

青藏高原五道梁附近多年冻土活动层 冻结和融化过程

赵林 程国栋 李述训 赵新民 王绍令

(中国科学院寒区旱区环境与工程研究所国家冻土工程重点实验室, 兰州 730000. Email: linzhao@ns.lzb.ac.cn)

摘要 对约占青藏高原总面积 2/3 的多年冻土活动层进行了监测研究. 通过对青藏高原五道梁附近地温和水分观测资料的分析, 依据活动层中温度变化过程和水热的传输特征, 把活动层的冻融过程划分为 4 个阶段, 即夏季融化过程(ST)、秋季冻结过程(AF)、冬季降温过程(WC)和春季升温过程(SW). 在夏季融化和秋季冻结过程中, 活动层中水热耦合特征较为复杂, 水分的迁移量极大, 而在其余两个阶段, 活动层中的水分迁移量较小, 热量主要以传导方式传输. 在不同冻融阶段, 活动层中的水热耦合过程伴随着水分输运的不同方式而发生变化. 经过整个冻融过程后, 多年冻土上限附近的水分含量趋于增大, 这也是多年冻土上限附近厚层地下冰发育的主要原因.

关键词 活动层 冻融过程 水热耦合

多年冻土是通过活动层、植被和雪盖与大气相互作用而形成和发展的, 多年冻土与大气间的相互作用主要通过活动层中的水、热动态变化过程而实现; 另外, 在全球和区域气候变暖的背景下, 多年冻土中储藏的碳水化合物将随活动层的增厚逐步释放到大气中, 从而进一步影响局域甚至全球气候变化. 这些又与活动层冻融过程中的水热状况及输运特征有着密不可分的关系.

据 IPCC 报告预测, 全球的平均气温在未来 1 个世纪中将以每 10 年 0.3°C 的速度上升, 高纬度和高海拔地区上升的幅度可能更大^[1]. 文献资料^[2~4]表明, 阿拉斯加北部活动层温度在过去 10 年中的年际变化与全球气温的变化特征有着极好的相关关系, 在我国青藏高原也发现类似的现象^[5]. 只有揭示活动层在现代气候条件下的冻结和融化特征, 才能预测其在全球变暖背景下的变化, 才能从活动层和多年冻土温度变化过程中提取出气候变化的信息.

本文通过对青藏高原五道梁附近地温和土壤水分观测资料的分析, 把活动层的冻融过程划分为 4 个阶段, 并对各个阶段的水热输运过程以及水热耦合特征进行了分析. 文中的温度资料取自 1996 年 6 月至 1998 年 5 月五道梁观测场的地温资料, 该观测场位于青藏公路沿线五道梁南 7 km 的低山丘陵区, 海拔高度 4 735 m. 地温观测是在 0, 20, 40, 80, 160 和 320 cm 深度处利用 DT600 数采仪进行 1 小时 1 次自动记录, 从 4.00 ~ 17.50 m 深度上进行 5 天一次的自动记录, 测温探头是 AD590 集成电路元件, 精度为 0.1°C ; 中子水分测量记录是 1997 年 6 月至 1998 年 8 月同一观测场的资料, 该项观测每月进行 3 次, 每次分别对 10 ~ 220 cm 深度上的共 22 个深度利用 CNC503DR 型中子水分仪进行水分测量, 观测精度为 3%. 观测场位于向西南倾斜的缓坡(坡度约 3%)上, 地层由风积和泥流沉积物组成, 表层 20 cm 为风成砂, 20 ~ 70 cm 为含砾砂土, 70 cm 以下为砂砾土, 其中 160 cm 以下为厚层地下冰层. 观测场附近的多年冻土上限在 150 ~ 180 cm 之间, 地表植被为高山草甸草原植被, 植被盖度 50%左右.

1 多年冻土活动层的冻结和融化过程

与美国阿拉斯加北部^[6]相似, 青藏高原五道梁观测场附近活动层的冻结过程也是首先从活动层底部向上开始发展的. 如果把 0℃作为观测场附近土壤的冻结温度, 从图 1 可以看出, 1996 年和 1997 年两年中, 测点附近活动层的冻结过程是从 9 月中旬开始由下向上缓慢发展的, 此时地面温度在 4℃左右; 9 月下旬(1997 年)到 10 月中旬(1996 年)开始从地表迅速向下冻结, 开始了多年冻土区特有的双向冻结过程; 到 10 月中下旬, 活动层的冻结过程结束. 3 月下旬, 地表附近就偶有日冻融过程发生, 从 4 月初开始, 形成了稳定的夜冻结和昼融化现象, 而活动层的融化是从 4 月底开始向下发展的, 到 9 月中旬融化到最大深度(图 1).

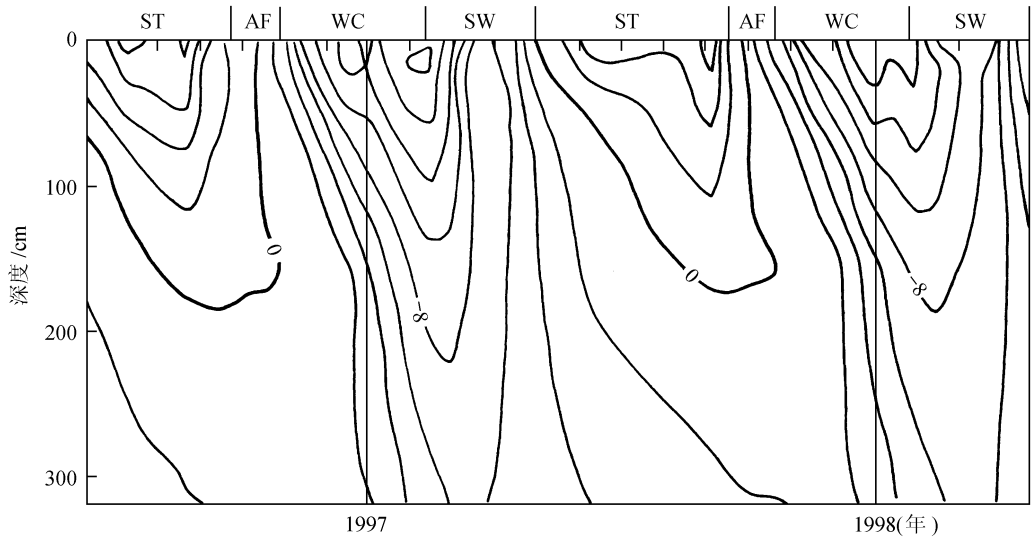


图 1 青藏高原五道梁观测场地温等值线图

根据在年冻结融化过程中活动层水热状况的不同特征, 把活动层的年变化过程划分成 4 个阶段(图 1 和 2), 即夏季融化过程(ST)、秋季冻结过程(AF)、冬季降温过程(WC)和春季升温过程(SW).

(1) 夏季融化过程(ST). 活动层的夏季融化过程是指活动层由地表向下融化开始(4 月底)至融化到最大深度结束(9 月中)的整个过程. 此时活动层温度从地面开始向下随深度增加逐渐降低, 活动层处于吸热过程中, 热量传输由上向下, 融化锋面逐渐向下迁移. 水分输运以由上向下为主, 具体表现出以下几个特点: (i) 随着融化锋面的下降, 位于其附近的自由水在重力作用下向下迁移(图 2), 由于融化锋面附近的温度处于 0℃附近, 这些水分的重力输运所引起的热量传输量较小; (ii) 地表到融化锋面间的水分迁移过程较为复杂, 在天气有降水时, 在重力作用下, 水分逐渐由地表向融化锋面渗透, 其余时间, 随着地面水分蒸发, 在毛细管力的作用下, 土壤中的水分向地表迁移; 另外, 在这一层土壤的不饱和土中, 存在着水汽对流现象; (iii) 融化锋面之下到年最大融化深度的土壤一直处于冻结状态, 在温度梯度的驱动下, 水分向下迁移. 在夏季的融化过程中, 活动层中热量的传输过程极为复杂, 融化锋面之上的热量传输方式有传导性热传输、非传导性热传输, 而且两种热量传输过程均非常活跃; 而融化锋面之下, 传导性热传输占绝对优势.

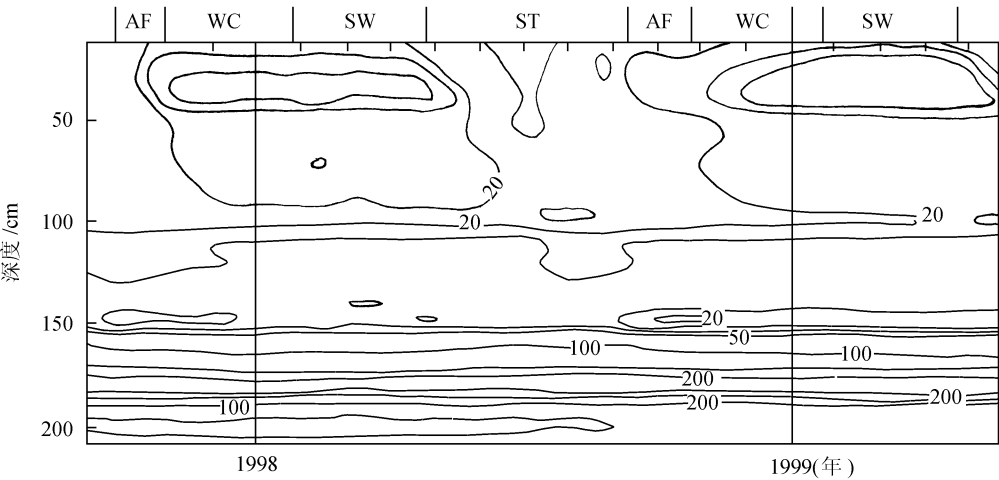


图 2 活动层中含水量等值线图

(2) 秋季冻结过程(AF). 活动层融化到最大深度后开始由底部向上冻结, 从此开始了秋季的冻结过程, 一直到活动层全部冻结结束为止(图 1 和 2). 活动层的秋季冻结过程可以划分为两个阶段, 即由下向上的单向冻结阶段和“零幕层”阶段. 单向冻结阶段从由底部开始向上冻结始, 到地表开始形成稳定冻结止; 而“零幕层”阶段从地表开始形成稳定冻结始, 到冻结过程全部结束止.

在单向冻结阶段, 活动层基本上仍是一个开放体系, 至少在白天的一些时段存在着与大气间空气的对流和水分的交换. 活动层温度底部低, 中间部分或上部略高, 温度梯度较小, 且仍在逐渐减小. 活动层的上部在日间从大气中吸热, 夜间向大气中放热, 与大气间日均热交换量处于较为平衡状态. 而在活动层底部, 随着冻结锋面向上的移动, 水分在温度梯度的驱动下从融化层向冻结锋面迁移、冻结, 并有继续向下迁移的趋势, 热量从融化层向冻结层传输; 在尚未冻结的融化层中, 除由于较小的温度梯度驱动的传导性热量传输外, 还有因水汽对流引起的对流性热传输, 并逐渐占据热量传输的主导地位.

在“零幕层”阶段, 活动层中进行着双向冻结过程, 活动层与大气间的水气交换被地表的冻结层阻隔, 成为一个封闭体系, 活动层中的温度是中部高、两端低, 而两个冻结锋面之间的融化层温度为 0°C 或略高于 0°C , 传导性热传输不再能通过这一层向上或向下传输. 根据“零幕层”的发展特征, 又可以划分为两个阶段, 即快速冻结阶段和相对稳定冻结阶段(图 1).

从地表形成稳定的冻结层开始, 融化层上部的冻结锋面在不到 10 天内快速向下移动了约 1.10 m, 融化层下部的冻结锋面也在缓慢地上移(图 1). 同时, 融化层中水分不断向冻结锋面迁移、冻结(图 2), 热量也在水相变放热的过程中从活动层中部向上下两侧传输, 从而使此时整个活动层中的温度梯度逐渐变小. 自然, 水分与热量同步耦合传输是这个阶段热量传输的主要方式. 之后, 分别于 1996 年 10 月 10 日和 1997 年 10 月 5 日左右, 两个冻结锋面间融化层的厚度减小到 50 ~ 60 cm, 此时, 整个未冻结土层的温度稳定在冻结温度附近, 冻结锋面从上向下的移动速率也明显减小, 这就是“零幕层”的相对稳定冻结阶段. 在这一阶段, 水分继续从融化层向两侧的冻结锋面迁移, 并在冻结锋面处冻结、放热, 可以说, 此时融化层中的热

量传输完全是通过水热同步耦合传输实现的,而活动层的其余部分则以传导性热量传输为主.这种状况持续约半个月后,结束了融化层的冻结过程.

(3) 冬季降温过程(WC). 在活动层的冻结过程全部结束后,开始了温度快速降低的活动层降温过程,一直持续到次年的元月中下旬(图 1). 这一阶段活动层中的温度上部低、下部高,梯度逐渐增大,传导性热传输为这一阶段热量传输的主要方式,同时伴有少量由温度梯度驱动的未冻水迁移引起的耦合热传输. 除地表附近少量的土壤水分蒸发外,活动层中的未冻水趋向于向上迁移(图 2),但由于地温极低限制了未冻水的含量和活力,使得其迁移量较少.

(4) 春季升温过程(SW). 从 1 月下旬开始,随着气温的升高,开始了活动层的升温过程,活动层中的温度梯度逐渐减小,地表附近的水分蒸发量增大,而活动层内部的水分迁移量也逐步减小,此时的热量传输仍以传导性热传输为主. 从 3 月下旬开始,地表附近开始出现了日冻融过程,白天土壤表层融化,水分蒸发,夜间冻结时水分向冻结锋面迁移,周而复始,土壤表层的水分明显减少. 当然,某些地方由于有地表雪盖,阻止了地表附近的日冻融过程的发生,同时由于融雪水分的补给,土壤表层的含水量明显增大.

经过以上 4 个过程,活动层完成了一个冻融周期. 通过分析可以看出,活动层中的水分在夏季融化过程和秋季冻结过程中以向下迁移为主,迁移量也较大,而在冬季降温过程和春季升温过程中虽有水分总体向上迁移的趋势,但迁移量较小,活动层中的水分在经历了一个冻融周期后有向下迁移的趋势. Fukuda 等人^[7]通过试验研究表明:在土壤的冻结过程中,水分向冻结锋面的迁移量与冻结速率有很大关系,土壤冻结得越慢,冻结锋面处水分的增加量就越大. 而活动层由底部向上的冻结过程始终是一个缓慢的冻结过程. 这也就是说,青藏高原的降水(集中于夏、秋季)除部分被蒸发返还大气、部分通过地下径流走外,剩余部分将被逐步运移到多年冻土上限附近冻结,从而逐渐导致多年冻土上限附近成为富冰区. Hinkel 等人^[8]通过对北极阿拉斯加地区 Barrow 附近沿一条剖面线进行钻孔取样分析,得出:多年冻土上限附近的含水量从 1963 年到 1993 年,30 年间约增加了 5%;在青藏高原的多年冻土区也发现^[9]在经历过夏季融化过程之后多年冻土上限附近的总含水量趋于增加,这都是多年冻土上限附近厚层地下冰形成的主要原因.

2 冻融过程中的水热耦合问题

多年冻土活动层中水热同时运移的过程即是水热耦合过程,这种过程是以物质(水)和能量同时迁移,即以耦合流的形式实现,主要包括液态水对流和气态水迁移. 活动层中的水分迁移主要表现为以下几种形式: (1) 在冻结的土壤中由温度梯度驱动的未冻水迁移. Perfect 等人^[10]通过试验证明:在已经完全冻结的土壤中,只要存在温度梯度,就有水分的迁移,水分由温度高的一端向温度低的一端迁移,温度梯度是土壤中水分迁移的驱动力. 同时指出,水分的迁移量与温度梯度和温度有关,温度梯度越大,温度越高,水分的迁移量就越大;反之,迁移量就小. (2) 重力作用驱动的自由水的下渗. (3) 不饱和土壤中由于温度梯度或(和)渗透梯度差异的驱动,水汽发生蒸馏和对流. (4) 毛细作用力驱动的毛细水迁移.

自然,土壤水分以任何一种方式迁移,都要伴随着热量的传输. 在夏季融化过程,已融化的土层中主要发生着自由水和毛细水的迁移,相对而言,自由水的下渗占主导地位,耦合热流同时向下传输;而在仍未融化的活动层的其余部分,主要发生着温度梯度驱动的未冻水的向下迁移,耦合热流同样向下;秋季冻结过程的第 1 阶段,即自下而上的冻结阶段,未冻结土层

中水分迁移的主要方式有毛细水迁移、水汽蒸馏和对流, 由于地面蒸发和气温下降, 耦合的水热流向上传输, 只有当地表上有降水时才有自由水下渗发生; 当“零幕层”形成以后, 由于其中的温度梯度极小或为 0, 传导性热量交换很小或为零, 而其内部由于渗透梯度而导致的水分蒸馏和对流热交换就成为热量传输的主要方式^[11~14], 在“零幕层”两侧的冻结层中主要发生着由温度梯度驱动的未冻水迁移导致的水热耦合迁移; 冬季降温过程(WC)和春季升温过程(SW)中, 由温度梯度驱动的未冻水迁移成为水热耦合迁移的主导方式。

3 讨论

多年冻土活动层的冻结融化过程不仅受气候因素的制约, 地形地貌、岩性、地表植被特征以及水文状况等都是其影响因素。在这些因素的综合作用下, 青藏高原多年冻土的冻融过程和水热特征表现出了极大的时空分布差异, 表现在不同地区活动层开始冻结和融化的时间、冻结和融化的天数以及水分含量等的不同^[15,16]; 就是在同一地区, 地表植被状况不同, 地貌部位不同, 活动层中的水热状况也不同^[17]。青藏高原高原面的大部分地区在冬季均没有稳定连续的雪盖, 处于裸露状态或只有短暂的积雪, 文中所讨论的观测点就是位于这样的地区。但在某些低洼或背风地方整个冬季都被积雪或风吹雪覆盖, 活动层的冻结与融化过程在这些部位就会有明显不同的特征。首先, 活动层开始融化的时间就会与积雪的融化有着密切的关系。据 Romanovsky 等人^[18]的研究, 在这样的地区, 活动层开始融化的时间与积雪融化结束的时间相吻合, 要比没有雪盖地区的融化时间晚很多; 其次, 冬季由于雪盖的隔热作用, 限制了活动层及多年冻土中热量向大气中的传输, 从而使活动层中的温度梯度小得多, 自然在冬季的水热耦合流要小; 再次, 由于这些地区活动层开始融化较晚, 而雪盖融化后土壤表层的含水量较高, 又增加了水分蒸发的耗热量, 使得这些部位的活动层厚度较小。

总之, 就活动层的整个冻融循环而言, 夏季融化过程和秋季冻结过程是水分迁移量大、水热耦合作用强烈的时期, 也是多年冻土上限附近地下冰的重要形成时期, 在这两个阶段, 不同的水分迁移方式共同发生作用, 和非传导性(耦合)热流同时存在, 而在其他两个阶段, 主要以传导性热量传输为主, 同时伴有较少由温度梯度驱动的水分迁移和耦合热流。

致谢 在野外工作中得到了中国科学院青藏高原综合观测研究站马治学副站长的支持和帮助; 现场中子水分观测是委托青海省格尔木市气象局五道梁气象站的同志们进行的; 郭东信研究员对本文的初稿提出了宝贵的意见, 王银学工程师清绘了文中的插图, 作者谨此表达衷心的感谢。本工作为中国科学院重点(KZ952-S1-215)、国家重点基础研究发展规划(G1998040803)、中国科学院青藏高原研究(KZ951-A1-204)和中国科学院“冰冻圈动态变化基础研究”资助项目。

参 考 文 献

- 1 IPCC. Climate Change 1995: Impacts, Adaptations and Mitigation of Climate Change. Scientific-technical Analyses, Contribution of Working Group II to the Second Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge: Cambridge University Press, 1996. 1 ~ 56
- 2 Ostercamp T E, Zhang T, Romanovsky V E. Evidence for a cyclic variation of permafrost temperatures in northern Alaska. *Permafrost and Periglacial Processes*, 1994, 5: 137 ~ 144
- 3 Romanovsky V E, Osterkamp T E. Interannual variation of the thermal regime of the active layer and near-surface permafrost in Northern Alaska. *Permafrost and Periglacial Processes*, 1995, 6: 313 ~ 335
- 4 Ostercamp T E, Romanovsky V E. Characteristics of changing permafrost temperatures in the Alaskan Arctic. *Arctic and*

- Alpine Research, 1996, 28(3): 267 ~ 273
- 5 Jin H, Cheng G, Li X, et al. Permafrost on the Qinghai-Tibet Plateau under a changing climate. Chinese Science Bulletin, 1999, 44 (Supp): 152 ~ 158
- 6 Ostercamp T E, Romanovsky V E. Freezing of active layer on the coastal plain of the Alaskan Arctic. Permafrost and Periglacial Processes, 1997, 8: 23 ~ 44
- 7 Fukuda M, Orhun A, Luthin J N. Experimental studies of coupled heat and moisture transfer in soils during freezing. Cold Region Science and Technology, 1980, 9(3): 223 ~ 232
- 8 Hinkel K M, Nelson F E, Shur S, et al. Temporal changes in moisture content of the active layer and near-surface permafrost at Barrow, Alaska, USA: 1962 ~ 1994. Arctic and Alpine Research, 1996, 28(3): 300 ~ 310
- 9 Cheng G D. The mechanism of repeated-segregation for the formation of thick layered ground ice. Cold Region Science and Technology, 1983, 8: 57 ~ 66
- 10 Perfect E, Williams P J. Thermally induced water migration in frozen soils. Cold Region Science and Technology, 1980, 9(3): 101 ~ 109
- 11 Outcalt S I, Nelson F E, Hinkel K M. The zero-curtain effect: Heat and mass transfer across an isothermal region in freezing soil. Water Resources Research, 1990, 26(7): 1509 ~ 1516
- 12 Outcalt S I, Hinkel K M. The fractal geometry of thermal and chemical time series from the active layer, Toolik Lake, Alaska. Physical Geography, 1992, 13(4): 273 ~ 284
- 13 Outcalt S I, Hinkel K M. The response of near-surface permafrost to seasonal regime transitions in tundra terrain. Arctic and Alpine Research, 1996, 28(3): 274 ~ 283
- 14 Hinkel K M, Outcalt S I, Nelson F E. Temperature variation and apparent thermal diffusivity in the refreezing active layer, Toolik Lake, Alaska. Permafrost and Periglacial Processes, 1990, 1(4): 265 ~ 274
- 15 丁永建, 叶佰生, 刘时银, 等. 青藏高原大尺度冻土水文监测研究. 科学通报, 2000, 45(2): 208 ~ 214
- 16 王绍令, 杨梅学, 小池俊雄, 等. 时域反射仪在监测青藏高原活动层水分变化过程中的作用. 冰川冻土, 2000, 22(1): 78 ~ 84
- 17 王绍令, 赵新民. 青藏高原多年冻土区地温监测结果分析. 冰川冻土, 1999, 21(2): 159 ~ 163
- 18 Romanovsky V E, Osterkamp T E. Thawing of active layer on the coastal plain of the Alaskan Arctic. Permafrost and Periglacial Processes, 1997, 8: 1 ~ 22

(2000-01-07 收稿, 2000-03-20 收修改稿)