

陈红专,叶成志,陈静静,等,2019.2017年盛夏湖南持续性暴雨过程的水汽输送和收支特征分析[J].气象,45(9):1213-1226.  
Chen H Z, Ye C Z, Chen J J, et al, 2019. Analysis of water vapor transport and budget during persistent heavy rainfall over Hunan Province in June 2017[J]. Meteor Mon, 45(9):1213-1226 (in Chinese).

## 2017年盛夏湖南持续性暴雨过程的水汽 输送和收支特征分析\*

陈红专<sup>1</sup> 叶成志<sup>2</sup> 陈静静<sup>2</sup> 罗植荣<sup>1</sup>

1 湖南省怀化市气象局, 怀化 418000

2 湖南省气象台, 长沙 410007

**提 要:** 利用 NCEP/NCAR 再分析资料, 首先分析了 2017 年 6 月下旬至 7 月初湖南持续性暴雨天气过程的环流背景和大尺度水汽输送特征, 然后引入 NOAA 的轨迹模式 HYSPLIT, 分阶段定量分析了暴雨的水汽输送特征以及区域水汽收支情况。结果表明: 天气系统的有效配置和稳定维持是强降雨持续的主要原因, 持续性暴雨与全球范围的水汽输送和水汽辐合相联系, 低空急流的演变和进退与暴雨落区和强度的演变关系密切。影响此次强降水过程的水汽通道主要有三支, 第一支由索马里越赤道急流经孟加拉湾和我国西南地区输入暴雨区, 第二支由印度洋中东部越赤道气流经孟加拉湾南部和南海北部输入暴雨区, 第三支由来自南半球的越赤道气流自南海南部一路北上输入暴雨区, 第三阶段还有一支水汽由赤道西太平洋穿越菲律宾进入南海后再北上输入暴雨区。过程第一、二阶段的水汽输送主要来自孟加拉湾, 其次是南海, 第三阶段来自孟加拉湾和南海(包括西太平洋)的水汽输送各占一半。受地形影响, 孟加拉湾通道的水汽主要输送至暴雨区 700 hPa, 其他来自低纬洋面的通道水汽主要输送到 850 hPa 及以下各层。暴雨区水汽输入主要来自南边界和西边界, 且主要由低层输入暴雨区, 以水平水汽通量辐合的形式在暴雨区上空低层大量汇聚, 经由强烈的垂直上升运动输送至对流层中高层积累和凝结, 从而导致降水的产生, 降水的强弱与边界水汽输入和区域水汽辐合的强弱变化一致。

**关键词:** 持续性暴雨, HYSPLIT 模式, 水汽输送, 水汽收支

**中图分类号:** P458

**文献标志码:** A

**DOI:** 10.7519/j.issn.1000-0526.2019.09.003

### Analysis of Water Vapor Transport and Budget During Persistent Heavy Rainfall over Hunan Province in June 2017

CHEN Hongzhan<sup>1</sup> YE Chengzhi<sup>2</sup> CHEN Jingjing<sup>2</sup> LUO Zhirong<sup>1</sup>

1 Huaihua Meteorological Office of Hunan Province, Huaihua 418000

2 Hunan Meteorological Observatory, Changsha 410007

**Abstract:** Using the NCEP/NCAR reanalysis data, the circulation background and the large-scale water vapor transport characteristics of a rarely-seen persistent heavy rainfall that occurred in Hunan Province in late June to early July 2017 was analyzed first and then the trajectory model was used to simulate the trajectory of the air mass. The characteristics of water vapor transport and the regional water vapor budget were quantitatively analyzed according to the three stages of rainfall process. The results showed that the effective disposition and stable maintenance of the weather system were the main causes for the persistence

\* 中国气象局气象预报业务关键技术发展专项(YBGJXM-2017-1A)、湖南省气象局重点项目(XQKJ16A001)、湖南省气象局预报员专项(XQKJ19C004)和中国气象局预报员专项(CMAYBY2018-051)共同资助

2018年4月19日收稿; 2019年4月12日收修定稿

第一作者: 陈红专, 主要从事天气预报及相关研究工作. Email: dktanqx@tom.com

通信作者: 叶成志, 主要从事多源资料应用及灾害性天气预报技术研究. Email: yechengzhi\_hunan@hotmail.com

of heavy rainfall. Persistent heavy rainfall was linked with global water vapor transport and convergence, and the evolution of low-level jet directly affected the rainfall area and intensity of heavy rain. There were mainly three water vapor passages corridors to the heavy rain process. The first was the Somali jet stream through the Bay of Bengal and Southwest China into the heavy rain area, the second was the cross-equatorial flow from the Southern Hemisphere of central and eastern Indian Ocean through the Bay of Bengal and northern South China Sea into the heavy rain area, and the third was the cross-equatorial flow through South China Sea into the heavy rain area. In the third stage, there was another passage from the equatorial Pacific across the Philippines into the South China Sea and then into heavy rain area. During the first two stages, the water vapor transportation was mainly from the Bay of Bengal, and then from the South China Sea, and in the third stage, the water vapor from the Bay of Bengal and the South China Sea (including the Western Pacific) were about equal. Affected by the terrain, the water vapor from the Bay of Bengal was mainly transported to the storm zone at 700 hPa, and the water vapor from other passages was mainly transported to the 850 hPa and the lower levels. The water vapor transportation came mainly from the low level of southern and western boundaries which converged in the form of horizontal water vapor flux convergence over the low level of the rainstorm area, and was transported to the middle and upper troposphere through strong vertical ascending movement, condensing and resulting in precipitation. The intensity of precipitation was well related to the strength of the water vapor inflow on the boundaries and the regional water vapor convergence.

**Key words:** persistent heavy rainfall, HYSPLIT model, water vapor transport, water vapor budget

## 引 言

持续性暴雨由于持续时间长,累积降雨量大,常引发流域性的洪涝灾害,并可诱发山体滑坡、崩塌、泥石流等多种次生灾害,造成严重的经济损失和人员伤亡(陈文等,2013)。中国是经常遭受持续性暴雨影响的国家之一,如1991和2003年淮河流域持续性暴雨以及1998年长江流域的持续性暴雨均造成了严重的流域性洪涝灾害(丁一汇,1993;毕宝贵等,2004;潘志祥和宁迈进,1999;万玉明等,1999)。由于持续性暴雨的危害性极大,气象工作者从气候统计(鲍名,2007;汪汇洁等,2014)、大尺度环流异常(赵璐等,2017;林爱兰等,2015),暴雨形成机理(黄荣辉等,2012;王晓芳等,2010;黄忠等,2008)等多个方面对其进行了大量的研究。其中,有关水汽来源及输送特征的分析也是持续性暴雨研究的一个重要方面,因为持续性暴雨必须要有持续稳定的水汽源源不断地输送到暴雨区。很多针对水汽源地的分析表明,中国夏季暴雨的主要水汽来源是孟加拉湾和南海的西南风水汽输送(Tao and Chen,1987;周玉淑等,2005;周长艳等,2005;苗秋菊等,2004)。苗长明等(2005)也指出,孟加拉湾、中国南海南部和西太

平洋暖池区是江南南部初夏雨季的水汽输送通道。康志明(2004)用NCEP资料对2003年淮河流域6、7月间持续性强暴雨的水汽输送特征进行分析,发现水汽主要从南海北部经副热带高压西南侧向北以及从孟加拉湾越过中南半岛到长江中下游两条通道向淮河流域输送。

上述有关水汽输送及来源的研究均基于欧拉方法,该方法无法定量区分各水汽来源对降水的贡献,欧拉流场与气团的真实运动轨迹也存在一定的差异(江志红等,2011)。近年来,一些学者开始应用拉格朗日方法研究降水的水汽来源及收支状况。李莹等(2017)采用气流轨迹模式(HYSPLIT\_4)来研究1980—2011年华南前汛期锋面降水和季风降水的水汽输送轨迹、主要源地及不同源地水汽贡献率。叶成志等(2009)采用该方法对比了造成湖南特大暴雨过程的“碧利斯”和“圣帕”两次台风的水汽场特征,发现两个台风虽均有两条主要水汽输送通道,即与西南季风相联系的偏南风水汽通道和与台风低压环流相联系的偏北风水汽通道,但由于水汽源及输送特征的差异,导致两者引发的暴雨影响范围、强度及持续时间亦有较大差别。王佳津等(2015)引入轨迹模式定量分析了2013年一次四川盆地西部暴雨的水汽输送情况,发现此次过程中950 hPa的水汽

来源中阿拉伯海—孟加拉湾地区贡献最大(44.1%),其次是中南半岛—南海地区(33.1%),而 850 hPa 沿南亚夏季风爆发路径而来的暖湿空气最重要(89.4%)。

2017 年 6 月下旬至 7 月初,湖南发生了一次历史罕见的大范围、持续性暴雨天气过程,过程持续时间创 1951 年以来的湖南历史新高(10 d),影响了除湘东南和湘西北外的全省大部分地区,受持续强降水影响,全省出现了大范围洪涝灾害。如此罕见的持续性暴雨过程必然需要持续稳定的水汽输送,为此本文引入轨迹模式定量分析此次过程的水汽来源及输送状况,以加深对暴雨成因和机理的科学认识,同时为持续性暴雨业务预报提供参考依据。

## 1 资料和方法

### 1.1 资料

本文所用资料包括湖南省区域自动站逐小时降雨资料,探空资料和 NCAR/NCEP 提供的 FNL (Final Operational Global Analysis)全球分析资料,其中 FNL 时间间隔 6 h,水平分辨率为  $1^\circ \times 1^\circ$ 。轨迹模式 HYSPLIT 所用资料是 NCAR/NCEP 的 6 h 一次,水平分辨率为  $2.5^\circ \times 2.5^\circ$  的全球分析资料,其中位势高度、温度、纬向风和经向风为 17 层,垂直速度为 12 层,比湿为 8 层,该资料已由 NOAA 的 ARL(Air Resources Laboratory)打包成 HYSPLIT 可用的数据格式(ARL 格式)。

### 1.2 轨迹模式简介

文中的水汽轨迹分析采用美国 NOAA 的 ARL 开发的轨迹模式 HYSPLIT4 (Draxler and Hess, 1998),根据此次过程的演变以及三个阶段的划分(图 1),轨迹模拟也分为三个阶段,模拟区域分别为:  $(27^\circ \sim 29^\circ \text{N}, 109^\circ \sim 114^\circ \text{E})$ 、 $(25^\circ \sim 27^\circ \text{N}, 109^\circ \sim 114^\circ \text{E})$  和  $(26^\circ \sim 29^\circ \text{N}, 109^\circ \sim 114^\circ \text{E})$ ,三个区域基本上包含了 3 个阶段的强降雨区(图 1),垂直方向上选取三个高度(500、1500 和 3000 m)作为模拟的初始高度,模拟其后向追踪 10 d 的三维运动轨迹,并输出逐时的轨迹点位置及逐 6 h 的物理量场(温度、高度、比湿、假相当位温和水汽通量),每隔 6 h 所有轨迹初始点重新后向追踪模拟 10 d。虽然后向模拟的起始高度是固定的,但每一条轨迹都是在拉格朗

日空间进行模拟,其高度是随空间和时间变化的。由于模拟输出的轨迹数量较大,为了能够更直观地看出轨迹的分布,采用合并彼此靠近的轨迹的方法对所有轨迹进行聚类,有关该方法的详细说明可参考 Draxler and Hess(1998)相关研究。

为了分析不同通道的水汽贡献率,采用以下公式计算不同通道的比湿和水汽通量贡献率:

$$Q_a = \left( \frac{\sum_{i=1}^m Q_i}{\sum_{j=1}^n Q_j} \right) \times 100\% \quad (1)$$

式中,  $Q_a$  表示该通道的贡献率,  $Q_i$ 、 $Q_j$  是通道上最终位置的比湿或水汽通量,  $m$  表示该通道所包含轨迹数,  $n$  是模拟的轨迹总数。

### 1.3 水汽通量流函数和势函数的计算方法

通过计算水汽通量的流函数( $\psi$ )和势函数( $\chi$ ),得到其非辐散(旋转)分量和辐散(非旋转)分量,来分析大尺度空间范围内的水汽输送,计算按丁一汇(1989)提供的方法:

$$\begin{cases} \nabla^2 \psi = k \cdot \nabla \times \mathbf{Q} \\ -\nabla^2 \chi = \nabla \cdot \mathbf{Q} \end{cases} \quad (2)$$

$$\begin{cases} \mathbf{Q}_v = k \times \nabla \psi \\ \mathbf{Q}_x = -\nabla \chi \end{cases} \quad (3)$$

式中,  $k$  是常用算子。

计算时,先根据网格点上的比湿  $q$ 、 $u$  风和  $v$  风计算出水汽通量  $\mathbf{Q}$  及其散度场和涡度场,然后采用超张弛法数值求解泊松方程(2)得到流函数和势函数,并由式(3)计算水汽通量的辐散分量  $\mathbf{Q}_x$  和非辐散分量  $\mathbf{Q}_v$ ,最后垂直积分得到单位面积空气柱的势函数  $\chi$  和流函数  $\psi$  以及水汽通量的辐散和非辐散分量。

### 1.4 水汽收支的计算方法

当考虑水汽源是由于外部的蒸发,水汽汇是内部的凝结时(林育春等,1991),由水汽的连续方程可得:

$$\frac{\partial q}{\partial t} + \nabla \cdot q\mathbf{V} + \frac{\partial \omega q}{\partial p} = -m + E \quad (4)$$

上式即为水汽收支方程。式中,  $q$  为比湿,  $\mathbf{V}$  是水平风场,  $\omega$  是垂直速度。方程左边第一项是水汽局地变化项,第二项是水汽通量散度项,第三项是水汽垂直输送项,右边的  $m$  和  $E$  分别是凝结率和蒸发率,对上式从大气底  $P_s$  到大气顶  $P_t$  积分,并对所选的计算区域平均,可诊断该区域的平均水汽收支,本文

仅计算方程的左边各项。

## 2 降雨基本概况和环流形势

### 2.1 降雨过程概述

2017年6月下旬至7月初,湖南经历了一次历史罕见的持续性暴雨天气过程(图1)。此次过程具有以下几个特点:(1)持续时间长,过程自6月22日20时(北京时,以下相同)开始,至7月2日20时结束,持续影响湖南时间长达10d,据湖南省气候中心统计,过程持续时间创湖南历史新高;(2)影响范围大,全省除湘西北的张家界以及湘东南的郴州外,其他各地州市均受到了强降雨的影响,过程期间全省平均降雨量达278.8mm(国家站);(3)降雨强度大,湖南省97个国家站有89个站10d累积降雨量超过100mm,其中32个站超过200mm,18个站超过300mm,14个站超过400mm,6个站超过500mm,最大累积降雨量达576.1mm(辰溪)。全省自动气象站有2247站累积雨量超过200mm,其中1307站超过300mm,618站超过400mm,183站超过500mm,28站超过600mm,6个站超过700mm,最大过程累积降雨量达923.8mm;(4)灾害损失严重,持续性暴雨给湖南造成了巨大的财产损失和人员伤亡,直接经济损失381.5亿元。根据湖南省气象灾害地方标准(DB43/T234-2004),4—9月任意10天内累积降雨总量200~250mm为轻度洪涝,251~300mm为中度洪涝,301mm以上为重度洪涝,按照这个标准统计,此次过程湖南省出现了大范围的洪涝。从图1d可看出,全省共有53个县市达到中度以上洪涝,占全省总数(97个)的54.6%,其中38个达到重度洪涝标准,占全省总数的39.2%,中度洪涝以上主要出现在湘中一线及湘西南地区。此次过程的极端性主要表现在两个方面,一是持续时间创湖南历史新高(10d),二是由于持续时间长,导致累积降雨量大,全省有23个国家站10d最大累积降雨量创历史新高,但就降雨强度而言,其最大日降雨量(247.5mm,平江)较湖南的历史极值(455.5mm,张家界)小得多。

根据过程的演变和强降雨带的移动,此次过程可分为3个阶段,第一阶段是6月22日20时至25

日20时,强降雨主要位于湘中及以北地区(图1a),累积降雨量湘中以北普遍在100mm以上,部分县市超过200mm,最大累积降雨量达470.2mm(表1)。第二阶段是6月25日20时至28日20时(图1b),强降雨移到湖南南部尤其是湘东南地区,强度以暴雨为主,局部大暴雨。第三阶段是6月28日20时至7月2日20时(图1c),强降雨带有一个明显的自南向北发展加强再缓慢南压减弱的过程,此阶段影响的范围最广,除湘西北和湘东南的部分地区外,全省均受强降雨影响,出现了大范围的大暴雨和特大暴雨。

对比3个阶段的降雨发现(图1a、1b、1c和表1),第一阶段和第三阶段不但影响范围更广,而且累积降雨量更大,降雨强度也更强。过程期间全省20和50mm·h<sup>-1</sup>雨强出现的站次第一和第三阶段比第二阶段多得多,最大1h降雨、最大日降雨量和最大累积降雨量均比第二阶段要明显偏强。

### 2.2 环流形势

持续性暴雨的发生必须要有相对稳定的大尺度环流背景,影响系统有可能在同一地区反复出现或沿同一路径移动,从而造成很大的累积雨量(丁一汇,1994)。此次持续性暴雨是由于高空冷槽与副热带高压(以下简称副高)的长时间稳定维持所致。从500hPa平均高度场(图2a)可以看出,亚欧大陆中高纬度地区为明显的“Ω”型流型分布,贝加尔湖附近出现高压脊,距平场为一正中心,温度场显示较历史平均明显偏暖(图略),其东侧高空槽维持,高度和温度距平场均为负距平区(图略)。中低纬西太平洋副高稳定维持,其北界位于华南,西脊点位于海南岛。副高西北侧从华北到西南地区为一高空槽维持,槽前西南气流强盛。过程期间副高位置相对比较稳定,湖南处于副高边缘的强水汽输送带中,有利于水汽和不稳定能量源源不断往暴雨区输送。另外副高的稳定维持导致中低纬系统移动缓慢或受阻,也有利于系统在暴雨区长时间维持。低层850hPa平均图上(图2b),湖南西北侧切变线维持,西南暖湿气流旺盛,来自孟加拉湾和南海(以及西太平洋)暖湿气流与来自北方的冷空气在切变线附近及南侧辐合抬升,导致湖南持续性暴雨的发生。

从低层系统的演变来看,强降雨落区和强度的

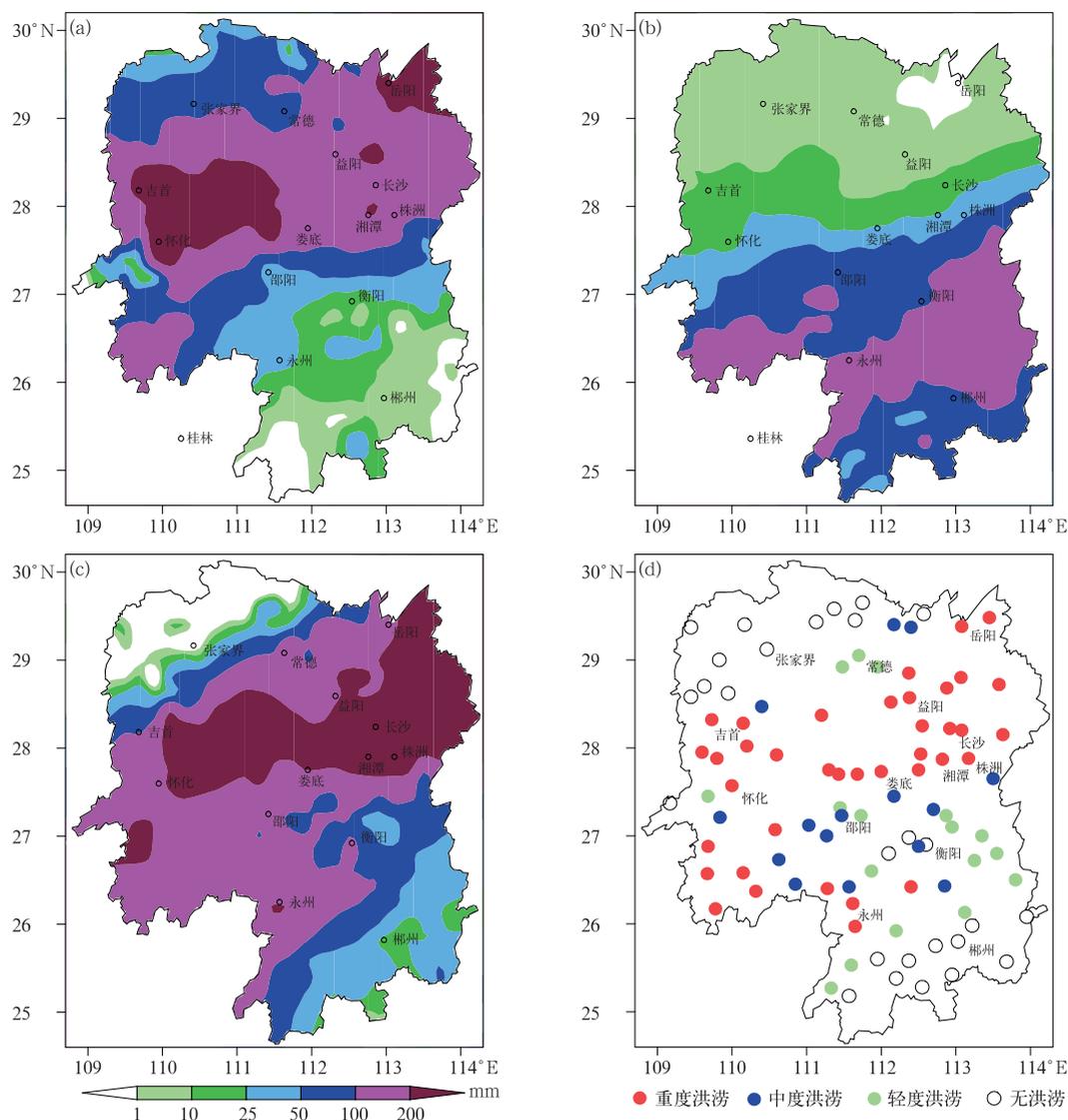


图 1 2017 年 6 月 22 日 20 时至 25 日 20 时(a), 25 日 20 时至 28 日 20 时(b), 28 日 20 时至 7 月 2 日 20 时(c)过程累积降雨量以及全省洪涝分布(d)

Fig. 1 Accumulated precipitation from 20:00 BT 22 to 20:00 BT 25 June (a), from 20:00 BT 25 to 20:00 BT 28 June (b), 20:00 BT 28 June to 20:00 BT 2 July(c) 2017 and the distribution of flood (d)

表 1 三个阶段区域自动站降雨不同量级站点出现次数和最大降雨量对比

Table 1 Rainfall comparison of automatic weather stations in three stages

降雨时段	20 mm · h <sup>-1</sup> (站次)	50 mm · h <sup>-1</sup> (站次)	最大 1 h 雨量/mm	最大日降雨量/mm	最大累积降雨量/mm
第一阶段	2471	119	103.3	365.9	470.2
第二阶段	276	4	56.2	195.3	236.2
第三阶段	2513	117	94.7	315.1	452.0

变化与低空急流的演变和位置南北移动密切相关。第一阶段开始时 850 hPa 西南气流呈加强的趋势,从怀化、长沙、桂林和郴州 4 个高空站(站点位置见图 1)850 hPa 平均风速演变看(图 3),23 日 08 时低空急流推进到湖南中部一线,4 站平均风速超过 15

m · s<sup>-1</sup>,切变线位于西南地区东部,强降雨位于湘中以北地区,23 日 20 时后切变线移到湘北地区并缓慢南移,但低空急流仍维持,湘中一线出现持续性强降雨,24 日 20 时后低空急流减弱南退,切变线在 25 日移到湘中以南,第一阶段降雨结束,雨带移到

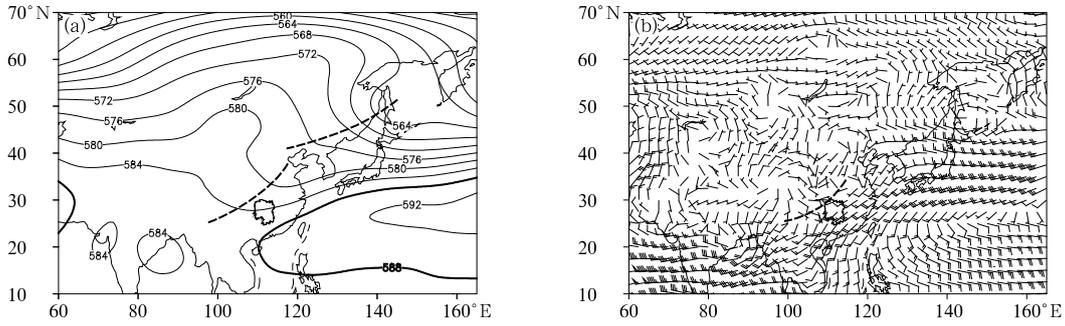


图 2 2017 年 6 月 22 日至 7 月 2 日 500 hPa 平均高度场(a,单位:dagpm)和 850 hPa 平均风场(b,单位: $m \cdot s^{-1}$ )

(粗虚线是高空槽或切变线)

Fig. 2 The 500 hPa average height field (a, unit: dagpm) and 850 hPa wind field (b, unit:  $m \cdot s^{-1}$ )

(The thick dot lines are upper trough or shear line)

湘南地区。第二阶段切变线虽在湘南和华南北部摆动,但低层西南气流不强,呈夜间增强、白天减弱的变化特征,四个站的平均风速在  $10 m \cdot s^{-1}$  以下,第二阶段的大部时间里,只有桂林和郴州两个站在夜间西南气流达到急流标准,怀化和长沙以及华南的其他高空站西南气流均不强,因此第二阶段降雨虽维持,但强度较第一、三阶段弱。28 日 20 时后,西南暖湿气流再度加强和向北发展,低空急流重新建立并维持,切变线随之北抬到湘北并维持,降雨自南向北发展加强,强降雨在湘中及以北地区维持 2 d,7 月 1 日 20 时后低空急流减弱南退,切变线和强降雨带随之南移,至 2 日 20 时后结束(图 3)。

从环流形势的演变可知,高低空影响系统的配

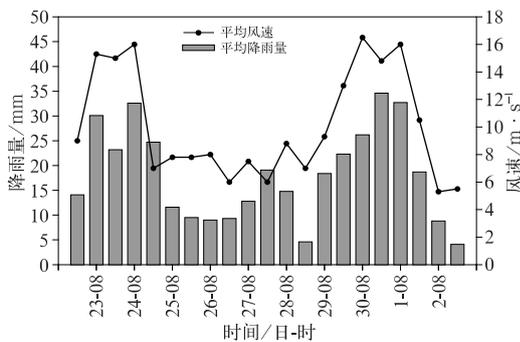


图 3 2017 年 6 月 23 日至 7 月 2 日 4 个高空站(怀化、长沙、桂林、郴州)

850 hPa 平均风速以及湖南 97 个站逐 12 h 平均降雨量的时间演变

Fig. 3 The 850 hPa average wind speed of four high-level stations (Huaihua, Changsha, Guilin and Chenzhou) and 12 h average rainfall at 97 stations in Hunan from 23 June to 2 July 2017

置关系和稳定维持有利于北方冷空气沿高空槽后偏北气流向南扩散,与副高西北侧暖湿气流长时间交汇于湖南,是持续性暴雨在湖南维持长达 10 d 的主要原因,而低空急流作为动量、热量和水汽的高度集中带,是为暴雨提供水汽和动量的重要机制(丁一汇,2005),其演变和南北进退不但影响暴雨落区,也影响暴雨的强度。

### 3 水汽通量流函数和势函数分析

符娇兰等(2017)指出水汽场相对气候场具有显著的正异常是“7·19”华北极端暴雨过程的预报着眼点之一,那么此次持续性暴雨过程的水汽输送特征有何独特性?这种独特性又是如何导致降水的极端性?下面利用水汽通量的流函数和势函数的分布情况(图 4),分析此次过程的大尺度水汽输送特征。

首先分析水汽流函数及非辐散分量的分布(图 4a),非辐散水汽流函数反映的是水汽通量沿等压线输送的部分,在全球水汽输送中占主要分量。由图可见,全球水汽流函数的整层分布有三个大值中心,分别位于印度洋、太平洋和大西洋,其中太平洋和印度洋的中心偏向东亚和东南亚一侧,中国大陆(包括湖南暴雨区)是水汽流函数的低值区。从水汽的输送来看,沿赤道东风带有一条东西向的水汽输送通道,该通道从大西洋开始,自东向西横穿太平洋直达印度洋,为两大洋提供源源不断的水汽。该通道在南海(以及西太平洋)附近有向北的分量,成为南海夏季风的水汽来源之一,而主要部分则在非洲东海岸转向成为索马里越赤道急流,再经印度

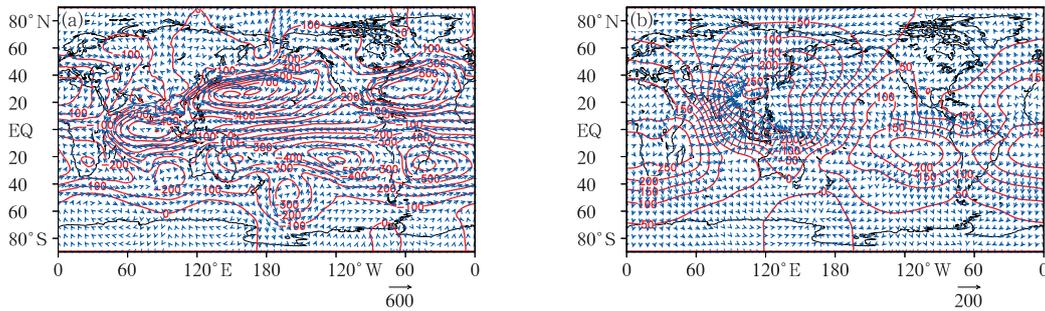


图 4 2017 年 6 月 22 日 20 时至 7 月 2 日 20 时平均的整层流函数(a)和势函数(b)(红色等值线, 单位: $10^6 \text{ kg} \cdot \text{s}^{-1}$ )及其非辐散分量(矢量,单位: $\text{kg} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ )

Fig. 4 Distribution of integrated stream function (a) and potential function (b) (lines, unit:  $10^6 \text{ kg} \cdot \text{s}^{-1}$ ) and its nondivergent component (vector, unit:  $\text{kg} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ ) of the water vapor transport averaged from 20:00 BT 22 June to 20:00 BT 2 July 2017

半岛和孟加拉湾汇入西南季风环流,最后西南季风环流和南海夏季风在暴雨区汇合,成为暴雨区水汽的主要来源。

水汽势函数及辐散分量反映的是水汽通量穿过等压线输送的部分,在全球水汽输送过程中虽然是一个小量,但是对水汽输送的源汇具有重要指示作用,可解释高水汽含量维持的状况。从全球水汽势函数的分布看(图 4b),水汽势函数的正值区中心均位于副热带洋区,说明海洋是全球最主要的水汽源区,而我国江南和华南地区是全球水汽势函数的负值区中心,说明该区域是全球最大的水汽汇集区,从水汽辐散分量矢量可看到,四面八方的水汽均汇集到该区域,而其中最主要的为来自印度洋的水汽和南海北上的水汽。

以上分析表明持续性的区域强降水是与大范围乃至全球区域的水汽输送和水汽辐合相联系的,此次过程我国长江流域及以南地区是全球最主要的水汽集中区,为极端降雨的发生提供了大尺度的水汽条件。

#### 4 水汽轨迹分析

水汽流函数和势函数可反映全球范围内的水汽输送特征和主要水汽输送通道,但该方法无法精确地分离出究竟哪些水汽通道对所研究区域的降水起主要作用,哪些起次要作用,尤其是存在水汽通道汇合的情况,分离出不同通道的信息就更加困难,而且水汽在输送过程中存在垂直运动,采用二维流场来分析水汽输送的空间特征无法真实准确地反映出气流在输送过程中的三维变化特征,而轨迹模式 HY-

SPLIT 可以克服这一缺点,因为该模式平流和扩散计算采用拉格朗日方法,用于跟踪气流的运动轨迹的高度是随地点和时间变化的,可以真实准确地反映气流在输送过程中的三维变化,因此拉格朗日轨迹方法可以更加客观定量地分析出不同水汽通道水汽的贡献率。下面采用经过聚类后的后向轨迹具体分析 3 个阶段不同通道的水汽输送特征。

第一阶段(6 月 22 日 20 时至 25 日 20 时)模拟共得到轨迹 702 条(图 5a),经过聚类,此阶段的水汽来源有 4 条通道(图 5b):第一条是孟加拉湾通道(通道 A),水汽主要来源于东非索马里越赤道急流,经印度半岛和孟加拉湾,从我国西南地区进入湖南暴雨区;第二条是孟加拉湾—南海通道(通道 B),水汽来源于印度洋中、东部的越赤道气流,经孟加拉湾和中南半岛后进入南海北部,再从华南登陆往暴雨区输送;第三条是南海通道(通道 C),水汽来源于南半球的越赤道气流,自南海南部一路北上,经华南进入暴雨区;第四条是北方通道(通道 E),从图 5a 可看出该通道有 4 个源地:中亚和新疆的冷空气经河西走廊进入湖南;西西伯利亚冷空气经蒙古南下进入湖南;俄罗斯远东地区的冷空气经华北南下进入湖南;东海的气流从浙江登陆北上至华北后再掉头南下进入湖南。

从水汽通道的高度变化(图 5c)可见,由于通道 A、B 和 C 均来源于低纬热带洋面,轨迹的高度大都在 850 hPa 以下,登陆后由于地形的影响都有不同程度的抬升,尤其是通道 A 在登陆后由于要翻越横断山脉和云贵高原,高度抬升更明显,水汽主要输送至暴雨区上空 700 hPa 附近,而通道 B 和 C 的水汽主要输送至 850 hPa 及以下。通道 E 由于来源复

杂, 轨迹的高度也相差较大, 低到 975 hPa 以下, 高则到 400 hPa 以上, 其平均后的通道高度变化已不具代表性, 但其中来自高纬内陆的气流在南下过程中是以冷空气的形式下沉侵入暴雨区, 在暴雨区北侧形成冷空气垫抬升暖湿气流, 同时加强暴雨区大气的斜压性(假相当位温  $\theta_{se}$  小, 见表 2)。从水汽通量的空间变化(图 5d)看, 通道 A、B、C 由于源自低纬热带洋面, 热带海洋表面的蒸发旺盛, 因此通道所携带的水汽通量要明显大于源自高纬内陆的通道 E, 其中通道 A 由于连续翻越横断山脉和云贵高原, 其在进入湖南暴雨区前水汽通量有一个显著减小的过程, 而通道 B 经过的中南半岛多以平原为主, 高大山脉少, 而且在经过南海北部时又重新获得水汽, 因此其水汽通量在穿越中南半岛时减弱不明显, 进入南海后水汽通量又增大。通道 C 在前期(南海南部时)水汽通量持续增加, 后期随着纬度增加以及登陆地形影响, 通道水汽通量缓慢减小。通道 E 的水

汽输送很小, 几乎可忽略。

比较各通道最终位置(暴雨区)的物理量(表 2)发现, 在 4 个通道中, 来自通道 B 的轨迹数最多, 其次是通道 A 和 C, 通道 E 的轨迹数最少。从各通道的比湿和水汽通量贡献率来看, 也是通道 B 的贡献最大, 占到总贡献率的 50% 左右, 其次是通道 A 和 C, 但各通道比湿的贡献率与水汽通量的贡献率并不相同, 通道 A 和 B 的水汽通量贡献率较比湿贡献率大, 通道 C 则刚好相反, 根据水汽通量的计算方法, 说明来自孟加拉湾的西南风比南海北上的偏南风要强。综合 A、B 和 C 三个通道看, 本阶段水汽主要来自孟加拉湾, 其次是南海。通道 E 由于来自高纬内陆, 其比湿和水汽通量贡献率非常小。从  $\theta_{se}$  可看出通道 A、B 和 C 具有暖湿的特点( $\theta_{se}$  大), 而通道 E 则为干冷( $\theta_{se}$  小)。

第二阶段(6月25日20时至28日20时)模拟共得到轨迹702条(图6a), 经过聚类, 此阶段的水

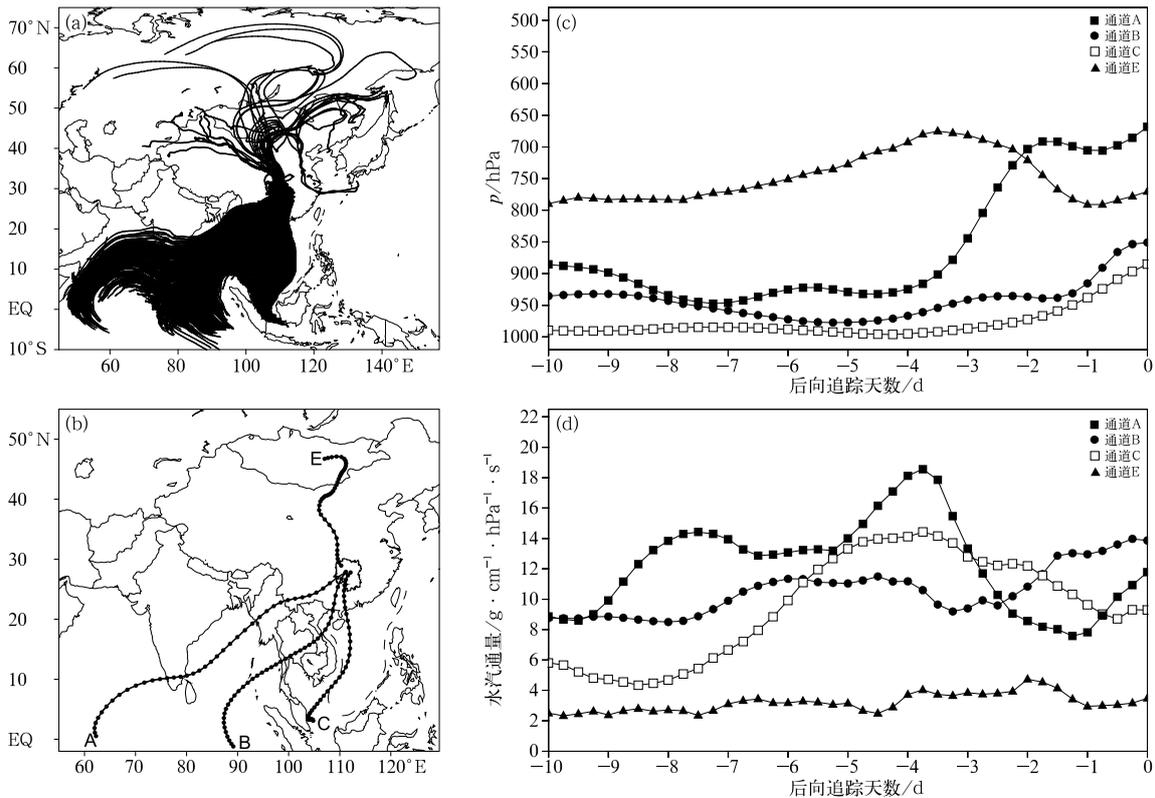


图 5 降水第一阶段的轨迹(a), 水汽通道空间分布(b), 水汽通道的高度变化(c) 以及水汽通道的水汽通量变化(d)  
(横坐标表示后向追踪的天数)

Fig. 5 Trajectories of rainfall in Stage One (a), the spatial distribution of water vapor passages (b), change in height of vapor passage (c) and change of vapor flux of vapor passage (d)  
(X axis is the number of days tracked back)

表 2 三个阶段各通道轨迹总数、比湿和水汽通量贡献率以及假相当位温

Table 2 The total number of trajectories, contribution of specific humidity and water vapor flux from vapor passages to three stages of rainfall and potential pseudo-equivalent temperature

阶段	物理量	孟加拉湾通道 A	孟加拉湾-南海通道 B	南海通道 C	西太平洋-南海通道 D	北方通道 E
第一阶段	轨迹总数/条	192	301	172		37
	比湿贡献率/%	21.20	47.75	27.22		3.83
	水汽通量贡献率/%	27.71	51.14	19.57		1.58
	假相当位温/K	349	351	348		339
第二阶段	轨迹总数/条	182	344	176		
	比湿贡献率/%	19.93	53.44	26.63		
	水汽通量贡献率/%	38.00	50.36	11.64		
	假相当位温/K	346	346	342		
第三阶段	轨迹总数/条	385	334	343	136	26
	比湿贡献率/%	22.86	31.03	31.71	13.12	1.28
	水汽通量贡献率/%	29.87	28.95	24.61	16.06	0.51
	假相当位温/K	343	346	346	347	338

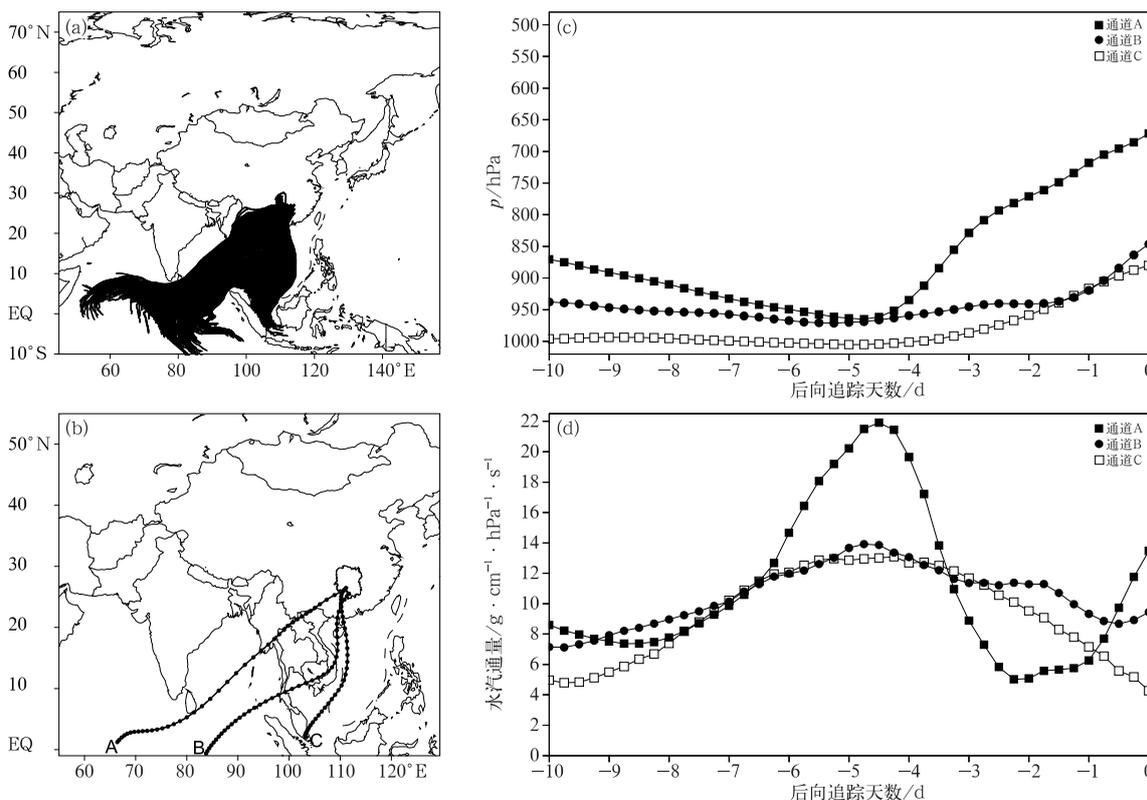


图 6 同图 5, 但为降水第二阶段  
Fig. 6 Same as Fig. 5, but for rainfall in Stage Two

汽来源有 3 条通道(图 6b):第一条是孟加拉湾通道(通道 A),由索马里越赤道急流和 70°~80°E 的印度洋中部越赤道气流汇合而成,经孟加拉湾从我国西南地区进入暴雨区;第二条是孟加拉湾-南海通道(通道 B),来源于印度洋 80°~100°E 的越赤道气流,水汽先后经孟加拉湾南部、泰国湾、中南半岛进

入南海北部,再从华南登陆往暴雨区输送;第三条是南海通道(通道 C),路径与第一阶段相同,而通道 A 和 B 的路径较第一阶段的位置偏南。

从水汽通道的高度变化(图 6c)可见,3 条通道均来源于低纬热带洋面,它们的高度变化以及水汽输送的高度均与第一阶段相同。从水汽通量的空间

变化看(图 6d),通道 A 在孟加拉湾时水汽通量有一个陡增的过程,在翻越横断山脉和云贵高原时又陡降,但在进入湖南暴雨区前水汽通量又缓慢增加,可能与西南气流加强有关。通道 B 呈现出多波动的特点,与其所经过的下垫面复杂有关。通道 C 呈现出先增后减的变化。

比较各通道最终位置的物理量(表 2)发现,来自通道 B 的轨迹数最多,其次是通道 A 和 C。从各通道的比湿和水汽通量贡献率来看,通道 B 的贡献率占到了 50% 以上,其次是通道 A 和 C,但两个通道比湿的贡献率与水汽通量的贡献率并不相同,通道 A 的水汽通量贡献率比水汽贡献率大了 1 倍,说明在临近暴雨区时西南气流有加强的趋势,通道 C 二者的变化刚好相反。综合 3 个通道看,与第一阶段类似,本阶段水汽主要来自孟加拉湾,其次是南海。从  $\theta_{sc}$  可看出 3 个通道均具有暖湿的特点。

第三阶段(6 月 28 日 20 时至 7 月 2 日 20 时)模拟共得到轨迹 1224 条(图 7a),经过聚类,此阶段的水汽来源有 5 条通道(图 7b);其中通道 A(孟加拉湾通道)、通道 B(孟加拉湾—南海通道)和通道 C(南海通道)的路径与第一、二阶段的 3 条通道基本

相同,但通道 A 和 B 的路径较第一阶段进一步南移。第四条通道是西太平洋—南海通道,水汽由赤道西太平洋穿越菲律宾后进入南海,再北上从华南登陆输入暴雨区;第五条通道是北方通道,由来自蒙古和西伯利亚的偏北风冷空气输送。

从水汽通道的高度变化(图 7c)可见,源于低纬热带洋面的通道 A、B、C 和 D 在登陆前高度均在 850 hPa 以下,登陆后均有不同程度的抬升,与前面两个阶段类似,通道 A 在登陆后高度抬升更明显,其水汽主要输送至 700 hPa 附近,而通道 B、C 和 D 的水汽主要输送至 850 hPa 及以下。通道 E 为来自于 500 hPa 的对流层中层冷空气,由北方南下过程中逐渐下沉侵入暴雨区。从水汽通量的变化看(图 7d),受登陆地形影响,通道 A 的水汽通量也有一个陡增和陡降的过程,进入湖南暴雨区前又缓慢增加。通道 B 和 C 的空间变化较小,相对稳定,而通道 D 在进入南海后呈现持续增大的趋势,通道 E 的水汽通量较弱,其主要作用也是抬升暖湿气流,加强大气斜压性。

比较各通道最终位置的物理量(表 2)发现,通道 A、B 和 C 的轨迹数基本相同,通道 A 略多,通道

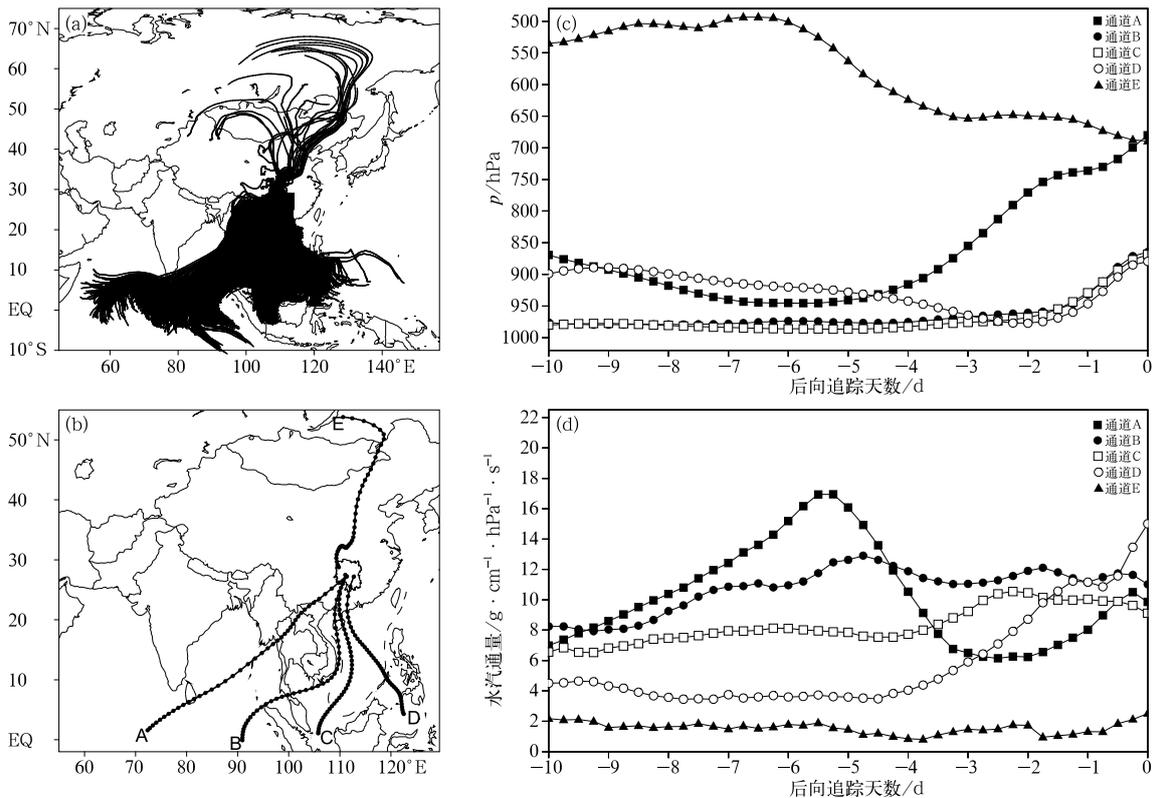


图 7 同图 5, 但为降水第三阶段

Fig. 7 Same as Fig. 5, but for rainfall in Stage Three

D 的轨迹数约占 10%，通道 E 最少。从各通道的比湿和水汽通量贡献率来看，虽然来自孟加拉湾(通道 A、B)的比湿和水汽通量贡献率仍占主要部分，但与第一、二阶段相比，来自南海和西太平洋(通道 C 和 D)的贡献率明显增大(40%以上)，如果加上通道 B 经过南海时的水汽汇入，可能两个区域的水汽各占一半。田红等(2004)曾指出，夏季中国大陆水汽输送的三条主要水汽通道为西南通道、南海通道和东南通道，分别体现了南亚季风、南海季风和副热带季风对中国夏季降水的影响，就此次过程而言，虽然仍是此三条通道，但在不同的降雨阶段，各通道的水汽贡献率不同，说明在相对稳定的大尺度环流背景下，天气系统配置关系的细微变化对水汽来源有较大的影响。

### 5 区域水汽收支

为了定量分析此次持续强降雨过程 3 个阶段暴雨区内水汽的具体输送和收支状况，下面通过覆盖 3 个阶段主要降雨区的三个区域(图 8 所示)，分别分析暴雨区的边界水汽流入和区域水汽收支。

由图可看出，3 个阶段边界水汽通量的相同特点。一是区域的南边界是最主要的水汽输入边界，其次是西边界，而北边界和东边界是水汽的流出边界，从上文的轨迹分析也可以知道，水汽主要是经我国西南地区和华南流入暴雨区。二是区域内均有正的水汽收入，即暴雨区是水汽辐合区。具体从西边

界和南边界的输入情况看，不同降水阶段，水汽输送通道的不同和位置变化以及低空急流的强弱决定了边界水汽输入的差异，第二阶段西边界的水汽输入在 3 个阶段中最多(图 8b)，从表 2 可看出，3 个阶段中第二阶段来自孟加拉湾通道的水汽通量贡献率最大(38%)，而第三阶段西边界的水汽输入最少(图 8c)，这与第三阶段水汽输送通道 A 较第一、二阶段明显南移，导致西边界水汽输入减少、南边界增多有关。第二阶段由于低空急流减弱南退(图 3)，导致南边界的水汽输入在 3 个阶段中最少，第三阶段南边界的输入最大，原因除了第三阶段水汽输送通道 A 和 B 南移，导致西边界水汽输入减少，南边界增多外，还与该阶段来自南海和西太平洋的水汽增多有关。从区域总的水汽收入看，第一阶段和第三阶段净的水汽收入最多，第二阶段最少，这也反映了 3 个阶段降雨的强弱。

图 9 为 3 个阶段时间和区域平均的水汽收支垂直分布，从图 9 以及整层水汽收支(表 3)可得到如下结论：(1)在水汽收支方程[式(4)]左边三项中，水汽局地变化项与另两项相比小一个量级，在区域水汽收支中的影响几乎可忽略不计。(2)水汽散度项在低层均为辐合，高层转为辐散，水汽的辐合区主要位于 700 hPa 以下各层，700 hPa 以上辐合明显减弱并逐渐转为辐散，辐合区伸展的高度第一、三阶段高于第二阶段。(3)水汽的垂直输送项中高层均为负值，说明中高层得到低层输送来的水汽，因而水汽在中高层积累和凝结从而有利于降水的发生。在低

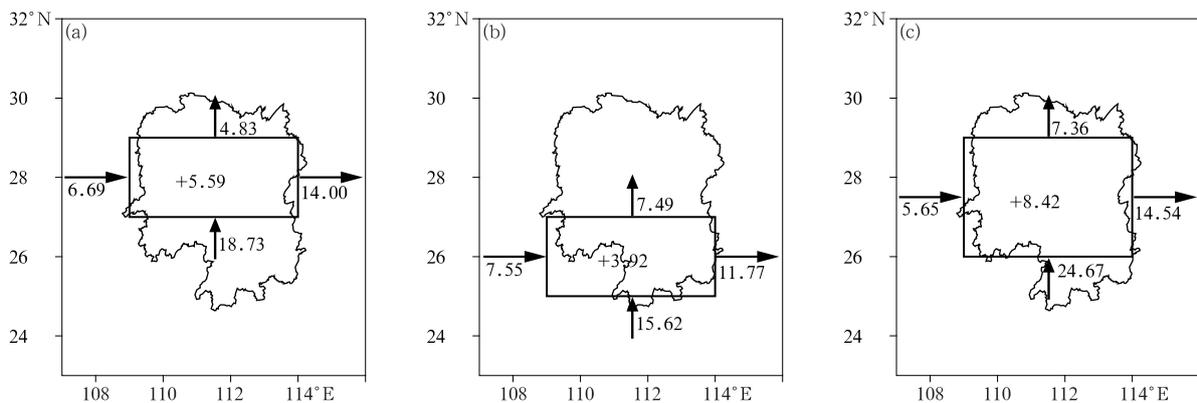


图 8 第一阶段(a),第二阶段(b),第三阶段(c)降雨的垂直积分通过各边界的平均水汽通量(单位: $10^7 \text{ kg} \cdot \text{s}^{-1}$ )

Fig. 8 The vertically integrated average water vapor flux on the boundaries of the three stages of rainfall (unit:  $10^7 \text{ kg} \cdot \text{s}^{-1}$ )  
(a) Stage One, (b) Stage Two, (c) Stage Three

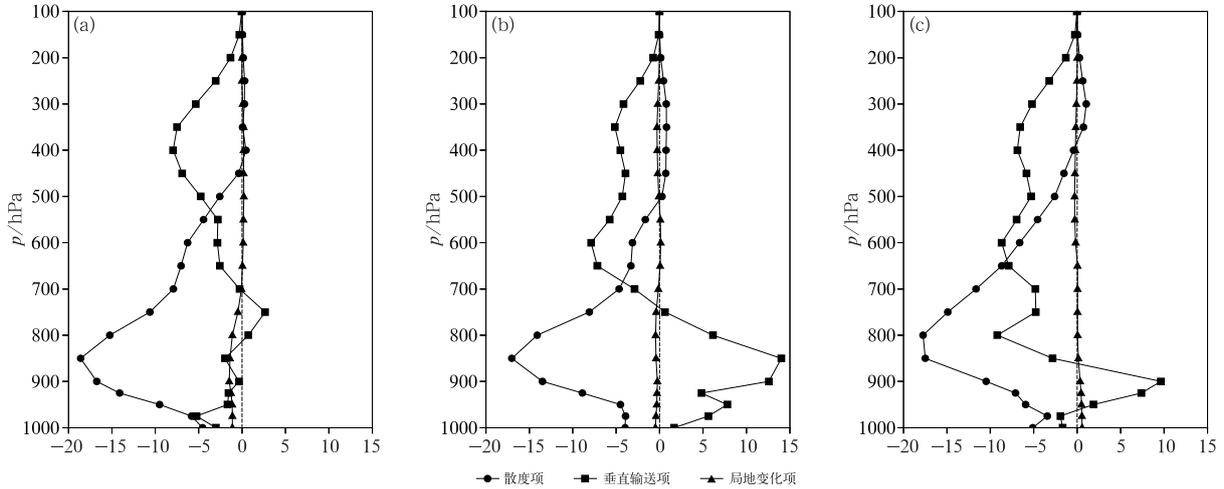


图 9 第一阶段(a),第二阶段(b),第三阶段(c)的时间及区域平均的水汽收支垂直廓线(单位: $10^{-8} \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ )

Fig.9 The temporal and region-averaged profiles of moisture budgets to three stages of rainfall (unit:  $10^{-8} \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ )  
(a) Stage One, (b) Stage Two, (c) Stage Three

表 3 降雨各阶段时间平均的区域整层水汽收支(单位: $10^{-4} \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$ )

Table 3 The whole-layer water vapor budget in the time-averaged stages of rainfall (unit:  $10^{-4} \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$ )

阶段	散度项	局地变化项	垂直输送项	整层水汽辐合
第一阶段	-5.41	-0.31	-2.61	-8.33
第二阶段	-3.40	-0.21	-0.72	-4.33
第三阶段	-5.13	-0.01	-3.64	-8.78

层,第一和第三阶段为弱的辐合辐散交替,第二阶段低层为辐散。(4)从表 3 可看出,整层水汽辐合主要来源于散度项和垂直输送项,贡献率散度项大于垂直输送项,从高度分布看,散度项对水汽的辐合主要在低层,而垂直输送项对水汽的辐合主要在中高层,说明水汽以水平水汽通量辐合的形式在暴雨区上空低层大量汇聚,再由强烈的垂直上升运动输送至对流层中高层。(5)强降水对应强水汽辐合和较大的水汽垂直输送(第一、三阶段整层水汽辐合和水汽垂直输送较第二阶段强,降雨也强)。

水汽收支分析表明,在相对稳定的环流背景下,暴雨区有持续不断的水汽输入并在暴雨区辐合抬升,有利降雨的持续发生,从而导致较大的累积降雨量和大范围洪涝的发生。

## 6 结 论

本文在分析了发生在 2017 年 6 月下旬到 7 月

初的湖南罕见持续性暴雨天气过程的雨情特点和环流背景的基础上,首先通过水汽通量流函数和势函数的计算,分析了此次过程的大尺度水汽输送特征,然后利用轨迹模式 HYSPLIT 分阶段定量分析了暴雨区的水汽输送特征,最后讨论了各阶段区域内的水汽收支情况。研究的主要结果如下:

(1) 持续性暴雨的发生发展和维持是各影响系统有效配置和稳定维持的结果,500 hPa 冷槽和副高在过程期间稳定少动,低层切变线稳定维持,北方冷空气沿冷槽后部偏北气流向南扩散,与副高西北侧暖湿气流长时间交汇于湖南,导致持续性暴雨的发生发展,低空急流的演变和进退不但影响暴雨落区,也影响暴雨的强度。

(2) 过程期间我国江南地区是全球最主要的水汽汇集区,西南季风和南海夏季风输送是暴雨区水汽的主要来源,说明持续性暴雨是与全球范围的水汽输送和水汽辐合相联系的。

(3) 水汽输送在不同阶段有不同的通道,但主

要通道有三条:①索马里越赤道急流经孟加拉湾从我国西南地区输入暴雨区;②印度洋中东部越赤道气流经孟加拉湾南部和南海北部输入暴雨区;③南半球越赤道气流自南海南部一路北上输入暴雨区,第三阶段还有一支水汽由赤道西太平洋穿越菲律宾进入南海后再北上输入暴雨区。第一、二阶段的水汽输送主要来自孟加拉湾,其次是南海,第三阶段孟加拉湾和南海(包括西太平洋)的水汽输送各占50%。受地形影响,孟加拉湾通道的水汽主要输送至暴雨区700 hPa,其他来自低纬洋面的通道水汽主要输送至850 hPa及以下各层。

(4)暴雨区水汽输入主要来自南边界和西边界,但各边界在不同阶段的输入强度不同,水汽主要由低层输入暴雨区后,以水平水汽通量辐合的形式在暴雨区上空低层大量汇聚,经由强烈的垂直上升运动输送至对流层中高层积累和凝结,从而导致降水的产生。边界的水汽输入越大,区域内水汽辐合越强,降雨也就越强。

## 参考文献

- 鲍名,2007.近50年我国持续性暴雨的统计分析及其大尺度环流背景[J].大气科学,31(5):779-792. Bao M,2007. The statistical analysis of the persistent heavy rain in the last 50 years over China and their backgrounds on the large scale circulation[J]. Chin J Atmos Sci,31(5):779-792(in Chinese).
- 毕宝贵,矫海燕,廖要明,等.2004.2003年淮河流域大洪水的雨情、水情特征分析[J].应用气象学报,15(6):681-687. Bi B G, Jiao M Y, Liao Y M, et al,2004. Analysis of precipitation and river flow in the Huaihe River basins during the summer of 2003[J]. J Appl Meteor Sci,15(6):681-687(in Chinese).
- 陈文,杨修群,黄荣辉,等.2013.中国南方洪涝和持续性暴雨的气候背景[M].北京:气象出版社;1. Chen W, Yang X Q, Huang R H, et al,2013. Climate Background of Floods and Persistent Heavy Rains in Southern China[M]. Beijing: China Meteorological Press;1(in Chinese).
- 丁一汇,1989.天气动力学中的诊断分析方法[M].北京:科学出版社,293. Ding Y H,1989. Diagnostic Analysis Method in Synoptic Dynamics[M]. Beijing: China Science Press;293(in Chinese).
- 丁一汇,1993.1991年江淮流域持续性特大暴雨研究[M].北京:气象出版社,254-255. Ding Y H,1993. Study on Persistent Heavy Rain in the Yangtze-Huaihe River Basin[M]. Beijing: China Meteorological Press;254-255(in Chinese).
- 丁一汇,1994.暴雨和中尺度气象学问题[J].气象学报,52(3):274-284. Ding Y H,1994. Some aspects of rainstorm and meso-scale meteorology[J]. Acta Meteor Sin,52(3):274-284(in Chinese).
- 丁一汇,2005.高等天气学[M].北京:气象出版社,423-453. Ding Y H,2005. Advanced Synoptic Meteorology[M]. Beijing: China Meteorological Press;423-453(in Chinese).
- 符娇兰,马学款,陈涛,等.2017.“16·7”华北极端强降雨特征及天气学成因分析[J].气象,43(5):528-539. Fu J L, Ma X K, Chen T, et al,2017. Characteristics and synoptic mechanism of the July 2016 extreme precipitation event in North China[J]. Meteor Mon,43(5):528-539(in Chinese).
- 黄荣辉,陈栋,刘永.2012.中国长江流域洪涝灾害和持续性暴雨的发生特征及成因[J].成都信息工程学院学报,27(1):1-19. Huang R H, Chen D, Liu Y,2012. Characteristics and causes of the occurrence of flooding disaster and persistent heavy rainfall in the Yangtze River Valley of China[J]. J Chengdu Univer Inform Technol,27(1):1-19(in Chinese).
- 黄忠,吴乃庚,冯业荣,等.2008.2007年6月粤东持续性暴雨的成因分析[J].气象,34(4):53-60. Huang Z, Wu N G, Feng Y R, et al,2008. Causality analysis of the continuous heavy rain in eastern Guangdong in June 2007[J]. Meteor Mon,34(4):53-60(in Chinese).
- 江志红,梁卓然,刘征宇,等.2011.2007年淮河流域强降水过程的水汽输送特征分析[J].大气科学,35(2):361-372. Jiang Z H, Liang Z R, Liu Z Y, et al,2011. A diagnostic study of water vapor transport and budget during heavy precipitation over the Huaihe River Basin in 2007[J]. Chin J Atmos Sci,35(2):361-372(in Chinese).
- 康志明,2004.2003年淮河流域持续性大暴雨的水汽输送分析[J].气象,30(2):20-24. Kang Z M,2004. Analysis of moisture transfer associated with sustained heavy rain in 2003 over Jianghuai Valley[J]. Meteor Mon,30(2):20-24(in Chinese).
- 李莹,原文杰,徐倩倩,等.2017.华南前汛期降水异常年水汽输送特征分析[J].高原气象,36(2):501-509. Li Y, Yuan W J, Xu Q Q, et al,2017. Water vapor transportation characteristics in pre-rainy season precipitation anomaly of South China[J]. Plateau Meteor,36(2):501-509(in Chinese).
- 林爱兰,谷德军,李春晖,等.2015.广东6月持续性暴雨期间的大气环流异常[J].气象学报,73(5):803-818. Lin A L, Gu D J, Li C H, et al,2015. Anomalous atmospheric circulation characteristics of the sustained torrential rainfall over Guangdong in June[J]. Acta Meteor Sin,73(5):803-818(in Chinese).
- 林育春,韦统健,江敦春,等.1991.天气学实验与诊断分析[M].南京:南京大学出版社,100-104. Lin Y C, Wei T J, Jiang D C, et al,1991. Synoptic Experiment and Diagnostic Analysis[M]. Nanjing: Nanjing University Press;100-104(in Chinese).
- 苗长明,丁一汇,郭品文,等.2015.水汽输送与江南南部初夏雨季及降水变化的联系[J].气象学报,73(1):72-83. Miao C M, Ding Y H, Guo P W, et al,2015. Linkage of the water vapor transport distribution with the rainy season and its precipitation in the southern regions south of the Yangtze River during the early summer[J]. Acta Meteor Sin,73(1):72-83(in Chinese).
- 苗秋菊,徐祥德,施小英.2004.青藏高原周边异常多雨中心及其水汽输送通道[J].气象,30(12):44-46. Miao Q J, Xu X D, Shi X Y, 2004. Water vapor transport structure of anomalous rainy

- centers in the ambient area of Tibetan Plateau[J]. Meteor Mon, 30(12):44-46(in Chinese).
- 潘志祥, 宁迈进, 1999. 1998 年洞庭湖流域特大暴雨的雨水情分析[J]. 气象, 25(9):11-14. Pan Z X, Ning M J, 1999. Analysis of the rainwater condition of the heavy torrential rain in the Dongtinghu Basin in 1998[J]. Meteor Mon, 25(9):11-14(in Chinese).
- 田红, 郭品文, 陆维松, 2004. 中国夏季降水的水汽通道特征及其影响因素分析[J]. 热带气象学报, 20(4):401-408. Tian H, Guo P W, Lu W S, 2004. Characteristics of vapor inflow corridors related to summer rainfall in China and impact factors[J]. J Trop Meteor, 20(4):401-408(in Chinese).
- 万玉明, 梅修宁, 周雨华, 1999. 1998 年汛期长江流域洪灾中期天气过程分析[J]. 气象, 25(9):24-30. Wan Y M, Mei X N, Zhou Y H, 1999. The medium-range process analysis of the flood disasters in the Yangtze River Basin in 1998 flood season[J]. Meteor Mon, 25(9):24-30(in Chinese).
- 汪汇洁, 孙建华, 卫捷, 等, 2014. 近 30 年我国南方区域持续性暴雨过程的分类研究[J]. 气候与环境研究, 19(6):713-725. Wang H J, Sun J H, Wei J, et al, 2014. Classification of persistent heavy rainfall events over southern China during recent 30 years[J]. Climatic Environ Res, 19(6):713-725(in Chinese).
- 王佳津, 王春学, 陈朝平, 等, 2015. 基于 HYSPLIT4 的一次四川盆地夏季暴雨水汽路径和源地分析[J]. 气象, 41(11):1315-1327. Wang J J, Wang C X, Chen C P, et al, 2015. Analysis of a summer rainstorm water vapor paths and sources in Sichuan Basin based on HYSPLIT4 model[J]. Meteor Mon, 41(11):1315-1327(in Chinese).
- 王晓芳, 徐明, 闵爱荣, 等, 2010. 2010 年 5 月我国南方持续性暴雨过程分析[J]. 暴雨灾害, 29(2):193-199. Wang X F, Xu M, Min A R, et al, 2010. Analysis of precipitation and affecting systems features on persistent heavy rain in South China in May[J]. Torr Rain Dis, 29(2):193-199(in Chinese).
- 叶成志, 李昀英, 黎祖贤, 2009. 两次严重影响湖南的登陆台风水汽场特征数值模拟[J]. 高原气象, 28(1):98-107. Ye C Z, Li Y Y, Li Z X, 2009. Numerical study on the water vapor transports of the two landfalling cyclones affecting Hunan Province[J]. Plateau Meteor, 28(1):98-107(in Chinese).
- 赵璐, 汤燕冰, 高坤, 2017. 江南地区持续性暴雨过程的月内环流异常和形成机制分析[J]. 热带气象学报, 33(4):548-557. Zhao L, Tang Y B, Gao K, 2017. An analysis on global circulation anomalies and forming mechanism in the preceding month of persistent heavy rainfall events over the south of Yangtze River valley[J]. J Trop Meteor, 33(4):548-557(in Chinese).
- 周长艳, 李跃清, 李薇, 等, 2005. 青藏高原东部及邻近地区水汽输送的气候特征[J]. 高原气象, 24(6):880-888. Zhou C Y, Li Y Q, Li W, et al, 2005. Climatological characteristics of water vapor transport over eastern part of Qinghai-Xizang Plateau and its surroundings[J]. Plateau Meteor, 24(6):880-888(in Chinese).
- 周玉淑, 高守亭, 邓国, 2005. 江淮流域 2003 年强梅雨期的水汽输送特征分析[J]. 大气科学, 29(2):195-204. Zhou Y S, Gao S T, Deng G, 2005. A diagnostic study of water vapor transport and budget during heavy precipitation over the Changjiang River and the Huaihe River Basins in 2003[J]. Chin J Atmos Sci, 29(2):195-204(in Chinese).
- Draxler R R, Hess G D, 1998. An overview of the HYSPLIT\_4 modeling system for trajectories, dispersion and deposition[J]. Australian Meteorological Magazine, 47:295-308.
- Tao S Y, Chen L X, 1987. A review of recent research on the East Asian summer monsoon in China[M]// Monsoon Meteorology. Oxford: Oxford University Press;60-92.