

文章编号: 2096-1618(2020)01-0096-08

# 青藏高原土壤湿度对一次对流降水影响的昼夜对比分析

魏永恒, 范广洲

(成都信息工程大学大气科学学院 高原大气与环境四川省重点实验室  
气候与环境变化联合实验室, 四川 成都 610225)

**摘要:**为了研究青藏高原土壤湿度与降水的反馈机制,使用 WRF 模式对 2014 年 8 月 6–9 日青藏高原对流降水过程进行模拟和敏感性实验。结果表明,控制实验能较好地模拟本次降水。土壤湿度增加会使白天降水量减少,夜间降水量增加。土壤湿度增大使白天地表温度增温更慢,地表温度降低,地表感热通量减少,使对流层内不稳定能量减少,使垂直气流和辐合辐散强度降低,对流强度减弱,产生负反馈,使白天降水量减少;而夜间地表温度降温更慢,地表温度更高,使对流层内不稳定能量增加,使垂直气流和辐合辐散强度增加,对流强度增加,产生正反馈,使夜间降水量增加。且土壤湿度增加越多,白天负反馈越强,降水减少越多;夜间正反馈越强,降水增加越多。

**关键词:**气象学;数值模拟;青藏高原;土壤湿度;对流降水;昼夜对比

**中图分类号:**P435+.1

**文献标志码:**A

**doi:**10.16836/j.cnki.jcuit.2020.01.013

## 0 引言

陆地与大气之间的相互作用在气候系统中扮演着重要的角色,而土壤湿度因为其在陆面过程中的重要作用,特别是在中高纬度地区对天气、气候的影响程度甚至比海表面温度更大<sup>[1]</sup>,所以关于陆气之间的相互影响是学者们很早就开始关注的重要过程。在陆气系统中,土壤湿度与降水之间反馈过程是一个重要的组成部分,并且土壤湿度对降水的影响机制一直以来都是研究降水发生机理的重要关注点之一,但是至今对于土壤湿度对降水影响的机制还没有全面、系统的认识。土壤湿度可以通过改变地表反照率、温度、热容量,来改变传递到大气的感热、潜热通量,导致地表能量收支平衡的改变,最终影响气候变化<sup>[2]</sup>。降水会造成地表通量的改变,而土壤湿度对这一变化的响应有滞后作用,也被称为“记忆作用”。由于土壤湿度的变化比天气过程更慢,可能影响之后几个月内的降水,对气候异常有很强的加强和延长反馈作用<sup>[3–4]</sup>。

青藏高原平均海拔在 4000 m 以上,因为其独特的地形特征,对大气热力和动力的显著作用已得到充分证实和研究<sup>[5–8]</sup>。同时,青藏高原地处低纬度地区,夏季对流云降水占整个青藏高原地区及周边地区全年降水的 60%~90%。高原地区对流性降水的发生与它本身特殊的物理过程密切相关,而高原降水的变化也是影响高原热力作用的一个重要因子。Meng 等<sup>[9]</sup>研究

了 1980–2013 年青藏高原土壤湿度的变化,发现在这 34 年中,高原中东部地区除横断山以外都以变湿趋势为主,而西部地区受水分蒸发加大的影响,有微弱变干的趋势。高原土壤湿度的上述变化,会使高原地区地表反照率、土壤热容量、植被生长、蒸发和蒸腾作用发生变化,进一步通过感热、潜热、辐射和动量交换的方式对高原的天气、气候产生影响<sup>[10–11]</sup>。所以了解高原土壤湿度和降水之间的相互作用对深入理解该地区的降水形成机制以及提高该地区天气预报水平至关重要。

早期的学者们通过模拟研究普遍认为,土壤湿度通过地表蒸发作用产生水汽进而为大气的降水过程提供水汽来源,土壤湿度越大,地表蒸发水汽越多,进而降水量越大,即在土壤湿度和区域降水之间存在着明显的正反馈关系。Shukla 等<sup>[12]</sup>曾经通过数值模式来对土壤湿度较小和土壤湿度较大的地区进行实验对比,发现在陆地的大部分区域里,土壤湿度较小地区比较大地区在 7 月降水少,大约减少 40%~50% 的降水量,这可以说明陆地表面通过土壤水分蒸发而产生的水汽可能是大陆地区降水的水汽主要来源;Yeh 等<sup>[13]</sup>利用数值试验模拟说明土壤湿度增加会使该地区的降水量进一步增加;刘永强等<sup>[14]</sup>通过使用数值模式进行模拟试验,对比分析研究了土壤湿度与陆气水循环过程,证明在短期的气候异常时,土壤湿度对地区降水的影响比土壤温度、气温等热力因子更大。最近学者们通过大量的研究证明土壤湿度与降水之间的反馈过程其实非常复杂,既存在着直接反馈过程,同时也有间接反馈过程。土壤湿度不仅影响地表蒸发水汽的多少,还可以通过影响辐射改变潜热和显热通量的分配情

收稿日期:2019-06-11

基金项目:国家自然科学基金资助项目(91537214);国家重点研发计划资助项目(2018YFC1505702);公益性(气象)行业科研专项资助项目(GYHY201506001)

况,进而影响上层大气的状况<sup>[15-18]</sup>。还有研究认为,土壤湿度与降水之间的相互作用在于土壤湿度异常使边界层内的稳定性发生了改变,进而影响了降水的形成。比如,在土壤湿度偏大的地区上空,降水的水汽来源可能是海洋,但降水本身的触发可能是土壤湿度更大所引起的边界层内不稳定性的增加,甚至在干燥土壤上也会发生类似过程<sup>[19-20]</sup>。Taylor 等<sup>[21]</sup>发现,由于土壤湿度在空间分布上存在一定的差异,会与中尺度对流系统的发展产生一定的反馈效果。Taylor 等<sup>[22]</sup>通过对土壤湿度空间异质性的进一步研究发现,在较为干燥的地区较小的土壤湿度会对午后对流降水的发生更为有利,在土壤湿度空间分布上具有较强异质性的地区会更易激发对流风暴的产生,并且在土壤湿度较为干燥的地区上方产生对流降水。

对于高原地区,栾澜等<sup>[10]</sup>利用中尺度 WRF 模式对高原地区午后降水进行了土壤湿度的敏感性实验,模拟了不同年份夏季 8 月高原的降水,发现在高原上普遍存在着正负反馈,在高原的西北部主要存在着正反馈,而在高原的东南部主要存在着负反馈。章焕等<sup>[23]</sup>同样利用中尺度 WRF 模式研究青藏高原土壤湿度对高原涡的影响,发现土壤湿度对高原涡降水有一定影响,但对高原涡的性质和移动路径无明显影响。主要讨论了土壤湿度通过地表潜热和感热通量的改变来影响高原涡,土壤湿度增大时凝结潜热增加,中底层大气不稳定性增加,使对流降水增加、高原涡强度增加,而土壤湿度增加同时地表感热通量减少,行星边界层高度降低,边界层内湿静力能增大,对流降水增强;反之土壤湿度减少时,则对流降水和高原涡强度减弱。卓嘎等<sup>[24]</sup>通过分析青藏高原春季的土壤湿度时空分布特征,发现其与中国长江中下游地区夏季的降水呈负相关。

目前关于青藏高原土壤湿度对对流降水的影响研究较少,特别是采用数值模式模拟高原土壤湿度对个例对流降水影响机制的研究较为少见。文中采用中尺度天气模式 WRF(3.7.1 版本)设计土壤湿度敏感性实验,来研究青藏高原土壤湿度与降水的反馈机制,研究结果可为揭示青藏高原土壤湿度与降水反馈及其机制提供一些参考。

## 1 资料选取及试验方案介绍

### 1.1 资料介绍

所使用的资料有:降水资料采用由中国气象局气象数据中心提供的中国自动站与 CMORPH 降水产品融合的逐时降水量网格数据集(1.0 版),该数据集采用概率密度匹配和最优插值(PDF+OI)两步数据融合算法,生成自 2008 年以来的时间分辨率为 1 h,空间分辨率为 $0.1^{\circ} \times 0.1^{\circ}$ 的逐小时降水融合产品;黑体亮温资料采用由中国国家卫星中心提供的 FY-2E 气象卫星反演得到的 TBB 数据,该资料时间分辨率为 1 h,空间分辨率为 $0.1^{\circ} \times 0.1^{\circ}$ ;WRF 模式初始场和侧边界条件采用由 ECMWF 提供的 ERA5 全球再分析资料,该资料时间分辨率为 1 h,空间分辨率为 $0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$ 。ERA5 是 ECMWF 第五代全球再分析资料,将模式模拟出的数据与来自世界各地的观测数据结合,利用 ECMWF 的数据同化方法形成一个全球的、一致的数据集。

### 1.2 个例选取

选取 2014 年 8 月 6 日 08 时至 8 月 9 日 08 时(北京时,下同)青藏高原东部地区一次连续降水过程,本次降水主要的影响系统是高原切变线,图 1 为 ERA5 资料 500 hPa 环流场,可以看出,北方干冷空气与南方暖湿空气在青藏高原中东部汇聚,形成有利于本次降水的环流形势。2014 年 8 月 6 日 06 时(图 1a)青海省南部有切变线形成,并持续至 2014 年 8 月 8 日 06 时(图 1c),之后逐渐减弱。根据江吉喜等<sup>[25]</sup>的研究,将高原上  $TBB \leq -32^{\circ}\text{C}$  的云团定义为对流云团,图 2 为个例降水期间高原上空 FY-2E 卫星 TBB 的空间分布,可以看出,降水期间有大部分区域 TBB 低于 $-50^{\circ}\text{C}$ ,有强烈的对流活动。图 3 为个例降水期间逐日累积降水量分布图,可以看出,降水主要集中在高原东部西藏自治区、四川省、青海省、甘肃省的交界处,逐日的降水量级在 50 ~ 70 mm,达到暴雨级别,是一次持续时间长、强度大的对流降水过程。

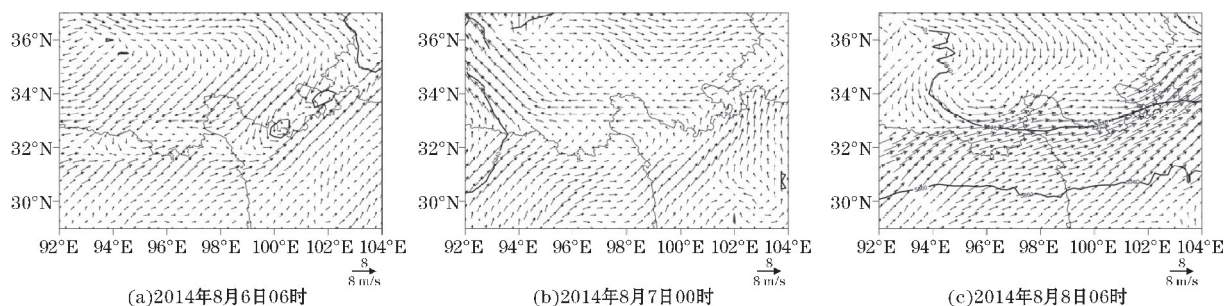


图 1 ERA5 资料 500 hPa 环流形势

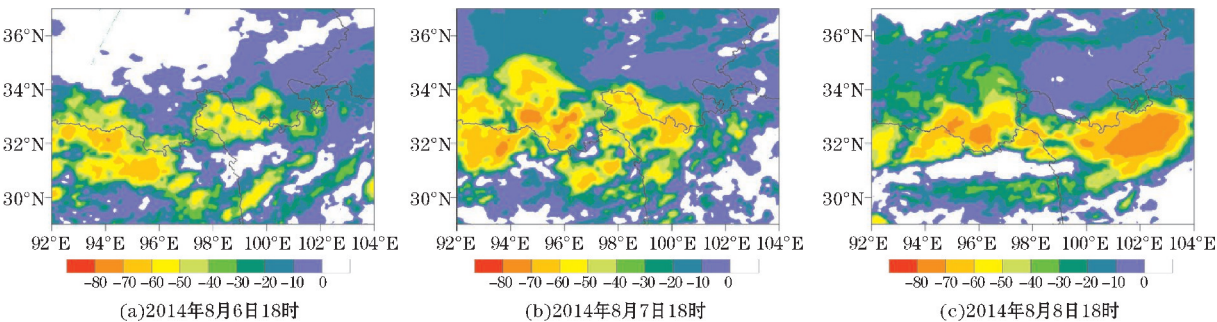


图 2 FY-2E 卫星 TBB 空间分布

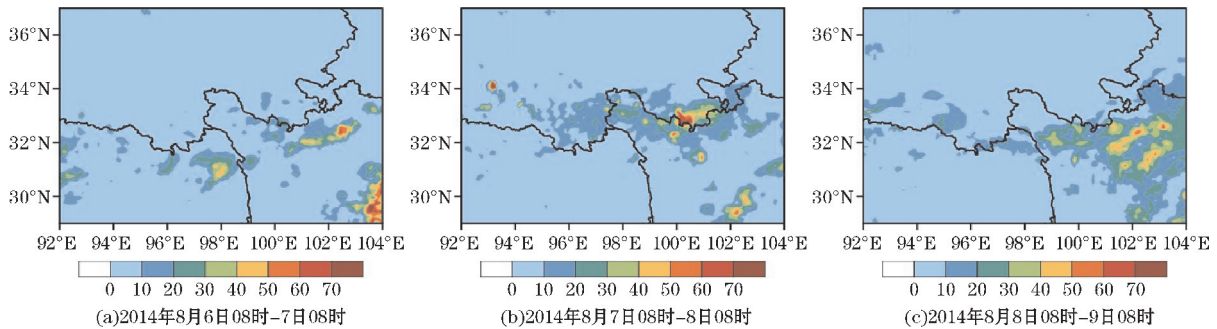


图 3 CMORPH 降水融合产品 24h 累计降水量分布

1.3 数值模式试验方案

WRF 模式是由美国大气环境研究中心、美国国家大气研究中心、国家大气海洋局预报实验室等多个部门共同研发的新一代中尺度预报模式和同化模式。WRF 模式系统具有可移植、易维护、可扩充、高效率 and 方便等诸多特性,模拟精度范围可以从米到几千公里,其水平网格采用 Arakawa C 格式,有利于在高分辨率模拟中提高数值计算精度<sup>[26-27]</sup>。

利用中尺度数值模式 WRF(3.7.1 版本)对青藏高原东部地区 2014 年 8 月 6 日 08 时至 9 日 08 时的降水过程进行了控制实验(记为:Ctrl 实验),模拟时间为 2014 年 8 月 6 日 02 时至 9 日 08 时,时长 78 h,其中 spin-up 时间为 2014 年 8 月 6 日 02 时至 08 时,时长 6 h。模式模拟采用了三重嵌套方案,水平分辨率分别为 27 km、9 km、3 km;垂直方向为不等间距的 32 个层次。在控制实验的基础上,保持参数化方案设置不变,分别进行将空间范围为模式三层嵌套区域中主要降水区域(31°N~36°N,98°E~103°E)的土壤湿度增加 20% 的敏感实验(记为:Sen1.2 实验)和将土壤湿度增加 40% 的敏感实验(记为:Sen1.4 实验),将敏感实验与控制实验的差值视为土壤湿度敏感性所导致的。控制实验以及敏感实验的参数化方案设置如表 1 所示。

2 降水模拟结果对比

图 4 为 CMORPH 降水融合产品与 Ctrl 实验的

72 h 累计降水量,可以看出,Ctrl 实验能够较好地模拟此次降水的主要降水区域,能基本模拟出降水的大值中心,只是 Ctrl 实验的降水区域相对于实况略微向西偏移。Ctrl 实验对本次降水的量级模拟较好,只是降水大值中心的累计降水量偏大 5~10 mm,但考虑到高原地区复杂地形的大背景以及资料对比的分辨率差异的影响,总体来看 Ctrl 实验模拟结果较好。

表 1 模式所选参数化方案

微物理过程	WRF Single-Moment 6-class 方案
积云对流参数化	Kain-Fritsch 方案
短波辐射过程	Dudhia 方案
长波辐射过程	RRTM 方案
边界层过程	Eta 方案
陆面过程	Noah LSM 方案

图 5 为 Sen1.2 实验、Sen1.4 实验和 Ctrl 实验主要降水区域(31°N~36°N,98°E~103°E)72 h 累计降水量,从图 5(d)、(e)中可以看出,主要降水区域内存在多个降水减小和降水增大的区域,并且 Sen1.4 实验降水减少和增大区域的中心量级比 Sen1.2 实验更大,说明土壤湿度的增加会引起降水的变化,并且土壤湿度增加的越多,降水变化的量级越大。图 6 为 Sen1.2 实验、Sen1.4 实验和 Ctrl 实验主要降水区域(31°N~36°N,98°E~103°E)平均降水量变化图,从图中可以看出,在白天,土壤湿度与降水以负反馈机制为主,土壤湿度增大的 Sen1.2 实验和 Sen1.4 实验在白天降

水量更少,并且 Sen1.4 实验比 Sen1.2 实验降水减少得更多;在夜间,土壤湿度与降水以正反馈机制为主,土壤湿度增大的 Sen1.2 实验和 Sen1.4 实验在夜间降水量更多,并且 Sen1.4 实验比 Sen1.2 实验降水增加

得更多。综上,土壤湿度增加会使白天的降水量减少,并且土壤湿度增加越多,白天降水量减少越多;土壤湿度增加会使夜间的降水量增加,并且土壤湿度增加越多,夜间的降水量增加越多。

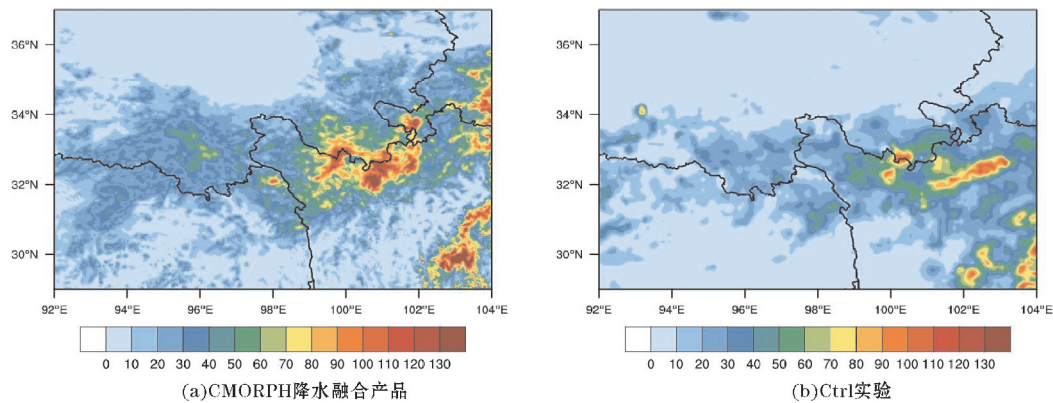


图 4 2014 年 8 月 6 日 08 时-9 日 08 时 72h 累计降水量分布

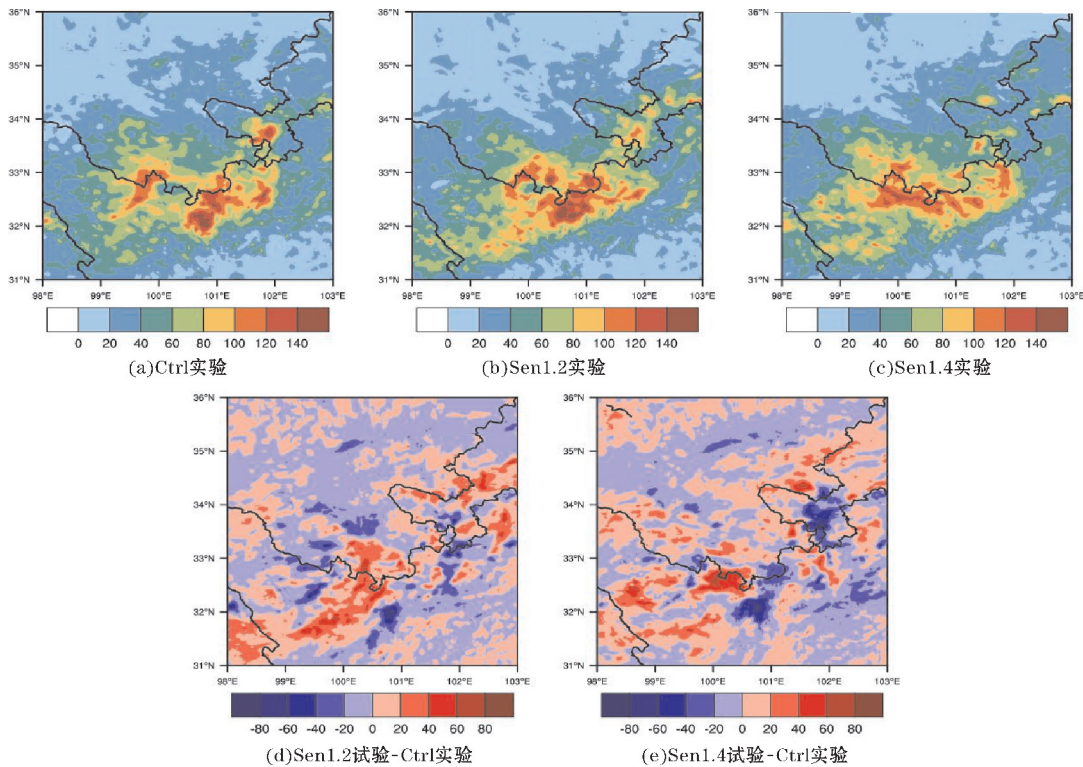


图 5 2014 年 8 月 6 日 08 时-9 日 08 时主要降水区域 72h 累计降水量分布(单位:mm)

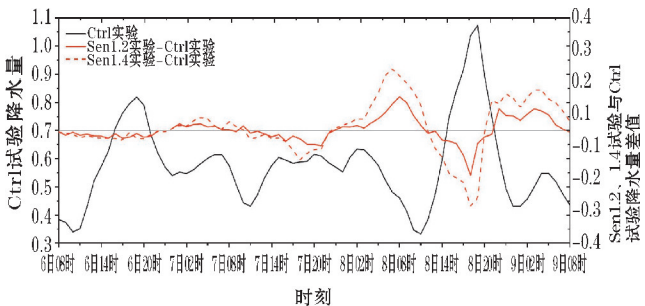


图 6 2014 年 8 月 6 日 08 时-9 日 08 时主要降水区域平均降水量变化图  
(图中灰色实线为 Sen 实验与 Ctrl 实验降水量差值的零刻度线)

### 3 土壤湿度影响降水的机理分析

图 7 为 Sen1.2 实验、Sen1.4 实验与 Ctrl 实验主要降水区域(31°N~36°N,98°E~103°E)平均的地表温度24 h平均变化图,从图中可以看出,在 08 时至 19 时,土壤湿度增大的 Sen1.2 实验和 Sen1.4 实验地表温度相比于 Ctrl 实验更低;而在 20 时至次日 07 时,土壤湿度增大的 Sen1.2 实验和 Sen1.4 实验地表温度相

比于 Ctrl 实验更高。地表温度与土壤湿度有着重要的关联,根据黄芳芳等<sup>[28]</sup>的研究指出,土壤湿度增大后,白天地表温度的日最大值会降低,而夜间地表温度的最小值会增大。这是由于土壤湿度的改变首先使土壤热容量发生改变,土壤湿度增大,土壤热容量则增大;对于地表来说,表层土壤湿度的增大,使表层土壤热容量增大,导致白天地表升温 and 夜间地表降温的速度都减慢。从图中还看出,在白天 Sen1.4 实验比 Sen1.2 实验的地表温度更低,在夜间 Sen1.4 实验比 Sen1.2 实验的地表温度更高。根据前面的研究结论可以看出,这种现象是由于土壤湿度增加得越多,土壤热容量则增加越多,导致白天地表升温 and 夜间地表降温的速度越慢。

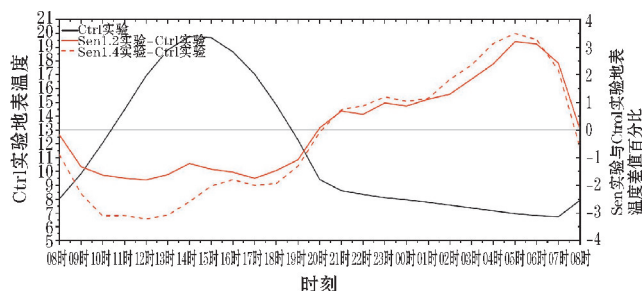


图7 2014年8月6日08时-7日08时降水区域地表温度和 Sen 实验与 Ctrl 实验地表温度差值百分比24 h 平均变化图(图中灰色实线为 Sen 实验与 Ctrl 实验地表温度差值百分比的零刻度线)

黄芳芳等<sup>[28]</sup>研究还指出,地表温度的改变会导致地表感热通量的改变。图8为 Sen1.2 实验、Sen1.4 实验与 Ctrl 实验主要降水区域( $31^{\circ}\text{N} \sim 36^{\circ}\text{N}$ ,  $98^{\circ}\text{E} \sim 103^{\circ}\text{E}$ )平均的地表感热通量24 h 平均变化图,可以看出,在08时至19时,地表感热通量值为正,说明此时段内为地表加热大气,土壤湿度增大的 Sen1.2 实验和 Sen1.4 实验的地表感热通量相比于 Ctrl 实验更少,说明此时段内 Sen1.2 实验和 Sen1.4 实验的地表对大气加热更少;在20时至次日07时,地表感热通量值为负,说明此时段内为大气加热地表,土壤湿度增大的 Sen1.2 实验和 Sen1.4 实验的地表感热通量相比于 Ctrl 实验更多,说明此时段内 Sen1.2 实验和 Sen1.4 实验的地表向大气吸热更少,大气对地表的加热更少。结合图7可以看出,地表温度和地表感热通量的变化趋势一致,地表感热通量随着地表温度的改变而改变,说明地表感热通量的改变主要来源于土壤湿度变化所引起的地表温度的改变。在白天 Sen1.4 实验比 Sen1.2 实验的地表感热通量更少,在夜间 Sen1.4 实验比 Sen1.2 实验的地表感热通量更多。根据前面的研究结论可知,这种现象产生的原因是由于土壤湿度增加得越多,使白天地表升温 and 夜间地表降温的速度越慢,

进而导致白天地表感热通量减少越多,夜间地表感热通量增加越多。

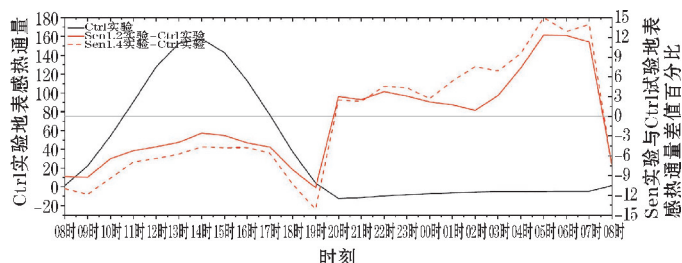
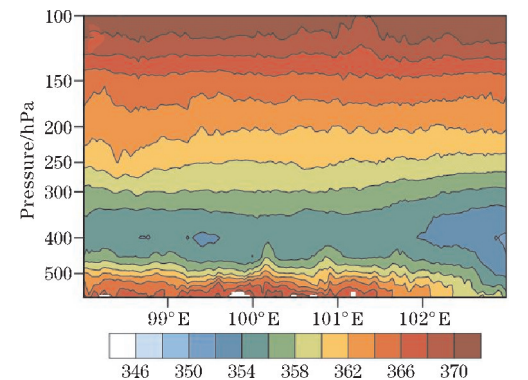


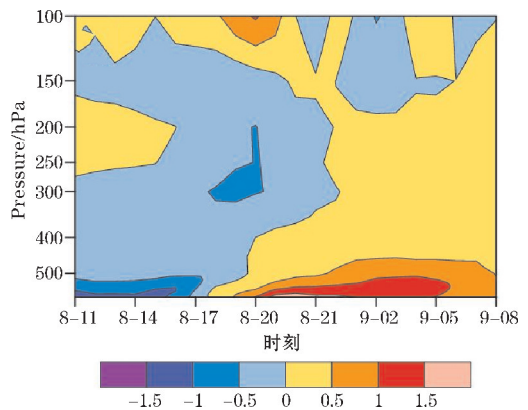
图8 2014年8月6日08时-7日08时降水区域平均地表感热通量和 Sen 实验与 Ctrl 实验地表感热通量差值百分比24 h 平均变化图(图中灰色实线为 Sen 实验与 Ctrl 实验地表感热通量差值百分比的零刻度线)

为更清晰、更明显地呈现土壤湿度对降水影响的机理,以2014年8月8日11时至9日08时的降水过程为例,降水区域为 $32^{\circ}\text{N} \sim 34^{\circ}\text{N}$ ,  $98^{\circ}\text{E} \sim 103^{\circ}\text{E}$ ,以 Ctrl 实验与降水变化更为显著的 Sen1.4 实验进行对比分析。

通过对比假相当位温场,可以判断大气的温压湿参量的综合状况,并且假相当位温的分布情况也说明了能量在大气中的分布状况,当假相当位温的值更大时,代表的大气所具有的能量更多,通常与更大的降水相对应。图9(a)为2014年8月8日12时沿 $33^{\circ}\text{N}$ 的假相当位温纬向垂直剖面图,可以看出,降水区域内对流层底部假相当位温的强中心达到366 K以上,在500 hPa以下的大气层结具有明显较暖较湿的高能特征,并且在 $99^{\circ}\text{E} \sim 101^{\circ}\text{E}$ 附近的对流层中层与对流层低层的假相当位温值之差达到-16 K,说明此次降水期间,大气对流层的中低层具有较强的不稳定层结。图9(b)为 Sen1.4 实验与 Ctrl 实验在2014年8月8日11时至9日08时降水区域( $32^{\circ}\text{N} \sim 34^{\circ}\text{N}$ ,  $98^{\circ}\text{E} \sim 103^{\circ}\text{E}$ )平均的假相当位温差值场的时间-高度剖面图,可以看出,在8日11时至19时,土壤湿度更大的 Sen1.4 实验对流层低层的假相当位温比 Ctrl 实验更低,说明此时段内 Sen1.4 实验对流层低层的能量相比于 Ctrl 实验更少,同时 Sen1.4 实验与 Ctrl 实验相比对流层中、下部假相当位温差值更小,不稳定层结更弱,不稳定能量更少,更不利于对流的发展。而在8日20时至9日08时,土壤湿度更大的 Sen1.4 实验对流层低层的假相当位温比 Ctrl 实验更高,说明此时段内 Sen1.4 实验对流层低层的能量相比于 Ctrl 实验更高,同时 Sen1.4 实验与 Ctrl 实验相比对流层中、下部假相当位温差值更大,不稳定层结更强,不稳定能量更多,更有利于对流的发展。



(a) 2014 年 8 月 8 日 12 时 Ctrl 实验沿 33°N 纬向垂直剖面



(b) 2014 年 8 月 8 日 11 时-9 日 08 时 Sen1.4 与 Ctrl 实验降水区域差值的时间-高度剖面

图 9 假相当位温场空间分布

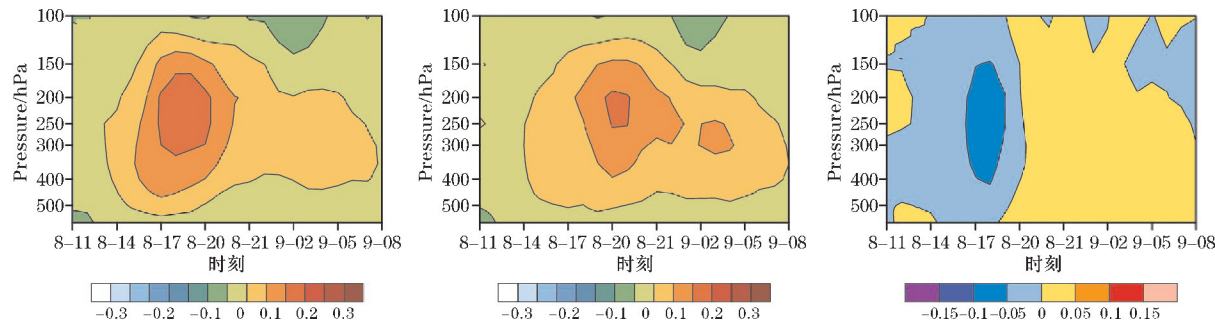


图 10 2014 年 8 月 8 日 11 时-9 日 08 时降水区域平均垂直速度场时间-高度剖面

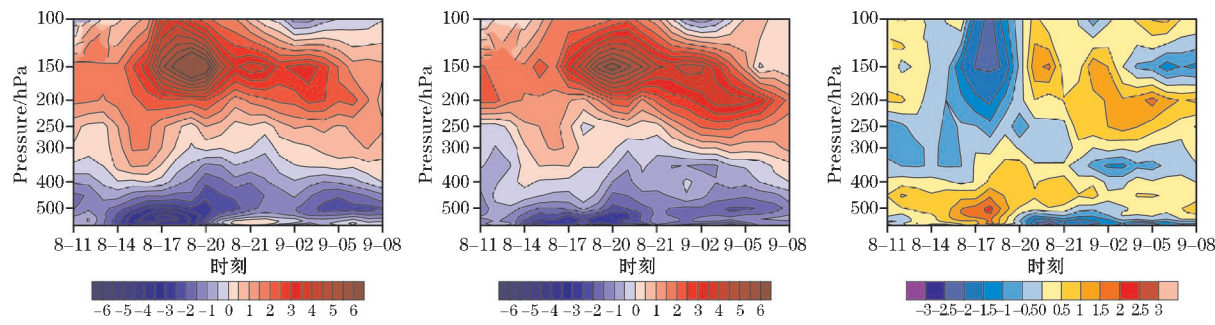


图 11 2014 年 8 月 8 日 11 时-9 日 08 时降水区域平均散度场时间-高度剖面

综合分析,可将土壤湿度与降水反馈机制总结如下:在土壤湿度增大后,白天地表温度增温更慢,地表温度更低,地表感热通量减少,地表加热大气减少,使对流层内不稳定能量减少,不利于垂直气流的加强,使低层

图 10 为 2014 年 8 月 8 日 11 时至 9 日 08 时降水区域(32°N~34°N,98°E~103°E)平均垂直速度场的时间-高度剖面图,可以看出,在整个降水时段内上升气流基本贯穿整层大气,这种垂直空间配置有利于降水的形成。在 8 日 11 时至 8 日 19 时,土壤湿度更大的 Sen1.4 实验与 Ctrl 实验相比对流层内的垂直上升气流更弱。这是由于白天土壤湿度更大的 Sen1.4 实验地表增温较慢,进而导致地表感热通量的减少,地表加热大气减少,使对流层低层能量减少,不稳定能量减少,不利于垂直上升气流的加强。而在 8 日 20 时至 9 日 08 时,土壤湿度更大的 Sen1.4 实验与 Ctrl 实验相比对流层内的垂直上升气流更强,这是由于夜间土壤湿度更大的 Sen1.4 实验地表降温更慢,进而导致夜间地表温度更高,大气向地表加热更少,使对流层低层能量更多,不稳定能量增加,更有利于垂直上升气流的加强。图 11 为 2014 年 8 月 8 日 11 时至 9 日 08 时降水区域(32°N~34°N,98°E~103°E)平均散度场的时间-高度剖面图,可以看出,降水期间对流层内始终维持底层辐合、高层辐散的散度场空间配置,且散度场的变化与垂直气流相对应,白天土壤湿度更大的 Sen1.4 实验的垂直上升气流更弱,导致对流层底层辐合强度更弱,对流层中高层的辐散强度更弱;而夜间土壤湿度更大的 Sen1.4 实验垂直上升气流更强,对流层底部辐合强度更强,对流层中高层的辐散强度更强。

辐合和高层辐散的强度降低,对流强度减弱,进而产生负反馈作用,使白天的降水量减少;在土壤湿度增大后,夜间地表温度降温更慢,地表温度更高,大气加热地表更少,使对流层内不稳定能量增加,有利于垂直气流的

加强,使低层辐合和高层辐散的强度增加,对流强度增加,进而产生正反馈作用,使夜间的降水量增加。并且土壤湿度增加得越多,导致白天地表温度增温越慢,进而导致白天负反馈越强,导致降水量减少越多。而土壤湿度增加得越多,导致夜间地表温度降温越慢,进而导致夜间正反馈越强,导致降水量增加越多。

## 4 结论与讨论

利用中尺度天气模式 WRF(3.7.1 版本)模拟了 2014 年 8 月 6 日 08 时至 9 日 08 时青藏高原东部地区的对流降水过程,并通过设计敏感性实验来研究青藏高原土壤湿度与降水的反馈过程以及机制,得到主要结论如下:

(1)控制实验能够较好地模拟此次降水,可以作为控制实验与敏感实验对比研究土壤湿度与降水的反馈机制。

(2)在白天,降水产生后,土壤湿度与降水先以负反馈机制为主,土壤湿度增加会使白天降水量减少,且土壤湿度增加得越多,白天降水量减少越多;随着降水的进行,进入夜间后,土壤湿度与降水以正反馈机制为主,土壤湿度增加会使夜间降水量增加,且土壤湿度增加得越多,夜间降水量增加越多。

(3)导致这种反馈产生的主要机制如下:在土壤湿度增大后,白天地表温度降低,地表感热通量减少,地表加热大气减少,使对流层内不稳定能量减少,不利于垂直气流的加强,使低层辐合和高层辐散的强度减少,对流强度减弱,进而产生负反馈作用,使白天的降水量减少;夜间地表温度降温更慢,地表温度更高,大气加热地表更少,使对流层内不稳定能量增加,有利于垂直气流的加强,使低层辐合和高层辐散的强度增加,对流强度增加,进而产生正反馈作用,使夜间的降水量增加。并且土壤湿度增加得越多,使地表温度白天增温和夜间降温的速度越慢,进而导致白天的负反馈和夜间的正反馈作用越强,导致白天降水量减少越多,夜间降水量增加越多。

文中所得出的土壤湿度与降水反馈的结论只通过分析一次持续对流降水过程,并且由于不同模式的使用以及不同参数化方案的选择会对陆面过程有大影响,产生不同的结果。今后的研究可以通过更多个例的模拟以及更多方案的选择,使有关土壤湿度与降水的反馈机制研究更加全面。

致谢:感谢成都信息工程大学中青年学术带头人科研基金项目(J201516, J201518),成都信息工程大学引进人才启动基金项目(KYTZ201639)对本文的资助

## 参考文献:

- [1] 郭维栋,马柱国,王会军. 土壤湿度——一个跨季度降水预测中的重要因子及其应用探讨[J]. 气候与环境研究,2007(1):20-28.
- [2] 马柱国,符淙斌,谢力. 土壤湿度和气候变化关系研究中的某些问题[J]. 地球科学进展,2001(4):563-568.
- [3] KOSTER R D, SUAREZ M J. Soil Moisture Memory in Climate Models[J]. Journal of Hydrometeorology,2000,2(6):558-570.
- [4] NI-MEISTERR W, HOUSER P R, WALKER J P. Soil moisture initialization for climate prediction: Assimilation of scanning multifrequency microwave radiometer soil moisture data into a land surface model[J]. Journal of Geophysical Research Atmospheres,2006,111(D20).
- [5] HE H, MCGINNIS J W, SONG Z, et al. Onset of the Asian Summer Monsoon in 1979 and the Effect of the Tibetan Plateau[J]. Monthly Weather Review,1987,115(9):1966-1995.
- [6] 简茂球,罗会邦. 1998 年青藏高原东部及其邻近地区大气热源与南海夏季风建立的关系[J]. 高原气象,2001(4):381-387.
- [7] 包庆,刘屹岷,吴国雄. 青藏高原增暖对东亚夏季风的影响——大气环流模式数值模拟研究[J]. 大气科学,2008(5):997-1005.
- [8] Wu G, Liu Y, He B, et al. Thermal Controls on the Asian Summer Monsoon[J]. Scientific Reports,2012(2):404.
- [9] Meng X, Li R, Luan L, et al. Detecting hydrological consistency between soil moisture and precipitation and changes of soil moisture in summer over the Tibetan Plateau[J]. Climate Dynamics,2017.
- [10] 栾澜,孟宪红,吕世华,等. 青藏高原土壤湿度触发午后对流降水模拟实验研究[J]. 高原气象,2018,37(4):873-885.
- [11] 马柱国,魏和林,符淙斌. 土壤湿度与气候变化关系的研究进展与展望[J]. 地球科学进展,1999(3):88-94.
- [12] SHUKLA J, MINTZ Y. The influence of land-surface evaporation precipitation on earth's climate[J]. Science,1982,215:1498-1501.
- [13] YEH T C, WETHERALD R T, MANABE S. The Effect of Soil Moisture on the Short-Term Climate and Hydrology Change—A Numerical Experiment[J]. Monthly Weather Review,1984,112(3):474.
- [14] 刘永强,叶笃正,季劲钧. 土壤湿度和植被对气候的影响——Ⅱ. 短期气候异常持续性的数值实验[J]. 中国科学(B辑 化学 生命科学 地

[1] 郭维栋,马柱国,王会军. 土壤湿度——一个跨

- 学),1992(5):554-560.
- [15] BETTS A K. Boundary Layer Thermodynamics of a High Plains Severe Storm[J]. Monthly Weather Review,1984,112(11):2199-2211.
- [16] BETTS A K, DESJARDINS R L, MACPHERSON J I. Budget analysis of the boundary layer grid flights during FIFE 1987[J]. Journal of Geophysical Research: Atmospheres,1992,97(D17).
- [17] TUTTLE S E, SALVUCCI G. Empirical evidence of contrasting soil moisture-precipitation feedbacks across the United States and effects of confounding factors[J]. Science,2016,352(6287):825.
- [18] 程善俊. 气温和降水对全球土壤湿度变化的影响研究[D]. 兰州:兰州大学,2017.
- [19] CHEN F, AVISSAR R. Impact of Land-Surface Moisture Variability on Local Shallow Convective Cumulus and Precipitation in Large-Scale Models[J]. Journal of Applied Meteorology,1994,33(12):1382-1401.
- [20] CHEN F, AVISSAR R. The Impact of Land-Surface Wetness Heterogeneity on Mesoscale Heat Fluxes[J]. Journal of Applied Meteorology,1994,33(11):1323-1340.
- [21] TAYLOR C M, GOUNOU A, GUICHARD F, et al. Frequency of Sahelian storm initiation enhanced over mesoscale soil-moisture patterns[J]. Nature Geoscience,2011,4(7):430-433.
- [22] TAYLOR C M, DE JEU R A M, GUICHARD F, et al. Afternoon rain more likely over drier soils[J]. Nature,2012,489(7416):423.
- [23] 章焕, 范广洲, 张永莉, 等. 青藏高原土壤湿度对一例高原涡影响的数值模拟[J]. 高原气象,2018,37(04):886-898.
- [24] 卓嘎, 德吉卓玛, 尼玛吉. 青藏高原土壤湿度分布特征及其对长江中下游6、7月降水的影响[J]. 高原气象,2017,36(3):657-666.
- [25] 江吉喜, 范梅珠. 夏季青藏高原上的对流云和中尺度对流系统[J]. 大气科学,2002(2):263-270.
- [26] 闫之辉, 邓莲堂. WRF 模式中的微物理过程及其预报对比实验[J]. 沙漠与绿洲气象,2007(6):1-6.
- [27] 章国材. 美国 WRF 模式的进展和应用前景[J]. 气象,2004(12):27-31.
- [28] 黄芳芳, 马伟强, 李茂善, 等. 藏北高原地表温度对气候变化响应的初步分析[J]. 高原气象,2016,35(1):55-63.

## Day and Night Comparison Analysis of the Effect of Soil Moisture on a Case of Convective Precipitation over Qinghai-Tibetan Plateau

WEI Yongheng, FAN Guangzhou

(School of Atmospheric Sciences/Plateau Atmosphere and Environment Key Laboratory of Sichuan Province/Joint Laboratory of Climate and Environment Change, Chengdu University of Information Technology, Chengdu 610225, China)

**Abstract:** In order to study the feedback mechanism of soil moisture and precipitation in the Qinghai-Tibetan Plateau, the simulation and sensitivity test of convective precipitation process of the Qinghai-Tibetan Plateau from 6 to 9 August 2014 were carried out by using WRF model. The results show that the precipitation can be well simulated by the control experiment. The amount of the precipitation will be reduced in daytime while it will be increased in nighttime as a result of the increase of soil moisture. The increase of soil moisture will reduce the amount of precipitation in the daytime and increase the amount of precipitation at night. The increase of soil moisture slows the increase of the surface temperature at daytime, lowers the temperature of the surface, decreases the surface sensible heat flux, and reduces the unstable energy in the troposphere. It also reduces the intensity of the vertical airflow, the convergence and the divergence, and weakens the convection intensity, which in return forms a negative feedback that reduces the amount of precipitation in the daytime. In the nighttime, the surface temperature is reduced more slowly and is higher than in daytime, as a result, the unstable energy in the troposphere is increased, the intensity of the vertical airflow and the convergence and the divergence are increased, hence the convection intensity is increased, which in return produces a positive feedback effect that increases the amount of precipitation at night. In general, the more soil moisture increases, the stronger negative feedback will be and the more the precipitation will decrease during the day. Similarly, the stronger positive feedback is at night, the more precipitation increases.

**Keywords:** meteorology; numerical simulation; Qinghai-Tibetan Plateau; soil moisture; convective precipitation; day and night contrast