

青藏高原多年冻土退化过程及方式

吴吉春^{*}, 盛煜[†], 吴青柏, 温智

中国科学院寒区旱区环境与工程研究所, 冻土工程国家重点实验室, 兰州 730000

^{*} 联系人, E-mail: wujichun@lzb.ac.cn;

[†] 同等贡献, E-mail: sheng@lzb.ac.cn

收稿日期: 2009-01-14; 接受日期: 2009-08-31

国家自然科学基金(批准号: 40871040)、中国科学院西部行动计划项目(编号: KZCX2-XB2-10)和冻土工程国家重点实验室研究项目(编号: SKLFSE-ZQ-06)资助

摘要 气候变暖势必引起多年冻土的退化. 基于数值模拟结果, 将多年冻土退化过程按地温的深度剖面曲线形态划分为初始阶段、升温阶段、0 梯度阶段、不衔接阶段和消失阶段. 青藏高原多年冻土多是晚更新世残留, 而全新世期间总体上是一个退化过程. 根据青藏高原几个典型地区多年冻土深孔测温数据, 判断目前高原多年冻土在其退化历史中所处的地位: 高山地区处于升温阶段; 中低山地区处于升温阶段末期; 高平原和河谷盆地的多年冻土处于 0 梯度阶段; 连续多年冻土下界附近及岛状冻土地区, 正处于由 0 梯度向不衔接阶段过渡, 多年冻结层边缘在萎缩, 处于消失阶段. 多年冻结层消融(消失)存在自下而上和自上而下两种方向. 在升温阶段, 多年冻土层中的热通量小于来自下伏地层中的地热通量时, 部分地热流用于多年冻土底板相变耗热, 发生自下而上的消融, 随着多年冻土层中的地温梯度减小, 用于底板消融的热量增加, 直到地温曲线完全达到 0 梯度时, 所有的地热流都用于多年冻土层融化潜热消耗, 但其上部同时存在“热补偿”和“季节补偿”作用可以延缓多年冻土的消失; 对于低温厚层多年冻土, 当地面温度升高至可以抵消热补偿效应时, 活动层中出现热积累, 厚度增加, 直至出现不衔接现象, 同时存在“季节反补偿”作用, 加剧了这一过程.

关键词

青藏高原
多年冻土
退化过程
退化阶段
退化方式

在温室气体影响下, 全球气候变暖已经为大多数研究者所证实和接受. 气候变暖的背景下, 全球环境将发生相应的变化^[1]. 多年冻土做何响应, 除了冻土学者表示浓厚的兴趣外, 作为一种特殊的地质载体, 还引起了其他诸多方面研究者的广泛关注: 寒冷地区湿地沼泽中的多年冻土融化使该地区土壤碳库发生由“汇”向“源”的转化^[2,3]; 多年冻土退化对地质过程产生影响, 诱发地质灾害^[4,5]; 另外, 寒区生态过程的变化、水文形势的改变也与多年冻土有密切关

系^[6-8]. 在我国青藏高原地区, 最受关注的影响后果则是线性工程基础稳定性问题^[9,10]. 多年冻土是地气热量交换长期负积累的结果, 其退化过程总体上表现出与全球气温升高的一致性. 就目前监测结果来看, 全球多年冻土表现出地温升高, 活动层加厚, 厚度减小乃至多年冻结层消失等变化^[11-15]. 这些变化体现了多年冻土从量变到质变的一般规律. 从广义上讲, 凡是出现不利于多年冻土保存的状况均可称为多年冻土退化, 其一般过程表现为地温升高→活

动层加厚→厚度减小→多年冻结层消失→融土, 诸如目前监测结果所反应的上述事实. 从狭义来讲, 多年冻土退化仅指多年冻结层的消融和消失. 金会军等^[16]选择了 60 眼观测深度超过 20 m、连续观测时间 5 年以上的青藏高原多年冻土观测孔地温资料, 通过统计和对比, 将现阶段多年冻土状态按地温曲线形态分为稳定型、退化型和相变过渡型三类, 进而总结出多年冻土存在下引式、上引式和侧引式三种退化方式. Lunardini 推导了多年冻土顶部和底部融化速度及多年冻土完全消失的时间^[17].

将预估的气候情景套用到基于现状统计的冻土-气温关系模型中, 是目前预测未来时间内多年冻土退化程度的主要方法. 已有研究表明: 在未来 100 年内年平均气温升高 2℃ 的情景下, 北半球高纬度地区连续多年冻土区面积可能缩减约 29%~67%, 整个北半球多年冻土区面积可能减少 25%~44%, 冻土边界向北—东北方向退缩^[18], 在 2099 年气温升高约 3℃ 时, 青藏高原多年冻土的消失比例可能达 58%^[19]. 这类成果多来自多年冻土现状统计、表达其静态分布的模型, 是基于经过足够长时间多年冻土与新的气候条件达到平衡下的假设, 没有考虑多年冻土变化的动态过程^[20]. 应用动态模型研究多年冻土未来退化可能更可信, 并且取得了一定进展^[21,22]. 然而, 这些预估研究均是以给出相应气候背景下的多年冻土状态和分布变化为目的, 而没有讨论多年冻土的退化过程和方式.

多年冻土的发展、变化是一个地质历史过程, 目前的状态是历史演替的归宿和未来变化的起点. 因此关注多年冻土的退化过程, 判断目前状态在多年冻土演化历史中所处的地位, 以及多年冻土消融方式, 对于利用已有的监测资料判断多年冻土状态的未变化过程比讨论其范围的退缩幅度具有更现实的意义. 因为很多和多年冻土有密切关系的环境因素和工程稳定性问题均与其状态的变化过程紧密相关. 本文基于多年冻土退化的模拟结果, 结合青藏高原多年冻土勘察基本资料, 对以上问题进行深入探讨.

1 多年冻土退化过程的阶段划分

一般认为, 当年平均地面温度低于冻结温度(0℃)

时, 多年冻土才可以形成和保存, 如果考虑活动层在冻融状态下导热系数的差异, 其下伏多年冻土层冬季散热比夏季吸热效率高, 则地面温度高于 0℃ 时也可形成或保存多年冻土^[21], 这一现象称为热补偿(热偏移)(thermal offset)效应, 地面温度与多年冻土上限处温度差值称为热补偿温度^[23]. 地表覆被和地层水分状况的差异、地面温度与气温之间的复杂关系等决定了热偏移温度在同一地区存在较大差异, 加之区域尺度上的地带性差异, 造成了多年冻土基本状态在空间分布上的复杂性. 地形、地面条件、地层热物理性质差异等使得即使在同一地区相同的气候变化历史背景下, 多年冻土响应具有时间差异, 也造成了多年冻土历史演化的非同步性. 多年冻土响应气候变化而发生变化, 是一个长期而复杂的历史过程. 然而, 由于青藏高原多年冻土连续监测时间较短, 判断多年冻土目前状态在历史进程中的地位显得困难. 利用模型模拟研究多年冻土对气候的响应过程, 虽然建立在一定的假设和简化基础之上, 而且实际气候变化的随机性和不确定性与模型假设的情景相差较远以及参数的时空差异, 使得模拟结果与实际状况有较大出入^[16], 但是这并不影响对多年冻土热状况变化趋势的本质认识^[21]. 将实测资料与模拟结果进行比照分析, 从而判断目前多年冻土所处的历史地位, 进而可以就其未来发展趋势做出预估, 不失为一种可行的手段.

土层中温度传播可近似认为符合热传导规律^[17,21]. 在多年冻土层顶、底板处以及活动层中, 移动相变界面的存在应满足两个条件. 一是温度条件, 因为水在发生相变时温度不变, 在相变界面处地温应该保持水的相变温度不变(计算中一般取为 0℃); 二是热流条件, 是指相变界面处满足能量守恒规律, 可用下式表示:

$$\lambda_f \cdot D_f - \lambda_u \cdot D_u = Q \cdot \xi, \quad (1)$$

式中: λ_f 和 λ_u 分别是冻、融土层的导热系数 ($\text{W} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$), D_f 和 D_u 分别是冻、融土层中的地温梯度 ($\text{K} \cdot \text{m}^{-1}$), Q 是单位体积土的相变热 ($\text{J} \cdot \text{m}^{-3}$), ξ 是界面移动速度 ($\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$, 通常用 $\text{cm} \cdot \text{a}^{-1}$ 量度).

在模型中, 冻融状态下导热系数差异可用分段函数表示, 多年冻土顶、底板处相变潜热以及多年冻土层中不同温度条件下未冻水含量差异引起的相变

潜热以热容的形式加入传热过程^[24]. 由于本文只关注变化的过程而不考虑具体结果, 对参数不做过多要求, 具体的模型描述和参数处理见文献[25].

图1表示了气温以线性方式升温的背景下, 利用考虑未冻水变化及相变的热传导模型模拟多年冻土的退化过程. 截取相同时间间隔的冻土地温剖面, 并根据曲线形态和对应的冻土状况对冻土退化进行阶段划分(如表1所示).

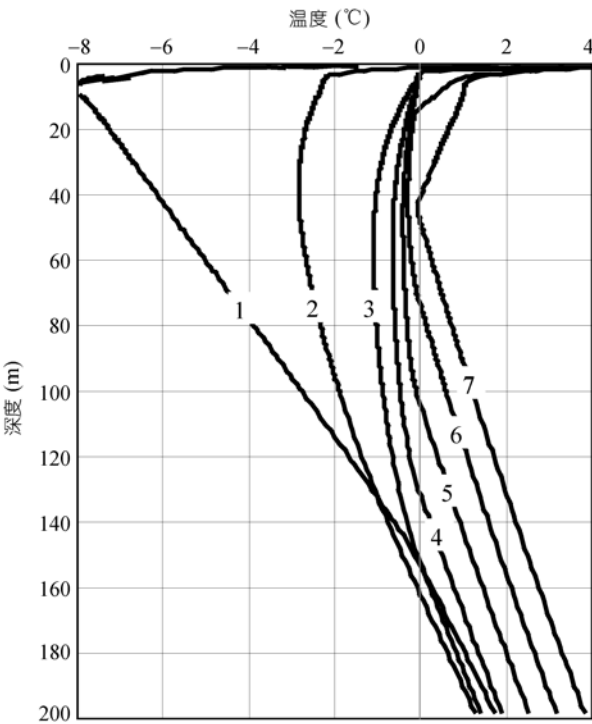


图1 线性升温模式下多年冻土退化过程

图1中, 曲线1冻土地温梯度大于融土的地温梯度(多年冻土层下融土中的地温梯度来自深部地热流, 为叙述方便, 本文称为地热梯度, 计算中假定不变), (1)式左边为正, 多年冻土底板(相变界面)向下移动

(即 ξ 向下为正值).随后受气温升高的影响, 多年冻土层地温自上而下逐步升高, 地温梯度减小, 同时受自下而上的地中热流作用, 使得地温曲线呈现弓形, 地温梯度在冻土层上部为负, 下部为正(一般规定地温随深度增加时梯度为正, 反之为负)(曲线2). 多年冻土厚度较曲线1略有增加, 体现了土层中热量传递的显著滞后. 当地表升温波及到底部且多年冻土层中的地温梯度小于地热梯度时, 多年冻土层底板开始融化, 厚度减小(曲线3), 底板融化的热量主要来自地热流的贡献, 此时仍然具有一定的正地温梯度, 一部分地热流向上散失, 其余部分用于融化多年冻土, 所以其厚度减小较缓慢. 在两端热量持续供给下, 地温曲线逐步被“拉直”, 多年冻土地温曲线呈现出0梯度型(曲线4, 5), 此时多年冻土底部, 地热流几乎全部用于多年冻土的消融, 使多年冻土厚度减小, 同时上部吸收的热量使得地温进一步向相变温度接近. 地面升温向下传递的热量, 一部分由于地层物质热容消耗于升温, 一部分用于地下冰相变使未冻水含量增加. 在低温状态下, 多年冻土层中未冻水含量极小, 说明在升温中极少发生相变, 而相变潜热与土层升温耗热存在量级差别, 所以升温速度很快; 在高温状态下, 特别是接近地下冰相变温度时, 未冻水含量增大, 进入土层的热量大部分用于相变耗热, 地层升温速度减缓, 甚至停止, 这一现象已经被冻土监测所证实^[11,13]. 当地面温度超过热偏移温度时, 冻土地温也已经处于融化临界温度, 表层热量年周转中出现热量盈余, 多年冻土上限开始融化, 最终使得融化深度大于潜在冻结深度^[16], 出现不衔接现象, 从顶部开始融化(曲线6). 计算结果表明, 一旦自上而下融化开始, 其速度十分迅速, 薄层冻土(厚度小于50 m)在20~50年内完全消失, 厚度在100 m左右的冻土层在100~300年内完全消失(曲线7).

表1 图1中各曲线所处阶段划分及对应多年冻土状态

曲线序号	初始阶段	升温阶段		0 梯度阶段		不衔接阶段	消失阶段
	1	2	3	4	5	6	7
多年冻土厚度/m	152	162	152	130	102	73	\
15 m 处地温/℃	-7.5	-2.6	-0.5	-0.3	-0.2	-0.1	0.8
最低地温/℃	-8.0	-2.8	-1.1	-0.6	-0.4	-0.3	0
最低地温深度/m	7	38	56	56	48	41	44

2 目前高原多年冻土所处的退化阶段

多年冻土历史演化研究表明,末次冰期全球多年冻土分布范围极大扩张,全新世尤其是 6~5 kaBP 左右季风转型事件引起的新冰期以后,虽然气候屡有波动,但幅度和持续时间均较小,多年冻土总体上处于(向纬度或海拔升高方向)退缩状态.就青藏高原来说,多年冻土下界附近的冻土地温高、厚度薄.随着海拔高度升高,多年冻土厚度增加、地温降低.多年冻土下界向海拔升高方向的冻土状态空间展布规律对应了一定时间尺度内冻土演化的历史进程,可以称之为“多年冻土的时空对应原则”^[26].我们将多年冻土退化过程中划分的阶段与高原多年冻土测温结果对应,可以推断近年来不同地温状态下的多年冻土退化阶段.由(1)式,由于土层导热系数没有实测数据,多年冻土状态并不能由地温梯度对比单一确定,所以划分的标准取年平均地温值.由表 1,将地温值在-1.0~-0.5℃作为升温阶段向 0 梯度阶段的过渡,低于此地温值区间的地区处于升温阶段.考虑到实际情况地下冰的相变温度低于 0℃,将-0.3~-0.2℃为 0 梯度向不衔接阶段的过渡.

图 2 给出了青藏高原几个典型地区较深的地温监测孔测温曲线,测温地点地理信息列于表 2.对照图 2 和图 1,图 1 中不同时间的多年冻土地温曲线与图 2 中空间不同地点的地温曲线分布具有相似性.以地温和厚度为主要参考依据,对实测地温曲线进行阶段划分.高原上高山地区(如昆仑山、风火山、唐古拉山)多年冻土厚度大于 100 m,年平均地温在-3.0℃左右,处于升温阶段,多年冻土厚度可能变化不大,

地温升高速率很快;中低山地区(五道梁、开心岭等)多年冻土厚度约 40~80 m,年平均地温在-1.0℃左右,则处于 0 梯度初始阶段,地温仍然有明显升高,厚度在很快减小;高平原上河谷、盆地等区域,多年冻土厚度多在 20~60 m,年平均地温在-0.5℃左右甚至更高,已经处于 0 梯度阶段,能够升温的空间不大,主要表现为厚度减小;多年冻土边缘部分在退缩,已经处于消失阶段,如楚马尔河东岸,受河流融区的影响,多年冻土顶部已经出现不衔接,多年冻土地温接近 0℃.

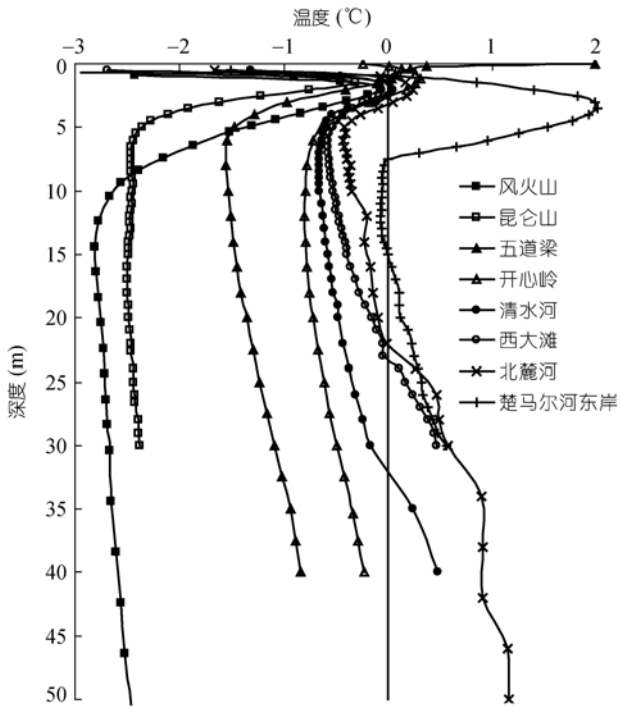


图 2 青藏高原几个深孔实测地温曲线

表 2 图 2 中几个典型阶段多年冻土测温点地理信息

地点	纬度(N)	经度(E)	海拔/m	测温日期(年-月)
风火山	34°41′	92°54′	5100	2002-11
昆仑山	35°37′	94°03′	4772	2001-10
五道梁	35°12′	93°07′	4613	2003-10
开心岭	34°06′	92°21′	4742	2003-11
清水河	35°27′	93°38′	4464	2002-11
西大滩	35°43′	94°06′	4480	2001-10
北麓河	34°51′	92°56′	4628	2002-11
楚马尔河	35°22′	93°27′	4492	2002-11

3 多年冻土消融方式

目前高原多年冻土状态的分布大致体现了垂直地带性,反映了气温的高度递减规律——随着海拔降低、气温升高,多年冻土地温升高、厚度减薄,多年冻结层的消失从低海拔的多年冻土边缘地区向高海拔退缩.处于多年冻土区边缘、厚度持续减小的0梯度阶段多年冻结层消失过程的模拟结果如图3(a)所示.由于多年冻土层地温梯度接近于0,而多年冻土地温也已经达到相变的极限温度,地表增温的热量已经不能靠地温升高来消耗,只能通过年内融化深度加深来适应地表增温.因为存在“热补偿效应”,加之冬季自地面向下存在地温正梯度,有利于多年冻土层上部热量散失,而夏季向下传递的热量因为多年冻土上限以下地温为0梯度而在上限位置受阻,这种对于多年冻土层来说冬季能够有效散热而夏季又能阻止热量持续向下传递的作用可称为“季节补偿”作用(如图4(a)所示,祁连山岛状多年冻土不同时间地温曲线可以说明这种现象的存在,见文献[27]图4和图5).多年冻土上限附近聚集的热量一部分补偿冬季失去的热量,一部分用于活动层的消融,所以活动层增厚速度较小.实际情况中,由于上限附近一般存在高含冰土层,这一速度将更小.时隔近20年在兰州附近马衔山顶重复钻探勘察表明,30 m深度处仍未揭穿多年冻土层,而10 m以下地温均为 -0.2°C ,8月份活动层融化深度为0.7 m左右,活动层厚度不超过1.5 m,与20年前相比变化不大,表明“热补偿”作用和“季节补偿”作用比较显著.多年冻结层减薄的

主要贡献来自底板的融化.当活动层增加到一定深度,出现不衔接现象时,“热补偿”和“季节补偿”对多年冻土层均失去作用,残余多年冻土层从上下两个方向加速消融,很快消失,这一过程如图3中第24年以后的情形.多年冻土边缘地区或冻土岛中的勘察和地温监测已经证实了这一过程,如西大滩西段惊仙谷北口孔1975年到1998年地温监测(见文献[16]中的图2d).

图3(a)反映的是边缘地区0梯度多年冻土自下而上消融的时间过程,应用时空对应思想,将图3(a)横轴看作是水平距离,则反映了多年冻土边缘区的空间分布状态.多年冻土边缘区勘察以及结合地质雷达做出的多年冻结层边缘与之非常相像(图3(b)),说明了模拟结果可信.

工业革命以来,全球气温在加速升高,过去100年是近2000年来升温最快的时期,20世纪末10年是整个20世纪升温最快的10年,未来升温速度可能更快,升温幅度将达到 $2.0\sim 5.8^{\circ}\text{C}$ ^[4].在整个全新世期间,这一幅度更类似于一种突变.这种变化可能会打破多年冻土下界逐步向高海拔萎缩的退化模式,在高原内部连续多年冻土区内,由于当地表温度超出热偏移温度,多年冻土上限处出现不衔接,过程如图5所示.这一过程中,活动层快速升温,到达多年冻土上限附近的热量来不及向下部传递,在多年冻土上限附近形成一个常年高温带.冻结期内此带以上为正梯度,正常散热,以下为负梯度,带内形成正负过渡的0梯度,阻滞了多年冻土层内的热量散失.融化期内上下均形成负梯度,多余的热量可以进入多年

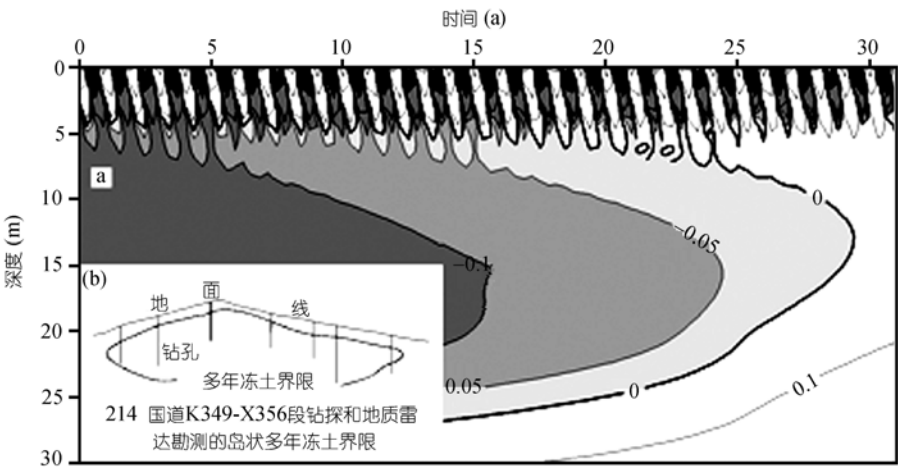


图3 高温薄层多年冻土消融过程(a)与岛状冻土边缘形态(b)

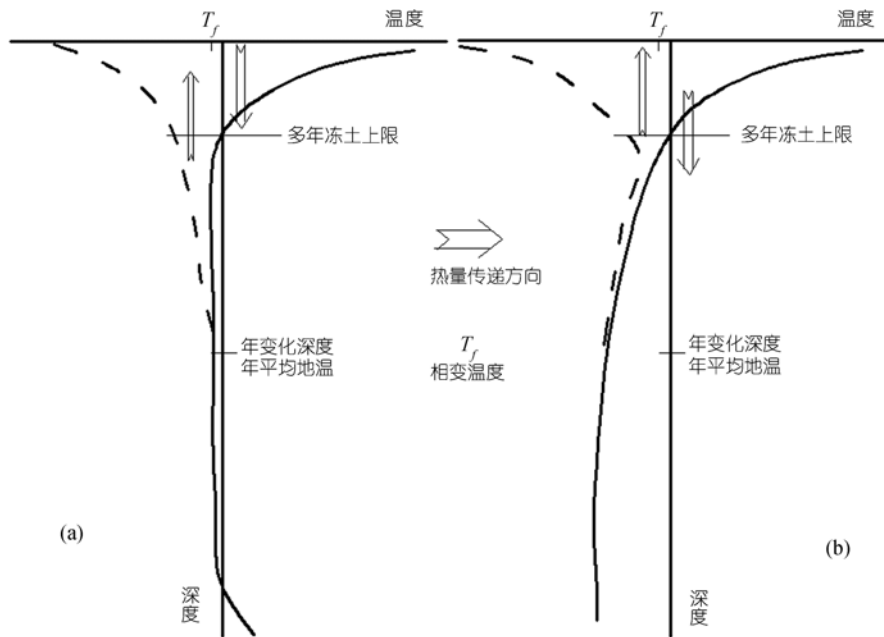


图 4 零梯度多年冻土的“季节补偿”作用(a)和快速升温下低温冻土的“季节反补偿”作用(b)

冻土层内使其升温. 此过程刚好和 0 梯度条件下的“季节补偿”作用相反, 迫使多年冻土上部升温 and 融化, 出现融化夹层, 开始自上而下的融化, 可以称为“季节反补偿”作用(图 4(b)). 融化夹层一旦出现, 多年冻土进入不衔接阶段, 自上而下获得的热量远比自下而上的地热流提供的热量大, 其顶板融化速度大于多年冻土底板的融化速度, 多年冻结层消失很快.

4 讨论与结论

多年冻土的本质是地层中的水分冻结对岩土性状的一种改变, 是一个状态变量. 所以狭义上的多年冻土退化是一个与冻结状态对应的概念, 即指多年冻结层的消融和消失, 是“质变”过程; 同时, 多年冻土是地面热量支出大于收入长期积累的结果, 多年冻土状态与外界气温存在一个动态平衡关系, 如果不考虑多年冻土对气温响应的滞后, 理论上只要气候变暖, 出现不利于多年冻土保存的情况, 从广义上讲其就处于退化状态, 是“量变向质变”的发展过程. 一般文献中并没有严格区别多年冻土退化的广义和狭义涵义, 是因为这两个过程并没有明显的先后次序, 主要表现在地面温度随气温升高, 地温随之自上而下升高, 同时伴随着活动层增厚, 意味着多年冻土就已经开始了消融过程, 当升温波及多年冻土底板

时, 因为地温梯度的调整, 引起底板的融化, 之后多年冻土底板自下而上的消融和活动层的持续增厚始终存在于升温阶段直至过渡到 0 梯度阶段, 虽然这一过程中多年冻土厚度减薄速度很小.

如果不考虑局地因素的影响, 理论上多年冻土的退化过程还和气温升温方式有关. 考察全新世期间的气候变化研究, 可以认为气温存在突变(短期内大幅变化)和渐变(长期内低幅变化)两种升温方式. 图 1 划分的退化阶段是渐变背景下(线性升温)的模拟结果, 高原多年冻土分布的总体特征反映了气温递减率控制下多年冻土状态随海拔的变化趋势, 也具有某些线性特征, 比如地温随海拔升高而降低, 厚度随之增大等, 空间的线性特征与图 1 中不同阶段冻土状态具有的相似性, 说明模拟的假设前提是合理的, 这和近 2000 年来气温的平均变化^[28,29]是相符的. 地面温度的突变升温会导致图 5 所示结果的发生, 只要出现不衔接, 多年冻土会很快消失. 目前青藏高原连续多年冻土区内某些融区的出现, 特别是深埋藏多年冻土层的发现^[30], 说明这种情况不是偶然的. 地面温度的突变升温可能来自地面状况的改变, 如植被的破坏、动水被覆盖等, 青藏公路沥青路面敷设以后下覆多年冻土的变化^[31,32]是可以检测到的最好证明;

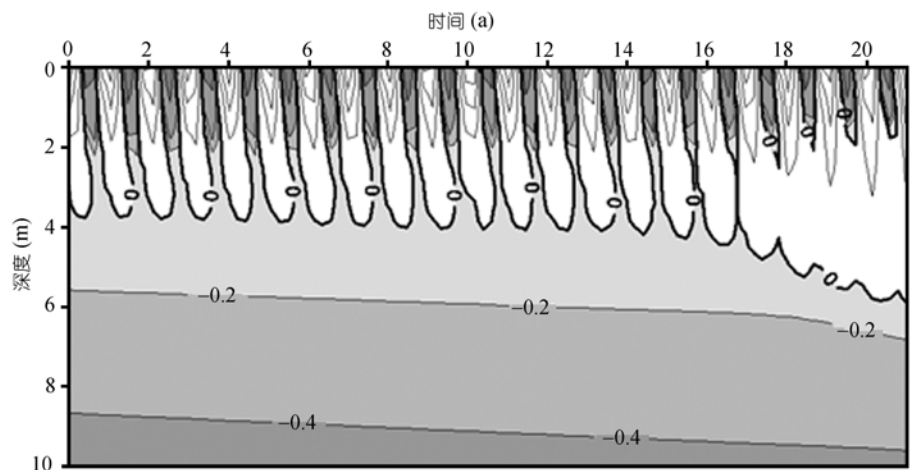


图5 厚层多年冻土融化夹层形成过程

也可能来自气温的突变,如在十几米深度处发现古冻土上限^[33]。

气温并非是多年冻土的唯一影响因素,就某一局地来说,除气温因素之外,地形、地面状况、地层性质、雪盖等都显著影响多年冻土存续和状态^[34],有时局地因素甚至在小的时间尺度和空间尺度内对多年冻土的影响占主导作用^[35],这决定了多年冻土分布的复杂性,同时也导致多年冻土在退化过程中非同步和同幅,使问题复杂化。然而相比多年冻土变化的时间尺度,人类监测其变化的时间几乎是其中的一瞬,多年冻土的历史分布变化可以从某些冰缘构造(如冰楔假形、砂楔、古冻胀丘遗迹、地层中的冻融挠曲等)中判读^[36],而其退化的过程和方式则很少留有可资参考的证据,利用模型模拟研究是一个理想选择。不仅简化了地表、地中的传热过程,而且模型中的参数和气候变化的不确定性限制了对多年冻土退化过程的细节探讨。然而,利用模拟方法至少可以了解其一般性规律,对未来气候变暖背景下的多年冻土退化提供一个方向性的预估是有价值的。局地因素影响下多年冻土的退化过程如何,需要明了其作用机理,并且合理参数化,这些还需要进一步的工作。

本文基于模拟结果,结合理论推导和对青藏高原多年冻土的勘察认识,探讨了青藏高原背景下高

海拔多年冻土退化的一般过程和基本规律,得到如下几条结论:

(1) 在持续升温背景下,多年冻土退化可以划分为升温阶段(地温快速升高,厚度变化不大),0 梯度阶段(地温升高幅度不大,厚度从下部迅速减小),不衔接阶段(出现融化夹层,多年冻土自顶部开始融化),消失阶段(上下两个方向的融化使多年冻土消失)。

(2) 利用时空对应原则,判断青藏高原目前多年冻土的退化阶段:高山地区多年冻土处于升温阶段,地温快速升高,厚度很大,且变化较小;低山丘陵地区多年冻土处于升温阶段向 0 梯度过渡阶段,厚度减小较快,同时有较大的升温;高平原地区处于 0 梯度发展阶段,主要表现为厚度减小;多年冻土边缘及大部分岛状冻土区处于 0 梯度的最后阶段,多年冻土冻结层边缘多年冻土在消失。

(3) 多年冻土消融存在两个方向——自上而下和自下而上。不同退化阶段和气温变化幅度下,消融的主导方向不同。由于存在“热补偿效应”和“季节补偿”作用,可以延缓 0 梯度多年冻土自下而上为主导方向的消融;升温阶段的多年冻土在气温大幅快速升高的条件下,会出现融化夹层,由于多年冻土上限附近存在一个常年高温带,在“反季节补偿”作用下,将会加速消融。

致谢 感谢两位匿名评审人对本文提出的中肯意见及建议。

参考文献

- 1 Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC). Global climate projections. In: Solomon S, Qin D, et al., eds. Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Cambridge and New York: Cambridge University Press
- 2 Zimov S A, Schuur E A G, Chapin III F S. Permafrost and the global carbon budget. *Science*, 2006, 312: 1612—1613[doi]
- 3 Turetsky M R, Wieder R K, Vitt D H, et al. The disappearance of relict permafrost in boreal north America: effects on peatland carbon storage and fluxes. *Glob Change Biol*, 2007, 13: 1922—1934[doi]
- 4 Lyle R, Hutchinson D J. Influence of degrading permafrost on landsliding processes: Little Salmon Lake, Yukon Territory, Canada. In: Nadim F, Pöttler R, Einstein H, et al, eds. Geohazards: ECI Symposium Series. Volume P7. Berkeley: The Berkeley Electronic Press, 2006. 1—10
- 5 Fischer L, Kääb A, Huggel C, et al. Geology, glacier retreat and permafrost degradation as controlling factors of slope instabilities in a high-mountain rock wall: the Monte Rosa east face. *Nat Hazards Earth Sys Sci*, 2006, 6: 761—772
- 6 Smith L C, Sheng Y, Macdonald G M, et al. Disappearing Arctic lakes. *Science*, 2005, 308: 1429[doi]
- 7 Vitt D H, Halsey L A, Zoltai S C. The changing landscape of Canada's western boreal forest: the current dynamics of permafrost. *Can J For Res-Rev Can Rech For*, 2000, 30: 283—287[doi]
- 8 张森琦, 王永贵, 赵永真, 等. 黄河源区多年冻土退化及其环境反映. *冰川冻土*, 2004, 26(1): 1—6
- 9 Wu Q B, Dong X F, Liu Y Z, et al. Responses of permafrost on the Qinghai-Tibet Plateau, China, to climate change and engineering Construction. *Arct Antarct Alp Res*, 2007, 39(4): 682—687[doi]
- 10 Jin H J, Wei Z, Wang S L, et al. Assessment of frozen ground conditions for engineering geology along the Qinghai-Tibet Railway and Highway. *Eng Geol*, 2008, 101: 96—109[doi]
- 11 Osterkamp T E. Characteristics of the recent warming of permafrost in Alaska. *J Geophys Res*, 2007, 112: F02S02[doi]
- 12 Pavlov A V. Permafrost-climate monitoring of Russia: analysis of field data and forecast. *Polar Geogr*, 1996, 20(1): 44—64[doi]
- 13 Wu Q B, Zhang T J. Recent permafrost warming on the Qinghai-Tibetan Plateau. *J Geophys Res*, 2008, 113: D13108[doi]
- 14 Sharkhuu N. Recent changes in the permafrost of Mongolia. In: Phillips M, Springman S M, Arenson L U, eds. Proceedings of the 8th International Conference on Permafrost, 21—25 July 2003, Zurich, Switzerland. A.A. Balkema, Lisse, the Netherlands. 2003. 1029—1034
- 15 Harris C, Mühl D V, Isaksen K, et al. Warming permafrost in European mountains. *Glob Planet Change*, 2003, 39: 215—225[doi]
- 16 金会军, 赵林, 王绍令, 等. 青藏公路沿线冻土地温特征及退化方式. *中国科学 D 辑: 地球科学*, 2006, 36(11): 1009—1019
- 17 Lunardini V J. Climatic warming and the degradation of warm permafrost. *Permafrost Periglacial Process*, 1996, 7: 311—320[doi]
- 18 Anisimov O A, Nelson F E. Permafrost zonation and climate change the Northern Hemisphere: results from transient general circulation model. *Clim Change*, 1997, 35: 241—258[doi]
- 19 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: 地球科学*, 1999, 29(2): 185—192
- 20 Nelson F E, Outcalt S I. A computational method for prediction and regionalization of permafrost. *Arct Alp Res*, 1987, 19(3): 279—288[doi]
- 21 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拟. *中国科学 D 辑: 地球科学*, 1996, 26(4): 342—347
- 22 南卓铜, 李述训, 程国栋. 未来 50 与 100 年青藏高原多年冻土变化情景预测. *中国科学 D 辑: 地球科学*, 2004, 34(6): 528—534
- 23 Smith M W, Riseborough D W. Climate and the limits of permafrost: a zonal analysis. *Permafrost Periglacial Process*, 2002, 13: 1—15[doi]
- 24 徐敦祖, 王家澄, 张立新. 冻土物理学. 北京: 科学出版社, 2001. 1—351
- 25 Wen Z, Sheng Y, Ma W. Numerical evaluation of EPS application to embankment of Qinghai-Tibetan highway. *Cold Region Sci Tech*, 2005, 41: 235—247[doi]
- 26 丁德文, 郭东信. 青藏高原多年冻土发育历史的初步探讨. 见: 中国科学院兰州冰川冻土研究所, 编. 中国地理学会冰川冻土学术会议论文选集(冻土学). 北京: 科学出版社, 1982. 78—82
- 27 吴吉春, 盛煜, 于晖, 等. 祁连山中东部的冻土特征(II): 多年冻土特征. *冰川冻土*, 2007, 29(3): 426—432
- 28 Thompson L G, Yao T, Davis M E, et al. Tropical climate instability: the Last Glacial cycle from a Qinghai-Tibetan ice core. *Science*, 1997, 276: 1821—1825[doi]
- 29 康兴成, Graumlich L J, Sheppard P. 青海都兰地区 1835 年来的气候变化——来自树轮资料. *第四纪研究*, 1997, 1: 70—75

- 30 王绍令, 罗祥瑞, 郭鹏飞. 青藏高原东部冻土分布特征. 冰川冻土, 1991, 13(2): 132—140
- 31 盛煜, 刘永智, 张建明, 等. 青藏公路多年冻土路基内的热状况. 自然科学进展. 2002, 12(8): 839—844
- 32 吴青柏, 施斌, 刘永智. 青藏公路沿线多年冻土与公路相互作用研究. 中国科学 D 辑: 地球科学, 2002, 32(6): 514—520
- 33 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
- 34 周幼吾, 邱国庆, 郭东信, 等. 中国冻土. 北京: 科学出版社, 2000. 1—46
- 35 Shur Y L, Jorgenson M T. Patterns of permafrost formation and degradation in relation to climate and ecosystems. Permafrost Periglacial Process, 2007, 18: 7—19[[doi](#)]
- 36 王保来, 费兰奇 H M. 土楔和冰楔假型及其古气候意义. 冰川冻土. 1991, 13(1): 67—76