

陕北地区植被治理与退化对一次区域降水过程影响的数值模拟^{*}

郭建侠^{1,4)} 丁一汇²⁾ 杜继稳³⁾ 郑有飞⁴⁾

1) (陕西省气象科学研究所, 西安 710014)

2) (国家气候中心, 北京 100081)

3) (陕西省气象局, 西安 710014)

4) (南京气象学院, 南京 210044)

摘 要 针对陕北地区一次区域性降雨个例, 运用中尺度模式 MM5V3.5 进行了陕北地区植被治理和退化的敏感性试验。结果表明, 植被生态治理后, 能够使区域的平均降水量增加, 使地表净盈余水分 7.6%; 植被退化使降水量减少, 地表亏失水分 3.6%。植被变化对降水的影响有热力和动力两方面原因: 一方面, 植被改善后, 地气之间的热通量增大, 地表对大气的增温作用增强, 使低层大气更趋于不稳定; 另一方面, 植被改善增大了地表的非均一性, 能够激发出一定强度的局地次级环流叠加于天气尺度系统上。这两种作用, 使系统加深并发展, 增加到达地面的降水量。植被退化则产生与上述相反的作用, 导致局地降雨量的减小, 使地面进一步干旱化。

关键词: 植被变化; 生态治理; 退化; 降水; 数值模拟

文章编号 1006-9895 (2004) 03-0527-13 **中图分类号** P461 **文献标识码** A

1 引言

陕北地区位于 (35.20~39.35°N, 107.15~110.15°E), 属黄河流域中部黄土高原, 地质构造上属鄂尔多斯台地, 是黄河泥沙的主要源地。历史上这里曾是林草茂密的地区, 秦汉以后, 尤其是唐代以后, 由于人类垦伐活动的加剧, 使这一地区生态环境逐步恶化, 成为我国、甚至是世界上水土流失最为严重的地区。据水利部黄河水利委员会专家对建国以来黄河流域各地区每年输入黄河泥沙量的测算^[1], 在年均输入黄河下游的 16.63×10^9 t 泥沙中, 来自陕西黄土高原部分的有 7.12×10^9 t, 占到全河输沙量的 42%, 其中陕北丘陵沟壑区年平均输沙量为 6.4×10^9 t, 不仅占陕西省年均入黄泥沙量的 90%, 而且占到整个黄河流域入黄泥沙量的 38%。脆弱的生态环境不仅严重制约着当地经济社会的发展, 而且导致各种自然灾害频繁发生。陕北地区四季连旱 20 世纪 50 年代发生 1 次, 60 年代出现 2 次, 70 年代 4 次, 80 年代 6 次, 90 年代 7 次; 洪灾发生频次 14 世纪以前为 16.2%, 15~19 世纪为 41.0%, 20 世纪为 70%^[2]。

20 世纪末, 西部大开发, 生态环境治理成为切入点工程, 其中, 植被生态治理是

2003-08-14 收到, 2004-07-13 收到再改稿

^{*} 国家科技部 973 预研项目 2003ccc01500、陕西省自然科学基金项目 2001D10、攻关项目 2002K04 - G14、陕西省生态办项目 (1999 - 003) 共同资助

最主要的治理内容之一。人们期望知道,植被生态治理后是否能使气候向有利于人类生存的方向转化?如果不进行治理,任由其发展,又将会有多大的变化?这一系列问题无法通过实际的种植试验来解决。随着气候模式的发展,借助现代计算机技术,可以实现对各种情景的模拟,使人们对这些问题建立逐步清晰的认识。

关于植被对气候的影响问题,许多学者运用不同的模式进行了不同方面的理论研究^[3~22],得到了许多有益的结果,但由于受模式所限,存在网格距较大和植被选择理想化两方面问题,不能满足实际的植被生态建设需求。罗哲贤^[23~25]曾用理想模式研究了 100 km 范围内植被变化对局地环流的影响,指出:不同植被带布局激发出的局地环流强度存在差异,下垫面非均一性是激发次级环流的根本原因。这一结果说明,在不受任何外强迫的作用下,仅植被的改变即能激发出一定尺度的垂直运动。那么这种垂直运动在实际大气中,将会对局地的中尺度系统产生何种影响呢?本文通过一次降雨个例的模拟,探讨了这一问题。由于气候是一段时期内天气状况的平均状态,因此,研究植被变化对局地中尺度天气系统的影响是非常必要和有意义的。

2 模式简介

MM5 模式是由美国宾州大学 PSU (The Pennsylvania State University) 和美国国家大气研究中心 NCAR (the National Center for Atmospheric Research) 联合开发的公用中尺度数值模式,经过广泛的实践应用和不断改进,目前已经发展到 MM5V3 版。模式包含了积云对流、辐射、降水、行星边界层、陆面等物理过程,每个物理过程都有多种不同的方案可供选择。

MM5 模式的最大特点是包含了非静力平衡方案,可以进行较小时空尺度的模拟计算,而且增加了多重区域嵌套功能(最多可以达到 9 重嵌套),增强了对中小尺度系统的捕捉和跟踪能力。

MM5V3 版新耦合的陆面模式 OSU-LSM (Oregon State University Land Surface Model) 将陆面分为 1 层植被和 4 层土壤,植被可以划分为 24 种类型,土壤层的总厚度是 2 m,4 层的厚度自上而下为 0.1、0.3、0.6 和 1.0 m,分别反映了土壤层的日变化、周变化、季节变化特征。植被的根区位于土壤上层的 1 m 内,根通过蒸腾作用调节土壤层内的含水量。OSU-LSM 可以预测土壤层的湿度和温度、冠层的储水量、地面积雪量等变量,并通过表面通量相同的原理与大气模式进行耦合。

3 模拟计算区域及有关参数设定

本文采用 MM5V3.5 进行陕北区域的模拟,模式中心点定于 (37.8°N, 108.8°E),南北、东西方向各取 120 个格点,网格距 9 km,计算区域为 (33.93~41.48°N, 104.02~113.58°E),区域内地形如图 1 所示,可以看出,陕北东侧 (36°N 以北, 111°E 附近) 的吕梁山脉,陕北西侧 106°E 的六盘山,陕北境内的白于山,陕北南部的秦岭太白山等均有很好的反映。

模式选用的物理过程为:Grell 积云对流方案、简单冰相降水过程、云辐射方案、

MRF 行星边界层方案、OSU-LSM 陆面方案, 垂直分辨率 $k_v=23$ 层, 大气顶气压 100 hPa, 以 NCEP 再分析资料为大尺度背景场, 时间积分步长 $\Delta t=30$ s, 采用张弛边界条件, 每 6 h 更换一次侧边界条件。

为便于对比, 设置 3 组试验:

Test 1: 控制试验, 不修改模式下垫面的植被类型, 以模式读入的 USGS 植被类型作为现实植被 (图 2a)。

Test 2: 敏感性试验 I, 按照《陕西省山川秀美工程规划》方案对陕北境内的下垫面植被进行修改 (图 2b), 长城沿线一带由原灌木为主改为草灌混合, 陕北丘陵沟壑区以西由草被改为灌木, 以东改为经济林木, 渭北黄土高原沟壑区北部由农田改为混合森林, 南部以西由农田改为经济林, 以东改为农田。即假设陕北地区植被已经按照政府规划改善完毕。

Test 3: 敏感性试验 II, 将 ($35\sim39.5^\circ\text{N}$, $106.5\sim111.2^\circ\text{E}$) 区域内下垫面全部变为裸地, 即假设陕北全区域植被退化, 土地荒芜 (图 2c)。

由于植被的作用夏季较明显, 而且人们最为关注的是对降水的影响, 作者曾检验了 MM5V3.5 对陕北地区夏季降水和冬季降温过程的模拟性能^[26], 表明该模式对陕北地区夏季区域性降水的分布型态和演变过程具有很好的模拟能力。本文继续选用 1999 年 7 月 4 日的这次区域性降雨过程进行模拟试验, 以 1999 年 7 月 1 日 1200 UTC 为初值, 积分 5 d, 每 3 h 输出一次结果。

4 模拟结果分析

4.1 控制试验的模拟结果

我们从水平环流、雨区分布、降雨过程演变 3 个方面分析控制实验的模拟效果。

图 3 是模拟的 7 月 4 日 800 hPa 水平流场与 NCEP 资料的对比图。可以看出, 模式将实况中的气旋性流场特征较好地模拟出来了, 槽线由南到北穿过陕北地区。不同的是, 模拟结果对于陕北境内的气旋内部结构刻画的更为细致, 这是由于分辨率提高, 更多地反映出中尺度的结构特征所致。图 4 是 7 月 4 日模拟区域内实测的站点雨量分布与模拟的雨量分布的对比, 可以看出, 模拟的雨区基本覆盖 38.5°N 以南, 雨带走势呈西南—东北方向, 与实况有较好的一致性, 实况中的几个强降雨中心在模拟结果中均有较好的反映, 但位置普遍偏北、偏东, 偏移量在 $0.5\sim1$ 个经纬度之间, 降雨中心的雨量也普遍较实况偏大。图 5 是模拟的 ($35.5\sim39^\circ\text{N}$, $106\sim111.5^\circ\text{E}$) 区域平均雨量的演变与站点平均雨量的变化情况, 由于实测值是站点平均雨量, 模拟值是区域内格点平均雨量, 二者的量值没有可比性, 但是, 很明显, 二者的演变趋势具有很好的一致性, 说明模式对于降雨过程的演变趋势具有较好的模拟性能。

总体上看, 控制试验的结果表明, 模式对于环流形势、雨区分布、降雨过程演变均有较好的体现能力, 能够应用于该地区的降雨过程数值模拟研究中。

4.2 敏感性试验的结果分析

4.2.1 地面水分收支的变化

地面水分收入主要来源于降水, 水分逸失则体现在蒸发和径流上。图 6 分别是模

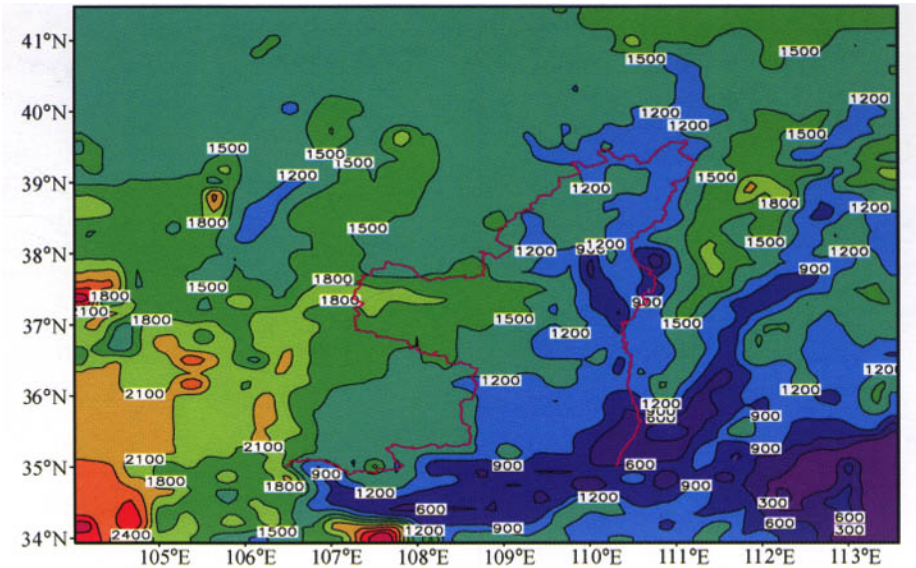


图 1 模式计算区域内地形 (m)

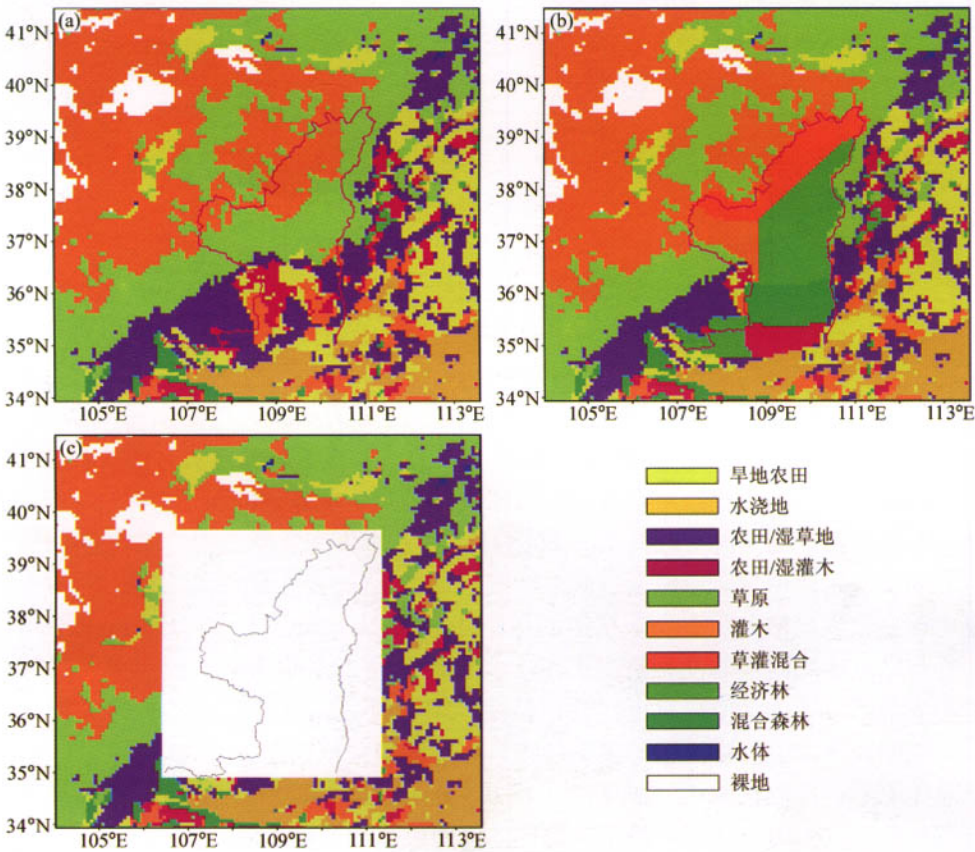


图 2 3 组试验的下垫面植被类型示意图

(a) Test 1; (b) Test 2; (c) Test 3

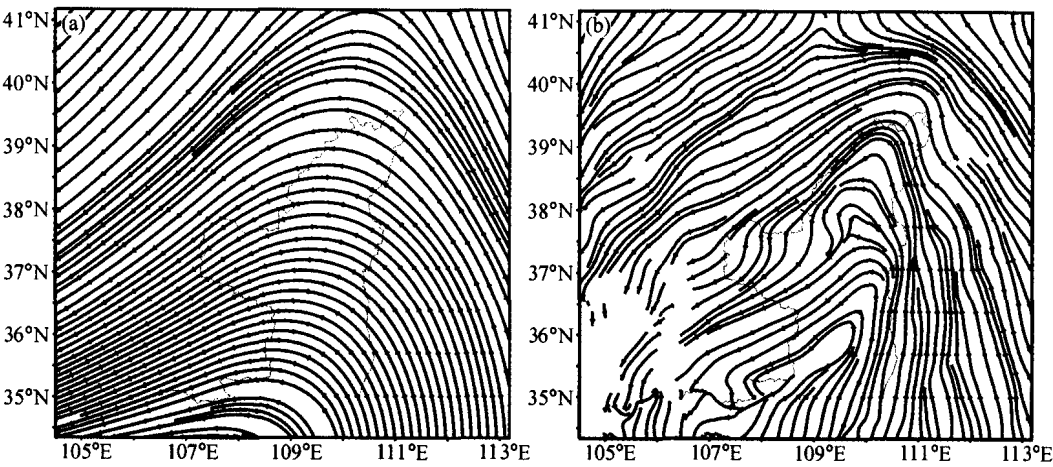


图3 7月4日800 hPa水平环流
(a) NCEP; (b) 模拟值

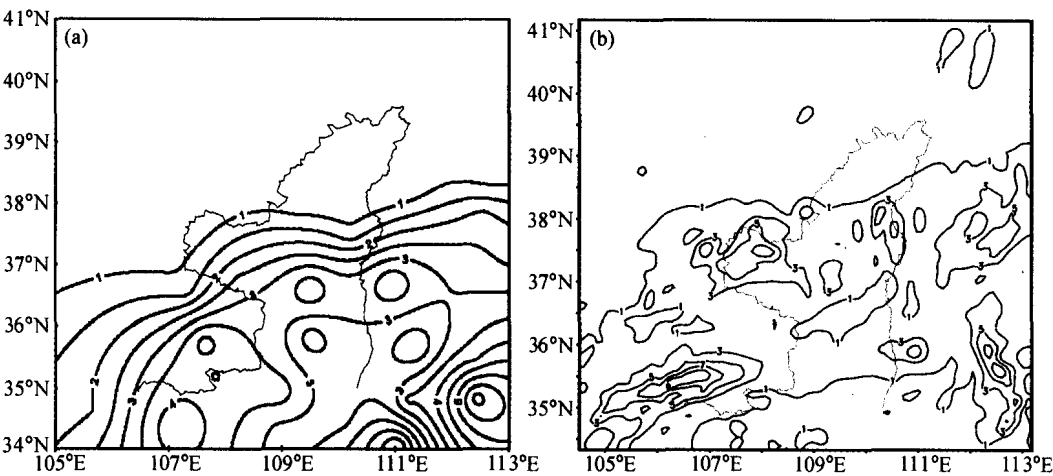


图4 7月4日雨量分布(单位: cm)
(a) 站点实测值; (b) 模拟值

拟的区域内平均降雨量、蒸发量、地表径流每3 h的变化情况。可以看出，与控制试验相比，Test 2的雨量主要呈现增加的特征，增加时段为3日0000 UTC~4日2100 UTC、5日0900 UTC~6日0000 UTC，3 h最大增幅达0.82 mm（4日2100 UTC）；Test 3的雨量基本在各时段都减少，3 h最大减少幅度达到0.27 mm（5日2100 UTC）。显然，对于同一天气系统，由于下垫面植被的不同，带来了降水量上的一些差异，植被生态治理能够增加到达地面的降水总量，而植被退化则有削弱降雨量的作用。

蒸发量的变化呈现出明显的日变化特征，白天变化幅度较夜晚剧烈。与控制试验相比，Test 2在4日0600 UTC、5日0900 UTC、6日0600 UTC出现3个较大的增幅，增幅最大达到0.0018 mm（5日0900 UTC），其余时段均为减少或微弱的增加，2日0300 UTC出现3 h最大减幅，达到0.0041 mm；Test 3的蒸发量基本呈现减小的特征，3 h最

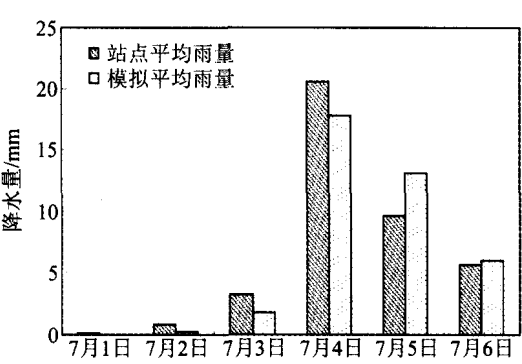


图5 7月1~6日的平均雨量变化
斜线柱: 计算区域内 40 个气象站的平均雨量; 点柱: (35.5~39°N, 106~111.5°E) 区域内的格点平均雨量

大减幅超过 0.1 mm (6 日 0600 UTC)。与降雨量的变化相比, 蒸发量的变化基本为微量, 可以认为变化不显著。

两个敏感性试验的地表径流变化基本呈现相反的特征, Test 2 先减后增, Test 3 先增后减。分析其原因, 不难看出, 5 日 0000 UTC 以前 Test 2 在地面降雨量增加的情况下, 地表径流减少, 显然是由于植被的作用, 地面植被改善后, 冠层截留水增加, 到达地面的降水减少, 地表径流必然减少, 5 日 0600 UTC 以后, 地表径流增加一方面是由于降雨量有所增加, 另一方面,

冠层前期截留水的滴落也会增加到到达地面的水量, 引起径流增加; 而 Test 3 在 4 日 0600 UTC 以前地表径流增加主要是由于地表植被减少, 没有冠层阻挡, 到达地面降水量增多而造成的, 4 日 0900 UTC 以后地表径流减少, 则主要是因为降雨量减少的原因。

表 1 给出了模拟时段内单位面积的降水总量、蒸发总量和地表径流总量的变化情况, 可以看出, 植被生态治理后, 模拟时段的雨量增加、蒸发减少、地表径流增加, 净赢余降水 2.97 mm, 占控制试验降水的 7.6%; 植被退化后, 模拟时段的降雨量、蒸发量、地表径流量均减少, 净亏失降水 1.42 mm, 占控制试验的 3.6%。可见, 植被治理能够增加区域内水分的净收入, 这对于缓解陕北地区干旱的气候状况意义重大, 应当大力推行。

产生以上差异必然有其热力和动力方面的原因, 下面我们继续从热力特征和动力特征进行分析。

表 1 模拟时段的总降水量、蒸发量、地表径流变化								mm	
	降水量		蒸发量		地表径流量		净盈亏		
	差值	百分比/%	差值	百分比/%	差值	百分比/%	盈亏量	百分比/%	
Test 2—Test 1	3.24	8.3	−0.01	1.4	0.28	5.4	2.97	7.6	
Test 3—Test 1	−1.99	5.1	−0.1	14.1	−0.47	9.2	−1.42	3.6	

4.2.2 地气之间热通量的变化

图 7 是敏感性试验与控制试验感热、潜热和总热量通量的差值, 可以看出, 热量通量的变化也呈现明显的日变化特征, 白天强烈, 夜晚较弱。与控制试验相比, Test 2 的总热量通量主要为增加的特征, 4 日以前感热通量的贡献为主, 4 日以后潜热通量的贡献占主要地位。由于模拟的是一次降雨过程, 4 日以前没有降水, 太阳辐射较强, 植被吸收太阳辐射较多, 温度升高, 感热通量加大, 同时, 植被改善使植株升高, 延缓了植株的蒸腾速度, 再者, 雨前空气湿度大, 一定程度上抑制了植被的蒸腾蒸发作用, 因此潜热通量有所减小, 4 日以后, 植被冠层截留降水增多, 蒸发加大, 因而潜热通量增大, 同时, 云量增多, 太阳辐射减少, 植被冠层吸收的辐射减少, 温度降低, 因此感热通量有所减小。Test 3 的总热量通量呈现剧烈的减少特征, 其中潜热通量的贡献占主要地位。

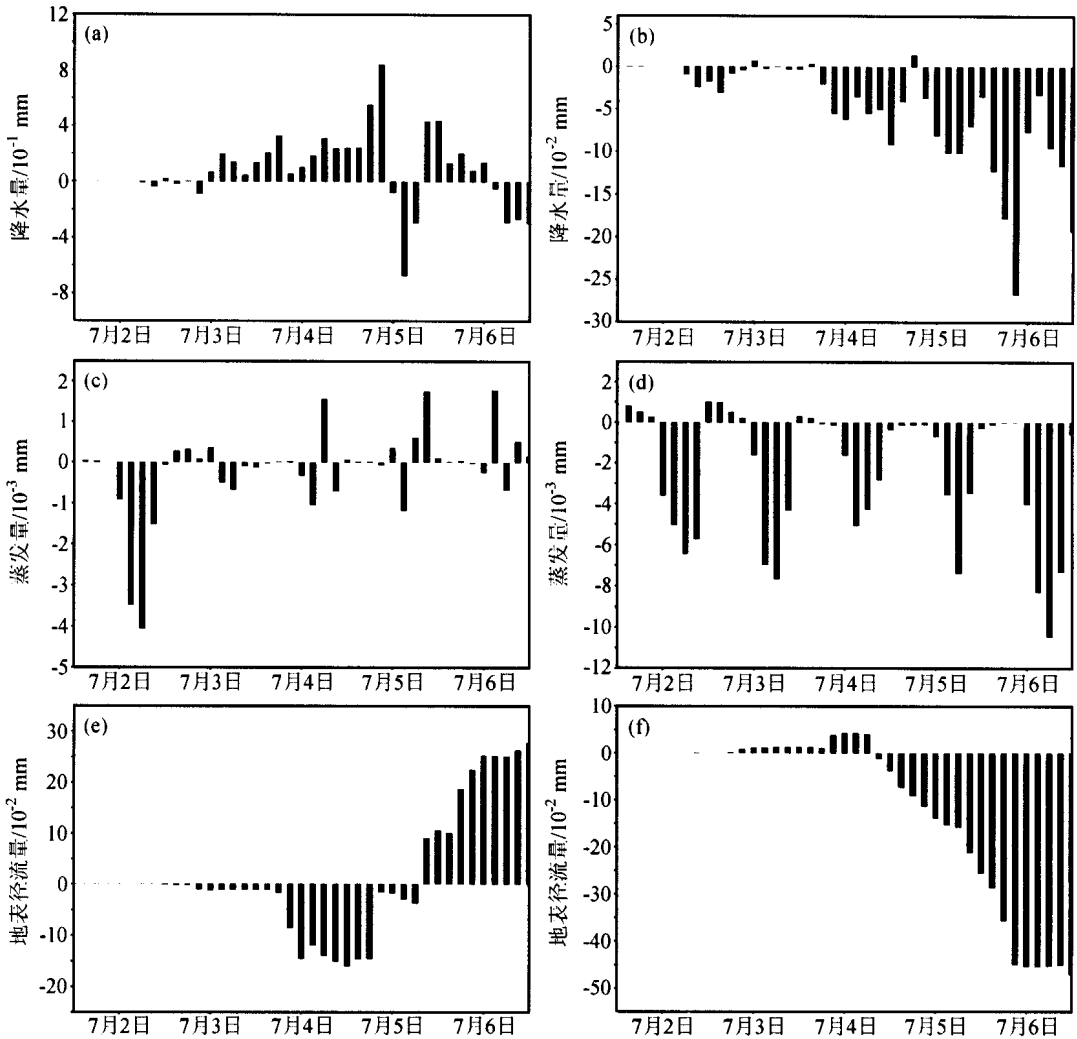


图 6 敏感性试验与控制试验模拟的地面降水量、蒸发量、地表径流变化

各量均为 (35.5~39°N, 106~111.5°E) 区域内的平均值

(a)、(c)、(e): Test 2—Test 1; (b)、(d)、(f): Test 3—Test 1

这一结果表明, 植被改善后, 对于低层大气的增温作用增强, 这将加大低层大气的的不稳定度, 有利于对流运动的发展。相反, 植被退化后, 地面对大气的热通量减弱, 不利于对流发展。

4.2.3 层结稳定性的变化

层结不稳定是中尺度对流天气发生的条件之一, 不稳定度越大, 低层积聚的静力能量越多, 遇触发机制释放的能量也越多。根据 3 个试验的相当位温垂直剖面图 (图略), 我们看出, 600 hPa 以下相当位温 θ_e 随高度减小 ($\partial \theta_e / \partial z < 0$), 以上 θ_e 随高度增加 ($\partial \theta_e / \partial z > 0$), 说明低层大气为不稳定层结, 高层为稳定层结。我们以 800 hPa 和 600 hPa 的平均 θ_e 之差 $\Delta \theta_e$ 来表征大气的层结不稳定度, $\Delta \theta_e$ 越大, 不稳定度越大, $\Delta \theta_e$ 越小, 不稳定度越小。

图 8a 是敏感性试验与控制试验的 $\Delta \theta_e$ 的变化, 可以看出, 除 3 日 0000~0600

UTC 的 $\Delta\theta_e$ 小于 0 以外, 其余时段的 $\Delta\theta_e$ 均大于 0, 说明在模拟时段内低层大气基本为不稳定大气。3 个试验的 $\Delta\theta_e$ 值略有差异, 图 8b 是敏感性试验与控制试验的 $\Delta\theta_e$ 值之差, 可以很明显地看出, 相对于控制试验, Test 2 的 $\Delta\theta_e$ 值在 3 日后基本增加, 最大增幅达到 1.2 K (4 日 1200 UTC), 说明植被改善后, 层结不稳定度有所增大; Test 3 的 $\Delta\theta_e$ 值变化在 $-0.35 \sim 0.2$ K 之间, 其变化幅度明显小于 Test 2 的变化幅度, 在模拟时段内, $\Delta\theta_e$ 值减少的时段大于增加的时段, 说明植被退化有减弱低层大气层结不稳定性的作用。

由此可见, 植被生态治理后, 低层大气的增温增湿作用增大, 使低层大气更趋于

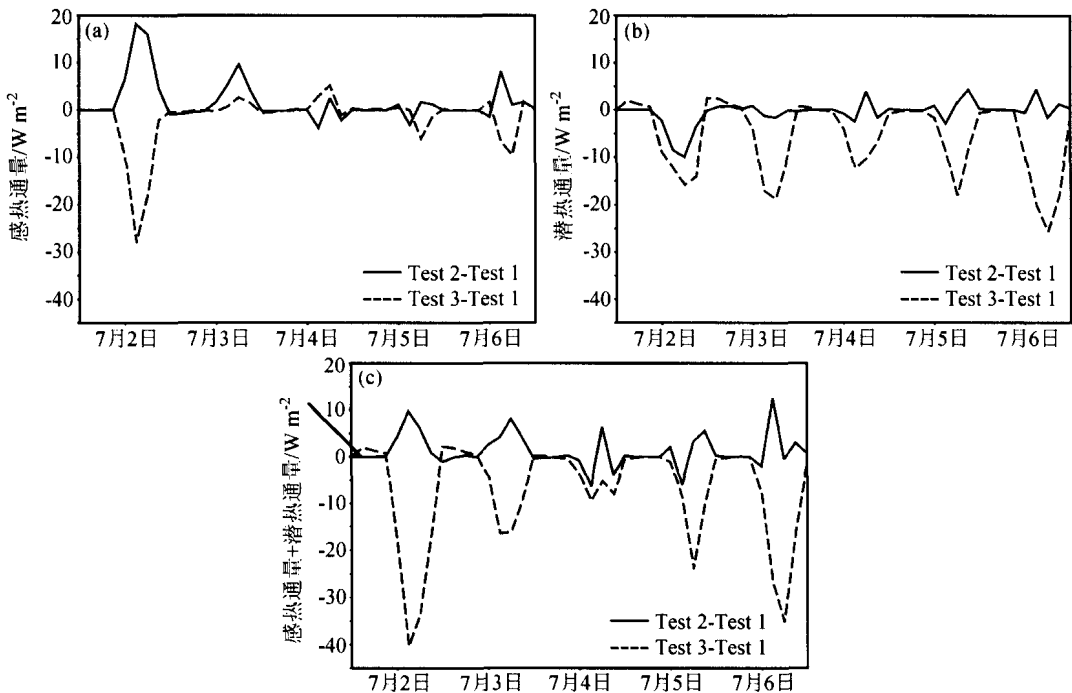


图 7 敏感性试验与控制试验的感热、潜热和总热量通量的差值 (单位: W m^{-2})

(a) 感热通量; (b) 潜热通量; (c) 感热通量+潜热通量

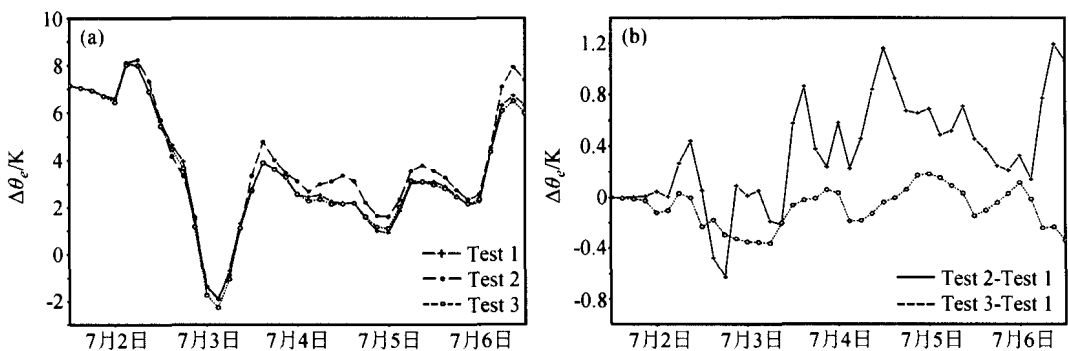


图 8 层结稳定度 $\Delta\theta_e$ 的变化

(a) Test 1、Test 2 和 Test 3; (b) Test 2—Test 1 和 Test 3—Test 1

不稳定，大气中蕴含的不稳定能量增多，遇扰动或其他触发机制时，必将释放出更多的不稳定能量，使对流运动得到发展和加强。植被退化则将削弱低层大气的不稳定性，不利于系统的发展。

4.2.4 环流变化

4.2.4.1 水平环流变化

图 9 是两组敏感性试验模拟的 7 月 4 日 800 hPa 水平流场，与图 3b 相比，我们看出，3 组试验在陕北南部有一个共同的气旋中心，这一中心北侧的气旋性环流伸展到 40.5°N 附近，这是大尺度流场的主要特征。不同的是，Test 2 在陕北北部又出现了一个闭合中心，形成两个闭合中心，而 Test 3 的流场则与 Test 1 的差别不大。

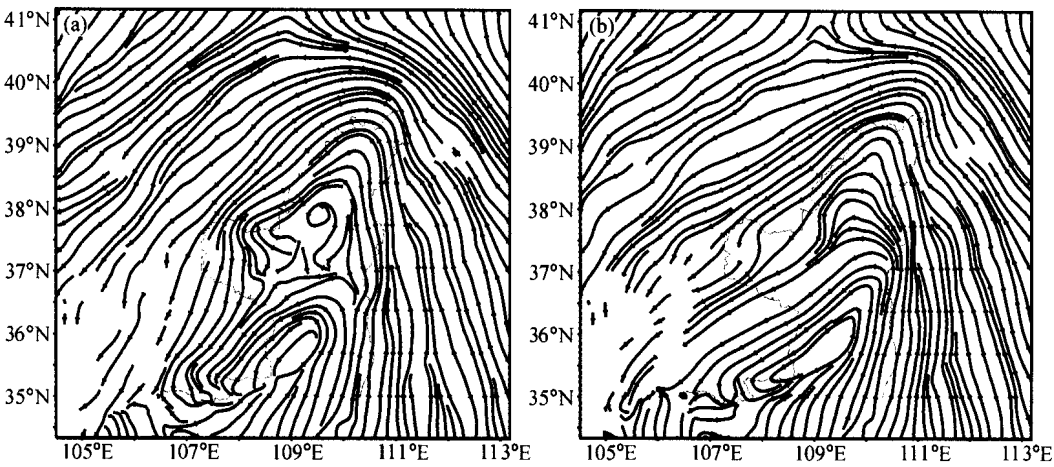


图 9 敏感性试验模拟的 800 hPa 水平流场
(a) Test 2; (b) Test 3

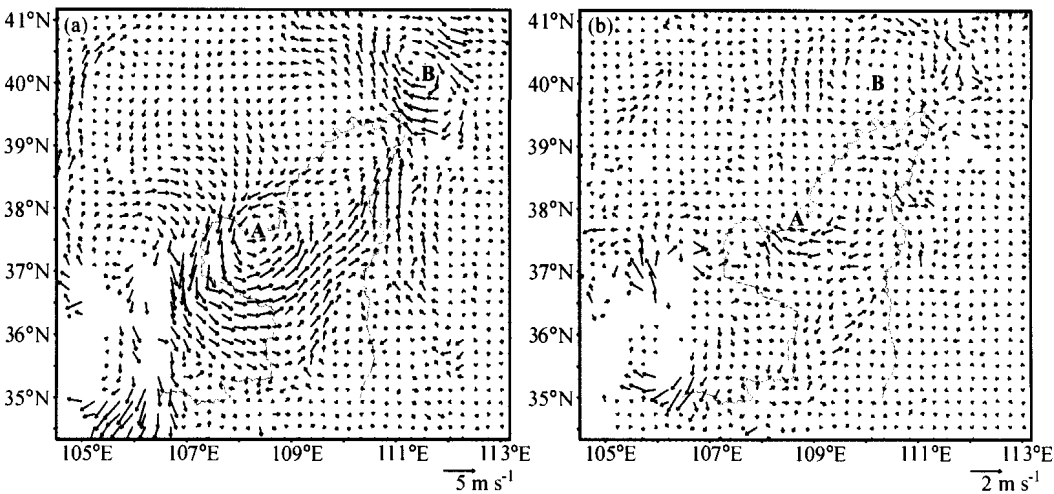


图 10 敏感性试验与控制试验模拟的 4 日 800 hPa 水平风场差值
(a) Test 2—Test 1; (b) Test 3—Test 1

我们从风场的差值图中可以进一步看清楚植被变化对水平流场的影响。图 10 是敏感性试验与控制试验的 4 日 800 hPa 平均风场差值图, 可以看出, Test 2 与 Test 1 的差值风场在陕北中部和北部呈现明显的气旋性特征, 气旋中心位于图中 A 处, 在陕北以北的 B 处有一反气旋中心, 而 Test 3 与 Test 1 的差值风场则主要呈现反气旋特征, A 处的反气旋较 B 处的弱。

这一结果说明, 植被生态治理可以产生气旋性扰动, 这些扰动叠加于气旋性的大尺度天气系统上, 必将加深系统的强度, 促进系统的发展, 相反, 植被退化产生反气旋性扰动叠加于天气系统上, 从而在一定程度上使系统堵塞减弱, 不利于系统的发展。

4.2.4.2 垂直环流变化

图 11 是敏感性试验与控制试验沿 108.5°E 的近地层风场差值和地面热通量的配置

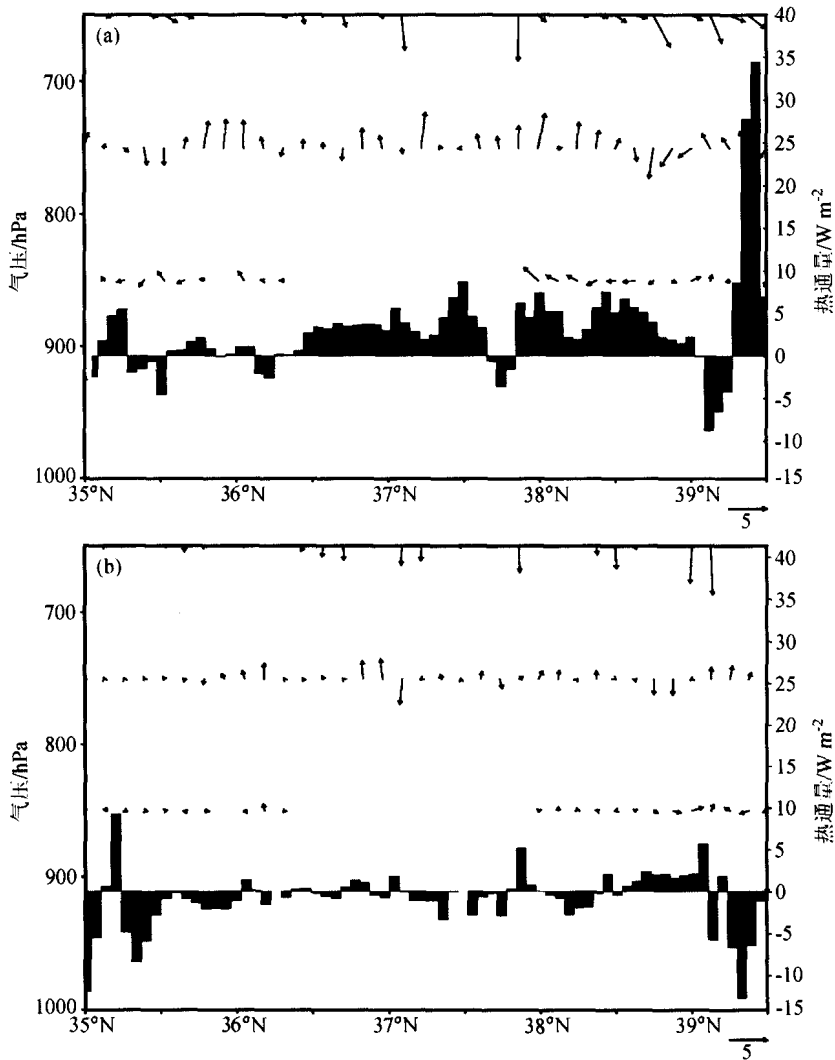


图 11 近地层垂直风场和地面热通量剖面

(a) Test 2—Test 1; (b) Test 3—Test 1

矢量图为风场, 柱形图为地面感热和潜热通量之和

图。从图中我们可以看出, Test 2 激发的上升气流较强, Test 3 激发的垂直气流较弱。垂直风场与地面热通量的变化呈现出较好的一致性, 热通量升高的地方上升运动多增强, 热通量降低的地区上升运动基本减弱、下沉运动增强。此外, 下垫面的非均一性也是产生次级环流差异的原因之一, 植被改善使下垫面粗糙度增加, 非均一性加大, 湍流活动增强, 次级环流加强; 相反, 植被退化使非均一性减小, 湍流减弱, 系统的上升运动受到抑制。

5 结论与讨论

通过本文的分析, 我们得出以下几点主要的结论:

(1) 陕北地区植被生态治理, 能够增加降雨过程的总降水量, 除去蒸发和地表径流水分支出, 使地表净盈余约 7.6% 的水分。植被退化后, 降水量、蒸发量和地表径流量均减少, 地表净亏失约 3.9% 的水分。

(2) 陕北植被改善对降水的影响有其热力和动力两方面原因, 一方面, 植被改善后, 地气之间的热量通量增大, 地表对大气的增温增湿作用增强, 使低层大气更趋于不稳定; 另一方面, 植被改善增大了地表的非均一性, 能够激发出一定强度的局地次级环流叠加于天气尺度系统上, 使对流上升运动得到加强; 两方面共同作用, 使系统加深并发展, 从而增加了到达地面的降水量。

(3) 陕北植被退化将产生一些负的作用, 地气的热量通量减弱, 低层大气不稳定度降低, 垂直上升运动减小, 水平环流的气旋性略减弱, 这些导致了局地降雨量的减小, 使地面进一步干旱。

应当指出, 本文仅对一个降雨个例进行了模拟, 结果是否具有普遍性尚需更多的模拟进行验证。

参 考 文 献

- 1 朱士光, 陕西省生态环境演变特征及保护治理方略, 西部生态, 北京: 中共中央党校出版社, 2001, 1~27.
- 2 杜继稳、王小宁、雷向杰等, 陕北气象灾害与生态环境治理, 灾害学, 2001, 16 (1), 71~77.
- 3 Charney, J. G., Dynamics of deserts and drought in the Sahel, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 1975, 101, 193~202.
- 4 Dickinson, R. E., Land surface process and climate-surface albedo and energy balance, *Advances in Geophysics*, 1983, 25, 305~353.
- 5 罗哲贤, 植被覆盖度对干旱气候影响的数值试验, 地理研究, 1985, 4 (2), 1~8.
- 6 赵鸣、江静、苏炳凯等, 一个引入近地层的土壤-植被-大气相互作用模式, 大气科学, 1995, 19 (4), 405~414.
- 7 张晶、丁一汇, 一个改进的陆面过程模式及其模拟试验研究 I: 陆面过程模式及其“独立 (off-line)”模拟试验和模式性能分析, 气象学报, 1998, 56 (1), 1~19.
- 8 丁一汇、张晶, 一个改进的陆面过程模式及其模拟试验研究 II: 陆面过程模式与区域气候模式的耦合模拟试验, 气象学报, 1998, 56 (4), 385~400.
- 9 张耀存, 干旱半干旱地区植被气候效应的数值研究, 气象科学, 1994, 14 (2), 100~105.
- 10 张耀存、钱永甫, 陆地下垫面特征对区域能量平衡过程影响的数值试验, 高原气象, 1995, 14 (3), 325~

- 333.
- 11 范广洲、吕世华、罗四维, 西北地区绿化对该区及东亚、南亚区域气候影响的数值模拟, 高原气象, 1998, **17** (3), 300~309.
 - 12 范广洲、吕世华, 陆面植被类型对华北地区夏季降水影响的数值模拟研究, 高原气象, 1999, **18** (4), 649~658.
 - 13 周锁铨、陈万隆, 青藏高原植被下垫面对东亚大气环流影响的数值试验, 南京气象学院学报, 1995, **18** (4), 536~542.
 - 14 周锁铨、陈万隆、徐海明、边巴次仁, 青藏高原及其周围植被对夏季气候影响的套网格数值试验比较, 南京气象学院学报, 1998, **21** (1), 85~93.
 - 15 吕世华、陈玉春, 西北植被覆盖对我国区域气候变化影响的数值模拟, 高原气象, 1999, **18** (3), 416~424.
 - 16 王汉杰、周浩、林琳, 三北防护林区域性气候效应的数值模拟研究, 西部开发与生态建设, 北京: 中国林业出版社, 2001.
 - 17 钟中、王汉杰、熊文俞, 三北防护林体系生态系统效应的数值模拟, 西部开发与生态建设, 北京: 中国林业出版社, 2001.
 - 18 Polcher, J., and K. Laval, A statistical study of regional impact of deforestation on climate in the LMD GCM, *Climate Dyn.*, 1994, **19**, 205~219.
 - 19 Lean, J., and P. R. Rowntree, Understanding the sensitivity of a GCM simulation of Amazonian deforestation to the specification of vegetation and soil characteristics, *J. Climate*, 1997, **10**, 1216~1235.
 - 20 Shukla, J., C. Nobre, and P. J. Sellers, Amazon deforestation and climate change, *Science*, 1990, **247**, 1322~1325.
 - 21 Carlos, A. N., P. J. Sellers, J. Shukla, Amazonian deforestation and regional climate changd, *J. Climate*, 1991, **4**, 957~988.
 - 22 温刚、符淙斌, 中国东部季风区植被物候季节变化对气候响应的大尺度特征: 年际比较, 气候与环境研究, 2001, **6** (1), 1~11.
 - 23 罗哲贤, 植被带布局对局地流场的作用, 地理研究, 1992, **11** (1), 15~22.
 - 24 罗哲贤, 植被带宽度对局地环流及温度场影响的数值研究, 地理学报, 1994, **49** (1), 37~45.
 - 25 罗哲贤、余晖, 植被区面积对局地气候影响的数值研究, 甘肃气象, 1995, **13**, 1~5.
 - 26 郭建侠、杜继稳、郑有飞, MM5V3.5 对陕北地区中尺度系统的模拟能力试验, 气象, 2003, **9**, 13~17.

A Numerical Simulation of the Impact of Afforestation and Desertification on Summer Rainfall in Northern Shaanxi

Guo Jianxia^{1,4)}, Ding Yihui²⁾, Du Jiwen³⁾, and Zheng Youfei⁴⁾

1) (Shaanxi Provincial Meteorological Institute, Xi'an 710014)

2) (National Climate Center, Beijing, 100081)

3) (Shaanxi Provincial Meteorological Bureau, Xi'an 710014)

4) (Nanjing Institute of Meteorology, Nanjing 210044)

Abstract The meso-scale model (MM5V3.5) is employed to investigate the effect on a summer rainfall case of afforestation and desertification in northern Shaanxi. The results indicated that the surface rain water would be increased 7.6 percent by afforestation and be decreased 3.6 percent by desertification. The reasons can be came down to two aspects; on the one hand, afforestation would be responsible for the strengthening of thermal flux and the increase of atmospheric instability near surface; on the oth-

er hand, the surface inhomogeneity is enhanced after afforestation, and it would inspire rather intense secondary circulation imposing on the synoptic circulation system, as the results, the circulation system is developed and the surface rain water is increased. Reversal would happen in the presence of desertification, which would lead to farther more drought and deterioration.

Key words: vegetation change; ecological improvement; desertification; precipitation; numerical simulation