

DOI: 10.13718/j.cnki.xdzk.2019.09.006

# 2000—2016 年青藏高原土壤温度变化特征分析<sup>①</sup>

杨楠, 范广洲

成都信息工程大学 大气科学学院/高原大气与环境四川省重点实验室/气候与环境变化联合实验室, 成都 610225

**摘要:** 该研究使用较新的、连续性好的、高分辨率( $0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$ )的 GLDAS(Global Land Data Assimilation System) Noah v2.1 陆面模式资料, 采用线性倾向估计、t 检验、相关性分析和经验正交函数分解等方法, 分析了 2000—2016 年青藏高原土壤温度的变化特征。结果表明, 土壤温度受地形和海拔影响, 高原地区平均土壤温度比周边地区低, 北部比南部低。高原西北部的昆仑山脉至阿里地区附近存在  $-10^{\circ}\text{C}$  冷中心, 高原东北部的柴达木盆地存在  $5^{\circ}\text{C}$  暖中心。春秋土壤温度空间分布与平均土壤温度空间分布相似, 夏季最暖, 冬季最冷。EOF 分析土壤温度第一模态均表现出明显的全区一致升温型。进一步分析年际变化发现 4 层土壤温度逐年升温且变化十分相似。2005 年之前几乎呈现线性增温趋势, 2005 年之后呈现波动变化但仍为增温趋势。趋势系数空间分布发现各层土壤温度均不断增温且空间分布相似, 高原地区增温趋势强于周边地区, 高原主体部位西部增温强于东部。随着深度的增加, 增温趋势逐渐减弱。以  $0\sim 10\text{ cm}$  为代表层说明增温的主要空间分布特征: 高原大部分地区土壤温度均以  $0.1$  至  $0.3^{\circ}\text{C}/10\text{a}$  的速率增温, 最大增温中心在阿里北部地区, 数值达  $0.67^{\circ}\text{C}/10\text{a}$ 。春季增温最强, 秋夏次之, 冬季最弱。

**关键词:** 青藏高原; 土壤温度; GLDAS

**中图分类号:** S152.8

**文献标志码:** A

**文章编号:** 1673-9868(2019)09-0040-12

土壤温度作为表征土壤热力性质的重要参量, 是陆面影响大气的主要因子, 可通过影响地表能量分配、交换和水分收支来影响气候变化<sup>[1-3]</sup>。它通过近地层与边界层逐渐作用到上层大气。因此在陆气相互作用中, 土壤温度对大气环流和气候变化有重要影响<sup>[4]</sup>。

青藏高原是世界上最高、地形最复杂的高原。南邻副热带, 北至中纬度, 平均海拔在  $4\ 000\text{ m}$  以上, 是气候变化最为敏感的地区之一, 也是研究全球气候、环境变化的关键和热点地区<sup>[5]</sup>。其特殊的环境和气候条件引起的复杂陆气相互作用不仅在整个高原能量和水分循环过程中扮演重要角色, 而且对我国, 对亚洲, 甚至对全球的大气环境和天气气候都有重要影响<sup>[6-9]</sup>。因此, 研究青藏高原土壤温度的变化特征尤为重要。

前人学者对此展开了丰富的研究。杨梅学等<sup>[10-12]</sup>利用 GAME-Tibet 所获得的资料得到藏北高原土壤温

<sup>①</sup> 收稿日期: 2018-04-17

基金项目: 国家自然科学基金项目(91537214); 四川省教育厅重点项目(16ZA0203); 成都信息工程大学中青年学术带头人科研基金项目(J201516); 成都信息工程大学校引进人才启动基金项目(KYTZ201639)。

作者简介: 杨楠(1993-), 女, 硕士, 主要从事气候变化研究。

湿度的日变化、年变化、空间变化特征,分析发现季节的冻融过程及其空间分布对干湿季的转换和地表热量平衡的变化有重要作用.张娟等<sup>[13]</sup>指出在全球升温的背景下,对青藏高原高寒草甸生态系统进行土壤水热变化研究,有助于理解未来气候情景下植被、土壤和大气间能量交换,可为保护和恢复青藏高原高寒草甸生态系统提供依据.周玉淑等<sup>[14]</sup>揭示了青藏高原不同层次地温异常可能产生低频波,此波列的激发和传播可能影响长江中下游地区的降水.除此之外,也有不少学者通过数值模拟试验来研究土壤温度的变化特征.张世强等<sup>[15]</sup>和赵林等<sup>[16]</sup>对青藏高原地区土壤水热特征进行了模拟研究,但模拟研究对下垫面等方面考虑较多,模拟的结果与实测有一定差别.王澄海等<sup>[17-18]</sup>利用 CoLM 陆面模式对高原西部狮泉河站、改则站进行单点数值模拟试验,结果表明 CoLM 模式能较好地模拟高原陆面特征,对土壤温湿度和能量通量有一定的模拟能力.罗斯琼等<sup>[19-20]</sup>改进了 CoLM 模式中的土壤冻融过程参数化方案,并对高原玛曲站进行了模拟实验,发现改进后的方案对冻土水热过程的模拟能力有一定提高.陈渤黎等<sup>[21]</sup>利用 CLM3.5 对高原东北部边缘地区玛曲站进行单点数值模拟试验,对比地表能量、土壤温度、土壤湿度模拟值与观测值发现该模式在高原上的适用性良好,验证该模式对高原冻土地区有一定的模拟能力,为该模式的改进和发展提供了一定的参考依据.前人的研究不仅对参数化方案的选取,陆面模式的研究,而且对深入理解陆气相互作用特征和机理都有重要意义.

青藏高原浅层地表土壤热状况作为连接多年冻土与大气的重要物理量,对于研究气候变化、高原热力效应以及高原多年冻土退化等方面都具有尤为重要的作用<sup>[22]</sup>.但在青藏高原气候变化的研究中,人们的注意力主要集中在气温和地表温度等方面,对不同深度土壤温度的分析研究不多,特别是对整个青藏高原不同深度土壤温度的空间分布和时间演变规律的研究更少.因此,本研究在前人研究的基础上,对青藏高原近 17 年不同深度土壤温度的时空分布特征进行研究,为日后研究青藏高原的热力作用和陆气相互作用鉴定基础.

## 1 资料介绍

青藏高原由于其特殊的地理位置和复杂的地形,高原西部台站少,整个高原气象观测台站分布不均匀.观测资料的匮乏使得科学研究受到了很大的影响.随着再分析产品的不断完善,研究青藏高原的土壤温度也有了更为全面和精细化的气象数据,这为人们更好地认识青藏高原及全球气候变化提供可能.

本研究利用全球陆面数据同化系统(Global Land Data Assimilation System, GLDAS)Noah v2.1 数据资料,时间分辨率为月,空间分辨率为  $0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$ .资料选取的时间为:2000 年 1 月—2016 年 12 月.土壤温度共包括 4 层:0~10,10~40,40~100,100~200 cm.青藏高原主体范围选取为  $25^{\circ} - 40^{\circ}N$ ,  $70^{\circ} - 105^{\circ}E$ .

GLDAS 是由美国航空航天局(NASA)戈达德空间飞行中心(GSFC)、美国海洋和大气局(NOAA)国家环境预报中心(NCEP)联合开发的数据同化系统.该同化系统利用先进的地面模型与数据同化方法,根据地表观测与卫星遥感观测数据生成全球地表状态变量(如土壤湿度和土壤温度)和通量(如蒸发和感热通量)数据<sup>[23-24]</sup>.其产品分为 GLDAS-1 和 GLDAS-2 两种.GLDAS-2 采用普林休斯敦大学全球气象数据作为强迫场,且该数据集已经进行了统一的偏差矫正,数据在连续性上明显优于 GLDAS-1,使用 Noah 陆面模式,模拟出 1948—2010 年的 Noah2.0 资料和 2000 年至今的 Noah2.1 资料.Wang<sup>[25]</sup>、刘川<sup>[26]</sup>和丁旭等<sup>[27]</sup>对比多套再分析资料在青藏高原上的适用性都发现 GLDAS Noah 地温产品适用性较好.

## 2 青藏高原土壤温度空间分布特征

### 2.1 年平均土壤温度空间分布特征

图 1 为青藏高原 0~10, 10~40, 40~100, 100~200 cm 平均土壤温度空间分布. 可看出 4 层土壤温度空间分布相似, 高原主体部位以及周边地区平均土壤温度约为  $-10\sim 30\text{ }^{\circ}\text{C}$ . 土壤温度与海拔和纬度成反比<sup>[28]</sup>, 高原地区土壤温度比周边地区普遍偏低, 高原以南地区土壤温度比以北地区普遍偏高. 高原主体部位土壤温度西部比东部冷, 北部比南部冷. 土壤温度从西北向东南方向形成弱的温度梯度. 在高原西北部的昆仑山脉至阿里地区附近存在约为  $-10\text{ }^{\circ}\text{C}$  的冷中心. 在高原东北部的柴达木盆地存在约为  $5\text{ }^{\circ}\text{C}$  的暖中心. 高原东南部的雅鲁藏布江地区平均土壤温度均为正值, 可能与其地势低且受西南暖湿气流的影响有关. 高原边缘地区土壤温度等温线最密集, 温度梯度最大, 且南部边缘地区比北部边缘地区土壤温度梯度大. 这可能与青藏高原南部地区多山脉, 地形复杂有关.

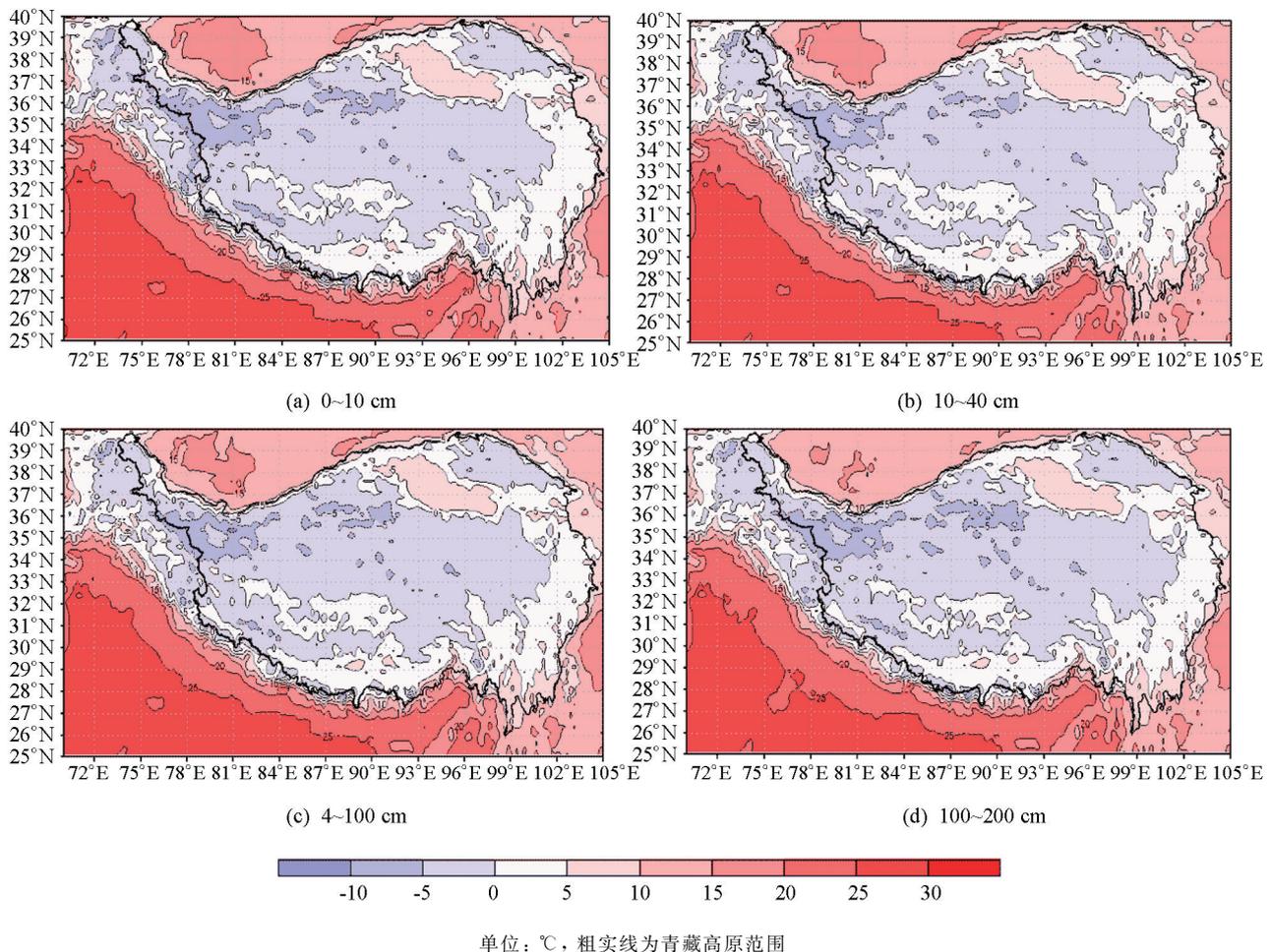


图 1 2000—2016 年青藏高原平均土壤温度空间分布

### 2.2 各季节平均土壤温度空间分布特征

为了进一步了解各季节土壤温度空间分布特征, 图 2 给出青藏高原 0~10 cm 土壤温度四季平均空间分布图. 其中四季的划分为: 春季(3—5 月)、夏季(6—8 月)、秋季(9—11 月)、冬季(12—次年 2 月).

春季(图 2a)和秋季(图 2c)土壤温度与平均土壤温度(图 1)空间分布十分相似, 高原主体部位为弱的负值区, 周边地区为弱的正值区. 春季比秋季稍偏冷, 春季土壤温度梯度稍偏大. 两季闭合冷中心在昆仑山西段, 春季为  $-10\text{ }^{\circ}\text{C}$ , 秋季为  $-5\text{ }^{\circ}\text{C}$ .

夏季(图 2b)土壤温度最高,除了高原西部昆仑山西段和南部边缘地区有十分微弱的闭合冷中心之外,土壤温度均为正值.高原主体西南地区和柴达木盆地分别存在约为 12.5 °C 和 20 °C 的暖中心.

冬季(图 2d)土壤温度最低,且高原主体部位及其北方地区均为负值,南部地区为弱的正值区.昆仑山的闭合冷中心范围较春秋两季扩大,冷中心强度达-20 °C 左右.

10~40,40~100,100~200 cm 土壤温度四季空间分布与图 2 相似(图略).春季和夏季土壤温度随深度增加而降低,春季在昆仑山西段 0~10 cm 的冷中心随深度加深到 100~200 cm,冷中心范围向右扩大了 10 个经度,但强度几乎不变.夏季变化比春季稍强,高原腹地 0~10 cm 暖中心随深度加深到 100~200 cm,暖中心降低了 10 °C.秋冬季节土壤温度则随深度增加而升高,和春夏相反.秋季昆仑山地区 0~10 cm 的冷中心随深度加深到 100~200 cm,升高了 5 °C.冬季则升高了 10 °C.

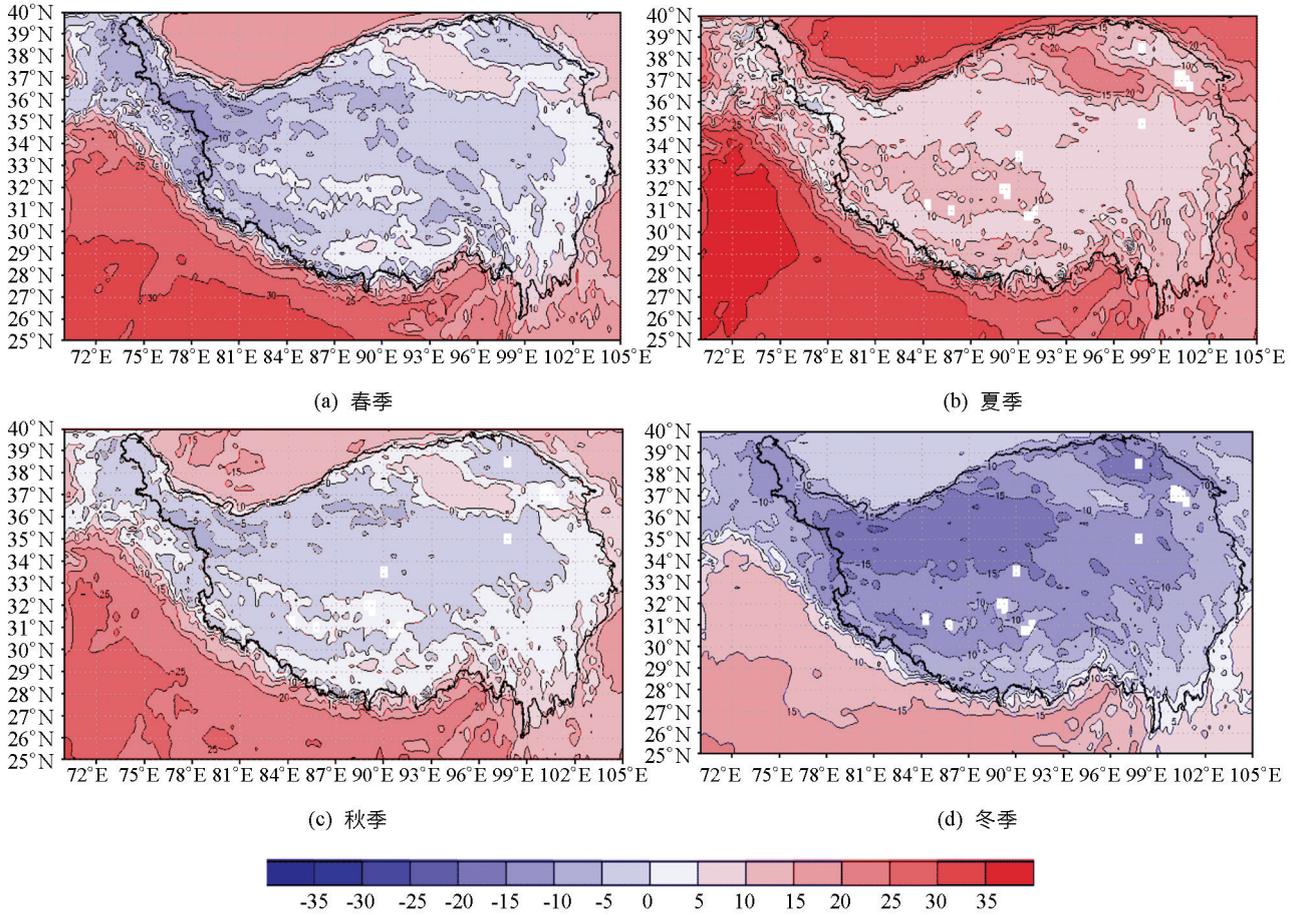


图 2 2000—2016 年青藏高原 0~10 cm 平均土壤温度空间分布

## 2.3 青藏高原土壤温度 EOF 分析

### 2.3.1 年平均土壤温度 EOF 分析

为了更细致地了解青藏高原土壤温度的空间分布特征,对青藏高原年平均土壤温度做 EOF 分析如图 3 所示(因 4 层土壤温度 EOF 分析相似,选用 0~10 cm 为代表层进行分析).前两个模态累计方差贡献高达 79%,其中第一模态 71%,第二模态 8%.说明土壤温度收敛速度极快.由图 3a 发现高原主体部位表现为一致的负值区,极大负值中心分别位于阿里地区和珠穆朗玛峰附近.结合时间系数(图 3b)来看,表现出土壤温度逐年增温趋势.从第二模态(图 3c)可以看出青藏高原土壤温度东西反向变化,正值中心位于阿里地区,负值中心位于唐古拉山附近.这种反向变化在 2000 年最为显著.2003 年之后,这种反向变化呈现出不断增大趋势.

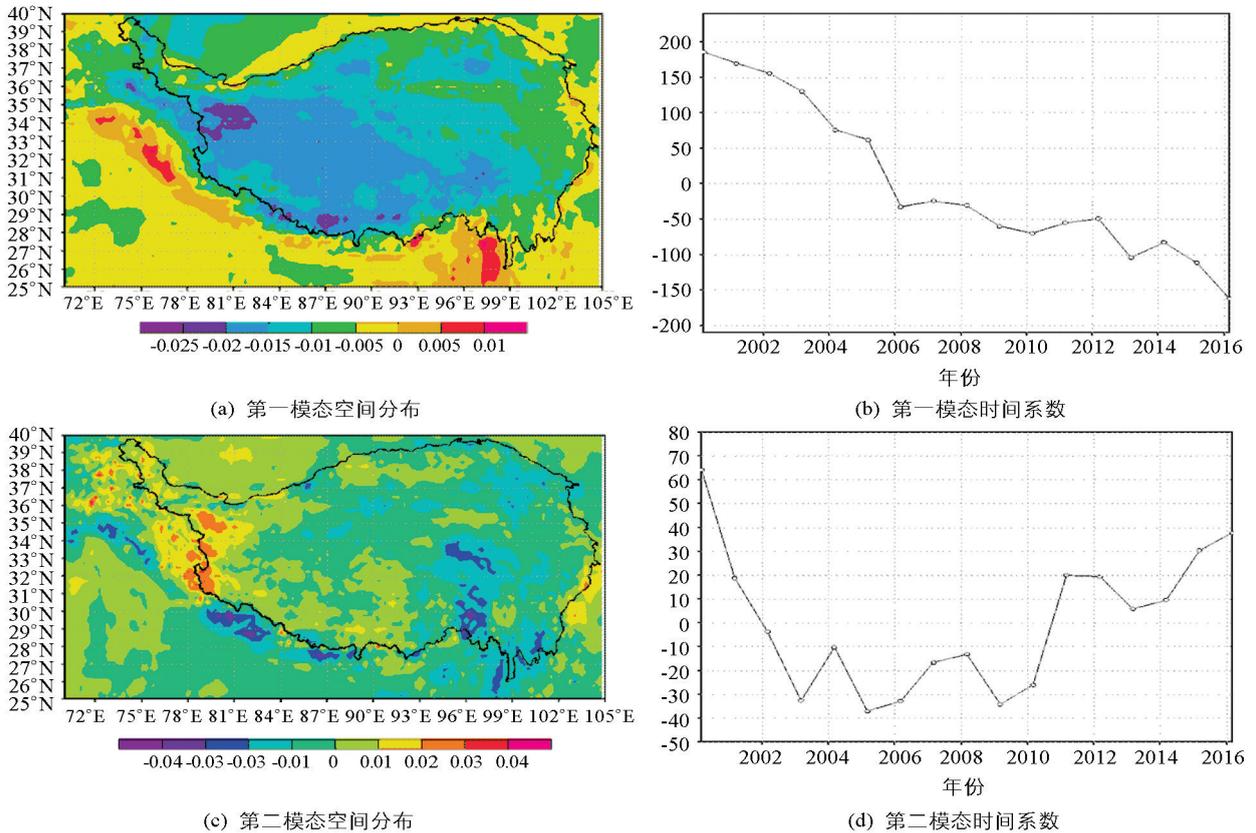


图 3 青藏高原 0~10 cm 土壤温度 EOF 空间分布和时间系数

### 2.3.2 各季节平均土壤温度 EOF 分析

图 4 为春季青藏高原土壤温度 EOF 分析结果, 前两个模态累计方差贡献为 67%, 其中第一模态 54%, 第二模态 13%, 从图 4a 可以看出春季和年平均相似, 高原大部地区为一致的负值区, 结合时间系数(图 4b)发现春季土壤温度逐年升温. 从第二模态(图 4c)看出除高原西北部帕米尔高原、昆仑山西段以及高原北部边缘阿尔金山、祁连山等地区为负值区外, 其余地区均为正值区, 表现出弱的南北反向型. 2010 年为此型态分布的突出贡献年.

图 5 为夏季青藏高原土壤温度 EOF 分析结果, 前两个模态累计方差贡献为 70%, 其中第一模态 59%, 第二模态 11%. 第一模态(图 5a)表现出弱的全区一致负值区, 结合时间系数(图 5b)表现出夏季土壤温度逐年升温. 第二模态(图 5c)表现出帕米尔高原和青藏高原地区的东西反向变化, 且时间系数(图 5d)表现出明显的“锯齿状”年际变化, 2008 年和 2009 年是连续的两年典型年.

图 6 为秋季青藏高原土壤温度 EOF 分析结果, 前两个模态累计方差贡献为 76%, 其中第一模态 65%, 第二模态 11%. 第一模态(图 6a)表明秋季土壤温度呈整体一致型, 且土壤温度随着年际变化不断上升. 第二模态(图 6c)表现出土壤温度从北向南“+ - +”的变化特征. 这种特征在 2000 年最为典型, 时间系数从 2000 年起不断上升, 2006 年之后呈现不断减弱的趋势.

图 7 为冬季青藏高原土壤温度 EOF 分析结果, 前两个模态累计方差贡献为 60%, 其中第一模态 35%, 第二模态 25%. 冬季土壤温度的收敛速度比年平均以及其他 3 个季节的收敛速度都稍慢一些. 从第一模态(图 7a)看出冬季土壤温度表现为全区一致性, 结合时间系数(图 7b)发现土壤温度逐年上升, 但升温趋势稍缓慢. 第二模态(图 7c)表现出土壤温度在高原整体部位为正值区, 在北部边缘地区呈现带状的负值区, 土壤温度存在弱的南北反向分布. 时间系数(图 7d)呈“山”字分布, 2011 年为典型年.

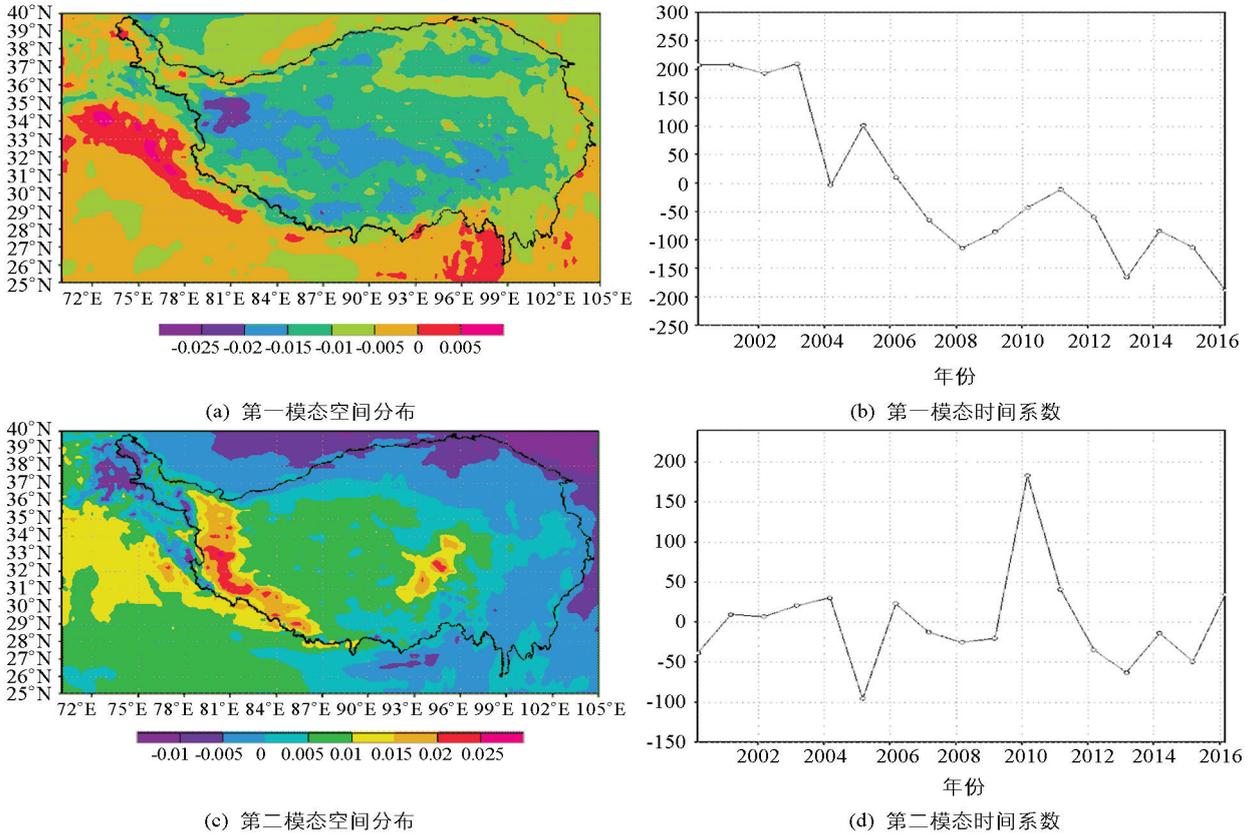


图 4 春季青藏高原 0~10 cm 土壤温度 EOF 空间分布和时间系数

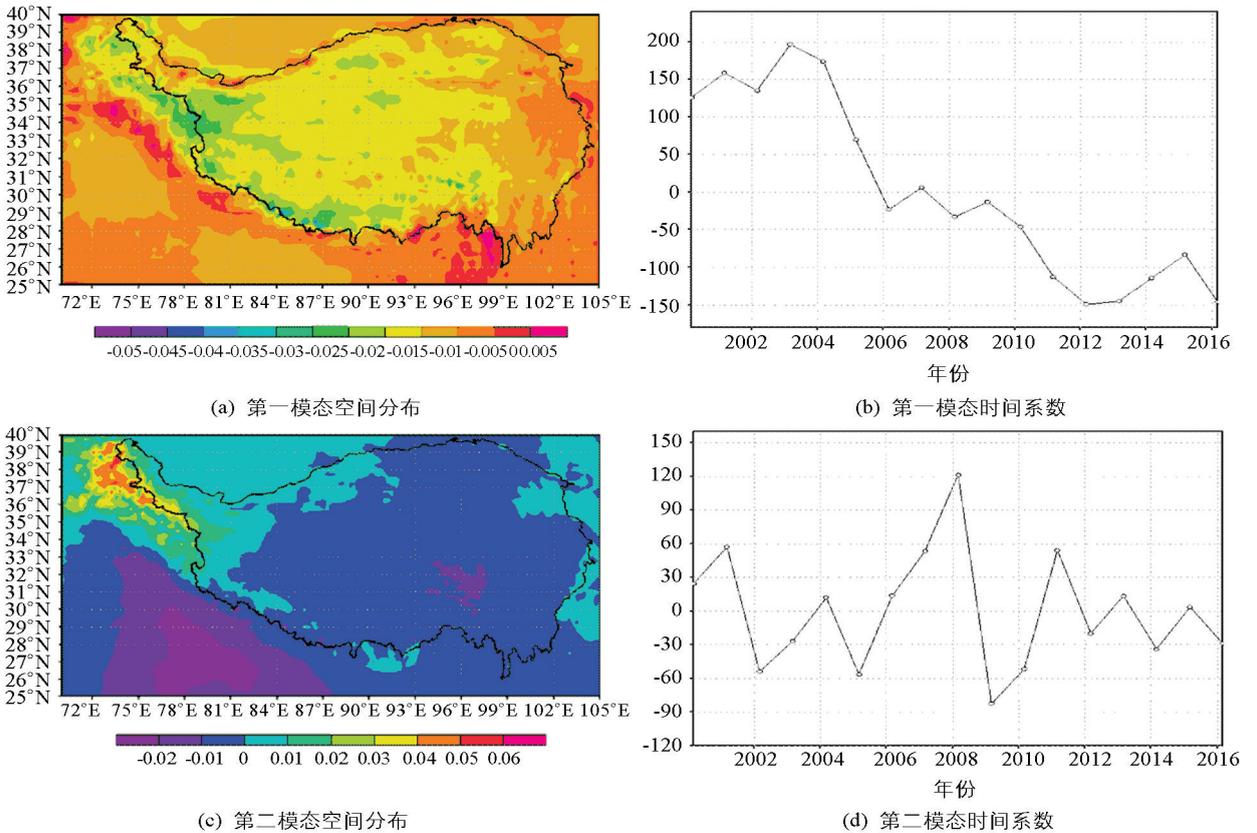


图 5 夏季青藏高原 0~10 cm 土壤温度 EOF 空间分布和时间系数

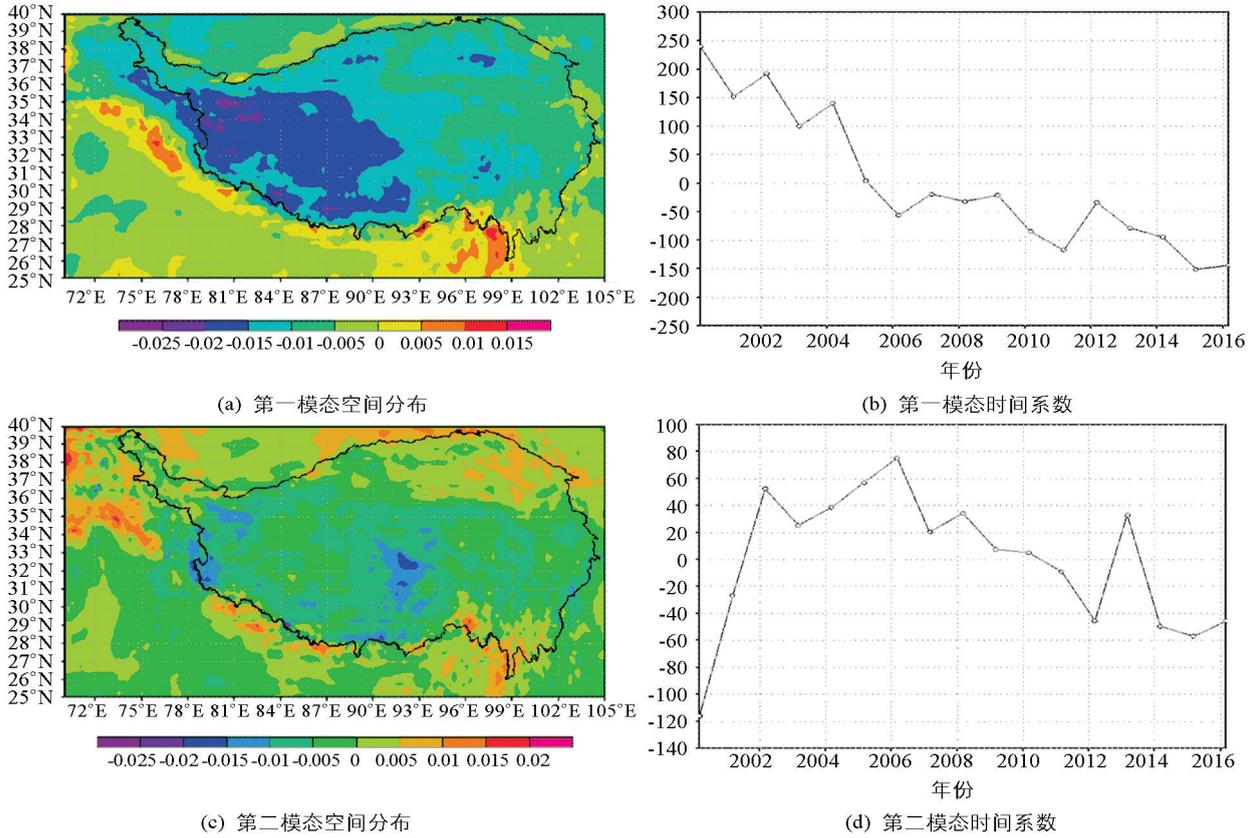


图 6 秋季青藏高原 0~10 cm 土壤温度 EOF 空间分布和时间系数

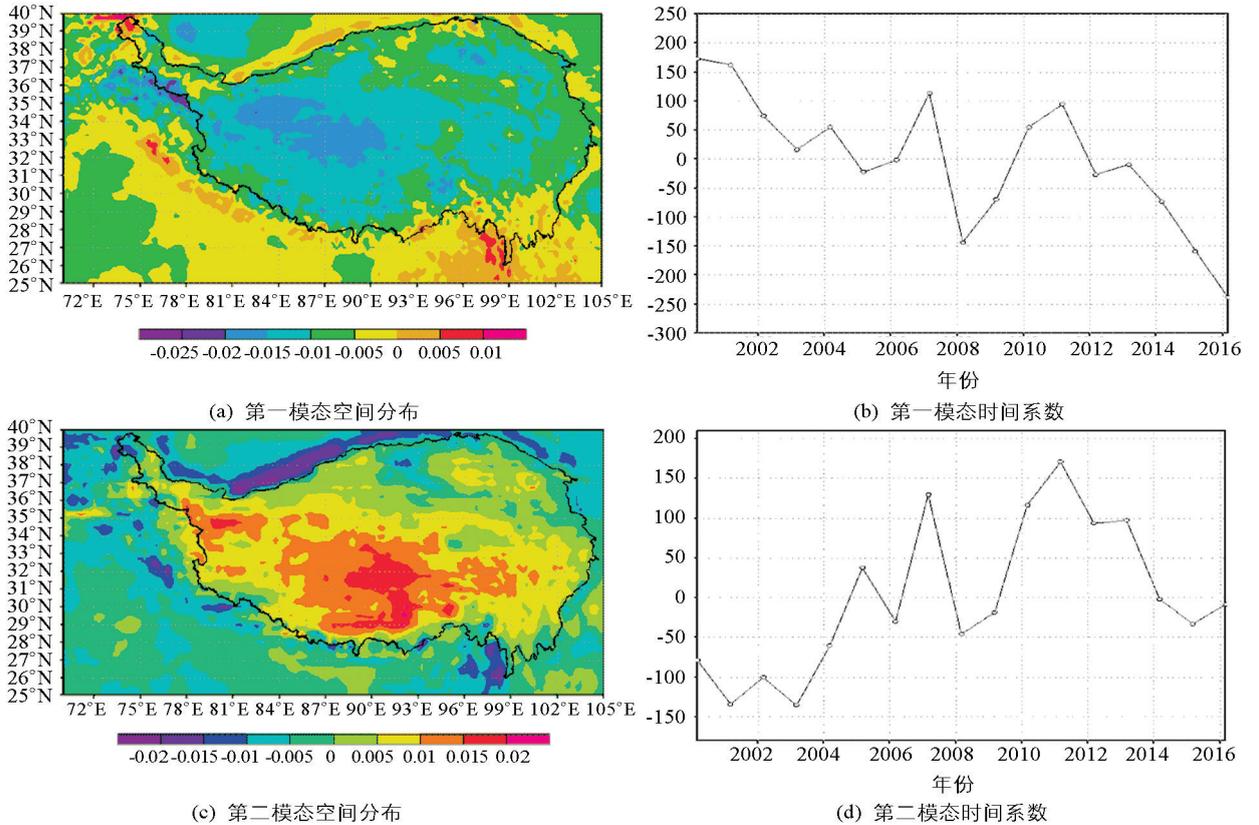


图 7 冬季青藏高原 0~10 cm 土壤温度 EOF 空间分布和时间系数

总的来看,无论是年平均还是四季平均 EOF 分析,高原土壤温度第一模态均表现出全区一致性,且土壤温度随着年际变化不断升温.年平均在阿里地区和唐古拉山地区表现出明显的东西反向变化特征.春季和夏季在帕米尔高原和高原主体部位表现出反相变化特征.除此之外,高原土壤温度还表现出较弱的南北反向、从北向南“+ - +”的变化特征.

### 3 青藏高原土壤温度变化特征

#### 3.1 土壤温度年际变化特征

对 4 层土壤温度关于青藏高原主体范围( $25^{\circ}-40^{\circ}\text{N}$ ,  $70^{\circ}-105^{\circ}\text{E}$ )区域平均后得到逐年变化如图 8 所示.可看出各层土壤温度均呈现出逐年增加趋势,且各层土壤温度逐年变化相关性极高,甚至达到 0.99.这说明各层土壤温度之间有很好的的一致性.2005 年之前土壤温度几乎呈现线性增加趋势,0~10 cm 土壤温度最低,2005 年之后土壤温度呈现波动变化,但仍为升温趋势.100~200 cm 土壤温度最低,10~40 cm 土壤温度最高.说明浅层土壤增温趋势强于深层.结合表 1 可得出相同结论.2005 年之后各层土壤温度均呈现出 3 次较为明显的高低温交替变化.土壤温度较高的年份有 2006 年、2009 年、2010 年和 2013 年.土壤温度较低年份有 2007 年、2008 年、2011 年、2012 年和 2014 年.2016 年 4 层土壤温度均达到近 17 年最高值,各层土壤温度分别比平均土壤温度偏高  $1.3^{\circ}\text{C}$  (0~10 cm),  $1.2^{\circ}\text{C}$  (10~40 cm),  $1.1^{\circ}\text{C}$  (40~100 cm) 和  $0.9^{\circ}\text{C}$  (100~200 cm).

表 1 不同深度土壤温度线性拟合变率

层次	线性拟合变率( $^{\circ}\text{C}/10\text{a}$ )	$r^2$
0~10 cm	0.159 7	0.863 6
10~40 cm	0.147 8	0.875 9
40~100 cm	0.134 9	0.872 7
100~200 cm	0.114 2	0.859 3

$r$  均通过 99% 的信度检验.

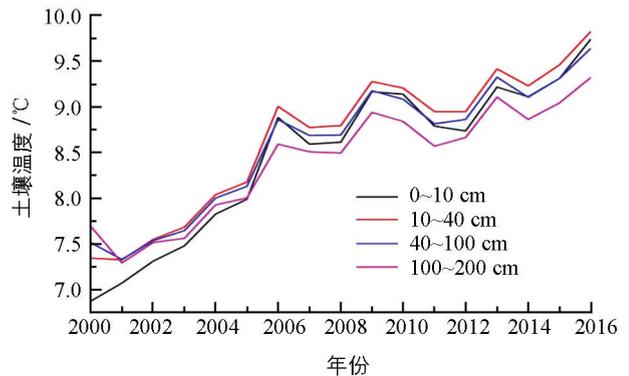


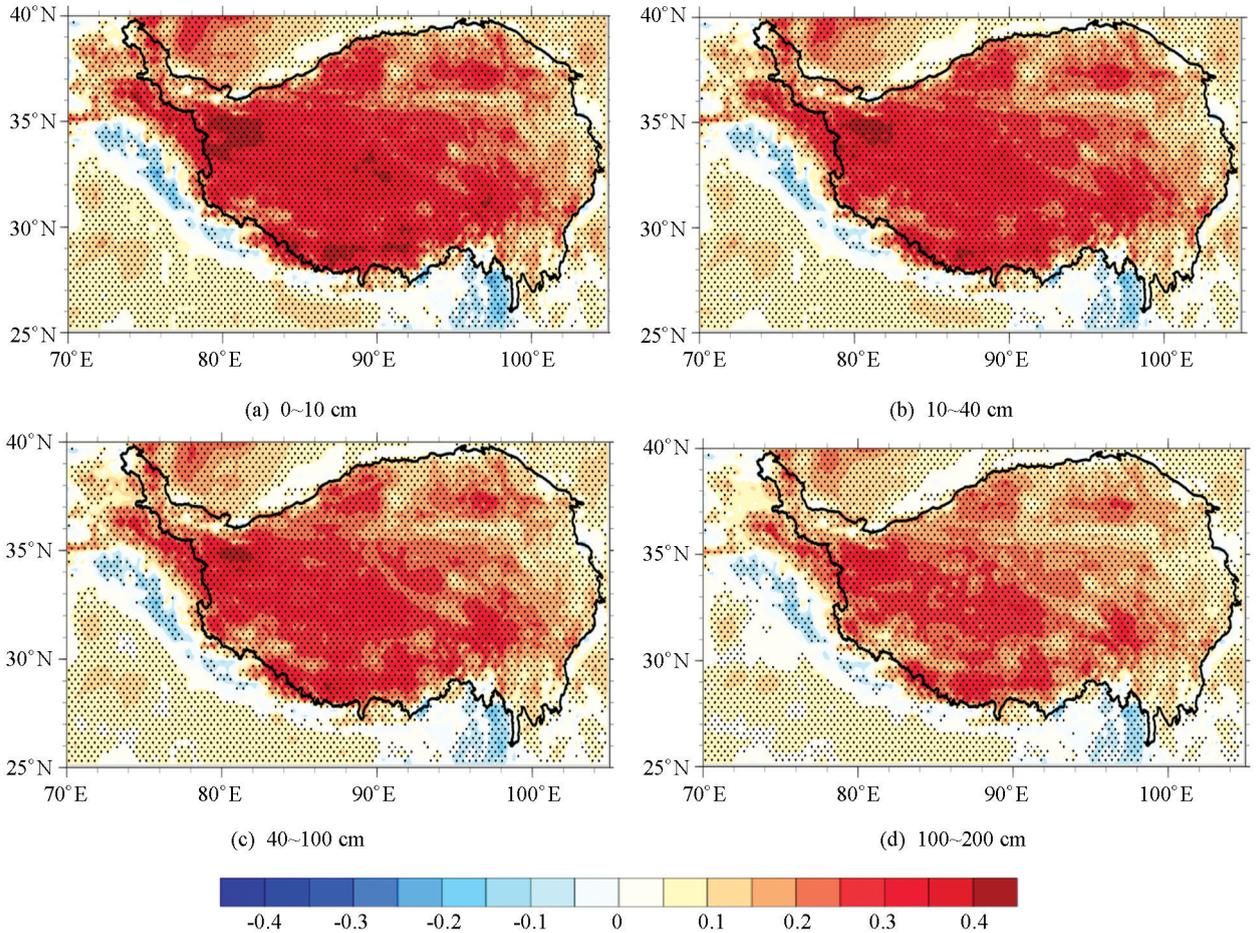
图 8 2000—2016 年青藏高原土壤温度逐年变化

#### 3.2 土壤温度趋势变化空间分布

图 9 为 2000—2016 年青藏高原土壤温度趋

势系数空间分布图.可看出 4 层土壤温度趋势变化相似,均呈现不断增温趋势.且高原地区增温明显强于周边地区,高原主体部位西部增温强于东部.浅层增温趋势最强,越往深层,增温趋势越减弱.以 0~10 cm 为代表层分析发现高原大部地区土壤温度均以 0.1 至  $0.3^{\circ}\text{C}/10\text{a}$  的速率增温,最大增温中心在阿里北部地区,数值高达  $0.67^{\circ}\text{C}/10\text{a}$ .另外在喜马拉雅山脉一带南侧和缅甸地区存在弱的变冷趋势,约为  $-0.1$  至  $-0.2^{\circ}\text{C}/10\text{a}$ .

图 10 为各季节 0~10 cm 土壤温度趋势系数空间分布图(因 4 层土壤温度趋势变化相似,选用 0~10 cm 为代表层进行分析).春季增温最强,秋夏次之,冬季最弱.其中春季增温南部强于北部.极大增温中心包括昆仑山脉、冈底斯山脉、唐古拉山脉、念青唐古拉山脉等藏北高地和南部的喜马拉雅山脉.最大增温速率可达  $1.3^{\circ}\text{C}/10\text{a}$ .说明青藏高原增温中心与高大山地的地形特征有重要联系.



单位:  $^{\circ}\text{C}/10\text{a}$ , 打点区域表示在 0.05 水平上有统计学意义

图 9 2000—2016 年青藏高原土壤温度趋势系数空间分布

夏季和秋季增温趋势稍次于春季, 且增温大值中心范围有所减小. 夏季的增温大值中心主要包括阿里地区和南侧边缘喜马拉雅山脉地区, 数值达  $0.73\text{ }^{\circ}\text{C}/10\text{a}$ . 秋季增温大值中心主要包括藏北高原和藏南谷地地区, 数值达  $0.69\text{ }^{\circ}\text{C}/10\text{a}$ .

冬季的增温趋势最弱, 增温大值中心区域较其他 3 个季节明显缩小. 在阿里地区和高原腹地中心区域有大值中心, 最大增温速率为  $0.47\text{ }^{\circ}\text{C}/10\text{a}$ .

4 个季节在喜马拉雅山脉一带南侧和缅甸地区均存在变冷趋势, 且冬季最强, 春秋次之, 夏季最弱. 和其他 3 个季节不同的是, 冬季在高原北侧边缘也存在较强的变冷趋势带, 最大强度达到了  $-0.43\text{ }^{\circ}\text{C}/10\text{a}$ .

## 4 总 结

本研究使用了 GLDAS-Noahv2.1 陆面模式资料, 分析 2000—2016 年青藏高原土壤温度的变化特征, 得出以下结论:

1) 青藏高原土壤温度空间分布与纬度和海拔成反比, 高原主体比周边地区冷, 北部比南部冷. 高原边缘地区土壤温度梯度最大. 夏季土壤温度最暖, 冬季最冷.

2) 夏季浅层土壤温度高于深层土壤温度, 土壤温度梯度垂直向下, 热量向下输送. 冬季则刚好相反, 浅层土壤温度低于深层土壤温度, 土壤温度梯度垂直向上, 热量向上输送.

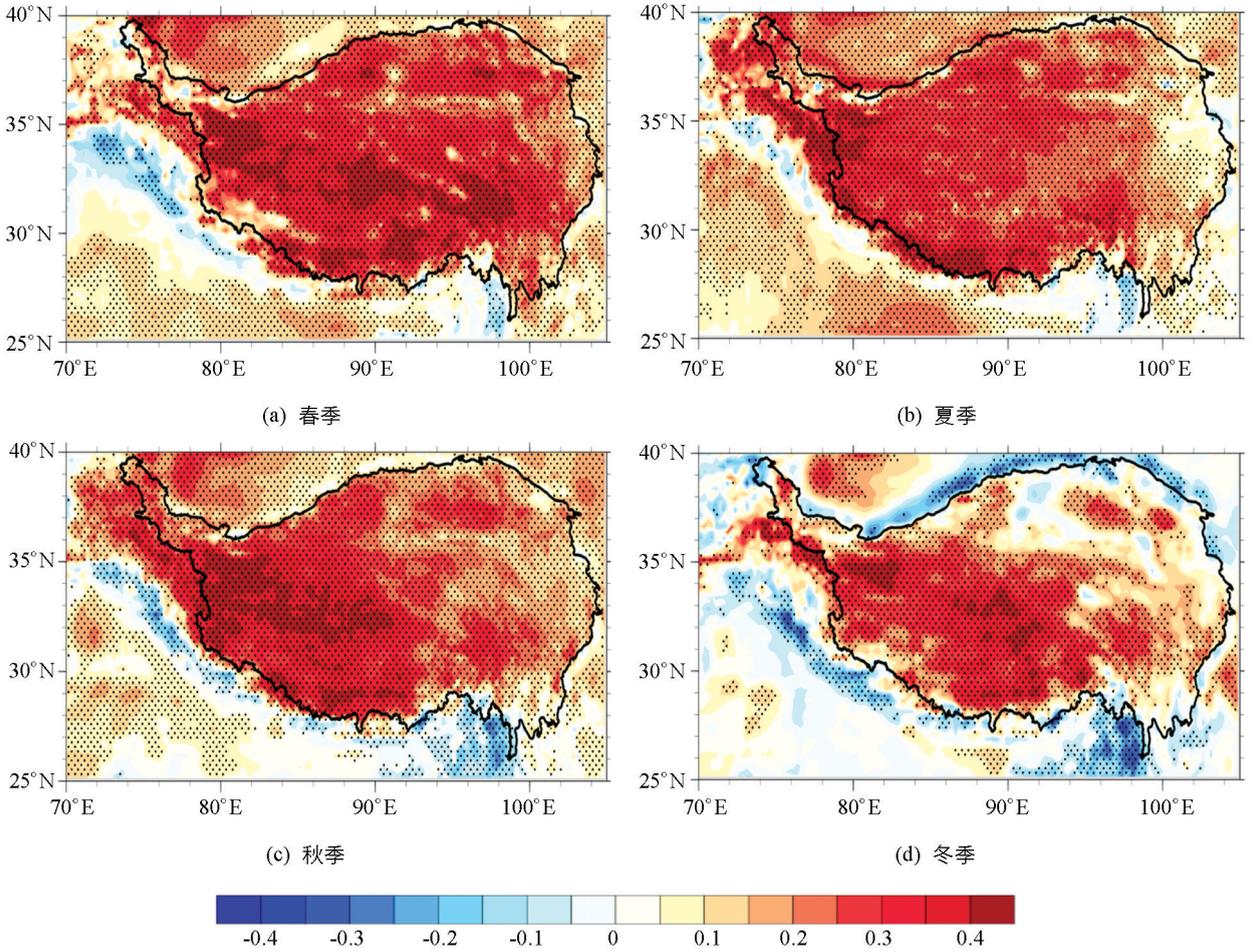


图 10 2000—2016 年 0~10 cm 土壤温度趋势系数空间分布

3) EOF 分析发现年平均和四季土壤温度第一模态均表现出全区一致型, 且逐年升温. 年平均土壤温度在阿里地区和唐古拉山地区表现出明显的东西反向变化特征.

4) 各层土壤温度变化相似且均呈现不断增温的趋势. 越往浅层, 土壤温度增温趋势越明显. 土壤温度趋势变化发现 4 层增温趋势相似, 高原地区增温趋势强于周边地区, 西部增温强于东部, 浅层增温强于深层.

#### 参考文献:

- [1] BILGILI M, SAHIN B, SANGUN L. Estimating Soil Temperature Using Neighboring Station Data Via Multi-Nonlinear Regression and Artificial Neural Network Models [J]. Environmental Monitoring and Assessment, 2013, 185(1): 347-358.
- [2] HOLMES T R H, OWE M, DE JEU R A M, et al. Estimating the Soil Temperature Profile from a Single Depth Observation: A Simple Empirical Heatflow Solution [J]. Water Resources Research, 2008, 44(2): 103-112.
- [3] 孙荪芬. 陆面过程的物理、生化机理和参数化模型 [M]. 北京: 气象出版社, 2005.
- [4] 李崇银. 气候动力学引论 [M]. 北京: 气象出版社, 1995.
- [5] 潘宝林. 晚更新世以来羌塘高原中部东湖水位变化与光释光年代研究 [D]. 北京: 中国科学院研究生院, 2012.

- [6] 乔全明, 张雅高. 青藏高原天气学 [M]. 北京: 气象出版社, 1994.
- [7] 季国良, 时兴和, 高务祥. 藏北高原地面加热场的变化及其对气候的影响 [J]. 高原气象, 2001, 20(3): 239-244.
- [8] 刘 新, 李伟平, 吴国雄. 夏季青藏高原加热和北半球环流年际变化的相关分析 [J]. 气象学报, 2002, 60(3): 267-277.
- [9] WU G X, DUAN A M, LIU Y M, et al. Tibetan Plateau Climate Dynamics: Recent Research Progress and Outlook [J]. National Science Review, 2015, 2(1): 100-116.
- [10] 杨梅学, 姚檀栋, 丁永建, 等. 藏北高原 D110 点不同季节土壤温度的日变化特征 [J]. 地理科学, 1999, 19(6): 570-574.
- [11] 杨梅学, 姚檀栋, KOIKE T. 藏北高原土壤温度的变化特征 [J]. 山地学报, 2000, 18(1): 13-17.
- [12] 杨梅学, 姚檀栋, 何元庆. 青藏高原土壤水热分布特征及冻融过程在季节转换中的作用 [J]. 山地学报, 2002, 20(5): 553-558.
- [13] 张 娟, 沙占江, 徐维新. 青藏高原玉树地区巴塘高寒草甸土壤温湿特征分析 [J]. 冰川冻土, 2015, 37(3): 635-642.
- [14] 周玉淑, 高守亭, 邓 国, 等. 青藏高原冬春季地温异常对长江中下游夏季旱涝影响的研究 [J]. 南京气象学院学报, 2002, 25(5): 611-619.
- [15] 张世强, 丁永建, 卢 健, 等. 青藏高原土壤水热过程模拟研究(II): 土壤温度 [J]. 冰川冻土, 2005, 27(1): 95-99.
- [16] 赵 林, 李 韧, 丁永建. 唐古拉地区活动层土壤水热特征的模拟研究 [J]. 冰川冻土, 2008, 30(6): 930-937.
- [17] 王澄海, 师 锐. 青藏高原西部陆面过程特征的模拟分析 [J]. 冰川冻土, 2007, 29(1): 73-81.
- [18] 王澄海, 师 锐, 左洪超. 青藏高原西部冻融期陆面过程的模拟分析 [J]. 高原气象, 2008, 27(2): 239-248.
- [19] 罗斯琼, 吕世华, 张 宇, 等. CoLM 模式对青藏高原中部 BJ 站陆面过程的数值模拟 [J]. 高原气象, 2008, 27(2): 259-271.
- [20] LUO S Q, LÜ S H, ZHANG Y. Development and Validation of the Frozen Soil Parameterization Scheme in Common Land Model [J]. Cold Regions Science and Technology, 2009, 55(1): 130-140.
- [21] 陈渤黎, 吕世华, 罗斯琼. CLM3. 5 模式对青藏高原玛曲站陆面过程的数值模拟研究 [J]. 高原气象, 2012, 31(6): 1511-1522.
- [22] 张文纲, 李述训, 庞强强. 近 45 年青藏高原土壤温度的变化特征分析 [J]. 地理学报, 2008, 63(11): 1151-1159.
- [23] 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.
- [24] RUI H L, BEAUDOING H. Readme document for global land data assimilation system version 2 (GLDAS-2) products [EB/OL]. [2014-01-10]. <http://disc.sci.gsfc.nasa.gov/services/grads-gds/gldas>.
- [25] WANG A H, ZENG X B. Evaluation of Multireanalysis Products with in Situ Observations over the Tibetan Plateau [J]. Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 2012, 117(D5): 214-221.
- [26] 刘 川, 余 晔, 解 晋, 等. 多套土壤温湿度资料在青藏高原的适用性 [J]. 高原气象, 2015, 34(3): 653-665.
- [27] 丁 旭, 赖 欣, 范广洲, 等. 再分析土壤温湿度资料在青藏高原地区适用性的分析 [J]. 高原气象, 2018, 37(3): 626-641.
- [28] 李栋梁, 钟海玲, 吴青柏, 等. 青藏高原地表温度的变化分析 [J]. 高原气象, 2005, 24(3): 291-298.

# Analysis of Soil Temperature Variation Over the Qinghai-Xizang Plateau from 2000 to 2016

YANG Nan, FAN Guang-zhou

*School of Atmospheric Science/Plateau Atmosphere and Environment Key Laboratory of Sichuan Province/*

*Joint Laboratory of Climate and Environment Change, Chengdu University of Information Technology, Chengdu 610225, China*

**Abstract:** Based on GLDAS(Global Land Data Assimilation System) Noah v2.1 land surface pattern data, which has a high resolution ( $0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$ ), the characteristics of soil temperature variations in Qinghai-Xizang plateau were analyzed by using linear tendency estimation, T-test, correlation analysis and empirical orthogonal function decomposition. The results obtained were as follows. Soil temperature is affected by topography and altitude, the average soil temperature in the plateau area being lower than that in its surrounding areas, and lower in the north than in the south. In the northwest of the plateau, from the Kunlun Mountains to Ali prefecture, there are  $-10^{\circ}\text{C}$  cold centers, and in the Qaidam basin, which is in the northeastern part of the plateau, there exist  $5^{\circ}\text{C}$  warm centers. Soil temperature spatial distribution is similar to the average soil temperature in spring and autumn, and is highest in summer and lowest in winter. EOF analysis of the first mode of soil temperature shows an obvious uniform temperature increasing type in the whole region. The four layers of soil temperature rise year by year and their variation is very similar. The trend was almost linear warming before 2005, and after 2005 the warming trend continued, but with fluctuation. The spatial distribution of the trend coefficients shows that soil temperature of all the 4 layers are increasing and their spatial distribution is similar, the warming trend in the plateau area is stronger than that in the surrounding areas, and is stronger in the western part of the plateau than in the east part. As the depth increases, the warming trend decreases. The main spatial distribution characteristics of soil temperature are explained by the 0–10 cm soil layer as the representative layer; soil temperature increases at a rate of 0.1 to  $0.3^{\circ}\text{C}/10\text{a}$  in most areas of the plateau, and the largest warming center is in the northern part of Ali prefecture, with an increasing rate of  $0.67^{\circ}\text{C}/10\text{a}$ . Spring has the strongest warming, followed in sequence by autumn and summer, and winter.

**Key words:** Qinghai-Xizang plateau; soil temperature; GLDAS