

文章编号:1000-0240(2012)03-0538-09

青海高原中、东部多年冻土及寒区环境退化

罗栋梁, 金会军, 林 琳, 何瑞霞, 杨思忠, 常晓丽

(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, 甘肃 兰州 730000)

摘 要:近年来,随着全球气候变暖和人类社会经济活动的增强,处于季节冻土向片状连续多年冻土过渡区的青海高原中、东部多年冻土退化显著.巴颜喀拉山南坡清水河地区岛状冻土分布南界向北萎缩 5 km;清水河、黄河沿、星星海南岸、黑河沿岸、花石峡等岛状冻土和不连续多年冻土出现融化夹层和不衔接多年冻土,有些地区冻土岛和深埋藏多年冻土消失,多年冻土上限下降、季节冻结深度变浅;片状连续多年冻土地温升高、冻土厚度减薄.1991—2010 年巴颜喀拉山南北坡不连续多年冻土分布下界分别上升 90 m 和 100 m,1995—2010 年布青山南北坡不连续多年冻土分布下界分别上升 80 m 和 50 m.造成冻土退化的主要原因为气候变暖,使得地表年均温度由负变正,冻结期缩短,融化期延长,冻/融指数比缩小.伴随着冻土退化,高寒环境也显著退化,地下水位下降,植被覆盖度降低,高寒沼泽湿地和河湖萎缩,土地荒漠化和沙漠化造成了地表覆被条件改变.

关键词:青海高原中东部;多年冻土退化;多年冻土分布下界;气候变暖

中图分类号:P642.14 **文献标识码:**A

0 引言

近年来,因全球气候变暖和人类社会工程活动加强造成的冻土退化现实被广泛报道^[1-6].在多年冻土地带,气温升高和寒区工程增强对局地水热条件的改变,导致冻结期缩短、融化期延长,冻/融指数比减小;多年冻土地表热量在增加,甚至热平衡模式发生逆转,由放热转为吸热,季节融化加深,季节冻结变浅;年平均地温升高,多年冻土厚度减薄,冻融灾害增加等.青藏高原多年冻土一半以上为高温冻土(年均地温 $> -1\text{ }^{\circ}\text{C}$)^[7],对工程活动和气候变暖响应敏感,全球多年冻土而言其时空退化尤为显著.例如,1995—2002 年青藏高原连续多年冻土和不连续多年冻土年平均地温分别上升 0.1~0.2 $^{\circ}\text{C}$ 和 0.2~0.5 $^{\circ}\text{C}$;1983—2005 年青藏公路沿线多年冻土上限下降约 39 cm,并以大约 7.5 $\text{cm}\cdot\text{a}^{-1}$ 的速率继续下降.长期和广泛的地温监测记录表明^[7-10],青藏高原多年冻土北界西大滩 30 a 内上升了 25 m,南界 20 a 内上升了 50~80 m;多

年冻土退化引起江河源区水文水资源变化,导致河湖及地下水位下降,进一步引起高原湖泊和沼泽湿地的萎缩,而高寒沼泽、河湖变化又反作用于多年冻土退化.青藏高原多年冻土退化和速度因其分布和影响因素的时空差异并不一致.在气候变化情景模拟下,作为冰冻圈变化敏感指示的青藏高原多年冻土,以其处于边缘地区的北界、南界及东北部片状连续冻土边缘退化最为显著,羌塘高原大片连续冻土与极高山地多年冻土将得到保留^[11-12].青海高原中、东部处于海拔 5 000 m 的高原高平台向低于海拔 3 000 m 的黄土高原过渡的斜坡地带,季节冻土向片状连续多年冻土的过渡区,冻土分布与特征变化剧烈,是高原多年冻土最为脆弱的地带之一^[13].本区 214 国道和共和—玉树高速公路为典型代表的寒区工程的开展,将强烈影响多年冻土的时空变化.特别是进入 21 世纪的最初 10 a,玛多、清水河、花石峡等地气候变暖趋势进一步加强,高原整体开发导致的人类工程活动增多,使得对本区多年冻土和寒区退化现状及其原因的分析变得十分

收稿日期:2011-10-27;修订日期:2012-03-20

基金项目:国家自然科学基金创新群体项目“冻土与寒区工程”(41121061)资助

作者简介:罗栋梁(1983—),男,湖南邵东人,2007 年毕业于辽宁工程技术大学,现为中国科学院寒区旱区环境与工程研究所博士研究生,主要从事冻土与气候变化方面的研究. E-mail: luodongliang@gmail.com

必要。

1 研究区域

研究区位于青海高原中、东部，包括江河源区及属于柴达木内流水系的花石峡盆地等。以巴颜喀拉山为界，以南属长江流域，以北为黄河流域；以阿尼玛卿山支脉布青山—布尔汗布达山为界，以南属于黄河源区，以北属于柴达木内陆盆地。从大的山系、高原主体及其深切带在垂直方向和其他方向上决定水热条件的分异而言，属于青南大片多年冻土；同时因处于季节冻土到片状连续多年冻土的过渡区，多种冻土类型如季节冻土、岛状或冻土、片状连续冻土交替出现^[14-15]（图 1）。地势西高东低，整体由北西向东南倾斜，海拔 4 000 m 以上。多年冻土在空间分布上由东向西随海拔升高而连续性增强，查拉坪、巴颜喀拉山和布青山、布尔汗布达山等高山山顶多年冻土最为发育，为片状连续分布；鄂陵湖、扎陵湖、黄河谷地等海拔较低的河湖低洼区，岛状冻土被占优势的季节冻土所分割包围^[16]。植被类型较为单一，主要为高山草甸和高山草原两大类，包括高寒沼泽草甸、高寒草甸、高山草原化草甸及局部高山部位分布的垫状植被和流石滩稀疏植被^[17-19]。土壤以高山草甸土为主，低洼湿地、山前缓坡、山间盆地等发育沼泽化草甸土。主要河流有黄河、长江上游干流通天河，以及黄河众多一、二级支流如卡日曲、扎曲、热曲、多曲、勒那

曲、黑河等；主要湖泊有扎陵湖、鄂陵湖（简称“两湖”），冬给措纳湖，尕拉拉错、星星海和阿涌吾儿马错等^[19-20]。该区气候干寒，由南东向北西年平均气温递减，年平均气温低于 $-3.2\text{ }^{\circ}\text{C}$ ，年平均气温最低处位于巴颜喀拉山口的查龙穷工区；多年平均降水量 282~590 mm，多年平均蒸发量为 744~1 500 mm；河流流量丰枯转化频繁。随着气候变化，近几十年来该区的年蒸发量以 $12.4\text{ mm}\cdot(10\text{a})^{-1}$ 的趋势显著增大，系气温升高引起；年降水量以 $4.28\text{ mm}\cdot(10\text{a})^{-1}$ 的微弱增量递增，但降水频数减少，多以固态或暴雨形式降落^[21-23]。主要交通道路为 214 国道（青康公路），其高海拔路段连续多年冻土总里程长 86.6 km，低谷段如苦海盆地，花石峡和黄河上游谷地等有大片融区或季节冻土，不连续多年冻土界于二者之间，且冻土岛和非冻土岛交互穿插^[24]。

2 多年冻土和高寒环境退化现状

2.1 多年冻土退化现状

程国栋^[25]在进行高海拔多年冻土分带工作时指出，年平均地温 $-0.5\text{ }^{\circ}\text{C}$ 可作为青藏高原高海拔多年冻土的分布下界，但在比下界海拔更低的岛状冻土及其边缘，过湿草甸因“温度位移”而往往成为多年冻土下界的指示标志。为此，利用 GPS 准确定位，在原来揭露有埋藏冻土的 ZK2 孔附近进行复位钻探，同时实地调查植被和浅层土壤质地，选择

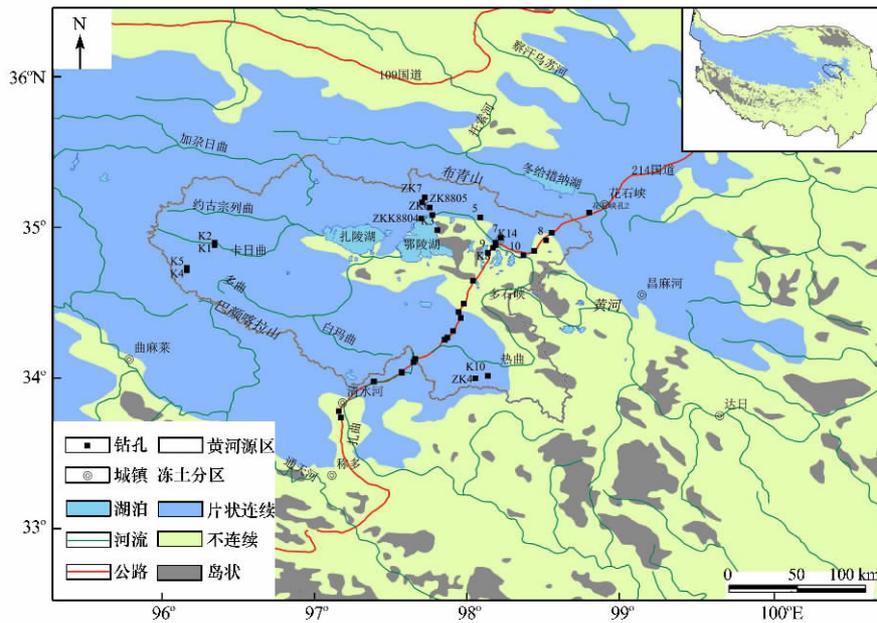


图 1 青海高原中、东部多年冻土及钻孔分布

Fig. 1 Map of the Interior-Eastern Qinghai Plateau, the permafrost regions and borehole sites are also showed

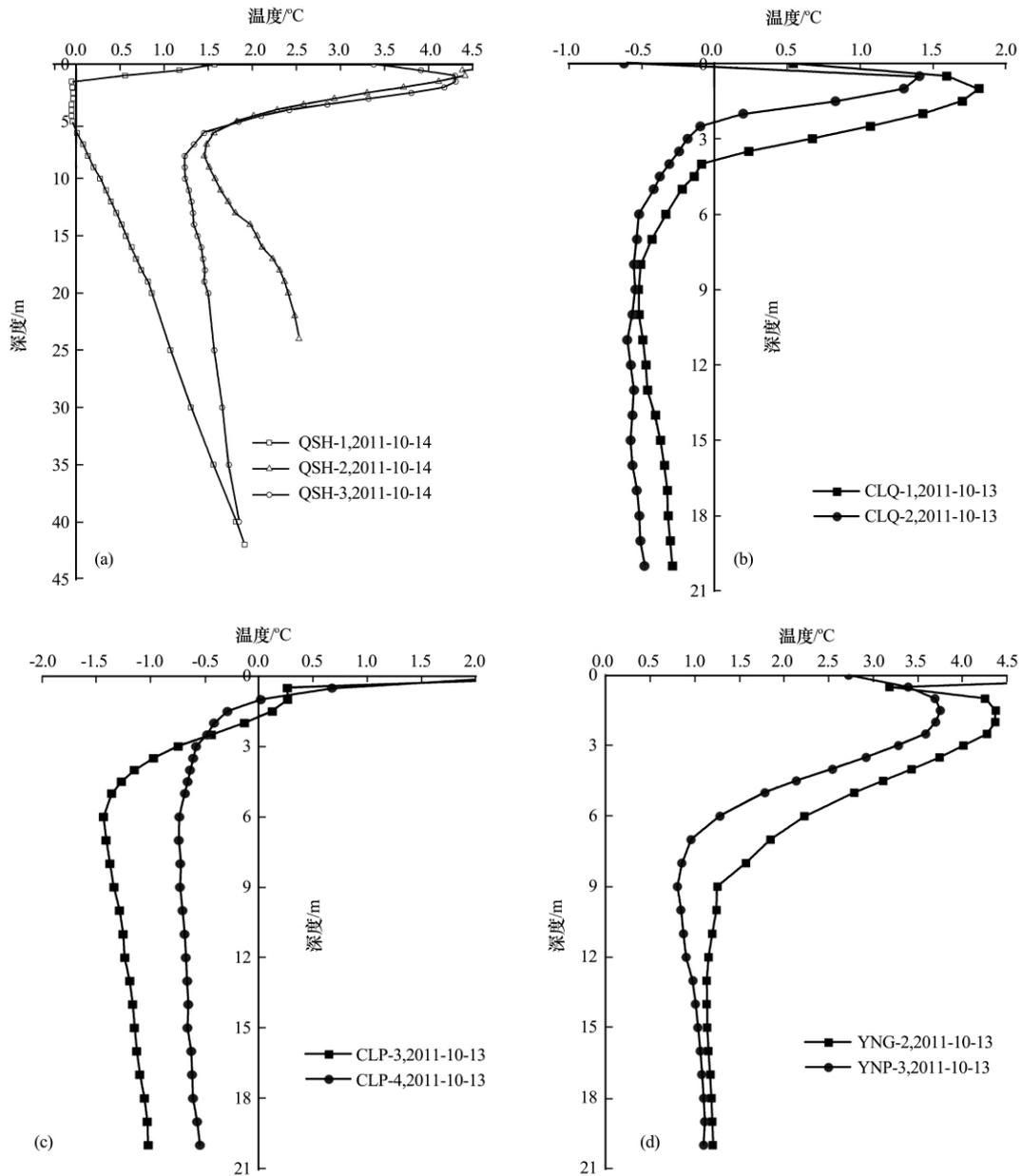


图2 QSH-1、QSH-2、QSH-3、CLQ-1、CLQ-2、CLP-3、CLP-4、YNG-2、YNG-3 等孔地温曲线
 Fig.2 Ground temperature profiles of Boreholes QSH-1, QSH-2, QSH-3, CLQ-1, CLQ-2, CLP-3, CLP-4, YNG-2 and YNG-3

植被覆盖度最高、地表含水量条件最好的沼泽湿地布设钻孔，共布设 QSH-1、QSH-2 和 QSH-3 孔。钻探和测温结果显示，3 个孔中仅过湿草甸的 QSH-1 孔存在多年冻土，且其年平均地温为 0.33℃，其余两孔年平均地温均为正温（图 2a）。由此推测，ZK2 深埋藏多年冻土^[26] 已消失。通过访问确认清水河镇区原位于水井的浅埋藏多年冻土也已消失。推测巴颜喀拉山南坡清水河地区岛状冻土南界向北推移了 5 km（图 3）。

冻土勘探和调查表明，野牛沟、黄河沿等地岛状冻土已退化为季节冻土或仅存个别冻土岛，标志

着片状连续多年冻土边缘地带岛状冻土的“消亡”，是多年冻土退化的最后阶段。有的埋藏多年冻土是全新世残留^[26]，近 10~20 a 来在气候变化影响下多年冻土正加速消失。1991 年在星星海湖岸、黑河桥南滩地山前洪积扇揭露残留埋藏多年冻土，1998 年原位复勘时未见多年冻土^[13]。2010 年 8 月在野马滩地表过饱和和含水的湿地中钻探 XXH-1 孔，测温结果显示年平均地温已高于 +0.5℃，表明多年冻土层已彻底消融。1991 年在野牛沟沟口段勘测时，于海拔 4 320 m 处揭露到埋深 6 m、长近 2 km 的埋藏冻土，1998 年原位复勘时该段冻土层已消

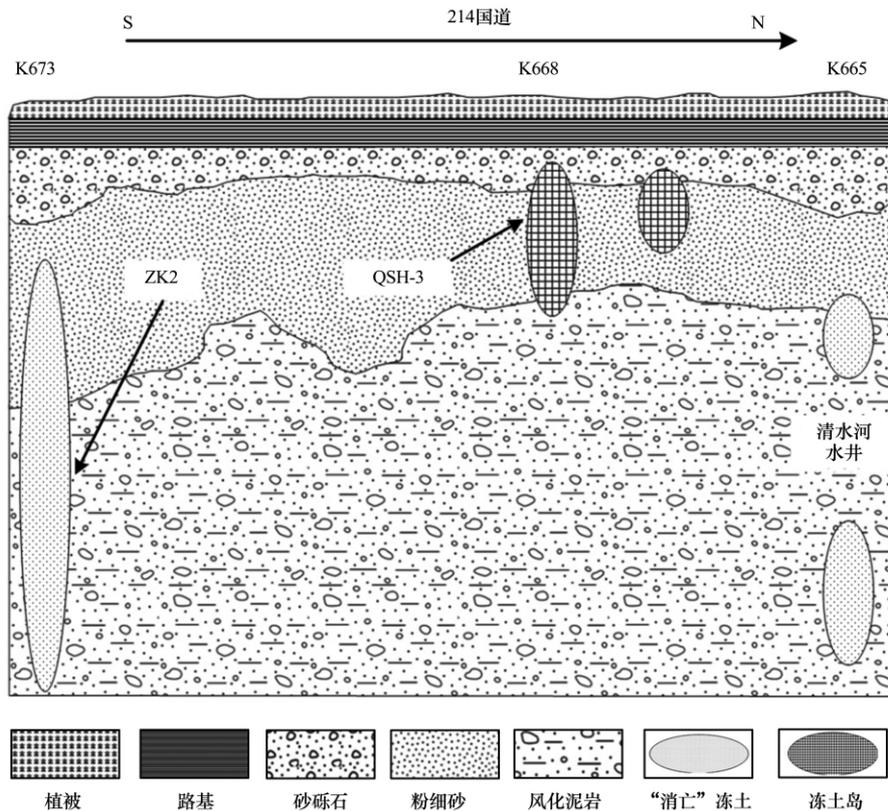


图3 2010年巴颜喀拉山南坡清水河岛状冻土北移

Fig. 3 A profile along G 214 from K673 to K665 in 2000, showing the northward shift of the boundary of island permafrost in Qingshuihe on the south slopes of the Bayan Har Mountains

融^[13], 2010年8月在海拔相当的野牛沟分别钻探YNG-2和YNG-3孔, 测温结果显示年平均地温已高于+1.0℃, 表明此处已完全退化为季节冻土(图2d).

深埋藏多年冻土、融化夹层和不衔接冻土的出现为冻土退化的第二个阶段, 这种现象在不连续多年冻土和岛状冻土较常见. 巴颜喀拉山南坡查龙穷工区、清水河, 苦海岸边醉马滩及花石峡、昌马河等地深埋藏多年冻土层埋深多为5~8m. 如昌马河ZK8孔, 在11.6~15.2m和20.0~31.2m出现两层分离的深埋藏冻土^[26], 表明现代气温变化正加速融化古冻土. 1990年6月钻探花石峡东北地那染滩CK1孔, 埋藏冻土顶板埋深7.7m, 冻土仅厚4.6m, 也为深埋藏冻土^[14]. 1995年在大野马岭揭露的29号孔剖面多年冻土呈不衔接状态^[13], 2010年5—6月访问共和—玉树高速公路地质勘探人员获知大野马岭、小野马岭及野马滩等地现多为活动层底部含冰的季节冻土, 仅极少数地方存在近地层浅层冻土.

片状连续多年冻土及部分不连续多年冻土由于年平均地温较低($<-1^{\circ}\text{C}$)而相对稳定, 多年冻土

仍可保留, 在气候变暖条件下表现为年平均地温升高和冻土层厚减薄, 标志着多年冻土退化的开始. 由于缺乏长期有效的冻土地温监测资料, 本区连续多年冻土年平均地温升高幅度尚无法判断. 数值模拟发现, 在年平均气温以 $0.04^{\circ}\text{C}\cdot\text{a}$ 速率递增情况下, 花石峡站孔2冻土厚度将从当前53.8m减少至21世纪末的13.7m, 年平均地温将由 -1.2°C 升至 -0.3°C ^[27]. 由此判断, 在气候变暖条件下, 连续多年冻土仍将保存, 但年平均地温升高和冻土厚度减小将是普遍现象.

2.2 活动层温度和季节冻结深度变化

在气候变暖条件下, 季节冻土活动层温度升高, 季节冻结深度变浅, 是冻土退化的另一显著标志. 玛多站活动层各深度多年平均温度分别为 $0.64, 1.45, 1.57, 1.48, 1.45, 1.73, 1.63, 1.48, 1.46^{\circ}\text{C}$, 年平均升温率分别达到 $0.054, 0.042, 0.039, 0.039, 0.041, 0.045, 0.048, 0.056, 0.056^{\circ}\text{C}\cdot\text{a}^{-1}$ (图4a). 同期年平均气温升温率为 $0.062^{\circ}\text{C}\cdot\text{a}^{-1}$. 图4(a)显示, 5、10、15、20cm升温速率相对地表和活动层底部要慢, 这可能由于地表径流影响和大气降水的下渗, 导致近地表土壤含

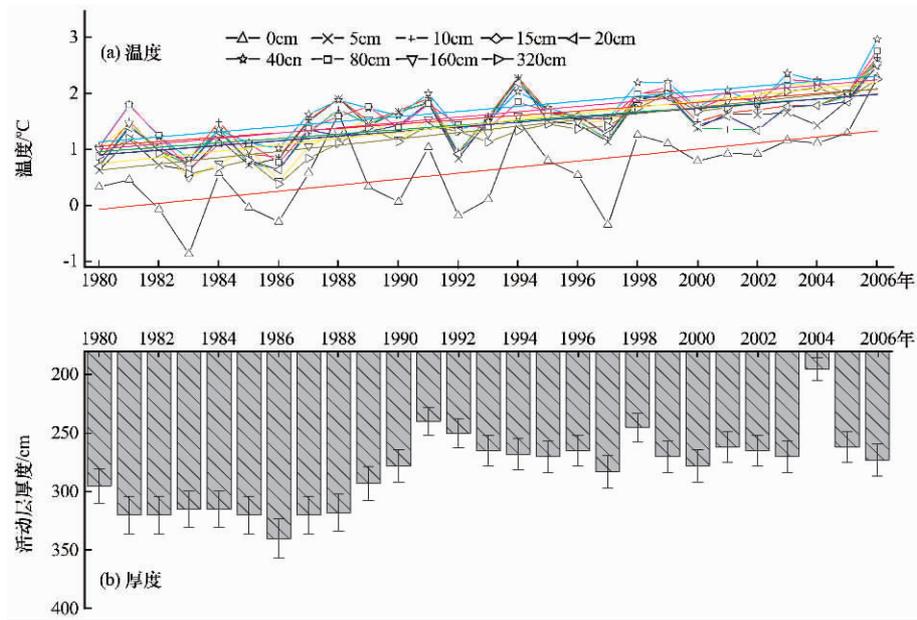


图 4 玛多季节冻土活动层温度(a)和厚度(b)变化

Fig. 4 Changes of ground temperature (a) and the active layer thickness (b) in Madoi Station

水量高,在活动层的冻结融化过程中因冰水相变而消耗一定量的潜能,从而减少了气温升温在相应深度的能量累积,因而升温较慢.随深度加深,活动层升温率增大,160 cm 和 320 cm 深度的年平均升温率超过了地表,有两个可能原因:1)侧向热流起到了较大作用;2)较高的地中热流传至活动层底部时,补充了部分地表向下的地温增量,从而使得活动层底部升温更显著一些.

季节冻土活动层厚度在减小(图 4(b)).玛多站最大季节冻深由 1980 年的 3.2 m 减小到 2000 年左右的 2.8 m^[28],2008 年进一步下降到 2.2~2.4 m.玛多站多年季节冻深度为 281 cm,在气温升高趋势下,活动层厚度不断减小,并对气温升温的响应程度较高.如 1986—1991 年是显著升温阶段,气温由 $-4.8\text{ }^{\circ}\text{C}$ 急剧升高至 $-2.9\text{ }^{\circ}\text{C}$,活动层厚度则由 340 cm 减少到 240 cm.总体而言,玛多站季节冻深度年平均减少 $3\text{ cm}\cdot\text{a}^{-1}$,以 2004 年活动层埋深最浅,活动层底部年平均温度年均升高 $0.05\text{ }^{\circ}\text{C}\cdot\text{a}^{-1}$.

2.3 多年冻土分布下界变化

片状连续多年冻土边缘地带岛状冻土的消融,使巴颜喀拉山和布青山多年冻土分布下界抬升.1991 年巴颜喀拉山北坡野牛沟不连续多年冻土分布下界为海拔 4 320 m,南坡清水河不连续多年冻土分布下界为海拔 4 490 m,1998 年二者上升至海拔 4 370 m 和 4 560 m,分别上升了 70 m 和 110 m^[13].2010 年 7—11 月,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在 214 国道

沿线及邻近区域反复进行冻土勘探和调查,结果表明巴颜喀拉山南坡冻土岛分布上界进一步抬升至海拔 4 580 m,北坡野牛沟冻土岛分布下界则抬升至海拔 4 420 m.2000 年在海拔 4 653 m 的巴颜喀拉山南坡查龙穷西 K13 孔揭露到多年冻土层^[28],2010 年在海拔 4 642 m 和 4 614 m 的 CLQ-1 和 CLQ-2 孔也揭露到多年冻土层,年平均地温分别为 $-0.53\text{ }^{\circ}\text{C}$ 和 $-0.61\text{ }^{\circ}\text{C}$ (图 2b),推测巴颜喀拉山南坡连续多年冻土分布下界在海拔 4 670 m;2000 年在海拔 4 498 m 的北坡开赖龙埂施工 K12 孔未揭露到多年冻土^[28],2010 年在巴颜喀拉山北坡海拔 4 564 m 的 CLP-4 孔和海拔 4 630 m 的 CLP-3 孔揭露到多年冻土,年平均地温 $-0.7\text{ }^{\circ}\text{C}$ 左右(图 2d),推测北坡连续多年冻土分布下界在海拔 4 615 m 左右.北坡多年冻土分布下界比南坡低 55 m.1998—2010 年巴颜喀拉山南北坡不连续多年冻土分布下界分别上升了 20 m 和 50 m.1995 年,布青山北坡和南坡多年冻土分布下界分别为海拔 4 150 m 和 4 270 m^[22],2010 年在布青山进行冻土调查,在海拔 4 225 m 的 MDB 孔和海拔 4 288 m 的 K445 孔揭露到多年冻土,其年平均地温分别为 $-0.73\text{ }^{\circ}\text{C}$ 和 $-0.96\text{ }^{\circ}\text{C}$,推测北坡多年冻土分布下界在海拔 4 200 m,而南坡多年冻土分布下界已为海拔 4 350 m^[16].

综合分析,冻土岛和深埋藏多年冻土消融,及年均地温升高和多年冻土厚度减薄造成冻土分布下界的抬升幅度,巴颜喀拉山北坡比南坡更明显.这

表 1 巴颜喀拉山及布青山不连续多年冻土分布下界变化

Table 1 Changes of the lower limits of permafrost in the Bayan Har Mountains and the Buqing Mountains

地貌部位	纬度 /N	多年冻土分布下界/m				退化幅度/m 1991(1995)—2010
		1991	1995	1998	2010	
巴山南坡(查龙穷)	34° 02'	4490	/	4560	4580	90
巴山北坡(野牛沟)	34° 20'	4320	/	4370	4420	100
布青山南坡(玛查理)	34° 48'	/	4270	/	4350	80
布青山北坡(花石峡)	35° 15'	/	4150	/	4200	50

可能是由于巨大山体效应造成北坡增温,加上巴颜喀拉山南坡查龙穷一带植被覆盖较好和降水较丰富使得浅表层含水量高,由此消耗了升温引起的能量累积,故巴颜喀拉山北坡比南坡地表及冻土积温更显著,退化更显著.布青山脉以南玛多以北多年冻土分布下界 15 a 间退化幅度在 80 m 以上,布青山北坡多年冻土退化相对要轻,但 15 a 间多年冻土分布下界也抬升了 50 m(表 1).与青藏高原多年冻土北坡、南坡分布下界相比^[7],青海高原中、东部高山多年冻土分布下界抬升幅度更显著.

3 气温和环境变化

3.1 气温变化

从 20 世纪 80 年代起,本区气候变暖效应非常显著.由图 5 不难看出,20 世纪 80 年代以前,玛多和清水河站出现一定的降温和变冷倾向,以玛多站更显著.但自 1980 年以来,年平均气温升高明显:玛多站 1953—2010 年气温倾向率为 $0.268\text{ }^{\circ}\text{C}\cdot(10\text{a})^{-1}$,1980—2010 年达到了 $0.615\text{ }^{\circ}\text{C}\cdot(10\text{a})^{-1}$;清水河站 1956—2010 年气温倾向率为 $0.244\text{ }^{\circ}\text{C}\cdot(10\text{a})^{-1}$,1980—2010 年为 $0.567\text{ }^{\circ}\text{C}\cdot(10\text{a})^{-1}$.1980 年以来的变暖效应,引起地表能量的积聚和增加,为多年冻土及地下冰的融化提供热量,是本区多年冻土退化的主要原因.1980—2010 年,清水河气象站多年年平均气温 $-4.3\text{ }^{\circ}\text{C}$,比

1956—1989 年升高约 $0.4\text{ }^{\circ}\text{C}$;玛多气象站年均气温 $-3.2\text{ }^{\circ}\text{C}$,比 1953—1989 年升高约 $0.7\text{ }^{\circ}\text{C}$,比 1953—1980 年升高 $0.9\text{ }^{\circ}\text{C}$.自 2000 年以后,本区气温升幅进一步增大:如 2000—2010 年,清水河多年年平均气温为 $-3.6\text{ }^{\circ}\text{C}$,玛多站多年年平均气温为 $-2.6\text{ }^{\circ}\text{C}$,与 1980—1999 年相比升温幅度分别达到 $1.1\text{ }^{\circ}\text{C}$ 和 $1.05\text{ }^{\circ}\text{C}$.

年平均气温的升高,导致大气冻结指数减少,大气融化指数增加,冻/融指数比减小.据计算,玛多气象站 1991—2000 年大气冻结指数比 1960—1970 年减少 $383\text{ }^{\circ}\text{C}\cdot\text{d}$,而融化指数增加了 $135\text{ }^{\circ}\text{C}\cdot\text{d}$,冻结指数与融化指数的差值则由 $1192\text{ }^{\circ}\text{C}\cdot\text{d}$ 减小到 $833\text{ }^{\circ}\text{C}\cdot\text{d}$,冻/融指数比由 2.08 减小到 1.69 ,大气冻结数由 0.592 减小到 0.564 .气温升高引起地表变暖,标志着地—气间由负的能量平衡转为正平衡,由放热模式变为吸热模式,促使多年冻土融化.如玛多气象站 1961—1970 年和 1971—1980 年地表年平均温度分别为 $-0.08\text{ }^{\circ}\text{C}$ 和 $-0.09\text{ }^{\circ}\text{C}$,而 1981—1990 年及 1991—2000 年增加到 $0.46\text{ }^{\circ}\text{C}$ 和 $0.83\text{ }^{\circ}\text{C}$,地表冻结数则由 0.471 减小到 0.445 .1981—1989 年到 2001—2010 年,清水河大气冻结指数由 1981—1989 年的 $2379\text{ }^{\circ}\text{C}\cdot\text{d}$ 减小到 2001—2010 年的 $2099\text{ }^{\circ}\text{C}\cdot\text{d}$,大气融化指数由 $638\text{ }^{\circ}\text{C}\cdot\text{d}$ 增加到 $782\text{ }^{\circ}\text{C}\cdot\text{d}$,大气冻/融指数比由 3.7 减小到 2.7 ,大气冻结数由 0.66 减小到 0.62 .

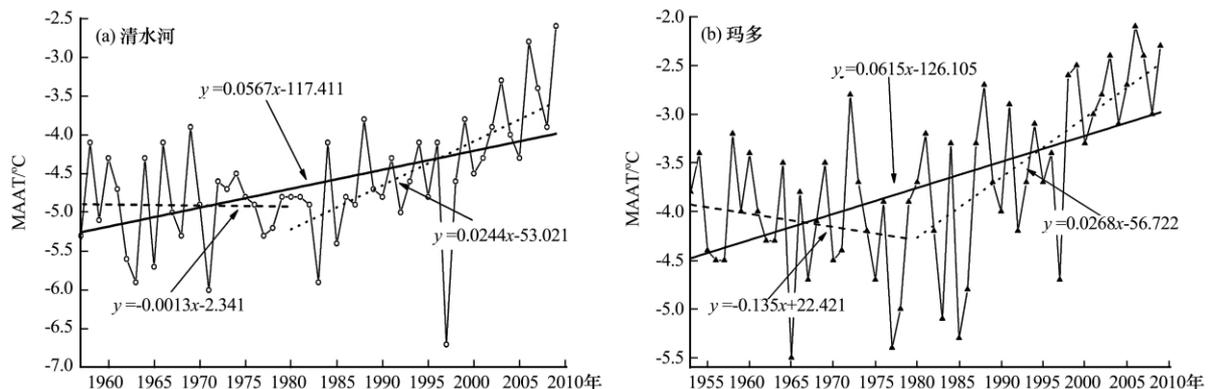


图 5 清水河(1956—2010)、玛多(1953—2010)气温变化

Fig. 5 Changes of air temperature in Qingshuihe from 1956 to 2010 and Madoi from 1953 to 2010

3.2 冻土退化与寒区环境退化

伴随着冻土升温、退化、消失,本区高寒环境显著退化,主要表现为高寒沼泽湿地和湖泊萎缩、高寒草地沙漠化和荒漠化加剧等。沼泽湿地、河湖为代表的下垫面条件改变导致地表比辐射率增大,反射率减小,吸收热量增多,用于蒸发和融化消耗的相变潜热却减小,地面辐射平衡因而在增加。地表蓄水能力减弱导致含水量减小及地表疏干,使蒸发和融化过程中冰水、水汽相变耗热减少,在很大程度上又反过来增加地表热量吸收,加速多年冻土退化。

黄河源区 1976 年原有沼泽湿地面积 8 264 km², 1990 年减少至 8 005 km², 2000 年时沼泽面积仅剩 5 743 km²[29]。引起冻土退化的气温升高,同时也增加了流域蒸发量,使得地下水位下降和径流量减小,导致区域生态和高寒环境恶化[21, 28]。本区工农业和城镇发展极少,但自 20 世纪 70 年代以来该地区畜牧业发展迅速,30 a 间牲畜量增加近 3 倍,虽自 1990 年以后本区牲畜数量减少,但仍一直处于超载状态,与气候暖干化共同作用于玛多草地退化[30-32]。由人类活动增强、过度放牧等引起的草地破坏,地下水位下降、对高寒植被破坏十分严重。多年冻土退化自 20 世纪 70 年代以来发生质的变化,原有多年冻土地区如黄河沿、玛多县城(玛查理)、星星海等地现退化为季节冻土区,玛多县城附近多年冻土分布界线已向西扩延约 15 km 远,县城北山前多年冻土下界目前在海拔 4 350 m 以上;黄河沿处多年冻土界线亦向北推移 2 km[16]。

黄河谷地、星星海、绵沙岭出现不同程度的沙漠化和荒漠化,沙漠化土地面积达到 3 512 km² 以上[33],虽以轻度和中度沙漠化土地为主,重度沙漠化次之[34],但在很大程度上改变了下垫面性质,使得多年冻土退化与沙漠化呈现时空上的相关性。黄河源区沙漠化主要集中于鄂陵湖、扎陵湖及星星海湖岸阶地上,玛多宽谷盆地南缘与黑河乡的赫拉、尕拉到黄河乡的热曲、江旁一线近年来沙漠化呈扩展趋势,并由轻度沙漠化向重度沙漠化转变[33]。这些正是冻土退化严重的地区,玛多谷地的黄河沿和玛多县城(玛查理),热曲和黑河流域在 20 世纪 70 年代以前都有多年冻土的存在[16],20 世纪 90 年代和 2010 年反复勘察证实已为季节冻土。又如黑河沿岸原有埋藏多年冻土存在,但现在已退化为季节冻土。

4 结论和展望

基于 2009—2011 年的冻土勘探和调查资料,

并结合相关文献资料,初步分析了青海高原中、东部冻土和寒区退化现状,及引起退化的主要原因,形成以下结论和展望:

(1) 青海高原中、东部地区多年冻土退化呈现时间和空间上的差异。岛状冻土区以冻土岛和深埋藏多年冻土的消失为特征,不连续多年冻土和片状连续多年冻土边缘地区以融化夹层、不衔接状多年冻土的出现为特征,片状连续多年冻土以年均地温升高和多年冻土厚度减薄为特征,多年冻土仍能予以保留。多年冻土上限下降是各类多年冻土退化共有的特征。

(2) 青海高原中、东部处于青藏高原连续多年冻土区边缘,大部分为高温多年冻土,多年冻土对外界条件改变响应更为敏感,退化幅度大于青藏高原多年冻土北界、南界地区。巴颜喀拉山和布青山南北坡片状连续多年冻土、不连续多年冻土、岛状冻土分布下界都有较大幅度抬升。其中,巴颜喀拉山南北坡不连续多年冻土分布下界分别抬升 90 m 和 100 m,布青山南北坡不连续多年冻土分布下界分别抬升 80 m 和 50 m,表现为多年冻土退化由北向南加剧。

(3) 气候变暖是导致青海高原中、东部地区多年冻土退化及消失的主要原因。20 世纪 80 年代以来,年平均气温升高,改变了地表辐射平衡,使得融化期延长,冻结期缩短,地表积累热量增多,地表年均温由负温变为正温,大气和地表冻结指数增大,融化指数减小,冻/融指数比减小。季节冻结深度埋深年均减少 3 cm,活动层底部温度年均升高 0.05 °C · a⁻¹。

(4) 伴随着多年冻土退化,高寒环境也发生了显著退化,沙漠化、荒漠化及地表含水量减少趋干为标志的下垫面条件改变,导致用于蒸发和融化潜热的耗热减小,反过来又增加了地表热量的吸收。

(5) 基于 2009—2011 年中国科学院冻土工程国家重点实验室在本区域所布置的冻土—气候监测网络,对处于季节冻土向片状连续多年冻土过渡的青海高原中、东部地区的多年冻土、气候变化、寒区生态环境、寒区工程等的互作进行长期有效的监测,加深了我们对气候变化和人类活动干扰下青藏高原东北部地区多年冻土年均地温、冻土上限、冻融灾害等变化的深刻认识。

参考文献 (References):

- [1] Osterkamp T E, Romanovsky V E. Evidence for warming

- and thawing of discontinuous permafrost in Alaska[J]. *Permafrost and Periglacial Processes*, 1999, **10**: 17–37.
- [2] Sharkhuu N. Recent changes in the permafrost of Mongolia [C]//Proc. 8th Int. Conf. on Permafrost, Zurich, Switzerland, 2003; 1029–1034.
- [3] Jin H J, Li S X, Cheng G D, *et al.* Permafrost and climatic change in China[J]. *Global and Planetary Change*, 2000, **26**: 387–404.
- [4] Jin H J, Yu Q H, Lü L Z, *et al.* Degradation of permafrost in the Xing'anling Mountains, Northeastern China[J]. *Permafrost and Periglacial Processes*, 2007, **18**: 245–258.
- [5] Marchenko S S, Gorbunov A P, Romanovsky V E. Permafrost warming in the Tianshan Mountains, Central Asia[J]. *Global and Planetary Change*, 2007, **56**: 311–327.
- [6] Harris C, Arenson LU, Christiansen H H, *et al.* Permafrost and climate in Europe: Monitoring and modelling thermal, geomorphological and geotechnical responses[J]. *Earth-Science Reviews*, 2009, **92**: 117–171.
- [7] Wu Q B, Zhang T J. Recent permafrost warming on the Qinghai-Tibetan Plateau[J]. *J. Geophys. Res.*, 2008, **113** (D13): D13108.
- [8] Wang Yibo, Wang Genxu, Wu Qingbai, *et al.* The impacts of vegetation degeneration on hydrology features of alpine soil [J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2010, **32**(5): 989–998. [王一博, 王根绪, 吴青柏, 等. 植被退化对高寒土壤水文特征的影响[J]. *冰川冻土*, 2010, **32**(5): 989–998.]
- [9] Zhao L, Marchenko S S, Sharkhuu N, *et al.* Regional changes of permafrost in Central Asia[C]//Proc. 9th Int. Conf. on Permafrost, Fairbanks, America, 2008; 2061–2069.
- [10] Wu Q B, Zhang T J. Changes in active layer thickness over the Qinghai-Tibetan Plateau from 1995 to 2007[J]. *J. Geophys. Res.*, 2010, **115**(D9): D09107.
- [11] Nan Zhuotong, Gao Shenze, Li Shuxun, *et al.* Permafrost changes in the northern limit of permafrost on the Qinghai-Tibet Plateau in the last 30 years[J]. *Acta Geographica Sinica*, 2003, **58**(6): 817–823. [南卓铜, 高泽深, 李述训, 等. 近30年来青藏高原西大滩多年冻土变化[J]. *地理学报*, 2003, **58**(6): 817–823.]
- [12] Nan Zhuotong, Li Shuxun, Cheng Guodong. Prediction of permafrost changes on Qinghai-Tibet Plateau in the next 50 and 100 years[J]. *Science in China(Ser. D Earth Sciences)*, 2004, **34**(6): 528–534. [南卓铜, 李述训, 程国栋. 未来50与100 a青藏高原多年冻土变化情景预测[J]. *中国科学(D辑, 地球科学)*, 2004, **34**(6): 528–534.]
- [13] Zang Enmu, Wu Ziwang. The Degradation of Permafrost and Highway Engineering [M]. Lanzhou: Lanzhou University Press, 1999; 7–27. [臧恩穆, 吴紫汪. 多年冻土退化与道路工程 [M]. 兰州: 兰州大学出版社, 1999; 7–27.]
- [14] Wang Shaoling, Lin Qing, Zhao Lin. Permafrost along the Qingkang Highway (National Highway No. 214) [J]. *Arid Land Geography*, 1999, **22**(2): 42–49. [王绍令, 林清, 赵林. 青康公路(国道214线)沿线的多年冻土[J]. *干旱区地理*, 1999, **22**(2): 42–49.]
- [15] Zhou Youwu, Qiu Guoqing, Guo Dongxin, *et al.* *Geocryology in China*[M]. Beijing: Science Press; 329–353. [周幼吾, 邱国庆, 郭东信, 等. *中国冻土*[M]. 北京: 科学出版社, 2000; 329–353.]
- [16] Jin Huijun, Wang Shaoling, Lü Lanzhi, *et al.* Features and degradation of frozen ground in the Source Area of the Yellow River, China [J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2010, **32**(1): 10–17. [金会军, 王绍令, 吕兰芝, 等. 黄河源区冻土特征及退化趋势[J]. *冰川冻土*, 2010, **32**(1): 10–17.]
- [17] Wang Genxu, Guo Xiaoyin, Cheng Guodong. Dynamic variations of landscape and the landscape ecological functions in the Source Area of the Yellow River [J]. *Acta Ecologica Sinica*, 2002, **22**(10): 1587–1598. [王根绪, 郭晓寅, 程国栋. 黄河源区景观格局与生态功能的动态变化[J]. *生态学报*, 2002, **22**(10): 1587–1598.]
- [18] Jin H J, He R X, Cheng G D, *et al.* Changes in frozen ground in the Source Area of the Yellow River on the Qinghai-Tibet Plateau, China, and their eco-environmental impacts [J]. *Environmental Research Letters*, 2009, **4**: 045206.
- [19] Luo Dongliang, Jin Huijun, Yang Sizhong, *et al.* A study of the periglacial environments around the Donggi Cona Lake on the Northeastern Tibetan Plateau[J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2010, **32**(5): 935–940. [罗栋梁, 金会军, 杨思忠, 等. 青藏高原东北部冬给措纳湖湖区冰缘环境探讨[J]. *冰川冻土*, 2010, **32**(5): 935–940.]
- [20] Shang Xiaogang, Zhang Senqi, Ma Lin, *et al.* Preliminary analysis on the reasons of lakes dry up in Yellow River Source Area[J]. *Earthquake Research in Plateau*, 2006, **18**(2): 49–54. [尚小刚, 张森琦, 马林, 等. 黄河源区湖泊萎缩的原因初步分析[J]. *高原地震*, 2006, **18**(2): 49–54.]
- [21] Chang Guogang, Li Lin, Zhu Xide, *et al.* Changes and influencing factors of surface water resources in the Source Region of the Yellow River[J]. *Acta Geographica Sinica*, 2007, **62** (3): 312–320. [常国刚, 李林, 朱西德, 等. 黄河源区地表水资源变化及其影响因子[J]. *地理学报*, 2007, **62**(3): 312–320.]
- [22] Hao Zhenchun, Jiang Weijuan, Ju qin, *et al.* The features of climate changes in the five river source regions of the Tibetan Plateau[J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2010, **32** (6): 1130–1135. [郝振纯, 江微娟, 鞠琴, 等. 青藏高原河源区气候变化特征分析[J]. *冰川冻土*, 2010, **32**(6): 1130–1135.]
- [23] Hou Wenju, Li Yingnian. Soil surface humidity index and sensitivity analysis of the climate factors that affect it in the Yellow River Source Regions[J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2010, **32**(6): 1226–1233. [侯文菊, 李英年. 黄河源区地表湿润指数及与气象因素的敏感性分析[J]. *冰川冻土*, 2010, **32**(6): 1226–1233.]
- [24] Zhu Linnan, Wu Ziwang, Liu Yongzhi, *et al.* The influencing effects of permafrost in stability of roadbed along National Highway No. 214[J]. *Highway*, 1995(4): 4–7. [朱林楠, 吴紫汪, 刘永智, 等. 多年冻土退化对214国道路基稳定性的影响[J]. *公路*, 1995(4): 4–7.]
- [25] Cheng Guodong. Problems on zonation of high-altitude permafrost[J]. *Acta Geographica Sinica*, 1984, **39**(2): 185–193. [程国栋. 我国高海拔多年冻土地带性规律之探讨[J]. *地理学报*, 1984, **39**(2): 185–193.]
- [26] Jin Huijun, Zhao Linlin, Wang Shaoling, *et al.* Evolution of permafrost and environmental changes of cold regions in eastern and interior Qinghai-Tibetan Plateau since the Holocene

- [J]. *Quaternary Sciences*, 2006, **26**(2): 198—210. [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[J]. 第四纪研究, 2006, **26**(2): 198—210.]
- [27] Li D Q, Chen J, Meng Q Z, *et al.* Numeric simulation of permafrost degradation in the eastern Tibetan Plateau[J]. *Permafrost and Periglacial Processes*, 2008, **19**: 93—99.
- [28] Zhang Senqi, Li Yuan, Wang Yongui, *et al.* Decline in regional groundwater level and related environmental problems in the head water area of the Yellow River[J]. *Hydrogeology and Engineering Geology*, 2009, **6**: 109—113. [张森琦, 李原, 王永贵, 等. 黄河源区区域地下水位下降及其生态环境地质问题[J]. 水文地质与工程, 2009, **6**: 109—113.]
- [29] Zhuang Yongcheng, Zhang Senqi, Wang Dongqing, *et al.* The remote sensing analysis of land cover/use changes in the Source Area of the Yellow River in 20 years[J]. *Qinghai Geology*, 2001(S1): 62—68. [庄永成, 张森琦, 王冬青, 等. 黄河源区 20 多年来土地覆盖/利用变化的遥感分析[J]. 青海地质, 2001 (S1): 62—68.]
- [30] Wang Genxu, Shen Yongping, Cheng Guodong. Eco-environmental changes and causal analysis in the Source Regions of the Yellow River[J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2000, **22**(3): 200—205. [王根绪, 沈永平, 程国栋. 黄河源区生态环境变化与成因分析[J]. 冰川冻土, 2000, **22**(3): 200—205.]
- [31] Lu Qingshui, Zhao Zhiping. Eco-immigration policy for the degraded rangeland and response of herd families: a case study of Mado County, the Source Region of Yellow River[J]. *Geographical Research*, 2009, **28**(1): 143—153. [芦清水, 赵志平. 应对草地退化的生态移民政策及牧户响应分析——基于黄河源区玛多县的牧户调查[J]. 地理研究, 2009, **28**(1): 143—153.]
- [32] Li Jinchang, Yang Yonggang, Zhang Caixia. Quantitative study on influencing factors of desertification in headwater area of Yellow River[J]. *Journal of Arid Land Resources and Environment*, 2011, **25**(2): 88—92. [李晋昌, 杨永刚, 张彩霞. 黄河源区现代沙漠化过程影响因素定量分析[J]. 干旱区资源与环境, 2011, **25**(2): 88—92.]
- [33] Zeng Yongnian, Feng Zhaodong. Spatial and temporal Changes of desertification in the Headwater Area of the Yellow River Using Remote Sensing[J]. *Acta Geographica Sinica*, 2007, **62**(5): 529—536. [曾永年, 冯兆东. 黄河源区土地沙漠化时空变化遥感分析[J]. 地理学报, 2007, **62**(5): 529—536.]
- [34] Feng Jianmin, Wang Tao, Qi Shanzhong, *et al.* Study on dynamic changes of land desertification and causal analysis in Source Region of Yellow River—a case study of Mado County[J]. *Journal of Soil and Water Conservation*, 2004, **18**(3): 141—145. [封建民, 王涛, 齐善忠, 等. 黄河源区土地沙漠化的动态变化及成因分析——以玛多县为例[J]. 水土保持学报, 2004, **18**(3): 141—145.]

Degradation of Permafrost and Cold-Environments on the Interior and Eastern Qinghai Plateau

LUO Dong-liang, JIN Hui-jun, LIN Lin, HE Rui-xia, YANG Si-zhong, CHANG Xiao-li

(State Key Laboratory of Frozen Soil Engineering, Cold and Arid Regions Environmental and Engineering
Research Institute, Chinese Academy of Sciences, Lanzhou Gansu 730000, China)

Abstract: The interior and eastern Qinghai Plateau is located on the transition zones of seasonally frozen ground to predominantly continuous permafrost. Remarkable climate warming has been seen since the 1980s in the plateau. With climate warming and increasing human activities, the permafrost has degraded significantly during the past twenty years. It is found that the lower limit of island permafrost has shifted 5 km northwards in Qingshuihe on the south slopes of the Bayan Har Mountains. The lower limit of permafrost rose 90 m in the south and 100 m in the north slopes of the Bayan Har Mountains, respectively, during the period of 1991—2010. The lower limit of permafrost rose 80 m in the south and 50 m in north

slopes of the Buqing Mountains, respectively, during the period of 1995—2010. The changes of active layer depth and ground temperature were also significant. The active layer depth decreased with a rate of $3 \text{ cm} \cdot \text{a}^{-1}$, and the annual mean temperature at the bottom of the active layer increased with a rate of approximately $0.05 \text{ }^\circ\text{C} \cdot \text{a}$ in Madoi Station in 1980—2006. Climate warming could result in degradation of permafrost by turning minus temperature into positive temperature on the ground surface, shorten the frost period, extend the thawing period and decrease the freezing/thawing index. The deterioration of cold environments is also discussed in this paper.

Key words: Qinghai Plateau; permafrost degradation; lower limit of alpine permafrost; climate warming