氣候與環境研究
Climatic and Environmental Research

不同大气强迫作用下陆面模式CAS-LSM多年冻土活动层厚度模拟与不确定性研究

李锐超 谢瑾博 谢正辉

Simulation and Uncertainty of Active Layer Thickness of Permafrost by Land Surface Model CAS-LSM under Different Atmospheric Forcing Data

LI Ruichao XIE Jinbo XIE Zhenghui

在线阅读 View online: https://doi.org/10.3878/j.issn.1006-9585.2020.19144

您可能感兴趣的其他文章 Articles you may be interested in

土壤数据集对全球陆面过程模拟的影响

Impact of Soil Datasets on the Global Simulation of Land Surface Processes

气候与环境研究. 2020, 25(5): 555 https://doi.org/10.3878/j.issn.1006-9585.2020.20025

基于HRCLDAS/CLM陆面数据同化系统的青藏高原地区土壤湿度模拟研究

Simulation Analysis of Soil Moisture in the Tibetan Plateau Based on the HRCLDAS/CLM Land Data Assimilation System

气候与环境研究. 2018, 23(4): 442 https://doi.org/10.3878/j.issn.1006-9585.2018.17139

基于陆面模式基准平台ILAMB对陆面模式CoLM的评估

Evaluation of Common Land Model Based on International Land Model Benchmarking System

气候与环境研究. 2020, 25(6): 649 https://doi.org/10.3878/j.issn.1006-9585.2020.20021

气候与植被覆盖变化对中国西南亚高山区流域碳水循环的影响模拟

Simulations of the Impact of Climate and Vegetation Cover Changes on Carbon and Water Cycles of a Subalpine Basin in the Mountain Region of Southwestern China

气候与环境研究. 2020, 25(1): 19 https://doi.org/10.3878/j.issn.1006-9585.2019.18068

不同行星边界层参数化方案对新疆降水模拟的影响研究

Impact of Different Planetary Boundary Layer Parameterization Schemes in the Regional Climate Model on Precipitation Simulation for Xinjiang

气候与环境研究. 2020, 25(2): 211 https://doi.org/10.3878/j.issn.1006-9585.2019.19082

耦合模式中潮汐对北大西洋模拟的影响研究

Influence of Tidal Forcing on North Atlantic Simulation in a Coupled Climate Model

气候与环境研究. 2018, 23(3): 259 https://doi.org/10.3878/j.issn.1006-9585.2018.17063

关注微信公众号，获得更多资讯信息

李锐超, 谢瑾博, 谢正辉. 2021. 不同大气强迫作用下陆面模式 CAS-LSM 多年冻土活动层厚度模拟与不确定性研究 [J]. 气候与环境研究, 26(1): 31−44. LI Ruichao, XIE Jinbo, XIE Zhenghui. 2021. Simulation and Uncertainty of Active Layer Thickness of Permafrost by Land Surface Model CAS-LSM under Different Atmospheric Forcing Data [J]. Climatic and Environmental Research (in Chinese), 26 (1): 31−44. doi:10.3878/j.issn.1006-9585.2020.19144

不同大气强迫作用下陆面模式 CAS-LSM 多年冻土活动层厚度模拟与不确定性研究

李锐超[1,2] 谢瑾博[1] 谢正辉[1,2]

1 中国科学院大气物理研究所大气科学和地球流体力学数值模拟国家重点实验室，北京 100029
2 中国科学院大学地球与行星科学学院，北京 100049

摘 要 冻土在气候系统中起重要作用，研究并揭示冻土时空变化对于增加陆气相互作用的理解具有重要意义。本研究利用包含土壤冻结融化界面动态变化的陆面过程模式 CAS-LSM（Chinese Academy of Sciences Land Surface Model），采用 0.9°（纬度）×1.25°（经度）分辨率，结合 4 种大气强迫数据（全球土壤湿度项目强迫数据集 GSWP3、美国国家大气研究中心/美国国家环境预报中心强迫数据集 CRU-NCEP、普林斯顿全球强迫数据集 Princeton、全球变化以及水文观测项目强迫数据集 WFDEI）针对 1960～2009 年进行全球模拟，研究不同大气强迫作用下多年冻土活动层厚度变化趋势及其不确定性。通过与活动层厚度观测数据比较，陆面过程模式 CAS-LSM 模拟的活动层厚度与观测值比较接近。结果表明：在 1960～2009 年期间，不同大气强迫作用下多年冻土活动层厚度基本呈现增加的趋势，基于强迫数据 WFDEI 模拟的活动层厚度增加趋势最大。不同大气强迫数据模拟的活动层厚度区域平均和变化趋势范围为 1.1～1.25 m 和 0.27～0.51 cm/a，相对变化的不确定性范围为 11.2%～23.5%。其中青藏高原地区、北美地区、欧亚大陆北部地区的活动层厚度区域平均和变化趋势范围分别为 2.26～2.81 m、1.07～1.31 m、1.32～1.48 m 和 0.47～1.0 4 cm/a、0.29～0.48 cm/a、0.25～0.55 cm/a。通过对地表温度以及气温的变化趋势分析表明：大气强迫数据中气温的差异是造成这些差异的主要原因。

关键词 多年冻土 活动层厚度 气象强迫 陆面模式
文章编号 1006-9585(2021)01-0031-14 **中图分类号** P467 **文献标识码** A
doi:10.3878/j.issn.1006-9585.2020.19144

Simulation and Uncertainty of Active Layer Thickness of Permafrost by Land Surface Model CAS-LSM under Different Atmospheric Forcing Data

LI Ruichao[1,2], XIE Jinbo[1], and XIE Zhenghui[1,2]

1 *The State Key Laboratory of Numerical Modeling for Atmospheric Sciences and Geophysical Fluid Dynamics*, *Institute of Atmospheric Physics*, *Chinese Academy of Sciences*, *Beijing* 100029
2 *College of Earth and Planetary Sciences*, *University of Chinese Academy of Sciences*, *Beijing* 100049

Abstract Permafrost plays an important role in the climate system, which is of great significance in revealing the

收稿日期 2019-09-06；**网络预出版日期** 2020-12-08
作者简介 李锐超，男，1989 年出生，博士研究生，主要从事陆面过程研究。E-mail: liruichao@mail.iap.ac.cn
通讯作者 谢瑾博，E-mail: xiejinbo@mail.iap.ac.cn
资助项目 国家自然科学基金项目 41830967，国家重点研发项目 2018YFC1506602，中国科学院前沿科学重点研究项目 QYZDY-SSW-DQC012
Funded by National Natural Science Foundation of China(Grant 41830967), the National Key Research and Development Program of China (Grant 2018YFC1506602), Key Research Program of Frontier Sciences, CAS (Grant QYZDY-SSW-DQC012)

temporal and spatial variation of frozen ground to increase the understanding of land–air interaction. In this study, the Chinese Academy of Sciences Land Surface Model (CAS-LSM) was adopted, which contains the dynamic changes of the soil freezing and thawing fronts. Four different atmospheric forcing data, CRU-NCEP (Climatic Research Unit-NCEP forcing data), GSWP3 (Global Soil Wetness Project forcing dataset), Princeton (Princeton meteorological forcing dataset), and WFDEI (water and global change forcing data methodology applied to ERA-Interim data), were used to drive the CAS-LSM. The simulation time of the four groups of the simulation experiments was from 1960 to 2009 with a resolution of 0.9°×1.25°. The variation trend and uncertainty of permafrost active layer thickness under different atmospheric forcing were studied. The simulated active layer thickness compared well with the observed data. Results reveal an increasing trend of the active layer thickness under different atmospheric forcings. The variation trend of the forcing data WFDEI simulation is the largest. The regional average active layer thickness and variation trend range of different atmospheric forcing simulations were 1.1 –1.25 m and 0.27 –0.51 cm/a, respectively, with the relative changes of 11.2%–23.5%. The range of regional average active layer thickness and variation trend in Qinghai–Tibet plateau region, North America, and north of Eurasia are 2.26–2.81 m, 1.07–1.31 m, 1.32–1.48 m, and 0.47–1.04 cm/a, 0.29–0.48 cm/a, 0.25–0.55 cm/a. The difference in air temperature in the atmospheric forcing data is the main reason for these variations.

Keywords Permafrost, Active layer thickness, Atmospheric forcing data, Land surface model

1 引言

冻土在北半球分布广泛，约占其陆地面积的25%（Muller et al., 1947; Zhang et al., 1999）。由于气候变暖，近年来多年冻土退化严重、反映地壳表层每年寒季冻结、暖季融化岩土层的活动层厚度不断增加（Delisle, 2007; Koven et al., 2013）。近 20 年来青藏高原多年冻土相对面积减少 4.3%，约 3.1×10^4 km^2，相应的季节冻土面积增加 3.1×10^4 km^2（张国胜等, 2007; Yang et al., 2010; 徐晓明等, 2017）。多年冻土活动层厚度受气候条件的驱动，并与海拔、经纬度、活动层岩性、含水特征、地面温度以及下垫面性质有关。另一方面，冻土活动层厚度变化影响陆气之间的水分能量交换以及生态系统的碳循环过程，对天气以及气候过程产生重要影响。随着活动层厚度的增加，北极多年冻土中储存着大量的二氧化碳、甲烷等温室气体会释放到大气中，进一步加剧全球变暖（Schuur et al., 2015）。世界气候研究计划 WCRP 已经将活动层厚度的变化研究列为气候和冰冻圈 CLIC 计划的主要观测研究内容之一（Brown et al., 2000; Nelson et al., 2004）。这些都表明研究多年冻土区活动层厚度变化及其影响的重要性。

早期开展的环北极多年冻土区活动层厚度以及近地表冻土变化的监测表明：在过去几十年里，北极地区的活动层厚度不断增加，其中俄罗斯北极地区活动层厚度增加较多，增加了约 22 cm（Harris et al., 2003; Frauenfeld et al., 2004）。近几十年来青藏高原多年冻土活动层厚度也表现出明显增加的趋势，对水文过程、生态系统碳循环过程、气候变化、寒区工程以及基础设施等影响巨大（Zhao et al., 2004; 李元寿等, 2010; Wu and Zhang, 2010; 张中琼和吴青柏, 2012）。多年冻土区主要分布在北半球高纬度以及高山地区。在大尺度空间和时间上活动层厚度观测数据稀少，利用陆面过程模式结合各种观测进行模拟是研究多年冻土活动层厚度在大尺度空间和时间上变化的重要工具。通过对冻土参数化方案的改进，陆面过程模式对冻土的模拟已经取得了很大进展（Lawrence et al., 2008, 2012; Xie et al., 2018; Gao et al., 2019）。Guo et al.（2017）利用陆面过程模式 CLM4.5（Lawrence et al., 2012）模拟的土壤温度插值得到活动层厚度，由此研究了多年冻土分布以及活动层厚度的变化趋势。Gao et al.（2019）将双向 Stefan 算法耦合到通用陆面过程模式 CLM4.5 中，发展考虑土壤冻结融化界面动态变化的陆面过程模式 CAS-LSM。该模式不仅能够模拟土壤冻结融化界面的动态变化，同时也可以模拟活动层厚度。在陆面模式中引入了求解活动层厚度的新方法。该方法有利于推进陆面模式中多年冻土活动层模拟研究，并为活动层模拟提供额外新的有用信息。另一方面，多年冻土以及活动层厚度的模拟也受到大气强迫数据集的影响（Guo et al., 2012; Lawrence et al., 2012）。Guo et al.（2012）采用动力降尺度对大气强迫数据进行了校正减小青藏高原多年冻土模拟的偏差。Lawrence et al.（2012）通过改进大气强迫数据中的气温和降水估计，模拟

的多年冻土退化速率降低了 29%。

本研究我们采用陆面过程模式 CAS-LSM，利用陆面模式比较计划 LS3MIP（Van den Hurk et al., 2016）中 4 套强迫数据 GSWP3（Kim, 2017）、WFDEI（Haddeland et al., 2011; Weedon at al., 2014）、CRU-NCEP（Viovy and Ciais, 2009）、Princeton（Sheffield et al., 2006），驱动 CAS-LSM 进行模拟试验，通过对活动层厚度及其变化趋势在不同强迫下的模拟与分析，研究不同大气强迫作用下陆面过程模式 CAS-LSM 对于活动层厚度的模拟与不确定性。

2　数据和方法

2.1　数据

本研究采用的大气强迫数据是陆面模式比较计划 LS3MIP 中的 4 组强迫数据，分别是 CRU-NCEP（Climatic Research Unit-NCEP forcing data）（Viovy and Ciais, 2009）、GSWP3（Global Soil Wetness Project forcing dataset）（Kim, 2017）、Princeton（Princeton meteorological forcing dataset）（Sheffield et al., 2006）、WFDEI（water and global change forcing data methodology applied to ERA-Interim data）（Haddeland et al., 2011; Weedon at al., 2014）。强迫数据包括气温、风速、湿度、太阳辐射和降水。CRU-NCEP 是两套数据的组合：气候研究中心 CRU TS v3.2 的气候数据和美国国家环境预报中心 NCEP 的再分析数据。其中降水、温度、太阳辐射、相对湿度是基于 CRU 的数据，长波辐射、气压、风速是由 NCEP 数据插值得到的，空间分辨率 0.5°（纬度）×0.5°（经度），时间分辨率 6 h，时间周期 1901～2010 年。GSWP3 是基于 20 世纪的再分析数据动力降尺度而来的，利用 CRU TS v3.21、全球降水气候中心 GPCC v7 和地表辐射收支数据集分别对温度、降水、长波辐射和短波辐射进行偏差校正。空间分辨率 0.5°（纬度）×0.5°（经度），时间分辨率 3 h，时间周期 1901～2014 年。Princeton 是由 NCEP 的再分析数据与 CRU 的数据以及基于卫星的降水数据结合而来，其中降水数据是基于全球降水气候项目（GPCP）和热带降雨测量项目（TRMM）统计降尺度而来。空间分辨率 0.5°（纬度）×0.5°（经度），时间分辨率 3 h，时间周期 1901～2012 年。WFDEI 包含两部分数据，WFD（WATCH force Data）（1901～1957 年）基于欧洲中期天气预报中心重新整理的 ERA-40 数据得到的，WFD（WATCH force Data）（1958～2001 年）基于欧洲中期天气预报中 ECMWF-ERA-40 再分析数据得到的，其中温度和降水均来自 ERA-40，并且利用全球降水气候项目（GPCP）和气候研究中心（CRU）数据进行偏差校正，空间分辨率 0.5°（纬度）×0.5°（经度），时间分辨率 3 h，时间周期 1901～2001 年。WFDEI是基于 ECMWF-ERA-Interim 再分析数据得到的，其中温度和降水均来自 ERA-Interim，并且利用全球降水气候项目（GPCP）和气候研究中心（CRU）数据进行偏差校正，空间分辨率 0.5°（纬度）×0.5°（经度），时间分辨率 3 h，时间周期 1979～2014 年。这些强迫数据已被应用与陆面模式比较 LS3MIP（Van den Hurk et al., 2016）。

活动层厚度的观测数据来自北极活动层观测网（CALM）（Brown et al., 2000）（http://www.gwu.edu/～CALM/[2019-09-05]) 站点观测数据。CALM 的观测数据时间周期是 1990～2010 年。本研究选取了 1996～2010 年期间 CALM 的 50 个观测站的活动层厚度数据，因为大多数观测站在这段期间是有连续的记录。这些站点主要集中在俄罗斯地区以及阿拉斯加地区。

2.2　陆面过程模型 CAS-LSM 的冻融过程方案

CAS-LSM 是以美国国家大气科学中心所发展的陆面过程模式 CLM4.5 为基础（Oleson et al., 2013），耦合了自主发展的考虑地下水侧向流（Zeng et al., 2016a, 2016b）、人类取用水活动（Zou et al., 2014, 2015; Zeng et al., 2017）、冻结融化界面（Gao et al., 2016, 2019）以及河流氮输送过程（Liu et al., 2019）的方案，该模式已应用于中国黑河流域研究（Xie et al., 2018）。模式较好地再现了地下水、蒸发蒸腾和冻土的分布，与地表温度、热通量时间变化吻合较好。本研究的工作主要涉及土壤冻结融化界面的动态变化这一模块，该模块描述如下：

冻结融化界面的计算方法（Jumikis, 1978; Gao et al., 2016, 2019）：

$$z_f = \sqrt{\frac{2\lambda(T - Tf)t}{L\theta}}, \qquad (1)$$

其中，z_f表示冻结或融化界面的深度，λ表示土壤的热传导性，t为冻结或融化的持续时间，T为冻结

或融化时段内的平均温度，T_f为冻结或融化临界温度，L为单位体积的相变潜热量，θ为土壤含水量的体积分数。$D=(T-T_f)t$为冻结或融化指数，是温度的累积值。

对公式（1）两边取平方得：

$$z_f{}^2=\frac{2\lambda D}{L\theta}, \tag{2}$$

对公式（2）中的 D 求微分得：

$$2z_f\Delta z_f=\frac{2\lambda\Delta D}{L\theta}, \tag{3}$$

$$\Delta D=\left(L\theta\Delta z_f\right)\left(\frac{z_f}{\lambda}\right), \tag{4}$$

其中，在陆面模式中土壤垂直分为 15 层，我们定义i为土壤层数，z_i为第i层土壤的深度，Δz_i为第i层土壤的厚度，λ_i为第i层土壤的热传导率，R_i为第i层土壤的热传输阻力$R_i=\Delta z_i/\lambda_i$，N_i为冻融界面通过第i层土壤所需的冻融指数，首先计算冻融界面通过第一层土壤所需的冻融指数N_1，即$\Delta D=N_1,\Delta z_f=\Delta z_1$，此过程中$z_f$从 0 增长至$z_1$，将$z_1$平均分成$N$层，$N_1$可近似表示为

$$\begin{aligned}N_1&=\sum_{n=1}^{N}\left(L\theta_1\frac{z_1}{N}\right)\left(\frac{nz_1}{N\lambda_1}\right)\\&=(L\theta_1z_1)\left(\frac{1}{2}\frac{N+1}{N}\frac{z_1}{\lambda_1}\right)\\&=(L\theta_1z_1)\left(\frac{1}{2}\frac{N+1}{N}R_1\right).\end{aligned} \tag{5}$$

当$N\to\infty$，可得：

$$N_1=(L\theta_1z_1)\left(\frac{R_1}{2}\right). \tag{6}$$

同理可得，

$$\begin{cases}N_1=(L\theta_1z_1)\left(\frac{R_1}{2}\right),\\N_2=(L\theta_2z_2)\left(R_1+\frac{R_2}{2}\right),\\\cdots\\N_i=(L\theta_iz_i)\left(\sum_{n=1}^{i-1}R_n+\frac{R_i}{2}\right).\end{cases} \tag{7}$$

定义D为冻结或融化指数，当D满足$D\geqslant\sum_{n=1}^{i-1}N_n$和$D<\sum_{n=1}^{i}N_n$时：

$$D-\sum_{n=1}^{i-1}N_n=(L\theta_iz_{f0})\left(\sum_{n=1}^{i-1}R_n+\frac{z_{f0}}{2\lambda_i}\right). \tag{8}$$

z_{f0}为第i层的冻结或融化深度，可表示为

$$z_{f0}=-\lambda_i\sum_{n=1}^{i-1}R_n+\left\{\lambda_i^2\left[\sum_{n=1}^{i-1}R_n\right]^2+\left[2\lambda_i(D-\sum_{n=1}^{i-1}N_n)/(L\theta_i)\right]\right\}^{1/2}. \tag{9}$$

那么从地表算起的冻结或融化深度可表示为

$$z_f=z_{i-1}+z_{f0}. \tag{10}$$

该算法与陆面过程模式 CAS-LSM 是实时耦合。计算时需要输入地表温度以及各层土壤的相关性质，同时将得到土壤冻结融化界面信息加入到原有土壤分层中。原土壤分层信息不变，增加土壤冻结融化界面这一层。新增加这一层土壤是按照陆面模式的分层方式（Oleson et al., 2013）加入的。计算新土壤分层的土壤温度，之后将新土壤分层的温度返回原土壤分层。从而更加合理地模拟高寒区域冻融状况，具体过程可参见（Oleson et al., 2013; Gao et al., 2016, 2019）。CAS-LSM 不仅能够模拟土壤冻结融化界面的动态变化，同时也可以模拟活动层厚度。该方法有利于推进陆面模式中多年冻土活动层模拟研究，并为活动层模拟提供额外新的有用信息。

2.3 试验设计

本研究采用陆面过程模式 CAS-LSM 进行 4 组数值试验，分别采用 4 组不同的大气强迫数据（GSWP3、WFDEI、CRU-NCEP、Princeton）驱动 CAS-LSM，进行全球模拟，陆面模式的模拟时间积分步长为 1800 s，模拟开始时首先将大气强迫数据插值到陆面模式的模拟时间积分步长上，然后进行模拟，模拟时间为 1901～2010，空间分辨率为 0.9°（纬度）×1.25°（经度）。为使模式达到平衡，利用 CRU-NCEP 20 年（1901～1920 年）的大气强迫数据循环强迫，结果作为 4 组数值模拟试验的初始场。最后对 1901～2010 进行正式模拟（月输出结果），结果分析时段为 1960～2009 年。4 组试验除了大气强迫数据不同外，其余设置（如模拟区域、步长、初始场等）均相同。

2.4 分析方法

在陆面模式中多年冻土的定义：在模式土壤分层的前 10 层（相当于 3.8 m）土壤中，至少有 1 层的土壤温度连续 24 个月低于 0℃（Lawrence et al., 2012）。应该指出的是这里多年冻土的定义代表的是“近地表多年冻土”。一般来说，近地表多年冻

土比深层多年冻土对气候变化更敏感（Lawrence et al., 2008）。

活动层厚度的定义是多年冻土在一年中最大融化深度（Lawrence et al., 2012）。本研究中的活动层厚度是通过 CAS-LSM 计算得到。CAS-LSM 通过耦合 Stefan 算法来模拟活动层厚度。一般来说，在陆面模式中活动层厚度可以通过土壤温度插值计算得到（Lawrence et al., 2012; Guo et al., 2017）。因此我们也给出了通过土壤温度插值计算得到活动层厚度，并且将两种方法所得到活动层厚度与观测值进行了比较。为了说明 CAS-LSM 模拟的活动层厚度是合理的。对于气候态的活动层厚度验证，我们将每个站点都有记录的观测数据进行气候态平均，然后与站点相对应的网格数据平均值进行比较验证。使用平均偏差、均方根误差和相关系数来评价模拟结果与观测结果的一致性。采用最小二乘拟合法计算趋势作为线性回归的斜率，采用 Mann- Kendall 检验评价线性趋势的统计意义。

3　模拟多年冻土区活动层厚度的变化

3.1　站点验证

首先将不同强迫下模拟所得到的活动层厚度数据与观测数据进行验证，图 1 给出了 4 种强迫下（CRU-NCEP、GSWP3、Princeton、WFDEI）模拟的 1996～2010 年平均活动层厚度与 CALM 观测数据验证的散点图。蓝色的点为 CAS-LSM 模拟得到的活动层厚度，红色的点为土壤温度插值得到的活动层厚度数据。由图 1 可知不同强迫下 CAS-LSM 模拟得到的活动层厚度和观测值比较接近，

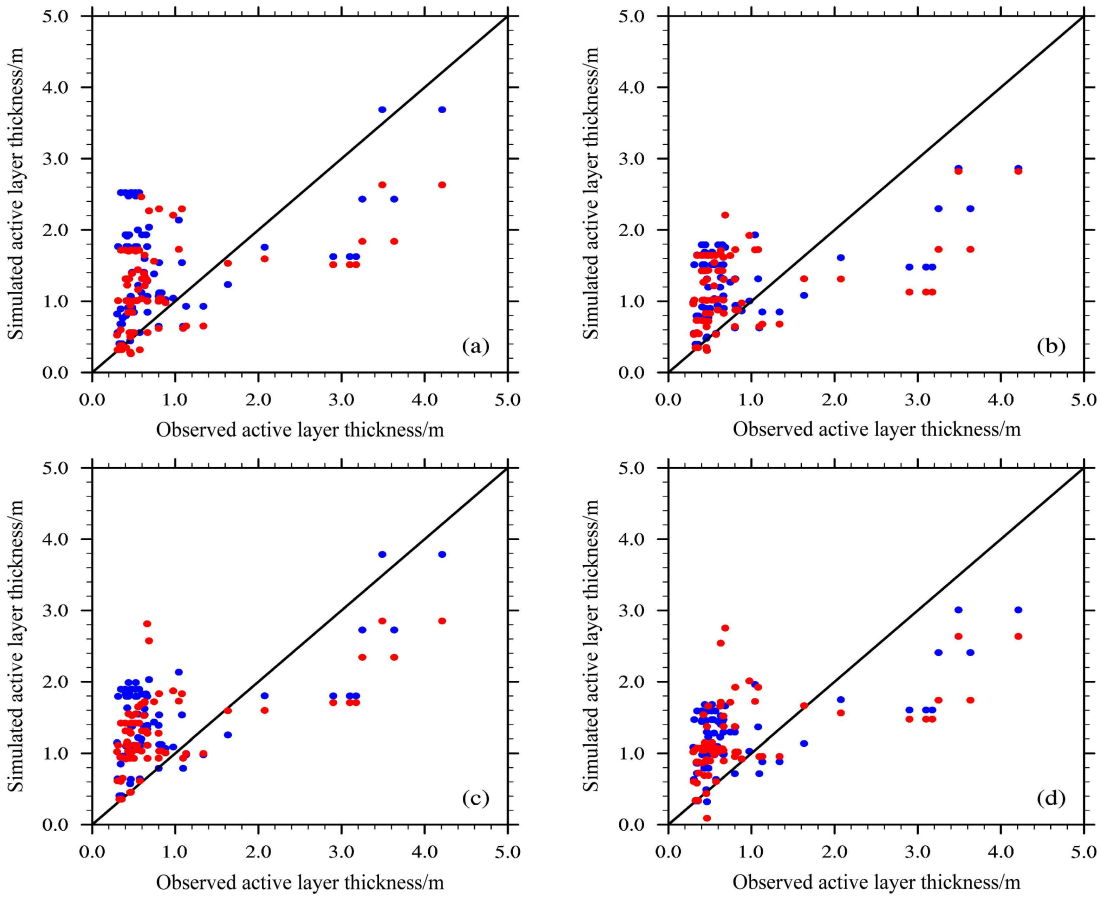


图 1　1996～2010 年（a）CRU-NCEP、（b）GSWP3、（c）Princeton、（d）WFDEI 4 组大气强迫数据模拟的活动层厚度（蓝点）、土壤温度插值的活动层厚度（红点）与 CALM 观测数据验证

Fig. 1　Simulated active layer thickness validation (blue point) using four atmosphere forcing data (a) CRU-NCEP (Climatic Research Unit-NCEP forcing data), (b) GSWP3 (Global Soil Wetness Project forcing dataset), (c) Princeton (Princeton meteorological forcing dataset), and (d) WFDEI (water and global change forcing data methodology applied to ERA-Interim data) and the soil temperatures interpolationed active layer thickness validation (red point) based on observations from CALM (Circumpolar Active Layer Monitoring) sites during 1996–2010

土壤温度插值得到的活动层厚度和观测值也比较接近。同时与观测相比都表现出偏大的趋势。活动层厚度观测数据的平均值为 0.86 m，CAS-LSM 模拟得到的活动层厚度分别为 1.47 m、1.28 m、1.48 m、1.26 m。土壤温度插值得到的活动层厚度分别为 1.28 m、1.19 m、1.4 m、1.18 m。CAS-LSM 模拟得到的活动层厚度与观测的平均偏差分别为 0.61 m、0.42 m、0.62 m、0.40 m，均方根误差分别为 1.04 m、0.85 m、0.92 m、0.78 m，相关系数分别为 0.44、0.53、0.61、0.64。土壤温度插值得到的活动层厚度与观测值的平均偏差分别为 0.42 m、0.33 m、0.54 m、0.32 m，均方根误差分别为 0.85 m、0.86 m、0.81 m、0.79 m，相关系数分别为 0.47、0.43、0.62、0.55。从平均偏差、均方根误差与相关系数上可以看出，这两种该方法模拟得到的活动层厚度差别不大，从而表明 CAL-LSM 模拟的活动层厚度合理。从平均偏差、均方根误差与相关系数上可以看出，强迫数据 WFDEI 模拟的活动层厚度与观测数据最为接近，整体结果优于其他 3 种强迫数据的模拟。

3.2 多年冻土活动层厚度空间分布及变化趋势

我们主要分析多年冻土活动层厚度 50 年（1960～2009 年）平均的空间分布及变化趋势。从图 2 可以看出，4 组试验模拟的活动层厚度在气候态（1960～2009 年）平均上表现出空间相似性。除青藏高原外，模拟的活动层厚度随纬度的增加而减小，活动层厚度在靠近多年冻土与季节性冻土分界线的区域深度较深。表 1 中区域平均的活动层厚可以看出 CRU-NCEP 和 Princeton 模拟的活动层厚

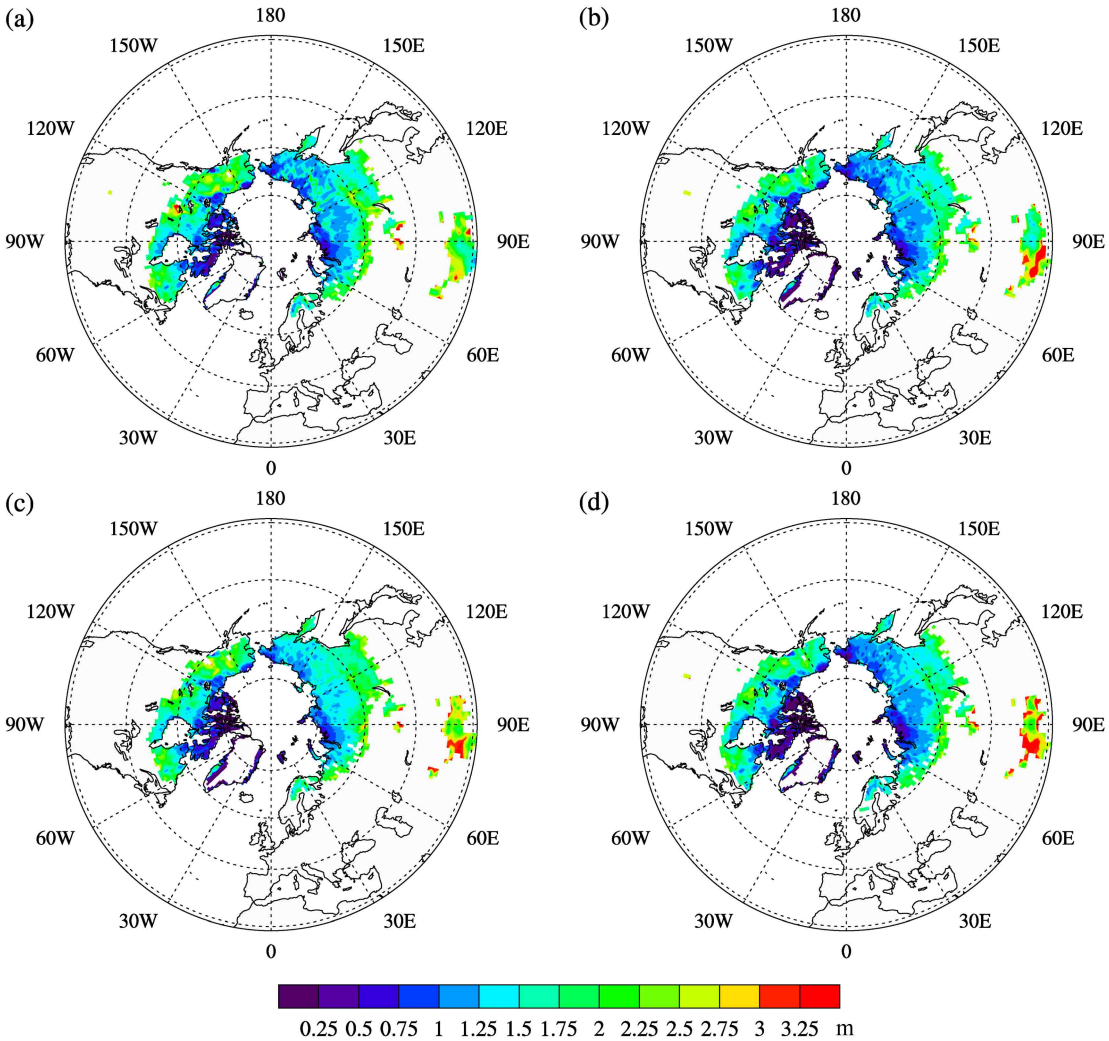


图 2 （a）CRU-NCEP、（b）GSWP3、（c）Princeton、（d）WFDEI 4 组大气强迫数据模拟的 1960～2009 年活动层厚度的空间分布

Fig. 2 Simulated mean active layer thickness using four atmosphere forcing data (a) CRU-NCEP, (b) GSWP3, (c) Princeton, and (d) WFDEI during 1960–2009

表 1　1960 ~ 2009 年利用 4 组大气强迫数据模拟的活动层厚度区域平均值及其变化趋势

Table 1　Simulated regional average active layer thickness and its trends from 1960 to 2009 using four atmosphere forcing data

	活动层厚度区域平均/m					活动层厚度区域变化趋势/cm a^{-1}				
	CRU-NCEP	GSWP3	Princeton	WFDEI	4组平均值	CRU-NCEP	GSWP3	Princeton	WFDEI	4组平均值
多年冻土区	1.25	1.04	1.20	1.10	1.15	0.30	0.295	0.27	0.50	0.34
青藏高原地区	2.26	2.38	2.67	2.81	2.53	0.47	0.47	0.25	1.04	0.56
北美地区	1.31	1.07	1.19	1.06	1.16	0.30	0.31	0.29	0.48	0.35
欧亚大陆北部地区	1.41	1.32	1.48	1.32	1.38	0.34	0.33	0.25	0.55	0.37

度较深，WFDEI 和 GSWP3 模拟的活动层厚度较浅。图 3 中活动层厚度的变化趋势基本为正值，表现逐年增加的趋势，区域平均的变化趋势分别为 0.3 cm/a、0.295 cm/a、0.27 cm/a 和 0.5 cm/a，4 组模拟的平均趋势为 0.34 cm/a。青藏高原地区（28°N～38°N，73°E～104°E）、北美地区（56°N～70°N，70°W～165°W）、欧亚大陆北部地区（54°N～72°N，72°E～178°E）的区域平均活动层厚度以及变化趋势见表 1。4 组模拟在这 3 个地区的区域平均厚度及变化趋势分别为 2.53 m、1.16 m、1.38 m 和 0.56 cm/a、

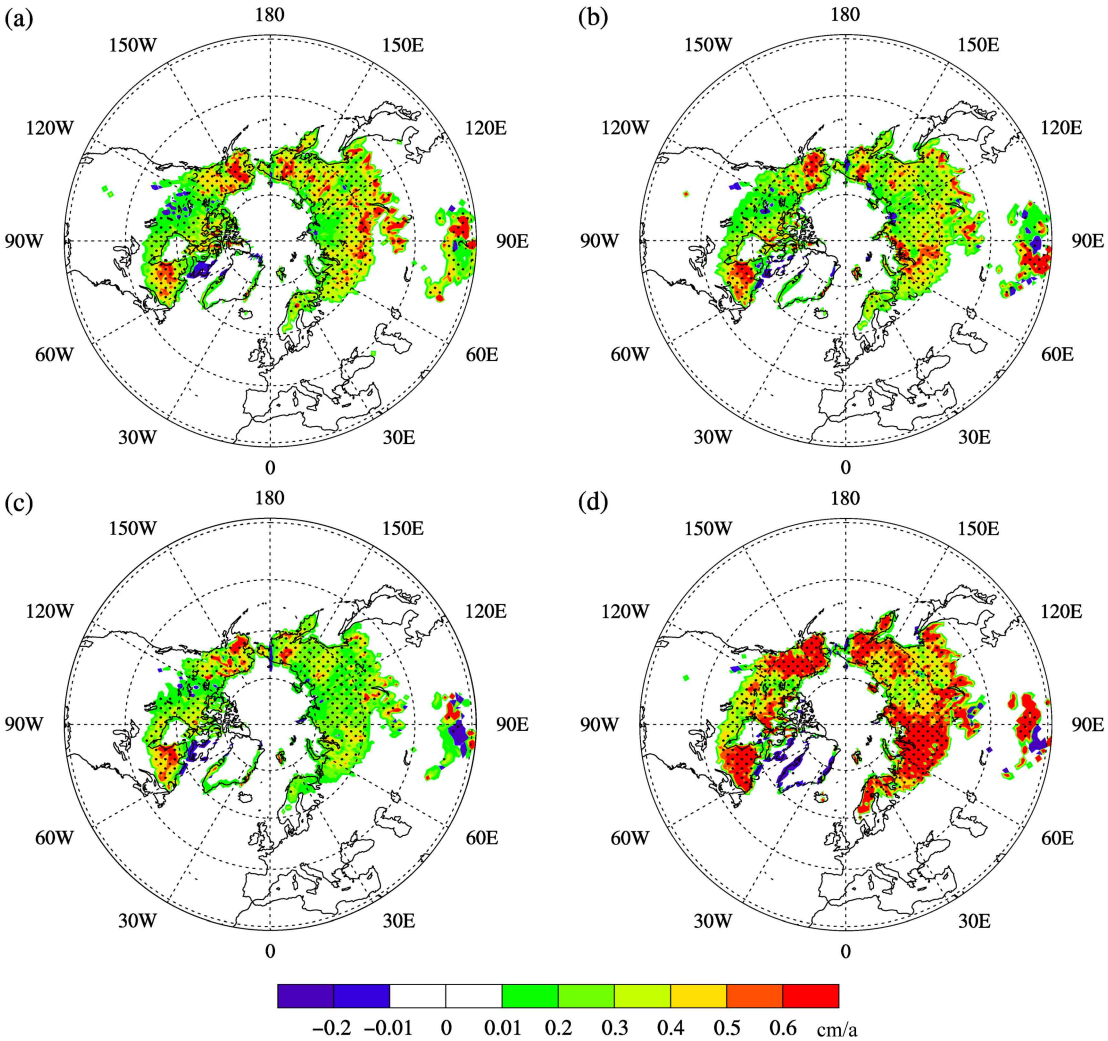


图 3　（a）CRU-NCEP、（b）GSWP3、（c）Princeton、（d）WFDEI 4 组大气强迫数据模拟的 1960～2009 年活动层厚度变化趋势

Fig. 3　Simulated active layer thickness trends (cm/a) using four atmosphere forcing data (a) CRU-NCEP, (b) GSWP3, (c) Princeton, and (d) WFDEI during 1960–2009

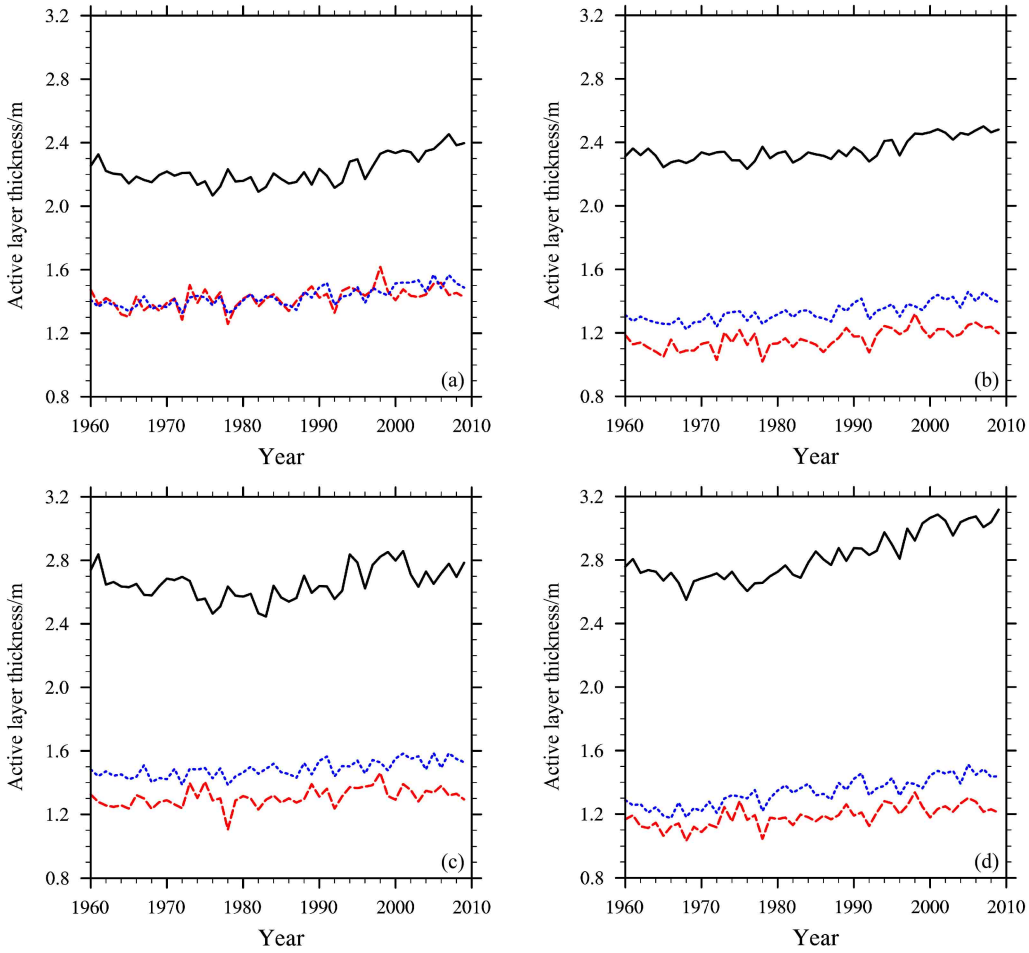


图 4 （a）CRU-NCEP、（b）GSWP3、（c）Princeton、（d）WFDEI 4 组大气强迫数据模拟的 1960～2009 年区域平均活动层厚度年时间序列。黑线：青藏高原地区（28°N～38°N，73°E～104°E），红线：北美地区（56°N～70°N，70°W～165°W），蓝线：欧亚大陆北部地区（54°N～72°N，72°E～178°E）

Fig. 4 Simulated active layer thickness annual time series using four atmosphere forcing data (a) CRU-NCEP, (b) GSWP3, (c) Princeton, and (d) WFDEI during 1960–2009. Black line: Qinghai–Tibet plateau region (28°N–38°N, 73°E–104°E), red line: North America (56°N–70°N, 70°E–165°E), blue line: north of Eurasia (54°N–72°N, 72°E–178°E)

0.35 cm/a、0.37 cm/a。图 4 模拟的是青藏高原地区（28°N～38°N，3°E～104°E）、北美地区（56°N～70°N，70°W～165°W）、欧亚大陆北部地区（54°N～72°N，72°E～178°E）1960～2009 年活动层厚度年际变化。从图 4 中可以看出，1960～2009 年活动层厚度总体上表现出增加的趋势。

对于不同强迫造成的活动层厚度模拟差异，我们主要从强迫数据本身分析。首先我们采用 Stefan 方法模拟活动层厚度，由于地表温度是形成多年冻土的关键因素，Stefan 利用地表温度来计算单层土柱冻融深度，是一种半经验方法。不同强迫模拟地表温度的不同会造成活动层厚度模拟的差异，从图 5 中我们可以看出，地表温度变化趋势基本为正值，也就是说地表温度整体呈现出增加的趋势，变化趋势分别为 0.036℃/a、0.036℃/a、0.035℃/a 和 0.061℃/a，4 组模拟的平均趋势为 0.042℃/a。由于地表温度增加，进而会导致活动层厚度的增加，地表温度的增加趋势是与活动层厚度的增加是一致的。图 3 和图 5 中青藏高原的部分区域出现了活动层厚度变薄、地表温度降低的趋势。然而强迫数据中的 2 m 气温所在的这些区域都是增加的。这可能由于陆面模式在该地区的地表参数、物理参数化方案等造成的，具体还需要针对这一地区结合观测数据进行深入研究。总体来看，除青藏高原的部分区域外，2 m 气温以及地表温度的变化趋势与活动层厚度的变化趋势是一致的。4 种不同强迫模拟的地表温度差异主要是由于强迫数据中 2 m 气温的差异造成的，因此我们分析了 2 m 的气温变化。从图 6 可

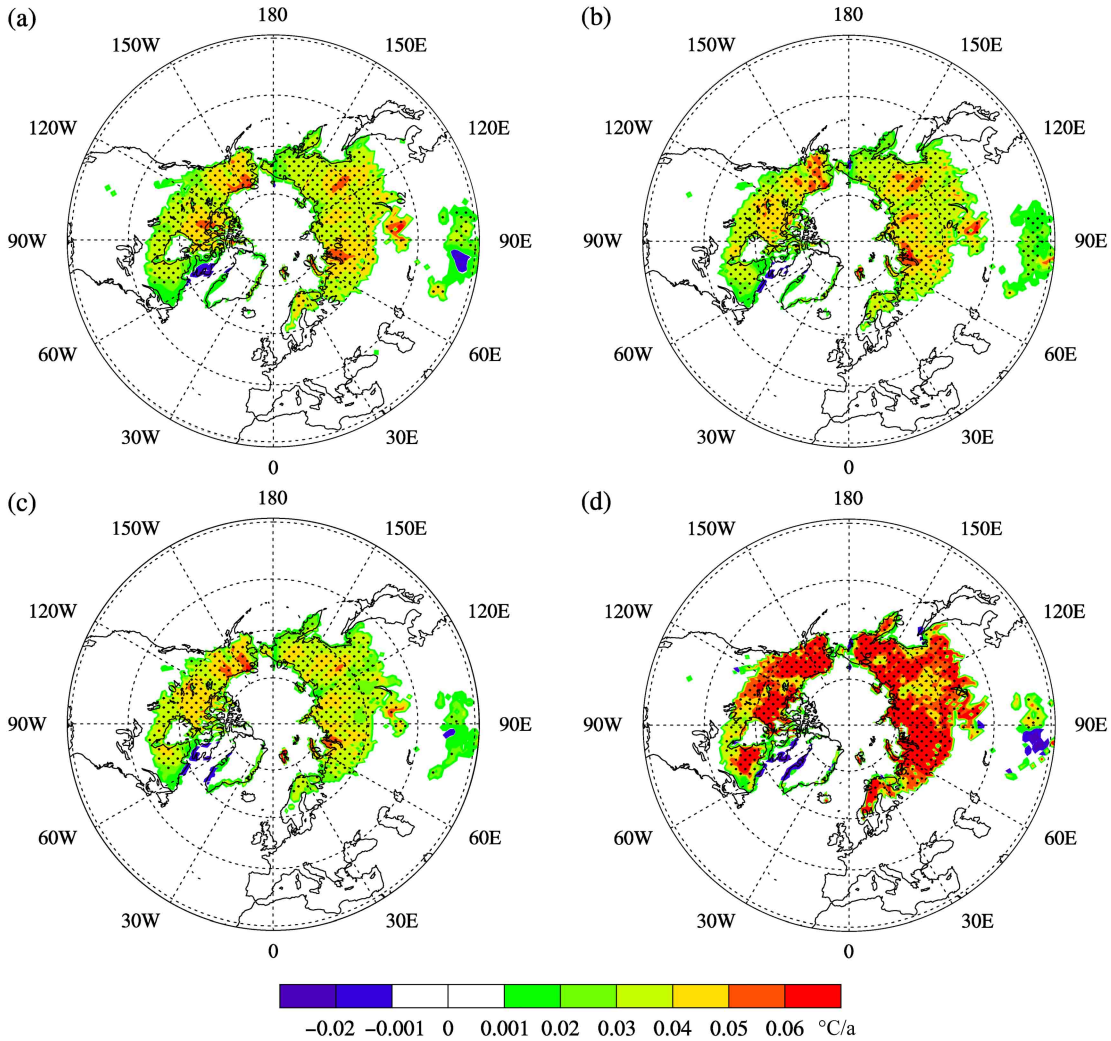


图 5　（a）CRU-NCEP、（b）GSWP3、（c）Princeton、（d）WFDEI 4 组大气强迫数据模拟的 1960～2009 年地表温度变化趋势

Fig. 5　Simulated ground temperature trends (℃/a) using four atmosphere forcing data (a) CRU-NCEP, (b) GSWP3, (c) Princeton, and (d) WFDEI during 1960–2009

以看出，2 m 气温变化趋势基本为正值，表现出增加的趋势，也就是说 2 m 气温整体呈现出增加的趋势，变化趋势分别为 0.036℃/a、0.035℃/a、0.035℃/a 和 0.054℃/a，4 组模拟的平均趋势为 0.040℃/a。除青藏高原的部分区域外，2 m 气温以及地表温度及活动层厚度的变化趋势是一致的。

图 7 模拟的是 1960～2009 年多年冻土区 2 m 气温与活动层厚度年际变化，从图中可以看出，2 m 气温的变化趋势与活动层厚度变化趋势显著相关，相关系数分别为 0.82、0.83、0.73、0.87。随着气温的升高，活动层厚度表现出增加的趋势。表明活动层厚度的模拟与 2 m 气温有很强的相关性。图 8 模拟的是 1960～2009 年多年冻土区 2 m 气温变化趋势与活动层厚度变化趋势相关系数的空间分布。从相关系数的空间分布上可以看出，不同强迫下 2 m 气温变化趋势与活动层厚度变化趋势整体上显著相关，但不同的区域会有差异。俄罗斯东部和西部、加拿大东部等地区均呈现出较高的相关性，说明这些地区活动层厚度模拟受气温影响较大。俄罗斯中部以及阿拉斯加地区相关性较低，说明这些地区除了气温影响外，同时海拔、活动层岩性、含水特征以及影响地面温度变化进程的地形特征和下垫面性质等也对活动层厚度模拟影响较大。在陆面模式中可表示为土壤性质、模式参数、物理参数化方案等对活动层厚度模拟的影响，具体区域还需要结合观测数据进一步进行研究。总体来看，强迫数据中 2 m 气温对于活动层厚度模拟的影响还是占主要因素。

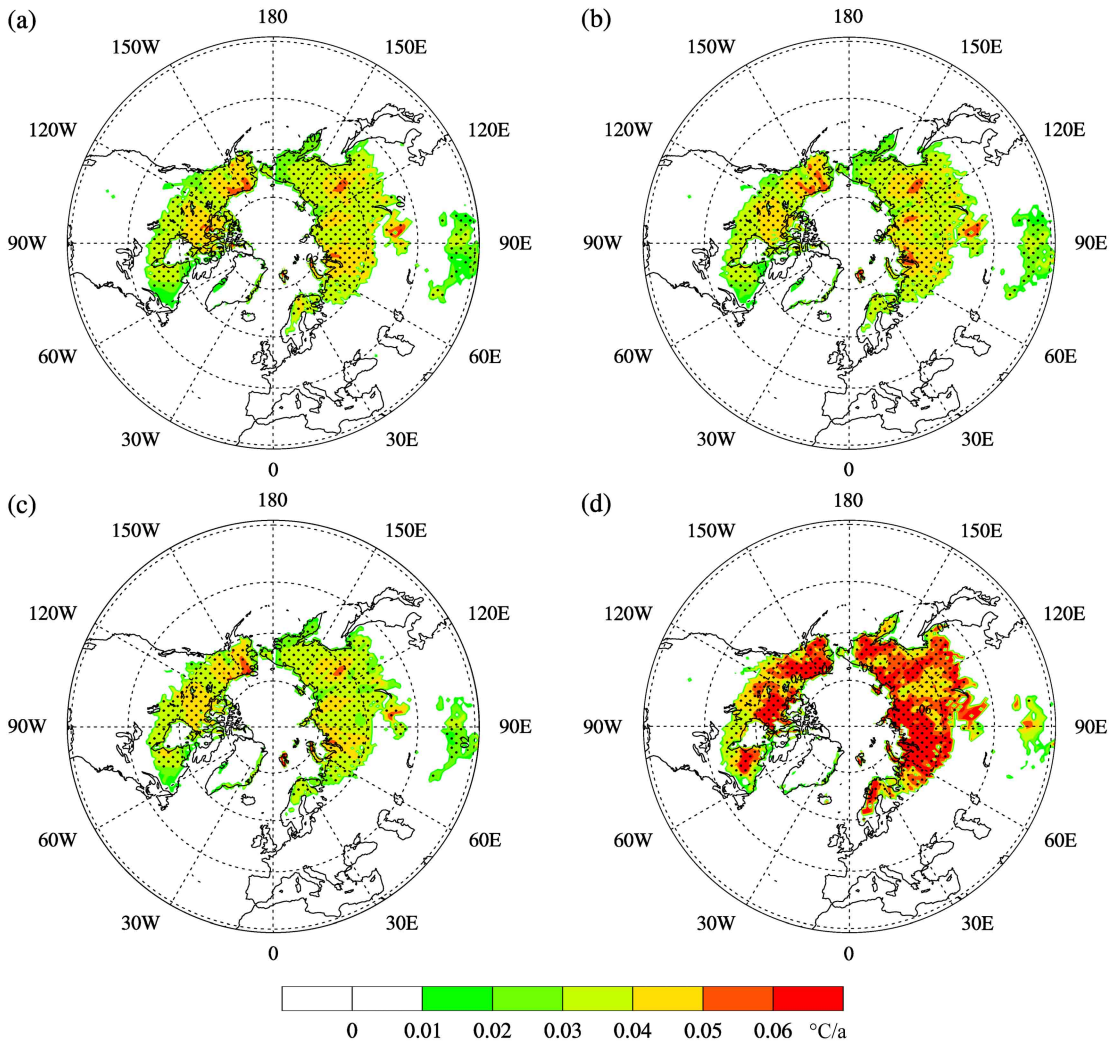


图 6 （a）CRU-NCEP、（b）GSWP3、（c）Princeton、（d）WFDEI 4 组大气强迫数据模拟的 1960～2009 年 2 m 气温变化趋势

Fig. 6 Simulated 2-m air temperature trends (℃/a) using four atmosphere forcing data (a) CRU-NCEP, (b) GSWP3, (c) Princeton, and (d) WFDEI during 1960–2009

4 讨论与结论

本研究主要是在不同大气强迫作用下，对陆面模式 CAS-LSM 模拟的多年冻土活动层厚度进行评估。分别采用 4 种不同的大气强迫数据（SWP3、CRU-NCEP、Princeton、WFDEI）驱动 CAS-LSM，并分析不同强迫下的活动层厚度空间分布及变化趋势。通过与 CALM 活动层的观测数据比较，CAS-LSM 模拟得到的活动层厚度与观测值接近较为一致，但表现出偏大的趋势。主要是由于 Stenfan 公式在计算活动层厚度时，假设吸收的热量全部用于多年冻土的融化，忽略了土壤本身温度变化的感热影响（Jumikis, 1978; Woo et al., 2004），因此造成了模拟结果偏大。由于地表温度是形成多年冻土的关键因素，Stefan 利用地表温度来计算单层土柱冻融深度。不同强迫模拟地表温度的不同会造成活动层厚度模拟的差异，而地表温度模拟的差异主要是由于强迫数据中的 2 m 气温的差异造成的。通过对图 3、5、6 的分析表明：总体来看，除青藏高原的部分区域外，2 m 气温以及地表温度的变化趋势与活动层厚度的变化趋势是一致的。青藏高原的部分区域出现了活动层厚度变薄、地表温度降低的趋势而 2 m 气温是增加的。这可能由于陆面模式在该地区的地表参数、物理参数化方案等造成的，具体还需要针对这一地区结合观测数据进行深入研究。

对于不同强迫造成的活动层厚度相对变化的不确定性，我们首先计算活动层厚度的相对变化，定义A_t为t年活动层厚度，t_1年到t_2年的活动层厚度变

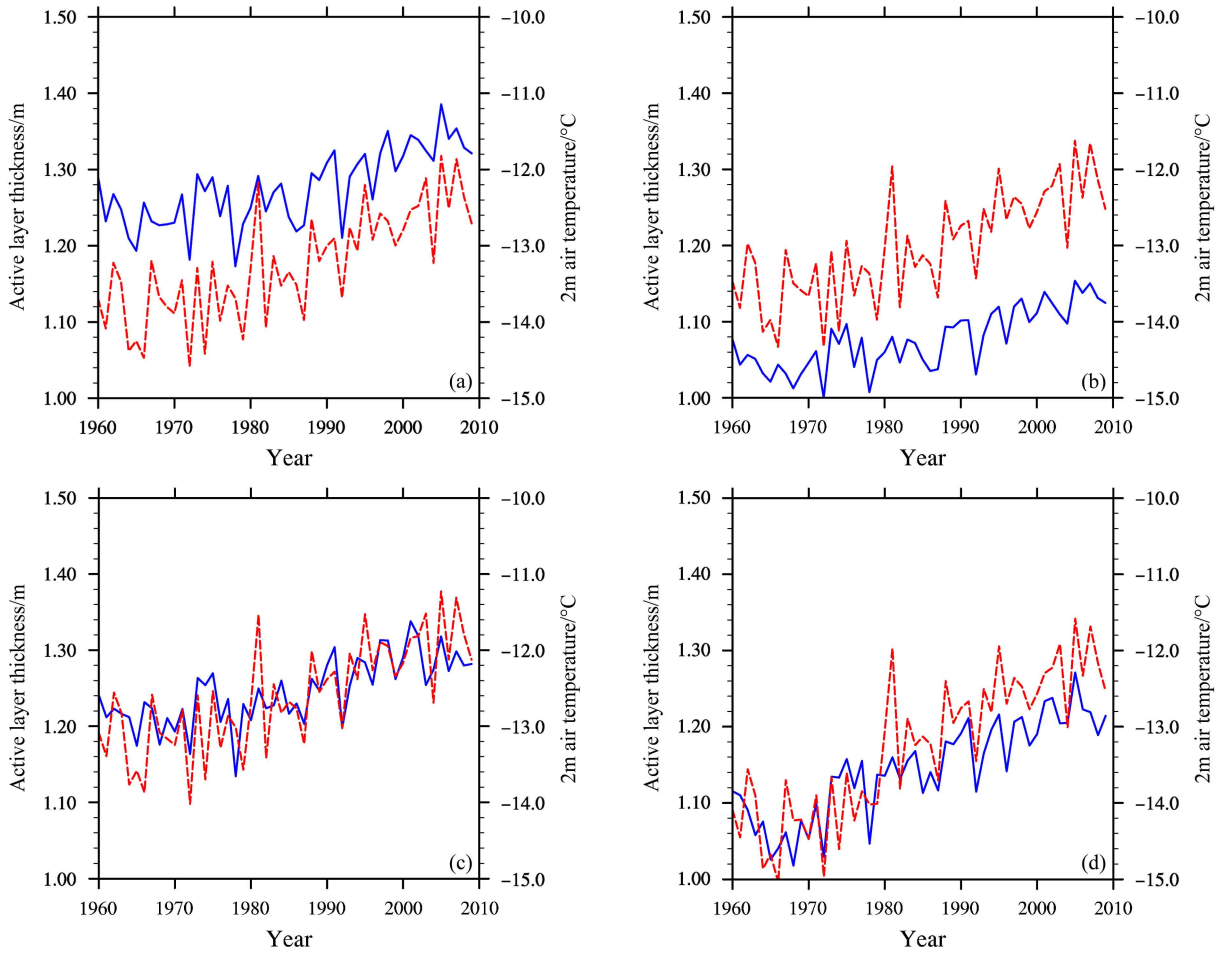


图 7　（a）CRU-NCEP、（b）GSWP3、（c）Princeton、（d）WFDEI 4 组大气强迫数据模拟的 1960～2009 年多年冻土区 2 m 气温（红线）与活动层厚度（蓝线）年际变化趋势

Fig. 7　Simulated interannual trends of 2-m air temperature (red line) and active layer thickness (blue line) using four atmosphere forcing data (a) CRU-NCEP, (b) GSWP3, (c) Princeton, and (d) WFDEI during 1960–2009

化趋势为s，那么t_2年相对于t_1年活动层厚度的相对变化r_c：

$$r_c = \frac{s \times (t_2 - t_1 + 1)}{A_{t_1}} \times 100\%, \qquad (11)$$

那么 2009 年相对于 1960 年的活动层厚度相对变化：

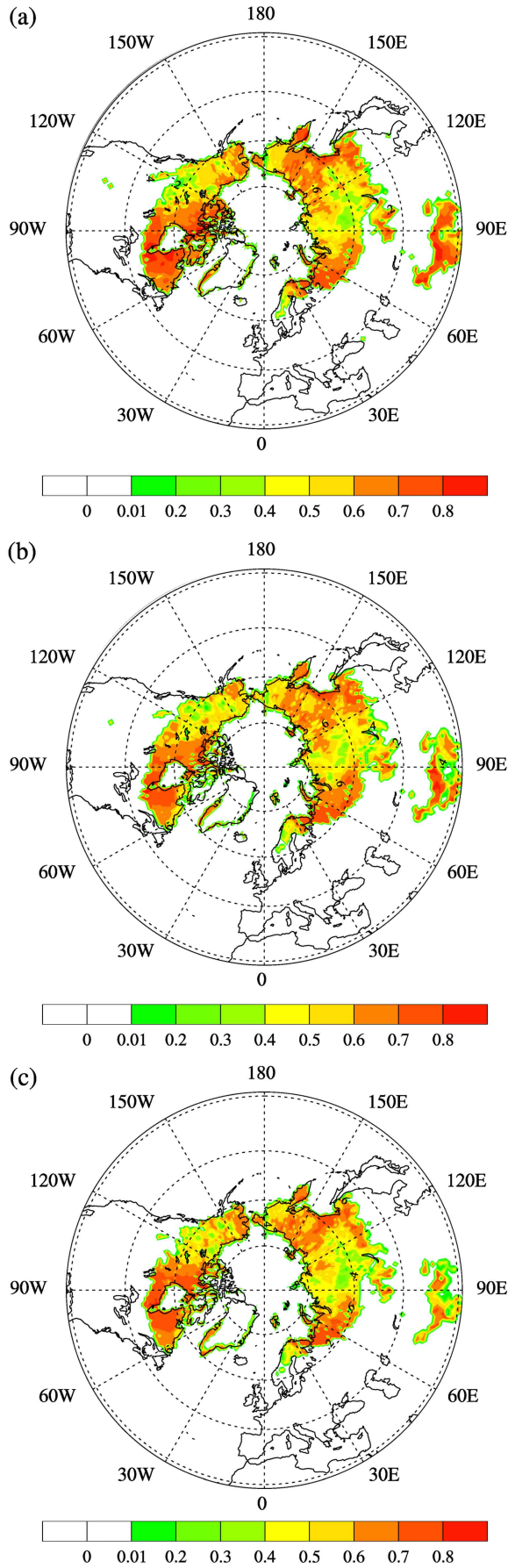
$$r_c = \frac{s \times (2009 - 1960 + 1)}{A_{1960}} \times 100\%. \qquad (12)$$

不同强迫造成的活动层厚度相对变化的不确定性范围是基于不同强迫数据模拟相对变化的标准差求得的。从活动层厚度区域平均上，4 种强迫模拟的活动层厚度相对变化分别为 11.2%、13.5%、10.3%、23.5%，不确定性范围为 14.6%±6.1%。图 9 模拟的是多年冻土区活动层厚度在不同强迫下相对变化标准差的空间分布，标准差越大说明不同强迫对于本地区的模拟差异越大，不确定性越大。这些地区的强迫数据对于活动层厚度相对变化的模拟影响越大。从图 9 中可以看出在青藏高原、俄罗斯的西部地区、阿拉斯加地区等地区差异较大。因此这些地区的不确定性范围也较大，在这些地区不同强迫对于活动层厚度相对变化模拟影响也较大。

本研究的主要结论如下：

（1）通过与多年冻土区活动层厚度的观测数据以及土壤温度插值得到的结果比较，CAS-LSM 模拟的结果与观测值比较接近。基于 WFDEI 模拟的活动层厚度要优于其他 3 种强迫数据模拟的。

（2）对于不同强迫造成的活动层厚度模拟的差异，主要原因是由于强迫数据中 2 m 气温的差异造成的。2 m 气温的差异造成模拟的地表温度不同，从而导致活动层厚度模拟的差异。通过分析表明：除青藏高原的部分区域外，活动层厚度的变化趋势与地表温度以及 2 m 气温变化趋势是一致的。总体



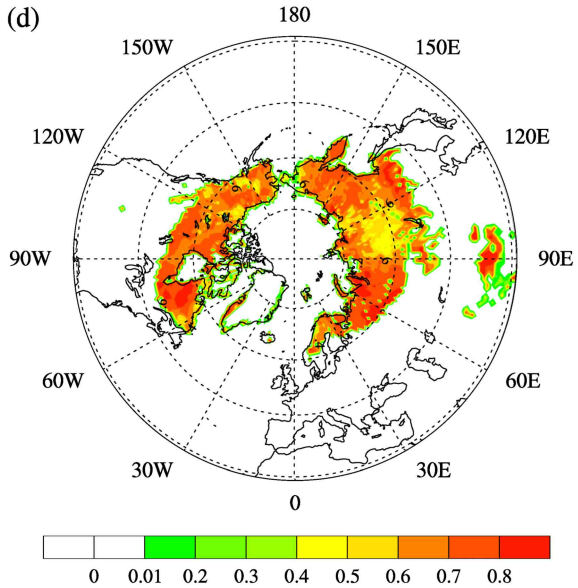


图 8 （a）CRU-NCEP、（b）GSWP3、（c）Princeton、（d）WFDEI 4 组大气强迫数据模拟的 1960～2009 年多年冻土区 2 m 气温与活动层厚度相关系数的空间分布

Fig. 8 Spatial distribution of correlation coefficients between simulated 2-m air temperature and simulated active layer thickness using four atmosphere forcing data (a) CRU-NCEP, (b) GSWP3, (c) Princeton, and (d) WFDEI during 1960–2009

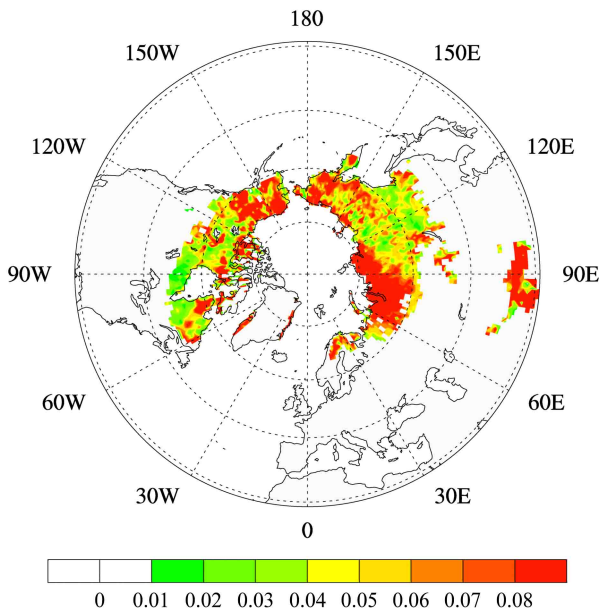


图 9 多年冻土区活动层厚度在不同强迫下相对变化标准差的空间分布

Fig. 9 Spatial distribution of relative variation standard deviation of active layer thickness in permafrost under different forces data

来看，强迫数据中 2 m 气温对于活动层厚度模拟的影响还是占主要因素。不同大气强迫模拟的活动层厚度区域平均和变化趋势范围分别为 1.1～1.25 m

和 0.27～0.51 cm/a。

（3）不同强迫数据模拟的活动层厚度变化趋势与 2 m 气温变化趋势整体上相关，但不同的区域会有差异。同时不同强迫数据对于模拟活动层厚度相对变化的影响较大。模拟的活动层厚度相对变化分别为 11.2%、13.5%、10.3% 和 23.5%，不确定性范围为 14.6%±6.1%。在青藏高原、俄罗斯的西部地区、阿拉斯加地区等地区的不确定性范围较大，在这些地区不同强迫对于活动层厚度相对变化模拟影较大。

参考文献（References）

Brown J, Hinkel K M, Nelson F E. 2000. The circumpolar active layer monitoring (CALM) program: Research designs and initial results [J]. Polar Geography, 24(3): 166−258. doi:10.1080/10889370009377698

Delisle G. 2007. Near-surface permafrost degradation: How severe during the 21st century? [J]. Geophys. Res. Lett., 34(9): L09503. doi:10.1029/2007GL029323

Frauenfeld O W, Zhang T J, Barry R G, et al. 2004. Interdecadal changes in seasonal freeze and thaw depths in Russia [J]. J. Geophys. Res. Atmos., 109(D5): D05101. doi:10.1029/2003JD004245

Gao J Q, Xie Z H, Wang A W, et al. 2016. Numerical simulation based on two-directional freeze and thaw algorithm for thermal diffusion model [J]. Appl. Math. Mech., 37(11): 1467−1478. doi:10.1007/s10483-016-2106-8

Gao J Q, Xie Z H, Wang A W, et al. 2019. A new frozen soil parameterization including frost and thaw fronts in the Community Land Model [J]. J. Adv. Mod. Earth Syst., 11(3): 659−679. doi:10.1029/2018MS001399

Guo D L, Wang H J, Li D. 2012. A projection of permafrost degradation on the Tibetan Plateau during the 21st century [J]. J. Geophys. Res. Atmos., 117(D5): D05106. doi:10.1029/2011JD016545

Guo D L, Wang H J, Wang A H. 2017. Sensitivity of historical simulation of the permafrost to different atmospheric forcing data sets from 1979 to 2009 [J]. J. Geophys. Res. Atmos., 122(22): 12269−12284. doi:10.1002/2017JD027477

Haddeland I, Clark D B, Franssen W, et al. 2011. Multimodel estimate of the global terrestrial water balance: Setup and first results [J]. J. Hydrometeorol., 12(5): 869−884. doi:10.1175/2011JHM1324.1

Harris C, Vonder M D, Isaksen K, et al. 2003. Warming permafrost in European mountains [J]. Glob. Planet. Change, 39(3-4): 215−225. doi:10.1016/j.gloplacha.2003.04.001

Jumikis A R. 1978. Thermal geotechnics: Jumikis, A R New Brunswick, N J: Rutgers Univ Press, 1977, 375P [J]. International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences & Geomechanics Abstracts, 15(4): 71. doi:10.1016/0148-9062(78)91232-9

Kim H. 2017. Global soil wetness project phase 3 atmospheric boundary conditions (Experiment 1) [Z]. Data Integration and Analysis System (DIAS). doi: 10.20783/DIAS.501

Koven C D, Riley W J, Stern A. 2013. Analysis of permafrost thermal dynamics and response to climate change in the CMIP5 Earth system models [J]. J. Climate, 26(6): 1877−1900. doi:10.1175/JCLI-D-12-00228.1

Lawrence D M, Slater A G, Romanovsky V E, et al. 2008. Sensitivity of a model projection of near-surface permafrost degradation to soil column depth and representation of soil organic matter [J]. J. Geophys. Res. Earth Surf., 113(F2): F02011. doi:10.1029/2007JF000883

Lawrence D M, Slater A G, Swenson S C. 2012. Simulation of present-day and future permafrost and seasonally frozen ground conditions in CCSM4 [J]. J. Climate, 25(7): 2207−2225. doi:10.1175/JCLI-D-11-00334.1

李元寿, 王根绪, 赵林, 等. 2010. 青藏高原多年冻土活动层土壤水分对高寒草甸覆盖变化的响应 [J]. 冰川冻土, 32(1): 157−165. Li Yuanshou, Wang Genxu, Zhao Lin, et al. 2010. Response of soil moisture in the permafrost active layer to the change of alpine meadow coverage on the Tibetan Plateau [J]. Journal of Glaciology and Geocryology (in Chinese), 32(1): 157−165.

Liu S, Xie Z H, Zeng Y J, et al. 2019. Effects of anthropogenic nitrogen discharge on dissolved inorganic nitrogen transport in global rivers [J]. Glob. Change Biol., 25(4): 1493−1513. doi:10.1111/gcb.14570

Muller S W. 1947. Permafrost of Permanently Frozen Ground and Related Engineering Problems [M]. Ann Arbor: J. W. Edwards.

Nelson F E, Shiklomanov N I, Hinkel K M, et al. 2004. The circumpolar active layer monitoring (CALM) workshop and the CALM II program [J]. Polar Geography, 28(4): 253−266. doi:10.1080/789610205

Oleson K, Lawrence D M, Bonan G B, et al. 2013. Technical description of version 4.5 of the Community Land Model (CLM), NCAR Tech [R]. No. NCAR/TN-503+STR. doi: 10.5065/D6RR1W7M

Schuur E A G, McGuire A D, Schädel C, et al. 2015. Climate change and the permafrost carbon feedback [J]. Nature, 520(7546): 171−179. doi:10.1038/nature14338

Sheffield J, Goteti G, Wood E F. 2006. Development of a 50-year high–resolution global dataset of meteorological forcings for land surface modeling [J]. J. Climate, 19(13): 3088−3111. doi:10.1175/JCLI3790.1

Van den Hurk B, Kim H, Krinner G, et al. 2016. LS3MIP (v1.0) contribution to CMIP6: The land surface, snow and soil moisture model intercomparison project—aims, setup and expected outcome [J]. Geosci. Model Dev., 9(8): 2809−2832. doi:10.5194/gmd-9-2809-2016

Viovy N, Ciais P. 2009. A combined dataset for ecosystem modeling [EB/OL]. http://esgf.extracea.fr/thredds/catalog/store/p529viov/cruncep/catalog.html, last access: 1 August 2016.

Weedon G P, Balsamo G, Bellouin N, et al. 2014. The WFDEI meteorological forcing data set: WATCH Forcing Data methodology applied to ERA-Interim reanalysis data [J]. Water Resour. Res.,

50(9): 7505−7514. doi:10.1002/2014WR015638

Woo M K, Arain M A, Mollinga M, et al. 2004. A two - directional freeze and thaw algorithm for hydrologic and land surface modelling [J]. Geophys. Res. Lett., 31(12): L12501. doi:10.1029/2004GL019475

Wu Q B, Zhang T J. 2010. Changes in active layer thickness over the Qinghai–Tibetan Plateau from 1995 to 2007 [J]. J. Geophys. Res., 115(D9): D09107. doi:10.1029/2009jd012974

Xie Z H, Liu S, Zeng Y J, et al. 2018. A high-resolution land model with groundwater lateral flow, water use, and soil freeze–thaw front dynamics and its applications in an endorheic basin [J]. J. Geophys. Res. Atmos., 123(14): 7204−7222. doi:10.1029/2018JD028369

徐晓明, 吴青柏, 张中琼. 2017. 青藏高原多年冻土活动层厚度对气候变化的响应 [J]. 冰川冻土, 39(1): 1−8. Xu Xiaoming, Wu Qingbai, Zhang Zhongqiong. 2017. Responses of active layer thickness on the Qinghai–Tibet Plateau to climate change [J]. Journal of Glaciology and Geocryology (in Chinese), 39(1): 1−8. doi:10.7522/j.issn.1000-0240.2017.0001

Yang M X, Nelson F E, Shiklomanov N I, et al. 2010. Permafrost degradation and its environmental effects on the Tibetan Plateau: A review of recent research [J]. Earth-Sci. Rev., 103(1-2): 31−44. doi:10.1016/j.earscirev.2010.07.002

Zeng Y J, Xie Z H, Yu Y, et al. 2016a. Effects of anthropogenic water regulation and groundwater lateral flow on land processes [J]. J. Adv. Mod. Earth Syst., 8(3): 1106−1131. doi:10.1002/2016ms000646

Zeng Y J, Xie Z H, Yu Y, et al. 2016b. Ecohydrological effects of stream–aquifer water interaction: A case study of the Heihe River basin, northwestern China [J]. Hydrol. Earth Syst. Sci., 20(6): 2333−2352. doi:10.5194/hess-20-2333-2016

Zeng Y J, Xie Z H, Liu S. 2017. Seasonal effects of irrigation on land–atmosphere latent heat, sensible heat, and carbon fluxes in semiarid basin [J]. Earth Syst. Dyn., 8(1): 113−127. doi:10.5194/esd-8-113-2017

Zhang T, Barry R G, Knowles K, et al. 1999. Statistics and characteristics of permafrost and ground–ice distribution in the Northern Hemisphere [J]. Polar Geography, 23(2): 132−154. doi:10.1080/10889379909377670

张国胜, 李林, 汪青春, 等. 2007. 青海高原冻土退化驱动因素的定量辨识 [J]. 地理科学, 27(3): 337−341. Zhang Guosheng, Li Lin, Wang Qingchun, et al. 2007. Quantitative identification of driving factor of frozen ground degeneration in Qinghai Plateau [J]. Scientia Geographica Sinica (in Chinese), 27(3): 337−341. doi:10.3969/j.issn.1000-0690.2007.03.008

张中琼, 吴青柏. 2012. 气候变化情景下青藏高原多年冻土活动层厚度变化预测 [J]. 冰川冻土, 34(3): 505−511. Zhang Zhongqiong, Wu Qingbai. 2012. Predicting changes of active layer thickness on the Qinghai–Tibet Plateau as climate warming [J]. Journal of Glaciology and Geocryology (in Chinese), 34(3): 505−511.

Zhao L, Ping C L, Yang D Q, et al. 2004. Changes of climate and seasonally frozen ground over the past 30 years in Qinghai–Xizang (Tibetan) Plateau, China [J]. Glob. Planet. Change, 43(1-2): 19−31. doi:10.1016/j.gloplacha.2004.02.003

Zou J, Xie Z H, Yu Y, et al. 2014. Climatic responses to anthropogenic groundwater exploitation: A case study of the Haihe River basin, northern China [J]. Climate Dyn., 42(7-8): 2125−2145. doi:10.1007/s00382-013-1995-2

Zou J, Xie Z H, Zhan C S, et al. 2015. Effects of anthropogenic groundwater exploitation on land surface processes: A case study of the Haihe River basin, northern China [J]. J. Hydrol., 524: 625−641. doi:10.1016/j.jhydrol.2015.03.026