

Holocene Megathermal Environment in the Tibetan Plateau

Liu Guangxiu, Shi Yafeng, Shen Yongping and Hong Min

(Lanzhou Institute of Glaciology and Geocryology, Chinese Academy of Sciences, 730000)

Abstract

Basic features of Holocene Megathermal environment in the Tibetan Plateau are discussed by using pollen-spore, paleobiological, paleosole, lake fluctuation, peat deposit, ice core, periglacial landforms and loess records from the plateau. Holocene Megathermal event took place about 9.0~3.5 ka BP, in the plateau, earlier than other places of China. Starting and ending times of the Megathermal had a regional difference in inland of the plateau, in general, early in the northeastern, western and southern parts and late in the other parts. During the Megathermal, vegetation on the plateau was very different to present time, and altitude zonation of vegetation moved upforeward and forest extended. In the maximum megathermal stage, mean annual air temperature was 3~5°C higher than that of the present, annual precipitation increased by 100~400 mm with strengthened summer monsoon, lakes extended and their levels rose with freshened water in them. In addition, highland peat formed, glaciers retreated and permafrost degraded during the Holocene Megathermal in the plateau.

Key words: Tibetan Plateau, Holocene Megathermal, environment

第一作者简介: 刘光秀, 男, 35岁, 副研究员, 1988年在中国科学院地理研究所获理学硕士学位。现主要从事第四纪植被演化及生态研究。

多年冻土, 冻土演化, 青藏高原

p 642.14

123-132

青藏高原东北部 15 万年来的 多年冻土演化^①

潘保田 陈发虎

(兰州大学地理科学系, 730000)

摘要 青藏高原东北部最近 15 万年中至少存在 4 次多年冻土强烈扩展时期。第一次发生在 140 ka BP 的倒数第二次冰期, 各地广泛发育冰楔; 第二次发生在末次冰期早期(80~53 ka BP), 若尔盖盆地发育融冻扰曲; 第三次发生在 27~23 ka BP, 高原东北缘出现冰楔; 第四次发生在 21~10 ka BP, 巴颜喀拉山以南地区和若尔盖盆地发育冰楔, 黄河源、共和及青海湖周围出现原生砂楔。不考虑构造上升, 上述冻土扩展时期多年冻土带下界高度较现代低 1 700~1 800 m。

关键词 冻土演化 冰楔假型 原生砂楔 青藏高原东北部

多年冻土地区是人类生存和生产的重要场所, 探讨多年冻土的形成演化和演变趋势是合理利用多年冻土地区自然资源的基础。作为冰冻圈的一个重要组成部分, 多年冻土在全球气候系统中具有极为重要的地位, 同时对全球气候变化的反映也十分敏感。因此探讨多年冻土的演化历史及通过古多年冻土现象恢复过去全球气候变化的过程, 一直是冻土学重要的研究领域。青藏高原东北部是我国西部高山高原多年冻土带的一部分, 随着冰期、间冰期旋回的气候波动和青藏高原的隆起, 这里的多年冻土经历了复杂的演变过程。自 80 年代初以来, 张维信等(1981)、徐叔鹰等(1984, 1990)、潘保田等(1989, 1992)、王绍令(1989)从不同角度不同时段探讨了这一地区冻土的发展过程。最近几年我们又发现了一些新的资料, 以下主要讨论该地区最近 15 万年以来的多年冻土演化。

1 古多年冻土遗迹

1.1 倒数第二次冰期多年冻土遗迹

倒数第二次冰期的多年冻土遗迹主要是冰楔假型(Ice-wedge Casts)和融冻扰曲, 在青藏高原各主要盆地和山地中均可见到(图 1), 其最南在玛多县花石峡, 最北是青海湖东北侧的日月山, 最低海拔是共和盆地的河卡, 海拔 3 300 m 左右。在盆地中冰楔假型

①本文于1996年4月11日收到; 属国家自然科学基金(49471012)资助项目成果之一。

主要发育在山麓洪积台地的砂砾石层或基岩风化壳中, 在山地上则多发育在冰碛物、冰水堆积物或基岩风化壳中。楔形构造一般成群出现, 在 10~30 m 长的路堑剖面中少则几个, 多则达数十个, 并伴有强烈变形的融冻扰曲(图 2a)。楔口宽 0.5~2 m, 深 0.5~2.5 m, 形态上呈窄深的单尖底楔形, 少数分叉。楔壁周围的围岩强烈变形, 反映经历过非常巨大的挤压作用。楔内充填细砂, 并偶有直径 2~3 cm 的小砾石悬于其间。楔壁不平整, 且有棕红色古土壤贴于其上。根据以上各点, 这类楔形体应为冰楔冰融化后被细砂充填的产物, 是冰楔假型。

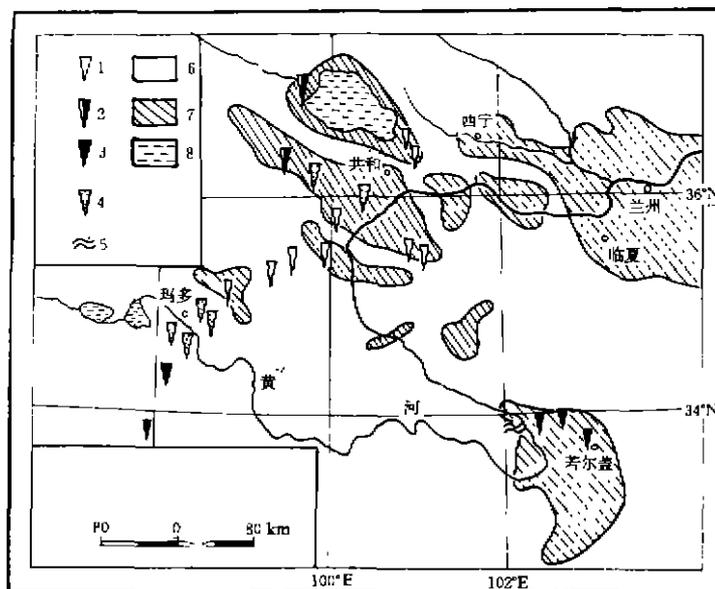


图 1 青藏高原东北部古冰缘现象分布图

1. 倒数第二次冰期冰楔假型(>140 ka BP); 2. 末次冰期最盛期前期冰楔假型(27~23 ka BP); 3. 末次冰期最盛期后期冰楔假型(20~10 ka BP); 4. 末次冰期最盛期后期原生砂楔(20~10 ka BP);
5. 末次冰期早期融冻扰曲; 6. 山地; 7. 盆地; 8. 湖泊

Fig. 1 Distribution of fossil periglacial phenomena in the northeastern Qinghai-Tibetan Plateau

各地倒数第二次冰期的冰楔假型剖面大致具有相同的地层结构。以兴海大河坝滩(海拔 3 400 m)地区为例, 那里冰楔假型及其相伴的融冻扰曲剖面地层结构如图 2a 所示。它们发育在中更新世山麓洪积台地砂砾石层中; 上覆棕红色的古土壤, 古土壤的 $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ 为 6.19, $\text{FeO}_2/\text{Fe}_2\text{O}_3$ 为 0.87, 其特征与黄土高原西部黄土地层中的 S_1 相似(李吉均等, 1990), 是森林或森林草原下形成的褐土型古土壤。棕红色古土壤之上为厚近 1 m 的乌兰黄土, 其中部的 TL 年代为 30.1 ± 2.6 ka BP。乌兰黄土之上为黑色的全新世古土壤, 有机 ^{14}C 年代为 $4 460 \pm 60$ a BP, 冰楔假型中充填细砂, 层理不清, 其 TL 年代为 135.7 ± 10.5 ka BP。根据上述地层结构和测年资料判断, 它所代表的冰楔应发育于 140 ka BP 以前的倒数第二次冰期。

1.2 末次冰期早期的多年冻土遗迹

末次冰期早期的多年冻土遗迹目前在青藏高原东北部发现不多,就现在的资料,仅有若尔盖盆地的融冻扰曲(图 2b)。该融冻扰曲剖面位于甘肃省玛曲县城附近的黄河南岸,海拔 3 400 m 左右,由黄河支流切割而成,其顶面属若尔盖盆地面。该剖面出露地层厚 15 m,主要由湖相淤泥、粉砂与砂层组成,顶部 2.25 m 为现代草甸土和沼泽相泥炭。发生扰曲的地层厚 2.5 m 左右,上界距剖面顶部 10 m。在扰动层上下的各层位地层具有正常的水平层理。这类地层扰动用地震和负荷作用极难解释,应是融冻扰曲。发生融冻扰曲的淤泥层经 ^{14}C 测年,其年代已超过了 45 ka 的测年范围,说明沉积年代大于 45 ka。根据若尔盖盆地演化研究资料(潘保田等,1993),若尔盖盆地的古湖消失于 12 ka 以前,全新世初发育沼泽相泥炭,若尔盖盆地面即形成于全新世初。据此推断,融冻扰曲剖面顶部的泥炭层和现代土壤应形成于全新世,融冻扰曲层与泥炭层之间近 8 m 的湖相地层可能形成于晚更新世晚期。因此融冻扰曲发生的年代或许是晚更新世早期的末次冰期早期。

1.3 末次冰期最盛期的多年冻土遗迹

青藏高原东北部末次冰期最盛期的多年冻土遗迹十分丰富,分布广范,指示环境意义较好的是冰楔假型和原生砂楔。

(1) 冰楔假型

冰楔假型主要分布在巴颜喀拉山南麓、若尔盖盆地北缘、青海湖周围和共和盆地中心地区。在巴颜喀拉山南麓冰楔假型主要发育在冰碛物或冰水砾石层中,楔内充填砾石,上覆全新世土状堆积物,海拔 4 300 m 以上。

在若尔盖盆地北缘,冰楔假型主要发育在第三纪红色砂岩风化壳中,海拔约 3 500 m,成群出现,楔体口宽 50~100 cm,楔深 50~90 cm,楔壁不平整,有滑塌痕迹(图 2c),楔体附近围岩被挤压变形。楔内充填褐灰色粉砂质粘土,有层理并有大量砾石混入。我们采集了两个楔内充填物 ^{14}C 年代样品,其测年结果分别为 $8\,500 \pm 180$ a BP 和 $4\,840 \pm 75$ a BP。冰楔假型之上,现代土壤层之下发育黑色古土壤,有机 ^{14}C 年代为 $5\,010 \pm 145$ a BP。根据上述构造特征和年代资料,我们认为若尔盖盆地北缘的楔体是活动于 10 ka BP 前的冰楔,它们于全新世初冰体融化后被土充填。

共和盆地和青海湖周围地区的冰楔假型发育在第四纪河湖相砂层中,海拔 3 100 m 以上,成群出现,口宽 50~80 cm,深 50~120 cm,楔体附近的围岩被挤压变形。代表性剖面位于共和县切吉和青海湖吉尔孟。切吉剖面(图 2d)海拔 3 100 m,楔内充填物的 ^{14}C 年代为 $20\,430 \pm 430$ a BP;楔体被一发育程度较低的古土壤覆盖, ^{14}C 年代为 $19\,430 \pm 350$ a BP。青海湖吉尔孟剖面海拔 3 200 m 左右,围岩的 ^{14}C 年代为 $33\,050 \pm 730$ a BP。根据上述楔形特征和年代数据,我们认为它们所代表的冰楔发育于 30 ka BP 以后,并于 20 ka BP 前融化被砂土充填。

(2) 原生砂楔

原生砂楔集中分布在共和盆地中心及玛多黄河源地区。共和盆地的原生砂楔主要发

育在晚更新世河湖相砂粘土层中, 在扎布达地区成群出现, 海拔 2 900 m 左右, 规模较小, 口宽 10~35 cm, 深 30~50 cm(图 2e)。楔体附近围岩发生变形, 但不强烈, 楔壁平整、无滑塌痕迹。楔内充填物为十分纯净的细砂。上述特征表明, 楔内物质为原始充填物, 楔体为原生砂楔。楔体围岩的¹⁴C 年代为 33 880 ± 3 450 a BP, 楔体上覆浅黑色古土壤的¹⁴C 年代为 14 220 ± 180 a BP。据此推断, 这里的原生砂楔活动于 14 ka BP 以前的末次冰期最盛期, 14 ka BP 前后因古土壤发育而停止活动。

玛多黄河源地区的砂楔发育于板岩、炭质页岩风化壳或冰碛冰水沉积物中, 随处均

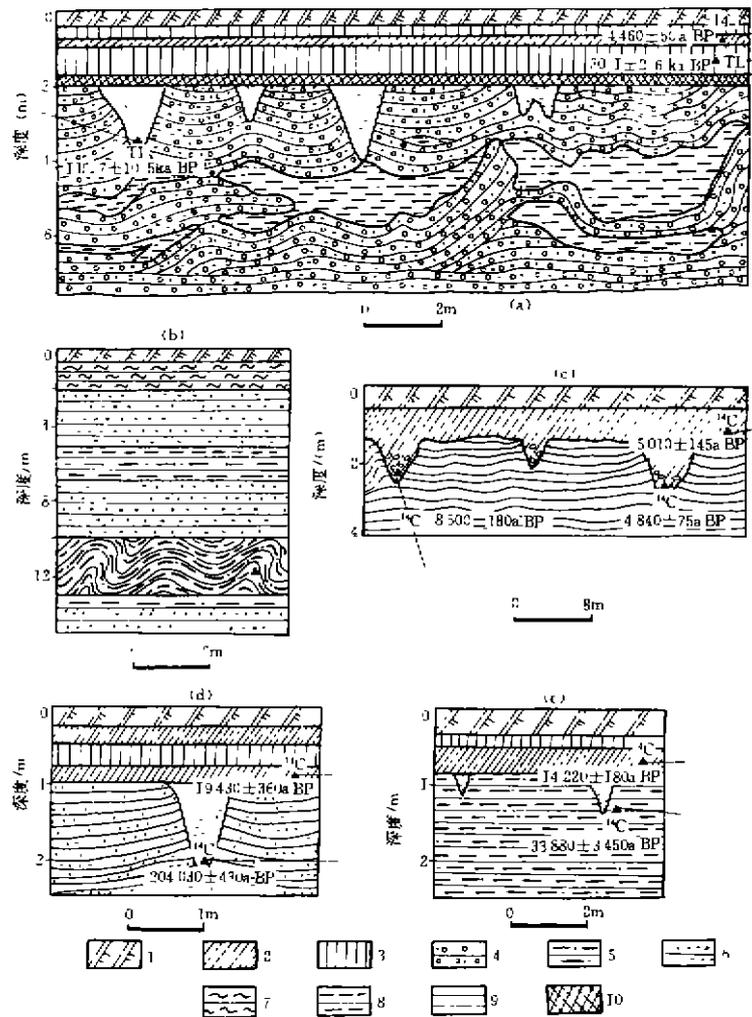


图 2 青藏高原东北部古冰缘现象剖面图

(a) 兴海大河坝滩冰楔假型与融冻扰曲剖面; (b) 若尔盖融冻扰曲剖面; (c) 若尔盖冰楔假型剖面,

(d) 共和切吉冰楔假型剖面, (e) 共和扎布达原生砂楔剖面

1 现代土壤, 2. 全新世与末次冰期间冰段古土壤; 3 马兰黄土, 4. 砂砾石层; 5 砂粘土层,

6 砂层, 7. 泥炭层, 8. 淤泥层, 9. 第三纪砂岩风化壳, 10. 末次间冰期古土壤

Fig. 2 Sections of fossil periglacial phenomena in the northeastern Qinghai-Tibetan Plateau

可看到。海拔 4 200 m 以上, 成群出现, 在长 100 m 的路堑剖面中, 多达 50 余个。楔形口宽 50~150 cm, 深 50~300 cm。楔壁规则, 无滑塌迹现。楔体附近围岩强烈变形。楔内充填物为纯净的细砂, 且有清楚的垂直叶理。上述特征说明它们是原生砂楔。采自玛多黄河南岸星星海地区两个楔内细砂的淋溶 CaCO_3 年龄为 $12\,300 \pm 100$ a BP 和 $16\,340 \pm 245$ a BP, 表明它们主要活动于末次冰期最盛期。

2 最近 15 万年来的多年冻土演化

从上述所列证据可以看出, 主要的多年冻土遗迹为冰楔假型和原生砂楔。由于它们发育对环境条件要求比较严格, 十分有利于我们探讨多年冻土演化。

关于冰楔和原生砂楔发育环境条件的研究主要集中在高纬多年冻土带(Pewe, 1963; Washburn, 1979; 李作福等, 1990), 其中以 Romanovskij 的研究最为细致(王保来, 1991)。通过对西伯利亚楔形构造分布和形成的观察, Romanovskij 提出形成原生砂楔的年平均地温上限为 $-3 \sim -5^\circ\text{C}$, 形成冰楔的年平均地温不得高于 $-5 \sim -7^\circ\text{C}$, 他还提出发育于砂质粘土、冲积细砂和砂砾石层中冰楔要求的年平均地温上限分别为 $-2 \sim -4^\circ\text{C}$, $-5 \sim -6^\circ\text{C}$ 和 $-7 \sim -8^\circ\text{C}$ (徐叔鹰等, 1990)。高纬与中低纬高山地区多年冻土发育研究表明, 高纬地区气温年较差大于中低纬高山高原地区, 有利于多年冻土发育和地表开裂。我国东北高纬多年冻土带南界 0°C 的年平均气温比青藏高原多年冻土分布下界 $-2 \sim -3^\circ\text{C}$ 的年平均气温高(周幼吾等, 1982), 就说明了这一点。因此, 我们有理由认为, 在中低纬高山高原多年冻土区发育冰楔和原生砂楔所要求的温度要比高纬多年冻土区低。故将青藏高原上发育原生砂楔的年平均地温上限定为 -5°C , 生长于砂质粘土、冲积细砂和砂砾石层中冰楔所需的年平均地温上限分别定为 -4 , -6 和 -8°C 。根据该地区的气象记录, 年平均地温一般比年平均气温低 3°C , 这样上述年平均地温对应的年平均气温分别为 -8 , -7 , -9 和 -11°C 。基于这样的环境意义, 根据前节的多年冻土遗迹, 我们可以恢复出最近 15 万年青藏高原东北部的多年冻土带下界变化过程(图 3, 4)。

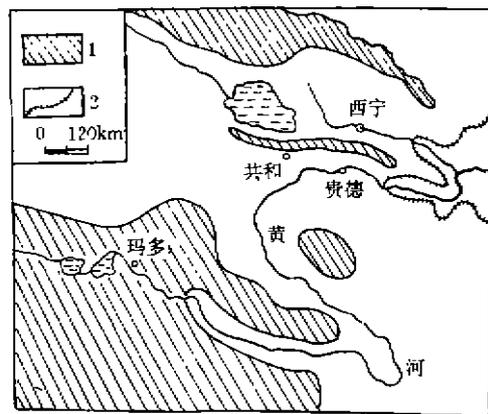


图 3 冰期中青藏高原东北部的多年冻土分布图

1. 现代多年冻土区, 2. 冰期中的多年冻土带下界

Fig. 3 Distribution of permafrost in the northeastern Qinghai-Tibetan Plateau in ice age

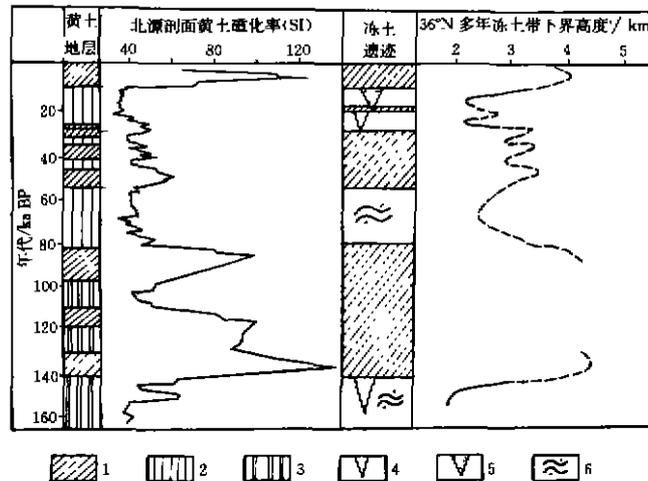


图4 近15万年以来青藏高原东北部多年冻土带下界高度变化

1. 古土壤; 2. 马兰黄土, 3. 离石黄土; 4. 冰楔; 5. 砂楔; 6. 融冻扰曲

Fig. 4 Changes of lower limit of permafrost zone in the northeastern Qinghai-Tibetan Plateau during the last 150 ka BP

140 ka BP 前的倒数第二次冰期的气候十分寒冷, 青海湖、共和、兴海和鄂拉山等地得以发育冰楔。共和河卡地区是目前发现倒数第二次冰期冰楔假型的最低海拔地点(3 300 m)。若取 -11°C 作为河卡地区发育冰楔时的年平均气温, 温度随高度增加的递减率为 $0.6^{\circ}\text{C}/100\text{m}$, 高原多年冻土带下界处的年平均气温为 -3°C (相应的年平均地温为 0°C)(周幼吾等, 1982), 那么倒数第二次冰期 36°N 处的多年冻土带下界高度在海拔2 000 m左右。位于 36°N 附近鄂拉山地区的现代多年冻土带下界高度为海拔3 800 m上下。两者相比, 倒数第二次冰期多年冻土下限高度比现在低1 800 m左右。

140~80 ka BP 为末次间冰期, 间冰期中气温的升高导致多年冻土退化, 高原多年冻土带下界上移。冰缘现象的研究无法恢复这一时期多年冻土带下界高度, 我们不得不借助其它研究资料。根据本研究区边缘甘肃临夏地区的黄土地层孢粉组合分析, 末次间冰期的年平均气温比现在高 3°C ^①。若青藏高原东北部末次间冰期与现代的年平均气温度差值也是这么大的话, 那么末次间冰期高原多年冻土带下界高度比现在高500 m左右, 在 36°N 可达4 300 m。李吉均等(1990)研究表明, 末次间冰期中气候仍存在波动, 随着这种次一级的气候波动, 多年冻土带下界高度理应发生上下移动。但我们目前掌握的资料还无法恢复这类移动的细节。

80~53 ka BP 的末次冰期早期, 气温的再度降低致使高原多年冻土带扩展, 下界下移。目前在青藏高原东北部发现的这一时期的多年冻土遗迹很少, 不足以恢复当时多年冻土带下界高度。但根据当前学术界的普遍认识, 末次冰期早期气温较末次冰期最盛期略高, 80~53 ka BP 间多年冻土带下界高度应比20~10 ka BP 间稍高。

53~27 ka BP 是末次冰期中气候最温暖的时期, 被称为大间冰段。气温的回升不

^①康建成, 1990. 15万年以来中国西部冰川序列, 黄土记录与环境演变关系的研究. 博士论文.

仅导致了山地冰川普遍后退,同时也造成多年冻土退化,下界上移。青藏高原东北部 36°N 附近海拔在 2800m 以下的地区,黄土地层出现代表间冰段的针叶林型古壤,而海拔 2800m 以上地区黄土层为连续沉积,马兰黄土中很少有古土壤出现。因此,可以认为末次冰期间冰段 36°N 地区针叶林上限高度在海拔 2800m 左右。兰州马衔山地区现代针叶林上限(海拔 3100m)与多年冻土带下界(3700m)的高差为 600m (吴锡浩,1983;徐叔鹰等,1984)。按此值推算, 36°N 地区末次冰期间冰段多年冻土带下界高度在海拔 3400m 左右,比现代低约 400m 。

按经典的划分, $27\sim 10\text{ka BP}$ 是末次冰期最盛期。根据我们对本区古冰缘的研究,末次冰期最盛期似乎也可分成两个亚阶段, $27\sim 23\text{ka BP}$ 为前期亚阶段, $20\sim 10\text{ka BP}$ 为后期亚阶段,中间隔以温度较高的间冰段,在共和盆地发育弱古土壤,这一间冰段在我国黄土和格陵兰冰芯记录中均有反映。黄土高原 $23\sim 20\text{ka BP}$ 发育古土壤(Li Jijun, 1995),在格陵兰冰芯记录中表现为IS2(Dansgaard *et al.*, 1993)。因此这种划分是有较多证据的。

$27\sim 23\text{ka BP}$ 的末次冰期最盛期前期,青藏高原东北部比较湿润寒冷,共和和青海湖地区发育冰楔。共和切吉地区(海拔 3100m)的冰楔假型发育在砂层中,若以 -9°C 作为当时该地的年平均气温, 36°N 处多年冻土带下界的高度为 2100m ,比现代的多年冻土带下界低约 1700m 。

$20\sim 10\text{ka BP}$ 的末次冰期最盛期后期,青藏高原东北部旱化趋势明显,区域分异增强。巴颜喀拉山南麓及若尔盖地区相对冷湿,冰楔发育。若以 -9°C 作为在砂岩风化壳中发育冰楔的若尔盖盆地北缘(海拔 3500m)的平均气温,那么它所在 34°N 地区的多年冻土带下界高度在海拔 2500m 上下。研究区北部和黄河源地区气候干冷,仅能发育原生砂楔。若以 -8°C 作为当时发育原生砂楔最低地点的共和扎布达地区(海拔 2900m)的年平均气温,那么 36°N 地区多年冻土带下界高度为海拔 2100m 左右,比现代低 1700m 。比较末次冰期最盛期晚期 34°N 和 36°N 多年冻土带下界的高度,两者相差 400m ,符合现代多年冻土带下界每降低1个纬度升高 $200\sim 300\text{m}$ 变化规律(周幼吾等,1982)。

全新世气温升高,多年冻土带下界上移,并随小尺度气候波动在现代多年冻土带下界上下移动。应当指出,前述各时期多年冻土带下界高度推算都没有考虑构造上升的影响。大量证据揭示,最近15万年青藏高原存在强烈抬升(潘保田等,1995),但由于各时期抬升量的研究较弱,我们很难精确地进行构造抬升订正。不过可以肯定的是,最近15万年多年冻土带下界实际移动幅度要比前述推算的大。

3 结论

根据古多年冻土遗迹,特别是具有良好环境指示意义的冰楔假型和原生砂楔,最近15万年中青藏高原东北部至少有四个多年冻土大规模扩展时期。它们分别是: 140ka BP 的倒数第二次冰期; $80\sim 53\text{ka BP}$ 的末次冰期早期(ELG); $27\sim 23\text{ka BP}$ 的末次冰期最盛期前期; $20\sim 10\text{ka BP}$ 的末次冰期最盛期后期。

参考 Romanovskij 提出的关于冰楔与砂楔发育对环境条件的要求, 在不进行高原隆起订正条件下, 倒数第二次冰期青藏高原东北部多年冻土带下界比现在低 1 800 m 左右, 末次冰期最盛期比现在低 1 700 m 左右, 末次冰期最盛后期(20~10 ka BP)高原东北部环境区域分异明显, 除苍尔盖与巴颜喀拉山南麓外, 研究区其余部分气候干燥。

参 考 文 献

- 王绍令. 1989. 晚更新世以来青藏高原多年冻土形成及演化的探讨. 冰川冻土, 11(1): 69~75
- 王保来, 费兰奇 H M. 1991. 土楔和冰楔假型及其古气候意义. 冰川冻土, 13(1): 67~76
- 李吉均, 朱俊杰, 康建成等. 1990. 末次冰期旋回兰州黄土剖面与南极东方站冰岩芯的对比. 中国科学(B), (10): 1086~1094
- 李作福, 郭东信. 1990. 多边形一脉构造及其环境意义. 冰川冻土, 12(4): 301~310
- 吴锡浩. 1993. 暗针叶林带温度研究. 科学通报, 28(23): 1451~1454
- 周幼吾, 郭东信. 1982. 我国多年冻土的主要特征. 冰川冻土, 4(1): 1~9
- 张维信, 石生仁. 1981. 兰州-水谷地区的某些冰缘现象与古气候意义. 兰州大学学报(自然科学版), (3): 133~141
- 徐叔鹰, 徐德貌, 石生仁等. 1984. 青藏高原东北边缘地区冰缘发展探讨. 冰川冻土, 6(2): 15~25
- 徐叔鹰, 潘保田. 1990. 青海高原东部冰缘楔构造及其形成环境. 见: 第四届全国冰川冻土学术会议论文集(冻土学). 北京, 科学出版社, 17~24
- 潘保田, 徐叔鹰. 1989. 青海高原东部晚第四纪自然环境演化探讨. 科学通报, 34(7): 534~536
- 潘保田, 李吉均, 周尚哲. 1992. 青藏高原倒数第二次冰期冰楔的发现及其意义. 科学通报, 37(17): 1599~1602
- 潘保田, 李吉均, 周尚哲. 1993. 黄河最上游发育历史初步研究. 见: 地貌过程与环境. 北京: 地震出版社, 17~21
- 潘保田, 李吉均, 朱俊杰等. 1995. 青藏高原: 全球气候变化的驱动机与放大器. II. 青藏高原隆起的基本过程. 兰州大学学报(自然科学版), 31(4): 150~167
- Dansgaard W., S J Johnson and H B Clausen *et al*. 1993. Evidence for general instability of past climate from a 250 ka ice-core record. Nature, 364: 218~220
- Li Jjun. 1995. Uplift of Qinghai-Xizang (Tibet) Plateau and global change. Lanzhou University Press, 135~163
- Pewe T L. 1963. Ice-wedges in Alaska: Classification, distribution and climatic significance. Geol. Soc. America, Special Paper, 76~81
- Washburn A L. 1979. Geocryology: A Survey of periglacial processes and environments. Edward Arnold, 305~320

Permafrost Evolution in the Northeastern Qinghai-Tibetan Plateau during the Last 150 000 Years

Pan Baotian and Chen Fahu

(*Geography Department, Lanzhou University, 730000*)

Abstract

In the northeastern Qinghai-Tibetan Plateau, There were at least four periods in which permafrost intensive expanded during the last 150 ka BP. The first one, in which ice wedges extensively developed, was the penultimate glaciation 140 ka BP. The second was early Last Glacial(80~53 ka BP), when involution appeared in Zoige Basin. Ice wedges developed in Gonghe Basin and Qinghai Lake region in the third Period(27~23 ka BP). In the fourth period from 20 to 10 ka BP, regional difference of natural environment became very clear. Ice wedges developed in Zoige Basin and Bayanhar Mountain because of humid and cold climate. However, sand wedges appeared in the source of the Yellow River, Gonghe Basin and Qinghai Lake region due to the dry and cold climate. The altitudes of lower limits of permafrost zone in the cold periods were 1 700~1 800 m lower than the present, leaving out the tectonic uplift.

Key words: permafrost evolution, ice-wedge casts, fossil sand wedges, the northeastern Qinghai-Tibetan Plateau

第一作者简介: 潘保田, 男, 32岁, 副教授, 1983年毕业于兰州大学自然地理专业, 1991年获博士学位。现主要从事地貌演化与环境变迁的研究工作。