

未来 50 与 100 a 青藏高原多年冻土变化情景预测*

南卓铜** 李述训 程国栋

(中国科学院寒区旱区环境与工程研究所工程冻土国家重点实验室, 兰州 730000)

摘要 政府间气候变化委员会(IPCC)估计, 21 世纪全球平均气温将增加 1.4~5.8℃. 据预测未来 50 a 青藏高原气温可能上升 2.2~2.6℃. 在建立冻土数值预测模型的基础上, 计算了在两种气温年升温率情景下青藏高原多年冻土自然平均状态 50 和 100 a 后可能发生的变化. 预测结果表明, 气候年增温 0.02℃情形下, 50 a 后多年冻土面积比现在缩小约 8.8%, 年平均地温 $T_{cp} > -0.11℃$ 的高温冻土地带将退化, 100 a 后, 冻土面积减少 13.4%, $T_{cp} > -0.5$ 的区域可能发生退化; 如果升温率为 0.052℃/a, 青藏高原在未来 50 a 后退化 13.5%, 100 a 后退化达 46%, $T_{cp} > -2℃$ 的区域均可能退化成季节冻土甚至非冻土. 预测结果对青藏高原寒区工程规划和建设的辅助决策具有重要意义.

关键词 多年冻土变化 青藏高原 情景预测 数值方法

青藏高原是世界上中低纬度海拔最高、面积最大的多年冻土分布区. 伴随着西部大开发战略的启动, 青藏高原的人类活动明显增多, 比如 2001 年 6 月开始的青藏铁路二期工程(格尔木—拉萨段)现在正在紧张施工中. 青藏高原工程建设和开发必须解决好冻土问题. 冻土的冻胀和沉融可能危害到冻土地区的工程建设^[1,2], 而工程建设也可能改变着冻土的自然发生发展规律^[3]. 全球气候变化可能加剧冻土和工程的这种相互作用^[4,5].

国际上对气候变化情景下冻土的演化规律有很多研究, 建立了诸多不同规模的物理模型. 如 Delisle

建立了模拟多年冻土发展和退化的数值模型^[6], 并估计了第四纪冰期中欧北部多年冻土的厚度^[7]; Anisimov 建立简化的冻土季节冻融循环模型用于模拟俄罗斯的冻土分布^[8]; 此外还有 Marchenko^[9] 和 Malevsky 等人^[10] 建立的模型等. 这些模型在一定程度上具备了模拟多年冻土分布现状和预测将来变化的能力, 但是模型输入参数要求过于苛刻, 使得应用往往局限于那些具备详细冻土区域调查资料的小区域. 青藏高原有广阔的面积, 和相对较缺乏的冻土资料, 导致国内学者在预测青藏高原未来冻土变化时很少采用这类模型.

2003-08-10 收稿, 2003-12-09 收修稿

* 中国科学院知识创新重大项目(编号: KZCX1-SW-04)、中国科学院寒区旱区环境与工程研究所知识创新工程项目(编号: CACX200009)和国家重点基础研究发展规划项目(编号: G1998040812)共同资助

** E-mail: nztong@ns.lzb.ac.cn

20 世纪 90 年代以后，国内学者应用不同的方法对青藏高原未来冻土变化进行了研究，但预测结果不一。童长江等人^[11]假定年均气温升幅 0.033℃，计算了中国西部冻土各分带的融化速率，认为除了极稳定带和稳定带外其余各带(基本稳定带、基本稳定过渡带、不稳定带和极不稳定带)将受到较大影响，然而没有给出影响的定量数值。王绍令等人^[12]根据未来东亚气温与降水变化数据，预测到 2040 年青藏高原年平均地温上升 0.4~0.5℃，届时现在的岛状多年冻土将大部分消失，多年冻土总面积明显减少。Jian^[13]应用 Biome3 模型，根据 GCM 气候输出结果，认为到 2100 年连续多年冻土大部分将消失，连续多年冻土与不连续多年冻土的界线将向高原北部迁移 1°~2° 纬度。李新等人^[14]应用高程模型和 GCM 输出结果，对 2009、2049、2099 年进行情景预测，结果表明，多年冻土在未来 20~50 a 间不会发生本质变化，多年冻土总的消失比例不会超过 19%，然而到 2099 年青藏高原多年冻土将发生显著变化，消失比例高达 58%。南卓铜等人^[15]的模拟结果也表明，在气候年增温 0.04℃ 的情景下，50 a 后青藏高原多年冻土发生不同程度的增温现象，但没有大规模的退化，多年冻土总面积减少 12×10⁴ km²。

本文在李述训等人^[16]的工作基础上建立并完善一个基于相变界面能量平衡的冻土温度场数值计算模型，借助 GIS 技术输出在两种不同气候变化情景下的 50 和 100 a 后的青藏高原多年冻土可能变化。预测结果对青藏高原寒区工程规划和建设的辅助决策具有重要意义。

1 预测模型

多年冻土是大气通过地面与地层热交换的产物，受气候条件、区域地质地理条件制约。其中，气候是冻土变化的动力，区域地质地理条件是冻土发生区域分异的原因。在天然条件下，不同区域的地质地貌、植被覆盖和水文条件差异很大，导致多年冻土在相同的气温条件下也可能存在差异。为了揭示一般自然条件下多年冻土地温状况的变化特征，在实际计算中取冻土平均状态参数。比如，野外冻土勘探往往在 2~5 m 深度内发现富冰甚至纯冰夹层，该层对冻

土工程研究有重要意义，实际计算中忽略该层，含水量取地表至 5 m 深度的平均值，通过长时间迭代计算弥补因为该层的存在造成对整个计算区域的影响。

求解区域 H 分为 2 层，上层为均匀的碎石亚粘土，下层为在冻土区常见的砂砾土。计算中涉及的土壤热参数来自青藏公路二期整治工程项目、唐古拉-斜水河冻土勘探项目及中国科学院青藏高原综合观测研究站总计 202 个天然钻孔的平均值(表 1)。

表 1 求解区上、下 2 层土壤热学参数^{a)}

	h /m	W /%	W_u /%	γ_d /kg·m ⁻³	λ_f /W·m ⁻¹ ·k ⁻¹	λ_u /W·m ⁻¹ ·k ⁻¹	C_f /kJ·m ⁻³ ·℃ ⁻¹	C_u /kJ·m ⁻³ ·℃ ⁻¹
上层	5	17	3	1600	1.57	1.28	1872	2475
下层	$H-5$	6	1	1600	1.61	1.28	1371	1673

a) 表中 h 示厚度; H 示求解区域深度, 单位为 m; W 示总含水量; W_u 示冻土中的未冻水含量; γ_d 示干容重; λ_f 与 λ_u 分别表示冻结状态和融化状态时的导热系数; C_f 和 C_u 分别表示冻结状态和融化状态时的容积热容量

模型中，求解区域 H 确定为大于多年冻土的下限 H_0 ，取下边界条件地中热流梯度为常值。采用相变界面将地层划分为冻结和融化区域，各区域内部满足热传导方程，而相变只发生在相变界面上。这样，整个求解区域可划分为 3 层，即地表至相变界面的融化层、相变界面至冻土下限的冻结层和冻土下限至求解区域下限的融化层。通过建立 2 个相变界面的能量平衡方程及相变界面上的温度连续条件，得到描述问题的基本数学物理方程：

$$\frac{\partial T_1}{\partial t} = a_f \frac{\partial^2 T_1}{\partial x^2}, \quad (\xi < x < H_0, t > 0) \quad (1)$$

$$\frac{\partial T_2}{\partial t} = a_u \frac{\partial^2 T_2}{\partial x^2}, \quad (0 < x < \xi, H_0 < x < H, t > 0) \quad (2)$$

$$T(0, t) = f(t), \quad (t > 0) \quad (3)$$

$$T(x, 0) = g(x), \quad (0 < x < H) \quad (4)$$

$$\left. \frac{\partial T_2}{\partial x} \right|_{x=H} = G_g, \quad (5)$$

$$T_1(x, t)|_{x=\xi} = T_2(x, t)|_{x=\xi} = T_f, \quad (6)$$

$$\lambda_f \left. \frac{\partial T_1}{\partial x} \right|_{x=\xi} - \lambda_u \left. \frac{\partial T_2}{\partial x} \right|_{x=\xi} = Q \frac{d\xi}{dt}, \quad (7)$$

$$T_1(x, t)|_{x=H_0} = T_2(x, t)|_{x=H_0} = T_f, \quad (8)$$

$$\lambda_f \frac{\partial T_1}{\partial x} \Big|_{x=H_0} - \lambda_u \frac{\partial T_2}{\partial x} \Big|_{x=H_0} = Q \frac{d\xi}{dt}, \quad (9)$$

其中, x, t 分别为空间坐标(m)和时间坐标(h); H_0 为多年冻土下限(m); H 为计算区域的下边界(m), 且 $H \geq H_0$; a_f, a_u 分别为冻土和融土的导温系数(m^2/h); T_1, T_2 分别为冻结和未冻结区域的温度函数($^\circ\text{C}$); ξ 为冻融相变界面(h); T_f 为土的起始冻结温度($^\circ\text{C}$); Q 为单位体积土在冻结中释放的相变热(kJ/m^3),

$$Q = L\gamma_d(W - W_u). \quad (10)$$

L 是水的结晶或融化潜热, 一般热工计算中取 $334.5 \text{ kJ} \cdot \text{kg}^{-1}$.

式(3)~(5)分别给出计算区域的上边界条件、初始条件及下边界条件. 上边界条件给定地表面温度曲线, 其中

$$f(t) = T_0 + G_t t + A_0 \sin(\omega t), \quad (11)$$

式中, T_0 为地表面年平均温度($^\circ\text{C}$); G_t 为地面温度升温率($^\circ\text{C}/\text{h}$); A_0 为地面温度振幅, 即地面温度年较差的一半, 根据青藏高原及毗邻地区气象站地表 0 cm 温度资料, 取平均值 13°C ; $\omega = \frac{2\pi}{8760}$. 据经验, 下边界地温梯度取 $G_g = 0.04 \text{ }^\circ\text{C} \cdot \text{m}^{-1}$ [17], 由 $q = \lambda_u G_g$ 给出下边界的热量平衡.

公式(6)和(8)分别给出 2 个相变界面上的温度连续条件, 公式(7)和(9)分别描述了 2 个相变界面上的能量平衡. 定义内能函数

$$E(x, t) = \begin{cases} \int_{T_f}^T C_u dT + Q, & (T > T_f) \\ Q, & (T = T_f) \\ \int_{T_f}^T C_f dT. & (T < T_f) \end{cases} \quad (12)$$

温度与内能的关系有

$$T(x, t) = \begin{cases} \frac{E(x, t) - Q}{C_u}, & (E \geq Q) \\ T_f, & (0 \leq E(x, t) \leq Q) \\ \frac{E(x, t)}{C_f}. & (E \leq 0) \end{cases} \quad (13)$$

模型通过求解内能确定系统内能变化, 再由公

式(13)求出温度, 温度合理与否以每个年周期沿深度的计算结果在较高精度范围内重复为判断原则. 模型中采用 2 层相变半显式差分法来求解 [18].

2 预测结果及分析

据 IPCC 估计, 21 世纪全球平均气温将增加约 2.5°C , 可能的变化范围为 $1.4\sim 5.8^\circ\text{C}$ [19]. 秦大河等人 [20] 根据中国区域气候模式, 在假定大气 CO_2 继续增加的情景下, 预测未来 50 a 青藏高原气温可能上升 $2.2\sim 2.6^\circ\text{C}$. 本文取 IPCC 的低值 $0.02 \text{ }^\circ\text{C}/\text{a}$ 与秦大河等人 [20] 的最高值 $0.052 \text{ }^\circ\text{C}/\text{a}$ 作为背景气候年升温率, 并且假定地面年平均温度以同样速度上升, 即地面温度年升温率 G_t 也是 $0.02 \text{ }^\circ\text{C}/\text{a}$ 和 $0.052 \text{ }^\circ\text{C}/\text{a}$. 我们对这 2 种增温情景分别计算了年平均地面温度等于 $0.5, 0.0, -0.5, -1.5, -2.5, -3.5$ 和 -4.5°C 的 7 种情况. 图 1 和 2 分别给出气温年增温 0.02°C 和 0.052°C 两种情景下青藏高原多年冻土现状(0 a), 50 a 后和 100 a 后的地温在各个深度上的分布情况. 表 2 列举了地表温度、年平均地温、多年冻土上限在两种气候变暖情景下的变化. 年平均地温在冻土学上被定义为冻土年变化深度上的地温, 取 $10\sim 16 \text{ m}$ 深度上第一个温度年较差小于 0.1°C 的地温, 这是考虑到冻土年变化深度在临近年份大致不变, 然而经过 $50\sim 100 \text{ a}$ 的演变后可能发生变化. 需要说明的是, 这里仅计算了一维平均状态下青藏高原天然多年冻土未来可能的变化, 实际情况比模型复杂得多.

$0.02 \text{ }^\circ\text{C}/\text{a}$ 情形下, 目前年平均地面温度 $T_0 \geq 0.0^\circ\text{C}$ 的高温冻土在 50 a 后将变成不衔接冻土; T_0 在 $0.0\sim -0.5^\circ\text{C}$ 的高温冻土在 100 a 后将退化成不衔接冻土. 在 $0.052 \text{ }^\circ\text{C}/\text{a}$ 情形下, $T_0 \geq -0.5^\circ\text{C}$ 的冻土区域将退化成不衔接冻土或季节冻土; T_0 在 $-0.5\sim -2.5^\circ\text{C}$ 的稳定冻土 100 a 后也将退化成不衔接冻土. 这是由于环境温度的升高, 多年冻土上限不断增大(表 2), 最终导致暖季形成的最大融化深度在冷季不能完全冻结.

表 2 同时表明, $0.02 \text{ }^\circ\text{C}/\text{a}$ 增温情景下, 年平均地温 $T_{cp} > -0.11^\circ\text{C}$ 和 $T_{cp} > -0.52^\circ\text{C}$ 的区域分别在 50 a, 100 a 后退化成季节冻土或非冻土; $0.052 \text{ }^\circ\text{C}/\text{a}$ 增温情景下, $T_{cp} > -0.45^\circ\text{C}$ 和 $T_{cp} > -1.82^\circ\text{C}$ 的区域分别在 50 a, 100 a 后退化成季节冻土或非冻土.

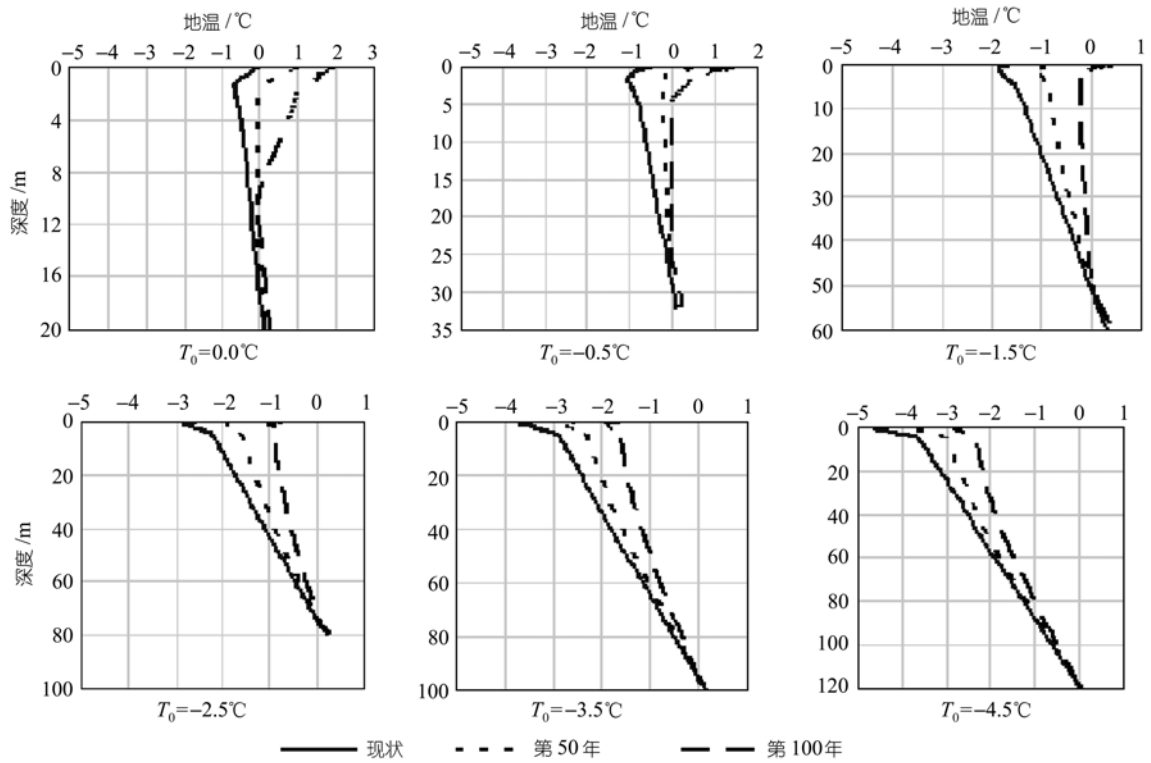


图 1 气温年升温率 0.02 °C/a 情景下的年平均土壤温度

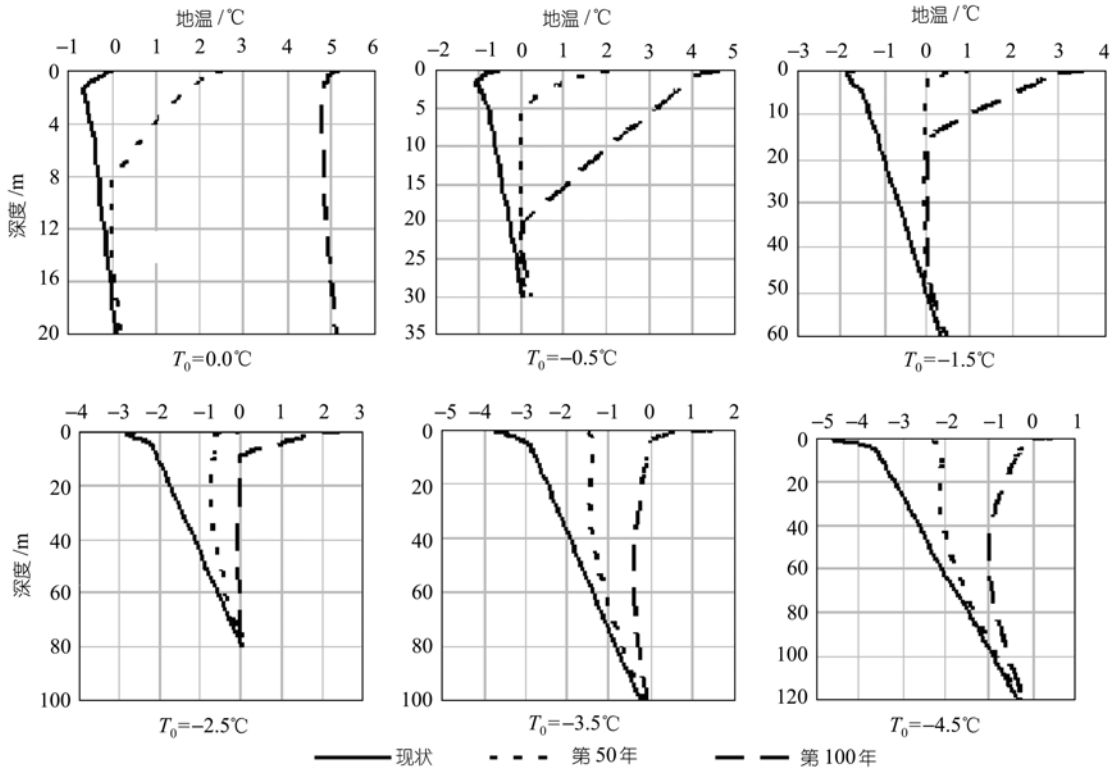


图 2 气温年升温率 0.052 °C/a 情景下的年平均土壤温度

表 2 地表温度、年平均地温、多年冻土上限在气候变暖情景下的演变^{a)}

	$G_t = 0.02/^\circ\text{C} \cdot \text{a}^{-1}$								$G_t = 0.052/^\circ\text{C} \cdot \text{a}^{-1}$							
	年平均地 表温度 /°C	0 a	0.5	0.0	-0.5	-1.5	-2.5	-3.5	-4.5	0.5	-0.5	0.0	-1.5	-2.5	-3.5	-4.5
	50 a	1.5	1.0	0.5	-0.5	-1.5	-2.5	-3.5	3.1	2.1	2.6	1.1	0.1	-0.9	-1.9	
	100 a	2.5	2.0	1.5	0.5	-0.5	-1.5	-2.5	5.7	4.7	5.2	3.7	2.7	1.7	0.7	
年平均地 温/°C	0 a	0.00	-0.11	-0.52	-1.19	-1.90	-2.61	-3.33	-0.01	-0.45	-0.12	-1.11	-1.82	-2.54	-3.23	
	50 a	0.26	0.00	-0.14	-0.72	-1.41	-2.12	-2.84	2.63	0.00	0.00	0.00	-0.58	-1.31	-1.98	
	100 a	2.37	0.10	0.00	-0.21	-0.83	-1.51	-2.22	5.63	1.75	5.01	1.14	0.18	0.00	-0.21	
多年冻土 上限变化 /m	0 a	2.2	2.1	2.0	1.8	1.6	1.4	1.2	2.2	2.0	2.1	1.8	1.6	1.4	1.2	
	50 a	(2.0)	(2.2)	2.2	2.0	1.9	1.6	1.4	(1.6)	(2.0)	(1.8)	2.2	2.0	1.8	1.6	
	100 a	(1.8)	(2.0)	(2.1)	2.2	2.0	1.8	1.6	(1.2)	(1.4)	(1.3)	(1.6)	(1.8)	3.0	2.2	

a) 括号内数据表示季节冻土的季节冻结深度, 其余数据表示多年冻土区的季节融化深度

在环境变暖过程中并非高温冻土地区的地温变化幅度大, 事实上高温地区多年冻土地温变化幅度小, 这主要与冻土的相变有关。然而不大的变幅却引起多年冻土向季节冻土的质变。高温冻土往往位于多年冻土向边缘岛状冻土地带, 一般地层土壤松散, 含水量与有机质含量较高, 容易引起融沉等冻土工程破坏。在这些地段进行冻土工程设计时必须考虑环境升温造成的可能影响, 即便是 50 a 的尺度也不容忽视。

3 未来 50 与 100 a 青藏高原多年冻土平面分布变化

由南卓铜等人^[15]的青藏高原年平均地温回归方程:

$$T_{cp} = -0.83\phi - 0.0049E + 50.63341, \quad (14)$$

利用 GTOPO30¹⁾ 青藏高原 1 km×1 km 分辨率的高程数据, 在 ESRI ArcGIS 8.3 平台上计算青藏高原年平均地温分布现状。根据表 2 预测结果, 介于给出的年平均地温间的值应用简单的线性内插, 然后在

ArcGIS 栅格(Grid)模块的支持下, 计算出青藏高原未来第 50, 100 年的多年冻土平面分布。计算过程在阿尔伯兹(Albers)等积投影系下进行, 确保面积不变形。结果由图 3 和 4 表示。多年冻土的界限由 $T_{cp} = 0.5^\circ\text{C}$ 划定^[21]。

面积统计(表 3)表明, 目前气候背景下, 青藏高原多年冻土面积约 $120.2 \times 10^4 \text{ km}^2$ 。如果气候按升温率 0.02°C/a 变化, 50 a 后多年冻土面积约为 $109.4 \times 10^4 \text{ km}^2$, 面积缩小约 8.8%, 退化主要发生在青藏高原多年冻土边缘 $T_{cp} > -0.11^\circ\text{C}$ 高温冻土地带, 如高原多年冻土南北界、岗底斯山-念青唐古拉山片状冻土区边缘等地; 此后的 50 a 内退化主要发生在目前年平均地温为 $-0.11 \sim -0.5^\circ\text{C}$ 的区域, 从面积上讲变化不大, 与第 50 a 相比仅减少 $5.3 \times 10^4 \text{ km}^2$, 比较明显的退化发生在念青唐古拉山附近的遗留冻土区及祁连山片状冻土区边缘; 第 100 年的青藏高原多年冻土面积为 $104.1 \times 10^4 \text{ km}^2$, 与现在相比退化面积为 $16.1 \times 10^4 \text{ km}^2$, 减少 13.4%。

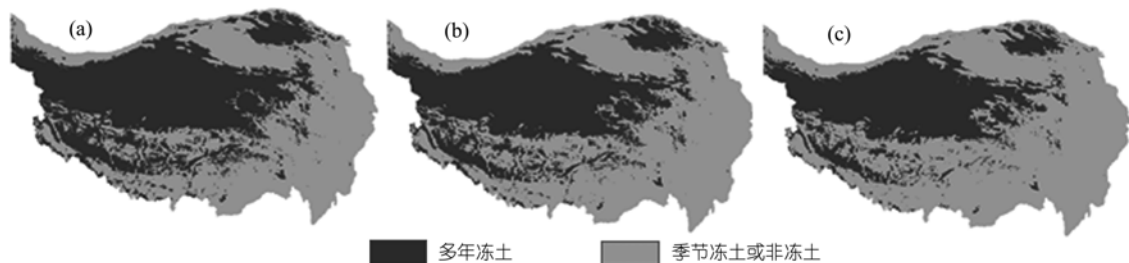


图 3 0.02 °C/a 气候升温情景下青藏高原多年冻土变化
(a) 现状; (b) 第 50 年; (c) 第 100 年

1) USGS GTOPO30. <http://edcdaac.usgs.gov/gtopo30/gtopo30.html>

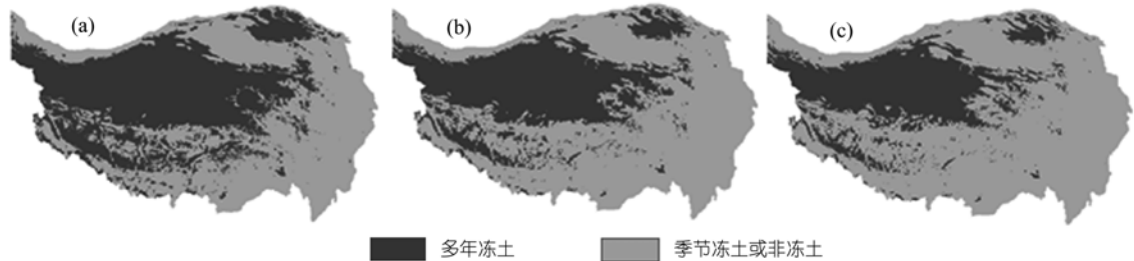


图4 0.052 °C/a 气候升温情景下青藏高原多年冻土变化
(a) 现状; (b) 第50年; (c) 第100年

表3 青藏高原多年冻土未来变化面积统计

气候升温情景 /°C · a ⁻¹	多年冻土 /km ²	季节冻土或非冻土 /km ²
现状	1202140	1417470
50 a 后	0.02	1094010
	0.052	1039990
100 a 后	0.02	1040970
	0.052	653447

按升温率 0.052 °C/a, 50 a 后青藏高原多年冻土面积为 $104.0 \times 10^4 \text{ km}^2$, 退化面积为 $16.2 \times 10^4 \text{ km}^2$, 百分比在 13.5% 左右, 远大于 0.02 °C/a 情景下 50 a 后的退化, 在分布上与 0.02 °C/a 情景 100 a 后的情形近似, 最明显的退化仍发生在多年冻土边缘的岛状冻土区; 100 a 后整个高原面上发生了大规模的多年冻土退化, 多年冻土面积剩余 $65.3 \times 10^4 \text{ km}^2$, 退化面积比例达 46%, $T_{cp} > -2^\circ\text{C}$ 的区域均有可能退化成季节冻土甚至非冻土. 在祁连山、青南、唐古拉东端片状岛状冻土表现得尤为显著, 高原面上保留的主要是羌塘高原大片连续多年冻土与极高山地多年冻土.

4 结论及讨论

本文应用数值方法建立了冻土预测模型, 通过内能函数求解系统内能变化, 再根据内能与温度的关系得到多年冻土温度场. 数值预测结果表明:

1) 气候年增温 0.02 °C 情形下, 50 a 后多年冻土面积约为 $109.4 \times 10^4 \text{ km}^2$, 面积缩小约 8.8%, 退化主要发生在青藏高原多年冻土边缘 $T_{cp} > -0.11^\circ\text{C}$ 高温冻土地带, 100 a 后, 冻土面积减少 13.4%, 目前 $T_{cp} > -0.5^\circ\text{C}$ 的区域可能发生退化.

2) 如果升温率为 0.052 °C/a, 青藏高原在 50 a

后退化 13.5%, 与气候年增温 0.02 °C/a 经 100 a 后情形相当, 而未来 100 a 青藏高原发生更显著的退化, 整个高原面上发生大规模的退化, 多年冻土退化面积达 46%, $T_{cp} > -2^\circ\text{C}$ 的区域均可能退化成季节冻土甚至非冻土, 高原面上保留的主要是羌塘高原大片连续多年冻土与极高山地多年冻土.

实际冻土工程勘探中, 我们发现冻土退化不仅发生在多年冻土边缘地带, 也发生在多年冻土区内的河谷融区、高平原沼泽附近, 而且据现有观测, 青藏高原某些点在近些年还可能降温趋势. 在本文模拟计算中, 受限于高程数据的分辨率及年平均地温回归方程的精度, 较小规模的河谷融区、高平原沼泽多年冻土退化及个别点的升温现象难以得到体现. 但发生此类变化的区域所占面积很小, 对总体青藏高原多年冻土未来变化的影响是可以忽略的. 此外, 根据实测地表温度变化曲线, 温度总是呈波浪式正弦变化的, 本文采用了简化的等时等效升温模式, 可能不适合于短期多年冻土变化的准确预测, 但在目前没有更准确的未来温度变化曲线, 采用等时等效模式是在较长时间尺度上温度变化的一种近似.

参 考 文 献

- 程国栋, 何平. 多年冻土地区线性工程建设. 冰川冻土, 2001, 23(3): 213~217
- Nelson F E, Anisimov O A, Shiklomanov N I. Subsidence risk from thawing permafrost. Nature, 2001, 410: 889~890[DOI]
- 吴青柏, 朱元林, 刘永智. 人类工程活动下冻土环境变化评价模型. 中国科学, D辑, 2002, 32(2): 141~148[摘要] [PDF]
- Nelson F E, Anisimov O A, Shiklomanov N I. Climate change and hazard zonation in the circum-Arctic permafrost regions. Nature Hazards, 2002, 26: 203~225[DOI]

- 5 Instanes A. Climate change and possible impact on Arctic infrastructure. In: Philips M, Springman S M, Arenson L U, eds. Proceedings of the Eighth International Conference on Permafrost, Volume 1. Lisse: AA Balkema Publishers, 2003. 461~466
- 6 Delisle G. Numerical simulation of permafrost growth and decay. *Journal of Quaternary Science*, 1998, 13(4): 325~333[DOI]
- 7 Delisle G, Caspers G, Freund H. Permafrost in north-central Europe during the Weichselian: How deep? In: Philips M, Springman S M, Arenson L U, eds. Proceedings of the Eighth International Conference on Permafrost, Volume 1. Lisse: AA Balkema Publishers, 2003. 187~191
- 8 Anisimov O A. Changing climate and permafrost distribution in the Soviet Arctic. *Physical Geography*, 1989, 10(3): 285~293
- 9 Marchenko S S. A model of permafrost formation and occurrences in the intracontinental mountains. *Norsk Geografisk Tidsskrift*, 2001, 55: 230~234[DOI]
- 10 Malevsky M 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: 1~11[DOI]
- 11 童长江, 吴青柏. 我国西部多年冻土地温带与工程建筑物稳定性. *冰川冻土*, 1996, 18(增刊): 166~173
- 12 王绍令, 赵秀峰, 郭东信, 等. 青藏高原冻土对气候变化的响应. *冰川冻土*, 1996, 18(增刊): 157~165
- 13 Jian N. A simulation of biomes on the Tibetan Plateau and their responses to global climate change. *Mountain Research and Development*, 2002, 20(1): 80~89
- 14 李 新, 程国栋. 高海拔多年冻土对全球变化的响应模型. *中国科学, D 辑*, 1999, 29(4): 185~192
- 15 南卓铜, 李述训, 刘永智. 基于年平均地温的青藏高原冻土分布制图及应用. *冰川冻土*, 2002, 24(2): 142~148
- 16 李述训, 程国栋, 郭东信. 气候持续变暖条件下青藏高原多年冻土变化趋势数值模型. *中国科学, D 辑*, 1996, 26(4): 342~347
- 17 王家澄, 李树德. 青藏公路沿线多年冻土下限面附近的热状况分析. *青藏冻土研究论文集*. 北京: 科学出版社, 1983. 38~43
- 18 南京大学数学系计算数学专业. 偏微分方程数值解法. 北京: 科学出版社, 1979. 70~75
- 19 IPCC. *Climate Change 2001: Scientific Basis*. Cambridge: Cambridge University Press, 2001. 1~79
- 20 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
- 21 程国栋, 王绍令. 试论中国高海拔多年冻土带的划分. *冰川冻土*, 1982, 4(2): 1~17