

冬季东亚中纬度西风急流对我国气候的影响^{*}

毛睿 龚道溢 房巧敏

(北京师范大学资源学院环境演变与自然灾害教育部重点实验室, 北京 100875)

摘 要

利用 1957—2001 年欧洲中期数值天气预报中心再分析资料及地面台站观测资料, 分析了冬季东亚西风急流对我国气候的关系。首先定义了冬季东亚西风急流强度指数(区域 $30^{\circ}\sim 35^{\circ}\text{N}$, $127.5^{\circ}\sim 155^{\circ}\text{E}$ 冬季 200 hPa 纬向风 u_{200} 平均值的标准化值)和切变指数(区域 $15^{\circ}\sim 25^{\circ}\text{N}$, $100^{\circ}\sim 115^{\circ}\text{E}$ 与区域 $30^{\circ}\sim 40^{\circ}\text{N}$, $100^{\circ}\sim 115^{\circ}\text{E}$ 的平均 u_{200} 之差的标准化值), 这两个指数能较好地反映冬季东亚西风急流的强度变化和位置的南北移动, 二者相关系数为 -0.48 , 通过 99% 信度检验。西风急流强度与亚洲和西太平洋大范围的大气环流有密切关系, 而西风急流位置移动则与印度洋、中东太平洋的大气环流有密切关系, 并分析了冬季急流强度指数和切变指数与我国温度和降水的关系。结果表明: 当西风急流强度偏强时, 西风急流位置偏北, 此时在急流入口区左侧由于气流辐合造成低层气压上升, 在出口区左侧则由于气流发生强烈辐散, 引起低层气压下降, 所以西伯利亚地区上空从对流层低层到中层高度值升高, 北太平洋高度值降低, 东西向气压差加大的形势, 同时东亚大槽偏强, 海陆气压差加大和东亚大槽偏强, 导致冬季风强度偏强, 引起我国从北到南的陆面降温, 同时 $30^{\circ}\sim 40^{\circ}\text{N}$ 低层有下沉气流, 使得华北、华中和长江中下游地区降水偏少; 当西风急流强度偏弱时, 西风急流位置偏南, 整个东亚地区存在南风异常, 东亚冬季风较弱, 在 25°N 附近有上升气流, 此时华南和内蒙古、华北降水偏多, 内蒙古地表温度偏高。

关键词: 东亚西风急流; 强度指数; 切变指数; 冬季气候

引 言

北半球中纬度西风急流是对流层上部持续存在的行星尺度环流系统, 其变率对区域天气、气候有重要影响。大量研究表明: 作为西风急流中心区的东亚西风急流, 与亚洲、西北太平洋地区的天气和气候变化有密切关系^[1-5], 分析其变化特征及其与地面气象要素的关系可以加深对东亚季风变率的理解, 加深对东亚区域气候变化的认识^[4, 6-8]。

研究表明: 东亚西风急流的变率可以在多种时间尺度上影响区域气候。首先, 在高频的天气、季节尺度上, 东亚西风急流与热带对流活动、冷涌爆发、季风突变和我国冬季降水等现象有密切关系。200 hPa 东亚西风急流加强将导致冷涌发生, 冷涌的强度与中纬度反气旋强度和东亚局地经向环流强度有关^[9-11]。Lau 等指出东亚西风急流在冬季通过对冬季风强度的显著影响进而影响地表气候要素^[12]。

其年内季节变化过程中的两次北跳与夏季风关系密切^[13]。此外, 副热带西风急流位置的移动能引发定常波的相应变化^[14]。

其次, 在年际尺度上, 东亚中纬度西风急流强度和位置移动对我国季风降雨、亚洲-太平洋-美洲冬季气候异常等存在显著影响。Yang 等^[4]认为冬季中纬度高空西风急流对亚洲和太平洋地区来说是重要的大气环流系统, 起到联系亚洲和北美气候因子的重要作用。冬季东亚中纬度西风急流加强伴随着许多大尺度环流系统的加强, 如西伯利亚高压、东亚大槽、阿留申低压和北美西北部高压脊, 其影响可以通过一系列波列而传播。当西风急流加强时, 东亚冬季风加强, 东亚可能盛行冷干性质的空气, 冷空气活动频繁直接导致东亚地表温度降低和降水减少。Jhun 等也用与西风急流有关的经向风切变来定义东亚中纬度冬季风的强度^[15]。杨素英等认为急流是影响我国东北冬季气温异常的重要因子^[16]。文献^[17]根据东亚地区西风急流月平均位

* 教育部优秀青年教师资助计划(EYTP-1964)和霍英东教育基金(81014)共同资助。

2005-10-11 收到, 2006-10-09 收到再收稿。

置的方差分布,选取各月南北两个活动中心对应的正规化 u_{200} 差作为当月东亚副热带西风急流指数,正(负)急流指数异常代表东亚副热带西风急流异常偏南(北)。其研究发现,夏季正的东亚西风急流指数对应着东亚副热带西风急流异常偏南,夏季长江中下游及江南、华南降水偏多,东亚夏季风强度偏弱;负的东亚西风急流指数对应着东亚副热带西风急流异常偏北,东亚夏季风强度偏强。Liang 等^[6]认为西风急流的南北位置移动可以影响雨带位置。急流振荡指数与降水的正相关区域在 6—8 月(1—3 月)位于我国中南部(南部),负相关区域在 10 月(11 月)位于我国南部(南海地区)。除此之外,5—6 月(1—2 月)的急流振荡指数对我国北方(南方)下 1 个月的降水变率有预测意义。Lin 等指出当西风急流向赤道方向移动时,南亚高压在 7—8 月向东南方向撤退,同时伴随着西北太平洋副热带高压在 6 月和 8 月向赤道移动^[5]。

此外,很多要素可以影响纬向风和西风急流。如 Hou 利用 GCM 模拟结果表明:冬季 Hadley 环流的加强伴随着副热带和中纬度的西风垂直切变的加强,中纬度地区变冷,高纬度变暖^[2]。Liang 等认为东亚西风急流与 ENSO 有密切的关系^[6]。因此,西风急流也可能是一些气候要素之间遥相关联系的一种途径。

对于我国冬季气候变化,很多研究强调大气环流或近地面气候因子对温度和降水的影响。影响我国绝大部分地区冬季气候的主要因子是冬季风^[18],其强度与亚洲中高纬度的冬季温度和降水存在显著负相关。当西伯利亚高压中心强度偏强一个标准差时,亚洲大陆的大部分地区降水都减少 5% 以上,温度下降达 0.3 °C 或更多^[19-20]。但是这些分析较少考虑高空环流系统对我国冬季气候的影响。在行星尺度上西风急流和 Hadley 环流是影响对流层中下层大气环流变化以及我国温度和降水的重要动力系统。本文重点分析近 50 年来冬季东亚中纬度西风急流对我国气候的影响。

1 资料和方法

所用高空风场和高度场资料是欧洲中期数值天气预报中心(ECMWF)全球范围再分析资料,空间分辨率为 $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ 。原始资料为每日 4 个时次,本研究只选用每日 00:00(世界时,下同)的资料。

冬季值是将第 1 年 12 月和次年 1 月和 2 月总共 3 个月资料的平均值作为第 1 年的冬季值。例如 1957 年冬季 200 hPa 纬向风 u_{200} 值为 1957 年 12 月和 1958 年 1 月和 2 月 3 个月纬向风值的平均。由于资料时段为 1957 年 9 月至 2002 年 8 月,所以研究时段选择为 1957—2001 年冬季。分析中季节若不特指,均指冬季。

降水和温度资料取自全国 160 站月降水、温度数据集,所取时段与再分析资料时段保持一致,即 1957—2001 年冬季。冬季降水为第 1 年 12 月降水与次年 1 月和 2 月降水的累加。冬季温度为第 1 年 12 月温度与次年 1 月和 2 月温度的平均值。

采用的分析方法主要包括相关分析、偏相关分析和奇异值分解(SVD)。本文将冬季 u_{200} 距平值分别与同期温度和降水距平(以 1957—2001 年平均值为标准)进行 SVD 分析,将 1957—2001 年冬季 200 hPa 纬向风距平值($0^\circ \sim 80^\circ \text{N}$, $80^\circ \sim 130^\circ \text{E}$)作为 SVD 左场,同期 160 个站的冬季降水量距平或温度距平作为 SVD 的右场,进行 SVD 分解。

2 结果分析

2.1 东亚西风急流指数定义

Yang 等通过对 1968—2000 年东亚西风急流极大值的位置、频次和平均值进行统计,得出西风急流核心通常位于 $30^\circ \sim 35^\circ \text{N}$, $130^\circ \sim 160^\circ \text{E}$ 这个区域,所以定义冬季西风急流强度指数为该区域纬向风值的平均值^[4]。本文依据此法统计各年纬向风极大值出现的范围,范围为 $30^\circ \sim 35^\circ \text{N}$, $127.5^\circ \sim 155^\circ \text{E}$ 。因此定义西风急流强度指数为区域 $30^\circ \sim 35^\circ \text{N}$, $127.5^\circ \sim 155^\circ \text{E}$ (图 1 中实线方框)冬季 u_{200} 平均值的标准化值。

东亚西风急流的位置移动能够影响东南亚夏季降水变率、东亚夏季雨带的对流异常和东亚夏季风的爆发早晚^[6, 21-22],同时文献^[22]认为西风急流的位置比急流强度更能影响夏季降水。对 u_{200} 进行 EOF 分析,第一模态呈现南北不同性质的正负中心结构,在 30°N 以北是正值中心(核心位于 $30^\circ \sim 40^\circ \text{N}$, $100^\circ \sim 130^\circ \text{E}$),以南是负值中心(核心位于 $10^\circ \sim 25^\circ \text{N}$, $90^\circ \sim 120^\circ \text{E}$),第一模态的解释率达到 39%。该模态说明西风急流的南北移动是 u_{200} 变化的重要特征。Liang 等用 u_{200} 南北活动中心的 u_{200} 距平的标准化值相减(南减北),得到急流振荡指数,正(负)值表明东亚西风急流偏南(北)^[6]。Lin 等定义

在 $120^{\circ}\sim 150^{\circ}\text{E}$ 范围内, 西风急流平均位置南北各 10° 的两个区域的 u_{200} 的差为东亚西风急流的移动指数^[5]。因此借鉴 Liang 和 Lin 等的方法, 用图 1 中虚线所围区域 $15^{\circ}\sim 25^{\circ}\text{N}$, $100^{\circ}\sim 115^{\circ}\text{E}$ 与区域 $30^{\circ}\sim 40^{\circ}\text{N}$, $100^{\circ}\sim 115^{\circ}\text{E}$ 的平均 u_{200} 之差的标准化值来反映西风急流的南北移动(南减北), 指数正(负)说明西风急流比较偏南(北)。

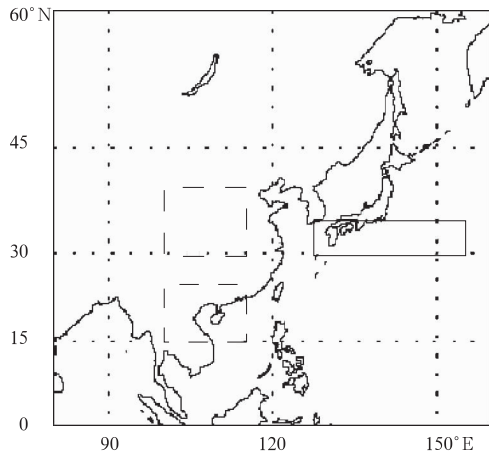


图 1 东亚西风急流强度指数(实线)与切变指数(虚线)选取范围

Fig. 1 The definition of the intensity index (solid line) and the shear index (dashed line) of East Asian jet stream (EAJS)

切变指数与强度指数变化有一定关系, 二者之间的相关系数达到 -0.48 , 超过了 99% 的信度水平(图 2)。表明当西风急流强(弱)时, 急流偏北(南)。从长期趋势来看, 强度指数略微有所上升($0.23/10\text{a}$), 而切变指数略有下降($-0.044/10\text{a}$), 趋势相反。选

取强度、切变指数的极端年份, 进行合成分析, 也表明当西风切变指数低的时候, 西风急流轴都略微偏北, 西风急流轴风速很大, 急流强度异常强; 而当西风切变指数高时, 西风急流轴略偏南, 急流强度异常弱(图略)。以上说明西风急流切变指数的确与强度指数存在一定关系, 不过二者分别强调了急流的不同特征。

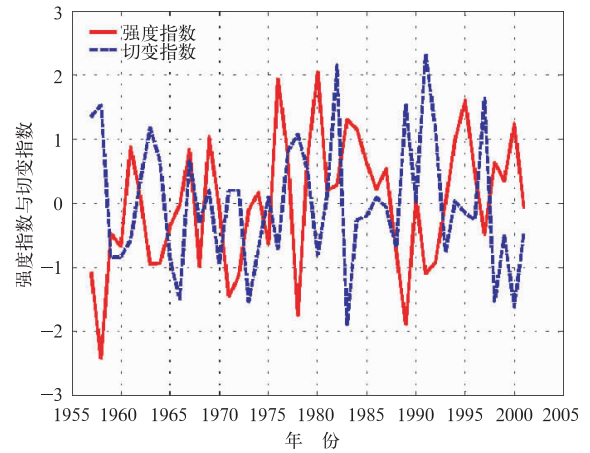


图 2 东亚西风急流强度指数和切变指数时间序列

Fig. 2 The intensity index (solid line) and shear index (dashed line) of EAJS

在 200 hPa 等压面上, 与强度指数和切变指数相对应的纬向风的变化反映出大尺度空间特征。图 3 是这两个急流指标与 u_{200} 的相关系数分布, 很明显西风急流强度与亚洲和西太平洋大范围的大气环流有密切关系(图 3a), 而西风急流位置移动则与印度洋、中东太平洋的大气环流有密切关系(图 3b)。

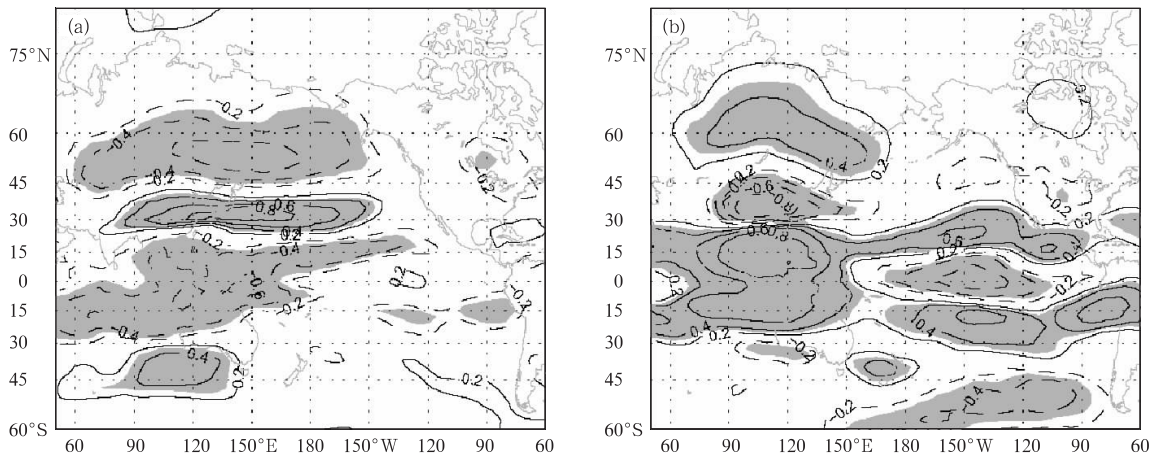


图 3 强度指数(a)和切变指数(b)与冬季 u_{200} 相关分布(图中阴影部分表示通过 95% 信度检验)

Fig. 3 (a) The correlation between the intensity index and the DJF u_{200} at each grid point, (b) the same as (a) but for the shear index (exceeding 95% confidence limit areas are shaded)

Yang 等曾对北太平洋海温进行了经验正交函数分析,发现急流强度与亚洲、西太平洋海温的南北向梯度有关^[4]。图 3b 中显著相关区位于中东太平洋,急流位置移动可能和这些区域的海温异常也有密切关系,说明 ENSO 活动很可能也是影响西风急流位置的重要因子。

2.2 东亚西风急流与降水的关系

Liang 等^[6]指出,东亚西风急流位置能影响区域降水的年际变率。当冬季东亚西风急流位置向赤道方向偏移,我国南部的 200 hPa 西风增强而且该区域的降水增加,相反当急流位置向北偏移,降水带会相应向北移动到我国中部和南部,而且降水区域的西风增强。这是因为急流轴以北气流有增强的下沉运动并且性质是冷干,而急流轴以下及以南则有偏强的上升运动,所以急流轴以北降水偏少,变率偏小,以南则降水较多且变率偏大。Yang 等^[4]也指出冬季西风急流强度与东亚冬季降水存在负相关关系。

图 4a 是西风急流强度指数同我国降水距平百

分率的线性回归系数分布图,图中阴影部分是西风急流强度指数与降水相关通过 95% 信度检验的负相关区域。显著负相关区域主要分布在华北、华中和长江中下游地区,相关系数达到 -0.3 以上。当西风急流强度增强 1 个标准差时,我国大部分地区降水减少,减少幅度极大值中心位于华北和内蒙古,减少幅度达到 30%,减少幅度从内蒙古、华北向北或向南递减。以上说明西风急流强度加强(减弱)时,我国降水普遍减少(增加),这个结论和 Yang 等的结论基本一致^[4]。

图 4b 是西风急流切变指数同我国降水距平百分率的线性回归图,显著正相关区域主要分布在华南,我国西北部和渤海湾也有零星分布。当西风急流切变指数增大 1 个标准差时,即急流位置异常偏南 1 个标准差时,内蒙古和华北降水增加幅度达到 20%,华南降水增加幅度达到 30%。说明西风急流切变指数增强(减弱),华南、内蒙古和华北降水增加(减少)。

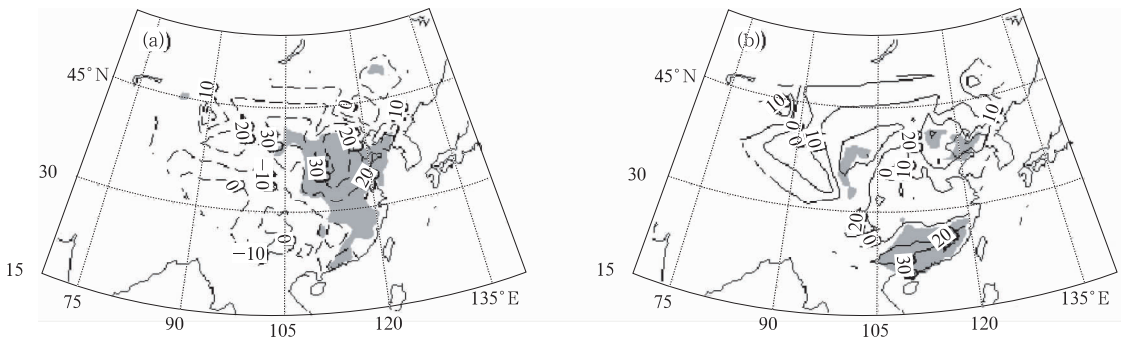


图 4 强度指数(a)和切变指数(b)与降水距平百分率回归系数分布图(单位:%)
(阴影部分为相关系数超过 95% 信度水平的区域)

Fig. 4 Regression of precipitation anomaly percentage against intensity index (a) and of that against shear index (b) (unit: %) (correlation exceeding 95% confidence limit areas are shaded)

以往研究指出西风急流的上游区如果气流加速,导致次生南北经向环流加强,这可能增强季风环流,从而影响到降水^[6,8,22-25]。图 4a 降水变率中心主要位于我国北方地区,位于急流轴的上游区左侧。当西风急流强度变强时,受急流入口区的经向环流变化的影响,整个对流层里急流轴以北都盛行冷性偏北风和下沉气流,这很可能加剧冬季风的强度,从而使我国大部分地区降水较少。而图 4b 存在 2 个降水变率中心,这说明切变指数影响降水的机制可能与强度指数不一样。当西风急流位置偏南时,华南降水增加可能与垂直上升气流的位置和强度有

关,而北方降水增加可能与冬季风活动减弱有关。由此可见,西风急流的位置移动给降水带来的影响很可能也包含着急流强度变化带来的影响。

强度指数与降水的偏相关系数图(图略)表明,偏相关区域主要位于内蒙古和华北地区,偏相关系数最高达到 -0.4 ,华南地区降水与西风急流强度基本没有什么明显的关系。切变指数与降水的偏相关系数表明(图略),偏相关区域主要位于华南和青藏高原东部地区,偏相关系数最高达到 0.5 。除了在环渤海地区有一小部分正相关区域外,华北和内蒙古地区降水基本与切变指数没有明显关系。以上分

析说明,影响北方降水的主要是急流的强度变化,而对南方降水切变指数的作用更为重要。

为了进一步分析西风急流与降水变化的相关特征,对降水与 u_{200} 进行了奇异值分解分析。 u_{200} 距平值作为左场,同期降水量距平作为右场。SVD 分析的第一对模态解释总方差的 79.9%。该模态纬向风距平值的时间系数与切变指数的相关系数达到 0.98,说明该模态反映了东亚西风急流的位置移动对降水的影响。第一模态的 u_{200} 距平空间场表明纬向风距平存在正反两个变化中心(图 5a),以 $25^{\circ}\sim 30^{\circ}\text{N}$ 之间为界,南部为正,北部为负。从第一模态

的降水场来看,我国大部分地区冬季降水变化趋势一致,异常中心区在华南(图 5b)。第一模态纬向风距平值和降水空间分布型时间系数之间的相关为 0.57,超过了 99% 的信度检验,说明这对空间分布型有着密切的正相关关系,即当西风急流偏南(北)时,我国大部分地区降水偏多(少)。以上分析进一步证明相对于急流的强度,西风急流位置的移动是影响我国降水变化的主要因子。计算得到 160 站平均降水与切变指数和强度指数的偏相关系数,分别是 0.35 和 -0.29 ,显然切变指数对降水变率有更高的解释率。

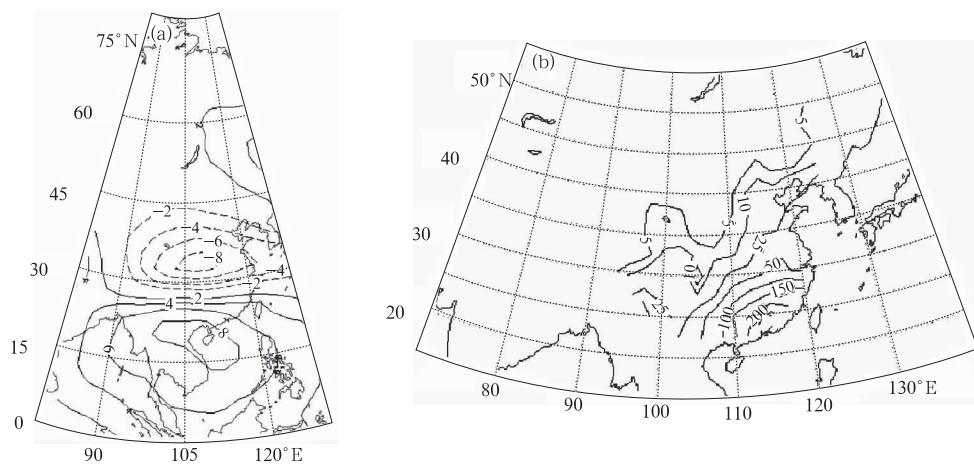


图 5 中纬度 200 hPa 纬向风距平与降水距平 SVD 分析第一模态的纬向风距平场(a)和降水距平场(b)(对 SVD 分解后的降水场分量 $\times 100$)

Fig. 5 The first paired modes from the SVD analysis between winter u_{200} anomaly (a) and precipitation anomaly (b) ($\times 100$)

2.3 东亚西风急流与温度的关系

从强度指数同温度的相关系数图上可以看出(图略),我国大部分地区为负相关区域(相关系数 -0.1 左右,不显著)。从切变指数和温度的相关图上看出(图略),负相关区域位于青藏高原及其东部(相关系数 -0.2 左右,达不到 95% 信度水平)。为了检验切变指数和强度指数对温度的相对影响大小,分别计算了切变指数和强度指数与温度的偏相关系数,强度指数与温度在我国大部分地区呈负偏相关,全国 86% 的站为负偏相关,其中华北、内蒙古地区个别站负偏相关最高,能达到 -0.45 。切变指数与降水在青藏高原存在负偏相关区域,全国 63% 的站为负偏相关,个别站偏相关系数达到 -0.4 。

为了检查纬向风与温度场之间的可能相关模态,对温度与高空纬向风分量也进行了奇异值分解。

u_{200} 距平值作为左场,同期温度距平作为右场。SVD 分析的第一对模态解释总方差的 60%。第一模态的 u_{200} 距平的空间场表明我国北方上空存在西风距平异常中心(图 6a),温度场异常中心位于北方(图 6b)。第一模态纬向风距平场和温度场的时间系数之间的相关为 0.61,超过了 99% 的信度检验,说明这对空间分布型有着密切的正相关关系。当西风急流偏强(弱)时,我国大部分地区温度偏低(高)。计算得到 160 站平均温度与切变指数和强度指数的偏相关系数,分别为 -0.02 和 -0.19 ,均未通过 95% 信度检验。以上分析说明,当西风急流强度增强(减弱)时,我国地面温度倾向降低(升高);当西风切变指数为正(负)时,青藏高原及其东部地区温度倾向降低(升高)。但是气温的这种变化比降水的相应变化要弱得多。

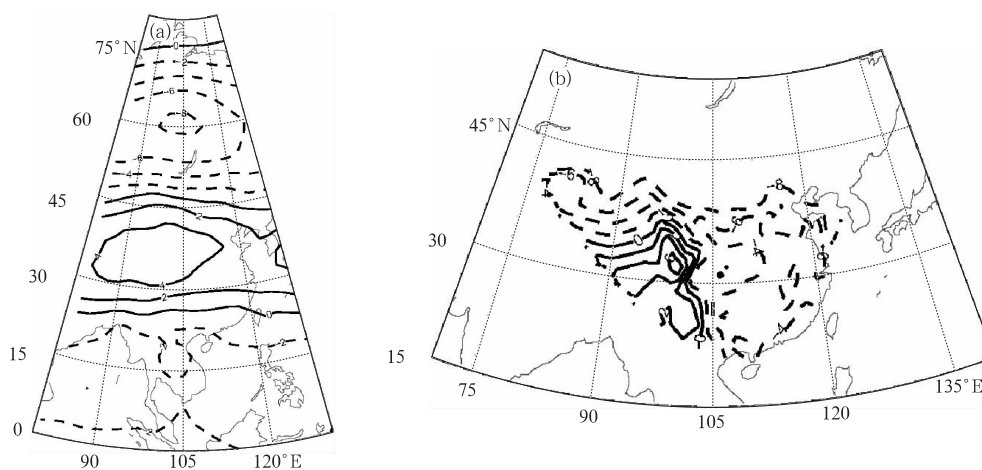


图6 中纬度 200 hPa 纬向风距平与温度距平 SVD 分析第一模态

的纬向风距平场(a)和温度距平场(b)(对 SVD 分解后的各分量场 $\times 100$)

Fig. 6 The first paired modes from the SVD analysis($\times 100$) between winter u_{200} anomaly (a) and temperature anomaly (b)

2.4 东亚冬季风的变化

东亚冬季风是直接控制冬季东亚气候特征的重要环流系统。东亚冬季风强度与中国大陆中东部地区的近地面气温关系密切,强东亚冬季风年份通常对应于地表温度偏低,反之则对应地表温度偏高^[18]。文献[8]指出东亚西风急流的上游区高层的非地转流加强,会引起局地经向环流加强和东亚西风急流增强,这一过程伴随着冷涌的发生。因此东亚西风急流与近地面的冬季风有密切关系。下面分别讨论西风急流的位置移动和强度变化与冬季风的关系。由于不同冬季风指标反映了季风系统的不同侧面,本文选取 7 种冬季风指标来分别与强度指数和切变指数进行相关分析和偏相关分析。

一些研究从海陆气压差来考虑冬季风强度。施能等提出东亚冬季风强度指数为 $20^{\circ}\sim 50^{\circ}\text{N}$ 的 110°E 与 160°E 冬季标准化海平面气压差的和,所得的序列再进行一次标准化处理^[26]。也有研究从高低空风场来考虑冬季风强度, Yang 等提出用区域 $25^{\circ}\sim 40^{\circ}\text{N}$, $110^{\circ}\sim 130^{\circ}\text{E}$ 的 850 hPa 经向风的平均值来表示东亚冬季风^[4],王会军等提出用区域 $25^{\circ}\sim 50^{\circ}\text{N}$, $115^{\circ}\sim 145^{\circ}\text{E}$ 平均 850 hPa 风速^[27]。Chen 等提出用区域 $25^{\circ}\sim 40^{\circ}\text{N}$, $120^{\circ}\sim 140^{\circ}\text{E}$ 和 $10^{\circ}\sim 25^{\circ}\text{N}$, $110^{\circ}\sim 130^{\circ}\text{E}$ 的 10 m 经向风的平均值^[28]。还有研究从高度场和西伯利亚强度变化来考虑。Gong 等提出用西伯利亚高压强度来反映冬季风强度,即用区域 $40^{\circ}\sim 60^{\circ}\text{N}$, $70^{\circ}\sim 120^{\circ}\text{E}$ 海平面气压(SLP)的平均值来表示冬季风强度^[20]。郭其蕴提出用西伯利亚高

压 3 点(60°N , 100°E ; 60°N , 90°E ; 50°N , 100°E) 的海平面气压距平表示冬季风强度^[18]。晏红明等对区域 $25^{\circ}\sim 40^{\circ}\text{N}$, $110^{\circ}\sim 130^{\circ}\text{E}$ 冬季平均 500 hPa 高度值进行标准化处理,然后求区域平均,再进行标准化处理,得到冬季风指数^[29]。

为检验西风急流强度指数和切变指数与各冬季风指数的关系,利用欧洲中期数值天气预报中心(ECMWF)再分析资料重新计算了上述 7 个冬季风强度指数。从 7 个冬季风强度与急流强度指数的相关看出,当西风急流偏强时,冬季风强度也是偏强,除 Chen 等^[28] 定义的冬季风强度指数外,其余冬季风强度与强度指数的相关系数都通过 95% 信度检验。从冬季风强度与切变指数的相关可以看出,当西风急流偏南(北)时,冬季风都比较弱(强),除 Yang 等^[4] 和晏红明等^[29] 外,其余冬季风强度与切变指数的相关系数都通过 95% 信度检验(表 1)。

从冬季风强度与西风急流强度指数的偏相关可以看出,当西风急流偏强时,冬季风强度也是偏强,除 Gong 等^[20] 和 Chen 等^[28] 定义的冬季风强度指数外,其余冬季风强度与强度指数的相关系数都通过 95% 信度检验。从冬季风强度与切变指数的偏相关可以看出,除 Yang 等^[4] (未通过 95% 信度检验)、晏红明等^[29] (未通过 95% 信度检验)和 Chen 等^[28] (通过 95% 信度检验)偏相关系数较高外,其余冬季风强度与切变指数的偏相关系数都较低。以上分析说明西风急流强度与冬季风关系非常密切,而西风急流位置的南北移动与冬季风关系并不显著,它们影

表 1 冬季风与东亚急流强度指数、切变指数的相关系数及偏相关系数
Table 1 The correlation coefficient and partial correlation coefficient between winter monsoon and intensity index and shear index

	定义	相关系数	偏相关系数
施能等 ^[26]	20°~50°N 的 110°E 与 160°E 的冬季标准化海平面气压差的和,然后再标准化	0.57 (-0.35)	0.59 (-0.11)
Yang 等 ^[4]	25°~40°N,110°~130°E 的 850 hPa 经向风的平均值	-0.40(0.23)	-0.43(0.05)
Gong 等 ^[20]	40°~60°N,70°~120°E 海平面气压的平均值	0.30 (-0.36)	0.20(-0.26)
郭其蕴 ^[18]	60°N,100°E;60°N,90°E 和 50°N,100°E 3 点的海平面气压距平	0.37 (-0.33)	0.32 (-0.19)
晏红明等 ^[29]	25°~40°N,110°~130°E 平均 500 hPa 高度值标准化的区域平均,再进行标准化	-0.36(-0.01)	-0.55(-0.23)
王会军等 ^[27]	25°~50°N,115°~145°E 平均 850 hPa 风速	0.50 (-0.35)	0.50 (-0.13)
Chen 等 ^[28]	10°~25°N,110°~130°E 和 25°~40°N,120°~140°E 10 m 经向风的平均值	-0.28(0.40)	-0.15(0.31)

注:括号内为冬季风与切变指数相关系数及偏相关系数;表中黑体数字表示相关系数通过 95% 信度检验。

响我国东部气候的机制可能并不一致。

通过对强度指数和切变指数极强和极弱年份的 850 hPa 风场和 1000 hPa 高度场的合成分析,可以更清楚的检查冬季低层环流的异常。选取急流强度指数最大的 5 年作为异常强年,即 1976,1980,1983,1995 年和 2000 年;选取强度指数最小的 5 年作为西风急流强度异常弱年;即 1958,1968,1971,1978 年和 1989 年。选取的 5 个切变指数最大的异常偏南年份为 1958,1982,1989,1991 年和 1997 年;选取切变指数最小的 5 年作为西风急流异常偏北年,分别为 1966,1973,1983,1998 年和 2000 年。在西风急流强度偏强年,急流入口区左侧气流辐合造成低层气压上升,西伯利亚地区 1000 hPa 高度升

高;在高空急流出口区左侧气流发生强烈辐散,形成对流性强上升气流,所以北太平洋地区的低层气旋型环流加强,气压下降,北太平洋 1000 hPa 高度降低,因此海陆气压差加大,导致东亚北风加强(图 7a)。北风异常范围从西伯利亚、我国东部一直到我国南海,引起我国从北到南的陆面降温。当急流位置变化时,没有类似的特征,但华南南风非常突出。图 7b 说明当西风急流位置偏南时,即西风急流切变指数偏高时,整个东亚地区存在南风异常,日本以及日本以东的太平洋高度值升高,而西西伯利亚地区高度值降低。南风异常范围从中南半岛、我国南海到我国东部沿海,最后到达 60°N 的东北亚地区。说明西风急流偏南时,东亚冬季风较弱。

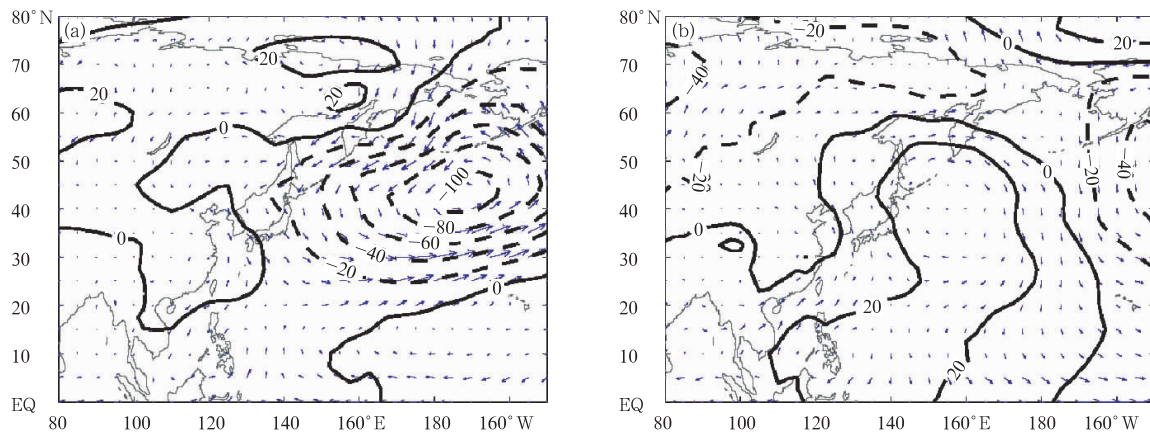


图 7 冬季强弱指数年 850 hPa 风场合成差值(矢量)和 1000 hPa 高度场差值(强年减弱年;等值线,单位:m)合成图

(a)强度指数(图中最大风矢为 8.91 m/s), (b)切变指数(图中最大风矢为 8.98 m/s)

Fig. 7 Composites of winter wind anomaly (vectors) at 850 hPa level and 1000 hPa height anomaly (contour lines, unit: m) (a) the intensity index, (b) the shear index (the maximums of velocity are 8.91 m/s in (a) and 8.98 m/s in (b))

2.5 对流层中层大气环流的变化

对强弱指数年 500 hPa 高度场进行合成分析(强减弱),可以看出当西风急流强度偏强时,对流层

中层东亚地区最大的变化特征是北太平洋位势高度降低,而在西伯利亚地区 500 hPa 高度升高,东西向气压差加大(图略)。这个结果与 Yang 等^[4]结果基

本相似。从多年气候平均态上看,东亚大槽主要沿着东亚东海岸,从鄂霍次克海经过日本到我国东海。这说明当西风强度指数高时,即西风急流偏强时,500 hPa 高度在东部减少而在西部增加,使得东亚大槽加深,导致槽后的辐合下沉加强,因此地面西伯利亚高压偏强,很可能使得冬季风也随之加强。对切变指数来说(图略),正值中心主要有两部分,一个位于蒙古和日本,以及日本以东的太平洋,另一处主要位于印度洋中部和东南亚地区;负值主要分布在西伯利亚地区。蒙古和日本上空高度值的偏高表明东亚大槽的气压上升,伴随东亚大槽减弱。以东亚大槽区 $30^{\circ}\sim 45^{\circ}\text{N}$, $125^{\circ}\sim 145^{\circ}\text{E}$ 区域 500 hPa 高度的变化代表东亚大槽的活动^[30],东亚大槽高度变化与急流强度指数的相关系数是-0.10,而与切变指数的相关系数为 0.26(通过 92% 的信度检验)。这说明当西风急流偏南时,东亚大槽高度升高,冬季风活动是减弱的。

以上分析说明当东亚西风急流强度指数偏强时,从对流层低层到中层都存在着北太平洋高度值降低,西伯利亚地区高度值升高,东西向气压差加大的形势。同样当西风急流位置偏南时,东亚大槽高度升高。以上这种变化特点从低层到对流层高层都大体不变,是整个对流层的整体变化,体现出正压性特征。

强弱指数年经向垂直环流剖面图($100^{\circ}\sim 120^{\circ}\text{E}$ 平均,图略)表明,在急流强度偏强时,对流层低层在 $30^{\circ}\sim 40^{\circ}\text{N}$ 有下沉气流,使得降水偏少,这个区域刚好对应我国北方地区;在急流位置偏南时, $20^{\circ}\sim 30^{\circ}\text{N}$ 左右有上升气流,这可能是引起华南地区降水偏多的原因。

3 结论和讨论

本文定义的西风急流强度指数($30^{\circ}\sim 35^{\circ}\text{N}$, $127.5^{\circ}\sim 155^{\circ}\text{E}$ 冬季 u_{200} 平均值的标准化值)和切变指数($15^{\circ}\sim 25^{\circ}\text{N}$, $100^{\circ}\sim 115^{\circ}\text{E}$ 与 $30^{\circ}\sim 40^{\circ}\text{N}$, $100^{\circ}\sim 115^{\circ}\text{E}$ 的平均 u_{200} 之差的标准化值,南减北),能较准确反映冬季东亚中纬度西风急流的强度和南北位置移动。强度指数大(小),西风急流强度强(弱);切变指数大(小),西风急流位置偏南(偏北)。强度指数和切变指数呈负相关,即当西风急流强(弱)时,西风急流偏北(南)。

冬季西风急流强度和位置变化影响我国冬季气

温和降水的过程可概括为:当西风急流强度偏强时,西风急流位置偏北,此时在急流入口区左侧由于气流辐合造成低层气压上升,在出口区左侧则由于气流发生强烈辐散,引起低层气压下降,所以从对流层低层到中层都存在着西伯利亚地区高度值升高,北太平洋高度值降低,东西向气压差加大的形势,同时东亚大槽偏强。海陆气压差加大和东亚大槽偏强的形势,导致冬季风强度偏强,引起我国从北到南的陆面降温,同时由于 $30^{\circ}\sim 40^{\circ}\text{N}$ 低层有下沉气流,使得华北、华中和长江中下游地区降水偏少。当西风急流强度偏弱时,西风急流位置偏南,整个东亚地区存在南风异常,东亚冬季风较弱,在 25°N 附近有上升气流,此时华南和内蒙古、华北降水偏多,内蒙古地表温度偏高。

以上的分析侧重于西风急流对地表气候要素的影响。但有研究指出,大气环流和海温之间也可能存在相互作用^[31],如东亚西风急流与下垫面气候要素存在相互反馈作用。东亚西风急流偏强可以导致下游区海温降低,而海温信号则可能对大气环流产生反馈。Yang 等认为东亚西风急流强度与亚洲、西太平洋海温的南北向梯度有关^[4]。Liang 等认为东亚西风急流与 ENSO 的关系主要是行星波和持续的地表要素异常之间的相互作用导致^[6]。本文仅分析了西风急流与我国冬季温度、降水的统计关系,并没有涉及各种反馈机制所起的可能作用,因此西风急流变化与区域气候异常的影响及其反馈机制仍然需要进一步讨论。

参考文献

- [1] Krishnamurti T N. The subtropical jet stream of winter. *J Meteor*, 1961,18:172-191.
- [2] Hou A Y. Hadley circulation as a modulator of the extratropical climate. *J Atmos Sci*, 1998, 55: 2437-2457.
- [3] Kung E C, Chan P H. Energetics characteristics of the Asian winter monsoon in the source region. *Mon Wea Rev*, 1981, 109:854-870.
- [4] Yang S, Lau K M, Kim K M. Variations of the East Asian jet stream and Asian-Pacific-American winter climate anomalies. *J Climate*, 2002, 15: 306-324.
- [5] Lin Z D, Lu R Y. Interannual meridional displacement of the East Asian upper-tropospheric jet stream in summer. *Adv Atmos Sci*, 2005,22:199-211.
- [6] Liang X Z, Wang W C. Association between China monsoon rainfall and tropospheric jets. *Quart J Roy Meteor*, 1998, 124: 2597-2623.

- [7] 史玉光,杨舵,陈洪武. 北半球冬季副热带西风急流及有关环流季内振荡若干特征分析. *新疆气象*, 1999, 22(2): 1-6.
- [8] Chang C P, Lau K M. Northeasterly cold surges and near-equatorial disturbances over the winter MONEX area during December 1974. Part II: Planetary-scale aspects. *Mon Wea Rev*, 1982, 108: 298-312.
- [9] 张元箴, 吴洪, 张兴旺. 北半球冬季冷涌及其反馈过程对我国南方降水的影响. *应用气象学报*, 1993, 4(4): 481-486.
- [10] Compo G P, Kiladis G N, Webster P J. The horizontal and vertical structure of east Asia winter monsoon pressure surges. *Quart J Meteor Soc*, 1999, 125: 29-54.
- [11] Lau K M, Chang C P, Chan P H. Short-term planetary-scale interactions over the tropics and midlatitudes. Part II: Winter-MONEX period. *Mon Wea Rev*, 1983, 111: 1372-1388.
- [12] Lau K M, Boyle J S. Tropical and extratropical forcing of the large-scale circulation: A diagnostic study. *Mon Wea Rev*, 1987, 115: 400-428.
- [13] 李崇银, 王作台, 林士哲, 等. 东亚夏季风活动与东亚高空西风急流位置北跳关系的研究. *大气科学*, 2004, 28(5): 641-658.
- [14] Silva A M D, Lindzen R S. On the establishment of stationary waves in the northern hemisphere winter. *J Atmos Sci*, 1993, 50: 43-61.
- [15] Jhun J G, Lee E J. A new East Asian winter monsoon index and associated characteristics of the winter monsoon. *J Climate*, 2004, 17(4): 711-726.
- [16] 杨素英, 王谦谦, 孙风华. 中国东北南部冬季气温异常及其大气环流特征变化. *应用气象学报*, 2005, 16(3): 334-344.
- [17] 廖清海, 高守亭, 王会军, 等. 北半球夏季副热带西风急流变异及其对东亚夏季气候异常的影响. *地球物理学报*, 2004, 47(1): 10-18.
- [18] 郭其蕴. 东亚冬季风的变化与中国气温异常的关系. *应用气象学报*, 1994, 5(2): 218-225.
- [19] Gong D Y, Ho C H. The Siberian high and climate change over middle to high latitude Asia. *Theor Appl Climatol*, 2002, 72: 1-9.
- [20] Gong D Y, Wang S W, Zhu J H. East Asian winter monsoon and Arctic Oscillation. *Geophys Res Lett*, 2001, 28(10): 2073-2076.
- [21] Lau K M, Kim K M, Yang S. Dynamical and boundary forcing characteristics of regional components of the Asian summer monsoon. *J Climate*, 2000, 13: 2461-2482.
- [22] Lu R Y. Associations among the components of the east Asian summer monsoon streams in the meridional direction. *J Meteor Soc Japan*, 2004, 82: 155-165.
- [23] Blackmon M L, Wallace J M, Lau N C, et al. An observational study of the Northern Hemisphere wintertime circulation. *J Atmos Sci*, 1977, 34: 1040-1053.
- [24] 丁一汇. 高空急流及其有关的次级环流//高等天气学(第二版). 北京: 气象出版社, 2005: 138-150.
- [25] Cressman G P. Circulation of the West Pacific jet stream. *Mon Wea Rev*, 1981, 109: 2450-2463.
- [26] 施能, 朱乾根. 1873—1995年东亚冬、夏季风强度指数. *气象科技*, 2003, (3): 14-18.
- [27] 王会军, 姜大膀. 一个新的东亚冬季风强度指数及其强弱变化之大气环流场差异. *第四纪研究*, 2004, 24(1): 19-27.
- [28] Chen W, Graf H F, Huang R H. The interannual variability of east Asian winter monsoon and its relation to the summer monsoon. *Adv Atmos Sci*, 2000, 17(1): 48-60.
- [29] 晏红明, 段玮, 肖子牛. 东亚冬季风与中国夏季气候变化. *热带气象学报*, 2003, 19(4): 367-376.
- [30] 孙柏民, 李崇银. 冬季东亚大槽的扰动与热带对流活动的关系. *科学通报*, 1997, 42(5): 500-504.
- [31] Lau N C, Nath M J. A general circulation model study of the atmospheric response to extratropical SST anomalies observed in 1950—79. *J Climate*, 1990, 3: 965-989.

Influences of the East Asian Jet Stream on Winter Climate in China

Mao Rui Gong Daoyi Fang Qiaomin

(*Key Laboratory of Environmental Change and Natural Disaster, College of Resources Science
& Technology, Beijing Normal University, Beijing 100875*)

Abstract

The European Center for Medium-Range Weather Forecasts reanalysis data sets and the observed data for precipitations and temperatures in China are used to depict the relationships between the eastern China climate and the East Asian jet stream (EAJS). With an emphasis on the northern winter seasons and on the interannual timescales, the variations of the intensity and the meridional displacement of EAJS and their relationships with the precipitations and temperatures are analyzed, and the relative connections of the EAJS and the winter monsoon to the anomalies of atmospheric circulation in the eastern China region are assessed. The intensity index (normalized mean u_{200} averaged over 30° — 35° N, 127.5° — 155° E) and the shear index of EAJS (normalized u_{200} difference between two areas over 15° — 25° N, 100° — 115° E and 30° — 40° N, 100° — 115° E) are first defined, which can reasonably reflect the interannual variation of the intensity and meridional displacement of EAJS, then relative connections of intensity index and shear index with winter temperatures and precipitations in China for period 1957—2001 are investigated respectively. The correlation coefficient between the intensity index and the shear index is -0.48 (exceeding 99% confidence limit), which means that when EAJS intensifies the meridional displacement of EAJS is abnormally southward. It is found that the intensity of EAJS is associated with the extensive atmospheric circulation in Asia and west Pacific, while the meridional displacement of EAJS does strongly link to the atmospheric circulation in the tropical central-eastern Pacific and the Indian Ocean. The possible way of winter EAJS affecting the precipitation and temperature of China can be described as follows: At the left side of the entrance region of EAJS the pressure of low level atmosphere increases due to the convergent flows, meanwhile at the left side of exit region of EAJS the pressure of low level atmosphere decreases because of the divergent flows. So in the mid-lower level of the troposphere the pressure over Mongolia and Siberia increases and that over the north Pacific decreases, which results in both the difference between them increasing and the East Asian trough deepening. The increased difference of geopotential height between land and sea and the intensified East Asian trough may make winter monsoon intensify, resulting in the drop of temperature in the east part of China, meanwhile there are descending flows over the 30° — 40° N that make the precipitation decrease over the northern China, the middle China and the mid-lower reaches of the Yangtze River. When EAJS weakens abnormally and the displacement of EAJS is abnormally southward, the south wind occurs in the whole East Asia indicating the weak winter monsoon, while there are ascending flows over the east part of 25° N. At that time the precipitation in the southern China, Inner Mongolia and the northern China increases, and the temperature of Inner Mongolia is high abnormally.

Key words: East Asian jet stream; intensity index; shear index; winter climate