中国科学: 地球科学 2010 年 第 40 卷 第 12 期: 1710 ~ 1717
www.scichina.com earth.scichina.com
《中国科学》杂志社
SCIENCE CHINA PRESS

论 文

大兴安岭伊图里河地区的冰楔冰氢、氧同位素记录及其反映的古温度变化

杨思忠, 金会军*

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, 兰州 730000

* 联系人, E-mail: hjjin@lzb.ac.cn

收稿日期: 2009-04-10; 接受日期: 2010-01-06

中国科学院冻土工程国家重点实验室青年博士基金项目(编号: SKLFSE-ZQ-04)、中国科学院寒区旱区环境与工程研究所人才基金项目(编号: O984971001)和中国科学院"百人计划"项目(编号: 2004407)资助

摘要 大兴安岭伊图里河的不活动冰楔群是迄今发现的北半球纬度最南的冰楔, 对研究该区古冻土环境演变具有重要意义. 通过分析冰楔冰的氢、氧同位素, 发现冰楔的发育过程中有 3 次小周期的气温波动. 3 次冷期峰值时段(约 2800, 2300 和 1900 a BP)比现今伊图里河年均气温分别低约 2.1, 1.1 和 1.3℃. 综合前人研究、孢粉记录和定年结果, 推测冰楔发育时间大约在3300~1600 a BP之间. 在这段时间里, 兴安岭地区多年冻土南界可能向南推进约 2 个纬度(约 200 km).

关键词
不活动冰楔
氢、氧稳定同位素
多年冻土
全新世晚期
气候变化

多年冻土历史演化过程的重建主要依靠古冰缘、冻土遗迹、沉积物、古生物孢粉等材料. 而冰楔是其中最有价值的冰缘现象之一, 可以可靠地指示古冻土的存在[1~5]. 近年来研究发现共生型冰楔冰中的稳定同位素比率与温度之间存在正相关关系, 可反映较长时间尺度上的古气温变化情况, 尤其是冰楔形成期间的年均气温(MAAT)和最冷月平均气温(MATCM)[6~10].

冰楔主要由降雪在春季融化后渗入寒冻裂隙、冻结, 年复一年逐渐张裂扩大而成; 多次成冰过程中, 老冰层开向两侧, 新的冰层楔入其中[6,10]. 冰楔每一垂直叶理的同位素浓度与形成该层的雪盖融水对应, 不同叶理的δ^{18}O浓度波动曲线可反映冰楔形成过程中的古气温升降变化[10,11]. 利用稳定同位素比率/温度之间的简单线性关系, 还可合理解释和定量恢复冰楔中蕴含的古气候信息[8]. 目前, 晚更新世以来冰楔同位素反演古气温的误差可以低至 1~3℃[12].

我国东北地区多年冻土被称为兴(安)-贝(加尔)型多年冻土[13,14]. 对于该区晚更新世以来的古冻土演化研究主要通过孢粉记录, 结合零星发现的冰缘遗迹推测[13,15~18], 缺少直接的证据. 20 世纪 80 年代末, 在大兴安岭的乌玛和伊图里河地区分别发现了不活动冰楔, 二者分别在 14~10 和 4~2 ka BP之间发育[19,20]. 这表明, 在晚更新世末期大兴安岭地区有多年冻土发育; 在新冰期, 多年冻土又获得了发展.

伊图里河位于大兴安岭北部, 处于大片连续多年冻土带的南缘[1)]. 该冰楔群是迄今世界上发现的北半球纬度最南的不活动冰楔[19,21], 有助于重建全新

1) 内蒙古牙克石林业勘查设计院冻土考察队. 中国东北部的多年冻土. 1981

引用格式: Yang S Z, Jin H J. δ^{18}O and δD records of inactive ice wedge in Yitulihe, Northeastern China and their paleoclimatic implications. Sci China Earth Sci, 2010, doi: 10.1007/s11430-010-4029-5

世后期(约 4~2 ka BP)东北地区北部的古冻土环境格局. 由于冰楔发现之初的技术手段和经费限制, 研究人员仅推断了冰楔发育所需的平均温度, 未能充分挖掘冰楔本身所蕴含的气候变化信息. 目前, 气候变暖的背景下, 南缘地带冻土正在加速退化, 深入研究该冰楔群更显紧迫. 2007 年, 我们从AMS-^{14}C定年和稳定同位素角度方法研究了冰楔发育时期及较小时间尺度的古温度波动情况.

1　材料和方法

采样点位于伊图里河火车站东北约 100 m处的河岸一级阶地上(50°37′N, 121°32′E), 海拔 730 m (图 1). 其地表为高约 20~30 cm的塔头草垫, 四周的低山丘陵则为兴安落叶松和白桦次生林. 该区气候严寒, 夏季温凉短促, 冬季严寒漫长, 1965~2005 年间的年均气温(MAAT)为−5.2℃, 年降水量 460 mm, 冬季积雪可长达 5 个月, 平均积雪厚度 30~35 cm, 最大积雪厚度 47 mm[19,21].

1.1　冰楔形态描述

剖面示意图和定年结果见图 2. 整个剖面中冰楔围岩(土)分层比较明显. 剖面 0~0.3 m 为现代草根层; 0.3~0.8 m 为降解较差的草炭层, 且 0.5 m 以下, 沉积层逐渐变暗黑色. 0.6 m 是分凝冰的顶部, 也是现今冻土上限. 0.8~1.6 m 为黑色腐殖质亚粘土层, 其中 1.4~1.6 m 冻土层的含冰量明显增加, 体积含冰量可达 50%~60%. 1.6~2.3 m 灰色亚黏土层中含少量棱角状的变质岩块. 2.4 m 以下土中碎石含量增多, 并见次圆状和磨圆度较好的小卵石.

楔体顶宽 1.1 m, 高 1.45 m, 冰体上部与分凝冰层的底部衔接. 冰楔具有明显的垂直叶理, 叶理厚 1~3 mm. 叶理间夹有少量的灰色亚粘土, 且富含沿叶理拉长的椭圆形气泡. 楔顶部(约 0.9 m 深处)可见两个融槽断面, 这是冰楔局部消融的遗迹. 其中大融槽宽 0.5 m, 深 0.35 m, 较小融槽宽 0.4 m, 深 0.2 m. 楔顶之上 0.6~0.9 m 地层中有数层分凝冰, 分凝冰的厚度介于 3.5~6 cm. 楔顶两侧有厚度约 2~6 cm 的冰土互层, 冰层间夹土层厚度约 2~4 cm. 土层一般呈

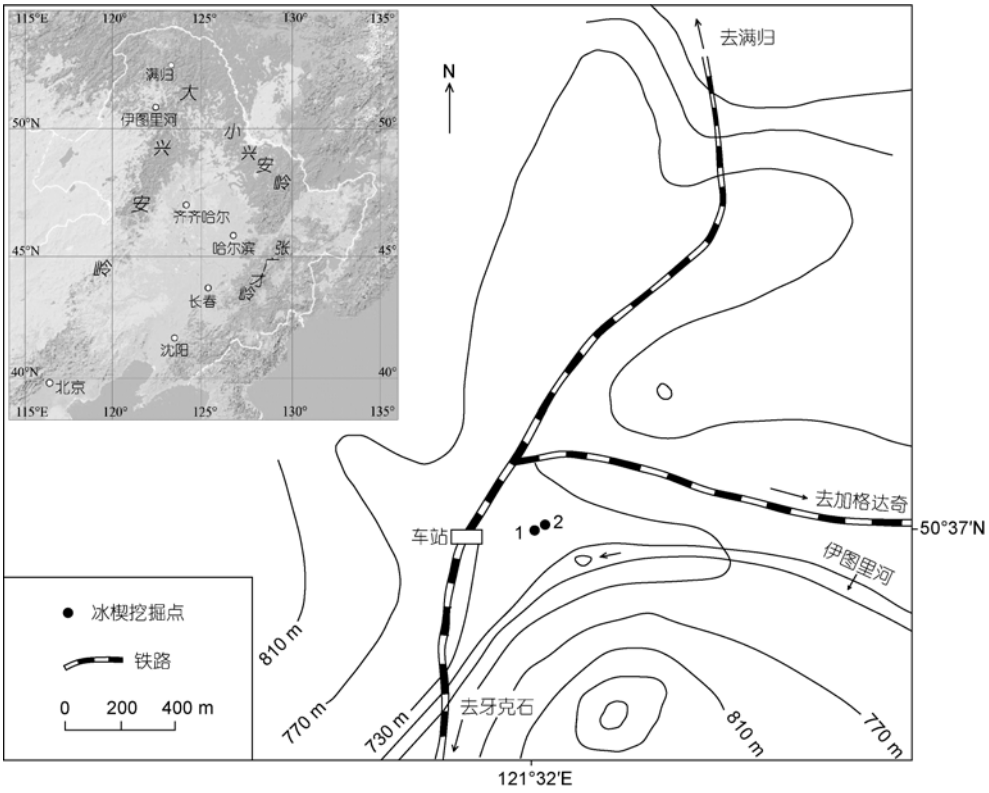


图 1　伊图里河冰楔采样点的地理位置

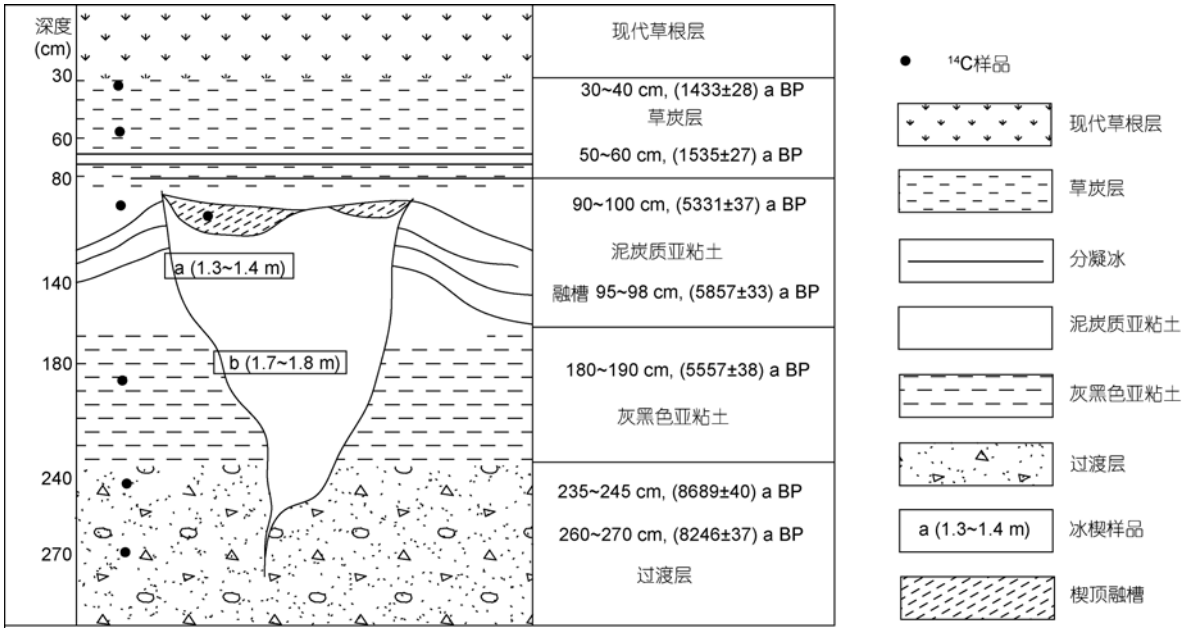


图 2　伊图里河冰楔剖面及^{14}C样品示意图

水平状, 但在接近冰楔时, 迅速上翘. 这些形态特征都是共生型冰楔的重要特征[20,22].

1.2　冰楔冰采样及预处理

按照文献[11, 12]中的方法, 采集了地表之下1.3~1.4 m以及1.7~1.8 m的两段水平冰楔冰. 样品以–4℃保存, 并于3日内空运至兰州冰冻圈科学国家重点实验室. 由于1.3~1.4 m比深处样品的冰楔叶理多, 反映气候变化过程更精细, 故而本文只给出了此段冰楔的分析结果. 该样品半幅宽原为54 cm, 边缘部分为围岩(土)和冰楔冰界面, 通常具有反常的同位素组成, 不适合用于古温度重建[11,22]. 所以在实验中将边缘约6 cm先行剔除. 在冰冻圈科学国家重点实验室, 将剩余48 cm冰芯分割成3 cm的样段, 共得到16段, 从冰楔边缘到中心依次编号为1~16.

1.3　^{14}C定年

本研究通过冰楔围岩来控制冰楔的生成年代. 根据剖面土壤组成的变化, 在冰楔围岩30~270 cm深处共取了7个样品进行了^{14}C年代测定(见图2). 测年在西安加速器质谱中心完成, 定年校准误差±3‰. 另外, 还采集了围岩孢粉样品以帮助确定冰楔的年龄.

1.4　氢、氧同位素分析

^{18}O和D同位素在冰冻圈科学国家重点实验室分别用MAT-252和MAT-253型气体质谱仪测定,其误差分别为±0.1‰和±1‰. 稳定同位素丰度表示为实测样品与标准之间偏差的千分差, 并与全球降水线方程(GMWL)[23]作了对比分析.

2　结果与讨论

2.1　同位素化学结果与分析

分析结果表明, 伊图里河冰楔冰中δ^{18}O的范围为–20.9‰~–17.8‰, 平均值为–18.8‰; δD值在–171.1‰~–141.7‰波动, 平均值为–151.0‰. 其中氧同位素最高、最低值与平均值的差异分别为1.0‰和–2.1‰, 氢同位素最高、最低值与平均值分别为9.3‰和–20.0‰ (图3). 氢、氧同位素浓度波动曲线清楚地呈现出冰楔发育历史中有3次温度较低的时期, 以及2次温度回升(图3). 其中4, 9和13号分别对应3次冷峰(降温中心), 与最高点的氢、氧同位素(δ^{18}O=–17.8‰, δD=–141.7‰)相比, δ^{18}O相差分别为2.7‰, 0.3‰, 0.8‰, δD相差29.3‰, 4.0‰以及6.7‰. 最久远的那次降温幅度最大, 而第2次的降幅最小.

相关性分析表明, 氢、氧同位素变化的一致性很

高(Spearman's ρ=0.982, P<0.01, n=16), 二者的变化趋势十分吻合. δD和δ^{18}O之间的回线性归方程(r^2=0.982, n=16)(图 4)为

$$\delta D=8.672\ \delta^{18}O+12.209. \quad (1)$$

这个回归方程即为局地降水线方程(LMWL)[24]. 与GMWL相比, 由伊图里河冰楔冰同位素得到的LMWL的斜率和截距稍大, 而且所有的样品均位于GMWL的下方(图 4).

2.2　过量氘(d)

现代大气降水中氢、氧同位素的回归方程被称为降水线方程. 方程中的斜率反映了同位素平衡条件

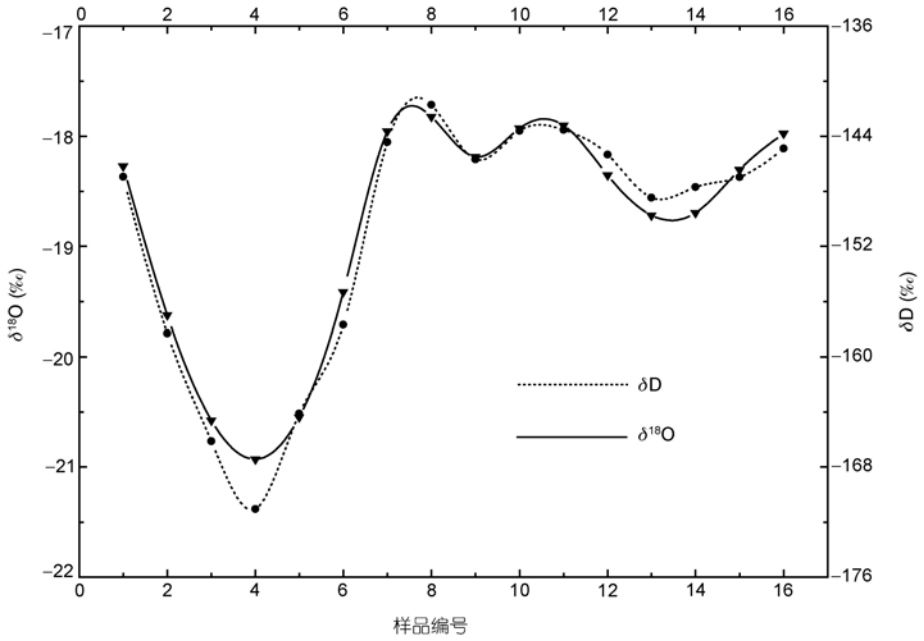


图 3　东北大兴安岭伊图里河冰楔中氢、氧同位素变化曲线

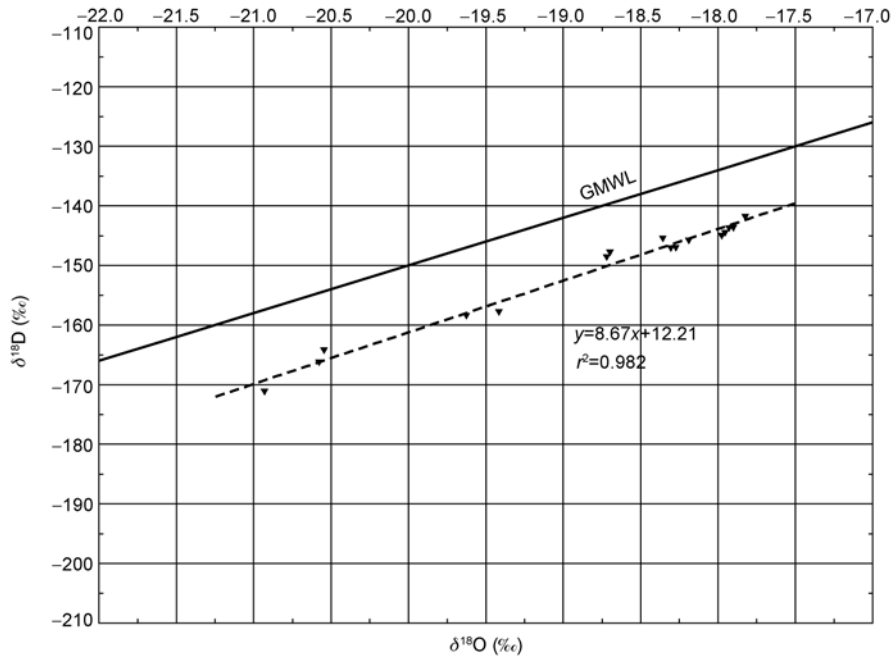


图 4　中国东北大兴安岭伊图里河冰楔的氢、氧同位素回归分析

下水汽二相中氢、氧同位素富集系数之比, 而截距则反映了汽相中氢、氧同位素组成的绝对值之差, 是说明降水中 D 和 O 贫化程度比例关系的重要参数. 水在蒸发过程中的动力分馏作用下, 氢(D/H)比氧($^{18}O/^{16}O$)稳定同位素分馏的程度相对更强, 结果使降水或融水中D和O贫化程度出现差值. Dansgaard[24]把这一差值定义为过量氘(Deuterium Excess), 用 d 表示, 即

$$d=\delta D-8\delta^{18}O.$$

过量氘可用于分析水汽来源. 降水中过量氘主要取决于形成降水的水汽来源地的相对湿度和降水点的饱和蒸汽压状况, 地下水中过量氘则反映各组分的混合程度[25,26]. 冰楔冰主要是雪盖消融再冻结的结果, 其过量氘主要受降雪的本底值以及积雪消融过程中同位素分馏的影响. 如果冰雪溶融速度快, 相对融雪量大, 蒸发较慢，通常 d 值偏低; 反之，d 值偏高[27,28].

伊图里河冰楔冰的过量氘介于–3.6‰~1.9‰之间, 平均值仅为–0.4‰. 可以推测, 地表积雪快速消融后能相对迅速地进入寒冻裂隙中, 与周围环境的同位素交换较少. 这种低过量氘现象在西伯利亚东北部的科雷马(Kolyma)河谷等地冰楔中同样存在, 并被认为是冰楔主要来源于降雪而非活动层中水分的重要证据[22]. 以此而论, 伊图里河冰楔冰的氢、氧同位素回归方程可能接近于当时冬季降雪的降水线方程(LMWL).

2.3 冰楔发育期间的温度变化

伊图里河冰楔围岩是富含泥炭质亚粘土, 依据Romanovsky冰楔生成条件[29], 这种土壤中形成冰楔时的年均地温(MAGT)条件为–2~–4℃. 该区1965~2005 年间的 MAAT 为–5.2℃, MAGT 为–0.8~–1.2℃, 显然现今不具备生成冰楔的条件. 但冰楔的存在却可以指示冰楔生成时的 MAGT 比现在低. 除乌玛外, 大兴安岭地区相同地貌单元上的 MAGT 和 MAAT 相差 3.8~4.4℃, 平均 4.1℃ (表 1). 冰楔发育时段的MAAT至少需要–6~–8℃[29], 也就是说, 在整个冰楔发育期间, 伊图里河温度总体上要比现今低约 1~2℃.

根据Vasil'chuk等[8,12,22]的研究成果, 我们尝试利用相似地区冬季新近形成的冰楔中的氧同位素和晚全新世形成的古冰楔相互对比, 来解释、恢复古冰楔形成时代的气候状况. 由于目前尚无伊图里河现代脉冰和地下冰的氧同位素资料, 这里选取了相邻最近的相似地貌单元——外贝加尔地区结雅河谷某洪积阶地上(约 56°N)冰楔同位素资料[12]. 全新世以来该地古冰楔$\delta^{18}O$平均值为–23.3‰, 而现代砂质壤土和泥炭土中孔隙冰或现代脉冰的$\delta^{18}O$平均值分别为–16.1‰和–14.3‰[12]. 伊图里河冰楔围岩为泥炭土和灰色亚粘土, 因此这里取上述$\delta^{18}O$的平均值(–15.2‰)作为现代伊图里河$\delta^{18}O$浓度.

结雅河谷古冰楔同位素反映的古浅层地温(–11℃)和现今(–8℃)相差 3℃, 而相应的古今$\delta^{18}O$浓度相差 8.1‰[12], 由此得出古今同位素-温度变化率(δ/T)为 0.375℃/1‰ $\delta^{18}O$. Nikolayev 和 Mikhalev[30]根据俄罗斯 15 个站点的资料得出, 在冬季降水为降雪的情况下, 地下脉冰中$\delta^{18}O$与一月平均气温($T_{Jan.}$)的相关关系为 0.48℃/1‰ $\delta^{18}O$. 而根据中国东北兴安岭及其周边 16 个气象站的资料推算, MAAT和$T_{Jan.}$的相关系数为 0.716 (P<0.01, n=16). 综合俄罗斯和东北兴安岭资料, 进一步得出兴安岭地区$\delta^{18}O$-MAAT的δ/T近似为 0.35℃/1‰ $\delta^{18}O$. 另据东北地区的现代降水实测资料得出的δ/T为 0.39[31]. 因此, 东北地区δ/T应在 0.35~0.39/1‰ $\delta^{18}O$之间. 那么, 结雅冰楔的变化率 0.375 正好落在这个区间之内.

伊图里河古冰楔氧同位素平均值–18.8‰, 它与现今基准值(–15.2‰)相差–3.6‰, 根据上述δ/T (0.375℃/1‰ $\delta^{18}O$), 换算成温度差异约为 1.4℃. 这说明, 伊图里河冰楔发育期间温度总体比现今低约1.4℃, 该结果与依据Romanovsky的冰楔发育条件推

表 1 大兴安岭地区年平均地温和气温的差值(引自文献[20])

地点	纬度(N)	MAGT(℃)	MAAT(℃)	差值(℃)
古莲	53°03′	0.5~–1.0	–4.8	4.3~3.8
乌玛	52°45′	–1.0~–1.5	–4.4	3.4~2.9
满归	51°59′	–1.1~–1.6	–5.4	4.3~3.8
伊图里河	50°32′	–0.8~–1.2	–5.2	4.0~4.4

算的 1~2℃降温值基本吻合. 依此类推, δ^{18}O的 2 个高峰(–17.8‰和–17.9‰)对应的降温约 1℃, 当时的MAAT和MAGT可能分别为–6.2 和–2.2℃. 按时间顺序, 3 个冷峰δ^{18}O值分别比现今低–5.7‰, –3.0‰和–3.5‰, 相应的降温幅度为 2.1, 1.1 和 1.3℃. 与该区现今的MAAT (–5.2℃)相比, 冰楔 3 次冷峰的MAAT(或者浅层地温)可能约为–7.3, –6.3 和–6.5℃.

现今, 伊图里河地区MAAT和MAGT的平均相差约 4℃(表 1), 如果这个关系适合全新世, 那么冰楔发育期间 3 个冷峰的MAGT分别为–3.3, –2.3 和–2.5℃(表 2), 该温度满足泥炭或有机亚粘土中冰楔发育所需的–2~–4℃的边界条件[29]. 在东北大兴安岭地区, 现今冻土南界大致和 0℃等值线相当, 且该区的年均气温随纬度的变化率为每 1 纬度 0.8~1℃[18,32]. 如果这个关系适合全新世, 那么, 冰楔发育期间的多年冻土南界可能向南推进 1.5°~2.5°(平均为 2°, 即约 200 km)左右.

2.4　冰楔发育时段分析

冰楔开始和停止发育的时间对恢复古气候具有重要的时间标尺作用.

首先, 古冰楔同位素浓度均低于现今,冰楔是在比现在寒冷的一个冷期形成的. 前人和本次挖掘过程中均发现地层 1.5 m左右存在厚层不连续分凝冰, 而为该冰楔所穿透, 冰楔自身叶理结构完整, 二者边界清晰. 所以, 冰楔应在该地层形成之后的某个寒冷期形成. 根据AMS-^{14}C定年结果, 该冰楔应形成于 5 ka以来的冷期的某个阶段, 这与最初认定的冰楔发育时段(4~2 ka BP)基本一致[19]. 另据冰楔围岩的孢粉结果, 5500~3600 a BP气候比现今暖湿, 而3600~1500 a BP比现今寒冷[33]. 因此, 冰楔开始发育的时间可能不早于 3600 a BP. 根据地层深度 60 cm处楔旁围岩及融槽形态分析, 冰楔停止发育的时间大概在 1500 a BP左右. 故而可以将冰楔发育时段缩小至 3600~1500 a BP之间. 在此基础上, 分析每段(3 cm)冰楔样品平均需约 100~110 a才能形成.

关于全新世新冰期, 中国北部海面变化表明有 3~4 个降温阶段[34,35]. 竺可桢先生[36]通过物候学研究提出 3 ka以来有 3 个明显的寒冷中心时期, 分别在2950~2800, 1950~1350 和 950~750 a BP, 期间气温摆动 1~2℃. 冰岛北部陆架喜暖硅藻沉积则显示有 4 次显著的降温, 降温中心分别在 2600, 1900, 1300 和600 a BP[37]. 杨怀仁等[34]认为 3 ka以来第一次降温距今 3100~2500 a, 寒冷中心在 2800 a BP, 这一结果近年来得到树轮^{14}C记录[38]和东北兴安岭地区泥炭δ^{18}O的支持[39]. 这次显著的降温事件在辽西及华北的其它地区也有所反映[40~42]. 另外, 历史和考古资料也记述了商末周初(约 2800 a BP)气候明显转冷[36]. 综合各方研究结果, 3 ka以来的首次冷峰很可能在 2800 a BP左右, 持续约 600 a.

冰楔同位素反映的首个降温周期正好涵盖 6 段(18 cm)样品, 历经约 600~650 a形成. 另有孢粉反映 3000 a BP的新冰期东北地区降温约为 2℃[13,16,43]. 这个值与据冰楔氧同位素计算的降温幅度(2.1℃)基本吻合. 基于以上时间、事件的一致性, 可将伊图里河δ^{18}O曲线中第 1 次降温中心定在 2800 a BP. 依次类推, 第 2 冷期持续约 150~200 a, 中心在 2300 a BP左右, 第 3 冷期持续约 300 a, 中心在 1900 a BP左右. 3 个冷期中心依次相隔约 500 和 400 a. 加上去除的边缘 6 cm的冰样(相当于约 200 a), 可将冰楔发育的起始年代前推至约 3300 a BP. 冰楔结束发育的时段大约在 1600 a BP, 这个结果又与 50~60 cm处地层的定年结果((1535±27) a BP)非常接近. 由此, 冰楔发育的起止时段大致定为 3300~1600 a BP.

冰楔氧同位素曲线表征的第 1 和第 3 次降温大致分别对应中国历史上的周初寒冷期(约 3100~2700 a BP), 东汉-六朝寒冷期(公元初~AD 600)[44]. 第二次降温(约 350~200 BC)幅度最小, 持续时间也最短. 近年来发现距今大约 2300 年前开始降温, 历史文献中有长江、汉水出现结冰的记录, 直至汉武帝时期(156~87 BC)仍以温凉气候为主; 约从 100 BC始气温明显回升[45]. 石笋记录也表明, 第 3 次降温中心(即AD 100)后的 300a间温度总体缓慢回升; 但在随后的

表 2　冰楔反映的 3 次冷峰的相关温度推算结果

冷峰年代(a BP)	δ^{18}O差值(‰)	降温幅度(℃)	MAAT(℃)	MAGT(℃)
2800	–5.7	2.1	–7.3	–3.3
2300	–3.0	1.1	–6.3	–2.3
1900	–3.5	1.3	–6.5	–2.5

200年间, 即AD 400~600间, 气温上升较快并达到一个高峰; 此后气候在振荡中总体缓慢下降[46].

冰楔形成之后, 如何度过公元400~600年间这段高温期呢? 孢粉纪录显示当时气候与现今相近或者仅稍微暖和一些[33]. 伊图里河地区现今年均气温–5.2℃, 冻结指数 3600℃·d[21], 不具备冰楔发育的条件. 全新世高温期东北三江平原气温比现今高出 3~5℃[13], 当时伊图里河地区气温不会高于–2.2~–0.2℃. 此外, 该区冬季有逆温层存在, 夏季地表沼泽化和泥炭发育, 以及地表水藓类植被丛生, 这些因素能在很大程度上抵消气候转暖所导致的地温上升值, 保护下伏冻土[20]. 据估算伊图里河周边地区水藓类植被和泥炭的叠加作用几乎使年均地温下降 4.5~7℃, 由此推测, 伊图里河地区当时的年均地温可能不会高于0℃[20], 这就为古冰楔主体安全渡过全新世高温期提供了有利的自然条件.

3 结论

伊图里河地层 1.4~1.6 m 上下普遍存在数层不连续分凝冰, 这可能是冰楔发育时期的多年冻土上限停留的位置, 而当时的地面可能处于现今地表以下约 80 cm 处. 定年结果表明 60~80 cm 深处地层堆积速度缓慢, 所以这个古冻土上限可能维持了较长时间. 此后堆积加快, 冻土上限随之迅速抬升到现在的位置, 地层中 30~60 cm 降解度较差的草炭层就是明证. 再后来, 气候在振荡中总体变暖(公元 400~600), 中断了冰楔发育, 并导致楔顶局部形成融槽, 新的上限附近产生 3~4 层不连续分凝冰.

过量氘(d)提示伊图里河冰楔主要源自于地表积雪融水, 冰楔同位素浓度可基本反映降雪的本底值. 虽然本例中d的平均值较低, 但由于东北已发现的冰楔数量少, 故不能肯定过量氘偏低是否具有普遍性. 每段受测定的冰楔样品包含若干冰楔叶理, 所得同位素浓度为不同叶理的平均结果. 尽管δ^{18}O的年际变化被部分地抹平, 但同位素的平均变化趋势仍然反映了冰楔发育期间的小周期气温波动变化.

结合前人研究、孢粉记录和定年结果, 推断该冰楔约在3300~1600 a BP形成, 期间有3次小周期的气温波动, 降温中心的年均气温可能比现今分别低约2.1, 1.1和1.3℃, 冷峰时间分别在2800, 2300和1900 a BP左右. 这3个冷期大致分别对应中国历史上的西周初寒冷期(约3100~2700 a BP), 战国晚期及秦末(大约 400/350~200 BC), 以及东汉-六朝寒冷期(公元初年~AD 600).

致谢 感谢审稿专家提出的宝贵意见.

参考文献

1 Jin H J, Chang X L, Wang S L. Evolution of permafrost on the Qinghai-Tibet Plateau since the end of the Pleistocene. J Geophys Res, 2007, 112: F02S09
2 Jahn A. Problems of the Periglacial Zone. Warszawa: Polish Scientific. 1995
3 Black R F. Periglacial features indicative of permafrost ice and soil wedges. Quat Res, 1973, 6: 3—26
4 French H M. The Periglacial Environment. London: Longman, 1976
5 Washburn A L. Geocryology. New York: John Wiley & Sons Halsted Press, 1980. 128—146
6 Mackay J R. Oxygen isotope variations in permafrost, Tuktoyaktuk Peninsula area, Northwest Territories. Curr Res Part B-Geol Surv Can, 1983, 81B: 67—74
7 Vaikmäe R. Oxygen isotopes in permafrost and ground ice——A new tool for paleoclimatic investigations. In: Proceedings of the 5th Working Meeting Isotopes in Nature, Leipzig, Germany, 1989. 543—553
8 Vasil'chuk Yu K, Kotlyakov V M. Principles of Isotope Geocryology and Glaciology. Moscow: Moscow University Press, 2000
9 Vandenberghe J, Coope R, Kasse K. Quantitative reconstructions of palaeoclimates during the last interglacial-glacial in western and central Europe: An introduction. J Quat Sci, 1998, 13: 361—366
10 Popp S, Diekmann B, Meyer H, et al. Palaeoclimate signals as inferred from stable-isotope composition of ground ice in the Verkhoyansk Foreland, Central Yakutia. Permafrost Periglacial Process, 2006, 17: 119—132
11 Meyer H, Dereviagin A, Siegert C, et al. Paleoclimate studies on Bykovsky Peninsula, North Siberia——Hydrogen and oxygen isotopes in

ground ice. Polarforschung, 2002, 70: 37—51
12 Vasil'chuk Yu K, Vasil'chuk A C. Ice-wedge formation in northern Asia during the Holocene. Permafrost Periglacial Process, 1995, 6: 273—279
13 郭东信, 李作福. 我国东北地区晚更新世以来多年冻土历史演变及其形成时代. 冰川冻土, 1981, 3: 1—16
14 Jin H J, Yu Q H, Lü L Z, et al. Changes of permafrost in the Da and Xiao Xing'anling Mountains, Northeastern China. Permafrost Periglacial Process, 2007, 18: 245—258
15 中国科学院贵阳地球化学所第四纪孢粉组、^{14}C组. 辽宁省南部一万年来自然环境的演变. 中国科学, 1977, 7: 605—614
16 裘善文, 姜鹏, 李风华, 等. 中国东北晚冰期以来自然环境演变的初步探讨. 地理学报, 1981, 36: 315—327
17 谢又予. 试论东北地区多年冻土形成的气候条件及其演化. 冰川冻土, 1985, 7: 323—328
18 邱国庆, 程国栋. 中国的多年冻土——过去与现在. 第四纪研究, 1995, 17: 13—22
19 彭海云, 程国栋. 中国大兴安岭冰楔及其古气候意义. 见: 第四届全国冰川冻土学术会议论文选集(冻土学). 北京: 科学出版社, 1990. 9—16
20 童伯良. 中国东北部的冰楔. 冰川冻土, 1993, 15: 41—46
21 贾名超, 苑福, 程国栋. 中国东北首次发现冰楔. 冰川冻土, 1987, 9: 257—260
22 Vasil'chuk Yu K, Vasil'chuk A C, Rank D, et al. Radiocarbon dating of δ^{18}O-δD plots in Late Pleistocene ice-wedges of the Duvanny Yar (Lower Kolyma River, northern Yakutia). Radiocarbon, 2001, 43: 541—553
23 Craig H. Isotopic variations in meteoritic waters. Science, 1961, 133: 1702—1703
24 Dansgaard W. Stable isotopes in precipitation. Tellus, 1964, 16: 436—468
25 庞洪喜, 何元庆, 张忠林, 等. 季风降水中δ^{18}O 与季风水汽来源. 科学通报, 2006, 51: 2897—2904
26 田立德, 姚檀栋, 余武生, 等. 青藏高原水汽输送与冰芯中稳定同位素记录. 第四纪研究, 2006, 26: 145—152
27 Moser H, Stichler W. Environmental isotopes in ice and snow. In: Fritz P, Fontes J C, eds. Handbook of Environmental Isotope Geochemistry (Volume 1: The Terrestrial Environment). Amsterdam: Elsevier, 1980
28 尹观, 倪师军, 范晓, 等. 冰雪溶融的同位素效应及氘过量参数演化——以四川稻城水体同位素为例. 地球学报, 2004, 25: 157—160
29 Romanovsky N N. Regularities in formation of frost-fissures and development of frost-fissure polygons. Biuletyn Periglacjalny, 1973, 23: 237—277
30 Nikolayev V I, Mikhalev D V. An oxygen-isotope paleothermometer from ice in Siberian permafrost. Quat Res, 1995, 43: 14—21
31 Wang D, Wang J, Wang K. Significance level and repeatability for stable isotope thermometer of precipitation in China. In: International Symposium on Isotope Hydrology and Integrated Water Resources Management. Vienna, 19—23 May 2003. No. IAEA-CN-104/P-112, 2003. 309—311
32 周幼吾, 郭东信. 我国多年冻土的主要特征. 冰川冻土, 1982, 4: 1—18
33 杨思忠. 中全新世以来大兴安岭中部伊图里河冻土环境变化及微生物学特征研究. 博士学位论文. 兰州: 中国科学院寒区旱区环境与工程研究所, 2008. 30—65
34 杨怀仁, 谢志仁. 中国东部近 20000 年来的气候波动与海面升降运动. 海洋与湖沼, 1984, 15: 1—13
35 符文侠, 李光天, 魏成凯. 晚更新世以来辽东半岛海岸变迁的初步探讨. 海洋湖沼通报, 1987, (2): 25—30
36 竺可桢. 中国近五千年来气候变迁的初步研究. 中国科学, 1973, 3: 168—189
37 蒋辉, 任健, Knudsen K L, 等. 冰岛北部陆架 3000 年以来夏季表层海水温度及古气候事件. 科学通报, 2006, 51: 2657—2664
38 Van Geel B, Van Der Plicht J, Kilian M R, et al. The sharp rise of δ^{14}C ca. 800 cal BC: Possible cause, related climatic teleconnections and the impact on human environments. Radiocarbon, 1998, 40: 535—550
39 洪业汤, 刘东生, 姜洪波, 等. 太阳辐射驱动气候变化的泥炭氧同位素证据. 中国科学 D 辑: 地球科学, 1999, 29: 527—531
40 靳桂云, 刘东生. 华北北部中全新世降温气候事件与古文化变迁. 科学通报, 2001, 46: 1725—1730
41 夏正楷, 邓辉, 武弘麟. 内蒙古西拉木伦河流域考古文化演变的地貌学分析. 地理学报, 2000, 55: 329—336
42 杨永兴, 黄锡畴, 王世岩, 等. 西辽河平原东部沼泽发育与中全新世早期以来古环境演变. 地理科学, 2001, 21: 242—249
43 崔之久, 谢又予. 论我国东北、华北晚更新世晚期多年冻土南界与冰缘环境. 地质学报, 1984, (2): 165—176
44 杨怀仁. 第四纪地质. 北京: 高等教育出版社, 1987
45 陈业新. 战国秦汉时期长江中游地区气候状况研究. 中国历史地理论丛, 2007, (1): 7—18
46 Zhang P Z, Cheng H, Edwards R L, et al. A test of climate, sun, and culture relationships from an 1810-year Chinese cave record. Science, 2008, 322: 940—942