

季节冻结和融化层中未冻水的单向积聚效应

程 国 栋
(中国科学院兰州冰川冻土研究所)

在多年冻土区和深季节冻土区的细粒土地段,铁路、公路、水工、房建等工程冻害防治的关键问题之一是揭示已冻土,正冻土和正融土中水分迁移的规律性。以往的工作多致力于研究正在冻结土内尚未冻结部份中的水分向冻结锋面迁移的现象。近年来的研究进一步发现,在已经冻结的土中以及在正冻和正融土的冻结部份中的水分迁移十分重要,不容忽视^[1-4]。我们的工作则发现,季节冻结和融化层的冻结部份中的未冻水迁移,有明显的规律性:经一年的冻-融循环后,在季节冻结层中水分最终向上迁移;而在季节融化层中,水分则最终向下迁移,并在多年冻层上部积聚。我们把这一规律叫作季节冻结和融化层的冻结部份中未冻水的单向积聚效应。它对指导冻害防治有重要意义。

这一效应主要是由未冻水含量与温度的非线性关系及季节融化层中地温呈负梯度时外界水源的补给所造成的。

一、未冻水含量与温度的非线性关系对水分迁移的影响

未冻水含量与温度的关系是非线性的,剧烈相变区处在接近 0℃ 的温度范围内。这一特

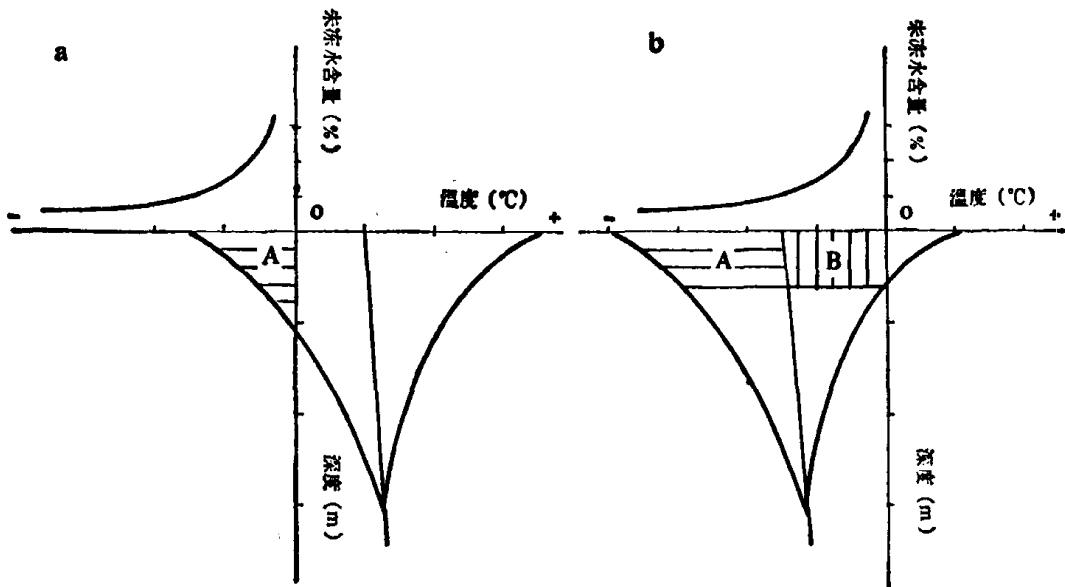


图 1 季节冻结和季节融化层中的地温包络线和未冻水含量与负温的关系曲线

a. 季节冻结层; b. 季节融化层; A. 正梯度区; B. 负梯度区

本文 1981 年 5 月 3 日收到。

点使季节冻结层和季节融化层中的水分迁移向着完全相反的方向进行。

假设地温呈性线分布,此时可近似地认为:在负温情况下,当季节冻结和融化层中的地温高于年平均地温时,地温梯度为负值(图1中B部份),此时水分向下迁移;而当地温低于年平均地温时,地温梯度为正值(图1中的A部份),此时水分向上迁移。

由图1可见,对季节冻结层而言,情况较为简单。负温时,地温梯度多为正值,且剧烈相变区位于正梯度范围内,所以水分向上迁移。我们于1972年在祁连山热水2号试验路堤冬季含水量变化的观测中^[5],曾记录到从1月至4月,已经冻结的由碎石亚粘土组成的季节冻层(与多年冻层不衔接)的上部含冰量增大(顶部20公分因地下冰升华而脱水),而下部的含冰量则减少的现象(图2),证实了这一点。

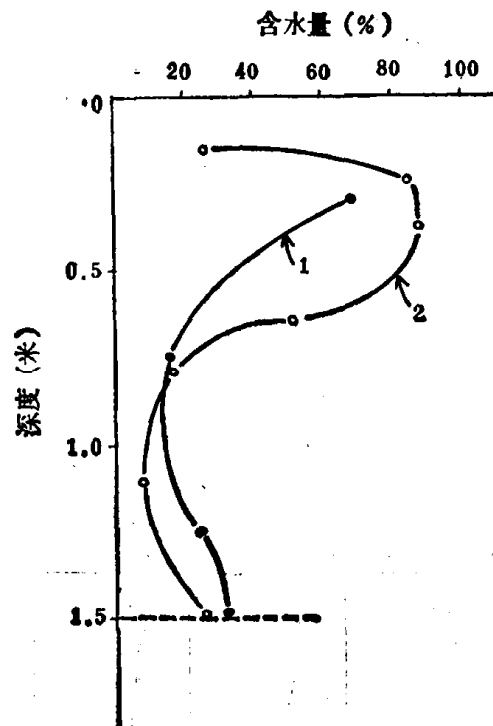


图2 祁连山热水2号试验路堤1972年冬季含水量变化
1——1月17日含水量曲线; 2——4月5日含水量曲线

对季节融化层,负温时既有正梯度,也有负梯度,情况较为复杂。由图1b可见,正梯度时的水分向上迁移大多是在非剧烈相变区发生的,而负梯度时的水分向下迁移则是在剧烈相变区发生的,因此向下迁移的水量必然要超过向上迁移的水量,作为一年冻-融循环的纯结果是造成负温时季节冻结和季节融化层中的未冻水最终向着两个截然相反的方向积聚。

二、负梯度时外界水源的补给

一般讲,正梯度时的未冻水向上迁移,仅仅是已经冻结土中未冻水的重分布,是在“封闭”系统中进行的,而负梯度时的水分向下迁移,则有相当一部份是在有外界水源补给的情况下,即在所谓的“开敞”系统中进行的,从而造成了向下迁移水量的进一步增加,加强了水分的单向积聚效应。负梯度时,“开敞”系统条件下的水分向下迁移,主要发生在由多年冻土自下而上冻结和季节融化层的自上而下融化时。

(1) 自下而上冻结时,水分向冻结锋面后方已冻土中的迁移。

在季节冻结层自上而下冻结时,发生水分向冻结锋面后方迁移的现象^[2]。早在1963年唐树椿等已在东北某天然场地的观测中发现冻结锋面后方分凝成冰所伴生的冻胀现象。他们测得在埋深1.2—1.6米的已冻亚粘土中,由于冻结锋面后方的水分迁移和分凝成冰而产生的冻胀为该层土总冻胀量的16.4%。

在季节融化层中,当发生由多年冻层自下而上冻结时,也有同样的现象发生。而且与自上而下冻结相比,自下而上冻结具有更有利的水分迁移条件,表现为:(1)由于多年冻层作为隔水底板存在,所以自下而上冻结的开始阶段,往往是在含水量大的土层中发生的,此时,冻结锋面上融土中的水分可能向下方已冻土中迁移,即对冻结锋面后方的已冻土而言,水分迁移是在“开敞”系统中进行的;(2)与自上而下冻结相比,自下而上冻结的速度相对较慢。如青藏高原风火山地区,自上而下冻结速度平均为3.86厘米/天,而自下而上冻结速度仅为1.02厘米/天^[6],更有利于水分迁移和分凝成冰。

(2) 自上而下融化时,水分向融化界面下仍然冻结部份的迁移。

Ершов 等^[2]的实验发现,当冻土自上而下融化时,在融化界面下的仍然还冻结的土中,由于水分迁移而发生冻土中原有冰透镜厚度的增加,以及新的冰透镜的生长,并伴随有冻胀。我国于现场观测中也曾记录到这种现象。1976年,兰州大学现代物理系和铁道部西北科研所,在青藏高原风火山地区用中子法进行的水分动态观测中发现,在季节融化层的融化过程中,融化界面下的含水量,普遍有增加(图3)。每年融化期末,不论是天然场地,还是路堤,多年冻层上部的含水量较之融化开始时都有增加。在天然场地中观测到上限处含水量增加达12.2%。

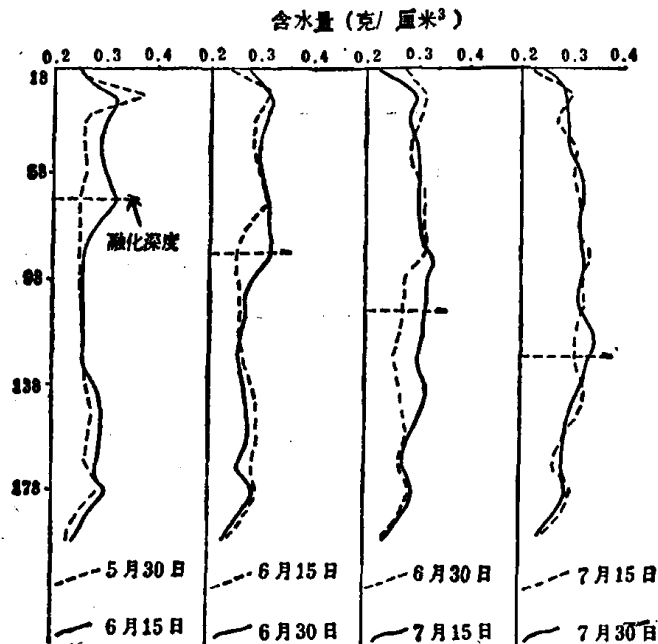


图3 青藏高原风火山 DK0 + 295 - 4 孔不同融化深度时的含水量分布

与自下而上冻结一样,在季节融化层中,当发生自上而下融化时,融化界面下仍然还冻结土中的水分迁移和分凝成冰作用,是在地温梯度为负值,且有外界水源补给的条件下发生的。但与前者相比,自上而下融化时的条件更有利于水分迁移,表现为:1)在达到最大季节融化

深度时,雨季已过。此时土层一般要受到一定的疏干作用,在自下而上冻结开始时,土的含水量已有一定程度的减少。在自上而下融化的情况下,融化界面之上经常聚积着上部冰夹层融化产生的水。特别在到达最大融化深度时,由于季节融化层底部通常为富含地下冰的土层,故其融化后,常常使得上限以上的土层处于饱和或过饱和状态,成为向多年冻层中迁移水流的充沛补给源。2) 季节融化层的融化为单向融化,而冻结为双向冻结,所以自上而下融化速度比自下而上冻结速度要小得多,这在上限附近更是如此。3) 对自下而上冻结而言,产生大的水分迁移的温度条件是要求多年冻土有低的年平均地温,但这又使得冻结速度加快,不利于水分迁移,两者是矛盾的。在自上而下融化的情况下,多年冻土年平均地温越低,则其融化速度越慢,从而越有利于水分迁移,两者是统一的。

在季节冻结层中,发生着双向融化,其速度较快,且存在时间又短,所以这部份迁移水量意义不大。

如上所述,由于未冻水含量与温度的非线性关系的影响,以及季节冻结和融化层中水、温状况的特点,使未冻水的单向积聚效应得以增强。在季节融化层的情况下,每年向下迁移的水量均能在多年冻层上部得以保存。这样,年复一年地积聚,使多年冻层上部含冰量逐年提高。因此,季节冻结和融化层中未冻水的单向积聚效应,为解释多年冻层上部厚层地下冰的形成提供了理论依据。

参 考 文 献

- [1] Лагов П. А. и Пармузина О. Ю., *Материалы к 3 международной конференции по мерзотоведению*, Изд-во "Наука", Новосибирск, 1978, 56—59.
- [2] Ершов Э. Д. и др., *Сб. мерзлотные исследования*, Изд-во МГУ, М., 18(1979), 179—192.
- [3] Mackay, J. R., *Can. J. Earth Sci.*, 17(1980), 996—1006.
- [4] Romkens, M. J. M. & Miller, R. D., *J. Colloid and Interface Sci.*, 42(1973), 103—111.
- [5] Cheng, K. T., Tung, P. L. & Lo, H. B., *Proc. Third Int'l. Conf. Permafrost.*, 2(1978), 199—222.
- [6] Huang, X. M., Yang, H. R. & Liu, T. I., *Proc. of Sympo. on Qinghai-Xizang Plateau (Abstract)*, 1980, 266—267.