

晚更新世以来青藏高原多年冻土 形成及演化的探讨^①

王 绍 令

(中国科学院兰州冰川冻土研究所)

提 要 本文根据古代和现代多年冻土和冰缘现象空间分布的差异,并结合大量年代测定资料对比分析,将青藏高原晚更新世以来气候变迁和多年冻土的演化过程分成四个时间:晚更新世末寒冷期(距今35 000—10 000年)、早全新世转暖期(距今10 000—8 000年);中全新世相对温暖期(距今8 000—3 000年)和晚全新世寒冷期(距今3 000年以来)。

关键词 多年冻土 形成 演化

青藏高原多年冻土形成和演化过程是目前地质、地理学界较关心的研究课题(周幼吾,1965;王家澄等,1979;丁德文等,1982)。本文主要根据青藏公路沿线古冻土和古冰缘现象等遗迹试图恢复晚更新世以来高原上古气候变化,并推测多年冻土形成和演化过程。

1 古冰缘现象

青藏公路沿线很多古冰缘现象的遗迹和现代冰缘现象分布范围不一致,作者利用其空间分布的差别并结合某些古冰缘现象中¹⁴C样品的测定,为确定高原多年冻土形成时代、发育条件和演化过程的研究提供了较可靠的时间尺度和环境条件。

1.1 古融冻褶皱

在青藏公路沿线现代多年冻土区南、北界(以下简称南、北界)以外的地区均发现很多古融冻褶皱。

羊八井北七弄泥炭沟地层剖面上保留着古融冻褶皱。该泥炭层厚达4 m,在距泥炭层顶部以下0.3 m和1.6 m处采样进行¹⁴C测定分别距今 3270 ± 70 年和 6130 ± 90 年,在泥炭层之上的灰色和灰黑色亚粘土和黄色砂砾石互层中发育着融冻褶皱(黎国兴,1982)。

吴锡浩等在纳赤台附近昆仑河一级阶地堆积物中采集的样品进行¹⁴C测定,样品为

^① 本文于1987年10月21日收到修改稿。

灰烬状炭质砂土,其时代距今 4910 ± 100 年,该层以上的地层中也可见到融冻褶皱。由此分析,上述两处泥炭层和灰烬状炭质砂土是全新世开始堆积的,直到距今约 3000 年以来随着气候的变冷才停止堆积,后来在其土地层中才产生融冻褶皱。

作者在昆仑河及其主要支流二级阶地的青灰色亚粘土和黄色亚砂土地层中也发现很多融冻褶皱,强烈的冻融褶曲和挤压作用将底部的砂砾石卷入亚粘土和亚砂土褶皱中(照片 1),并伴生着黄土土脉(照片 2)。距融冻褶皱层顶部以下 60—70 cm 处的青灰色亚粘土样品 ^{14}C 测定距今 $14\,041 \pm 399$ 年^[1];土脉中黄土样品 ^{14}C 测定距今 $15\,377 \pm 292$ 年。在融冻褶皱层之上又覆盖着 50—150 cm 厚的黄色亚粘土层,水平层理清晰,据该层样品 ^{14}C 测定距今 7207 ± 387 年,很明显,这层融冻褶皱的形成时代要早于 7207 年,而晚于 14041 年。

1.2 砂 楔

青藏高原上砂楔分布范围广,尤其在较大河流二级阶地的冲积层内普遍发育着砂楔,楔体多被沉积物覆盖,埋深 1—2 m;大部分楔体本身无明显的层理,少数楔体在剖面上可见塌落结构,块石和碎石落入楔体内,该现象显然是与地下冰融化有关。在高原上目前还缺乏充足证据判断它是冰楔假型,但可以肯定这类砂楔的形成与大型寒冻裂缝及多年冻土发育有关。

左冒西孔曲 1 号砂楔底部的灰色腐殖质粉砂 ^{14}C 测定距今 $23\,500 \pm 1200$ 年,楔体上部的褐色粉砂 ^{14}C 测定距今 9218 ± 189 年。风火山南麓 82 道班房后二级阶地上的砂楔,对楔体内粉砂 ^{14}C 测定距今 9160 ± 170 年。在昆仑河、通天河、沱沱河及布曲河二级阶地上均可见到一系列的砂楔,并在同一地层内伴生有融冻褶皱(照片 3—4)。

1.3 古冻胀丘

在西大滩东段海拔 4250—4300 m 处,目前为季节冻土区内残留着一系列大型古冻胀丘洼地,洼地直径可达 100 多米,洼地中心相对深 5—6 m,目前绝大多数洼地内已生长植物,对其中一丘中心洼地内的淤泥质亚粘土进行 ^{14}C 测定为 720 ± 39 年。从目前保留下的完好形态及形成如此大型冻胀丘所需要的气温条件分析,可断定该冻胀丘群是全新世最寒冷时期的产物。

1.4 风成砂

高原上风砂堆积物相当广泛,根据风砂堆积物的相互层位及地表形态特征可将晚更新世以来风砂沉积物分成三期:(1)形成时代老,在地表风砂地貌形态已不明显,有的呈层状大面积覆盖于地表,据五道梁北小河沟边陡坎剖面观测,砂层厚达 3 m,对该处地表下 1.0—1.1 m 深处砂层内腐殖质夹层进行 ^{14}C 测定距今 $12\,700 \pm 820$ 年(王绍令等,1985)。(2)固定和半固定的砂丘、砂垄和风蚀洼地相间分布,砂层内夹有大量的植物残体,如五道梁东 2 km 湖边处砂垄,以粉砂和植物残体呈互层状堆积,对地表下

[1] 引用的 ^{14}C 年代资料除个别来样外均系加功树等测定

1.5—2.0 m 处植物残体进行 ^{14}C 测定距今 9716 ± 270 年, 砂层中有大量植物残体堆积表明此时气候已变得较温、湿。(3) 现代风砂地貌: 高原上现代风蚀作用相当强烈, 活动性砂丘较发育, 如西大滩北侧、红梁河南岸及红海东岸等处, 由于现代砂丘移动掩埋了青藏公路。很明显这类活动性砂丘是近数百年来高原上干寒气候的产物。

1.5 黄 土

在昆仑山区的北坡、阶地和洪积扇的后缘均可见黄土堆积, 如格尔木水库东岸三级阶地上黄土层厚达 10 余米, 其垂直节理发育, 取样进行 ^{14}C 测定距今 $18\,931 \pm 400$ 年。与上述昆仑河二级阶地上的黄土土脉(距今 $15\,377 \pm 292$ 年)同属晚更新世末期的冰缘黄土。

上述的融冻褶皱、砂楔、土脉和古冻胀丘均与多年冻土分布有关; 而风成砂和黄土则是干寒冰缘气候的产物。

2 多年冻土和地下冰

2.1 多 年 冻 土

在南、北界附近多年冻土层的形成和退化比腹部地带表现得更为明显。气温波动能引起边界地带多年冻土层存在和消失, 在腹部地带主要是影响多年冻土层厚度和上限位置的变化, 实例如下:

(1) 西大滩 8 号孔: 该孔位于北界附近岛状多年冻土区内, 多年冻土层厚度大于 20 m, 在孔深 1.85、2.50、3.75、4.40、7.10 和 8.58 m 处分别见到六层腐殖质层, 在最下部的两层含有尚未腐烂的植物根茎残体, 其个体比现代的植物要粗大, 表明当时的气候比现在温暖、潮湿, 有利于植物生长和腐殖质堆积, 无多年冻土发育的条件。对深 4.40 m 处腐殖质层进行 ^{14}C 测定距今 7530 ± 30 年, 从而推测该孔附近的多年冻土是距今 7530 年以来形成的。

(2) 121 道班冻土岛: 位于南界附近 121 道班北 1 km 处, 冻土岛面积约 0.4 km²。据试坑揭露该处多年冻土上限 1.0—1.1 m, 多年冻土下限 1.7 m, 多年冻土层仅厚 60—70 cm。在 60—75 cm 深处的腐殖质层内含有未腐烂的植物根茎, 对其进行 ^{14}C 测定距今 780 ± 131 , 由此推测该冻土岛是近几百年形成的。

120 道班冻土岛: 位于 120 道班北 1.5 km, 对 0.7—0.9 m 深处腐殖质进行 ^{14}C 测定距今 4363 ± 178 年, 1.80—2.0 m 深处腐殖质进行 ^{14}C 测定距今 4576 ± 648 年, 推断该处多年冻土是距今 4363 年以来形成的。

(3) 高原腹部地带: 该带内厚层的多年冻土是在晚更新世以来长期的冰缘环境下逐渐冻结叠加而形成的, 多年冻土上限的变化是高原上气候变迁和多年冻土层演变的客观反映, 据邢泽民等分析判断楚玛尔河高平原多年冻土层内有几处较明显的古多年冻土上限, 如 CK224 孔至少有两处, 一处埋深 8.35 m, 是距今 2000 年以来转暖期形成的; 另一处埋深 16 m, 为古多年冻土上限, 是全新世温暖期形成的。(邢泽民等, 1983)。

2.2 地下冰

在青藏高原上,大部分地下冰为分凝冰,分凝冰在形成时多集中于多年冻土上限附近,区域性的较厚的多层状分凝冰的形成和埋深与气候的演变及多年冻土上限的变化有密切的关系,因此在地层中厚层地下冰较集中分布处即能间接指示出当时古多年冻土上限的位置,尤其是在第四纪湖相地层中发育着多层地下冰,以下实例为证。

(1) CK113-2 孔:位于 113 道班西南山间盆地内,地层剖面为多旋回的亚粘土→亚砂土→粉细砂层,多年冻土上限为 3.0 m。分析钻孔岩芯可见三个相对稳定的厚层地下冰发育阶段,第一段深 3.0—4.75 m,地下冰呈层状或包裹状;第二段深 7.75—8.90 m,地下冰呈多层状,每层冰厚 2—5 cm,冰较纯,冰层和亚砂土及亚粘土互层;第三段 15.55—17.76 m,地下冰呈层状和淤泥质亚粘土互层,冰层一般厚 3—5 cm,冰纯而近似透明。

(2) 清水河 203 孔:从该孔地层剖面中同样可见到类似的三个地下冰发育部位,第一段深 1.93—4.16 m,地下冰呈多层状,每层厚 1—2 cm;第二段深 7.76—8.11 m,厚层状,最厚冰层达 9 cm,一般为 1—6 cm;第三段深 14.83—15.30 m,厚层状,最厚冰层达 14 cm,一般 5—7 cm,冰纯。上述两处地下冰发育的共同特点:一是在地层中由上向下冰层逐渐增厚并变纯,说明冰层是经过反复的分凝冻结和充分的水分迁移,相对变纯而加厚的。从而判断下部冰层形成时代早于上部。二是两处均可见三个明显的地下冰发育阶段,且分布深度相近。第一段与现代多年冻土有关,第二、三段与邢泽民分析的两期古多年冻土上限分布的深度相吻合。厚层地下冰是在多年冻土上限相对比较稳定处、地层内水分充足的环境下形成的,所以这两段地下冰的形成时代与古多年冻土上限时代可相对应。

3 古气候变迁及多年冻土演化

根据高原上现代多年冻土的分布及发育状况和古冰缘现象,多年冻土及地下冰在演化过程中所留下的遗迹进行对比分析,可将青藏高原晚更新世以来气候变迁和多年冻土的演化过程分成四个时期,现分述如下:

晚更新世末寒冷期(距今 35 000—10 000 年):该期是末次冰期最盛期。由于高原的急剧隆起,导致高原面上由温暖、半干旱的草原环境逐渐变为严寒、干旱的冰缘环境。在干冷的冰缘气候条件下,风蚀作用逐渐加强,风砂堆积范围广,在高原面上很多地区均覆盖着厚达 50 cm 以上的粉砂层,上述五道梁北厚达 3 m 的砂层以及共和盆地一级阶地上的砂丘都属于这一时期干冷气候的产物。此时高原面上发育着大量未分选的大型多边形和砂楔、土脉,如左冒西孔曲东岸二级阶地上古多边形和砂楔(距今 $23\,500 \pm 1200$ 年— $15\,340 \pm 770$ 年)。此外,在沱沱河、通天河、布曲河及当雄北部的四道梁高地上均发现类似的古多边形、砂楔和融冻褶皱。纳赤台昆仑河北岸二级阶地上,在融冻褶皱发育的地层中伴生有土脉(其黄土充填时代为 $14\,041 \pm 399$ 年)。

当时,高原上湖塘的补给水源急剧减少,而蒸发量增大,使得湖水中含盐量和矿化

度增高, 造成碳酸盐富集。如清水河湖相地层中含有大量的碳酸盐结核, 沱沱河北岸湖塘底部挖出的砂化草根化石 (距今 $14\,810 \pm 350$ 年) 均属于旱气候的产物。Hovermann 据柴达木盆地的层判断, 在距今 35 000—23 000 年之间为淡水湖相沉积, 距今 23 000 年以来逐渐变成盐湖及石膏沉积; 陈克造等认为柴达木盆地察尔汗盐湖的大量蒸发岩开始形成于距今约 24 000 年, 在距今约 16 000—9 000 年间气候最为干旱, 出现钾盐沉积并形成干盐湖; 格尔木水库东岸和纳赤台阶地上的沉积黄土 (距今 $18\,931 \pm 15\,377$ 年) 也属该时期的产物, 这些都与高原上的气候变化是一致的。

在这种干冷的气候下, 高原上开始形成大面积的多年冻土, 根据古冰缘现象和古冻土遗迹判断当时多年冻土的北界在纳赤台附近 (海拔 3550 m), 而冰缘区的北界可延伸至格尔木水库附近 (海拔 3000 m); 多年冻土南界扩展到当雄—羊八井谷地内 4000 m 以下的地段。

进入全新世, 虽然大规模的冰期已结束, 但由于整个高原仍不断地上升, 高原面已上升到 4000 m 以上, 特殊的海拔高度决定本区仍处在冰缘环境下, 同时又受全球性气候波动的影响, 使得高原上的气候仍有较明显的波动, 本文将其划出三个主要时期:

早全新世转暖期 (距今 10 000—8000 年): 高原经历末次冰期的干冷气候之后, 气候逐渐转暖并变得潮湿, 地表水分较充足, 植被发育, 在谷地和盆地内形成沼泽化湿地, 有利于泥炭和腐殖质堆积, 如羊八井七弄杂和当雄乌马曲厚层泥炭 (底部分别距今 8175 ± 200 年和 9970 ± 135 年) 开始形成。清水河 CK80-3 孔深 2.5—3.0 m 处为黑色淤泥质亚粘土沉积。据深 2.7—3.0 m 间样品 ^{14}C 测定距今 8800 ± 305 年, 该孔岩性由下部黄色亚粘土, 中细砂并含有灰岩碎块和碳酸盐结核沉积变为黑色淤泥质亚粘土沉积, 该现象可认为是气候转暖、降水增加和有机质增多的结果。

左冒西孔曲二级阶地砂楔体上部的粉砂 ^{14}C 测定距今 9218 ± 189 年; 风火山南麓 82 道班砂楔体内粉砂 ^{14}C 测定距今 9160 ± 170 年, 表明此时寒冻作用减缓, 寒冻裂缝已停止扩张, 裂缝内被砂和碎石充满, 砂楔停止发育也说明气候在转暖。

由于气候转暖变湿, 有利于植物生长, 使高原上的砂丘变为固定和半固定。五道梁东南 2 km 处砂垄中埋藏有多层未腐烂的植物根茎 (距今 9716 ± 270 年) 是一明显的例证。随着气候的转暖, 南北边界处的多年冻土层开始退化, 但腹部地区在晚更新世末期形成的大面积厚层多年冻土仍保持稳定状态。

中全新世相对温暖期 (距今 8000—3000 年): 此时是高原上冰后期的气候适宜期。分析高原上现有的泥炭和腐殖质的 ^{14}C 年代测定数据, 其大多数均形成于这个时期, 说明当时的气候较温暖、湿润。在气候适宜的环境下植物大量生长, 并以较快的速度不断堆积, 形成了大量的有机质, 如西大滩 8 号孔 (海拔 4464 m) 在孔深 3.75—8.58 m 有六层腐殖质层, 在 4.4 m 深处腐殖质层 ^{14}C 测定距今 7530 ± 300 年; 纳赤台一级阶地地层中的灰烬状炭质砂土, 其时代距今 4910 ± 100 年, 均可说明当时西大滩—纳赤台一带气候是较温湿的, 为季节冻土区。

121 道班多年冻土岛内腐殖质层 (距今 4363 ± 178 年) 和 109 道班北融冻滑塌体内的腐殖质层 (距今 5058 ± 443 年), 均属该时期较温湿气候的产物。

羊八井七弄杂和当雄乌马曲连续厚层泥炭沉积结束的时间, 据顶部泥炭样品 ^{14}C 测

定分别距今 3050 ± 120 年和 3575 ± 80 年; 日月山 (海拔 3455 m) 东坡厚达 2 m 的腐殖质层经 ^{14}C 测定距今 4920 ± 80 年。均说明高原上厚层泥炭层绝大多数是该时期形成的。

根据上述迹象判断在当时西大滩 4500 m 以下的滩地内为季节冻土区, 按其当时多年冻土分布的下界比现代的高 250—300 m 来推算, 当时的气温比现在要高 2°C 左右, 高原上的河谷地带 (目前年平均气温为 $-4.5 \sim -5.5^\circ\text{C}$), 如沱沱河、通天河、楚玛尔河和清水河等地融区范围逐渐扩大; 而在几个主要高山地带, 如昆仑山、风火山和唐古拉山山地仍为大片连续多年冻土区。在岛状多年冻土区内的多年冻土层由上向下融化, 在垂直方向上呈不衔接状。清水河高平原 CK224 孔 16 m 深处的古冻土上限即是该时期形成的。在高平原上由于上限附近厚层地下冰融化, 形成大量的热融湖塘, 与此同时, 在边界地带造成多年冻土大面积的退化。

晚全新世寒冷期 (距今 3000 年以来): 随着高原不断隆起, 气候又转冷, 此时为全新世最寒冷时期。高原上山冰川普遍前进, 在昆仑山和唐古拉山地区明显的标志是高山冰川的现代终碛和末次冰期冰碛之间有 3—4 道终碛和侧碛。

在西大滩 8 号孔附近形成了 20 多米厚的多年冻土层; 此时, 在西大滩东段 4250—4300 m 处形成一系列大型冻胀丘; 纳赤台西昆仑河一级阶地上发育着融冻褶皱; 在青藏公路沿线多年冻土岛面积逐渐增大, 最后相互连结成大片连续多年冻土。高原面上在未退化完的多年冻土层基础上又重新形成了大片连续的、在垂向上衔接的多年冻土层, 多年冻土的发育达到最盛期, 其分布范围大致与晚更新世末期相似。

此时, 整个高原上冰缘现象也相当发育, 如日月山 (海拔 3450 m)、橡皮山 (海拔 3450 m)、河卡南山 (海拔 3600 m) 等山地均分布着该时期形成的多边形、融冻泥流、冻胀丘和石环等, 根据这些冰缘现象分布的海拔高度判断, 当时多年冻土分布的下界高程比现在至少低 300 m; 又如西大滩现代多年生冻胀丘分布下界为 4550—4600 m 与该处古冻胀丘分布高程相差约 300 m, 按照此高度推算, 当时西大滩地区的气温比现在要低 2°C 左右。

之后, 高原上又经历了几次小的气候波动, 在距今 2000—500 年间气温有所回升, 随之边界处多年冻土又有退化; 西大滩东段冻胀丘融化坍塌, 形成古冻胀丘洼地; 在局部的低洼地段又形成腐殖质层, 如 121 道班的腐殖质层。

距今 500 年以来高原上又进入全球性的小冰期阶段, 气候向干冷方向发展, 在 69 道班北盐湖, 盐层下 60 cm 深处淤泥 ^{14}C 测定距今 1094 ± 344 年, 说明该盐湖是近 1000 年来气候变干而形成的。此时, 高原上许多湖塘干枯, 已固定或半固定, 砂丘表面又被风砂覆盖, 地表沙漠化现象越来越严重, 直至演变成目前这样干寒的气候。随之冻土面积有所扩大或新生一些冻土岛。

综上所述, 自晚更新世末期, 整个高原始终在冰缘气候笼罩下, 随着高原不断隆起和气候波动, 多年冻土的发育、保存和消失也随之而变化, 在南、北界地带表现为多年冻土层存在和消失的质变; 而在腹部地带主要是影响冻土层厚度的变化。其原因是全新世以来, 高原又上升了 300—500 m, 由于高原不断隆起, 加强了寒冷期的低温值并延长了低温的时间; 消减了温暖期温度, 并使温暖期缩短, 致使腹部地带的多年冻土不断

加积,厚度逐渐增大,以致于形成目前厚达百余米的大片连续多年冻土。

致谢:郭东信、李作福、王正文等参加部分野外工作,邱国庆对本文提出许多宝贵意见,在此表示感谢。

参 考 文 献

- 丁德文等 (1982) 青藏高原多年冻土发育历史的初步探讨,中国科学院兰州冰川冻土研究所,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,70—74。
- 王家澄等 (1979) 青藏公路沿线的多年冻土,地理学报,34 (1): 18—32。
- 王绍令等 (1985) 试论青藏高原清水河地区晚更新以来多年冻土的演化,冰川冻土,7 (2): 15—25。
- 邢泽民等 (1983) 冰晶分及粘土矿物含量变化探讨多年冻土上限,见:中国科学院兰州冰川冻土研究所,第二届全国冻土学术会议论文集,兰州,甘肃人民出版社,158—165。
- 周幼吕 (1965) 凤火山地区的冻土条件,中国科学院冰川冻土室、青藏公路沿线冻土考察(文集),北京:科学出版社,20—28。
- 黎国兴 (1982) 西藏当雄羊八井盆地泥炭层 ^{14}C 年代测定及其意义,见:地质矿产部青藏高原地质文集编委会,青藏高原地质文集(4),北京:地质出版社,131—136。

Formation and Evolution of Permafrost on the Qinghai-Xizang Plateau Since the late Pleistocene

Wang Shaoling

(Lanzhou Institute of Glaciology and Geocryology, Chinese Academy of Sciences)

Abstract

According to the distributive differences in space of permafrost and periglacial phenomena at present and ancient, for example, involutions, sand wedges, pingos, wind-blown sand, loess, ground ice and Permafrost table, and the data of radiocarbon ^{14}C dating, the author reconstructed the palaeo geographical environment on the Qinghai-Xizang Plateau since late pleistocene.

The author thinks that the areal permafrost on the plateau at present was formed in latest pleistocene. And then the distributive range and thickness of the permafrost change with the fluctuation of air temperature.

The climate changes and the permafrost evolution on the Qinghai-Xizang plateau since the late pleistocene may be divided into four stages as follows: cold period in the latest pleistocene (35 000—10 000 y. B. P.), transitional period in the early Holocene (10 000—8000 y. B. P.), relative warm period in the middle Holocene (8000—3000 y. B. P.) and cold period in the late Holocene (since 3000 y. B. P.).

Key words: permafrost, formation, evolution