

文章编号: 2096-1618(2018)04-0456-08

夏季角动量输送变化与中国东部降水的关系

石 宇^{1,2}, 肖子牛², 朱克云¹

(1. 成都信息工程大学大气科学学院, 四川 成都 610225; 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)

摘要:为研究夏季角动量输送与同期中国东部降水的关系,采用多变量方差分析方法及合成分析方法,确定1951–2014年夏季不同雨带类型对应的角动量输送相关区域,再将相关区区域平均角动量输送通量与夏季160站降水求相关找到显著高相关区。最后通过合成分析对比强弱角动量输送年对应的环流场发现角动量输送异常时对中国东部降水的影响机制。研究结果表明夏季角动量输送显著高相关区在(35°N~45°N, 105°E~110°E)地区,该地区角动量输送与中国东部夏季Ⅰ、Ⅲ类雨型分布(即南北降水反相变化分布型)紧密联系。对比强弱输送年对应环流场的差异,发现当欧亚大陆中纬地区纬向环流异常时角动量向北输送减弱或增强,导致东亚副热带高空西风急流的南北移动,南北冷暖空气交界面南北移动,从而影响中国东部夏季南北降水反相变化分布。

关键词:大气科学;气候变化;角动量输送;中国东部夏季降水;多变量方差分析;显著关键区

中图分类号:P434+.5

文献标志码:A

doi:10.16836/j.cnki.jcui.2018.04.016

0 引言

在自转的地球上相对于地表运动的空气,由于摩擦和山脉作用,空气与转动地球之间就产生了大气角动量。大气角动量由地球角动量和相对角动量组成,但在大气中角动量的变化基本来自于相对角动量的变化,相对角动量较地球角动量更重要^[1],因此文中主要研究对象为相对角动量(以下简称角动量)。在经典的大气环流研究中,角动量作为一个描述大气环流的基本量^[2],主要用于解释大气环流中东西风带长期维持的原因。热带东风带由于摩擦和山脉作用,东风带大气获得角动量,而在中纬度西风带中大气失去角动量,为了东西风带的长期维持大气中则存在角动量的经向输送。关于角动量输送的最早研究要归于 Jeffrey^[3]指出地表风克服地表摩擦而维持必须依赖于跨纬度的角动量输送。但其由何种机制输送的研究直到1948年才由 Starr^[4]发现天气系统南北向轴线的水平倾斜可以输送角动量,之后有许多研究^[5-8]证明定常波跨纬度的角动量输送维持了各个纬度角动量的平衡,证实了 Starr 之前的研究发现。但角动量的输送并非仅靠定常波输送,东风带大气获得角动量、西风带大气失去角动量都在对流层低层,为维持角动量平衡,东风带剩余的角动量需要通过平均经圈环流向上输送到对流层上层,然后向副热带纬度输送^[9-11]。与此同时,

叶笃正等^[11-14]指出大型涡旋在角动量输送中也起到了重要的作用。在角动量输送过程中,无论是水平输送还是垂直输送,平均经圈环流、定常涡旋和瞬变涡旋的输送在季节及纬度上各有不同^[15-16]。

角动量是维持东西风带的原因,因此在研究角动量输送时常与西风带中的急流相结合, Buch 等^[17-19]研究发现500 hPa以上热带地区角动量输送是辐散的,最大辐散发生在20°N以南地区,而中纬度地区有角动量的辐合,角动量输送的辐合中心与西风急流的维持之间存在着一定的联系。Abarca 等^[20]在计算不同纬带对角动量趋势贡献时发现,趋势贡献最大负值区位于南北半球的25°~35°纬度,正好对应着副热带急流的位置和高度,最大负值区位于 Hadley 环流和 Ferrel 环流的交换区内,最大的正值区则位于 Ferrel 环流和极地环流交换区内,与 Peixoto 等^[21]的研究结果一致。周春华^[15]也指出,角动量的水平输送中平均经向环流主要增强中纬度的副热带急流,涡旋输送对南、北纬50°~60°的西风环流起加强作用,强输送中心位于200hPa~300hPa附近,其位置和强度随季节都有一定的变化。杨玮等^[16]在计算北半球冬、夏季气候态季节平均西风角动量输送通量及其3个分量与东、西风带和副热带西风急流、极夜急流之间的联系时,发现副热带西风急流和极夜西风急流均位于角动量强向极输送中心高纬一侧的输送辐合区中。

以往对角动量输送研究多以纬圈积分角度分析,而在纬圈积分中可能会掩盖与角动量交换相关的全球环流纬向不对称的信息^[2],且当角动量输送异常时会

带来何种气候效应尚未明确。因此将从夏季角动量输送与中国东部降水变化之间的联系为切入点研究角动量输送变化对区域气候所可能产生的效应及其可能的影响机制。

1 资料和方法

1.1 资料

(1) NCEP/NCAR 提供的 1951–2014 年夏季 (June–July–August) 逐日纬向风 u 、经向风 v 再分析格点资料, 网格分辨率 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$, 空间层次 1000–10 hPa, 共 17 层;

表 1 1951–2014 年中国东部降水 3 类雨型对应年份

雨型	年 份	雨型分布
I 型	1953, 1958, 1959, 1960, 1961, 1964, 1966, 1967, 1973, 1976, 1977, 1978, 1981, 1985, 1988, 1992, 1994, 1995, 2004, 2012, 2013	北多南少型
II 型	1956, 1957, 1962, 1963, 1965, 1971, 1972, 1975, 1979, 1982, 1984, 1989, 1990, 1991, 2000, 2003, 2005, 2007, 2008, 2009, 2010	三极型
III 型	1951, 1952, 1954, 1955, 1968, 1969, 1970, 1974, 1980, 1983, 1986, 1987, 1993, 1996, 1997, 1998, 1999, 2001, 2002, 2006, 2011, 2014	南多北少型

1.2 方法

(1) 使用 NCEP/NCAR 的风场逐日再分析资料, 计算出大气角动量沿经向方向的输送通量, 其物理意义表示夏季角动量沿经向方向的输送:

$$Raam = \frac{a \cos \varphi}{g} \int_{10}^{1000} (\overline{uv} + \overline{u'v'}) dp$$

其中 a 为地球半径, g 为重力加速度, p 为等位势高度, φ 为纬度, $\overline{}$ 表示时间平均, $\overline{}'$ 表示时间平均的偏差。

(2) 多变量方差分析方法^[25]。根据中国东部夏季降水 3 类雨型的年份, 将 3 类雨型年所对应的角动量输送通量分为 3 组样本, 根据多变量分析方法对各格点上的角动量输送通量进行差异性显著检验, 通过 F 检验找到 3 类雨型所对应的角动量输送差异最大的区域定义为相关区。多变量方差计算方法如下:

设中国东部夏季降水 3 类雨型对应的角动量输送通量矩阵分别为 I 类雨型 $R_1(n_1 \times n_2)$, II 类雨型 $R_2(n_2 \times n_2)$, III 类雨型 $R_3(n_3 \times n_2)$, n_2 表示格点数, n_1 、 n_2 、 n_3 分别表示对应的类型年年份。

计算 3 组样本的方差:

$$S_1 = \sum_{i=1}^{n_1} (R_i - \bar{R}_1)^2, \bar{R}_1 = \frac{1}{n_1} \sum_{i=1}^{n_1} R_i$$

其中, S_1 、 S_2 、 S_3 分别表示 I 类、II 类、III 类雨型的样本方差; \bar{R}_1 、 \bar{R}_2 、 \bar{R}_3 分别表示 3 类雨型年对应的角动量输送通量的平均。

(2) 中国国家气候中心提供的 1951–2014 年夏季中国 160 站台站月降水资料;

(3) 晏红明等^[22]挑出的 1951–2014 年 3 类雨型相应的年份表见表 1, 其中 I 类雨型年对应着夏季降水北多南少的分布型, 主要显著多雨区为黄河流域, 显著少雨区为江淮流域; II 类雨型对应着南北少中间多的三极型分布, 黄河流域–长江流域显著多雨, 而黄河以北长江以南为显著少雨区; III 类雨型对应着南多北少的分布型, 显著多雨区主要位于长江流域及其以南, 黄河流域地区显著少雨。这 3 类雨型分布是中国东部夏季降水典型的雨型分布, 也是业务上常用的雨型分类^[23–24]。

组间平方和 SS_1 及组内平方和 SS_2 为:

$$SS_1 = n_1(\bar{R}_1 - \bar{R})^2 + n_2(\bar{R}_2 - \bar{R})^2 + n_3(\bar{R}_3 - \bar{R})^2$$
$$SS_2 = S_1 + S_2 + S_3$$

其中 $\bar{R} = \frac{1}{3}(\bar{R}_1 + \bar{R}_2 + \bar{R}_3)$, 表示 3 类雨型年对应的角动量输送通量的总平均。

平均组间平方和 $\overline{SS_1}$ 及平均组内平方和 $\overline{SS_2}$ 为:

$$\overline{SS_1} = SS_1/f_1, \overline{SS_2} = SS_2/f_2$$

其中 $f_1 = (3 - 1)$, $f_2 = (n_1 - 1) + (n_2 - 1) + (n_3 - 1)$, 均表示自由度。

$F = \overline{SS_1}/\overline{SS_2}$, 其遵循自由度 (f_1, f_2) 的分布, 通过 F 检验找出 3 类雨型各自对应的角动量通量差异最大的相关区域。

(3) 使用合成和相关分析方法进一步确定关键区; 为分析角动量输送与降水分布之间关系可能存在的影响机制, 使用回归和合成方法进行分析; 多变量方差、风场合成使用 F 检验, 回归分析、标量合成分析、相关分析采用 t 检验。

2 夏季角动量输送及中国东部降水分布关系

2.1 夏季角动量输送特征

由角动量输送通量计算公式计算 1951–2014 年

夏季平均角动量输送通量及其标准差分布(图1)。由图1(a)知,夏季南北半球角动量输送大值区均主要位于中纬度沿着副热带西风急流轴(北半球 40°N 左右,南半球 30°S 左右)附近的区域,其输送呈现南北输送相间(正值为向北输送,负值为向南输送)的反相分布特征,南半球输送强度强于北半球,这与夏季热带对流层中上层平均经圈环流向南输送增强有关^[16];而热带地区除阿拉伯海-孟加拉湾-东亚沿岸存在输送大值区外其余地区输送相对较弱。但角动量输送通量标准差分布(图1b所示)显示,夏季角动量输送通量变化大值区主要集中在南、北半球中纬度地区,大值区主要沿着副热带西风急流呈纬带型分布,而热带地区阿拉伯海-孟加拉湾-东亚沿岸的输送大值区变化较中纬度变化地区小,此外在热带中太平洋至大西洋地区也存在较小的变化。

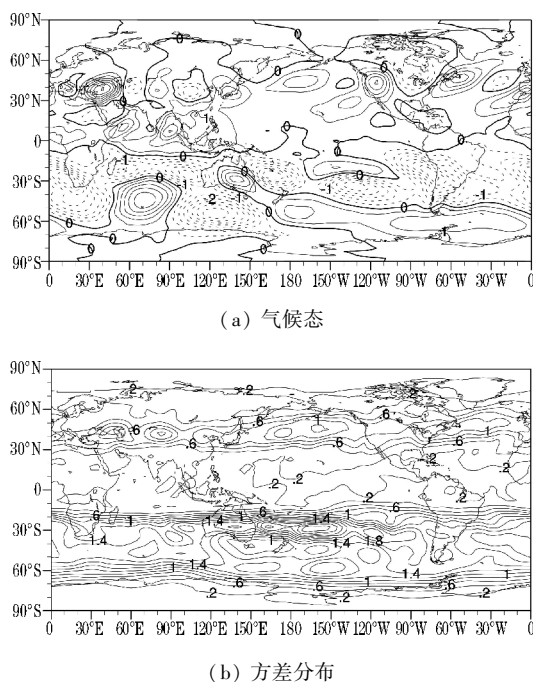


图1 1951–2014年夏季平均角动量输送通量气候态及其方差分布图
(a图等值线间隔 $0.5 \times 10^{10} \text{ kgm/s}^2$, b图等值线间隔 $0.2 \times 10^{10} \text{ kgm/s}^2$)

2.2 角动量输送与降水分布之间的关系

由图1(b)可知夏季角动量输送变化大值区主要在中纬度地区呈纬带型分布,此外在热带太平洋至大西洋上也存在较弱的变化,那到底是全球范围角动量输送、纬带角动量输送还是某一区域角动量输送与东部夏季降水分布紧密相关?为发现与夏季中国东部降水联系紧密的角动量输送区,采用多变量方差分析方法进行差异性显著检验,找寻相关的角动量输送区域。

多变量方差分析方法的原理是将3类雨型所对应

的年份作为不同的样本组,将3组样本组降水作为随时间变化的预报对象空间场,而每组样本中每个空间点上的角动量输送通量可能对这几组样本中的降水分布都存在影响,即角动量输送通量中某个点都对各样本组降水均具有预报意义,则该点成为公共预报因子;若某组样本中某点的角动量输送通量只对该组样本类型的降水分布有预报意义,则该点则不具有公共预报性。使用多变量方差方法主要考虑的是预报因子的公共性,即从各样本组中挑出具有代表性的典型特征作为新的预报因子,使其具有公共性。因此多变量方差分析方法有利于找到角动量输送通量影响降水分布的关键区域,有利于判断是否全球范围各纬度各经度上的角动量输送通量均对中国东部降水分布有所影响。

多变量方差分析结果(图2),显示并非全球范围或者是整个纬带的角动量输送通量都与中国东部夏季降水分布有所联系,差异性显著区域主要位于欧亚大陆中纬度地区、北美大陆中纬度地区以及南半球中纬度太平洋地区,其中位于东亚副热带急流入海口处(Box1所处区域)的差异性最为显著,其显著检验甚至通过了99.9%信度检验。为进一步确定夏季角动量输送通量与同期中国东部降水分布关系密切的区域范围,对3类雨型年对应的角动量输送通量进行距平合成(图3),结果显示Ⅰ类雨型年角动量输送通量自里海-青藏高原北侧-东亚副热带急流入海口处存在向北输送显著增强-显著减弱-显著增强的分布(对应图2中Box3、Box2、Box1区域);Ⅱ类雨型年在中纬度地区角动量输送并无显著增强或减弱,其角动量输送可能同多年平均大致相同;Ⅲ类雨型年仅在东亚副热带急流入海口区(图2中Box1区域)存在显著异常,对应着东亚副热带急流入海口处角动量向北输送的异常减弱。因此,夏季角动量输送通量与同期中国东部降水的显著相关区域主要位于欧亚大陆上的中纬度地区(图2中Box1~3所示区域)

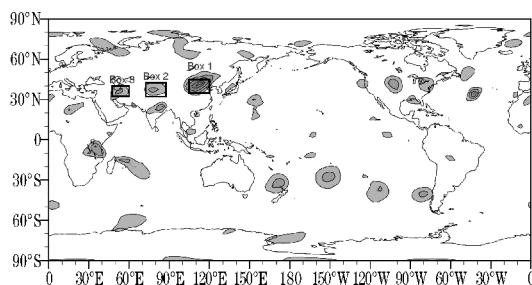


图2 1951–2014年相应3类雨型角动量输送通量多变量方差分析
(方框区域表示欧亚大陆上中纬度地区差异性显著大值区,阴影由浅至深区域分别表示通过0.05、0.01、0.001显著水平的区域)

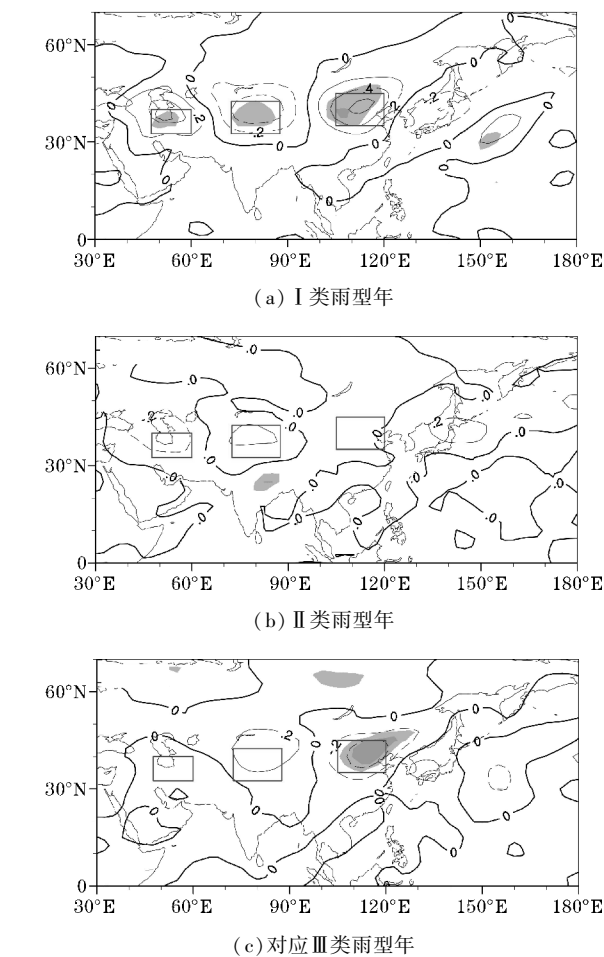


图3 1951~2014年3类雨型年对应的角动量输送通量距平分布(等值线间隔 $0.2\times10^{10}\text{ kgm/s}^2$,图中阴影由浅至深区域分别表示通过0.05、0.01显著水平的区域,图中方框区域分别对应图2中方框区域)

多变量方差分析及合成分析所选出的显著性差异地区仅代表了角动量输送通量与降水分布紧密联系的区域,其并没有体现具体的变化关系。因此为了揭示两者之间的具体关系,同时为使定义的关键区能更好反映角动量输送通量与中国东部降水分布的变化,将图2中Box1~Box3所示区域的角动量输送通量区域平均分别与夏季中国降水求相关(图略),结果发现Box1~Box3中3个区域均能反映黄河流域地区及长江中下游地区降水呈现反相变化的特征,且与降水的相关系数均超过95%信度检验。进一步对比3个区域与降水的相关分布,发现Box1区域角动量输送与降水的关系较其余两区域相关程度更高,相关范围更广,结合多变量方差分析结果中Box1地区差异性显著最大,因此夏季角动量输送与中国东部降水(特别是I类、Ⅲ类雨型)紧密联系的关键区为Box1区域($35^{\circ}\text{N}\sim45^{\circ}\text{N},105^{\circ}\text{E}\sim120^{\circ}\text{E}$),当关键区角动量向北输送增强(减弱)时,中国东部地区夏季降水南少北多,即长江中下游地区降水减少而黄河流域降水增多(南多北少,即长江中下游地区降水增多而黄河流域降水减少)。

3 可能的影响机制

3.1 急流的响应

角动量跨纬度的输送是维持东西风带的重要因素,而有研究^[26-28]表明夏季西风带及东亚副热带急流的变化与同期中国东部降水关系密切,因此当关键区角动量输送异常时,中国东部降水的南北反相异常变化是否是因为角动量输送的作用使得东亚副热带急流发生变化进而影响到降水变化?

为揭示关键区角动量输送通量与东亚副热带急流变化的关系,通过计算200 hPa高层纬向风场对关键区时间序列的回归场(图4),发现当关键区角动量输送增强时在关键区以东地区的急流轴(40°N 左右)北侧西风增强,而急流轴南侧西风减弱,急流中心在关键区角动量向北输送增强时向北迁移;而当关键区角动量向北输送减弱时,急流轴以北地区西风减弱,而急流轴以南地区西风增强,急流轴向南迁移。为验证关键区角动量输送变化与同期东亚副热带急流径向移动的相关关系,将关键区区域平均的角动量输送通量与东亚地区200hPa纬向风EOF第一模态时间系数(表示东亚副热带急流径向移动^[29])求相关,发现两者之间相关系数达0.49,通过99%信度检验。由此可见,位于($35^{\circ}\text{N}\sim45^{\circ}\text{N},105^{\circ}\text{E}\sim120^{\circ}\text{E}$)区域的角动量输送关键区可能是造成东亚副热带高空急流径向移动的重要因素,角动量输送很可能是通过急流中心经向位置的移动来影响中国东部夏季降水的变化。

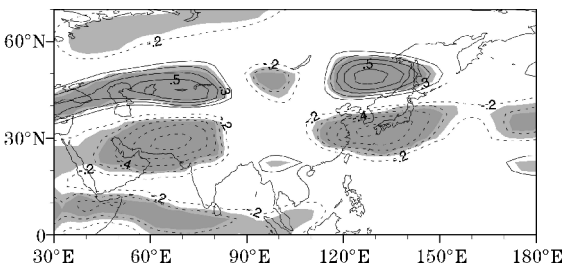


图4 据标准化关键区角动量输送通量时间序列回归夏季东亚200 hPa纬向风场空间分布(阴影由浅至深分别表示通过0.05、0.01显著水平的区域)

3.2 环流形势分析

为探讨与角动量输送变化相关的大气环流特征及其对中国东部地区降水异常的影响,对关键区角动量输送通量强弱年的环流特征进行距平合成分析。图5为1951~2014年夏季关键区角动量输送通量标准化时间序列,取大于(小于)1倍(-1倍)标准差作为强(弱)输送年,其中强输送年11年(弱输送年9年),其相应的年份如表2所示。

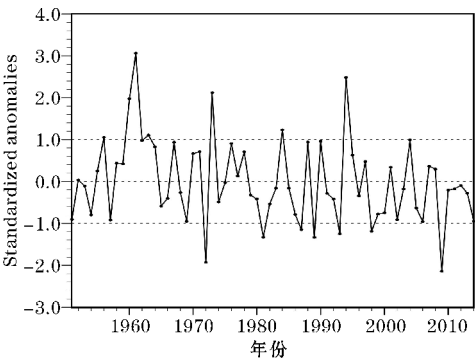


图5 1951–2014 年夏季关键区角动量输送通量标准化序列
(虚线表示 ± 1 倍标准差及零线)

表2 1951–2014 年关键区角动量输送强、弱年对应年份

类型	年 份
强年	1956, 1960, 1961, 1962, 1963, 1973, 1976, 1984, 1990, 1994, 2004
弱年	1957, 1972, 1981, 1987, 1989, 1993, 1998, 2009, 2014

根据水平风场合成图 6(a),当关键区平均角动量输送增强时,对流层高层(200 hPa)里海东部–青藏高原东北–日本海上空出现异常反气旋–气旋–反气旋,距平风场的环流形式可反映对应高度场上的距平形式,故里海东部–青藏高原东北–中纬度西太平洋在对流层高层相应的高度场上为异常正变高–负变高–正变高,青藏高原东北的异常气旋对应着该区域高度场上为异常负变高,不利于南亚高压向东移动;在输送弱年时(图 6b),里海东部及中纬西太平洋地区存在异常气旋环流,中纬西太平洋异常气旋中心位置较输送强年的异常反气旋中心向西北方向移动且其影响的范围扩大至贝加尔湖地区及其东南地区,在青藏高原东侧出现异常反气旋环流,相应的该区域上空高度场为异常正变高,有利于南亚高压的向东移动。

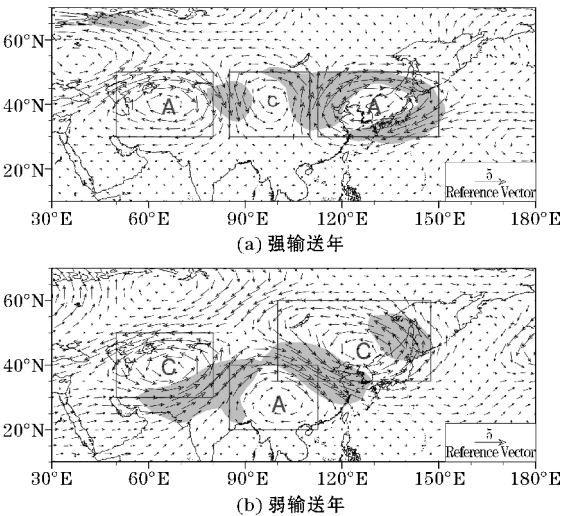


图6 200 hPa 风场距平合成图
(阴影区域表示通过0.05显著水平的区域,
图中 A、C 分别表示异常反气旋、气旋环流)

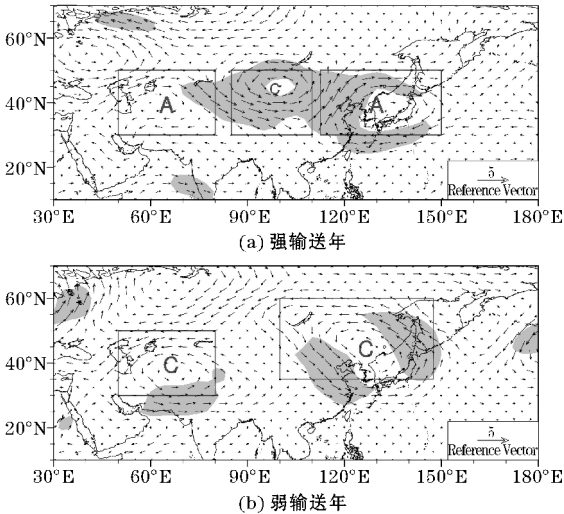


图7 500 hPa 风场距平合成图

图 7(a)所示的对流层中层(500 hPa)与对流层高层结构类似,但在输送强年青藏高原东北方至贝加尔湖的异常气旋显著增强且中心较高层稍向北倾斜,相应的该区域高度场上为异常负变高,使得位于贝加尔湖东南部的槽西移,槽前的西南气流加强,不利于槽后冷空气南下,日本海上空异常反气旋南侧的东风减弱了副热带高压北侧西风,使得副热带高压向东撤退;而在输送弱年时(图 7b),高层青藏高原东侧的异常反气旋向东南方向移动,其中心位于南海上空,中纬地区 $100^{\circ}\text{E} \sim 150^{\circ}\text{E}$ 上空为强盛的异常气旋,对应高度场上为异常负变高,使得贝加尔湖东南部的槽东移,槽后西北风加强,有利于槽后冷空气南下,日本海上空异常气旋南侧西风加强了副热带高压北侧西风,使得副热带高压向西推进。对流层低层(850 hPa)异常环流较高层减弱且范围有所减小,输送强年时(图 8a)日本海上空为异常反气旋环流,中国东部地区有异常南风,有利于水汽的向北输送;而角动量输送弱年时(图 8b)日本海上空为异常气旋,中国东部地区为异常北风,削弱了水汽的向北输送。

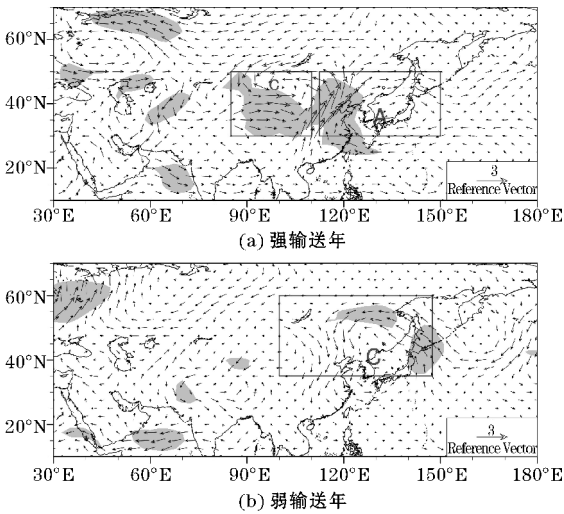


图8 850 hPa 风场距平合成图

在垂直环流方面,当关键区角动量输送增强时,105°E~120°E平均的经向垂直环流距平场(图9a)上35°N~45°N地区为异常上升运动,较气候态(上升区位于35°N以南地区)而言气流上升区域向北移动,有利于降水在北方地区的产生;而当关键区角动量输送减弱时(图9b),35°N~45°N为气流异常下沉,不利于降水在北方地区的形成。

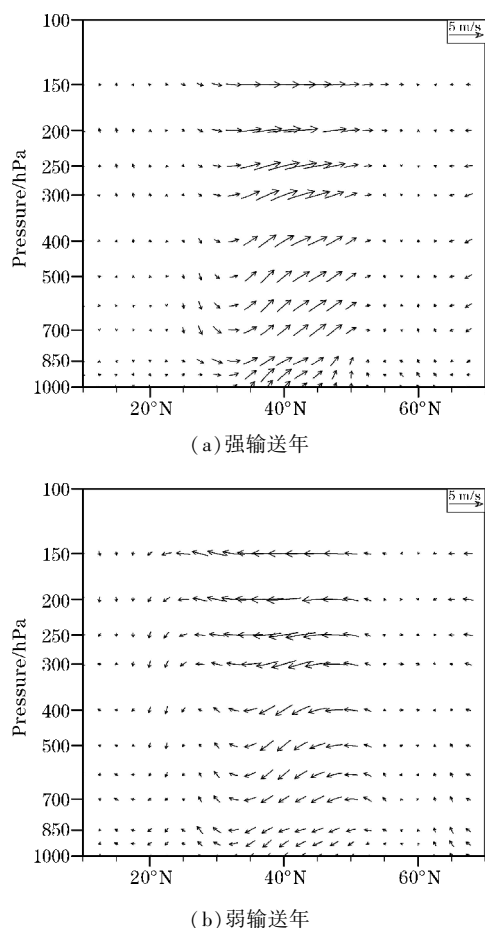


图9 105°E~120°E纬向平均的垂直风场距平成图
(其中垂直速度放大100倍)

综上所述,夏季中纬度欧亚大陆纬向环流异常增强时,南亚高压不易东伸,位于贝加尔湖东南的槽西移,槽前西南气流增强,关键区角动量向北输送增强,东亚副热带急流相应北移,槽后冷空气不易南下,中国东部地区对流层低层来自低纬度地区的南风增强,向北的水汽输送增强,南北冷暖空气交界处向北移动,35°N~45°N地区气流异常上升,导致雨带的向北迁移,最后形成夏季黄河流域地区降水增加,而长江中下游地区降水减少的分布特征。而当中纬度欧亚大陆上纬向环流异常减弱,日本海地区异常气旋环流加强且范围扩大至贝加尔湖及其东南部时,南亚高压向东延伸,位于贝加尔湖东南方的槽向东移动,槽后西北气流加强,关键区角动量向北输送减弱,东亚副热带急流相

应的向南移动,加强了槽后冷空气的南下,中国东部地区为异常北风,削弱了低层暖湿气流的北上,冷暖空气交汇位置偏南,35°N~45°N地区气流异常下沉,不利于降水在北方地区的形成,导致黄河流域地区降水减少而长江中下游地区降水增加。

4 结论

从夏季角动量输送通量与中国东部夏季降水的关系为切入点,探索角动量输送异常与区域天气气候之间可能存在的响应。经过上述分析,可得以下几点结论:

(1)使用多方差变量分析方法及合成分析方法发现并非全球范围角动量输送都与中国夏季降水紧密相关,紧密相关区域主要位于中纬度欧亚大陆地区上沿着高空急流轴处的里海-青藏高原东北-东亚副热带急流入海口区区域。

(2)为揭示相关区域与夏季降水变化的关系,通过与降水的相关分析发现位于东亚副热带急流入海口处的角动量输送区域与中国东部夏季降水南北反相变化的相关程度更高、范围更广,因此将该区域作为关键区进一步研究角动量输送与降水变化之间关系,其表示的意义为中国东部夏季降水Ⅰ类雨型分布对应着角动量向北输送强年、Ⅲ类雨型分布对应着向北输送弱年。

(3)为揭示角动量输送与南北降水反相变化关系的物理机制,通过回归及合成分析发现夏季当中纬度纬向环流异常时,贝加尔湖东南方槽的东西移动,导致关键区域角动量向北输送异常,进而东亚副热带急流南北移动,相应的冷空气活动中心、气流辐合上升区也随之南北移动,从而造成中国东部夏季Ⅰ类、Ⅲ类雨型分布的特征。

夏季角动量输送变化在一定程度上反映了欧亚大陆中纬度纬向环流异常对中国东部夏季降水南北反相变化分布的重要影响。在本文中主要研究的是欧亚中纬度地区的夏季角动量输送通量与中国夏季降水Ⅰ类、Ⅲ类雨型的关系,而多变量方差分析结果中北美地区、南半球中纬度太平洋地区、低纬地区的角动量输送也与中国东部夏季降水存在相关联系,这些差异性显著的区域对中国东部夏季降水3类雨型存在怎样的联系,将作为下一步研究的内容。

参考文献:

[1] Egger J, Weickmann K, Hoinka K P. Angular mo-

- mentum in the global atmospheric circulation[J]. *Reviews of Geophysics*, 2007, 45(4).
- [2] Palmén, E., and C. Newton. Atmospheric Circulation Systems[M]. Academic Press, 1969: 603.
- [3] Jeffreys H. On the dynamics of geostrophic winds[J]. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 1926, 52: 85–104.
- [4] Starr V P. An essay on the general circulation of the earth's atmosphere[J]. *J. Meteor.*, 1948, 5: 39–43.
- [5] Widger W K. A study of the flow of angular momentum in the atmosphere[J]. *J. Meteor.*, 1949, 6: 291–299.
- [6] Kidson J W, Vincent D G, Newell R E. Observational studies of the general circulation of the tropics: long term mean values[J]. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 1969, 95(404): 258–287.
- [7] Newton C W. Global angular momentum balance: Earth torques and atmospheric fluxes[J]. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 1971, 28(8): 1329–1341.
- [8] Oort A H, Bowman H D. A study of the mountain torque and its interannual variations in the Northern Hemisphere[J]. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 1974, 31(8): 1974–1982.
- [9] White R M. The role of mountains in the angular-momentum balance of the atmosphere[J]. *Journal of Meteorology*, 1949, 6(5): 353–355.
- [10] Palmén E. On the relationship between meridional eddy transfer of angular momentum and meridional circulations in the earth's atmosphere[J]. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 1954, 7(1): 80–84.
- [11] 叶笃正, 杨大昇. 北半球大气中角动量的年变化和它的输送机构[J]. *气象学报*, 1955(4): 49–62.
- [12] Mintz Y. The geostrophic poleward flux of angular momentum in the month of January 1949[J]. *Tellus*, 1951, 3(3): 195–200.
- [13] 叶笃正, 朱抱真. 大气环流的若干基本问题[M]. 北京: 科学出版社, 1958: 89–104.
- [14] 吴国雄, Stefano Tibaldi. 平均经圈环流在大气角动量和感热收支中的作用[J]. *大气科学*, 1988(1): 10–19.
- [15] 周春华. 大气角动量平衡的气候及异常分析[D]. 南京: 南京信息工程大学, 2003.
- [16] 杨玮, 王盘兴, 何金海, 等. 西风角动量输送的气候特征及其与急流关系研究[J]. *大气科学*, 2014, 38(2): 363–372.
- [17] Buch H S. Hemispheric Wind Conditions During the Year 1950. Final Report Part 2, General Circulation Project, No[R]. AF 19–122–153. Dept. of Meteorology, Massachusetts, Inst. of Techn., 1954.
- [18] 叶笃正, 邓根云. 1950年平均经圈环流与角动量的平衡[J]. *气象学报*, 1956(4): 27–41.
- [19] Oort A H, Peixoto J P. Global Angular Momentum and Energy Balance Requirements from Observations[J]. *Advances in Geophysics*, 1983, 25(12): 355–490.
- [20] Abarca d R R, Gambis D, Salstein D A. Interannual signals in length of day and atmospheric angular momentum[J]. *Annales Geophysicae*, 2000, 18(3): 347–364.
- [21] Peixoto J P, Oort A H. Physics of climate[M]. Amer Inst of Physics, 1992.
- [22] 晏红明, 胡娟, 周建琴, 等. 一个新的东亚副热带夏季风指数的定义[J]. *气象学报*, 2017, 75(2): 193–210.
- [23] 魏凤英, 张先恭. 我国东部夏季雨带类型的划分及预报[J]. *气象*, 1988, 14(8): 15–19.
- [24] 王绍武, 叶瑾琳, 龚道溢, 等. 中国东部夏季降水型的研究[J]. *应用气象学报*, 1998(s1): 66–75.
- [25] 严华生, 王学仁. 多因变量及要素场统计预报[M]. 北京: 气象出版社, 1991: 28–29.
- [26] 杨莲梅, 张庆云. 夏季亚洲副热带西风急流气候特征[J]. *气候与环境研究*, 2008, 13(1): 10–20.
- [27] 杜银, 张耀存, 谢志清. 东亚副热带西风急流位置变化及其对中国东部夏季降水异常分布的影响[J]. *大气科学*, 2009, 33(3): 581–592.
- [28] 严华生, 胡娟, 范可, 等. 近50年来夏季西风指数变化与中国夏季降水的关系[J]. *大气科学*, 2007, 31(4): 717–726.
- [29] Zhongda L, Riyu L. Interannual meridional displacement of the East Asian upper-tropospheric jet stream in summer[J]. *Advances in Atmospheric Sciences*, 2005, 22(2): 199–211.

Relationship between Angular Momentum Transport and Precipitation in Eastern China in Summer

SHI Yu^{1,2}, XIAO Zi-niu², ZHU Ke-yun¹

(1. College of Atmospheric Science, Chendu University of Information Technology, Chengdu 610225, China; 2. State Key Laboratory of Numerical Modeling for Atmospheric Sciences and Geophysical Fluid Dynamics (LASG), Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Science, Beijing 100029, China)

Abstract: In order to study the relationship between angular momentum transport and rainfall in eastern China in summer, the multivariate analysis of variance and synthetic method is used. Firstly, the regions relate to the angular momentum transport responding to the three types of rain patterns in eastern China in summer from 1951 to 2014 is determined. Then it is correlated with the summer precipitation at 160 stations in China to find the significant key area. Finally, the influence mechanism of the anomalous angular momentum transport on the precipitation in eastern China is found by comparing the circulation field corresponding to strong and weak angular momentum transport year using synthetic analysis. The results show that the significant key area of angular momentum transport lies in ($35^{\circ}\text{N} \sim 45^{\circ}\text{N}$, $105^{\circ}\text{E} \sim 120^{\circ}\text{E}$), and it is closely related to the distribution of first and third rain patterns in summer in eastern China. By comparing the difference of the corresponding circulation field in the year of strong and weak angular momentum year, it is found that angular momentum transports decreases or strengthens northward when the zonal circulation is abnormal in the middle latitudes of Eurasia, causing the East Asian subtropical westerly jet stream and the interface of cold and warm air to move toward north or south, ultimately affecting the reverse distribution of summer north and south precipitation in eastern China.

Keywords: atmospheric science; climate change; angular momentum transport; rainfall in eastern China in summer; multivariate variance analysis; significant key area