

解集 GCM 输出模拟黄土塬区土壤水分平衡的潜在变化

李 志^{1,2,3}, 刘文兆², 张勋昌⁴, 郑世清²

(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

3. 中国科学院研究生院, 北京 100039; 4. USDA-ARS Grazinglands Research Laboratory)

摘要: 土壤水分平衡对气候变化存在着响应, 在全球变化的大背景下, 研究土壤水分的可能变化是气候变化影响评估中非常重要的一项内容。目标是利用经验统计方法解集 GCM 网格逐月的降水和温度数据, 并使用建立的气候变化情景作为 WEPP 的输入文件评估黄土高原王东沟流域 2010~2039 年土壤水分平衡(土壤水分、蒸发、渗漏和蒸腾)的可能变化。结果表明, 3 种情景预测 2010~2039 年王东沟流域年均降水可能增长 1.8%~17.5%, 年最高温度和最低温度分别可能增长 0.5~0.9℃和 2.0~2.3℃。作物蒸腾变化主要在 4~6 月份, 土壤蒸发变化主要发生在 7~9 月份; 作物蒸腾年均变化 -5%~19%, 土壤水分年均变化 -4%~4%, 土壤蒸发年均变化 -7%~7%, 均为 A2a 减少, B2a 和 GGal 增大; A2a 的土壤水分渗漏增长最大, GGal 次之, B2a 基本不变。这些结果表明气候变化及其导致的作物生长变化对土壤水分平衡存在重要的影响。

关键词: 解集; 气候变化影响评估; 土壤水分平衡; GCM; WEPP

文章编号: 1000-0933(2007)09-3769-09 中图分类号: S152.7 S165 文献标识码: A

Downscaling GCM output to simulate potential change of soil water balance on loess tableland

LI Zhi^{1,2,3}, LU Wen-Zhao², ZHANG Xun-Chang⁴, ZHENG Shi-Qing²

1 College of Resources and Environmental Science, Northwest Sci-Tech University of Agriculture and Forestry, Yangling Shaanxi 712100, China

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

3 Graduate College of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100039, China

4 USDA-ARS Grazinglands Research Laboratory, El Reno, OK, USA

Acta Ecologica Sinica 2007, 27(9): 3769~3777

Abstract Evaluation of soil water balance response to climate change is one of the most important aspects of assessing climate change impact on agricultural production under the background of global change. A new empirical approach was used to downscale GCM grid output, and three emissions scenarios (A2a, B2a and GGal) of Wangdonggou watershed during 2010-2039 were developed to simulate the potential change of soil water balance (soil moisture, evaporation, percolation and crop transpiration) with the WEPP model. HadCM3 predicted a 1.8%-17.5% increase in annual precipitation, 0.5-0.9 °C rises in maximum temperature and 2.0-2.3 °C rise in minimum temperature for the station. Compared with the present climate, plant transpiration would mainly change from April to June and soil evaporation from

基金项目: 国家自然科学基金国际合作与交流资助项目(40640420061); 中国科学院海外杰出学者基金资助项目(2005-2-3); 国家自然科学基金重大研究计划资助项目(90202011)

收稿日期: 2006-07-17; 修订日期: 2007-06-11

作者简介: 李志(1978~), 男, 山东临沂人, 博士, 主要从事流域水文生态与气候变化影响评估研究。E-mail: lizhibox@126.com

Foundation item: The project was financially supported by the International Cooperation and Exchange Project of National Natural Science Foundation of China (No. 40640420061), the Outstanding Overseas Chinese Scholars Fund of Chinese Academy of Sciences (No. 2005-2-3) and Major Research Plan of National Natural Science Foundation of China (No. 90202011)

Received date: 2006-07-17; **Accepted date:** 2007-06-11

Biography: LI Zhi, Ph.D. candidate, mainly engaged in watershed hydrological ecology and impact assessment of climate change. E-mail: lizhibox@126.com

July to September. Percent increases under climate changes, as averaged for each emissions scenario and slope, ranged -5% -19% for crop transpiration, -4% -4% for soil moisture, -7% -7% for soil evaporation, 6.5% -44.1% for wheat grain yield, 26.3% -41.7% for maize yield. Predicted soil water percolation change was the greatest under A2a, the least under GGal, and intermediate under B2a. These results suggest that change of climate and crop growth will influence soil water balance significantly.

Key Words downscaling, climate change impact assessment, soil water balance, general circulation model, WEPP

土壤是陆地生态系统的主要组分,其功能和过程对温室气体增加引起的全球气候变化存在响应。土壤水分是植物能吸收利用的主要水源,土壤水分状况的变化对作物生长和产量形成有重要的影响。黄土高原是地球上的一个特殊地貌单元,生态环境脆弱,气候变化可能带来的土壤水分变化将对该区域的生态建设和农业生产带来重要影响,需要进行详细的评估。

气候变化对土壤水分的影响,目前的研究主要是利用未来气候情景与相关模拟模型相结合来进行^[1-9]。这些研究中使用的气候变化情景大致有两类,即假定的和全球环流模式(GCM(General Circulation Model))预测的气候变化,前者基于某些气候变化规律得到相关数据,具有一定意义;后者是目前进行气候变化影响评估的主要方式,主要是因为GCM可以很好地模拟大尺度地区已经观测的气候特性^[10]。但是,目前使用GCM进行气候影响评估时存在一个重要障碍。由于GCM输出的低分辨率,在结合气候情景与模拟模型时常常存在时空尺度不匹配的问题,如GCM的输出是基于网格的月数据,而大部分农业和水文模拟模型要求逐日天气数据,并且应该使用当地站点的气候情景数据。

基于这种需求,大量的时空尺度转换方法即解集方法(Downscale)被建立起来。所谓解集就是将总量(如月降水量)随机分解成各分量(如日降水量),由于解集方法能保持总量与分量、分量与分量在时间尺度或空间尺度上的方差、协方差结构和其他统计特性,且分量之和等于总量,因此,被广泛用来获得分辨率更高的数据,目前主要分为两类:动力学方法和经验统计方法。动力学方法就是在GCM的输出域中嵌套区域气候模式RCM(Regional Circulation Model),该方法可以获得高的空间分辨率,但是由于计算量大、费用昂贵只能用于一些有限的区域。经验统计法利用多年的观测资料建立大尺度气候数据(GCM网格变量)与区域气候要素之间的统计关系,再把这种关系应用于GCM输出的大尺度气候信息,来预估区域未来的气候变化,该方法由于容易实现并可以按照当地条件校准而被广泛应用^[11]。统计方法大体上可以分为3类:转换函数法^[12-15],天气发生器^[16-18]和环流分型技术^[19,20]。

目前,国内对土壤的气候变化影响研究,理论探讨较多,量化研究较少,在进行量化研究时多直接使用GCM输出的网格数据^[6,7,9,21-23]。由于GCM不能考虑区域条件的差异,将GCM网格数据直接用于地区性特别是小区域的影响研究,往往是不可靠的^[24]。本研究的目标是使用一种新的转换函数法对GCM输出的网格数据进行空间解集,并利用天气发生器CLIGEN对其月数据进行时间解集,从而建立黄土高原王东沟流域2010~2039年的3种气候情景A2a、B2a和GGal的逐日天气数据,进而将其作为WEPP的输入文件来探讨该区土壤水分平衡(土壤水分、蒸发、深层渗漏和蒸腾)对气候变化的潜在响应,以期能为该区农业生产和生态建设提供参考。

2 材料和方法

2.1 研究区域概况

研究区为王东沟流域位于黄土高原陕西省长武县洪家乡王东沟村(E107°40'30"~107°42'30",N35°12'16"~35°16'00"),海拔946~1226 m,面积6.3 km²,属暖温带半湿润大陆性季风气候,年均温9.2℃,无霜期171d,全年≥0℃活动积温3688℃,年日照时数2226.5 h,年太阳总辐射量484 kJ/m²;年平均降水量582.3 mm,其中52.8%分布在7~9月份,属典型的雨养农业,典型耕作系统是3a轮作的冬小麦-冬小麦-春玉米。

该区是黄土高原沟壑区的典型代表, 塬区黄土层厚度超过 100m, 塬面和沟壑各占 35% 和 65%。土壤属黑垆土, 母质是中壤质马兰黄土, 全剖面土质均匀疏松, 通透性好, 有利于植物生长。

2.2 数据来源

使用统计方法进行尺度转换, 需要在 GCM 网格数据与实测数据之间建立统计关系, 因此, 所使用数据分为两部分: GCM 产生的王东沟流域所在网格的气候情景数据、王东沟流域实测的气候数据。进行尺度转换的气候变量包括 3 个: 月降水量、月最高温度和最低温度。气候情景数据来自于英国气候模式 HadCM3 采用 3 种情景 A2a B2a 和 GGal B2a 强调环境意识, 通过分区安排来促进经济、社会和环境的可持续; 与 B2a 相比较, A2a 也通过分区促进经济和社会发展, 但是较少注重环境; GGal 将 1860~1990 年间温室气体的增长情况应用到 2099 年以前。3 种情景都包括追算的 1957~2001 年和预测的 2010~2039 年的月气候数据。实测数据来自于长武县气象局, 是 1957~2001 年间的逐日天气数据, 包括降水、温度、风速和风向、太阳辐射等。

2.3 空间解集

使用一种新的统计方法进行空间尺度转换, 常用的统计方法都是强调实测数据与 GCM 输出之间的强相关性, 而本方法强调实测数据与 GCM 输出的月变量之间的概率分布的相似性。该方法简单易行, 经证实可以用于具体区域的气候变化影响评价^[25]; 但由于是一种统计方法, 该方法仍然需假定目前气候条件下建立的转换函数适合于未来的气候。具体操作方法如下, 以降水量为例:

第 1 步, 求取转换函数。使用 GCM 输出的和长武实测的 1957~2001 年的月降水量数据。对于每一个月, 将实测的 (y 值) 和 GCM 输出的 (x 值) 月降水量分别进行排序, 对每个月的两组数据求取单变量线性和非线性函数各 1 个, 来获得每个月的转换函数。

第 2 步, 对未来气候进行空间解集。使用第一步得到的转换函数, 将 GCM 输出的 2010~2039 年的月降水量作为 x 值求取 y 值, 即得到王东沟流域在 2010~2039 年间的月降水量数据。注意 2 个转换函数的使用: GCM 输出的 2010~2039 年的数据如果介于其 1957~2001 年的数值范围, 使用非线性函数来求取 y 值; 如果 GCM 输出的 2010~2039 年的数据超出了其 1957~2001 年的数值范围, 则使用线性函数来转化。使用线性函数是为了使数据更加接近, 不至于出现飞点。

第 3 步, 计算均值差和方差比率。使用转换函数求取的 y 值就代表王东沟 2010~2039 年的月降水量, 计算获得的 2010~2039 年与实测 1957~2001 年的月降水量方差比率和均值差, 这些参数可以应用到时间转换中来产生该区 2010~2039 年的日天气序列数据。

通过上面的计算可以得到具体站点或者区域的未来气候数据, 对这些数据进行统计, 便可以得到未来的气候参数, 这些气候参数非常重要, 不仅可以提供未来气候变化趋势, 而且可以用来指导生产和实践。用类似的方法, 可以将 GCM 预测的月最高、最低温度进行空间尺度转换并计算均值差和方差比率用于时间解集。

2.4 时间解集

首先, 使用长武 1957~2001 年实测的逐日天气数据产生 CLIGEN 的基本输入文件, 该文件中包括气象变量 (降水、温度、风速、辐射等) 逐月的均值和方差等统计参数 (基线参数)。然后, 使用空间解集中得到的均值差和方差比率来调整上述的基线参数。其中, 与降水相关的参数包括降水转移概率 $P_{w,w}$ (降水 - 降水概率) 和 $P_{w,nw}$ (降水 - 不降水概率)、均值和方差, 这些参数将会做如下调整: 使用长武实测降水的转移概率和均值建立线性关系, 然后用该线性关系和空间解集中获得的月降水量的均值来计算未来降水的转移概率; 方差调整, 使用空间解集得到的方差比率与基线参数的方差相乘; 日降水量均值的调整, 将空间解集最后得到的均值差加到基线参数的降水均值上。

温度均值的调整与降水均值的调整相似, 可以将空间解集得到的均值差加到基线参数的相应变量上; 使用计算出的方差比率, 未来的温度方差可以通过放大基线相应变量的方法获得。通过空间和时间尺度的转换, 就可以得到未来气候情景的输入文件, 使用这些输入文件运行天气发生器 CLIGEN, 就可以输出 2010~2039 年的 3 种气候情景 A2a B2a 和 GGal

2.5 模型选取与校准

WEPP是一个基于物理机制的连续模拟模型,其中的水分利用模块使用其他模块的数据,如气候模块(降水、温度和太阳辐射)、植物生长模块(叶面积指数、根深和残余物覆盖)、渗入模块(入渗水量)等,可以模拟土壤中各指定土层的日土壤水状况,并算出最下层的渗透量;该模块还可以估算出每日的潜在蒸散量、土壤蒸发量和植物蒸腾量^[26]。目前,在土壤水分平衡的研究中WEPP模型也得到了广泛的应用。

本文选用WEPP(V2004.7),经修改后可以预测CO₂对作物生长和蒸散的效应;使用的CO₂浓度目前为350 μmol/mol,2025年A2a为592 μmol/mol, B2a为416 μmol/mol, GGal为444 μmol/mol, 1988~1992年王东沟流域径流小区实测的1.8m深土壤属性、气候、作物管理信息被用来校准WEPP模型。使用当地的传统耕作模式冬小麦-冬小麦-春玉米,在收获1周后除去秸秆,在种植前一周犁耕;在变化后的气候条件下,为了使作物适应增高的温度,本研究将作物的耕作期进行了调整,小麦晚播种3d,早收获3d,玉米早播种3d,早收获3d。气候输入文件使用CLIGEN产生的目前气候文件,需要注意的是在评估CLIGEN适用性时,发现实测的降水历时(*Dur*)、最大降水强度与平均降水强度比率(*Ip*)比CLIGEN产生的数据平均大2.88倍;因此,把气候文件输入WEPP时,这两项数据都被放大了2.88倍。模拟的坡地为两个,长宽相同,均为长20m、宽5m、坡度分别为5°和10°,作物产量被校准到实测的水平。

3 结果与讨论

3.1 空间解集的必要性

GCM模型基于网格进行预测,由于其不能考虑区域条件的差异,大尺度的GCM气候情景往往不适合具体区域,因此,不能被直接用于进行小区域的影响研究^[24]。图1表示了HadCM3追算的王东沟流域所在网格的B2a情景与王东沟流域实测的1957~2001年月均降水量(*P*)、最高(*T_{max}*)和最低温度(*T_{min}*),可以看出实测与追算数据之间具有明显的差异。王东沟流域实测的1957~2001年的年均降水量为576.3mm,而HadCM3的B2a情景追算的数据为451.4mm,相对误差达到了-21.7%。从降水量分布来看,HadCM3追算的2~5月份、12月份降水高于实测数据,其他月份数据则低于实测数据。需要注意的是,7~10月份降水的绝对误差最大分别为-33.2mm, -27.6mm, -50.3mm和-32.4mm,王东沟流域实测的降水主要集中在7~10月份,而径流和土壤侵蚀也主要发生在这些月份,如果直接使用HadCM3的数据进行模拟研究,必然会对研究结果造成很大的影响。Pan使用区域气候模式(RCM)对土壤湿度进行模拟和预测时,结果表明对土壤湿度的模拟精度依赖于降水数据的精度^[5],因此,必须根据当地降水特点对GCM数据进行校准。

HadCM3的B2a情景对最低温度的追算效果相对较好,平均绝对误差为2.5°C,且具有相同的分布趋势——HadCM3追算的数据均高于实测数据;HadCM3追算的最高温度均低于实测数据,平均绝对误差为-8.1°C。温度变化对土壤蒸发、作物蒸腾和生长均具有重要影响^[27,28],从HadCM3追算的B2a数据来看,其效果是不能让人满意的,如果直接应用于该区的模拟研究,也必然会造成较大误差。

整体而言,对于王东沟流域,HadCM3预测降水的效果较差,数值和分布与实测数据均有较大差距;HadCM3对温度的模拟效果相对较好,与实测数据具有相似的分布,各个月份的绝对误差基本一致。上面仅列出了HadCM3追算的B2a情景数据与实测数据的差异,实际上,其他情景预测的数据与实测数据都不同程度地存在差异,因此,在进行模拟研究时,按照当地条件进行校准是非常必要的。

3.2 预测的气候变化

经过时空解集之后就可以得到王东沟流域2010~2039年的平均气候变化情况(表1)。降水因CO₂释放情景的不同而变化,与1957~2001年相比,A2a、B2a和GGal3种气候情景预测的2010~2039年的年均降水量分别增加10.8mm、80.6mm和101.4mm,相对变化为1.8%、13.9%和17.5%。图2表示出了王东沟流域2010~2039年3种情景的月降水分布,可以显示3种情景对气候变化响应的季节倾向。总体而言,3种情景预测的降水量变化,夏季和秋季比春季和冬季要大;5月份和7~9月份变化最大,B2a和GGal降水普遍增长;A2a在7、8月份降水大量减少,9、10月份又变大,增幅达到15mm。

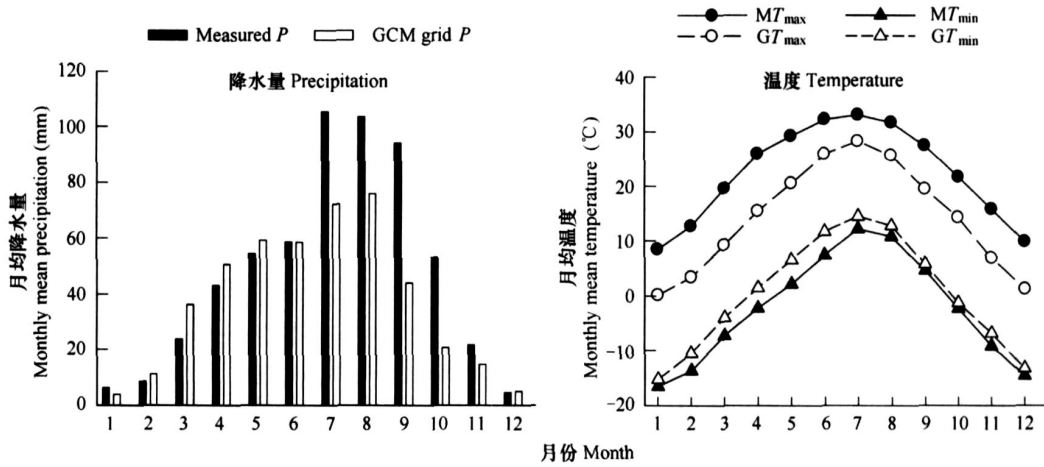


图 1 1957~ 2001 年 GCM 网格的与实测的月降水量、最高和最低温度的差异

Fig 1 The difference of monthly mean precipitation, maximum and minimum temperature between measured and GCM grid from 1957 to 2001

表 1 2010~ 2039 年相对于 1957~ 2001 年的年均气候变化

Table 1 Averaged annual climate perturbations between 1957-2001 and 2010-2039

释放情景 Emissions Scenario	年均降水量的变化 P change (%)	最高温度的年均变化 T_{max} shift (°C)	最低温度的年均变化 T_{min} shift (°C)
A2a	1.8	0.9	2.3
B2a	13.9	0.5	2.1
GGal	17.5	0.8	2.0

与 1957~ 2001 年相比较, A2a、B2a 和 GGal 预测的 2010~ 2039 年年均最高温度 (T_{max}) 分别增加 0.9、0.5 °C 和 0.8 °C, 年均最低温度 (T_{min}) 分别增加 2.3、2.1 °C 和 2.0 °C。整体而言, 各情景预测的温度普遍升高, 但最低温度的升高更为明显, 这与《气候变化国家评估报告》的预测相一致^[29]。图 3 表示了 3 种气候变化情景预测的最高和最低温度的季节变化, 2010~ 2039 年温度的增长存在两个高峰期: 春季和冬季, 表明在 2010~ 2039 年间暖冬现象会比较严重。

3.3 气候变化对土壤水分平衡的影响

3.3.1 月变化

由于 2 个坡地的模拟结果具有相似的变化趋势, 图 4 和图 5 仅表示了王东沟流域 5° 坡地不同情景下逐月的作物蒸腾、土壤蒸发和土壤水分变化。

可以看出, 各个情景作物蒸腾和土壤蒸发发生变化的月份基本相同, 4~ 6 月份作物蒸腾变化较大, 而土壤蒸发的变化主要发生在 7~ 9 月份, 这是降水变化和作物生长综合作用的结果。4~ 6 月份是冬小麦的起身~ 抽穗期, 作物蒸腾耗水迅速增大, 从而达到蒸腾的高峰期, 这 3 个月的蒸腾量占全生育期的 80% 以上; 其蒸腾耗水主要来自降水, 而 3 种情景的降水变化是不同的: 相对于目前气候, 4 月份 3 个情景的降水变化较小, 作物蒸腾量变化幅度也不大; 5 月份降水 A2a 减少, B2a 和 GGal 有所增长, 作物蒸腾变化也具有相似的趋势; 6 月份 3 个情景的降水普遍增长, 作物蒸腾量也变大。7~ 9 月份是农田的休闲期, 土壤蒸发普遍加强, 由于 7~ 9 月份是王东沟流域的汛期, 降水集中, 因此, 降水仍然是土壤蒸发的主要水源, 2010~ 2039 年土壤蒸发的差异也主要受降水变化的影响: 7 月份 A2a 降水减少, B2a 和 GGal 降水

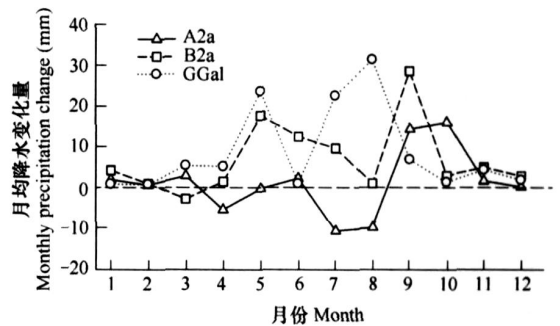


图 2 3 种情景预测的 2010~ 2039 年相较于 1957~ 2001 年的降水变化

Fig 2 Predicted change in precipitation between 1957~ 2001 and 2010~ 2039 under three scenarios

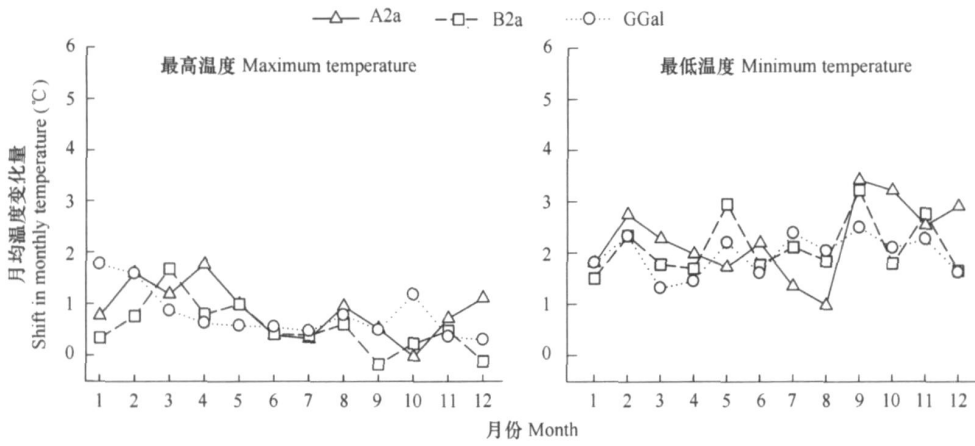


图 3 3种情景预测的 2010~2039年相较于 1957~2001年的最高、最低温度的变化

Fig 3 Predicted change in maximum and minimum temperature between 1957-2001 and 2010-2039 under three scenarios

增加, 土壤蒸发也存在着同样的趋势; 8月份只有 GGal情景的降水明显变大, 土壤蒸发也是 GGal增多; 9月份降水普遍增长, 土壤蒸发都明显加强。

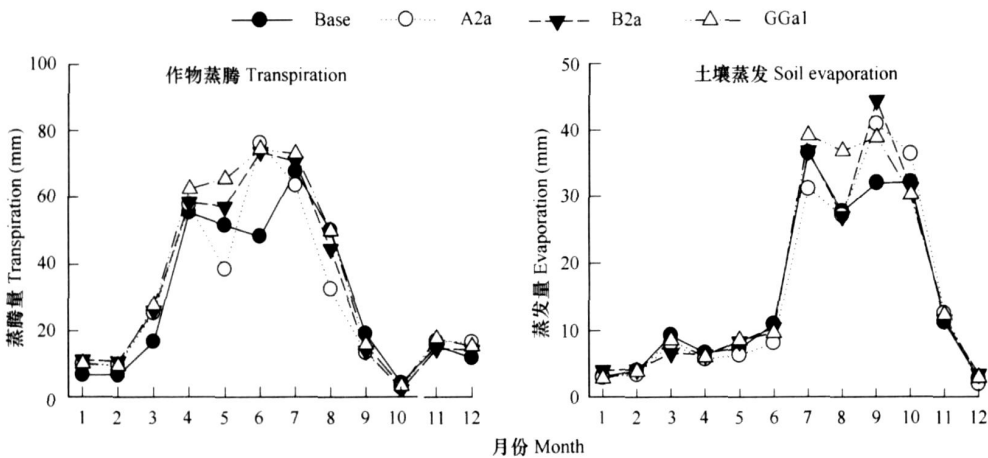


图 4 作物蒸腾与土壤蒸发的月变化

Fig 4 The change of monthly plant transpiration and soil evaporation

整体而言, 相较于目前气候, 除了 A2a情景以外, 其他 2个情景土壤水分的月变化不是很显著(图 5)。A2a情景的土壤水分在 4~9月份普遍降低, 其中 7、8月份降低幅度最大, 从降水和蒸发的分析中知道, 相对于目前气候而言, A2a情景在 4~9月份降水普遍减少, 而土壤蒸发或作物蒸腾加大, 这是导致其土壤水分降低的直接原因。B2a和 GGal土壤水分含量普遍增加, 主要原因是这 2个情景在各个月份的降水普遍增大, 虽然温度增高导致蒸发和蒸腾加大, 但是其影响小于降水增长导致的土壤水分增加。

3.3.2 年变化

表 2列出了 5°和 10°坡地在 3种情景下年均作物蒸腾和产量、土壤蒸发、1.8 m 土壤剖面的土壤水分含量与水分渗漏变化。整体而言, 两个坡地的作物蒸腾、土壤蒸发和土壤水分含量具有基本一致的变化趋势, 表明 5°和 10°坡度中这些要素差别不大; 而土壤水分渗漏的变化量不同, 5°坡地的渗漏量要大于等于 10°坡地。

与目前气候相比, 年均作物蒸腾的变化范围从 A2a情景 5°坡地的 -5% 到 GGal情景的 19%; GGal情景模拟的增长最大, B2a次之, A2a情景模拟的蒸腾减少。蒸腾变化受降水与作物生长的综合作用, 如 A2a预测的降水增长和作物产量都较小, 因而蒸腾作用减弱; GGal预测的降水增长最大且作物产量增长较高, 蒸腾增

长最大。模拟的土壤水分变化从 A2a 情景的 -4% 到 GGal 情景的 4% ; A2a 情景减少, GGal 和 B2a 都有所增长且 GGal 增长最大, 这很可能是由于 GGal 的降水增长最大。土壤蒸发与土壤湿度具有相似的变化趋势, 变化范围从 -7% ~ 7%, 主要是由于该区的土壤蒸发是由土壤水分供应决定的。与基线条件相比, 深层渗漏造成的土壤水分损失 A2a 和 GGal 明显变大, 而 B2a 没有变化。

4 结论

GCM 不能考虑区域差异, 因此其网格数据需要根据研究区域的气象特点进行解集, 本研究使用一种新的统计方法将 HadCM3 的 2010~2039 年的网格数据解集到王东沟流域, 建立了 3 种气候情景 A2a B2a 和 GGal 并用来驱动 WEPP 模型模拟了 5° 和 10° 坡地的土壤水平衡。结果表明, 王东沟流域 2010~2039 年降水可能会增长 1.8% ~ 17.5%, 其中 GGal 增长最大, A2a 增长最小。最高温度和最低温度分别可能增长 0.5 ~ 0.9 °C 和 2.0 ~ 2.3 °C, 最低温度增长要大于最高温度, 温度增长主要出现于冬季和春季。相较于目前气候, WEPP 模拟的 5° 和 10° 坡地的作物蒸腾和土壤水分平衡具有相似的变化趋势。整体而言, 相较于目前气候, 2010~2039 年作物蒸腾的变化主要发生在 4~6 月份, 土壤蒸发变化主要在 7~9 月份, 土壤水分变化 A2a 情景在 4~9 减少, 而其他 2 个情景的各个月份普遍增加; 作物蒸腾年均变化 -5% ~ 19%, 土壤水分年均变化 -4% ~ 4%, 土壤蒸发年均变化 -7% ~ 7%, 均为 A2a 减少, B2a 和 GGal 增大; A2a 的土壤水分渗漏增长最大, GGal 次之, B2a 基本不变。这些变化是作物生长和降水变化综合作用导致的, 如 4~6 月份是冬小麦蒸腾高峰期且水源主要为降水, 但各个情景的降水变化不同, 导致作物蒸腾变化不同; A2a 预测的降水增长和作物产量都较小, 因而蒸腾作用减弱; GGal 预测的降水增长最大且作物产量增长较高, 蒸腾增长最大。

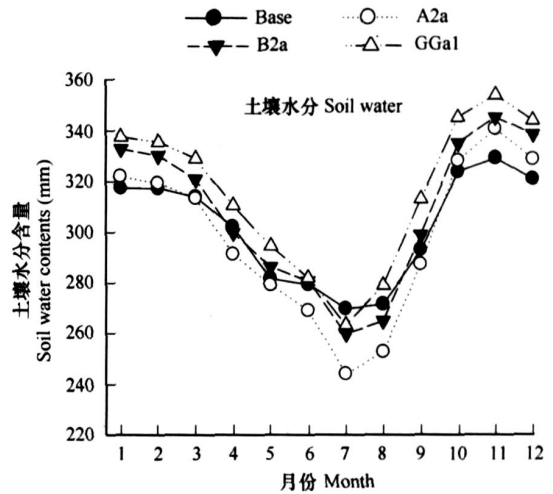


图 5 土壤水分的月变化

Fig 5 The change of monthly soil water contents

表 2 传统耕作条件下 3 种气候情景的土壤水分平衡对气候变化的响应

Table 2 The response of ET and soil water balance to three scenarios under conventional tillage

CO ₂ 浓度		基线		A2a		B2a		GGal	
CO ₂ concentration (μmol/mol)		Baseline (350)		(592)		(416)		(445)	
坡度 Slope (°)		5°	10°	5°	10°	5°	10°	5°	10°
蒸腾	厚度 Depth (mm)	353	348	339	332	396	389	419	413
Transpiration	变化 Change (%)	0	0	-4	-5	12	12	19	19
土壤水分	厚度 Depth (mm)	301	297	289	285	305	300	312	308
Soil moisture	变化 Change (%)	0	0	-4	-4	1	1	4	4
蒸发	厚度 Depth (mm)	183	179	171	166	187	182	196	192
Evaporation	变化 Change (%)	0	0	-7	-7	2	2	7	7
渗漏	厚度 Depth (mm)	0.58	0.58	0.87	0.76	0.58	0.58	0.83	0.71
Percolation	变化 Change (%)	0	0	50	32	0	0	43	23
小麦	产量 Yield (t/hm ²)	2.9	2.8	2.9	2.8	3.5	3.4	4.1	3.9
Wheat	变化 Change (%)	0	0	-1	-1	23	22	41	41
玉米	产量 Yield (t/hm ²)	7	6.8	8	7.8	8.6	8.3	9.6	9.5
Maize	变化 Change (%)	0	0	15	14	23	22	38	38

气候变化具有不确定性, 因此, 往往难以衡量其预测和评估结果的可靠性。为了探讨本研究的可信性, 将结果与相关的研究成果进行比较。根据 SRES (special report on emissions scenarios) 排放情景, 不同的气候模

式预测全球平均地面气温在 1990~2100年期间将升高 1.4~5.8℃,日较差将减小;在区域尺度上预测的降水则有可能增加或减少,通常介于 5%~20%之间,蒸发也将增加;在中纬度地区,作物模型表明,温度增加在(几)度之内以及相应的 CO₂ 浓度增加,对作物产量总体来讲是正效应;而温度增加若超过几度,作物的产量反应一般是负的^[30]。中国的国家气候变化评估报告也指出未来 20~100a 中国年平均气温将增加 1.3~6.0℃,日较差将进一步减小,年均降水将增加 2%~17%^[29]。本研究中 A2a B2a和 GGal 情景预测的降水变化分别为 1.8%、13.9%和 17.5%,虽然 A2a情景预测的降水变化小于 SRES的结果,但比较符合中国国家气候变化评估报告的结果;本研究虽然没有对年平均气温进行预测,但是最高温度和最低温的预测结果表明气温日较差将减小,而这与上面的两个结果都是相符的;对于作物产量以及土壤水分平衡,由于使用的 WEPP模型可以很好得模拟实测的结果,因此在气候变化预测相对合理的前提下,其模拟的相关结果应该也是可信的。

由于气候变化的不确定性,利用 GCM 进行未来气候变化评估在定量上仍存在较大的分歧,但在定性上有一定的可靠性^[29],因此,目前国内外都有广泛的研究,在实际的生态建设和农业生产中具有一定的参考价值。我国对气候变化的研究已经取得显著成绩,但是这些研究成果目前还没有被应用到影响评估的相关领域。如我国对局地气候变化研究多使用 RCM 进行,目前仅有少数成果被应用到气候变化的影响研究中,主要是由于 RCM 计算量大、费用昂贵而不能被广泛应用,因此,探讨统计方法在气候影响评估中的应用具有积极的意义,是消除气候变化不确性的一个简单易行的方法。

References

- [1] Deng H P, Liu H F. Impacts of global climate changes on the water and heat factors in the Songnen Steppe. *Acta Ecologica Sinica*, 2000, 20(6): 958-963.
- [2] Huszar T, Mika J, Loczy D, *et al*. Climate change and soil moisture. *Physics and Chemistry of the Earth Part A: Solid Earth and Geodesy*, 1999, 24(10): 905-912.
- [3] Mehrotra R. Sensitivity of runoff, soil moisture and reservoir design to climate change in central Indian River basins. *Climatic Change*, 1999, 42(4): 725-757.
- [4] Naden P S, Watts C D. Estimating climate-induced change in soil moisture at the landscape scale: An application to five areas of ecological interest in the U. K. *Climatic Change*, 2001, 49(4): 411-440.
- [5] Pan Z, Arritt R W, Gutowski W J, *et al*. Soil moisture in a regional climate model: Simulation and projection. *Geophysical Research Letters*, 2001, 28(15): 2947-2950.
- [6] Shang Z B, Gao Q. Assessing the sensitivity of China water condition to global climate changes. *Acta Ecologica Sinica*, 2001, 21(4): 528-537.
- [7] Yang Y H, Watanabe M, Wang Z P, *et al*. Impacts of Temperature and Precipitation Changes on Soil Moisture of Taihang Mountains. *Acta Geographica Sinica*, 2004, 59(1): 56-63.
- [8] Ramos M C, Mulligan M. Spatial modelling of the impact of climate variability on the annual soil moisture regime in a mechanized Mediterranean vineyard. *Journal of Hydrology*, 2005, 306(1-4): 287-301.
- [9] Zhang X C, Liu W Z. Simulating potential response of hydrology, soil erosion and crop productivity to climate change in Changwu tableland region on the Loess Plateau of China. *Agricultural and Forest Meteorology*, 2005, 131E: 127-142.
- [10] IPCC. Climate Change 1995. The science of Climate Change. Contribution of Working Group I to the Second Assessment of the Intergovernmental Panel on Climate Change. In: J. T. Houghton, *et al* eds. UK: Cambridge University Press, 1996.
- [11] Solman S, Nunez M. Local estimates of global climate change: a statistical downscaling approach. *Int J Climatol*, 1999, 19: 835-861.
- [12] Chen D, Chen Y. Development and verification of a multiple regression downscaling model for monthly temperature in Sweden. Preliminary Analysis and Statistical Downscaling of Monthly Temperature in Sweden, Report C16, 1999.
- [13] Wilby R L, Hay L E, Leavesley G H. A comparison of downscaled and raw GCM output: Implications for climate change scenarios in the San Juan river basin, Colorado. *Journal of Hydrology*, 1999, 225: 67-91.
- [14] von Storch H, Zorita E, Cubasch U. Downscaling of climate change estimate to regional scales: application to winter rainfall on the Iberian Peninsula. *J Clim.*, 1993, 6: 1161-1171.
- [15] Murphy J. An evaluation of statistical and dynamical techniques for downscaling local climate. *J Clim.*, 1999, 12: 2256-2284.
- [16] Zhang X C, Nearing M A, Garbrecht J D, *et al*. Downscaling monthly forecasts to simulate impacts of climate change on soil erosion and wheat production. *Soil Science Society of America Journal*, 2004, 68(4): 1376.

- [17] Yu B. Adjustment of CLIGEN parameters to generate precipitation change scenarios in southeast Australia. *Catena*, 2005, 61: 196-209.
- [18] Semenov M A, Barrow E M. Use of a stochastic weather generator in the development of climate change scenarios. *Climatic Change*, 1997, 35: 397-414.
- [19] Chen D. A monthly circulation climatology for Sweden and its application to a winter temperature case study. *International Journal of Climatology*, 2000, 20: 1067-1076.
- [20] Wilson L L, Lettenmaier D P, Skillingstad E. A hierarchical stochastic model of large atmospheric circulation patterns and multiple station daily rainfall. *Journal of Geophysical Research*, 1992, 97(3): 2791-2809.
- [21] Sun B, Xie L X. Response and feedback of soil function evolution to global change. *Advances in Earth Sciences*, 2005, 20(8): 903-909.
- [22] Ma Z G, Fu Z B, Xie L, *et al*. Some problems in the study on the relationship between soil moisture and climatic change. *Advances in Earth Sciences*, 2001, 16(4): 563-568.
- [23] Lu P L, Yu Q, He Q T. Responses of plant phenology to climatic change. *Acta Ecologica Sinica*, 2006, 26(3): 923-929.
- [24] von Storch H. Inconsistencies at the interface of climate impacts studies and global climate research. *Meteorologie Zeitschrift*, 1995, NF4: 72-80.
- [25] Zhang X C. Spatial downscaling of global climate model output for site-specific assessment of crop production and soil erosion. *Agricultural and Forest Meteorology*, 2005, 135(1-4): 215-229.
- [26] Flanagan D C, Nearing M A. USDA-Water Erosion Prediction Project Hillslope Profile and Watershed Model Documentation, in NSERL, 1995. p. Report No. 10. West Lafayette, Ind: USDA-ARS National Soil Erosion Research Lab.
- [27] Meams L O, Rosenzweig C, Goldberg R. Effect of changes in daily and interannual climatic variability on cereals/wheat: A sensitivity study. *Climatic Change*, 1996, 32(3): 257-292.
- [28] Zhang X C. CLIGEN non-precipitation parameters and their impact on WEPP crop simulation. *Applied Engineering in Agriculture*, 2004, 20(4): 447-454.
- [29] Ding Y H, Ren G Y, Shi G Y, *et al*. National Assessment Report of Climate Change(I): Climate change in China and its future trend. *Adv. Clim. Change Res.*, 2006, 2(1): 3-8.
- [30] IPCC. Climate Change 2001: Synthesis Report. In: Robert T. Watson and T. C. W. Team, eds. UK: Cambridge University Press, 2001.

参考文献:

- [1] 邓慧平, 刘厚凤. 全球气候变化对松嫩草原水热生态因子的影响. *生态学报*, 2000, 20(6): 958~ 963.
- [6] 尚宗波, 高琼. 中国水分状况对全球气候变化的敏感性分析. *生态学报*, 2001, 21(4): 528~ 537.
- [7] 杨永辉, 渡边正孝, 王智平, 等. 气候变化对太行山土壤水分及植被的影响. *地理学报*, 2004, 59(1): 56~ 63.
- [21] 孙波, 解宪丽. 全球变化下土壤功能演变的响应和反馈. *地球科学进展*, 2005, 20(8): 903~ 909.
- [22] 马柱国, 符淙斌, 谢力, 等. 土壤湿度和气候变化关系研究中的某些问题. *地球科学进展*, 2001, 16(4): 563~ 568.
- [23] 陆佩玲, 于强, 贺庆棠. 植物物候对气候变化的响应. *生态学报*, 2006, 26(3): 923~ 929.
- [29] 丁一汇, 任国玉, 石广玉, 等. 气候变化国家评估报告 I. 中国气候变化的历史和未来趋势. *气候变化研究进展*, 2006, 2(1): 3~ 8.