



论文

区域土壤湿度模拟检验和趋势分析
——以陕西省为例李明星^{①②}, 马柱国^{①*}, 杜继稳^③

① 中国科学院东亚区域气候环境重点实验室, 中国科学院大气物理研究所, 北京 100029;

② 中国科学院研究生院, 北京 100049;

③ 陕西省气象局, 西安 710014

* 联系人, E-mail: MaZG@tea.ac.cn

收稿日期: 2009-02-18; 接受日期: 2009-09-08

国家自然科学基金重点项目(批准号: 40830956)、国家重点基础研究发展计划(编号: 2006CB400504)和国家自然科学基金项目(批准号: 40775055, 40828004)资助

摘要 基于 DEM 数据和土壤分类、土壤属性、土地利用分类、植被属性和观测气象数据, 利用分布式水文模型 SWAT(Soil and Water Assessment Tool), 对陕西区域进行了土壤湿度模拟和检验. 模拟土壤湿度与实际观测土壤湿度的对比分析表明: SWAT 较好的模拟了区域土壤湿度的变化特点及其长期趋势, 且对多气候类型及复杂地形区域的土壤含水量时空变化有较强的模拟能力; 表层土壤湿度在植被状况好的陕南地区和地形性降水明显的秦岭山地等区域量值较大, 而深层土壤湿度较大值出现在河流及平原地区; 1951~2004 年土壤湿度变化总体上不同深度的土壤湿度均呈下降趋势, 深层下降趋势较表层表现更明显, 秦岭以北地区比以南地区表现更明显; 土壤干化趋势的强度深层大于表层, 秦岭以北地区大于以南地区, 土壤干化(土壤湿度减小的趋势)的范围深层亦大于表层, 且多分布于秦岭以北地区. 与 NCEP 和 ERA40 再分析土壤湿度数据对比分析表明, SWAT 模拟的土壤湿度日变化、月和年平均值的变化趋势均优于 NCEP 和 ERA40 的土壤湿度变化趋势.

关键词SWAT 模式
土壤含水量
模拟检验
变化趋势

土壤湿度是陆面过程研究的主要物理量之一, 它通过物质和能量的交换与地球气候系统相互作用, 从而对气候系统及其变化产生重要影响^[1]. 土壤湿度的大小决定了地表的蒸发、蒸腾过程, 直接影响了地表向大气的水分输送; 土壤湿度的变化还会改变地表颜色和植被生长状况, 导致地表对短波的吸收、反射等发生变化^[2], 同样也会引起土壤热容量的变化, 进而影响陆面与大气之间潜热等能量交换过程, 所以土壤湿度变化研究对于我们认识气候系统的规律

和模拟预报气候变化都有十分重要的理论意义. 以往, 由于对土壤湿度变化的天气、气候学意义没有充分的认识, 导致土壤湿度的历史观测资料十分缺乏, 观测数据的缺失是开展土壤湿度及其与气候变化关系研究的巨大障碍.

目前对土壤湿度的研究主要有两个方面: 一是基于现有观测和再分析资料的诊断分析研究; 二是借助数值模式研究土壤湿度的时空变化及天气、气候效应. 土壤湿度观测资料主要是农业气象站的土壤

墒情数据, 相对观测时段较长, 系统性较好, 但农业气象站以服务农业生产为目的, 并非以“陆-气”相互作用研究为目的土壤湿度观测站, 布站并没有考虑土壤特性的空间变化, 而且观测密度和深度有限, 所以用于研究较大区域的土壤湿度变化趋势和气候变化效应有一定的局限性. 近年来, 借助卫星、雷达等观测手段和不同的反演、同化模式完成了许多再分析资料, 目前国际上应用最广泛的是 NCEP1, NCEP2^[3] 和 ERA40^[4]. 虽然受资料的限制, 但基于资料的分析和诊断研究仍然取得了一定的进展. Vinnikov 等^[5]研究了不同时空尺度的土壤湿度变化规律. Li 等^[6]整理了中国区域的土壤观测资料, 并与再分析资料进行了对比, 提供了气候研究和模式检验的有效土壤湿度数据. 国内, 马柱国等^[7]研究揭示了土壤湿度的时空特性, 及其与气候变化的相关关系. 左志燕^[8]研究了土壤湿度变化与我国的季风气候的关系. 张文君等^[9]利用各种资料分析研究了我国土壤湿度的分布和变化特点. 虽然观测资料的整理和应用存在很大的困难, 但是以上研究成果表明观测资料的应用对推动气候变化研究和新的研究方法的改进起到了十分重要的作用.

观测资料虽然最大程度的包含了观测对象的真实信息, 具有可信度高的优点, 但观测数据由于历史原因, 观测时段较短(国内大部分土壤湿度观测起步于 20 世纪 80 年代), 站点分布稀疏, 特别是地形复杂多变, 土壤湿度空间变率大的中西部地区土壤湿度观测数据更加稀少, 因此借助数值模式对土壤含水量变化及水文过程进行研究是目前研究的主要发展趋势之一. 当前, 水文模式、陆面模式和生态、作物模式都引入了不同复杂程度的土壤水文过程, 流域水文模型以流域为研究对象, 通过对流域内水循环过程的描述来模拟流域产流. 目前具有代表性的水文模型有 SHE(System Hydrologic European)^[10], TANK^[11], TOPMODEL(topography based hydrological model)^[12], SWAT(Soil Water Assessment Tool)^[13]等, 我国常用的有新安江模型^[14]、WEP(Water and Energy transfer Process)^[15]、GBHM(Geomorphology Based Hydrological Model)^[16]等. 陆面过程模型通过对下垫面各物理和地球生物化学过程的描述来研究陆气相互作用过程. 目前主要的陆面模式有 BATS (Biosphere Atmosphere Transfer Scheme)^[17], SiB (Simple Biosphere Model)^[18], SiB2^[19,20], LSM(Land Surface

Model)^[21], AVIM(Atmosphere-Vegetation Interaction Model)^[22], VIC(variable infiltration capacities)^[23], CLM(Community Land Model)^[24]等, 都引入了土壤水描述模块. CLM 包括了比较完整的土壤水热过程, 冻土模型和简化的 TOPMODEL 水文模型及地下水模型, 是目前比较完善的陆面模式, 已被耦合在多个气候模式中.

陆面模式在气候变化机理研究方面的作用已经得到广泛的认可^[25]. 其中 Manabe^[26]首次将陆面水文过程引入 GCM 中, 其采用了一个非常简化的“水桶 bucket”模式描述陆面水文过程. Yeh 等^[27]利用数值试验的方法研究了土壤湿度变化对水文和气候的影响. 王万秋^[28]进行了土壤温湿度与短期气候异常的数值敏感试验, 揭示了土壤湿度变化与气候变化的时间响应关系. 戴永久^[29]在 IAP94, CLM 的开发和与 GCM 耦合应用方面取得了进展. Xie 等^[30]在大尺度的陆面水文参数化、水位计算方法等诸多方面都取得了一定进展. 数值模式的发展和应用为陆面过程和气候变化相互关系的研究提供了十分有效的工具, 尽管在这方面取得了很大的发展, 但仍有许多物理、生化过程无法合理的描述, 发展远未完善, 如陆面模型通过引进简化的水文模型等方法描述产汇流和土壤水文等过程, 但简化模型难以描述复杂地形变化对土壤水文过程的影响. 所以在区域尺度, 土壤含水量变化及其与气候变化相互作用过程仍然是气候变化研究领域的一个难点. 水文模型在流域尺度可以借助高分辨率的 DEM 数据描述地形的变化, 在较高分辨率水平考虑土壤类型、土地利用类型变化, 土壤属性及植被属性变化对土壤水文过程的影响, SWAT 还可以描述灌溉等人类活动对土壤水文过程的影响. 尽管目前水文模型多用于产汇流研究中, 但这样优势对土壤水文过程的研究也是有益的.

本文以陕西为研究区域, 基于 DEM 数据和土壤分类、土壤属性、土地利用分类、植被属性及气象观测强迫数据在地形复杂地区, 利用分布式水文模型 SWAT 对区域土壤湿度进行模拟研究, 充分考虑地形、土壤属性和土地利用状况对土壤水文过程的影响, 从水文学的角度揭示土壤含水量的时空分布特点和变化趋势, 及与降水、气温等气候要素变化之间的响应关系. 以期促进土壤水文过程的多学科研究和不同模式之间的相互比较、验证和改进.

1 模式和资料

1.1 SWAT模式简介

本文选用了 SWAT 模型在 ARCGIS 平台下的 2005 版, 即 ARCSWAT2005^[31]模拟土壤水文过程. 该模型是由 Arnold 等^[32-34]为美国农业部的农业研究中心(USDA-ARS)开发的, 主要用于在土壤、土地利用和管理措施等较长时期内不断发生变化的复杂流域内进行水肥管理措施效果的预报研究. 模型以日为时间步长, 是一个具有较完善物理机制的流域分布式模型. 适用于具有不同土壤类型、不同土地利用方式和管理条件的复杂大流域, 能在资料缺乏的地区建模, 计算效率高, 适应于长期变化研究等优势.

SWAT 的开发参考了美国农业部农业研究中心的几个模型的部分特性, 是在 SWRRB(Simulator for Water Resources in Rural Basins)^[35]模型的基础上发展而来的, 同时借鉴了 CREAMS(Chemicals, Runoff, and Erosion from Agricultural Management Systems)^[36], GLEAMS(Groundwater Loading Effects on Agricultural Management Systems)^[37], EPIC (Erosion-Productivity Impact Calculator)^[38]等模型的许多物理过程. 引进了 Penman-Monteith 蒸散方程, 增加了土壤水的侧向流动的描述, 增加了融雪、水田和湿地模块. 发展完善了天气发生器, 使得太阳辐射、相对湿度、风速等要素能够被读入模式, 或在数据缺少区域使得模式能够自己生成响应的要素值.

SWAT 的土壤水分过程描述主要为, 降水可被植被截留或直接降落到地面, 降到地面上的水一部分下渗到土壤, 一部分形成地表径流, 地表径流快速汇入河道, 下渗到土壤中的水可保持在土壤中, 随后被蒸发, 或者经由地下路径缓慢流入地表水系统. 平衡方程为

$$SW_t = SW_0 + \sum_{i=1}^t (R_{\text{day}} - Q_{\text{surf}} - E_a - W_{\text{seep}} - Q_{\text{gw}}), \quad (1)$$

其中: SW_t , 土壤水含量(mm); SW_0 , 初始土壤水含量(mm); R_{day} , 日总降水量(mm); Q_{surf} , 地表径流(mm); E_a , 总蒸发量(mm); W_{seep} , 进入渗流层的水量(mm); Q_{gw} , 进入地下径流的水量(mm).

冠层截留: 当模型采用 Green-Ampt 方法计算地表径流时需要单独计算冠层截留, 当使用径流曲线数法计算表面径流时, 冠层截留部分包含在地表产流中, 计算需要输入冠层最大蓄水量和叶面积指数

(LAI). 在计算蒸发时, 假设冠层截留水首先蒸发. Mein 和 Larson 在 1973 年发展的 Green-Ampt 公式为

$$f_{\text{inf},t} = K_e \cdot \left(1 + \frac{\psi_{\text{wf}} \cdot \Delta\theta_v}{F_{\text{inf},t}} \right), \quad (2)$$

$$F_{\text{inf},t} = F_{\text{inf},t-1} + R_{\Delta t}, \quad (3)$$

其中: $F_{\text{inf},t}$, t 时刻的渗透速率(mm/h); K_e , 有效导水率(mm/h); ψ_{wf} , 湿峰势能(mm); $\Delta\theta_v$, 湿峰含水量变化(mm/mm); $F_{\text{inf},t}$, t 时刻的累积渗透(mm); $R_{\Delta t}$, 时间段内的总降水量(mm). 为了在长时间步长的计算中减小误差, 用 $df_{\text{inf},t}/dt$ 代替 $f_{\text{inf},t}$, 合并后可得

$$F_{\text{inf},t} = F_{\text{inf},t-1} + K_e \cdot \Delta t + \psi_{\text{wf}} \cdot \Delta\theta_v \cdot \ln \left[\frac{F_{\text{inf},t} + \psi_{\text{wf}} \cdot \Delta\theta_v}{F_{\text{inf},t-1} + \psi_{\text{wf}} \cdot \Delta\theta_v} \right], \quad (4)$$

$$K_e = \frac{56.82 \cdot K_{\text{sat}}^{0.286}}{1 + 0.051 \cdot \exp(0.062 \cdot CN)} - 2, \quad (5)$$

$$\begin{aligned} \psi_{\text{wf}} = 10 \cdot \exp[6.5309 - 7.32561 \cdot \phi_{\text{soil}} + 0.001583 \cdot m_c^2 \\ + 3.809479 \cdot \phi_{\text{soil}}^2 + 0.000344 \cdot m_s \cdot m_c \\ - 0.049837 \cdot m_s \cdot \phi_{\text{soil}} + 0.001608 \cdot m_s^2 \cdot \phi_{\text{soil}}^2 \\ + 0.001602 \cdot m_c^2 \cdot \phi_{\text{soil}}^2 - 0.0000136 \cdot m_s^2 \cdot m_c \\ - 0.003479 \cdot m_c^2 \cdot \phi_{\text{soil}} - 0.000799 \cdot m_s^2 \cdot \phi_{\text{soil}}], \quad (6) \end{aligned}$$

其中, K_{sat} 为饱和水导率(mm/hr), CN 为曲线数, ϕ_{soil} 为土壤空隙度(mm/mm), m_c 为黏土比例, m_s 为沙土的比例.

地表径流: SWAT 根据日降水量数据模拟每个水文响应单元的地表径流量及洪峰流量. 地表径流总量的计算可用修正 SCS 曲线数法计算, 当土壤水分在凋萎点以下或达到饱和时曲线数呈非线性变化, 也用 Green-Ampt 方法计算, 但需要输入观测时间间隔小于日的降水资料.

输移损失: 输移损失发生在短期或间歇性河流地区. SWAT 采用了经验公式来估算输移损失, 损失量是河道宽度、长度和过流时间的函数. 当支流河道中输移损失发生时, 需要调整地表径流量和洪峰流量.

蒸散: 蒸散包括水面蒸发、裸地蒸发和植被蒸腾, 土壤水蒸发和植物蒸腾分别各自模拟, 潜在土壤水蒸发由潜在蒸散和叶面积指数估算, 实际土壤水蒸发用土壤厚度和含水量的指数关系式计算. 植物蒸腾由潜在蒸散和叶面积指数的线性关系式计算, 共有三种计算方法: Hargreaves, Priestley-Tayl 和 Penman-Monteith, 通常多采用 Penman-Monteith 方法

计算.

下渗: 计算下渗需要考虑两个主要参数: 初始下渗率(依赖于土壤湿度和供水条件); 最大下渗率(等于土壤饱和水力传导度). 当用径流曲线法计算地表径流时, 由于模型采用的径流曲线数法以日为时间步长, 所以不能直接模拟下渗, 下渗量的计算是基于水量平衡, 通过降水量和地表径流之差得到. Green-Ampt 模型可以直接模拟下渗, 但需要更小时间单位内的降雨数据.

重新分配: 是指降水或灌溉产生的地表水入渗停止后, 土壤水分的持续运动过程, 是由土壤水分分布不均匀引起的. SWAT 的重新分配过程采用存储演算技术来预测根系区每个土层中的水分通量. 当一个土层中的蓄水量超过田间持水量, 而下层处于非饱和态时, 便产生下渗. 下渗速率由土层饱和水力传导率控制. 土壤水重新分配还受土温的影响, 当温度低于零度时该土层中的水分再分配就停止.

壤中流: 壤中流的计算采用动力存储模型与重新分配计算同时进行, 该模型考虑了水力传导度、坡度和土壤含水量的对壤中流的影响.

地下水: SWAT 将地下水分为浅层含水层和深层含水层, 浅层地下径流汇入流域内河流, 在非常干旱时还可以补充非饱和带土壤水分的不足, 或直接被植被吸收; 深层地下径流汇入流域外河流. 其中浅水层水量平衡方程为

$$aq_{sh,i} = aq_{sh,i-1} + w_{rchrg,sh} - Q_{gw} - w_{revap} - w_{pump,sh} \quad (7)$$

$aq_{sh,i}$ 是第 i 天的浅水层总储水量(mm H₂O), $aq_{sh,i-1}$ 是第 $i-1$ 天的浅水层总储水量(mm H₂O), $w_{rchrg,sh}$ 是第 i 天进入浅水层的总储水量(mm H₂O), Q_{gw} 是进入主河道的基流流量(mm H₂O), w_{revap} 是第 i 天由于土壤水分亏缺而进入土壤的水量(mm H₂O), $w_{pump,sh}$ 第 i 天被抽出的总水量(mm H₂O).

深水层水量平衡方程为

$$Aq_{dp,i} = aq_{dp,i-1} + w_{deep} - w_{pump,dp} \quad (8)$$

其中, $Aq_{dp,i}$ 为第 i 天深水层总储水量(mm H₂O), $aq_{dp,i-1}$ 为第 $i-1$ 天深水层总储水量(mm H₂O), w_{deep} 为由浅水层渗入深水层的总水量(mm H₂O), $w_{pump,dp}$ 为第 i 天被抽出深水层的总水量(mm H₂O).

其他物理过程的描述在 SWAT 理论文档中都有详细说明^[39], 这里不再赘述.

1.2 资料

SWAT 模型所需要的 DEM 数据、土壤分类、土地利用分类和河网数据采用 1:400 万全国数据. 其中中国土壤分类数据按照 1:400 万土壤图分类系统分为 55 类, 中国土地利用现状在 1:400 万土地利用图的基础上, 划分为: 耕地、园地、林地、牧草地、水域、居民区和工矿用地、交通用地和难利用地八大类 19 个子类. 中国河流分布数据包括了 3 级水域和 5 级河流分布资料. 另外模型还需要建立流域内的土壤属性、植被属性和气象资料数据库. 本文所选定的研究区域陕西省按照土壤分类标准研究区域内有棕壤、褐土等 16 种土壤, 土地利用分类包括了水田、林地和草地等 9 类.

由于土壤属性观测资料有限, 本文主要参考了《中国土壤普查数据》提供的土壤粒径分类和比例数据, 通过权重拟合的方法重新插值, 将粒径分类转换为 SWAT 所采用的美国分类标准. 土壤容重、田间持水量、凋萎湿度和饱和导水率等通过 SPAW 模型计算获得. 反照率由于随植被分布、植被生长状况、季节变化和土壤含水量等变化非常复杂, 本文参考文献^[40-42]和再分析资料以及反照率与土壤湿度经验关系进行了设定. 土壤侵蚀因子 K 采用了 Wischmeier 等^[43]给出的方程计算:

$$K_{USLE} = \frac{0.00021 \cdot M^{1.14} \cdot (12 - OM) + 3.25 \cdot (C_{soilstr} - 2) + 2.5 \cdot (C_{perm} - 3)}{100} \quad (9)$$

其中 M 是与粒径相关的百分数:

$$M = (m_{silt} + m_{vfs}) \cdot (100 - m_c) \quad (10)$$

m_{silt} 为 0.002~0.05 mm 粒径的土壤颗粒百分比; m_{vfs} 为 0.05~0.1 mm 粒径的土壤颗粒百分比; m_c 为小于 0.002 mm 粒径的土壤颗粒百分比. OM 为土壤有机质百分含量. 如果观测量为有机碳, 两者之间可以用公式计算:

$$OM = 1.72 \cdot orgC \quad (11)$$

$C_{soilstr}$ 为土壤结构分类代码, 分 4 类. C_{perm} 为土壤渗透性等级代码, 共分为 6 类. $C_{soilstr}$ 和 C_{perm} 的具体分类方法可参考 SWAT 理论手册^[44].

植被属性数据参考了 SWAT 植被数据. 气候统计值采用 1951~2004 年共 54 年的气象观测日值资料

计算, 具体变量和计算方法参考用户手册^[44]. 气象驱动资料为最高最低气温、太阳辐射日总量、风速、相对湿度和降水量, 其中辐射观测资料比较稀少, 缺少观测值的台站或时段按照云量和日照时数经验公式计算, 相对湿度由水汽压转换得到, 其他要素为台站观测数据.

2 模拟检验和对比分析

2.1 研究区域

本文以陕西省为研究区域进行了土壤水分变化的模拟研究. 按照降水量划分, 陕西省跨湿润、半湿润和半干旱三个气候带, 从北到南分布着陕北高原、关中平原和秦巴山地, 具有黄土高原、渭河冲积平原、秦岭、巴山山地, 盆地等多种地形. 这种复杂多样的地形及气候带对检验模型的模拟能力更具有代表性和说服力. 虽然水文模型在选取研究区域时通常按照流域进行选取, 但考虑到本研究区域仍然位于黄河流域内, 合理设置流入、流出点, 并完整包含周边较小流域, 在较大区域进行子流域划分和土壤含水量模拟, 然后在选定的区域内进行土壤含水量变化的分析研究, 则这种区域(非完整流域)选取对土壤湿度变化模拟的影响可以忽略. 另外本文着重研究土壤水分的变化, 非径流产流等, 流域截断产生的误差对研究对象影响较小, 同时行政区域内的土壤水分变化受人类活动影响相对更加一致, 便于分析.

2.2 区域土壤水分的模拟和检验

本文以全国区域的 DEM、土壤分类和土地利用分类数据为输入数据, 手动选定研究区域(包括研究区域及周边较小河流的完整流域), 对其进行河网刻画、水文响应单元和子流域的划分. 河网刻画和水文响应单元划分精度与所给定的用于定义河流源头的流域面积大小有关, 通常面积越小精度越高, 但也应该考虑所选用的 DEM、土壤分类和土地利用分类数据的精度, 以及计算效率和研究对象的特点. 单个子流域内可以包含按照土壤、土地利用等属性划分的多个水文响应单元, 也可按照主要属性设定唯一一响应单元. 本文将研究区域总共划分为 412 个响应单元和子流域, 以 1951~2004 年的气象资料驱动模型, 模拟了 54 年土壤水分变化, 输出了土壤总含水量、各层含水量和土壤蒸发日值等.

为了检验 SWAT 在该区域内土壤水分过程模拟的准确性, 选取研究区域内 1983~2002 年的土壤墒情观测资料进行了检验. 观测站点分布如图 1, 站点主要地理信息和资料时段如表 1.

模拟结果检验采用台站所在子流域土壤含水量模拟值和站点观测值对比检验, 台站土壤墒情观测通常为每月逢 8 日观测, 即 8, 18 和 28 日进行观测, 所以将对应日期的各层土壤含水量模拟值和观测值进行对比分析, 评估 SWAT 模式对区域土壤湿度的模拟能力. 图 2 为绥德 1987~2002 年 418 次 1~10 cm 土层观测值与对应的模拟值变化趋势, 这里观测土壤湿度通过公式(12)转换成毫米水量:

$$mmH_2O = dz_{soil} \cdot \rho_{soil} \cdot w \cdot 10 \quad (12)$$

其中 dz_{soil} 为观测土层的厚度(cm), ρ_{soil} 为土壤容重(g/cm^3), w 为土壤重量百分含水率(%).

为了检验模拟与观测值之间的变化趋势和模拟与观测值数量差异, 我们计算了 pearson 相关系数, 并采用下式计算了均方根误差:

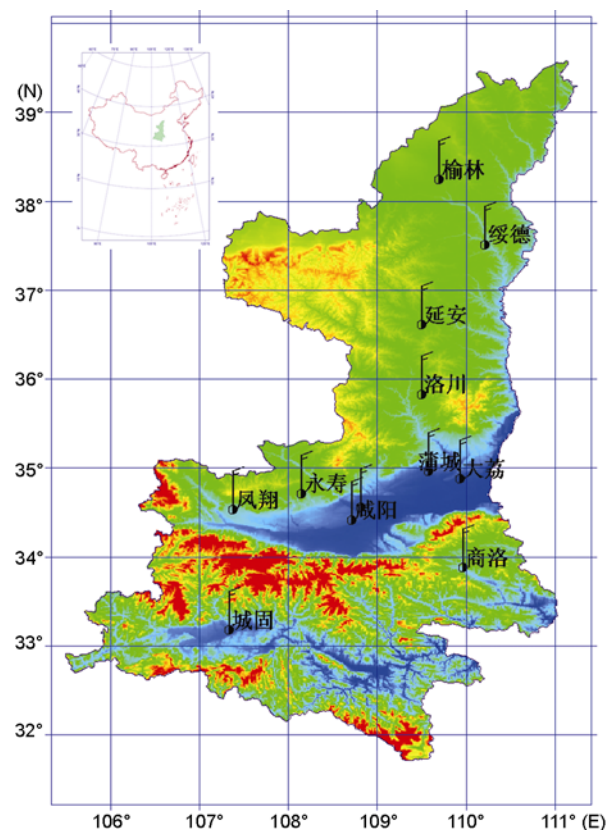


图 1 研究区域及观测站点分布

表 1 观测站点和资料时段信息

站名	纬度(°N)	经度(°E)	海拔(m)	起始年	截止年	缺测年份
榆林	38.233	109.7	1057.5	1987	2002	
绥德	37.5	110.217	929.7	1987	2002	
延安	36.6	109.5	1000.0	1982	2002	
洛川	35.817	109.5	1159.8	1990	2002	1992
蒲城	34.95	109.583	499.9	2001	2002	
凤翔	34.517	107.383	781.8	2001	2002	
永寿	34.7	108.15	994.6	1990	2002	
泾阳	34.55	108.817	427.4	1981	1989	
大荔	34.867	109.933	368.4	1990	2002	
咸阳	34.4	108.717	472.8	1990	2002	
城固	33.167	107.333	487.0	2001	2002	
商洛	33.867	109.967	743.8	2001	2002	

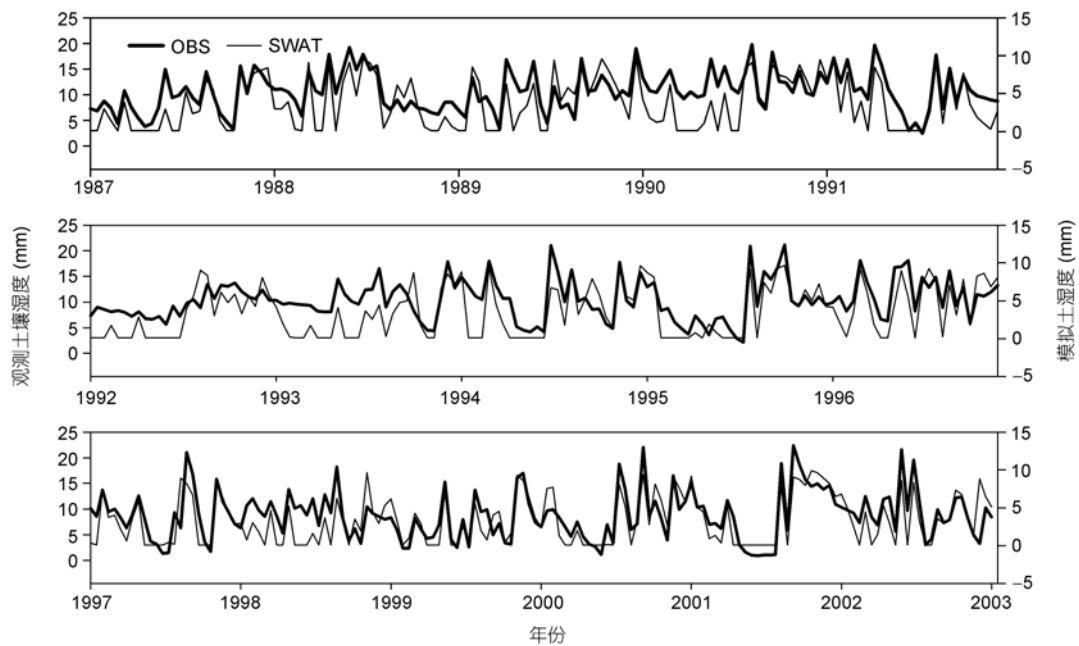


图 2 0~10 cm 土壤湿度观测和模拟值变化趋势对比

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (SWAT_i - Obs_i)^2}{n}}, \quad (13)$$

其中 RMSE 为均方根误差, SWAT 为模拟值, Obs 为观测值, n 为观测次数, 如表 2. 数据的样本数为 417, 置信度为 99.9% 时, 各层模拟值和观测值相关显著, 表明模拟值在统计意义上能够很好的描述土壤湿度观测值的变化趋势. 均方根误差检验表明模拟值与观测值(单位转换为 mm 后)在数量上相差较大, 这种差异的原因较多, 首先观测土壤湿度(重量百分比)和模式模拟土壤土层总含水量概念上有区别, 观测值

是在固定深度取样测定的, 而土壤中水分的时间和空间分布特征比较复杂, 具有非线性分布的特点, 用特定深度的取样观测值表示整层土壤平均的湿度具有不确定性, 另外土壤容重在不同深度上的变化也会引起土壤湿度的计算误差. 模式模拟土壤含水量是通过土壤水通量差计算整个土层的总含水量, 因此在观测土壤湿度与模拟土壤含水量两个不同概念的指标转换中存在不确定的误差. 其次 SWAT 模拟土壤含水量是一个水文响应单元内的面积平均值, 而观测值是单点测定值, 目前还没有十分理想的方法来解决这种不一致性. 此外模式没有考虑灌溉等

人为因素的影响.

模拟土壤含水量为整层土壤的总含水量, 虽然与观测土壤湿度之间通过土壤容重可以转换, 但是考虑到土壤水分在土层内分布的非线性特点和土壤容重在不同深度的变化, 转换时势必引入人为误差, 所以不再进行数量的对比, 只进行变化趋势的比较和波动的相关性检验、分析. 图 3 和 4 为绥德 1987~2002 年 418 次观测和模拟土壤湿度归一化, 去除量纲影响后的变化趋势对比. 由于篇幅所限, 只给出了 0~10、0~100 cm(各层求和)两层. 各个土壤湿度观测站点实际观测土壤湿度与模拟值的 pearson 相关系数如表 3 所示.

为了检验 SWAT 的长期土壤含水量变化模拟能力, 本文对比了观测与模拟土壤湿度月平均值变化趋势. 图 5 为凤翔 2001~2002 两年观测和模拟土壤湿度月平均变化趋势.

表 4 是各土层土壤湿度观测值和模拟月平均值相关系数. 由于观测资料年限较短, 年平均观测值和

年平均模拟值变化趋势检验只有少部分站点可以比较, 在此给出了永寿 1987~2002 年 16 年的变化趋势对比(图 6).

表 5 是各站点不同土层的土壤湿度观测和模拟年平均值的相关系数. 表中榆林、绥德、延安三个站为 20 年资料, 洛川有 12 年, 永寿、大荔、咸阳各有 13 年资料, 泾阳有 7 年资料, 其余的站点仅有两年资料, 相关检验没有意义.

对比分析表明, 研究区域内 12 个站点的观测土壤湿度和模拟值的日值、月平均和年平均值总体上相关显著, 日值两者相关达 99% 信度水平的占 79%, 通过 95% 信度水平的占 83%; 月平均值达到 99% 信度水平的占 63%, 通过 95% 信度水平的占 71%; 年平均值三个观测点有 20 年, 即 20 个样本, 4 个点样本量为 12 或 13, 由于受样本量的影响相关性较低. 相关检验表明, 模拟的土壤湿度较好的描述了不同土壤深度和不同时间尺度的土壤含水量变化趋势, 模拟浅层土壤含水量的波动变化与观测值吻合最好, 深

表 2 土壤湿度观测与模拟值相关系数和均方根误差对比^{a)}

	0~10 cm	10~20 cm	20~30 cm	30~50 cm	50~80 cm	80~100 cm
相关系数	0.740**	0.624**	0.583**	0.516**	0.528**	0.383**
均方根误差	7.030	7.452	5.671	13.702	24.872	18.874

a) **为 0.01 水平相关显著, 下同

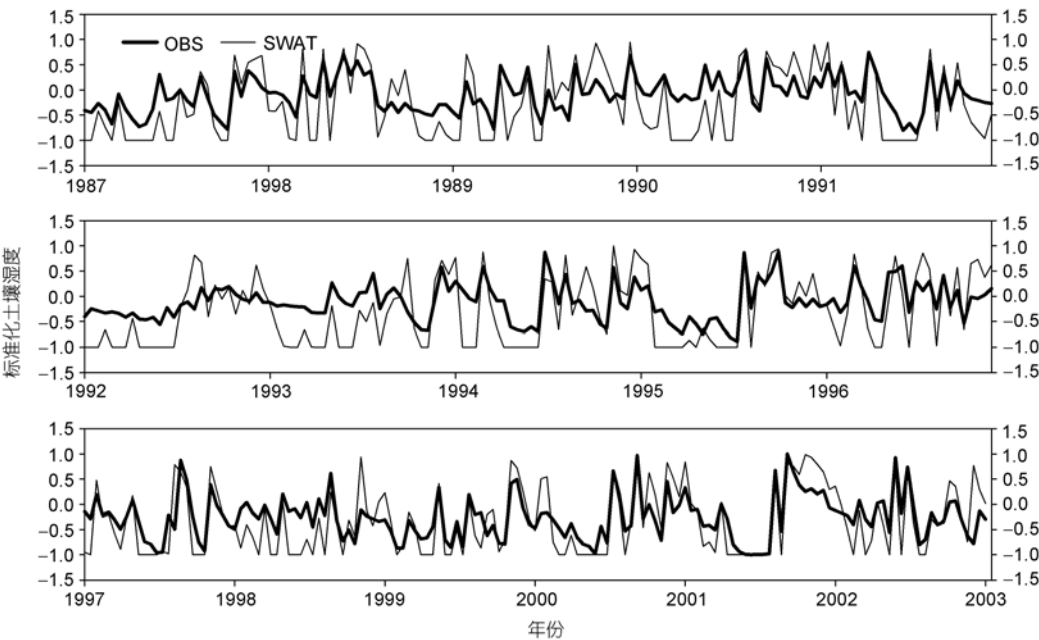


图 3 0~10 cm 观测和模拟土壤湿度变化趋势对比

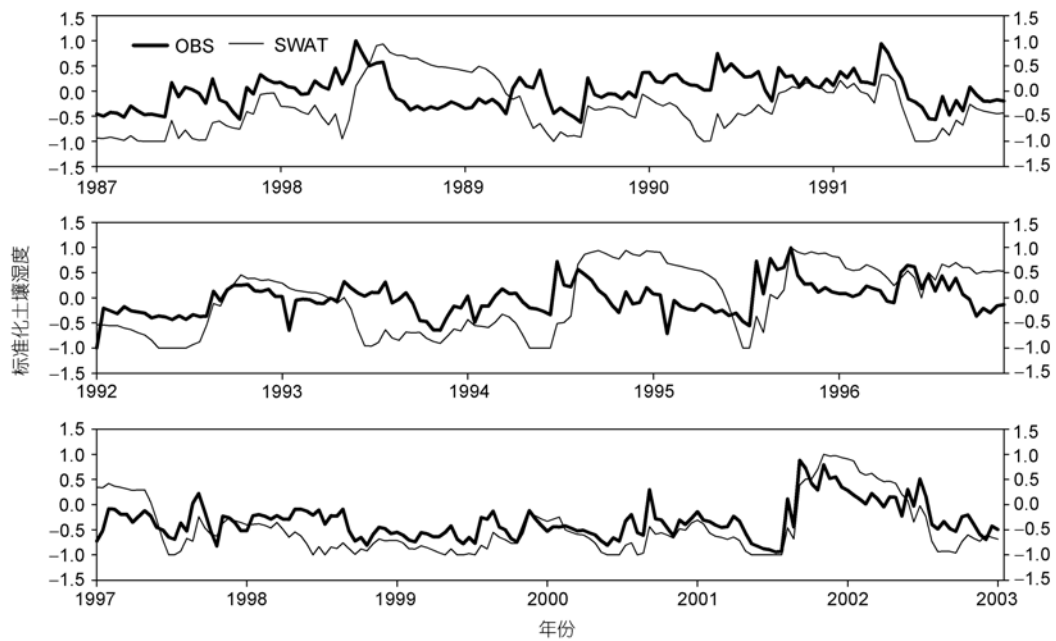


图 4 0~100 cm 观测和模拟土壤湿度变化趋势对比

表 3 各层土壤湿度观测与模拟值相关系数^{a)}

站名	0~10 cm	10~20 cm	20~30 cm	30~50 cm	50~80 cm	80~100 cm	0~100 cm
榆林	0.534**	0.366**	0.229**	0.082	0.005	0.119*	0.164**
绥德	0.740**	0.624**	0.583**	0.516**	0.528**	0.383**	0.546**
延安	0.625**	0.483**	0.367**	0.388**	0.485**	0.482**	0.604**
洛川	0.518**	0.475**	0.377**	0.437**	0.420**	0.455**	0.618**
蒲城	0.357**	0.423**	0.308**	0.398**	0.406**	0.515**	0.383**
凤翔	0.511**	0.646**	0.699**	0.708**	0.661**	0.567**	0.791**
永寿	0.150**	0.108*	0.088	0.059	0.017	-0.041	0.027
泾阳	0.520**	0.471**	0.454**	0.446**	0.579**	0.570**	0.623**
大荔	0.308**	0.291**	0.237**	0.134**	NaN	NaN	0.382**
咸阳	0.670**	0.449**	0.410**	0.380**	0.538**	0.504**	0.648**
城固	0.730**	0.638**	0.519**	0.526**	NaN	NaN	0.444**
商洛	0.655**	0.454**	0.492**	0.316**	NaN	NaN	0.250*

a) NaN 为缺少观测值。由于观测资料时段长短不同所以相同的相关系数意义略有不同, *表示 0.05 水平相关。下同

表 4 各层观测和模拟土壤湿度月平均值相关系数

站名	0~10 cm	10~20 cm	20~30 cm	30~50 cm	50~80 cm	80~100 cm	0~100 cm
榆林	0.499**	0.343**	0.241*	0.049	-0.011	0.072	0.118
绥德	0.664**	0.550**	0.521**	0.451**	0.523**	0.394**	0.528**
延安	0.586**	0.439**	0.338**	0.401**	0.514**	0.509**	0.621**
洛川	0.478**	0.417**	0.338**	0.448**	0.449**	0.492**	0.598**
蒲城	0.179	0.370	0.170	0.441*	0.409*	0.513**	0.369
凤翔	0.575**	0.687**	0.777**	0.802**	0.715**	0.580**	0.823**
永寿	0.211*	0.147	0.114	0.094	0.076	-0.068	0.062
泾阳	0.483**	0.424**	0.480**	0.447**	0.597**	0.583**	0.618**
大荔	0.192	0.242*	0.223*	0.144	NaN	NaN	0.396**
咸阳	0.586**	0.393**	0.413**	0.397**	0.566**	0.549**	0.658**
城固	0.829**	0.688**	0.534**	0.582**	NaN	NaN	0.497**
商洛	0.698**	0.459*	0.503**	0.359	NaN	NaN	0.218

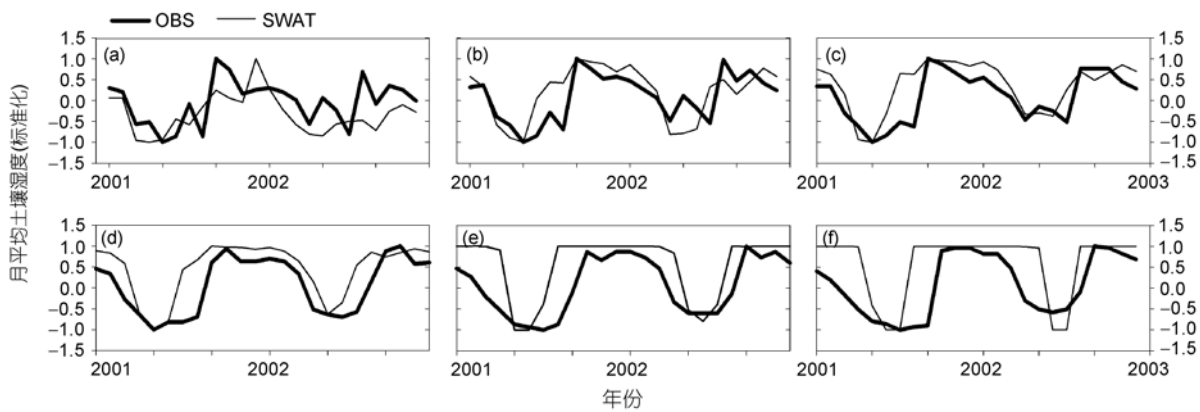


图 5 观测和模拟土壤湿度月平均值变化趋势对比

(a)~(f)分别为 1~10, 10~20, 20~30, 30~50, 50~80, 80~100 cm 层土壤湿度观测值和模拟值月平均变化趋势

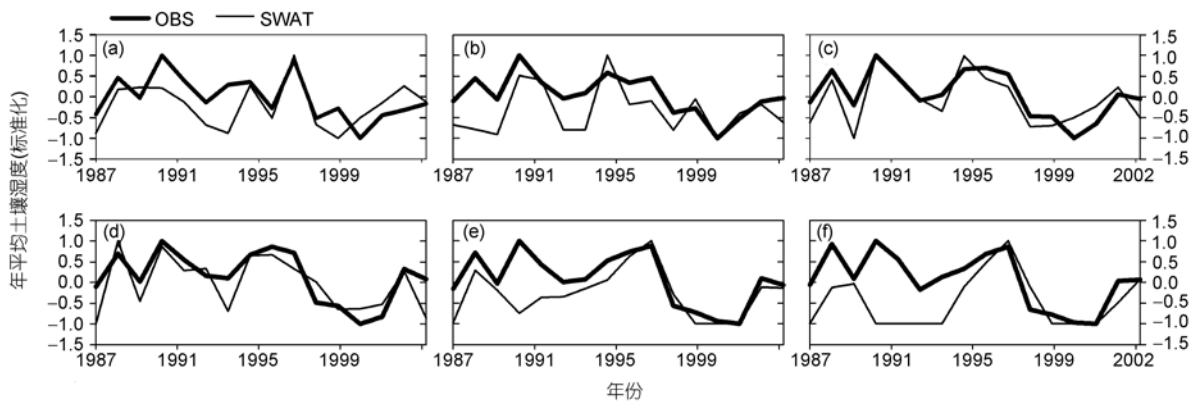


图 6 各层土壤湿度观测和模拟年平均值变化趋势对比

(a)~(f)分别为 1~10, 10~20, 20~30, 30~50, 50~80, 80~100 cm 层土壤湿度观测值和模拟值年平均变化趋势

表 5 各层观测和模拟土壤湿度年平均值相关系数

站名	0~10 cm	10~20 cm	20~30 cm	30~50 cm	50~80 cm	80~100 cm	0~100 cm
榆林	0.600**	0.316	0.144	0.237	0.136	0.316	0.323
绥德	0.601**	0.637**	0.822**	0.754**	0.698**	0.453	0.701**
延安	0.581**	0.611**	0.563**	0.581**	0.556**	0.511*	0.630**
洛川	0.283	0.171	0.081	0.170	0.152	0.199	0.234
永寿	-0.072	-0.092	-0.202	-0.116	0.046	-0.043	-0.053
泾阳	0.758*	0.614	0.553	0.413	0.814**	0.772*	0.796*
大荔	0.617*	0.498	0.613*	0.193	NaN	NaN	0.434
咸阳	0.568*	0.684**	0.463	0.171	0.353	0.233	0.536*

层模拟值对土壤水分的微小波动没有能够细致刻画, 仅反映了实际观测到的土壤湿度总体变化趋势. 模拟值对观测值的日变化趋势描述要好于月平均和年平均值的趋势, 这也和资料时段较短有关.

SWAT 模拟土壤含水量在数量上与实际观测值仍然有一定的差距, 这与观测值在进行单位转换过程中对土壤水分和土壤容重在不同深度的分布简单线性化处理有关, 同时模型的参数校正和物理过程描述

等还需进一步完善.

2.3 模拟土壤湿度与再分析土壤湿度数据的对比分析

目前国际上普遍采用 NCEP(National Centers for Environmental Prediction)和 ERA40(European Centre for Medium-Range Weather Forecast (ECMWF) Reanalysis)数据进行气候变化研究, 过去人们更多的对大气数据进行检验和分析, 很少对其再分析的土壤湿度数据进行检验, 这里通过观测土壤湿度数据、SWAT 模式模拟的土壤湿度、NCEP 土壤湿度数据和 ERA40 的土壤湿度数据进行对比验证, 检验 NCEP, ERA40 和 SWAT 模式对土壤水文过程的描述能力. 选择观测资料较完整的秦岭以北地区的 6 个气象观测台站所在区域为对比区域, 分别与对应的 SWAT 水文研究单元、NCEP 和 ERA40 格点土壤湿度进行了对比(由 NOAA 和 ECMWF 的网站下载 <http://www.cdc.noaa.gov>; <http://data.ecmwf.int>). 其中 SWAT 选取了 6 个台站所在的水文研究单元模拟值, NCEP 选择了覆盖观测台站的 3 个经纬度为 $1.78^{\circ} \times 1.78^{\circ}$ 的格点, ERA40 选择了对应区域的 2 个 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ 的格点, 按照站点和格点平均, 然后分别与观测日期相对应的土壤湿度日值和月平均及年平均土壤湿度进行相关性对比分析. 由于篇幅所限, 只给出了月平均和年平均的对比图(图 7), 其中土壤含水量观测值、模拟值和再分析值都进行了归一化处理, 避免单位转换引入

误差, 尽可能的保留了变化趋势的真实性. 表 6 是 SWAT 模拟值、NCEP 和 ERA40 再分析资料与观测值相关系数.

曲线变化趋势和相关系数对比结果表明, SWAT 较 NCEP 和 ERA40 对土壤湿度日变化, 月和年际变化趋势的描述与实际观测值相关性更高, 波动趋势也更一致. 观测值、SWAT, NCEP 和 ERA40 其 1990~2002 年线性趋势系数分别为 -0.1106 , -0.0591 , -0.0560 , -0.0181 , 虽然 3 个模拟趋势都与观测土壤湿度变化趋势一致下降, 但 SWAT 更接近观测趋势, ERA40 在该时期内的下降趋势最弱. 年际波动的幅度来看, 1990~1993 年观测值变化较小, 1993~1998 年波动明显加剧, 1998 年后变化又减弱, SWAT 基本上再现了振幅变化的 3 个不同强弱时期, NCEP 在该时段内变化都比较强烈, 没有明显的强弱变化, ERA40 总体上呈现出了 3 个不同强度变化的特点, 但与 SWAT 相比要弱很多, 而且 ERA40 的变化幅度明显偏小.

SWAT 模拟土壤含水量与观测土壤湿度的相关

表 6 SWAT, NCEP, ERA40 与观测值相关系数^{a)}

	SWAT	NCEP	ERA40
日	0.673**	0.343**	0.565**
月平均	0.648**	0.296**	0.512**
年平均	0.754**	0.434	0.631*

a) 样本量分别为: 日, 351; 月平均, 117, 114(ERA40); 年平均, 13, 12(ERA40). ERA40 资料截止于 2002-08-31

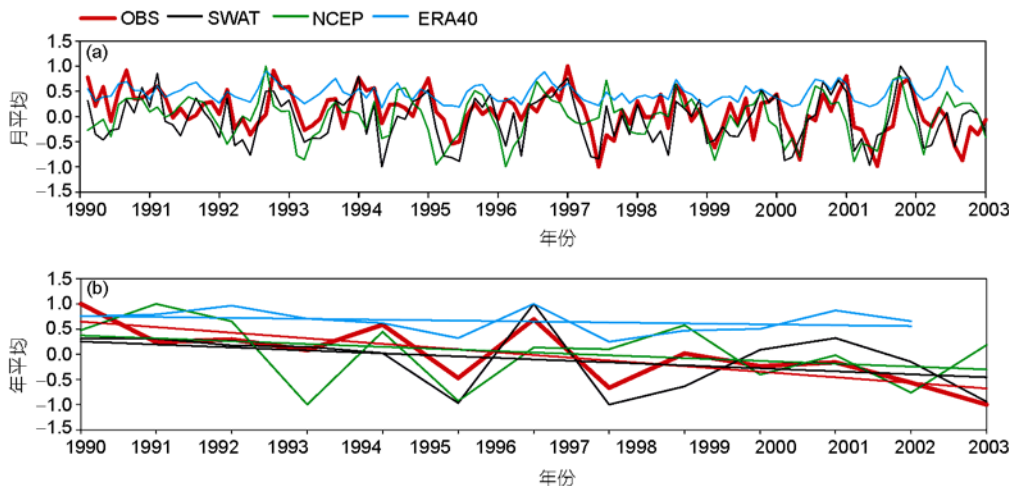


图 7 SWAT, NCEP, ERA40 与观测值变化趋势对比
(a) 为月平均值变化; (b) 为年平均值变化和线性变化趋势

检验以及与再分析资料的对比分析表明, SWAT 能够较好的描述土壤含水量长期变化趋势, 同时能够表达不同时间尺度的土壤含水量变化信息. 相对于 NCEP、ERA40 再分析资料还具有空间分辨率高的优势, 更适合研究较小区域土壤湿度的变化规律及其与区域气候变化的关系. 尽管土壤含水量模拟结果在数量上仍然存在一定的偏差, 但对于研究土壤湿度年际变化趋势, SWAT 仍然是一个较好的方法和工具.

3 区域土壤湿度的趋势分析

SWAT 模拟检验和与再分析资料的对比分析结果可以看出, SWAT 对土壤湿度的变化趋势有较好的模拟能力. 因此, 采用 SWAT 模拟的土壤湿度对研究区域内土壤的干湿变化进行分析. SWAT 模拟 1951~2004 年不同深度土壤含水量变化, 54 年平均各层土壤含水量的空间分布如图 8 所示. 图 8(a)~(g)分别为 0~1, 1~10, 10~20, 20~30, 30~50, 50~80, 80~100 cm 土层的含水量, (h)和(i)分别为 0~100 cm 和整层土壤(0~2500 cm)的总含水量. 54 年各层土壤含水量空间分布总体上表现为陕西北部长城一线及以北地区, 与毛乌素沙漠接连的地区土壤含水量较以南地区明显偏低. 区域内主要的河流流域土壤含水量普遍较高, 如洛河、泾河、渭河及汉水流域等. 浅层土壤含水量空间分布表现为洛河源头的白于山、秦岭、大巴山等含水量较高, 甚至高于关中平原和汉水谷地. 这与陕西地区的地形、降水和生态环境都有关系. 例如, 秦岭是南北气候和水系的分界线, 是陕南和关中重要的水源地, 人类活动影响较小, 植被覆盖比例大, 地形性降水特点明显, 如著名的“巴山夜雨”现象等. 深层土壤含水量在洛河、泾河、渭河及汉水流域覆盖区水量相对丰沛.

图 9 是 SWAT 模拟土壤湿度区域平均值 54 年内的变化趋势, 其中图 9(a)~(h)分别为 1~10, 10~20, 20~30, 30~50, 50~80, 80~100, 0~100 cm 和整层土壤(0~2500 cm)54 年的含水量变化趋势. 线性回归分析结果, 1~10, 10~20, 20~30, 30~50, 50~80, 80~100 cm 6 层土壤中含水量线性变化斜率分别为: 秦岭以北地区, -0.006, -0.064, -0.071, -0.176, -0.353, -0.310; 秦岭以南地区, -0.005, -0.054, -0.050, -0.085, -0.100, -0.062. 负斜率表明各层土壤呈干化趋势, 斜率变化表明, 由浅层向深层干化趋势增强, 土壤含水量下降

趋势加强, 并且秦岭以北地区干化趋势比以南地区明显. 同样观测资料也证明了该时期土壤湿度呈下降趋势(图 10). 图 10 为观测资料完整的 8 个观测站点, 1990~2002 年的 0~100 cm 深度平均土壤湿度变化趋势, 其线性变化的斜率为-0.100, 土壤湿度呈干化趋势. 模拟土壤含水量从浅层到深层总体上呈下降趋势, 深层较表层土壤湿度下降趋势更明显, 其中 1990~2002 年 0~100 cm 平均模拟土壤含水量与平均观测土壤湿度具有很好的趋势相关性, 相关系数为 0.83. 图 11 和 12 分别为 1951~2004 年陕西省秦岭以北和以南地区日平均降水量和日平均气温的变化趋势. 降水呈下降趋势, 秦岭南北线性斜率为-0.024 和 -0.035, 特别在 20 世纪 70 年代末 80 年代初有一次明显的下降. 气温也呈现出缓慢升高的趋势, 秦岭南北线性变化斜率为 0.007 和 0.02. 在秦岭以南地区日平均气温在 20 世纪 80 年代以前呈下降趋势, 但整个区域来看气温仍然呈上升趋势, 特别 80 年代开始该地区升温加速. 对应于降水下降和气温升高的变化趋势, 土壤含水量呈现出下降趋势, 特别在较深层表现更加明显.

为了描述土壤含水量变化趋势在空间上的分布, 本文采用了趋势系数来判断 412 个水文研究单元土壤含水量 54 年变化过程中的上升或者下降趋势. 趋势系数为每个水文研究单元内土壤含水量年平均值 $\{SW_{HRU,i}\}$ ($HRU=1, 2, \dots, 412; i=1, 2, \dots, 54$) 的时间序列与自然数列 $\{1, 2, 3, \dots, 54\}$ 之间的相关系数, 如式(14)示:

$$R_{HRU} = \frac{\sum_{i=1}^n (SW_{HRU,i} - \overline{SW_{HRU}})(i - \bar{t})}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (SW_{HRU,i} - \overline{SW_{HRU}})^2 \sum_{i=1}^n (i - \bar{t})^2}}, \quad (14)$$

式中 $\overline{SW_{HRU}}$ 为每个 HRU 中模拟土壤含水量 54 年的平均值; $\bar{t}$ 为自然数序列的均值; n 为时间序列 $SW_{HRU,i}$ 的长度, 在此 $n=54$. 如果 $R_{HRU}>0$, 表示土壤含水量时间序列 54 年的变化呈增加趋势; 如果 $R_{HRU}<0$ 则呈减少趋势. 图 13 为 1~10, 30~50, 50~80, 80~100 cm 土层的 412 个水文研究单元的土层含水量变化趋势系数空间分布.

从各层土壤含水量变化趋势空间分布可以看出, 在整个区域内表层(1~10 cm)土壤含水量呈微弱的减

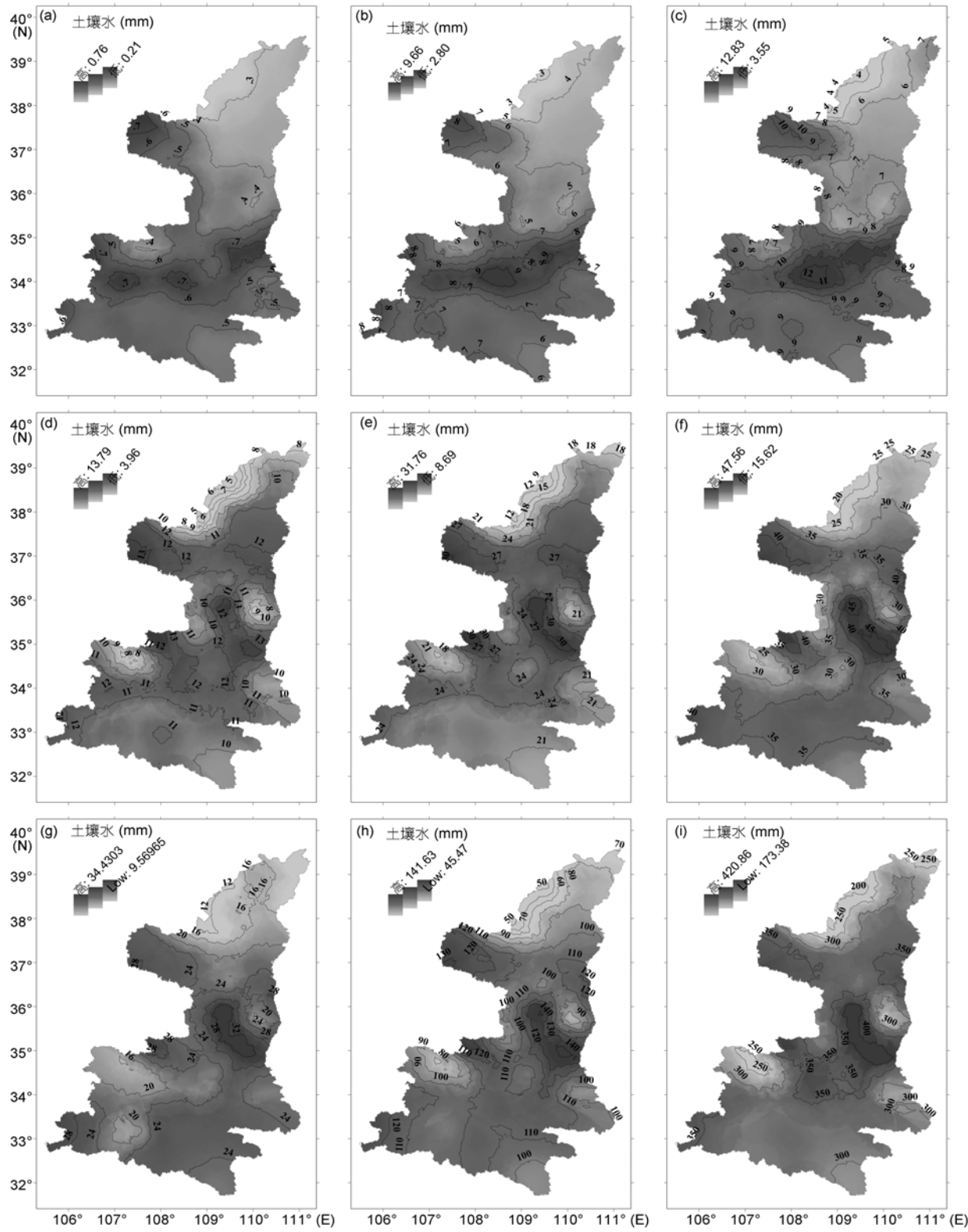


图 8 不同深度 54 年平均土壤含水量空间分布

(a)~(f)分别为 1~10, 10~20, 20~30, 30~50, 50~80, 80~100 cm 层的含水量, (h)和(i)分别为 0~100 cm 和整层土壤(0~2500 cm)的总含水量

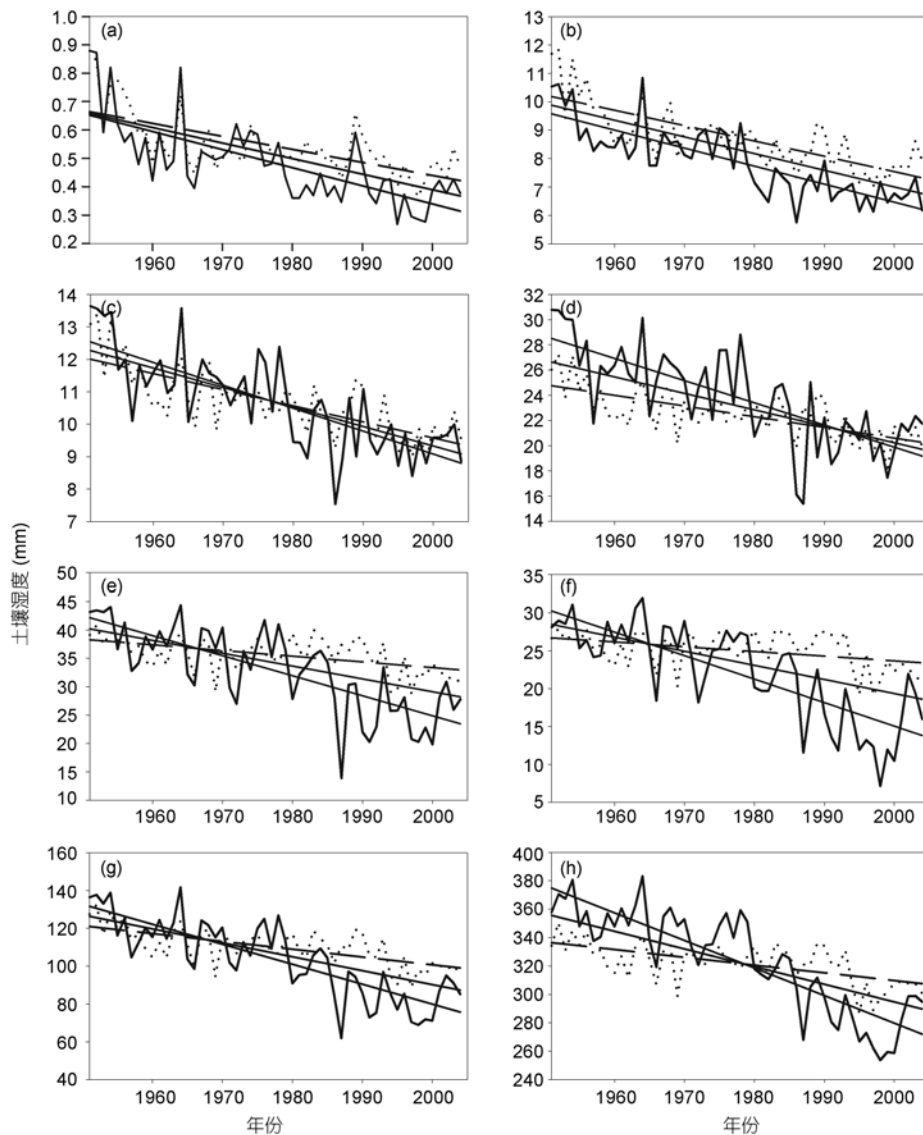


图 9 秦岭南北各层土壤含水量 54 年变化趋势

(a)~(h)分别为 1~10, 10~20, 20~30, 30~50, 50~80, 80~100, 0~100 cm 和整层土壤(0~2500 cm)54 年的含水量变化趋势. 数据线条中, 点线为秦岭以南, 实线为秦岭以北, 下同

少趋势, 趋势系数除北部小范围外, 基本都在 0.1 以下, 在陕北长城一线减少趋势最为显著; 30~50 cm 土层陕西北部地区趋势系数基本在 0.2~0.5 之间, 表明该层土壤含水量 54 年的变化趋势呈较为明显的下降趋势, 而中南部地区的土壤含水量下降趋势与表层(1~10 cm)相比干化趋势更加明显; 50~80 cm 土层, 陕西中北部地区趋势系数基本在 0.2~0.6 之间; 80~100 cm 土层中北部地区趋势系数在 0.2~0.7 之间. 趋势系数的空间分布表明, 表层土壤干旱化趋势在北部边

缘地区最明显, 其他大部分地区趋势不明显. 随着土壤深度的增加土壤干旱化趋势加剧, 区域扩大. 在北方主要河流流域, 深层(如 80~100 cm)土壤也呈现明显的干旱化趋势. 秦岭以南地区各层土壤虽呈干旱化趋势, 但趋势相对于北方地区则较弱, 并且随深度的增加趋势系数的变化也不明显. 秦岭以北地区深层土壤呈现显著干化趋势的原因是否与降水量下降导致河流流量减少, 甚至断流, 以及地下水位不断下降, 使得深层土壤含水量的补给减少, 而深层土壤水

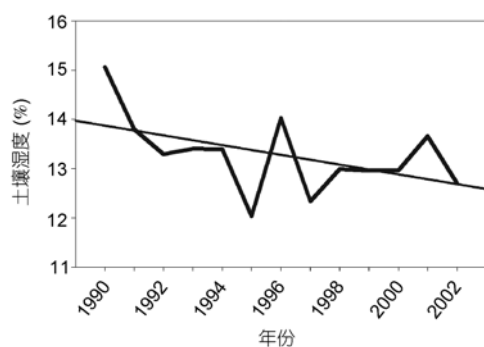


图 10 1990~2002 观测土壤湿度平均值变化趋势

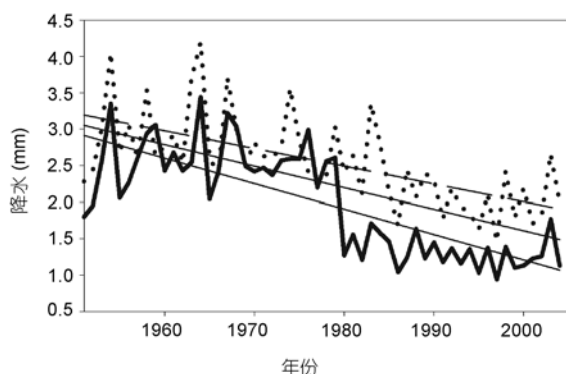


图 11 秦岭南北 54 年平均降水量变化趋势

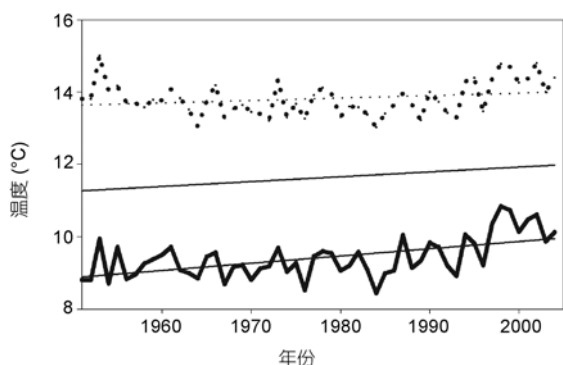


图 12 秦岭南北 54 年平均气温变化趋势

向表层转移不断加强等原因有关, 需要进一步研究各流域流量的年际变化等过程才能了解引起土壤含水量减少的真正原因和机制. 秦岭以南地区土壤干化趋势相对较弱, 这与该地区降水量的减少和温度升高较秦岭以北地区偏弱有直接联系.

4 讨论和结语

本文基于 DEM 数据和土壤、植被属性和实测气

象驱动数据, 利用 SWAT 模型模拟了陕西省 1951~2004 年的土壤含水量, 模拟结果与观测土壤湿度进行了相关检验, 并与 NCEP 和 ERA40 再分析土壤湿度进行了对比分析, 结果表明: 模拟的土壤含水量在长期变化趋势上能够较好的描述区域内土壤湿度的时空变化趋势和分布特点, 但在数值上由于采用了表达土壤湿度的不同概念, 而通过土壤容重进行转换比较时存在一定的误差, 所以相差较大. SWAT 模式在该区域内模拟的土壤湿度较 NCEP 和 ERA40 的土壤湿度无论是与观测值的变化趋势相关性, 还是多年的线性变化趋势都优于后两者. 在土壤含水量的年际变化幅度方面, SWAT 也比再分析资料更好的再现了观测数据变化幅度的强弱变化特点和变化时段.

1951~2004 年陕西省土壤含水量 SWAT 的模拟结果分析表明: 在空间分布上, 浅层土壤含水量在白于山、秦岭和大巴山等地区表现为高值区, 深层在洛河、泾河和渭河流域相对更加充足. 54 年的变化趋势从浅层到深层土壤含水量均呈现下降趋势, 特别是在 80 年代, 降水显著减少和气温升高加剧后, 深层土壤含水量呈更加明显的下降趋势, 同时土壤含水量下降的趋势在秦岭以北地区比以南地区更加显著. SWAT 模拟土壤含水量的变化总体上响应了降水量减少和气温升高的气候变化特点, 在空间分布和时间序列上描述了气候变化对土壤含水量变化的影响, 揭示了在气候变干变暖背景下土壤的干化趋势.

水文模型在研究区域的选取上通常以流域为对象, 本文由于资料等原因的限制, 选取了陕西省作为研究区域, 边界截断流域对径流量的模拟会带来误差, 虽然本文主要关注区域内土壤含水量的变化, 相对而言影响较小, 但具体影响还需要更多的工作加以探讨. SWAT 虽然可以描述灌溉等人类活动对土壤含水量变化的影响, 限于这类资料的稀缺, 文中未考虑人类活动的影响. 另外, SWAT 模拟土壤含水量与观测值对比在数量上偏差较大, 这与模型中参数的率定等诸多因素有关, 在较广的流域内合理率定参数还需要更多的试验和观测研究. 水文模型与气候系统模型存在不同网格方式的难题, 所以水文模型与气候系统模型耦合, 研究大区域及全球范围内的水文循环与气候变化的相互作用是一个值得进一步深入研究的方向.

总之, SWAT 能够模拟不同深度土壤含水量的变

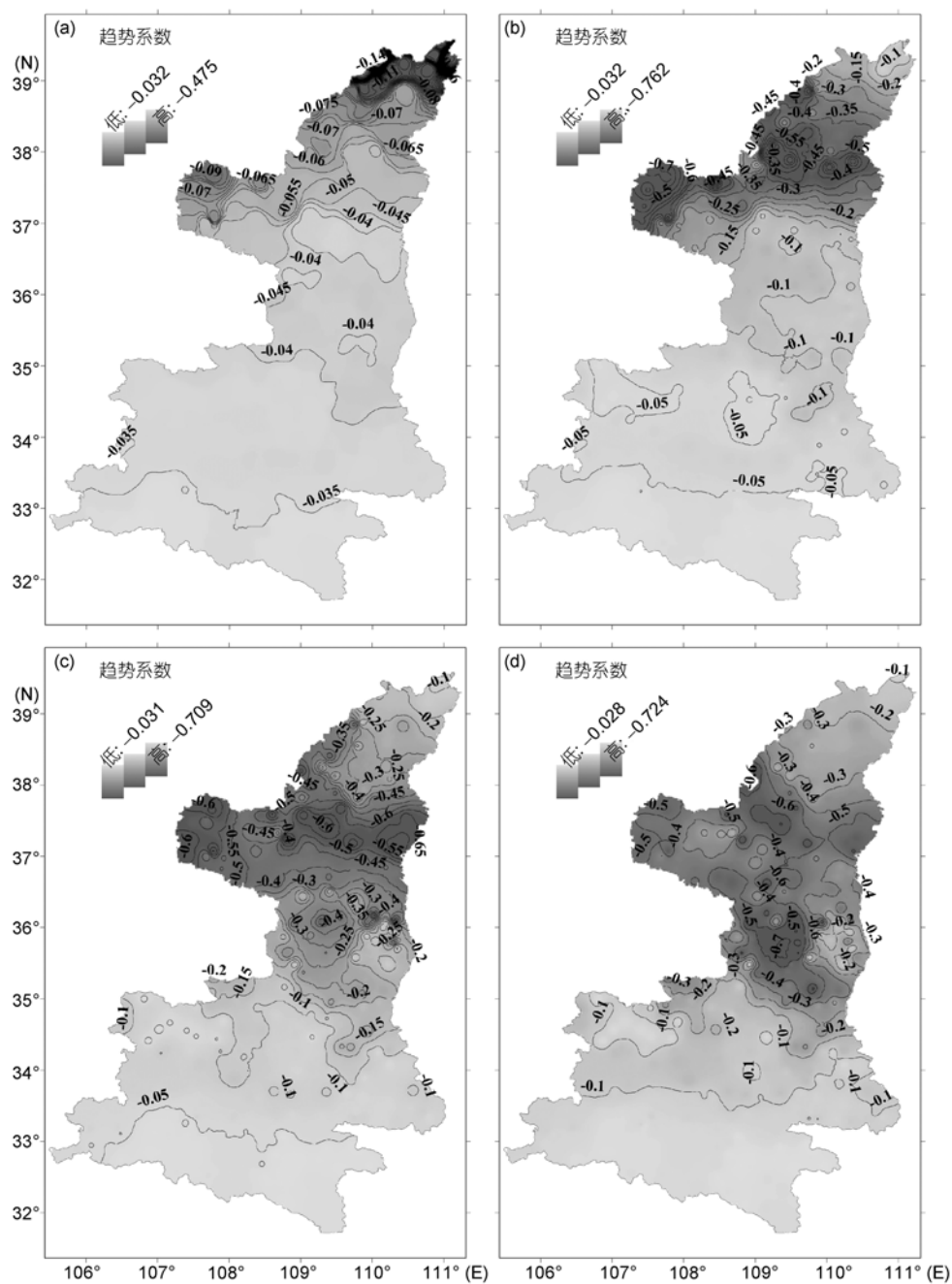


图 13 土壤含水量变化趋势
(a)~(d)分别为 1~10, 30~50, 50~80, 80~100 cm 土层

化趋势, 特别对浅层土壤含水量的变化, 描述更准确和细致. 在空间分布上, 能够模拟不同深度的土壤含水量分布特点; 在时间上, 能够描述区域内平均土壤

含水量增减变化趋势, 再现土壤含水量对降水、气温等气候要素变化的响应, 是流域尺度研究土壤水文过程的一个较为理想的工具和方法.

致谢 感谢审稿专家提出的宝贵意见.

参考文献

- 1 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: 563—568
- 2 孙菽芬. 陆面过程的物理、生化机理和参数化模型. 北京: 气象出版社, 2005. 124
- 3 Kalnay E, Kanamitsu M, Kistler R, et al. The Ncep/Ncar 40-year reanalysis project. Bull Amer Meteorol Soc, 1996, 77: 437—471
- 4 Uppala S M, Kållberg P W, Simmons A J. The Era-40 re-analysis. Quart J R Meteorol Soc, 2005, 131: 2961—3012
- 5 Vinnikov K Y, Robock A, Speranskaya N A. Scales of temporal and spatial variability of midlatitude soil moisture. J Geophys Res, 1996, 101(D3): 7163—7174
- 6 Li H B, Robock A, Liu S X, et al. Evaluation of reanalysis soil moisture simulations using updated Chinese soil moisture observations. J Hydrometeorol, 2005, 6: 180—193
- 7 马柱国, 符淙斌. 中国干旱和半干旱带的 10 年际演变特征. 地球物理学报, 2005, 48: 519—525
- 8 左志燕. 我国东部土壤湿度异常对东亚夏季风的影响. 博士学位论文. 北京: 中国科学院研究生院, 2007. 37—50
- 9 张文君. 中国土壤湿度分布和变化的观测与模拟. 硕士学位论文. 北京: 中国科学院研究生院, 2006. 54—61
- 10 Abbott M B, Bathurs J C, Cunge J A, et al. An introduction to the European hydrological system——System Hydrological European, “SHE”, I: History and philocally-based distributed modelling system. J Hydrol, 1986, 87: 45—59
- 11 Sugawara M. Tank model. In: Singh V P, ed. Computer Models of Watersheld Hydrology. Littleton, Colo: Water Resource Publications, 1995
- 12 Beven K J, Lamb R, Romannowicz P, et al. Chapter 18: Topmodel. In: Singh V P, ed. Computer Models of Watersheld Hydrology. Littleton, Colo: Water Resources Publication, 1995
- 13 Bosch D D, Sheridan J M, Batten H L, et al. Evaluation of the Swat model on a coastal plain agricultural watershed. Trans Am Soc Agr Eng, 2004, 47: 1493—1506
- 14 Zhao R J, Liu X R. Chapter 7: The Xin'anjiang Model. In: Singh V P, ed. Computer Models of Watersheld Hydrology. Littleton, Colo: Water Resources Publications, 1995
- 15 Jia Y W, Ni G H, Kawahara Y, et al. Development of wep model and its application to an urban watershed. Hydrol Process, 2001, 15: 2175—2194.
- 16 王磊, 王忠静, 尹航, 等. GBHM 模型原理及其在中尺度流域的应用. 冰川冻土, 2006, 28: 256—261
- 17 Dickinson R E, Hendersonsellers A, Rosenzweig C, et al. Evapotranspiration models with canopy resistance for use in climate models—A review. Agric For Meteorol, 1991, 54: 373—388
- 18 Sellers P J, Mintz Y, Sud Y C. The Design of a simple biosphere model (Sib) for use within general circulation models. J Atmos Sci, 1986, 43: 505—531
- 19 Sellers P J, Randall D A, Collatz G J, et al. A revised land surface parameterization (SiB2) for atmospheric GCMs. 1. Model formulation. J Clim, 1996, 9: 676—705
- 20 Sellers P J, Los S O, Tucker C J, et al. A revised land surface parameterization (SiB2) for atmospheric GCMs. 2. The generation of global fields of terrestrial biophysical parameters from satellite data. J Clim, 1996, 9: 706—737
- 21 Bonan G B. Comparison of 2 land-surface process models using prescribed forcings. J Geophys Res-Atmos, 1994, 99(D12): 25803—25818
- 22 Ji J J. A climate-vegetation interaction model: Simulating physical and biological processes at the surface. J Biogeogr, 1995, 22: 445—451
- 23 Stamm J F, Wood E F, Lettenmaier D P. Sensitivity of a Gcm simulation of global climate to the representation of land-surface hydrology. J Clim, 1994, 7: 1218—1239
- 24 Dickinson R E, Oleson K W, Bonan G, et al. The community land model and its climate statistics as a component of the community climate system model. J Clim, 2006, 19: 2302—2324
- 25 Niu G Y, Yang Z L, Dickinson R E, et al. A simple topmodel-based runoff parameterization (SIMTOP) for use in global climate models. J Geophys Res-Atmos, 2005, 110(D21), doi: 10.1029/2005jd006111
- 26 Manabe S. Climate and the ocean circulation 1: The atmospheric circulation and the hydrology of the earth surface. Month Weath Rev, 1969, 97: 739—774
- 27 Yeh T C, Wetherld R T, Manabe S. The effect of soil moisture on the short-term climate and hydrology change—A numerical experiment. Month Weath Rev, 1984, 11: 474—490
- 28 王万秋. 土壤温湿异常对短期气候影响的数值模拟试验. 大气科学, 1991, 15: 115—123
- 29 戴永久. 陆面过程模式及其与大气环流模式的耦合模拟研究. 博士学位论文. 北京: 中国科学院研究生院, 1995
- 30 Xie Z H, Yuan F, Duan Q Y. Regional parameter estimation of the VIC land surface model: Methodology and application to river basins in China. J Hydrometeorol, 2007, 8: 447—468

- 31 Arnold J G, Fohrer N. Swat2000: Current capabilities and research opportunities in applied watershed modelling. *Hydrol Process*, 2005, 19: 563—572
- 32 Arnold J G, Srinivasan R, Muttiah R S, et al. Large area hydrologic modeling and assessment—Part 1: Model development. *J Am Water Resour As*, 1998, 34: 73—89
- 33 King K W, Arnold J G, Bingner R L. Comparison of green-ampt and curve number methods on Goodwin creek watershed using SWAT. *Trans ASAE*, 1999, 42: 919—925
- 34 Srinivasan R, Ramanarayanan T S, Arnold J G, et al. Large area hydrologic modeling and assessment—Part II: Model application. *J Am Water Resour As*, 1998, 34: 91—101
- 35 Arnold J G, Williams J R. Validation of SWRRB—Simulator of waters in rural basins. *J Water Res Planning Manage-ASCE*, 1987, 113: 243—246
- 36 Knisel W G, Moffitt D C, Dumper T A. Representing seasonally frozen soil with the creams model. *Trans ASAE*, 1985, 28: 1487—1493
- 37 Leonard R A, Knisel W G, Still D A. Gleams: Groundwater loading effects of agricultural management systems. *Trans Amer Soc Agri Engrs*, 1987, 30: 1403—1418
- 38 Izaurrealde R C, Williams J R, McGill W B, et al. Simulating soil C dynamics with epic: Model description and testing against long-term data. *Ecol Model*, 2006, 192: 362—384
- 39 Neitsch S L, Arnold J G, Kiniry J R, et al. Swat2005 Theoretical Documentation Version 2005. 2005
- 40 Geleyn J F, Preub H J. A new data set of satellite-derived surface albedo values for operational use at ECMWF. *Arch Met Geoph Biocl Ser A*, 1983, 32: 353—359
- 41 张琼, 钱永甫. 用 NECP/NCAR 再分析辐射资料估算月平均地表反照率. *地理学报*, 1999, 54: 309—317
- 42 Govaerts Y M, Lattanzio A, Taberner M, et al. Generating global surface albedo products from multiple geostationary satellites. *Remote Sens Environ*, 2008, 112: 2804—2816
- 43 Wischmeier W H, Johnson C B, Cross B V. A soil erodibility nomograph for farmland and construction sites. *J Soil Water Conserv*, 1971, 26: 189—193
- 44 Neitsch S L, Arnold J G, Kiniry J R, et al. Soil and Water Assessment Tool User's Manual, Version 2000. 125—136, 232—235