

# 夏季欧亚中高纬环流持续异常事件的 Rossby 波传播特征

潘婕<sup>1, 3</sup> 布和朝鲁<sup>1, 2\*</sup> 纪立人<sup>1, 2</sup> 施宁<sup>4</sup> 王盘兴<sup>4</sup> 张庆云<sup>1, 2</sup> 彭京备<sup>1</sup>

1 中国科学院大气物理研究所灾害性气候研究与预测中心, 北京 100029

2 中国科学院大气物理研究所大气科学和地球流体力学数值模拟国家重点实验室, 北京 100029

3 中国科学院研究生院, 北京 100049

4 南京信息工程大学大气科学学院, 南京 210044

**摘 要** 利用西风波导结构以及波作用通量, 探讨了夏季欧亚一类中高纬持续异常环流所对应的 Rossby 波的能量频散特征。中高纬度对流层上层存在结构较为复杂的弱波导, Rossby 波能量频散过程基本上与该弱波导结构一致。Rossby 波传播特征在不同时期以及两种环流型 (E 型和 C 型) 之间存在显著差异: (1) 在梅雨前期, 与 E 型环流对应, Rossby 波从南欧气旋式异常环流中心传播到乌拉尔山正高度异常中心, 并且波作用通量在乌拉尔山西侧辐合, 形成该地区正高度异常环流。乌拉尔山持续异常中心东侧重新激发出 Rossby 波, 并传播至贝加尔湖和鄂霍次克海地区, 维持对应的异常环流。与 C 型异常环流对应, Rossby 波活动非常活跃。该型三个活动中心呈现高纬-中纬-高纬的分布特征, 这与波导结构密切相关。(2) 在梅雨期, Rossby 波的传播对两类持续异常环流的作用更加明显, 其传播路径基本上在处于极区和偏向中纬度一侧的两个“波障碍区”之间的带状西风波导区中。Rossby 波从乌拉尔山活动中心向东传播, 最终形成贝加尔湖和鄂霍次克海地区的持续异常环流。在 C 型维持过程中则还存在另一种强迫因子。在 C 型中, Rossby 波从乌拉尔山活动中心向中纬度传播, 并在亚洲急流中向东传播至东亚地区。(3) 在后汛期, 在欧亚大陆上纬向“波障碍区”的增加使得 Rossby 波活动减弱。E 型异常环流型的鄂霍次克海活动中心向东扩展到北太平洋, 但来自上游的 Rossby 波传播只作用于该活动中心的西北侧部分。C 型中 Rossby 波的传播在乌拉尔山活动中心地区变弱。在夏季各个时期, E 和 C 型持续异常环流对应着不同位相的 EAP (或 PJ) 型, 但并没有 Rossby 波从中纬度向北传播至鄂霍次克海地区的现象。

**关键词** Rossby 波 持续异常 波导

**文章编号** 1006-9895 (2008) 03-0615-14

**中图分类号** P434

**文献标识码** A

## Characteristics of Rossby Wave Propagation Associated with the Summertime Persistent Anomaly Events of Mid- and High-Latitude Eurasia

PAN Jie<sup>1, 3</sup>, Bueh Cholaw<sup>1, 2</sup>, JI Li-Ren<sup>1, 2</sup>, SHI Ning<sup>4</sup>, WANG Pan-Xing<sup>4</sup>,  
ZHANG Qing-Yun<sup>1, 2</sup>, and PENG Jing-Bei<sup>1</sup>

1 Center for Disastrous Climate Research and Prediction, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029

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

3 Graduate University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049

**收稿日期** 2006-12-29, 2007-03-15 收修定稿

**资助项目** 国家重点基础研究发展规划项目 2006CB403601, 国家自然科学基金资助项目 40523001、40575024

**作者简介** 潘婕, 女, 1975 年出生, 博士, 主要从事中高纬大气环流异常的研究。E-mail: panjie75@mail.iap.ac.cn

\* 通讯作者 E-mail: bueh@lasg.iap.ac.cn

4 Department of Atmospheric Science, Nanjing University of Information Science and Technology, Nanjing 210044

**Abstract** The energy dispersion feature of the Rossby wave in association with the summertime persistent anomaly events of mid- and high-latitude Eurasia is investigated in terms of the westerly waveguide structure and a wave-activity flux. In the upper troposphere, there is a weak waveguide with a complicated structure over the mid-high latitude region, and it is basically consistent with the Rossby wave propagation in this region.

The characteristics of Rossby wave propagation, however, are significantly different in different periods of summertime and between different persistent anomaly circulations, i. e., E- and C-type circulations. (1) In the pre-Meiyu period, for the E-type circulation, Rossby waves propagate from southern Europe to the Urals, acting to maintain the positive height anomaly circulation over the Urals. The Rossby wave emanates again from the eastern side of the Urals and propagates to Lake Baikal and the Sea of Okhotsk region, which is responsible for the maintenance of the corresponding height anomalies. For the C-type circulation, the Rossby wave is very active and the distribution of the corresponding height anomaly centers shows a geographical location of high - mid - high latitudes, respectively, consistent with the Rossby wave propagation and waveguide structure. (2) In the Meryu period, the impact of the Rossby wave propagation on the persistent anomaly circulations becomes even more important. The Rossby wave propagation is consistent with a zonally elongated westerly waveguide, which is embedded between two wave barriers, one over the polar side and the other over the mid-latitude side. Rossby wave propagation connects three anomalous centers of action of E- and C-type circulations. Another forcing mechanism is also partly responsible for the maintenance of C-type circulation. During this period, the Rossby wave propagates from the center of action around the Urals to the mid-latitude region, then continues to propagate along the Asian jet stream. (3) In the post-Meiyu period, due to the increased zonally elongated wave barrier regions over Eurasia, the Rossby wave propagation becomes weak. In the E-type circulation, the center of action around the Sea of Okhotsk extends to the North Pacific, but the incoming Rossby wave only reaches the northwestern portion of this center of action. In the C-type circulation, the center of action around the Urals corresponds to a relatively weak Rossby wave propagation.

Finally, the authors find that during different periods of summertime the EAP (or PJ) pattern in its different phases accompanies the E- and C-type circulations. However, it is not found that Rossby waves propagate from the mid-latitude region to the high-latitude region around the Sea of Okhotsk.

**Key words** Rossby wave, persistent anomaly, waveguide

## 1 引言

我国是一个气候灾害多发的国家,干旱和洪涝是对我国国民经济尤其是农业生产影响最大的两种气候灾害。实际天气演变活动充分表明,我国的夏季旱涝总是同一定的持续异常环流相联系。大气环流持续异常是指对某个固定地区而言,大气环流持续期超过天气尺度变化的异常现象<sup>[1]</sup>。大范围的持续性异常天气往往同环流持续异常有关,如 1976/1977 年冬季,强阻塞高压控制阿拉斯加地区上空,导致美国西海岸和阿拉斯加地区出现异常的高温,东海岸则出现了百年不遇的严寒<sup>[2]</sup>。

北半球欧亚中高纬环流的持续异常往往同我国的持续性天气灾害有关,如 1954、1991 年夏季发生在江淮流域的特大洪水,鄂霍次克海上空维持稳定的阻塞形势<sup>[3~6]</sup>。陶诗言等<sup>[7]</sup>指出,1998 年长江

流域的梅雨异常及由此产生的近 50 年来最严重的洪水,最直接原因是欧亚大范围环流持续异常。潘婕等<sup>[8, 9]</sup>研究夏季欧亚中高纬环流持续异常时发现,这类持续异常与我国夏季华北、江淮流域降水异常关系密切。因此,夏季欧亚中高纬持续异常环流值得我们密切关注。

有研究<sup>[10]</sup>表明,行星波活动的异常必然造成大气环流的持续性异常。二者之间的相互作用近年来亦有不少研究。例如, Nakamura 等<sup>[11, 12]</sup>指出,静止 Rossby 波的向下游传播在阻塞高压形成中具有重要作用; Nascimento 和 Ambrizzi<sup>[13]</sup>研究了阻塞形势对南半球冬季气流中 Rossby 波传播的影响,结果表明,在阻塞形势爆发前、维持及消亡过程中 Rossby 波的传播有所不同; Naoe 和 Matsuda<sup>[14]</sup>的数值试验表明,在大西洋区域,无阻塞基流的情况下, Rossby 波列的影响也可能形成阻塞形

势; Enomoto 等<sup>[15]</sup>研究了 8 月份小笠原高压的形成机制, 并提出其相当正压结构是静止 Rossby 波沿对流层上层的亚洲急流传播的结果。可见, 行星波活动在不同时期、不同区域的表现是不一样的。

过去的工作尚未深入探讨同我国夏季灾害性天气有关的欧亚中高纬度持续异常环流与 Rossby 波之间的动力学关联, 本文将探讨在梅雨前(期)、梅雨期和后汛期欧亚中高纬持续异常事件期间的 Rossby 波能量频散特征, 并以此为基础进一步理解欧亚中高纬度持续异常环流的维持机理。

## 2 资料及方法

### 2.1 资料

本文所使用的资料为 NCEP/NCAR 再分析大气环流资料的等压面上逐日(每日四个时次的平均)位势高度、水平风场( $u$ 、 $v$ )、温度场。其覆盖时段为 1959~2000 年 6~8 月, 全球经、纬度格点数为  $144 \times 73$ , 网格距为  $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ , 等压面层次包括 925、850、700、600、500、400、300、200 hPa。

### 2.2 T-N 通量简介

为了克服 EP 通量<sup>[16]</sup>的二维局限性, 进而能够诊断定常波的三维传播, 1985 年 Plumb<sup>[17]</sup>定义了一个三维波作用通量, 该通量在取纬向平均的情况下可退化为 EP 通量。但是, 由于该通量是用于描述叠加在纬向均匀基本流上的准地转扰动, 在实际大气扰动的刻画中受到一定限制。为此, Takaya 和 Nakamura<sup>[18, 19]</sup>进一步推导出了一个包含纬向非均匀基本流的波作用通量(简称 T-N 通量)。

该通量在 WKB 近似假定下与波位相无关, 且与定常 Rossby 波列的局地群速度方向一致。对应波作用通量( $W$ )在对数气压坐标中的公式为

$$W = \frac{p}{2|U|} \left[ \begin{array}{l} U(v'^2 - \phi'v'_x) + V(-u'v' + \phi'u'_x) \\ U(-u'v' + \phi'u'_x) + V(u'^2 + \phi'u'_y) \\ \frac{f_0 R_a}{N^2 H_0} \{ U(v'T' - \phi'T'_x) + \\ V(-u'T' - \phi'T'_y) \} \end{array} \right], \quad (1)$$

其中,  $\phi'$  为准地转扰动流函数,  $\mathbf{u}' = (u', v')$  为扰动准地转风,  $\mathbf{U} = (U, V)$  为基本流场,  $p$  为气压除以 1000 hPa,  $R_a$  为干气体常数,  $H_0$  为标高,  $N^2$  为 Brunt-Väisälä 频率,  $T$  为温度。在本文计算中, 以与扰动问题有关的背景场为基本流场, 而对应的持

续异常为与准定常 Rossby 波列有关的扰动场。如前所述, 该通量公式与 Plumb<sup>[17]</sup>定义的波作用通量不同, 主要差异在于其背景场中包含了纬向不均匀的纬向风场和经向风场。由此可见, 公式(1)特别适合于夏季蜿蜒曲折的中高纬度背景环流。

### 2.3 西风气流波导

本文还以气候平均西风气流的波导结构探讨 Rossby 波的水平传播特征。波导被定义为准静止波数( $K_s$ )的大值区。与 Karoly 等<sup>[20]</sup>和 Nishii 等<sup>[21]</sup>的定义一致, 局地  $K_s$  为

$$K_s^2 = \frac{|\nabla Q|}{|U|}, \quad (2)$$

其中,  $U$  和  $\nabla Q$  分别为 300 hPa 水平风场和绝对涡度的水平梯度, 分别由梅雨前(期)、梅雨期和后汛期的水平风场计算。公式(2)是用来探讨当 Rossby 波的水平传播远强于垂直传播时的相当正压层的波导结构。准静止 Rossby 波的能量频散路径为由低  $K_s$  区折向高  $K_s$  区<sup>[20]</sup>。两大洋的急流处均存在高波数(准静止波)区, 这就是大家所熟悉的急流波导区。

## 3 持续异常环流和 Rossby 波传播特征

### 3.1 夏季欧亚中高纬环流持续异常的界定

阻塞形势特别是东亚阻塞高压是影响我国夏季降水、旱涝的主要环流之一。经验表明, 鄂霍次克海、贝加尔湖、乌拉尔山(简称鄂海、贝湖、乌山)这三个区域是阻塞高压发生频次较高的地区<sup>[22]</sup>。另外, 对全球持续异常发生频次<sup>[23]</sup>及位势高度年际变化方差<sup>[24]</sup>的研究也表明, 这几个区域极易发生异常, 因此, 选择这三个区域作为本工作研究的关键区。具体范围为: (1) 乌山关键区 ( $40^\circ\text{N} \sim 50^\circ\text{N}$ ,  $40^\circ\text{E} \sim 70^\circ\text{E}$ ); (2) 贝湖关键区 ( $50^\circ\text{N} \sim 60^\circ\text{N}$ ,  $80^\circ\text{E} \sim 110^\circ\text{E}$ ); (3) 鄂海关键区 ( $50^\circ\text{N} \sim 60^\circ\text{N}$ ,  $120^\circ\text{E} \sim 150^\circ\text{E}$ )。

将夏季欧亚中高纬 500 hPa 位势高度场与阻塞形势相关联的持续异常分为 E、C 型: E 型主要特点是乌山、贝湖、鄂海地区分别为长波脊、槽、脊, 或者是乌山(或鄂海)地区为强脊, 其他两个地区为弱的槽脊; C 型环流的槽脊位置与 E 型相反。这种分型是基于苏联学者王根盖姆(Г. Я. Вангенгейм)和吉尔斯(А. А. Гирс)<sup>[1]</sup>对北半球大气环流过程的

天气学分型体系之上的,他们的分型对象为逐日环流,而本文的工作着重于中间时间尺度(10~30天)的持续流型的划分。

持续异常的界定方法有多种,最初是 Dole 等<sup>[25]</sup>在研究北半球冬季热带外大气环流持续异常时提出的一种界定方法:对某一格点的高度距平  $h'$  采用类似求地转流函数的方法进行纬向标准化得到纬向标准化距平:

$$z' = h' \frac{\sin 45^\circ}{\sin \phi},$$

其中,  $\phi$  为纬度,给定异常的强度标准  $M$  和持续时间尺度  $T$ ,对于正(负)异常,当  $z' \geq M$  ( $z' \leq -M$ ) 并持续至少  $T$ ,便称该点发生了一次正(负)持续异常过程。为了使其也能适用于热带低纬地区,李双林<sup>[26]</sup>对 Dole 的方法进行了改进,把 500 hPa 位势高度距平与同纬度气候纬向标准差的比作为异常阈值来界定某一格点的持续异常过程。另外,还有其他的持续异常界定方法,但也多是考虑某一关键点的异常情况,专门针对欧亚中高纬区的较少见,尤其是将上述三个关键区结合起来整体考虑的更少,因此,潘婕等<sup>[8]</sup>定义了一个夏季欧亚中高纬流型指数  $I$  作为异常阈值,方法是将各个格点上 5 天时间平滑后的 500 hPa 位势高度场求其标准化纬偏  $\bar{H}^*$ ,并分别计算三个关键区之和,即  $(h_a + h_b + h_o)$  在全时域上的标准化距平即为  $I$  值。其中,对位势高度场的处理未采用 Dole 的纬向标准化方法而是使用类似李双林的方法<sup>[26]</sup>计算标准化纬偏,这是因为 Dole 进行纬向标准化的方法仅考虑了地球形状,是在理想状态下进行的纬偏标准化,没有考虑不同纬带上的海陆差异及其他作用(地形、热力作用都不相同),而这里用各纬度上的纬偏均方差进行标准化,可以将该纬度上的多种影响因子的信息包含进去,这样也可以使各纬度格点上出现异常的机率相近。利用该指数 ( $I$ ) 界定出 1959~2000 年夏季 E、C 型环流异常持续过程(以下简称 E、C 型过程):当  $I \geq 0.9$  ( $I \leq -0.9$ ) 且持续时间  $\geq 10$  天时为 E (C) 型过程(详细的信息,例如各个持续过程的日期、天数,参阅文献<sup>[8]</sup>中表 2)。本文将基于这些持续异常过程进行分析。

为了了解夏季欧亚中高纬持续异常环流基本特征,对文献<sup>[8]</sup>中的表 1 所列过程进行合成,合成

的方法是先计算各型每一次过程的平均(即先合成每一次过程),再分别求各型的所有过程平均,得到各型相应的合成图。

图 1 为 E、C 型持续异常事件的合成图,如前所述,对于 E 型(图 1a),乌山地区为一高压脊控制、贝湖及鄂海分别为槽、脊区;对于 C 型(图 1b),乌山地区为低槽控制,鄂海地区亦为低槽,而贝湖地区为一高压脊。可见 E、C 型环流特征清楚,符合我们对夏季欧亚中高纬 500 hPa 高度场典型持续异常环流型的划分,E、C 型具有明确的天气学意义。例如,梅雨期间常见的“双阻型”就是一类典型的强 E 型形势。

图 1 给出的是整个夏季欧亚大陆中高纬度地区持续异常环流特征。而东亚夏季大气环流则发生阶段性的变化,对应的雨带也阶段性地北跳<sup>[27~29]</sup>。为了更好地体现夏季持续异常过程中具体时段的天气意义,本文分析将夏季(6月1日~8月31日)分为三个时段:6月11日之前作为梅雨前(期)<sup>①</sup>,6月11日~7月10日为梅雨期,7月10日之后为后汛期,并将这三个时段中发生的每个持续异常事件加以分类,归纳在表 1 中。

在 1959~2000 年中出现的梅雨前期、梅雨期和后汛期中高纬持续异常事件的年比例数和日比例数分别归纳在表 2 中。其中,年比例数是指 42 年中出现持续异常事件的年比例,日比例数是指各个时段总日数(比如梅雨的 1260 天)中出现持续异常事件的日数比例。不论在年比例数还是日比例数上,E、C 型持续异常事件的最大几率均在梅雨期出现,这与过去的天气实践和研究一致。在梅雨期(42 年)中,E 型出现了 12 次,共 120 天,C 型为 11 次,共 142 天。

波作用通量(T-N 通量)按照公式(1)计算,方法如下:首先,将三个时段的气候平均场(对应着梅雨前期、梅雨期和后汛期)作为对应时段的基本(或背景)流场;然后,根据表 1 所列数据,分别对上述三个时段内的同一类型(E 型和 C 型)环流距平进行合成,其合成结果作为对应持续异常环流型的准地转扰动场。以梅雨期为例,两类(E 型和 C 型)持续异常环流的不同扰动场对应着同一个基本流场,即 6 月 11 日~7 月 10 日的气候平均场。

① 本文的梅雨前(期)是指进入江淮梅雨之前的 6 月上旬。为方便起见,后文称之为梅雨前期。

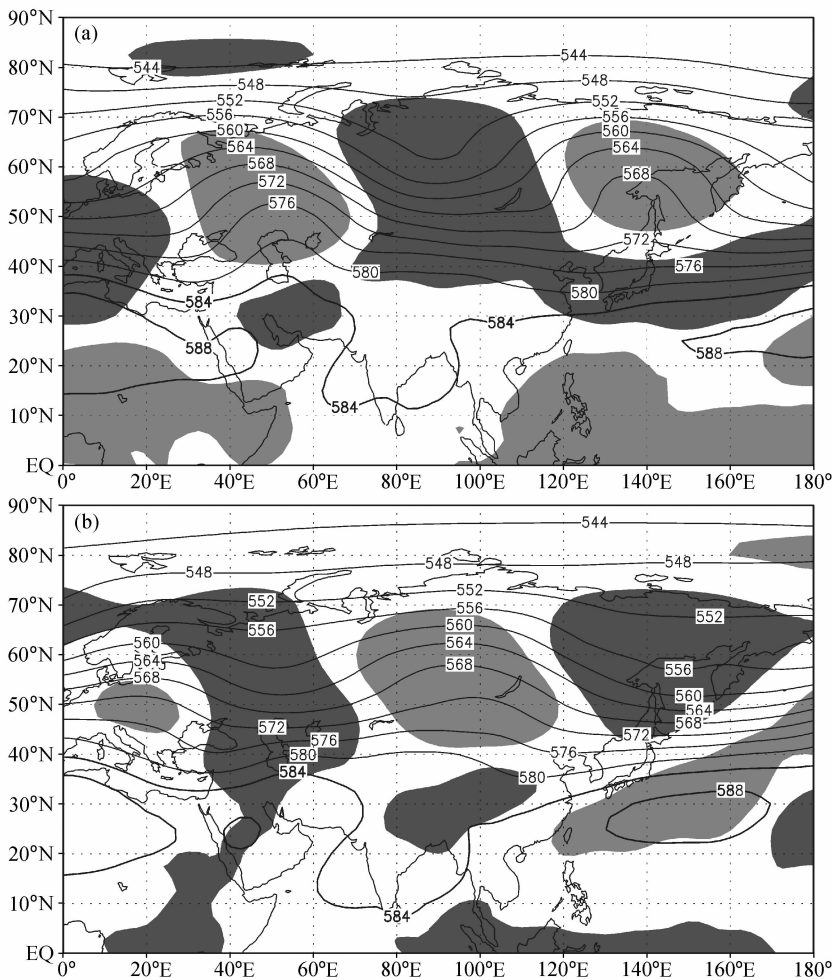


图 1 持续异常环流 500 hPa 位势高度场合成图 (单位: dagpm): (a) E 型; (b) C 型。浅 (深) 阴影为正 (负) 高度异常通过 99% 信度检验的显著性区域

Fig. 1 The composite 500-hPa geopotential height (dagpm) fields for the persistent anomaly circulation: (a) E-type; (b) C-type. Light (dark) shading marks the regions of positive (negative) height anomaly with 99% significance level

下面, 我们利用 T-N 通量分别对梅雨前期、梅雨期以及后汛期的高度场异常与 Rossby 波的能量频散特征进行分析。

### 3.2 梅雨前期

图 2 给出了 E 型和 C 型异常环流及对应 T-N 通量。可以看到, 在 300~500 hPa 层次上, E、C 型的位势高度距平场均为明显的正压结构。在 850 hPa E 型图上, 贝湖的负距平区分裂为南北两块, 使得在 500 hPa 至 850 hPa 层次上显出斜压结构。而对应的其他异常中心仍然保持正压结构。在 500 hPa 至 850 hPa 层次上 C 型在乌山附近具有正压结构, 而在其他两个异常中心显出斜压结构。值得注意的是, 这一时期的 E 型和 C 型异常环流并不是简单的反位相关系, E 型的各个活动中心基本上纬向

分布, 而 C 型的各个活动中心则具有高纬-中纬-高纬的分布特征 (图 2a 和 2d)。这些特征与 Rossby 波的传播特征密切相关。

首先, 探讨 E 型持续异常环流所对应的 Rossby 波活动。由图 2a 和 2b 可看出, 南欧存在一个气旋式异常环流中心, Rossby 波从该中心传播到乌山正高度异常中心, 并且波作用通量在乌山西侧辐合, 意味着波能量辐合有利于该地区正高度异常的形成和维持, 而且一部分被耗散。在大西洋急流出口区东侧的弱西风气流中 (图 3a), 在黑海北侧的南欧和东欧地区存在一个弱波导, 在 300 hPa 层上对应的  $K_s > 4$ , 甚至在黑海北侧超过 8 (图 3b)。正是这个波导有利于 Rossby 波在南欧和乌山西侧之间传播。在乌山持续异常中心地区  $K_s < 4$ , 说明该

表 1 1959~2000 年梅雨前期、梅雨期和后汛期欧亚中高纬持续异常事件

Table 1 The persistent anomaly cases over the mid-high latitude Eurasia during the pre-Meiyu period, the Meiyu period, and the post-Meiyu period (1959 - 2000)

|      | E 型                     | C 型                      |
|------|-------------------------|--------------------------|
| 梅雨前期 | 1971 年 6 月 1~10 日       | 1962 年 6 月 8~10 日        |
|      | 1975 年 6 月 1~10 日       | 1979 年 6 月 4~10 日        |
|      | 1989 年 6 月 3~10 日       |                          |
|      | 1995 年 6 月 8~10 日       |                          |
|      | 1998 年 6 月 8~10 日       |                          |
| 梅雨期  | 1962 年 7 月 4~10 日       | 1962 年 6 月 11~19 日       |
|      | 1966 年 6 月 20 日~7 月 2 日 | 1964 年 6 月 15~29 日       |
|      | 1970 年 6 月 27 日~7 月 8 日 | 1965 年 6 月 17~30 日       |
|      | 1971 年 6 月 11~14 日      | 1967 年 7 月 2~10 日        |
|      | 1975 年 6 月 11~12 日      | 1969 年 6 月 22 日~7 月 4 日  |
|      | 1984 年 7 月 7~10 日       | 1971 年 6 月 17~28 日       |
|      | 1987 年 6 月 15~29 日      | 1978 年 6 月 15~25 日       |
|      | 1988 年 6 月 21~7 月 6 日   | 1979 年 6 月 11~29 日       |
|      | 1989 年 6 月 11~17 日      | 1980 年 6 月 14~23 日       |
|      | 1995 年 6 月 11~21 日      | 1994 年 6 月 23 日~7 月 10 日 |
|      | 1996 年 6 月 21 日~7 月 2 日 | 2000 年 6 月 11~22 日       |
|      | 1998 年 6 月 11~27 日      |                          |
| 后汛期  | 1961 年 8 月 12~22 日      | 1964 年 7 月 21 日~8 月 11 日 |
|      | 1962 年 7 月 11~24 日      | 1967 年 7 月 11~12 日       |
|      | 1980 年 7 月 21 日~8 月 6 日 | 1970 年 7 月 23 日~8 月 4 日  |
|      | 1984 年 7 月 11~24 日      | 1971 年 8 月 14~23 日       |
|      | 1985 年 8 月 10~19 日      | 1993 年 8 月 16~25 日       |
|      | 1997 年 8 月 20~29 日      | 1994 年 7 月 11~17 日       |
|      | 2000 年 7 月 25 日~8 月 4 日 | 1995 年 8 月 12~22 日       |
|      |                         | 1998 年 8 月 11~20 日       |
|      |                         | 1999 年 7 月 21~31 日       |

注：持续异常事件是在文献[8]表 2 的基础上归类的，若原持续异常日期跨阶段则将其分列于所跨区间中，例如 1971 年 6 月 1~14 日的 E 型过程分别归类于梅雨前期和梅雨期。

表 2 1959~2000 年梅雨前期、梅雨期和后汛期持续异常事件的年比例数和日比例数

Table 2 Ratios of persistent anomaly events in years and days for the pre-Meiyu period, the Meiyu period, and the post-Meiyu period (1959 - 2000), respectively

|      | E 型   |          | C 型   |          |
|------|-------|----------|-------|----------|
|      | 年比例数  | 日比例数     | 年比例数  | 日比例数     |
| 梅雨前期 | 5/42  | 34/420   | 2/42  | 10/420   |
| 梅雨期  | 12/42 | 120/1260 | 11/42 | 142/1260 |
| 后汛期  | 7/42  | 87/2184  | 9/42  | 96/2184  |

地区是个“波障碍”，Rossby 波传播不明显。乌山持续异常中心东侧重新激发出 Rossby 波，并传播至贝湖，作用并维持对应异常环流。同时，我们注意到，从乌山到 90°E 的区域存在波作用通量的辐散区，说明这些地区是波源区，一定存在另一种强迫机制作用于持续异常环流。另外，从乌山到 90°E 的区域，异常环流导致冷平流盛行，对流层低层斜压性加强。由图 3c 可见，Rossby 波向上传播，该地区出现 0.05 m<sup>2</sup>/s<sup>2</sup> 以上的波作用通量的垂直分量中心，它反过来也作用于该地区持续异常环流。来自上游的 Rossby 波传播引起鄂海地区的持续异常环流。由于贝湖东侧存在 K<sub>s</sub> 的低值区，形成“波障碍”（图 3b），Rossby 波的传播偏北，从而作用于鄂海异常环流的偏北部分。而其偏南部分由另一种强迫机制所形成，这与该地区波作用通量的辐散特征一致。在 500 hPa 上（图 2b），Rossby 波的传播特征基本上与 300 hPa 的一致。由于基本气流的显著减弱，Rossby 波的传播在 850 hPa 上非常弱（图 2c）。

与 E 型相比，C 型异常环流中心在乌山地区的位置偏北（图 2d），处在 K<sub>s</sub> 的低值区中，使得 Rossby 波有利于向贝湖和巴尔喀什湖之间的高 K<sub>s</sub> (>4) 区传播（图 3b）。这与 C 型在贝湖的持续异常中心位置偏南一致。在乌山地区异常环流区的水上游不存在 Rossby 波的传入，而且大部分区域波作用通量辐散，说明存在另一种强迫机制作用于它的维持。由于该型的贝湖活动中心处在贝湖南侧的低 K<sub>s</sub> (<4) 区中，Rossby 波有利于向东北和东南的高 K<sub>s</sub> 区传播，进而影响堪察加半岛以及中国长江以北的东部地区环流状况。我们注意到，与 C 型持续异常环流伴随的 Rossby 波活动非常活跃，但是对应的其他强迫机制也在大部分区域非常明显，这一点从波作用通量的辐散特征上清楚地看到。同时，90°E 以东到北太平洋的大部分中纬度地区，Rossby 波向上传播（图 3d），对流层低层的斜压性加强（图 2e 和 2f）。这一定程度上暗示着瞬变斜压活动的反馈对该地区持续异常环流的影响。

C 型环流与我国气象工作者经常提到的中阻（单阻）形势相似。毕宝贵等<sup>[30]</sup> 分析了与 2003 年淮河流域洪涝对应的高纬度环流，并指出该年 6 月份的环流主要是中阻形势，与本文梅雨前期的 C 型环流基本一致（图 2d）。与 E 型对应，500 hPa 西太

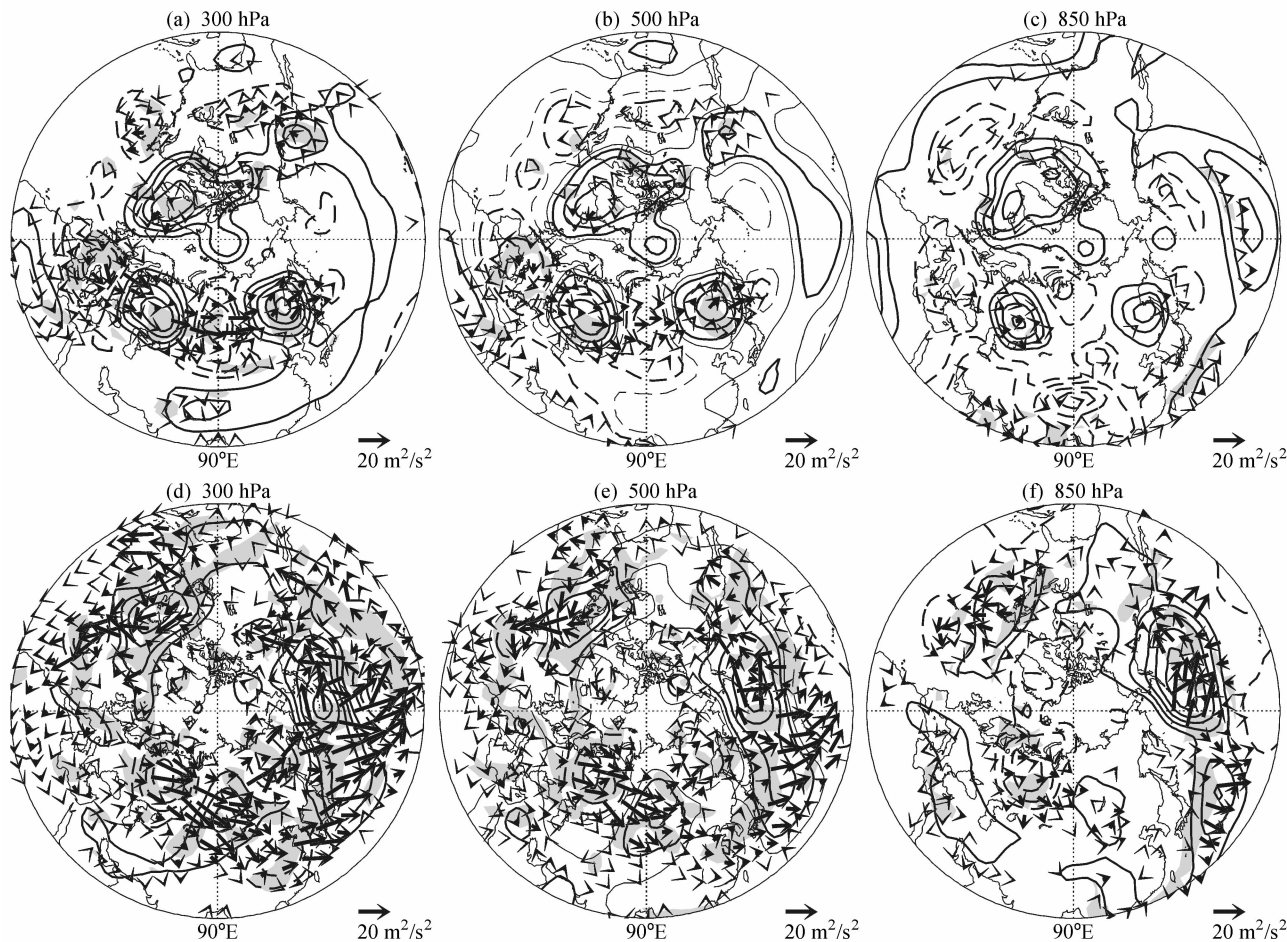


图 2 梅雨前期 E 型(a~c)和 C 型(d~f)持续异常环流的位势高度距平[等值线(单位: gpm)]和对应的水平 T-N 通量(箭头, 已略去小于  $2 \text{ m}^2/\text{s}^2$  的 T-N 通量)。粗等值线间隔: (a、b、f) 为 20 gpm (相邻实线和虚线为 20 gpm 和  $-20 \text{ gpm}$ ), (d、e) 为 40 gpm (相邻实线和虚线为 40 gpm 和  $-40 \text{ gpm}$ ), (c) 为 10 gpm (相邻实线和虚线为 10 gpm 和  $-10 \text{ gpm}$ ), 图中零线均已去掉; (b) 细实(虚)线表示 10 gpm ( $-10 \text{ gpm}$ ), (e) 细实(虚)线表示 20 gpm ( $-20 \text{ gpm}$ ) 阴影为 W 的辐散区

Fig. 2 The geopotential height anomalies for the (a–c) E-type and (d–f) C-type persistent anomaly circulation (contours, gpm) and the corresponding horizontal T-N flux (arrows,  $\text{m}^2/\text{s}^2$ ) in the pre-Meiyu period, the T-N fluxes less than  $2 \text{ m}^2/\text{s}^2$  are omitted. The contour intervals for thick lines are 20 gpm for (a, b, f) (solid and dashed lines start from 20 gmp and  $-20 \text{ gmp}$ , respectively), 40 gpm for (d, e) (solid and dashed lines start from 40 gmp and  $-40 \text{ gmp}$ , respectively), 10 gpm for (c) (solid and dashed lines start from 10 gmp and  $-10 \text{ gmp}$ , respectively). The thin solid (dashed) lines represent 10 gpm ( $-10 \text{ gpm}$ ) in (b), 20 gpm ( $-20 \text{ gpm}$ ) in (e). Shading marks the region where horizontal W is divergent

平洋副热带高压在长江流域下游和江南地区有所加强, 不利于该地区的降水(图 2b)。

### 3.3 梅雨期

这一时期, E 型和 C 型持续异常环流的的 Rossby 波的传播非常明显(图 4a 和 4d), 其传播路径基本上在处于极区和偏向中纬度一侧的两个“波障碍区”之间的带状西风波导区中(图 5b)。由

图 3a 和图 5a 可见, 与梅雨前期相比, 梅雨期的 300 hPa 西风气流在从黑海和里海北侧的一片地区显著增强, 同时该地区对应的波作用通量辐散, 说明加强的瞬变斜压涡动的正压反馈可能有利于维持该地区正高度异常环流, 并成为 Rossby 波的波源<sup>①</sup>。同时, 来自上游的 Rossby 波也可能对乌山活动中心的形成起了一定的作用, 但其波作用通量

① 本文并没有详细讨论波源问题, 只在讨论部分加以探讨并提出其重要性。

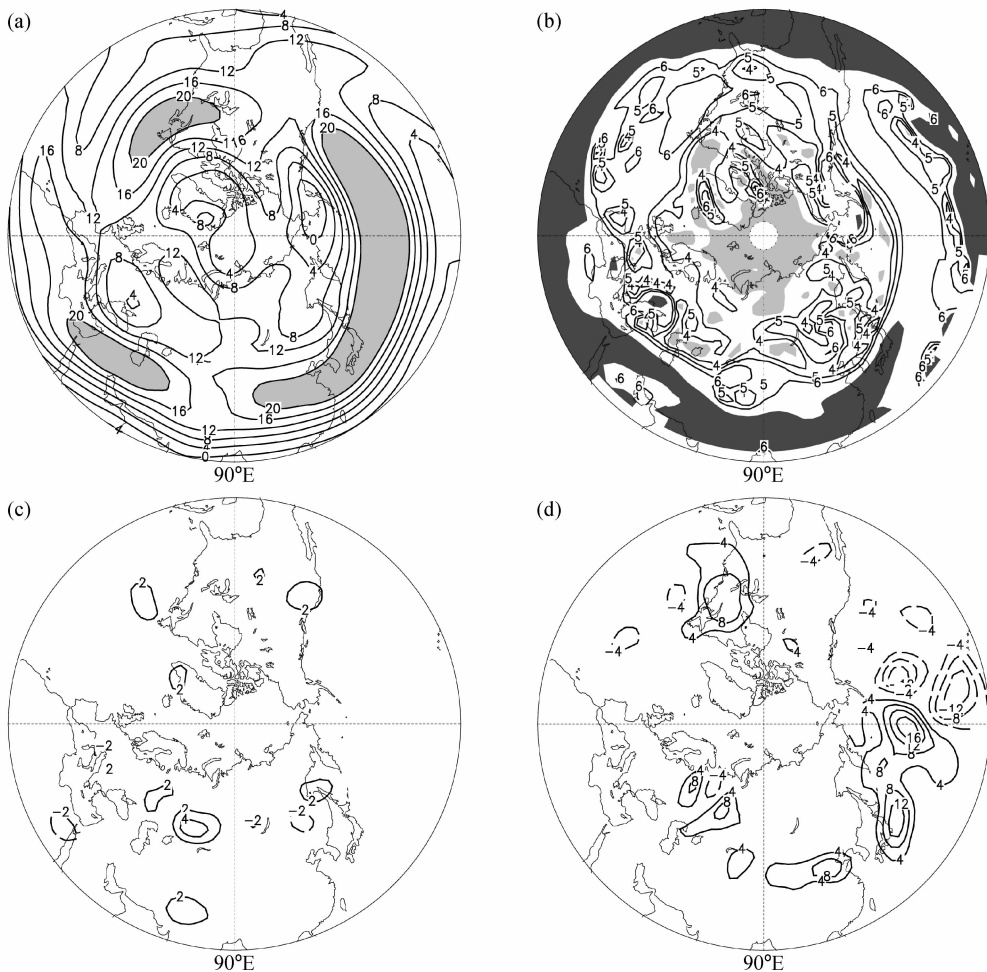


图3 梅雨前期 300 hPa 气候平均场: (a) 纬向风 (单位: m/s, 阴影为纬向风速大于 20 m/s 的区域); (b) 局地静止波波数  $K_s$  (浅阴影: 波数小于 3; 深阴影: 波数大于 8); 与 E 型(c)和 C 型(d)持续异常环流对应的垂直 T-N 通量 (单位:  $10^{-2} \text{ m}^2/\text{s}^2$ )

Fig. 3 300-hPa climatological mean fields for the pre-Meiyu period: (a) Zonal wind (units: m/s, shadings:  $u > 20 \text{ m/s}$ ); (b) stationary Rossby wavenumber  $K_s$  (light shadings:  $K_s < 3$ ; dark shadings:  $K_s > 8$ ); vertical T-N fluxes ( $10^{-2} \text{ m}^2/\text{s}^2$ ) corresponding to the (c) E-type and (d) C-type persistent anomaly circulation

比较弱。Rossby 波从乌山活动中心向东传播, 形成贝湖和鄂海地区的持续异常环流。鄂海活动中心在 E 型中完全由来自上游 Rossby 波传播所形成, 而在 C 型中则还存在另一种强迫因子, 且对应的 Rossby 波传播可延续到北太平洋区域。在 E 型和 C 型中 Rossby 波的向上传播对应着向南的冷平流增强, 其强度比较弱 (图 5c 和 5d), 同时也对应着对流层低层的斜压性有所加强 (图 4b~f)。

与梅雨前期相比, 这一时期的 E 型和 C 型持续异常环流有以下不同特点: (1) Rossby 波水平传播的作用变得更明显, 其他的强迫机制没有梅雨前期的那么显著; (2) 来自乌山活动中心西侧的 Rossby 波传播变得不重要; (3) 在 C 型中, Rossby 波从乌

山活动中心向中纬度传播, 并在亚洲急流中向东传播至东亚地区。

在梅雨期, E 型和 C 型持续异常环流对应着不同位相的 EAP 型<sup>[31]</sup>或 PJ 型<sup>[32]</sup> (图 4b 和 4e), 我国气象工作者多把它当作判断长江中下游地区梅雨形势维持与否的依据。在 EAP 型或 PJ 型形成机理方面的研究<sup>[31, 32]</sup>认为, 热带西太平洋暖池的对流活动异常可以触发 Rossby 波, 并向中高纬度传播形成上述遥相关型。但是, 在图 4a、b、d、e 中并没有发现 Rossby 波向北传播的现象。这些问题值得我们进一步思考和探讨。

### 3.4 后汛期

这一时期最明显的特征是, 与 E 型和 C 型异常

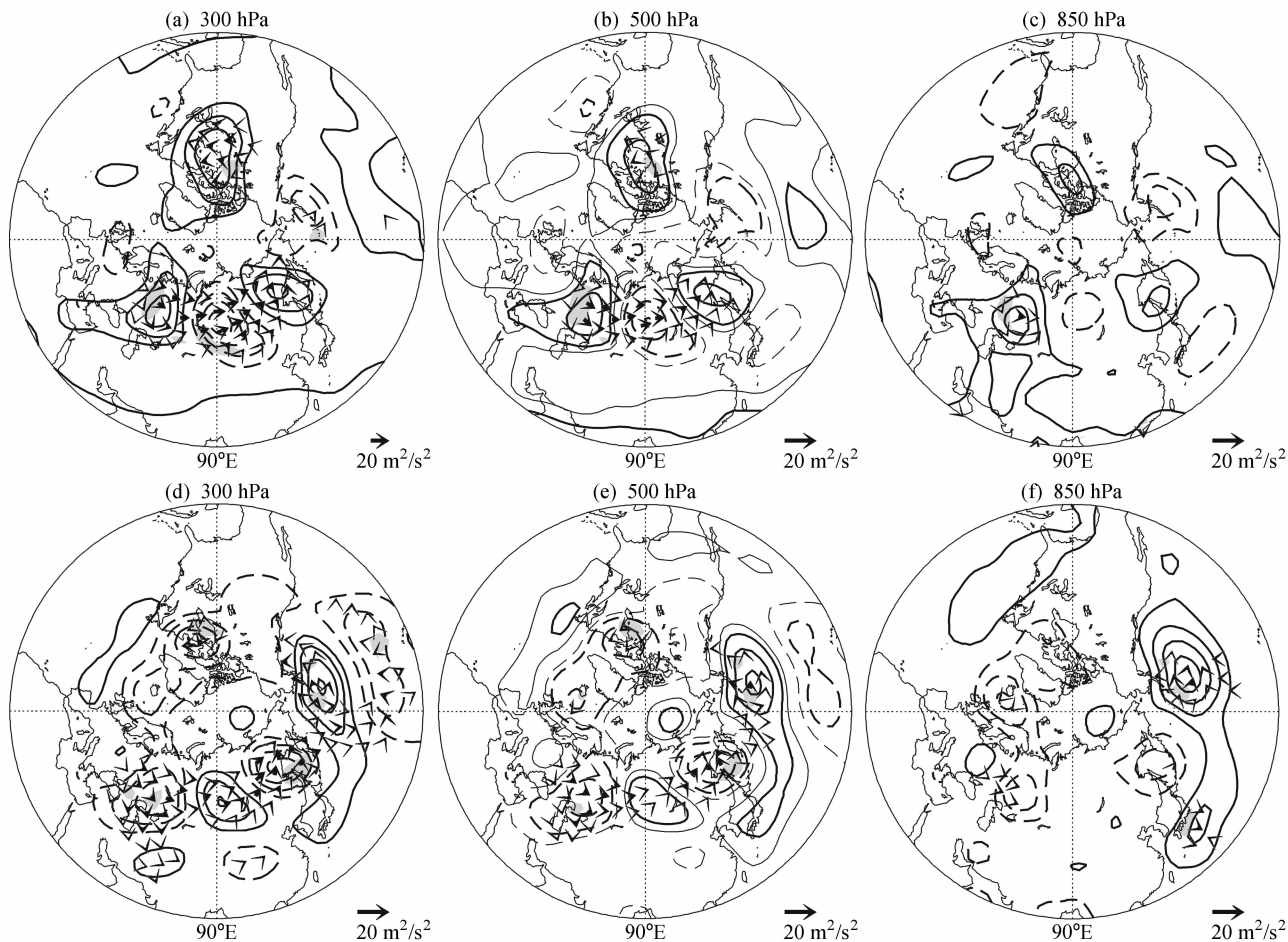


图4 同图2, 但为梅雨期。粗等值线间隔: (a、b、d、e) 为 20 gpm, (c、f) 为 10 gpm, (b) 和 (e) 中的细实(虚)线表示 10 gpm (−10 gpm), 其余同图 2

Fig. 4 Same as Fig. 2, but for the Meiyu period. The contour intervals for thick lines are 20 gpm for (a, b, d, e), 10 gpm for (c, f). The thin solid (dashed) lines represent 10 gpm (−10 gpm) in (b) and (e). The rest are the same as Fig. 2

环流对应的 Rossby 波活动减弱(图 6)。由图 7b 可见, 在欧亚大陆上除了梅雨期的极区和偏向中纬度一侧的两个“波障碍区”以外, 还出现了一个时断时续的纬向“波障碍区”, 并处于两个“波障碍区”之间, 使得 Rossby 波活动减弱。

E 型异常环流 Rossby 波的传播特征与梅雨期的相近。但其环流型的鄂海活动中心向东扩展, 并在堪察加半岛以东形成了另一个高度异常中心。Rossby 波的传播只作用于鄂海活动中心的偏极地一侧的部分。C 型异常环流 Rossby 波的传播特征与梅雨期的相似, 但有以下两个不同的地方: (1) 乌山活动中心及其 Rossby 波活动变弱; (2) 中纬度地区不再出现 Rossby 波活动的痕迹。在图 5a 和图 7a 的比较中发现, 后汛期的亚洲急流已向北移动。这可能影响了中纬度 Rossby 波活动。

这一时期, E 型和 C 型纬持续异常环流也对应着不同位相的 EAP 型(或 PJ 型)(图 6b 和 6e)。我们也没有发现 Rossby 波向北传播的现象。Rossby 波的垂直传播不论 E 型还是 C 型都不明显(图 7c 和 7d)。

Nakamura 和 Fukamachi<sup>[33]</sup>的研究认为, 7 月份的鄂海阻塞高压主要来自于上游 Rossby 波在高纬度传播所形成和维持, 这与本文梅雨期和后汛期的结果基本一致。但是, 由图 4 和图 6 的波作用通量幅散特征上可见, 瞬变涡动的正压反馈强迫不论对梅雨期还是后汛期对持续异常异常环流的形成都具有不可忽略的作用。

## 4 结论与讨论

本文利用 T-N 通量以及西风波导结构探讨了

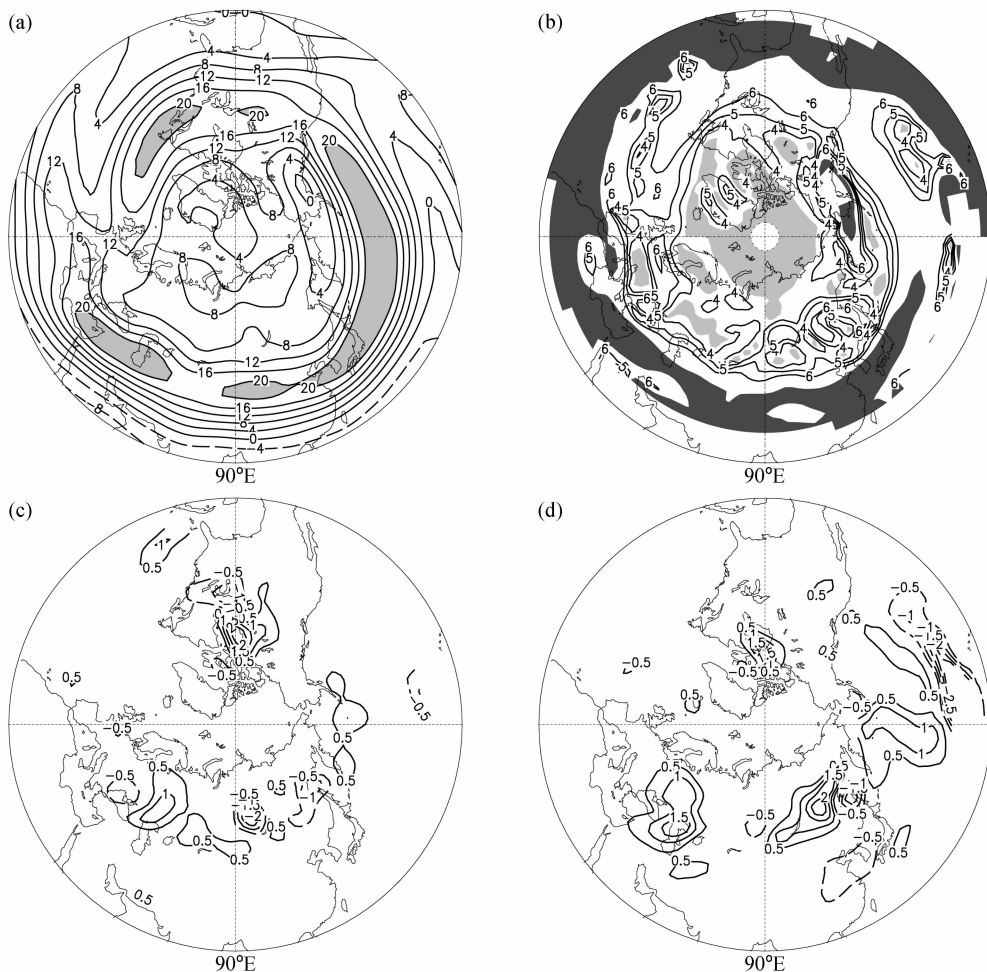


图 5 同图 3, 但为梅雨期

Fig. 5 Same as Fig. 3, but for the Meiyu period

夏季欧亚中高纬持续异常环流, 即 E 型和 C 型环流所对应的 Rossby 波的能量频散特征。对流层上层, 除了急流波导以外在中高纬度存在结构较为复杂的弱波导。与欧亚中高纬持续异常环流对应的 Rossby 波能量频散过程基本上与该弱波导结构一致。但是, 不同时期以及两种持续异常环流型之间 Rossby 波传播特征均存在显著差异: (1) 在梅雨前期, 与 E 型环流对应, 南欧存在一个气旋式异常环流中心, Rossby 波从该中心传播到乌山正高度异常中心, 并且波作用通量在乌山西侧辐合, 成为该地区正高度异常的形成和维持的重要因子。南欧和东欧地区的一个弱波导有利于 Rossby 波在南欧和乌山西侧之间传播。乌山持续异常中心东侧重新激发出 Rossby 波, 并传播至贝湖和鄂霍次克海地区, 形成和维持对应的异常环流。另外, 从乌山到  $90^{\circ}\text{E}$  的区域 Rossby 波的向上传播, 于该地区持续异常

环流的维持也起了部分作用; 与 C 型异常环流对应, Rossby 波活动非常活跃。该型三个活动中心呈现高纬-中纬-高纬的分布特征, 这与波导结构密切相关; (2) 在梅雨期, E 和 C 型持续异常环流的 Rossby 波的传播非常明显, 其传播路径基本上在处于极区和偏向中纬度一侧的两个“波障碍区”之间的带状西风波导区中。来自上游 Rossby 波和局地瞬变斜压涡动的正压反馈可能对乌山活动中心的形成起了一定的作用。Rossby 波从乌山活动中心向东传播, 最终形成贝湖和鄂海地区的持续异常环流。鄂海活动中心在 E 型中完全由来自上游 Rossby 波传播所形成, 而在 C 型维持过程中则还存在另一种强迫因子。在 C 型中, Rossby 波从乌山活动中心向中纬度传播, 并在亚洲急流中向东传播至东亚地区; (3) 在后汛期, 在欧亚大陆上除了极区和偏向中纬度一侧的两个“波障碍区”以外, 还出现

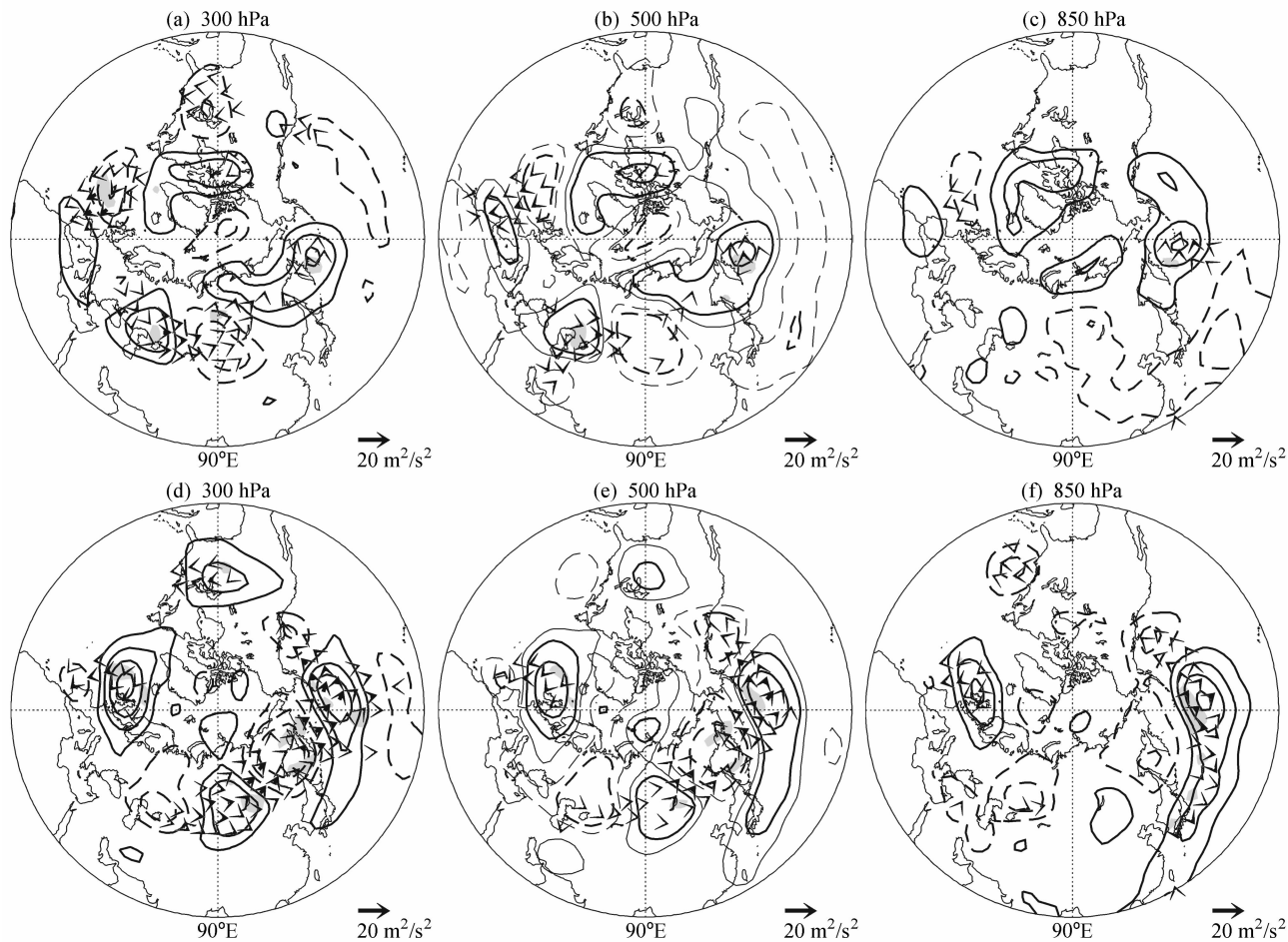


图 6 同图 4，但为后汛期  
Fig. 6 Same as Fig. 4, but for the post-Meiyu period

了一个时断时续的纬向“波障碍区”，使得 Rossby 波活动减弱。E 型异常环流型的鄂海活动中心向东扩展，并在堪察加半岛以东形成了另一个高度异常中心，但来自上游的 Rossby 波传播只作用于鄂海活动中心的偏极地一侧的部分。C 型中 Rossby 波的传播在乌山活动中心地区变弱。Rossby 波的垂直传播不论 E 型还是 C 型都不明显。

在引言中提到将 E 型（或 C 型）环流作为一个整体来考察。前面的分析结果表明，构成环流型的几个成员（或活动中心）的形成和维持是相互联系的。表征 Rossby 波传播的波作用通量，往往由一个活动中心指向下游另一个中心，通过波能量的频散，链接几个中心的发展和维持。有的 Rossby 波传播（如梅雨前期 E 型）可以追溯到南欧甚至更上游的大西洋地区；有的（如梅雨期 E 型）则只是从乌拉尔山地区向下游传播。从基本流的变化可

推测，环流型几个活动中心的共同形成和维持可能是由 Rossby 波、瞬变波及其相互作用来衔接和实现的。

本文中主要讨论了 Rossby 波的传播特征，并没有详细分析 Rossby 波源问题。与持续异常环流对应，除了 Sardeshmukh 和 Hoskins<sup>[34]</sup> 提出的 Rossby 波源外，还有一个重要的波源是瞬变涡动的正压反馈强迫。观测研究<sup>[35, 36]</sup>和模式研究<sup>[37, 38]</sup>一直以来都在强调瞬变涡动的正压反馈强迫对低频环流（或时间平均流）的重要贡献。我们在今后的相关工作中将进一步细致探讨这一问题。

前面关于波导和波作用通量分布特征分析，也有助于追踪上游 Rossby 波的波源，进而研究 E 型（或 C 型）环流形成中外源强迫的贡献。潘婕等<sup>[9]</sup>曾得出，在北大西洋区域，对应 E 型和 C 型环流，有位置大致相同但符号相反的海温异常分布。本文

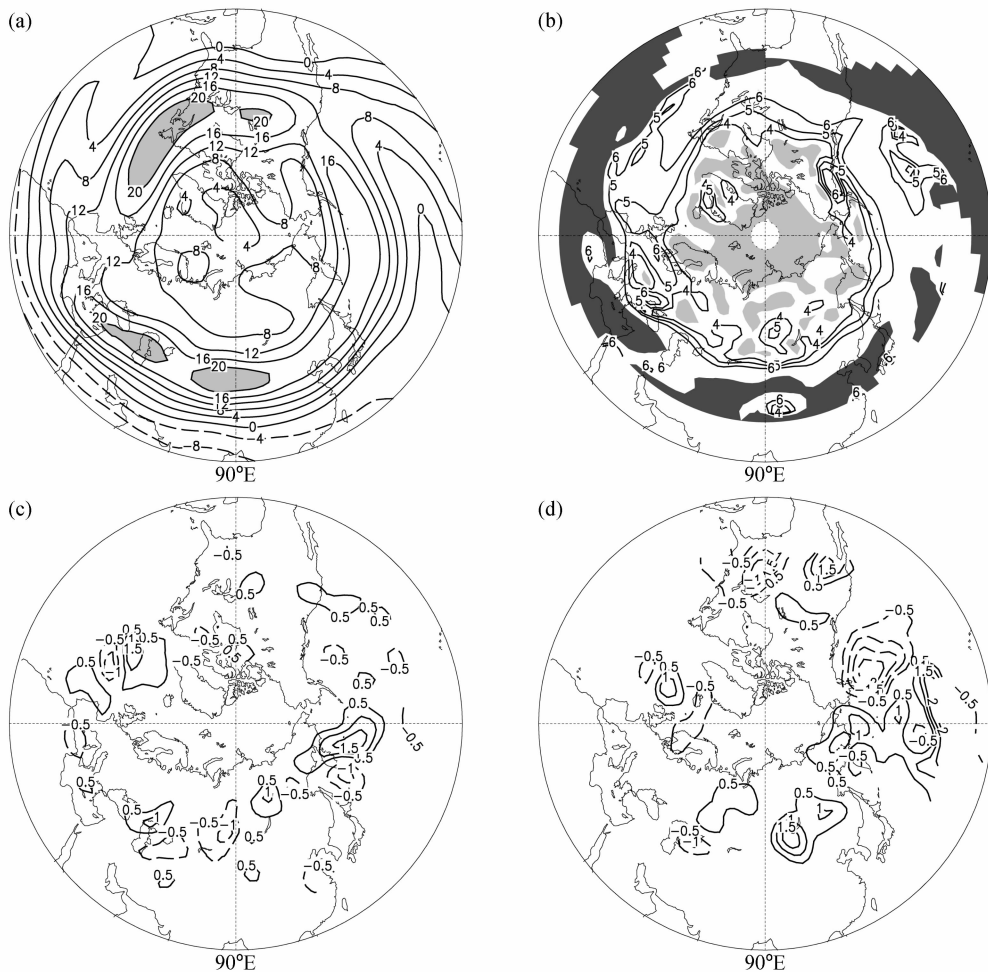


图 7 同图 3, 但为后汛期

Fig. 7 Same as Fig. 3, but for the post-Meiyu period

分析表明, E 型和 C 型环流及其对应的 Rossby 波传播具有明显差异。这表明仅用相反符号的异常海温强迫不足以解释正反异常环流型 (E 型和 C 型)。

对某一类持续异常事件而言, 本文只讨论了其时间平均特征及其对应的 Rossby 波活动, 并没有探讨其发生、成熟和衰亡的生命史及其对应的 Rossby 波活动, 这将在以后的工作中进一步深入研究。由于本文界定的持续异常事件均在夏季 (6~8 月份), 因此对梅雨前期的时间界定过短, 在今后的工作中将适当进行调整, 增加 5 月份的中下旬。

由图 2a、图 4a 和图 6a 可见, 与 E 型的乌山持续异常环流相伴随, 在北美至格陵兰岛地区 (以加拿大群岛海为中心) 存在一个类似阻高的异常环流。该异常环流与乌山持续异常环流之间是否有内在关联, 如果有, 到底通过什么样的具体过程相互

衔接, 这将是值得进一步探讨的科学问题。

### 参考文献 (References)

- [1] 章基嘉, 葛玲. 中长期天气预报基础. 北京: 气象出版社, 1983  
Zhang Jijia, Ge Ling. *The Basis of the Medium- and Long-Range Weather Forecast* (in Chinese). Beijing: China Meteorological Press, 1983
- [2] 李双林, 纪立人. 大气环流持续异常的研究进展. 气象, 1999, **25** (4): 3~9  
Li Shuanglin, Ji Liren. Summary on research advances of persistent anomaly of atmospheric circulation. *Meteorology Monthly* (in Chinese), 1999, **25** (4): 3~9
- [3] 陈汉耀. 1954 年长江淮河流域洪水时期的环流特征. 气象学报, 1957, **28** (1): 1~12  
Chen Hanyao. The characteristics of atmospheric circulation during the 1954 severe flood periods over the Yangtze River and the Huaihe River basins. *Acta Meteorologica Sinica* (in

- Chinese), 1957, **28** (1): 1~12
- [4] 丁一汇. 1991 年江淮流域持续性特大暴雨研究. 北京: 气象出版社, 1993  
Ding Yihui. *Study of the Persistent Strong Heavy Rainfall in Yangtze-Huaihe River in 1991* (in Chinese). Beijing: China Meteorological Press, 1993
- [5] 张庆云, 陶诗言. 夏季西太平洋副热带高压异常时的东亚大气环流特征. 大气科学, 2003, **27** (3): 370~380  
Zhang Qingyun, Tao Shiyun. The anomalous subtropical anticyclone in western Pacific and their association with circulation over East Asia during summer. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 2003, **27** (3): 369~380
- [6] 宗海锋, 张庆云, 陈烈庭. 梅雨期中国东部降水的时空变化及其与大气环流、海温的关系. 大气科学, 2006, **30** (6): 1189~1197  
Zong Haifeng, Zhang Qingyun, Chen Lieting. Temporal and spatial variations of precipitation in eastern China during the Meiyu period and their relationships with circulation and sea surface temperature. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 2006, **30** (6): 1189~1197
- [7] 陶诗言, 张庆云, 张顺利. 1998 年长江流域洪涝灾害的气候背景和大尺度环流条件. 气候与环境研究, 1998, **3** (4): 290~299  
Tao Shiyun, Zhang Qingyun, Zhang Shunli. The great floods in the Changjiang River valley in 1998. *Climatic and Environmental Research* (in Chinese), 1998, **3** (4): 290~299
- [8] 潘婕, 王盘兴, 纪立人. 夏季欧亚中高纬持续流型特征 I: 流型指数与持续流型. 气象科学, 2004, **24** (2): 127~136  
Pan Jie, Wang Panxing, Ji Liren. Study on the summertime persistent circulation pattern features over Asian-European mid-high latitude. Part I: Circulation pattern index and persistent circulation pattern. *Scientia Meteorologica Sinica* (in Chinese), 2004, **24** (2): 127~136
- [9] 潘婕, 彭京备, 王盘兴, 等. 夏季欧亚中高纬持续流型特征 II: 年代际变化和外源强迫. 气象科学, 2004, **24** (3): 253~260  
Pan Jie, Peng Jingbei, Wang Panxing, et al. Study on the summertime persistent circulation pattern features over Asian-European mid-high latitude. Part II: Decadal variance and external source force. *Scientia Meteorologica Sinica* (in Chinese), 2004, **24** (3): 253~260
- [10] 李崇银. 气候动力学引论(第二版). 北京: 气象出版社, 2000  
Li Chongyin. *Introduction of the Climatic Dynamics* (in Chinese). Beijing: China Meteorological Press, 2000
- [11] Nakamura H. Rotational evolution of potential vorticity associated with a strong blocking flow configuration over Europe. *Geophys. Res. Lett.*, 1994, **21**: 2003~2006
- [12] Nakamura H, Nakamura M, Anderson J L. The role of high- and low-frequency dynamics in the blocking formation. *Mon. Wea. Rev.*, 1997, **125**: 2074~2093
- [13] Nascimento E, Ambrizzi L T. The influence of atmospheric blocking on the Rossby wave propagation in Southern Hemisphere winter flows. *J. Meteor. Soc. Japan*, 2002, **80** (2): 139~158
- [14] Naoe H, Matsuda Y. Rossby wave propagation and blocking formation in realistic basic flows. *J. Meteor. Soc. Japan*, 2002, **80** (4): 717~731
- [15] Enomoto T, Hoskins B J, Matsuda Y. The formation mechanism of the Bonin high in August. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 2003, **587**: 157~178
- [16] Eliassen A, Palm E. On the transfer of energy in stationary mountain waves. *Geophys. Publ.*, 1961, **22** (3): 1~23
- [17] Plumb R A. On the three-dimensional propagation of stationary waves. *J. Atmos. Sci.*, 1985, **42**: 217~229
- [18] Takaya K, Nakamura H. A formulation of a wave-activity flux of stationary Rossby waves on a zonally varying basic flow. *Geophys. Res. Lett.*, 1997, **24**: 2985~2988
- [19] Takaya K, Nakamura H. A formulation of a phase-independent wave-activity flux of stationary and migratory quasi-geostrophic eddies on a zonally varying basic flow. *J. Atmos. Sci.*, 2001, **58**: 608~627
- [20] Karoly D J, Hoskins B J. Three dimensional propagation of planetary waves. *J. Meteor. Soc. Japan*, 1982, **60**: 109~123
- [21] Nishii K, Nakamura H. Lower-stratospheric Rossby wave trains in the southern hemisphere: A case-study for late winter of 1997. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 2004, **130**: 325~345
- [22] 赵振国. 中国夏季旱涝及环境场. 北京: 气象出版社, 2000  
Zhao Zhenguo. *Summertime Drought and Flood and Their Background Fields in China* (in Chinese). Beijing: China Meteorological Press, 2000
- [23] 李双林, 纪立人. 夏季乌拉尔地区环流持续异常及其背景流特征. 气象学报, 2001, **59** (3): 280~293  
Li Shuanglin, Ji Liren. Persistent anomaly in the Ural area in summer and its background circulation characteristics. *Acta Meteorologica Sinica* (in Chinese), 2001, **59** (3): 280~293
- [24] 李金龙, 纪立人. 夏季北半球 500 hPa 位势高度场持续性异常的地理分布及区域特征. 大气科学, 1994, **18** (2): 163~172  
Li Jinlong, Ji Liren. Geographical distribution and regional characteristics of 500 hPa height persistent anomalies during Northern Hemisphere summertime. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (Scientia Atmospherica Sinica)* (in Chinese), 1994, **18** (2): 163~172
- [25] Dole R M, Gordon N D. Persistent anomalies of the extratropical Northern Hemisphere wintertime circulation: Geographical distribution and regional persistent characteristics. *Mon. Wea. Rev.*, 1983, **111**: 1567~1586

- [26] 李双林. 夏季乌拉尔地区大气环流持续异常的研究. 中国科学院大气物理研究所博士学位论文, 2000, 12~13  
Li Shuanglin. The summertime persistent anomaly circulation over Mt. Ural. Ph. D. dissertation (in Chinese). Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, 2000, 12~13
- [27] Tao S, Chen L. A review of recent research on the East Asian summer monsoon in China. *Monsoon Meteorology*, Chang C-P, Krishnamurti T N, Eds. Oxford University Press, 1987, 60~92
- [28] 周曾奎. 江淮梅雨. 北京: 气象出版社, 1996  
Zhou Zengkui. *Meiyu over Yangtze-Huaihe River* (in Chinese). Beijing: China Meteorological Press, 1996
- [29] 徐海明, 何金海, 周兵. 江淮入梅前后大气环流的演变特征和西太平洋副高北跳西伸的可能机制. 应用气象学报, 2001, **12** (2): 150~158  
Xu Haiming, He Jinhai, Zhou Bing. The features of atmospheric circulation before and during Meiyu onset and possible mechanisms for the westward extension (northward shift) of Pacific subtropical high. *Quarterly Journal of Applied Meteorology* (in Chinese), 2001, **12** (2): 150~158
- [30] 毕宝贵, 矫梅燕, 李泽椿. 2003 年淮河流域洪涝暴雨的气象水文特征分析. 南京气象学院学报, 2004, **27** (5): 577~586  
Bi Baogui, Jiao Meiyun, Li Zechun. Contrast analysis of meteorological and hydrological features of extremely heavy rainfall causing severe flood in Huaihe River valley. *Journal of Nanjing Institute of Meteorology* (in Chinese), 2004, **27** (5): 577~586
- [31] Huang Ronghui, Li Weijing. Influence of heat source anomaly over the western tropical Pacific on the subtropical high over East Asia. *Proc. International Conference on the General Circulation of East Asia*, Chengdu, China, April 10 - 15, 1987, 40~45
- [32] Nitta T. Convective activities in the tropical western Pacific and their impact on the northern hemisphere summer circulation. *J. Meteor. Soc. Japan*, 1987, **65**: 373~390
- [33] Nakamura H, Fukamachi T. Evolution and dynamics of summertime blocking over the Far East and the associated surface Okhotsk high. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 2004, **130**: 1213~1233
- [34] Sardeshmukh P D, Hoskins B J. The generation of global rotational flow by steady idealized tropical divergence. *J. Atmos. Sci.*, 1988, **45**: 1228~1251
- [35] Lau N C, Nath M J. Variability of the baroclinic and barotropic transient eddy forcing associated with monthly changes in the midlatitude storm tracks. *J. Atmos. Sci.*, 1991, **48**: 2589~2613
- [36] Nakamura H, Wallace J M. Synoptic behavior of baroclinic eddies during the blocking onset. *Mon. Wea. Rev.*, 1993, **121**: 1892~1903
- [37] Held I M, Lyons S W, Nigam S. Transients and the extratropical response to El Niño. *J. Atmos. Sci.*, 1989, **46**: 163~174
- [38] Ting M, Lau N C. A diagnostic and modeling study of the monthly mean wintertime anomalies appearing in a 100-year GCM experiment. *J. Atmos. Sci.*, 1993, **50**: 2845~2867