冯俊阳,肖子牛. 热带低频振荡的强度和相位对中国南方冬季降水的影响[J]. 气象,2012,38(11):1355-1366.

热带低频振荡的强度和相位对中国南方冬季降水的影响*

冯俊阳[1,2] 肖子牛[3,4]

1 南京信息工程大学大气科学学院,南京 210044
2 解放军 63898 部队气象台,济源 459000
3 中国气象局气象干部培训学院,北京 100081
4 中国科学院大气物理研究所,北京 100029

提 要:利用 NOAA 的逐日向外长波辐射(简称 OLR)资料、NCEP/NCAR 资料和中国台站降水资料,初步研究了热带地区低频振荡与我国南方冬季降水的关系,并分析了低频振荡不同位相对降水的影响。对低频振荡不同位相的合成分析表明:热带低频振荡的相位变化与位于副热带和菲律宾地区的环流系统的低频变化密切相关,并会影响到我国南方地区降水的演变。在低频振荡强度的高指数年,当对流活跃中心位于热带印度洋(热带西太平洋)时,副热带地区的阿拉伯海槽和孟加拉湾槽加深(减弱),菲律宾附近表现为反气旋(气旋)式环流,导致我国南方地区南(北)风异常,同时水汽输送和上升运动增强(减弱),从而导致降水偏多(少)。低指数年各位相的对流、降水以及其他要素的异常均不明显。

关键词:低频振荡强度,中国南方,位相合成,降水,冬季

Impact of Low-Frequency Oscillation Intensity and Phases in Tropics on the Winter Precipitation in Southern China

FENG Junyang[1,2] XIAO Ziniu[3,4]

1 School of Atmospheric Science, Nanjing University of Information Science and Technology, Nanjing 210044
2 Unite No. 63898 of PLA, Jiyuan 459000
3 CMA Training Centre, Beijing 100081
4 Institute of Atmosphere Physics, CAS, Beijing 100029

Abstract: The relationship of the low-frequency oscillation (LFO) intensity and phases in tropics and the winter precipitation in southern China has been investigated based on the NOAA outgoing longwave radiation (OLR) data, NCAR/NCEP data and observed precipitation data in China. The phase composites of the low-frequency precipitation for the high-index years show that the phase changes are significantly correlated with the low-frequency changes of the circulation systems in the subtropical and Philippines and they can affect the precipitation in southern China for different phases. For the high-index years when the active convection center is located in tropical Indian Ocean (western Pacific), the Arabian trough and the Bay of Bengal trough are deepened (weakened), and the anticyclone (cyclone) circulation appears near Philippines. Such environment leads to the south (north) wind anomaly to appear in southern China, the moisture and upward motion are increased (decreased) and the precipitation is more (less). The anomalies in convection, precipitation and other factors are not obvious in each phase for the low-index years.

Key words: low-frequency oscillation (LFO) intensity, southern China, phase composites, precipitation, winter

* 国家自然科学基金(41175051、40905035 和 U0833602)及公益性行业(气象)科研专项(GYHY201106015)共同资助
2011 年 11 月 15 日收稿; 2012 年 6 月 17 日收修定稿
第一作者:冯俊阳,主要从事大气季节内振荡方面的研究. Email:junyangfeng@126.com

引 言

自从 Madden 等[1-2]通过谱分析方法发现热带大气纬向风和气压场存在 40～50 天周期的低频振荡并于次年证实了全球热带地区均存在 40～50 天周期的振荡之后，大气低频振荡的研究就成为大气科学研究的重要问题之一，人们对大气低频振荡的存在、结构、活动及动力学机制等多个方面也都做了广泛研究。

关于热带大气低频振荡的强度，学者们也做了很多研究。李崇银[3]用经过 30～60 天带通滤波的纬向风平方值来表示低频振荡的强度，发现热带大气的 30～60 天振荡在赤道东太平洋、南亚热带地区、赤道西太平洋和赤道西大西洋地区比较强。谢安[4]指出 OLR 的低频振荡在北半球夏季赤道东印度洋和西太平洋有大的振幅。Hendon 等[5]用 OLR 及 850 hPa 纬向风的方差分布指出 ISO 能量大值区位于热带印度洋、西太平洋。董敏等[6]研究发现热带季节内振荡有明显的季节变化，西太平洋地区和印度洋地区的季节内振荡 1 年中有两次极大值，冬季主要活跃在南半球(10°S 附近)，而夏季则活跃在北半球(10°N 附近)。刘芸芸等[7]选择 200 hPa 纬向风季节内变化的方差作为 ISO 指数反映 ISO 的活动强度，发现在全球变暖背景下，ISO 在中印度洋、孟加拉湾地区变得活跃、频率加大，且季节变化明显，冬、春季强，夏、秋季弱。在热带大气低频振荡强度的年际变化研究方面，Lau 等[8]认为，纬向风的垂直切变以及非绝热加热的水平和垂直分布可能是造成热带大气低频振荡强度年际变化的原因。Qi 等[9-10]的研究发现，ISO 强度和印度夏季风降水的年际变化表现出负相关的关系。在强的 ISO 年，印度夏季风减弱，同时在对流层下部印度次大陆存在一个异常高压，在弱的 ISO 年，印度夏季风增强，印度次大陆存在一个异常低压。除此之外，夏季印度地区的 ISO 强度在 ENSO 发展和消退位相时分别增强和减弱。Salby 等[11]和李崇银等[12]、李桂龙等[13]的研究指出，热带大气低频振荡强度在 ENSO 发生之前较强，在 ENSO 发生之后减弱。Hendon 等[14]和 Slingo 等[15]则认为大气低频振荡强度的年际变化与 ENSO 无关。

热带大气低频振荡强度与中国降水的联系也非常紧密。目前的研究主要关注于夏季降水的情况，Zhang 等[16]通过遥相关以及局地 Hadley 环流的变化两种机制，解释了 MJO 对中国东南部夏季降水的影响。何敏[17]指出热带风场具有与江淮降水变化基本相同的振荡周期，可能是造成降水周期变化的重要原因之一。信飞等[18]研究发现 1997 年华南地区前汛期降水和风场的低频振荡现象是普遍存在的，低频纬向风的传播变化与降水的时间分布有较好的对应。陶诗言等[19]研究发现赤道印度洋的 MJO 引起南海地区西风的加强；南海西风的加强，触发中国南部大陆出现季风涌；季风涌与来自北方的冷空气交绥，造成静止锋上的致洪暴雨。对于冬季降水的情况，He 等[20]对(20°S～20°N、60°E～150°W)区域的冬季逐候 OLR 资料进行 EOF 分析，发现在 EOF 第一模态，海洋大陆地区有一个单独的对流中心，同时 20 °N 以北的东亚地区气温降低，降水减少；在 EOF 第二模态，热带东印度洋和西太平洋地区的对流则分别加强和减弱，同时东亚降水和气温表现为一个带状偶极子分布模态，即 120°E 以西的干冷异常和 120°E 以东的暖湿异常。李崇银等[21]的研究指出 MJO 在不断东移的过程中，将影响和改变大气环流形势。刘冬晴等[22]指出热带对流活动从赤道印度洋西部东移至赤道西太平洋，中国东部冬季降水先后经历了长江流域多雨、整个南方多雨、华南多雨而长江流域少雨。袁为等[23]指出在 MJO 的前 4 个相位，降水存在正异常；在 MJO 的后 4 个相位，降水存在负异常。Jia 等[24-25]在 Wheeler 等[26]根据 RMM1 与 RMM2 在复平面上的位置把 MJO 分成 8 个相位的基础上，研究了热带低频振荡各个位相我国冬季降水的变化及成因，并设计了适合开展实时业务监测的 MJO 计算方法，初步在国家气候中心建立了逐日的 MJO 实时监测业务。

可以看出，热带低频振荡强度对我国降水的影响是显著的。但值得注意的是，这些研究主要是在实时 MJO 指数的基础上，依据 MJO 振荡(30～60 天周期)的传播[27]来研究 MJO 与降水关系。本文将在前人研究的基础上，通过对大气低频振荡强度和相位变化的研究，探讨其与我国南方冬季降水的联系，并寻找其影响南方冬季降水的原因。

1 资料和方法

1.1 资料

采用水平分辨率为 2.5°×2.5°的 NCEP/NOAA 的 OLR 逐日资料和 NCEP/NCAR 的水平风场、垂

直速度等逐日再分析资料，以及中国气象局提供的743站的逐日降水资料（考虑站点的迁移、缺测等原因，选取了其中的572站）。所有资料的时间序列长度均为1979—2008共30年。

1.2　方法

采用Butterworth滤波器[3]对逐日OLR资料和850 hPa纬向风资料进行30～60天带通滤波处理；以及合成分析的方法：根据所选各个位相所对应的日期，把同一位相的各气象变量分别合成，得到这些变量在各个位相的合成值。

2　我国南方冬季降水与热带低频振荡的关系

2.1　热带低频振荡强度的定义

首先定义一个热带低频振荡强度指数。以前的研究已经给出了许多不同的低频振荡强度指数[28-31]，本文采用李丽平等[31]定义的低频振荡强度指数，即用能量 E 来表示低频振荡强度。

其定义方法为：取12月1日、3月1日、6月1日和9月1日为北半球冬、春、夏、秋季开始日，各季长 L 日，对 t_y 年、t_s 季、t_d 日、(i,j) 点的某要素序列 $R(i,j,t_d,t_s,t_y)$，得该要素场在 t_y 年、t_s 季低频振荡分量的能量：

$$\tilde{E}(i,j,t_s,t_y)=\sum_{t_d=1}^{L}\tilde{R}^2(i,j,t_d,t_s,t_y)/L \quad (1)$$

以及总能量：

$$\hat{E}(i,j,t_s,t_y)=\sum_{t_d=1}^{L}\hat{R}^2(i,j,t_d,t_s,t_y)/L \quad (2)$$

由式(1)和式(2)可得到 t_s 季多年平均的低频振荡能量和总能量，分别记为：

$$\bar{\tilde{E}}(i,j,t_s)=\sum_{t_y=1}^{m_y}\tilde{E}(i,j,t_s,t_y)/m_y \quad (3)$$

$$\bar{\hat{E}}(i,j,t_s)=\sum_{t_y=1}^{m_y}\hat{E}(i,j,t_s,t_y)/m_y \quad (4)$$

它们的比值为：

$$\bar{\rho}(i,j,t_s)=\bar{\tilde{E}}(i,j,t_s)/\bar{\hat{E}}(i,j,t_s)\times 100\% \quad (5)$$

其中 m_y 为总年数。式(5)中 $\bar{\rho}$ 即作为低频振荡强度指数，用于分析低频振荡的活动特征。

利用式(5)求出OLR的低频振荡强度后，给出OLR多年季节平均低频振荡强度分布图（图1）。

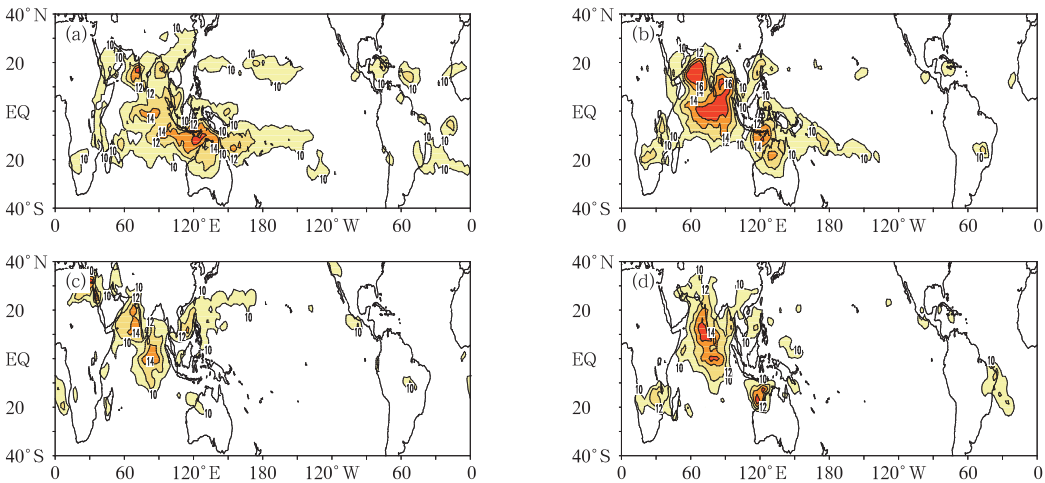


图1　OLR低频振荡强度季节平均分布图（单位：%，未画小于10的等值线）

（a）12月至次年2月，（b）3—5月，（c）6—8月，（d）9—11月

Fig. 1　Seasonal mean of OLR low-frequency oscillation intensity (unit: %, the values less than 10 not shown)

(a) from December to next February, (b) from March to May,

(c) from June to August, (d) from September to November

从4个季节的OLR低频振荡强度分布图可以看出，强的低频振荡活动主要存在于热带印度洋和热带西太平洋区域，并且其强度中心位置从冬季到夏季向北移动。利用同样的方法，用850 hPa纬向风资料经过计算后得到的4个季节的热带低频振荡强度分布图（图略）与图1的强度分布位置基本相同，这进一步验证了早期分析热带低频振荡强度分布所得到的结论[32]，同时也反映了本文所用指数的

合理性。

2.2 我国南方冬季降水与热带低频振荡活动的关系

为了研究我国南方冬季降水与热带低频振荡强度指数的关系，我们取长江以南的区域(21°～30°N、110°～120°E)作为研究的对象。

对上述所选区域(我国南方地区)的降水作区域平均后，得到逐年的冬季降水时间序列。利用该序列和同期的热带低频振荡强度场进行逐点相关计算，相关系数分布图如图 2 所示。可以看出，在海洋大陆至热带西太平洋地区有一个正的相关区(10°S～10°N、120°～160°E)，且相关系数的分布通过0.05的显著性水平检验。对该区域的低频振荡强度作平均后作为热带低频振荡强度指数。图 3 为 1979—2007 年冬季我国南方降水与热带低频振荡强度指数的标准化时间序列，二者相关系数达到 0.64。可见我国南方冬季降水与热带低频振荡强度的年际变化有很好的关联，热带低频振荡强度指数高(低)，则我国南方冬季降水多(少)。

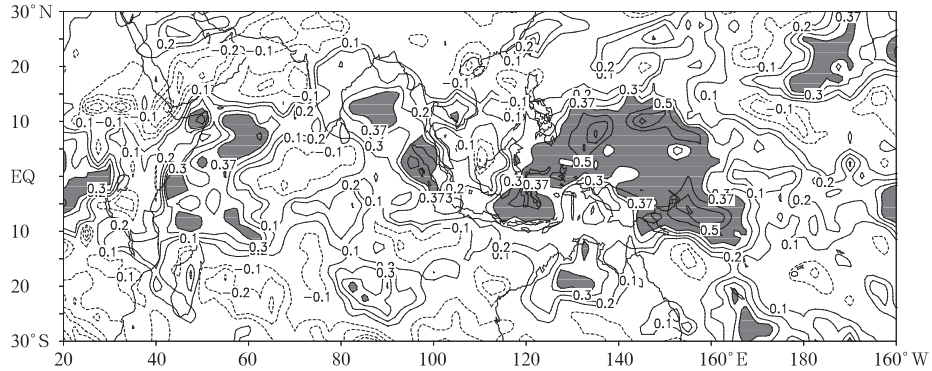


图 2 1979—2007 年冬季我国南方地区降水与热带低频振荡强度的相关分布
(阴影区表示通过 0.05 显著性水平检验)

Fig. 2 Correlations between the wintertime rainfall in southern China and the LFO intensity during 1979—2007
(The shaded areas indicate the significance level above 0.05)

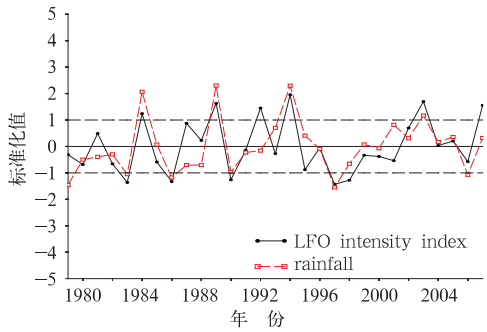


图 3 1979—2007 年冬季热带低频振荡强度指数与我国南方冬季降水的标准化时间序列

Fig. 3 Standardized time coefficients of the LFO intensity index and the wintertime rainfall in southern China during 1979—2007

3 低频振荡不同相位对降水的影响

在 2.2 节的分析看到，低频振荡的强度与我国南方冬季降水的多少有密切的联系，为了分析我国南方冬季降水异常与热带低频振荡不同相位之间的联系，采用位相合成方法对环流场等要素进行分析。首先将上述冬季低频振荡强度指数标准化后(图 3)，取大于 1 的年份为高指数年，小于－1 的年份为低指数年。则冬季低频振荡强度高指数年有 1984、1989、1992、1994、2003 和 2007 年，低指数年有 1983、1986、1990、1997 和 1998 年，低频振荡强度的高低指数年分别对应降水的偏多和偏少年。

把(10°S～10°N、120°～160°E)区域的低频 OLR 做区域平均，分别得到高、低指数年热带冬季低频 OLR 的逐日序列，如图 4 所示。选取完整的波动周期，选取时段均为 12 月 1 日至次年 2 月 28 日共 90 天。将波动周期划分为 8 个位相，分别为位相 1(0 位相)、位相 2(0 到正位相)、位相 3(峰值位相)、位相 4(正到 0 位相)、位相 5(0 位相)、位相 6(0 到负位相)、位相 7(谷值位相)、位相 8(负到 0 位相)。根据8个位相所对应的时间对冬季低频OLR进行

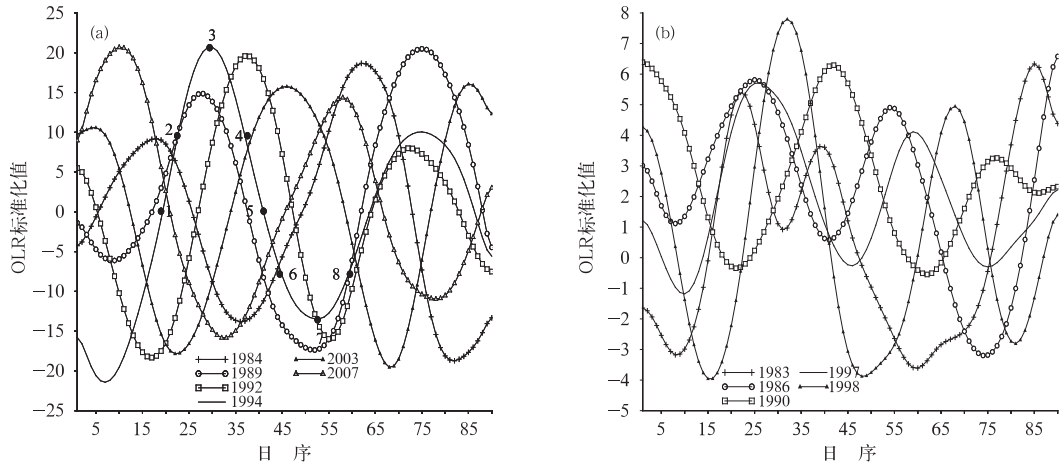


图 4　热带低频振荡强度高指数年(a)和低指数年(b)热带低频 OLR 标准化时间序列

Fig. 4　The standardized time coefficients of low-frequency winter precipitation in southern China in high index years (a) and low index years (b)

位相合成,进而考察低频振荡不同相位对我国南方冬季降水的影响。

3.1　高指数年不同相位的低频 OLR 特征

由于采用了 OLR 资料来表示低频振荡,因此有必要首先考察低频 OLR 的位相演变。图 5 为高指数年低频振荡 8 个位相对应的低频 OLR 合成图。从图中可见,第 1 位相,所选取域热带西太平洋的对流异常不明显,对流活跃中心位于热带中太平洋地区,对流减弱中心位于热带印度洋东部至海洋大陆附近。第 2 位相,非洲和热带西印度洋的对流中心开始活跃,对流减弱中心东移到海洋大陆。第3、4

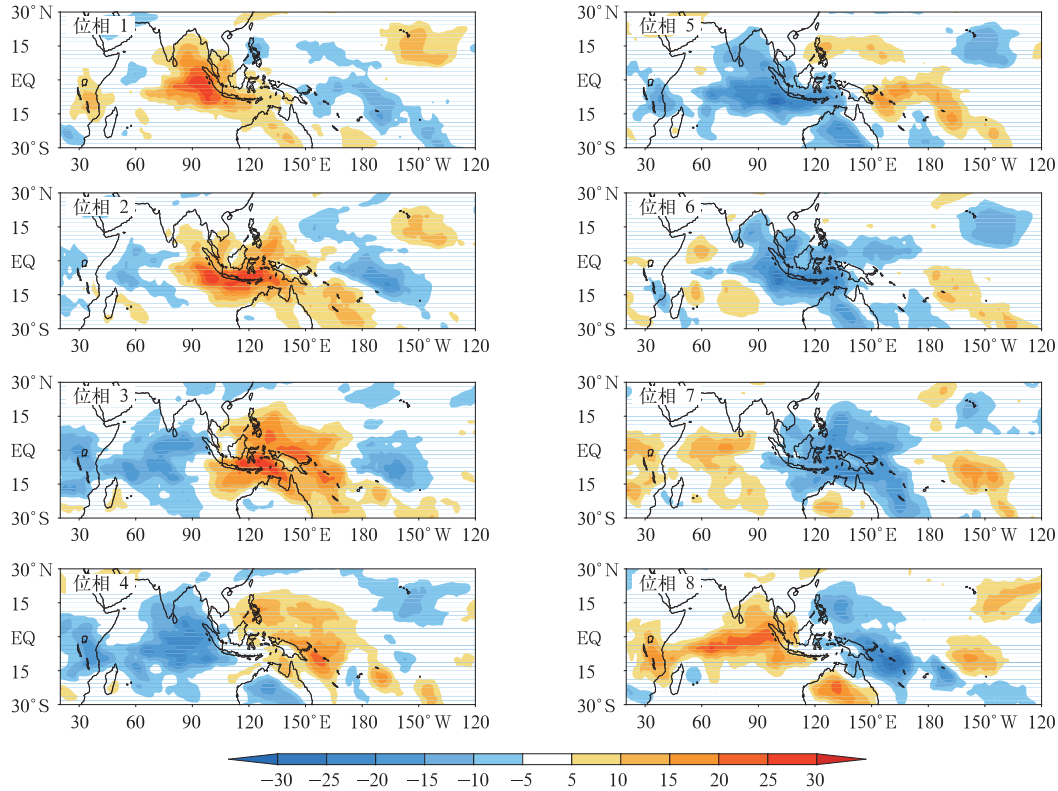


图 5　热带地区低频振荡不同相位 OLR 的合成(单位:W・m^{-2})

Fig. 5　The phase composites (phases 1−8) of low-frequency OLR in tropics (unit: W・m^{-2})

位相，对流活跃中心东移到热带印度洋，对流减弱中心位于热带西太平洋地区。第 5 位相，所选区域对流异常又表现为不明显，对流活跃中心开始到达海洋大陆。第 6 位相，对流活跃中心正处于海洋大陆，印度洋地区开始出现对流减弱中心。第 7、8 位相，对流减弱中心位于热带印度洋，对流活跃中心位于热带西太平洋地区。综合 8 个位相的低频 OLR 传播图像，可以看出，冬季，热带地区低频 OLR 表现出明显的东传特征；位相 3 到位相 5，对流活跃中心位于热带印度洋，对流减弱中心位于热带西太平洋，位相 7 到位相 1，对流分布中心则相反；从位相 1 到位相 8，热带低频 OLR 完成一个低频振荡循环。

3.2 高指数年不同相位降水的合成

与低频 OLR 传播的 8 个位相相对应，下面讨论我国南方冬季降水异常在各个位相上的特征。

图 6 为低频振荡 8 个位相对应的冬季降水的合成图。位相 1 时，南方地区降水偏少，江淮地区降水偏多。位相 2 时，上述形势仍然维持，但南方降水偏少和江淮降水偏多的幅度均减小；位相 3 时，我国南方地区降水得到明显加强，整个地区表现为偏多；到位相 4 时，南方地区降水达到最强；位相 5，南方地区降水仍然偏多，江淮地区降水开始出现偏少；位相 6 的降水异常分布与位相 2 基本相反，降水形势分布开始出现反转；位相 7 时，我国南方地区降水减弱，整个地区基本均表现为偏少；位相 8 时，南方地区降水达到最弱。

综合 3.1 和 3.2 节可以得到，当低频振荡的活跃中心位于热带印度洋，减弱中心位于热带西太平洋时，即位相 3 到位相 5 时，我国南方地区降水相应偏多，并且位相 4 时的降水最强，降水最大正异常值达到 4 $mm \cdot d^{-1}$；而当低频振荡的活跃中心位于西太平洋，减弱中心位于印度洋时，即位相 7 到位相 1 时，我国南方地区降水偏少，且位相 8 时的降水最弱，降水最大负异常值达到 3 $mm \cdot d^{-1}$。

Jia 等[24]利用澳大利亚气象局提供的实时 MJO 指数研究了 MJO 不同位相对中国冬季降水的影响。与 Jia 等的结论相比较可以发现，对于 OLR 和中国冬季降水的位相演变，Jia 等[24]的 OLR 和降水的第 1 到第 8 位相的分布基本对应了本文的第 2 到下个周期的第 1 位相的分布。尽管如此，两者在本质上仍是相同的，即当低频振荡的活跃中心位于热带印度洋（西太平洋），减弱中心位于热带西太平洋（印度洋）时，我国南方地区冬季降水偏多（偏少）。

3.3 高指数年不同相位风场及水汽场的合成

从以上的分析可以看出热带对流变化的同时，我国冬季南方降水也发生了变化。这种变化的背后必然存在着大尺度环流背影场的演变，下面通过对不同相位的风场、水汽场和垂直速度场进行考察，来寻找引起降水位相变化的原因。

利用同样的方法对不同相位的环流场和水汽场进行合成（如图 7）。位相 1，副热带地区阿拉伯海槽和孟加拉湾槽均为异常减弱，西太平洋菲律宾地区也出现气旋式环流异常，我国南方地区受弱的偏北气流控制，对应的水汽场上，水汽输送减弱，水汽散度为正值，我国南方地区降水偏少。到位相 2 时，热带地区 850 hPa 低频风场主要表现为从对流减弱区向对流增强区的扰动，我国南方地区开始受偏南气流控制，水汽输送也开始增强。在位相 3 和位相 4 时，可以明显看出，副热带地区南支槽系统中的阿拉伯海和孟加拉湾槽加强，同时西太平洋菲律宾附近有反气旋式环流并加强，我国南方地区在这两个系统的影响下，偏南气流增强，同时在两者的共同作用下，水汽输送得到增强，导致南方地区降水偏多。位相 5，上述形势继续维持但有所减弱。位相 6 时，副热带地区的阿拉伯海和孟加拉湾槽以及菲律宾附近的反气旋式环流大大减弱，对应的水汽场上，虽然仍有水汽输送到我国南方地区，但水汽散度已表现为辐散，不利于降水。位相 7 到位相 8，副热带地区阿拉伯海槽和孟加拉湾槽均明显减弱，西太平洋菲律宾地区也出现气旋式环流异常，我国南方地区为北风异常，对应的水汽图中，源于孟加拉湾及西太平洋的水汽输送减弱，水汽散度为正值表现为辐散，导致南方地区降水偏少。

从环流场和水汽场的分析可以看出，冬季影响我国南方降水的主要因素为副热带地区的阿拉伯槽、孟加拉湾槽以及我国南海附近的气旋系统。当阿拉伯槽和孟加拉湾槽加强，南海地区为反气旋式环流时，则向我国南方地区的水汽输送增强，导致降水偏多，反之，降水偏少。这也表明了热带 OLR 低频振荡可能是通过阿拉伯槽以及孟加拉湾槽等的低

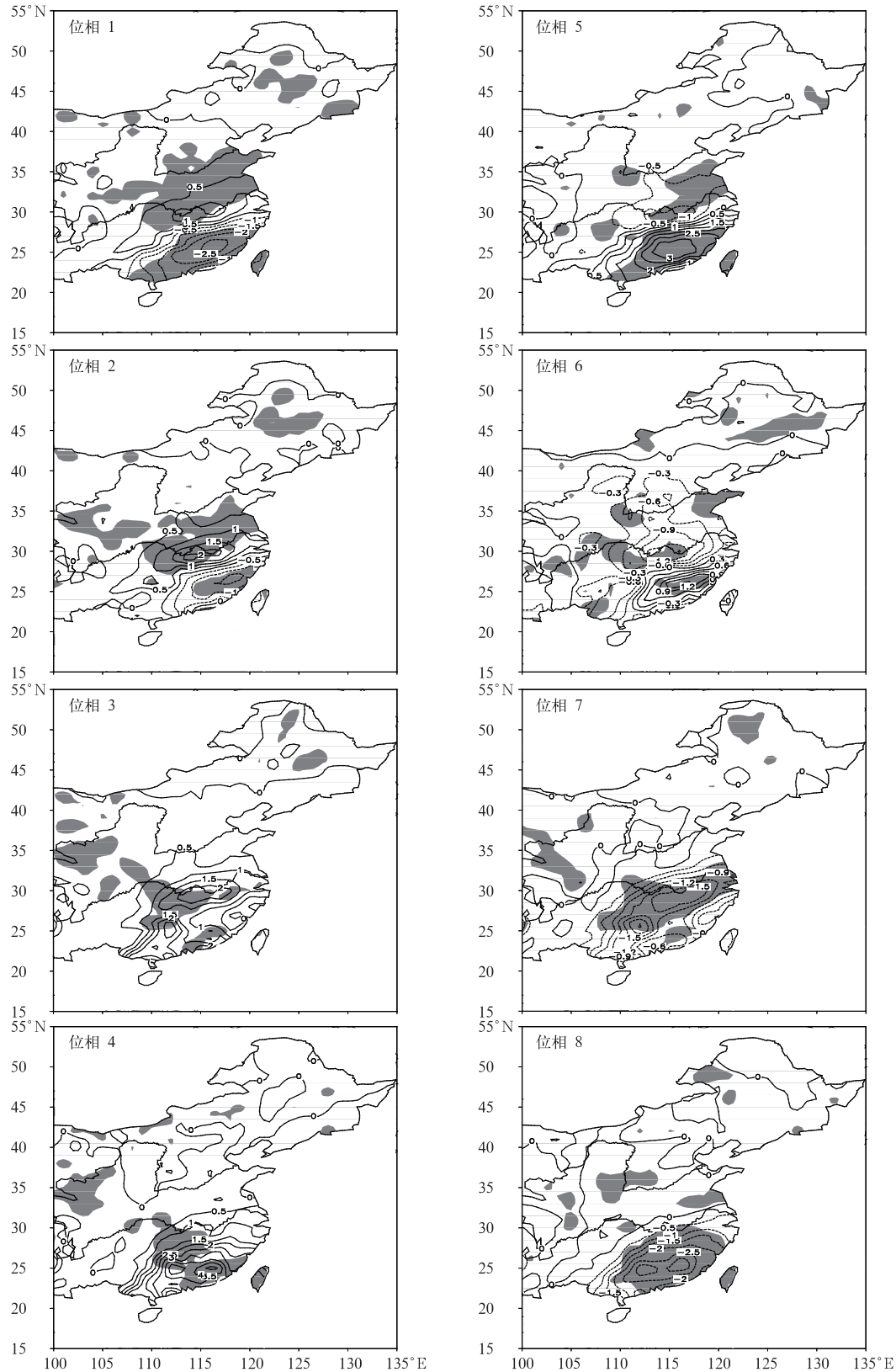


图 6　热带低频振荡不同相位我国南方冬季降水的合成

（单位：mm・d^{-1}，阴影区表示通过 0.05 显著性水平检验）

Fig. 6　The phase composites (phases 1—8) of the precipitation in southern China

(unit: mm・d^{-1}; The shaded areas indicate the significance level above 0.05)

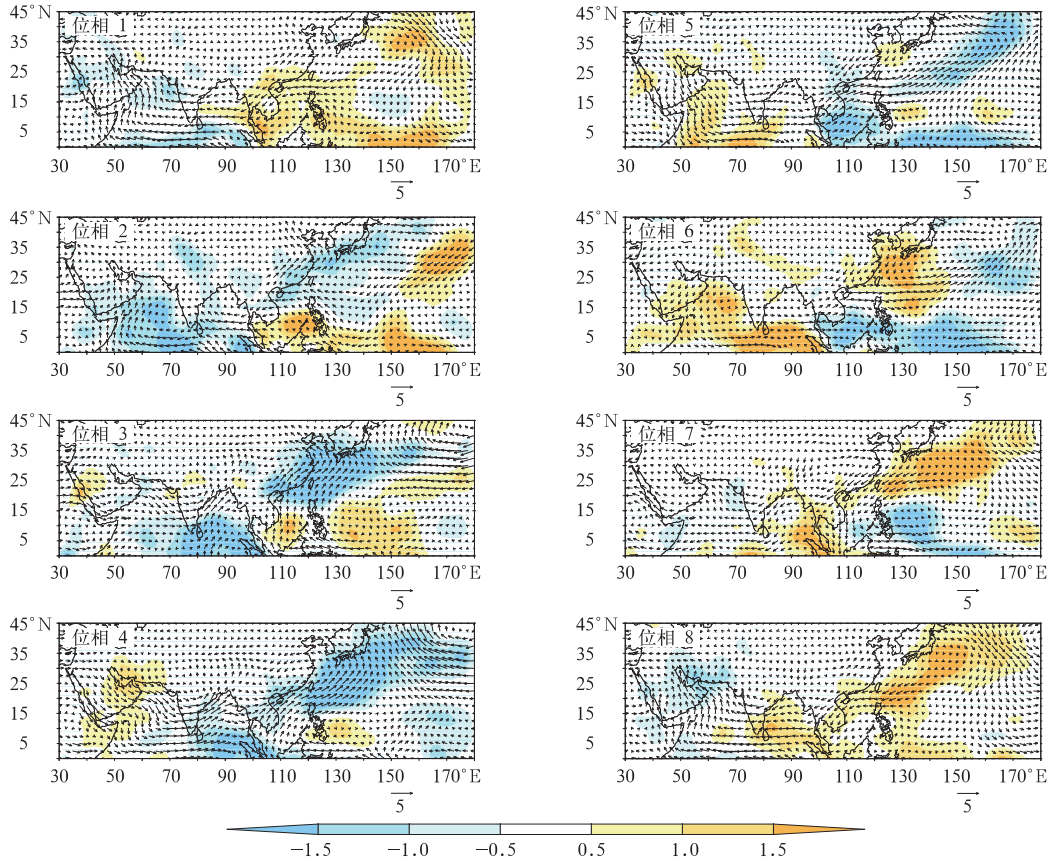


图 7 低频振荡不同相位 850 hPa 低频风场的合成(矢量,单位:$m \cdot s^{-1}$)
和水汽通量散度(阴影,单位:10^{-5} $kg \cdot m^{-2} \cdot s^{-1}$)的合成

Fig. 7 The phase composites (phases 1−8) of 850 hPa low-frequency wind (vector, unit: $m \cdot s^{-1}$) and moisture flux divergence(shaded, unit: 10^{-5} $kg \cdot m^{-2} \cdot s^{-1}$)

频振荡进而影响我国南方冬季降水。

3.4 垂直运动的位相变化

随着对流活跃中心从印度洋移向西太平洋,我国南方地区的垂直运动也产生了位相变化(图 8)。第 1 位相时,我国南方地区中低层表现为下沉运动,高层有弱的上升运动,因而空气对流不明显,降水也偏少。位相 2,我国南方地区上升运动开始增强,到第 3、4 位相时,该地区上升运动基本达到最强,并且范围向北扩大。位相 5 上升运动仍然较强但开始有所减弱。到第 6 位相时,上升运动的形势开始出现转换,上升运动由增强转为减弱,并于第 7、8 位相达到最弱。总体而言,垂直运动的位相转换与冬季南方地区降水的位相转换配合较好:当上升运动强时,降水偏多;反之,降水偏少。

综合以上分析,在热带低频振荡强度的高指数年,冬季,我国南方地区降水的位相变化与热带低频振荡的向东传播具有很好的同步性,并且受到副热带南支槽系统以及菲律宾附近的反气旋或气旋式环流的共同影响。在低频振荡的第 3 到第 5 位相,对流活跃中心位于热带印度洋,副热带地区的阿拉伯海槽和孟加拉湾槽加深,菲律宾附近表现为反气旋式环流增强,在它们的共同作用下,我国南方地区南风异常,同时水汽输送增强,上升运动增强,降水偏多;在低频振荡的第 7 到第 1 位相,对流活跃中心位于热带西太平洋地区,副热带地区的阿拉伯海槽和孟加拉湾槽减弱,菲律宾附近表现为气旋式环流,这导致我国南方地区北风异常,水汽的输送减弱,上升运动也减弱,从而降水偏少。

3.5 低指数年降水的位相合成

图 9 给出了低指数年我国南方地区降水的位相合成。同高指数年类似,低指数年,我国南方地区 8 个位相降水的变化特征与高指数年的情况基本一

致。但不同的是,高指数年各位相比低指数年各位相的降水异常均要明显,特别是在降水的波峰(第 4 位相)和波谷位相(第 8 位相),高指数年的降水异常比低指数年的降水异常要高 2～3 mm。

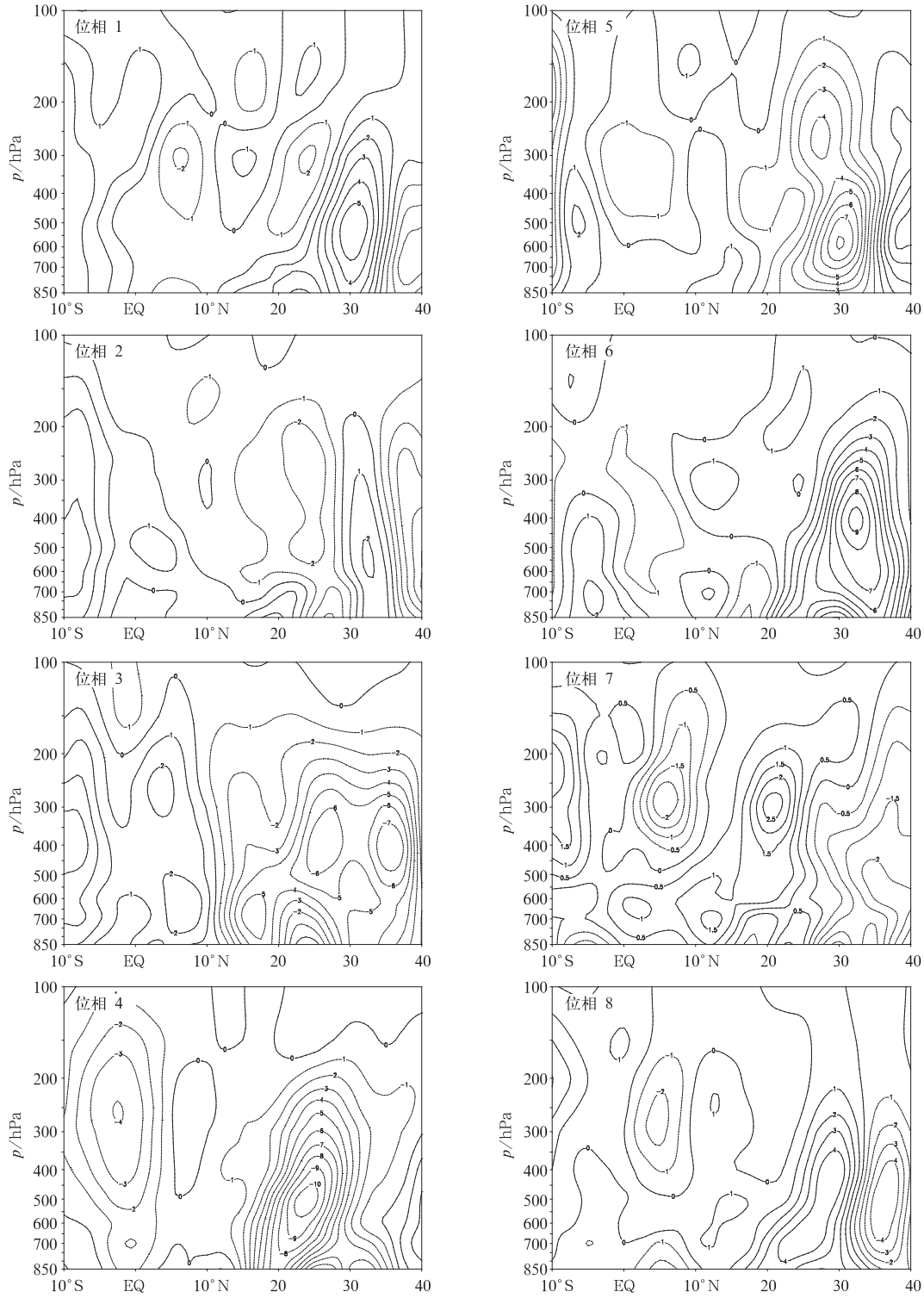


图 8　不同位相 110°～120°E 平均的垂直速度经向-高度剖面图(单位:0.5 hPa·s^{-1})

Fig. 8　Latitude-height cross sections of vertical velocity averaged from 110° to 120°E during eight phases (unit: 0.5 hPa·s^{-1})

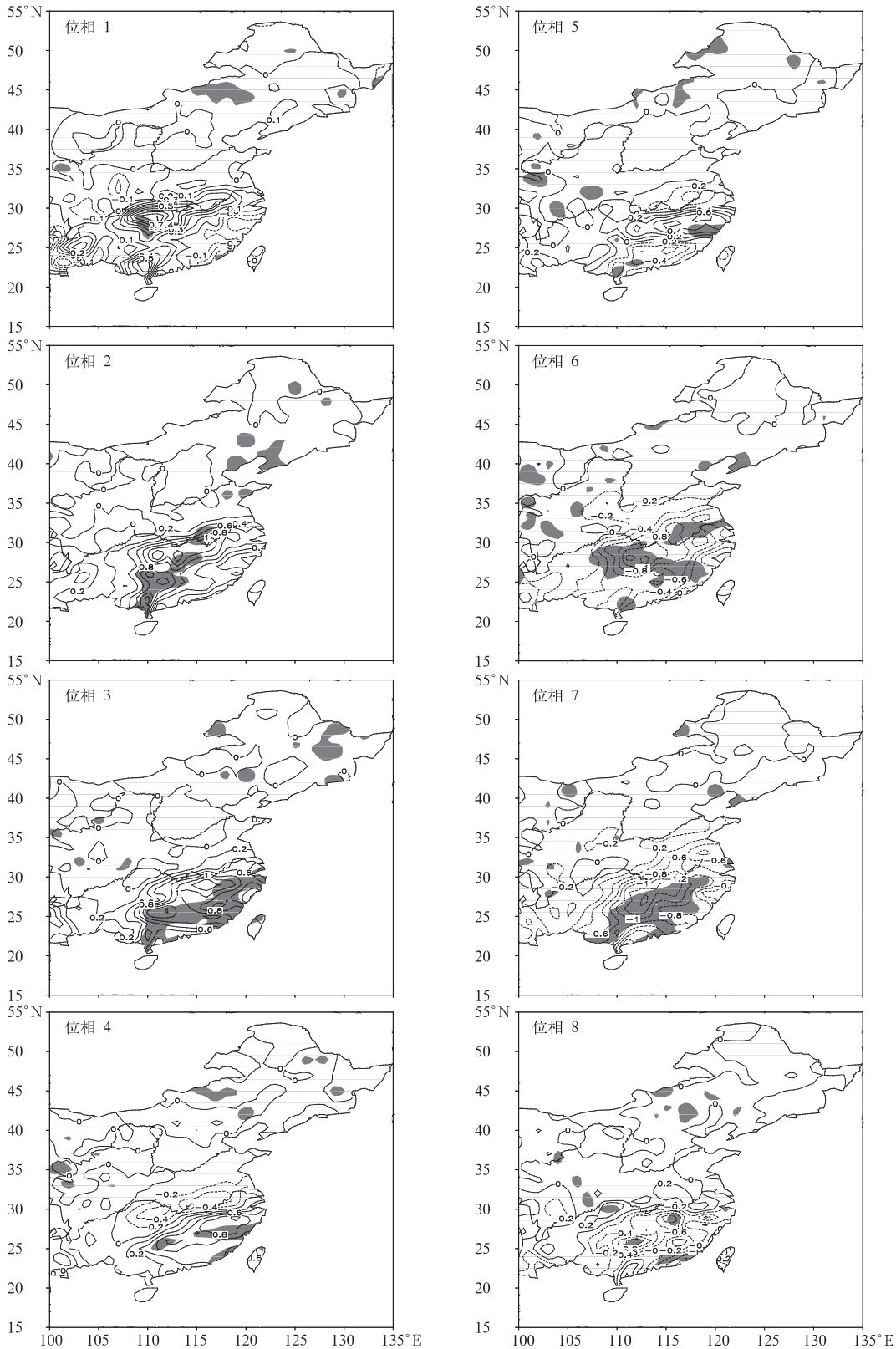


图 9 热带低频振荡强度低指数年我国南方冬季降水的位相合成

(单位:mm·d^{-1},阴影区表示通过 0.05 显著性水平检验)

Fig. 9 The phase composites (phases 1—8) of winter precipitation in southern China for low index years of the LFO intensity

(unit: mm·d^{-1}; The shaded areas indicate the significance level above 0.05)

对低指数年的 OLR 场、环流场、水汽场以及垂直运动场进行分析（图略），发现其 OLR 场各位相的异常值都比高指数年小；850 hPa 低频风场中，各个位相的风场异常也均弱于高指数年的风场异常，副热带地区的南支槽系统和菲律宾附近的环流系统也不明显；同样，各位相水汽输送以及垂直运动的异常也弱于高指数年。这就表明：在低频振荡强度高值年时，热带地区的对流传播强，我国南方地区冬季降水主要受到副热带地区和菲律宾地区低频环流系统的影响，而低值年，上述两个系统表现得不明显。

需要注意的是，高指数年和低指数年各要素场异常存在的差异很有可能是热带低频振荡强度的年际变化引起的。至于其年际变化与哪些因素相联系及影响其年际变化的机制是什么，我们会在下一步工作中进行讨论。

4　结　论

本文通过对冬季热带低频振荡强度和相位与中国南方地区降水关系的研究，初步得出以下结论：

（1）选取了一个热带低频振荡强度指数，并验证了我国南方冬季降水与热带低频振荡强度指数有密切的联系。热带低频振荡强度高，我国南方地区降水偏多；热带低频振荡强度低，我国南方地区降水偏少。

（2）冬季，热带低频振荡的相位变化与位于副热带和菲律宾地区的环流系统的低频变化密切相关，并会影响到我国南方地区降水的演变。

（3）在热带低频振荡的第 3 到第 5 位相，对流活跃中心位于热带印度洋，副热带地区的阿拉伯海槽和孟加拉湾槽加深，菲律宾附近表现为反气旋式环流增强，在它们的共同作用下，我国南方地区南风异常，同时水汽输送增强，上升运动增强，降水偏多；在低频振荡的第 7 到第 1 位相，对流活跃中心位于热带西太平洋地区，副热带地区的阿拉伯海槽和孟加拉湾槽减弱，菲律宾附近表现为气旋式环流，这导致我国南方地区北风异常，水汽的输送减弱，上升运动也减弱，从而降水偏少。

（4）对比高低指数年我国南方冬季降水的位相合成，高指数年各位相的低频降水异常以及其他要素的异常均强于低指数年。高指数年影响我国南方地区冬季降水的副热带和菲律宾地区的低频环流系统明显，低指数年则不明显。

参考文献

[1] Madden R A, Julian P R. Detection of a 40－50 day oscillation in the zonal wind in the tropical Pacific[J]. J Atmos Sci, 1971, 28(5):702-708.

[2] Madden R A, Julian P R. Discription of global-scale circulation cells in the tropics with a 40－50 day period[J]. J Atmos Sci, 1972, 29(6): 1109-1123.

[3] 李崇银. 大气低频振荡[M]. 北京：气象出版社，1991：201.

[4] 谢安. 大气环流低频振荡的研究[J]. 气象，1987,13(7):3-9.

[5] Hendon H H, Zhang C, Glick J D. Interannual variation of the Madden-Julian oscillation during austral summer[J]. J Climate,1999,12(8): 2538-2550.

[6] 董敏，张兴强，何金海. 热带季节内振荡时空特征的诊断研究[J]. 气象学报，2004，62(6):821-830.

[7] 刘芸芸，俞永强，何金海，等. 全球变暖背景下热带大气季节内振荡的变化特征及数值模拟[J]. 气象学报，2006，64(6):723-733.

[8] Lau K M, Chan P H. Intraseasonal and interannual variations of tropical convection: A possible link between the 40－50 day oscillation and ENSO? [J]. J Atmos Sci, 1988, 44(3):506-521.

[9] Qi Y, Zhang R, Li T, et al. Interactions between the summer mean monsoon and the intraseasonal oscillation in the Indian monsoon region[J]. Geophys Res Lett, 2008, 35(17): 704-710.

[10] Qi Y, R Zhang, T Li, et al. Impacts of intraseasonal oscillation on the onset and interannual variation of the Indian summer monsoon[J]. Chinese Sci Bull, 2009,54(5):880-884.

[11] Salby M L, Hendon H H. Intraseasonal behavior of clouds, temperature and motion in the tropics[J]. J Atmos Sci, 1994, 51(15):2207-2224.

[12] 李崇银，廖海清. 热带大气季节内振荡激发 El Nino 的机制[J]. 热带气象学报，1998，14(2):97-105.

[13] 李桂龙，李崇银. 大气季节内振荡的活动与 El Nino[J]. 热带气象学报，1998，14(1):54-62.

[14] Hendon H H, Glick J. Intraseasonal air-sea interaction in the tropical Indian and Pacific Oceans[J]. J Climate, 1997, 10(4): 647-661.

[15] Slingo J M, Rowell D P, Speber K R, et al. On the predictability of the interannual behavior of the Madden-Julian oscillation and its relationship with El Nino[J]. Quart J Roy Meteor Soc, 1990, 125(554): 583-609.

[16] Zhang L, Wang B Z, Zeng Q C. Impact of the Madden-Julian oscillation on summer rainfall in southeast China[J]. J Climate, 2009, 22(2): 201-216.

[17] 何敏. 1991 年江淮梅雨期间的热带环流异常[J]. 气象，1993，19(6):3-7.

[18] 信飞，肖子牛，李泽椿. 1997 年华南汛期降水异常与大气低频振荡的关系[J]. 气象，2007，33(12):23-30.

[19] 陶诗言，卫捷. 夏季中国南方流域性致洪暴雨与季风涌的关系

[J]. 气象, 2007, 33(3):10-18.

[20] He J H, Lin H, Wu Z W. Another look at influences of the Madden-Julian Oscillation on the wintertime East Asian weather[J]. J GEOPHYS RES, 2011,116(3):109-127.

[21] 李崇银,潘静,田华,等. 西北太平洋台风活动与大气季节内振荡[J]. 气象,2012,38(1):1-16.

[22] 刘冬晴,杨修群. 热带低频振荡影响中国东部冬季降水的机理[J]. 气象科学, 2010, 30(5): 684-693.

[23] 袁为,杨海军. Madden-Julian 振荡对中国东南部冬季降水的调制[J]. 北京大学学报(自然科学版), 2010, 46(2):207-214.

[24] Jia X L, Chen L J, Ren F M. Impacts of the Madden-Julian oscillation on winter rainfall and circulation in China[J]. Adv Atmos sci, 2011,28(3), 521-533.

[25] 贾小龙,袁媛,任福民,等. 热带大气季节内振荡(MJO)实时监测预测业务[J]. 气象, 2012, 38(4):425-431.

[26] Wheeler M C, Hendon H H. An all season real-time multivariate MJO Index: Development of an index for monitoring and prediction[J]. Mon Wea Rev, 2004, 132(8): 1917-1932.

[27] 丁一汇,梁萍. 基于 MJO 的延伸预报[J]. 气象, 2010, 36(7): 111-122.

[28] Weickmann K M, Lussky G R, Kutzbach J E. Intraseasonal (30－60 day) fluctuations of outgoing longwave radiation and 250 mb stream function during north winter[J]. Mon Wea Rev, 1985, 113(6):941-961.

[29] Knuston T R, Weickmann K M. 30-60 day atmospheric oscillation: Composite life cycle of convection and circulation anomalies[J]. Mon Wea Rev, 1987, 115(7):1407-1436.

[30] 陈兴跃,王会军,曾庆存. 大气季节内振荡及其年际变化[M]. 北京:气象出版社, 2000:15-16.

[31] 李丽平,王盘兴,管兆勇. 热带对流和环流季内振荡强度与海表温度关系对比研究[J]. 大气科学, 2009, 33(4):771-782.

[32] Knutson T R, Weickmann K M, Kutzbach J E. Global-scale intraseasonal oscillation of outgoing longwave radiation and 250 mb zonal wind during northern hemisphere summer[J]. Mon Wea Rev, 1986, 14(3): 605-623.