

孙 添, 王国杰, 娄 丹, 等. 青藏高原区域多源土壤湿度数据的对比分析[J]. 江苏农业科学, 2018, 46(10): 285–290.  
doi:10.15889/j.issn.1002-1302.2018.10.069

# 青藏高原区域多源土壤湿度数据的对比分析

孙 添<sup>1</sup>, 王国杰<sup>2,3</sup>, 娄 丹<sup>2</sup>, Daniel<sup>2</sup>

(1. 南京信息工程大学大气科学学院, 江苏南京 210044; 2. 南京信息工程大学地理与遥感学院, 江苏南京 210044;

3. 气象灾害预报预警与评估协同创新中心, 江苏南京 21004)

**摘要:**土壤水分是陆地水循环的重要组成部分, 在陆地-大气界面的水汽和能量交换中起着重要的作用, 是联系陆地水循环和能量循环的重要纽带。基于中国气象局风云三号卫星微波亮温数据反演了 2012 年青藏高原的土壤湿度数据, 并与再分析资料、水文模型模拟数据和那曲地区观测资料进行对比分析。结果表明, 与观测资料相比, 遥感反演的土壤湿度数据在那曲地区的绝对量偏差较大, 但是在时间变化方面优于再分析资料和水文模拟资料。在空间分布方面将陆地参数反演模型(land parameter retrieval model, 简称 LPRM)反演的土壤湿度数据与可变渗透量水文模型(variable infiltration capacity, 简称 VIC)反演的土壤湿度数据、欧洲中期天气预报中心再分析资料(ECMWF re-analysis interim, 简称 ERA-Interim)进行了比较, 并计算了不同季节 LPRM 土壤湿度数据与其他 2 套数据的相关分布, 结果发现 LPRM 土壤湿度数据在夏季与其他 2 套数据在青藏高原呈现很好的正相关关系, 而在春季和秋季因为土壤水分冻结或者冻结的土壤水分融化所以相关性不高。这些表明夏季 LPRM 土壤湿度数据在青藏高原南部和东部地区数据质量较为可信, 而其他地区有待进一步研究。

**关键词:**青藏高原; FY-3B 土壤湿度; LPRM; 对比分析

**中图分类号:** S127; S152.7 **文献标志码:** A **文章编号:** 1002-1302(2018)10-0285-06

青藏高原以“世界屋脊”著称于世, 平均海拔 4 000 ~ 4 500 m, 对大气环流有着重要的影响, 同时也是全球气候变化的敏感区<sup>[1-2]</sup>。青藏高原下垫面的物理状态一直受到气象学家和地理学家所关注。土壤湿度是陆地水循环的重要组成部分

收稿日期: 2016-12-13

基金项目: 国家自然科学基金重大计划(编号: 91337108); 国家自然科学基金面上项目(编号: 41375099); 国家自然科学基金国际合作项目(编号: 41561124014); 南京信息工程大学人才启动基金(编号: 2241051301004)。

作者简介: 孙 添(1991—), 男, 江苏泰州人, 硕士研究生, 主要从事微波遥感研究。E-mail: 1533364186@qq.com。

上的分布特征研究[J]. 地理科学, 2001, 21(1): 64-69.

[10] 斯钧浪, 齐 伟, 曲衍波, 等. 胶东山区县域土地利用在地形梯度上的分布特征[J]. 应用生态学报, 2009, 20(3): 679-685.

[11] 范双云. 基于地形梯度的环洞庭湖区土地利用格局变化分析[D]. 长沙: 湖南师范大学, 2014.

[12] 巩 杰, 高彦净, 张玲玲, 等. 基于地形梯度的景观生态风险空间分析——以甘肃省白龙江流域为例[J]. 兰州大学学报(自然科学版), 2014, 50(5): 692-698.

[13] 郭洪峰, 许月卿, 吴艳芳. 基于地形梯度的土地利用格局与时空变化分析——以北京市平谷区为例[J]. 经济地理, 2013, 33(1): 160-166, 186.

[14] 李云强, 齐 伟, 王 丹, 等. GIS 支持下山区县域农村居民点分布特征研究——以栖霞市为例[J]. 地理与地理信息科学, 2011, 27(3): 73-77.

[15] 关小克, 张凤荣, 刘春兵, 等. 平谷区农村居民点用地的时空特征及优化布局研究[J]. 资源科学, 2013, 35(3): 536-544.

[16] 李胜坤, 张 毅, 闫 欣, 等. 基于 GIS 的秦巴山区乡村聚落空

分, 在陆地-大气界面的水汽和能量交换中起着重要的作用, 是联系陆地水循环和能量循环的重要纽带。土壤湿度对大气过程的影响仅次于海表温度, 其记忆能力很强且长达数月, 是提高季节性预报能力的一个重要途径<sup>[3-4]</sup>。土壤湿度对大气过程的局地反馈机制, 尤其这种反馈机制对极端高温、极端降水和干旱的季节性预报作用, 是当前国际研究热点。研究表明, 土壤湿度对大气过程的反馈作用, 在干、湿气候的转换地带最为强烈<sup>[5]</sup>。但是, 土壤湿度不是常规气象观测数据, 数据积累很少, 并且现有的土壤湿度观测资料没有很好的空间代表性。

现代遥感技术的发展为获取大范围、长序列土壤湿度提供了可行途径。一般而言, 可采用红外波段影像反演土壤湿

间格局研究——以湖北省竹溪县为例[J]. 农业现代化研究, 2014, 35(6): 780-785.

[17] 中国奉新政府网[EB/OL]. [2016-11-01]. <http://www.fengxin.gov.cn>.

[18] 奉新县. [EB/OL]. 2016-11-01. <http://baike.baidu.com>.

[19] 陈 楠, 杨武年, 李 娟. 巴中市丘陵山区土地利用在地形梯度上的分布特征[J]. 水土保持通报, 2012, 32(1): 185-188, 263.

[20] 马士彬, 张勇荣, 安裕伦. 山区城市土地利用动态空间分布特征——以贵州省六盘水市为例[J]. 自然资源学报, 2012, 27(3): 489-496.

[21] 武爱彬, 刘 欣, 赵艳霞, 等. 浅山丘陵区土地利用格局的地形梯度特征与变化研究[J]. 干旱区资源与环境, 2015, 29(1): 181-185.

[22] 林善浪. 农户土地规模经营的意愿和行为特征——基于福建省和江西省 224 个农户问卷调查的分析[J]. 福建师范大学学报(哲学社会科学版), 2005(3): 15-20.

度,但是红外波段易受天气条件植被等的影响。而微波波段不易受天气条件等影响,且具有很强的穿透性,所以通过微波遥感获取土壤湿度资料更具有优势。赵逸舟等利用热带降水测量卫星(tropical rainfall measuring mission,简称 TRMM)上携带的微波辐射仪(TRMM microwave imager,简称 TMI)的亮温数据反演出青藏高原中部地区的土壤湿度<sup>[6]</sup>;Shi 等基于一个简单的地表辐射( $Q_p$ )模型发展了裸土土壤湿度反演算法,并将其应用于风云三号卫星土壤湿度的反演工作<sup>[7]</sup>;刘强等利用增强微波扫描辐射计(advanced microwave scanning radiometer for earth observation satellite,简称 AMSR-E)卫星数据通过双通道土壤湿度反演算法获得了青藏高原地区表层土壤湿度<sup>[8]</sup>;何媛等利用搭载在欧洲环境卫星的合成孔径雷达(advanced synthesis aperture radar,简称 ASAR)传感器数据与站点观测数据进行对比,估算了青藏高原东北部玛曲地区的土壤湿度<sup>[9]</sup>;彭丽春等利用中国气象局风云三号气象卫星微波亮温数据,通过土壤湿度三次多项式反演模型反演出土壤湿度<sup>[10]</sup>。在当前的土壤湿度微波遥感模型中,Owe 等提出的地表参数反演模型(land parameter retrieval model,简称 LPRM)比较有代表性<sup>[11-12]</sup>。中国气象局风云三号系列卫星(FY-3A,2007 年发射;FY-3B,2010 年发射;FY-3C,2014 年发射)是我国首次装载微波成像仪(microwave radiometer imager,简称 MWRI)的气象卫星。利用风云三号卫星微波资料研发土壤湿度产品,提高我国自主卫星产品的国际竞争力,具有重要的应用价值和现实意义。本研究采用 LPRM 土壤湿度反演模型和 FY-3B/MWRI 微波亮温资料反演了青藏高原地区的土壤湿度,并且与水文模型模拟数据、欧洲中期天气预报中心再分析资料(European Centre for Medium-Range Weather Forecasts re-analysis interim,简称 ERA-Interim)再分析和那曲地区的土壤湿度反演资料进行对比分析。

## 1 数据和方法

### 1.1 数据

**1.1.1 微波亮温数据与土壤湿度反演** 本研究使用 FY-3B 微波亮温数据进行土壤湿度的反演。FY-3B 卫星的微波成像仪(MWRI)数据包含 10.65 GHz(X 波段)、18.7 GHz(Ku 波段)、23.8 GHz(K 波段)、36.5 GHz(Ka 波段)、89 GHz(E 波段)5 个不同波段。每个波段含有 2 种极化探测模式:垂直极化(V)和水平极化(H)。LPRM 模型使用 X 波段和 Ka 波段,其中 X 波段带宽为 180 MHz,定标误差为 1.0 kHz,地面分辨率为 51 km×85 km;Ka 波段带宽为 900 MHz,定标误差为 2.0 kHz,地面分辨率为 18 km×30 km<sup>[13]</sup>。FY-3B 降轨地方时为 01:40 左右,升轨地方时为 13:40 左右。本研究使用 FY-3B 微波亮温数据通过 LPRM 模型反演了数据连续性较好的 2012 年青藏高原地区土壤湿度数据(以下记为  $SM_{LPRM}$ )。LPRM 模型将微波亮温与地表环境参数建立联系,通过能量辐射传输模型和非线性循环方法,以最小化模型微波极化差指数(microwave polarization difference index,简称 MPDI)与卫星观测微波极化差指数间的差值为目标函数,进行土壤湿度的反演<sup>[14]</sup>。

**1.1.2 CTP-SMTMN 数据** 青藏高原土壤湿度和温度观测网(soil moisture and temperature monitoring network on the

central Tibetan Plateau,简称 CTP-SMTMN)是那曲区域多尺度观测网。它在 3 种空间尺度( $1^\circ$ 、 $0.3^\circ$  和  $0.1^\circ$ )上测量土壤湿度,测量深度分别为 5、10、20、40 cm<sup>[15]</sup>。本研究仅使用表层土壤观测值(0~5 cm)。因为 LPRM 反演土壤湿度的空间分辨率为  $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ ,所以本研究选择中尺度的观测数据(下文记为  $SM_{in-situ}$ )。那曲在青藏高原中部,拥有丰富的植被层,其中中尺度观测网有 22 个站点。图 1 为那曲观测网的地理位置。

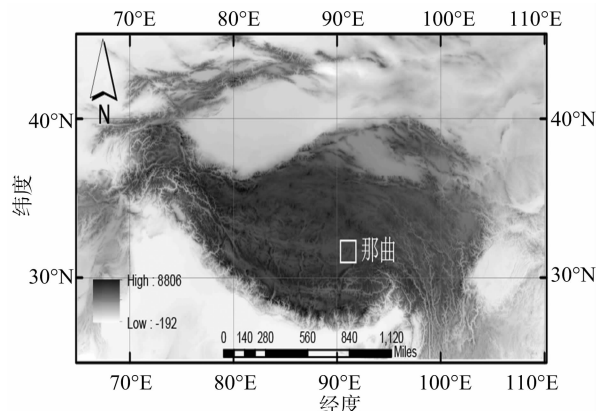


图1 那曲地区观测数据地理位置

**1.1.3 ERA-Interim 再分析资料** 本研究采用欧洲中期天气预报中心再分析资料(ERA-Interim)的土壤湿度再分析资料(以下记为  $SM_{ERA}$ )。ERA-Interim 土壤湿度再分析资料是欧洲中期天气预报中心最新的一套再分析资料。它采用了与 ERA-40 同样的欧洲中期天气预报中心陆表变化系统(tiled ECMWF scheme for surface exchanges over land,简称 TESSEL)的陆面同化方案,但是在 ERA-40 的基础上升级为四维变分同化算法。该资料的空间分辨率为  $0.75^\circ \times 0.75^\circ$ ;垂直方向上分为 4 层,到地表距离分别为 7、21、72、189 cm<sup>[16]</sup>。本研究使用 2012 年全年垂直厚度为 7 cm 的表层土壤含水量。

**1.1.4 VIC 土壤湿度数据模拟** 本研究使用张学君等利用可变渗透水文模型(variable infiltration capacity,简称 VIC)模拟的青藏高原地区土壤湿度(以下记为  $SM_{VIC}$ )(ftp://hydro.igsnrr.ac.cn/pub/VIC\_outputs/soil\_moisture\_layer1)<sup>[17]</sup>,该模拟采用中国气象局 756 观测站的相关站点观测数据(最高气温、最低气温、降水、风速等)为驱动数据。VIC 水文模型是一种基于空间分布网格化的分布式水文模型<sup>[18]</sup>,不仅可以同时进行陆-气间水量平衡和能量平衡,也可以单方面计算水量平衡。VIC 模型含有 4 种参数:植被参数、土壤参数、背景参数以及水文参数。背景参数包括流域地理特性和气候参数。植被参数、土壤参数和水文参数均具有物理机制基础。其中土壤参数和植被参数由 1 km 的全球陆地覆盖类型数据库和全球 10 km 的土壤数据库确定。水文参数有 7 个,分别是  $B$ (入渗能力形状参数)、 $D_{max}$ (底层土壤 1 d 内产生基流的最大值)、 $D_s$ (当基流非线性增长发生时,所占  $D_{max}$  的比例)、 $W_s$ (当基流非线性增长发生时,底层土壤含水量与最大土壤含水量的比值)、 $D_1$ (地表土壤厚度)、 $D_2$ (第 2 层土壤厚度)和  $D_3$ (第 3 层土壤厚度)。

### 1.2 方法

**1.2.1 地表参数反演模型(LPRM)** 本研究采用 LPRM 模

型,利用双通道微波遥感数据来反演土壤介电常数和植被光学厚度,然后通过土壤介电常数求取土壤湿度。LPRM 土壤湿度反演算法基于微波极化差异指数(microwave polarization difference index,简称 MPDI),该指数定义为

$$MPDI = \frac{T_{b[V]} - T_{b[H]}}{T_{b[V]} + T_{b[H]}} \quad (1)$$

式中: $T_b$  为微波亮温数据,下标表示微波数据的 2 种极化方式(V 为垂直极化,H 为水平极化)。土壤湿度以及植被状况影响着微波极化指数,MPDI 包含林冠层的反射率和土壤的反射率,也包含土壤介电性能等。植被冠层上方的上行辐射与辐射亮温在植被覆盖区基于辐射传输方程建立联系:

$$T_{bp} = T_s e_p \Gamma_p + (1 - \omega_p) T_c (1 - \Gamma_p) + (1 - e_p) (1 - \omega_p) T_c (1 - \Gamma_p) \Gamma_p \quad (2)$$

式中:下标  $p$  为极化方式(水平极化或者垂直极化); $T_s$  和  $T_c$  分别为土壤和林冠层的热力学温度; $\omega$  是单次散射反照率; $\Gamma$  为林冠层透过率。第 1 项  $T_s e_p \Gamma_p$  是经植被层削弱的土壤上行辐射,第 2 项  $(1 - \omega_p) T_c (1 - \Gamma_p)$  考虑了植被层自身的上行辐射,第 3 项  $(1 - e_p) (1 - \omega_p) T_c (1 - \Gamma_p) \Gamma_p$  是植被的下行辐射经过土壤的向上反射后又再次被植被层削弱后的上行辐射。

植被冠层透过率  $\Gamma$  与植被光学厚度  $\tau$  以及卫星微波传感器的入射角  $u$  的关系可进一步定义为: $\Gamma = \exp(-\tau/\cos u)$ 。将其与公式(1)、公式(2)联立化简,利用 MPDI 和土壤介电常数( $k$ )来表示植被林冠层光学厚度  $\tau$ ,那么辐射传输方程里的植被项可以写成由 MPDI 和  $k$  表示的方程;而辐射传输方程里剩余的未知量土壤发射率  $e$  可以通过 Fresnel 公式计算;此时剩余的唯一未知变量就是土壤的介电常数了。求得林冠层光学厚度和用土壤介电常数表达的土壤发射率之后,使用一个非线性迭代的迭代过程,通过优化介电常数来求解水平极化下的辐射传输方程。当迭代收敛时,LPRM 模型就可以利用全球土壤属性数据库<sup>[19]</sup>和混合介质模型<sup>[3]</sup>来计算土壤湿度。

**1.2.2 统计分析方法** 在本文中使用相关系数( $r$ )、均方根误差(root mean square deviation,简称 RMSD)、非偏性均方根误差(unbiased root mean square deviation,简称 ubRMSD)来统计分析 3 套土壤湿度数据和站点观测数据的差异性。相关研究表明,均方根误差不能对误差进行准确评估,有其局限性;而非偏性均方根误差能更好地评估遥感数据与地面观测数据之间的误差范围<sup>[20-21]</sup>。均方根误差和非偏性均方根误差的计算公式分别如下:

$$RMSD = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{n=1}^N (Q_{situ} - Q_s)^2} \quad (3)$$

$$ubRMSD = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{n=1}^N [(Q_s - \bar{Q}_s) - (Q_{situ} - \bar{Q}_{situ})]^2} \quad (4)$$

式中: $N$  是样品数量, $Q_s$  代表评测的 3 套土壤湿度数据, $Q_{situ}$  是那曲区域的地面观测数据。 $\bar{Q}_s$  是 3 套土壤湿度数据各自的平均值, $\bar{Q}_{situ}$  是站点观测数据的平均值。相关统计结果可以通过泰勒图<sup>[22]</sup>进行显示。

## 2 结果与分析

### 2.1 土壤湿度时间变化特征

从图 2 中可以看出,SM<sub>LPRM</sub> 数据在冬季缺失,这是因为冬

季气温较低,土壤水分冻结,LPRM 模型不能反演该地区的土壤湿度数据。在春季,随着气温升高,冻结的土壤开始解冻,SM<sub>LPRM</sub> 随着气温的升高开始逐步增加。而 SM<sub>VIC</sub> 和 SM<sub>ERA</sub> 土壤湿度数据在冬季变化较平缓,且在 4 月中旬至 6 月呈现一定程度的下降趋势。夏季,站点观测土壤湿度在 6—7 月升高达到最高值,在 8 月有所降低,SM<sub>LPRM</sub>、SM<sub>VIC</sub>、SM<sub>ERA</sub> 数据的变化均吻合站点数据的时间变化。在 4—9 月,与站点观测数据相比,SM<sub>VIC</sub> 数值偏低,而 SM<sub>LPRM</sub> 数值则明显偏高。

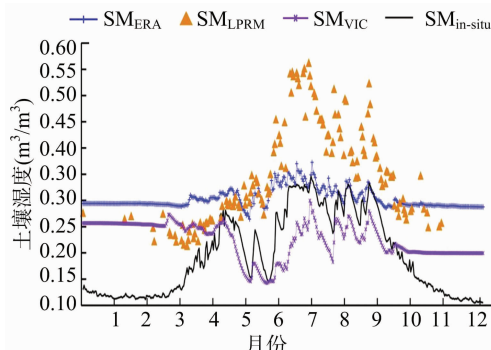


图2 那曲地区土壤湿度时间变化(2012年)

图 3 显示的是标准化后的站点观测值与土壤湿度产品数据的对比信息,以此分析 SM<sub>LPRM</sub>、SM<sub>VIC</sub>、SM<sub>ERA</sub> 3 套数据分别与土壤湿度站点观测数据的吻合情况。标准化后的站点观测值与标准化后的土壤湿度产品数据的比值越接近 1:1 线,说明它们在时间变化方面越一致;若高于 1:1 线,说明土壤湿度产品数据的时间变化率高于站点观测数据的时间变化率;而低于 1:1 线,说明土壤湿度产品数据的随时间变化率低于站点观测数据的时间变化率。从图 3 可以看出,标准化后的 SM<sub>LPRM</sub> 与标准化后的站点观测数据比值接近 1:1 线,大部分处于 1:1 线下部,说明 SM<sub>LPRM</sub> 时间变化率低于站点观测数据的时间变化率;标准化后的 SM<sub>ERA</sub> 与标准化后的站点观测数据的比值大部分分布在 1:1 线下部,少部分在 1:1 线上部偏离较远,说明 SM<sub>ERA</sub> 数据时间变化率也主要表现为低于观测数据;而 SM<sub>VIC</sub> 分布相对离散,表明其在时间变化方面与观测数据的一致性较弱。

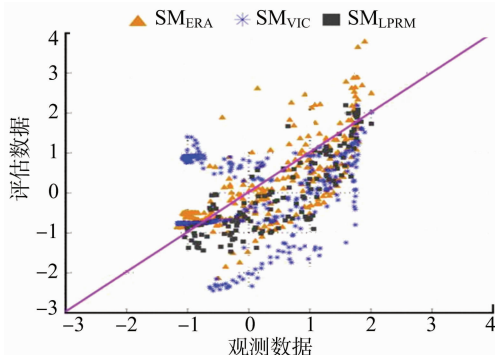


图3 站点观测值与土壤湿度产品数据对比

图 4 为 2012 年 SM<sub>ERA</sub>、SM<sub>VIC</sub>、SM<sub>LPRM</sub> 和 SM<sub>in-situ</sub> 的暖季(5—11 月)期间统计分析泰勒图。在泰勒图中,站点观测数据位于相关系数为 1 和标准误差为 1 的点。标准差比值为评估数据的标准差和站点观测数据标准差的比值;标准差比值大于 1,表明评估数据的数值变化的振幅大于站点数据的数值变化的振幅,而标准差比值小于 1 则表明相反的结果。从

图中可以看出,  $SM_{VIC}$  与  $SM_{in-situ}$  相关系数为 0.68, 标准差比值在 0.5 左右, 而  $ubRMSD$  在 0.75 左右, 说明 VIC 土壤湿度与站点土壤湿度观测数据在时间变化上一致性较低, 而自身变化的范围小于站点观测数据的变化范围, 并且偏离站点观测数据较远。  $SM_{ERA}$  与  $SM_{in-situ}$  相关系数在 0.73 左右, 标准差比值在 0.3 左右, 非偏性均方根误差在 0.65 左右, 说明 ERA - Interim 再分析资料与站点土壤湿度观测数据在时间变化上一致性较高, 但是自身变化的范围远小于站点观测数据的变化范围, 偏离站点观测数据较小。  $SM_{LPRM}$  与  $SM_{in-situ}$  相关系数在 0.75 左右, 标准差比值在 1.3 左右, 非偏性均方根误差在 0.8 左右, 说明 LPRM 土壤湿度数据与站点土壤湿度观测数据在时间变化上一致性很高, 自身变化的范围远大于站点观测数据的变化范围, 偏离站点观测数据较大。在 3 套数据中从时间变化上来看, LPRM 土壤湿度数据与站点土壤湿度观测数据一致性最高; 而从误差上来看, ERA 土壤湿度数据表现较好, 但是自身变化范围太小。

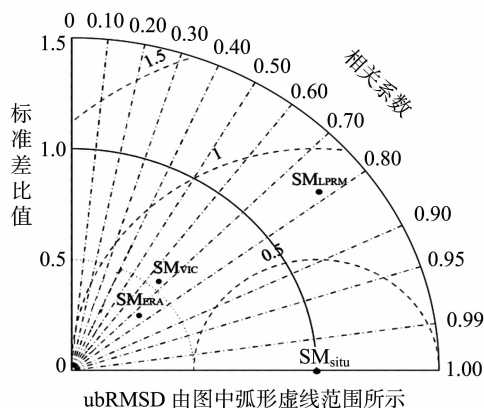


图4  $SM_{ERA}$ 、 $SM_{VIC}$ 、 $SM_{LPRM}$ 、 $SM_{in-situ}$  暖季(5—11月)期统计分析泰勒图

相关研究表明, VIC 土壤湿度数据的空间分布在青藏高原表现较好<sup>[23-24]</sup>。图 5 将 LPRM 土壤湿度数据与 VIC 土壤湿度数据和 ERA - Interim 土壤湿度数据进行空间比较。图 5 - a、图 5 - c 中, 春季和秋季  $SM_{LPRM}$  数据在青藏高原西部存在大片空白区, 这是因为该地区地表温度较低, 土壤水分冻结, 无法采用遥感手段反演土壤湿度。春季, LPRM 土壤湿度数据在青藏高原东部地区在  $0.25 \sim 0.4 \text{ m}^3/\text{m}^3$  之间, 与 VIC 土壤湿度数据在该地区分布接近, 而 ERA - Interim 土壤湿度数据在  $0.25 \sim 0.35 \text{ m}^3/\text{m}^3$  之间。夏季, LPRM 土壤湿度数据在青藏高原中南部地区在  $0.4 \sim 0.45 \text{ m}^3/\text{m}^3$  之间; 其中, 青藏高原南麓数值较高, 这是因为印度洋季风带来的暖湿气流融化积雪并带来降雨从而导致此处土壤湿度偏高<sup>[25-29]</sup>。同时在祁连山脉地区, 夏季降水量丰富, 导致土壤湿度升高<sup>[30]</sup>, 在 LPRM 土壤湿度数据夏季平均分布图中可以明显地看到区域内土壤湿度增加, 在 VIC 土壤湿度中该地区也有明显的增湿现象。而青藏高原东部属于林区, 茂盛的植被和降水量增加导致东部地区土壤湿度升高; 同样在 VIC 土壤湿度数据中, 夏季该地区土壤湿度升高, 在  $0.3 \sim 0.4 \text{ m}^3/\text{m}^3$  之间; 不过在中南部地区表现不明显, 土壤湿度在  $0.15 \sim 0.25 \text{ m}^3/\text{m}^3$  之间。而在 ERA - Interim 土壤湿度数据中该变化表现不明显。在秋季, LPRM 土壤湿度数据在青藏高原中南部的高值区范围减小, 植被枯萎以及降水量减小导致了该地区的土壤湿度

减小; 在 VIC 土壤湿度数据中, 中南部地区土壤湿度在  $0.15 \sim 0.3 \text{ m}^3/\text{m}^3$  之间, 东部地区土壤湿度也有所降低, 在  $0.3 \sim 0.45 \text{ m}^3/\text{m}^3$  之间; 而在 ERA - Interim 土壤湿度数据中, 青藏高原南部地区土壤湿度下降, 整个高原地区土壤偏干。

为了进一步研究  $SM_{LPRM}$ 、 $SM_{VIC}$ 、 $SM_{ERA}$  在春夏秋 3 季的空间分布的一致性和差异性, 本研究做了  $SM_{LPRM}$  与  $SM_{VIC}$  以及  $SM_{LPRM}$  与  $SM_{ERA}$  在 3 个季节相关系数的空间分布。图 6 - a、图 6 - d 为春季的相关分布, 图 6 - b、图 6 - e 为夏季的相关分布, 图 6 - c、图 6 - f 为秋季的相关分布。在春季, LPRM 土壤湿度数据与 VIC 土壤湿度数据在青藏高原东部地区主要呈现负相关, 而与 ERA - Interim 土壤湿度数据在青藏高原东部地区则呈现一定程度的正相关, 这表明春季 LPRM 土壤湿度数据在青藏高原东部地区与 VIC 土壤湿度数据有显著差异, 而与 ERA - Interim 数据的一致性略好。在夏季, LPRM 土壤湿度数据与 VIC 土壤湿度数据在青藏高原东部地区呈现正相关, 在青藏高原中南部地区相关系数达到 0.6 以上; 与 ERA - Interim 土壤湿度的相关性也高; 这表明 LPRM 土壤湿度与 VIC 和 ERA - Interim 数据都有较好的一致性。在秋季, LPRM 土壤湿度数据与 VIC 土壤湿度数据在青藏高原东部的部分地区呈现负相关, 部分地区呈正相关; 而与 ERA - Interim 土壤湿度数据则呈现较好的正相关分布; 这表明 LPRM 土壤湿度数据与 ERA - Interim 的一致性优于 VIC 土壤湿度数据。吴志勇等利用 VIC 模型模拟了全国逐日土壤湿度, 通过比较发现 VIC 模型模拟的土壤湿度数据在中国西部地区以及西北干旱地区模拟效果不理想, 在中国南部等湿润和半湿润地区模拟效果较好<sup>[31]</sup>。Bi 等指出 VIC 数据在青藏高原东部地区表现较差, 原因在于该地区土壤异质性较大, 一定程度上影响土壤湿度的模拟精度。综上所述, 夏季 LPRM 土壤湿度数据在青藏高原南部和东部地区与 VIC 和 ERA - Interim 数据的一致性最好, 数据质量较为可信<sup>[23]</sup>。

### 3 结论

基于中国气象局 FY - 3B 气象卫星微波亮温资料, 本研究采用能量辐射传输模型 LPRM 反演了 2012 年青藏高原地表土壤湿度, 并与 ERA - Interim 再分析资料、VIC 水文模型模拟资料和那曲地区站点观测资料进行了对比分析, 可以初步得到如下结论: 就绝对量而言, LPRM 反演土壤湿度与那曲地区站点观测数据的偏差较大。ERA - Interim 再分析资料与 VIC 水文模型模拟资料的绝对量偏差明显低于 LPRM 反演土壤湿度。就时间变化而言, LPRM 土壤湿度数据与那曲地区观测数据的相关系数最高, ERA - Interim 再分析资料次之, VIC 水文模型模拟资料最低。这表明 LPRM 土壤湿度与观测资料呈现出的时间变化最为一致。3 套格点数据的相关性呈现明显的季节变化。在夏季, LPRM 土壤湿度数据与 VIC、ERA - Interim 土壤湿度数据在青藏高原大部分地区呈现正相关; 尤其是在青藏高原南部地区, 相关系数均达到 0.6 以上。在春季和秋季, 而 LPRM 土壤湿度数据与 ERA - Interim 再分析资料在青藏高原东部地区主要呈现正相关关系; 而与 VIC 模型模拟数据则存在较大差异。在春季, LPRM 土壤湿度与 VIC 数据主要表现为负相关; 在秋季, 两者在青藏高原东南部主要表现为正相关, 而在东中部地



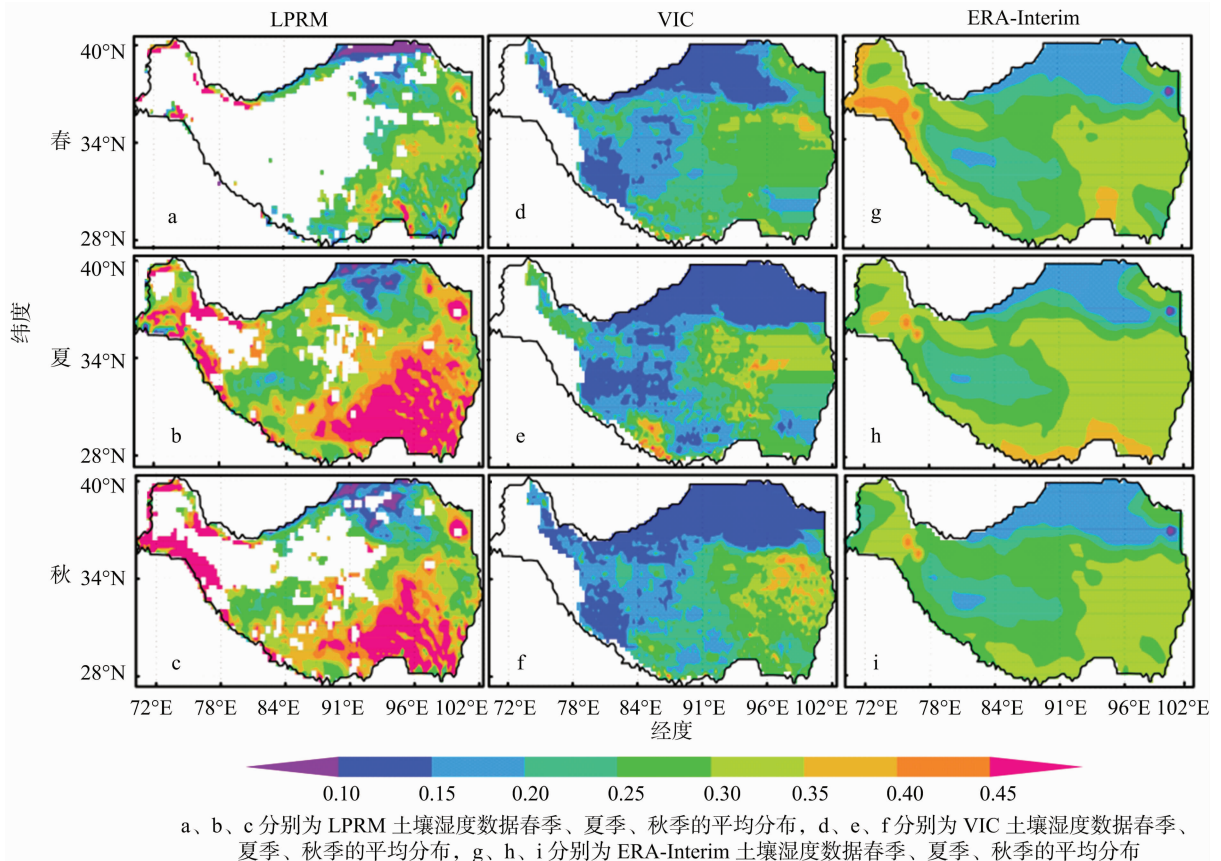


图5 LPRM、VIC 和 ERA-Interim 土壤湿度数据季节平均分布

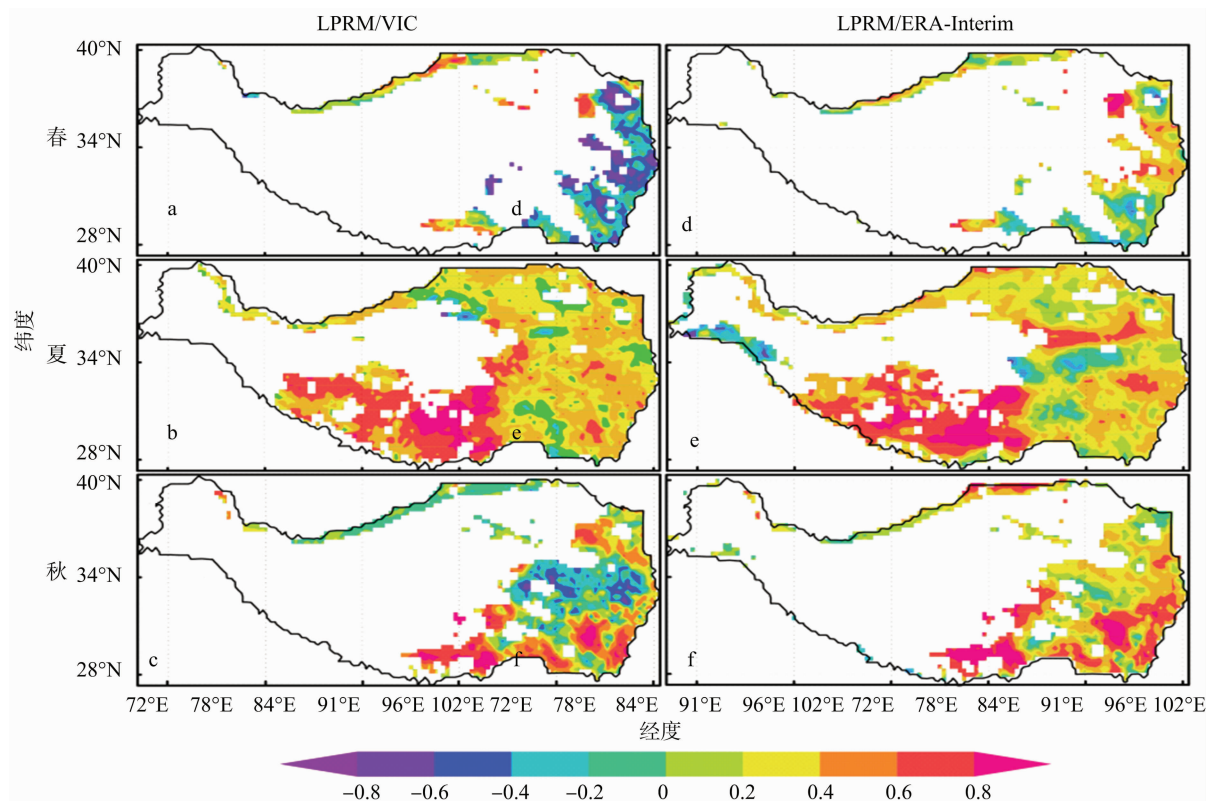


图6 LPRM 土壤湿度数据与 VIC 土壤湿度数据以及 LPRM 土壤湿度数据与 ERA-Interim 土壤湿度数据季节相关分布

区则表现为负相关。但是,由于缺乏大范围的土壤湿度观测资料,尚无法厘清这种不确定性的来源。LPRM 辐射传输模型在反演青藏高原土壤湿度的时间变化方面表现优异。但是,它在那曲地区反演的土壤湿度绝对量明显偏高,仍需进一步改进和优化。改进土壤介电常数和地表糙度,是可能的努力方向。

#### 参考文献:

- [1] Ye D. Some characteristics of the summer circulation over the Qinghai – Xizang (Tibet) Plateau and its neighborhood [J]. Bulletin of the American Meteorological Society, 1980, 62(1): 14 – 19.
- [2] Yeh T C. Some aspects of the thermal influences of the Qinghai – Tibetan plateau on the atmospheric circulation [J]. Archives for Meteorology Geophysics & Bioclimatology, 1982, 31(3): 205 – 220.
- [3] Wang J R, Schmugge T J. An empirical model for the complex dielectric permittivity of soils as a function of water content [J]. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, 1980, 18(4): 288 – 295.
- [4] Quesada B, Vautard R, Yiou P, et al. Asymmetric European summer heat predictability from wet and dry southern winters and springs [J]. Nature Climate Change, 2012, 2(10): 736 – 741.
- [5] Seneviratne S I, Corti T, Davin E L, et al. Investigating soil moisture – climate interactions in a changing climate: a review [J]. Earth – Science Reviews, 2010, 99(3): 125 – 161.
- [6] 赵逸舟, 马耀明, 黄 镇, 等. 利用 TRMM/TMI 资料反演青藏高原中部土壤湿度 [J]. 高原气象, 2007, 26(5): 952 – 957.
- [7] Shi J, Jiang L, Zhang L, et al. Physically based estimation of bare – surface soil moisture with the passive radiometers [J]. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, 2006, 44(11): 3145 – 3153.
- [8] 刘 强, 杜今阳, 施建成, 等. 青藏高原表层土壤湿度遥感反演及其空间分布和多年变化趋势分析 [J]. 中国科学: 地球科学, 2013(10): 1677 – 1690.
- [9] 何 媛, 文 军, 张堂堂, 等. 卫星微波遥感结合可见光遥感估算黄河源区土壤湿度研究 [J]. 遥感技术与应用, 2013, 28(2): 300 – 308.
- [10] 彭丽春, 李万彪, 刘辉志. FY – 3A/MWRI 数据反演半干旱地区土壤湿度的研究 [J]. 北京大学学报 (自然科学版), 2011, 47(5): 797 – 804.
- [11] Owe M, de Jeu R, Holmes T. Multisensor historical climatology of satellite – derived global land surface moisture [J]. Journal of Geophysical Research, 2008, 113: F01002.
- [12] de Jeu R A M, Wagner W, Holmes T R H, et al. Global soil moisture patterns observed by space borne microwave radiometers and scatterometers [J]. Surveys in Geophysics, 2008, 29(4/5): 399 – 420.
- [13] 杨 军, 董超华, 卢乃锰, 等. 中国新一代极轨气象卫星——风云三号 [J]. 气象学报, 2009, 67(4): 501 – 509.
- [14] Liu Y Y, Dorigo W A, Parinussa R M, et al. Trend – preserving blending of passive and active microwave soil moisture retrievals [J]. Remote Sensing of Environment, 2012, 123(3): 280 – 297.
- [15] Chen Y, Yang K, Qin J, et al. Evaluation of AMSR – E retrievals and GLDAS simulations against observations of a soil moisture network on the central Tibetan Plateau [J]. Journal of Geophysical Research Atmospheres, 2013, 118(10): 4466 – 4475.
- [16] Dee D P, Uppala S M, Simmons A J, et al. The ERA – Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system [J]. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 2011, 137(656): 553 – 597.
- [17] Zhang X J, Tang Q, Pan M, et al. A long – term land surface hydrologic fluxes and states dataset for China [J]. Journal of Hydrometeorology, 2014, 15(5): 2067 – 2084.
- [18] Nijssen B, Schnur R, Lettenmaier D P. Global retrospective estimation of soil moisture using the variable infiltration capacity land surface model, 1980 – 93 [J]. Journal of Climate, 1999, 14(8): 1790 – 1808.
- [19] Rodell M, Houser P R, Jambor U, et al. The global land data assimilation system [J]. Bulletin of the American Meteorological Society, 2004, 85(3): 381 – 394.
- [20] Pratola C, Barrett B, Gruber A, et al. Evaluation of a global soil moisture product from finer spatial resolution SAR data and ground measurements at Irish sites [J]. Remote Sensing, 2014, 6(9): 8190 – 8219.
- [21] Willmott C J, Matsuura K. Advantages of the mean absolute error (MAE) over the root mean square error (RMSE) in assessing average model performance [J]. Climate Research, 2005, 30(1): 79 – 82.
- [22] Taylor K E. Summarizing multiple aspects of model performance in a single diagram [J]. Journal of Geophysical Research, 2001, 106(D7): 7183 – 7192.
- [23] Bi H, Ma J, Zheng W, et al. Comparison of soil moisture in GLDAS model simulations and in situ observations over the Tibetan Plateau [J]. Journal of Geophysical Research Atmospheres, 2016, 121(6): 2658 – 2678.
- [24] McNally A, Shukla S, Arsenault K R, et al. Evaluating ESA CCI soil moisture in East Africa [J]. International Journal of Applied Earth Observation & Geoinformation, 2016, 48: 96 – 109.
- [25] 段克勤, 姚檀栋, 王宁练, 等. 青藏高原南北降水变化差异研究 [J]. 冰川冻土, 2008, 30(5): 726 – 732.
- [26] Xie C Y, Li M J, Zhang X Q, et al. Moisture transport features in summer and its rainfall effects over key region in southern margin of Qinghai – Xizang Plateau [J]. Plateau Meteorology, 2015, 34(2): 327 – 337.
- [27] 刘晓东. 青藏高原隆升对亚洲季风形成和全球气候与环境变化的影响 [J]. 高原气象, 1999, 18(3): 321 – 332.
- [28] 李 理, 李栋梁. 青藏高原土壤湿度对黄河流域夏季降水的影响 [C]//S4 青藏高原及邻近地区天气气候影响. 北京: 中国气象学会, 2012.
- [29] 解承堂, 李敏姣, 张雪芹, 等. 青藏高原南缘关键区夏季水汽输送特征及其与高原降水的关系 [J]. 高原气象, 2015, 34(2): 327 – 337.
- [30] 贾文雄. 祁连山气候的空间差异与地理位置和地形的关系 [J]. 干旱区研究, 2010, 27(4): 607 – 615.
- [31] 吴志勇, 陆桂华, 张建云, 等. 基于 VIC 模型的逐日土壤含水量模拟 [J]. 地理科学, 2007, 27(3): 359 – 364.