

# 全球变暖背景下青藏高原多年冻土分布变化预测

焦世暉 王凌越 刘耕年<sup>†</sup>

北京大学城市与环境学院, 北京 100871; <sup>†</sup>通信作者, E-mail: liugn@pku.edu.cn

**摘要** 根据青藏高原及周边地区温度数据和多年冻土分布, 模拟2099年青藏高原多年冻土面积与各类多年冻土分布的变化情况。结果显示: 青藏高原地区在年均温升高1.8°C的情况下, 大片多年冻土在高原西北部收缩至76.6°E以东, 岛状多年冻土在高原东南部大面积消融, 高山多年冻土在帕米尔高原、喜马拉雅山地区收缩明显, 多年冻土总面积是现代的83.4%; 在年均温升高4°C的情况下, 大片多年冻土收缩至77.4°E以东, 岛状多年冻土中部小范围退缩, 高山多年冻土在祁连山地区消融明显, 仅在帕米尔高原、喜马拉雅山脉、祁连山脉、横断山脉等高海拔山地发育, 多年冻土总面积是现代的73%; 在年均温升高6°C的情况下, 大片多年冻土收缩至78°E, 岛状多年冻土仅在中西部发育, 高山多年冻土在部分极高山地区零星发育, 多年冻土总面积是现代的50.8%。

**关键词** 青藏高原; 多年冻土; 全球变暖

**中图分类号** P532

## Prediction of Tibetan Plateau Permafrost Distribution in Global Warming

JIAO Shihui, WANG Lingyue, LIU Gengnian<sup>†</sup>

College of Urban and Environmental Sciences, Peking University, Beijing 100871; <sup>†</sup> Corresponding author, E-mail: liugn@pku.edu.cn

**Abstract** Area and condition variation of three kinds of permafrost in 2099 are simulated by integration of temperature data and modern permafrost distribution in Tibetan Plateau. The conclusions shows that in condition of 1.8°C rising of annual average air temperature, the total area of permafrost will be 83.4% of today, the continuous permafrost will shrink to the east of 76.6°E, the sporadic permafrost melts greatly in southeast of plateau, and the mountainous permafrost has obvious degeneration in Pamirs and Himalaya Mountain area. While in condition of 4°C rising of annual average air temperature, the total area of permafrost will be 73% of today, the continuous permafrost will shrink to the east of 77.4°E, the sporadic permafrost degenerates slightly in middle area, the mountainous permafrost melts greatly in Qilian Mountain, and it only could be found in some high altitude places such as Pamirs, Himalaya Mountain and Hengduan Mountain. In condition of 6°C rising of annual average air temperature, the total area of permafrost will be 50.8% of today, the continuous permafrost will shrink to 78°E, the sporadic permafrost only could be found in middle-west area, the mountainous permafrost appears in some extremely high area slightly.

**Key words** Tibetan Plateau; permafrost; global warming

多年冻土与冰川、积雪是青藏高原冰冻圈的重要组成部分, 在全球气候变化的背景下, 冰冻圈的响应对区域环境和生态系统必将产生重要影响<sup>[1-2]</sup>。青藏高原多年冻土面积约  $1.05 \times 10^6 \sim 1.5 \times 10^6 \text{ km}^2$ <sup>[3]</sup>,

分布广、厚度薄、稳定性差<sup>[4]</sup>。在过去几十年的气候变暖背景下, 青藏高原多年冻土的分布格局正在变化。气候变暖显著和人类活动日益增加, 加剧了冻土退化, 已经影响到高原多年冻土环境, 引发一

系列生态和环境问题,亟待系统的长期观测、试验和模型研究<sup>[5-6]</sup>。青藏高原地区多年冻土的特征和演化趋势与全球其他地区的多年冻土有一定相似性。使用现代气候数据模拟得出的模型对多年冻土发展趋势进行预测,结果表明在西伯利亚<sup>[7-10]</sup>、北极圈内<sup>[11]</sup>、阿拉斯加<sup>[12]</sup>、加拿大北部<sup>[10]</sup>、北欧甚至整个北半球<sup>[13]</sup>的多年冻土随着温度上升都有面积逐渐减小、活动层厚度增大的趋势,尤其是北极圈内多年冻土对温度变化的响应最为敏感<sup>[14]</sup>。

IPCC 第四次报告显示,在可预测的 CO<sub>2</sub> 排放量下,至 2099 年,全球平均气温将上升 1.8~4.0℃。本文根据气象和多年冻土观测等资料,绘制青藏高原地区现代多年冻土分布图,在此基础上对各类多年冻土边界分布与等温线的对应关系进行分析。应用现代气温等温线,并结合地形、冰缘地貌证据,模拟 IPCC 报告中提出的升温情况下青藏高原地区各类多年冻土分布的变化情况,对多年冻土区内地表过程响应机制展开讨论,为探讨全球变暖背景下的青藏高原环境变化提供依据。

## 1 数据来源与研究方法

本文使用的数据源:多年冻土主要依据《中国冰川冻土沙漠图》<sup>[15]</sup>以及文献[3];温度依据 1981—2010 年新疆、西藏、甘肃、青海、云南、四川等省气象站点月平均气温资料(气象科学数据共享网);地形依据 ASTER GDEM 90 m 分辨率高程数据(NASA),采用 WGS1984 坐标系。

由于研究区的气象站点东部多,西部少(图 1),应用气象观测数据资料和插值方法绘制研究区等温线受到气象站点数量有限、分布不均匀的限制。为了弥补这一缺陷,需要在研究区进行插值补点,使等温线更加客观。采用 SPSS 和 EXCEL 工具对数据进行回归分析,尝试给出已有站点温度与海拔、纬度间的关系。通过模拟结果计算补点的温度,利用 ArcGIS 软件进行插值和图像处理,绘制青藏高原地区现代平均气温等温线和青藏高原现代多年冻土分布图,在此基础上模拟升温 1.8℃ 和 4℃ 条件下青藏高原多年冻土的分布情况。

## 2 青藏高原等温线与现代多年冻土分布

本文使用的基础数据包含青藏高原及邻区 147 个气象站点的月均温,取 1980—2010 年共 30 年的

资料进行分析。已有研究结果表明,样本本身的空间分布是影响插值精度的重要因素,合理的采样设计是必要的前提<sup>[16-17]</sup>。由于气象站点在高原地区分布不均匀,中西部地区站点非常稀疏,研究区高差大,跨越的经度和纬度范围较大,在绘制研究区年均温度分布图时,必须考虑到上述因素的影响,需要根据已有站点数据,采用综合方法,分析气温随海拔和纬度的变化,将其订正、丰富后,再对它们进行插值分析,其结果能较为正确地反映青藏高原气温空间分布的特征,误差远小于其他方法。

本文中补点方法分两种。1) 传统方法,主要用于青藏高原地区东部和南部。选取相邻两个站点,并在两点间连线,沿线寻找海拔变化为 ±1000 m 的点,沿其地貌走向补 3~5 个点。此方法能够使控制点覆盖站点之间无法观测的高海拔和低谷地区,并使用回归方法补全温度变化较大的点,从而得到更详细的等温线。2) 网格方法,主要用于西北无站点地区。该区域平均海拔高站点分布极少,需要绘制网格进行补点。在缺少观测数据的海拔变化幅度小的地区,使用此方法可进行有效预测,补充温度数据空白。

利用 Excel 对研究区各站点 30 年内的平均气温与海拔、纬度之间的关系进行线性多元回归分析,得到

$$Y = 40.5279 - 0.64094L - 0.0045H, \quad (1)$$

其中,  $L$  为纬度(°N),  $H$  为海拔(m),  $y$  为多年平均气温(°C)。

该回归结果的  $R^2=0.883269$ ,且通过  $\alpha$  为 0.05 的  $F$  值检验,结果比较可信。这样,只要知道海拔和纬度(可以从 DEM 图读出),就可经计算出某地的平均温度。

经过线性回归分析,可得到补点处的推算温度结果。以补点和站点的温度数据为基础,利用空间插值,可提供每个计算栅格的温度值。在 ArcGIS 中关联到 dbf 后生成 shp 文件,使用自然邻域法进行空间插值,得到青藏高原现代年平均气温分布图(图 1)。

依据《中国冰川冻土沙漠图》<sup>[15]</sup>和文献[3],将青藏高原现代多年冻土的分布情况数字化,按照大片多年冻土、岛状多年冻土和高山多年冻土分类进行绘制,得到青藏高原现代多年冻土分布范围,结合现代平均气温分布图(图 1),得到以下结果:现代大片多年冻土界线处的年平均气温为 -2~0℃;岛状

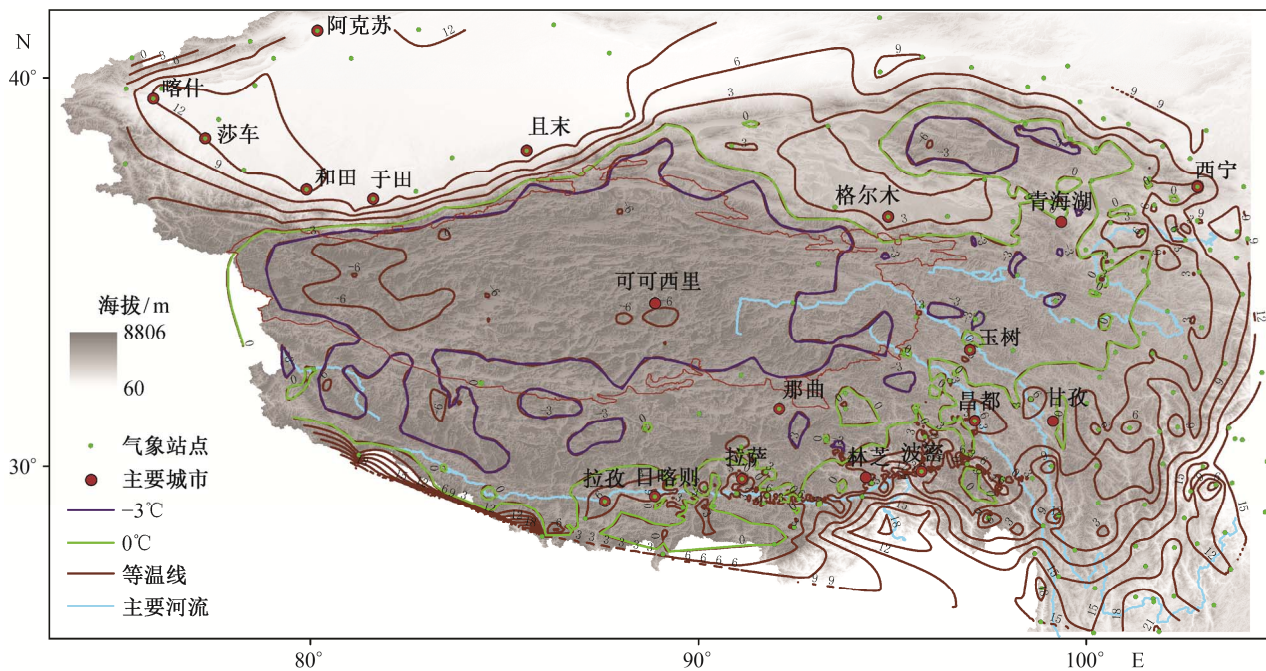


图 1 自然邻域法绘制的多年平均气温等温线  
Fig. 1 Isotherm of Tibet Plateau by natural neighbor interpolation

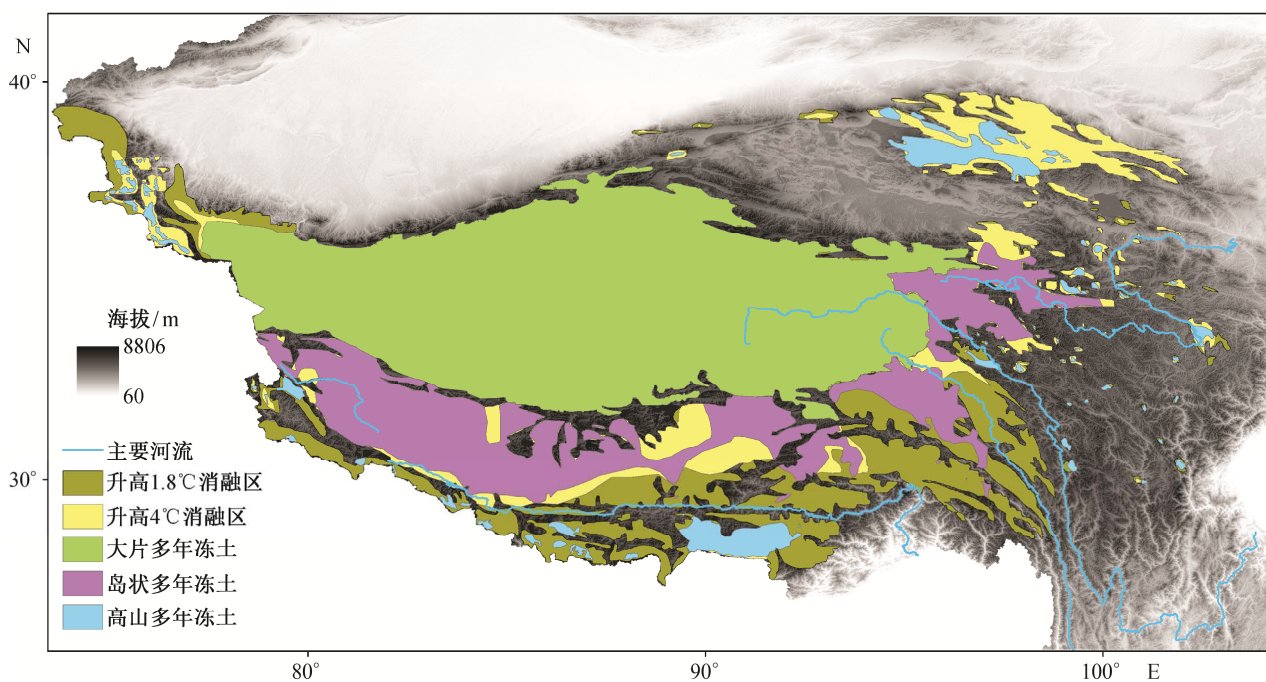


图 2 升温条件下青藏高原多年冻土分布  
Fig. 2 Variation of permafrost of Tibet Plateau in increasing air-temperature condition

多年冻土界线处的年平均气温比较复杂，界线西南部的年平均气温约为3°C，界线东南部约为-1~3°C，界线东北部约为0~2°C；高山多年冻土主要存在于祁连山和喜马拉雅山地区，祁连山区高山多年冻土

界线处的年平均气温约为1~2°C，喜马拉雅山地区界线处约为3~4°C。这个结果与前人研究资料和结论<sup>[18-20]</sup>相符，说明本文模拟的现代多年冻土界线与等温线间的一致性较好。

### 3 未来升温条件下青藏高原多年冻土分布变化与分析

#### 3.1 青藏高原多年冻土分布变化

在青藏高原现代多年冻土分布与气温等温线图的基础上,参照文献[21]中各类型多年冻土分布的温度与海拔条件,分别以年均温升高 1.8°C 和 4°C,对三类多年冻土(大片多年冻土、岛状多年冻土和高山多年冻土)的分布进行预测,结果如图 2 所示。本文采取的冻土资料是现代平均条件下的平均状态,因此,所得到的预测结果是基于现有的冻土稳定态的变化。

在年均温升高 1.8°C 的情况下,大片多年冻土的北界至昆仑山南麓和柴达木盆地南缘(36.01°—37.78°N),南界则在噶尔-改则-唐古拉山-昌都一线(31.67°—33.75°N),东界到达 34°N 左右,海拔约为 4400 m,西界与现代范围大致相当。岛状多年冻土区北部主要是松潘高原和横断山脉北部地区,大多数地区海拔都在 4300 m 以上,在升温的条件下依然比较稳定。南部阿里高原、念青唐古拉山山区受温度影响较大,多年冻土在增温趋势下向北剧烈收缩,其向南范围平均在 30°N 左右,多年冻土下界海拔可达 5000 m。喜马拉雅山地区高山多年冻土面积骤减,只在 27.50°—29.30°N 范围内零星分布,且平均海拔在 5100 m 以上;帕米尔高原的高山多年冻土退缩程度略小于喜马拉雅山地区,高原北部(39.36°—38.52°N)多年冻土收缩明显;祁连山地区多年冻土在升温 1.8°C 情况下依然比较稳定,变化不大。

在年均温升高 4°C 情况下,大片多年冻土依然稳定,仅在西北部和东部部分地区小范围收缩。岛状多年冻土中部(85.96°—91.66°E)向南北收缩至 30°N 附近,下界海拔约 5000 m,其他地区冻土范围仅有小幅度收缩。喜马拉雅山地区多年冻土分布较温度升高 1.8°C 的情况变化不大;帕米尔高原多年冻土进一步收缩,在 35.5°—38.2°N 内少量分布;祁连山地区多年冻土同样大幅减少,分布于 37.7°—38.2°N 之间;青海南山、岷山地区(34.75°—37.80°N)、横断山脉等地区的多年冻土仅发育在少数高海拔地区。部分极高山在升温 4°C 条件下依然能够发育多年冻土,由于软件技术的原因,小面积图斑无法在图中显示。

根据预测得到的多年冻土分布图,青藏高原地

区在年均温升高 1.8°C 情况下,多年冻土总面积是现代的 83.4%;年均温升高 4°C 的情况下,多年冻土总面积是现代的 73%。

根据国内学者的研究<sup>[19,22]</sup>及本文对青藏高原地区 30 年气温数据的分析,青藏高原地区对全球变暖更敏感,响应更强烈,揭示 IPCC 报告中关于 2099 年全球平均温度升高 1.8°C 和 4°C 的结论对青藏高原地区而言并不全面。本文以青藏高原地区 1981—2010 年温度数据为基础进行拟合,对比线性、指数、对数等拟合方法,发现线性拟合具有最好的相关性。而线性拟合结果显示 1981—2010 年青藏高原地区年均温上升约 2°C,据此可推算 2099 年青藏高原地区年均温将上升 6°C,并绘制青藏高原地区年均温升高 6°C 的多年冻土分布图(图 3)。

根据图 3 可知,在年均温升高 6°C 条件下,青藏高原地区多年冻土消融明显。大片多年冻土区依然保持稳定,仅西北部少部分消融,多年冻土收缩至 78°E;岛状多年冻土较图 2 面积大幅减小,仅在中西部小范围(82.6°—84.9°E)发育;高山多年冻土仅在喜马拉雅山地区、横断山脉地区和祁连山地区零星发育。多年冻土面积仅为现代的 50.8%。

#### 3.2 青藏高原温度变化与多年冻土分布趋势的对比

以青藏高原及周边地区 1981—2010 年气温数据为基础,计算各站点 30 年气温的方差,通过插值方法绘制出青藏高原地区 30 年气温方差分布图(图 4)。方差的大小标志着温度变幅的大小,反映年均温的稳定性。

结合图 2 和 4 可以看到,青藏高原中部气温变化幅度最大。该地区大片多年冻土大部分位于高原面上,因此受温度影响较小,整体上仍然较为稳定;部分岛状多年冻土在升温环境下收缩明显。高原西部、西北部和西南部气温变化幅度较中部地区小,但对西北部和西南部的高山多年冻土影响的程度依然较高。高原南部、东北部和东南部由于极高山分布较多,其未来温度变化幅度最小,但南部、东北部的高山多年冻土和东南部的岛状多年冻土由于海拔高,对气温变化较敏感,因而变化程度较大。

大片多年冻土区的昆仑山口的钻孔资料显示,1985—2000 年,冻土层 6~15 m 深度的平均温度上升 0.2~0.4°C,15 m 以下部分地温变化微弱。整体上,多年冻土冻结层厚度变化于 80~100 m 之间,比较稳定<sup>[4]</sup>。羌塘盆地活动层厚度最小(0.87~1.78

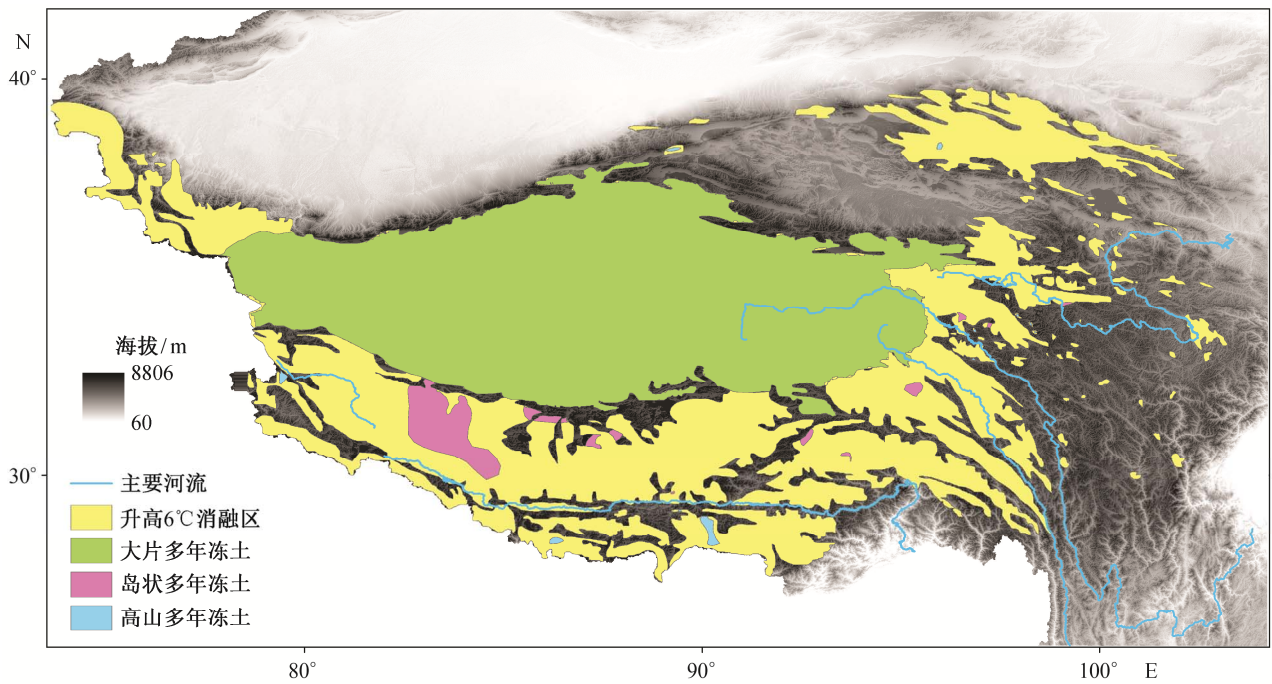


图3 升温6°C条件下青藏高原多年冻土分布

Fig. 3 Variation of permafrost of Tibet Plateau in increasing air-temperature of 6°C

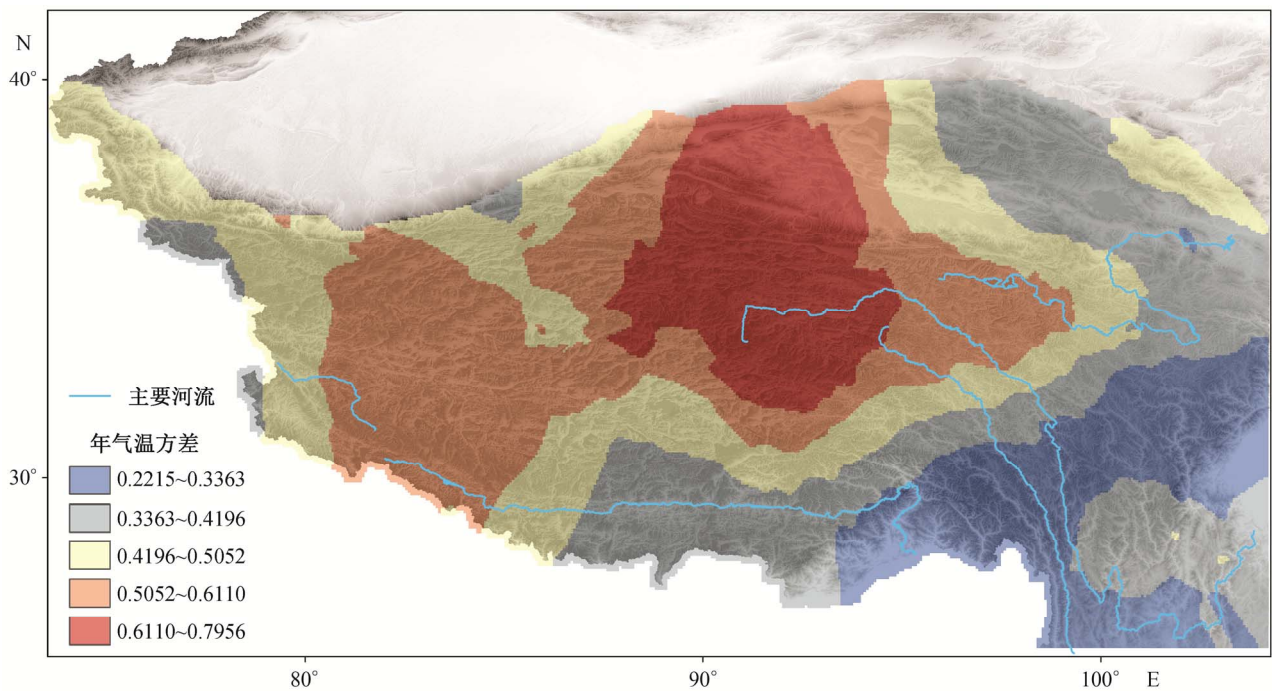


图4 青藏高原地区30年气温方差分布

Fig. 4 Distribution of air temperature's variance in Tibetan Plateau during 30 years

m), 以羌塘盆地为中心向四周, 活动层厚度不断增加<sup>[23]</sup>。两处证据表明, 大片多年冻土区尽管处在高原升温幅度较大的位置, 但由于其整体高海拔的特征, 导致其在升温环境下依然稳定<sup>[4]</sup>。

岛状多年冻土区北部的西大滩1983年以来多年冻土平均地温升高 0.2~0.3°C, 冻土厚度至少缩小 4 m, 部分地区多年冻土已消失, 活动层厚度增大明显, 甚至出现双向退缩<sup>[4]</sup>。岛状多年冻土区升温幅

度略小于高原中部,但岛状多年冻土对温度变化响应剧烈,在其中部和东南部有明显的收缩趋势。

高山多年冻土主要分布在喜马拉雅山、祁连山、横断山脉和帕米尔高原地区,受海拔因素影响,其中不稳定多年冻土占比重较大<sup>[4]</sup>。因此,尽管以上地区升温幅度最小,但多年冻土的敏感性导致其消融退化趋势明显。

IPCC第四次报告指出,全球气温在未来将会持续升高。青藏高原地区受高原增温效应<sup>[24]</sup>、臭氧量减少<sup>[25]</sup>等因素影响,温度突变较相同海拔的其他地区更明显,且先于我国其他地区<sup>[26]</sup>。青藏高原地区在20世纪80年代发生增温突变<sup>[27]</sup>,其东部、东南部突变较早,北部、西北部和西部次之,南部的突变时间最晚<sup>[28]</sup>。青藏高原各个区域近百年来气温都处于上升状态。中部地区气温近百年来以每10年0.065°C的趋势上升,西部地区上升趋势最显著,每10年上升0.128°C,北部地区为0.105°C,南部地区为0.015°C,东部地区为0.022°C<sup>[29]</sup>。在这一大背景下,青藏高原现代多年冻土整体上呈退化趋势。

### 3.3 多年冻土退化及影响

多年冻土区广泛发育热喀斯特地貌。截至2009年9月,青藏高原地区热喀斯特湖总面积约为 $3.5 \times 10^5 \text{ m}^2$ <sup>[30]</sup>。高含冰量多年冻土区发育的热喀斯特湖占总数的80%,约占总面积的70%,低含冰量多年冻土区发育的热喀斯特湖占总数的20%<sup>[31]</sup>。多年冻土的消融引起冻胀和沉陷,并直接影响工程建筑的稳定性。据吴青柏等<sup>[32]</sup>报道,青藏公路的破坏路段中80%以上是由这一因素导致。

随着多年冻土的持续退化,多年冻土区内土壤温度逐渐升高,土壤含水量逐渐下降,有机质含量降低<sup>[33]</sup>。高寒生态系统发生以植被覆盖度减少、高寒草原草甸面积萎缩等为主要形式的显著退化,植被生产力和土壤有机碳输入量都减少<sup>[34]</sup>。青藏高原地区温度的持续上升对农业发展造成诸多不利影响:冬季气温升高延长了小麦生长期,对小麦的生长有利,但同时病虫害越冬基数也增加,对农作物不利;异常天气增多及气候不稳定因素的增加导致农牧业生产力下降<sup>[35]</sup>;暖干化加速土壤的侵蚀及沙漠化,土壤养分和表层水土流失,流失的氮、磷、钾等营养成分促使土壤有机质下降,直接造成土壤地力减退,牧草质量下降<sup>[36-37]</sup>,由此造成的多年冻土退化不仅不利于高原多年冻土生态系统功能

的发挥,而且不利于草地畜牧业的发展,最严重的还会造成沙漠化<sup>[33]</sup>。多年冻土区在降水量不变的情况下每10年升温0.44°C,高寒草甸和高寒草原地上生物量分别递减6.3%和6.7%<sup>[38]</sup>。

随着全球变暖,青藏高原多年冻土区的冰川自20世纪80年代以来出现普遍的强烈退缩现象<sup>[39]</sup>,在近50年内退缩速率接近6%/10a<sup>[40]</sup>。受此影响,冻土区内由冰川融水补给的湖泊水位有不同程度上升<sup>[41-42]</sup>,加剧了冻土的热融喀斯特效应和消融。青藏高原地区降水变化比较复杂,普遍认为近50年青藏高原地区降水量呈上升趋势<sup>[43-45]</sup>。冻土区内由降水补给的湖泊受到全球变暖影响,其蒸发量大于降水量,此类湖泊普遍呈收缩趋势<sup>[41,46]</sup>。

由此可见,青藏高原多年冻土区内的土壤、植被、冰川、降水、湖泊等变化的规律,与温度方差分布图所反映的温度变化趋势和多年冻土消融变化的趋势有一定的相似性。

## 4 结论

本文根据青藏高原多年冻土资料以及IPCC第四次报告,预测青藏高原地区平均气温升高1.8°C和4°C情况下的多年冻土范围变化趋势,得出以下结论。

1) 青藏高原多年冻土在平均气温升高1.8°C的情况下大范围消融,面积是现代多年冻土的83.4%左右。其中,大片多年冻土整体比较稳定,仅西北部小幅收缩;岛状多年冻土区北部在升温的条件下依然比较稳定,南部阿里高原、念青唐古拉山山区多年冻土在增温趋势下向北剧烈收缩;喜马拉雅山地区高山多年冻土面积骤减,帕米尔高原的高山多年冻土在高原北部(39.36°—38.52°N)收缩明显,祁连山地区多年冻土比较稳定。

2) 在平均气温升高4°C的情况下,青藏高原多年冻土区面积是现代的73%。大片多年冻土区依然比较稳定;岛状多年冻土中部的部分地区消融至30°N左右;高山多年冻土在喜马拉雅山地区变化不大,在帕米尔高原地区进一步消融,在祁连山地区大幅度减少,青海省的南山、岷山地区(34.75°—37.80°N)、横断山脉等地区的多年冻土仅发育在少数高海拔地区。

3) 在平均气温升高6°C的情况下,青藏高原多年冻土区面积是现代的50.8%。大片多年冻土区最稳定,仅西北部小范围收缩;岛状多年冻土面积大

幅减小, 仅在中西部发育; 高山多年冻土在喜马拉雅山、横断山脉和祁连山脉零星发育。

4) 青藏高原多年冻土区温度变化与多年冻土本身的退化趋势存在较好的对应关系, 同时影响到区内土壤、植被、冰川、降水、湖泊等的变化规律。冰川的消融, 湖泊水位抬升、面积增大都会加速多年冻土的消融, 使其活动层厚度增大。考虑到高原地区生态系统的敏感性和脆弱性, 冻土的退化会对植被、土壤、生态、工程等产生巨大的影响。在未来对青藏高原的研究和开发建设中, 多年冻土的变化和特点应得到更大的重视。

### 参考文献

- [1] 程国栋, 金会军. 青藏高原多年冻土区地下水及其变化水文地质. 工程地质, 2013, 40(1): 1-11
- [2] 姚檀栋, 秦大河, 沈永平, 等. 青藏高原冰冻圈变化及其对区域水循环和生态条件的影响. 自然杂志, 2013, 35(3): 179-186
- [3] Ran Y H, Li X, Cheng G D, et al. Short communication distribution of permafrost in China: an overview of existing permafrost maps. *Permafrost and Periglacial Processes*, 2012, 23(3): 322-333
- [4] 金会军, 李述训, 王绍令, 等. 气候变化对中国多年冻土和寒区环境的影响. 地理学报, 2000, 55(2): 161-173
- [5] 金会军, 赵林, 王绍令, 等. 青藏高原中东部全新世以来多年冻土演化及寒区环境变化. 第四纪研究, 2006, 26(2): 198-210
- [6] 张文杰, 程维明, 李宝林, 等. 气候变化下的祁连山地区近40年多年冻土分布变化模拟. 地理研究, 2014, 33(7): 1275-1284
- [7] Anisimov O, Reneva S. Permafrost and changing climate: the Russian perspective. *Ambio*, 2006, 35(4): 69-173
- [8] Malevsky-Malevich S P, Molkentin E K, Nadyozhina E D, et al. Numerical simulation of permafrost parameters distribution in Russia. *Cold Regions Science and Technology*, 2001, 32(1): 1-11
- [9] Shiklomanov N I. From exploration to systematic investigation: development of geocryology in 19th- and early-20th-century Russia. *Physical Geography*, 2005, 26(4): 249-263
- [10] Romanovsky V E, Drozov D S, Oberman N G, et al. Thermal state of permafrost in Russia. *Permafrost and Periglacial Processes*, 2010, 21(2): 136-155
- [11] Romanovsky V E, Smith S L, Christiansen H H. Permafrost thermal state in the polar Northern Hemisphere during the International Polar Year 2007-2009: a synthesis. *Permafrost and Periglacial Processes*, 2010, 21(2): 106-116
- [12] Smith S L, Romanovsky V E, Lewkowicz A G, et al. Thermal state of permafrost in North America: a contribution to the international polar year. *Permafrost and Periglacial Processes*, 2010, 21(2): 117-135
- [13] Levvasseur G, Vrac M, Roche D M, et al. Present and LGM permafrost from climate simulations: contribution of statistical downscaling. *Climate of the Past Discussions*, 2011, 7(4): 1225-1246
- [14] 张廷军. 全球多年冻土与气候变化研究进展. 第四纪研究, 2012, 32(1): 27-38
- [15] 施雅风. 中国冰川冻土沙漠图. 北京: 中国地图出版社, 2006
- [16] 孔红梅, 韦琳林, 刘国华. Kriging 插值法在植物物种地理分布空间格局研究中的应用. 生态环境学报, 2010, 19(5): 1165-1169
- [17] 靳国栋, 刘衍聪, 牛文杰. 距离加权反比插值法和克里金插值法的比较. 长春工业大学学报, 2003, 24(3): 53-57
- [18] 施雅风. 中国第四纪冰川与环境变化. 石家庄: 河北科学技术出版社, 2006: 24-33
- [19] 南卓铜, 李述训, 程国栋. 未来50与100a青藏高原多年冻土变化情景预测. 中国科学: D辑, 2004, 34(6): 528-534
- [20] 程志刚, 刘晓东. 未来气候变暖情形下青藏高原多年冻土分布初探. 地域研究与开发, 2008, 27(6): 80-85
- [21] 米德生. 《中国冰雪冻土图》(1:400万)的编制. 冰川冻土, 1990, 12(2): 175-181
- [22] 秦大河, 丁一汇, 王绍武, 等. 中国西部环境演变及其影响研究. 地学前缘, 2002, 9(2): 321-328
- [23] 张中琼, 吴青柏. 气候变化情景下青藏高原多年冻土活动层厚度变化预测. 冰川冻土, 2012, 34(3): 505-511
- [24] 张人禾, 周顺武. 青藏高原气温变化趋势与同纬度带其他地区的差异以及臭氧的可能作用. 气象学报, 2008, 66(6): 916-925
- [25] 姚永慧, 张百平. 基于MODIS数据的青藏高原气温与增温效应估算. 地理学报, 2013, 68(1): 95-107
- [26] 王楠, 李栋梁, 张杰. 青藏高原气温变化的研究进展. 干旱气象, 2010, 28(3): 265-269

- [27] 宋辞, 裴韬, 周成虎. 1960 年以来青藏高原气温变化研究进展. 地理科学进展, 2012, 31(11): 1503-1509
- [28] 吕少宁, 李栋梁, 文军, 等. 全球变暖背景下青藏高原气温周期变化与突变分析. 高原气象, 2010, 29(6): 1378-1385
- [29] 任余龙, 石彦军, 王劲松, 等. 英国 CRU 高分辨率格点资料揭示的近百年来青藏高原气温变化. 兰州大学学报: 自然科学版, 2012, 48(6): 63-68
- [30] 鲁嘉濠, 程花, 牛富俊, 等. 青藏铁路沿线热喀斯特湖易发程度的区划评价. 灾害学, 2012, 24(7): 60-64
- [31] 牛富俊, 董晟, 林战举, 等. 青藏公路沿线热喀斯特湖分布特征及其热效应研究. 地球科学进展, 2013, 6(28): 695-702
- [32] 吴青柏, 牛富俊. 青藏高原多年冻土变化与工程稳定性. 科学通报, 2013, 58(2): 115-130
- [33] 郭正刚, 牛富俊, 湛虎, 等. 青藏高原北部多年冻土退化过程中生态系统的变化特征. 生态学报, 2007, 8(27): 3294-3301
- [34] 李娜, 王根绪, 高永恒, 等. 青藏高原生态系统土壤有机碳研究进展. 土壤, 2009, 41(4): 512-519
- [35] 韩国军, 王玉兰, 房世波. 近 50 年青藏高原气候变化及其对农牧业的影响. 资源科学, 2011, 33(10): 1969-1975
- [36] 郝建秀, 张勃, 张凯. 祁连山区草原荒漠化的驱动因素及其防治对策. 干旱区资源与环境, 2005, 19(1): 38-42
- [37] 冯超, 古松, 赵亮, 等. 青藏高原三江源区退化草地生态系统的地表反照率特征. 高原气象, 2010, 29(1): 70-77
- [38] 王根绪, 胡昌宏, 王一博, 等. 青藏高原多年冻土区典型高寒草地生物量对气候变化的响应. 冰川冻土, 2007, 29(5): 672-679
- [39] 蒲健辰, 姚檀栋, 王宁练, 等. 近百年来青藏高原冰川的进退变化. 冰川冻土, 2004, 26(5): 517-522
- [40] 李治国. 近 50 a 气候变化背景下青藏高原冰川和湖泊变化. 自然资源学报, 2012, 27(8): 1431-1443
- [41] 姜永见, 李世杰, 沈德福, 等. 青藏高原近 40 年来气候变化特征及湖泊环境响应. 地理科学, 2012, 32(12): 1503-1512
- [42] 鲁安新, 姚檀栋, 王丽红, 等. 青藏高原典型冰川和湖泊变化遥感研究. 冰川冻土, 2005, 27(6): 783-792
- [43] 卢鹤立, 邵全琴, 刘纪远, 等. 近 44 年来青藏高原夏季降水的时空分布特征. 地理学报, 2007, 62(9): 946-958
- [44] 张磊, 缪启龙. 青藏高原近 40 年来的降水变化特征. 干旱区地理, 2007, 30(2): 240-246
- [45] 李生辰, 徐亮, 郭英香, 等. 近 34 a 青藏高原年降水变化及其分区. 中国沙漠, 2007, 27(2): 307-314
- [46] 万玮, 肖鹏峰, 冯学智, 等. 卫星遥感监测近 30 年来青藏高原湖泊变化. 科学通报, 2014, 59(8): 701-714