



论文

青藏高原中部全新世气候不稳定性的
高分辨率冰芯记录段克勤^{①*}, 姚檀栋^②, 王宁练^①, 徐柏青^②, L. G. THOMPSON^③^① 中国科学院寒区旱区环境与工程研究所冰冻圈国家重点实验室, 兰州 730000;^② 中国科学院青藏高原研究所, 北京 100085;^③ Byrd Polar Research Center, The Ohio State University, Columbus 43210-1002, USA

* E-mail: kqduan@lzb.ac.cn

收稿日期: 2011-12-22; 接受日期: 2012-02-23

国家重点基础研究发展计划(编号: 2010CB951703)、国家自然科学基金(批准号: 40971290, 40771209)、中国科学院战略性先导科技专项(编号: XDA05080600)和中国科学院“西部之光”人才计划(编号: O928701001)资助

摘要 位于青藏高原中部的普若岗日冰原平坦广阔, 过去时期的气候变化信息在固体降水得以保存, 从其提取的冰芯弥补了藏北高原缺乏全新世以来的高分辨率气候记录. 对冰芯记录的氧同位素分析, 结合冰芯中植物残体的 ^{14}C 测年控制, 获得了中晚全新世 7.5 ka 以来分辨率为 50 a 的气候变化记录. 结果表明, 普若岗日冰芯氧同位素比率反映的温度变化, 同中国其他大的温度框架记录比较一致, 但其提供了更为翔实的气候事件, 指示青藏高原中全新世气候极不稳定, 期间有多次较大的气候波动和冷事件, 冷事件都出现在 2500, 750 和 200 a 三个周期叠加的冷相位, 并同青藏高原冰川前进相对应.

关键词
青藏高原
冰芯记录
全新世
气候波动
冷事件

20 世纪的气候变暖受到广泛关注, 但其变暖幅度和原因仍具有不确定性^[1]. 判断目前气候变暖程度最直接的方法是把现在的气候同过去相比较, 显然目前的变暖程度取决于历史时期的气候变化幅度. 全新世作为文明出现和迅速发展阶段, 其变化背景是判断目前人类活动对气候系统造成重大影响的重要依据, 期间几次气候冷事件直接与古文明的出现、发展和消失, 以及人口的迁移和社会的变迁休戚相关^[2-4], 但目前对全新世气候变化还没有一个系统性的认识^[5], 早期的 IPCC 报告或教科书中往往只给出一个近万年温度变化示意图, 一般指出中全新世温度最高, 但可信度不高, 最多只能代表一种看法^[6],

造成这一现象的主要原因是全新世气候记录较少, 且因人类活动干扰、分辨率低及测年等原因, 限制了更深入的研究^[7].

早期格陵兰冰芯记录指示全新世气候比较稳定^[8,9], 但后来的研究却表明全新世气候在全球不同地区都存在百年到千年尺度快速变化^[5,10-13]. 在中国, 近年对全新世气候的研究取得了相当丰富的成果, 总结这些研究成果, 推断中国在 8.5~3 ka BP 之间存在一个大暖期, 但是不同的记录在大暖期的开始和结束及幅度仍存在较大的差异, 其原因可能是气候代用指标对气候变化的不敏感和定年误差造成的^[14]. 在青藏高原, 全新世气候变化已有相当的研究^[14-19],

但还是缺乏高分辨率的气候资料. 比如要回答青藏高原温度在中全新世是稳定的还是存在剧烈的波动? 青藏高原全新世气候存在千年尺度的韵律变化吗? 回答这些问题仍有赖于高分辨率的资料.

重建全新世气候主要取决于两个因素: 一是所选气候代用指标的物理意义或气候敏感性, 即所选指标的变化在多大程度上能反映真实的气候变化; 二是所选气候代用指标的定年问题. 在青藏高原高山地带, 大气降水终年以降雪形式发生, 在特定的地形条件下, 过去的降雪年复一年积累起来而被保存, 任何与大气干湿沉降有关的气候变化信息都会在积雪或冰层中得以保存. 由此可见从冰川上钻取的冰芯, 在重建古气候方面存在天然的优势, 一是冰芯记录是气候变化的直接反映. 二是对降雪量较大且地形平坦的冰川, 每一次有效的大气降水都得以保存, 因而从其提取的冰芯具有很高的分辨率. 从这两个优点, 我们可以利用冰芯记录讨论青藏高原全新世以来的气候变化问题.

本文的目的是, 依据 2000 年在青藏高原中部钻取的普若岗日冰芯氧同位素记录, 分析青藏高原中部全新世中期以来的气候变化, 并同其他记录相比较, 揭示青藏高原全新世气候波动, 为探讨全新世气候变化成因及评判 20 世纪的变暖程度提供重要的科学依据.

1 普若岗日冰芯的钻取和分析

普若岗日冰原(33°44'~34°03'N, 89°00'~89°20'E)位于藏北高原腹地(图 1), 面积~423 km², 冰川雪线海拔 5620~5860 m. 从冰原前端沙丘判断, 普若岗日冰原在 18 ka 前就已存在^[20]. 自小冰期以来, 普若岗日冰原面积减少了约 24 km², 冰川末端后退了约 70 m^[21]. 在普若岗日冰原周围广泛分布着湖泊和沙丘戈壁, 形成冰川、沙漠和湖泊共存的奇特景观.

2000 年中国科学院寒区旱区环境与工程研究所和美国 Ohio State University 的 Byrd Polar Research Center(BPRC)联合在普若岗日冰原顶部平坦区域(海拔 6000 m)钻取三支深孔冰芯, 分别长 118.6, 152 和 214.7 m. 在冰芯钻取的同时, 进行了气象观测, 测得 2000 年 10 月 3~27 日钻点处平均温度为-14.7℃, 而同期离普若岗日冰原最近的托托河气象站(92°26'E, 34°13'N, 海拔 4533 m)的平均温度为-4.1℃. 以托托

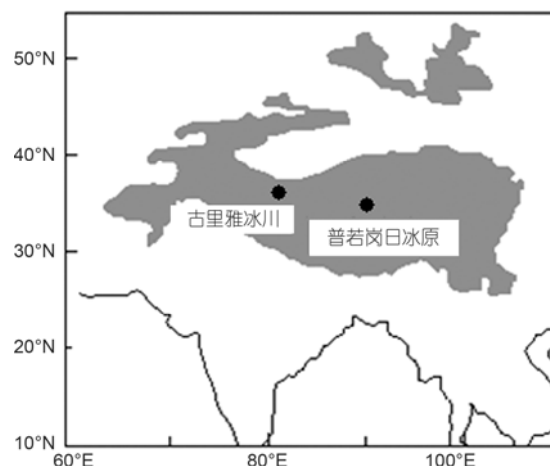


图 1 普若岗日冰原位置

图中阴影部分为海拔大于 2000 m 的区域

河站为参考, 推断普若岗日冰芯钻取点的年平均、1 月和 7 月平均温度分别为-14.8、-27.3 和-3.1℃. 冰芯钻孔温度在 10 和 210 m 深处分别为-6 和-0.9℃, 表明在冰川内部没有融化, 整个冰芯都处于冻结状态.

本文分析的是 214.7 m 长的冰芯, 该冰芯以 2~5 cm 的长度被切割为 6303 个样品, 并在 BPRC 实验室进行了微粒、 $\delta^{18}\text{O}$ 及主要阴阳离子分析. 文献[22]详细讨论了普若岗日冰芯近 400 a 降水变化, 而文献[23]综述了普若岗日冰芯定年、离子和同位素的变化. 本文在此基础上将着重讨论近 7.5 ka 以来 $\delta^{18}\text{O}$ 的变化趋势、周期及其反映的冷事件.

2 普若岗日冰芯测年

冰芯时间序列的确定是重建气候记录最重要、最关键的一步.

普若岗日冰原广阔平坦, 冰流速慢, 因而很适合对大气降雪的长期积累和保存. 降雪在普若岗日冰原年复一年的累积起来形成年降水的层状记录, 只要分离开这些层状记录, 就可获得过去的气候状况.

普若岗日冰原边缘显露出象树木年轮一样的冰层, 这是因为藏北高原夏半年(5~9 月)降水占全年的 90%以上, 从 11 月到次年 4 月, 只有~10 mm 的降水, 意味着藏北高原冬春季干旱寒冷, 相应的大气中各种粉尘含量也较高, 通过干沉降, 在两个夏季降雪形成的干净冰层之间, 会产生明显的污化层, 它是区分每年降雪厚度的一个良好指标. 同样从普若岗日钻

取的冰芯中污化层也清晰可见, 通过数这些污化层, 就可以确定冰芯上部的冰层的年龄. 普若岗日冰芯上部 107.6 m 处可以定年到 AD1600 年, 平均年层厚度约为 250 mm, 具有很高的分辨率. 对普若岗日上部近 400 年的详细定年情况可参见文献[22, 23].

冰川下部冰体在其上覆冰体的压力作用下会发生扩展变形, 越往下, 变形越大, 即单位厚度中所包含的年层越多, 意味着时间分辨率的下降, 以致在单个冰芯样品中包含更多的年层, 这时就无法确认污化层的季节变化, 对冰芯的定年就需用流动模式.

对普若岗日冰芯 107 m 以下部分, 采用了如下流动模式对其定年^[23]:

$$T_2 \left[\left(1 - \frac{Z_1}{H} \right)^{-p} - 1 \right] = T_1 \left[\left(1 - \frac{Z_2}{H} \right)^{-p} - 1 \right].$$

上式中 Z_1 和 Z_2 为冰芯中的年层深度, T_1 和 T_2 分别为 Z_1 和 Z_2 对应的冰层年代, H 为冰芯钻点处的深度, p 为冰川流动参数. 山地冰川在稳定状态下, 该模式能很好的刻画冰川不同年层的年代随深度的变化. 流动模式的参数需用参考层位的确定年代来求取, 通常山地冰芯底部的绝对年龄并不容易获得, 幸运的是在普若岗日冰芯深度 210.5 m 处, 发现了一个植物碎片, 对其进行 ^{14}C 测年, 为 (6440 ± 60) a BP^[23] (以 1950 年为准). 由此利用普若岗日冰芯 107.65 m 处对应的 400 a BP 和 210.5 m 处对应的 6490 a BP (以 2000 年为准), 计算出流动模式的参数 p 为 0.54, 最终得到冰芯不同深度处的年龄, 所得年龄误差最大不超过 70 年^[23]. 冰层年龄随深度增加很快, 在冰芯 210 m 处每个样品 (3 cm) 大约包含 35 年的冰层, 由此对普若岗日冰芯氧同位素近 7.5 ka 记录取 50 a 的分辨率比较恰当. 整体来看, 普若岗日冰芯上部年层清晰, 并有 1963 年 β 峰值的绝对年代订正^[22], 重要的是冰芯底部有 ^{14}C 测年定位, 同青藏高原其他冰芯记录相比, 所重建的近 7.5 ka 来普若岗日冰芯氧同位素记录定年是比较准确的, 详细定年结果见文献[23].

3 结果与讨论

3.1 普若岗日 $\delta^{18}\text{O}$ 序列指示的温度变化

全球降水中稳定同位素研究的最重要发现之一, 是高纬度地区降水中稳定氧同位素比率与气温之间存在很好的线性关系^[24]. 这一重要发现使得冰芯中

稳定同位素成为反演古气候环境变化的温度指标. 自 1991 年以来, 对青藏高原降水中氧同位素进行了系统的研究^[25~27], 结果表明在青藏高原北部地区, 降水中氧同位素比率与温度成显著的正相关, 而且时间尺度越长, 降水中氧同位素比率的温度效应越强^[28]. 在青藏高原, 已有许多研究证实冰芯中氧同位素比率反映温度变化^[29~34]. 取自藏北高原的普若岗日冰芯, 其记录的 $\delta^{18}\text{O}$ 具有明显的温度效应^[35], 因而普若岗日冰芯 $\delta^{18}\text{O}$ 记录可以反映温度的变化. 然而, 全新世期间季风强弱变化, 会影响到藏北高原降水气团的性质, 由于大陆性气团和海洋性气团 $\delta^{18}\text{O}$ 有所差别, 造成降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 与温度关系不稳定, 依目前技术还不能定量的把全新世期间普若岗日冰芯中 $\delta^{18}\text{O}$ 换算成温度, 这方面的工作需进一步研究. 但是藏北高原降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 对温度的变化极其敏感, 普若岗日冰芯 $\delta^{18}\text{O}$ 记录可定性指示全新世以来藏北高原的温度变化情况.

图 2(a) 是普若岗日近 7.5 ka 以来的 $\delta^{18}\text{O}$ 变化, 其分辨率为 50 a, $\delta^{18}\text{O}$ 波动于 -18‰ ~ -10‰ 之间. 以同位素的高低来表示气候的温暖程度, 由图 2 可见过去 7.5 ka 藏北高原温度波动很大. 对过去 7.5 ka 的 $\delta^{18}\text{O}$ 序列进行 11 点 t 滑动平均检验 (图 2), 以现代 (1950~2000 AD) 降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 值为参考, 图 2(b) 所示气候变化大致可分为如下几个阶段: 7.5~6.8 ka BP, 气候偏暖; 6.8~5.6 ka BP, 气候寒冷而且波动剧烈; 5.6~4.0 ka BP, 气候较为温暖; 4.0~2.8 ka BP, 气候再次波动剧烈; 2.8 ka BP 以来, 气候变得相对稳定, 并在波动中逐渐变冷, 但从 0.4 ka BP 开始, 温度有上升的趋势.

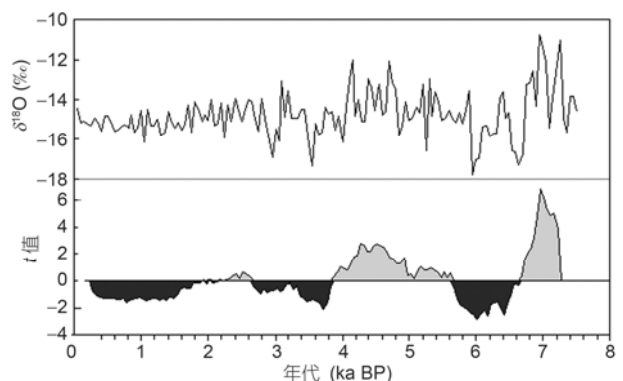


图 2 普若岗日 $\delta^{18}\text{O}$ 近 7.5 ka 以来的变化及其 11 点 t 滑动平均

由于分辨率的限制, 图 2(a)只能揭示出百年时间尺度上的气候波动, 从图 2(a)可见在 7.5~2.8 ka BP 期间, $\delta^{18}\text{O}$ 通常在百年时间尺度上发生快速变化, 变化幅度可达到-7‰. 这样的变化可定义为快速气候变化(rapid climate change), 它有别于传统上的气候突变, 而是从人类文明发展观点看它变化比较快(几百年或更短), 目前从全球全新世高分辨率气候代用指标中都发现气候快速变化这一特征^[5]. 普若岗日冰芯记录的快速气候变化说明在青藏高原中部全新世中早期气候极不稳定, 期间出现多次冷事件, 这点与先前的研究结果有所不同. 在青藏高原说明全新世大暖期气候最多的是孢粉记录, 有关文献很多, 多数资料定性说明数百年至千年尺度的冷暖、干湿变化. 由于孢粉资料对应于气候变化的滞后性和定量转换为气候要素上的困难, 小尺度和急剧的气候波动不易被孢粉谱表现出来^[14].

气候变化存在多种时间尺度谱, 分析短尺度的变化必须考虑长尺度变化的背景. 千年尺度上的气候变化对认识当前全球变化研究所关注的十年至百年尺度变化是十分重要的. 从图 2 可见, 普若岗日冰芯 $\delta^{18}\text{O}$ 记录变化存在多时间尺度特征和多层次特征, 对其进行功率谱分析(图 3), 可清楚看到在过去 7.5 ka, 普若岗日冰芯 $\delta^{18}\text{O}$ 记录存在显著地 2500, 750 和 200 a 周期变化. 为了更清楚看到不同周期变化在时间域中的变化情况, 对普若岗日冰芯 $\delta^{18}\text{O}$ 记录进行奇异谱分析(SSA)(图 4), 同功率谱分析一致, 在过去 7.5 ka 中普若岗日 $\delta^{18}\text{O}$ 存在 2500, 750 和 200 a 的准周期变化. 把这三个周期分量相叠加, 其和与原序列

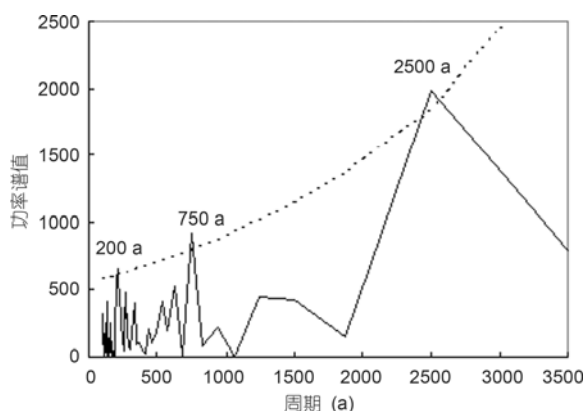


图3 普若岗日 $\delta^{18}\text{O}$ 近 7.5 ka 来的功率谱分析

虚线为 95% 信度水平的谱值. 图中标出了 2500, 750 和 200 a 三个显著周期

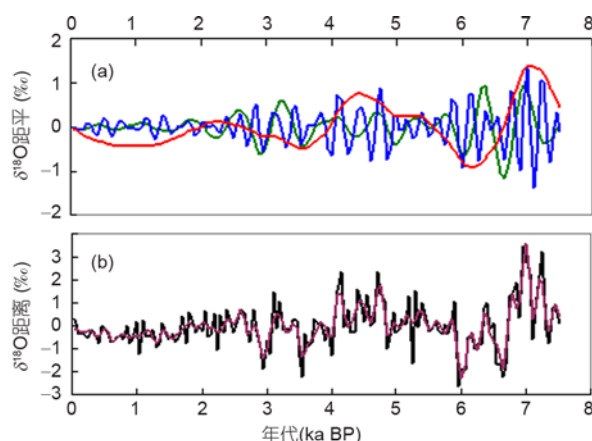


图4 普若岗日冰芯 $\delta^{18}\text{O}$ 近 7.5 ka 的奇异谱分析结果

(a)中红线、绿线和蓝线分别为 2500 a(28.5%), 750 a(16%) 和 200 a(12%) 周期变化, 括号内数字为相应周期分量的解释方差. (b)为原始 $\delta^{18}\text{O}$ 距平变化(黑线)与由上述三个周期分量相叠加的变化(棕红色线)比较

十分接近, 能解释原序列 56.5% 的方差. 从 2500 a 周期分量看, 藏北高原温度变化存在千年时间尺度的冷暖交替, 几个冷暖期同 t 滑动平均的结果一致.

有关千年尺度的气候振荡方面的研究主要集中在北大西洋地区^[35-39], 在青藏高原仅有零星的报导^[40]. 普若岗日 $\delta^{18}\text{O}$ 记录中存在显著的 2500 a 的周期变化, 而在北大西洋地区没发现这一周期的变化, 预示在全新世青藏高原气候变化有别于北大西洋地区. 但有关 2500 a 准周期的气候变化研究有个别报道, 如青藏高原冰川的进退存在 2500 a 的周期变化^[41], 以及发现太阳活动强迫存在~2500 a 准周期变化^[42,43]. 这种千年尺度的气候波动是判断目前及未来气候自然变化趋势的重要依据. 同北大西洋地区相比, 青藏高原地区的这种千年尺度的气候变化目前人们知道的很少, 更不用说了解其背后的机制.

由功率谱和奇异谱分析都从普若岗日 $\delta^{18}\text{O}$ 记录中分离出 750 和 200 a 的准周期变化, 这两个周期的变化在其他研究中已有报导^[44,45], 也与太阳的 200 和 700 a 的活动周期基本一致^[4,46]. 推断普若岗日 $\delta^{18}\text{O}$ 记录的 750 和 200 a 的周期变化可能与太阳活动相联系, 相关工作需进一步研究.

3.2 冷事件

全新世冷事件的提出不过十多年时间, 这个问题之所以目前被广泛关注, 一方面冷事件与气候突

变相联系,其出现时间与变化机理目前还没完全认识清楚.另一方面,全新世期间的冷事件对人类文明的发展和衰落起重要作用^[2-4].目前全新世冷事件的研究主要集中在北大西洋地区,其他地区还没有系统的研究结果.施雅风等^[14]利用各种代用指标详细探讨了中国全新世气候变化,推断中国全新世中期有多次剧烈的气候波动与寒冷事件,但由于资料分辨率的限制,并没有给出冷事件发生的具体时间.王绍武^[6,47-49]对全球全新世冷事件做了详细的总结,并对其发生机理进行了探讨.最近,利用青藏高原东北部泥炭记录^[18,19],指出该地区存在显著的冷事件,并同北大西洋地区的冷事件具有一致性.但东亚和北大西洋地区全新世冷事件的发生可能存在不同的机理,强调简单的遥相关和时间上的对应性是不够的,需要进一步加强动力机制方面的研究^[50,51].

普若岗日冰芯全新世气候记录分辨率为 50 a,因而百年时间尺度上的气候波动都能表现出来.由图 2 可见,普若岗日 $\delta^{18}\text{O}$ 记录在全新世中期波动比较剧烈,期间有 4 次非常显著的冷事件,持续事件超过百年,其中心年代分别为 2.95, 3.55, 5.95 和 6.65 ka BP,这几次较强的冷事件是 2500, 750 和 200 a 周期的冷相位叠加的结果(图 4).同这 4 次冷事件相比,公元 1300 到 1870 年的小冰期,出现在 2500 a 周期的最近一个冷相位,它不是最冷时期,而只是距今最近的一个冷期.

对冷事件的确认有赖于资料的分辨率和年代的精度.此外,冷事件是一个过程,往往会持续数十年到数百年,这必然造成对冷事件年代的判断存在一个范围.对北大西洋深海沉积的研究,发现有好几个显著的千年尺度的每隔(1500±500) a 发生的冷事件^[52].但是随着气候变化序列的增多,发现在各序列中冷事件的时间并不完全一致,它们之间有数百年的差别,这些差别是由定年误差、代用资料误差以及局地因子影响造成的^[53].Bond 等^[39]对北大西洋地区冷事件的研究具有代表性,他指出在北大西洋冷事件出现在 1.4, 2.8, 4.2, 5.9, 8.1 和 9.4 ka BP.普若岗日冰芯记录的 2.9 和 5.95 ka BP 两次冷事件同北大西洋地区的 2.8 和 5.9 ka BP 两次冷事件出现时间较为吻合,但 3.55 和 6.65 ka BP 两次事件在大西洋地区没有出现,特别是 6.65 ka BP 的冷事件,是青藏高原中全新世降温幅度最大一次冷事件,而在北大西洋地区,4.2 ka BP 的冷事件被认为是 Younger Dryas 以来最为寒冷

的一次降温过程^[4],或是历史时期以来最具影响力的一次小冰期^[54].

全新世以来,北大西洋地区虽然出现了 9 次冷事件,但最被关注的是 8.2 ka BP 和 4.2 ka BP 两次事件^[55].4.2 ka BP 事件在不同资料里出现范围为 3.6~4.4 ka BP^[53],这一事件不仅降温幅度大,具有全球性^[2],而且延续时间长,可达到 600 a^[54],这次降温事件加速和促进了中华文明的诞生^[2].在青海东北部,发现 4 ka BP 本区气候发生了向干冷突变,齐家文化在 3.9 ka BP 衰弱,在 3.6 ka BP 达到最冷阶段^[3].这次冷事件在普若岗日冰芯中有充分细致的表现, $\delta^{18}\text{O}$ 记录从 4.1 ka BP 的-12‰快速跌到 4 ka BP 的-16.2‰,之后又升高到 3.7 ka BP 的-14.3‰,之后又快速跌到 3.55 ka BP 的-17.3‰,这次降温事件从温暖的 4.1~4.8 ka BP 到最冷的 3.55 ka BP,大约经历了 600 a.就普若岗日冰芯 $\delta^{18}\text{O}$ 近 7.5 ka 的记录看,这次降温仅次于 6.95~6.65 ka BP 期间的降温.

在全新世,5.2~5.9 ka BP 期间也出现了一个显著的具有全球性的冷事件,其中心年代大约在 5.5 ka BP^[49,56],但普若岗日冰芯 $\delta^{18}\text{O}$ 记录在 5.95 ka BP 出现了冷事件,考虑到定年误差和局地气候的影响,普若岗日冰芯记录的这次冷事件可以和其他资料所揭示的 5.5 ka BP 事件相对应.普若岗日冰芯记录的最显著的冷事件,即 6.95~6.65 ka BP 期间的降温事件,这次降温事件经历约 300 a, $\delta^{18}\text{O}$ 变化幅度达到 7‰,是全新世中期以来最猛烈的降温事件,同为青藏高原北部的古里雅冰芯这期间也记录到 $\delta^{18}\text{O}$ 下降了约 7‰,这次降温幅度超过了古里雅冰芯记录的 8.2 ka BP 降温事件^[16],但是在全球其他记录里,目前并没有对这次冷事件相关的报导,这可能预示这青藏高原气候变化有其独特的变化特征,需要加强研究.

3.3 普若岗日冰芯 $\delta^{18}\text{O}$ 记录与其他记录的比较

全新世气候变化的信号比冰期时小,而且气候代用指标所含“噪声”相对更高,这就决定了全新世的气候变化比冰期时更为复杂,具体表现为气候指标的空间分异^[57,58].对分布于全球的 50 条古气候记录综合研究,发现各个记录所指示的气候变化差异很大^[5],这可能就是缺乏对全新世气候变化统一认识的重要原因之一.同样,在青藏高原,由于资料限制,并没有对青藏高原全新世气候变化形成系统性的认识.

施雅风等^[14]综合各种资料对中国全新世气候做了详细的总结, 推断中国在 8.5~3 ka BP (^{14}C 年, 由文献[59]中 ^{14}C 年与日历年关系, 转化为日历年约为 9.6~3.2 ka BP, 下同)为大暖期, 期间有多次剧烈的气候波动与寒冷事件, 大概在 7.2~6 ka BP(对应日历年: 8.1~6.8 ka BP)为稳定的暖湿阶段, 是大暖期的鼎盛阶段; 6~5 ka BP(对应日历年: 6.8~5.7 ka BP)是气候波动剧烈, 出现强降温事件, 环境较差的阶段; 5~4 ka BP(对应日历年: 5.7~4.4 ka BP)气候环境较前改善, 文化遗址猛增; 4 ka BP(对应日历年: 4.4 ka BP)左右, 气候再次恶化. 上述对中国全新世气候的划分与普若岗日 $\delta^{18}\text{O}$ 记录变化有很好的可比性. 首先施雅风所用气候指标同普若岗日 $\delta^{18}\text{O}$ 记录都自 7.5 ka BP 以来在波动中呈降温趋势. 第二, 普若岗日冰芯 $\delta^{18}\text{O}$ 记录在 7.2~6.8 ka BP 期间为过去 8 ka 中的最高值, 在 6.8~5.7 ka BP 期间波动剧烈, 并出现最低值, 在 5.7~4.4 ka BP 期间变化相对稳定且处于相对高值. 4.2 ka BP 左右, 普若岗日冰芯 $\delta^{18}\text{O}$ 记录再次出现剧烈波动, 并伴随出现强降温事件. 排除各种资料定年的误差, 普若岗日冰芯 $\delta^{18}\text{O}$ 记录的气候波动及冷事件与中国其他地方气候记录反映基本一致. 但是施雅风所用气候资料分辨率较低, 没有反映出具体的全新世中期的快速气候变化, 特别是普若岗日冰芯氧同位素所指示的 4 次冷事件.

普若岗日冰芯 $\delta^{18}\text{O}$ 在全新世中期的快速波动, 反映的是区域快速气候变化还是噪音? 若青藏高原全新世期间存在如普若岗日冰芯 $\delta^{18}\text{O}$ 所指示的快速气候变化和冷事件, 则其他记录中也应存在这种特征. 但在青藏高原很少有高分辨率的气候记录, 这里把普若岗日和古里雅冰芯 $\delta^{18}\text{O}$ 记录相比, 说明青藏高原全新世中期气候不稳定性是区域气候变化造成的.

图 5 是取自西昆仑山的古里雅冰芯和普若岗日冰芯 $\delta^{18}\text{O}$ 记录的对比. 从图 5 可清楚看到在 2.5~7.5 ka BP 期间, 古里雅冰芯和普若岗日冰芯 $\delta^{18}\text{O}$ 记录变化曲线极其相似, 最显著的是两曲线都记录了 4 次明显的冷事件, 普若岗日冰芯记录的 4 次冷事件中心年代大约分别在 2.95, 3.55, 5.95 和 6.65 ka BP. 而古里雅冰芯记录的 4 次冷事件分别出现的深度为 97, 102, 125 和 132 m 处, 按文献[21]这四次冷事件对应中心年代分别出现在 2.95, 3.35, 6.3 和 7.0 ka BP. 古里雅冰芯是目前青藏高原上钻取的最深的冰芯, 对其定

年应用了 ^{36}Cl 层位控制及与极地冰芯的对比法, 在全新世期间虽然给出了古里雅冰芯 $\delta^{18}\text{O}$ 随深度的变化, 及其对应的年代^[16], 但由于全新世气候的复杂多变, 青藏高原同极地气候变化有很大差异, 并且图中古里雅 $\delta^{18}\text{O}$ 的每一个记录是每一米冰芯中的平均值, 推测全新世期间古里雅冰芯 $\delta^{18}\text{O}$ 的时间序列有数百年的误差. 普若岗日冰原是目前在青藏高原上发现的最大的冰原, 从其提取的年代层位清晰, 而且冰芯下部有 ^{14}C 测年控制, 由此重建的近 7.5 ka 的氧同位素是目前青藏高原冰芯记录中年代最准确的长时间序列的气候记录. 考虑到定年误差和样品分辨率的不同, 两冰芯所记录的冷事件是极其一致的, 这种相互印证说明冷事件在青藏高原全新世中期具有普遍性.

在 7.5~2.0 ka BP 期间, 古里雅冰芯和普若岗日冰芯氧同位素曲线具有相同的变化趋势, 这种同相位的变化意味着全新世中青藏高原北部降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 受同一气候系统的影响. 在全新世早期, 两冰芯记录

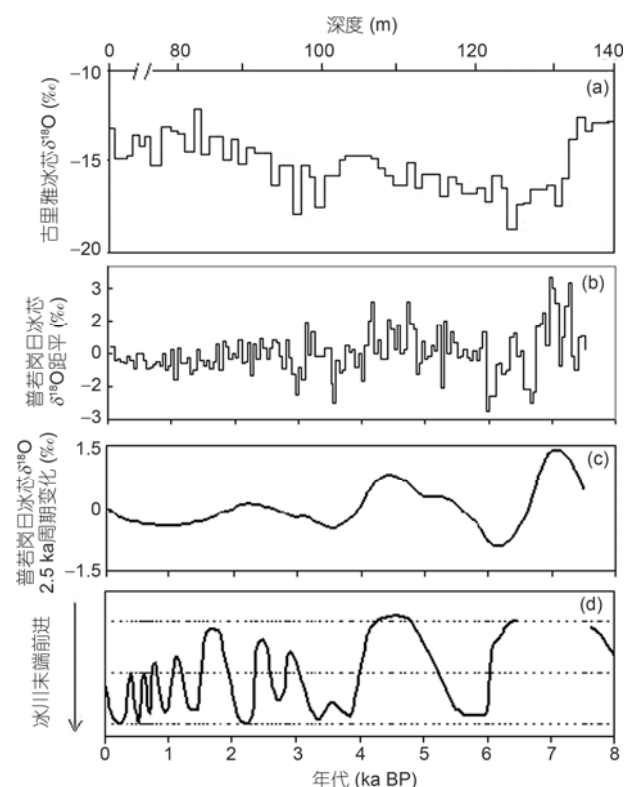


图 5 近 8 ka 古里雅冰芯 $\delta^{18}\text{O}$ 随深度的变化^[16](a)、普若岗日冰芯 $\delta^{18}\text{O}$ 距平(b)、普若岗日冰芯 $\delta^{18}\text{O}$ 2500 a 周期变化分量(c)和喜马拉雅山冰川末端变化^[61](d)
(a)中的深度坐标指示古里雅冰芯的深度

的氧同位素值都比较高,甚至高于现代的氧同位素值. 在古里雅冰芯 $\delta^{18}\text{O}$ 记录中,早全新世 8.2 ka BP 冷事件与全球其他气候序列记录具有一致性^[60],同 8.2 ka 冷事件相比,在 7.2~6.6 ka BP 期间,两冰芯记录的氧同位素值快速降低,两冰芯记录的 $\delta^{18}\text{O}$ 值都大约降低了约 7‰,是全新世以来 $\delta^{18}\text{O}$ 降低幅度最大的时段,其反映的降温幅度要远大于 8.2 ka BP 冷事件,是全新世以来青藏高原最大的降温事件. 之后在 5.9~4.2 ka BP 期间,两冰芯记录的氧同位素值在波动中逐渐升高. 普若岗日冰芯氧同位素值在 4.8~4.2 ka BP 期间,达到一个相对的高值. 相对高值期结束后,两冰芯都记录了 $\delta^{18}\text{O}$ 的再一次快速降低,幅度都约 -4‰.

在 0~2 ka BP 期间,古里雅冰芯和普若岗日冰芯 $\delta^{18}\text{O}$ 变化有所不同. 这期间古里雅 $\delta^{18}\text{O}$ 记录在近 7 ka 是相对高值,而普若岗日 $\delta^{18}\text{O}$ 记录不是,但两冰芯 $\delta^{18}\text{O}$ 都在近 2 个世纪有增大趋势.

青藏高原以其寒冷的气候孕育有大量的冰川,这些冰川对气候的变化相当敏感. 气候波动引起冰川的前进和后退,形成一道道冰碛垄,由此可判断冰川的进退变化,进而反映气候的变化. 综合前人对青藏高原全新世期间冰川进退变化的研究成果, Lewis^[61]大致给出了全新世喜马拉雅山冰川进退变化序列,图 5 中绘出了这一序列,这个序列分辨率很低,只能定性判断全新世期间喜马拉雅山地区冰川进退

情况,但这个冰川进退变化序列同普若岗日冰芯 $\delta^{18}\text{O}$ 记录有较好的一致性,即高的 $\delta^{18}\text{O}$ 值对应冰川后退,低的 $\delta^{18}\text{O}$ 值对应冰川前进.

4 结论

重建全新世的气候变化是认识目前全球气候变化,特别是温室效应的必备背景. 大多数青藏高原全新世资料由于分辨率原因,只是定性说明全新世气候变化,而不能分辨在百年尺度上的气候波动,这些高频波动恰恰是判断目前气候自然变化趋势的重要依据. 本文利用青藏高原中部普若岗日冰原钻取冰芯中的 $\delta^{18}\text{O}$ 记录,探讨了青藏高原中部近 7.5 ka 的气候变化,该记录时间分辨率为 50 a,由此揭示出青藏高原气候变化在全新世存在 2500, 750 和 200 a 的准周期. 2500 a 周期在 20 世纪正好处于暖相位,这对当前的全球变暖研究具有情景借鉴作用. 同中国其他全新世气候记录相比,普若岗日冰芯 $\delta^{18}\text{O}$ 记录反映了基本相同的的气候波动,但普若岗日冰芯 $\delta^{18}\text{O}$ 记录具有较高的分辨率,更细致的揭示了全新世中期,青藏高原气候存在剧烈波动,期间有四次显著的冷事件,它们是不同的变化周期冷相位叠加的结果. 青藏高原全新世气候变化仍充满诸多的困惑,特别是其变化原因,同时全新世气候变化对 21 世纪气候研究有多大借鉴作用,有待进一步的研究.

参考文献

- 1 王绍武. 全球气候变暖的争议. 科学通报, 2010, 55: 1529–1531
- 2 吴文祥, 刘东生. 4000 aBP 前后降温事件与中华文明的诞生. 第四纪研究, 2001, 21: 443–451
- 3 刘峰贵, 侯光良, 张懿铨, 等. 中全新世气候突变对青海东北部史前文化的影响. 地理学报, 2005, 60: 733–741
- 4 许靖华. 太阳、气候、饥荒与民族大迁移. 中国科学 D 辑: 地球科学, 1998, 28: 366–384
- 5 Mayewski A P, Rohling E E, Stager J C, et al. Holocene climate variability. Quat Res, 2004, 62: 243–255
- 6 王绍武. 全新世气候. 气候变化研究进展, 2009, 5: 247–248
- 7 陈发虎, 朱艳, 李吉均, 等. 民勤盆地湖泊沉积记录的全新世千百年尺度夏季风快速变化. 科学通报, 2001, 17: 1414–1419
- 8 GRIP Members. Climate instability during the last interglacial period recorded in the GRIP ice core. Nature, 1995, 364: 203–207
- 9 Dansgaard W, Johnsen B, Clausen H B, et al. Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record. Nature, 1993, 364: 218–220
- 10 Mayewski P A, Meeker L D, Twichler M S, et al. Major features and forcing of high-latitude Northern Hemisphere atmospheric circulation using a 110000 year long glaciochemical series. J Geophys Res, 1997, 102: 26345–26366
- 11 Bianchi G G and McCave I N. Holocene periodicity in north Atlantic climate and deep-ocean flow south of Iceland. Nature, 1999, 397: 515–517
- 12 Enzel Y, Ely L L, Mishra S, et al. High-resolution Holocene environmental changes in the Thar Desert, northwestern India. Science, 1999, 284: 125–128

- 13 Baker P A, Seltzer G O, Fritz S C, et al. The History of South American tropical precipitation for the past 25000 years. *Science*, 2001, 291: 640–643
- 14 施雅风, 孔昭宸, 王苏民, 等. 中国全新世大暖期的气候波动与重要事件. *中国科学 B 辑*, 1992, 12: 1300–1308
- 15 Chen F, Yu Z, Yang M, et al. Holocene moisture evolution in arid central Asia and its out-of-phase relationship with Asian monsoon history. *Quat Sci Rev*, 2008, 27: 351–364
- 16 Thompson L G, Yao T, Davis M E, et al. Tropical climate instability: The last glacial cycle from a Qinghai-Tibetan ice core. *Science*, 1997, 20: 1821–1825
- 17 唐领余, 沈才明, 李春海, 等. 花粉记录的青藏高原中部中全新世以来植被与环境. *中国科学 D 辑: 地球科学*, 2009, 39: 615–625
- 18 徐海, 洪业汤, 林庆华, 等. 红原泥炭纤维素氧同位素指示的距今 6 ka 温度变化. *科学通报*, 2002, 47: 1181–1186
- 19 鲜峰, 周卫健, 于雪峰, 等. 高原泥炭记录揭示的全新世季风快速变化. *海洋地质与第四纪地质*, 2006, 26: 41–45
- 20 李孝泽, 姚檀栋, 屈建军, 等. 从冰前风沙地貌看普若岗日冰原的形成演化. *冰川冻土*, 2002, 24: 63–67
- 21 蒲健辰, 姚檀栋, 王宁练, 等. 普若岗日冰原及其小冰期以来的冰川变化. *冰川冻土*, 2002, 24: 87–92
- 22 Yao T, Duan K, Xu B, et al. Precipitation record since AD 1600 from ice cores on the central Tibetan Plateau. *Clim Past*, 2008, 4: 175–180
- 23 Thompson G L, Yao T, Davis E M, et al. Holocene climate variability archived in the Puruogangri ice cap on the central Tibetan Plateau. *Annals Glaciol*, 2006, 43: 61–69
- 24 Dansgaard W. Stable isotope in precipitation. *Tellus*, 1964, 14: 436–468
- 25 Yao T, Thompson LG, Thompson E M, et al. Climatological significance of $\delta^{18}\text{O}$ in the north Tibetan ice cores. *J Geophys Res*, 1996, 101: 29531–29537
- 26 Tian L, Yao T, Schuster P F, et al. Oxygen-18 concentrations in recent precipitation and ice cores on the Tibetan Plateau. *J Geophys Res*, 2003, 108: ACH 16-1-16-1
- 27 Tian L, Masson-Delmotte V, Stievenard M, et al. Tibetan Plateau summer monsoon northward extent revealed by measurements of water stable isotopes. *J Geophys Res*, 2001, 106: 28081–28088
- 28 章新平, 姚檀栋, 刘晶淼, 等. 不同时间尺度下的稳定同位素变化. *冰川冻土*, 2003, 25: 428–432
- 29 康世昌, 张拥军, 秦大河, 等. 近期青藏高原长江源区急剧升温的冰芯证据. *科学通报*, 2007, 52: 457–462
- 30 王宁练, 姚檀栋, 蒲建辰, 等. 青藏高原北部马兰冰芯记录的近千年来气候环境变化. *中国科学 D 辑: 地球科学*, 2006, 36: 723–732
- 31 杨保, 唐领余, 李春海, 等. 近 550 年来青藏高原中部植被演化与气候变化研究. *科学通报*, 2010, 55: 1169–1177
- 32 Yang B, Achim B, Liu J, et al. Temperature changes on the Tibetan Plateau during the past 600 years inferred from ice cores and tree rings. *Glob Planet Change*, 2009, 69: 71–78
- 33 Yang B, Tang L, Bruning A, et al. Summer temperature reconstruction on the central Tibetan Plateau during 1860–2002 derived from annually resolved ice core pollen. *J Geophys Res*, 2008, 113: D24102, doi: 10.1029/2008JD010142
- 34 Yang B, Achim B, Yao, T, et al. Correlation between the oxygen isotope record from Dasuopu ice core and the Asian Southwest Monsoon during the last millennium. *Quat Sci Rev*, 2007, 26: 1810–1817
- 35 姚檀栋, 郭学军, Thompson L, 等. 青藏高原冰芯过去 100 年 $\delta^{18}\text{O}$ 记录与温度变化. *中国科学 D 辑: 地球科学*, 2006, 36: 1–8
- 36 Deton G H, Karlen W. Holocene climate variations: their pattern and possible cause. *Quat Res*, 1973, 3: 155–205
- 37 Alley R B, Mayewski P A, Sowers T, et al. Holocene climatic instability: A prominent, widespread event 8200 yr ago. *Geology*, 1997, 25: 483–486
- 38 Fronval T, Jansen E E. Early Weichselian (140–60 ka) Paleooceanography and paleoclimate in the Nordic Seas with comparisons to Holocene conditions. *Paleoceanography*, 1997, 12: 443–462
- 39 Bond G, Showers W, Cheseby M, et al. A pervasive millennial-scale cycle in north Atlantic holocene and glacial climates. *Science*, 1997, 278: 1257–1265
- 40 方修琦, 葛全胜, 郑景云. 全新世寒冷事件与气候变化的千年周期. *自然科学进展*, 2004, 14: 456–461
- 41 Zhou S, Chen F, Pan B, et al. Environmental change during the Holocene in western China on a millennial time scale. *Holocene*, 1991, 1: 151–156
- 42 Renssen H, Geel B V, Plicht J V, et al. Reduced solar activity as a trigger for the start of the Younger dryers. *Quat Int*, 2000, 68–71: 373–383
- 43 Debret M V, Roumazeilles B, Frousset F, et al. The origin of the 1500-year climate cycle in Holocene North-Atlantic records. *Clim Past*, 2007, 3: 569–575
- 44 罗运利, 孙湘君. 末次冰期以来南海北部孢粉记录的植被演化及千年尺度气候事件. *科学通报*, 2005, 50: 691–697
- 45 洪业汤. 太阳变化驱动气候变化研究进展. *地球科学进展*, 2000, 15: 400–405

- 46 Stuiver M, Braziunas T F. Atmospheric ^{14}C and centry-scale solar oscillations. *Nature*, 1989, 338: 405–408
- 47 王绍武. 2.8 ka BP 事件. 气候变化研究进展, 2010, 1: 77–78
- 48 王绍武. 4.2 ka BP 事件. 气候变化研究进展, 2010, 1: 76–75
- 49 王绍武. 5.5 ka BP 事件. 气候变化研究进展, 2009, 5: 309–310
- 50 王绍武, 朱锦红. 全新世千年尺度气候振荡的年代学研究. 气候变化研究进展, 2005, 4: 157–160
- 51 于革, 柯贤坤. 从 2003 年加拿大第四纪与地貌大会看早中全新世气候变化原因研究进展. 科学通报, 2003, 48: 1591–1593
- 52 Giancarlo G B, Mccave I N. Holocene periodicity in north Atlantic climate and deep-ocean flow south of Iceland. *Nature*, 1999, 397: 515–517
- 53 王绍武. 全新世北大西洋冷事件. 气候变化研究进展, 2008, 4: 289–290
- 54 Perry C A, Hsu K J. Geophysical, archaeological, and historical evidence support a solar-output model for climate change. *Proc Natl Acad Sci USA*, 2000, 97: 12433–12438
- 55 Jeansen E, Overpeck J, Briffa K R, et al. Paleoclimate. In: *IPCC Climat Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the IPCC*. Cambridge: Cambridge University Press, 2007. 433–497
- 56 吴文祥, 刘东生. 5500 a BP 气候事件在三大文明古国古文明和古文化演化中的作用. 地学前缘, 2002, 9: 155–162
- 57 Steig E J. Mid-Holocene climate change. *Science*, 1999, 286: 1485–1487
- 58 O'Brien S R, Mayevoski P A, Meeker L D, et al. Complexity of Holocene climate as reconstructed from a Greenland ice core. *Science*, 1995, 270: 1962–1964
- 59 王绍武. ^{14}C 年代学. 气候变化研究进展, 2007, 3: 122–123
- 60 王宁练, 姚檀栋, Thompson G L. 全新世早期降温事件的古里雅冰芯记录证据. 科学通报, 2002, 47: 818–823
- 61 Lewis A O. Latest pleistocene and holocene glacier fluctuations in the Himalaya and Tibet. *Quat Sci Rev*, 2009, 28: 2150–2164