

吴龙刚, 王爱慧, 盛炎平. 2014. 土壤质地对中国区域陆面过程模拟的影响 [J]. 气候与环境研究, 19 (5): 559–571, doi: 10.3878/j.issn.1006-9585.2013.13055. Wu Longgang, Wang Aihui, Sheng Yanping. 2014. Impact of soil texture on the simulation of land surface processes in China [J]. Climatic and Environmental Research (in Chinese), 19 (5): 559–571.

土壤质地对中国区域陆面过程模拟的影响

吴龙刚^{1,2} 王爱慧² 盛炎平¹

¹ 北京信息科技大学理学院, 北京 100192

² 中国科学院大气物理研究所竺可桢—南森国际研究中心, 北京 100029

摘 要 利用陆面过程模式 (CLM3.5) 和中国区域两种土壤质地数据 (分别来自第二次中国土壤调查 SNSS 和联合国粮食农业组织 FAO), 研究了土壤质地变化对于模式模拟的陆表水热变量的影响。结果显示, 土壤质地对土壤水文学变量的影响远大于对土壤热力学变量的影响, 尤其是对于饱和土壤含水量和饱和水力传导率的影响。对于模式的输出, 土壤质地影响比较明显的有土壤湿度、总径流和土壤渗透等水文学变量以及地表潜热、地表感热和土壤热通量等热力学变量, 而影响相对较小的有地面吸收的太阳辐射和地表反照率。同时, 发现基于 SNSS 模拟的土壤湿度与站点观测值更加接近。因此, 本研究认为基于 SNSS 土壤质地数据可以有效地改进模式模拟结果, 建议以后在陆面模式试验中尽可能使用以观测为基础的 SNSS 土壤质地数据。

关键词 土壤质地 通用陆面模式 土壤水文学变量 土壤热力学变量 土壤湿度

文章编号 1006-9585 (2014) 05-0559-13

中图分类号 P461.4

文献标识码 A

doi:10.3878/j.issn.1006-9585.2013.13055

Impact of Soil Texture on the Simulation of Land Surface Processes in China

WU Longgang^{1,2}, WANG Aihui², and SHENG Yanping¹

¹ School of Sciences, Beijing Information Science and Technology University, Beijing 100192

² Nansen-Zhu International Research Center, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029

Abstract On the basis of Community Land Model version 3.5 (CLM3.5) and two soil texture datasets such as the Second National Soil Survey of China (SNSS) and the Food and Agriculture Organization of the United Nations (FAO), this study investigates the impacts of soil texture on the simulation of land surface processes in China. By analyzing soil hydrological and thermal properties derived from soil texture, it is determined that soil texture plays a more important role on the soil hydrological characteristics, such as saturated soil moisture and saturated hydraulic conductivity, than that on its thermal properties. Model outputs show that soil texture has a significant impact on soil moisture, runoff, infiltration, surface latent heat, sensible heat, and heat flux, while little impact on absorbed solar radiation and albedo. Moreover, it is shown that soil moisture values are closer to the observations when simulated by CLM3.5 with SNSS than those simulated with FAO. Therefore, to improve the performance of the land surface model, particularly for soil hydrology, this study suggests the use of observation-based soil texture datasets, such as those of SNSS, in the future.

Keywords Soil texture, Community Land Model, Soil hydrological characteristic, Soil thermal property, Soil moisture

收稿日期 2013-03-29 收到, 2013-06-25 收到修定稿

资助项目 国家重点基础研究发展计划项目 2010CB428403, 国家自然科学基金项目 41275110, 北京市自然科学基金 1122015, 教育教学—人才培养模式创新试验—应用型人才培养模式试点改革 pxm2013_014224_000076

作者简介 吴龙刚, 男, 1988 年出生, 硕士研究生, 主要从事陆面模式的研究。E-mail: happywulonggang@163.com

1 引言

土壤质地是土壤物理性质之一,主要由土壤中不同大小直径的矿物颗粒(如砂粒、粉粒和粘粒等)组成。它与土壤的水热变化过程中许多重要参数有密切的关系。土壤质地直接影响很多土壤水文学参数,如饱和土壤含水量、饱和土壤基质势以及饱和水力传导率等(Arya and Paris, 1981; Haverkamp and Parlange, 1986; Minasny and McBratney, 2007)。另外,土壤质地也会影响土壤热力学参数,如土壤导热率和土壤热容量等。关于土壤质地的研究,国际上已经有很多。早在 20 世纪 70 年代,Clapp and Hornberger (1978) 指出土壤湿度转换系数(B 指数)与土壤质地相关且不同土壤质地类型间的饱和水势差异显著。Farouki (1981) 发现土壤导热率与土壤成分有关。Cosby et al. (1984) 通过分析 1448 种土壤样本,首次建立土壤水文学参数与土壤成分之间的函数关系。Peters-Lidard et al. (1998) 研究发现土壤导热率的参数化对地表热通量的分配和土壤温度的模拟有重要影响。

在全球土壤质地资料的发展中,Webb et al. (1993) 融合了联合国粮农组织(FAO-UNESCO)和 Zobler (1986) 的土壤质地数据库构建了一个 1° (纬度) $\times 1^\circ$ (经度) 的全球土壤质地数据集。其中,Zobler (1986) 的土壤质地数据库为简单生物圈模式 SiB 所使用(Sellers et al., 1986)。Reynolds et al. (2000) 构建了一个空间分辨率为 $5'$ 、垂直分为两层($0\sim 30$ cm 和 $30\sim 100$ cm) 的全球土壤质地数据集,该数据集为全球陆地资料同化系统(GLDAS)所使用(Rodell et al., 2004)。FAO et al. (2009) 发展了数据比例为 1:100000 的全球范围的土壤质地数据集,该数据集被用在陆面模式 CoLM (Dai et al., 2003) 以及 CLM (Oleson et al., 2004) 中。由于土壤质地难以进行实际观测,以上土壤质地数据集使用的实测资料非常少,如 FAO 数据集在中国区域仅仅由 61 个土壤剖面插值而来,空间代表性比较差。Wei et al. (2012, 2013) 根据第二次中国土壤数据的调查(Second National Soil Survey, SNSS) (Shi et al., 2004),使用多边形连接方法发展了一个高分辨率的中国区域的土壤质地数据集。该数据集使用的观测站点多,空间分布广,比较好地代表了中国区域土壤质地的分布特点。

自 20 世纪 80 年代开始,我国科研人员开始陆面模式的研发,并自行发展了陆面过程模式 IAP94 (Dai and Zeng, 1997)。在参数化方案的改进以及检验模式的模拟能力等方面都取得了一定的成果(林朝晖等, 2008; Wang and Zeng, 2009; Zeng et al., 2012)。在陆面模式中,土壤质地会影响到土壤湿度、总径流、土壤渗透以及土壤蒸散发等变量(Oleson et al., 2010; 张宏等, 2012),最终对陆—气之间的水循环及能量循环造成影响(李明星等, 2011)。梁晓和戴永久(2008)发现地表热通量对土壤质地和土壤亮度都较敏感,而地表水文过程只对土壤质地敏感,并发现粘性土壤含量越高,土壤保水性越强,土壤湿度、地表蒸发和径流量越大。以上研究表明,土壤质地在陆面模式的研究中起着非常重要的作用。

本文通过比较 FAO 和 SNSS 的数据,来研究中国区域土壤质地的变化对于模式模拟的陆表水文学过程和热力学过程的影响。

2 模式和数据

2.1 CLM3.5 模式

通用陆面过程模型 CLM 是综合 BATS (Dickinson et al., 1993)、LSM (Bonan, 1996) 和 IAP94 (Dai and Zeng, 1997) 等模式研发的第三代陆面过程模式(Oleson et al., 2004),是当今国际上性能比较完善的陆面过程模型之一。CLM 是美国国家大气科学中心通用地球系统模式(CESM)的陆面分量模式。其发展的主要目的是与地球系统模式耦合,但也可以离线运行。在离线运行时,太阳辐射、气温、气压、近地面的风速、比湿和降水率等大气强迫资料需要由用户提供。模式的物理过程包括:陆—气之间的热量和水分交换、动态植被生长过程以及土壤热力学和水文学过程等,这些过程主要是利用参数化方案来表示。CLM 模型中,地面上为 1 层植被层和由雪深决定的最多 5 层的积雪层。其中,植被最多有 24 种类型。地面以下,分为 10 层厚度不一的土壤层,最深为 3.43 m,在每一层中,模式计算了土壤湿度和土壤热通量等变量(宋海清, 2012)。

CLM 模型用于描述地表特征的 3 类参数分别为:地表覆盖类型、土壤质地、土壤颜色,土壤质地在模式中表现为砂粒和粘粒的百分比。在模式

中, 土壤质地主要影响的土壤参数包括: 土壤热容量、土壤导热率、孔隙度、饱和水力传导率、饱和土壤基质势以及 Clapp and Hornberger (1978) 定义的指数 B 等。所有这些参数都可由随土壤深度变化的砂粒和粘粒以及它们之间的比例计算得到 (李明星等, 2011; 师春香等, 2011)。本文所用的模式版本为 CLM3.5。当前版本 CLM4.0 修改了 Richards 方程的数值求解方案, 用土壤蒸发阻力函数代替了阻力系数, 改进了土壤下边界条件, 使得地下水与土壤水直接耦合 (Zeng and Decker, 2009)。另外, CLM4.0 考虑了冠层凋落物及冠层内稳定性的影响, 土壤有机质对水分运动的影响等。并且, 积雪模式 (Flanner and Zender, 2006)、动态植被、城市等一系列过程都得到了很大的改进 (李明星等, 2011)。而 CLM4.0 相对于 CLM3.5 在与土壤质地有关的参数化方案并没有太多的改变。因此, 本研究所使用的是当前比较常用的 CLM3.5, 对于 CLM4.0 在中国区域的模拟检验将相继开展。

2.2 数据

本研究所用的土壤质地数据有两组, 一组是 CLM3.5 模式中自带的数据库, 来源于 FAO, 分辨率为 $5'$, 在 $0\sim 3.43\text{ m}$ 上分为 10 层, 每层的深度从 0.0175 m 向下增加到 3.43 m , 数据表现为砂粒和粘粒的百分比 (Oleson et al., 2010)。另一组为 SNSS 数据, 该数据是以第二次中国土壤数据调查 (1979~1985 年) 为基础, 分辨率为 $0.5'$ 。该数据比例为 1:1000000, 土壤粒径级别划分标准为中国制, 原始调查数据一共包含 925 个土壤单元, 每一个土壤单元有一个土壤类型。该数据的垂直分层是在 $0\sim 2.296\text{ m}$ 上分为 8 层, 具体划分与 FAO 相似, 只是 FAO 的第一、二层合为第 1 层, FAO 的三至九层对应该数据的 2~8 层, 第十层空缺。该数据作为模式模拟的输入数据, 得到的试验结果与基于 FAO 试验模拟的结果比较 (Shi et al., 2004; Wei et al., 2012, 2013)。

另外, 为了检验模式模拟性能, 本研究同时也使用了中国区域站点观测的土壤湿度资料。该资料来自于由中国气象局国家气象信息中心获得的 778 个农业气象站的观测数据。观测时间为 1992~2008 年, 每隔 10 d 观测一次, 即每月的 8 日、18 日、28 日分别观测一次, 基本上保留了每月各旬的特征, 冬季在有冻土的地区没有观测, 观测深度有 10 cm、20 cm、50 cm、70 cm、100 cm。本研究使

用的 226 个站点是在 1993~2002 年 3~9 月的有效观测值超过总观测 80% 的站点, 本研究选择的观测深度为 10 cm; 同时, 使用体积百分比代替原始数据中的质量百分比 (Li et al., 2005; 张晓颖, 2009)。

2.3 大气驱动场

陆面过程模拟中, 除了模式物理过程的描述外, 大气驱动场的质量是影响模拟结果的一个至关重要的因素 (Dickinson et al., 2006)。而观测资料的应用可有效提高大气驱动场的质量。但由于观测站点的空间分布不均匀和观测时间的不连续, 地表实测资料本身在长时间尺度、大空间尺度比较少, 因此, 现有的全球大气外强迫资料主要是依赖于大气再分析资料, 然后利用有限的地表实测资料校正得到的 (Chen and Dickinson, 2006)。例如, 目前使用比较多的全球大气外强迫资料是 Sheffield et al. (2006) 发展的。Wang and Zeng (2011) 利用中国站点的观测降水和温度数据改进了 Sheffield et al. (2006) 外强迫数据, 并利用改进的外强迫资料来驱动 CLM3.5, 发现模式模拟的土壤湿度有了很大的改善。本研究以 Wang and Zeng (2011) 改进过的外强迫资料作为模式的驱动数据, 该数据空间分辨率为 0.5° (纬度) $\times 0.5^\circ$ (经度), 时间分辨率为 3 h (每日 8 次), 模拟的范围为 ($17^\circ\text{N}\sim 55^\circ\text{N}$, $72^\circ\text{E}\sim 136^\circ\text{E}$), 时间跨度为 1961~2002 年。模式中所需的其它陆面参数, 如地形、土壤颜色、植被功能类型和生理学参数、土地利用分类等都从 CLM3.5 的标准资料库获得。

3 试验设计和数据分析

3.1 方法与试验设计

为了便于比较两组土壤质地数据, 在水平方向, 本研究将两组土壤质地数据插值为与强迫数据相同的分辨率 0.5° (纬度) $\times 0.5^\circ$ (经度)。在模式模拟中, 把 SNSS 中 8 层的数据转化为与 FAO 数据对应的层上, 具体的方法是第 1、2 层使用 SNSS 中第一层, 3~9 层使用 SNSS 中的二至八层, 第 10 层使用 FAO 数据的第十层 (Wei et al., 2013)。在进行模式试验之前, 为了减小初始场 (主要是土壤深层的湿度和温度) 对模拟结果的影响, 模式进行初始化 (Spin-up)。具体做法是, 利用 Sheffield et al. (2006) 大气驱动场, 驱动 CLM3.5, 以 CLM 模式“任意”初始场开始运行模式, 做 45 年 (1948~

1992 年) 的积分运算, 使得土壤水热传导过程尽可能的达到平衡。同时, 以 1992 年末的状态场作为本研究所需要的初始场。基于此初始场, 利用 Wang and Zeng (2011) 构建的外强迫数据作为新的驱动场进行两组模拟试验: 一组基于 FAO 的土壤质地, 另一组基于 SNSS 的土壤质地, 模式运行所需的其它参数保持一致。然后, 比较分析模式输出 1993~2002 年的多年平均的土壤水文学变量 (包括土壤湿度、总径流、土壤渗透), 热力学变量 (包括地表潜热、地表感热、土壤热通量) 和辐射通量 (包括地面吸收的太阳辐射和地表反照率)。最后, 本研究利用站点观测的土壤湿度资料验证模式模拟。

3.2 土壤质地的差别分析

图 1 表示 FAO 与 SNSS 的砂粒和粘粒在 0~30 cm 和 30~100 cm 的差值的空间分布。结果显示, 两层土壤质地数据 (图 1a 和图 1c、图 1b 和图 1d) 的差别较小, 空间分布比较接近, 所以在后续模式结果的比较中, 本研究仅仅选择了 0~30 cm 的数据。一般而言, 我国西北干旱区砂粒占了很大比例, 粘粒相对较少; 而东南沿海地区粘粒占了比较大的比例, 砂粒相对较少。比较两组土壤质地数据, 发现在全国大部分地区, 土壤质地的差别在 30% 左右; 并且, 砂粒的差别比粘粒的差别要

大, 如东北三省的西北部和长江以南地区以及塔里木盆地和内蒙古高原的中西部地区。在塔里木盆地地区, 砂粒的差别在 75% 左右, 而粘粒的差别仅有 30%; 内蒙古高原的中西部地区砂粒含量的差别在 60% 左右, 对于这两部分典型地区, 本研究进行了详细的分析和研究。

3.3 典型区域的比较

本研究选取塔里木盆地中部的经纬范围是 (37°N~41°N, 76°E~88°E), 内蒙古高原中西部经纬范围是 (38°N~42°N, 97°E~105°E), 选取的深度为 0~100 cm。分辨率为 0.5° (纬度) × 0.5° (经度) 时, 塔里木盆地中部包括 192 个格点, 内蒙古高原中西部包括 128 个格点。表 1 统计了两组数据在两个典型区域砂粒和粘粒的最大值、最小值、平均值和中位数。可以看到, 在这两个典型区域, SNSS 的砂粒大于 FAO 的, 而 SNSS 的粘粒要小于 FAO 的。例如, 对于塔里木盆地中部的粘粒, SNSS 的最大值、最小值、平均值和中位数 (18.5%、1.2%、4.7%、2.9%) 都远小于 FAO 的相应值 (49.7%、5.0%、13.8%、5.0%)。而对于内蒙古高原中西部的砂粒, SNSS 的最大值、最小值和中位数 (96.6%、26.1%、58.1%) 都大于 FAO 的相应值 (90.0%、11.4%、52.0%), 而两组数据的平均值几

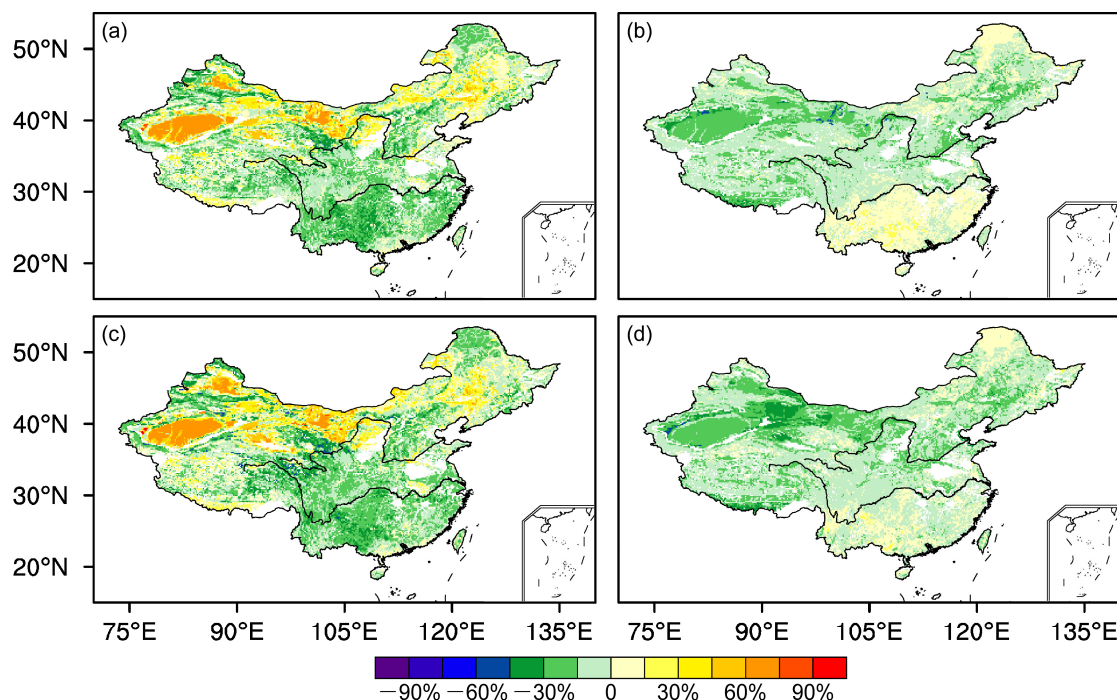


图 1 SNSS 和 FAO 数据集中 (a、b) 0~30 cm、(c、d) 30~100 cm 的砂粒含量 (左列) 和粘粒含量 (右列) 的比较
Fig. 1 Comparisons of sand (left) and clay (right) in (a, b) 0~30 cm and (c, d) 30~100 cm between SNSS data and FAO data

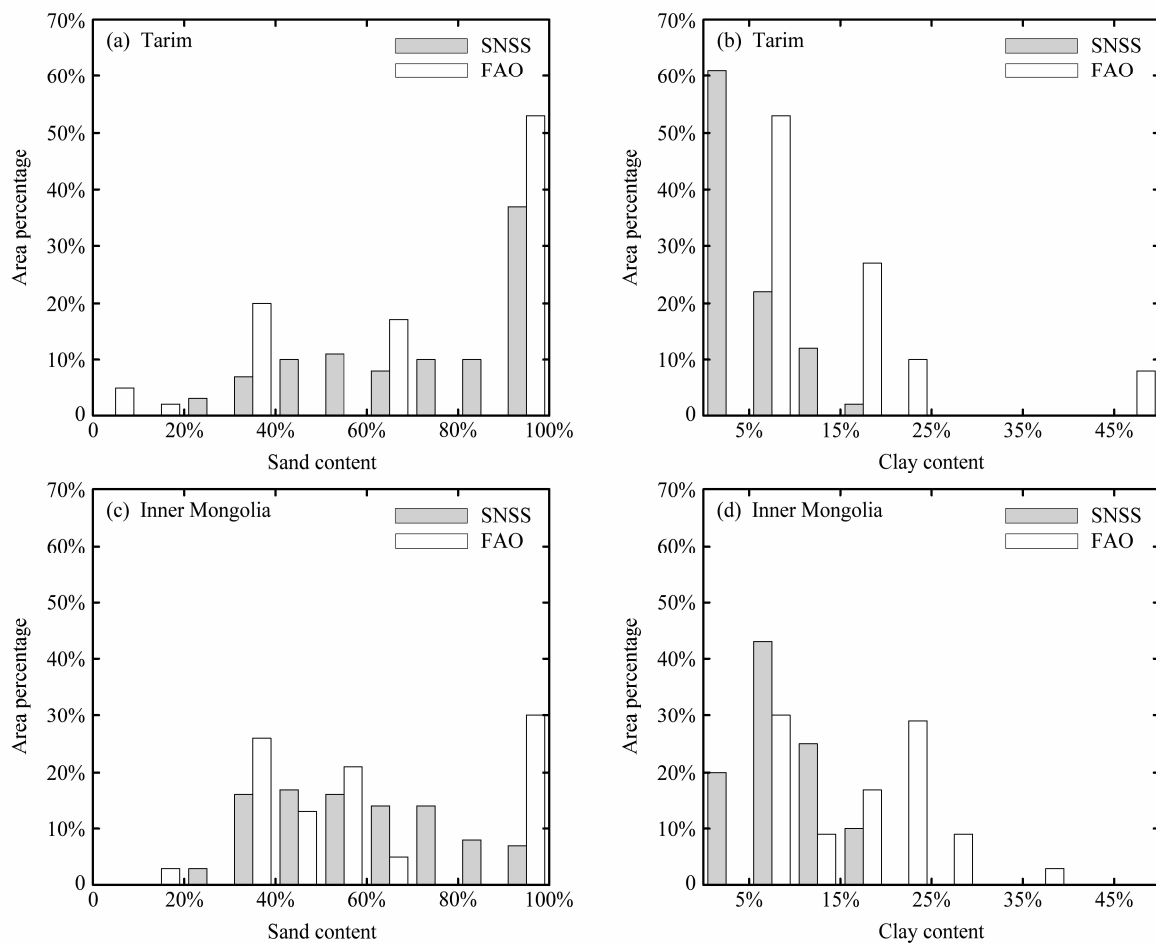


图2 砂粒含量(左列)和粘粒含量(右列)在(a、b)塔里木盆地和(c、d)内蒙古高原的比较
Fig. 2 Comparisons of sand (left) and clay (right) in (a, b) Tarim basin and (c, d) Inner Mongolia Plateau

乎相等。图2表示两个典型区域不同土壤质地百分比下格点数的变化。在塔里木盆地中部, SNSS 有90%的格点上的砂粒都大于40%, 而FAO只有70%的格点大于40%(图2a)。在该区域上, 所有的格点上SNSS中粘粒的值都小于20%, 而FAO只有80%格点上粘粒小于20%(图2b)。而对于内蒙古高原中西部地区, SNSS有一半格点的砂粒都大于60%, 而FAO只有35%格点大于60%(图2c), 而对该区域的粘粒, FAO有60%的格点都大于15%, 而SNSS只有10%大于15%(图2d)。总之, 在这两个区域, SNSS砂粒的比例明显高于FAO中的比例, 而SNSS的粘粒的比例却远少于FAO中的比例(表1和图2)。

3.4 土壤水文学和土壤热力学参数比较

近年来, 有很多研究者致力于土壤传递函数PTFs的研究, PTFs包含的输入变量有土壤质地、体积密度和有机质含量。克拉普和霍恩伯格函数(Functions of Clapp and Hornberger, FCH)在陆面

模式中使用最广泛, 早期的研究包括 Brooks and Corey (1964)、Campbell (1974)、Dickinson et al. (1986)和Dai et al. (2003)等。另外, FCH也正是陆面模式CLM3.5中所使用的PTFs(Cosby et al., 1984)。在CLM3.5中, 土壤质地直接影响的土壤水文学参数和土壤热力学参数有饱和土壤含水量、B指数、饱和土壤基质势、饱和水力传导率、土壤导热率和土壤热容量(Oleson et al., 2010)。具体的函数关系列在表2中。

表1 两个典型区域土壤质地的统计量

	塔里木盆地中部				内蒙古高原中西部			
	砂粒		粘粒		砂粒		粘粒	
	SNSS	FAO	SNSS	FAO	SNSS	FAO	SNSS	FAO
最大值	96.60	90.00	18.50	49.70	96.60	90.00	18.60	36.30
最小值	23.30	8.10	1.20	5.00	26.10	11.40	1.20	5.00
平均值	71.93	67.56	4.73	13.79	58.15	58.45	8.31	15.97
中位数	76.74	90.00	2.88	5.00	58.10	52.00	7.36	17.00

表 2 土壤水文学和热力学参数与土壤质地的函数关系

Table 2 Equations of hydrological characteristics and thermal properties of soil with soil texture

参数	公式	单位
饱和土壤含水量 (孔隙度)	$\theta_{\text{sat}} = 0.489 - 0.00126 P_{\text{sand}}$	$\text{mm}^3 \text{mm}^{-3}$
B 指数	$B = 2.91 + 0.159 P_{\text{clay}}$	
饱和土壤基质势	$\psi_{\text{sat}} = -10 \times 10^{1.88 - 0.0131 P_{\text{sand}}}$	mm
饱和水力传导率	$K_{\text{sat}} = 0.0070566 \times 10^{-0.884 + 0.0153 P_{\text{sand}}}$	mm s^{-1}
土壤导热率	$\lambda = \frac{8.8 P_{\text{sand}} + 2.92 P_{\text{clay}}}{P_{\text{sand}} + P_{\text{clay}}}$	$\text{W m}^{-1} \text{K}^{-1}$
土壤热容量	$c = \left(\frac{2.128 P_{\text{sand}} + 2.395 P_{\text{clay}}}{P_{\text{sand}} + P_{\text{clay}}} \right) \times 10^6$	$\text{J m}^{-3} \text{K}^{-1}$

注: P_{sand} 和 P_{clay} 分别为砂粒和粘粒的含量。

从表 2 中函数本身来讲: 饱和土壤含水量与砂粒是负线性相关, B 指数与粘粒是正线性相关, 饱和土壤基质势与砂粒是负指数关系, 饱和水力传导率与砂粒是正指数关系, 土壤导热率与砂粒和粘粒的比值是负反函数关系, 土壤热容量与砂粒和粘粒的比值是正反函数关系 (Oleson et al., 2010)。图 3 为以上关系式中各参数随砂粒和粘粒的函数变化图。由图 3e 和图 3f 可见, 当砂粒和粘粒的比值大于 2 时, 土壤导热率和土壤热容量的变化相当微小。在北方干旱和半干旱地区, 砂粒和粘粒的比值一般大于 2, 所以, 土壤质地的差别引起的地表湍流通量和土壤热通量的变化相对于南方湿润地区会小

的多 (张宏等, 2012)。而饱和土壤含水量随着砂粒的增多而减小 (图 3a), 又因为在西北干旱区, SNSS 中砂粒比 FAO 中的值要大 (图 1), 所以对饱和土壤含水量, SNSS 中要比 FAO 中小。根据梁晓和戴永久 (2008) 的研究, 在同一降水驱动下, 基于 SNSS 模拟的径流大于基于 FAO 模拟的结果, 而基于 FAO 的渗透会大于基于 SNSS 的模拟结果。由图 3d 可见, 砂粒越多, 饱和水力传导率越大, 又因为是正指数关系, 所以砂粒微小的变化会引起饱和水力传导率更迅速的变化。另一方面, 从上述函数关系可以看到, 土壤水文学参数随土壤质地为线性变化或指数性变化, 所以, 土壤质地变化对这些参数影响比较明显; 而土壤热力学参数与砂粒和粘粒的比值为反函数关系, 所以, 土壤质地的差别对土壤热力学参数的影响相对会较小。另外, 现实中的土壤基质势和导水率以及导热系数还与土壤的有机质含量有关 (Oleson et al., 2010), 这点在 CLM4 中有考虑。在西北干旱的沙漠地区, 有机质含量相对较小, 部分地区甚至不到 1% (吴乐知和蔡祖聪, 2006), 所以对于土壤质地影响比较小。

4 模式输出结果的比较分析

本研究对两组模式模拟结果进行了一系列比

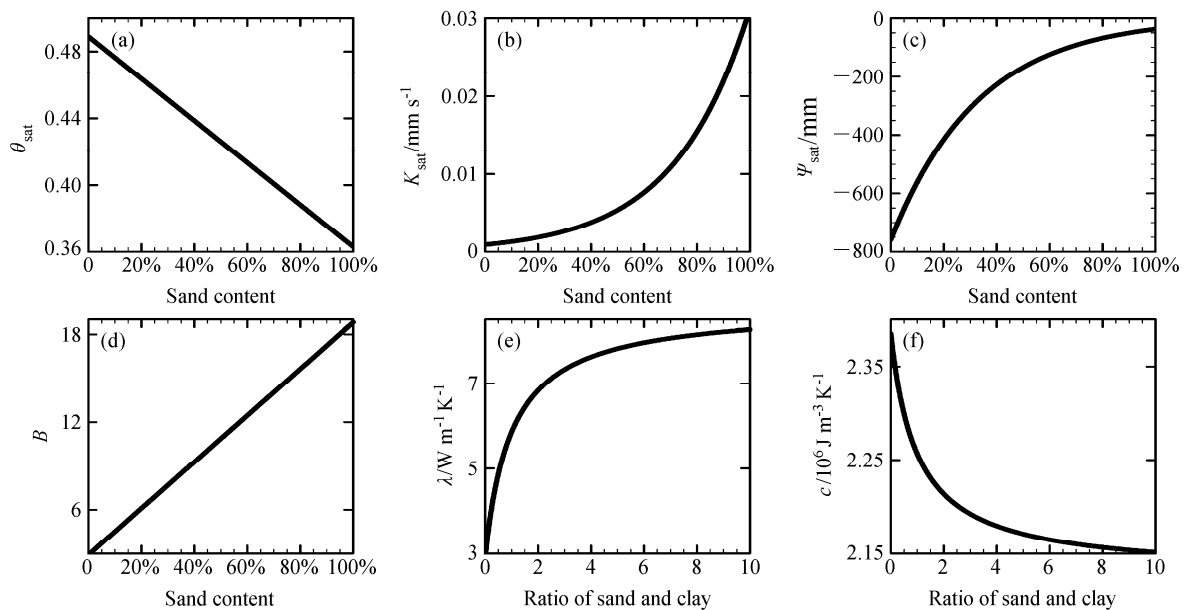


图 3 (a) 饱和土壤含水量、(b) 饱和水力传导率、(c) 饱和土壤基质势与砂粒含量的函数关系, (d) B 指数与粘粒含量的函数关系, (e) 土壤导热率、(f) 土壤热容量与砂粒和粘粒的比值的函数关系

Fig. 3 The relationships between (a) saturated soil moisture, (b) saturated hydraulic conductivity of soil, and (c) saturated soil matric potential and sand percentage, (d) the relationship between exponent B and clay percentage, and the relationships between (e) soil solid thermal conductivity and (f) heat capacity of soil and sand/clay

较分析, 主要分析的参数和变量有: 1) 与土壤特性有关的参数, 包括土壤特征曲线——表示土壤水吸力随土壤含水量变化的关系曲线, 以及饱和土壤基质势和饱和土壤含水量; 2) 土壤水文学变量, 包括土壤湿度、总径流和土壤渗透; 3) 土壤热力学变量, 包括潜热通量、感热通量、土壤热通量; 4) 与辐射有关的变量, 包括地面吸收的太阳辐射通量和地表反照率。

4.1 土壤特性参数

在 CLM 中, 土壤特性参数是随土壤深度和区域而变化的。又通过对 10 层土壤质地分布图的分析发现: 在同一个格点上, 土壤质地的垂直差异较小, 土壤特性参数的变化主要体现在空间变化上。由于表层土壤与农业、生活和气象的关系更加密切(姚志龙和赵爱萍, 2011), 因此, 在比较模式输出结果时仅使用了 0~30 cm 的参数值。中国幅员辽阔, 南北纬度相差近 40°, 东西阶梯性地形差异明显, 所以同一参数的空间差异性很大。为了准确地反映各个参数和变量在两组模拟试验中的空间差异情况, 本研究定义了一个相对变化量

$$R_e = \frac{C_{\text{SNSS}} - C_{\text{FAO}}}{C_{\text{FAO}}} \times 100\%,$$

其中, C_{SNSS} 是基于 SNSS 数据直接计算或模式模拟试验结果, C_{FAO} 是基于 FAO 数据直接计算或模式模拟试验结果, 在每一个格点上计算了 R_e 的值。

图 4a、4b、4c 为基于 FAO 的试验模拟结果, 分别表示土壤特征曲线的斜率、饱和土壤基质势和饱和土壤含水量在 1993~2002 年的平均值。土壤吸水能力的土壤特征曲线的斜率介于 2~14; 西北干旱地区较小, 塔里木盆地地区介于 2~4, 为全国最小的地区; 东部地区较大。饱和土壤基质势的绝对值在 20~740 mm 之间; 新疆西藏地区和内蒙古东部较小, 在 20~140 mm 之间; 东北和华北地区较大, 在 380~500 mm 之间; 长江以南大部分地区介于 140~260 mm。饱和土壤含水量大部分地区介于 0.36~0.48 mm³ mm⁻³; 塔里木盆地最干, 在 0.36~0.38 mm³ mm⁻³ 之间, 东北三江流域地区最湿, 在 0.46~0.48 mm³ mm⁻³ 之间; 全国大部分地区在 0.40~0.44 mm³ mm⁻³ 之间。

图 4d、e、f 分别表示土壤特征曲线的斜率、饱和土壤基质势和饱和土壤含水量 R_e 的区域分布, 反映的规律与表 2 反映的规律基本一致。比较特殊的是图 4e 和图 4f, 尤其是图 4e 所反映的区域分布规

律, 饱和土壤基质势的 R_e 在西南湿润地区有很大的差别, 而西南湿润地区 FAO 与 SNSS 的砂粒的差别相对于塔里木盆地中部和内蒙古高原中西部小, 而图 4e 反映出来的规律是饱和土壤基质势在西南地区的差别比塔里木盆地中部和内蒙古高原中西部还大。由饱和土壤基质势与砂粒的函数关系(见图 3c), 得到随着砂粒比例的增多, 饱和土壤基质势的变化越来越慢, 斜率越来越小。例如, 砂粒由 20%变化到 40%时, 饱和土壤基质势大约由 -600 mm 变化到 -300 mm, 绝对变化为 300 mm, 相对变化为 50%; 而当砂粒由 60%变化到 100%时, 饱和土壤基质势大约由 -150 mm 变化到 -100 mm, 绝对变化为 50 mm, 相对变化为 33.3%。图 4e 反映的正是此规律, 虽然在塔里木盆地中部和内蒙古高原中西部地区, 两组数据砂粒差别远大于西南湿润地区, 但是西南湿润地区砂粒含量小, 饱和土壤基质势的相对变化大, 而两个典型区域砂粒含量大, 饱和土壤基质势的相对变化小。另外, 因为饱和土壤基质势与砂粒成负指数关系, 而饱和土壤含水量与砂粒成负线性关系。所以, 在西南湿润地区, 图 4e 表现的规律要比图 4f 更明显。

4.2 土壤水文学变量

图 5a、b、c 分别表示基于 FAO 试验模拟的水文学变量: 土壤湿度、总径流和土壤渗透。土壤湿度在中国区域的分布特点比较明显, 以 0.2 mm³ mm⁻³ 为界, 西北干旱地区的土壤湿度都小于 0.2 mm³ mm⁻³, 塔里木盆地地区最小, 在 0.05~0.1 mm³ mm⁻³ 之间, 而东南湿润地区和部分半干旱半湿润地区的土壤湿度大于 0.2 mm³ mm⁻³, 东北地区基本上都大于 0.2 mm³ mm⁻³, 总体上呈现为西北到东南, 土壤由干变湿的特点。总径流的分布特点与土壤湿度类似, 黄河以北的大部分地区都小于 0.5 mm d⁻¹, 福建、广东两省及周边地区大于 3 mm d⁻¹, 其它地区介于 0.5~3 mm d⁻¹ 之间。土壤渗透与土壤湿度的空间分布更加一致, 西北地区较小, 塔里木盆地周边和黑河流域地区甚至是负值, 也就是说在这些地区土壤水分的年平均传递方向是向上的, 在 -0.5~0 mm d⁻¹ 之间, 福建、广东的沿海地区大于 2.5 mm d⁻¹, 其它地区的土壤渗透介于 0~2.5 mm d⁻¹ 之间, 也是呈西北小、东南大的特点。

图 5d、e、f 分别表示土壤湿度、总径流和土壤渗透的 R_e 分布。土壤湿度的 R_e 较大的地区集中在西北干旱区和东南湿润区。在西北干旱区, 基于

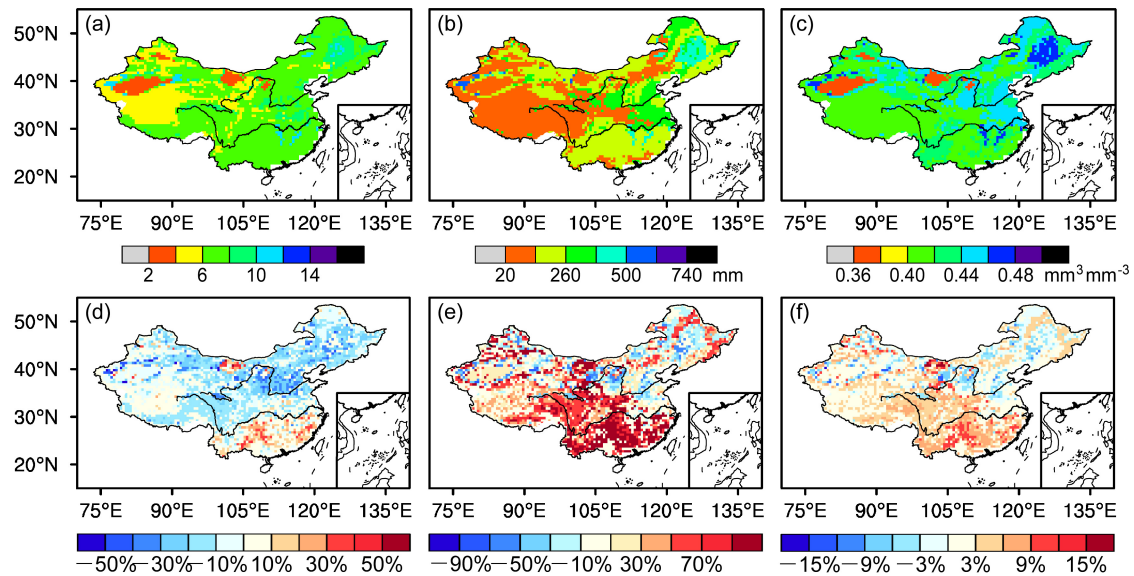


图4 基于FAO模拟的(a)土壤特征曲线的斜率、(b)饱和土壤基质势、(c)饱和土壤含水量,基于SNSS模拟的(d)土壤特征曲线的斜率、(e)饱和土壤基质势、(f)饱和土壤含水量相对于基于FAO模拟的变化

Fig. 4 (a) Slope of soil characteristic curve, (b) saturated soil matrix potential, and (c) saturated soil moisture content based on FAO, variations of (d) the slope of soil characteristic curve, (e) the saturated soil matrix potential, and (f) the saturated soil moisture content based on SNSS relative to FAO

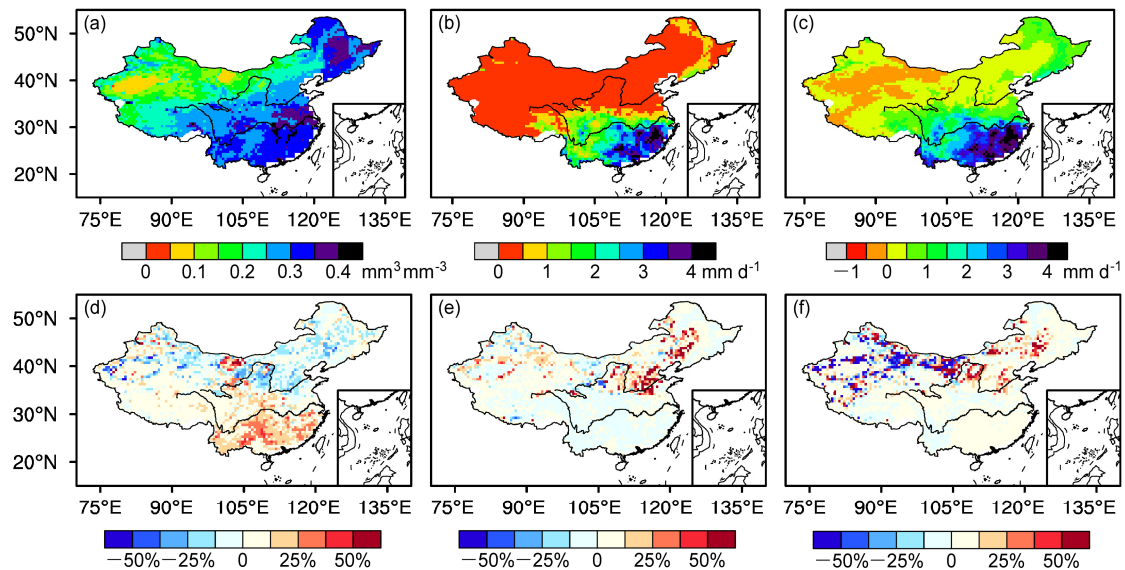


图5 基于FAO模拟的(a)土壤湿度、(b)总径流、(c)土壤渗透,基于SNSS模拟的(d)土壤湿度、(e)总径流、(f)土壤渗透相对于基于FAO模拟的变化

Fig. 5 (a) Soil moisture, (b) runoff, and (c) penetration based on FAO, variations of (d) soil moisture, (e) runoff, and (f) penetration based on SNSS relative to FAO

SNSS 模拟的土壤湿度小于基于FAO模拟的值,在南方湿润地区,基于SNSS模拟的土壤湿度大于基于FAO模拟的值。因为饱和土壤含水量随着砂粒的增多而减小,在西北干旱区,SNSS中砂粒含量远大于FAO中(图1),土壤湿度是SNSS的小于FAO的, R_e 最小为-60.26%;而在南方湿润区,FAO

中砂粒含量大于SNSS中,土壤湿度 R_e 最大为105.32%。总径流和土壤渗透的 R_e 较大的地区主要集中在北方干旱和半干旱地区,其原因为SNSS相对于FAO在该地区的砂粒比例大(图1),进而,SNSS对应的北方地区饱和土壤含水量小,饱和水力传导率大,简单地说,就是蓄水能力差。由于总

降水是不变的, 所以地表径流、地下径流和土壤渗透都会大于 FAO 对应的情况, R_e 最大甚至超过 100%。而对于南方地区, 因为 SNSS 与 FAO 的土壤质地的差别较小, 所以引起的饱和土壤含水量的变化以及饱和水力传导率的 R_e 就小, 由图 5d 可以看到土壤湿度的相对变化, 但图 5e 和图 5f 的变化却相对不明显, 考虑到南方地区的总径流和土壤渗透的基数比较大 (Zeng et al., 2005), 部分地区可以达到 $4\sim 5\text{ mm d}^{-1}$, 所以相对变化就小了很多, 以至于图 5 上看不出来。

4.3 土壤热力学变量

图 6a、b、c 分别表示基于 FAO 试验模拟的地表潜热、地表感热和土壤热通量。由图 6a 可以看到, 在西北干旱地区, 地表潜热比较小, 在 $0\sim 20\text{ W m}^{-2}$ 之间, 而东南湿润地区总体较大, 在 $30\sim 50\text{ W m}^{-2}$ 之间。相反, 由图 6b 可以看到, 在西北干旱地区, 地表感热比较大, 在 $20\sim 60\text{ W m}^{-2}$ 之间, 而东南湿润地区比较小, 在 $0\sim 20\text{ W m}^{-2}$ 之间。在干旱地区, 水分比较少, 实际蒸发也较小, 而湿润地区的水分比较多, 气温升高时, 蒸发加大, 所以地表潜热加大。因此, 东南湿润地区的地表潜热大于感热, 而西部地区的地表感热大于潜热。图 6c 表示年平均土壤热通量, 全国大部分地区变化都在 $0\sim 0.5\text{ W m}^{-2}$ 之间, 唯有西藏东部与四川和青海的交界处, 也就是位于横断山区, 年平均土壤热通量有 2 W m^{-2} 左右的增加, 这有可能也是引起冰川融化的原因之一。

地表潜热、地表感热和土壤热通量的变化相对于水文学变量的变化较小, 但是在黄河中下游和松辽平原地区变化也比较明显。土壤热容量和导热率的变化相对于土壤水文学参数的变化较小 (图 3)。不论是土壤导热率还是土壤热容量, 都是与砂粒和粘粒的比值成反函数关系。并且, 当砂粒与粘粒的比值大于 2 时, 两个参数的变化就特别微小了。在北方干旱和半干旱地区, 砂粒和粘粒的比值一般大于 2, 所以即使在塔里木盆地中部和内蒙古高原中西部, SNSS 的砂粒远远大于 FAO 的砂粒含量, 但是函数关系决定了这一大的差别并不会引起热力学变量有太大的变化, 反而在平原地区, 砂粒和粘粒的比值一般小于 2 (Liu et al., 2007), 所以土壤质地的微小差别就可能引起热力学变量较大的差异, 特别是当比值小于 1 时, 函数关系会将这个变化放大 (图 6d 和图 6e)。基于这个规律, 不论是地

表潜热还是地表感热, 差别最大的在黄河中下游河套地区和松辽平原地区。另外, 地表潜热在塔里木盆地周边也有比较明显的差别, 可能由于塔里木盆地周边多湖泊, 水源相对较多, 而这些湖泊周边大部分为干旱的沙漠地区, 所以对地表潜热的影响很大 (张宏等, 2012)。地表潜热相对变化比较集中的地区一般为 $-10\%\sim -5\%$, 地表感热相对变化比较集中的地区一般为 $4\%\sim 7\%$ 。这些差别比较大的地方有个共同特点, 就是水源比较充足的平原地区。由此可见, 一般来说平原地区砂粒和粘粒的比值会小一些。比值越接近 0, 地表潜热和地表感热的差别越明显。土壤热通量变化比较大的地方与土壤质地差异分布图 (图 1) 有相当大的一致性。塔里木盆地周边以及内蒙古高原及松辽平原地区的土壤热通量变大了, 所以砂粒增多会导致土壤热通量的年平均值增大。

4.4 地面吸收的太阳辐射和地表反照率

图 7 表示地面吸收的太阳辐射和地表反照率的 R_e 分布和基于 FAO 试验模拟结果的分布。地面吸收的太阳辐射主要与土壤颜色和土壤湿度有关 (梁晓和戴永久, 2008), 而两组数据的差别是土壤质地 (而土壤颜色是相同的), 所以地面吸收的太阳辐射的差别是土壤质地通过影响土壤湿度间接影响的结果。

图 7a 和图 7b 分别表示基于 FAO 试验模拟的地面吸收的太阳辐射和地表反照率在中国区域的分布, 可以看到在东南湿润地区, 地面吸收的太阳辐射和地表反照率较小, 在重庆及其周边有个明显的低值圈, 为 $100\sim 110\text{ W m}^{-2}$; 而西部干旱地区, 特别是西藏西南边界地区这两个变量都很大。一般来讲, 净辐射受土壤颜色的影响比较大, 土壤亮度由亮变暗时, 地面反照率会变小 (梁晓和戴永久, 2008), 这与图 7b 反映的规律是一致的。

由图 7c 和图 7d 可以看到, 地面吸收的太阳辐射和地表反照率的 R_e 较小, 其空间变化规律与图 5d 表示土壤湿度的空间变化规律相一致, 并且, 变化相对于土壤湿度小很多, 主要是因为土壤质地对地面吸收的太阳辐射的影响是通过土壤湿度间接引起的。另外, 由图 7c 还可以看到, 地面吸收的太阳辐射的 R_e 总体变化较小, 仅仅在黄河中游的河套地区和松辽平原地区有 1% 以内的变化, 相比较而言, 地表反照率的 R_e 空间变化区域更广泛一些, 除了在黄河中游的河套地区和松辽平原地区有

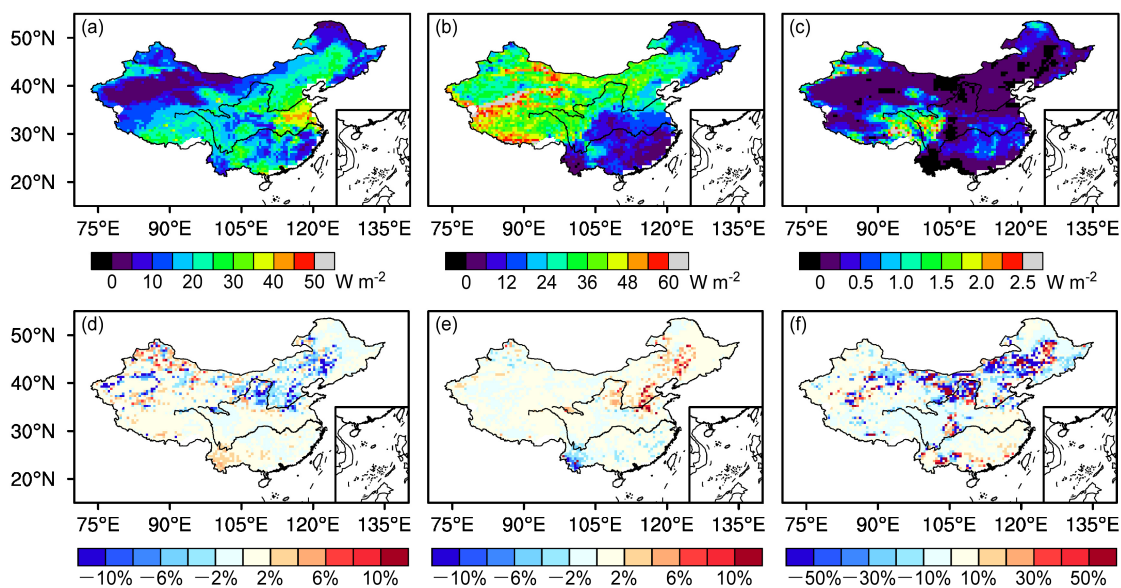


图 6 基于 FAO 模拟的 (a) 地表潜热、(b) 地表感热、(c) 土壤热通量, 基于 SNSS 模拟的 (d) 地表潜热、(e) 地表感热、(f) 土壤热通量相对于基于 FAO 模拟的变化

Fig. 6 (a) Latent heat of the surface, (b) sensible heat of the surface, and (c) soil heat flux based on FAO, variations of (d) latent heat of the surface, (e) sensible heat of the surface, and (f) soil heat flux based on SNSS relative to FAO

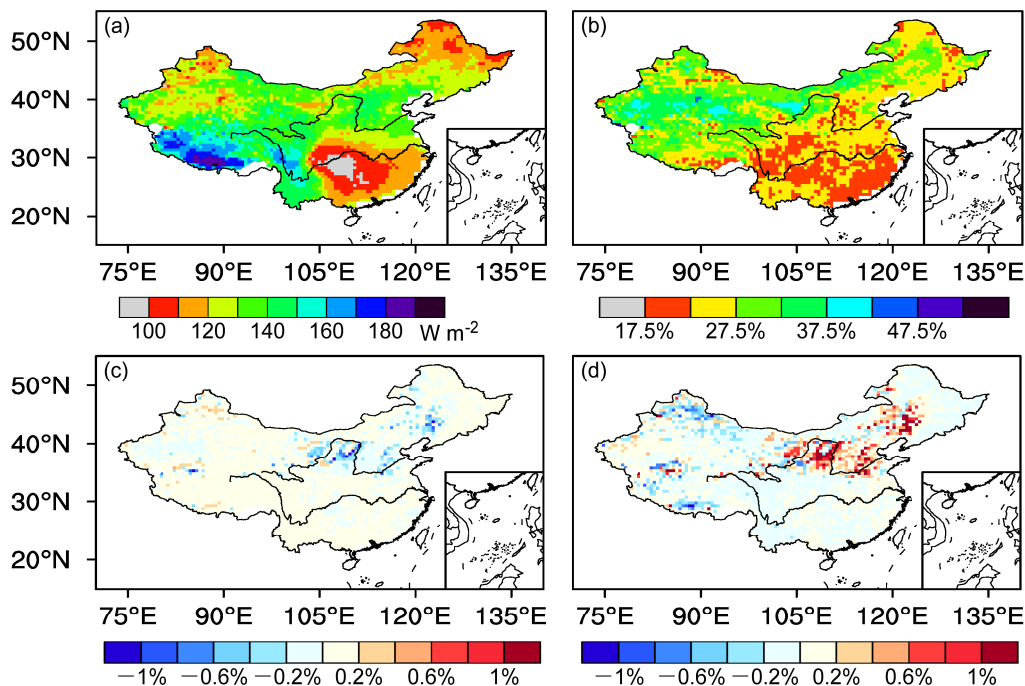


图 7 基于 FAO 模拟的 (a) 地面吸收的太阳辐射、(b) 地表反照率, 基于 SNSS 模拟的 (c) 地面吸收的太阳辐射、(d) 地表反照率相对于基于 FAO 模拟的变化

Fig. 7 Simulated (a) surface absorbed solar radiation and (b) albedo from FAO, variations of (c) surface absorbed solar radiation and (d) albedo based on SNSS relative to FAO

最大 3.8% 的变化以外, 在黄河下游和天山、昆仑山周边也有较小变化。

4.5 模式输出的土壤湿度与站点观测值的比较

图 8 为中国区域土壤湿度的 226 个站点的观测

值与基于 SNSS 和 FAO 的 CLM3.5 模式模拟的土壤湿度比较。其中, 选择的时间范围为 1993~2002 年, 垂直尺度选择 0~10 cm。为了与站点观测值进行比较, 本研究做近似处理, 使用球面最短距离公

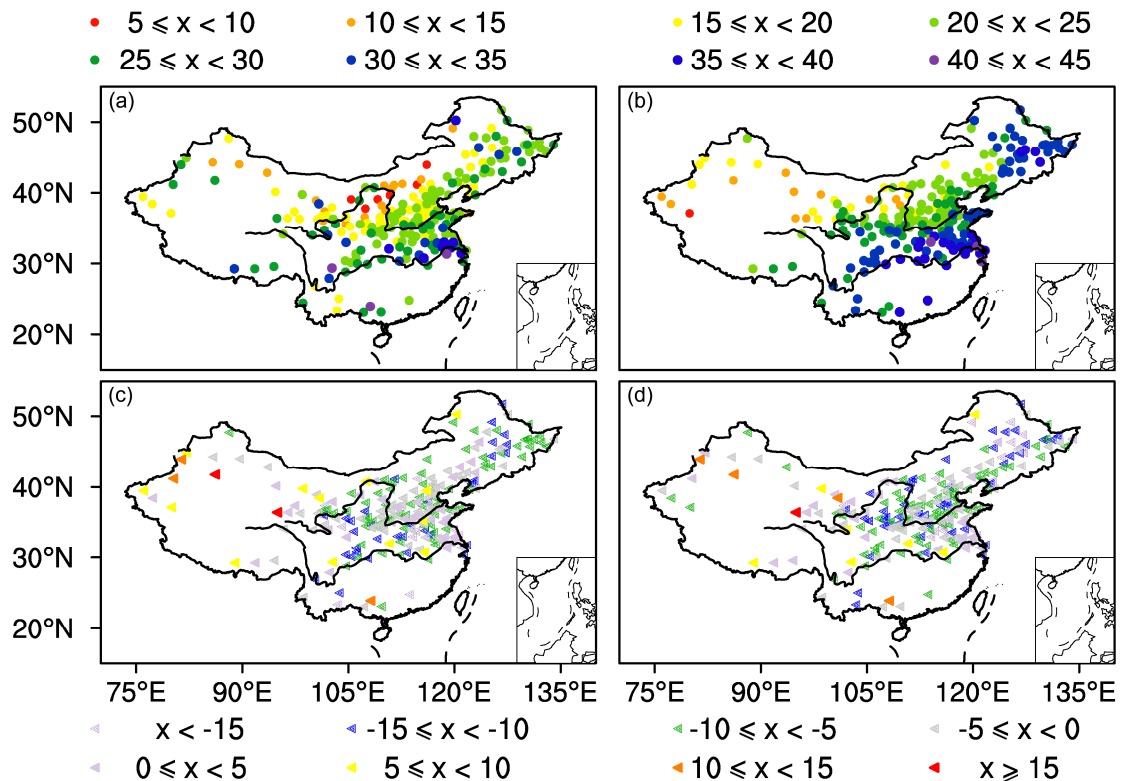


图 8 (a) 站点观测 (STA) 的土壤湿度, (b) 基于 FAO 模拟的土壤湿度, (c) STA 与 SNSS 的土壤湿度差值, (d) STA 与 FAO 的土壤湿度差值
Fig. 8 (a) Station observed soil moisture (STA), (b) soil moisture of FAO, (c) soil moisture difference of STA and SNSS, and (d) soil moisture difference of STA and FAO

式 (蒋克勤, 1999)。具体为选择与站点的空间距离最近的格点, 在边界地区, 选取中国陆地上距离最短的格点, 因为每个站点都在格点之内, 所以此方法引起的误差在理想范围内, 总体上能够反映出土壤湿度的空间分布规律。

图 8a 为站点观测的土壤湿度, 图 8b 为基于 FAO 模拟的土壤湿度, 两者总体的空间分布规律一致, 长江中下游最湿, 其次是松辽平原和珠江流域, 西北为干旱区 (Wang et al., 2011)。但是, 两者也有比较明显的差别, 基于 FAO 模拟的土壤湿度普遍偏大, 湿的地区覆盖范围也偏大; 黄河中游河套地区的干旱不明显 (李明星等, 2011); 而站点观测的土壤湿度相对较小, 且干湿相间分布, 黄河中游河套地区有个明显的干旱中心。

图 8c 和图 8d 为两组模式模拟值相对于站点观测值的绝对差值, 本研究可以看到站点观测值 (STA) 与基于 SNSS 模拟的土壤湿度的差没有小于 $-0.15 \text{ mm}^3 \text{ mm}^{-3}$ 的站点, 且 STA-SNSS 总体上小于 STA-FAO 的值, 最明显的有 3 个区域, 分别为松辽平原、珠江流域和内蒙古西部地区。进一步比较基于 SNSS 与基于 FAO 模拟的土壤湿度与站点

观测值的相关性, 得到 STA 与基于 SNSS 模拟、STA 与基于 FAO 模拟的土壤湿度的相关系数和均方根误差, 并计算了两个统计量的平均值、中位数、1/4 分位数和 3/4 分位数 (表 3)。从相关系数 ($R_{\text{STA_SNSS}}$ 和 $R_{\text{STA_FAO}}$) 的比较来看, 两者非常接近, 而均方根误差 (RMSE_STA_SNSS 和 RMSE_STA_FAO) 则是基于 SNSS 模拟的明显小于基于 FAO 模拟的值, 也就是说, 基于 SNSS 模拟的土壤湿度与站点观测值更加接近。

表 3 站点观测和试验输出的土壤湿度的相关系数和均方根误差

Table 3 Correlation coefficients (R) and root-mean-square errors (RMSE) between station observations and model outputs

统计量	平均值	中位数	1/4 分位数	3/4 分位数
$R_{\text{STA_SNSS}}$	0.47	0.49	0.35	0.60
$R_{\text{STA_FAO}}$	0.47	0.49	0.35	0.61
RMSE_STA_SNSS	85.37	62.51	28.06	102.85
RMSE_STA_FAO	98.24	69.53	36.69	131.88

5 小结

本文通过比较中国区域 SNSS 与 FAO 两组土壤

质地的数据,发现两者在不同地域差别明显,差别较大的集中在西北干旱地区,尤其是砂粒含量在塔里木盆地中部和内蒙古高原中西部的差值在 60% 左右。

基于两种土壤质地数据,在以观测为基础的大气外强迫数据驱动下,将陆面模式 CLM3.5 运行 10 年(1993~2002 年)。比较模式输出结果,发现土壤湿度的变化与土壤质地的变化基本一致,总径流和土壤渗透的变化比土壤质地的变化更加明显。当砂粒和粘粒的比值大于 2 时,土壤导热率和土壤热容量的变化甚微,地表潜热和地表感热的变化不明显,仅仅在西南横断山区有微小的增加。

基于陆面模式 CLM3.5,土壤湿度的差别主要集中在西北干旱区和东南湿润区;总径流、土壤渗透、地表潜热和土壤热通量的差别主要集中在西北干旱地区和松辽平原,土壤热通量相比于地表潜热的相对变化大很多;地表感热的差别主要集中在黄河中下游河套地区,在 10%以内;地面吸收的太阳辐射和地表反照率的差别最小,在 1%以内,主要集中在黄河中游河套地区和松辽平原地区。

进一步,本研究比较了模式输出的土壤湿度与中国区域 226 个站点上的观测值,并计算了模式输出与站点观测值的相关系数和均方根误差。两组模式输出的土壤湿度与站点观测的相关系数基本相同,而基于 SNSS 模拟的土壤湿度与站点观测值的均方根误差要远小于基于 FAO 模拟的土壤湿度与站点观测值的均方根误差。

以上研究结果表明,SNSS 土壤质地空间分辨率较高,空间代表性好。使用陆面模式 CLM3.5,基于 SNSS 的模拟总体要好于基于 FAO 的模拟,尤其是对土壤湿度的模拟更接近于实测值。所以,本研究建议以后在陆面模式试验中尽可能使用以观测为基础的 SNSS 土壤质地数据。需要指出的是,土壤质地对模拟的影响依赖于模式关于土壤物理过程的描述(Dai et al., 2013)。本研究主要是基于 CLM3.5 模式,其结果有可能依赖于模式中与土壤质地有关的参数化方案,存在一定的不确定性。将本文的试验扩展到其它陆面模式中,能进一步研究这种不确定性,这也是将来我们要研究的方向之一。

致谢 感谢戴永久教授和上官微博士提供了 SNSS 土壤质地数据,并给予很多有益的建议和帮助。

参考文献 (References)

- Arya L M, Paris J F. 1981. A physicoempirical model to predict the soil moisture characteristic from particle-size distribution and bulk density data [J]. *Soil Science Society of America Journal*, 45 (6): 1023–1030.
- Bonan G B. 1996. A Land Surface Model (LSM version 1.0) for ecological, hydrological, and atmospheric studies: Technical description and user's guide [R]. PB-97–131494/XAB. Climate Glob Dyn. Div., National Center for Atmospheric Research, Boulder, CO (United States): 1–150.
- Brooks R H, Corey A T. 1964. Hydraulic properties of porous media [R]. Colorado State Univ., Hydrology Paper No. 3, 27pp, Fort Collins, CO., U. S.
- Campbell G S. 1974. A simple method for determining unsaturated conductivity from moisture retention data [J]. *Soil Science*, 117 (6): 311–314.
- Chen H, Dickinson R E. 2006. Impacts of land surface hydrological parameterizations on terrestrial carbon flux simulation [J]. *EOS Trans AGU*, 87 (52): H51C-0493.
- Clapp R W, Hornberger G M. 1978. Empirical equations for some soil hydraulic properties [J]. *Water Resour. Res.*, 14 (4): 601–604.
- Cosby B J, Hornberger G M, Clapp R B, et al. 1984. A statistical exploration of the relationships of soil moisture characteristics to the physical properties of soils [J]. *Water Resour. Res.*, 20 (6): 682–690.
- Dai Y J, Zeng Q C. 1997. A land surface model (IAP94) for climate studies part I: Formulation and validation in off-line experiments [J]. *Advances in Atmospheric Sciences*, 14 (4): 433–460.
- Dai Y J, Zeng X, Dickinson R E, et al. 2003. The Common Land Model [J]. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 84 (8): 1013–1023.
- Dai Y J, Wei S G, Duan Q Y, et al. 2013. Development of a China dataset of soil hydraulic parameters using pedotransfer functions for land surface modeling [J]. *Journal of Hydrometeorology*, 14 (3): 869–887, doi:10.1175/JHM-D-12-0149.1.
- Dickinson R, Henderson-Sellers A, Kennedy P J, et al. 1993. Biosphere–Atmosphere Transfer Scheme (BATS) version 1 as coupled to the NCAR Community Climate Model NCAR Tech. Note [R]. NCAR/TN387+STR, 77.
- Dickinson R E, Henderson-Sellers A, Kennedy P J. 1986. Biosphere atmosphere transfer scheme (BATS) for the Community Climate Model [R]. NCAR Tech. Note NCAR/TN-275+STR, 72pp.
- Dickinson R E, Oleson K W, Bonan G, et al. 2006. The community land model and its climate statistics as a component of the Community Climate System Model [J]. *J. Climate*, 19 (11): 2302–2324.
- FAO, IIASA, ISRIC, et al. 2009. Harmonized World Soil Database (version1.1) [R]. FAO, Rome, Italy and IIASA, Laxenburg, Austria.
- Farouki O T. 1981. The thermal properties of soil sin cold regions [J]. *Cold Regions Science and Technology*, 5 (1): 67–75.
- Flanner M G, Zender C S. 2006. Linking snowpack microphysics and albedo evolution [J]. *J. Geophys. Res.*, 111: D12208, doi:10.1029/2005JD006834.
- Haverkamp R, Parlange J Y. 1986. Predicting the water-retention curve from a particle-size distribution: 1. Sandy soils without organic matter [J]. *Soil Science*, 142 (6): 325–339.

- 蒋克勤. 1999. 球面上两点的最短距离的证明 [J]. 达县师范专科学校学报 (自然科学版), 9 (2): 95. Jiang Keqin. 1999. The most short proof of two points on a sphere [J]. Journal of Daxian Teachers College (Natural Science Edition), 9 (2): 95.
- Li H, Robock A, Liu S X, et al. 2005. Evaluation of reanalysis soil moisture simulations using updated Chinese soil moisture observations [J]. Journal of Hydrometeorology, 6 (2): 180–193.
- 李明星, 马柱国, 牛国跃. 2011. 中国区域土壤湿度变化的时空特征模拟研究 [J]. 科学通报, 56 (16): 1288–1300. Li Mingxing, Ma Zhuguo, Niu Guoyue. 2011. Modeling spatial and temporal variations in soil moisture in China [J]. Chinese Science Bulletin, 56 (17): 1809–1820.
- 梁晓, 戴永久. 2008. 通用陆面模式对土壤质地和亮度的敏感性分析 [J]. 气候与环境研究, 13 (5): 585–597. Liang Xiao, Dai Yongjiu. 2008. A sensitivity study of the Common Land Model on soil texture and soil brightness [J]. Climatic and Environmental Research (in Chinese), 13 (5): 585–597.
- 林朝晖, 刘辉志, 谢正辉, 等. 2008. 陆面水文过程研究进展 [J]. 大气科学, 32 (4): 935–949. Lin Zhaohui, Liu Huizhi, Xie Zhenghui, et al. 2008. Recent progress in the land-surface and hydrological process studies [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 32 (4): 935–949.
- Liu S H, Liu H P, Hu Y, et al. 2007. Numerical simulations of land surface physical processes and land atmosphere interactions over oasis desert/ Gebi region [J]. Science in China (Ser. D), 50 (2): 290–295.
- Minasny B, McBratney A B. 2007. Estimating the water retention shape parameter from sand, clay content [J]. Soil Science Society of America Journal, 71 (4): 1105–1110.
- Oleson K W, Dai Y, Bonan G, et al. 2004. Technical description of the Community Land Model (CLM) [R]. NCAR Technical Note NCAR/TN-461+ST R, National Center for Atmospheric Research.
- Oleson K W, Bonan G B, Feddes J J, et al. 2010. Technical description of an urban parameterization for the Community Land Model (CLMU) [R]. Climate and Global Dynamics Division.
- Peters-Lidard C D, Blackburn E, Liang X, et al. 1998. The effect of soil thermal conductivity parameterization on surface energy fluxes and temperature [J]. J. Atmos. Sci., 55: 1209–1224.
- Reynolds C A, Jackson T J, Rawls W J. 2000. Estimating soil water-holding capacities by linking the Food Agriculture Organization soil map of the world with global pedon databases, continuous pedotransfer functions [J]. Water Resour. Res., 36: 3653–3662.
- Rodell M, Houser P R, Jambor U, et al. 2004. The global land data assimilation system [J]. Bull. Amer. Meteor. Soc., 85 (3): 381–394.
- Sellers P J, Mintz Y, Sud Y C, et al. 1986. A simple biosphere model (SiB) for use within general circulation models [J]. J. Atmos. Sci., 43: 305–331.
- Sheffield J, Goteti G, Wood E F, et al. 2006. Development of a 50-yr high-resolution global dataset of meteorological forcings for land surface modeling [J]. J. Climate, 19 (13): 3088–3111.
- 师春香, 谢正辉, 钱辉, 等. 2011. 基于卫星遥感资料的中国区域土壤湿度 EnKF 数据同化 [J]. 中国科学: 地球科学, 41 (3): 375–385. Shi Chunxiang, Xie Zhenghui, Qian Hui, et al. 2011. China land soil moisture EnKF data assimilation based on satellite remote sensing data [J]. Science China (Earth Sciences), 54 (9): 1430–1440.
- Shi X Z, Yu D S, Warner E D, et al. 2004. Soil database of 1: 1, 000, 000 digital soil survey and reference system of the Chinese genetic soil classification system [J]. Soil Survey Horizons, 45: 129–136.
- 宋海清. 2012. 基于 PODEn4DVar 数据同化方法的全球陆面数据同化系统发展 [D]. 北京信息科技大学理学硕士学位论文, 94pp. Song Haiqing. 2012. The development of the Global Land Data Assimilation System based on PODEn4DVar [D]. M. S. thesis (in Chinese), Beijing Information Science Technology University, 94pp.
- Wang A H, Zeng X B. 2009. Improving the treatment of vertical snow burial fraction over short vegetation in the NCAR CLM3 [J]. Adv. Atmos. Sci., 26: 877–886.
- Wang A H, Zeng X B. 2011. Sensitivities of terrestrial water cycle simulations to the Variations of precipitation and air temperature in China [J]. J. Geophys. Res., 116, D02107, doi:10.1029/2010JD014659.
- Wang A H, Lettenmaier D P, Sheffield J. 2011. Soil moisture drought in China, 1950–2006 [J]. J. Climate, 24: 3257–3271.
- Webb R S, Rosenzweig C E, Levine E R. 1993. Specifying land surface characteristics in general circulation models: Soil profile data set and derived water-holding capacities [J]. Global Biogeochemical Cycles, 7 (1): 97–108.
- Wei S G, Dai Y J, Liu B Y, et al. 2012. A soil particle-size distribution dataset for regional land and climate modelling in China [J]. Geoderma, 171–172: 85–91.
- Wei S G, Dai Y L, Liu B Y, et al. 2013. A China dataset of soil properties for land surface modeling [J]. Journal of Advances in Modeling Earth Systems, 5 (2): 212–224, doi: 10.1002/jame.20026.
- 吴乐知, 蔡祖聪. 2006. 中国土壤有机质含量变异性与空间尺度的关系 [J]. 地球科学进展, 21 (9): 965–972. Wu Lezhi, Cai Zucong. 2006. The relationship between the spatial scale and the variation of soil organic matter in China [J]. Advances in Earth Science (in Chinese), 21 (9): 965–972.
- 姚志龙, 赵爱萍. 2011. 陇东地区主要土类土壤质地及其与水分常数相关性研究 [J]. 土壤通报, 42 (2): 280–284. Yao Zhilong, Zhao Aiping. 2011. The relativity of main kinds of soil texture and moisture constant in Longdong area [J]. Chinese Journal of Soil Science (in Chinese), 42 (2): 280–284.
- Zeng X B, Decker M. 2009. Improving the numerical solution of soil moisture-based Richards equation for land models with a deep or shallow water table [J]. Journal of Hydrometeorology, 10 (1): 308–319.
- Zeng X D, Zeng X, Shen S S P, et al. 2005. Vegetation-soil water interaction within a dynamical ecosystem model of grassland in semi-arid areas [J]. Tellus B, 57: 189–202.
- Zeng X, Wang Z, Wang A. 2012. Surface skin temperature and the interplay between sensible and ground heat fluxes over arid regions [J]. Journal of Hydrometeorology, 13 (4): 1359–1370.
- 张宏, 胡波, 刘广仁, 等. 2012. 中国土壤热通量的时空分布特征研究 [J]. 气候与环境研究, 17 (5): 515–522. Zhang Hong, Hu Bo, Liu Guangren, et al. 2012. Temporal and spatial characteristics of soil heat flux in China [J]. Climatic and Environmental Research (in Chinese), 17 (5): 515–522.
- 张晓颖. 2009. 中国区域土壤湿度特征分析及评估 [D]. 中国地质大学硕士学位论文. Zhang Xiaoying. 2009. Analysis and assessment of soil moisture in China based on the in situ observation data [D]. M. S. dissertation (in Chinese), China University of Geosciences.
- Zobler L. 1986. A world soil file for global climate modeling [R]. NASA Technical Memorandum # 87802. NASA Goddard Institute for Space Studies. New York, U. S. A.