文章编号: 1000-0240(2003)01-0011-08

冰芯与其它记录所揭示的中国全新世 大暖期变化特征

何元庆1, 姚檀栋1, 沈永平1, 张忠林1,

陈 拓¹, 章 典²

(1.中国科学院 寒区旱区环境与工程研究所冰芯与寒区环境重点实验室,甘肃 兰州 730000;

2. 香港大学地质地理系,香港)

摘 要: 冰芯、孢粉、黄土、湖泊和海平面变化记录揭示出,在全新世时,我国曾发生过多次气候冷暖 波动事件,其中最重要的事件是全新世大暖期.由于青藏高原的存在,造成了中亚地区大气环流的改 变,形成了中国大陆复杂的气候条件和独特的季风气候,从而导致全国各地大暖期在起讫时间、变化 幅度和持续时间上都存在着较大的差异.中国西部高海拔地区大暖期起讫时间较早、持续时间较短、 变化幅度较大;反之,在中国东部,大暖期起讫时间较晚、持续时间较长、变化幅度较小,反映出西部 高海拔区域对气候变化的响应度和敏感度都比东部低海拔区域强.此外,不同区域的冰芯记录也有差 异,古里雅冰芯记录反映了全球气候变化的趋势,而敦德冰芯记录则与我国季风气候变化的趋势比较 接近.

关键词: 全新世; 冰芯; 气候记录; 大暖期 中图分类号: P467 文献标识码: A

1 前言

全新世又称冰后期,开始于 10 ka BP 左右,顾 名思义,就是末次冰期以后比较温暖的最新地质时 期.全新世也是科学研究最为详细的一个时期,特 别是全新世期间发生的若干气候变化事件,与人类 演化和发展密切相关,对未来气候变化的预测也具 有重要意义.全新世最重要的气候事件有 Younger Dryas 冰进、历时5 000 a 左右的大暖期或称气候最 适宜期(Hysithermal)和 300 a 以来的"小冰期(the Little Ice Age)".本文依据高分辨率冰芯气候记录 与孢粉、黄土,海平面和湖泊面变化等比较完整的 气候代用资料,着重讨论全新世期间中国不同区域 大暖期的表现特征.

中国全新世气候变化研究的先驱者是竺可桢先 生^[1],此后许多科学家^[2~32]分别应用黄土、湖泊、 植物孢粉、海平面和古湖泊水位变化、冰芯等代用 指标研究了中国全新世以来气候变化.这些研究成 果的综合分析表明,全新世期间气候变化的大体趋 势是一致的,但由于区域性地形和大气环流形势的 差异,特别是青藏高原的存在,改变了中亚地区的 大气环流,造就了中国错综复杂的气候条件和独特 的季风气候,使得中国不同部分气候变化的起止时 间、持续时间和变化幅度都有较大区别.本文将通 过各种指标的综合对比,进一步分析中国全新世气 候变化的区域性差异.

2 青藏高原主要冰芯记录的对比分析

目前,在我国钻取覆盖年代最长的并且有可靠 年代资料的冰芯有两支,一支为 1987 年在祁连山 敦德冰帽(38°06′N,96°25′E,海拔5 325 m)钻取 的长 138 m 的敦德冰芯,得到了全新世10 000a BP

收稿日期: 2002-08-06; 修订日期: 2002-09-12

基金项目:中国科学院"百人计划"项目(人教字 2002-43);中国科学院寒区旱区环境与工程研究所知识创新工程项目(CACX210019);国家自然科学基金项目(40071023);中国科学院冰芯与寒区环境重点实验室知识创新项目(210506)资助

作者简介: 何元庆(1957—), 男, 陕西延安人, 研究员, 1993 年在英国曼彻斯特大学获博士学位, 现主要从事冰川、冰芯与全球变化的研究. E-mail, yqhe @ns. kb. ac. cn

以来的氧同位素记录[13~17];另一支是 1992 年在西 昆仑山古里雅冰帽(35°17′N, 81°29′E, 海拔6710 m)钻取的长 309 m 的古里雅冰芯^[15, 18],它是目前 除南极和格陵兰冰盖以外的山地冰川上最长的一支 冰芯, 迄今已获得 125 ka BP 的气候环境记录. 冰 芯记录的最大特点是记录连续、分辨率高、保真度 好,我们在两支冰芯中选取全新世 10 ka BP 以来的 氧同位素(³⁸0)记录进行对比(图1).古里雅冰芯 中³⁸0变化表明: 末次冰期结束以来, 继 Younger Dry as 后, 大约在 11.5 ka BP 逐渐开始升温, 到 7 ka BP 突然又一次降温,标志着全新世气候高温期 (即大暖期)的结束,大约持续了4.5 ka BP. 相对于 其它气候记录, 该冰芯所指示的大暖期开始和终止 时间都比较早,到全新世中期(7.2~5.0 ka BP), 冰芯指示为另一个相对寒冷时期,从 5.0 ka BP 以 后逐渐开始升温,除了 3.5~2.5 ka BP 之间的一 个较冷阶段以外,古里雅地区近5 ka BP 以来都在 持续升温. 从整个曲线看, 古里雅冰芯所反映的每 次气候事件都以突变式降温开始和逐渐式升温结 束,这是全新世气候变化的一个显著特点.





敦德冰芯 10 ka BP 年的氧同位素记录^{16]} 指示 出全新世曾发生过多次气候突变事件,从 10 ka BP 时 δ^{8} O值开始波动上升,标志着大暖期的开始.但 持续了 1 ka BP 以后,随之而来的是短期剧烈的的 波动降温,大约在 8.7 ka BP 左右突然再次大幅度 升温,在 8.7~8.4 ka BP 的 300 a 时间内, δ^{8} O表 现为整个全新世的最高值,指示出这是一个大暖期 的最盛阶段.从8.7~3 ka BP 的大约5 000多年时 间内,气候的总体趋势是比较温暖的,但发生过多 次时间短促较冷暖波动,特别在6.0~5.0 ka BP 之 间,冷暖交替频繁,气温很不稳定.敦德冰芯中的 微粒和其它可溶性离子的变化也表明本地全新世升 温是从10~11 ka BP 逐渐开始的^[14],期间发生过 若干次明显的气候突变事件.

以上两支冰芯的气候记录是极不对称的,最大的区别在于:1)古里雅冰芯所显示的大暖期起讫时间早,而且持续时间也比较短,但敦德冰芯所指示的大暖期起讫时间都较晚。持续时间要长出1 ka; 2)古里雅冰芯中冷期和暖期之间的温度变化幅度要比敦德冰芯大得多,在 10.5 ka BP 的大暖期最盛时, δ^8 O值高达—10%,而在 6.5 ka BP 左右, δ^8 O值降到了—18.5%,相差—8.5%。敦德冰芯的最高值也为—10%,但最低值为—12.6%,相差—2.6%;3)相对于古里雅冰芯,敦德冰芯气候波动的频率更大.

Thompson *et al*.^[15] 把古里雅冰芯中的氧同位 素记录分别与格陵兰 G ISP2 冰芯中的氧同位素和 甲烷记录,以及秘鲁 Huascaran 冰芯中的氧同位素 记录和深海沉积氧同位素记录进行了对比(图 2), 结果显示出很好的对应关系,说明在全新世时,古 里雅与全球气候变化的趋势比较一致,但敦德冰芯 记录则与世界上其它地区的气候记录存在着差异.

3 中国其它地区的代用指标

3.1 孢粉记录



图 2 古里雅冰芯中的氧同位素记录与格陵兰冰芯中的氧同位素和甲烷记录、南美 Huascaran 冰芯中的 氧同位素记录以及若干深海沉积中氧同位素记录的比较^[15]

Fig. 2 The Guliya δ^{18} O record compared with the Greenland CH₄ and δ^{18} O profiles, Huascaran δ^{18} O record and several Northern Hemisphere marine δ^{18} O records since the Last Glacial Maximum^[15]

3.2 黄土记录

在我国北方的黄土与风沙沉积中发现多层古土 壤,尤其是大暖期中古土壤出现层次较多,形成磁 化率曲线的多个峰值,指示出相应的气候温暖湿润 阶段,有较重要的环境指示意义.但有些古土壤分 布在较短距离内出现重大差异,这需要谨慎识别它 是局地环境变异所成还是区域气候变化的结果.选 择我国中西部地区兰州九州台^[10]和西宁刘家寨^[24] 的两个黄土剖面(图4)进行对比,其中的磁化率和 粒度变化指示出大约10~8 ka BP 开始逐渐升温, 标志着大暖期的出现,但结束时间不一,终止时间 大致在5~3 ka BP 之间,很显然,大暖期在靠西的 刘家寨比靠东兰州的起讫时间要早.

3.3 湖泊与海平面变化

内陆湖泊水面是气候变化的良好指示器.本文 引用的湖泊青藏高原内部3个古湖泊全新世以来的 水位变化^[6],。可看出湖面水位上升的时间都比较早。 (图 5),大约在 11~13 ka BP,水位下降时间则比 较晚,大致在 4~3 ka BP 之间,这些湖泊水面所指 示的全新世气候温暖湿润时期达 8~9 ka 之久.

海平面变化可以反映中国最东部沿海地区气候 环境变化,可以确定大暖期的海侵范围与古海面高 度,但海面波动既受全球气候变化也受地壳升降变 形的影响,具体确定其高度也需考虑多种因素.我 国东部和日本海几个点的全新世海面波动曲 线^[7,25,26]显示出比较一致的变化趋势(图5),一个 明显的特点是海平面升高,即气候温暖湿润的开始 时间都比较晚,大约在9~8 ka BP,海平面降低, 即气候变冷的时间大约在4 ka BP.

4 气候指标的比较和讨论

综合比较以上资料,可以发现中国全新世大暖 期(Megathermal)在中国不同区域起讫和持续时间 是不可致的,I从西部地区的冰芯;动泊水位和黄土



图 5 中国右十地区依据把初谙建立的主新世 温度变化曲线^{11]}

- (a) 四川螺髻山;
 (b) 青海湖;
 (c) 内蒙古;
 (d) 黄土高原;
 (e) 北京;
 (f) 河北东部;
 (g) 辽宁南部;
 (h) 长白山
 西部;
 (i) 江苏建湖县庆丰
- Fig. 3 Temperature variations in the Holocene reconstructed by pollen data from lake sediments in different parts of China^[11]

记录来看,全新世大暖期开始时间(11~10 ka BP) 都比较早,除过古里雅冰芯以外,其它代用指标所 指示的气候温暖湿润期持续时间都比较长,但其间 有多次剧烈的气候波动与降温事件,总体看来,大 暖期也可分为3个阶段,即7~9 ka BP 为稳定的暖 湿阶段,即大暖期的鼎盛阶段(Megathermal Maximum);6~5 ka BP 是气候波动剧烈,出现多次突 变式升温和降温阶段;5~4.0 ka BP 后,气候开始 逐渐变冷变干,在3 ka BP 左右大暖期结束.

从中国东部地区的孢粉和海平面变化资料看, 全新世大暖期开始时间要比西部记录晚1~2 ka 左 右,持续时间也比较短,大暖期最盛阶段大约发生 在61507-505kaBP,大暖期期间气候波动突变变化



图 4 全新世西宁刘家寨与兰州九州台黄土剖面 中磁化率和粒度变化的对比^[24]

Fig. 4 Comparison of Holocene loess records (grain size and magnetic susceptibility) between the Liujiazhai profile in Xining City and the Jiuzhoutao profile in Lanzhou City^[24]







不明显.此外,中西部地区资料所显示的气候变化 幅度和剧烈程度都比东部地区要大./全新世期间中

国这种不均匀的气候变化分布情况主要与中国大地 上复杂的地形条件和特有的季风气候有关. 首先, 由于青藏高原的降起、改变了全球大气环流的格 局,原本属于亚热带干旱区的我国中低纬度地区变 成了夏季湿热冬季干冷的季风气候区,所以,大部 分研究资料所指示的气候变化趋势不完全与全球其 它地区吻合;其次,我国地域辽阔,不同地区的季 风强度也大不一样,东部和南部的季风强,西部和 北部的季风相对弱,所以,不同区域的气候记录也 并不完全对称: 再之, 我国地形复杂, 从东到西分 为三级阶梯海拔高度差异非常大,从东部沿海的平 均几十米到青藏高原的几千米,对气候变化的反应 和敏感程度均不一样. 根据姚檀栋等研究^[27], 高海 拔地区对气候变化的敏感性和变化幅度都比低海拔 地区为大,所以全球范围内的变化首先在高海拔地 区反映出来,然后再逐步过渡到低海拔区域,气候 的突变性特征在高海拔区比低海拔区更为显著,这 就是在全新世时海拔较高的中西部区气候变化的幅 度都比东部地区为大、起讫时间也比较早的主要原 因. 古里雅冰芯是以上所有研究地点中位置最西、 海拔最高的一个点,所以,它所记载的气候变化幅 度明显比其它地点大,起讫时间也早. Thompson et al.^[15]应用古里雅冰芯的³⁸0记录与南北极、其它 低纬度山地冰川和深海沉积记录进行了对比,结果 显示出非常好对应变化关系,说明古里雅冰芯的记 录主要反映了全球范围内气候变化的趋势,而敦德 冰芯记录则与我国中东部季风地区的气候记录比较 接近,正是由于我国位于复杂的气候区域。所以在 季风气候控制下的、海拔较低的我国中东部地区不 能简单地与受到西风环流影响的、海拔较高的西部 地区联系起来. 全新世时全国范围内气候指标的综 合对比很好地说明了这个问题.

关于全新世大暖期的起讫时间,众说不一.例 如,Hafstan^[28] 根据北欧的孢粉研究资料,认为开 始于约 8.2 ka BP,终于 3.3 ka BP 左右.我国研究 者如安芷生等^[3] 主要依据甘肃东乡巴谢黄土剖面 的磁化率(MS)曲线的高值期认为9~5 ka BP 相当 于气候适宜期.周昆叔等^[29] 根据孢粉分析认为北 京平原的大暖期发生于 7.5~2.5 ka BP.中国科学 院地球化学研究所第四纪孢粉组^[30] 认为辽宁南部 的大暖期发生于 8~2.5 ka BP,刘金陵等^[31] 则将 河北平原东部的大暖期定在 9~3.5 ka BP,孙湘君 等^[32]提出以 10~4 ka BP 为中国东部的高温期,施 雅风等^[12]认为我国大暖期的起迄时间为 8.5~3 ka BP, 各有依据. 本文认为, 不能单纯地依据某一地 点或某一指标来确定全国或全球范围内大暖期的起 讫或持续时间, 实际上, 因地形条件和海拔高度的 不同, 特别在我国, 由于"世界屋脊"青藏高原的存 在, 造成了复杂大气环流形势和气候条件, 与世界 其它地区也有巨大差异, 所以全新世期间的气候事 件的起讫时间、幅度和形式也是因地而异的.

5 结论

古里雅冰芯和敦德冰芯与其它地区不同介质内 的全新世气候记录存在着明显的差异:冰芯记录所 揭示的全新世大暖期起讫时间均比孢粉、黄土、湖 泊和海平面变化的起讫时间为早、持续时间比较 短,而变化幅度则比较大,其根本原因是由于青藏 高原的隆起,改变了中亚地区的大气环流形势,造 成中国大陆类型独特和多变的气候条件引起的. 取 自于青藏高原西北边缘的古里雅冰芯的记录与全球 范围内,包括南北极冰盖和南美山地冰川的记录有 良好的对应变化关系,说明全新世时古里雅地区的 气候受到了全球性大气环流,即西风环流的影响, 而敦德冰芯的记录则与我国中东部地区孢粉和黄土 记录,以及湖泊和海平面变化有较好的对应关系, 说明位于青藏高原东北缘的敦德冰帽主要受到了我 国特有的季风气候的影响.姚檀栋等[19]认为,敦德 冰芯👌80值研究存在的主要问题是海洋性气团和大 陆性气团中的^{♂8}0值有较大区别,已经发现并可以 肯定全新世大暖期时由于夏季风增强, 👌 🛛 值有减 低现象,但难以确定夏季风海洋性气团降水在冰芯 中占的比重.因此,不能简单地以现有³⁸0值具体 推算暖期时敦德地区的温度.

各种记录的综合对比也证明,我国西部高海拔 地区对气候变化比中东部地区低海拔地区响应更为 敏感,变化幅度更大.本文所选择的各种气候变化 记录不完全吻合的情况,一方面是由于不同地区的 大气环流和气候条件不一引起的,另一方面是不同 介质中气候信息的分辨率不一样所致,最重要的原 因是,由于各个研究点所在的地理位置、海拔和介 质本身的区别,因而对全球气候变化的响应时间和 敏感程度都不一样,造成了气候事件的起讫时间、 变化幅度和持续时间的区域性差异.从各种气候记 录的总体趋势看,全新世大暖期在我国西部地区大 约开始于 11~10 ka BP,而东部地区的开始时间要 比西部地区晚 1 ka BP 左右.在 5~4 ka BP 起,气 候逐渐变暖变干,到4~3 ka BP, 是全新世大暖期

的结束阶段.

致谢:本文得益于兰州大学陈发虎教授提出的 宝贵意见,谨此致谢.

参考文献(References):

- Zhu Kezhen. A preliminary study of the climatic changes in China since recent 5000 years [J]. Acta Archaeological Sinica, 1972, (1): 15-38. [竺可桢. 中国近 5000 年来气候变迁的初步研 究[J].考古学报, 1972, (1): 15-38.]
- [2] Kong Zhaochen, Du Naiqiu, Zhang Zibin. Development of the plant community and climatic change in Beijing region since 10 ka
 [J]. Acta Botanical Sinica, 1982, 24(2): 172-181. [孔昭宸, 杜乃秋, 张子斌. 北京地区 10000 万年以来的植物群发展和气候变化[J]. 植物学报, 1982, 24(2): 172-181.]
- [3] Kong Zhaochen, Du Naiqiu, Shan Fashou, et al. Vegetation evolution and the climatic analysis in Qinghai Lake during the Holocene—analytical micro—values of pollen in the QH85—14C core [J]. Oceanic Geology and Quaternary Geology, 1990, 10
 (3): 79—96. [孔昭宸, 杜乃秋, 山发寿, 等. 青海湖全新世 植被演变及气候分析 — QH85—14C 孔孢粉微值分析[J].海 洋地质与第四纪地质, 1990, 10(3): 79—96.]
- [4] Li Wenyi, Liang Yulian. Vegetation and environment in eastern Hebei Province during the Hobcene Megathermal [J]. Acta Botanical Sinica 1985, 27 (6): 640-651. [李文漪, 梁玉莲, 河北东部全新世温暖期植被与环境[J]. 植物学报, 1985, 27 (6): 640-651.]
- [5] An Zhisheng, Wu Xihao, Lu Yanchou. A preliminary study on the environmental change in China since 20 ka [A]. Liu Dongsheng. Loess. Quatemary Geology, Global Change [M], Beijing; Science Press, 1990. 1-26. [安芷生,吴锡浩,卢演畴, 等. 二万年来中国环境变化的初步研究 [A]. 刘东生. 黄土。 第四纪地质。全球变化 [M]. 北京:科学出版社, 1990. 1-26.]
- [6] Wang Sumin. Environmental changes and the paleoclimate in Daihai since the Last Ice Age [J]. Quatemary Sciences, 1990, (3): 223-232. [王苏民. 末次冰期以来岱海环境变化与古气候 [J]. 第四纪研究, 1990, (3): 223-232.]
- [7] Zhao Xitao, Lu Gangyi, Wang Shaohong, *et al.* The changes of environment and sea level as reflected by the Holocene stratigraphy in Qingfeng profile in Jiangsu Province [J]. Science in China (Series B), 1991, 21(9): 992-999. [赵希涛, 鲁刚毅, 王绍 鸿,等. 江苏庆丰剖面全新世地层及其环境变迁与海面变化 的反映[J]. 中国科学(B辑), 1991, 21(9): 992-999.]
- [8] Tang Lingyu, Shen Caimin. The vegetation and climate in northem Jiangsu Province during the Hobcene Megathermal [A]. Shi Yafeng, Kong Zhaochen. The Climate and Environment in China During the Holocene Megathermal [M]. Beijing: Ocean Press, 1992. 80-93. [唐领余, 沈才明. 江苏北部全新世高温期植被与气候[A].施雅风。孔昭宸.中国全新世大暖期气候与环境[M].北京:海洋出版社 1992. 80-93.]
- [9] Chen Fahu, Li Jijun, Zhang Weixin. Loess stratigraphy of the Lanzhou Profile and its comparison with deep sea sediment and ice core record [J]. Geo. Journal, 1991, 24(2): 201-209
- [10] Chen Fahu, Li Jijun, Zhang Weixin. Variation of the wintermonsoon began 1 ka later in eastern China than in the Lanzhou region [22]
 ² 1 since the Last Ghacial Stage [1]. Quaternary Sciences, 1999.
 ² 1 Schma Academic Sournal Electronic Publishing

(4): 306-313. [陈发虎,李吉均,张维信,末次冰期以来兰州地区冬季风变化研究[J]. 第四纪研究, 1999, (4): 306-313.]

- [11] Shi Yafeng. The features of environment and climate during the Holocene Megathermal in China [A]. Shi Yafeng Kong Zhaochen. The Climate and Environment in China During the Holocene Megathermal [M]. Beijing. Ocean Press, 1992, 1-18. [施雅风,中国全新世大暖期气候与环境的基本特征 [A].施雅风,孔昭宸.中国全新世大暖期气候与环境[M]. 北京:海洋出版社,1992, 1-18.]
- [12] Shi Yafeng, Kong Zhaochen, Wang Sumin, *et al.* The important climatic fluctuations and events in China during the Holocene Mega thermal [J]. Science in China (Series B), 1992, 22 (12): 1 300-1 308. [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[J]. 中国科学(B辑), 1992, 22 (12): 1 300-1 308.]
- [13] Thompson L G. Thompson E M. Davis M E. et al. Holocenelate Pleistocene climatic ice core records from Qinghai— Tibetan Plateau [J]. Science, 1989, 246: 474-477.
- [14] Thompson L G, Thompson E M, Davis M E, et al. Glacial stage ice—core records from the subtropical Dunde ice cap. China [J]. Annals of Glaciology, 1990, 14: 288–297.
- [15] Thompson L G, Yao T, Davis M E, et al. Tropical climatic instability: the Last Glacial Cycle from a Qinghai—Tibetan ice core
 [J]. Science, 1997, 276: 1 821-1 825.
- [16] Yao Tandong, Shi Yafeng, Thompson L G, et al. The Holocene climatic changes in Mt. Qilian as recorded in Dunde ice core [A]. Shi Yafeng, Kong Zhaochen. The Climate and Environment in China during the Holocene Megathermal [M]. Beijing: Ocean Press 1992. 206-211. [姚檀栋, 施雅风, Thompson L G, 等. 祁连山敦德冰芯记录的全新世气候变化[A]. 施雅风, 孔 昭宸. 中国全新世大暖期气候与环境 [M]. 北京: 海洋出版 社. 1992. 206-211.]
- [17] Yao T, Thom pson L G. Trends and features of climatic changes in the past 5000 years recorded by the Dunde ice core [J]. Annals of Glaciology, 1992, 16: 21-24.
- [18] Yao T, Jiao K, Tian L *et al*. Climatic and environmental records in Guliya ice cap [J]. Science in China (Series B), 1995, 38(2): 228-237.
- [19] Tang Lingyu, Li Chunhai. Temporal-spatial distribution of the Holocene vegetation in the Tibetan Plateau [J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 2001, 23(4): 367-374. [唐领 余,李春海. 青藏高原全新世植被的时空分布[J].冰川冻土 2001, 23(4): 367-374.]
- [20] He Yong, Qin Dahe, Ren Jiawen, et al. The climatic record of organic matter in the paleosol from the Yuanbao Holocene profile
 [J]. Journal of Glaciology and Geocryobgy, 2002, 24 (5): 512 516. [何勇, 秦大河, 任贾文, 等. 临夏塬堡全新世黄土剖面 古土壤有机质碳同位素的气候记录[J]. 冰川冻土, 2002, 24 (5): 512-516.]
- [21] Li Xiaoze, Yao Tandong Qu Jianjun, et al. Discussion on the evolution of the Puruogangri Ice Field based on proglacial dune geomorphology [J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 2002, 24 (1): 63-67. [李孝泽,姚檀栋, 屈建军,等. 从冰前风沙地 貌初看普若岗日冰原的形成演变[J].冰川冻土, 2002, 24 (1): 63-67.]
- [22] Chen Jiaqi, Shi Yafeng. Comparison of the winter temperature in the Yangtze Delta in the last 1 000 a with the record in Guliya ice

16

core [J]. Journal of Glaciology and Geocryobgy, 2002, **24** (1): 32-39. [陈家其,施雅风. 长江三角洲千年冬温序列与古里 雅冰芯比较 [J]. 冰川冻土, 2002, **24**(1): 32-39.]

- [23] Yao Tandong, Thompson L G. Climatic records in Dunde ice core and the temperature changes since 5 ka [J]. Science in China (Series B), 1992, 22(10): 1089-1093. [姚檀栋, Thompson L G. 敦德冰芯记录与过去 5ka 温度变化 [J]. 中国科学(B 辑), 1992, 22(10): 1089-1093.]
- [24] Zhang Jiawu. High—resolution Holocene Paleoenvironmental Reconstruction Through Lake Sediments and Loess—paleosol Sequences in Monsoonal Boundary Area in Central China [D]. Lanzhou: Lanzhou University, 2001. 155. [张家武. 季风边缘 地区全新世高分辨率湖泊与黄土沉积记录研究[D]. 兰州: 兰州大学, 2001. 155.]
- [25] Han Yousong, Meng Guanglan. On the sea level changes abong the eastern coast of China during 12 000 years [A]. Qin Yunshan, Zhao Songling. Late Quaternary Sea— Level Changes [M]. Beijing: Ocean Press, 1987. 119—136.
- [26] Yonekura N. Late Quaternary vertical movements in and around the Pacific as deduced from former shoreline data[J]. Geodynamics Series, 1983, 11: 41-50.
- [27] Yao Tandong, Liu Xiaodong, Wang Ninglian. A study on the amplitude of climatic variation in Tibetan plateau [J]. Chinese Science Bulletin, 2000, 45(1): 98-105. [姚檀栋,刘晓东,王宁练. 青藏高原地区的气候变化幅度问题[J]. 科学通报, 2000, 45(1): 98-105.]
- [28] Hafstan U. A subdivision of the Last Pleistocene period on a syn-

chronous basis intended for global and universal usage [J]. Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecobgy, 1970, 7: 279 — 296.

- [29] Zhou Kunshu, Chen Shuomin, Ye Yongying, et al. Pollen analysis in the Holocene stratigraphy and relative paleoenvironments in Northern China [A]. The Quaternary Pollen Analysis and Relative Paleoenvironments [M], Beijing: Science Press, 1984, 25-53. [周昆叔,陈硕民,叶永英,等.中国北方全新统花粉分析与古环境[A].第四纪花粉分析与古环境[M].北京:科学出版社, 1984, 25-53.]
- [30] The Quaternary Pollen Group of the Guiyang Geochemistry Institute. The evolution of natural environment in Southern Liaoning since 10 ka [J]. Science in China, 1977, (6): 605-614. [贵阳 地化所第四纪孢粉组, 1977, 辽宁省南部一万年来自然环境的 演变[J].中国科学, 1977, (6): 605-614.]
- [31] Liu Jinling. Plants in the swampland of the Changbai Mountains and relative climatic changes since 13 ka [J]. Acta Paleobiology, 1989, 28(4): 240-248. [刘金陵. 长白山区弧山屯沼泽地 13000年以来的植物和气候变化[J]. 古生物学报, 1989, 28 (4): 240-248.]
- [32] Sun Xiangjun, Yuan Shaomin. The vegetation evolution in Jinchuan Region of the Jiln Province since 10 ka, inferred by the pollen data [A]. Liu Dongsheng, Loess. Quaternary, Geology, Global Change [M]. Beijing, Science Press, 1990. 46-57. [孙 湘君, 袁绍敏. 据花粉资料推测吉林金川地区一万年的植被 演化 [A]. 刘东生. 黄土。第四纪地质。全球变化, 第二集 [M]. 北京: 科学出版社, 1990. 46-57.]

Climatic Differences in China during the Holocene Indicated by the Various Climatic Proxy Data from Different Parts of China

HE Yuan-qing¹, YAO Tan-dong¹, SHEN Yong-ping¹,

ZHANG Zhong-lin¹, CHEN Tuo¹, ZHANG Dian²

(1. Key Laboratory of Ice Core and Cold Regions Environment, CAREERI, CAS, Lanzhou Gansu 73000, China;

2. Department of Geography and Geology, Hong Kong University, Hong Kong, China)

Abstract: For a better understanding of climatic variations in China during the Holocene, climatic records from two ice cores in Tibetan Plateau are compared each other and with other proxy data, such as loess, lake sediments, pollen, changes of sea and lake levels in different parts of China. After an abrupt cooling event of Younger Dryas between 12.2 ka and 10.5 ka BP, δ^{8} O values in the Guliya ice core $(35^{\circ}17' \text{ N}, 81^{\circ}29' \text{ E}, 6710 \text{ m a.s.1})$ in the early Holocene between 10.5 ka BP and 7.2 ka BP were high, indicating the continues warmer and wetter climatic conditions lasted for 3 000 a. Whereas in the mid-Holocene between 7.2 ka BP and 5.0 ka BP, another abrupt cooling occurred, reflected by a sudden decrease of isotopic composition from 7.2 ka BP. Then δ^{8} O values gradually increased from 5.0 ka BP to present, except for a relative low er isotopic stage between 3.5 ka and 2.5 ka. Differentially, in Dunde ice core $(38^{\circ}06'N, 96^{\circ}24'E, 5325 \text{ m a. s. l.})$, frequent variations of higher and low er δ^{18} O values have observed during the Holocene. The megathermal maximum started from 8.7 ka BP, characterized by a sharp increase of δ^{18} O values, continued until 3.0 ka BP, and followed by a gradually decreased trend of isotopic composition. However, many short-term colder stages appeared in the more than 5 000 a long Megathermal period of the Holocene, especially there was an unstable-temperature stage between 6.0 ka BP and 5.0 ka BP. Climatic changes indicated by isotopic records in the

position from 7.2 ka BP. Then δ^8 O-yalues grad-1994-2018 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.chki.net

6期

ferences of altitudes and atmospheric circulations when ice was deposited. It is inferred that air masses with more precipitation at Guliya came from the continental sources due to its interior position and higher altitude in Tibetan Plateau but precipitation at Dunde was disturbed by maritime air masses of the summer monsoon because its site is located in the edge of the plateau and at a lower elevation. There are different climatic indications of $\partial^{8}O$ values between continental and maritime-origin vapor sources, which have been confirmed by some studies dealing with the isotopic distribution of precipitation in Tibetan plateau.

Paleoclimatic data from other mediums in different parts of China are used to compare with the climatic records from above two ice cores. In the most loess profiles studied, higher magnetic rates were measured between 10. 0 ka BP and 5. 0 ka BP, when a warmer and wetter period appeared, and then became progressive cooling in late 5 000 a, with overall decreased magnet rates, although there were some higher-rate stages during the period, corresponding to the higher sea levels in eastern China. However, higher levels of lakes in western China occurred longer, from 10. 0 ka BP to 4. 0 ~ 3. 0 ka BP. Climatic warming in the Holocene indicated by pollen charts from lacustrine deposits seems starting earlier in western China than that in eastern China. Proxy data from most mediums displays obvious climatic fluctuations in the most recent 500 a, named as the Little Ice Age.

In summary, climatic records in the Holocene recovered from the Guliya and Dunde ice cores are inconsistent because of their different locations and elevations, which may be controlled by different atmospheric situations when ice formed. The climatic changes indicated by the Guliya ice core in the interior of the Tibetan Plateau correspond well to the climatic records from other polar and tropical ice core, such as those from Greenland and Huascaran, as well as those from deep-sea sediments, which probably reflects a global climatic trend during the Holocene. However, the climatic information in the Dunde ice core is more complex and associated with the proxy climatic data from other mediums, such as loess, lacustrine sediments, changes of sea and lake levels in eastern and middle parts of China, which was more influenced by the prevailing monsoon during the Megathermal in the Holocene. Referring to the most proxy data, it

seems that the climate varied earlier and more sensitive in higher and colder regions than that in lower and milder regions.

Key words: the Holocene; ice core; climatic records; the Megathermal