

# 拉格朗日方法诊断 2007 年 7 月中国东部系列极端降水的水汽输送路径及其可能蒸发源区<sup>\*</sup>

陈 斌 徐祥德 施晓晖  
CHEN Bin XU Xiangde SHI Xiaohui

中国气象科学研究院灾害天气国家重点实验室,北京,100081

*State Key Laboratory of Severe Weather, Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing 100081, China*

2009-09-27 收稿, 2011-06-14 改回.

**Chen Bin, Xu Xiangde, Shi Xiaohui. 2011. Estimating the water vapor transport pathways and associated sources of water vapor for the extreme rainfall event over east of China in July 2007 using the Lagrangian method. *Acta Meteorologica Sinica*, 69(5):810-818**

**Abstract** In July 2007, a series of extreme precipitation events occurred over the middle and eastern parts of China, which caused the devastating flooding and considerable infrastructure damage and swept off many people. Based on the particle dispersion transport model FLEXPART, which is driven by the meteorological fields provided by the NCEP/NCAR analysis data and the outputs of the Weather Research and Forecasting (WRF) Model respectively, a very large number of particles (air parcels) trajectories were tracked backward. It initialized in a dense three-dimensional grid array located over the extreme rainfall region and was followed by determining the transport pathways of the moisture according to the precipitation during the event. As well the possible evaporative sources of the precipitation falling over the eastern part of China and their quantitative contributions were investigated. The ten days back-tracking analysis results show that this event was initially related with the transport of subtropical continental and tropical ocean moisture. During the process of transport, every air parcel might experience several periods of evaporation-precipitation in which it was significantly influenced by the combined action of the strong orographic enhancement of the Tibetan Plateau and the barrier of subtropical high pressure. Although the evaporation source was distributed over large parts of the areas, the major contribution to the precipitation is over the subtropical continent, including especially the Indian Peninsula, Myanmar and Sichuan and Yunnan Provinces over the southwestern part of China (approximately 40%). This indicates that the abnormal soil moisture over the upstream areas provides with a good indication for the extreme precipitation.

**Key words** Lagrangian method, Extreme rainfall, Vapor transport pathway, Evaporative source

**摘 要** 以 2007 年 7 月中、下旬中国中东部地区系列极端降水为研究对象,分别以 NCEP/NCAR 分析资料和中尺度气象模式(WRF)模拟输出驱动拉格朗日三维粒子输送模式(FLEXPART),通过对极端降水有贡献的大气粒子群(气块)的后向轨迹,诊断了极端降水事件的水汽输送路径及其可能蒸发源区,并定量估算了不同水汽源区对降水事件的相对贡献大小。结果表明,极端降水事件的水汽输送可以向上游追溯到阿拉伯海和西亚地区,青藏高原的地形和副热带高压对水汽输送路径具有重要影响。源于热带和副热带低纬度地区的气块在到达降水区域之前,经历了多次的降水和蒸发过程,其中,阿拉伯海、印度半岛、孟加拉湾、中南半岛的缅甸以及中国西南部的川、滇等地区都是水汽的蒸发源区,上述所有源区为极端降水事件贡献了约 80%的水汽。但是,不同水汽源区的相对贡献计算结果发现,陆地蒸发对水汽贡献相对重要,尤其是中南半岛的缅甸、中国的川、滇等地区的地表前期蒸发对这次极端降水的贡献超过了 40%,这表明上游地区前期的土壤湿度异常可能对极端降水的

<sup>\*</sup> 资助课题:国家自然科学基金项目(41105027)、公益性气象行业专项科研基金(GYHY201006009、GYHY201006053)、中国博士后科学基金面上项目(20110490488)。

作者简介:陈斌,主要从事大气环境变化与气候效应研究。E-mail:chenbin@cma.cma.gov.cn

发生具有重要的指示意义。

**关键词** 拉格朗日方法, 极端降水, 水汽输送路径, 蒸发源区

**中图法分类号** P458.1

## 1 引言

极端降水事件是重大自然灾害产生的主要诱因之一。研究特定地区降水事件的水汽源区及其相关的水汽输送过程,揭示大气水循环的机理,是大气水分循环研究的一个重要课题(Ralph, et al, 2006),对于指导区域水资源管理、自然灾害预测预警等具有重要意义(Christensen, et al, 2003; Schär, et al, 2004)。然而,大气中的水汽源有多种,如局地的地表蒸发(夏季的雷暴)、降水下落中的水汽再蒸发过程以及远距离(甚至几千千米)地表蒸发后的水汽输送等。尽管在全球和大陆尺度上的水分循环过程研究已经取得明显进展,揭示出了一些大陆或部分区域尺度水分循环的基本事实,然而,对于区域水汽的输送路径及区域降水的水汽源-汇关系的定性及定量分析还有待于更深入的研究。确定极端降水事件的水汽输送过程及其源区一直以来是一个很有意义却又难以解决的问题。

针对该问题的研究,已经提出了一些方法。其中,相对精确的方法就是同位素分析法(Longinelli, et al, 2003; Moody, et al, 1988; Werner, et al, 2001)。然而,由于样品采样需要耗费大量人力物力限制了其广泛应用。另外,利用大气数值模式作为工具,通过敏感性试验,也可研究特定区域水汽蒸发的多寡对其他区域降水的影响(Koster, et al, 1986; Bosilovich, et al, 2002, 2003),虽然也得到了一些有价值的结果,但这些结论的真实性往往取决于大气模式对水循环过程模拟的精确性。目前,模式对水循环过程模拟能力还有待进一步的提高和完善,且此方法只能对事先假定的水汽源区进行评估。也有一些研究利用模式输出结果或再分析资料,分析水汽通量的垂直积分来确定大气中水汽输送(Xu, et al, 2003)。由于大气风场随时间往往具有瞬时变化特征,水汽通量随着时间变化往往也具有瞬变特征,因此,利用这种方法只能给出一个相对简单的水汽输送路径,有时甚至可能得出错误的结论(Stohl, et al, 2004)。

近年来,基于拉格朗日框架下发展的轨迹分析方法为水汽输送过程研究提供了一个很好的技术途径。和欧拉体系的分析方法比较而言,拉格朗日方法的主要优势在于它可以追踪事先定义的气块集合的运动轨迹,对其轨迹过程中水汽平衡的研究有可能揭示出水汽的源汇区。Wernli 等(1997)首先提出,可以通过追踪方法确定气块在大气中的输送过程,近似认为气块比湿的改变只是由于蒸发和降水过程引起,进而可确定水汽输送过程。在此方法的基础上,尤其是针对极端降水事件,Reale 等(2001)和 James 等(2004)分别估算了发生在 1998 年地中海西部和 2002 年欧洲的一次极端降水事件的水汽源。这些研究表明了拉格朗日方法应用于研究水汽输送源的可行性。最近,基于拉格朗日方法确定水汽输送路径及其源区的研究有了进一步的发展和应用(Nieto, et al, 2006, 2007),并可用来定量评估不同源区对降水的相对贡献(Sodemann, et al, 2006, 2008)。

2007 年 7 月中、下旬中国重庆、山东等地遭受暴雨袭击,其中,以重庆、济南等大城市受灾最为严重。7 月 16—20 日,重庆地区许多气象站降水均创有气象记录以来日降雨量的最大值。7 月 18—20 日,山东省出现大范围的强降雨过程,全省极端降水时段集中出现在 18 日 06 时(世界时,下同)至夜间,全省平均降水量为 62.2 mm。济南市区 09 时 20 分至 10 时 20 分 1 h 最大降雨量达到 151.0 mm,为 1958 年有小时降水量记录以来历史最大值。此次重庆、山东暴雨造成直接经济损失逾 40 亿元。

本文引入并发展基于拉格朗日降水的水汽源诊断分析技术,以这次极端降水为研究对象,分别以 NCEP/NCAR 再分析资料和中尺度气象模式(WRF)数值模拟输出结果,驱动拉格朗日三维粒子扩散-输送模式(FLEXPART),基于模式的“区域填塞”模拟方法,通过对极端降水有贡献的三维气块的后向轨迹追踪,诊断这次极端降水事件的水汽输送路径、可能蒸发源区,并定量估算不同水汽源区对降水事件的相对贡献,为揭示极端降水的形成过程和

机理提供依据。

## 2 模式、资料及方案设计

### 2.1 FLEXPART 模式、资料及模拟方案设计

近年来,新一代的拉格朗日轨迹扩散模式 FLEXPART 被广泛应用于大气水分循环领域研究 (Stohl, et al, 2004, 2005, 2008)。为了考察暴雨过程发生前后大气总体的输送过程,本文采用“区域堵塞”技术,即将所要研究的整个三维区域大气划分为足够多的空气块 ( $10^5-10^7$ ),在模式积分过程中记录每一气块的三维运动轨迹,进而实现对整个区域大气的输送和扩散过程的模拟。模拟积分过程中,粒子总数大致保持不变,在模拟的边界区域上,根据边界上物质通量的大小,粒子在流入边界上产生或消亡。模拟结果既可输出浓度场资料,亦可在轨迹模拟时候输出每个空气“气块”的空间三维位置,并根据气块的位置,通过再分析资料的空间插值获取每个气块运动过程中的其他物理信息,如位涡、比湿、温度、对流层顶高度、“气块”质量等。

为了验证需要,分别由 NCEP/NCAR 再分析资料和 WRF 模式输出结果作为 FLEXPART 模式输入。文中采用的 NCEP/NCAR 资料为 26 层,时空分辨率分别为 6 h 一次和  $1^\circ \times 1^\circ$ 。模拟研究区域为 ( $0^\circ-60^\circ\text{N}$ ,  $40^\circ-140^\circ\text{E}$ ),高度为地面向上 0—25 km。为了考察暴雨过程发生前后大气总体的输送过程,将模拟区域的三维大气模拟的初始化粒子个数取为  $8 \times 10^5$  个,数值模拟积分时间为 2007 年 7 月 9 日 00 时—21 日 00 时。所有气块的三维空间位置及比湿等信息作为模式结果每 3 h 输出一次。用 WRF 模拟输出结果作为 FLEXPART 的模式输入时,以 WRF 模式模拟的区域作为 FLEXPART 模式的边界,而其他设置和输出结果则保持不变。

### 2.2 WRF 模式模拟方案

利用 WRF 模式亦对 2007 年 7 月 10 日 20 时—20 日 00 时的天气过程进行了模拟。WRF 模式采用全可压、非静力方程和 Arakawa-C 格点,选用欧拉质量坐标,Runge-Kutta 的三阶时间积分方案,微物理过程运用 Ferrier 方案和 Kain-Fritsch 积云对流参数化方案,同时采用 MRF 边界层方案、Dudhia 短波辐射和 RRTM 长波辐射方案。同样,也选用  $1^\circ \times 1^\circ$  的 NCEP/NCAR 资料(时间间隔 6 h)作为初始场进行模拟。模式积分区域中心为  $28^\circ\text{N}$ ,

$95^\circ\text{E}$ ,网格点数为  $181 \times 121$ ,水平格距为 27 km,垂直方向分为 31 个不等距的  $\sigma$  层,时间积分步长 60 s,模拟结果每 3 h 输出一次。

## 3 计算方法

### 3.1 水汽蒸发源区的估算

在拉格朗日体系的大气行星边界层高度内,可近似认为,在确定的时间步长内地表蒸发和气块内降水过程是引起气块水汽含量变化的主要过程 (James, et al, 2004; Stohl, et al, 2004, 2005),其中,地表蒸发使水汽含量增加,而降水过程使气块水汽含量减少。对单位质量的气块则有

$$e - p = m \frac{\Delta q}{\Delta t} \quad (1)$$

式中, $e$ 、 $p$  分别为时间步长  $\Delta t$  内进入气块的地表蒸发和气块的降水量, $\Delta q$  为比湿变化。假定面积为  $A$  的整个三维空间区域大气由  $N$  个质量相对均匀的气块组成,每个气块的质量为  $m$ 。据式(1)可得到区域平均的水汽平衡方程

$$E - P = \frac{\sum_{i=1}^N m \frac{\Delta q}{\Delta t}}{A} \quad (2)$$

式中, $E$ 、 $P$  分别为面积平均的地表蒸发和降水量。值得注意的是,式(2)计算的是  $E - P$  整体,而不是分别单独计算  $E$  和  $P$ 。但在任意时刻,降水区域面积不超过全球面积的 6%,降水发生时降水量远远大于蒸发量,在很短的时间间隔内(如几个小时),蒸发和降水过程总是只有一个占据主导优势 (Trenberth, et al, 2003)。

如将某一时段划分为  $T$  个时间步长,可以由式(2)求得第  $i$  个时间步长内的地表蒸发  $E_i$  ( $i = 1, 2, 3, \dots, T$ ) 和降水  $P_i$  ( $i = 1, 2, 3, \dots, T$ )。则累积每个时间步长的蒸发和降水,可以估算该时段内的面积平均地表蒸发( $\bar{E}$ )和降水( $\bar{P}$ ),即

$$\bar{P} = \sum_{i=1}^T P_i \quad (3)$$

$$\bar{E} = \sum_{i=1}^T E_i \quad (4)$$

由于降水或蒸发过程的存在,实际的大气质量可能发生变化,将会导致式(3)计算结果和实际情况相比可能产生偏差,但和大气总质量比较而言,实际蒸发、降水量对气块质量的影响可以忽略不计。还需要指出的是,由于假定降水和蒸发不是同时发生

的,但实际情况可能不是这样,所以式(3)、(4)计算的蒸发和降水与实际相比会偏大。

对单个气块而言,依据式(1), $e - p > 0$  的位置表示气块中水汽含量的增加,可以认为是水汽的蒸发源区。利用拉格朗日粒子扩散模式模拟计算出所有气块的空间三维位置、比湿、密度、边界层高度等相关信息,利用式(4),可以估算区域水汽源的分布状况。需指出,水汽蒸发是发生在地表上的物理过程,因此,只有在大气边界层高度以下气块运动过程中水汽的增加才对水汽蒸发源区具有更实际的意义,相反地,如果气块水汽增加在边界层高度以上,那么可能是对流、降水的再蒸发、次网格的湍流通量、气块轨迹数值计算的误差等因素所致。

和欧拉诊断方法相比,拉格朗日方法不但能够诊断区域降水和蒸发,更重要的是能够追踪那些只对降水过程有重要贡献的目标气块,然后识别出目标气块水汽增加的地点,进而确定极端降水事件水汽蒸发源区。由于感兴趣的是确定特定目标区域(重庆、山东)极端降水事件的水汽蒸发源区,因此,并不需要对区域上所有的气块进行研究,只需追踪在降水时段内对产生降水过程有显著影响的气块轨迹,并对其进行分析。计算步骤为

(1)采用“区域填塞”技术,模拟整个区域三维大气所有气块的运动轨迹。沿着小空气块的轨迹,记录比湿及其他信息(边界层高度、位置等)变化。

(2)从时空上界定极端降水事件,选取对降水事件有影响的目标气块。

针对这次极端降水事件,气块的选取依据以下 4 个标准:(a)依据降水发生时间,确定选取气块的时间范围为:16 日 14 时至 19 日 00 时;(b)依据降水分布,确定降水目标区域为( $27^{\circ}$ — $35^{\circ}$ N,  $105^{\circ}$ — $120^{\circ}$ E);(c)粒子所在的网格降水大于 2 mm;(d)3 h 气块的比湿变化小于 0.001 kg/kg。以上的选取标准可能带有人为的随意性,但忽略掉了一些对降水影响相对小的气块,从而使目标粒子产生的降水小于实际降水。

(3)根据 FLEXPART 模式模拟结果,逐个追踪目标气块的后向轨迹。根据边界层高度以下气块水汽增加的位置,确定水汽的蒸发源区。

(4)沿着小空气块的后向轨迹继续判别水汽的其他蒸发源区,直到小空气块消失或者在风场驱动下超出了模式的模拟边界,这样沿着一条轨迹可能

确定多个水汽的蒸发源区。

(5)对所有目标小空气块,重复同样的过程。据式(5),计算所有目标气块的蒸发源,将区域蒸发源区分布网格化于  $1^{\circ} \times 1^{\circ}$  的网格上。

### 3.2 蒸发源区对降水的贡献率

在特定的降水事件发生之前,可能会经历多个蒸发和降水过程。由于粒子输送过程中降水的发生,最初的水汽源蒸发可能随着时间的推移对后来的降水贡献会越来越小。因此,目标区域的降水并不是前面所有蒸发源区蒸发量的简单累加。这里采用与 Sodeman 等(2006, 2008)类似的方法,在识别出了降水的所有蒸发源区以后,定量估算不同水汽源区对降水事件的水汽贡献率,计算步骤为

(1)假定从  $t_0$  到  $t_1$  时刻为地表蒸发时段, $q_0$ 、 $q_1$  分别表示  $t_0$  和  $t_1$  时刻气块的比湿。实际计算过程中,由于空气块质量不变,为了讨论方便,假定为单位质量空气块。

$$\Delta q = q_1 - q_0 \quad (q_1 > q_0) \quad (5)$$

$\Delta q_1$  对此时小空气块的水汽贡献为  $f_1 = \frac{\Delta q_1}{q_1}$ 。

(2)沿着小空气块的前向轨迹追踪,每次降水过程都使初始蒸发  $\Delta q_1$  在小空气块中发生变化。气块经过多次降水过程( $n$  个)后到达目标区域,设  $\Delta q_1$  经过  $t_{n-1}$  和  $t_n$  时刻后分别变为  $\Delta q_{n-1}$  和  $\Delta q_n$ ,假定  $t_{n-1}$  到  $t_n$  时刻降水量为  $\Delta p_n$ ,  $t_{n-1}$  时刻水汽含量为  $\Delta q_{n-1}$ ,则有

$$\Delta q_n = \Delta q_{n-1} \left( \frac{q_{n-1} + \Delta p_n}{q_{n-1}} \right) \quad (6)$$

显然,通过式(5)、(6)逐次迭代可以求得  $\Delta q_n$ 。

(3)计算  $t_0$  到  $t_1$  时刻的水汽蒸发  $\Delta q_1$  对  $n$  时刻的气块水汽的贡献百分比  $f_n$

$$f_n = \frac{\Delta q_n}{q_n} \times 100\% \quad (7)$$

(4)找出所有对降水有贡献的气块,根据式(7)逐个计算不同源区对降水的贡献率,即重复步骤(1)–(3)。

(5)根据各个目标气块在极端降水发生前后水汽含量的变化作为权重指标,确定每个气块的贡献权重。由于所有的气块具有相同的质量,这里选取降水的时段为 2007 年 7 月 16 日 14 时到 20 日 20 时,先结合气块质量和该气块在这两个时间点上的水汽含量差值,计算该气块降水量。对每个气块而言,分别除以总降水量,作为其对降水贡献的相对权重。

(6)综合所有气块则可以得到多个水汽蒸发源区对降水的总贡献率,并将所有目标气块对目标区域降水贡献率的空间离散信息插值到规则的经纬度 $1^{\circ}\times 1^{\circ}$ 网格上,以表征不同源区的相对贡献大小。

#### 4 方法检验

为比较方便,首先采用克里格插值方法将地面加密气象观测的降水资料插值到规则的 $1^{\circ}\times 1^{\circ}$ 网格点上。从2007年7月16日14时—20日20时的实际降水分布(图1)可以看出,此段时间的2次主要降水过程,即重庆地区特大暴雨、山东及其周边区域特大暴雨,尤以重庆地区的降水异常最为显著,区域平均降水量超过150 mm。实际观测资料表明,降水中心位于重庆合川站( $29.96^{\circ}\text{N}, 106.28^{\circ}\text{E}$ ),48 h降水总量为297 mm。在WRF模式和FLEXPART模式模拟的地表累积降水量分布(图2、3)上,有一个连续的降水区域位于( $27^{\circ}\text{--}35^{\circ}\text{N}, 105^{\circ}\text{--}120^{\circ}\text{E}$ ),此区域涵盖了所要研究的极端降水事件。最大降水中心位于( $37^{\circ}\text{N}, 115^{\circ}\text{E}$ )附近,70 mm等降水量线涵盖了 $114^{\circ}\text{--}116^{\circ}\text{E}$ ;而实况降水量分布图上降水最大值区域也呈现西南—东北向,模拟和实况的雨带伸展方向一致,二者累积降水量相当。虽然在降水具体数值上还存在一定的差异,但在降水的分布和量级上相差不大。此外,WRF模式模拟的位势高度场、流场、水平风场、温度场等与实况均较吻合(图

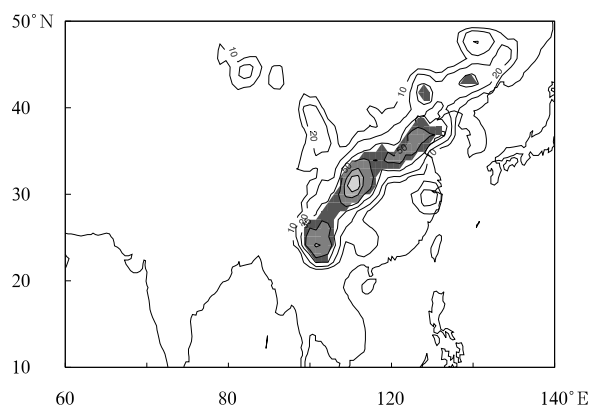


图1 观测的2007年7月14日14时—20日00时  
累计降水(阴影区表示大于40 mm的降水区)

Fig. 1 Accumulated precipitation  
observed in China from 14:00 UTC 14  
July to 00:00 UTC 20 July 2007  
(The shaded area indicates the precipitation  
more than 40 mm)

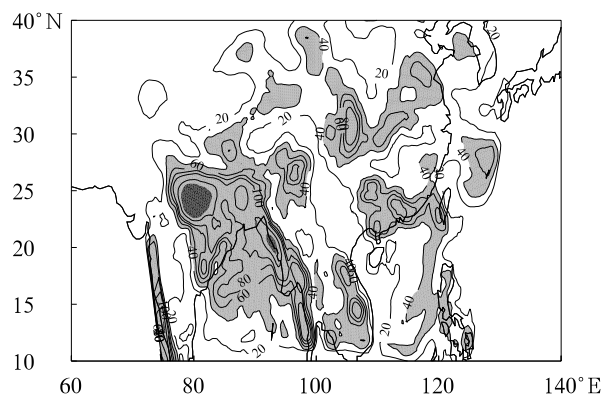


图2 同图1,但为WRF模式的模拟结果  
(阴影区大于40 mm,等值线间隔20 mm)

Fig. 2 As in Fig 1 but for the simulated  
by the WRF model

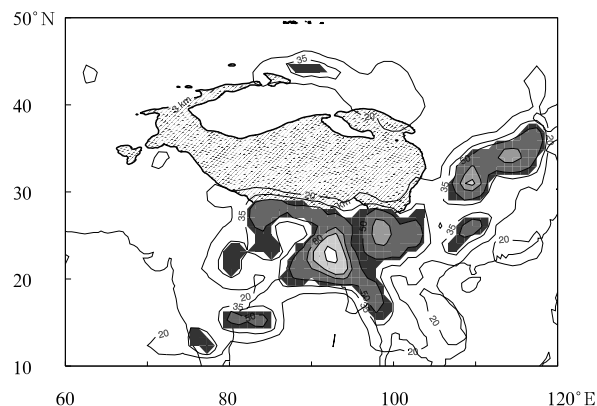


图3 同图1,但为FLEXPART模式模拟的诊断结果  
(阴影区表示大于40 mm的降水区域。

斜线阴影区表示3000 m高原地形)

Fig. 3 As in Fig 1 but for the diagnoses based  
on the outputs from the FLEXPART driven by the  
NCEP/NCAR analysis data  
(The oblique line shaded area indicates the region  
with the terrain elevation higher than 3000 m)

略),基本上可以推断出所用的拉格朗日方法诊断的计算结果具有较高的可信度。

#### 5 极端降水事件的水汽蒸发及其输送过程

##### 5.1 水汽输送路径

数值模拟积分时间为2007年7月9日00时—21日00时。图4a、b分别给出了7月9日03时到7月16日和19日00时目标粒子的后向轨迹。水汽轨迹图上的颜色表示 $\frac{\Delta q}{\Delta t}$ 的变化,以便于考察气块

运动过程中水汽收支情况。可见,本次极端降水产生影响的大多数气块可以追踪到西印度洋、甚至阿拉伯半岛地区。到达极端降水发生区域之前,气块大体上经历了多次的蒸发和降水过程,尤其是经过阿拉伯海和孟加拉湾的海洋上空时水汽含量分别有一次显著的增加过程,而对应于由海洋向陆地登陆时,在印度半岛和中南半岛有显著的降水过程。从图 4a 可以看出,7 月 16 日 00 时粒子主要到达了青藏高原南侧及其中南半岛。1 天以后,气块到达重庆地区,在 7 月 19 日 00 时(图 4d),粒子到达山东地区,这个过程也表明了雨区的移动。

一个有趣的现象是,虽然大多数的气块集中在中南半岛登陆,但并不是到达降水区域就产生降水。7 月 16 日 00 时粒子输送大体上沿着 3 个方向(图 4a),受到高原地形阻挡和抬升的影响,最北一支在

缅甸地区北上,穿过横断山脉到达青藏高原上空,中间一支直接被输送到中国的川、滇地区,南面一支在西风带作用下,穿过中南半岛直接到达中国的广西、海南一带。南支气流由于受到副热带高压西伸的影响而转向北输送,与同样受到大的环流形势影响的另外两支气流在 7 月 17 日开始(图 4b)汇合于高原东侧的四川、重庆等地区,产生极端降水。在随后的 2 天,气流继续北上,19 日到达山东及其周边地区,导致山东地区出现极端暴雨,气块轨迹输送大致反映出了雨区的移动。

从轨迹及其降水空间分布可以看出,气块的登陆过程中,在中南半岛和孟加拉湾交界处及其青藏高原南麓发生了极端降水过程。值得指出的是,此后的输送过程中,在中南半岛上有一次强蒸发过程,对此后的降水可能具有重要影响。

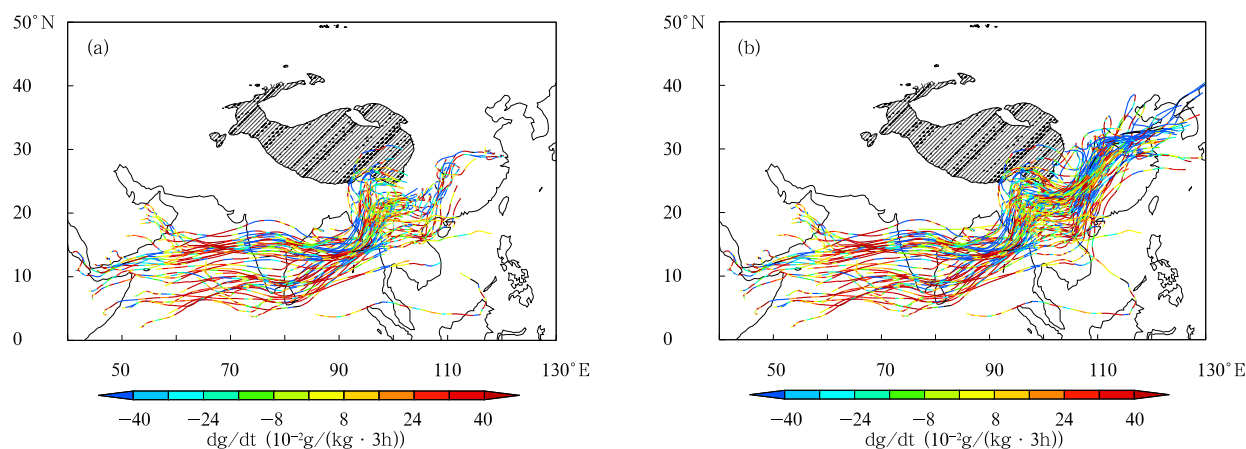


图 4 NCEP 作为输入气象场, FLEXPART 模式模拟的目标粒子的后向轨迹

(a. 7 月 9 日 03 时至 16 日 00 时, b. 7 月 9 日 03 时至 19 日 00 时。为了清晰起见, 每隔 50 条轨迹画 1 条, 轨迹颜色表示粒子运动过程中的比湿变化, 阴影区表示 3000 m 地形高度)

Fig. 4 Backward trajectories for the target air parcels arrived at the precipitation occurred region as simulated by the FLEXPART model

(The air parcels trajectories started from 03:00 UTC 9 to 00:00 UTC 16 July (a) and to 00:00 UTC 19 July (b).

For the sake of clear presentation, only one trajectory is selected for every 50 air parcels randomly.

Trajectory segments are color coded according to the associated change of specific humidity.

The oblique line shaded area indicates the region with the terrain elevation higher than 3000 m)

以上结果是直接利用 NCEP 资料作为输入驱动 FLEXPART 模式, 并对模式输出进行的分析。为了对结果进行比较检验, 利用 WRF 模式输出的气象场资料作同样设置下的模拟, 给出与图 4 类似的目标粒子的后向轨迹(图 5a、b)。虽然受 WRF 模式模拟区域的限制, 只给出了模拟范围内的后向轨迹输送, 但是比较图 4 和 5 可以看出, 不同输入资

料的模拟分析结果极其相似, 这从另一方面说明模式结果所揭示的现象具有较高的可信度。

## 5.2 蒸发源区

图 4、5 的粒子后向轨迹图揭示了水汽输送的路径, 同样也通过粒子输送过程中的比湿变化表示出了一些水汽的蒸发源区, 但这都局限于对问题的定性表述上, 并没有给出水汽源区的定量信息, 尤其不



能评估不同源区的贡献。采用上述确定水汽源区的方法,把低于边界层高度内所有目标气块确定的蒸发源区信息网格化于  $1^\circ \times 1^\circ$  的经纬度网格上(图6),从图6可以看出,几个相对大的蒸发源区主要分布在阿拉伯海、中南半岛、孟加拉湾和中南半岛的缅甸以及中国的川、滇地区。尤其在气块到达中南半

岛以后,在  $(20^\circ-30^\circ\text{N}, 95^\circ-110^\circ\text{E})$  地区水汽的蒸发量最为显著,且存在缅甸和中国的川、滇两个最明显的蒸发源区。根据所有目标粒子计算的水汽蒸发源区网格化于  $1^\circ \times 1^\circ$  面积上的贡献率分布(图7)可以看出,与蒸发源区分布类似,降水贡献的主要源来自青藏高原东南部的中南半岛和中国的川、滇地区。

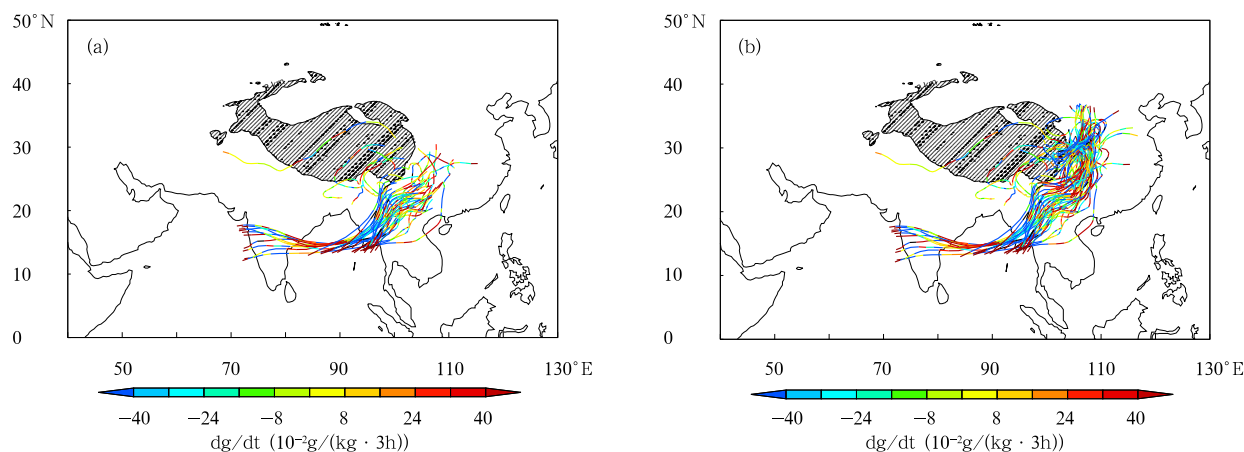


图5 同图4,但是采用WRF模式输出结果作为输入资料

(a. 7月10日23时至16日02时, b. 7月10日23时至19日02时)

Fig. 5 As in Fig. 4 but by the WRF model with a different starting time (23:00 UTC 10 July, 2007) and an ending time (02:00 UTC 16 July (a) and 02:00 UTC 19 July (b) 2007)

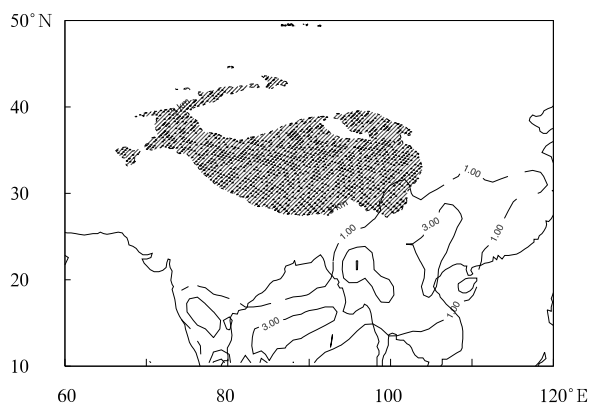


图6 所有满足选取条件的目标粒子计算出的7月9日03时至16日21时单位面积平均蒸发( $E-P$ ) (单位: mm/网格; 阴影区表示3000 m地形高度)

Fig. 6 Average values of  $(E-P)$  for the period from 03:00 UTC 9 July to 21:00 UTC 16 July, derived from the air parcels met the selected criterion (unit in mm for each  $1^\circ \times 1^\circ$  grid cell; the shaded area indicates the region with the altitude higher than 3000 m)

计算结果表明,在降水发生之前的一段时间,青藏高原东南侧的缅甸和中国的川、滇等地区应该是地表蒸发旺盛的区域。射出长波辐射可以近似表示

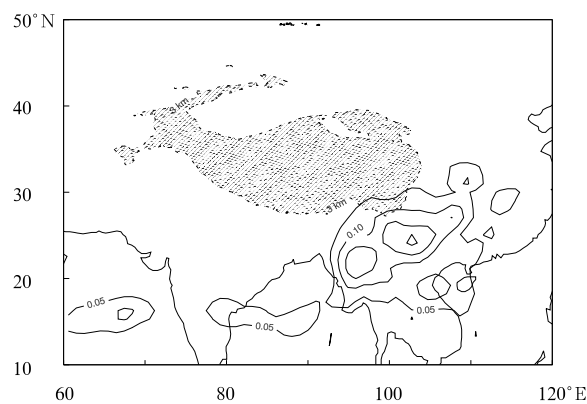


图7 7月9日03时至16日15时蒸发对目标区降水的贡献率分布

(数值大小表示  $1^\circ \times 1^\circ$  经纬度网格上的贡献率, 斜线阴影区表示3000 m地形高度)

Fig. 7 Distributions of the contribution rate for the period from 03:00 UTC 9 July to 15:00 UTC 16 July on each  $1^\circ \times 1^\circ$  latitude and longitude grid (The shaded area indicates the region with the altitude higher than 3000 m)

对流活动的强弱程度,从2007年7月14—18日的射出长波辐射平均分布(图略)来看,OLR的分布

与诊断的降水主要蒸发源区分布相对吻合,说明在系列极端降水事件发生之前该区域确实存在比较强的蒸发过程。

### 5.3 不同蒸发源区对降水的相对贡献

为了区分不同地区蒸发源区对降水的贡献大小,对区域进行划分(图 8a),其中 A、B、C 和 D 区分别代表青藏高原区、降水的局地区域、中南半岛区和阿拉伯海-印度半岛-孟加拉湾区。对不同区域的降水贡献进行区域求和,给出在计算的边界层高度以内的蒸

发和整层大气水汽含量的增加对不同区域的贡献大小(图 8b)。由图 8b 可见,对降水贡献最大的区域为 D 区,整层水汽含量增加和边界层高度内的蒸发分别对降水贡献了约 41% 和 27% 的水汽。而所有的蒸发过程累积解释了降水量的 80% 多。结果表明,虽然气块在远距离输送过程中,经历了多次的蒸发和降水过程,但本次极端降水发生之间的最近一次蒸发,即青藏高原东南侧的地表前期蒸发过程可能是本次系列极端降水事件的重要水汽蒸发源区。

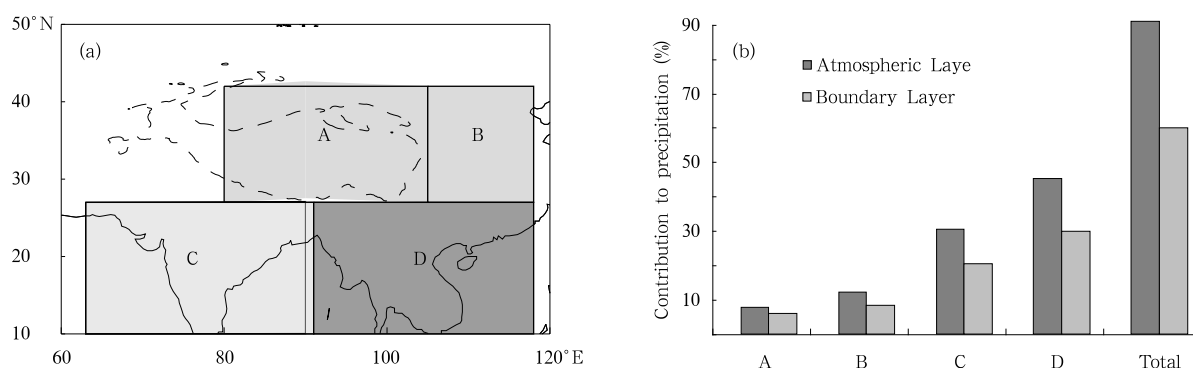


图 8 不同地表蒸发源区(a)对降水的贡献率(b)

(A 代表青藏高原区, B 为降水局地区, C 为印度半岛及孟加拉湾区, D 为中南半岛)

Fig. 8 Contribution rates of the various moisture sources (a) to the precipitation (b)

derived from the trajectories in the different regions shown in (a)

(A, B, C and D indicate the Tibet Plateau region, the local region of precipitation occurred, the Bay of Bengal and the Indo-China Peninsula, respectively)

## 6 讨论与结论

基于高分辨的拉格朗日轨迹模式,采用“区域填塞”技术和三维轨迹追踪技术,诊断了 2007 年 7 月中、下旬中国中东部地区一次极端降水过程的水汽输送源区和输送路径,并且对水汽源区的贡献进行了量化研究。由于文中所采用的方法对气块整个输送过程加以考虑,通过分析气块内部水汽的变化,同时考虑了水汽的蒸发和降水过程,因此,可以确定每个水汽源区对极端降水发生位置和时刻的贡献。

分别以 NCEP/NCAR 分析资料和中尺度气象模式(WRF)数值模拟输出结果作为拉格朗日轨迹输送模式的输入,比较分析发现两种输入资料诊断的水汽输送路径比较吻合,而且诊断的降水和实际观测相差不大,说明文中所采用的水汽源区的诊断具有较高的可信度。

挑选出的对极端降水有贡献的气块三维后向分

析发现,这次极端降水事件水汽源可以向上游追溯到副热带和热带的低纬度海洋地区。源于热带和副热带低纬度地区的气块在到达极端降水区域之前,经历了多次的降水和蒸发过程,其中阿拉伯海、印度半岛、孟加拉湾、中南半岛的缅甸以及中国西南部的川、滇等地区都是水汽的蒸发源区。计算结果表明,上述所有的蒸发源区对本次极端降水事件贡献超过 80%。但是,不同水汽源区的相对贡献计算结果发现,陆地蒸发对水汽贡献更为重要,尤其是中南半岛的缅甸、中国的川、滇等地区的地表前期蒸发对这次极端降水贡献超过了 40%,这表明前期上游地区的土壤湿度异常可能对极端降水的发生具有重要的指示意义。

需要指出的是,文中通过拉格朗日方法估算的降水和实际观测还存在一定差异,因此本文估算的水汽蒸发源区也和实际情况存在一定的偏差。实际上,地表的蒸发,尤其是面积蒸发一直以来是一个难



以解决的问题。所以,还需要采用不同的数值模式和实测结果对文中所提方法进行更多的检验。

## 参考文献

- Bosilovich M G, Sud Y C, Schubert S D, et al. 2003. Numerical simulation of the large-scale North American monsoon water sources. *J Geophys Res*, 108 (D16): 8614, doi: 10. 1029/2002JD003095
- Bosilovich M, Schubert S. 2002. Water vapour tracers as diagnostics of the regional hydrologic cycle. *J Hydromet*, 40:149-165
- Brubaker K L, Dirmeyer P A, Sudradjat A B, et al. 2001. A 36-yr climatological description of the evaporative sources of warm-season precipitation in the Mississippi river basin. *J Hydromet*, 2: 537-557
- Cape J N, Methven J, Hudson L E. 2000. The use of trajectory cluster analysis to interpret trace gas measurements at mace head, Ireland. *Atmos Environ*, 34:3651-3663
- Christensen J H, Christensen O B. 2003. Severe summertime flooding in Europe. *Nature*, 421:805-806
- James P, Stohl A, Spichtinger N, et al. 2004. Climatological aspects of the extreme European rainfall of August 2002 and a trajectory method for estimating the associated evaporative source regions. *Nat Hazards Earth Sys Sci*, 4:733-746
- Keil C, Volkert H, Majewski D. 1999. The Oder flood in July 1997: Transport routes of precipitable water diagnosed with an operational forecast model. *Geophys Res Lett*, 40(2):235-238
- Knippertz P, Martin J E. 2007. A Pacific moisture conveyor belt and its relationship to a significant precipitation event in the semiarid southwestern United States. *Wea Forecasting*, 22:125-144
- Koster R, Jouzel J, Souzzo R, et al. 1986. Global sources of local precipitation as determined by the NASA/GISS GCM. *Geophys Res Lett*, 13:121-124
- Longinelli A, Selmo E. 2003. Isotopic composition of precipitation in Italy: a first overall map. *J Hydrol*, 270:75-88
- Moody J, Galloway J. 1988. Quantifying the relationship between atmospheric transport and the chemical composition of precipitation on Bermuda. *Tellus Ser B*, 40:463-479
- Nieto R, Gimeno L, Trigo R. 2006. A Lagrangian identification of major sources of Sahel moisture. *Geophys Res Lett*, 33:L18707, doi:10. 1029/2006GL027232
- Ralph F M, Neiman P J, Wick G A, et al. 2006. Flooding on California's Russian River: Role of atmospheric rivers. *Geophys Res Lett*, 33:L13801, doi:10. 1029/2006GL026689
- Reale O, Feudale L, Turato B. 2001. Evaporative moisture sources during a sequence of floods in the Mediterranean region. *Geophys Res Lett*, 28(10):2085-2088
- Schär C, Vidale P L, Lüthi D, et al. 2004. The role of increasing temperature variability in European summer heatwaves. *Nature*, 427:332-336
- Sodemann H, Palmer A, Schwierz C, et al. 2006. The transport history of two Saharan dust events archived in an Alpine ice core. *Atmos Chem Phys*, 6:667-688
- Sodemann H, Schwierz C, Wernli H. 2008. Interannual variability of Greenland winter precipitation sources: Lagrangian moisture diagnostic and North Atlantic Oscillation influence. *J Geophys Res*, 113:D03107, doi:10. 1029/2007JD008503
- Stohl A, Hittenberger M, Wotawa G. 1998. Validation of the Lagrangian particle dispersion model FLEXPART against large scale tracer experiment data. *Atmos Environ*, 32:4245-4264
- Stohl A, James P. 2004. A Lagrangian analysis of the atmospheric branch of the global water cycle 1: Method description, validation, and demonstration for the August 2002 flooding in central Europe. *J Hydromet*, 5:656-678
- Stohl A, James P. 2005a. A Lagrangian analysis of the atmospheric branch of the global water cycle 2: Earth's river catchments, ocean basins, and moisture transports between them. *J Hydromet*, 6:961-984
- Stohl A, Forster C, Frank A, et al. 2005b. Technical note: The Lagrangian particle dispersion model FLEXPART version 6. 2. *Atmos Chem Phys*, 5:2461-2474
- Stohl A. 2006. Characteristics of atmospheric transport into the Arctic troposphere. *J Geophys Res*, 111: D11306, doi: 10. 1029/2005JD006888
- Stohl A, Forster F, Sodemann H. 2008. Remote sources of water vapor forming precipitation on the Norwegian west coast at 60°N: a tale of hurricanes and an atmospheric river. *J Geophys Res*, 113: D05102, doi:10. 1029/2007JD009006
- Trenberth K E, Guillemot C J. 1998. Evaluation of the atmospheric moisture and hydrological cycle in the NCEP/NCAR reanalyses. *Climate Dyn*, 14:213-231
- Trenberth K E, Stepaniak D P. 2003. Co-variability of components of poleward atmospheric energy transports on seasonal and interannual timescales. *J Climate*, 16:3706-3722
- Werner M, Heimann M, Hoffman G. 2001. Isotopic composition and origin of polar precipitation in present and glacial climate simulations. *Tellus Ser B*, 53:53-71
- Wernli H. 1997. A Lagrangian-based analysis of extratropical cyclones II: A detailed case-study. *Quart J Roy Meteor Soc*, 123: 1677-1706
- Wernli H, Dirren S, Liniger M A, et al. 2002. Dynamical aspects of the life cycle of the winter storm "Lothar". *Quart J Roy Meteor Soc*, 128(580):405-429
- Xu Xiangde, Miao Qiuju, Wang Jizhi, et al. 2003. The water vapor transport model at the regional boundary during meiyu period. *Adv Atmos Sci*, 20(3):333-342
- Zeng X, Brunke M A, Zhou M, et al. 2004. Marine atmospheric boundary layer height over the eastern Pacific: Data analysis and model evaluation. *J Climate*, 17:4159-4170