

# 西南地区夏季极端降水的水汽来源分析

张 弛, 吴绍洪

(中国科学院地理科学与资源研究所陆地表层格局与模拟重点实验室, 北京 100101)

**摘要:** 西南地区地形复杂, 极端降水极易形成山洪并引发地质灾害, 1998 年夏季西南降水达 709.3 mm, 超出平均降水约 23.9%。经使用水汽追踪模型 WAM2layers 和 ERA-Interim 再分析资料等大数据追踪西南降水水汽来源, 发现西南夏季降水主要有四个源区, 分别是西南季风区、西风带区、本地和东南季风区, 1998 年夏季分别贡献了 330.1 mm、110.0 mm、104.8 mm 和 65.6 mm 水汽, 约占所追踪降水的 52.2%、17.4%、16.6% 和 10.4%。西南季风区作为最大源区, 贡献了超过一半的降水水汽。增加的降水其水汽主要来自西南季风区、西风带区和本地, 比平均分别多贡献 80.1 mm、29.3 mm 和 27.1 mm, 合占所增加降水的 99.9%; 其中又以西南季风区贡献占主导。进一步发现, 1998 年夏季太平洋副高向西南延伸, 并在北孟加拉湾和我国南海形成两个高压中心异常, 导致西南季风向我国西南地区的水汽输送异常强劲, 从而造成西南地区降水异常增多。

**关键词:** 水汽来源; 水汽输送; 西太平洋副高; 季风

西南地区(四川、重庆、云南和贵州)位于我国横断山脉以东, 南部为云贵高原, 北部为四川盆地, 东接巫山, 西临青藏高原, 地形复杂, 资源丰富<sup>[1]</sup>, 是重要的粮食生产基地, 人口稠密<sup>[2,3]</sup>。因其地处多山地带, 极端降水很容易在此形成山洪, 并伴随有山体滑坡、泥石流和堰塞湖等次生灾害<sup>[4,5]</sup>, 从而对社会经济造成重大损失。研究西南极端降水的水汽来源可以从源头上认知极端降水的产生和水汽传输机制, 有助于进行未来水资源规划和灾害预防, 从而优化自然资源配置, 避开灾害风险, 促进“三生空间”优化布局, 在新时代发展背景下对保障和改善民生, 亦有重要参考意义。

西南降水的水汽来源研究相对较少, 四川地区有部分研究案例。利用拉格朗日轨迹追踪方法, Huang 等<sup>[5,6]</sup>指出, 四川本地、青藏高原地区和孟加拉湾地区是四川降水的主要水汽来源, 而对于极端暴雨和暴雨事件, 孟加拉湾地区和本地是主要水汽来源。Chen 等<sup>[7]</sup>通过轨迹追踪四川盆地的大雨事件发现水汽主要来自本地和相邻地区, 南海区域是第二大源区。使用欧拉水汽追踪方法, Zhang 等<sup>[8]</sup>将西南降水水汽源区分为东西两大块, 发现西南降水在 1979—2013 年呈下降趋势主要原因是西区(受西风带和南亚季风影响)贡献的水汽显著减少, 造成西南降水水汽供应不足。在最近的研究中, Zhang<sup>[9]</sup>发现东亚季风对西南地区降水影响有限, 其水汽贡献甚至不如西风带。综上可以得出, 局地水汽是西南地区降水的—一个重要来源, 而对于极端降水或暴雨, 来自孟加拉湾或南海的水汽可能是其另一个重要水汽源。同时, 对于极端降水, 先前研究多从暴雨事件角度来分析水汽来源, 而单个暴雨

收稿日期: 2020-05-06; 修订日期: 2020-08-13

基金项目: 中国科学院 A 类战略性先导科技专项(XDA19040304); 国家重点基础研究发展计划项目(2018 YFC1508902); 国家自然科学基金项目(41701033); 中国科学院地理科学与资源研究所新进所人员科研启动项目

作者简介: 张弛(1986-), 男, 江苏南通人, 博士, 副研究员, 主要从事气候变化模拟研究。

E-mail: zhangchi.abc@gmail.com

事件其水汽输送特征往往不具备代表性。季节性极端降水是季节内多次大雨或暴雨的累加结果,相对于单次暴雨事件,更能体现气候系统的变化。本文从季节尺度研究西南夏季(6-8月)极端降水的水汽来源,通过比较其与气候平均态的差异,进一步探索其形成机制。

## 1 研究方法与数据来源

### 1.1 WAM2layers模型

本文使用Water Accounting Model-2layers(WAM2layers)模型追踪西南地区夏季降水水汽来源。WAM2layers是一种欧拉模型,是第一代模型WAM的升级版<sup>[10-12]</sup>。WAM模型将整个大气柱作为一层进行考虑,同时假设气柱内的水汽是充分混合的。但在实际中,这一假设很难达到,当垂直方向存在较强风切变时,WAM模拟的水汽来源会产生较大偏差<sup>[11]</sup>。WAM2layers通过将垂直气柱分割为两层,层内保持水汽充分混合,层间通过垂直气流进行水汽传递,基本解决这一问题,从而得到更广泛应用。模型追踪降水水汽的算法简述如下。

目标区的降水 $P$ 作为标记水汽重新返回底层大气中,并逆着水汽输送方向往回追溯。如同扩散过程一样,标记水汽不断进入周边格点和上层大气,并且与不同气层的水汽充分融合。在特定时间点,在格点 $A$ 处有一蒸发为 $e$ ,此时底层大气标记水汽占底层总水汽的比例为 $r$ ,则 $A$ 点蒸发的水汽 $e$ 中必然有 $e \times r$ 的水汽量形成对目标区的降水贡献,底层标记水汽需要减去 $e \times r$ ,剩余的标记水汽继续“扩散”过程,直至标记水汽即降水接近全部被溯源为止,具体算法详见参考文献[12,13]。

### 1.2 数据来源与处理

模型输入数据主要分为两大类:大气数据和地面数据。大气数据为研究提供了水汽气输送信息,数据采用欧洲中期天气预报中心(ECMWF)的大气再分析资料ERA-Interim,相对其他再分析资料,ERA-Interim在大气水汽收支平衡方面表现更为突出<sup>[14,15]</sup>。ERA-Interim数据空间分辨率为 $1^\circ \times 1^\circ$ ,研究时间段为1979—2000年夏季,具体包括时间分辨率为6 h不同模型层经纬向风速、比湿、地表大气压、垂直气柱水汽含量和水汽通量等变量。

地面数据分为降水和蒸发,降水为研究区夏季降水,蒸发数据覆盖全球,用来对降水的水汽进行定量溯源。具体数据包括ERA-Interim再分析3 h一次的地表降水和蒸发数据,中国气象局(CMA)生产的中国地面降水月值 $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ 格点数据集<sup>[16]</sup>,全球陆面数据同化系统(The Global Land Data Assimilation System, GLDAS)<sup>[17]</sup>中通用陆面模式(Community Land Model, CLM)模拟的每3 h一次陆表 $1^\circ \times 1^\circ$ 蒸散发数据和客观分析海气通量(The Objectively Analyzed Air-Sea Fluxes, OAF flux)产品<sup>[18]</sup>的海洋表面 $1^\circ \times 1^\circ$ 月蒸发数据。OAF flux数据同化了卫星观测数据,据Trenberth等<sup>[14]</sup>研究,OAF flux数据与海洋浮标观测数据吻合最好。GLDAS陆面模型物理过程比较完善,经严格评估,其驱动数据使用观测数据,如降水、温度、辐射等,在地表变量的模拟中表现更好<sup>[19]</sup>。

ERA-Interim蒸发和降水数据是纯粹模型输出数据,属于C类变量,可信级别较低<sup>[20]</sup>,然而其时间分辨率高,包含日内变化信息;地表观测数据可信度高,然而其基本为月数据,缺乏日内变化信息。为得到可靠的高时间分辨率的蒸发和降水,本文综合两类数据之长,使用地表观测数据对其进行校正。具体方法如下:  $0.5^\circ$ 格点CMA月降水数据先进行空间重采样使其统一到ERA-Interim  $1^\circ$ 格点上,同时计算ERA-Interim的月降水数据,通过比对两者月降水数据,得到比值关系,然后使用该比值逐月放缩3 h的ERA-Interim降水数据,从而得到经过校正的3 h降水数据。陆表蒸散发数据则直接使用3 h的GL-

DAS数据，在海洋表面，使用经OAFlux月蒸发数据校正后的ERA-Interim蒸发数据。最后，由于模型数值稳定性需要，所有输入变量均离散化插值到15分钟的时间分辨率。

1.3 研究区概况

如图1a所示，研究区（红色框线）位于我国青藏高原东南边缘，为多山地区，平均海拔约为1800 m。其夏季降水序列如图1b所示，西南地区夏季平均降水为 $572.7\pm 51.7$  mm，以平均值为基础往上升浮动一个标准差为范围，可以得出降水偏多的年份分别为1979年，1998年和1999年，其中1998年降水为709.3 mm，在两个标准差范围之外，为夏季降水极端偏多年份，本文即以该年为代表，研究西南地区夏季极端降水的水汽来源。同时GLDAS数据因其降水数据在1996年出现异常偏低，从而导致其输出结果蒸散发等变量也异常偏低<sup>[21]</sup>，故1996年的结果不予采用。将1979—2000年时间段除去1996年和1998年，共20年，用来作为参考时间段；而1998年作为夏季极端降水年，用来与参考时间段作对比。

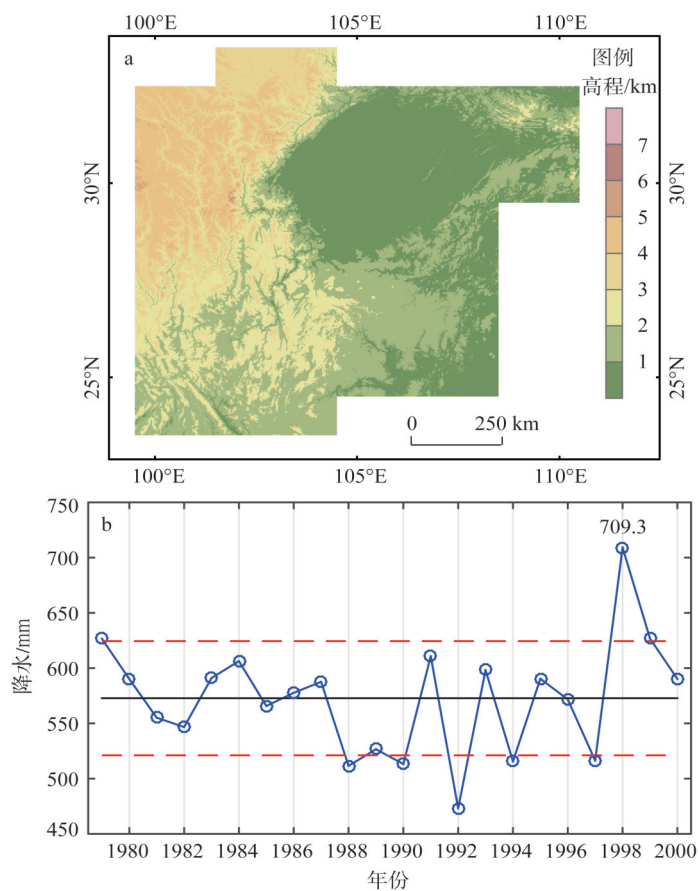


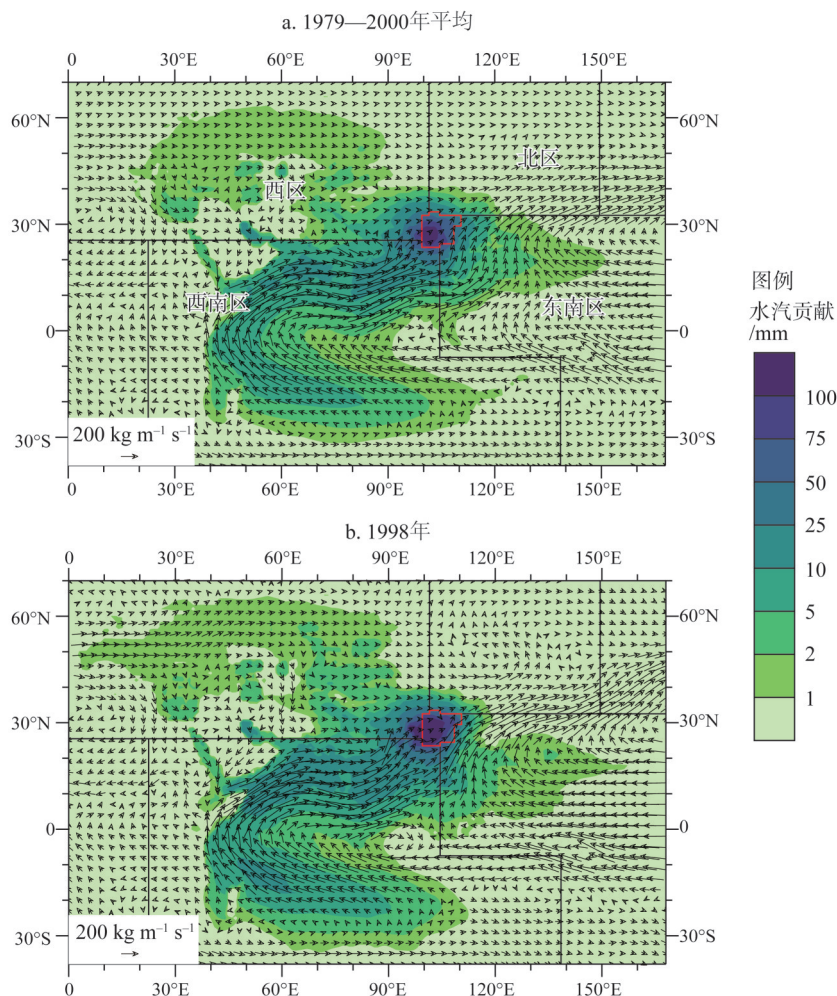
图1 研究区位置及夏季降水序列  
Fig. 1 The study area and its precipitation series of Southwest China in summer

2 结果分析

2.1 水汽来源及其贡献

西南地区1979—2000年夏季降水水汽来源如图2a所示，西南地区外部水源地主要分





注：a 改自 Zhang 等<sup>[9]</sup>，填充色表示水汽贡献量，矢量表示夏季水汽输送通量。

图2 西南夏季降水水汽来源及其贡献分布

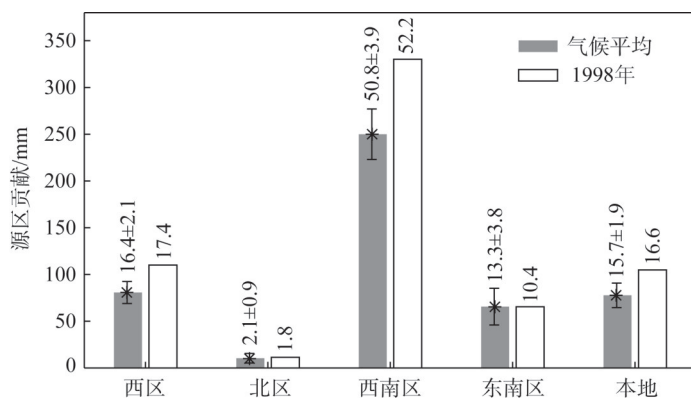
Fig. 2 Moisture contribution for the SWC precipitation in summer

为三大区，分别是西南地区以西抵至欧洲，西南地区西南越过孟加拉湾、阿拉伯海直至南印度洋，西南地区东南至西北太平洋。水汽贡献分布体现了水汽输送的痕迹，沿着水汽输送方向可以发现，西部源区水汽通过西风进行输送，受西风带影响；西南源区通过西南环流输送，受印度季风影响；而东南源区并无直接的水汽输送路径，从平均水汽输送通量来看，来自太平洋的水汽未抵达西南地区便已与西南季风汇合向北输送了。平均水汽输送通量是定常量与瞬变量水汽输送的总和<sup>[22]</sup>，这反映出定常量水汽输送过于强大，而掩盖了瞬变量水汽输送。东南源区的水汽主要是通过水汽输送扰动从而给我国西南贡献水汽的，其主要受东亚季风影响。同样，北部源区情形与东南源区类似，只是北部源区贡献的水汽更加有限。

水汽贡献的核心区，即水汽贡献强度最大，依然位于西南地区内部<sup>[8]</sup>，表明水汽贡献强度与距离的关系，即在研究区的风向，距离研究区越近，水汽贡献越大。这些水汽来源分布特征在1998年也是一样（图2b）。相对而言，在西部和西南源区，同等强度

的水汽贡献, 1998年覆盖的范围更广; 在核心区, 本地贡献的水汽更多。此外, 研究观察到1998年东南季风在西北太平洋的水汽输送更加强盛, 越过了菲律宾群岛, 而在气候平均状态下, 东南水汽输送并未越过菲律宾群岛。该环流的异常增强, 可能与西南地区降水异常增多有关。

为进一步衡量不同源区对西南地区降水的贡献及其在1998年夏季的变化, 各源区水汽贡献量化结果(转换为研究区水深)如图3所示。平均而言, 西南季风源区贡献量最大, 为 $250.0 \pm 27.0$  mm, 占已追踪降水的 $50.8 \pm 3.9\%$ , 西风带源区贡献次之, 为 $80.7 \pm 11.8$  mm, 本地水汽贡献 $77.7 \pm 13.1$  mm, 东南季风区贡献 $65.6 \pm 19.6$  mm, 北部源区贡献最少, 可以忽略<sup>[9]</sup>。1998年水汽贡献相比平均有显著变化的是水汽贡献最大的三个源区, 分别是西南季风区、西风带区和本地, 分别增加了80.1 mm、29.3 mm和27.1 mm水汽贡献量。其增加的水汽供应一共贡献了1998年增加降水的99.9%, 即1998年夏季异常降水的来源基本来自这三个区域, 而增加量又以西南季风区为主导。



注: 图中标记数值表示源区实际水汽贡献与所追踪降水的比值(%)。

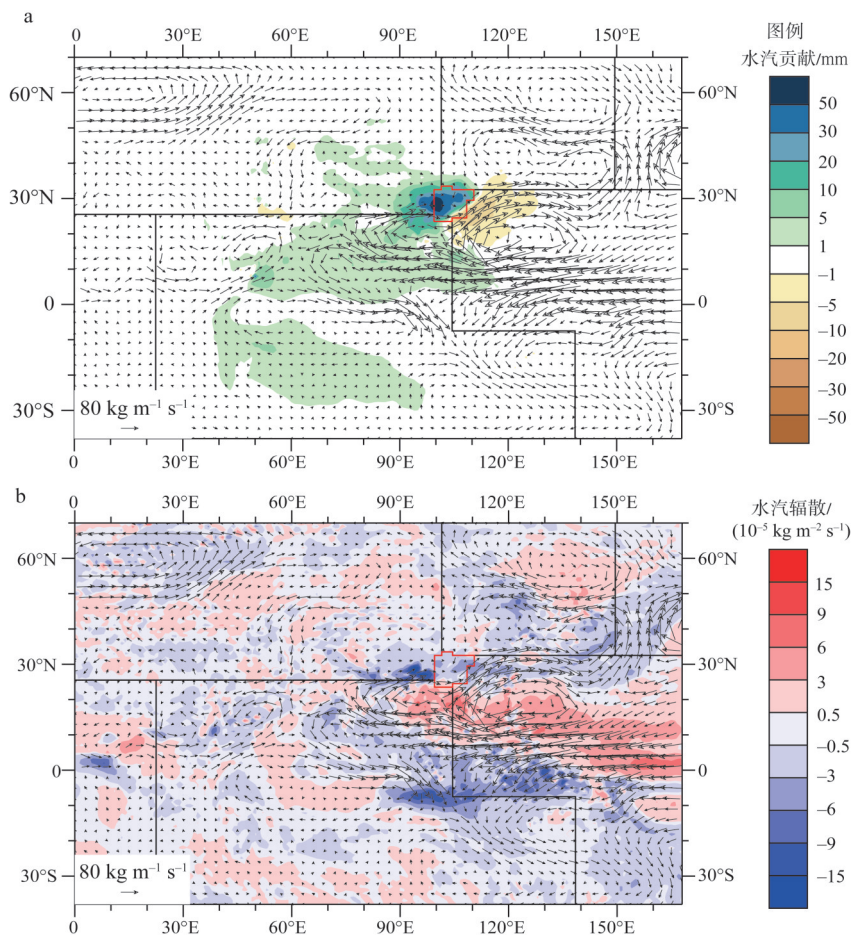
图3 不同源区1998年与气候平均水汽贡献对比

Fig. 3 Comparison of moisture contributions from different regions between 1998 and the climate mean

## 2.2 环流变化分析

1998年水汽贡献和水汽输送空间差异如图4a所示, 可以看出, 并非西南地区降水增加, 其水汽源的贡献都在增加。在西南地区的东南向——华南地区, 其水汽贡献是减少的, 这对应着该地水汽输送变化有远离西南地区的趋势。水汽贡献变化基本与环流变化保持一致, 青藏高原上西风水汽输送增强, 伴随着高原贡献更多的水汽; 西南季风水汽输送增强, 从而带动阿拉伯海、印度、孟加拉湾甚至中南半岛, 贡献更多的水汽。仔细观察可以发现, 西南环流的变化主要源自东亚季风环流在菲律宾群岛周边向西水汽输送的增强。该异常环流在我国南海和北孟加拉湾分别形成了两个反气旋异常。北孟加拉湾反气旋异常带动更多的西南气流进入西南地区, 从而使当地贡献更多的水汽; 南海反气旋异常在西南翼带动更多的气流从中南半岛进入西南地区, 而在西北翼则带动更多的水汽离开西南地区, 从而减少了对西南地区水汽的供应, 并造成我国东南地区对研究区水汽贡献的减少。

区域降水的变化与区域水汽辐合关系密切<sup>[8]</sup>, 即降水越多, 水汽辐合越强。1998年夏季水汽散度距平(图4b)显示在西南区, 水汽为净辐合状态, 印证了降水异常增多。同时, 我们也发现水汽净辐合变化的区域并不局限于西南地区, 而是贯穿西藏—西南地区—



注：矢量表示水汽输送异常。

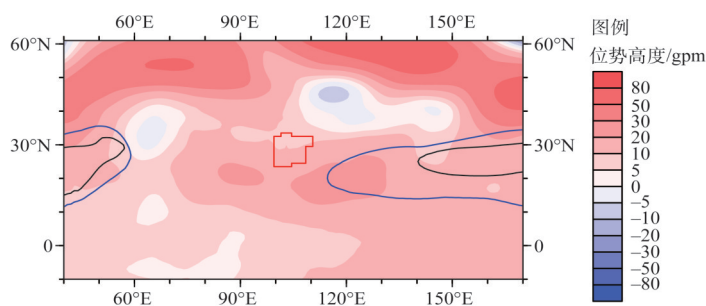
图4 1998年夏季西南降水水汽贡献异常和散度异常

Fig. 4 Moisture contribution and moisture divergence anomalies in summer 1998

东南地区及其东部海域的一大片区域，表明其降水异常的规模之大；而中南半岛—我国南海—热带太平洋区域则为水汽净辐散变化区域，为这种大规模降水异常提供了水汽源。

环流的变化与气压的变化是密切相关的，1998年夏季我国西南及周边地区500 hPa的位势高度变化如图5所示。图4中两个反气旋异常的中心正好对应于图5中两个高压中心异常。同时，在1998年代表副高位置的5880线向西南方向延伸至我国南海，在副高控制下，我国绝大部分地区处于高压异常状态，然而西伸的高压脊线也将更多的暖湿气流从西北热带太平洋地区输送至我国南部，在副高的西北方向即我国南部形成极端降水异常。之前已观察到在菲律宾群岛周边水汽输送异常强劲（图2b、图4），然而这异常增强的西北太平洋水汽环流并未直接影响西南地区，而是间接造成西南季风在我国西南地区的水汽输送增强，并反映为西南季风区对西南地区降水水汽贡献的大幅增加（图3）。对比而言，1998年西北太平洋水汽更直接作用于我国东南地区（图2b和图4中位于我国南海的反气旋异常），同理可以推断，东南季风对我国东南地区1998年夏季降水变化的贡献将是直接的增加作用。





注：黑线为夏季平均500 hPa气压层5880 gpm等压线位置，蓝线表示1998年夏季5880 gpm等压线位置。

图5 1998年夏季500 hPa位势高度距平

Fig. 5 Geopotential height anomaly at 500 hPa in summer 1998

### 3 结论与讨论

#### 3.1 结论

通过WAM2layers模型和大气再分析资料追踪西南地区1979—2000年夏季降水的水汽来源，分析和对比1998年极端降水的水汽来源，锁定水汽贡献异常变化的源区，并探索水汽变化发生的原因，得到基本结论如下：

西南夏季降水水汽主要来自西南季风区、西风带区、本地和东南季风区等四大源区，其中西南季风区对我国西南降水的水汽贡献占支配地位。1998年夏季西南季风区、西风带区、本地和东南季风区对西南降水的水汽贡献分别为330.1 mm、110.0 mm、104.8 mm和65.5 mm，占所追踪降水的52.2%、17.4%、16.6%和10.4%；西南季风区的贡献占一半以上。相对于气候平均，水汽贡献增加显著的是西南季风区、西风区和本地三个源区，分别增加了80.1 mm、29.3 mm和27.1 mm，共占1998年所增加降水的99.9%。

环流变化显示，西南季风和西风带在1998年夏季向西南地区的水汽输送均得到增强，从而造成西南季风区和西风区水汽贡献的增加。进一步研究发现，1998年太平洋副高向西南延伸至我国南海，并在北孟加拉湾和我国南海分别形成了两个高压中心异常，从而导致西南季风向我国西南地区的水汽输送异常强劲，是西南地区降水异常增多的主要原因。

#### 3.2 讨论

Huang等<sup>[6]</sup>研究四川盆地降水时发现，四川盆地周边、青藏高原周边和孟加拉湾地区是降水主要水汽源地，而在暴雨时，来自孟加拉湾地区的水汽突然增多，青藏高原周边地区的水汽贡献显著减少。本文发现，除上述水汽源外，东南季风区对西南降水也有可观的贡献。在夏季极端降水情形，对降水增多贡献最大的是西南季风区，这与Huang等<sup>[6]</sup>的结果有共通之处。即在一般降水情形下，邻近陆表水源地如本地、青藏高原周边、中南半岛等便可提供大部分水汽，而对于极端降水，依靠陆表蒸散发补充的水汽量远远不及暴雨的降水量，而且从西部沿西风带输送来的气流较干，水汽含量不足，此时从邻近海洋输送的暖湿水汽便至关重要。本文发现，西南极端降水的暖湿气流多来自印度洋方向，而我国南海与西太平洋基本没贡献。前面观察得到，东亚季风直接作用于我国东南地区，我国东南和西南之间似乎是东亚季风和南亚季风的分界；1998年东亚季风在东南地区得到了加强，预示着东亚季风区对其降水贡献将是正向作用，这些都亟待进一步的研究加以佐证和量化。

WAM模型从升级到WAM2Layers后,其水汽追踪的能力已相当出色<sup>[11]</sup>,所以模型模拟结果的不确定性主要来自模型驱动数据。本文在追踪西南地区夏季降水时,均采用观测或观测衍生数据,以使模型结果尽可能准确,如西南夏季降水使用ERA-Interim数据则为 $651.8 \pm 49.7$  mm,超过观测降水约13.8%;直接使用ERA-Interim降水数据进行模拟将会高估水汽源地的贡献。陆表蒸散发采用了GLDAS产品,尽管GLDAS蒸散发是陆面模型模拟数据,然而陆面模型CLM的物理过程和机制比较完善,模型参数经过严格评估,驱动数据如降水、温度、辐射等均为观测数据,所以其蒸散发结果可以被当作为观测数据的替代<sup>[23]</sup>。即便如此,观测数据也存在误差,所以不确定性是难以避免的,未来如有更好的观测数据,也将能进一步提升水汽来源的模拟结果。

### 参考文献(References):

- [1] 柳媛普,王素萍,王劲松,等. 气候变暖背景下西南地区干旱灾害风险评估. 自然资源学报, 2018, 33(2): 325-336. [LIU Y P, WANG S P, WANG J S, et al. Risk assessment of drought disaster in Southwest China under the background of climate warming. *Journal of Natural Resources*, 2018, 33(2): 325-336.]
- [2] 贺敏,宋立生,王展鹏,等. 基于多源数据的干旱监测指数对比研究:以西南地区为例. 自然资源学报, 2018, 33(7): 1257-1269. [HE M, SONG L S, WANG Z P, et al. Evaluation of drought monitoring indices based on multi-source data in Southwest China. *Journal of Natural Resources*, 2018, 33(7): 1257-1269.]
- [3] WANG L, CHEN W, ZHOU W, et al. Drought in Southwest China: A review. *Atmospheric and Oceanic Science Letters*, 2015, 8(6): 339-344.
- [4] 史培军,吕丽莉,汪明,等. 灾害系统: 灾害群、灾害链、灾害遭遇. 自然灾害学报, 2014, 23(6): 1-12. [SHI P J, LYU L L, WANG M, et al. Disaster system: Disaster cluster, disaster chain and disaster compound. *Journal of Natural Disasters*, 2014, 23(6): 1-12.]
- [5] HUANG Y, CUI X. Moisture sources of an extreme precipitation event in Sichuan, China, based on the Lagrangian method. *Atmospheric Science Letters*, 2015, 16(2): 177-183.
- [6] HUANG Y, CUI X. Moisture sources of torrential rainfall events in the Sichuan Basin of China during summers of 2009-2013. *Journal of Hydrometeorology*, 2015, 16(4): 1906-1917.
- [7] CHEN B, XU X D. Spatiotemporal structure of the moisture sources feeding heavy precipitation events over the Sichuan Basin. *International Journal of Climatology*, 2016, 36(10): 3446-3457.
- [8] ZHANG C, TANG Q, CHEN D, et al. Tracing changes in atmospheric moisture supply to the drying Southwest China. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 2017, 17: 10383-10393.
- [9] ZHANG C. Moisture sources for precipitation in Southwest China in summer and the changes during the extreme droughts of 2006 and 2011. *Journal of Hydrology*, 2020, 591(12): 125333, Doi: 10.1016/j.jhydrol.2020.125333.
- [10] VAN DER ENT R J, SAVENIJE H H G, SCHAEFLI B, et al. Origin and fate of atmospheric moisture over continents. *Water Resources Research*, 2010, 46(9): W09525. <https://doi.org/10.1029/2010WR009127>.
- [11] VAN DER ENT R J, TUINENBURG O, KNOCHE H-R, et al. Should we use a simple or complex model for moisture recycling and atmospheric moisture tracking?. *Hydrology and Earth System Sciences*, 2013, 17(12): 4869-4884.
- [12] VAN DER ENT R J, WANG-ERLANDSSON L, KEYS P W, et al. Contrasting roles of interception and transpiration in the hydrological cycle-Part 2: Moisture recycling. *Earth System Dynamics*, 2014, 5(2): 281-326.
- [13] ZHANG C, TANG Q, CHEN D, et al. Moisture source changes contributed to different precipitation changes over the Northern and Southern Tibetan Plateau. *Journal of Hydrometeorology*, 2019, 20(2): 217-229.
- [14] TRENBERTH K E, FASULLO J T, MACKARO J. Atmospheric moisture transports from ocean to land and global energy flows in reanalyses. *Journal of Climate*, 2011, 24(18): 4907-4924.
- [15] LORENZ C, KUNSTMANN H. The hydrological cycle in three state-of-the-art reanalyses: Intercomparison and performance analysis. *Journal of Hydrometeorology*, 2012, 13(5): 1397-1420.
- [16] 赵煜飞,朱江,许艳. 近50 a中国降水格点数据集的建立及质量评估. 气象科学, 2014, 34(4): 414-420. [ZHAO Y F, ZHU J, XU Y. Establishment and assessment of the grid precipitation datasets in China for recent 50 years. *Journal of the Meteorological Sciences*, 2014, 34: 414-420.]
- [17] RODELL M, HOUSER P R, JAMBOR U, et al. The global land data assimilation system. *Bulletin of the American Me-*



- teorological Society, 2004, 85(3): 381-394.
- [18] YU L S, WELLER R A. Objectively analyzed air-sea heat fluxes for the global ice-free oceans (1981-2005). *Bulletin of the American Meteorological Society*, 2007, 88(4): 527-539.
- [19] WANG A, ZENG X. Evaluation of multi-reanalysis products with in situ observations over the Tibetan Plateau. *Journal of Geophysical Research*, 2012, 117(D5): D05102, <https://doi.org/10.1029/2011JD016553>.
- [20] DOMINGUEZ F, KUMAR P, LIANG X, et al. Impact of atmospheric moisture storage on precipitation recycling. *Journal of Climate*, 2006, 19(8): 1513-1530.
- [21] ZHOU X Y, ZHANG Y Q, YANG Y H, et al. Evaluation of anomalies in GLDAS-1996 dataset. *Water Science and Technology*, 2013, 67(8): 1718-1727.
- [22] LI X, ZHOU W, LI C, et al. Comparison of the annual cycles of moisture supply over Southwest and Southeast China. *Journal of Climate*, 2013, 26(24): 10139-10158.
- [23] GAO Y, LAN C, ZHANG Y. Changes in moisture flux over the Tibetan Plateau during 1979-2011 and possible mechanisms. *Journal of Climate*, 2014, 27(5): 1876-1893.

## An analysis on moisture source of extreme precipitation in Southwest China in summer

ZHANG Chi, WU Shao-hong

(Key Laboratory of Land Surface Pattern and Simulation, Institute of Geographic  
Sciences and Natural Resources Research, CAS, Beijing 100101, China)

**Abstract:** The terrain in Southwest China (SWC) is very complicated, and it is prone to floods and relative geological disasters due to heavy rain. In summer 1998, the SWC precipitation reached a maximum of 709.3 mm, which is around 23.9% above the climate mean. By using a Eulerian model of moisture recycling WAM2layers and big data such as ERA- Interim reanalysis, the precipitation moisture in summer SWC was backtracked. It is found that there are four major source regions for SWC, which are the southwest monsoon region, the westerlies region, the local region, and the southeast monsoon region. They contributed around 330.1 mm, 110.0 mm, 104.8 mm, and 65.6 mm in water depth of SWC in summer 1998, which accounted for 52.2% , 17.4% , 16.6% , and 10.4% of the tracked precipitation moisture, respectively. The southwest monsoon region, from the west Indochina Peninsula to the Indian subcontinent to the Indian Ocean, as the largest moisture source, contributed more than half the precipitation moisture. The extra moisture of the extreme precipitation during summer 1998 came mainly from the southwest monsoon region, the westerlies region, and the local region, contributing about 80.1 mm, 29.3 mm, and 27.1 mm, respectively, above the average moisture contribution, which together accounted for 99.9% of the extra precipitation. The southwest monsoon region dominated the extra moisture contribution once again. Further analyses revealed that the Western Pacific subtropical high (WPSH) stretched to the southwest, forming two anomalous highs in the Northern Bay of Bengal and the South China Sea. This change made moisture transport by the southwest monsoon to SWC extremely strong, which resulted in extreme precipitation in SWC.

**Keywords:** moisture source; moisture transport; Western Pacific subtropical high; monsoon