义为显著减弱过程,而变幅介于-2~2 m/s之间的过程则定义为维持过程。并据此对本文第2节挑选出的强、弱越赤道气流样本的特征进行分析。

根据上述定义,定义指标MD、MS为越赤道气流维持过程的累积日数、维持过程的平均强度,用以刻画越赤道气流在某月内的总体演变特征。越赤道气流的MD值在5、7、8月最高可达31日,在6月最高可达30日;MD较大时,越赤道气流多表现出稳定维持的特征;MD较小时,越赤道气流则会表现出显著的强弱振荡特征。图1给出强、弱越赤道气流样本对应的MD值,可以看出:(1)多数样本的MD值都在20以上,表明变幅达 ± 2 m/s的增强或减弱过程的持续日数并不多,越赤道气流更多表现出“小变幅维持”的特征。当然,考查维持过程对应的平均强度可知(图1b),多数强、弱越赤道气流样本的主要差异在于前者在月内的维持强度较大,后者的维持强度较小。(2)部分弱越赤道气流样本(主要针对8月,以1989、1992、2000年的8月为代表)存在明显的MD较小值,其值可低至15以下,表明这些样本中的低标准维持过程并不多,其更多体现“大振幅振荡”的特征,这与其它大多数强、弱越赤道气流样本是有明显差异的。需要指出的是,强越赤道气流样本中的1984年6月也出现MD极小的情况,其亦在月内存在多次剧烈变化过程,但这对所有强越赤道气流样本而言是极为少见的,而且该样本本身具有特殊性(从表1可以发现,该样本对应的北半球辐合带在所有强越赤道气流样本中是较强的,而CEF的强度在所有强越赤道气流样本中却是较弱的,即其为强越赤道气流样本中的较弱个例,这种情况与本文针对弱越赤道气流样本提出的“大振幅振荡”特征在一定程度上是相通的);此外,这里的“大振幅振荡”仅是一种象征性的表述,其所指代的弱越赤道气流样本在环流特征、形成原因方面都有其特殊性,与其它强或弱越赤道气流样本是有明显差异的。

虽然越赤道气流的月均强度是对其月内的维持过程、振荡过程的综合体现,但根据所给定义进行的对比分析可知,强、弱越赤道气流在月内的变化特征存在差异:第一,多数样本中,强、弱越赤道气流在月内总体都呈现出“维持型”特征,但前者

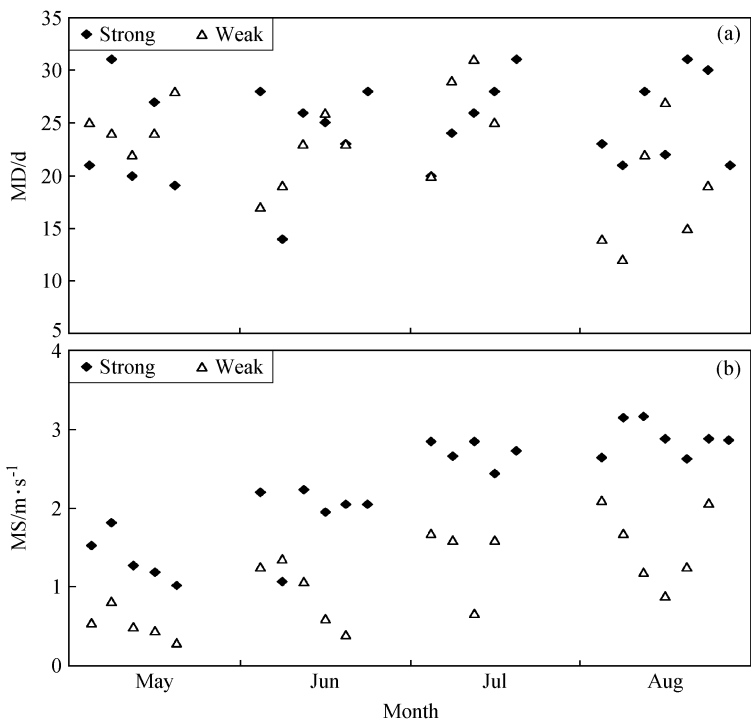


图1 不同月的强、弱越赤道气流样本对应的 (a) MD 和 (b) MS 值

Fig. 1 The (a) maintaining days (MD) and (b) maintaining strength (MS) of strong and weak cross-equatorial flow (CEF) samples in different months

维持强度较大，后者维持强度较小；第二，主要针对 8 月的部分弱越赤道气流样本中，存在明显的“振荡型”的特征。无论是“维持型”特征或“振荡型”特征，根据 MD 值所反映的持续日数，其对越赤道气流在整个月上的强弱程度存在非常重要的贡献。

4 强越赤道气流对应的环流特征

从表 1 可知，代表强越赤道气流的样本共计 23 次，而它们反映的不同环流因子的重要性也各有差异，为了尽可能突出考查单因子的影响，特将不同类型的样本区分对待，以挑选典型样本去诊断其环流特征。典型样本的挑选原则是：所针对因子的标准化值达极值，而其它因子的标准化值则未达极值或仅达次极值。对样本的区分并没有考虑 I_{SO} ，因为所列的越赤道气流达到极强的样本中， I_{SO} 大多数达到极小值，而后文的分析也会简单提及，赤道环流因子和南北半球环流因子对越赤道气流的作用方式不同，但作用效果是一致的，它们在形成强或弱越赤道气流时的环流配置是相辅的，因此这里重点考虑了 I_n 和 I_s 的情况。

A 类样本： I_n 极小（标记为 S）， I_s 未达极值

（标记为 /）或达次极值（标记为 S^* 或 L^* ），代表年有 1991 年 8 月、2002 年 7 月、1982 年 7 月、2003 年 5 月、1986 年 5 月，A 类样本重点考查北半球强辐合带对越赤道气流的影响情况；B 类样本： I_s 极大（标记为 L）， I_n 未达极值（标记为 /）或达次极值（标记为 S^* 或 L^* ），代表年有 1982 年 8 月、1994 年 8 月、1997 年 6 月、1997 年 7 月、1996 年 5 月、1997 年 8 月、1987 年 7 月，B 类样本重点考查南半球强澳高对越赤道气流的影响情况；C 类样本： I_s 极小（标记为 S），代表年有 1992 年 6 月、1994 年 6 月、1981 年 8 月、1984 年 8 月、1986 年 8 月，C 类样本重点考查南半球强冷空气活动对越赤道气流的影响情况。

下面将依次对三类样本中越赤道气流及南、北半球环流在月内的总体演变特征进行分析，以探讨南、北半球环流因子对越赤道气流的影响情况。鉴于篇幅，本文仅取部分个例进行分析。

4.1 A 类样本—— I_n 极小

图 2 给出了 A 类样本中越赤道气流、南半球（ $40^{\circ}\text{S}\sim 20^{\circ}\text{S}$ ）经向平均的 850 hPa 高度场、北半球（ $5^{\circ}\text{N}\sim 25^{\circ}\text{N}$ ）经向平均的 850 hPa 高度场的逐日演

变特征,代表年取 1991 年 8 月和 2002 年 7 月。

1991 年 8 月,澳洲北部越赤道气流极强,对应北半球辐合带极强 (I_n 极小)。从该月内环流的演变情况 (图 2a、c、e) 来看,越赤道气流主要有两次变幅达 2 m/s 以上的增强过程,分别在 8 月上旬底和 8 月下旬初,前者是由澳洲冷空气活动和北半球辐合带共同影响所致,后者则主要受北半球辐合带影响所致。该月中旬以及下旬中段,越赤道气流存在较高强度、较长时间的维持过程,而同期在通道北部有辐合带的较强维持,这体现了二者的相互作用,即一方的较强维持有利于另一方的加强与维持。2002 年 7 月,极强越赤道气流同样对应北半球极强的辐合带。从该月内环流的演变情况来看 (图 2b、d、f),越赤道气流并无显著的增强过程,其在整个月内基本稳定维持在较高强度上,而这与北半球辐合带在通道北部较长时间的持续维持是密切相关的。

越赤道气流在月内的演变过程通常表现出增强过程、减弱过程与维持过程相结合的特征,虽然南半球冷空气槽或澳高的发展、北半球辐合带的诱导都对越赤道气流的增强过程有明显贡献,但这对越

赤道气流月平均的强弱情况却并无决定性贡献,因为增强和减弱过程大多是短暂的过程,它们对越赤道气流月平均强度的贡献是相互抵消的。第 3 节的分析也表明,多数样本中,越赤道气流月平均的强度更多决定于其月内的维持过程的长短以及维持标准的大小。1991 年 8 月、2002 年 7 月越赤道气流都达到极强,二者在月内的共同特征就是越赤道气流在增强后能够持续维持在较高强度上,而北半球辐合带的较强维持无疑对这种特征的形成有重要贡献。当然,图 2c、d 揭示了南半球环流也有着明显变化,其必然对越赤道气流的变化有所贡献,但相比其它典型极值年,这里澳高或冷空气槽的发展并不显著。

4.2 B 类样本—— I_s 极大

图 3 给出了 B 类样本中越赤道气流、南半球 ($40^{\circ}\text{S}\sim 20^{\circ}\text{S}$) 经向平均的 850 hPa 高度场、北半球 ($5^{\circ}\text{N}\sim 25^{\circ}\text{N}$) 经向平均的 850hPa 高度场的逐日演变特征,代表年取 1982 年 8 月、1994 年 8 月。

1982 年 8 月,澳洲北部越赤道气流偏强,对应的南半球澳高偏强,冷空气活动偏弱。从该月的月

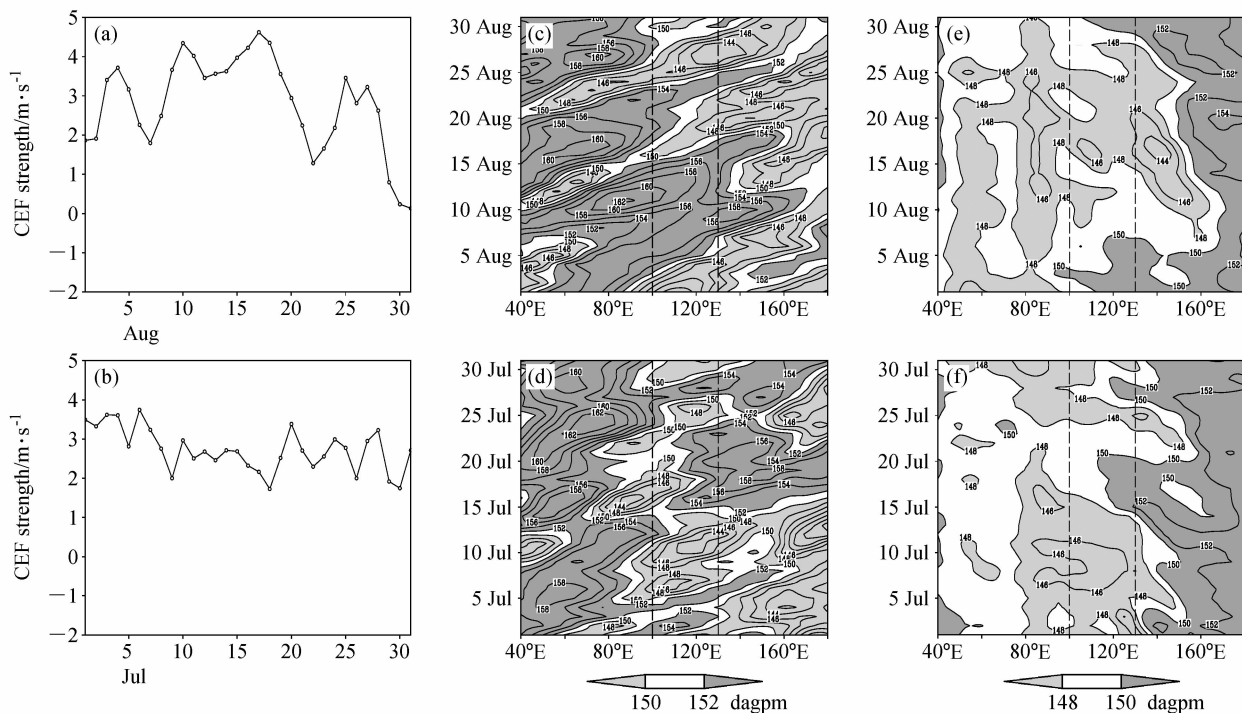


图 2 A 类样本中越赤道气流强度 (a、b) 以及南半球 ($40^{\circ}\text{S}\sim 20^{\circ}\text{S}$) (c、d) 和北半球 ($5^{\circ}\text{N}\sim 25^{\circ}\text{N}$) (e、f) 经向平均的 850 hPa 高度场 (单位: dagpm) 的演变: (a、c、e) 1991 年 8 月; (b、d、f) 2002 年 7 月。虚线为 $100^{\circ}\text{E}\sim 130^{\circ}\text{E}$ 通道 (下同)

Fig. 2 The time evolutions of (a, b) CEF strength, and the corresponding 850-hPa height (dagpm) averaged over (c, d) ($40^{\circ}\text{S}\sim 20^{\circ}\text{S}$) and (e, f) ($5^{\circ}\text{N}\sim 25^{\circ}\text{N}$) for some A-type samples; (a, c, e) Aug 1991; (b, d, f) Jul 2002. The dashed lines show the $100^{\circ}\text{E}\sim 130^{\circ}\text{E}$ channel (the same below)

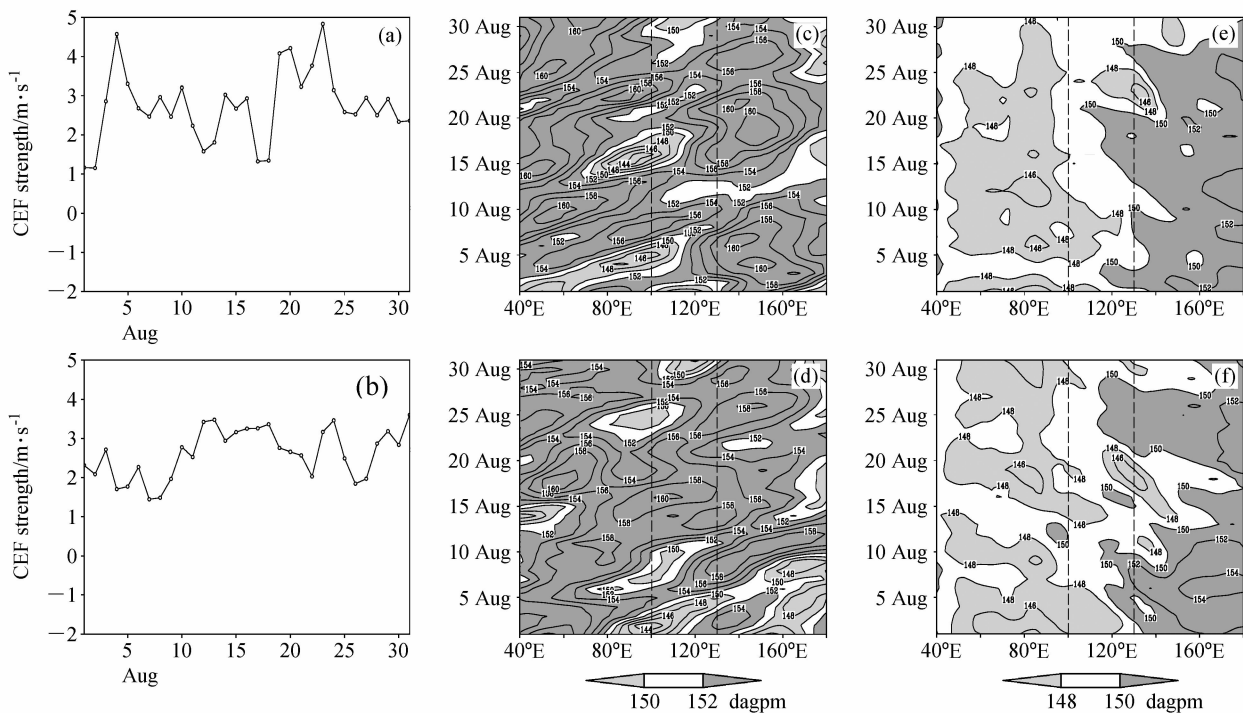


图 3 同图 2，但为 B 类样本：(a、c、e) 1982 年 8 月；(b、d、f) 1994 年 8 月
Fig. 3 Same as in Fig. 2, but for some B-type samples: (a, c, e) Aug 1982; (b, d, f) Aug 1994

内特征来看 (图 3a、c、e)，越赤道气流在各旬都存在维持阶段，而同期南半球澳高一直维持较强 (反映冷空气槽的低值区虽然形成并且登陆澳洲大陆，但持续性并不强)，北半球辐合带则仅有短暂的增强维持，总体表现偏弱。对比可知，在澳高维持较强的前提下，北半球辐合带的短暂加强有利于越赤道气流维持在更高的强度上 (如 8 月下旬初)，而在辐合带维持较弱的阶段，越赤道气流仍然维持较强，只是强度要略低。可以说，1982 年 8 月，越赤道气流的月均强度较大，对应的在月内存在多次较高强度的维持过程，南半球澳高的较强维持可能对此有主要贡献。同样，1994 年 8 月 (图 3b、d、f)，越赤道气流在该月中旬有强度高、持续时间长的维持过程，这与南半球澳高的较强维持是密切相关的，而北半球辐合带在整月内表现偏弱。

B 类样本有着共同特征，即从月平均情况来看，澳洲北部越赤道气流较强，对应南半球澳高较强、冷空气活动较弱，而北半球辐合带则较弱 (结合表 1 可以看出)；从月内的环流变化特征来看，越赤道气流的迅速增强过程多为南半球冷空气活动或北半球辐合带影响所致，而越赤道气流的维持过程则在多数情况下主要受强澳高的影响，少数情况

下会因辐合带的短暂加强维持而达到更高的强度。

4.3 C 类样本—— I_s 极小

图 4 给出了 C 类样本中越赤道气流、南半球 (40°S~20°S) 经向平均的 850 hPa 高度场、北半球 (5°N~25°N) 经向平均的 850 hPa 高度场的逐日演变特征，代表年取 1992 年 6 月和 1994 年 6 月。

1992 年 6 月 (图 4a、c、e)，越赤道气流在中、下旬各有一次显著增强过程，前者主要由澳洲冷空气活动引起，后者由澳洲冷空气活动和北半球辐合带变化共同影响所致。可以看出，从该月中旬起，澳洲西部不断有冷空气槽登陆，有逼近澳洲但持续性不强的，也有持续性较强的冷空气活动移经澳洲并在澳洲东部海洋上继续加强，频繁的冷空气活动直接导致澳高的持续偏弱。该月内，越赤道气流存在多次维持过程，上、中旬的维持过程对应南半球冷空气活动的频繁发生，维持的强度为 2 m/s 左右，下旬的维持过程因受北半球辐合带影响而出现更高的强度 (3 m/s 左右)。这表明一定条件下，冷空气槽频繁生成、发展但对应澳高较弱的环流配置仍可使越赤道气流维持较强。1994 年 6 月 (图 4b、d、f)，冷空气活动的强度、频繁程度虽不及 1992 年 6 月，但其仍有一定的持续性，强冷空气槽多次

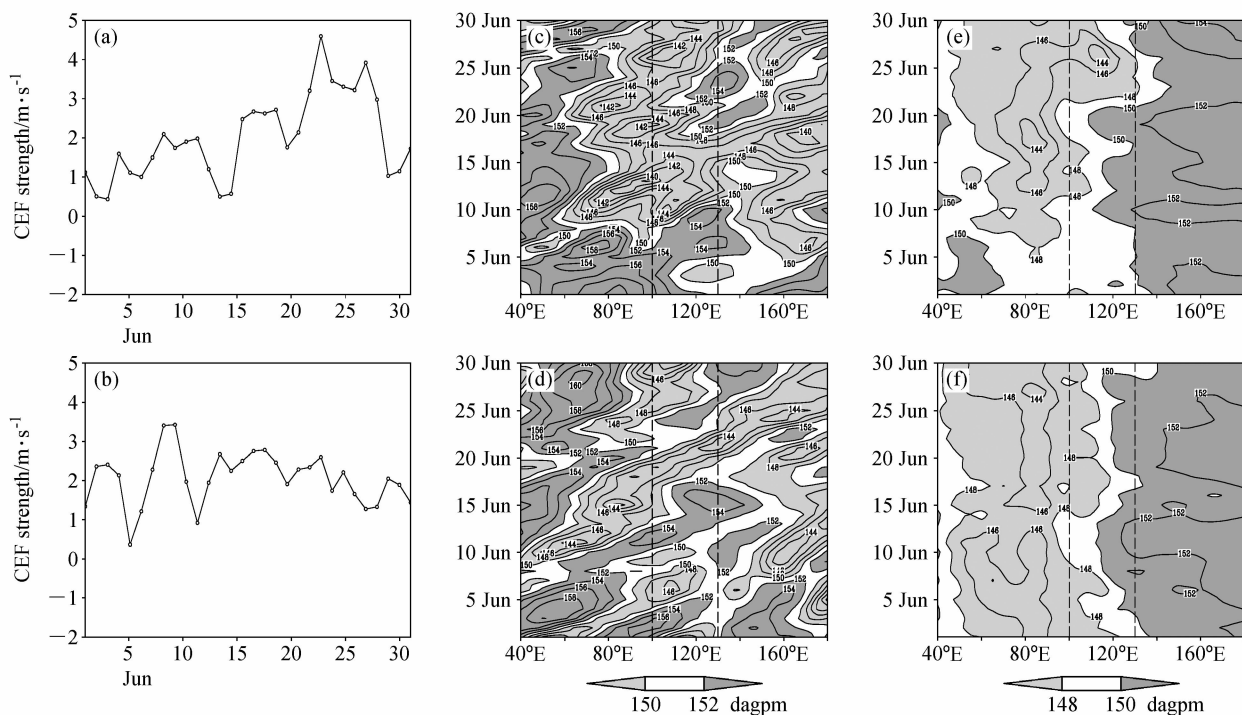


图4 同图2, 但为C类样本: (a、c、e) 1992年6月; (b、d、f) 1994年6月

Fig. 4 Same as in Fig. 2, but for some C-type samples: (a, c, e) Jun 1992; (b, d, f) Jun 1994

逼近或移过澳洲大陆, 导致澳高无法维持而表现偏弱。该月中下旬的绝大部分时间内, 越赤道气流处于一个维持阶段, 强度在 2 m/s 左右, 同期从南印度洋到澳洲大陆、南太平洋地区存在持续性较强的冷空气活动, 导致澳高极弱而无法维持, 而北半球辐合带活动却并不显著, 这同样表明频繁冷空气活动可能有利于越赤道气流的较强维持。

C类样本的特征表明, 一定条件下, 频繁的澳洲冷空气活动(对应澳高较弱)有利于越赤道气流的较强维持。

5 弱越赤道气流对应的环流特征

为了典型突出弱越赤道气流对应的环流特征, 从表1中挑选越赤道气流强度的标准化值小于 -1.0 的样本作为代表样本, 主要包括: 1993年5月、1998年5月、1996年6月、1998年6月、2000年6月、1995年7月、1998年7月、2001年7月、1992年8月、1996年8月、1998年8月、2000年8月。结合第3节分析, 根据所给定义, 弱越赤道气流样本在月内的演变特征存在“维持型”和“振荡型”两种, 下面取典型个例进行分析。

图5给出部分弱越赤道气流样本中越赤道气流

强度、北半球($5^{\circ}\text{N} \sim 25^{\circ}\text{N}$) 经向平均的 850 hPa 高度场的变化特征。

1993年5月(图5a、d), 1998年5月(图5b、e), 1998年7月(图5c、f), 从月内的总体情况来看, 越赤道气流或无法稳定向北维持, 或维持强度较低, 其在月内缺乏显著的增强和减弱过程, 同期对应的通道北部的辐合带活动极弱, 表征副高影响范围的高压区则西伸程度比较显著。与上述类似, 1996年6月、1998年6月、2000年6月、1995年7月、1996年8月、1998年8月, 越赤道气流及北半球环流的特征存在某种共性。作为弱越赤道气流样本, 它们的月平均强度都较小, 这意味着越赤道气流无论在月内表现为维持型或振荡型的特征, 其总体的强度标准是较低的, 如果按适当标准(如 2 m/s 的标准)去衡量, 可认为越赤道气流在月内都存在较长时间的低强度维持阶段。从北半球的环流特征来看, 高压区大都西伸至通道北部, 而低压区则多位于通道西部。与大多数强越赤道气流样本对比而言, 上述样本中越赤道气流在月内的维持阶段的强度较低, 而西太平洋副高偏西的环流形势可能与这种差异的形成有一定关系。

2001年7月(图5g、j), 1992年8月(图5h、

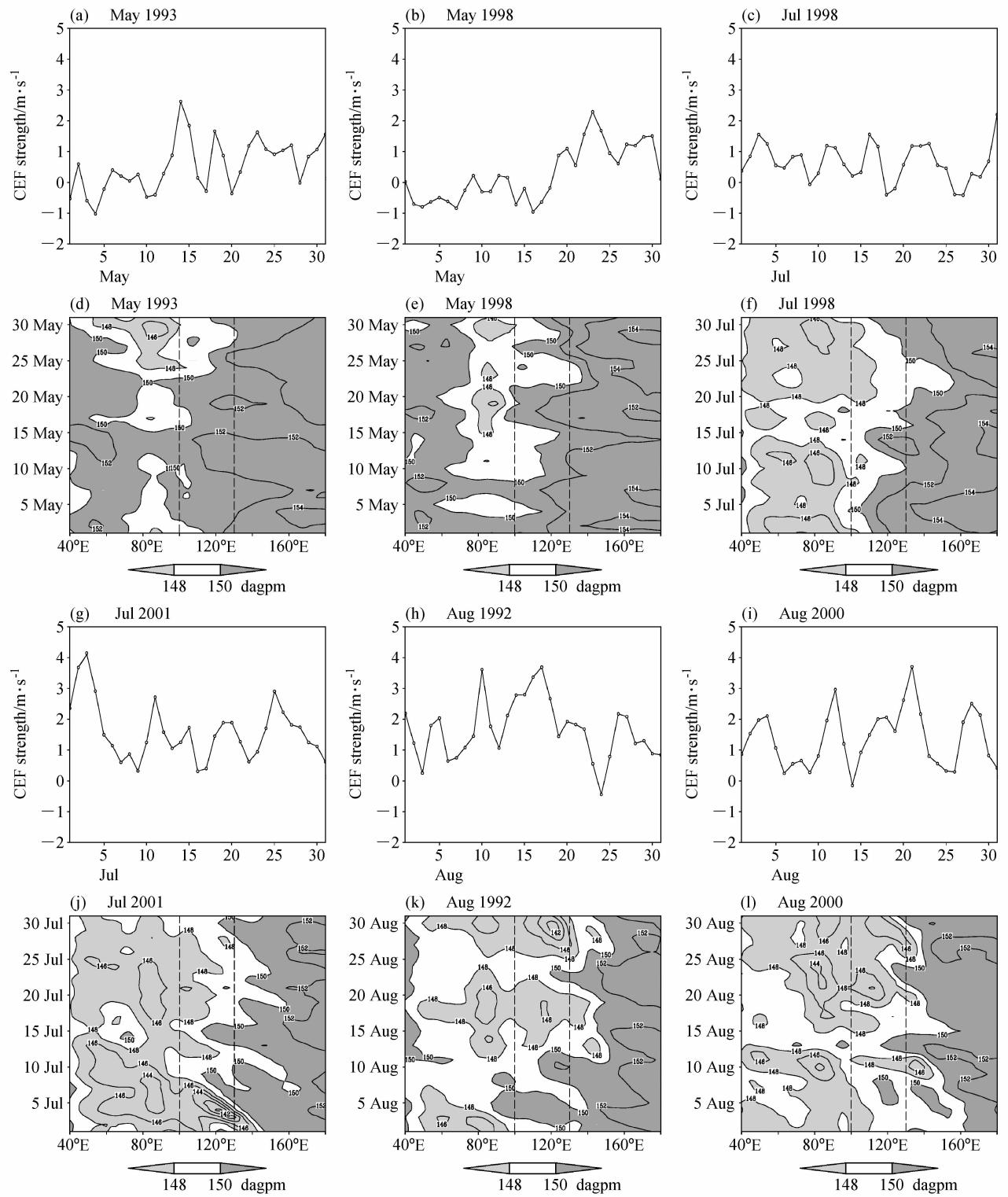


图 5 弱越赤道气流样本中 (a~c、g~i) 越赤道气流强度、(d~f、j~l) 北半球 (5°N~25°N) 经向平均的 850 hPa 高度场的演变
Fig. 5 The time evolutions of (a~c、g~i) CEF strength, and (d~f、j~l) the corresponding 850-hPa height averaged over (5°N~25°N) for some weak CEF samples

k), 2000 年 8 月 (图 5i、l), 越赤道气流及北半球环流的特征有一定特殊性, 主要体现在两方面: 其一, 这些弱越赤道气流样本中, 越赤道气流在月内多表现为显著增强过程和减弱过程相衔接的特征,

缺乏稳定的维持过程,即体现出“振荡型”的特征。其二,从北半球环流特征来看,表征副高范围的高压区并无明显西伸,而表征辐合带活动的低压区则存在阶段性的加强东伸;而从表 1 亦可以看出,这些弱越赤道气流样本对应的北半球辐合带是偏强的(I_n 偏小),这与通常的对应关系不一致。

第 3 节的工作曾定义指标刻画了越赤道气流在月内的演变特征,分析指出,8 月的部分弱越赤道气流样本存在“大振幅振荡”特征,而上述样本中的 1992 年 8 月和 2000 年 8 月就是典型代表。“振荡型”特征主要表现为显著增强过程和减弱过程相衔接的特征,事实上,很多强或弱越赤道气流样本都可能阶段性地存在该种特征,但其变化幅度以及在月内的频繁程度通常不够显著;而上述提到的属于“振荡型”的样本中,月内的增强过程和减弱过程的变化幅度、发生频次通常是较为显著的。本文所谓“振荡型”的表述是基于 2 m/s 的强度标准而得到的,未必可以合理反映所有样本的特征(如果取更高的标准,则“振荡型”也可能认为是“维持型”的特征;如果取更低的标准,则可能有更多样本存在“振荡”的特征),但这并不是问题关键所在,重要的是所针对的那些弱越赤道气流样本的确有其特殊性:(1) 同样针对 2 m/s 的标准,这些样本在月内所表现出的增强过程、减弱过程的显著程度、频繁程度通常要强于其它强或弱越赤道气流样本;(2) 与多数弱越赤道气流样本不同,这些样本中通道北部可以有较强的辐合带活动;(3) 这些样本中西太平洋副高的特征与多数弱越赤道气流样本存在差异(后文会指出,多数弱越赤道气流样本对应着西太平洋副高的偏西或偏南)。

需要特别指出的是,越赤道气流在月内的演变特征经常存在多次显著减弱过程,一般情况下,越赤道气流的显著减弱过程中,尤其是越赤道气流由向北转为向南的过程中,在赤道通道处有赤道脊或赤道反气旋活动;而正是赤道脊或赤道反气旋的形成,使向北的越赤道气流明显减弱,无法进一步加强维持;它们对越赤道气流减弱过程的影响一般表现为赤道反气旋从通道左侧扩入,或是东风脊从通道北部伸入,再或是向北越赤道气流在通道北部向南折回而形成反气旋,其总体效应是使通道处向北的经向风减弱或不易建立。赤道脊或赤道反气旋通常表现为局部地区的环流形势,但其形成却是与

南、北半球的大范围环流条件密切相关的。当赤道脊或反气旋形成时,在通道北部通常有辐合带(印度季风槽或南海季风槽)或西太平洋副高维持较强且向通道迫近的环流形势,这使得通道处向北的经向风不易继续维持,并进而呈现出明显的反气旋性弯曲。辐合带或西太平洋副高向通道逼近的环流特征虽然体现了低压或高压系统各自的发展情况,但二者通常存在相互影响、对峙发展的过程,一方的发展会明显限制、影响另一方的发展情况(尤其是移动),即副高的加强西伸会影响辐合带的发展形势,而辐合带加强东伸亦会影响到副高的发展形势。可以说,一般情况下,正是北半球辐合带和西太平洋副高这两大环流系统共同发展并向赤道通道处逼近,导致了向北越赤道气流的明显减弱,甚至向南折返,进而形成赤道反气旋。因此,可认为赤道脊或赤道反气旋的形成通常对应着西太平洋副高-北半球辐合带的共同演进过程(刘向文, 2008)。通常情况下,该种过程发生前,辐合带、副高的一方或二者共同发展,形成了有利于越赤道气流增强的环流配置,继而越赤道气流会明显地增强;该种过程发生时,辐合带和副高边缘相抵,二者维持较强且对峙发展,导致其中一方或双方共同向赤道逼近,形成了有利于越赤道气流减弱的环流配置,因此越赤道气流就迅速、显著地减弱。

综上所述,弱越赤道气流在月内的总体演变特征可区分为“维持型”和“振荡型”两种类型,前者指越赤道气流的变化主要表现为低强度的维持过程,其可能与北半球西太平洋副高的环流形势有关,后者指越赤道气流的变化主要表现为显著增强过程和减弱过程相衔接的特征,其与北半球辐合带-西太平洋副高共同演进过程有密切关系。需要指出的是,上面所取的弱越赤道气流样本中,南半球澳高偏强或偏弱均有可能,因此并没有给出南半球的环流演变特征。事实上,无论是强或弱越赤道气流年,南半球冷空气槽和澳高的发展对越赤道气流的影响方式是一致的。由于“维持型”弱越赤道气流的形成可能与西太平洋副高的环流形势有密切关系,而“振荡型”弱越赤道气流的形成则与北半球辐合带-西太平洋副高共同演进过程有关,所以南半球澳高或冷空气活动的强弱可能更多是作为环流背景而施以影响。

6 强、弱越赤道气流的环流差异

强越赤道气流在月内的总体演变特征表现为“维持型”的特征，其同期多对应着北半球辐合带维持较强（ I_n 极小），或南半球澳高维持较强（ I_s 极大），亦或南半球冷空气活动频繁（ I_s 极小）。弱越赤道气流在月内通常表现出“维持型”或“振荡型”的特征，其对应的北半球辐合带及西太平洋副高的特征有所差异。

在分析弱越赤道气流样本对应的环流特征时，曾提及西太平洋副高的形势可能是一个重要的影响因素，为此这里将作一简单探讨。与越赤道气流的考查层次一致，定义副高西伸脊点指数为 850 hPa 位势高度场上（ $0^{\circ}\sim40^{\circ}\text{N}$ ， $90^{\circ}\text{E}\sim180^{\circ}\text{E}$ ）范围内 1520 gpm 等值线所在最西位置处的经度，脊线指数为（ $10^{\circ}\text{N}\sim50^{\circ}\text{N}$ ， $110^{\circ}\text{E}\sim150^{\circ}\text{E}$ ）范围内 850 hPa 纬向风 $u=0$ 的点的平均位置，其对应的样本序列（所有强、弱越赤道气流样本）如图 6 所示。从图 6a 可以发现，针对 5、6 月所取的样本，弱越赤道气流大都对应着副高的偏西，强越赤道气流大都对应副高的偏东；而针对 7、8 月选取的样本，强、弱越

赤道气流对应的副高西伸脊点位置并无明显差异。从图 6b 可以发现，多数强越赤道气流样本对应的副高脊线偏北，多数弱越赤道气流样本对应的副高脊线偏南；在部分弱越赤道气流样本中（主要针对 8 月），西太平洋副高的脊线位置存在较为偏北的情况，根据第 3、5 节的分析可知，这些样本正是拥有“振荡型”特征的弱越赤道气流样本，其对应着通道北部辐合带-西太平洋副高共同演进过程的多次发生，而且辐合带活动一般偏强。

此外，第 2 节指出强越赤道气流通常对应着弱 Walker 环流（ I_{s0} 较小），弱越赤道气流常对应着强 Walker 环流（ I_{s0} 较大），但第 4、5 节对强、弱越赤道气流在月内的演变特征以及对应的环流特征分析时，主要针对南半球澳高和北半球辐合带、西太平洋副高这些直接影响系统，并没有涉及热带 Walker 环流。Walker 环流作为热带地区的盛行环流，其强弱不仅对应着高、低空水平纬向气流的强弱，还对应着对流上升和下沉运动的强弱，而后者通常可以更直接地体现 Walker 环流的特征。考虑到射出长波辐射（OLR）资料可以很好地描述热带地区对流活动的情况，为此，针对所有强（弱）越赤道

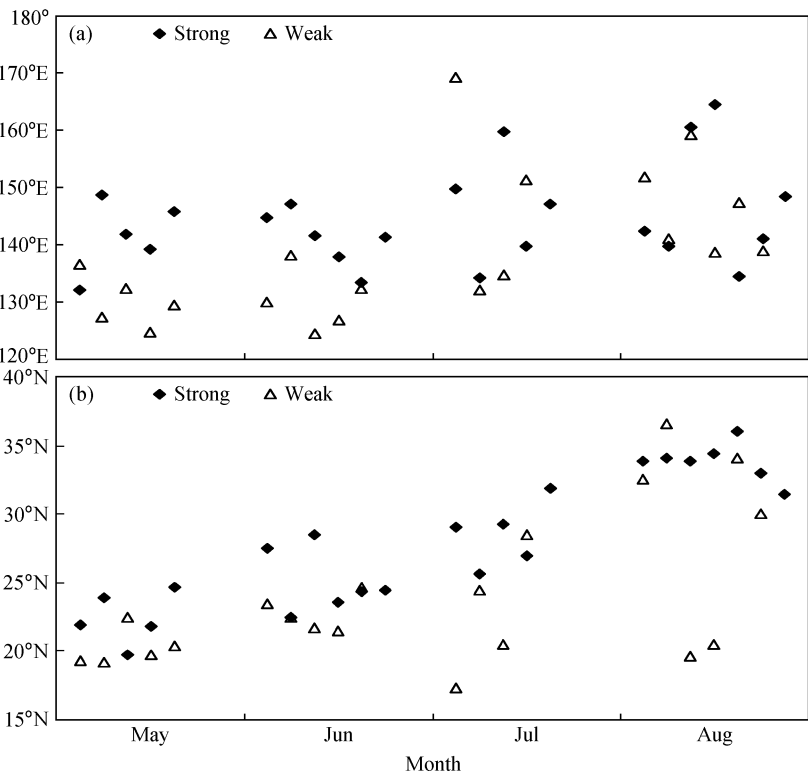


图 6 不同月的强、弱越赤道气流样本中西太平洋副高的西伸脊点 (a) 和脊线 (b) 位置

Fig. 6 (a) The westward extension ridge point index and (b) the ridge line index of the western Pacific subtropical high in strong and weak CEF samples in different months

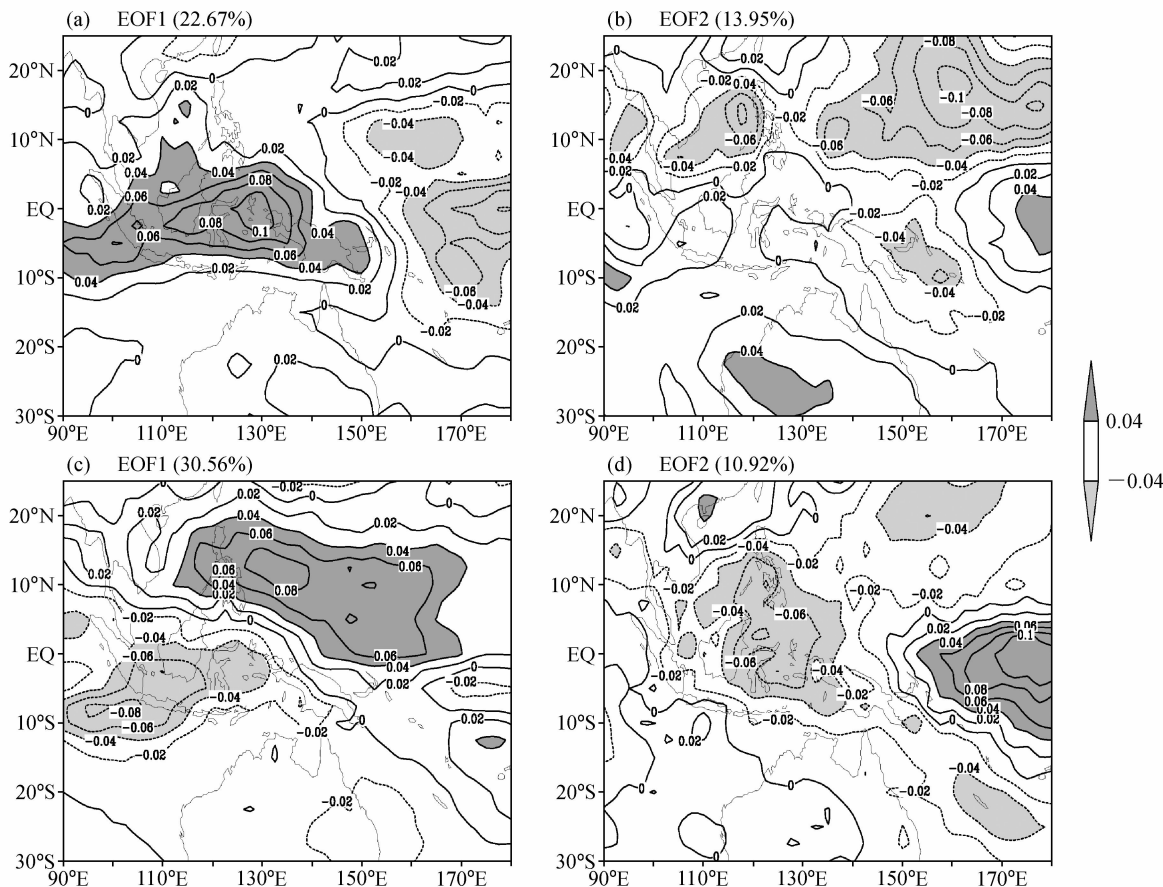


图7 针对OLR的EOF分析的前两模态EOF1(a、c)和EOF2(b、d):(a、b)强越赤道气流样本;(c、d)弱越赤道气流样本

Fig. 7 The first two modes (a, c) EOF1 and (b, d) EOF2 of EOF analysis for the outgoing longwave radiation (OLR): (a, b) Strong CEF samples; (c, d) weak CEF samples

气流样本在(30°S~25°N, 90°E~180°E)范围内的OLR数据作经验正交函数(EOF)分析,以进一步了解强(弱)越赤道气流对应的Walker环流特征。具体处理方法如下:针对5~8月各月的强(弱)越赤道气流样本,首先处理得到各样本的OLR异常场(相对于各自月份的气候平均),然后将其按序排列作为EOF分析输入场的原始数据,直接进行经验正交展开,这样就可得到强(弱)越赤道气流样本中较为常见的OLR异常分布型态。

图7a、b是针对强越赤道气流样本作EOF分析得到的前两个模态(方差贡献分别为22.67%、13.95%),结合其时间系数(图略,第一时间系数大都为正值、第二时间系数也以正值居多)可知,第一模态中,印度尼西亚群岛附近有下沉运动异常,赤道中太平洋有上升运动异常,该种异常分布典型地反映了所选范围内热带Walker环流存有负异常,即Walker环流的强度较弱,热带的低层东

风较弱;第二模态虽不能典型反映Walker环流较弱的状况,但在多数情况下可以表征北半球辐合带较强、西太平洋副高较弱的环流状况,意味着北半球辐合带加强东伸,这间接揭示了通道附近的低层西风较强、东风较弱,从而亦在一定程度上表明了Walker环流较弱的状况。

图7c、d是针对弱越赤道气流样本作EOF分析得到的前两个模态(方差贡献分别为30.56%、10.92%),结合其时间系数(图略,同样以正值为主)可知,二者都可以表示热带Walker环流较强的状况,但第一模态对应的典型样本较多,第二模态对应典型样本较少(结合两模态的方差贡献以及时间系数的分布情况可知),这表明越赤道气流较弱时,OLR异常分布通常会更类似于第一模态,即印度尼西亚群岛附近有上升运动异常,北半球热带西太平洋地区有下沉运动异常。此外,西太平洋副高偏西或偏南的样本(即“维持型”的弱越赤道气

流样本) 更多形成第一模态异常分布, 表明此类 OLR 异常分布发生时, 西太平洋副高通常西伸或南压至通道北部, 辐合带活动则多位于通道左侧的近赤道地区到孟加拉湾附近, 导致越赤道气流无法维持在较高强度上。

因此可知, 热带 Walker 环流极弱(强) 的环流特征在 OLR 异常分布场上得以体现, 故而可认为 Walker 环流与南、北半球环流系统共同、一致的作用于越赤道气流, 而且它们在作用越赤道气流的过程中是一体互动的, 即南、北半球环流系统有利于澳洲北部强(弱) 越赤道气流的形成时, 同期也对应着弱(强) Walker 环流的形成。南半球澳高、冷空气槽、北半球辐合带、西太平洋副高可认为是越赤道气流的经向影响系统, 热带 Walker 环流可认为是越赤道气流的纬向影响系统, 二者相互制衡, 并互为环流条件, 共同决定了强或弱越赤道气流的形成。

7 结论

本文对强、弱越赤道气流样本所对应的各环流因子的特征进行了对比分析, 从而探讨了澳洲北部强、弱越赤道气流对应的环流配置, 主要得到如下结论:

(1) 强越赤道气流在月内主要表现出“维持型”的特征, 其通常对应北半球辐合带维持较强, 或南半球澳高维持较强, 亦或澳洲冷空气活动频繁发生的环流形势, 而且其一般对应西太平洋副高的偏东或偏北。

(2) 弱越赤道气流在月内主要表现出“维持型”或“振荡型”的特征, 前者多对应着西太平洋副高偏西或偏南的环流形势, 其通道北部的辐合带活动通常较弱; 后者多对应辐合带-西太平洋副高共同演进过程的多次发生, 其通道北部的辐合带活动通常偏强。

(3) 强 Walker 环流有利于弱越赤道气流的形成, 弱 Walker 环流有利于强越赤道气流的形成。Walker 环流与南、北半球环流系统共同、一致的作用于越赤道气流, 它们对强、弱越赤道气流形成的作用是相辅的。

参考文献 (References)

陈晶华, 陈隆勋. 1991. 亚洲南部的海陆分布对亚洲夏季风形成的作用 [J]. 应用气象学报, 2 (4): 355-361. Chen Jinghua, Chen Longxun. 1991. Influence of ocean-continent distribution in the

south part of Asia on the formation of Asian summer monsoon [J]. Quarterly Journal of Applied Meteorology (in Chinese), 2 (4): 355-361.

陈隆勋, 朱乾根, 罗会邦, 等. 1991. 东亚季风 [M]. 北京: 气象出版社. Chen Longxun, Zhu Qian'gen, Luo Huibang, et al. 1991. East Asian Monsoon (in Chinese) [M]. Beijing: China Meteorological Press.

范可. 2006. 南半球环流异常与长江中下游夏季旱涝的关系 [J]. 地球物理学报, 49 (3): 672-679. Fan Ke. 2006. Atmospheric circulation anomalies in the Southern Hemisphere and summer rainfall over Yangtze River valley [J]. Chinese J. Geophys. (in Chinese), 49 (3): 672-679.

高辉, 薛峰. 2006. 越赤道气流的季节变化及其对南海夏季风爆发的影响 [J]. 气候与环境研究, 11 (1): 57-68. Gao Hui, Xue Feng. 2006. Seasonal variation of the cross-equatorial flows and their influences on the onset of South China Sea summer monsoon [J]. Climatic and Environmental Research (in Chinese), 11 (1): 57-68.

Gong D Y, Wang S W. 1999. Definition of Antarctic Oscillation index [J]. Geophysical Research Letter, 26: 459-462.

何金海, 陈丽臻. 1989. 南半球中纬度准 40 天振荡及其与北半球夏季风的关系 [J]. 南京气象学院学报, 12 (1): 11-18. He Jin-hai, Chen Lizhen. 1989. Quasi-40 day oscillations over the mid-latitude of the Southern Hemisphere with their relation to the summer monsoon over the Northern Hemisphere [J]. Journal of Nanjing Institute of Meteorology (in Chinese), 12 (1): 11-18.

何金海, 李俊, 李永平. 1991. 澳大利亚冷空气活动影响东亚夏季风的过程——数值试验 [J]. 气象学报, 49 (2): 162-169. He Jinhai, Li Jun, Li Yongping. 1991. Numerical experiment with processes for effect of Australian cold air activity on East Asian summer monsoon [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 49 (2): 162-169.

Kuettner J P, Unninayar M S. 1980. The near equatorial jet of southern India and its role in the onset of the monsoon [R]. Results of Summer MONEX Field Phase Research (Part B), FGGE Operations Report, Vol. 9.

李崇银, 吴静波. 2002. 索马里跨赤道气流对南海夏季风爆发的重要作用 [J]. 大气科学, 26 (2): 185-192. Li C Y, Wu J B. 2002. Important role of the Somalian cross-equator flow in the onset of the South China Sea summer monsoon [J]. Chinese J. Atmos. Sci. (in Chinese), 26 (2): 185-192.

李宪之. 1955. 东亚寒潮侵袭的研究 [M]//中国近代科学论著专刊: 气象学 (1919~1949). 北京: 科学出版社, 35-118. Li Xianzhi. 1955. Study on the cold surge invasion in East Asia [M]//Publications of Recent Sciences in China: Meteorology (1919~1949) (in Chinese). Beijing: Science Press, 35-118.

Limpasuvan V, Hartmann D L. 1999. Eddies and the annular modes of climate variability [J]. Geophys. Res. Lett., 26: 3133-3136.

刘炯, 张庆云, 孙淑清. 2008. 澳大利亚东侧环流及海温异常与长江中下游夏季旱涝的关系 [J]. 大气科学, 32 (2): 231-241. Liu Ge, Zhang Qingyun, Sun Shuqing. 2008. The relationship be-

- tween circulation and SST anomaly east of Australia and the summer rainfall in the middle and lower reaches of the Yangtze River [J]. Chinese J. Atmos. Sci. (in Chinese), 32 (2): 231–241.
- 刘秦玉, 王韶霞. 2000. 印度尼西亚群岛邻近海域 SST 对越赤道气流的影响 [J]. 大气科学, 24 (5): 634–640. Liu Qinyu, Wang Shaoxia. 2000. Influence of the sea surface temperature in the vicinity of the Indonesia archipelago on the cross equator flow [J]. Chinese J. Atmos. Sci. (in Chinese), 24 (5): 634–640.
- 刘向文. 2008. 澳洲北部越赤道气流强弱变化的成因研究 [D]. 南京信息工程大学博士学位论文. Liu Xiangwen. 2008. Study on formation causes of strong and weak cross-equatorial flow to the north of Australia [D]. Ph. D. dissertation (in Chinese). Nanjing University of Information Science & Technology.
- 刘向文, 孙照渤, 倪东鸿, 等. 2009. 105°E 和 125°E 越赤道气流与南、北半球环流变化的关系 [J]. 大气科学, 33 (3): 443–458. Liu Xiangwen, Sun Zhaobo, Ni Donghong, et al. Connection of 105°E and 125°E cross-equatorial flow with the Southern and Northern Hemisphere circulations [J]. Chinese J. Atmos. Sci. (in Chinese), 33 (3): 443–458.
- Love G. 1985. Cross-equatorial influence of winter hemisphere subtropical cold surges [J]. Mon. Wea. Rev., 113: 1487–1498.
- 罗树森. 1975. 南半球冷空气对近海台风发生发展的影响 [J]. 气象, 10: 3–10. Luo Shusen. 1975. Influence of the cold air in the Southern Hemisphere on genesis and development of the maritime typhoon [J]. Meteorological Monthly (in Chinese), 10: 3–10.
- 南素兰, 李建平. 2005a. 春季南半球环状模与长江流域夏季降水的关系: I 基本事实 [J]. 气象学报, 63 (6): 837–846. Nan Sulan, Li Jianping. 2005a. The relationship between the summer precipitation in the Yangtze River valley and the boreal spring Southern Hemisphere annular mode: Part I. Basic facts [J]. Acta Meteor. Sinica (in Chinese), 63 (6): 837–847.
- 南素兰, 李建平. 2005b. 春季南半球环状模与长江流域夏季降水的关系: II 印度洋和南海海温的“海洋桥”作用 [J]. 气象学报, 63 (6): 847–856. Nan Sulan, Li Jianping. 2005b. The relationship between the summer precipitation in the Yangtze River valley and the boreal spring Southern Hemisphere annular mode: Part II. The role of the Indian Ocean and South China Sea as an “oceanic bridge” [J]. Acta Meteor. Sinica (in Chinese), 63 (6): 847–856.
- Ramaswamy C, Pareek R S. 1978. The southwest monsoon over Indian and its teleconnections with the middle and upper tropospheric flow patterns over the Southern Hemisphere [J]. Tellus, 30: 126–135.
- Rodwell M J. 1997. Breaks in the Asian monsoon: The influence of Southern Hemisphere weather systems [J]. J. Atmos. Sci., 54: 2597–2611.
- 施能, 封国林, 顾骏强, 等. 2007. 1948~2004 年全球越赤道气流气候变化. 热带气象学报, 23 (4): 326–332. Shi Neng, Feng guolin, Gu Junqiang, et al. 2007. The climatological variation of global cross-equatorial flow for the period of 1948–2004 [J]. Journal of Tropical Meteorology (in Chinese), 23 (4): 326–332.
- Sikka D R. 1980. Southern Hemisphere influences and the onset of the southwest monsoon of 1979 [R]. Results of Summer MONEX Field Phase Research (Part B), FGGE Operations Report, Vol. 9.
- 孙淑清, 刘舸, 张庆云. 2007. 南半球环流异常对夏季西太平洋热带气旋生成的影响及其机理 [J]. 大气科学, 31 (6): 1189–1200. Sun Shuqing, Liu Ge, Zhang Qingyun. 2007. The influence of the circulation anomalies in the Southern Hemisphere on the tropical cyclone frequency in summer over the western Pacific and its mechanism [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 31 (6): 1189–1200.
- 陶诗言, 徐淑英, 郭其蕴. 1962. 夏季东亚热带和副热带地区经向和纬向环流型的特征 [J]. 气象学报, 32 (2): 91–103. Dao Shihyen, Hsu Shuying, Kuo Chiyunn. 1962. The characteristics of the zonal and meridional circulation over tropical and subtropical regions in eastern Asia in summer [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 32 (2): 91–103.
- 陶诗言, 何诗秀, 杨祖芳. 1983. 1979 年夏季风试验期间东亚地区夏季风爆发时期的观测研究 [J]. 大气科学, 7: 347–355. Tao Shiyen, He Shixiu, Yang Zufang. 1983. An observational study on the onset of the summer monsoon over Eastern Asia in 1979 [J]. Chinese J. Atmos. Sci. (Scientia Atmospherica Sinica) (in Chinese), 7: 347–355.
- Thompson D W J, Wallace J M. 2000. Annular modes in the extratropical circulation, Part I: Month-to-month variability [J]. J. Climate, 13: 1000–1016.
- 王会军, 薛峰. 2003. 索马里急流的年际变化及其对半球间水汽输送和东亚夏季降水的影响 [J]. 地球物理学报, 46 (1): 18–25. Wang Huijun, Xue Feng. 2003. Interannual variability of Somali jet and its influences on the inter-hemispheric water vapor transport and on the East Asian summer rainfall [J]. Chinese J. Geophys. (in Chinese), 46 (1): 18–25.
- Xie A, Chung Y-S, Xia L, et al. 1998. The interannual variations of the Summer Monsoon onset over the South China Sea. Theoretical and Applied Climatology, 59 (4): 201–213.
- 薛峰, 王会军, 何金海. 2003. 马斯克林高压和澳大利亚高压的年际变化及其对东亚夏季风降水的影响 [J]. 科学通报, 48 (3): 287–291. Xue F, Wang H J, He J H. 2003. Interannual variability of Mascarene high and Australian high and their influence on summer rainfall over East Asia [J]. Chinese Science Bulletin, 48 (5): 492–496.
- 薛峰, 何卷雄. 2005. 南半球环流变化对西太平洋副高东西振荡的影响 [J]. 科学通报, 50 (15): 1660–1662. Xue Feng, He Juanxiong. Influence of the southern hemispheric circulation on east-west oscillation of the western Pacific subtropical high [J]. Chinese Science Bulletin, 2005, 50 (14): 1532–1536.
- 曾庆存, 李建平. 2002. 南北两半球大气的相互作用和季风的本质 [J]. 大气科学, 26 (4): 433–448. Zeng Qingcun, Li Jianping. 2002. Interactions between the northern and southern hemispheric atmospheres and the essence of monsoon [J]. Chinese J. Atmos. Sci. (in Chinese), 26 (4): 433–448.