中国地区土壤湿度记忆性及其与降水特征变化的关系

赵家臻[1]，王爱慧[2]，王会军[1,2,3]

1 南京信息工程大学气象灾害预报预警与评估协同创新中心/气象灾害教育部重点实验室，南京 210044
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
3 中国科学院气候变化研究中心，北京 100029

摘要 本文首先利用中国气象局国家气象信息中心提供的中国732个站点观测的土壤体积含水量，评估了CLM4.5 (Community Land Model version 4.5) 在CFSR近地面大气数据驱动下模拟的逐月土壤湿度（记为CLM4.5-CFSR），然后基于CLM4.5-CFSR比较了Pearson相关法和自相关法计算得到的1980-2009年中国地区土壤湿度记忆性的区域及季节分布特征，量化了土壤湿度的记忆能力，研究了降水频率、降水强度和近地表气温分别对土壤湿度记忆性的影响。结果表明：CLM4.5-CFSR能较好地反映出大部分地区月时间尺度上土壤湿度的变化特征。两种方法描述的土壤湿度记忆性的空间分布特征相似，但季节特征不同。不同深度土壤湿度的记忆时长相差不大，在0.85-2.2个月不等，其中内蒙古东北部较大，新疆西南部较小。春季，较湿的土壤记忆性也较强。当降水频率较低时，其对蒸发速率较大的地区土壤湿度的记忆性影响很小，当降水强度较大时，它会迅速补充土壤散失的水分，破坏初始时刻土壤的干湿状态，引起其记忆性减弱。近地表气温变化主要通过影响土壤的蒸发过程减弱土壤湿度的记忆性。未来可利用气候模式开展数值敏感性试验对本文得到的结论进行机理研究，为进一步提高季节和季节内尺度的降水预报提供依据。

关键词 土壤湿度 记忆性 降水频率 降水强度 近地表气温
文章编号
doi: 10.3878/j.issn.1006-9895.2007.20149

Soil Moisture Memory in China and Its Relationship with Precipitation Characteristics

Zhao Jiazhen[1], Wang Aihui[2], Wang Huijun[1,2,3]

1 *Collaborative Innovation Center on Forecast and Evaluation of Meteorological Disasters/Key Laboratory of Meteorological Disaster, Ministry of Education, Nanjing University of Information Science and Technology, Nanjing 210044*
2 *Nansen-Zhu International Research Centre, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029*
3 *Climate Change Research Center, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029*

Abstract This study first uses the volumetric soil water content data from 732 stations in China provided by the National Meteorological Information Center (NMIC) at the China Meteorological Administration (CMA) to evaluate the simulations of the Community Land Model version 4.5 (CLM4.5) driven by CFSR near surface meteorological data (referred as to CLM4.5-CFSR). Then we use CLM4.5-CFSR to investigate the spatialtemporal characteristics of soil moisture memory during 1980-2009 in China. The soil moisture memory is calculated by both Pearson correlation method and autocorrelation method. The effects of precipitation frequency, precipitation intensity and near-surface temperature on soil moisture memory are then explored. The results show that CLM4.5-CFSR can reflect the soil moisture changes on the monthly time scale in China. The spatial distributions of soil moisture memory from two methods are simliar, but their seasonal characteristics are different. The soil moisture memory duration does not vary much with soil depth, but it ranges from 0.85-2.2 months across China with relatively large magnitude in the northeast of the Inner Mongolia, but small in the southwest of Xinjiang Province. In spring, the wetter soil is, the longer soil moisture memory is. When the precipitation frequency is low, it has little effect on soil moisture memory in areas where the evaporation

收稿日期 2020-04-27；**网络预出版日期**
作者简介 赵家臻，男，1997 年 9 月出生，硕士研究生，主要从事陆-气相互作用研究。E-mail：15195901336@163.com
通讯作者 王爱慧，E-mail:wangaihui@mail.iap.ac.cn
资助项目 国家自然科学基金 41875106
Funded by National Natural Science Foundation of China (Grant 41875106)

rate is high. When the precipitation intensity is high, soil moisture memory will be shortened by it because it can replenish the soil water rapidly and destroy the initially dry or wet conditions of soil. Changes in the near-surface temperature will shorten the soil moisture memory through its effect on the soil evaporation. In the future, it is necessary to carry out climate model sensitivity experiments to take insight into the physical mechanism associated with the conclusions obtained in current study, and then to provide a basis for further improving the seasonal and intraseasonal precipitation prediction.
Keywords Soil moisture, Memory, Precipitation Frequency, Precipitation Intensity, Near-Surface Temperature

1 引言

由于土壤中各种物理过程的热力和水力结构特性，土壤过程相对于大气变化较为缓慢，从而使得土壤湿度具有一定“记忆性”。土壤湿度直接决定地表和大气的潜热和感热通量的分配，影响近地层的水热状况以及边界层稳定性（Betts，2004；EK and Holtslag，2004；Hohenegger et al.，2009；Santanello et al.，2009；Findell et al.，2011；Taylor et al.，2011；Orth and Seneviratne，2012）。对于某一地区来说，土壤湿度的记忆性使得该地区前期的土壤水分异常得以维持，并通过蒸发潜热影响后期的天气或气候状况，土壤所具有的该特性也常常被用于天气和气候预测中（马柱国等，2000；李忠贤等，2012；陈海山和周晶，2013）。目前计算土壤湿度记忆性比较通用的统计算法有两个，一个是 Pearson 相关法（Koster and Suarez，2001；Mahanama and Koster，2003，2005；Seneviratne et al.，2006；Orth and Seneviratne，2012；Seneviratne and Koster，2012），用于计算逐月土壤湿度的记忆性，另一个是自相关法（Wu and Dickinson，2004），用于计算各季节土壤湿度的记忆性。两种方法的计算过程存在明显差异。那么在中国范围内，两种方法计算的土壤湿度记忆性的强度是否也存在差异？其随地区、季节以及土壤深度的变化特征有何异同？开展这方面的研究能够在增强我们对土壤湿度记忆能力的理解的同时，有助于在今后的研究中选取合理的方法来描述土壤湿度记忆性。

由于土壤湿度观测难度较大，地面站点较稀疏，实测资料长度较短且有很多缺测，对土壤湿度记忆性的研究大多是利用数值模拟资料来进行的。Delworth and Manabe（1988）在对 GFDL 大气环流模式输出的土壤湿度和降水数据进行谱分析后指出，在一个气候系统中，具有“白噪音”特征的外强迫变量（例如降水和融雪）会使得土壤湿度具有“红噪音”变化特点，后者的变化则决定于土壤潜在蒸发和降水的比值。这里所提到的“红噪音”即表示土壤湿度时间序列中存在低频变化特征，且这种特征代表了土壤对高频的大气强迫的“记忆”。Koster and Suarez（2001）基于陆面模式中土壤水分平衡方程的研究指出引起土壤湿度记忆性空间分布差异的主要因素为大气强迫的季节性变化、蒸发和径流随土壤水分的变化以及前期土壤湿度与后期大气强迫的相关性。Wu and Dickinson（2004）对陆面模式模拟的土壤湿度与地表水分平衡方程中其余各变量进行了交叉谱分析后指出，在较暖的区域，当土壤较为湿润时，土壤水分持续时间更长，主要受到与温度有关的气象强迫变量的影响，而在土壤较为干燥时，土壤湿度的时间尺度则更多由土壤水分与径流相互作用的时间尺度所决定。上述研究表明，土壤湿度所具有的记忆特性与土壤湿度本身存在直接联系，且又受降水、气温、蒸发和径流等诸多因素的影响，具有明显的时空分布特征。深入研究土壤湿度的记忆性对提高季节内和跨季节气候预测至关重要（Seneviratne et al.，2010）。

一般来讲，开展土壤湿度记忆性方面的研究通常需要时空连贯性较强的、精度较高的土壤湿度资料。目前，中国地区的土壤湿度观测站点分布稀疏，且观测得到的土壤湿度资料时空连贯性较差，不能直接用于研究土壤湿度的记忆性（张秀芝等，2004；Wang and Shi，2019）。降水是驱动陆面模式离线模拟的主要气候要素之一，对模拟的地表水文过程非常关键（Wang et al.，2016）。研究表明，降水变化会对土壤湿度的记忆性产生显著影响（Orth and Seneviratne，2012）。一般来讲，一个地区在温度变化不大的情况下，前期土壤越湿，蒸发率会越高，后期降水概率也会加大。对于初始时刻异常偏湿的土壤来说，降水能够补充土壤中由于蒸发和径流散失的水分，使得土壤水分随时间不会衰减过快，最终造成初始时刻土壤异常偏湿的状态能够延续更长时间，这是土壤湿度记忆性增强的机制之一（Koster and Suarez，2001）。中国降水南多北少，呈现出明显的季节性和区域性。已有研究结果显示，1960 至 2000 年间，中国总降水量增长了 2%，总降水频率则减少了 10%。这其中总降水增长量的 95%是由于强降水事件频率增大贡献的，而减少的总降水频率的 66%来源于弱降水事件（Liu et al.，2005）。然而，除了降水以外，研究表明土壤湿度和温度异常也存在十分密切的联系（Durre et al.，2000；Shinoda and Yamaguchi，2003）。Seneviratne et al.（2006）指出，蒸发和径流是引起 AGCM 中土壤湿度记忆性变化最
接相关。除了对蒸发的影响外，近地表气温还能够通过

影响土壤的融冻过程引起土壤湿度的变化（程善俊等，2013；李若麟等，2016）。一般而言，在没有降水补充的情况下，气温越高，土壤的蒸发量越大，土壤湿度越小。对于有冻土存在的地区而言，气温越高，土壤的融化量越大，对应土壤湿度也会越大。那么，在中国范围内降水强度、降水频率以及近地表气温与土壤湿度的记忆性之间究竟存在着怎样的关系？它们分别会对土壤湿度的记忆性产生怎样的影响？开展这方面的研究可以深入理解影响土壤湿度记忆特征的物理因子和机理，对天气气候的可预报性非常重要。

本文利用陆面模式离线模拟的土壤湿度数据，比较了两种统计方法计算的中国地区不同季节、不同深度土壤湿度记忆性的空间分布特征。然后，分析了不同土壤深度层土壤湿度记忆能力的变化规律，并在此基础上探讨了土壤湿度记忆性与土壤湿度、降水频率、降水强度以及近地表气温之间的关系及其区域和季节变化特征，为季节和季节内尺度的降水预报提供依据。

2 资料和方法

2.1 资料

通用陆面模式（Community Land Model，CLM)是美国国家大气研究中心（NCAR）发展的通用地球系统模式（Community Earth System Model，CESM；Hurrell et al.，2013）的陆面模块。CLM 描述了陆面生物地球物理/生物地球化学过程，包括植物和土壤之间的水分和热量传递过程、将太阳和长波辐射通量划分成潜热、感热以及地表热通量的形式等等（Oleson et al.，2013）。相较于之前的版本，CLM4.5 扩充了模式功能，包括优化了植被和土壤参数，改进了冻土水导、雪盖等参数化方案，对土壤水热传输过程的模拟更为准确等等（Niu and Yang，2006；Lawrence and Slater，2007；Lawrence et al.，2011；Fang et al.，2016）。

CLM4.5 离线模拟需要连续的大气强迫资料，包括入射短波和长波辐射、气温、湿度、气压、降水以及风速。Wang et al.（2016，简称 W16）基于三套全球大气再分析数据（MERRA，CFSR，ERA-Interim）和 GPCP 全球逐月降水观测资料构建了全球 0.5°×0.5°陆面模式大气强迫数据，并驱动 CLM4.5 模拟得到了 1980-2009 年期间全球陆表水文过程变量和湍流通量的数据集；利用全球多地多源实测资料对该资料可靠性进行了评估，表明该资料能较好的重现全球地表水文特征。其中，利用中国和美国多个站点观测的土壤湿度资料对这套资料进行了评估，结果显示模拟结果能很好再现土壤湿度时空变化特征，且在中国区域重现极端水文事件（如 1997 年华北干旱和 1998 年长江洪水事件）。可见，该资料是迄今为止质量较高，持续时间较长的地表水文资料。

W16 土壤湿度数据共有四套，除了新构建的三套外，还有基于 CLM4.5 自带的大气强迫数据 CRUNCEP 驱动得到的全球地表水热数据。考虑到 W16 中各个土壤湿度数据在中国站点的评估结果（Wang et al.，2016），在本文研究中我们选择基于 NCEP 气候预报系统再分析 CFSR 数据集（Saha et al.，2010）构建大气强迫场驱动 CLM4.5 模拟得到的中国区域逐月土壤湿度数据。CLM4.5 将地表至 3.80 米土壤深度分为 10 层，每层厚度不均匀，从上到下层厚依此增加，模式输出的土壤湿度为土壤体积含水量，代表各土层的平均值。为了方便研究，我们以土壤层厚度作为权重系数，将 10 层土壤湿度数据进行加权平均后得到 0-10cm，10cm-1m 以及 1m-2m 深度的数据，依次分别代表浅层，中层和深层土壤湿度。

除此之外，本文还使用了吴佳和高学杰（2013）基于 2400 余个中国地面气象台站的观测降水，采用“距平逼近”的插值方法构建的 0.5°×0.5°逐日格点降水与近地表气温资料（CN05.1）。

2.2 CLM4.5 模拟土壤湿度的评估

为了验证数据的准确性，本节利用中国站点观测资料对本文所使用的基于 CFSR 数据集和 GPCP 月平均降水构建大气强迫场驱动 CLM4.5 模拟得到的土壤湿度数据（简称 CLM4.5-CFSR 数据）进行评估。Wang and Shi（2019）分析整合了一套包含中国区域 732 个站点在 1992-2013 年的逐月土壤体积含水量数据，该数据原始数据是根据称重法得到的，是中国区域现有站点较多、较为准确的土壤湿度观测数据。本文利用上述站点观测数据中 1992-2009 年期间，4-9 月 0-10cm 土壤体积含水量对 CLM4.5-CFSR 进行了评估。采用临近格点法将模拟与观测数据进行匹配（刘川等，2015），得到用于对比检验的 732 个观测站点对应的模式格点数据。在各个站点上首先将观测和模拟结果减去各自月平均气候态，得到逐月距平值，然后计算了模拟和观测的逐月距平值之间的相关系数，并进行了显著性水平为 0.05 的显著性检验。

比较结果表明，全国 732 个站点中 84%的站点对应观测与模拟的土壤湿度月距平值的相关系数通过 95%显著性检验。图 1 是 1992-2009 年 4-9 月全国 732 个站点的土壤湿度距平月平均土壤湿度距平序列。可以看到，模式与观测结果十分相似，二者对应的土壤湿度序列的相关系数高达 0.83，通过显著性检验，标

准差比值为 1.22（其中，观测为 0.012，CLM4.5-CFSR 为 0.014）。CFSR 数据过高估计了 1993-1997 年的土壤湿度异常，同时，略微低估了 1999-2001 年以及 2005-2006 年的土壤湿度异常。

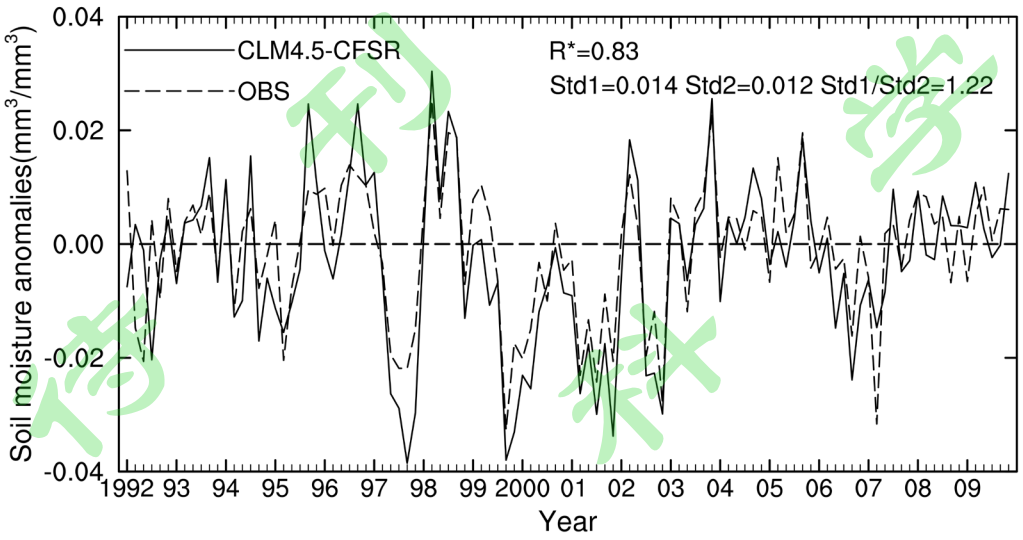

图 1 1992-2009 年 4-9 月，中国 732 个站点平均的模拟和观测得到的 0-10cm 逐月土壤湿度距平序列，图中 *Std1* 和 *Std2* 分别为模拟（CLM4.5-CFSR）和观测（OBS）序列的标准差（mm^3/mm^3），*R* 代表两个序列之间的相关系数，*表示通过 95%显著性检验

Fig.1 Monthly soil moisture anomalies at 0-10cm depth averaged over 732 stations in China from CLM4.5-CFSR and observations from April to September during 1992-2009. In the figure, *Std1* and *Std2* represent the standard deviation of the simulated and observed time series, respectively, *R* represents the correlation coefficient between the two time series, * indicates that *R* is passing 95% significant level test

为了分析 CLM4.5-CFSR 对中国观测站点较为稀疏的地区土壤湿度的模拟效果，本文选择新疆地区 31 个站点、西藏地区 4 个站点将观测与模拟进行比较。由于这两个地区大多数月份站点观测数据为缺测，以夏季 6 月份（观测数据较为完整）为例，绘制了两个地区区域平均的土壤湿度月距平值的时间序列（图 2）。在西藏地区，模拟与观测的土壤湿度序列之间相关系数 *R* 为 0.29，较新疆地区更高（*R* 为 0.17），但两个地区的 *R* 均没有通过 95%显著性检验。对比两个地区土壤湿度序列的标准差（反映年际变率）可以发现，西藏地区模拟与观测到的土壤湿度的年际变率之间的差异较新疆地区更大（模拟与观测序列的标准差之比在西藏为 0.26，在新疆为 0.54）。总的来说，CLM4.5-CFSR 对新疆和西藏地区土壤湿度的模拟效果相差不大，但较为一般。造成模拟值与观测值差异的原因有：驱动模式运行的气象强迫资料不够准确，使用通过称重技术观测得到的某一深度的土壤湿度来代表整层土壤湿度存在一定误差，模式输出数据的空间分辨率与站点观测资料不匹配等。这些因素也导致了后续计算中在观测站点较为稀少地区的土壤湿度的记忆性存在一定的不确定性。

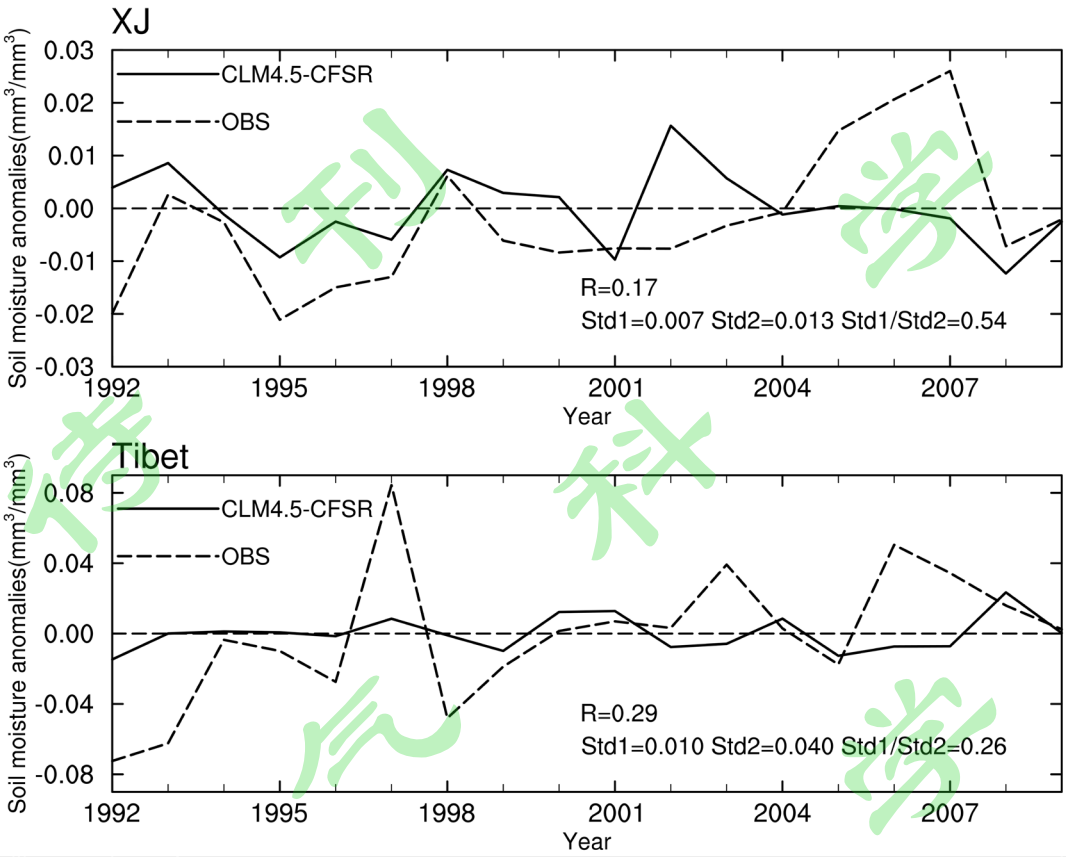

图 2 新疆（XJ）31 个站点和西藏（Tibet）4 个站点平均的模拟（CLM4.5-CFSR）和观测（OBS）得到的 1992-2009 年 6 月 0-10cm 土壤湿度距平序列，图中 *Std1* 和 *Std2* 分别为模拟和观测序列的标准差（mm^3/mm^3），*R* 代表两个序列之间的相关系数，*表示通过 95%显著性检验

Fig.2 Monthly soil moisture anomalies at 0-10cm depth averaged over 31 stations in Xinjiang (XJ) and 4 stations in Tibet (Tibet) from model simulations and observations in June for 1992-2009. In the figure, *Std1* and *Std2* represent the standard deviation of the simulated and observed time series, respectively, *R* represents the correlation coefficient between the two time series, * indicates that *R* is passing 95% significant level test

2.3 方法

2.3.1 土壤湿度记忆性的两种计算方法

土壤湿度的记忆性通常用土壤湿度时间序列的滞后一个月自相关系数ρ的大小来衡量，ρ越大，土壤湿度的记忆性越强，反之，土壤湿度的记忆性越弱。在计算ρ时，引言中提到的 Pearson 相关法和自相关法是目前使用较多的两种统计方法。Pearson 相关法以月为单位，在去除了气候态以及线性变化趋势后，计算相邻两月土壤湿度多年序列的 Pearson 相关系数ρ_1，ρ_1 的大小反映了相邻的两个月中前一个月土壤湿度的记忆性（Koster and Suarez，2001），如方程（1）所示。自相关法是以季节为单位，先对原始土壤湿度序列进行季节循环的去除（即将各月土壤湿度减去对应多年月气候平均值），然后逐年抽取所研究季节土壤湿度序列组合在一起作为样本序列，计算其滞后时长为 1 的自相关系数ρ_2，其大小反映了该季节土壤湿度的记忆性（Wu and Dickinson，2004），如方程（2）所示。可以看出，两种方 法的研究对象和计算过程存在明显差异。

Pearson 相关法的计算公式为：

$$\rho_1 = \frac{\sum_{i=1}^{N}(X_{\mathrm{n,i}} - \overline{X_{\mathrm{n}}})(X_{\mathrm{n+1,i}} - \overline{X_{\mathrm{n+1}}})}{\sqrt{\sum_{i=1}^{N}(X_{\mathrm{n,i}} - \overline{X_{\mathrm{n}}})^2}\sqrt{\sum_{i=1}^{N}(X_{\mathrm{n+1,i}} - \overline{X_{\mathrm{n+1}}})^2}} \quad (1)$$

式中：$X_{\mathrm{n,i}}$代表第 *i* 年 *n* 月的土壤湿度，$X_{\mathrm{n+1,i}}$代表第 *i* 年 *n*+1 月的土壤湿度，$\overline{X_{\mathrm{n}}}$和$\overline{X_{\mathrm{n+1}}}$分别代表第 *n* 月和第 *n*+1 月土壤湿度的多年平均值，*N* 为样本长度（共 *N* 年）。

自相关法的计算公式为：

$$\rho_2 = \frac{\frac{1}{M-2}\sum_{t=1}^{M-1}(Y_{\mathrm{t}} - \bar{Y})(Y_{\mathrm{t+1}} - \bar{Y})}{\frac{1}{M-1}\sum_{t=1}^{M}(Y_{\mathrm{t}} - \bar{Y})^2} \quad (2)$$

由于该方法使用的样本序列是将多年每个季节的三个月份土壤湿度拼接在一起的序列，因此，式中：Y_{t}代表

序列中每个季节包含的各月（春季：3-5 月；夏季：6-8 月；秋季：9-11 月；冬季：12-2 月）土壤湿度；M=3×N 为样本长度，$\bar{Y} = (\sum_{t=1}^{M} Y_t)/M$ 为样本序列的平均值。

2.3.2　土壤湿度记忆时长的计算方法

在得到ρ以后，目前根据ρ来定义土壤湿度记忆时长的方法主要有 t 检验法（李若麟等，2016）以及 e 指数检验法（Delworth and Manabe，1988；Wu and Dickinson，2004）。本文使用 e 指数检验法来计算土壤湿度的记忆时长，该方法是由 Delworth and Manabe（1988）年提出的，通过波谱分析，他们将土壤湿度时间序列的变化视为一阶马尔可夫过程的“红噪音”，即土壤湿度异常随时间变化可以视为一种缓慢的低频波。在这种情况下，土壤湿度的变化满足如下规律：

$$\frac{dS(t)}{dt} = -\lambda S(t) + q(t) \qquad (3)$$

其中 $S(t)$为 t 时刻的土壤湿度，λ为一常数，$q(t)$为与土壤湿度变化有关的“白噪音”，可视为一种包含多种频率波动的非均匀混合波，例如降水和雪盖、雪融水的共同作用等等。$q(t)$所具有的这种“白噪音”特性几乎不随纬度变化，往往对应较短的时间尺度。

方程（3）表明，某一地区土壤湿度的变化不仅受到前期土壤湿度本身的影响，同时也受到其它大气外强迫（如降水、气温等）的影响。在土壤湿度异常形成的短时间内（通常为一个月），土壤的干湿异常主要受前期土壤湿度的控制，这种情况下可假定$q(t) = 0$，即此时降水、气温等对土壤湿度的影响可以忽略不计。随着时间的推移，降水、气温等大气外强迫高频率扰动对土壤湿度的影响逐渐增大。为了将问题简化，本文仅考虑土壤湿度异常形成一个月内土壤湿度的变化，即$q(t) = 0$，并且将土壤湿度的记忆时长 t 定义为 $1/\lambda$（Wu and Dickinson，2004）。此时由式（3）可以得到：

$$r(\tau) = exp(-\lambda\tau) = exp(-\tau/t) \qquad (4)$$

其中τ为滞后时长，r 为自相关系数序列，λ与方程（3）中的λ相同，对于给定的某一自相关系数序列而言，其不随滞后时长τ而变化，为一恒定值，但对于不同的自相关系数序列而言，λ则是变化的，t 为土壤湿度的记忆时长，由λ唯一确定。这不难理解，在确定研究对象的季节和土壤层深度后，每个格点都存在唯一的自相关系数序列，通过自相关系数序列的λ能够确定出唯一的 t。总体上讲，t 随着空间、时间以及土壤层深度是变化的。

可见，在上述假设条件下，某一地区土壤湿度时间序列的滞后自相关系数随滞后时间将以 e 指数形式逐渐衰减，土壤湿度的记忆时长 t 相当于样本序列自相关系数减至 1/e 时对应的时间长度。本文使用的土壤湿度资料为月平均数据，当$\tau = 1$时，将按照方程（2）计算的ρ_2代入方程（4）可以得到土壤湿度的记忆时长 t 的计算方程：

$$t = -\frac{1}{ln\rho_2} \qquad (5)$$

需要特别强调的是，e 指数检验法的使用前提是土壤湿度随时间的变化满足一阶马尔可夫过程的“红噪音”变化规律，因此它仅能够对一个样本的自相关系数序列进行检验。Pearson 相关法使用了相邻两个月土壤湿度的多年序列，其得到的自相关系数序列并不能通过 e 指数检验法进行检验。由于自相关法使用的样本序列可近似于“红噪音”（波谱分析的结果图略），本文将利用该方法计算得到的ρ_2代入方程（5）来确定土壤湿度的记忆时长 t。在进行区域计算时，为了消除区域内各点间土壤湿度差异，不考虑面积加权，先将区域内各格点的原始土壤湿度进行区域平均，对得到的新的序列，再进行季节循环的去除（将各月土壤湿度值减去对应多年月气候平均值），最后使用自相关法（方程（2））计算此序列对应的ρ_2，将其代入方程（5）可以得到各区域土壤湿度的记忆时长 t。

3　气候分区

为了研究中国各区域土壤湿度、降水特征以及近地表气温与土壤湿度记忆性之间的关系，本文参考王遵娅等（2004）、施晓晖和徐祥德（2006）的研究工作以及《中国气象地理区划手册》的标准（中国气象局预测减灾司，2006），按照地理环境和气候特征差异将中国分为以下八个地区，分别为：东北、华中、华东、华南、西南、华北、青藏高原以及西北（图 3）。

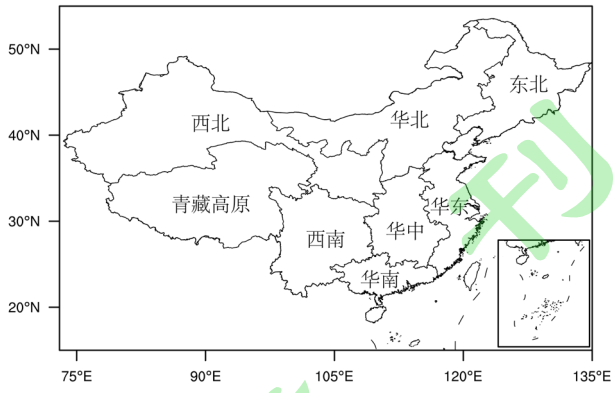

图 3 中国八个气候分区

Fig.3 Eight climate zones in China

4 结果分析

4.1 Pearson 相关法和自相关法计算结果对比

2.3.1 节介绍了目前比较通用的两种计算土壤湿度记忆性的统计方法，那么在全国范围内，两种方法计算的土壤湿度记忆性的空间强弱分布型是否相同？两种方法计算的土壤湿度记忆性的强弱是否一致？为此，本节对不同季节三个深度层（浅层：0-10cm，中层：10cm-1m，深层：1m-2m）由两种方法分别计算得到的ρ_1和ρ_2进行了对比，散点分布如图 4 所示。

在全国范围内，CLM4.5 模拟的陆地土壤湿度在 0.5°×0.5°分辨率上共有 3819 个格点，我们利用两种方法（方程（1）和（2））计算了这些格点在各个季节，不同土壤层ρ_1和ρ_2的空间相关系数并对其进行了显著性水平为 0.01 的显著性检验（表 1）。可以看到，所有相关系数均为正值，最大高达 0.68，它们均通过了显著性检验。上述结果表明两种方法计算的土壤湿度的记忆性空间分布较为一致，对应ρ_1和ρ_2之间存在显著的正相关关系。

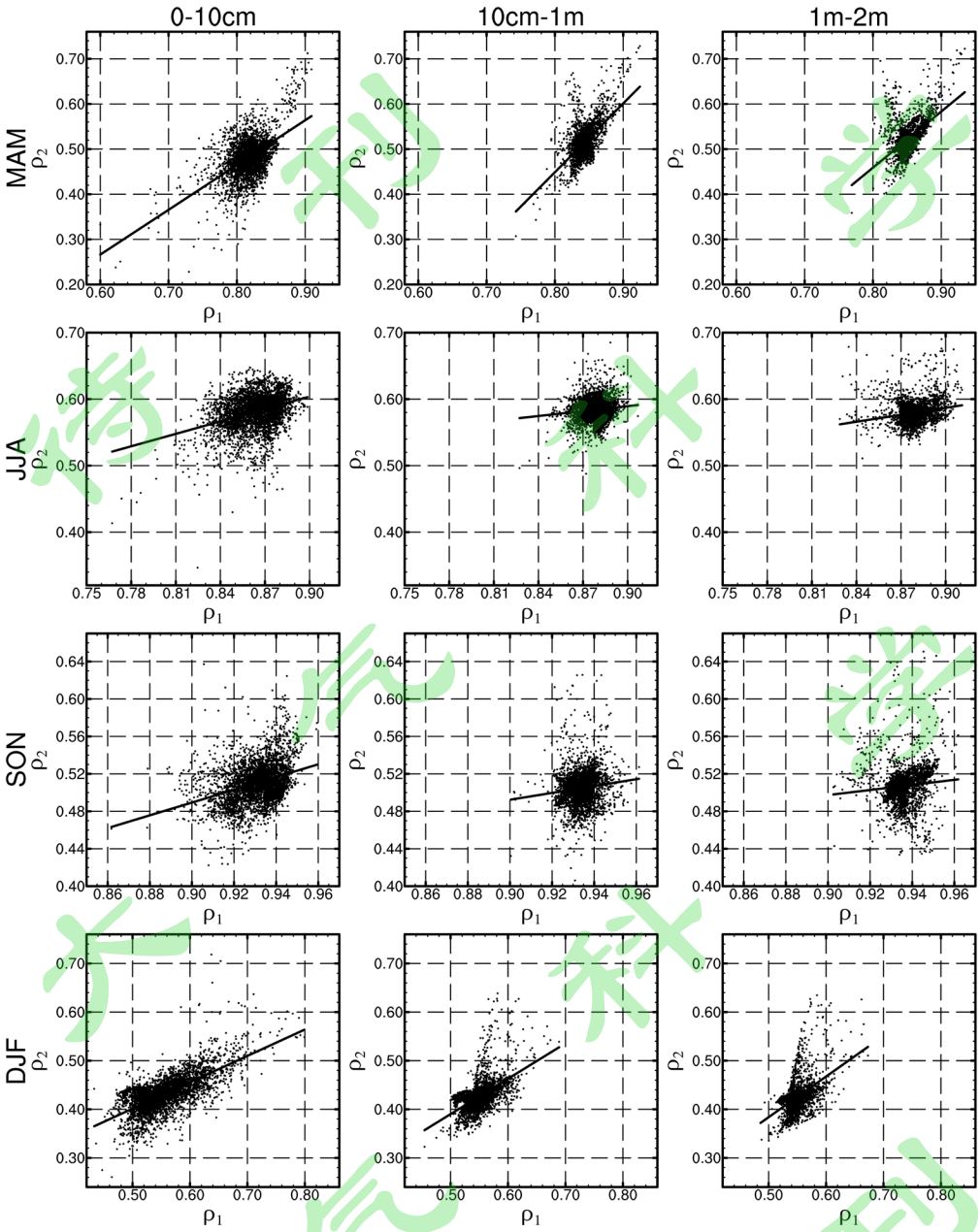

图 4 Pearson 相关法（ρ_1）和自相关法（ρ_2）计算得到的中国范围内春季（MAM），夏季（JJA），秋季（SON）和冬季（DJF）不同土层深度ρ的散点分布，黑色实线为线性拟合线

Fig.4 Scatterplots of ρ calculated by Pearson correlation method (ρ_1) and autocorrelation method (ρ_2) at different soil depths in spring (MAM), summer (JJA), autumn (SON) and winter (DJF) in China, the black solid line is the linear fitting line

表 1 Pearson 相关法和自相关法分别计算的中国地区四个季节和三个深度层ρ_1和ρ_2的空间相关系数。其中，数值右边带有*的表示通过 99%显著性检验。全国共有 3819 个格点。

Table1 The spatial correlation coefficients between ρ_1 calculated by the Pearson correlation method and ρ_2 calculated by the autocorrelation method in four seasons and at three depth layers in China. Among them, those with * on the right of the value indicate that they pass the 99% significance test. There are 3819 grid points across the country.

	春季	夏季	秋季	冬季
0-10cm	0.55*	0.33*	0.34*	0.68*
10cm-1m	0.61*	0.12*	0.12*	0.55*

1m-2m	0.55*	0.19*	0.09*	0.50*

为了深入比较两种方法对土壤湿度记忆性的量值，我们进一步计算了中国范围内ρ的平均值（AVG）和变差系数（CV），它们分别反映了ρ的平均大小以及空间异质性，结果如图 5 所示。通过图 5（a）可以看出，两种方法计算的土壤湿度的记忆性存在不同的季节分布特征。Pearson 相关法计算的全国范围内土壤湿度的记忆性在秋季最强（AVG 大于 0.9），冬季最弱（AVG 小于 0.6），夏季和春季位于之间；自相关法计算的夏季 AVG 超过 0.55，冬季已经低于 0.45，表示土壤湿度的记忆性在夏季最强，冬季最弱，秋季和春季位于之间。进一步对比 AVG 的数值大小发现，Pearson 相关法计算的ρ要明显高于自相关法。就不同季节来看，春季ρ随土壤深度的增加而增大，夏季 Pearson 相关法计算的浅层土壤的ρ明显低于中层和深层土壤，而自相关法计算的各层土壤的ρ相差很小，其 AVG 为 0.57；秋季整层土壤的ρ较为一致，两种方法对应 AVG 分别为 0.93 和 0.48；在冬季，Pearson 相关法计算的浅层土壤的ρ相比于中深层土壤更大，AVG 达到 0.55。

从中国地区ρ的 CV 分布（图 5（b））可以看出，两种方法计算的春季和冬季ρ的空间差异较大（CV 很大），夏季和秋季较小。从数值上看，自相关法相比于 Pearson 相关法计算的各季节ρ的 CV 更大。由于浅层土壤与大气直接相接触，土壤湿度更容易受到局地天气或气候条件的影响，这表现为两种方法计算的中国地区浅层土壤的 CV 要明显高于其它两个深度层。对比两种方法计算的中层和深层土壤的 CV 后发现，春季自相关法计算的中层土壤的 CV 更大，除了冬季外，Pearson 相关法计算的两个深度层ρ的空间差异相差不大，对应三个季节的 CV 分别约为 0.015、0.008 和 0.006。冬季 Pearson 相关法计算的 CV，中层土壤较深层土壤更大，而自相关法计算所得ρ的空间差异在两个土壤深度层则比较接近（CV=0.064）。

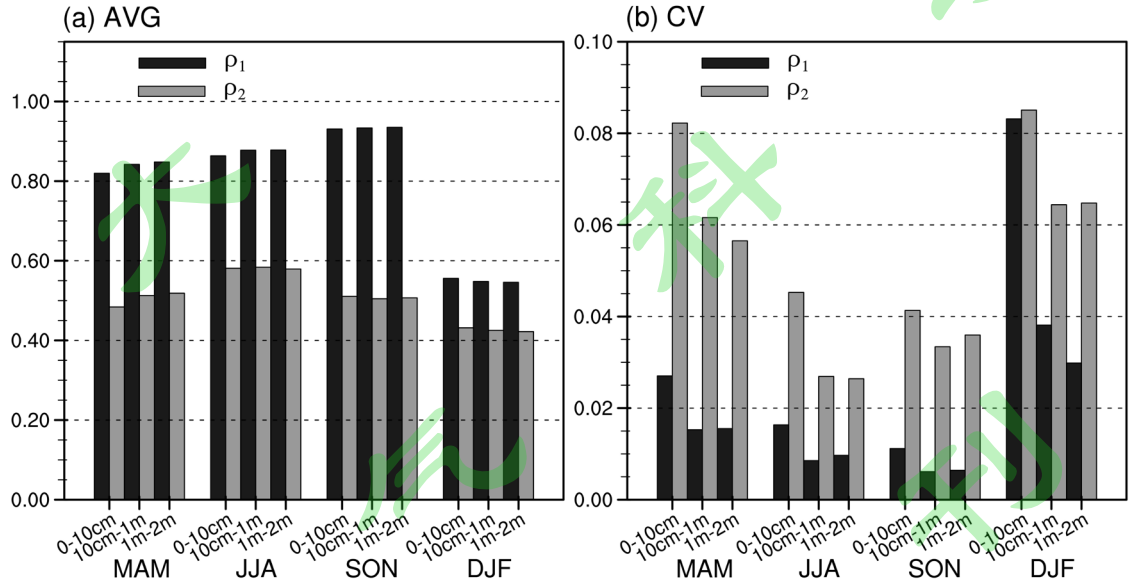

图 5 Pearson 相关法（黑色）和自相关法（灰色）计算的中国区域不同季节（春季（MAM），夏季（JJA），秋季（SON）和冬季（DJF））和不同土层深度ρ的（a）平均值（AVG）和（b）变差系数（CV）分布的柱状图

Fig.5 Bar chart of ρ's (a) average (AVG) and (b) coefficient of variation (CV) calculated by Pearson correlation method (black bar) and auto-correlation method (grey bar) in different seasons (spring (MAM), summer (JJA), autumn (SON) and winter (DJF)) and at different soil depths in China

4.2 土壤湿度记忆性的空间分布

4.1 节从多个角度对比了 Pearson 相关法和自相关法计算的ρ，发现两种方法计算的中国地区土壤湿度记忆性的空间强弱分布型存在较强的一致性。本节以自相关法计算结果为例来研究不同季节、不同层土壤湿度记忆性的空间特征（图 6）。

全国范围内土壤湿度的记忆性夏季最强，ρ普遍在 0.55 以上，冬季最弱，部分地区ρ已明显低于 0.35。春季，中、深层土壤的土壤湿度记忆性较浅层有所增强，但ρ的增大幅度较小，普遍在 0.1 以内，这种变化

特征主要体现在我国北方以及高原地区，例如内蒙古西部、山西、河北、山东、西藏北部和西藏东部，其余各季各层土壤的ρ相差不大。相较于浅层土壤而言，我国东北部，例如夏季辽宁、北京、天津，秋季内蒙古以及冬季黑龙江等地中至深层土壤的ρ较小，而在我国西部，例如秋季和冬季西藏北部，冬季新疆西南部以及甘肃等地中至深层土壤的ρ更大。

土壤湿度记忆性的空间强弱分布型随土壤深度的变化在春夏两季较大，秋冬两季较小。就浅层土壤而言，全年内蒙古东北部ρ都较大，在 0.5 以上，新疆西南部ρ都较小，在 0.5 以下。此外，在春季黑龙江、吉林、贵州、广西（ρ为 0.5-0.55），夏季河北、辽宁、新疆东南部（ρ为 0.65-0.70），土壤湿度的记忆性较强；在春季云南、河北南部和新疆北部（ρ为 0.4-0.45），夏季宁夏（ρ为 0.5-0.55），秋季西藏南部、山东、湖南（ρ为 0.45-0.5），冬季甘肃南部和四川中部（ρ为 0.3-0.35），土壤湿度的记忆性较弱。就中层和深层土壤而言，土壤湿度记忆性的强弱分布型的季节变化很小，表现为内蒙古东北部、西藏北部和东部的ρ在各季都较大，达到 0.55 以上，新疆西南部的ρ在各季都较小，在 0.55 以下。

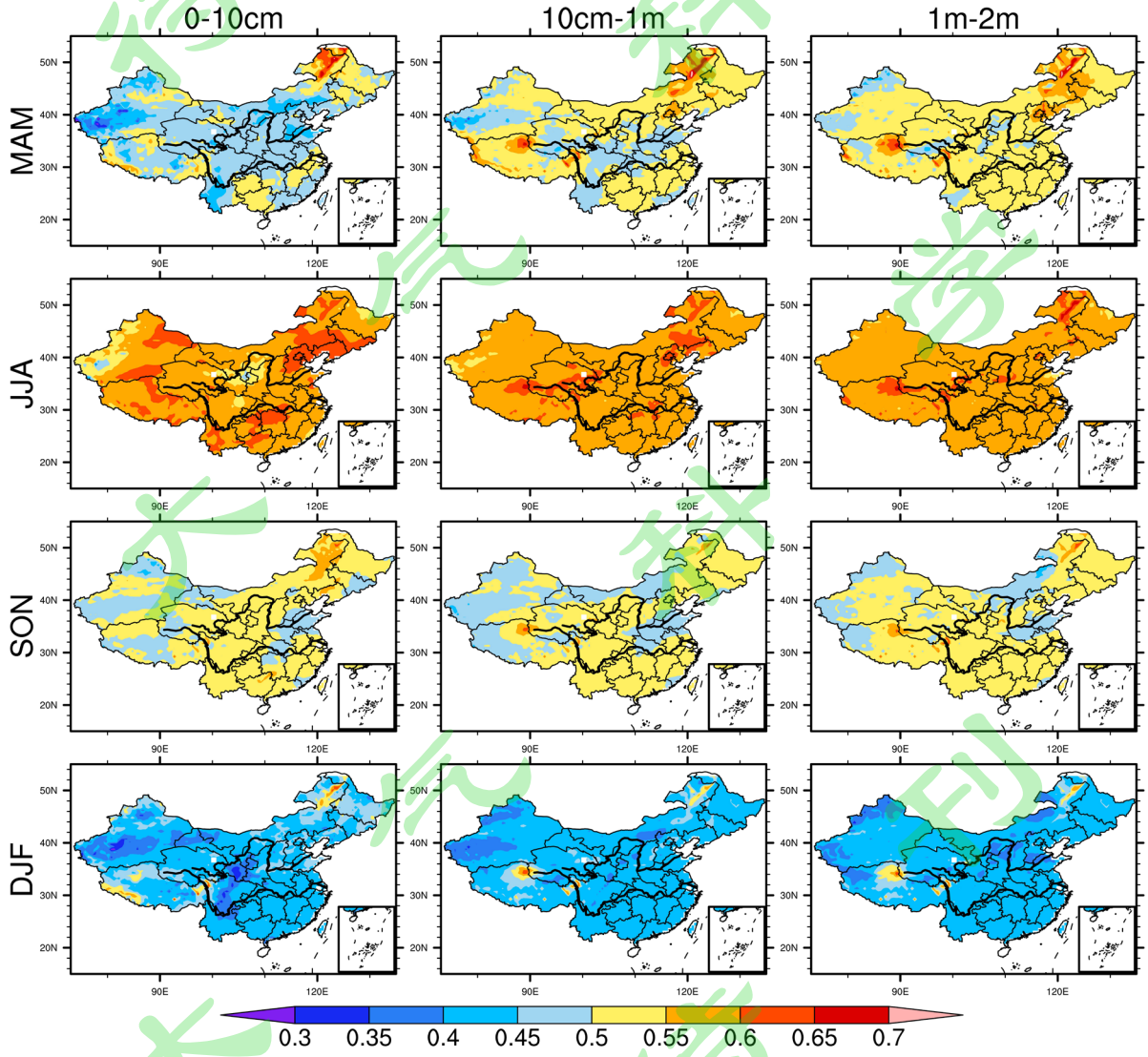

图 6 自相关法计算的中国不同季节和不同土层深度土壤湿度时间序列滞后一个月的自相关系数

Fig.6 1-month-lag autocorrelation coefficient of soil moisture time series calculated by autocorrelation method in different seasons and at different soil depths in China

4.3 不同季节土壤湿度的记忆时长

土壤湿度时间序列的滞后一个月自相关系数ρ虽能刻画土壤湿度记忆性的强弱，但并不能量化土壤湿度的记忆能力。在实际气候预测中，人们更关心的是前期土壤湿度究竟能够对未来多久之内的天气或气候产生影响。本节根据前面介绍的方法，在计算得到

ρ以后，将其代入方程（5）可以确定月时间尺度上的土壤湿度的记忆时长 t（图 7）。

可以看出，土壤湿度记忆时长与ρ的时空分布相似，具有明显的季节分布特征，但区域性差别较小。Delworth and Manabe（1988）将全球陆地分为四个纬度带，并得到中纬度地区（31°-54°N）土壤湿度的记忆时长为 1.9 个月。而中国正好位于中纬度区域，本文计算得到 t 的范围为 0.85-2.2 个月，与上述结果一致。春季大部分地区浅层土壤的 t 小于 1.45 个月，新疆西南部更是小于 1 个月，而我国北方地区，例如内蒙古东北部的整层土壤以及北京、天津的中深层土壤 t 超过 1.9 个月。夏季土壤湿度的记忆时长有所增大，全国中深层土壤的 t 在 1.6 个月以上，其中辽宁以及河北部分地区浅层土壤的 t 在 2.05 个月以上。秋季西藏东北部、长江中下游以南以及内蒙古东北部整层土壤的 t 大于 1.45 个月，其余地区的 t 普遍为 1.3-1.45 个月。冬季 t 是全年中最小的，在 1.3 个月以内，其中新疆西南部、甘肃南部至四川中部浅层土壤的 t 低至 1 个月以下。

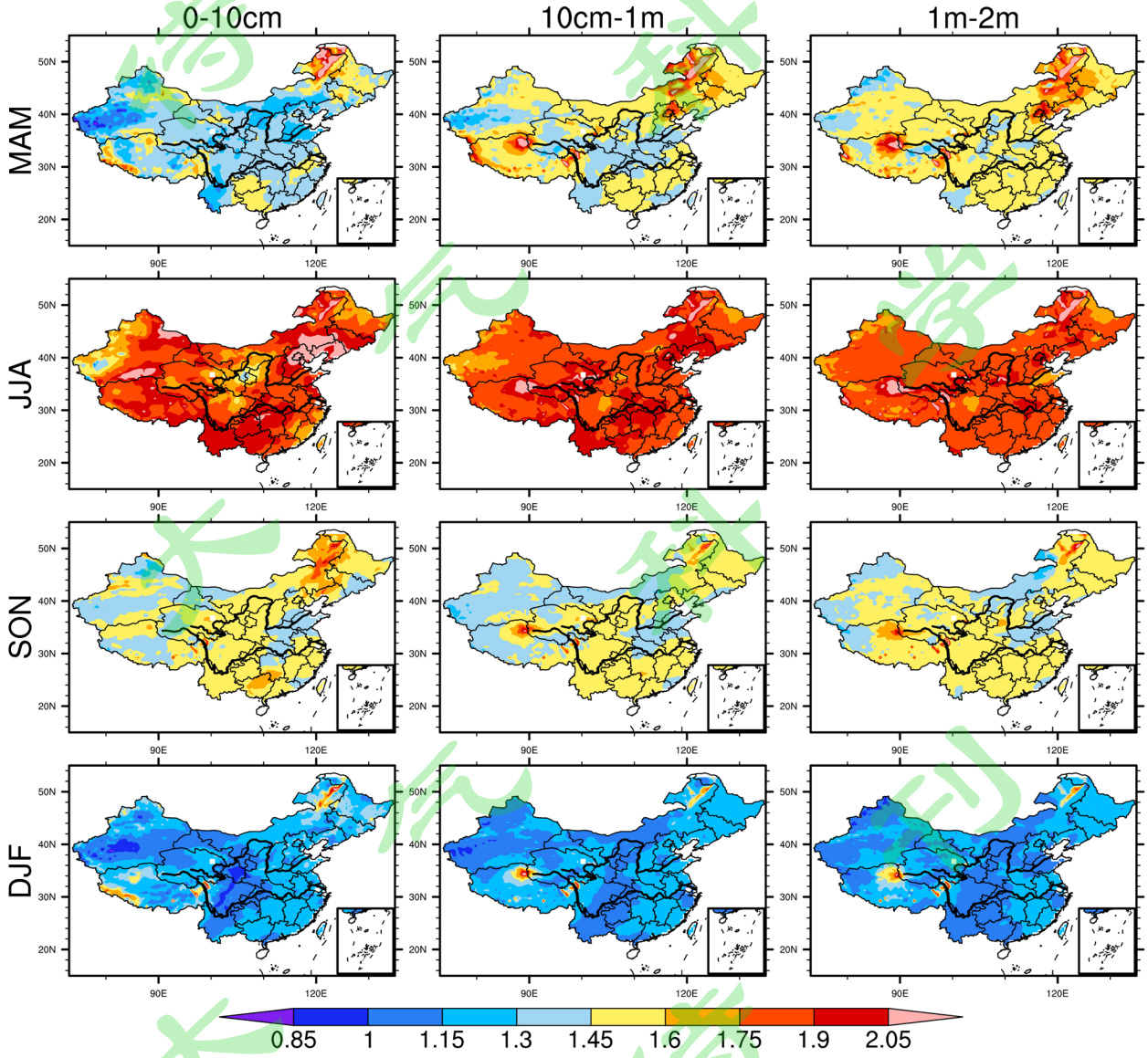

图 7 中国区域四个季节不同土层深度土壤湿度的记忆时长（单位：月）

Fig.7 Duration of soil moisture memory at different soil depths in four seasons in China (unit: month)

为了进一步探究土壤湿度记忆时长随地理区域的变化情况，将全国分为 8 个区域后，对区域内所有格点的土壤湿度求平均，使用同样的方法，得到各气候分区土壤湿度的记忆时长 t（表 2），可以看出，春季和秋季，土壤湿度的记忆时长相差不大，在 1.39-1.61 个月之间。春季位于半湿润区的华北地区 t 最大，中层土壤达到 1.61 个月，秋季气候潮湿的华南地区 t 最大，浅层土壤达到 1.59 个月，西北地区土壤水分常

年较少，该地区土壤湿度的记忆时长在春季和秋季均是八个地区中最小的，春季浅层土壤和秋季中层土壤的 t 分别仅为 1.39 和 1.43 个月。夏季土壤湿度的记忆时长高于其它季节，其中华北地区浅层土壤的 t 高达 2.02 个月，冬季，高原和广大北方土壤液态水分大量冻结，t 是一年中最小的，在西北地区中深层土壤仅为 1.11 个月。

就浅层土壤而言，上述计算结果与李若麟等（2016）使用 Pearson 相关法计算得到ρ并采用 t 检验法将其进行量化得到的中国地区土壤湿度的记忆时长相比，t 在春夏两季相差不大，秋冬两季较小，同时，本文计算的华北的 t 偏大，青藏高原的 t 偏小。

表 2 中国八个气候分区，四个季节三个深度层土壤湿度的记忆时长（单位：月）

Table2 Duration of soil moisture memory at three depth layers in four seasons in China's eight climatic zones (unit: month)

	春季			夏季		
地区	0-10cm	10cm-1m	1m-2m	0-10cm	10cm-1m	1m-2m
东北	1.51	1.56	1.58	1.92	1.85	1.80
华中	1.42	1.45	1.47	1.94	1.91	1.86
华东	1.42	1.47	1.49	1.89	1.87	1.82
华南	1.46	1.48	1.49	1.90	1.88	1.83
西南	1.40	1.45	1.48	1.90	1.89	1.85
华北	1.51	1.61	1.59	2.02	1.90	1.83
青藏高原	1.46	1.49	1.48	1.92	1.89	1.83
西北	1.39	1.43	1.44	1.81	1.80	1.79
	秋季			冬季		
地区	0-10cm	10cm-1m	1m-2m	0-10cm	10cm-1m	1m-2m
东北	1.54	1.49	1.50	1.22	1.18	1.17
华中	1.48	1.47	1.46	1.20	1.17	1.16
华东	1.46	1.46	1.47	1.21	1.17	1.15
华南	1.59	1.50	1.47	1.18	1.16	1.14
西南	1.52	1.48	1.48	1.12	1.14	1.14
华北	1.56	1.47	1.45	1.22	1.17	1.14
青藏高原	1.49	1.45	1.47	1.19	1.19	1.17
西北	1.47	1.43	1.44	1.12	1.11	1.11

4.4 土壤湿度记忆性与土壤湿度的关系

方程（1）、（2）表明，表征土壤湿度记忆性强弱的ρ实际上为土壤湿度的函数，那么二者之间究竟存在怎样的关系？它们随地区和土壤深度的变化特征如何？

为了研究土壤湿度及其记忆性的关系随土壤深度的变化，本文将 CLM4.5 输出的每个格点非均匀厚度的 10 层土壤湿度（2.1 节）当作一个样本序列，采用自相关法计算得到的ρ作为另一个样本序列，计算了二者之间的相关系数，并做了显著性水平为 0.05 的显著性检验（图 8）。可以看到，除春季外，其它三个季节相关系数正负差异区域性非常明显，表明土壤湿度和其记忆性之间关系有很强的空间异质性。在春季全国除了山西、陕西以及四川东部外的多数地区，二者相关系数达到 0.8 以上，表明随着土壤深度的增加，当土壤湿度增大时，其记忆性也显著增强；夏季两者在新疆西北部、西藏北部、内蒙古西部、浙江、福建等地存在显著正相关关系，相关系数达到 0.7 以上，在西南部存在显著负相关关系，如云南、贵州、广西、湖南相关系数低于-0.7；秋季和冬季相关系数的空间分布较为相似，在中国东部多为负值，例如：内蒙古中部、黑龙江、吉林、长江中下游以南相关系数低于-0.7，在中国西部多为正值，例如，新疆、西藏、青海、甘肃相关系数高于 0.6，它们均通过显著性检验。

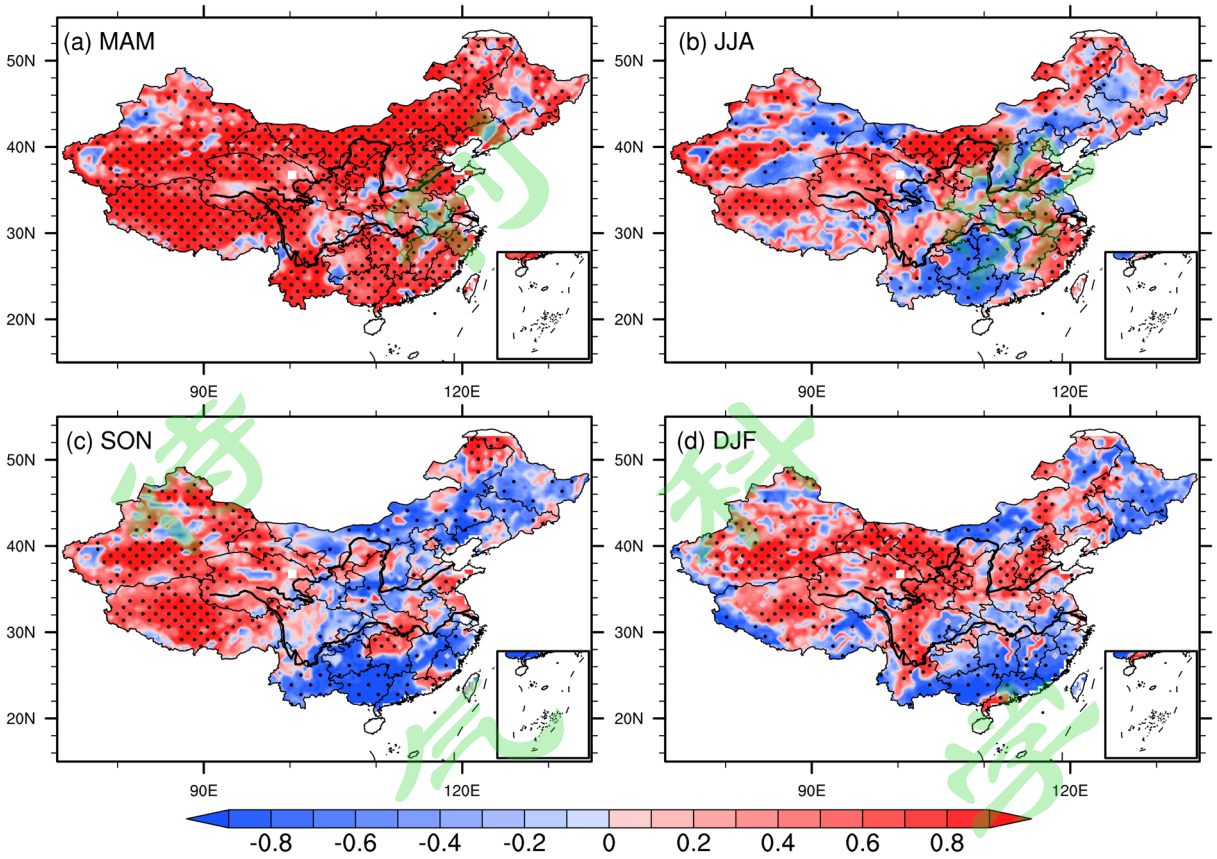

图 8 土壤湿度与对应层土壤湿度记忆性（ρ）的相关系数在不同季节的分布。（a）春季，（b）夏季，（c）秋季和（d）冬季，打点区域为相关系数通过 95%显著性检验的区域。

Fig.8 The distribution of the correlation coefficients between soil moisture and its memory in the corresponding layer in different seasons. (a) Spring, (b) Summer, (c) Autumn and (d) Winter, stippling denotes correlation coefficients at the 0.05 significance level

下面分析土壤湿度及其记忆性随地理位置的变化关系。研究表明春季（4-5 月）土壤湿度能够通过改变地表热状况进而对夏季（6-8 月）东亚季风环流以及中国东部降水产生显著影响（Zhang and Zuo，2011）。因此本节以浅层春季（3-5 月）土壤湿度作为研究对象，采用自相关法计算了中国八个气候分区所包含的所有格点的ρ，绘制出各区域内ρ与该地区对应土壤湿度的空间散点分布（图 9），并对二者在空间上的相关系数进行了显著性检验（显著性水平为 0.05）。可以看到，除华南地区外，二者在其余七个区域均存在显著正相关关系，空间相关系数（R）为 0.16-0.83，其中在华东地区最大，达到 0.83，在青藏高原最小，为 0.16。八个地区的 R 均通过显著性检验。上述结果表明除华南地区外土壤湿度越大的区域对应土壤湿度的记忆性也越强，该结果与李若麟等（2016）利用 GLDAS 月平均土壤湿度资料所作结果一致。

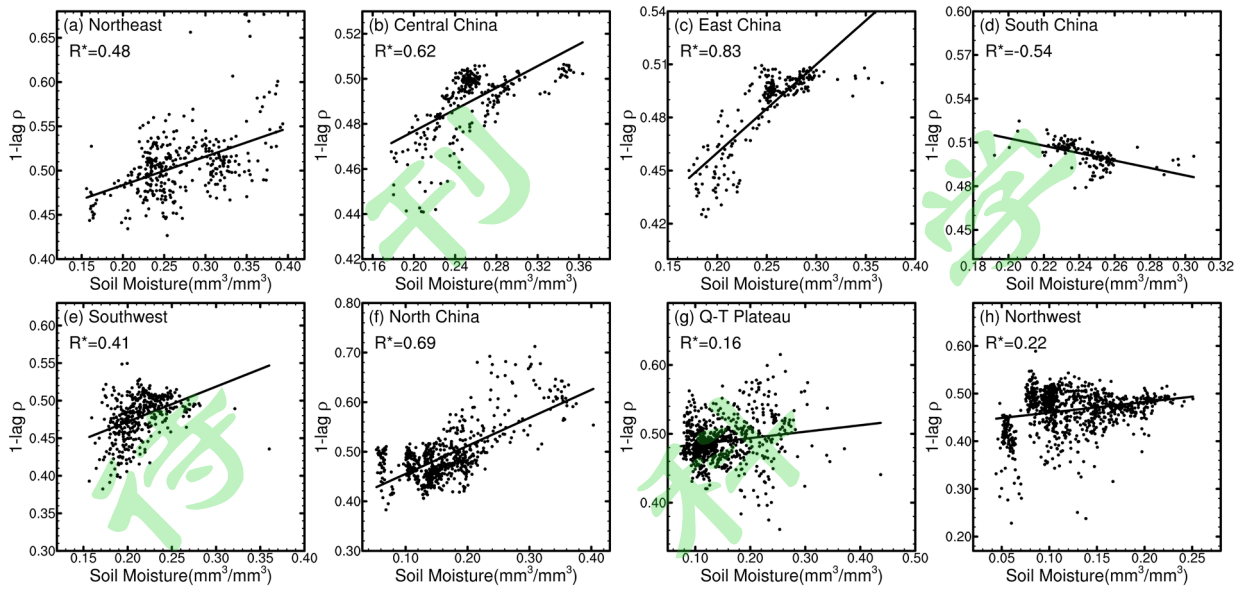

图 9 自相关法计算的春季（3-5 月：MAM）浅层土壤（0-10cm）ρ与土壤湿度的散点分布（a）东北；（b）华中；（c）华东；（d）华南；（e）西南；（f）华北；（g）青藏高原；（f）西北。其中，右上角 R 为相关系数，*表示相关系数通过 95%显著性检验，黑色实线为线性拟合线

Fig.9 Scatterplots of ρ calculated by autocorrelation method versus soil moisture at the top soil layer (0-10cm) in spring (March-May: MAM) (a) Northeast; (b) Central China; (c) East China; (d) South China; (e) Southwest; (f) North China; (g) Qinghai-Tibet Plateau; (h) Northwest. Among them, R in the upper right corner is the correlation coefficient, * indicating that the correlation coefficient is passing the 95% significance test, the black solid line is the linear fitting line

土壤湿度与ρ的关系随土壤深度的变化较小（图略）。就浅层土壤而言，与春季不同的是，夏季和秋季东北地区，秋季华中以及冬季华东地区土壤湿度越大的地方ρ越小，对应 R 分别为-0.20、-0.15、-0.20、-0.23，冬季华南地区土壤湿度越大的地方ρ越大，R 为 0.34。就中深层土壤而言，土壤湿度与ρ的相关关系与浅层土壤相反的地区有：中层土壤：夏季华南和西北地区（R 为-0.20、0.20）、冬季华中地区（R 为-0.12）；深层土壤：春季东北和华东地区（R 为-0.17、-0.17）、夏季华南和西北地区（R 为-0.21、0.14）、秋季东北和华中地区（R 为 0.17、0.22）、冬季东北、华中、华东和华南地区（R 依次为 0.27、0.22、0.60、-0.19）。上述结果提到的 R 均通过显著性检验。此外，在夏季华南和西北地区、秋冬季西南地区以及冬季东北和华中地区的浅层土壤，在秋季华中和冬季华南地区的中层土壤，在春季西南、西北和夏季东北地区的深层土壤的土壤湿度与ρ的相关系数没有通过显著性检验。

4.5 降水特征与中国地区各季土壤湿度记忆性的关系

前文已经提到，降水作为土壤中水分的主要来源能够通过影响土壤湿度的变化进而影响土壤湿度的记忆性。那么在中国范围内降水强度和频率分别与土壤湿度的记忆性存在怎样的关系？本文同样以浅层春季（3-5 月）土壤湿度作为研究对象，利用逐日降水数据，将各季节日降水量超过 0.5mm 的天数定义为该季节的降水日数（Zhou et al.，2008），其与该季节总天数的比值作为降水频率（Precipitation Frequency，简称 PF），该季节内总降水量与降水日数的比值作为降水强度（Precipitation Intensity，简称 PI），分别计算了 PF 和 PI 与ρ的空间相关系数并进行了置信水平为 95%的显著性检验，绘制出中国八个气候分区 PF 和 PI 与ρ的散点分布，分别如图 10、图 11 所示。

通过图 10 可以看出，PF 与ρ在西南和华南地区分别存在较强的正相关和负相关关系，相关系数分别为 0.32 和-0.33，均通过显著性检验。此外，华中和华东地区，在 PF 较小的情况下，ρ随 PF 增大有明显增加，当 PF 增大到一定数值后，ρ保持不变或随着 PF 的增大有所减小；华北地区与之相反，随着 PF 的增大，当 PF 较小时，ρ变化很小，当 PF 较大时，ρ显著增大。这不难理解，单位时间内土壤的实际蒸发量是由土壤湿度和温度所共同决定的。土壤湿度是反映蒸发面水分供应条件的指标，而土壤温度则决定了在一定气象条件下可能供应蒸发的热能潜力（即蒸发力）（傅抱璞，1981）。华中和华东地区土壤虽然比较湿润，但土壤温度较低，土壤的蒸发力较弱，导致土壤的蒸发速率较低，PF 对

ρ的影响过程可分为两个阶段：第一个阶段：在 PF 较小时，初始时刻土壤异常偏湿的情况下，后期的降水过程能够补充土壤中由于蒸发和径流散失掉的水分，使得这种正异常得以延续，降水越频繁，土壤中水分也越快得到补充，土壤湿度的记忆性也就越强，在此种情况下ρ随着 PF 的增大而增大。第二个阶段：当 PF 增大到一定值后，过于频繁的降水会使得土壤中的水分在未来得及散失的情况下又被过量地补充，进而破坏了初始时刻土壤的干湿异常状态，对应ρ随着 PF 的增大而减小。上述两个阶段即为 Koster and Suarez（2001）提到的降水影响土壤湿度记忆性的两种途径。华北地区相比于华中和华东地区土壤更干，但土壤温度更高，土壤的蒸发力更大导致其蒸发速率更大，当 PF 较小时，土壤中多余的水分在相邻两次降水间隙期已经完全蒸发，降水频率的增大并不会对土壤湿度的记忆性产生影响，但当 PF 增大到一定值后，此时情况便与华中和华北地区 PF 较小所对应的情况相似，ρ随着 PF 的增大而增大。青藏高原和西北地区 PF 和ρ的相关关系较弱，*R* 分别为 0.07 和 0.12，但也通过了显著性检验。

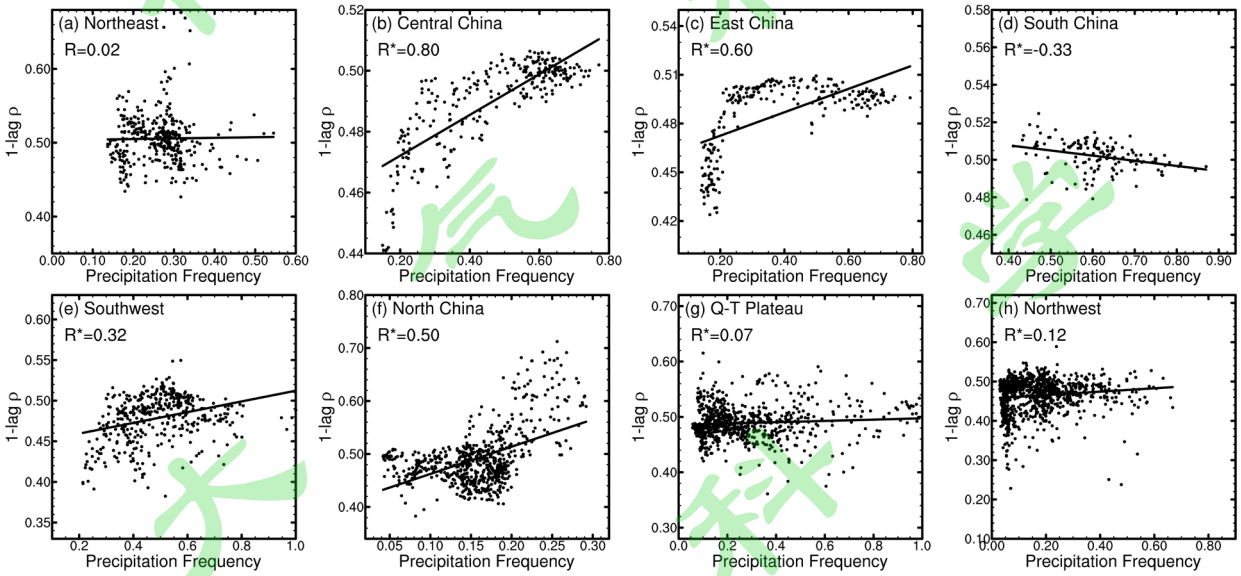

图 10 同图 9，但表示浅层土壤（0-10cm）ρ与降水频率（PF）的散点分布

Fig.10 Same as Figure 9, but representing the scatterplots of ρ at the top soil layer (0-10cm) versus precipitation frequency (PF)

此外，PF 与ρ的关系随土壤深度的变化不大（图略）。就浅层土壤而言，与春季不同的是，PF 与ρ在夏季东北、华东，秋季东北、西南以及冬季华东地区存在负相关关系，*R* 分别为-0.32、-0.55，-0.57、-0.26 和 -0.44，在夏季和冬季华南地区存在正相关关系，*R* 分别为 0.23 和 0.54，它们均通过显著性检验。此外，在夏季西南和西北地区，秋季华南以及冬季华中和西南地区二者不存在显著关系。就中深层土壤而言，春季和秋季 PF 与ρ的关系与浅层土壤一致。不同的是，夏季和冬季华东地区ρ随着 PF 的增大出现先增大后减小的变化趋势，冬季青藏高原和西南地区 PF 较大的地方对应ρ较小。

PI 与ρ的关系存在明显的区域性差别。春季东北和华北地区 PI 较大的地方对应浅层土壤的ρ较小，相关系数分别为-0.51 和-0.34，均通过显著性检验（图 11）。这是由于当 PI 很大时，土壤在短时间内将获得大量的水分，这会使得土壤初始的干湿异常状态被破坏，进而造成土壤湿度记忆性的减弱，这种情况类似于上文提到的 PF 对ρ影响过程的第二个阶段。与 PF 相比，PI 与ρ的关系仅在个别地区存在差异（图略）。春季西南和华北地区中层土壤以及夏季西北地区浅层土壤的ρ与 PI 存在负相关关系，*R* 分别为-0.17，-0.21，-0.15。随着 PI 的增大，夏季东北和华东地区整层土壤的ρ显著增大，华南地区显著减小。秋季和冬季许多地区中浅层土壤对应的 *R* 没有通过显著性检验，PI 更多地对深层土壤的ρ产生影响。秋季深层土壤的ρ在华南地区随着 PI 的增大而显著减小，在华北、青藏高原和西北地区随着 PI 的增大而显著增大。此外，东北地区 PI 与中层和深层土壤的ρ存在相反的关系，*R* 分别为 0.14 和-0.17。冬季 PI 与深层土壤的ρ在

华中、华东、华南、青藏高原以及西北地区存在显著正相关关系，*R* 分别为 0.49、0.67、0.55、0.11 和 0.23，在东北和华北地区存在显著负相关关系，*R* 分别为-0.39 和-0.19。

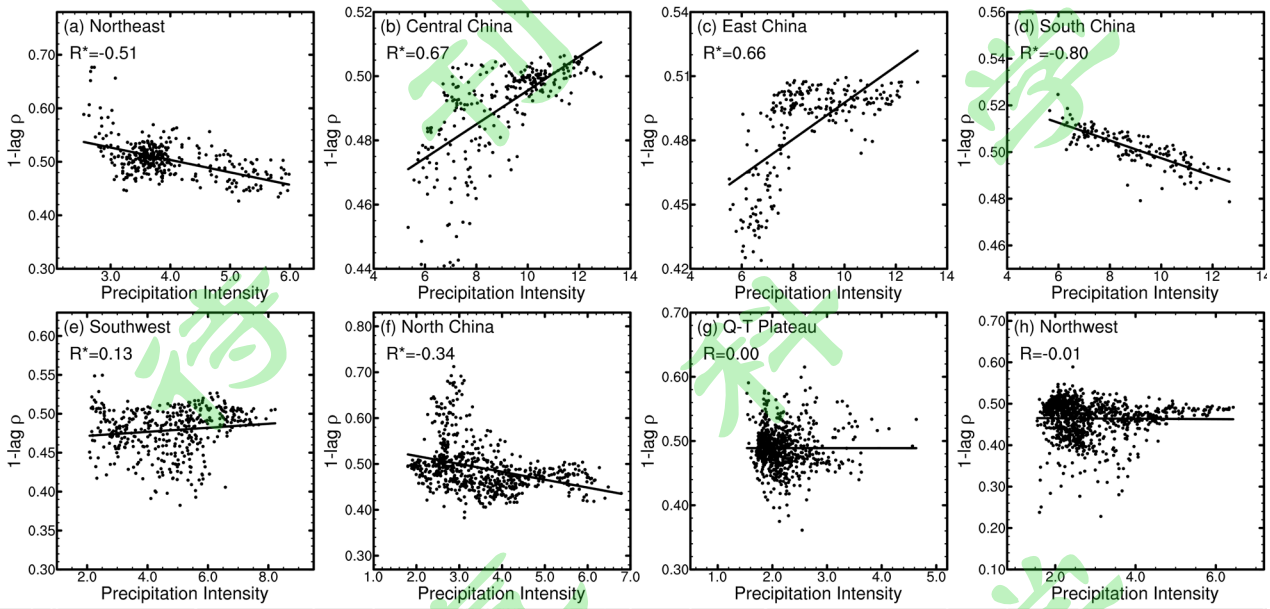

图 11 同图 9，但表示浅层土壤（0-10cm）ρ与降水强度（PI）的散点分布

Fig.11 Same as Figure 9, but representing the scatterplots of ρ at the top soil layer (0-10cm) versus precipitation intensity (PI)

4.6 近地表气温与中国地区各季土壤湿度记忆性的关系

对于同一地区而言，土壤湿度作为衡量气候干湿变化的一个重要变量，主要受到土壤特性、太阳辐射、土地利用方式等多因素共同影响，其中近地表气温和降水是影响最为显著的两个气象要素（程善俊等，2013）。4.5 节研究了降水特征对土壤湿度记忆性的影响，本节使用同样的方法，研究中国地区近地表气温与土壤湿度记忆性空间分布的关系，并对相关系数进行了显著性水平为 0.05 的显著性检验。同样以浅层春季（3-5 月）土壤湿度作为研究对象，得到中国八个气候分区对应近地表气温（用 T_a 表示）与ρ的散点分布，如图 12 所示。

与降水不同的是，T_a 与ρ的关系在干旱的西北地区较青藏高原以及湿润的华南地区更为显著。在西北、西南、华北和东北地区，对于初始时刻异常偏湿的土壤而言，其后期的蒸发强度较大，此时随着近地表气温的增大，土壤蒸发会进一步增强，这会使得土壤初始时刻的“湿”信号受到高强度蒸发的耗散作用在较短时间内迅速消失，必然对应土壤湿度的记忆性较弱，表现为 T_a 与ρ的相关系数在上述四个地区分别达到-0.24、-0.17、-0.62 和-0.50，均通过显著性检验。在华中和华东地区，与 PF（PI）和ρ的关系一致的是，T_a 较大的地区对应ρ也较大，相关系数分别为 0.56 和 0.51，均通过显著性检验。这可以从如下角度解释，对于初始时刻异常偏干的土壤而言，土壤中的水分会受到降水和蒸发的共同作用，其中降水能够补充土壤中的水分，缓解初始时刻土壤异常偏干的状态，减弱土壤湿度的记忆性，而近地表气温能够使得降水为土壤带来的水分一部分通过蒸发而耗散，这相当于部分抵消了降水对土壤湿度记忆性带来的负作用，因此表现为近地表气温与土壤湿度的记忆性存在正相关关系。

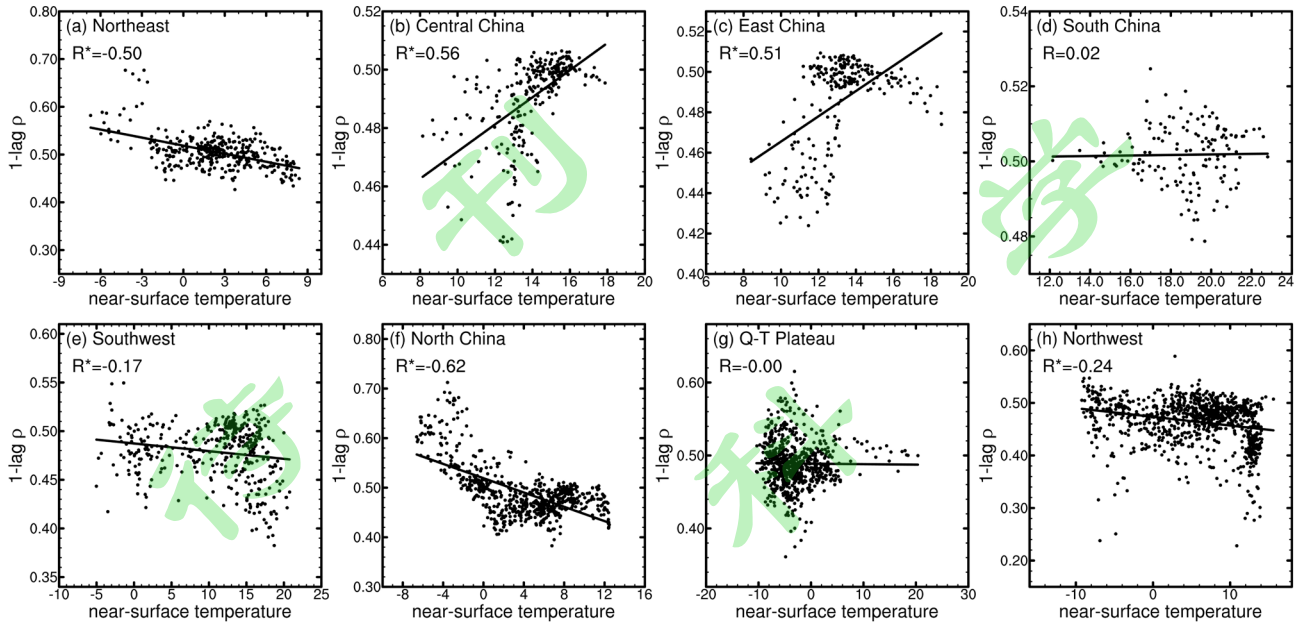

图 12 同图 9，但表示浅层土壤（0-10cm）ρ与近地表气温（T_a）的散点分布

Fig.12 Same as Figure 9, but representing the scatterplots of ρ at the top soil layer (0-10cm) versus near-surface temperature (T_a)

此外，部分地区 T_a 与不同深度ρ的关系存在明显差异（图略）。春季，与浅层土壤不同的是，随着 T_a 的增大，东北地区深层土壤的ρ显著增大，华东地区深层土壤的ρ显著减小。华南地区仅深层土壤的ρ与 T_a 之间存在显著关系，R 达到 0.33。夏季，就整层土壤而言，T_a 与ρ在西南和东北地区存在显著正相关关系，在华北和华南地区存在显著负相关关系，在华中地区不存在显著关系。与中深层土壤ρ与 T_a 的关系相反的是，华东地区浅层土壤的ρ较大的地方对应 T_a 较低。西北地区仅中层土壤的ρ与 T_a 存在显著关系，R 为-0.1。秋季，T_a 对东北地区浅层土壤的ρ影响很弱，相关系数没有通过显著性检验。西南地区浅层和深层土壤的ρ与 T_a 存在相反的显著关系，R 分别为 0.33 和-0.21，而中层土壤二者不存在显著关系。冬季，T_a 仅对华中地区深层土壤的ρ产生了显著影响，R 为 0.43。随着 T_a 的增大，华东地区浅层土壤的ρ显著减小，深层土壤的ρ则显著增大。就全年而言，青藏高原浅层土壤的ρ与 T_a 不存在显著关系，而中深层土壤的ρ随着 T_a 的增大而显著减小。

5 结论和讨论

土壤湿度具有的“记忆”功能能够使得某一地区前期的土壤水分异常得以维持，并通过陆-气反馈对长期天气预测产生深远影响。（Mahanama and Koster，2003）。由于目前中国地区缺乏长时间、大范围的土壤观测资料，当前十分需要利用一套质量较高，适用性较强的土壤湿度数据对中国地区土壤湿度记忆性的时空分布特征进行全面细致地分析。在描述土壤湿度的记忆性时，不同的统计方法描述的土壤湿度记忆性随地区、季节以及土壤深度的变化特征存在差异，但是迄今为止很少有学者去对它们进行对比。研究表明，土壤湿度会同时受到降水、气温、土壤特性等多因素的影响，其中降水和气温是影响最为显著的两个气象要素（程善俊等，2013）。另外，土壤湿度的记忆性与土壤湿度本身也存在直接联系（李若麟等，2016）。在上述基础上，研究中国范围内土壤湿度、降水强度、降水频率以及近地表气温与土壤湿度的记忆性之间的关系有利于深入理解影响土壤湿度记忆特征的物理因子和机理，对天气气候的可预报性非常重要。本文首先利用中国 732 个站点观测的逐月土壤体积含水量数据（Wang and Shi，2019），对陆面模式 CLM4.5 离线模拟的我国土壤湿度数据（CLM4.5-CFSR）进行了评估。然后，利用 CLM4.5-CFSR 对目前较为通用的两种计算土壤湿度记忆性的统计方法进行了对比，研究了中国地区 1980-2009 年土壤湿度记忆性的时空分布特征，量化了土壤湿度的记忆能力，并在此基础上分析了土壤湿度、降水频率、降水强度和近地表气温与土壤湿度记忆性的关系。本文得到的主要结论为：

CLM4.5-CFSR 能够反映中国 84%的站点观测的 1992-2009 年间 4-9 月土壤湿度的逐月变化特征，但是对这期间新疆、西藏等观测站点十分稀少的地区土壤湿度年际变化的模拟存在较大误差。总体而言，该套资料质量良好，在中国地区的适用性较强。

不同的计算方法描述的中国地区土壤湿度记忆性的空间分布特征相同，但季节分布特征不同。Pearson相关法计算的全国范围内土壤湿度的记忆性秋季最强，冬季最弱，夏季和春季位于之间，而自相关法计算结果为夏季最强，冬季最弱，秋季和春季位于之间。全国范围内土壤湿度的记忆性随土壤深度的变化很小，但其空间差异随土壤深度的增大而显著减小，在春季和冬季较大，夏季和秋季较小。

中国地区土壤湿度的记忆时长 t 在 0.85-2.2 个月不等。其中我国东北部以及高原部分地区，例如内蒙古东北部、西藏北部和东部为土壤湿度记忆性强区，新疆西部为土壤湿度记忆性弱区。春季和秋季土壤湿度的记忆时长相差不大，在 1.39-1.61 个月之间，t 在夏季最大，为 1.79-2.02 个月，在冬季最小，为 1.11-1.22 个月。位于半湿润区的华北地区春季中层土壤以及夏季浅层土壤的 t 分别高达 1.61 和 2.02 个月，秋季气候较为湿润的华南以及冬季存在大量冻土的东北地区浅层土壤的 t 分别达到 1.59 和 1.22 个月，高于全国其它地区。就全年而言，西北土壤水分极少，该地区土壤湿度的记忆时长是八个地区中最小的，在冬季中深层土壤仅为 1.11 个月。

土壤湿度及其记忆性（ρ）随土壤深度的变化关系具有明显的时空分布特征。春季全国多数地区当土壤较湿时，其记忆性也较强，其余季节当土壤湿度随着土壤深度的增加逐渐增大时，新疆、西藏、青海等地ρ也随之增大，中国西南部（例如云南、贵州、湖南、广西等地）ρ随之减小。此外，土壤湿度与ρ的空间相关系数（R）随土壤深度的变化较小。当土壤湿度增大时，春季和夏季华中地区，夏季西南地区，秋季西北地区，夏季和秋季华东地区，夏季、秋季和冬季华北地区ρ也随之增大，秋季华南地区ρ随之减小。

PF 和 PI 与ρ之间的关系随季节和地理位置的变化十分明显。就春季浅层土壤而言，PF 在较大时能够有效增强华北地区土壤湿度的记忆性，相比于 PF，东北地区的ρ更多受到 PI 的影响而明显减弱。随着 PF 和 PI 的增大，华中和华东地区的ρ仅在 PF 和 PI 较小时有所增大。这是由于 PF 和 PI 在较小时能够及时地补充土壤中由于蒸发和径流散失掉的水分，增强土壤湿度的记忆性，而当较大时土壤的干湿异常状态会受到破坏，因而造成土壤湿度的记忆性有所减弱。此外，华南地区的ρ随 PF 和 PI 的增大而显著减小，青藏高原和西北地区的ρ与 PF 和 PI 之间无明显关系。

就全年各地区 PF 和 PI 与ρ之间的关系分布而言，ρ在东北地区受到 PF 的影响而减小，随着 PI 的增大，该地区ρ在春冬季有所减小，在夏季显著增大；华中地区春季深层土壤以及夏季整层土壤的ρ随着 PF 和 PI 的增大而显著增大，秋季ρ更多受到 PF 的影响而显著增强，冬季 PF 和 PI 与ρ之间的关系很弱；华东地区的ρ随着 PF 的增大存在先增大后减小的变化趋势，受到 PI 的影响，该地区春季中层土壤、夏季整层土壤以及冬季深层土壤的ρ显著增大；同时受到 PF 和 PI 的影响，华南地区土壤湿度的记忆性春季有所减弱，冬季明显增强，夏季和秋季ρ越大的地方对应 PF 也越大，PI 却越小；PF 在较大时能够使得华北地区春季的ρ显著增大，而 PI 则使得该地区冬季深层土壤的ρ有所减小。另外，西南、青藏高原以及西北地区 PF 和 PI 对土壤湿度记忆性的影响较弱。

与降水相比，近地表气温（T_a）与ρ之间的关系在高原、西北和华北地区更为显著。由于 T_a 对土壤蒸发效应的影响，随着 T_a 的增大，对于初始时刻异常偏湿的土壤而言，其“湿”信号会由于蒸发强度的增大迅速消失，这表现为华北地区全年整层土壤、青藏高原全年中深层土壤、西北地区春季和秋季整层土壤以及夏季和冬季中层土壤的ρ均有所减小。而对于初始时刻异常偏干的土壤而言，后期降水给土壤带来的水分被迅速蒸发耗散，这有利于土壤初始“干”状态的延续，因此在华中和华东地区，T_a 与春季浅层和中层土壤、秋季整层土壤以及冬季深层土壤的ρ存在显著正相关关系。此外，东北地区 T_a 与ρ的关系随深度变化十分明显。春季，浅层土壤的ρ在 T_a 的作用下逐渐减小，而深层土壤则有所增大。秋季和冬季，中层和深层土壤的ρ与 T_a 分别存在正相关和负相关关系。

此外，需要指明的是，本研究也存在一些不足。首先，虽然本文所用土壤湿度数据经过评估表明质量较好，但与观测相比还是存在一定的差异，这在观测站点较为稀疏的地区尤为明显（图 2）。这主要是由于模式本身误差，驱动模式运行的气象强迫资料的不确定性，以及模式格点与观测站点存在不匹配所造成的。未来随着模式改进，驱动数据更准确，

上述误差会逐渐减小。其次，本文中利用 e 指数检验法定义土壤湿度记忆时长，没有考虑由于自相关系数随样本序列长度所产生的变化。t 检验能够根据不同的样本序列长度设定不同的检验阈值，而 e 指数检验法以自相关系数低于 1/e 为标准，检验阈值与样本序列长度无关。这可能会导致土壤湿度记忆时长在部分地区被低估。除此之外，本文仅从纯统计学角度分析了降水特征以及近地表气温与土壤湿度记忆性之间存在的

线性关系，除了降水和气温以外，径流、土壤特性、太阳辐射等因素也可能会对土壤湿度记忆性产生影响。在未来研究中，在研究降水特征以及气温对土壤湿度记忆性的影响时如何有效滤去上述因素的干扰是需要解决的一个问题。最后，本文利用统计方法得到的结论仍需开展数值敏感性试验进行机理研究，以准确地预测土壤湿度的记忆性，从而为进一步提高季节性降水的预测能力提供支撑。

参考文献（References）

Betts A K. 2004. Understanding Hydrometeorology Using Global Models[J]. Bulletin of the American Meteorological Society, 85(11):1673—1688.

陈海山，周晶. 2013. 土壤湿度年际变化对中国区域极端气候事件模拟的影响研究II.敏感性试验分析[J]. 大气科学，37(1):1-13. Chen Haishan, Zhou Jing. 2013. Impact of Interannual Soil Moisture Anomaly on Simulation of Extreme Climate Events in China. Part II: Sensitivity Experiment Analysis[J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences, 37(1):1-13.

程善俊，管晓丹，黄建平，等. 2013. 利用 GLADAS 资料分析黄土高原半干旱区土壤湿度对气候变化的响应[J]. 干旱气象，31(4):641-649. Cheng Shanjun, Guan Xiaodan, Huang Jianping, et al. 2013. Analysis of response of soil moisture to climate change in semi-arid Loess Plateau in China based on GLADAS data[J]. Journal of Arid Meteorology, 31(4):641-649.

Delworth T L, Manabe S. 1988. The Influence of Potential Evaporation on the Variabilities of Simulated Soil Wetness and Climate[J]. Journal of Climate, 1(5):523-547.

Durre I, Wallace J M, Lettenmaier D P. 2000. Dependence of Extreme Daily Maximum Temperatures on Antecedent Soil Moisture in the Contiguous United States during Summer[J]. Journal of Climate, 13(14):2641-2651.

Ek M B, Holtslag A A M. 2004. Influence of Soil Moisture on Boundary Layer Cloud Development[J]. Journal of Hydrometeorology, 5(1):86-99.

Fang X W, Luo S Q, Lyu S H, et al. 2016. A Simulation and Validation of CLM during Freeze-Thaw on the Tibetan Plateau[J]. Advances in Meteorology, 1-15.

Findell K L, Gentine P, Lintner B R, et al. 2011. Probability of afternoon precipitation in eastern United States and Mexico enhanced by high evaporation. Nature Geoscience, 4(7):434-439.

傅抱璞. 1981. 土壤蒸发的计算[J]. 气象学报, 39(2):226-236. Fu Baopu. 1981. On the calculation of evaporation from soil[J]. Acta Meteorologica Sinica, 39(2):226-236.

Hohenegger C, Brockhaus P, Bretherton C S, et al. 2009. The soil-moisture precipitation feedback in simulations with explicit and parameterized convection[J]. Journal of Climate, 22(19):5003–5020.

Hurrell J W, Holland M M, Gent P R, et al. 2013. The Community Earth System Model: A framework for collaborative research[J]. Bulletin of the American Meteorological Society, 94(9):1339–1360.

Koster R D, Suarez M J. 2001. Soil Moisture Memory in Climate Models[J]. Journal of Hydrometeorology, 2(6):558-570.

Lawrence D M, Slater A G. 2007. Incorporating organic soil into a global climate model[J]. Climate Dynamics, 30(2-3):145-160.

Lawrence D M, Oleson KW, Flanner M G, et al. 2011. Parameterization Improvements and Functional and Structural Advances in Version 4 of the Community Land Model[J]. Journal of Advances in Modeling Earth Systems, 3(1).

Liu B H, Xu M, Henderson M, et al. 2005. Observed trends of precipitation amount, frequency, and intensity in China, 1960–2000[J]. Journal of Geophysical Research Atmospheres, 110(D8).

李忠贤，陈海山，倪东鸿，等. 2012. 土壤湿度对东亚夏季气候潜在可预报性影响的数值模拟[J]. 大气科学学报，35(4):423-430. Li Zhongxian, Chen Haishan, Ni Donghong, et al. 2012. Numerical simulation of effect of soil moisture variability on potential predictability of summer climate over East Asia[J]. Transactions of Atmospheric Sciences, 35(4):423-430.

李若麟，保鸿燕，李课臣，等. 2016. 全球土壤湿度的记忆性及其气候效应[J]. 冰川冻土，38(6):1470-1481. Li Ruolin, Bao Hongyan, Li Kechen, et al. 2016. The memory and climate effects of global soil moisture[J]. Journal of Claciology and Geocryology, 38(6):1470-1481.

刘川，余晔，解晋，等. 2015. 多套土壤温湿度资料在青藏高原的适用性[J]. 高原气象，34(3): 653-665. Liu Chuan, Yu Ye, Xie Jin, et al. 2015. Applicability of soil temperature and moisture in several datasets over Qinghai - Xizang Plateau [J]. Plateau Meteorology (in Chinese), 34(3):653-665. doi:10.7522/j.issn. 1000-0534.2015.00034.

马柱国，魏和林，符淙斌. 2000. 中国东部区域土壤湿度的变化及其与气候变率的关系[J]. 气象学报, 58(3):278-287. Ma Zhuguo, Wei Helin, Fu Congbin. 2000. Relationship between regional soil moisture variation and climatic variability over east China[J]. Acta Meteorologica Sinica, 58(3):278-287.

Mahanama S P P, Koster R D. 2003. Intercomparison of Soil Moisture Memory in Two Land Surface Models[J]. Journal of Hydrometeorology, 4(6):1134-1146.

Mahanama S P P, Koster R D. 2005. AGCM Biases in Evaporation Regime: Impacts on Soil Moisture Memory and Land Atmosphere Feedback[J]. Journal of Hydrometeorology, 6(5):656-669.

Niu G Y, Yang Z L. 2006. Effects of Frozen Soil on Snowrnelt Runoff and Soil Water Storage at a Continental Scale[J]. Journal of Hydrometeorology, 7(5):937-952.

Oleson K W, Lawrence D, Bonna G B, et al. 2013. Technical description of version 4.5 of the Community Land Model (CLM). NCAR Tech.Note NCAR/TN-5031STR, 420 pp.

Orth R, Seneviratne S I. 2012. Analysis of soil moisture memory from observations in Europe[J]. Journal of Geophysical Research Atmospheres, 117(D15).

Saha S, Moorthi S, Pan H L, et al. 2010. The NCEP Climate Forecast System Reanalysis. Bulletin of the American Meteorological Society, 91(8):1015–1057.

Santanello J A, Peters-Lidard C D, Kumar S V, et al. 2009. A modeling and observational framework for diagnosing local land-atmosphere coupling on diurnal time scales[J]. Journal of Hydrometeorology, 10(3):577-599.

Seneviratne S I, Koster R D, Guo Z, et al. 2006. Soil Moisture Memory in AGCM Simulations: Analysis of Global Land-Atmosphere Coupling Experiment (GLACE) Data[J]. Journal of Hydrometeorology, 7(5):1090-1112.

Seneviratne S I, Corti T, Davin E L, et al. 2010. Investigating soil moisture–climate interactions in a changing climate: A review[J]. Earth Science Reviews, 99(3-4):125-161.

Seneviratne S I, Koster R D. 2012. A Revised Framework for Analyzing Soil Moisture Memory in Climate Data: Derivation and Interpretation[J]. Journal of Hydrometeorology, 13(1):404-412.

施晓晖，徐祥德. 2006. 中国大陆冬夏季气候型年代际转折的区域结构特征[J]. 科学通报, 51(17):2075-2084. Shi Xiaohui, Xu Xiangde. 2006. Regional structure characteristics of the interdecadal transition of winter and summer climatic patterns in mainland China[J]. Chinese Science Bulletin, 51(17):2075-2084.

Shinoda M, Yamaguchi Y. 2003. Influence of Soil Moisture Anomaly on Temperature in the Sahel: A Comparison between Wet and Dry Decades[J]. Journal of Hydrometeorology, 4(2):437-447.

Taylor, Christopher M, Gounou, et al. 2011. Frequency of sahelian storm initiation enhanced over mesoscale soil-moisture patterns[J]. Nature Geoscience, 4(7):430-433.

王遵娅，丁一汇，何金海，等. 2004. 近 50 年来中国气候变化特征的再分析[J]. 气象学报, 62 (2):228-236. Wang Zunya, Ding Yihui, He Jinhai, et al. 2004. An updating analysis of the climate change in China in recent 50 years[J]. Acta Meteorologica Sinica, 62 (2):228-236.

Wang A H, Zeng X B, Guo D L. 2016. Estimates of global surface hydrology and heat fluxes from the Community Land Model (CLM4.5) with four atmospheric forcing datasets[J]. Journal of Hydrometeorology, 17(9):2493-2510.

Wang A H, Shi X. 2019. A multilayer soil moisture dataset based on the gravimetric method in China and its characteristics[J]. Journal of Hydrometeorology, 20:1721-1736.

Wu W, Dickinson R E. 2004. Time Scales of Layered Soil Moisture Memory in the Context of Land–Atmosphere Interaction[J]. Journal of Climate, 17(14):2752-2764.

吴佳，高学杰. 2013. 一套格点化的中国区域逐日观测资料及与其它资料的对比[J]. 地球物理学报, 56(4):1102-1111. Wu Jia, Gao Xuejie. 2013. A gridded daily observation dataset over China region and comparison with the other datasets[J]. Chinese Journal of Geophysics, 56(4):1102-1111.

张秀芝，吴迅英，何金海. 2004. 中国土壤湿度的垂直变化特征[J]. 气象学报, 62(1):51-61. Zhang Xiuzhi, Wu Xunying, He Jinhai. 2004. Vertical character of soil moisture in China[J]. Acta Meteorologica Sinica, 62(1):51-61.

Zhang R H, Zuo Z Y. 2011. Impact of Spring Soil Moisture on Surface Energy Balance and Summer Monsoon Circulation over East Asia and Precipitation in East China[J]. Journal of Climate, 24(13):3309-3322.

中国气象局预测减灾司. 2006. 中国气象地理区划手册[M]. 北京：气象出版社. Department of Forecasting and Mitigation, China Meteorological Administration.2006. Handbook of Chinese Meteorological and Geographical Zoning[M]. Beijing: China Meteorological Press.

Zhou T J, Yu R C, Chen H M. 2008. Summer Precipitation Frequency, Intensity, and Diurnal Cycle over China: A Comparison of Satellite Data with Rain Gauge Observations[J]. Journal of Climate, 21(16):3997-4010.