论文

中国东部夏季暴雨极端事件与水汽输送 相关流型特征

赵阳^①, 徐祥德^{①*}, 赵天良^②, 徐洪雄^①, 毛飞^③, 孙涵^④, 王宇虹^①^① 中国气象科学研究院灾害天气国家重点实验室, 北京 100081;^② 南京信息工程大学气象灾害预报预警与评估协同创新中心, 中国气象局气溶胶-云-降水重点开放实验室, 南京 210044;^③ 中国气象科学研究院生态环境与农业气象研究所, 北京 100081;^④ 广西气象减灾研究所, 南宁 530022

* 通讯作者, E-mail: xuxd@camsma.cn

收稿日期: 2015-11-16; 接受日期: 2016-03-30; 网络版发表日期: 2016-08-04

国家自然科学基金重点项目(批准号: 41130960)、财政部公益性行业(气象)科研专项项目(编号: GYHY201406001)、国家科技支撑计划项目(编号: 2012BAK10B04)资助

摘要 1961~2010 年中国东部夏季季风过程降水量与暴雨频数年际变化分析发现, 两者年代际变化趋势相反, 尤其 90 年代后暴雨频数年代际变化呈显著上升趋势, 而中国东部夏季降水量却总体上呈下降趋势. 分析 1961~2010 年夏季暴雨频数空间分布场, 研究发现中国东部暴雨频数分布状态呈东南高频区向西北方向的大地形边缘带逐步递减, 其可描述出 50mm 以上暴雨频数分布特征为“东南高, 西北低”的与地形“阶梯式”分布相似的格局. 另外, 在全球气候变化背景下中国东部夏季降水变率与暴雨极端事件频数年际变率空间分布在中国“三阶梯”地形存在显著的区域性差异. 研究发现中国东部夏季季风过程降水与暴雨极端事件频数相关的水汽输送通道及其水汽流型, 水汽流汇合区的空间结构均呈显著差异. 长江流域及华南等为暴雨高频区, 中国东部暴雨过程整层水汽输送通道相关结构可描述出自中低纬海洋三支强水汽“汇合”及其整层水汽辐合特征, 此暴雨高频区水汽流相关“汇合”较夏季季风过程降水或非暴雨类降水“偏南”, 且水汽“辐合”结构更为显著. 另外, 中国东部夏季水汽流环流型特征亦对暴雨极端事件发生频数也有着重要的影响. 整层水汽通量相关场暴雨类高频区对应矢气旋式涡旋结构环流型, 对比分析非暴雨降水和暴雨频数与整层水汽输送通量相关场, 可发现两者呈空间位置、尺度不同的相关气旋式环流型, 其中暴雨类相关环流型“涡动”结构尺度小、位置偏南; 非暴雨降水相关环流型“涡动”结构尺度大、位置偏北. 研究表明了夏季风强弱变化背景下整层水汽输送“涡动”环流的“驱动”及其水汽通量“辐合”的结构对中国东部暴雨高频区南-北位移格局变动有显著影响效应, 中国东部暴雨高频区的年代际南北动态“摆动”与中国东部水汽输送“涡动”结构的涡度(正值中心)与散度高值区(负值中心)呈“同步”年代际变化特征. 基于上述暴雨极端事件水汽输送及环流型影响综合分析研究, 本文研究还提出了中国东部暴雨水汽输送流型结构的综合相关模型.

关键词 暴雨频数, 水汽输送, 环流结构, 暴雨极端事件, “同步”变化, “涡动”结构

中文引用格式: 赵阳, 徐祥德, 赵天良, 徐洪雄, 毛飞, 孙涵, 王宇虹. 2016. 中国东部夏季暴雨极端事件与水汽输送相关流型特征. 中国科学: 地球科学, 46: 1123~1140, doi: 10.1360/N072015-00384

英文引用格式: Zhao Y, Xu X D, Zhao T L, Xu H X, Mao F, Sun H, Wang Y H. 2016. Extreme precipitation events in East China and associated moisture transport pathways. Science China Earth Sciences, doi: 10.1007/s11430-016-5315-7

1 引言

中国地处世界上著名的青藏高原“三阶梯”大地形与东亚季风气候区域。季风时段, 中国局地暴雨持续及其高频区会形成严重灾害, 陶诗言(1980)研究表明中国等受季风影响的国家是夏季暴雨容易成灾的国家。我国暴雨主要集中发生在5~8月汛期期间。我国暴雨极值与同纬度的美国相比, 都明显偏高, 并且暴雨持续性和受灾面积都大大地超过同属副热带湿润气候区的美国。刘芸芸等(2009)研究指出我国夏季的降水和暴雨深受来自印度洋和西太平洋夏季风的影响, 在过去75年中(1931~2006年), 我国至少有5次24小时出现大于或接近1000mm的暴雨过程; 我国暴雨持续时间长, 从几小时到63d, 如1896年的暴雨持续时间达到了65d; 暴雨区范围大, 1954年和1998年特大持续性暴雨雨量600mm以上就覆盖了长江流域绝大部分地区。

王绍武等(2002)指出, 20世纪80年代10a之中有6a出现长江多雨, 华北及华南干旱型, 此型频率达到了气候平均值(14.5%)的4倍, 可见这10a长江多雨的气候特征是十分突出的。Wang等(2000)的研究也发现中国同全球陆地降水的变化基本一致, 不同的是中国的年代际变化更明显, 而全球降水长期趋势较强。我国年降水量变化的周期主要是3.3和26.7a。前者可能与ENSO的影响有关, 后者则表明我国降水有显著的年代际变化, 近几十年来我国降水的低频波动可能主要是年代际变化引起的, 而并非全为气候变化趋势。研究指出夏季风强弱与长江中下游雨带位置相关, 此结论表明中国东部区域低纬梅雨及其降水带位移趋势变化过程, 东亚季风年际变化将是重要关键影响因子, 且夏季经向风变化与中国区域旱涝分布也密切相关(陶诗言等, 1988; 施能等, 1996)。近年来, 东亚夏季风的年代际变率及其形成机制逐渐引起人们的重视。Guo等(2003)的最新研究表明, 20世纪中期以来, 东亚夏季风出现了两次明显的减弱。第一次发生在60年代中期, 另一次明显的减弱出现在70年代中期, 此后东亚夏季风一直维持偏弱状态。夏季风强时中国东部华北多雨, 长江少雨, 中国西部在季风强时南部多雨, 北部少雨。夏季风弱时我国降水异常形势正好相反。中国东部暴雨频数时空分布年代际变率如何? 其与季风降水变化特征是否有何差异,

中国东部暴雨频数时空分布年代际变率与青藏高原三阶梯大地形影响有关联?

另外, 从我国夏季的降水水汽输送来看, Xu等(2013)研究表明青藏高原、印度洋、孟加拉湾以及南中国海对季风水汽的输送是影响中国气候旱涝的异常年的关键区域, 夏季长江流域的水汽主要来自于西太平洋以及南中国海。夏季印度风环流和南海夏季风是向江淮流域输送水汽的主要通道(周玉淑等, 2005)。影响中国大陆东部降水的水汽主要来自南海, 其次是孟加拉湾, 再次为西太平洋(沈如桂等, 1981; 陈世训等, 1982; 金祖辉, 1981)。陈隆勋等(1991)指出, 中国大陆夏季降水的水汽属于外界输送进入的主要来自南海, 其次是孟加拉湾的西南季风, 再次是副热带高原的东南季风。Simmonds等(1999)认为中国主要有两大暴雨区域, 水汽从南边界和西边界进入, 从东边界流出。南方暴雨区域水汽主要来自于南边界, 而北方暴雨区域水汽主要来自于西边界。陶杰等(1994)还对1991年7月10~11日08时江淮梅雨暴雨个例作了数值试验, 表明了孟加拉湾水汽源地及其西南季风水汽输送通道的贡献大于南海水汽源地及其东南季风水汽输送通道, 两个水汽源同时存在对江淮梅雨暴雨引起非线性叠加增强。Chow等(2008)指出中国初夏降水的水汽通道主要来自于中国西南部的印度季风, 印度季风偏弱就会出现干旱, 如1992年的降水偏少, 如果印度季风偏强就会出现洪涝灾害, 如1998年的长江流域暴雨天气。中国处于季风盛行的区域, 夏季中国区域的暴雨很多都与夏季风的水汽输送有关。中国东部季风降水的水汽输送问题, 已有大量的文献及其研究成果, 但其究竟与上述影响季风降水的水汽源、水汽输送通道及其继续的环流结构所构成的水汽流型有何异同之处?

研究暴雨极端事件的频发区年际、年代际变化趋势及其影响因子对于防灾减灾具有重大战略意义。我国暴雨的极端事件时空变化格局及其关键影响因素复杂, 且存在很多不确定问题, 如为何我国暴雨灾害高发区相对于同气候区、同纬度带呈雨量极高值, 影响范围大, 持续时间长的特点? 东亚季风与青藏高原大地形影响背景下低纬海洋水汽源如何通过特定的水汽输送通道及其相关环流型构成中国东部暴雨高频区特殊分布? 中国东部暴雨极端事件发生状况与夏季降水时空分布及其变化趋势有何差异? 中

国区域暴雨极端事件和夏季梅雨带时空分布有何关联性? 两者与特殊的中国区域持续的东亚季风水分循环结构相关特征有何异同? 东亚季风水汽输送变化特征对中国东部暴雨发生频数时空分布格局年际、年代际变化也产生影响?

2 资料与计算方法

本文采用1961~2010年NCEP/NCAR再分析风场、水汽相关场月平均资料($2.5^\circ \times 2.5^\circ$), NCEP/NCAR再分析水汽相关场日平均资料($1^\circ \times 1^\circ$), 选取从1961~2010年有降水记录的全国601个站的6~8月日降水量小于50mm、达到或者超过50、100、200mm暴雨日数资料, 以及全国601个站的6~8月非暴雨雨量, 即小雨、中雨、大雨降水日数资料, 其中全国601个地面气象站中除了高原地区分布比较稀疏外, 基本覆盖了整个中国大陆地区, 能够有效的代表中国大陆所有地区的暴雨时空分布特征. 利用上述资料本文研究夏季暴雨年际以及年代际水汽分布以及水汽输送与暴雨区域的相关关系.

2.1 整层水汽通量计算方法

本文研究暴雨发生频数与水汽输送的相关特征, 计算整层水汽输送通道, qu 、 qv 为水平水汽通量分量, 分别采用如下公式:

$$qu = \frac{1}{g} \int_{P_s}^P qu dP, \quad (1)$$

$$qv = \frac{1}{g} \int_{P_s}^P qv dP, \quad (2)$$

公式中 g 是重力加速度, u/v 表示经/纬向风, q 是比湿, P_s 表示地表气压, P 表示大气顶气压, qu/qv 分别为经/纬向水汽通量.

2.2 相关矢的计算方法

为了分析夏季中国东部暴雨与整层水汽通量相关关系, 进一步阐明中国东部暴雨异常年水汽输送情况, 使用相关矢计算方法来追踪水汽源地以及水汽输送通道. 其表达式为:

$$\vec{R}(x, y) = \vec{i}R_u(x, y) + \vec{j}R_v(x, y), \quad (3)$$

$\vec{R}$ 表示整层水汽通量经向和纬向的合成相关矢量, $R_u(x, y)$ 代表暴雨或者降水发生的频数与经向水汽通

量分量 qu 的相关系数场, $R_v(x, y)$ 代表暴雨或者降水频数与纬向水汽通量分量 qv 的相关系数场(Xu等, 2008).

2.3 FLEXPART 粒子扩散模式计算

本文采用FLEXPART粒子扩散模式计算长江流域暴雨区水汽输送轨迹时空变化特征. 粒子扩散模式Flexpart(Lagrangian Particle Dispersion Model)是由Norwegian学院大气系空气研究所和气候所开发(Stohl等, 2005), 它是一个拉格朗日粒子扩散模式, 可以用来追踪大气成分轨迹. Flexpart模式能够计算大量的粒子群的轨迹, 用这个轨迹来描述示踪物在大气中的传输和扩散过程. 本文采用FLEXPART粒子扩散模式来计算暴雨区域水汽粒子群后向轨迹, 采用NCEP-fnl $1^\circ \times 1^\circ$ 再分析资料做为驱动场, 粒子群初始时刻放置于长江中下游区域, 其经纬度范围为: $118.25^\circ \sim 123.5^\circ \text{E}$, $28.5^\circ \sim 33.25^\circ \text{N}$, 高度为100~6000m, 计算时段为2008年6月1日00时至12日00时.

2.4 其他方法

除了以上方法外, 本文还用到了变率场计算方法、相关系数计算方法、标准化计算方法以及多元回归计算方法.

3 中国东部暴雨频数季节特征与年代际变化趋势

考虑中国东部暴雨频数(105°E 以东)季节特征, 本文计算了50~100mm(图1a)、100mm以上(图1b)以及200mm以上(图略)1961~2010年1~12月各等级暴雨频数的年内月际变化特征, 分析各等级暴雨月平均频数可知, 50~100mm、100mm以上、200mm以上暴雨频数差异明显; 值得指出的是, 1~12月各等级暴雨发生频数均反映夏季最高; 以暴雨频发现象而言, 夏季是暴雨高发季节, 且50mm以上暴雨研究也是关键“等级”.

从降水级别的天气学定义, 将日降水量达到和超过50mm的降水定义为暴雨(朱乾根等, 1981), 从我国多年暴雨分布来看, 暴雨发生主要集中在 105°E 以东地区, 由于中国区域青藏高原、黄土高原大地形背景下夏季受到季风、梅雨带、台风、副热带高压、气旋及中小尺度系统等多尺度天气系统的影响, 导致

图1 1961~2010年中国东部1~12月各月暴雨频数占全年暴雨频数的比例

(a) 日降水量 $50\text{mm} \leq R < 100\text{mm}$, (b) 日降水量 $R \geq 100\text{mm}$. 图中不同填色区为各月对应等级暴雨频数占全年比例

中国区域暴雨分布具有显著的区域性与季节性特征.

研究表明,中国区域“三阶梯”大地形(图2a)与夏季梅雨带的北移演变存在密切的相关关系,研究揭示出青藏高原与黄土高原季节性变化陆-气过程“热力驱动”及其“动态吸引”效应导致梅雨带由初始阶段的东南沿海移向西北方向,且停滞于图2a所示的青藏高原与黄土高原的边缘“地形线”(Xu 等, 2010).

从候或月的时间尺度上,东亚地区夏季风降水呈带状区域分布,故对华南、华北、江淮地区分别研究季风和降水的关系具有重要的现实意义(刘长征等,

2004). 本文计算1961~2010年夏季暴雨频数空间分布场,由计算分析可发现中国东部暴雨频数分布状态也呈东南高频区向西北方向的大地形边缘带逐步递减,其可描述出日降水量50mm以上暴雨频数分布特征为“东南高,西北低”与地形“阶梯式”分布相似的格局,这和中国三阶梯大地形与梅雨北缘带走向一致,其也反映出东部暴雨频数时空分布和梅雨带季节性演进、季风水汽输送及其与大地形动力、热力影响等因素存在某种相关关系.值得注意的是暴雨频数时空分布与夏季降水年际变化是否存在某种关联与差

图 2 1961~2010 年夏季中国大陆区域降水量变率(a)和暴雨频数变率分布(b)及其主要区域暴雨频数与降水量正负年际变率的站点数比较(c)

中国大陆主要区域 A、B、C 区分别为青藏高原与黄土高原东部平原地区、高原与平原过渡区与西部地区。(a)和(b)中填色图为中国大地的地形海拔高度

异之处? 鲍名(2006)研究表明我国暴雨在夏季具有明显的年际变化, 长江流域暴雨日在20世纪70年代有所增加并且80年代末又有显著增加, 华南暴雨随着年代变化显著. 刘小宁(1999)指出20世纪80年代后除华北外, 暴雨极端事件日数增多, 强度增大.

Church等(2014)指出近百年全球与区域水循环已经并将继续发生显著的变化. 东部季风区降水格局的变化与东亚夏季风年代际减弱(40与60~80年周期)密切相关(Wang等, 2001). 我国梅雨期降水最主要的模态是: 长江流域和华南地区反位相变化型的降水分布, 以及长江以南大部分地区一致变化型的降水分布(马音等, 2012). 本文计算了1961~2010年中国陆地地区夏季降水年代际变率分布特征(图2a), 考虑不同区域夏季总降水量多少程度与暴雨极端事件关联性差异, 进而计算中国东部暴雨频数变率空间分布(图2b), 图2a描述了众所周知的中国区域东部夏季“南涝北旱”降水变率分布(A区), 而南-北不同纬度(A区)总体而言夏季降水正负变率站点数相近(图2c右), 而西部夏季降水趋于正变率特征, 即降水正变率站数明显高于负变率站点数(图2c右); 另外, 青藏高原与黄土高原东缘(高原与平原过渡区B区)大部分站点出现了东北-西南向带状负变率降水分布趋势特征(图2a). 对比图2a与图2b可发现, 1961~2010年中国区域夏季降水与暴雨频数(日降水量50mm以上)年代际变率呈显著不同的空间分布特征, 由中国区域暴雨频数(日降水量50mm以上)变率分布(图2b)可知, 沿青藏高原与黄土高原东部平原华南、江淮、华中、华北延伸至东北大部分站点则呈西南-东北向带状暴雨频数显著正变率, 且暴雨频数正变率站点数约为负变率站点的二倍(图2c左), 对照图4b可发现该地区恰与日降水量50mm以上夏季暴雨高频区吻合, 这研究结果表明长江流域及其江南暴雨灾害风险已有增大的显著趋势. 另外, 中国区域高原大地形东缘与平原地形过渡区(B区)暴雨频数(日降水量50mm以上)出现较大面积弱正变率区(图2b), 且该区域正负变率站点数相近(图2c左). 值得注意的是, 在中国东部30°N以南, 夏季降水与暴雨频数两者同为年代际显著正变率集中区域; 另外, 暴雨频数弱正变率区域正处于大地形向平原过渡的相对地形陡峭的泥石流灾害高频区, 其中云贵高原等呈更为显著的暴雨频数正变率区, 恰与青藏高原东缘南-北向带状泥石流、山洪灾

害高风险区域相吻合, 因此, 总体上我国东部暴雨极端事件总体上有增多趋势, 这将给上述山洪、泥石流高风险区实施防灾减灾应对工程带来重大挑战. 中国东部降水变率特征呈现南涝北旱特征, 中国西部区域降水略有增加趋势, 和前人研究一致, 青藏高原黄土高原与平原过渡带负变率为主; 中国东部暴雨频数分布状态呈东南高频区向西北方向的大地形边缘带逐步递减. 其可描述出50mm以上暴雨频数分布特征为“东南高, 西北低”的与地形“阶梯式”分布相似的格局, 这和中国三阶梯大地形与梅雨边缘带走向一致, 青藏高原、黄土高原东部暴雨频数整层呈现增多区域, 其中东北区域也出现正变率, 青藏高原、黄土高原与平原过度区, 暴雨频数与夏季降水总量变率不同, 已出现增加趋势(正负变率相当), 该地区泥石流发生的频数将增加, 而西部地区变化不显著.

根据上述50mm以上暴雨频数空间分布特征, 本文将中国东部暴雨发生相对集中区选定为105°以东, 下文所述指该地区为中国东部暴雨发生频数统计范围. 研究表明中国东部夏季降水与暴雨极端事件(日降水量50、100、200mm)频数年际变化亦存在显著差异, 计算分析可知中国东部各等级暴雨(50、100、200mm)60~80年代为相对低频阶段, 且总体为上升趋势; 但在90年代开始暴雨频数波动式上升, 即暴雨频数发生“跳跃”现象, 即暴雨进入频发阶段, 对比图3夏季暴雨与降水量年际变化可发现两者1961~2010年际变化位相差显著, 两者年代际变化趋势相反, 前者日降水量50mm以上暴雨频数1961~2010年总体上呈上升趋势, 而后者中国东部夏季降水量却呈下降趋势(图3所示).

4 夏季季风水汽经向输送与中国东部暴雨频数时空分布年代际变化趋势

正如引言部分所述, 中国东部区域低纬梅雨及其降水带位移趋势变化过程, 东亚季风年际变化将是重要关键影响因子, 且夏季经向风变化与中国区域旱涝分布也密切相关(陶诗言等, 1988; 施能等, 1996). 考虑与季风水汽输送结构密切相关的暴雨南方频发区, 且暴雨高频集中区为长江流域南部30°N以南地区, 因而, 本文统计分析了中国105°以东, 20°N~45°N整层水汽输送通量年际变化; 另外, 还分

图3 中国东部夏季降水与暴雨频数年际变化曲线

蓝色虚线为中国东部夏季降水, 相关系数为 -0.273 , $P < 0.1$, 趋势值为 $a = -0.149$; 红色虚线为暴雨, 相关系数为 0.337 , $P < 0.1$, 趋势值为 $a = 0.006$

析了中国东部 30°N 以南整层水汽距平值的年际变化。

对比分析中国东部夏季南方整层水汽与水汽经向输送通量 qv 距平值年际变化, 通过图4a可以发现, 中国东部 $20^{\circ}\sim 45^{\circ}\text{N}$ 水汽输送通量年代际变化存在减弱趋势。20世纪60年代中国东部整层水汽输送通量(qv)以峰值状况呈下降趋势, 其对应夏季暴雨高频区南压态势(图4bA), 即东北、内蒙、山西及高原东缘呈西南-东北向带状正距平区; 70年代中国东部整层水汽输送通量(qv)仍处于由峰点下降阶段, 其对应夏季暴雨频数分布类似60年代(图4bB), 即北方仍呈西南-东北向带状正距平区; 80年代中国东部整层水汽输送通量(qv)呈谷区缓降阶段, 其对应夏季暴雨频数分布(图4bC)特征为长江中下游呈东-西向带状正距平区; 90年代整层水汽输送通量(qv)处于谷区, 且表现为较大幅度波动阶段, 其对应中国东部江淮, 华南为大范围暴雨频数正距平高值中心区(图4bD); 21世纪初前十年中国东部整层水汽输送通量(qv)呈谷底缓升阶段, 其对应中国东部江淮与华南两个东-西向带状, 且两者中间长江流域为东-西带状负距平区(图4bE)。中国东部夏季暴雨高频区南-北位移与该区域整层水汽输送通量强度呈年代际“同步”变化, 夏季中国东部整层水汽输送通量强年东部暴雨高频区偏北, 反之区域整层水汽输送通量弱年则东部暴雨区偏南。上述两者年代际变化相关特征某种程度上揭示出中国东部暴雨高频区南-北位移可能亦具有对该区域整

层水汽输送强度的“调制”作用。此研究结论有关中国东部整层水汽输送通量(qv)变化相关的暴雨时空变化特征与刘小宁(1999)提出的中国东部暴雨频数在华南、江淮、华北、东北区域年代际变化特征基本吻合。

5 中国东部暴雨极端事件频数与水汽输送通量相关特征

季风爆发前强降水时段与中纬度西风输送水汽大致相同, 季风爆发后则与南边界水汽输入一致(南海南风输送), 且由于南海夏季风建立后西南风增强, 导致季风爆发后华南地区西南边界的水汽输送增多(赵欢等, 2015)。这些研究表明季风及其区域大气环流型变化可导致海洋-陆地向水汽输送, 构成水汽辐合/辐散区, 引起区域降水或暴雨极端事件发生变化。本文研究亦揭示出中国东部夏季南方暴雨频数年代际变化与季风过程水汽经向输送通量 qv 强弱呈显著相关(图4)。本文将进一步分析影响中国东部夏季暴雨事件频数状况的水汽输送通量相关场分布特征。分别计算了中国东部夏季降水量、暴雨频数(日降水量 50mm 以上)与整层水汽输送通量的相关矢量场(图5), 图5a可描述出中国东部夏季梅雨降水主要集中区覆盖了长江流域及其中国江南大范围区域, 总体上降水量空间分布呈“南高北低”的势态, 对应此降水格局其整层水汽输送通道由西风带上游偏西水汽流

图4 1961~2010年夏季(105°~120°E、20°~45°N)平均经向整层水汽距平输送年际变化柱状图(a)和各年代中国区域夏季暴雨频数年代际距平分布(b)

(a) 单位: $\text{g cm}^{-1} \text{s}^{-1}$; (b) 单位: 个

图5 中国东部夏季平均降水量(a)和暴雨频数(b)空间分布与整层水汽输送通量相关矢场

降水量单位: mm. 空心箭头路径为整层水汽(单位: $\text{g s}^{-1} \text{hPa}^{-1} \text{cm}^{-1}$)输送主体方向及其主要水汽流, 实线椭圆为水汽输送通量相关矢量合成高值中心区

与季风三支水汽流(中南半岛、孟湾与南海)汇合, 且此多支水汽流汇合区“偏北”, 而其极值区位于长江

流域与江淮地区; 由分析整层水汽通量(qu 、 qv)与中国东部暴雨频数两者的相关矢场(图5b), 亦可发现,

在长江流域及华南为暴雨高频集中区, 其整层水汽输送主体通量呈多支强水汽流的“聚合”特征, 其中包括一支来自沿青藏、黄土高原东缘自东北向西南偏北水汽流, 其在青藏高原东南缘“大拐弯”折向东, 且其与孟湾西南水汽流、南海强水汽流构成多支水汽流“汇合”特征, 汇合流走向直指华南与长江流域. 对比分析可知导致暴雨过程的整层水汽输送汇合区较夏季降水类型“偏南”, 尤其值得注意的是暴雨高频区沿着青藏高原、黄土高原东侧地形边缘覆盖了平原大范围区域, 而且长江流域与江南, 尤其华南均为自南向北水汽输送通道量极值区, 其构成了中国东部暴雨高频区的关键水汽“供应线”. 中国东部夏季降水高值区位于华南, 与其水汽通量高值区(江淮区域)并不重合; 暴雨高频区水汽通量高值区位于长江流域及以南地区, 其与暴雨高频区重合. 由图5b发现, 青

藏高原与黄土高原东部平原地区为暴雨高频区(日降水量50mm以上), 其中, 长江流域及其华南(A区)、四川盆地为暴雨高频集中区. 青藏高原与黄土高原东缘(B区)为暴雨频数相对低于中国东部的区域, 且西北地区为相对低频区(C区). 上述综合分析表明中国东部夏季降水量变化与暴雨发生相关水汽通道结构差异显著, 因而探讨暴雨极端事件频数时空变化也具有独特学术意义与预报理论应用价值.

分析中国东部夏季暴雨日数与整个东亚区域整层水汽通量散度的相关关系(图6a), 由图6a可发现在长江中下游、华南(A区域)中国东部夏季暴雨频数与整层水汽通量呈水汽汇合(散度场负极值区), 夏季中国东部整层水汽输送通量辐合越强, 表明该时段来自低纬海洋水汽输送可呈持久性“汇合”状态, 其为中国东部暴雨极端事件发生、发展提供了充沛持续“供应”的

图6 东部夏季暴雨日数与整个东亚区域整层水汽通量散度的相关特征综合分析

(a) 相关系数场; (b) 高相关区(A)整层水汽通量散度(单位: $\text{g s}^{-1} \text{cm}^{-2} \text{hPa}^{-1}$) (红色)与中国东部暴雨频数(蓝色)年际变化曲线; (c)和(d) 高相关区散度异常年(极端值偏低、偏高)500hPa 高度、温度场($^{\circ}\text{C}$)与水汽通量矢量场(单位: g s kg^{-1}). (a)中方框代表散度高相关区(水汽输送汇合口), (c)和(d)红圈代表水汽输送“汇合区”, 空心箭头路径为整层水汽(单位: $\text{g s}^{-1} \text{hPa}^{-1} \text{cm}^{-1}$)输送主体方向及其主要水汽流

水汽条件,上述水汽强“辐合”亦是中國东部区域暴雨发生的关键因素之一.且中国东部暴雨频数与整层水汽通量散度相关系数达-0.497,呈现高相关关系(图6b).

选取图6a暴雨发生频数与水汽通量散度的高相关区(A)的负值高、低不同极值年份,即1961年、1963年以及1967年为水汽辐合(散度负值)异常弱年份;1994年、1997年以及1998年为水汽辐合(散度负值)异常高值年份.对比两者500hPa高度场、温度场以及对应的整层水汽输送结构可知(图6c、d),中国东部暴雨高频年青藏高原中西部为500hPa等压面上相对高值区,其对应来自青藏高原中纬30°N以北偏西北水汽流、其与来自低纬海洋孟湾西南水汽流、南海偏南水汽流汇合“偏南”(约30°N),且恰与江南暴雨高频区位置吻合;另外对应中国东部暴雨低频年份上述水汽流汇合区显著“偏北”(约30°~40°N).夏季水汽通量散度异常低值年水汽输送汇合区偏北,高值年偏南,位于长江流域及以南地区.上述分析表明夏季三支水汽流汇合区位置的“南北差异”对应着暴雨极端事件高、低频的相反异常.从图6c、d高度场、温度场配置形势也可发现500hPa等压面青藏高原中西部相对高值系统强弱可能是影响其东部三支气流的“汇合区”南、北位置差异的关键系统之一.

此研究结论可揭示出青藏高原热力结构特征可能对中国东部暴雨极端事件高、低频状况存在影响效应,其可能对夏季三支整层水汽流输送“汇合区”南、北差异产生一定“调制”作用.

为了进一步研究中国东部暴雨的水汽流汇合结构的相关性,本文计算了高相关区水汽输送汇合效应与中国东部暴雨频数的年际变化相关特征,分析可知中国东部暴雨频数与敏感因子高相关因子“强、弱”年际变化呈反位相特征,因而水汽通量散度高值区与中国东部区域暴雨频数求相关散点图(图略),中国东部暴雨频数与整层水汽通量散度呈负相关(相关系数均达信度标准99%).

6 中国东部暴雨海洋水汽影响源与水汽输送“涡动”流型综合相关物理图像

本文上述研究结果揭示出水汽输送通量及其汇合流、辐合动力结构对中国东部暴雨发生有着重要的贡献.如何认识夏季季风活动背景下中国暴雨极端

事件中水汽输送流型影响特征?并分辨季风降水与暴雨极端事件水汽输送环流型特征差异,以及暴雨、特大暴雨与一般降水(小、中、大雨等级)的水汽输送环流结构特征的差异.田红等(2002)讨论了中国夏季三类雨型与异常水汽输送的关系,结果表明中间型雨带对应中国东部有一支东北异常水汽输送和另一支西南异常输送在长江流域辐合;南方型雨带对应一支东北异常输送和另一支来自西太平洋副高西北侧的西南异常输送在华南辐合;北方型雨带对应中纬度西风异常输送与副高西北侧的西南异常输送在华北辐合.我国暴雨天气系统,包括热带气旋、区域性低涡、锋面气旋与台风或台风残余,这些暴雨系统的发生、发展与大尺度环流型背景下不同尺度系统的相互作用密切相关.然而,中国东部暴雨成因中水汽输送及其相关环流结构亦是关键的影响因素.

本文根据1961~2010年暴雨与不同等级降水发生频数分布资料,计算结果表明暴雨极端事件(日降水量100mm以上)与水汽输送通量相关场可描述出存在一个影响东部区域大范围的气旋式涡旋水汽通量相关矢特征,本文将此水汽流气旋式涡旋特征称为水汽输送“涡动”结构,探讨暴雨区水汽通量相关矢“涡旋”强度如何“驱动”着低纬海洋水汽源向中国东部水汽流输送结构.计算了夏季50mm以下(包括小、中、大雨等级)降水频数序列与东亚水汽输送通量的相关矢场(图7a、b),图7a、b分别以中国东部50mm以下降水频数与水汽通量相关矢为背景场,图中填色区为水汽通量 qu 与 qv 超过信度90%标准的高相关区,图7a、b描述出日降水量50mm以下的非暴雨发生频数相关水汽输送通道主要来自中纬偏西水汽流与大陆南方或近海为主体偏南水汽流.值得指出的是两者呈空间位置、尺度不同的水汽输送“涡动”结构.其中暴雨类“涡动”结构尺度小,但位置偏南(图7a、b).非暴雨类(50mm以下)涡动结构尺度大,位置偏北,另外,暴雨类,尤其大暴雨类(100mm以上)水汽输送气旋式“涡动”结构西侧,来自中纬偏北水汽流呈南北向显著高相关区.此水汽输送相关特征揭示出大暴雨发生过程南北水汽流汇合于中国东部的中低纬相互作用特征异常显著(图7c、d).这反映不同等级降水水汽输送源与输送流型差异显著,非极端事件降水过程与暴雨发生的水汽输送、水汽源呈显著差异.图7中填色部分为整层水汽通量与中国东部暴雨频数相关

图7 1961~2010年夏季中国东部区域平均非暴雨频数与整层水汽输送通量的相关矢及其纬向(a)和经向(b)分量以及100mm以上大暴雨对应的整层水汽输送与整层水汽输送通量的相关矢及其纬向(c)和经向(d)分量

各图中A、B、C、D四个区域为非暴雨和大暴雨频数与整层水汽经、纬向分量高相关区。(b)中箭头表示水汽输送通道。单位: $\text{g s}^{-1} \text{hPa}^{-1} \text{cm}^{-1}$

显著区域, 将水汽输送分量 qu 、 qv 显著相关区各选定A、B两个区域, 图7c中的A、B区域为 qu 高相关; 图7d中的A、B区为 qv 高相关区。计算分析亦表明暴雨发生频数与东亚整层水汽通量特征相关显著, 中国东部暴雨发生频数的相关水汽源主体来自低纬南海与孟加拉湾。其中一支由南海经孟加拉湾折向青藏高原南侧, 再由高原东南缘转向流入中国东部暴雨区, 另一支水汽流由南海直接输入中国东部暴雨区(图略)。这两支水汽输送通道均受夏季季风活跃与副热带高压系统的调制。为此, 此水汽通量相关矢流型特

征进一步证实, 中国东部暴雨区域的水汽主要来自于低纬南海与西太平洋。

为了进一步说明暴雨频数与各高相关关键区水汽输送相关程度, 经逐步回归筛选出图7c、d中的高相关区A、B、C、D四个区域与中国东部大暴雨频数(日降水量100mm以上)水汽通量高相关拟合因子, 检验后大暴雨频数年际变化(图8a)多元水汽输送相关因子拟合方程如下:

$$y = 0.002qv_A + 0.001qv_B - 0.001qv_C - 0.003qv_D + 0.306, \quad (4)$$

图8 中国东部暴雨频数以及多元因子线性拟合年际变化曲线

(a) 100mm 以上暴雨频数, (b) 50~100mm 暴雨频数. 红色曲线为暴雨频数实况; 蓝色曲线为暴雨多元因子线性拟合频数. 纵坐标为暴雨发生次数. 注: 红色曲线为暴雨频数实况; 蓝色曲线为暴雨多元因子线性拟合频数. 纵坐标为暴雨发生次数.

其中, y 为中国东部暴雨频数(日降水量100mm以上), qv_A 、 qv_B 、 qv_C 、 qv_D 分别为图7d高相关区A、B、C、D所对应的经向、纬向水汽通量平均值, 公式(4)经回归检验后只与经向水汽输送通量相关因子相关显著.

由拟合计算结果可知, 中国东部100mm以上暴雨频数年际变化水汽输送高相关区多因子拟合曲线与实际暴雨频数年际变化位相相一致, 两者的相关性达到了0.75(超过99%信度标准), 计算结果也印证了100mm以上暴雨极端事件发生与水汽通量高相关区结构的分布密切相关(图8b). 通过计算发现50~99.9mm暴雨频数的多元线性拟合也具有和实际呈显著相关, 水汽输送高相关区多元因子拟合方程如下:

$$y = -0.002qu_B + 0.002qv_A + 0.003qv_B + 0.002qv_C - 0.008qv_D + 1.318. \quad (5)$$

其中, y 为中国东部暴雨频数(日降水量50~99.9mm),

qu_B 、 qv_A 、 qv_B 、 qv_C 、 qv_D 分别为高相关区A、B、C、D所对应的经向、纬向水汽通量平均值(图略), 其中A、B、C、D四个区域与图7c、d区域位置相同, 拟合方程(5)回归检验后与经向、纬向若干因子相关显著.

为了进一步揭示中国东部暴雨发生与水汽输送相关结构特征, 本文选取了中国东部暴雨高频年(1994、1995、1996、1998年)、低频年(1971、1972、1978、1989年)两类型个例, 计算两类个例整层水汽通量矢量场, 分析对比(图9a、b)表明, 在暴雨发生低频年份, 整层水汽通量矢距平场在中国东部呈反气旋性输送流型; 相反, 暴雨频数高发年份, 整层水汽通量距平场在中国东部呈气旋性环流, 分析结果揭示出暴雨的发生提供的关键水汽输送环流动力结构. 夏季中国东部暴雨频数低值年整层水汽输送流型为“反气旋”距平特征, 暴雨频数高值年整层水汽输送

图9 中国东部暴雨异常年所对应年份平均整层水汽通量距平输送特征

(a) 暴雨低频年, (b) 暴雨高频年. 箭头为水汽流指向, 虚线圈为水汽流型(反气旋和气旋环流)

流型为“气旋”距平特征.

7 东亚夏季季风水汽输送“涡动”、辐合结构与夏季暴雨时空分布年际变化相关特征

本文揭示出中国东部夏季暴雨区与水汽输送总体效应同步变化相关特征, 研究描述出夏季季风活动背景下中国暴雨极端事件中水汽输送环流型“涡动”特征, 并剖析了暴雨极端事件水汽输送汇合流及其辐合特征, 本文将进一步探讨与暴雨极端事件相关联的水汽流辐合、汇合及其特定的涡旋结构是否存在类似年代际南北协同“摆动”? 基于上述中国东部经向水汽通量变化与中国东部暴雨高频区分布年代际变化相关分析, 本文进一步考虑有水汽输送相关矢量场中类似大尺度相关“涡旋”流型散度结构特征变化是否也伴随着中国东部暴雨高频区出现南北动态“摆动”现象? 图10a、b、c分别给出了中国25°~50°N范围暴雨频数、涡度、散度距平105°~120°E纬向平均值的年际变化时间剖面图.

值得注意的是, 图10a、b、c不同纬度暴雨频数、整层水汽通量散度与涡度距平的年际变化趋势线具有基本上同步演变相似特征, 可以发现中国20°~50°N暴雨场距平正值区年代际变化存在南移趋势(图10a), 即20世纪60年代暴雨相对高频数偏北(图4bA),

整层水汽通量负散度(辐合)、正涡度距平高值区也偏北(图10b、c); 70年代暴雨相对高频区呈南移特征(图4bB), 整层水汽通量正涡度、正散度(辐合)距平亦呈南移态势(图10b、c); 80年代暴雨相对高频区呈持续南压趋势(图4bC), 整层水汽通量的负散度(辐合)、正涡度距平高值区也呈持续南移势态(图10b、c); 90年代暴雨相对高频区在南部停滞(图4bD), 整层水汽通量正涡度、负散度(辐合)距平高值区也处于南部停滞状态(图10b、c); 21世纪初期(10年)暴雨相对高频区域停滞, 且出现向北移倾向性趋势.

8 中国东部暴雨水汽影响源与水汽输送流型综合物理图像

近年来, 发展的拉格朗日轨迹分析方法为水汽输送过程研究已提供了一个有效的分析途径. 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运动轨迹, 因而其水汽平衡过程轨迹追踪研究使得揭示水汽源汇成为可能. Wernli(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, 并可近似认为气块比湿改变仅由蒸发和降水过程所引起, 由此可确定水汽平衡及其输送过程. 针对极端降水事件, Reale等(2001)、James 等(2004)分别估算了1998年地

图 10 中国东部(25°~50°N)范围内暴雨频数(a)、散度(b)、涡度纬向(c)平均距平值(105°~120°E)年际变化时间剖面图

(a) 单位: 个; (b) 单位: s^{-1} ; (c): 单位: s^{-1}

中海西部和2002年欧洲极端降水事件水汽源。最近, 拉格朗日方法确定水汽输送路径及其源区研究有了更新的应用潜力(Nieto等, 2006)并还用于评估不同降水水源区的相对贡献(Sodemann等, 2006)。

为了进一步印证上述中国东部暴雨水汽影响源与水汽输送流型综合物理模型, 本文选取近十年中

暴雨高频年之一, 2008年长江中下游暴雨降水过程作为分析讨论个例, 引入拉格朗日降水水汽源诊断技术(陈斌等, 2010), 采用NCEP/NCAR再分析资料, 驱动拉格朗日三维粒子扩散输送模式(FLEXPART), 通过对6月1~9日极端降水过程三维气块后向轨迹追踪分析, 诊断这次极端降水事件的水汽输送质点群轨

迹. 图11a描述了水汽输送轨迹主体结构呈三支强水汽流的“聚合”特征, 其中包括一支来自沿青藏、黄土高原北缘自北向南的偏北水汽流族群, 且其在高原东侧“大拐弯”折向东, 另外, 一支由南海经孟加拉湾折向青藏高原南侧, 再由高原东南缘转向流入中国东部暴雨区, 另一支水汽流由南海直接输入中国东部暴雨区. 上述北支水汽流与孟湾西南水汽流、南海强水汽流轨迹群构成三支水汽流“汇合”结构, 汇合区位于长江流域流域. 此模拟计算水汽质点群暴雨过程个例的轨迹的研究结论进一步印证了中国东部暴雨水汽输送通道结构及其水汽流汇合特征.

基于上述综合研究结果, 本文以中国东部长江流域及华南等暴雨高频区为背景(图11b所示)归纳出中国东部暴雨水汽输送通道, 涡旋流型-辐合结构综合物理图像, 即中国东部整层水汽输送“汇合”结构水汽通道主要来自中纬沿高原东侧偏北 qV_1 与低纬海洋孟湾, 南海与中南半岛三支强水汽流特征(qV_2 、 qV_3 、 qV_4)构成, 水汽流汇合口位于中国东部暴雨极端事件发生高频区, 整层水汽通量环流型涡度($\Delta\zeta_{\max}$)、散度场结构($\Delta D_{\max}$)相关系数超过信度标准区恰与中国东部夏季暴雨频发区相吻合. 暴雨集中区的整层水汽输送通道高相关区($I_{qv}/I_{\max}$)恰伴随着中国东部暴雨频发集中区. 另外, 暴雨类高频区位于整层水汽通量相关矢“涡动”结构气旋式环流型多支水汽相关矢汇合区. 图11b描述出影响中国东部暴雨极端事件发生状况的水汽输送通道, 涡旋流型-辐合结构综合相关物理图像.

9 结论

本文综合分析探讨了中国东部暴雨极端事件水汽输送及其水汽流型等影响因子, 得到了如下研究结论:

(1) 中国东部年代际降水变率空间分布呈现“南涝北旱”特征, 中国西部区域降水略有增加趋势, 青藏高原黄土高原与平原过渡带夏季降水年代际变化以负变率为主; 青藏高原、黄土高原与平原过渡区暴雨频数变率与上述夏季降水总量变率特征不同, 年代际变率已出现了增加趋势(正、负变率相当), 该地

区泥石流发生的频数将增加, 而西部地区变化不显著. 中国东部暴雨频数变率分布和中国三阶梯大地形与梅雨边缘带走向一致, 而青藏高原、黄土高原东部暴雨频数整层呈现增多区域, 其中东北区域也出现正变率, 暴雨频数变率高频区呈东南向西北方向(大地形边缘带)逐步递减. 其可描述与地形“阶梯式”分布相似的“东南高, 西北低”的变率分布格局.

(2) 中国东部夏季季风过程降水量与暴雨极端事件频数年际变化趋势亦存在显著差异. 通过1961~2010年中国东部夏季降水量与暴雨频数年际变化规律对比分析, 可发现两者年际变化位相差显著, 尤其年代际变化趋势相反, 尤其20世纪90年代后暴雨频数年代际变化为显著上升趋势, 总体上中国东部夏季降水量年代际变化却呈下降趋势.

(3) 中国东部夏季降水水汽通量相关高值区位于江淮区域, 而降水高值区与上述水汽通量高值区并不重合, 其位于华南; 暴雨高频区水汽通量高值区位于长江流域及以南地区, 且与暴雨高频区重合. 非暴雨降水水汽输送通道为来自中纬偏西水汽流与南侧大陆、近海偏南两支水汽流, 而中国东部长江流域及华南等为暴雨高频区, 暴雨集中区的整层水汽输送通道结构可描述为来自中纬与低纬海洋三支强水汽流“聚合”特征, 且水汽流“汇合区”较夏季降水或非暴雨类显著“偏南”. 非暴雨降水和暴雨降水频数与整层水汽输送通量相关矢场上两者均呈相关空间位置、尺度不同的气旋式“涡动”环流型, 暴雨类相关水汽流型“涡动”结构尺度小、位置偏南; 非暴雨降水相关涡动结构尺度大、位置偏北.

(4) 整层水汽通量涡旋流型及其辐合结构对中国东部暴雨发生有着重要的贡献. 研究表明不仅中国东部夏季降水与暴雨频数年代际变率空间分布差异显著, 而且两者水汽输送通道及其水汽流型, 中低纬水汽流汇合区亦显著差异.

(5) 研究指出了中国东部暴雨高频区分布动态年际变化格局存在南北动态“摆动”特征, 且夏季风变化背景下整层水汽输送通量涡度, 散度场结构与中国东部暴雨高频区南北动态“摆动”呈年代际“同步”变化特征. 本文研究还提出了中国东部暴雨水汽输送通道, 水汽流型涡旋-辐合结构综合相关物理图像.

图 11 中国东部暴雨水汽影响源轨迹追踪(a)与水汽输送流型综合相关物理模型(b)

qv_1 、 qv_2 、 qv_3 、 qv_4 为整层水汽输送主要通道, 蓝色点划虚线圈为整层水汽通量相关环流型涡度高值区($\Delta\zeta_{\max}$)、蓝色实线圈为整层水汽通量相关散度高值区($\Delta D_{\max}$), 点虚线区为整层水汽输送通道高相关区($IqvI_{\max}$), 上述高值区相关系数超过信度标准 90%

致谢 感谢康红文、王寅钧等对本文给予的支持与帮助。

参考文献

- 鲍名, 黄荣辉. 2006. 近40年我国暴雨的年代际变化特征. *大气科学*, 6: 1057–1067
- 陈斌, 徐祥德, 卞建春, 施晓晖. 2010. 夏季亚洲季风区对流层-平流层不可逆质量交换特征分析. *地球物理学报*, 53: 1050–1059
- 陈隆勋, 朱乾根, 罗会邦. 1991. 东亚季风. 北京: 气象出版社. 49–61
- 陈世训. 1982. 我国南方夏季季风定义与指标. *热带地理*, 2: 10–14
- 金祖辉. 1981. 1979年夏季海南地区水气收支《会议文集》编辑组. 全国热带夏季风学术会议文集. 昆明: 云南人民出版社. 151–164
- 刘长征, 王会军, 姜大膀. 2004. 东亚季风区夏季风强度和降水的配置关系. *大气科学*, 28: 700–712
- 刘小宁. 1999. 我国暴雨极端事件的气候变化特征. *灾害学*, 14: 54–59
- 刘芸芸, 丁一汇. 2009. 西北太平洋夏季风对中国长江流域夏季降水的影响. *大气科学*, 33: 1225–1237
- 马音, 陈文, 冯瑞权, 梁嘉静, 梁永权. 2012. 我国东部梅雨期降水的年际和年代际变化特征及其与大气环流和海温的关系. *大气科学*, 36: 397–410
- 沈如桂, 黄更生. 1981. 1980年夏季热带季风环流与我国南方降水水汽输送的关系《会议文集》编辑组. 全国热带夏季风学术会议文集. 昆明: 云南人民出版社. 116–128
- 施能, 鲁建军, 朱乾根. 1996. 东亚冬、夏季风百年强度指数及其气候变化. *大气科学学报*, 19: 168–177
- 田红, 郭品文, 陆维松. 2002. 夏季水汽输送特征及其与中国降水异常的关系. *南京气象学院学报*, 25: 496–502
- 陶杰, 陈久康. 1994. 江淮梅雨暴雨的水汽源地及其输送通道. *大气科学学报*, 17: 443–447
- 陶诗言, 朱文妹, 赵卫. 1988. 论梅雨的年际变异. *大气科学*, 12: 13–21
- 陶诗言. 1980. 中国之暴雨. 北京: 科学出版社. 1–3
- 王绍武, 蔡静宁, 朱锦红, 龚道溢. 2002. 19世纪80年代到20世纪90年代中国年降水量的年代际变化. *气象学报*, 60: 637–639
- 赵欢, 张人禾, 温敏. 2015. 2013年5月华南强降水与中国南海夏季风爆发. *气象学报*, 73: 442–458
- 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. *大气科学*, 29: 195–204
- 朱乾根. 1992. 天气学原理和方法. 第4版. 北京: 气象出版社. 321–323
- Chow K C, Tong H W, Chan J C L. 2008. Water vapor sources associated with the early summer precipitation over China. *Clim Dyn*, 30: 497–517
- Church J, Clark P, Cazenave A, Gregory J, Jeverjeva S. 2014. *Climate Change 2013: The Physical Basis: Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. In: Stocker T, ed. Cambridge: Cambridge University Press. 1135
- Guo Q Y, Cai J N, Shao X, Sha W. 2003. Interdecadal variability of East-Asian summer monsoon and its impact on the climate of China. *Acta Geographica Sin*, 58: 569–576
- James P, Stohl A, Spichtinger N. 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 Syst Sci*, 4: 733–746
- Nieto R, Gimeno L, Trigo R. 2006. A Lagrangian identification of major sources of Sahel moisture. *Geophys Res Lett*, 33: 273–274
- Reale O, Feudale L, Turato B. 2001. Evaporative moisture sources during a sequence of floods in the Mediterranean region. *Geophys Res Lett*, 28: 2085–2088
- Simmonds I, Bi D, Hope P. 1999. Atmospheric water vapor flux and its association with rainfall over China in summer. *J Clim*, 12: 1353–1367
- Sodemann H, Palmer A S, Schwierz C, Schwikowski M, Wernli H. 2006. The transport history of two Saharan dust events archived in an alpine ice core. *Atmos Chem Phys*, 6: 667–688
- Stohl A, Forster C, Frank A, Seibert P, Wotawa G. 2005. Technical note: The Lagrangian particle dispersion model FLEXPART version 6.2. *Atmos Chem Phys*, 5: 2461–2474
- Wang H J. 2001. The weakening of the Asian monsoon circulation after the end of 1970's. *Adv Atmos Sci*, 18: 376–386
- Wang S, Gong D. 2000. Climate in China during the four special periods in Holocene. *Prog Nat Sci*, 5: 379–386
- Wernli H, Davies H C. 1997. A Lagrangian-based analysis of extratropical cyclones. I: The method and some applications. *Q J R Meteorol Soc*, 123: 467–489
- Xu X, Lu C, Ding Y, Shi X, Guo Y, Zhu W. 2013. What is the relationship between China summer precipitation and the change of apparent heat source over the Tibetan plateau. *Atmos Sci Lett*, 14: 227–234
- Xu X, Lu C, Shi X. 2010. Large-scale topography of China: A factor for the seasonal progression of the Meiyu rainband. *J Geophys Res*, 115: 355–365
- Xu X D, Shi X Y, Wang Y Q, Peng S Q, Shi X H. 2008. Data analysis and numerical simulation of moisture source and transport associated with summer precipitation in the Yangtze River valley over China. *Meteorol Atmos Phys*, 100: 217–231