

黄土高原农田土壤湿度演变及其 与气候变化的响应关系

蒋冲¹, 王飞^{1,2*}, 穆兴民^{1,2}, 侯群群¹

(1. 西北农林科技大学资源环境学院, 陕西 杨凌 712100; 2. 中国科学院水利部水土保持研究所, 陕西 杨凌 712100)

摘 要: 利用黄土高原及其周边区域 91 个气象站 1961—2010 年间年、月气象数据和 4 个农业气象观测站 19 a (1981—1999 年) 的土壤湿度和 20 a (1992—2011 年) 的土壤相对湿度资料, 分析了该地区代表站点农田土壤湿度和主要气象要素的年、月变化以及土壤湿度对气候变化的响应。研究主要利用了线性趋势和相关分析等方法。结果表明: (1) 黄土高原近 50 a 来的降水呈减少趋势, 气温呈上升趋势。多年平均年降水量(气温) 的地理分布特点是南多(高) 北少(低), 东多(高) 西少(低), 由东南向西北递减, 受到海拔高度和地形的影响, 半干旱区和半湿润区有整体南移的趋势。 (2) 不同年份气候、环境等条件变化使得西峰、长治、延安、绥德 4 个站点 10~50 cm 土壤湿度存在年际间差异。 (3) 土壤湿度与气温之间存在负反馈关系, 与降水之间存在正反馈关系。温度和降水条件的变化是导致黄土高原土壤湿度变化的主要原因。 (4) 以西峰为例, 分析了黄土高原地区水热变化对土壤湿度的影响。就表层土壤而言, 各季土壤湿度与本季和前一季乃至前一年气温均为负相关关系, 与降水量呈正相关。就较深层土壤而言, 土壤湿度与降水和气温的相关关系因季节而异。从月尺度上看, 土壤湿度与气温普遍存在负相关关系, 而与降水之间总体响应不明显, 但在某些月份两者存在显著相关性。

关键词: 土壤湿度; 气候变化; 响应; 气温; 降水; 黄土高原

中图分类号: S152.7 **文献标识码:** A **文章编号:** 1000-7601(2012)03-0234-10

土壤湿度作为地表水文过程的一个综合指标, 积累了地表水文过程的大量信息。它既体现了地表水文过程——降水和蒸发的综合作用, 同时也受到地表径流、土壤水运移的综合影响。目前涉及土壤湿度和气候变化关系的研究很多, 主要可分为两个方面, 一个是用陆面模式或陆气耦合模式对两者关系的研究, 另一个方面是利用实际资料对土壤湿度和气候变化关系的探讨。有关工作已对这两方面研究的现状及存在问题进行过详细的探讨和综述^[1-2]。对于黄土高原而言, 由于该区是雨养农业区, 农、牧、林业生产对气候条件的依赖性极强^[3], 区域大气湿度(降水、水汽等) 的变化已有相关研究^[4-7], 然而对土壤湿度变化规律的研究主要受资料等的限制(土壤湿度统一观测起步于 1981 年)。邓振镛等在农田土壤湿度方面做了许多有意义的研究^[8], 张秀芝等使用了 57 个站点 20 a 的资料, 研究

了中国土壤湿度的垂直变化特征^[9], 以上研究都存在研究面宽而资料较少的问题, 相对较粗略, 且对土壤水分物理特性方面的研究较多^[10-13]。另外, 过去几十年来进行农业生产环境评估和气候变化影响评价时, 大多是研究气候变化对农作物、牧草、森林生态和种植制度等的影响^[14-17], 研究种植制度对气候变化的响应^[18-19], 研究土壤湿度的动态变化和针对不同作物生长发育的土壤水分适宜指标和干旱指标^[20], 而研究气候变化对土壤湿度影响的较少。事实上, 气候变化对雨养农业区土壤湿度状况有着十分重要的影响, 土壤湿度的变化能直接反映环境生态和气候变化的响应^[21]。为此, 本文利用农业气象观测站自 1981 年以来的土壤湿度和气象观测资料, 重点分析了 0~50 cm 土层土壤湿度的变化规律及其与主要气候因子的关系, 试图通过研究气候条件(主要是气温、降水) 与土壤湿度的关系, 达到

收稿日期: 2011-12-11

基金项目: 国家自然科学基金项目“基于相同气候条件的人类活动对河流水沙影响定量评价——以黄土高原延河流域为例”(41171420); 中国科学院水土保持研究所黄土高原土壤侵蚀与旱地农业国家重点实验室基金项目“北方旱区表层土壤水分遥感监测试验研究”(10502-Z12-9); 中荷联合主题研究项目“渭河流域水环境问题综合治理对策研究”(中国科学院对外合作重点项目, GJHZ1018)

作者简介: 蒋冲(1985—), 男, 黑龙江哈尔滨人, 硕士研究生, 主要研究方向为黄土高原气候变化与生态水文。E-mail: cha8702@126.com。

*** 通讯作者:** 王飞(1971—), 男, 陕西户县人, 博士, 副研究员, 硕士生导师, 主要从事水土保持环境效应评价等研究。E-mail: wafe@ms.iaww.ac.cn。

用气温、降水的变化来评估土壤湿度变化的目的,为农业生产评估和气候评价提供依据,为改善生态环境提供背景信息和决策支持。

1 研究区概况

黄土高原位于黄河中上游地区,东起太行山西麓,西至贺兰山、乌鞘岭和日月山,南达秦岭,北止于阴山,总面积 62.68 万 km²,包括山西,陕西大部,甘肃中东部,内蒙古自治区中南部,宁夏及青海东部等地区^[22]。黄土高原的西部和东部分属于东部干旱半干旱区和华北气候区^[23],是温和半湿润气候区向温和半干旱、温和干旱气候区的过渡带,这里既是气候变化敏感区,又是生态环境脆弱带,是干旱多发地区,也是水土流失十分严重的地区,是黄河中上游水土保持重点区域^[24-25]。黄土高原位于中纬度地带的中国东部季风区,属高空盛行西风带的南部。冬季受蒙古高压控制,干冷的极地大陆气团南下常造成大风降温天气。春季由于冬季风衰退,而偏南暖湿气流还难以影响黄土高原,造成大气和土壤干旱明显,春旱现象严重。夏季受太平洋副热带高压强度与位置导致的东南季风、孟加拉湾暖流导致的西南季风的影响,成为黄土高原的主要降水季节。秋季暖湿的海洋气团南退,冷空气推进到黄土高原,但因南退的暖湿海洋气团受秦岭之阻,而变性大陆气团侵入很快,因而形成较多的锋面降水^[26]。

2 资料和方法

2.1 数据来源

2.1.1 土壤湿度数据 本研究所采用的土壤湿度资料分为两部分,前者为来源于中国气象局气象数据共享网的《农田土壤湿度旬值数据集》,包括 10、20、50、70、100 cm 土壤相对湿度(用百分数表示)。后者来源于国际土壤湿度网络共享数据(<http://www.ipf.tuwien.ac.at/insitu/>),该数据集包括中国境内 40 个(主要分布在东北和黄河流域)农业气象站的 1981—1999 年间每年 3~11 月或 4~10 月每旬第 8 天利用土钻法人工取土得到的土壤湿度。取土深度为 1 m,每 5 cm 一层,共分 11 层,观测结果已转化为体积含水量,土壤水文与物理特性常数来自于 1980 年和 1998 年的测定值。在土壤湿度观测的固定测定地段内,土壤、耕作制度等变化相对较小,因此年际间非气象因子的影响较小。需要说明的是,虽然土壤相对湿度与体积比土壤湿度是有差别的,但能一致地反映出土壤湿度的干、湿变化。另外,由于两套资料观测手段和表示方法不同,土壤容重等指标

在土壤中也并非线性分布的,所以未对两套资料进行相互转换。本研究主要选取黄土高原范围内时间序列较长、资料相对完整的长治、西峰、延安、绥德 4 个农业气象站的作物生长季(3~11 月或 4~10 月)土壤湿度逐旬观测资料进行分析。

2.1.2 气象数据 气象数据同样来源于气象数据共享网的《气候资料年值数据集》和《气候资料月值数据集》。该数据集包括中国 752 个基本、基准地面气象观测站及自动站 1961 年以来气候资料年值、月值数据。本文主要在黄土高原及周边区域内选取时间序列较长,资料较完整的 91 个气象台站的气温、降水、空气相对湿度等气象要素逐年、月资料进行分析。

2.2 研究方法

在本研究中,采用线性趋势法分析温度、降水等气象要素以及土壤湿度的变化趋势,并通过相关分析法探讨土壤湿度对于气温、降水等气象要素的年、季节、月际响应特征。线性趋势变化可用一元方程描述和建立变量 $y(x)$ 与其所对应的时间 x 的一元线性回归方程: $y(x) = ax + b$, 式中: a 为斜率,亦即趋势倾向率或变化率, b 为截距, a 、 b 可用最小二乘法进行估计,趋势显著性检验采用 F 检验^[27]。在分析土壤湿度与气象要素的相关关系时使用皮尔逊相关分析法,如果气象要素与土壤湿度的相关系数通过 0.05 的显著性水平 ($P < 0.05$),则认为土壤湿度与气象要素(温度、降水等)的变化紧密相关。季节划分为:3~5 月为春季,6~8 月为夏季,9~11 月为秋季,12 月~次年 2 月为冬季。

3 结果与分析

3.1 降水和气温分布特征及变化趋势

3.1.1 降水的分布特征及变化趋势 黄土高原多年平均年降水量的地理分布总的特点是南多北少,东多西少,由东南向西北递减,且数值相差较大(图 1),由宝鸡的 657.8 mm 的年降水量下降到银川、陶乐、惠农、临河一带的不足 200 mm(山区除外)。山区的年降水量明显高于周围较低的地方,五台山和华山的多年平均降水量分别达到了 746.5 mm 和 817.3 mm,为本区最高值,400 mm 等值线也明显地绕过乌鞘岭,说明乌鞘岭的年降水也大于周围地区,这是因为大地形的作用使气流爬升,因而形成的降水较多。由图 1 可以看出,黄土高原地区年降水量等值线大致都是东北-西南走向,400 mm 等值线从内蒙古的呼和浩特、山西的河曲经陕西榆林、甘肃环县、榆中一线向西伸展。经杨建平^[32],王延禄^[33]等

研究 250 mm、500 mm 等值线是干湿气候分区重要界限,由此将本区分为 3 个气候区:干旱区、半干旱区和湿润区。如图 1 所示,250 mm 等值线经过同心、靖远一线,500 mm 等值线从山西的蔚县经运城、隰县、陕西的延安、甘肃的平凉、临夏向西南部延展。从图 2 可以看出,本区年降水气候倾向系数基本都是负值,经统计在所有的 57 个站点中,只有临河、包头、临夏、西宁、门源 5 个站点为正值,其中除西宁外均未通过显著性检验,这说明本地区近 50 a 来的降水是逐渐减少的。年降水的气候倾向系数的地理分布和年降水的地理分布相似,大体上也是南部大于北部,东部大于西部,由东南向西北递减的趋势。说明在黄土高原年降水量越多的区域,年降水减少的趋势越明显,半干旱区和半湿润区有整体南移的趋势。

3.1.2 气温的分特征及变化趋势 年平均气温能够反映出某一地区气候的冷热程度。黄土高原多年平均气温一般在 $0 \sim 15^{\circ}\text{C}$ 之间,气温总的地理分布特点是南高北低,东高西低,由东南向西北递减(图 3)。本区域东南部的三门峡达 14.0°C ,是年平均气温最高的地区(除山区外)。乌鞘岭、华家岭和五台山的年平均气温均位于 0°C 附近,其中五台山多年平均气温为 -2.3°C ,是本区的最冷点。本区多年平均气温分布明显受到海拔高度和地形的影响,乌鞘岭、五台山、华家岭和华山都是闭合的冷中心,年平均气温远低于周围其它站点。由图 3 可以看出,年均温等值线也基本呈东北~西南走向, 9°C 等温线从山西的原平、兴县经由陕西的横山、长武、甘肃的西峰、平凉向西南方向伸展,黄土高原西部的门源及周边区域多年平均温度稳定在 0°C 左右。经统计发现,除宁夏的银川站年平均气温略有下降外($\alpha = 0.05$),其余各站均是上升的,说明近 50 a 来的气温是在逐渐上升的,气温上升幅度较大的地区以山西的五台山、河南的三门峡、宁夏的盐池、银川为主(图 4)。

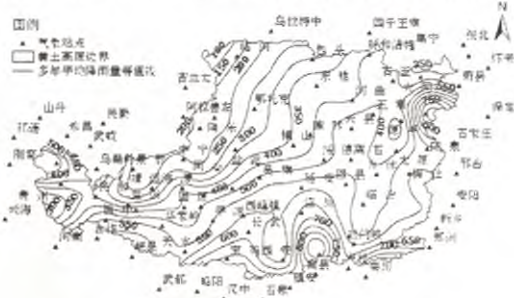


图 1 多年平均降雨量等值线图

Fig.1 Annual average rainfall contour

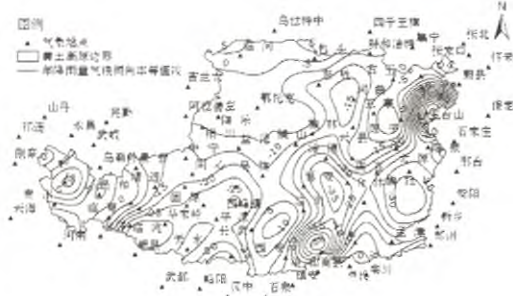


图 2 年降雨量气候倾向率等值线图

Fig.2 Annual rainfall climate trend rate contour

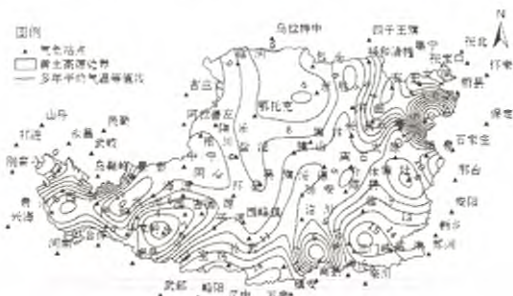


图 3 多年平均气温等值线图

Fig.3 Annual mean temperature contour

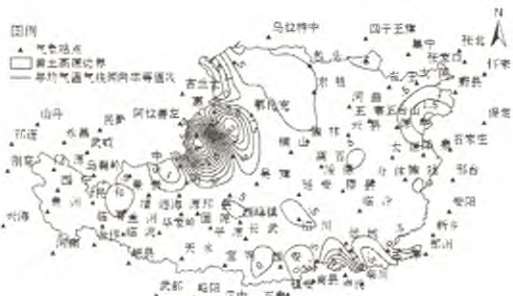


图 4 年均气温气候倾向率等值线图

Fig.4 Annual average temperature climate trend rate contour

3.2 近 20 a 土壤湿度变化规律

不同年份气候、环境等条件变化使得土壤湿度条件存在年际间差异^[34-36],由于资料完整性的限制,选取西峰、延安、绥德、长治等土壤湿度观测记录年代较长、记录较完整的站作为代表站,计算各站 10~50 cm 月平均土壤湿度的线性趋势(一阶线性和二阶线性)和每年生长季(4~10 月或 3~11 月)滑动平均拟合土壤湿度随时间变化的趋势。按照杨文治^[22]等关于黄土高原土壤水分生态分区的论述,上述站点分别位于暖温带半湿润区土壤水分补偿人工

乔林适生区和暖温带半干旱区土壤水分亏缺人工灌乔林适生区,对于该地区土壤水分的研究具有一定的代表性。图5即为延安、西峰、长治、绥德4个站点10~50 cm土层1992—2011年间月平均土壤湿度的变化曲线。从图5a可以看出,西峰20 a来土壤湿度总体上呈现出下降趋势($k = -0.2699/a$, $R^2 = 0.0526$),1992年以后年均湿度在1995年、1997年和1999年降到较低水平,2000—2003年间略有增加,

随后又转为下降趋势,2009—2010年小幅反弹回升。为进一步分析土壤湿度的变化规律,分别计算不同层次各季节变化率(表略)。总体来看,春季不论浅层还是较深层土壤湿度均呈下降趋势,是各季中减少最明显的季节,春季表层湿度变率要大于较深层;夏季变化趋势与春季基本类似,但变化率明显低于春季;秋季变化与春季和夏季稍有不同,10~50 cm呈下降趋势,70 cm和100 cm呈上升趋势。

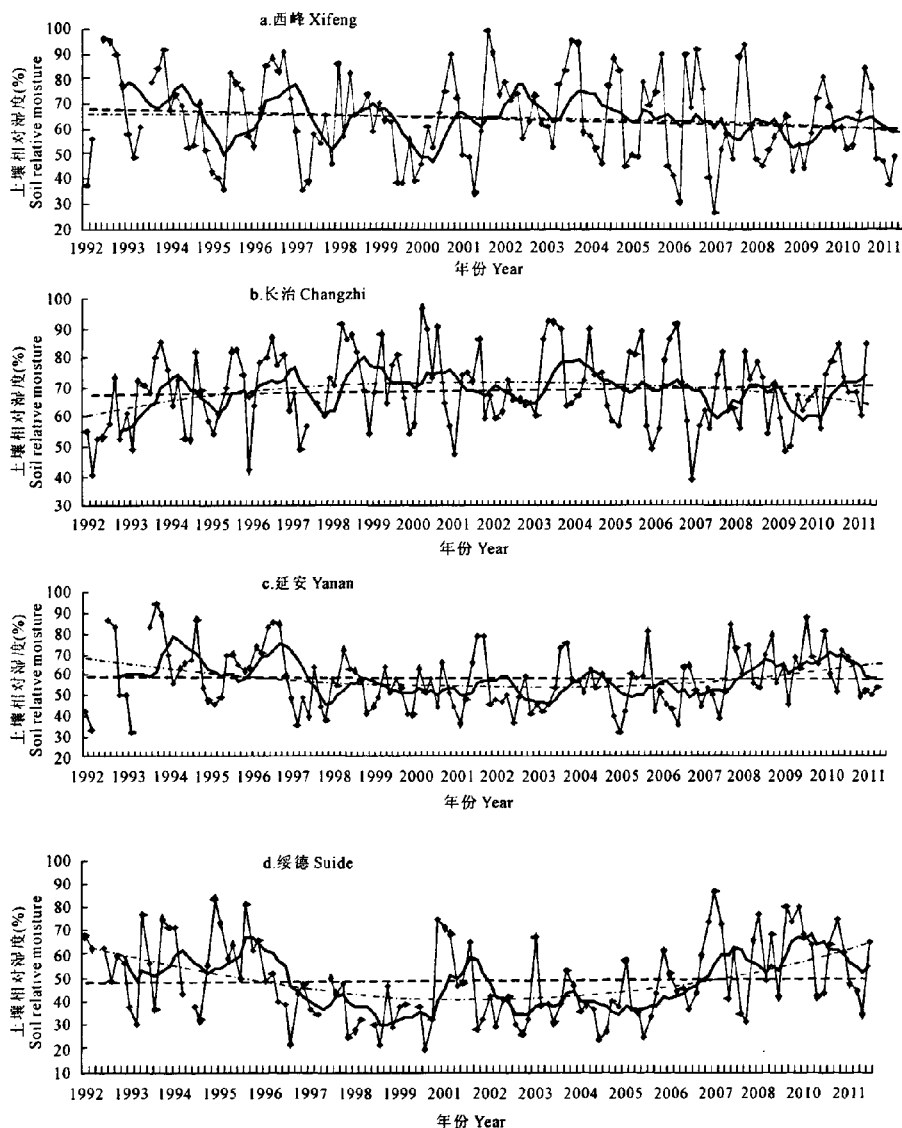


图5 代表站土壤湿度年际变化

Fig.5 Interannual variability of soil moisture in representative stations

从图5b可以看出,长治土壤湿度总体上表现出微弱的上升趋势($k = 0.1155/a$, $R^2 = 0.0111$),1992

年以后年均土壤湿度在1997年、2002年、2007年和2009年降到较低水平,2002—2003年间上升近

15%, 随后又转为下降趋势, 2008 年和 2010 年略有增加。延安站土壤湿度变化规律与西峰和长治稍有不同(如图 5c), 该地区年均土壤湿度分别在 1997 年、2002 年和 2006 年降至 49%、48% 和 49% 的低谷, 1994 年和 1996 年达到 71% 和 76% 的高峰值, 20 a 来总的趋势是下降的 ($k = -0.1798/a$, $R^2 = 0.0177$), 但趋势不显著。其中湿度最大的年份(1996 年)是湿度最小年份(2002 年)的 1.58 倍, 年际间差异显著。2000 年以来的 10 a 土壤湿度呈现震荡中上升的趋势, 震荡中有 2002 年和 2006 年两次低谷, 2007—2010 年间表现出明显的上升趋势。绥德地区土壤湿度变化规律与延安较为类似(如图 5d), 两者同属陕北丘陵沟壑区, 也都是“暖温带半干旱区土壤水分亏缺人工灌乔木林适生区”^[22], 降雨、气温等气候条件和地貌类型、土壤质地类型等都较为接近。该地区 20 a 来(2000 年数据缺失)年均土壤湿度呈微弱上升趋势 ($k = 0.2238/a$, $R^2 = 0.0126$), 分别于 1997 年、1999 年和 2005 年降至 38%、34% 和 37% 的低谷, 1994 年、1996 年和 2009 年分别达到了 62%、60% 和 65% 的峰值, 湿度最大的年份(2009 年)是最小年份(1999 年)的 1.91 倍, 年际间差异显著。总的来看, 2000 年以前呈下降趋势, 2001 年开始先下降后上升, 2006—2010 年间上升趋势较为明显。

3.3 土壤湿度演变的可能气候成因

黄土高原地区自然降水是土壤水分的主要来源, 气候的变迁必然导致土壤水分收支平衡的变化, 在全球变暖的背景下, 该地区的气候也受到不同程度的影响。影响土壤湿度的主要气象因子有降水、气温、蒸发、空气湿度、地面风速、日照等等, 但最关键的是降水和实际蒸发。黄土高原地区土壤湿度变化的气候原因究竟是什么, 特别是对于那些水面蒸发量大而降水相对较少的站点, 如延安、绥德、西峰、长治等。为此, 我们分析了每个站点气象因子和土壤湿度之间的关系。首先, 分析 1992—2010 年降水、气温等各气候因子的变化趋势(表 1)。20a 来降

水量总体趋势变化不大, 其中西峰和延安为减少趋势, 平均变率分别为 $-12.86 \text{ mm}/10a$ 和 $-16.86 \text{ mm}/10a$, 长治和绥德为增加趋势, 平均变率分别为 $7.25 \text{ mm}/10a$ 和 $0.62 \text{ mm}/10a$ 。气温方面总体呈升高趋势, 平均升高 $0.45 \text{ }^\circ\text{C}/10a$ 。其中西峰变率最大为 $0.91 \text{ }^\circ\text{C}/10a$, 并通过 0.001 显著性检验, 其余都在 $0.12 \sim 0.62 \text{ }^\circ\text{C}/10a$ 范围内, 延安通过 0.001 显著性检验。另外一个显著变化为进入 1997 年后, 各站温度均为正距平, 这与土壤湿度显著变干的时间大体相当。空气湿度等其余各指标各个站点变化不一, 正负号也不相同, 无明显规律。造成这种现象的原因是由于空气湿度是气温、降水、蒸发等多种因素作用的结果, 它的变化并不像气温、降水等指标变化那么明显。

综合以上分析, 我们初步认为 1992 年以后气温明显升高和降水量下降与土壤湿度变化有明显的关系。为了验证这一判断, 对土壤湿度与降水、气温、空气湿度做相关性分析(表 2)。通过计算彼此间的相关系数发现, 土壤湿度与气温呈明显的负相关关系, 其中西峰、延安、长治、绥德相关系数分别达到 -0.53 , -0.13 , -0.61 和 -0.50 , 除长治外均通过了 0.05 显著性检验。土壤湿度与降水呈正相关, 最大的相关系数为西峰 0.79 ($\alpha = 0.01$), 最小的延安仅为 0.24 。土壤湿度与日照时数大体呈负相关, 但仅延安和绥德分别通过了 0.01 和 0.05 显著性检验, 其它站相关性不大。土壤湿度与空气湿度相关性检验结果均为正号, 故认为两者之间呈正相关关系。为了排除各气象因子之间的相互关系, 我们又进一步作了土壤湿度与降水、气温、蒸发、空气湿度的偏相关分析(表略)。结果表明, 土壤湿度与温度的偏相关系数普遍高于土壤湿度与其它气象因子的偏相关系数, 4 个站点的偏相关系数均小于 -0.30 , 这再次验证了土壤湿度与气温呈负相关的结论。以上事实说明, 气温、降水与土壤湿度相互作用明显, 是一个相互反馈过程。一方面, 土壤干化使得土壤温度升高, 土壤温度升高使得地表输送到大气感

表 1 1992—2010 年间代表站气候因子变化趋势

Table 1 Change trend of representative stations' climate factors in 1992—2010

站点 Location	温度 Temperature ($^\circ\text{C}/10a$)	空气湿度 Air humidity ($\%/10a$)	降水 Precipitation ($\text{mm}/10a$)	日照时数 Sunshine hours ($\text{h}/10a$)	风速 Wind speed [$\text{m}/(\text{s}\cdot10a)$]
西峰 Xifeng	0.91***	-1.04	-12.86	-91.47**	-0.13
长治 Changzhi	0.12	0.11	7.25	-57.38	0.01
延安 Yan'an	0.62***	-2.26	-16.86	90.96	-0.05
绥德 Suide	0.22	0.84	0.62	-107.08	0.09**

热增大,地表气温随之升高,形成一个土壤湿度与气温的负反馈过程。作为本地区土壤水分的唯一来源,降水与土壤湿度呈正反馈关系。

表2 土壤湿度与气候因子相关系数

Table 2 Correlation coefficient between soil moisture and climate factors

站点 Location	$R_{TR,T}$	$R_{TR,RH}$	$R_{TR,P}$	$R_{TR,S}$
西峰 Xifeng	-0.53*	0.68**	0.79**	-0.25
长治 Changzhi	-0.13	0.48*	0.58**	-0.21
延安 Yan'an	-0.61*	0.27	0.24	-0.71**
绥德 Suide	-0.50*	0.42	0.69**	-0.50*

注:TR、T、RH、P、S、W 分别代表土壤湿度、温度、空气湿度、降水、日照和风速。

Note: TR, T, RH, P, S and W stand respectively for soil moisture, temperature, air humidity, precipitation, sunshine and wind speed.

3.4 土壤湿度与降水和气温的关系

自然降水是黄土高原土壤水分最主要的来源,气温通过蒸发影响土壤湿度。土壤湿度的季节变化取决于各个时期土壤水分平衡要素之间的关系。水分收入大于消耗,土壤湿度增加,反之则减少。我们以黄土高原中部的西峰站为例,对20 a间西峰逐年平均土壤湿度和降水量进行对比分析。由其时间演变曲线(图6)可以看出,土壤湿度及降水量年际振荡比较明显,呈多波动分布,两者达到显著相关水平($r=0.79, \alpha=0.01$),且降水变化较土壤湿度变化更剧烈。年平均湿度最小值出现在1995年为55%,最大值出现在2003年为74%,是最小年的1.35倍,而年降水量最小值出现在1995年为333.8 mm,最大值出现在2003年为828.2 mm,是最小年的2.49倍。1997—2003年土壤湿度持续增加,1992—1995年不断下降,而年降水量波动变化较大,1992—1995年持续降低,1999—2003年持续升高。所测土壤湿度的变化与降水量变化并不完全一致,是因为土壤湿度的变化除了受作物消耗及蒸发作用影响外,还与降水时段出现在测墒前与测墒后有很大关系。

计算1992—2010年西峰春、夏、秋季10、20、50、70、100 cm土壤湿度与不同季节平均气温、降水量的相关系数(表3)。可以看出,就表层土壤而言,各季土壤湿度与本季气温均为负相关,与降水量呈正相关。春季土壤湿度与上年夏、秋季平均气温负相关;夏季与春季平均气温、降水相关显著;秋季与夏季降水呈正相关。就较深层土壤而言,春季与上年夏、秋季气温、降水显著相关;夏季则与春季气温、降水、本季气温显著相关;秋季雨水丰沛,较深层土壤湿度与各季气温、降水相关均不显著。可见雨季的天气条

件不仅影响到本季土壤湿度,而且影响到次年春季的土壤湿度,尤其是深层的土壤湿度,即所谓的“秋雨春用”。

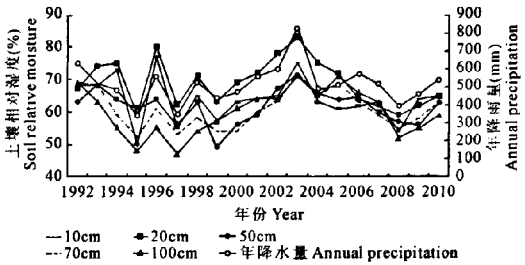


图6 西峰土壤湿度年际变化

Fig.6 Interannual variability of soil moisture in Xifeng

为了进一步探求土壤湿度和气候之间是否存在彼此响应,我们选取西峰站10~50 cm土壤月平均湿度与同年各月平均气温和降水进行了滞后相关分析。从表4可以看出,无论是超前还是滞后,各月气温与土壤湿度之间均呈负相关。5月的温度与4~10月各月湿度呈负相关,其中5月温度与当月土壤湿度相关性最大,相关系数为-0.721($\alpha=0.01$)。其次,5月温度与7月土壤湿度相关系数为-0.370,但未达到显著水平。以上分析说明,5月的气温高则当月或后续月份的土壤湿度较小;5月前期或当月的土壤湿度大,则5月的气温较低。另外,6月气温与各月湿度也表现出明显的负相关,6月气温与4、5月土壤湿度相关系数分别为-0.473($\alpha=0.01$)和-0.222,与当月湿度相关性也达到显著水平($r=-0.621, \alpha=0.01$);8月土壤湿度与除7月外的各月温度存在负相关关系,其中与本月温度相关性达到0.01显著水平;9、10月土壤湿度与之前大部分月份的气温呈负相关,但相关关系不明显。简言之,西峰月气温与土壤湿度之间存在的负相关关系。4~6月温度与后半年土壤湿度关系较为密切,8~9月的温度对于前期4~7月的土壤湿度有较好的响应。

表5表明,土壤湿度与各月降水间相关系数有正有负,总体上相关性较弱。但从中还是可以发现以下两个显著特点:其一,当月的降水和土壤湿度呈正相关,基本都达到不同程度的显著水平,这与常理相符。其二,4~6月降水与土壤湿度大致呈正相关,4月的降水与4~6月土壤湿度相关较大,并分别通过0.01和0.05显著性检验。5月降水与5、7、8月份土壤湿度相关性较好,其它月份相关关系较弱。虽然黄土高原地区土壤湿度与降水之间的相关性不是特别明显,符号也不一致,但某些月份两者间也表

现出不同程度的相互响应。

表 3 各季节不同深度土壤湿度与降水、气温相关系数

Table 3 Correlation coefficient between different depth soil moisture and precipitation, temperature in each season

土层深度 Soil depth (cm)	季节 Seasonal	春季平均气温 Average temperature in spring (℃)	春季平均降水量 Average precipitation in spring (mm)	夏季平均气温 Average temperature in summer (℃)	夏季平均降水量 Average precipitation in summer (mm)	秋季平均气温 Average temperature in autumn (℃)	秋季平均降水量 Average precipitation in autumn (mm)
10	春 Spring	-0.376	0.657**	-0.241	0.119	-0.323	0.086
	夏 Summer	-0.404	0.270	-0.487*	0.601**	-0.309	0.206
	秋 Autumn	-0.174	0.417	-0.431	0.689**	-0.616**	0.651**
20	春 Spring	-0.314	0.506*	-0.429	0.252	-0.487*	0.291
	夏 Summer	-0.451*	0.389*	-0.444**	0.558*	-0.127	0.079
	秋 Autumn	-0.188	0.339	-0.371	0.645**	-0.543*	0.698**
50	春 Spring	-0.247	0.381	-0.511*	0.283	-0.576**	0.378
	夏 Summer	-0.359**	0.344*	-0.351	0.680**	-0.108	0.064
	秋 Autumn	-0.064	0.382	-0.221	0.624**	-0.340	0.593**
70	春 Spring	-0.287	0.251	-0.540*	0.594**	-0.429	0.371
	夏 Summer	-0.117*	0.411	-0.315*	0.444	-0.119	0.112
	秋 Autumn	-0.095	0.227	-0.279	0.709**	-0.234	0.552*
100	春 Spring	-0.038	0.057	-0.411	0.677**	-0.160	0.503*
	夏 Summer	0.079	0.251	-0.224	0.320	0.162	0.092
	秋 Autumn	0.048	0.045	-0.165	0.655**	-0.096	0.644**

表 4 土壤湿度与气温时滞相关系数

Table 4 Time lag correlation coefficient between soil moisture and temperature

土壤湿度 Soil moisture	温度 Temperature						
	4月 April	5月 May	6月 June	7月 July	8月 August	9月 September	10月 October
4月 April	-0.474*	-0.013	-0.272	-0.198	-0.096	-0.048	-0.122
5月 May	-0.301	-0.721**	-0.257	-0.370	-0.292	-0.111	-0.135
6月 June	-0.473**	-0.222	-0.621**	-0.016	-0.144	-0.236	-0.053
7月 July	-0.176	-0.125	-0.264	-0.528**	0.042	0.087	-0.102
8月 August	-0.178	-0.059	-0.095	-0.108	-0.636**	-0.377	-0.357
9月 September	-0.315	-0.508*	-0.226	-0.238	-0.011	-0.461*	-0.205
10月 October	-0.309	-0.003	-0.554**	0.133	-0.008	0.034	-0.454

表 5 土壤湿度与降水时滞相关系数

Table 5 Time lag correlation coefficient between soil moisture and precipitation

土壤湿度 Soil moisture	降水 Precipitation						
	4月 April	5月 May	6月 June	7月 July	8月 August	9月 September	10月 October
4月 April	0.537*	0.785**	0.547*	0.156	0.385	0.455	-0.371
5月 May	-0.239	0.620**	0.226	0.579*	0.579*	0.213	-0.241
6月 June	0.327	0.128	0.806**	0.310	0.092	-0.064	0.350
7月 July	-0.235	0.091	-0.188	0.682**	0.267	0.257	0.093
8月 August	-0.196	-0.249	-0.403	-0.204	0.623**	0.579*	0.310
9月 September	0.083	-0.262	-0.027	-0.108	-0.006	0.535*	0.564*
10月 October	0.062	-0.186	0.441	0.131	0.003	0.146	0.545*

4 结论与讨论

4.1 结论

(1) 黄土高原多年平均年降水量的地理分布总的特点是南多北少,东多西少,由东南向西北递减,年降水量等值线大致都是东北-西南走向,山区的年降水量明显高于周围较低的地方。近50a来的降水是逐渐减少的,年降水的气候倾向系数的地理分布和年降水的地理分布相似的特点表明半干旱区和半湿润区有整体南移的趋势。黄土高原气温总的地理分布特点是南高北低,东高西低,由东南向西北递减。多年平均气温分布明显受到海拔高度和地形的影响。近50a来的气温是在逐渐上升的,气温上升幅度较大的地区以山西的五台山、河南的三门峡、宁夏的盐池、银川为主。

(2) 分析了延安、西峰、长治、绥德4个站点10~50cm土层1992—2011年间每年生长季土壤湿度的变化情况。西峰20a来总体上呈现出下降趋势;长治站总体上表现出微弱的上升趋势;延安站总体上也是下降的,但趋势不显著;绥德地区呈现微弱上升趋势,年际间差异显著。

(3) 以西峰为例,分析了水热变化对土壤湿度的影响。就表层土壤而言,各季土壤湿度与本季气温均为负相关,与降水量呈正相关。与前一季乃至前一年气温呈负相关,与降水呈正相关;就较深层土壤而言,春、夏季变化规律与表层类似,秋季雨水丰沛,较深层土壤湿度与各季气温、降水相关均不显著。从月尺度上看,土壤湿度和气候之间存在彼此响应。影响土壤湿度的主要因素是气温,但降水也有不可忽视的作用,西峰站多个月份平均气温与土壤湿度皆为负相关,说明气温升高不利于土壤增湿。刘晓东等^[37]研究指出,黄河流域降水减少与全球气温偏高存在一定关系。黄土高原气温明显上升,大部分地方降水减少,一方面不利于增加土壤湿度;另一方面增加土壤水分的蒸发消耗,导致土壤湿度降低。以上结论与王锡稳^[38]、王润元^[39]、王毅荣^[40]等学者的研究结论高度一致,也符合农业生产和农业气象领域的一些生产习惯和特点。

4.2 讨论

我们认为土壤湿度演变的原因包括气候和人为两个方面因素,气候因素主要由全球变暖造成。骆继宾^[41]的研究表明,在干旱半干旱地区生态系统

中,20%的降水增加会因温度升高 $3^{\circ}\text{C} \sim 4^{\circ}\text{C}$ 而抵消,年平均气温每升高 1°C ,蒸发量就要增加10%~15%。因此,年降水即使有所增加,也补偿不了由于升温导致蒸发增加所损失的水分。Gregory等^[42]的研究表明,因冬季较高的气温和雪盖的减少,以及夏季降水的净输入降低,会导致土壤干化发生。在气候变暖的过程中,气温和降水对土壤干化过程起主导作用。气温升高将增大地表潜在蒸发量,增多的降水弥补不了损失的水分,导致土壤干化。其次,人工造林、农田改造、植被破坏等人类活动也是引起土壤湿度下降的重要原因。另外,在此过程中还存在明显的时空差异,这种差异除了受当地气候影响外,还受当地土壤、植被、地形等因素的影响。黄土高原土壤水分经常处于亏缺状态,特别是北部干旱区和半干旱区,没有灌溉就没有农业。据估计21世纪全球气候将变暖,可能导致北半球中纬度地带的干旱化^[43-46],可以预计,黄土高原无灌溉条件下,土壤水分资源在气候变化影响下将会处于一种不稳定的状态。黄土高原自然生态系统由于适应能力有限,容易受到严重的、甚至不可恢复的破坏,特别在农牧交错区域,干旱、洪水、沙尘暴、森林火灾等发生频率和强度可能会增加,将加重草地土壤侵蚀,因而将增大荒漠化或沙漠化的趋势。从黄土高原旱涝规律分析,该地区经常性干旱突出,干旱气候区与半干旱气候区向南扩展,空间范围在扩大^[47]。目前,土地的人口承载、作物承载、牲畜承载过量的情况给生态环境带来了巨大的压力。因此,采取各种措施增加土壤水分,同时尽量减少土壤水分的非生产性消耗,提高雨水资源的利用,才是生态建设的重要任务。同时,土壤湿度与气候之间的相互作用机制尚处研究阶段,如何拓展传统的土壤水分研究思路,运用多学科领域的方法和理论,是揭示土壤湿度与气候间关系,阐明土壤湿度演变机制的有效途径。

参考文献:

- [1] Fast J D, McCorcle M D. The effect of heterogeneous soil moisture on a summer baroclinic circulation in the central United States[J]. Mon Weather Rev, 1991, 119(6): 2140-2167.
- [2] Dirmeyer P A, Shukla J. Observational and modeling studies of the influence of soil moisture anomalies on the atmospheric circulation (review)[C]//Shukla J. Predictions of Interannual Climate Variations, NATO Series I. Springer-Verlag, 1993.
- [3] 谢金南,李栋梁,董安祥,等.甘肃省干旱气候变化及其对西部

- 大开发的影响[J].气候与环境研究,2002,7(3):359-360.
- [4] 施雅风.西北气候由暖干向暖湿转型问题评估[M].北京:气象出版社,2003:111-124.
 - [5] 俞亚勋,王劲松,李青燕.西北地区空中水汽分布特征及变化趋势分析[J].冰川冻土,2003,25(2):149-156.
 - [6] 黄荣辉,徐予红,周连童.我国夏季降水的年代际变化及华北干旱化趋势[J].高原气象,1999,20(6):465-476.
 - [7] 王毅荣.中国黄土高原干旱对全球气候变化的响应[J].西北大学学报(自然科学网络版),2004,2(8):90.
 - [8] 邓振镛.干旱地区农业气象研究[M].北京:气象出版社,1999:41-97.
 - [9] 张秀芝,吴迅英,何金梅.中国土壤湿度的垂直变化特征[J].气象学报,2004,62(1):15-23.
 - [10] 徐力刚,杨劲松,张妙仙,等.作物种植条件下的土壤水盐动态变化研究[J].土壤通报,2003,34(3):170-174.
 - [11] 李广辉,魏世强.土壤溶质运移特性研究进展[J].土壤通报,2003,34(6):576-580.
 - [12] 杨文治,田均良.黄土高原土壤干燥化问题探源[J].土壤学报,2004,41(1):1-6.
 - [13] 郭玉文,加藤诚,宋 菲,等.黄土高原黄土团粒组成及其与碳酸钙关系的研究[J].土壤学报,2004,41(3):362-368.
 - [14] 雷水玲.全球气候变化对宁夏春小麦生长和产量的影响[J].中国农业气象,2001,22(2):33-36.
 - [15] 王薇堂,赵宗慈,王石立,等.气候变化对农业生态的影响[M].北京:气象出版社,2003:6-11.
 - [16] 李英年,张景华.祁连山区气候变化及其对高寒草甸植物生产力的影响[J].中国农业气象,1997,18(2):29-32.
 - [17] 肖 扬,郭晋平,田双宝,等.气候变化对森林生态系统的影响及研究对策[J].中国农业气象,1998,19(1):20-25.
 - [18] 张厚瑄.中国种植制度对全球气候变化响应的有关问题 I.气候变化对我国种植制度的影响[J].中国农业气象,2000,21(1):9-13.
 - [19] 张厚瑄.中国种植制度对全球气候变化响应的有关问题 II.我国种植制度对气候变化响应的主要问题[J].中国农业气象,2000,21(2):10-13.
 - [20] “华北平原作物水分胁迫与干旱研究”课题组.作物水分胁迫与干旱研究[M].郑州:河南科学技术出版社,1991:135-166.
 - [21] 侯 琼,乌兰巴特尔.内蒙古典型草原区近40年气候变化及其对土壤水分的影响[J].气象科技,2006,34(1):102-106.
 - [22] 杨文治,邵明安.黄土高原土壤水分研究[M].北京:科学出版社,2000:4-17.
 - [23] Zhang Jingyong, Dong wenjie, Fu congbin, et al. The influence of vegetation cover on summer rainfall in China: a statistical analysis of NDVI and climate data[J]. Advances in Atmospheric Sciences, 2003,20(6):1002-1006.
 - [24] 王毅荣,尹宪智,袁志鹏.中国黄土高原气候系统主要特征[J].灾害学,2004,19(增刊):39-45.
 - [25] 李栋梁.中国农牧交错带的气候特征与演变[J].中国沙漠,2002,22(5):483-488.
 - [26] 陈少勇,郭凯忠,董安祥.黄土高原土壤湿度变化规律研究[J].高原气象,2008,27(3):530-535.
 - [27] 符淙斌,王 强.气候突变的定义和检测方法[J].大气科学,1992,16(4):482-493.
 - [28] 李玉霖,崔建垣,张铜会.参考作物蒸散量计算方法的比较研究[J].中国沙漠,2002,22(4):372-376.
 - [29] Xu Z X, Chen Y N, Li J Y. Impact of climate change on water resources in the Tarim River basin[J]. Water Resource Management, 2004,18(5):439-458.
 - [30] Wen G, Fu Z B. Large scale features of the seasonal phenological responses to the monsoon climate in east China: Interannual Variations[J]. Climatic and Environmental Research, 2001,6(1):1-10.
 - [31] Allen R G, Pereira L S, Raes D, et al. Crop evapotranspiration [M]. Rome:FAO Irrigation and Drainage Paper, 1998:24.
 - [32] 杨建平,丁永建,陈仁升,等.近50年来中国干湿气候界线10年际波动[J].地理学报,2002,57(6):654-661.
 - [33] 王延禄.我国建立引用和验证气象干旱指标综述[J].干旱区地理,1990,13:80-86.
 - [34] 陈隆勋,周秀骥,李维亮,等.中国近80年来气候变化特征及其形成机制[J].大气科学,2004,62(5):634-646.
 - [35] 张国胜,李 林,徐维新,等.青海省东部农业区旱地土壤水分演变特征分析[J].中国沙漠,2000,20(3):314-316.
 - [36] 邓振镛.高原干旱气候作物生态适应性研究[M].北京:气象出版社,2005:38-56.
 - [37] 刘晓东,安芷生,方建刚,等.全球气候变暖条件下黄河降水的可能变化[J].地理科学,2002,22(5):513-519.
 - [38] 王锡穆,王毅荣,张存杰.黄土高原典型半干旱区水热变化及其土壤水分响应[J].中国沙漠,2007,27(1):123-128.
 - [39] 王润元,杨兴国,张九林,等.陇东黄土高原土壤储水量与蒸发和气候研究[J].地球科学进展,2007,22(6):625-635.
 - [40] 王毅荣,姚玉璧.甘肃黄土高原土壤水分演变特征[J].土壤通报,2007,36(6):850-855.
 - [41] 骆继宾.气候变化与水资源[C]//西部大开发与水资源文集.北京:中国水力水电出版社,2000:72-73.
 - [42] Gregory J M, J F B Mitchell, A J Brady. Summer drought in northern midlatitudes in a time-dependent CO₂ climate experiment[J]. J Climate, 1997,10:662-686.
 - [43] Manabe S, Wetherald R T, Stouffer R J. Summer dryness due to an increase of atmospheric CO₂ concentration[J]. Climate Change, 1981, 3:347-386.
 - [44] Mitchell J F B, Warrilow D A. Summer dryness in the midlatitudes due to increased CO₂[J]. Nature, 1978,273:1238-1240.
 - [45] Wetherald R T, Manabe S. Detectability of summer dryness caused by greenhouse warming[J]. Climate Change, 1983,1:495-511.
 - [46] 杨 新,延军平.陕甘宁地区气候暖干化趋势分析[J].干旱区研究,2002,19(3):67-70.
 - [47] 杨建平,丁永建,陈仁升,等.近50年中国干湿气候界线及其成因初探[J].气象学报,2003,61(3):364-373.

Soil moisture change and its response to climate change in cropland on the Loess Plateau

JIANG Chong¹, WANG Fei^{1,2*}, MU Xing-min^{1,2}, HOU Qun-qun¹

(1. College of Resources and Environment, Northwest A & F University, Yangling, Shaanxi 712100, China;

2. Institute of Soil and Water Conservation, Chinese Academy of Sciences and Ministry of Water Resources, Yangling, Shaanxi 712100, China)

Abstract: We analyzed the temporal evolution tendency characteristics of temperature, precipitation and soil moisture on the Loess Plateau of China and the response of soil moisture to climate change (mainly about temperature and precipitation) by using annual and monthly meteorological data of 91 meteorological stations within and around the Loess Plateau from 1961—2010 and the soil moisture data from 4 agricultural meteorological stations from 1992—2011. The major methods were linear trend analysis and correlation analysis. The results indicated that: (1) The precipitation on the Loess Plateau in recent 50 years declined gradually, while the temperature increased gradually. The geographical distribution characteristics of mean annual precipitation (temperature) was that the southern part was higher than northern part, the eastern part was higher than the southern part. The temperature and precipitation descended from southeast to northwest gradually, which was determined by altitude and terrain. Semiarid and semihumid area had overall southward trend. (2) The change of different year's climate, environment conditions led to the change of top 50 cm soil moisture condition in Xifeng, Changzhi, Yanan, Suide among different years. (3) Soil moisture had a negative feedback to temperature but it had a positive feedback to precipitation. Temperature and precipitation changes were the main reasons of variation of soil moisture on the Loess Plateau. (4) In a case study of Xifeng, the climate change trend and its effect on soil moisture, as well as the evolution of soil moisture were analyzed. During the period between 1991 and 2010, in terms of topsoil moisture, it negatively correlated with temperature but precipitation positively correlated with it. While in terms of the deep soil, the correlation relationship between soil moisture and temperature, precipitation varied depending on the seasons. On the scale of month, soil moisture had a response to climate. There was a negative correlation relationship between temperature and soil moisture, some of them had reached significant level. Actually soil moisture had no obvious response to precipitation, but reached significant level in some months.

Keywords: soil moisture; climate change; cropland; response; temperature; precipitation; the Loess Plateau

(上接第 199 页)

Study on soil respiration characters of degenerative wetland in arid region

WU Zhao-peng^{1,2}, MAN Zhong-long¹, WANG Fan-xia¹

(1. Department of Geography, Geography and Tourism Science Institute, Xinjiang Normal University, Urumqi, Xinjiang 830054, China;

2. Municipal key laboratory of arid lake environment and resource, Urumqi, Xinjiang 830054, China)

Abstract: The wetland of Jinghe River estuary is a main part of Ebnur Lake wetland. The soil respiration characters of degenerative wetland in this region were studied based on the method of space substituting time. The results indicated that: (1) The trend of diurnal soil respiration was changing from single peak to double peaks during the recovery time. (2) The character of soil respiration which was recovering in short time (only one year) was a single peak curve in autumn. Meanwhile, the character of soil respiration which was recovering in long time (3 ~ 5 years) was a double peak curve in spring and autumn. The value of soil respiration in spring was higher than it was in autumn. (3) The soil respiration rate was enhancing gradually along with the vegetation recovering. (4) The air temperature of 10 cm near surface had close correlation to soil respiration in different recovery period. So the conclusion is that the soil respiration rate will go up along with the more longer recovery time if the sufficient water could be supplied in degenerative wetland. It is possible that the degenerative wetland will come back to the initial status if we can take effective measures.

Keywords: degenerative wetland; recovery; soil respiration; arid region