

黄荣辉, 陈际龙. 2010. 我国东、西部夏季水汽输送特征及其差异 [J]. 大气科学, 34 (6): 1035-1045. Huang Ronghui, Chen Jilong. 2010. Characteristics of the summertime water vapor transports over the eastern part of China and those over the western part of China and their difference [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 34 (6): 1035-1045.

我国东、西部夏季水汽输送特征及其差异

黄荣辉 陈际龙

中国科学院大气物理研究所季风系统研究中心, 北京 100190

摘 要 本文利用 ERA-40 再分析每日资料分析了我国东部季风区与西北干旱—半干旱区夏季 1971~2000 年气候平均的水汽输送特征及其差异, 分析结果表明我国东部季风区与西北干旱—半干旱区夏季气候平均的水汽输送特征有明显的差异。由于亚洲夏季风从孟加拉湾、南海和热带西太平洋输送大量水汽到我国东部季风区, 故在东部季风区夏季经向水汽输送通量比纬向水汽输送通量大。而西北干旱—半干旱区受中纬度西风带的影响, 夏季纬向水汽输送通量比经向水汽输送通量大, 且此区域夏季无论纬向或者经向水汽输送通量均比东部季风区的水汽输送通量小一量级。并且, 分析结果还表明: 我国东部季风区由于湿度大, 故夏季水汽输送通量的散度不仅依赖于湿度平流, 而且依赖于风场的辐合、辐散, 而西北干旱—半干旱区夏季水汽输送通量的散度主要依赖于湿度平流。此外, 分析结果还表明了我国东部季风区的水分平衡与西北干旱—半干旱区的水分平衡也有明显的不同。

关键词 水汽输送 通量 季风区 干旱—半干旱区

文章编号 1006-9895 (2010) 06-1035-11

中图分类号 P426

文献标识码 A

Characteristics of the Summertime Water Vapor Transports over the Eastern Part of China and Those over the Western Part of China and Their Difference

HUANG Ronghui and CHEN Jilong

Center for Monsoon System Research, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100190

Abstract Characteristics of the climatological mean summertime water vapor transports for 1971-2000 over the monsoon region of eastern China and those over the arid and semi-arid regions of Northeast China and their differences are analyzed by using the daily data of the ERA-40 reanalysis. The results show that there are some obvious differences between the summertime water vapor transports over the monsoon region of East China and those over the arid and semi-arid regions of Northwest China. Since a large amount of water vapor is transported by the Asian summer monsoon flow from the Bay of Bengal, the South China Sea, and the tropical western Pacific into the monsoon region of eastern China, the meridional water vapor transport fluxes are larger than the zonal water vapor transport fluxes in the monsoon region of eastern China in summer. But influenced by the westerly zone over mid-latitudes, the summertime zonal water vapor transport fluxes are larger than the meridional water vapor transport

收稿日期 2009-12-15, 2010-04-09 收修定稿

资助项目 国家重点基础研究发展规划项目 2009CB421405, 国家自然科学基金资助项目 40730952, 国家科技支撑计划项目 2008BAK50B02

作者简介 黄荣辉, 男, 1942 年出生, 中国科学院院士, 中国气象学会副理事长, 主要从事大气环流理论和气候动力学研究。
E-mail: hrh@lasg.iap.ac.cn

fluxes in the arid and semi-arid regions of Northwest China, and either zonal or meridional water vapor transport fluxes in the region are one order of magnitude smaller than those in the monsoon region of East China. Moreover, the results show that the divergence of the summertime water vapor transport fluxes in the monsoon region of East China depends on not only the moisture advection, but also the convergence or divergence of wind field over this region, but it mainly depends on the moisture advection in the arid and semi-arid regions of Northwest China. Besides, the results also show that the water balance in the monsoon region of eastern China is obviously different from that in the arid and semi-arid regions of Northwest China.

Key words water vapor transport, flux, monsoon region, arid and semi-arid regions.

1 引言

水分循环是涉及到气候系统各子系统的—个重要过程。地球上 71% 的面积是海洋, 海洋是提供大气水汽的主要源泉。从海洋蒸发的水汽经大气的抬升凝结成云, 经降雨在陆地上又变成河川和湖泊的径流和土壤的水分。土壤的水分和河川、湖泊水分蒸发的水汽经抬升又可凝结成云并经降水又回到地面上, 这就构成了陆地水分循环。然而, 我国陆地的地形、地貌非常复杂。东部是东亚季风区, 亚洲季风从孟加拉湾、南海和热带西太平洋给我国东部带来大量水汽, 故在此区域有丰沛的季风降水, 茂密的植被, 是典型的湿润区或半湿润区。早在 20 世纪 30 年代, 竺可桢 (1934) 就提出中国降水与东亚季风水汽输送的关系。涂长望和黄仕松 (1944) 指出了中国雨带北进和南撤是与东亚夏季季风水汽输送的进退密切相关。陆渝蓉和高国栋 (1987) 也指出我国东部的水汽输送与东亚夏季风进退有关。这些研究都表明了东亚地区 (特别是我国东部) 季风所输送的水汽在区域水平平衡起着重要作用。黄荣辉等 (1998) 研究了东亚季风区与南亚季风区夏季水汽输送特征的差别, 指出了东亚季风区夏季水汽输送特征明显不同于南亚季风区的水汽输送特征。东亚季风区夏季经向水汽输送分量很大, 而南亚季风区夏季水汽输送以纬向输送为主。Zhang (2001) 指出, 长江流域夏季风系统的水汽输送与印度季风系统的水汽输送存在着反相关, 印度季风区强的水汽输送对应于弱的长江流域夏季季风水汽输送与弱的夏季降水。最近, 陈际龙和黄荣辉 (2007) 利用更详细的再分析资料分析了亚澳季风系统中各子系统夏季水汽输送特征的差异, 其分析结果与黄荣辉等 (1998) 所得的结论相同。

由于受青藏高原、天山和阿尔泰山的阻挡, 从大西洋来的水汽到达我国西北已很弱了 (除北疆地

区), 并且由于青藏高原、秦岭和祁连山的阻挡, 印度西南季风和东亚季风也很难吹到我国西北, 即古诗中“春风不渡玉门关”。这使得我国西北大部分成为戈壁和沙漠, 或者被稀疏植被所占据, 这里有的地区年降水量不到 50 mm, 而年蒸发能力却达 3000 mm 以上, 是典型的干旱区。因此, 我国东、西部水分循环特征有很大差异, 特别是水汽输送特征有很大差异。

因此, 研究我国东、西部水分循环 (特别是水汽输送) 特征的差异, 这对于认识东亚地区不同下垫面能量和水分循环的变异特征具有重要科学意义。为此, 本文利用 ERA-40 每日 4 个时次的比湿和风场再分析资料来研究我国东、西部夏季水汽输送特征及其它们的差异。

2 我国东、西部夏季水汽输送特征及其差异

2.1 水汽输送通量

假设 100 hPa 以上大气没有水汽, 这样, 单位气柱整层大气水汽输送通量 $\mathbf{Q} = (Q_\lambda, Q_\varphi)$ 可由下式来计算, 即

$$\mathbf{Q} = \frac{1}{g} \int_{100}^{p_s} \mathbf{V} \cdot q dp = \frac{1}{g} \int_{100}^{p_s} (u, v) \cdot q dp. \quad (1)$$

由 (1) 式分别可得纬向和经向水汽输送通量 Q_λ 和 Q_φ 的计算公式如下:

$$Q_\lambda = \frac{1}{g} \int_{100}^{p_s} u \cdot q dp, \quad (2)$$

$$Q_\varphi = \frac{1}{g} \int_{100}^{p_s} v \cdot q dp, \quad (3)$$

上式中, q 为该单位气柱的比湿, u 和 v 分别为东西风和南北风分量, p_s 是地表气压, 考虑到我国西部地形复杂, 故 p_s 取为随 λ 、 φ 变化的地表气压。

依据与利用我国测站降水资料所分析的我国降水年际和年代际变化相比较的结果, 似乎利用

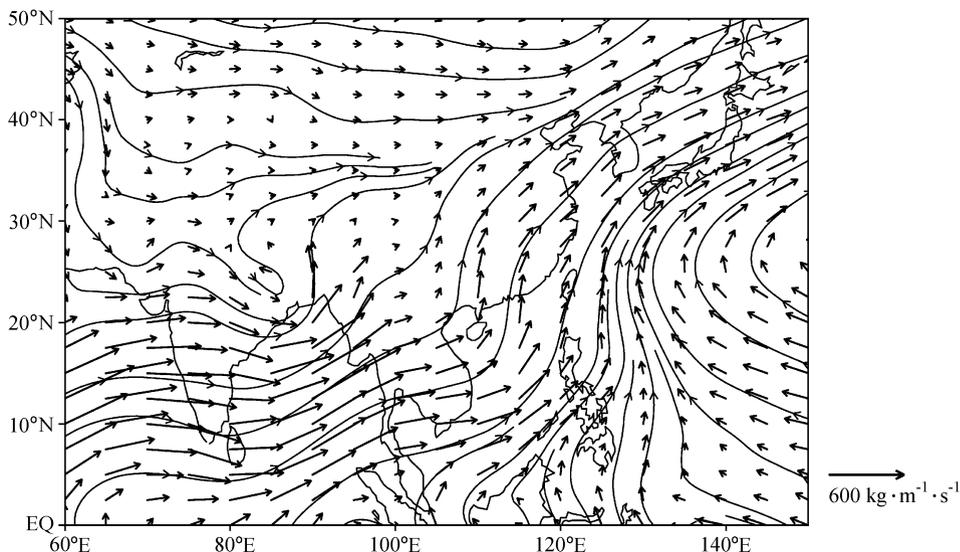


图1 中国及周围地区 1971~2000 年气候平均的夏季 (6~8 月) 水汽输送通量矢量分布 (单位: $\text{kg} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$)。湿度、风场和 p_s 资料取自 ERA-40 的每日 4 个时次再分析资料 (Uppals et al., 2005)

Fig. 1 Climatological mean distribution of the summertime (Jun - Aug) water vapor transport flux vectors for 1971 - 2000 over China and its surrounding areas. The data of moisture, wind field, and p_s are from the daily four times data of the ERA-40 reanalysis (e. g., Uppala et al., 2005)

ERA-40 再分析资料所计算的水汽输送通量更合理 (陈际龙和黄荣辉, 2008), 因此, 在下面的计算就采用 ERA-40 再分析资料。在本研究中, 首先利用 ERA-40 的 1958~2000 年 6~8 月每日 4 个时次的比湿 (q) 和风场 (u, v) 以及地表气压 p_s 的再分析资料, 并应用 (2) 和 (3) 式计算出我国东、西部及其周围地区夏季每日的纬向和经向水汽输送通量, 之后, 由每日纬向和经向水汽输送通量再计算出 1958~2000 年夏季各月 (6~8 月) 的水汽输送通量。这样, 就可利用所计算的 1958~2000 年夏季各月的水汽输送通量来研究我国东、西部水汽输送特征。

2.2 我国东、西部夏季气候平均的水汽输送通量分布特征

图 1 是由 (2)、(3) 式以及利用 ERA-40 的 1971~2000 年夏季 6~8 月的比湿和风场再分析资料所计算的我国东、西部及其周围水汽输送通量矢量的分布。从图 1 可以看到, 输送到我国东部季风区的水汽输送有四支: 第 1 支是印度西南季风经孟加拉湾和中印半岛流向我国东部的水汽; 第 2 支是沿 105°E 附近流经我国南海的跨赤道气流带来的水汽; 第 3 支是沿西太平洋副热带高压西南侧的东南季风从热带西太平洋所带来的水汽; 第 4 支是中纬

度西风带气流所带来的水汽。与前三支水汽输送相比, 第 4 支水汽输送通量要小得多。这四支水汽输送在我国东部汇合后再向朝鲜半岛和日本输送。从图 1 所示的水汽输送通量矢量的分布还可以看到, 在我国东部季风区从南到北的经向水汽输送分量很大。

然而, 从图 1 也可以看到, 由于青藏高原、秦岭、祁连山等山脉的阻挡作用, 前三支水汽输送几乎不往我国西部输送, 而只有第 4 支水汽输送有少量往我国西部输送。

如图 1 所示, 由于在我国西北干旱一半干旱区水汽输送通量很小, 为了更好地研究我国西北干旱一半干旱区夏季水汽输送, 因此, 把图 1 中有关西北干旱一半干旱区水汽输送通量矢量的分布放大 10 倍 (见图 2)。这样, 从图 2 可以清楚看到, 在西北干旱一半干旱区水汽输送以纬向水汽输送为主, 即它主要来自中纬度西风带气候所带来的水汽。

3 我国东、西部气候平均的夏季纬向和经向水汽输送通量的差异

3.1 我国东、西部气候平均的夏季纬向水汽输送通量的差异

图 3 是应用 ERA-40 再分析资料所计算的

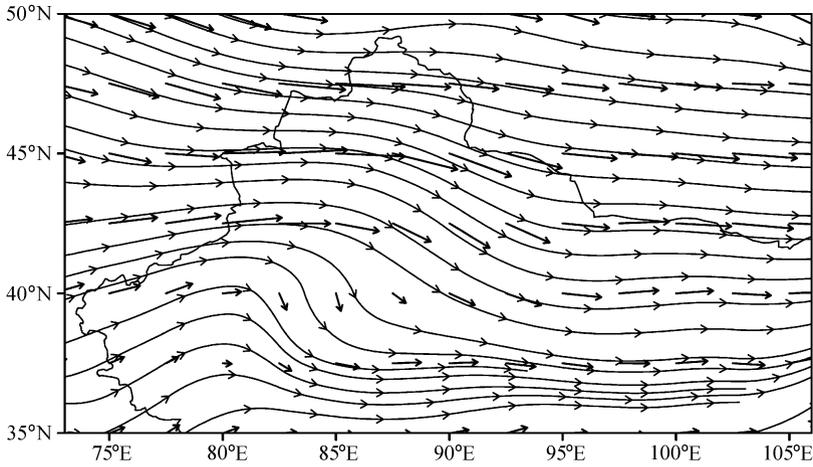


图2 同图1, 但为西北干旱—半干旱区1971~2000年夏季气候平均的水汽输送通量分布

Fig. 2 As in Fig. 1, except for the climatological mean distribution of the summertime (Jun–Aug) water vapor transport flux vectors for 1971–2000 in the arid and semi-arid regions of Northwest China

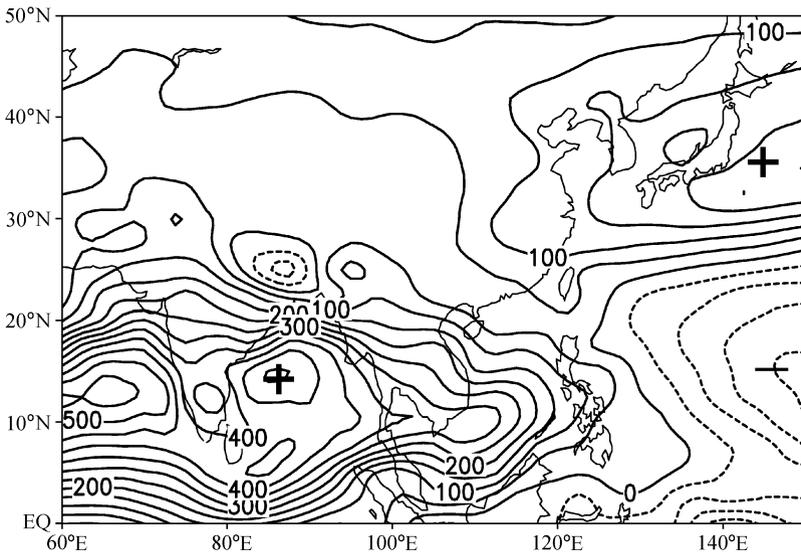


图3 利用ERA-40 (Uppals et al., 2005) 每日4个时次再分析资料所计算的中国及周围地区1971~2000年气候平均的夏季(6~8月)纬向水汽输送通量的分布(单位: $\text{kg} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$)。实、虚线表示向东、向西的输送通量

Fig. 3 Climatological mean distribution of the summertime (Jun–Aug) zonal water vapor transport fluxes ($\text{kg} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$) for 1971–2000 over China and its surrounding areas, calculated by using the daily four times data of the ERA-40 reanalysis (e. g., Uppala et al., 2005). The solid and dashed lines indicate eastward and westward transport fluxes, respectively

1971~2000年气候平均的夏季(6~8月)纬向水汽输送通量的分布。从图3可以看到,夏季一个正的纬向水汽输送通量(即向东的水汽输送)中心位于从孟加拉湾经中印半岛到我国南海、华南一带上空,最大输送通量为 $400 \sim 450 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$,位于孟加拉湾;另一个正的纬向水汽通量中心位于从我国东部经朝鲜半岛到日本及日本以东区域上空,最

大输送通量为 $200 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$,位于日本附近,我国东部季风区纬向水汽输送通量大约为 $100 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ 。此外,在热带西太平洋有负的纬向水汽输送通量,即向西的水汽输送。

然而,在我国西北干旱—半干旱区和黄河上游地区,夏季正的纬向水汽输送通量很小(如图4所示),其值比起我国东部季风区纬向水汽输送通量要

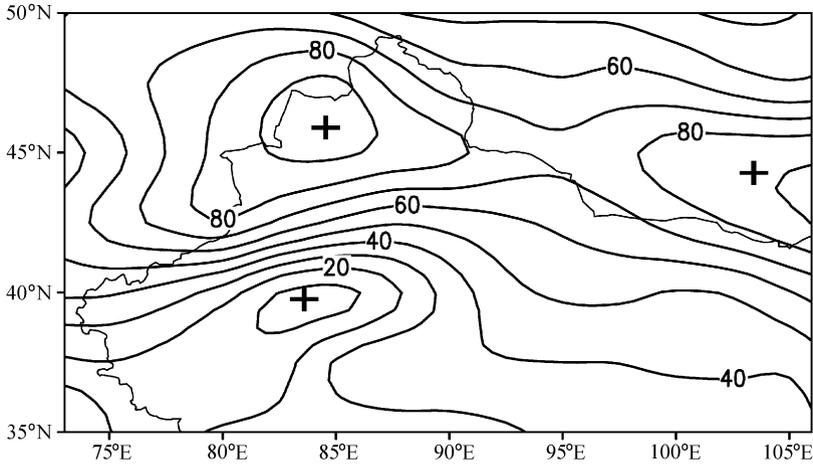


图4 同图3，但为西北干旱—半干旱区 1971~2000 年夏季气候平均的纬向水汽输送通量分布

Fig. 4 As in Fig. 3, except for the climatological mean distribution of the summertime (Jun - Aug) zonal water vapor transport fluxes for 1971 - 2000 in the arid and semi-arid regions of Northwest China

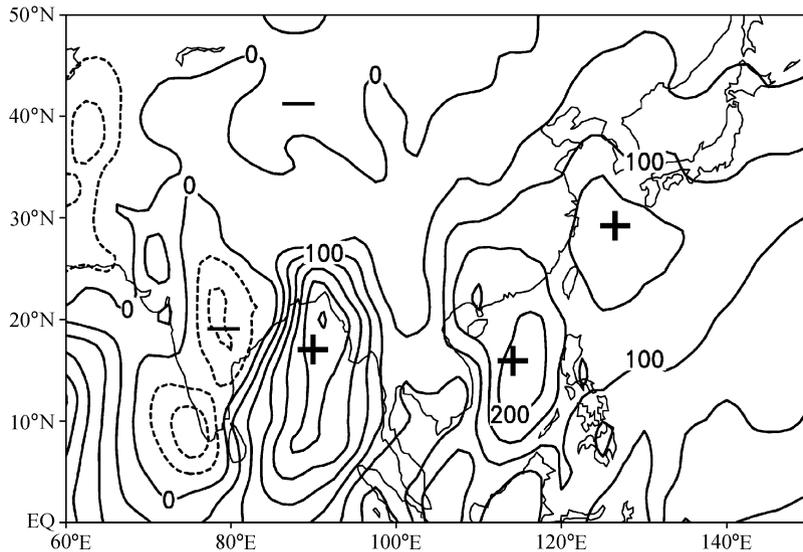


图5 同图3，但为夏季（6~8月）经向水汽输送通量。实、虚线表示向北、向南输送通量

Fig. 5 As in Fig. 3, except for the summertime (Jun - Aug) meridional water vapor transport fluxes. The solid and dashed lines indicate northward and southward transport fluxes, respectively

小一个量级，大约为 $20 \sim 80 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ ，在北疆地区夏季纬向水汽输送通量大约为 $90 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ ，而南疆地区夏季纬向水汽输送通量小于 $40 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ 。

3.2 我国东、西部气候平均的夏季经向水汽输送通量的差异

图5是应用ERA-40每日4个时次再分析资料所计算的1971~2000年气候平均的夏季经向水汽输送通量的分布。从图5可以看到：夏季一个正（向北）的经向水汽输送通量中心位于孟加拉湾及周围上空，最大输送通量为 $200 \sim 250 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ ，位

于孟加拉湾上空；另一个正（向北）的水汽输送通量中心位于我国南海、华南以及我国东部和沿海地区上空，最大输送通量为 $200 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ ，位于南海上空。

然而，我国西部由于受青藏高原、秦岭和祁连山的阻挡，夏季经向水汽输送通量却很小，比我国东部季风区经向水汽输送通量小一量级。如图6所示，西北干旱—半干旱区夏季经向水汽输送通量大约为 $-10 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ 左右，即由北向南的水汽输送，最大为 $-20 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ ，位于北疆地区，这表

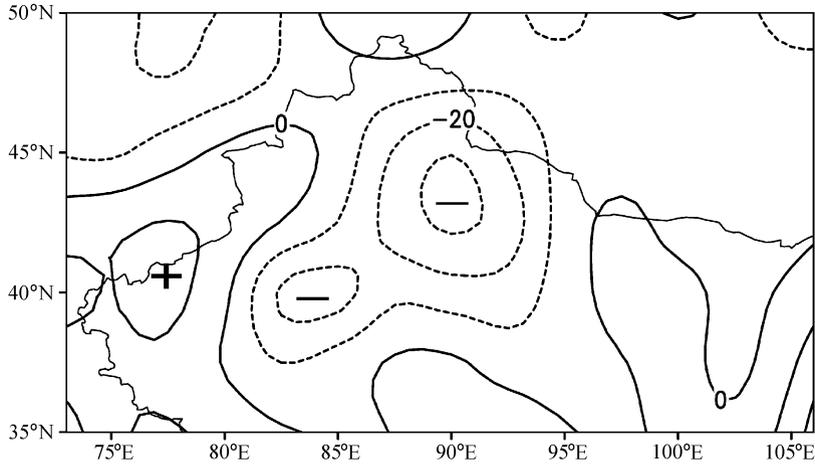


图6 同图4, 但为夏季(6~8月)经向水汽输送通量。实、虚线表示向北、向南输送通量

Fig. 6 As in Fig. 4, except for the summertime (Jun - Aug) meridional water vapor transport fluxes. The solid and dashed lines indicate northward and southward transport fluxes, respectively

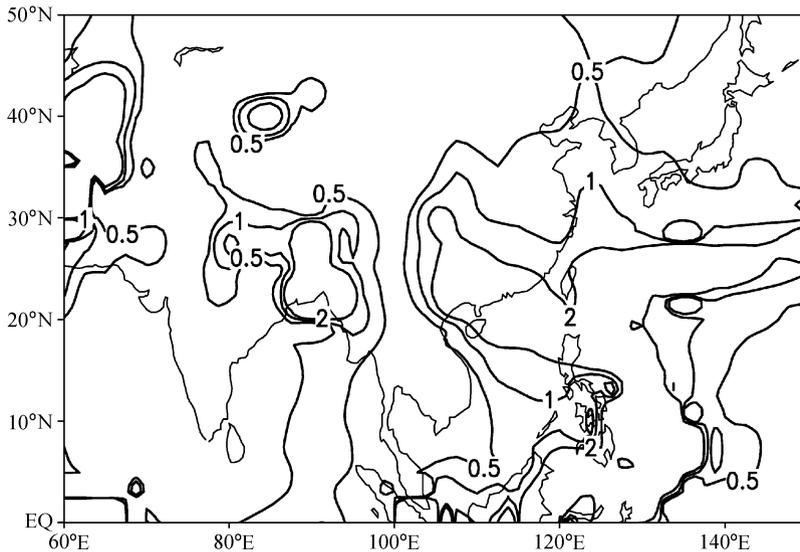


图7 我国夏季经向与纬向水汽输送通量比值

Fig. 7 The ratio of the summertime (Jun - Aug) meridional to zonal water vapor transport fluxes over China

明,在北疆地区上空从蒙古高原有弱的向南水汽输送通量,这对于北疆地区夏季降水起到很重要作用。

把图5与图3相比较,可以看到:夏季位于孟加拉湾和我国南海、华南以及我国东南沿海上空经向水汽输送通量却比纬向水汽输送通量大,尤其在我国南海、华南和孟加拉湾周围上空经向水汽输送比纬向水汽输送大约大一倍左右,而在我国西北干旱一半干旱区、华北和东北地区上空纬向水汽输送通量都比经向水汽输送通量大。为了更直观地看到我国东部季风区与西北干旱一半干旱区夏季纬向和

经向水汽输送通量特征的差异,图7给出了我国夏季经向与纬向水汽输送通量的比值图。从图7可以看到,在孟加拉湾北边、我国南海、华南和江南、长江中游和北疆地区上空经向与纬向水汽输送通量的比值大于1.0,特别在南海北部和华南地区经向与纬向水汽输送通量的比值大于2.0。这表明,在上述这些地区夏季向北经向水汽输送通量大于纬向水汽输送通量,特别在南海北部和华南地区上空夏季向北经向水汽输送通量大约是纬向水汽输送的2倍多。并且,从图7还可以看到,除上述地区外,特别是我国华北、西北和东北地区上空夏季经向与

纬向水汽输送通量比值小于 0.5。这表明在我国西北、华北和东北地区夏季纬向水汽输送通量大于经向水汽输送。

由此可见，引起我国夏季降水的水汽主要来自孟加拉湾、南海、热带西太平洋。这表明：供给我国南部和东部季风区夏季降水的水汽主要由印度西南季风从孟加拉湾带来的水汽，东南季风从热带西太平洋带来的水汽，跨赤道气流从南海带来的水汽以及从中纬度地区来的水汽。虽然从中纬度来的水汽较弱，但是，它对于我国东部夏季降水起到很重要的作用，它与从孟加拉湾、南海和热带西太平洋来的水汽在我国东部交汇，从而形成强降水。然而，我国西部由于受青藏高原、天山和阿尔泰山山脉的阻挡，夏季无论是纬向水汽输送通量或是经向水汽输送通量都很小，并且，由于青藏高原、秦岭、祁连山的阻挡，夏季从孟加拉湾、南海和热带西太平洋来的水汽很难到达我国西部，只有从中纬度西风带来的水汽能到达此区域。因此，在我国西北干旱一半干旱区夏季纬向水汽输送通量比经向水汽输送通量大。此外，由于在我国西干旱一半干旱区从中纬度来的水汽很难或者基本上不可能与从上述海洋吹来的水汽交汇，从而导致了此区域降水很少。

4 我国东、西部气候平均的夏季水汽输送通量辐合（辐散）特征的差异

早在 1950 年代，Starr and White (1955)，Starr and Peixoto (1958) 的研究表明了水汽输送在区域水分平衡中起到重要作用，并且，Starr and Peixoto (1958) 指出局地的水汽含量或降水是与水汽输送通量的辐合（辐散）密切相关。Chen and Tzeng (1990) 的研究也表明了东亚季风区水汽输送通量的辐合（辐散）与射出长波辐射（OLR）的分布很一致。因此，某区域水汽输送通量的辐合（辐散）的变化是表征该区域降水变化一个很重要的物理量。为此，本节分析我国东、西部气候平均的夏季水汽输送通量辐合（辐散）特征的差异。

4.1 水汽输送通量的散度

在球坐标系中，某区域水汽输送通量的散度可由下式计算，即

$$\nabla \cdot \mathbf{Q} = \frac{1}{a \cos \varphi} \left(\frac{\partial Q_\lambda}{\partial \lambda} + \frac{\partial Q_\varphi \cos \varphi}{\partial \varphi} \right), \quad (4)$$

上式中，λ、φ 分别为经度和纬度，a 是地球半径。

图 8 是利用 1971~2000 年 ERA-40 的比湿和 风场再分析资料以及 (4) 式所计算我国及周围地区夏季气候平均的水汽输送通量的散度分布。如图 8 所示，在我国华南、华中、华东和西南地区气候

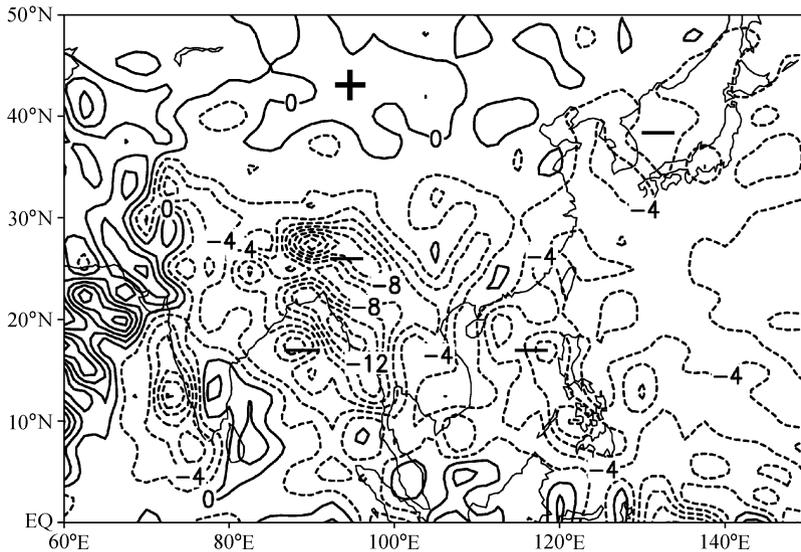


图 8 中国及周围地区 1971~2000 年气候平均的夏季 (6~8 月) 水汽输送通量的散度分布 (单位: mm/d)。实、虚线表示正、负值; 湿度、风场和 p_s 资料取之于 ERA-40 再分析资料 (Uppala et al., 2005)

Fig. 8 Climatological mean distribution of the divergence of the summertime (Jun - Aug) water vapor transport fluxes over China and its surrounding areas for 1971 - 2000 (units: mm/d). The solid and dashed lines indicate positive and negative values, respectively. The data of moisture, wind field, and p_s are from the ERA-40 reanalysis (e.g., Uppala et al., 2005)

平均的夏季水汽输送通量散度为较大负值, 这表明了这些地区夏季由于季风带来大量水汽, 水汽输送通量为较强的辐合, 从而引起这些地区夏季较强降水; 并且, 在华北、东北地区夏季有较弱的水汽输送通量的辐合, 这表明夏季季风也给这两地区带来降水。然而, 在西北干旱一半干旱区(除新疆的西北部外)气候平均的夏季水汽输送通量的散度几乎为零, 这表明除北疆地区外, 我国西北干旱一半干旱区夏季降水很少。

4.2 我国东、西部夏季气候平均的水汽输送通量散度分布特征的差异

若假设 100 hPa 以上大气中没有水汽, 根据黄荣辉等(1998)的推导, (4)式所示的整层水汽输送通量的散度为下式,

$$\nabla \cdot \mathbf{Q} = \frac{1}{g} \int_{100}^{p_s} \mathbf{V} \cdot \nabla q dp + \frac{1}{g} \int_{100}^{p_s} q (\nabla \cdot \mathbf{V}) dp. \quad (5)$$

从(5)式可知, 某区域整层大气水汽输送的散度由两部分引起: 第一部分, 即(5)式右端的第1项, 是由整层大气湿度平流所引起; 第二部分, 即(5)式右端的第2项, 是由整层大气风场的辐合(辐散)所引起的。由(5)式右端的第1项可知, 当某区域整层大气流入气流的比湿高, 而流出此区域的气流比湿低, 则此项为负, 该区域为水汽汇, 它对水汽输送的辐合有正贡献。如东亚夏季风气流从比湿高的孟加拉湾、南海、热带西太平洋上空流向比湿较低的我国东部沿海地区和华北地区, 则我国夏季东部沿海地区和华北地区为水汽汇区域; 相反, 若某区域流入的气流的比湿低, 而流出气流的比湿高, 则它对该区域水汽输送的辐合是负贡献, 它为水汽源, 如孟加拉湾、南海和热带西太平洋等区域是水汽源区域。并且, 由(5)式右端的第2项可知, 当整层大气的风场为辐合时, 则此项对水汽输送的辐合是正贡献; 反之, 则对水汽输送的辐合是负贡献。由于在对流层上层一般空气的比湿很小, 故对流层低层大气风场的辐合或辐散决定着(5)式右端第2项所表达的水汽输送通量的辐合或辐散。

首先, 在理论上可以从(5)式来比较我国东部季风区与西北干旱和半干旱区水汽输送特征的差异。在我国东部季风区, 由于季风从海洋带来大量水汽, 不仅湿度平流项比较大, 而且由于此区域比湿 q 较大, 故风场的辐合(辐散)所引起的水汽输

送辐合(辐散)也比较大。而在我国西北干旱一半干旱区不仅湿度平流项比较小, 而且由于此区域夏季比湿 q 很小且风场的辐合(辐散)也不强, 故风场辐合(辐散)所引起的水汽输送的辐合(辐散)相当小, 可以略去不计。因此, 从(5)式就可以看到, 我国东、西部水汽输送通量的辐合(辐散)特征有明显差异。在我国东部季风区, 夏季水汽输送通量的辐合(辐散)主要由湿度平流和风场辐合(辐散)所引起, 而在我国西部干旱一半干旱区, 夏季水汽输送通量的辐合(辐散)不仅很小, 而且主要是由湿度平流所引起。

4.3 我国东、西部夏季气候平均的湿度平流分布特征的差异

从上面分析可以看到, 某个区域水汽输送通量的辐合(辐散)是表征此区域水分循环重要的物理量。而依据(5)式所示, 它又依赖于整层大气的湿度平流和风场的辐合(辐散)。为此, 本节首先分析我国东、西部夏季气候平均的湿度平流特征的差异。

在球坐标系, (5)式右端第1项可改写成,

$$\frac{1}{g} \int_{100}^{p_s} \mathbf{V} \cdot \nabla q dp = \frac{1}{g} \int_{100}^{p_s} \left(u \frac{\partial q}{a \cos \varphi \partial \lambda} + v \frac{\partial q}{a \partial \varphi} \right) dp, \quad (6)$$

式中, λ 和 φ 分别表示经度和纬度。

图9是利用1971~2000年ERA-40湿度和风场再分析资料以及(6)式计算而得到的我国及周围地区夏季气候平均的整层大气湿度平流。从图9可以看到: 夏季在我国东部沿海、朝鲜半岛和日本上空有一片负的湿度平流, 最大位于我国黄海和韩国上空, 大约为 -4.0 mm/d, 即湿平流, 它对水汽输送的辐合有正贡献, 这表明夏季上述这些区域是水汽汇区。并且, 在我国西北和中亚地区上空也有一片很弱的负湿度平流, 这表明在我国西部和中亚地区夏季湿度平流对于水汽输送的辐合(辐散)起很大作用。此外, 在孟加拉湾、中印半岛、南海以及我国华南、华中和西南地区上空有一片正的湿度平流, 这表明夏季这些区域是水汽源区, 它对于这些区域水汽输送通量的辐合有负贡献。正是由于这些地区水汽输送的辐散, 才使得我国东部季风区有来自上述区域充沛的水汽输送。

4.4 我国东、西部夏季气候平均的由风场辐合(辐散)引起的水汽输送辐合(辐散)的差异

利用1971~2000年ERA-40的比湿和风场的再分析资料和(5)式右端第2项同样可以计算出

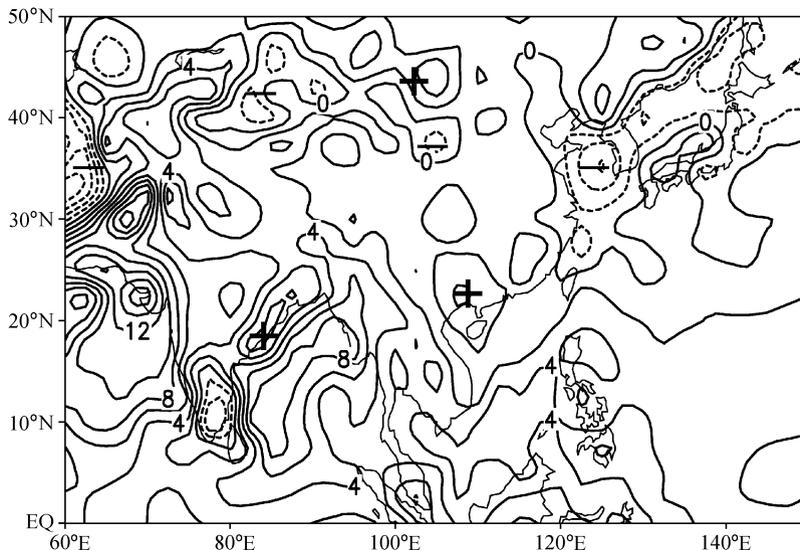


图 9 中国及周围地区 1971~2000 年气候平均的夏季 (6~8 月) 湿度平流 (从地表表面到 100 hPa 整层大气) 分布 (单位: mm/d)。实、虚线表示正、负值; 湿度、风场和 p_s 资料取之于 ERA-40 再分析资料 (Uppala et al., 2005)

Fig. 9 Climatological mean distribution of the summertime (June - August) moisture advection in the atmosphere from surface to 100 hPa over China and its surrounding areas for 1971 - 2000 (units; mm/d). The solid and dashed lines indicate positive and negative values, respectively. The data of moisture, wind field, and p_s are from the ERA-40 reanalysis (e. g., Uppala et al., 2005)

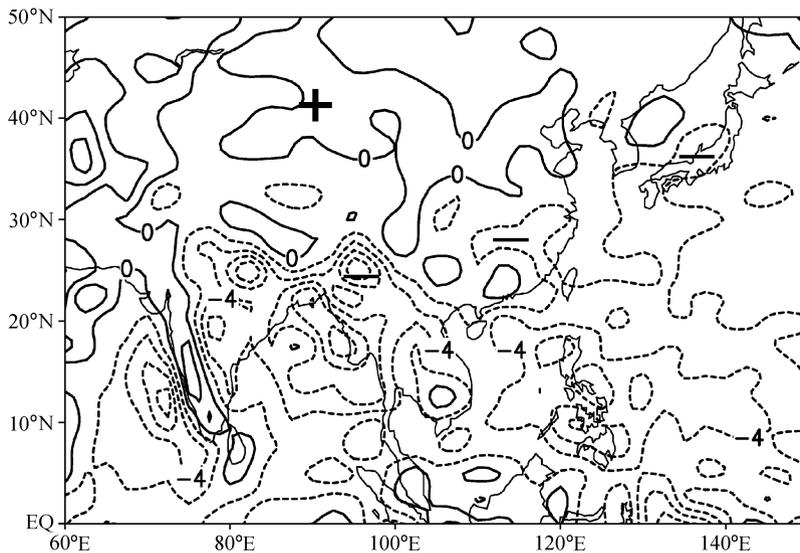


图 10 同图 8, 但为风场辐合 (辐散) 所引起的夏季水汽输送通量的辐合 (辐散)

Fig. 10 As in Fig. 8, except for the divergence of the summertime water vapor transport fluxes due to divergence of wind field

气候平均的夏季由风场辐合 (辐散) 引起的水汽输送通量的散度 (见图 10)。从图 10 可以看到: 夏季我国西南地区、长江和淮河流域、东南沿海以及日本上空有一片由风场辐合所引起水汽输送通量的辐合, 最大位于西南地区为 -4.0 mm/d; 并且, 在印度半岛、孟加拉湾和中印半岛上空也有一片强的由风场辐合所引起水汽输送通量的辐合。此外, 在我

国华北、西北地区 (除北疆外) 上空是一片弱的由风场辐散所引起水汽输送通量的辐散。此区域的辐散气流主要由于青藏高原的下沉气流、东亚季风区对流加热引起的下沉气流以及高原北侧绕流形成的反气旋环流所产生。从图 10 的分析结果表明在东亚季风区以及我国长江、淮河流域夏季风的风场分布是利于水汽输送通量的辐合, 而我

地区夏季的风场分布却是利于水汽输送通量的辐散, 而不利水汽输送通量的辐合。这个计算结果证明了在 4.2 小节理论上分析结果是正确的。

从图 10 还可以看到, 华南地区上空夏季风场散度引起的水汽输送通量散度是弱的辐散, 这可能是由于华南地区在 6~8 月份受西太平洋副热带高压所控制。因此, 从气候平均上说, 6~8 月份华南地区的风场分布并不利于水汽输送的辐合, 即不利于季风降水。这时华南的降水主要由台风和热带气旋这样的强涡旋系统所引起。

5 我国东、西部夏季水分平衡特征的差异

5.1 某区域单位气柱的水分平衡

若忽略大气中液态和固态水以及水分从气柱下垫面(地表面)的下渗和径流, 那么在某区域单位气柱内水分平衡可写成下式, 即

$$\frac{\partial W}{\partial t} = -\nabla \cdot \mathbf{Q} + (E - P), \quad (7)$$

上式中, W 表示单位气柱的水汽含量, 即可称为可降水量, E 是蒸发, P 是降水。(7) 式表示单位气柱水汽含量的变化是与此气柱内水汽输送的辐合(辐散)、气柱下垫面蒸发而来的水汽以及向气柱下垫面落下的降水相平衡。

若在较长时间, 即 1 个月或 1 个季度, 那么在此单位气柱中水汽就会不断饱和、凝结并不断变成降水, 因此, 对 (7) 式进行从 t_0 到 t_1 的时间积分, 当 $t_1 - t_0$ 足够大, 就有

$$\int_{t_0}^{t_1} \frac{\partial W}{\partial t} dt \approx 0. \quad (8)$$

把 (8) 式代入 (7) 式, 这样就有

$$\int_{t_0}^{t_1} P dt = -\int_{t_0}^{t_1} \nabla \cdot \mathbf{Q} dt + \int_{t_0}^{t_1} E dt, \quad (9)$$

把 (5) 式代入 (9) 式, 这样有,

$$\int_{t_0}^t P dt = -\int_{t_0}^{t_1} \left(\frac{1}{g} \int_{100}^{p_0} \mathbf{V} \cdot \nabla q dp + \frac{1}{g} \int_{100}^{p_0} q \cdot (\nabla \cdot \mathbf{V}) dp \right) dt + \int_{t_0}^{t_1} E dt. \quad (10)$$

(10) 式说明了某区域 1 个月或 1 个季度的降水主要依赖于流入此区域的湿度平流和风场辐合(辐散)所引起的水汽输送通量的辐合和从下垫面蒸发而来的水汽。当然, 蒸发而来的水汽也依赖于该区域的降水。

5.2 我国东、西部夏季水分平衡特征的差异

对于我国东部季风区, 从图 9 和图 10 可以看到: 不仅由湿度平流引的水汽输送通量的辐合很大, 而且由风场辐合引起的水汽输送的辐合也很大。并且, 季风区的下垫面是足够湿, 蒸发值比较大, 因此, (10) 式完全适用于我国东部季风区。这表明在我国东部季风区域降水是与湿度平流和风场辐合所引起的水汽输送通量的辐合和下垫面蒸发相平衡。

然而, 在我国西部干旱一半干旱区, 下垫面是典型干旱的戈壁或沙漠, 实际蒸发很小(虽然它的蒸发能力很大), 故 (10) 式右端第 2 项可略去不计, 并且, 从图 10 可以看到, 此区域风场辐散引起了水汽输送通量是很弱的辐散。因此, 在我国西北干旱一半干旱区水分平衡公式可改写成下式,

$$\int_{t_0}^{t_1} P dt = -\int_{t_0}^{t_1} \left(\frac{1}{g} \int_{100}^{p_s} \mathbf{V} \cdot \nabla q dp \right) dt. \quad (11)$$

(11) 式表示在我国西部干旱一半干旱区, 区域的降水是与流入此区域整层大气水汽平流相平衡。

上述分析结果表明: 我国东部夏季降水不仅由季风气流带来强的湿平流所引起, 而且还由季风环流的风场辐合所引起, 并且, 在我国东部季风区蒸发对于夏季降水也起了重要作用。然而, 从气候平均的意义来说, 在我国西北干旱一半干旱区(除北疆外), 夏季降水主要由弱的湿平流所引起, 环流场所引起水汽输送通量的辐合以及蒸发对降水的作用都很弱。当然, 从每次降水的天气变化看, 环流场的辐合还是起到重要作用, 特别在我国西北干旱一半干旱区的天山、祁连山和昆仑山区域的夏季降水比其它干旱一半干旱区大, 这主要由山脉引起低层环流场的辐合和上升气流所造成的。因此, 在西北干旱一半干旱区夏季降水中由山脉引起的水汽输送的辐合是不可忽视的。

6 结论和讨论

我国东部是东亚季风区, 而西北是干旱和半干旱区, 在此两区域夏季水汽输送特征有着很大差异。为此, 本文利用 ERA-40 每日 4 次再分析资料分析了我国东部季风区和西北干旱一半干旱区夏季 1971~2000 年气候平均的水汽输送特征及其它们的差异。分析结果表明了我国东部季风区与西北干旱一半干旱区夏季气候平均的水汽输送特征有明显

的差异。由于亚洲夏季风从孟加拉湾、南海和热带西太平洋输送大量的水汽到我国东部季风区, 故在我国东部季风区经向水汽输送通量比纬向水汽输送大约大 1 倍多。而西北干旱一半干旱区受中纬度西风带的影响, 夏季纬向水汽输送通量比经向水汽输送通量大。我国西北干旱和半干旱区由于受青藏高原、天山和祁连山等山脉的阻挡, 从孟加拉湾、南海和热带西太平洋来的水汽很难到达我国西北干旱一半干旱区, 故此区域夏季气候平均的纬向和经向水汽输送通量都比东部季风湿润区小一量级。并且, 研究还表明: 我国东部季风区夏季水汽输送通量的散度不仅依赖于湿度平流, 而且依赖于风场的辐合(辐散), 而西北干旱和半干旱区夏季水汽输送通量的散度主要依赖于湿度平流。这也引起了我国东部季风区的水分平衡与西北干旱一半干旱区的水分平衡也有明显的不同。

由于本文所用资料是再分析资料, 它与实际测站所测得的观测值有一定误差, 特别在西北干旱和半干旱区有很多区域是沙漠和戈壁, 测站很稀少, 加上这些区域湿度很低, 因此, 在这些区域再分析的湿度资料与实际观测值相比较, 可能不太准确之处。鉴于上述原因, 本文所得的结论可能是初步的。

参考文献 (References)

陈际龙, 黄荣辉. 2007. 亚澳季风各子系统气候学特征的异同研究 II. 夏季风水汽输送 [J]. 大气科学, 31: 766-778. Chen Jilong, Huang Ronghui. 2007. The comparison of climatological characteristics among Asian and Australian monsoon subsystems. Part II: Water vapor transport by summer monsoon [J]. Chinese J. Atmos. Sci. (in Chinese), 31: 766-778

陈际龙, 黄荣辉. 2008. 亚洲夏季风水汽输送的年际和年代际变化与中国旱涝的关系 [J]. 地球物理学报, 51: 352-359. Chen Jilong, Huang Ronghui. 2008. Interannual and interdecadal variations of moisture transport by Asian summer monsoon and their association with droughts or floods in China [J]. Chinese J. Geophys. (in Chinese), 51: 352-359

Chen T C, Tzeng R Y. 1990. Global-scale intraseasonal and annual variation of divergent water vapor flux [J]. Meteor. Atmos. Phys., 44: 133-151.

黄荣辉, 张振洲, 黄刚, 等. 1998. 夏季东亚季风区水汽输送特征及其与南亚季风区水汽输送的差别 [J]. 大气科学, 22: 460-469. Huang Ronghui, Zhang Zhenzhou, Huang Gang, et al. 1998. Characteristics of the water vapor transport in East Asian monsoon region and its difference from that in South Asian monsoon region in summer [J]. Chinese J. Atmos. Sci. (Scientia Atmospherica Sinica) (in Chinese), 22: 460-469

陆渝蓉, 高国栋. 1987. 物理气候学 [M]. 北京: 气象出版社, 645pp. Lu Yurong, Gao Guodong. 1987. Physical Climatology (in Chinese) [M]. Beijing: China Meteorological Press, 645pp

Starr V P, White R M. 1955. Direct measurement of the hemispheric poleward flux of water vapor [J]. J. Meteor. Res., 14: 217-225.

Starr V P, Peixoto J P. 1958. On the global balance of water vapor and the hydrology of deserts [J]. Tellus, 10: 188-194.

涂长望, 黄仕松. 1944. 夏季风进退 [J]. 气象杂志, 18: 1-20. Tu Changwang, Huang Shisong. 1944. The advance and retreat of the summer monsoon [J]. Meteorological Magazing (in Chinese), 18: 1-20.

Uppala S M, KÅllberg P W, Simmons A J, et al. 2005. The ERA-40 reanalysis [J]. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 131: 2961-3012.

Zhang Renhe, 2001. Relations of water vapor transport from Indian monsoon with that over East Asia and the summer rainfall in China [J]. Adv. Atmos. Sci., 18: 1005-1017.

竺可桢. 1934. 东南季风与中国之雨量 [J]. 地理学报, 1: 1-27. Zhu Kezhen. 1934. The enigma of southeast monsoon in China [J]. Acta Geographica Sinica (in Chinese), 1: 1-27.