



论文

孟加拉湾热带风暴对青藏高原降水和土壤湿度的影响

肖志祥^{①②}, 段安民^{①③*}

① 中国科学院大气物理研究所大气科学和地球流体力学数值模拟国家重点实验室, 北京 100029;

② 中国科学院大学地球科学学院, 北京 100049;

③ 南京信息工程大学气象灾害教育部重点实验室, 南京 210044

*联系人, E-mail: amduan@lasg.iap.ac.cn

收稿日期: 2014-07-05; 接受日期: 2014-11-04; 网络版发表日期: 2015-04-22

南京信息工程大学气象灾害教育部重点实验室开放课题(编号: KLME1309)、财政部和科技部公益事业气象行业专项(编号: GYHY201406001)和国家自然科学基金项目(批准号: 91337216, 41175070)资助

摘要 利用 JTWC 提供的 1981~2011 年孟加拉湾热带风暴最佳路径资料, 研究春季、初夏 (AMJ) 及秋冬季节 (SOND) 孟加拉湾风暴对青藏高原降水及土壤湿度的影响特征. 研究表明: 每年平均约 1.35 个孟加拉湾风暴能够影响青藏高原, 5 和 10 月是孟加拉湾风暴影响青藏高原的两个主要时期, 且在 AMJ 生成的风暴比 SOND 影响范围更大, 影响的纬度更偏北; 孟加拉湾风暴引起的降水最大可超过当地当月降水量的 50%, 同时也能够占到整个季节的 20%. 资料分析还表明春季风暴降水引起的青藏高原表层土壤湿度异常大概能维持 20~25 d, 秋冬季节孟加拉湾风暴引起的高原积雪也仅能维持 20 d 左右便基本消融殆尽. 数值试验表明青藏高原表层土壤湿度异常仅持续 20 d 左右, 次表层异常则大概可以持续 2 个月, 而更深层次土壤湿度异常则可维持数月甚至更久. 最后, 统计关系还表明前期风暴引起的高原积雪及土壤湿度异常并不足以影响到东亚夏季降水, 其与中国东部夏季降水异常无直接联系. 近 30 年来孟加拉湾风暴强度增强, 使得 20 世纪 90 年代中期以后孟加拉湾风暴对青藏高原春季降水的影响有所增强.

关键词热带风暴
孟加拉湾
青藏高原
土壤湿度
积雪
WRF 模式

孟加拉湾是全球 8 个热带气旋多发海域之一 (Atkinson, 1971), 年均约有 4 个被命名的热带风暴生成, 大约占全球热带风暴的 5% (Alam 等, 2003). 孟加拉湾热带风暴 (下称孟湾风暴) 虽然生成数量少, 但是每年给印度、孟加拉国及缅甸等沿岸国家造成以数十亿计的经济损失和大量人员伤亡 (Paul, 2010). 当孟湾风暴向偏北方向移动时, 常影响到青藏高原, 是青

藏高原暴风雪等严重气象灾害频发的触发条件之一 (朱福康等, 1998; 王子谦等, 2010; 周倩等, 2011). 戴武杰 (1974) 认为进入到 15°N 以北, 85°~90°E 的孟湾风暴 80% 以上能够影响到青藏高原, 并将这一区域确定为孟湾风暴影响青藏高原的关键区. 此外, 初夏和秋末当孟湾风暴向东北方向移动时, 极易对我国西南地区造成严重影响 (段旭等, 2009). 西太平洋台风

中文引用格式: 肖志祥, 段安民. 2015. 孟加拉湾热带风暴对青藏高原降水和土壤湿度的影响. 中国科学: 地球科学, 45: 625–638

英文引用格式: Xiao Z X, Duan A M. 2015. Can the tropical storms originated from the Bay of Bengal impact the precipitation and soil moisture over the Tibetan Plateau? Science China: Earth Sciences, 58: 915–928, doi: 10.1007/s11430-014-5028-8

对我国东南沿海降水的贡献已有诸多定量化研究(Ren 等, 2002, 2006; Chen 等, 2010; Wu 等, 2007; Kim 等, 2012), 而以往对孟湾风暴影响青藏高原的研究多限于个例及定性分析, 缺乏长期、系统化的研究。

青藏高原平均海拔 4000 m, 可以直接加热和冷却对流层中上层大气, 对东亚乃至全球气候都有重要的影响(赵平和陈隆勋, 2001; Wang 等, 2013). 有研究指出前期青藏高原积雪偏多会使得海陆热力差异减小, 夏季风爆发延迟, 东亚夏季风减弱, 进而导致江淮流域夏季降水偏多(张顺利和陶诗言, 2001; Qian 等, 2003); 而春季青藏高原热源异常同样可以导致东亚夏季环流异常和中国东部夏季降水异常(罗会邦和陈蓉, 1995; 段安民等, 2003; Wang 等, 2013). 冬季孟湾风暴影响青藏高原主要是降雪过程, 而春季孟湾风暴影响青藏高原主要是产生降水, 二者都将使得青藏高原土壤湿度及地表热状况受到影响, 并进而可能影响到大尺度环流系统。

鉴于孟湾风暴能引起青藏高原地表湿、热状况改变并可能对大气环流产生影响, 本文拟通过资料诊断分析与数值模式相结合, 分析历年孟湾风暴影响青藏高原的特征, 并通过数值模式验证青藏高原土壤湿度异常持续时间。

1 资料

本文使用的孟湾热带风暴路径资料由美国关岛联合台风警报中心(Joint Typhoon Warning Centre, JTWC)提供, 该资料集主要包括 6 h 时间间隔的风暴中心经纬度, 中心最低海平面气压及中心附近地面最大风速(资料详见: http://www.usno.navy.mil/NOOC/nmfc-ph/RSS/jtwc/best_tracks/ioindex.html). 由于孟湾风暴在 20 世纪 60 年代末之前的监测主要依赖于航海日志和陆面观测, 监测质量不高. 70 年代之后青藏高原及周边地区有了卫星观测的应用(丁一汇, 1975, 1976), 提升了对孟湾地区风暴的监测质量. 考虑到孟湾风暴频数在 70 年代末发生转折性变化(段旭等, 2009), 且 1985 年以后风暴路径具有最高的可信度(Chu 等, 2002), 因此, 为了保证孟湾风暴资料的可靠性及增加样本量, 本文主要研究 1981~2011 年这一时间段内记录相对完善、具有较高可信度的孟湾风暴。

本文所用的站点观测资料主要有: (1) 1981~2011 年中国气象局基于台站观测的 756 站日降水量、日积

雪深度和 1980~2008 年每日 4 次地表风速、地面温度及近地面气温计算的青藏高原 73 站感热(Duan 和 Wu, 2008); (2) Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM)提供的 1998~2011 年热带高时空分辨率卫星降水, 水平分辨率为 $0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$, 时间间隔为 3 h(Huffman 等, 2007); (3) ERA-Interim 再分析资料(Dee 等, 2011), 用于驱动区域模式 WRF, 其时间分辨率为 6 h, 空间分辨率为 $0.75^{\circ} \times 0.75^{\circ}$ 。

土壤湿度采用 Goddard Earth Sciences Data and Information Services Center (GES DISC: <http://disc.sci.gsfc.nasa.gov/hydrology/data-holdings>)提供的 Global Land Data Assimilation System Version 1 (GLDAS-1) 全球陆面同化资料. 该系统通过陆面模式及资料同化技术同化卫星数据及陆面观测数据(Rodell 等, 2004), 最后得到全球范围内的地表气象要素. 该系统提供 4 个陆面模式同化的数据, 即 Community Land Model (CLM), Noah model, MOSAIC model 和 Variable Infiltration Capacity model (VIC). 本文主要采用以 CLM 作为陆面模式分量得到的土壤湿度资料, 其空间分辨率为 $1^{\circ} \times 1^{\circ}$, 时间间隔 3 h。

2 孟湾风暴对青藏高原的影响特征

孟湾风暴在孟加拉湾北部登陆时离我国藏南的最短距离还有 6~7 个纬距(约 600~700 km), 且登陆后风暴强度迅速减弱, 由于青藏高原南麓大地形的阻挡作用, 孟湾风暴对高原风速的影响有限(北京大学地球物理系热带天气研究组等, 1974). 朱福康等(1998)认为青藏高原地形对风暴前部的卷云向北推进没有阻挡作用, 因此风暴云带能够伸到高原上空, 形成降水条件, 所以孟湾风暴对青藏高原的影响主要是风暴降水而不是风速。

为了选取对青藏高原有影响的孟湾风暴以及定量化研究风暴降水, 本文采用 Kubota 等(2009)提出的假定风暴降水率仅依赖于离风暴中心的距离, 通过这一条件来判断风暴降水. 由于高时空分辨率降水资料的限制, 本文使用 1998~2011 年 TRMM 3 h 降水资料及风暴中心经纬度, 得到这一时段内 38 个孟湾风暴降水率随风暴中心距离的变化(图 1(a)). 由图 1(a)可以看到风暴降水率随离风暴中心距离增大而减小, 大约在 1000 km 的距离时风暴降水率随距离增加很少变化, 这与 Kubota 等(2009)得到的结果类似. 因

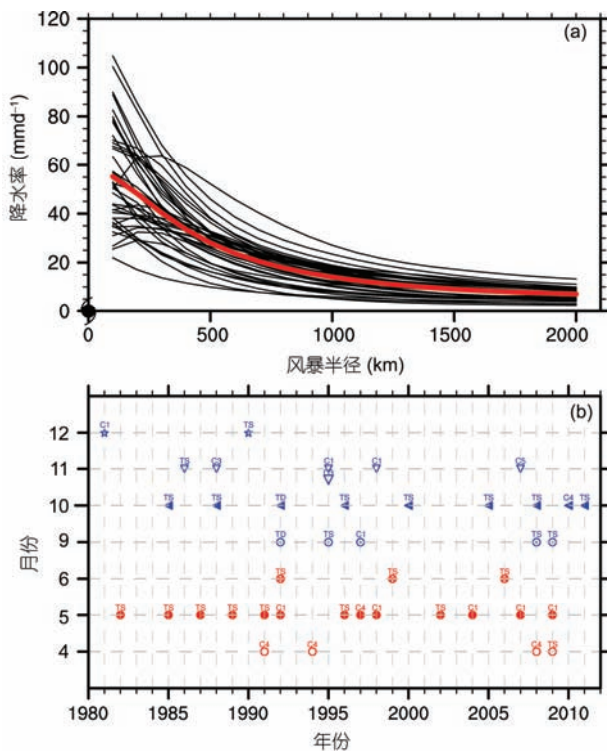


图 1 孟湾风暴降水率随风暴半径的变化(a)和影响青藏高原的孟湾风暴时间分布(b)

(a) 为 1998~2011 年 38 个孟湾风暴降水率变化, 红色实线表示 38 个风暴的平均降水率; (b) 为 1981~2011 年 42 个影响青藏高原的孟湾风暴时间分布. 红色表示春季及初夏(AMJ), 蓝色表示秋冬季节(SOND). TD, TS, C1, C2, C3, C4 和 C5 表示相应风暴的强度

此, 孟湾风暴的影响半径大约为 1000 km. 本文以下部分将选取对青藏高原有影响的风暴以及风暴影响范围均以风暴中心 1000 km 的半径为判断条件, 并且判断的时间范围仅包括 JTWC 对孟湾风暴开始编号到结束编号之间.

1981~2011 年, 孟加拉湾(5~25°N, 80~100°E)区域内一共有 108 个热带风暴生成或在别的地方生成但移动经过这一区域, 其中春季及初夏(4~6 月, AMJ, 余同)共有 36 个, 占 33.3%, 秋冬季节(9~12 月, SOND, 余同)共 72 个, 占 66.7%. 根据孟湾风暴影响半径为 1000 km 这一条件, 并且去掉了风暴“零星”影响(即高原受影响少于 3 个站点的风暴(Ren 等, 2007)), 影响青藏高原的风暴为 42 个, 即, 1981~2011 期间, 年均约有 1.35 个孟湾风暴能够影响高原, 最多的年份是 1992 年(4 个). 如果一个风暴生成和消亡时间分别位于两个月, 则将该风暴归为风暴生成所在月份, 图 1(b)即为影响青藏高原的孟湾风暴时间分布. 由图

1(b)可见, 孟湾风暴对青藏高原的影响主要在 5 和 10 月份, 呈现出和孟湾风暴总数量一致的双峰型分布(Li 等, 2013). 其中 AMJ 有 20 个孟湾风暴影响高原, 而 SOND 共有 22 个风暴影响高原, 这表明上下半年孟湾风暴对高原的影响频率基本一致, 但是 AMJ 风暴影响高原的比例为 55.6%, 而 SOND 风暴影响高原的比例为 30.6%, 因此在 AMJ 生成的风暴相对来说更容易影响高原, 其主要是因为南支槽在 3~5 月最明显且易于南伸, 容易引导风暴北上影响高原.

JTWC 根据风暴 1 min 平均最大持续风速, 按照 Saffir-Simpson Scale 方法(http://weather.unisys.com/hurricane/n_indian/index.php)将孟湾风暴强度分为 7 个等级, 即风速在 62.8 km h^{-1} 以下的风暴称为热带低压(TD), $62.8 \sim 117.5 \text{ km h}^{-1}$ 称为热带风暴(TS), $119.1 \sim 153 \text{ km h}^{-1}$ 为 Category1(C1)等级, $154.6 \sim 177.1 \text{ km h}^{-1}$ 为 Category2(C2)等级, $178.7 \sim 209.3 \text{ km h}^{-1}$ 为 Category3(C3)等级, $210.9 \sim 249.6 \text{ km h}^{-1}$ 为 Category4(C4)等级, 风速大于 249.6 km h^{-1} 的风暴归为 Category5(C5)等级. 根据风暴强度, 将 C1~C5 这五类达到飓风等级的风暴归为强风暴, TD 和 TS 两个等级归为弱风暴. 如图 1(b)所示, AMJ(SOND)季节对青藏高原有影响的强风暴有 9(8)个, 弱风暴 11(14)个, 这两个季节强弱风暴并无明显差异, 但是从全年来看, 强风暴一共有 17 个, 弱风暴一共 25 个, 总数上弱风暴更多.

赤道槽由 2~4 月缓慢向北抬, 5 月份迅速越过孟加拉湾, 孟湾风暴随着赤道槽向北运动; 而 9~12 月孟湾风暴随赤道槽从印度北部向孟加拉湾南部运动(Gray, 1968), 因此春季孟湾风暴比秋冬季节风暴路径更偏北(图 2). 在统计时间范围内, AMJ(图 2(a))季节生成的孟湾风暴对青藏高原的影响向西可以影响到 80°E , 向北可以影响到 38°N , 几乎能够影响到整个青藏高原主体范围, 共有 60 个站点受到影响; 而 SOND(图 2(b))季节, 只有 37 个站点受到风暴的影响, 且仅能影响到青藏高原的中部(34°N). 由于本文使用的方法是假设孟湾风暴影响范围仅依赖于半径, 因此在两个时段孟湾风暴对青藏高原的影响都随着纬度的增加而减少, 受到风暴影响最多的区域是高原南部, 但站点受影响最大频率也仅每年 0.5 个左右. 从影响青藏高原的孟湾风暴路径(图 2 蓝线)来看, 在这两个季节里, 西北向和东北向路径是孟湾风暴影响青藏高原的主要路径. 这些风暴都能够进入到

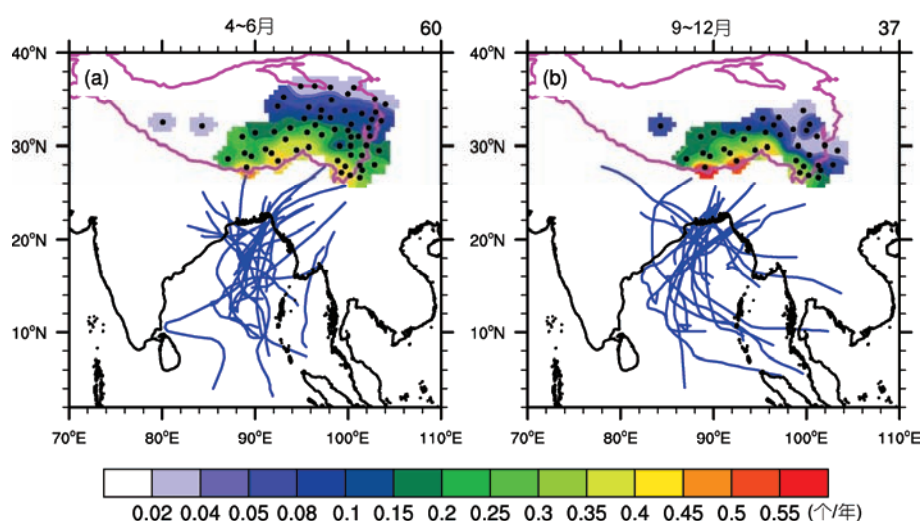


图2 青藏高原受孟湾风暴影响站点、站点受风暴影响频率和影响青藏高原的风暴路径

(a) AMJ; (b) SOND. 红色实线为 3000 m 地形等高线, 黑实点为站点, 阴影为频率, 蓝线为风暴路径

15°N 以北, 且多经过 85°~90°E 这一经度范围内, 这与戴武杰(1974)定义的影响青藏高原的孟湾风暴关键区是一致的. 但相对来说 AMJ 季节风暴路径中心(16°N, 90°E)稍偏南(图 2(a)), 风暴生成位置集中于孟加拉湾中部和南部; 而 SOND(图 2(b))季节风暴路径中心则更靠近孟加拉国沿岸(20°N, 89°E), 风暴生成位置集中于孟加拉湾中东部.

孟湾风暴引起青藏高原降水的空间分布与图 2 所示的站点受风暴影响频率类似, 降水量均为由南到北递减(图略); 且典型个例(2008 年 10 月有风暴影响高原, 而 2009 年 10 月无风暴影响高原)分析表明, 在有风暴影响高原的月份与无风暴影响的月份, 青藏高原日平均降水量的空间分布与气候态降水基本一致(图略). 风暴降水是一种天气尺度的剧烈降水过程, 但是其并不能够导致月尺度、季节尺度大范围空间降水形态的变化.

由于地形的阻挡作用, 孟湾风暴主要通过降水影响青藏高原, 因此, 本文重点关注风暴降水. Kim 等(2012)研究西太平洋台风对华南降水的贡献时发现, 就区域平均来说, 台风降水对华南年代际夏季总降水量的贡献并不大, 但是从每个月的台风降水来看, 8 月台风降水却可以达到与非台风降水相当的量级. 由于孟湾风暴生成频率远小于西太平洋, 且对青藏高原有影响的更少(图 1(b)), 因此, 为了更清楚地了解孟湾风暴对青藏高原降水的局地贡献, 本文将具体分析每个影响青藏高原的风暴引起的降水占当

月及所在季节的比例(图 3). 由图 3 可知, 每个风暴引起的降水量占月份和季节的比例相差很大, 如最大比例可以占当月降水的 50% 以上(风暴编号: 19951110), 也可能降水量极小, 几乎不会影响到当地的月降水量(风暴编号: 199209, 200010, 200510, 199404, 199805). 就季节尺度来说, 风暴降水最大也可以占到 20%(风暴编号: 200810). 秋冬季节的风暴在青藏高原多为降雪过程, 容易给高原地区带来暴雪灾害天气, 如 2008 年 10 月(风暴降水量占当月总降水量的 45%, 图 3(b))的孟湾风暴使得青藏高原出现一次历史罕见的大范围区域暴雪灾害天气过程, 造成高原地区多处道路、电力中断, 藏区畜牧业遭受严重打击(周倩等, 2011). 图 4 所示为每个风暴影响过程受影响站点平均降水量, 不同风暴过程降水量相差很大; 由图 4 可知, 春季及初夏季节孟湾风暴的平均降水量比秋冬季节要大, 春季风暴平均降水量为 8.61 mm, 要大于秋冬季节的 4.85 mm. 春季最大每站过程降水量可达到 36.2 mm(风暴编号: 200205), 但是此次风暴仅对青藏高原东南部 4 个站点有影响, 范围较小, 在高原造成的天气灾害并不大; 而秋冬季节虽然受影响站点平均最大降水量仅为 24 mm(200810), 但是其影响范围很大, 且主要是降雪过程, 导致青藏高原大范围暴雪气象灾害发生.

图 5 为各月份风暴开始影响青藏高原当天 500 hPa 风场及整层水汽通量散度积分(由于 4 和 12 月份各有 2 个孟湾风暴影响高原, 个例太少, 因此未制图).

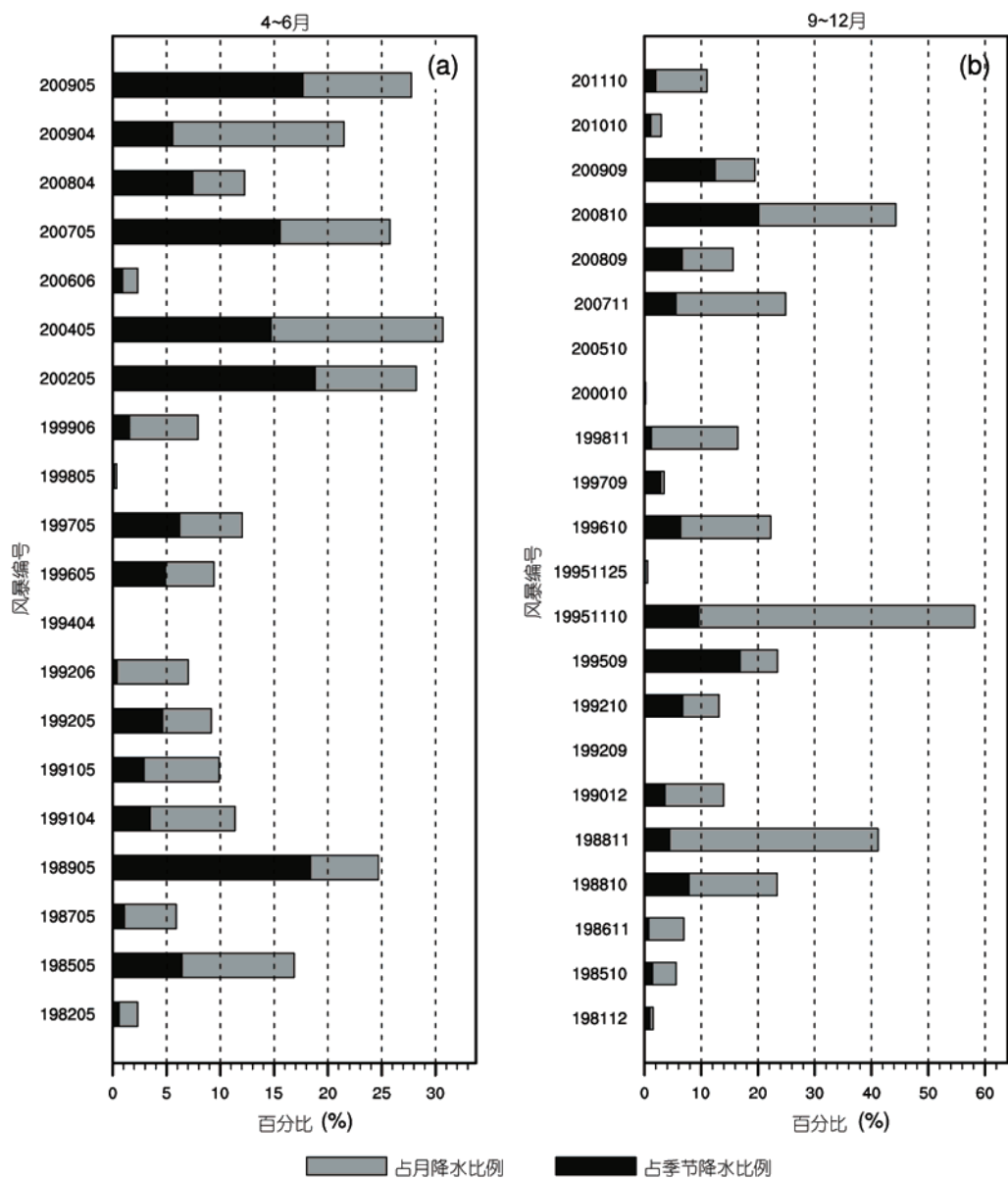


图 3 每个风暴降水所占当月及当季节总降水比例

由图 5 知与孟湾风暴相关的系统主要是中高纬的冷空气南侵以及西北太平洋副热带高压, 风暴向青藏高原的水汽输送通道主要是孟加拉湾南支槽槽前的西南暖湿气流, 南北暖湿、干冷空气在高原中东部汇合及地形抬升作用有利于降水的发生; 风暴影响青藏高原期间水汽通量辐合中心也位于高原中东部. 前人研究表明高原大地形的阻挡及抬升效应能够改变风暴的外围环流特征. 王允宽等(1986)通过流体力学模拟实验发现青藏高原地形抬升作用使得上层风

速增大, 而阻挡作用导致下层风速减小; 风暴北部云系伸入青藏高原上空后在 300 hPa 高度形成晴空区, 两侧存在风向及风速的切变. 许美玲等(2006)利用中尺度数值模式模拟结果表明, 当孟湾风暴移近低纬高原时, 地形作用使得风暴的圆形气旋性环流变成了与地形走向一致的西北东南向的椭圆形气旋环流, 且地形阻挡和绕流作用有利于风暴东南部气流的辐合. 王曼等(2011)地形敏感试验表明孟湾风水平风场由登录前的对称环流转变为非对称环流, 风暴移

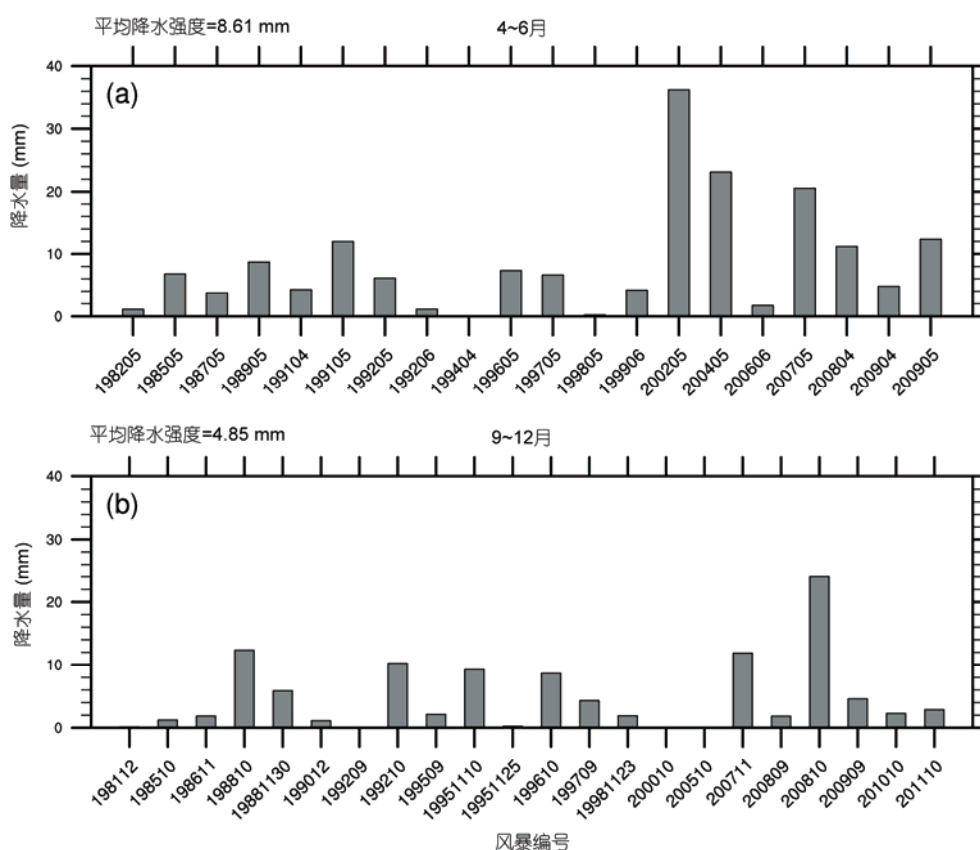


图4 每个影响青藏高原的风暴过程引起的站点平均降水量

动的东北方向风速明显大于其他方向, 风暴外围 10 m s^{-1} 风速等值线范围随地形高度降低而增大。

3 孟湾风暴对青藏高原的持续影响效应

青藏高原积雪及土壤湿度异常在一定程度上反映了青藏高原地表热状况, 因此一直受到众多研究者的关注(张顺利和陶诗言, 2001; Qian 等, 2003; 朱玉祥等, 2007)。有的学者曾提出冬、春季节青藏高原积雪异常可能影响东亚大气环流和夏季雨型分布(陈烈庭, 1998; Wu 和 Qian, 2003)。由于青藏高原冬季是冻土, 土壤湿度的不确定性更强, 因此对于春季及初夏的风暴我们主要关注风暴对青藏高原土壤湿度的影响效果, 而秋冬季节的风暴我们主要关注其降雪效应。青藏高原土壤湿度的直接观测数据缺乏, 很难将观测数据用于土壤湿度异常的研究。Chen 等(2013)将青藏高原站点观测土壤湿度与 GLDAS 同化系统得到的土壤湿度对比发现, GLDAS 同化系统能够较好的再现青藏高原表层(0~4.5 cm)及次表层土壤湿度

(9.1~49.3 cm)。因此, 本文选取这两个层次的土壤湿度进行研究。为了方便研究, 将格点化的 GLDAS 土壤湿度通过双线性插值到青藏高原 73 站点进行研究。图 6 即为春季及初夏每个影响青藏高原的风暴消亡前后高原受影响站点土壤湿度的演变过程。

表层土壤湿度对于降水的响应时间很短, 只要有降水发生表层土壤湿度很快随之改变, 由图 6(a)~(c)可知, 表层土壤湿度具有强烈的逐日变化。由于孟湾风暴基本是在消亡那一天(图 6, 第 0 天, 蓝色虚线)北上到最高纬度(图 2), 因此在消亡那一天离高原最近, 在高原引起的降水量最大。因此土壤湿度往往在那一天达到这段时间的峰值, 而降水结束后土壤湿度也随之减小, 当再有降水过程时, 土壤湿度又增加。4 和 6 月份影响青藏高原的风暴较少, 且风暴降水并不强(图 4), 基本上只能影响到表层土壤湿度(图 6(a), (c)), 而次表层土壤湿度基本没有变化(图 6(d), (f)); 但是随着 6 月份青藏高原雨季的来临, 随着降水量增加, 后期土壤湿度显著增大(图 6(c), (f)), 因此 6 月土壤表层湿度受雨季的影响, 并不是在风暴

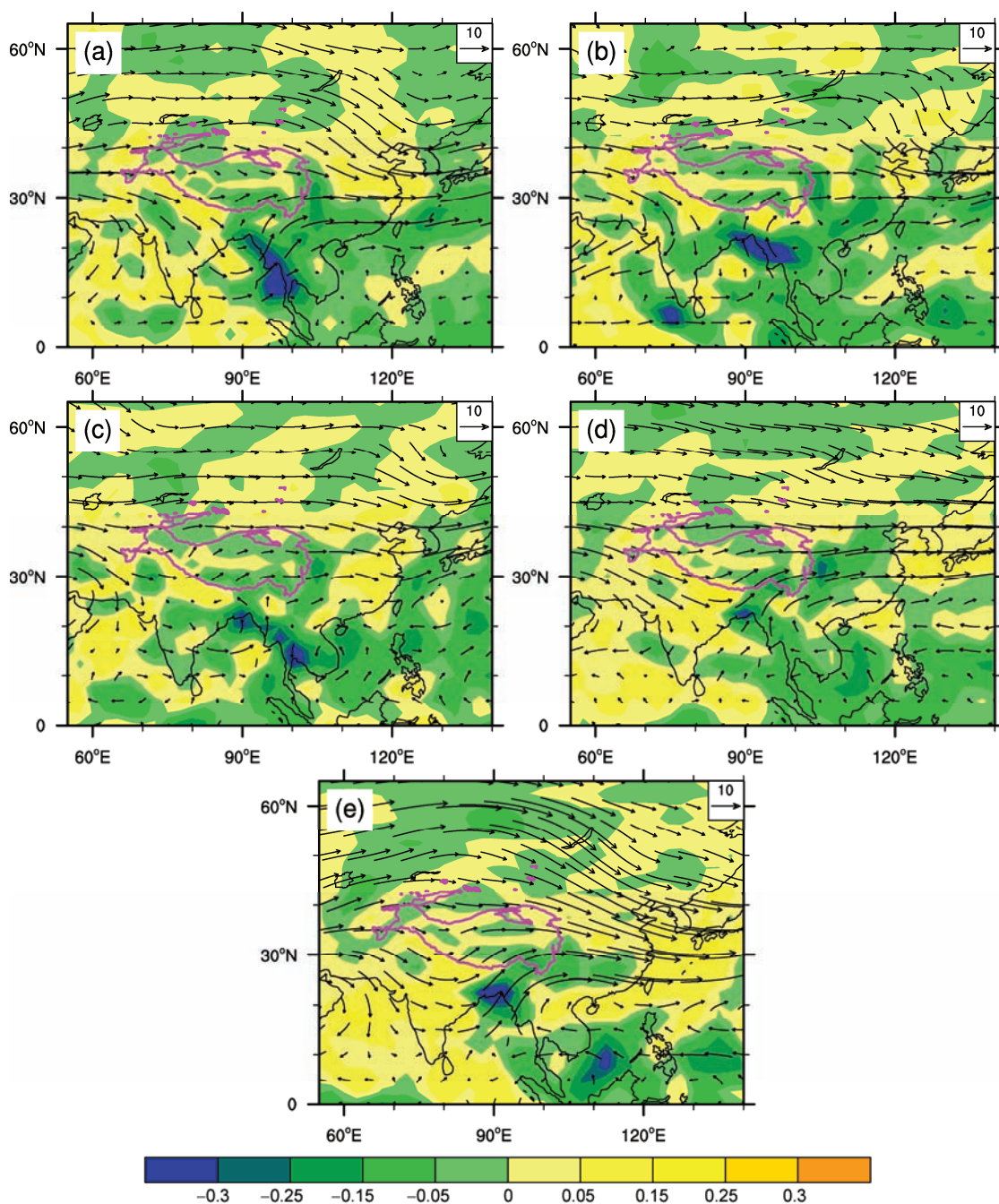


图 5 各月份风暴开始影响高原当天 500 hPa 风场合成及整层积分的水汽通量散度合成

(a) 5 月份; (b) 6 月份; (c) 9 月份; (d) 10 月份; (e) 11 月份. 红色实线表示 3000 m 地形等高线. 风场为矢量(单位: m s^{-1}). 阴影为水汽通量散度(单位: $\text{g m}^{-2} \text{s}^{-1}$)

消亡当天达到最大. 而 5 月份影响青藏高原的风暴数量最多(图 1(b)), 风暴降水量大(图 4(a)), 土壤湿度伴随风暴北上过程显著增加, 表层土壤湿度扰动很大(图 6(b)); 而次表层同样受到风暴降水的影响, 由于

需要等待降水的下渗, 因此次表层土壤湿度的最大值出现时间要稍微晚于表层, 且扰动趋于平缓(图 6(e)). 风暴引起的这种土壤湿度最大异常能够持续到风暴消亡后 20~25 d(图 6(b), (e), 绿色实线), 即该风

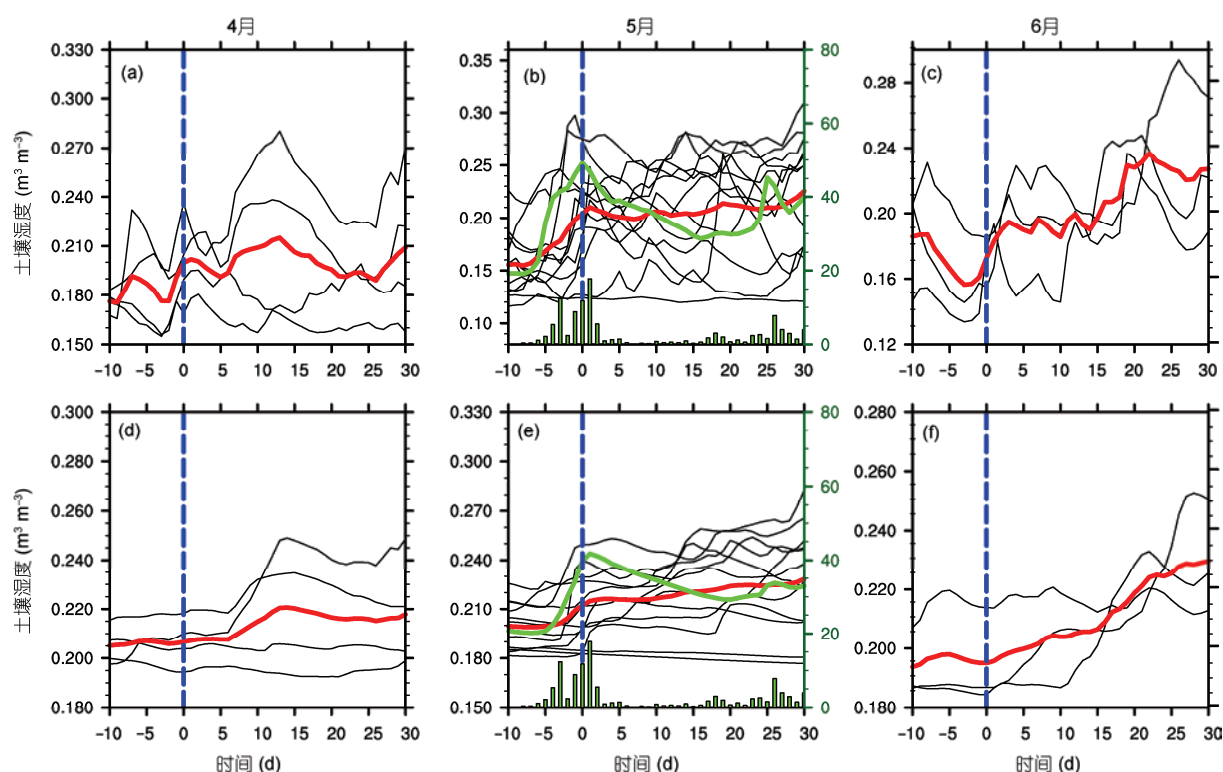


图6 4~6月风暴影响前后青藏高原表层和次表层土壤湿度演变过程

(a)~(c)为表层土壤, 0~4.5 cm; (d)~(f)为次表层土壤, 9.1~49.3 cm. 黑实线: 每个风暴对应的土壤湿度演变曲线; 红线: 当月各个风暴对应土壤湿度平均值; 绿色实线: 风暴(200705)过后没有较强降雨, 可观测到的土壤湿度异常最大持续时间; 深绿色柱状: 对应绿色实线风暴降水量(mm); 蓝色虚线: 风暴消亡当天; 横轴为时间(天), 正号表示风暴消亡后, 负号表示风暴消亡前; 土壤湿度单位: $\text{m}^3 \text{m}^{-3}$

暴(编号: 200705)过后这段时间内降水很少(基本在 1 mm 以下, 图 6(b), (c), 深绿色柱状), 土壤湿度没有因为额外降水而产生明显的扰动, 主要是前期风暴降水引起的土壤湿度异常. 风暴过后土壤湿度呈线性减弱的趋势, 20~25 d 以后有降水补偿因为蒸发导致的土壤湿度减小, 因此土壤湿度开始增加, 这段时间称为风暴对高原表层土壤湿度异常的直接效应.

土壤湿度异常的持续性(土壤湿度记忆性)还可以通过滞后自相关系数求解, 即通过一阶 Markov 过程(Jones, 1975)将自相关系数转换为土壤湿度的持续性: $\tau = -t/\ln(r(t))$, 式中, $r(t)$ 表示滞后时间为 t 的土壤湿度自相关系数, τ 表示土壤湿度记忆时间. 这种研究土壤湿度持续性的方法已经在诸多文章中得到了广泛的应用(Delworth 和 Manabe, 1988; Wu 和 Dickinson, 2004; Meng 等, 2013). 本文将风暴消亡当天作为起始时间来计算青藏高原春季及初夏土壤湿度异常的持续时间. 结果表明春季及初夏孟湾风暴过后青藏高原表层土壤湿度的记忆时间有很大的差

异, 最短仅为 5.5 d, 最长可达 50 d, 平均持续 21 d; 而次表层土壤湿度异常为 14.5~141.5 d, 平均记忆时间为 40.7 d. 这种非常大的变率很可能与青藏高原复杂地表条件有关, 另外每个风暴影响范围及降雨强度(图 4)的不同也是可能的主要原因.

秋冬季节影响青藏高原的风暴主要引起局地的降雪过程, 图 7 为孟湾风暴消亡前后青藏高原受影响站点平均积雪深度随时间的演变. 从图 7 中可以看出, 风暴基本上都能够使得高原形成降雪, 站点平均积雪深度在 11 月最大, 可达 9 cm(图 7(c)). 与图 5 土壤湿度异常类似, 风暴降雪随风暴消亡后迅速融化, 到 20 d 左右积雪也已基本消融完毕. 虽然 12 月份(图 7(d))有一风暴过后积雪的持续时间超过了 20 d, 但是该风暴消亡后站点积雪呈现减少再增加的日振荡, 说明此次风暴后高原有数次较强的降雪过程补充积雪, 再加上进入隆冬季节, 温度较低, 以至于风暴降雪没有显示出迅速消融的迹象. 因此, 风暴降雪的直接影响效应也在 20 d 左右.

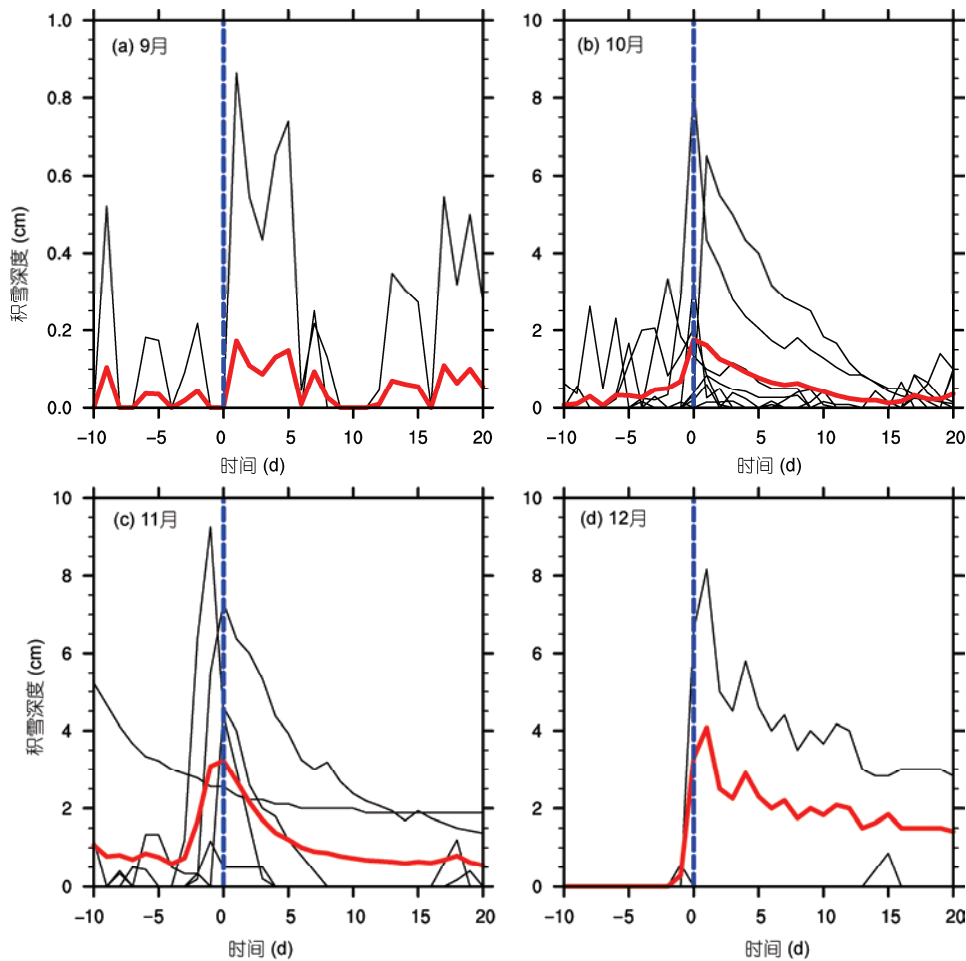


图 7 9~12 月风暴影响前后高原站点平均积雪深度演变

4 WRF 模拟青藏高原土壤湿度异常持续时间

美国新一代中尺度数值模式 WRF 已经广泛应用于高原及其周边区域的天气气候模拟. Maussion 等(2011)使用 WRF 模拟了 2008 年一次孟湾风暴引起的青藏高原大范围降水过程, 李崇银等(2013)用 WRF 模拟了秋季土壤湿度异常对低纬高原冬季降水的影响. WRF 与陆面模式 Noah 的耦合对高原土壤湿度的模拟能力已经得到很好的应用(彭雯和高艳红, 2011; 彭雯等, 2012); 彭雯等(2012)认为高原土壤记忆时间随着背景环流变化, 在弱环流背景下土壤记忆时间更长, 初始扰动可以持续 1~2 个月. Yeh 等(1984)的结果表明地理带不同土壤湿度的影响持续时间也不同, 可达 3~5 个月; 而 Rowntree 等(1983)认为土壤湿度异常的持续时间仅为 20 d.

1991 年 4 月 22 日生成的孟湾风暴(编号 199104), 造成大量人员伤亡和财产损失(Bern 等, 1993), 该风暴于 29 日开始大范围影响青藏高原东南部, 5 月 1 日青藏高原平均站点降水量达到 4.2 mm, 是 4 月底及整个 5 月最强降水过程(图 8), 此后高原土壤湿度几乎呈线性减少, 到 5 月 23 日再次强降水过程使得土壤湿度恢复增加(图 8, 0~7, 7~28 及 28~100 cm 土壤湿度), 鉴于其影响巨大并与前面分析的风暴引起的土壤湿度异常持续 20 d 左右相符, 因此选择此次风暴过程作为模式模拟对象. 为了研究青藏高原土壤湿度异常的持续时间, 本文采用最新版本 WRF3.5 与 Noah 陆面模式的耦合进行数值试验.

4.1 试验方案设计

本文采用 6 h 时间间隔的 ERA-Interim 再分析资料(Dee 等, 2011)作为 WRF 的初始边界条件, 其水平

分辨率为 $0.75^{\circ}\times 0.75^{\circ}$, 垂直方向37层, 顶层为1 hPa. 模拟区域(图 9)包括孟加拉湾, 青藏高原, 东亚及西北太平洋部分区域, 模拟区域中心位置为(29°N , 102°E), 采用兰博托地图投影, 格距为45 km, 积分步长为180 s, 主要参数设置见表1.

为了消除模式内部不稳定性, 模式积分初始时间分别为1991年4月29日00时, 06时, 12时, 18时, 30日00时共5个试验, 模拟结束时间均为1991年8月31日00时, 对这5次初始时刻不同的试验做简单算术平均来进行分析. 在敏感性试验中只改变青藏高原中东部(图9中黑色方框中地形高度大于3000 m以上的区域, 这也是孟湾风暴能够影响到的主要区域)初始时刻的土壤湿度, 即土壤湿度增加50%(模式中所有土壤层次都增加), 其他设置不变.

4.2 模拟结果

WRF 对东亚基本大气环流具有较好的模拟能力 (Kim 和 Hong, 2010; Wang 等, 2013), 本文也得到相似的模拟结果(图略). WRF 控制试验(图10蓝色线条)

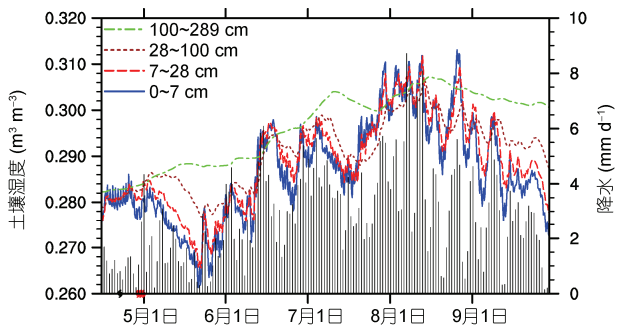


图8 1991年ERA-Interim 高原中东部4月15日到9月30日各层6 h 土壤湿度演变及高原中东部71站日降水时间序列

黑色台风符号标示该孟湾 风暴生成(4月22日), 红色台风符号表示该孟湾风暴影响高原(4月29日至5月1日)

表1 WRF3.5 主要参数化方案

主要参数化方案	方案选择
微物理方案	Lin
长波辐射方案	RRTM
短波辐射方案	Dudhia
积云对流参数化方案	Grell-Devenyi(GD)
边界层方案	Mellor-Yamada-Janjic(MYJ)
陆面过程方案	Noah

表明随着土壤深度增加, 土壤湿度变化减小, 甚至看不出逐日变化, 但是随着季节的推进, 青藏高原雨季到来, 降水增加, 使得土壤湿度缓慢增加. 在敏感性试验中, 初始时刻使青藏高原中东部土壤湿度增加50%, 模式中各层土壤湿度在初始积分时剧烈减小. 但是表层土壤湿度(图10红色实线)大概在模式积分20 d后便恢复到控制试验(图10蓝色实线)水平, 其后便基本保持稳定, 虽值偏低于控制试验, 但是二者表现出相似的逐日变化; 而次表层土壤湿度的异常(图10红色虚线)则可以持续到7月中旬, 约持续两个月的异常, 这与彭雯等(2012)得到的高原土壤湿度异常持续1~2个月的结果类似. Entin 等(2000)使用观测的土壤湿度资料研究了中国区域内土壤湿度异常的时间尺度, 认为中国南部土壤湿度时间尺度约为一个

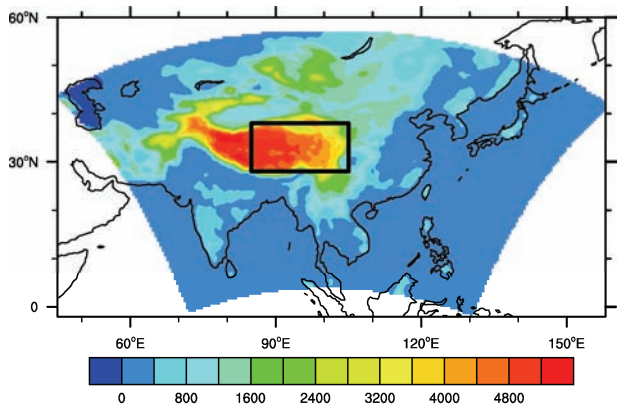


图9 WRF 模式模拟区域

阴影为地形高度(单位: m), 黑色方框表示青藏高原中东部 ($28^{\circ}\sim 38^{\circ}\text{N}$, $85^{\circ}\sim 105^{\circ}\text{E}$)

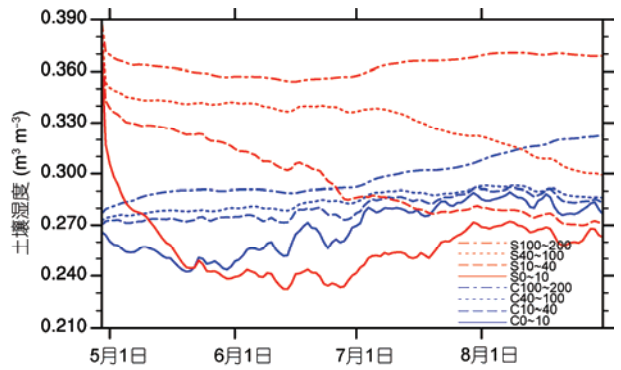


图10 WRF 控制试验及敏感试验各层土壤湿度演变

控制试验(C)为蓝色线条; 敏感试验(S)为初始土壤湿度增加50%, 红色

月, 而北方土壤湿度时间尺度可达 2.5 个月, 存在着很大的变率. 深层土壤湿度(图 10 红色点线, 点虚线)异常除了开始几天显著减小外, 在后续模式积分过程中变化很小, 这种异常可以维持数月, 甚至是不可逆转的. Kim 等(2007)通过 CAM-CLM3 耦合模式研究认为深层土壤湿度异常比表层土壤湿度异常持续更长的时间, 且干异常持续时间比湿异常时间长, 可达 7 个月以上, 与本文类似(干异常试验图略).

5 孟湾风暴对中国东部夏季降水及青藏高原感热的影响

长期以来, 众多研究表明青藏高原的热力作用和积雪效应对东亚夏季环流有重要的影响, 即青藏高原强的春季感热及冬春积雪异常偏多对应着长江淮河流域夏季降水偏多(罗会邦和陈蓉, 1995; Wu 和 Qian, 2003; Seol 和 Hong, 2009; Wang 等, 2013), 反之亦然. 本文前面的分析已表明孟湾风暴是引起青藏高原雨雪天气的重要因子之一, 那么孟湾风暴是否可以通过影响青藏高原积雪及感热异常从而导致中国东部夏季降水异常?

为了回答此问题, 在影响青藏高原的孟湾风暴的统计分析基础上, 分别挑选出秋冬季节和春夏季节在青藏高原引起最大降水量、范围最广降水及两个季节均有孟湾风暴影响的年份进行具体分析(表 2): “江淮多雨型”有 4 年(1982, 1987, 1989, 1991), “整体偏多型”有 3 年(1996, 1998, 2008), “南多北少型”有 4 年(1997, 1999, 2002, 2006), “整体偏少型”有 1 年(2009). 也就是说无论孟湾风暴对青藏高原有怎样的

影响, 中国东部夏季各类雨型均有出现, 孟湾风暴和中国东部夏季雨型无直接联系. 尤其是 2009 年, 前一年秋季和当年春季均有两次孟湾风暴(表 2)影响青藏高原, 且 2008 年 10 月这个风暴引起的降雪范围大、强度强为历史罕见, 在这样的情况下 2009 年全国夏季降水基本处于偏低水平. 因此, 孟湾风暴对青藏高原的影响是一种强烈的天气过程, 其造成的青藏高原积雪异常和表层土壤湿度异常仅能维持 20 d 左右, 并不会引起季节平均的青藏高原地表状况和大气热状况异常并导致我国夏季大范围环流和降水异常.

图 11 给出了有风暴影响青藏高原的月份受风暴影响站点感热的异常值. 由图可知, 20 世纪 90 年代中期以后, 春季孟湾风暴对青藏高原的影响增强, 对高原地表感热有明显的减弱作用. 由图 1(b)可知, 1981~1994 年这 14 年间, 春季达到飓风强度以上的风暴总共 3 个, 而 1995~2008 年这 14 年间一共 6 个, 是前一阶段的 2 倍, 风暴引起的过程站点平均降水量由 4.87 mm 激增到 12.35 mm(图 4 (a)). 因此青藏高原感热的这种年代际的变化很可能是影响高原的孟湾风暴强度增强引起的, 热带东风急流及垂直风切变的减弱使得北印度洋风暴频率增加和强度增强(Singh 等, 2001; Rao 等, 2008). 而 1995 年以前秋冬季节(9~12 月)有 2 个风暴(图 1(b))达到飓风强度以上, 过程平均降水 4.1 mm; 1995 年以后有 6 个, 过程平均降水 5.74 mm(图 4(b)), 降水强度增加不明显. 由于秋冬季节风暴影响青藏高原主要是降雪过程, 积雪能够持续 20 d 以上, 因此受风暴影响站点月平均感热前后两阶段均为一致的负异常(图 11), 而春季风暴降水的增强使得土壤湿度增加导致感热减弱.

表 2 前期影响高原的孟湾风暴生成月份与相对应的中国东部夏季雨型的分布^{a)}

前期秋冬季节	前期春季及初夏	夏季	中国东部夏季雨型
1981-12	1982-05	1982	江淮多雨型
1986-11	1987-05	1987	江淮多雨型
1988-10/1988-11	1989-05	1989	江淮多雨型
1990-12	1991-04/1991-05	1991	江淮多雨型
1995-09/1995-11	1996-05	1996	整体偏多型
1996-10	1997-05**	1997	南多北少型
1997-09****	1998-05	1998	整体偏多型
1998-11	1999-06	1999	南多北少型
\	2002-05*	2002	南多北少型
2005-10	2006-06	2006	南多北少型
2007-11	2008-04	2008	整体偏多型
2008-09/2008-10***	2009-04/2009-05	2009	整体偏少型

a) *表示春季在青藏高原引起最强降水的风暴, **表示春季在青藏高原引起降水范围最广的风暴, ***表示前秋冬在青藏高原引起最强降水的风暴, ****表示前秋冬在青藏高原引起降水范围最广的风暴, \表示 2001 年秋冬季节无风暴影响青藏高原

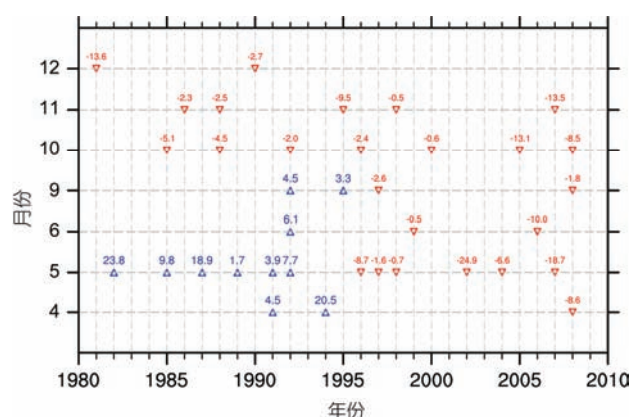


图 11 影响青藏高原的各个孟湾风暴对应所在月份受影响站点平均地表感热异常

红色表示负异常, 蓝色表示正异常, 数值表示异常值(当月减去气候态, 单位: W m^{-2})

6 讨论与结论

本文通过资料诊断分析与数值模式试验, 系统研究了近 30 年来孟湾风暴对青藏高原的影响。虽然孟湾风暴强度和频率不如西北太平洋台风, 但是孟湾风暴的影响半径依然能达到 1000 km, 与西北太平洋台风的影响范围相当。孟湾风暴的频率约为每年 3.48 个, 平均每年对青藏高原有影响的孟湾风暴约为 1.35 个。5 和 10 月是孟湾风暴影响青藏高原的两个主要时段, 呈现双峰特征。风暴引起的降水可以占到局地月降水量的 50% 以上。由于孟湾风暴路径随着赤道槽的南北摆动而摆动, 相对而言风暴在 AMJ 能够北上到更高的纬度, 对高原的影响范围要大于 SOND 季节。资料诊断发现, 风暴降水引起的青藏高

原表层土壤湿度异常可以持续 20~25 d 左右, 秋冬季节风暴降雪也将于 20 d 左右消融殆尽。数值敏感试验表明土壤湿度异常的持续时间随土壤深度增加而延长, 从表层的 20 d 左右到深层的数个月。最后, 研究表明孟湾风暴活动并不能够影响到青藏高原季节平均的地表状况, 对东亚夏季大气环流和我国降水分布也没有直接的影响, 尽管 20 世纪 90 年代中期以后春季孟湾风暴降水有明显的年代际增强。

本文仅研究了与孟湾风暴活动有关的青藏高原降水和土壤湿度异常, 但季节平均的青藏高原土壤湿度、积雪与大气热状况的关系仍存在争论, 有待今后研究。此外, 虽然区域模式 WRF 有着比全球模式更高的分辨率, 但是由于青藏高原复杂的下垫面, 模式研究结果仍然存在不确定性。比如在做数值试验时, 100~200 cm 深度的土壤湿度增大后, 在数个月时间里仍然未显现出趋于控制试验的趋势(图 10 红色点虚线); 敏感试验中表层土壤湿度(图 10 红色实线)在递减到控制试验水平后, 土壤湿度一直都低于控制试验, 而用站点观测资料(1998 年亚洲季风青藏高原试验, 站点 MS3478)做单点试验, 离线驱动 Noah 陆面模式时, 表层土壤湿度异常持续 20 d 后趋于控制试验(图略), 但是并没有像上文 WRF-Noah 耦合试验中明显低于控制试验。

青藏高原气象台站主要分布在海拔高度相对较低的河谷、山谷等地形相对平坦的地区, 这可能是积雪在冬季仍然较快融化的原因之一, 而在人烟稀少的高山地区, 缺少站点观测, 但是积雪的持续时间应该更长, 甚至是永久性积雪。今后精度较高的卫星积雪观测数据是解决高海拔地区台站观测不足的有效途径。

参考文献

- 北京大学地球物理系热带天气研究组, 国家海洋局预报总台热带天气预报研究组. 1974. 孟加拉湾风暴的活动及其对我国天气的影响. 气象科技, 2: 3-22
- 陈烈庭. 1998. 青藏高原冬春季异常雪盖与江南前汛期降水关系的检验和应用. 应用气象学报, 9(增刊): 1-8
- 戴武杰. 1974. 孟加拉湾台风对西藏高原的影响. 气象, 4: 12-13
- 段安民, 刘屹岷, 吴国雄. 2003. 4-6 月青藏高原热状况与盛夏东亚降水和大气环流的异常. 中国科学 D 辑: 地球科学, 33: 997-1004
- 段旭, 陶云, 寸灿琼, 等. 2009. 孟加拉湾风暴时空分布和活动规律统计特征. 高原气象, 28: 634-641
- 丁一汇. 1975. 西藏高原的云图分析. 陶诗言. 卫星云图使用手册(第 3 章). 北京: 中国农业出版社. 92-123
- 丁一汇. 1976. 南支槽与台风高空流场的相互作用及其对天气的影响. 全国气象卫星云图接收应用会议文集. 北京: 科学出版社. 127-142
- 李崇银, 刘会荣, 宋洁. 2013. 2009/2010 年冬季云南干旱的进一步研究——前期土壤湿度影响的数值模拟. 气候与环境研究, 18: 551-561
- 罗会邦, 陈蓉. 1995. 夏半年青藏高原东部大气热源异常对环流和降水的影响. 气象科学, 15: 94-102
- 彭雯, 高艳红, 王婉昭. 2012. 土壤温湿状况对黄河源区水循环过程的影响. 地球科学进展, 27: 1252-1261

- 彭雯, 高艳红. 2011. 青藏高原融冻过程中能量和水分循环的模拟研究. 冰川冻土, 33: 364–373
- 王曼, 段旭, 李华宏, 等. 2011. 孟加拉湾风暴 Mala 登陆期间地形敏感试验. 气象学报, 69: 486–495
- 王允宽, 刘俊清, 黄中华. 1986. 青藏高原地形对孟加拉湾热带气旋动力影响的模拟实验研究. 大气科学, 10: 27–37
- 王子谦, 朱伟军, 段安民. 2010. 孟湾风暴影响高原暴雪的个例分析: 基于倾斜涡度发展的研究. 高原气象, 29: 703–711
- 许美玲, 段旭, 张秀年. 2006. 登陆孟湾风暴结构演变特征数值模拟研究. 高原气象, 25: 1139–1146
- 赵平, 陈隆勋. 2001. 35 年来青藏高原大气热源气候特征及其与中国降水的关系. 中国科学 D 辑: 地球科学, 31: 327–332
- 张顺利, 陶诗言. 2001. 青藏高原积雪对亚洲夏季风影响的诊断及数值研究. 大气科学, 25: 372–390
- 周倩, 王式功, 尚可政, 等. 2011. 2008 年 10 月青藏高原东部一次区域暴雪过程及气候背景分析. 高原气象, 30: 22–29
- 朱福康, 郑新江, 罗敬宁, 等. 1998. 藏南暴雪过程的水汽图像. 科学通报, 43: 2232–2235
- 朱玉祥, 丁一汇, 徐怀刚. 2007. 青藏高原大气热源和冬春积雪与中国东部降水的年代际变化关系. 气象学报, 65: 946–958
- Alam M M, Hossain M A, Shafee S. 2003. Frequency of Bay of Bengal cyclonic storms and depressions crossing different coastal zones. *Int J Climatol*, 23: 1119–1125
- Atkinson G D. 1971. *Forecasters' guide to tropical meteorology*. Air Weather Service, MAC, United States Air Force. 240
- Bern C, Sniezek J, Mathbor G M, et al. 1993. Risk factors for mortality in the Bangladesh cyclone of 1991. *Bull World Health Organ*, 71: 73–78
- Chen J M, Li T, Shih C F. 2010. Tropical cyclone- and monsoon-induced rainfall variability in Taiwan. *J Clim*, 23: 4107–4120
- Chen Y Y, Yang K, Qin J, et al. 2013. Evaluation of AMSR-E retrievals and GLDAS simulations against observations of a soil moisture network on the central Tibetan Plateau. *J Geophys Res*, 118: 4466–4475
- Chu J H, Sampson C R, Levine A S, et al. 2002. The joint typhoon warning center tropical cyclone best-tracks, 1945–2000. Naval Research Laboratory Tech Rep. 112
- Dee D P, Uppala S M, Simmons A J, et al. 2011. The ERA-Interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system. *Quart J Roy Meteor Soc*, 137: 553–597
- Delworth T L, Manabe S. 1988. The influence of potential evaporation on the variabilities of simulated soil wetness and climate. *J Clim*, 1: 523–547
- Duan A M, Wu G X. 2008. Weakening trend in the atmospheric heat source over the Tibetan Plateau during recent decades. Part I: Observations. *J Clim*, 21: 3149–3164
- Entin J K, Robock A, Vinnikov K Y, et al. 2000. Temporal and spatial scales of observed soil moisture variations in the extratropics. *J Geophys Res*, 105: 11865–11877
- Gray W M. 1968. Global view of the origin of tropical disturbances and storms. *Mon Weather Rev*, 96: 669–700
- Huffman G J, Adler R F, Bolvin D T, et al. 2007. The TRMM multisatellite precipitation analysis (TMPA): Quasi-global, multiyear, combined-sensor precipitation estimates at fine scales. *J Hydrometeorol*, 8: 38–55
- Jones R H. 1975. Estimating the variance of time averages. *J Appl Meteorol*, 14: 159–163
- Kim E J, Hong S Y. 2010. Impact of air-sea interaction on East Asian summer monsoon climate in WRF. *J Geophys Res*, 115: D19118
- Kim J H, Wu C C, Sui C H, et al. 2012. Tropical cyclone contribution to interdecadal change in summer rainfall over South China in the early 1990s. *Terr Atmos Ocean Sci*, 23: 49–58
- Kim Y, Wang G. 2007. Impact of initial soil moisture anomalies on subsequent precipitation over North America in the coupled land-atmosphere model CAM3-CLM3. *J Hydrometeorol*, 8: 513–533
- Kubota H, Wang B. 2009. How much do tropical cyclones affect seasonal and interannual rainfall variability over the western North Pacific? *J Clim*, 22: 5495–5510
- Li Z, Yu W, Li T, et al. 2013. Bimodal character of cyclone climatology in the Bay of Bengal modulated by monsoon seasonal cycle. *J Clim*, 26: 1033–1046
- Maussion F, Scherer D, Finkelnburg R, et al. 2011. WRF simulation of a precipitation event over the Tibetan Plateau, China—An assessment using remote sensing and ground observations. *Hydrol Earth Syst Sci*, 15: 1795–1817
- Meng L, Long D, Quiring S M, et al. 2013. Statistical analysis of the relationship between spring soil moisture and summer precipitation in East China. *Int J Climatol*, doi: 10.1002/joc.3780
- Paul B. 2010. Human injuries caused by Bangladesh's cyclone Sidr: An empirical study. *Nat Hazards*, 54: 483–495
- Qian Y F, Zheng Y Q, Zhang Y, et al. 2003. Responses of China's summer monsoon climate to snow anomaly over the Tibetan Plateau. *Int J Climatol*, 23: 593–613
- Rao V B, Ferreira C C, Franchito S H, et al. 2008. In a changing climate weakening tropical easterly jet induces more violent tropical storms over the north Indian Ocean. *Geophys Res Lett*, 35: L15710, doi: 10.1029/2008GL034729

- Ren F M, Gleason B, Easterling D. 2002. Typhoon impacts on China's precipitation during 1957–1996. *Adv Atmos Sci*, 19: 943–952
- Ren F M, Wang Y M, Wang X L, et al. 2007. Estimating tropical cyclone precipitation from station observations. *Adv Atmos Sci*, 24: 700–711
- Ren F M, Wu G X, Dong W J, et al. 2006. Changes in tropical cyclone precipitation over China. *Geophys Res Lett*, 33: L20702, doi: 10.1029/2006GL027951
- Rodell M, Houser P R, Jambor U, et al. 2004. The global land data assimilation system. *Bull Amer Meteor Soc*, 85: 381–394
- Rowntree P R, Bolton J A. 1983. Simulation of the atmospheric response to soil moisture anomalies over Europe. *Quart J Roy Meteor Soc*, 109: 501–526
- Seol K H, Hong S Y. 2009. Relationship between the Tibetan snow in spring and the East Asian summer monsoon in 2003: A global and regional modeling Study. *J Clim*, 22: 2095–2110
- Singh O P, Khan T M A, Rahman M S. 2001. Has the frequency of intense tropical cyclones increased in the north Indian Ocean? *Curr Sci*, 80: 575–580
- Wang Z Q, Duan A M, Wu G X. 2013. Time-lagged impact of spring sensible heat over the Tibetan Plateau on the summer rainfall anomaly in East China: Case studies using the WRF model. *Clim Dyn*, doi: 10.1007/s00382-013-1800-2
- Wu T W, Qian Z A. 2003. The relation between the Tibetan winter snow and the Asian summer monsoon and rainfall: An observational investigation. *J Clim*, 16: 2038–2051
- Wu W R, Dickinson R E. 2004. Time scales of layered soil moisture memory in the context of land-atmosphere interaction. *J Clim*, 17: 2752–2764
- Wu Y J, Wu S G, Zhai P M. 2007. The impact of tropical cyclones on Hainan Island's extreme and total precipitation. *Int J Clim*, 27: 1059–1064
- Yeh T C, Weatherald R T, Manabe S. 1984. The effect of soil moisture on short-term climate and hydrology change-a numerical experiment. *Mon Weather Rev*, 112: 474–490