

我国低纬季风区晚冰期以来水文变化： 南岭东部高分辨率湖沼沉积记录

欧阳军, 钟巍, 薛积彬, 郑琰明, 马巧红, 蔡颖

华南师范大学地理学院, 广州, 510631

内容提要:南岭东部定南大湖盆地湖沼相沉积高分辨率记录揭示了 16.0 cal ka BP 以来的水文变化过程。由于该盆地主要以降水补给为主, 故其水文变化过程是该地区气候与环境变化的忠实反映。多气候代用指标揭示晚冰期以来的 Oldest Dryas、Bølling、Older Dryas、Allerød 和 Younger Dryas 等短尺度气候快速变化事件。10.0~6.0 cal ka BP 期间, 该地区降水最为丰沛, 暗示了夏季风在该时期最强盛, 但在约 9.7~9.4 cal ka BP 和 8.8~8.2 cal ka BP 前后出现过降水骤减事件; 在 6.0~3.0 cal ka BP 期间, 研究区降水显著减少, 夏季风势力明显减弱。大湖盆地全新世气候变化记录与我国低纬度区域近年来的研究记录具有很好的一致性, 说明低纬地区全新世适宜期应在 10.0~6.0 cal ka BP 期间。在全球气候变化对比上, 大湖盆地降水减少时期大多对应于北大西洋深水流或温盐循环减弱时期, 也对应于北大西洋浮冰砾高峰时期; 早全新世(10.0~6.0 cal ka BP)降水丰沛期对应于北大西洋深水流加强时期; 表明北大西洋深水流变化所导致的高低纬地区热量差异与我国低纬季风区过去气候变化有某种遥相关。此外, 大湖盆地晚冰期以来气候变化趋势与北半球夏季太阳辐射量变化趋势吻合。因此笔者认为东亚低纬季风区晚冰期以来气候变化机制与太阳辐射量变化、大洋温盐循环等有关。

关键词:晚冰期; 全新世适宜期; 湖相沉积; 南岭; 季风

作为全球大气对流最为强盛的地区(Webster, 1983), 低纬度地区无论在全球大气循环(Paul et al., 2001)还是在全球温盐循环(Ruehle et al., 1999)中都起着重要作用。然而, 低纬度地区气候变化与全球气候系统间的驱动机制依然不清楚(Thompson, 2000), 全球气候变化的驱动源到底是低纬度地区(Peter et al., 2002)还是高纬度地区(Sarmiento et al., 2004)依然存在争议。亚洲季风系统作为全球气候系统的一个重要组成部分, 探究其演变规律是全球气候变化研究中的一重要课题(An et al., 2000; Wang et al., 2001)。

近年来对我国低纬度季风区的研究主要集中在深海(Wang et al., 1999; 万世明等, 2007)和近海沉积记录(Owen et al., 1998; Okuda et al., 2003), 东部陆地区域虽有一定数量案例的石笋研究(Wang et al., 2001)和湖/沼相沉积研究记录(Liu et al., 2000; Yancheva et al., 2007; Selvaraj et al., 2008), 但长时间序列的高分辨率地质记录依然相对缺乏

(An et al., 2000; Zhao et al., 2009), 使得区域对比和各种理论模型的检验难于实现。在东部低纬陆地, 因此南岭及其以南低纬度的亚热带和热带地区理应成为研究亚洲季风演变以及大洋暖池变化等科学问题的理想场所(Zhou et al., 2004; 萧家仪等, 2007; 薛积彬等, 2007)。

大湖盆地已有的研究只提供了较短的年代或未见底(Zhou et al., 2004; 萧家仪等, 2007; 薛积彬等, 2007)。我们再次进行了更为细致的采样与分析工作, 获取了 8 个岩芯, 最长时间序列达到 48.8 ka。因而在一定程度上弥补了对我国东部低纬季风区特别是南岭东部地区 MIS3 以来的气候变化历史认识的不足。

1 研究区域

大湖盆地位于南岭东部, 江西省定南县城西南约 2 km 处, 面积约为 0.8 km²。盆地四周由低山环

注: 本文为国家自然科学基金项目(编号 40671189、41071137)、广东省自然科学基金项目(编号 8151063101000044)及广东省高层次人才项目资助成果。

收稿日期: 2009-12-31; 改回日期: 2010-08-30; 责任编辑: 周健。

作者简介: 欧阳军, 男, 1975 年生。讲师, 博士研究生, 研究方向为全球变化与区域响应。通讯作者: 钟巍, 教授, 研究方向为全球变化与区域响应。Email: DL06@snnu.edu.cn。

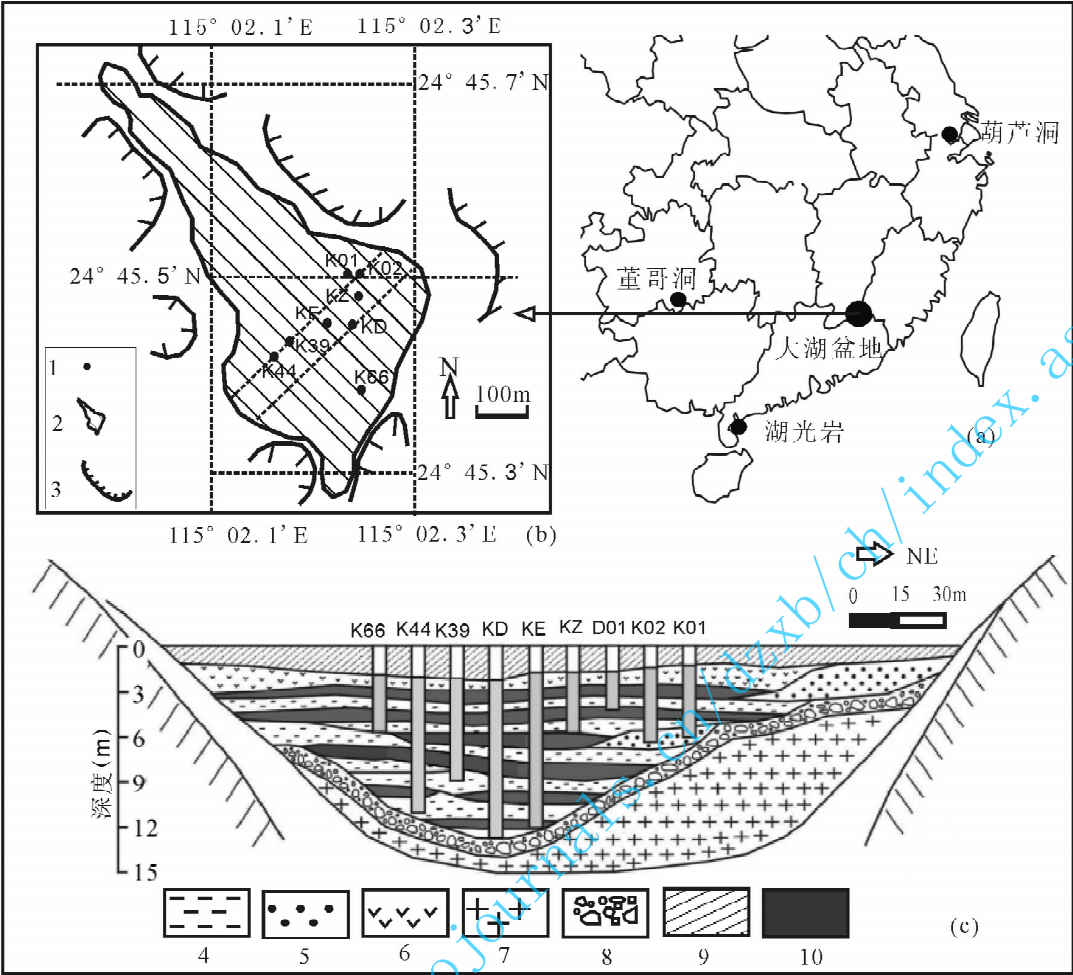


图 1 研究区域位置与岩芯剖面示意图(据钟金岳,1981 底图修订)

Fig. 1 Study area and profile structure of the buried lake sediments (modified from Zhong,1981)

(a)一大湖盆地的位置;(b)一大湖盆地平面示意图;(c)一大湖盆地剖面示意图;1—钻孔位置;2—大湖盆地;3—山谷外沿;4—淤泥;
5—沙砾;6—水稻土;7—花岗岩;8—风化壳;9—人工填土;10—泥炭
(a)—location of Dahu basin; (b)—layout of Dahu basin; (c)—profile of cores and Dahu basin; 1—core position; 2—Dahu basin;
3—margin of the valley; 4—silt or silty clay; 5—sand or gravel; 6—cultivated soil; 7—bed rock of granite;
8—weathered crust; 9—man recovered soil; 10—peat or gyttja

绕,构成一封闭性湖盆,发育了典型的湖沼相沉积并伴有泥炭形成,周围没有河流汇入(图 1),基本上只接受大气降水,对气候变化的响应非常敏感(薛积彬等,2007)。该地区主要受季风影响,属亚热带季风性湿润气候,多年平均气温在 18℃左右,年降雨量约 1600 mm,降水集中于 5~9 月。野外调查发现,盆地四周普遍发育了厚 20~60 m 的花岗岩风化壳,地带性土壤主要为红壤、黄壤等。植被以壳斗科、樟科、山茶科等乔木为建群种组成的常绿阔叶林(亚热带季雨林)为主。

2 材料与方法

2.1 实验方法

2006 年 12 月钻取了 7 个岩芯,其中,K02 孔长 348 cm,按 1 cm 间距在现场进行连续取样,得样品 348 个;KD 孔位于近盆地中心位置,岩芯深达 860 cm,底部已钻至基岩。将 KD 孔岩芯原样用 PVC 管嵌套,带回实验室后按 1 cm 间距进行连续取样,共取样 860 个。采样的同时对岩芯进行了拍照和岩性描述,划分了沉积层位,大致从各层位分界处采集了年代样本并由兰州大学和北京大学¹⁴C 年代学实验室进行常规和加速器(AMS)¹⁴C 年代测定。

K02 孔测年样本为 12 个,用常规¹⁴C 方法测定。KD 孔测年样本数为 20 个,用常规¹⁴C 和加速器(AMS)¹⁴C 测年方法各测 10 个样本。但与 K02

孔层位相对应的 KD 孔上段测年数据仅 5 个。测年材料主要是陆相木本植物残体或碳化物,其有机碳同位素值变化于 21‰~32‰之间,接近于直接利用大气 CO₂ 作为碳源的陆生植物同位素值,而且沉积物中碳酸盐含量极低(最高仅为 0.5‰),因此基本上可以不考虑由于无机碳的存在而导致的“碳库效

应”对测年结果的影响。以 5568 a 为半衰期计算测年年龄,对测年结果分别采用 CALIB 5.01 程序(< 20 ka)和 CalPal 程序(>20 ka)进行校正,按照平均沉积速率建立年代序列,测年结果见表 1。结果显示 KD 孔底部年龄约为 48.8 cal ka BP, K02 孔底部年龄为 16.0 cal ka BP。

表 1 定南大湖盆地 KD 孔和 K02 孔 ¹⁴C 测年结果

Table 1 Radiocarbon dating results of core KD and core K02 in Dahu basin, South China

岩芯	实验室样号	深度(cm)	测年材料	¹⁴ C 年龄(a BP)	δ ¹³ C(‰)	校正年龄 (2σ, cal a BP)	校正年龄 (cal a BP)	测年技术
KD 孔	LAMS0720	114~115	木炭	3900±45	-29.65	4259~4416 *	4337	AMS
	07-40	188~192	TOC	6984±98	/	7623~7979	7801	Conv.
	07-43	238~242	TOC	11479±116	/	13222~13435 *	13328	Conv.
	LAMS0725	252~253	木本植物残体	12115±55	-28.4	13890~14039	13964	AMS
	07-44	323~327	TOC	13166±137	/	15325~15815	15570	Conv.
K02 孔	07-119	5~10	TOC	1711±64	/	1420~1815	1617	Conv.
	07-121	33~38	TOC	4468±80	/	4874~5307	5090	Conv.
	07-123	78~83	TOC	6421±76	/	7174~7466	7320	Conv.
	07-124	110~115	TOC	7319±89	/	7972~8329	8150	Conv.
	07-125	131~136	TOC	7961±106	/	8544~9113	8828	Conv.
	07-127	175~180	TOC	8555±122	/	9621~10112	9866	Conv.
	07-128	200~205	TOC	9742±102	/	10746~11387	11066	Conv.
	07-147	220~225	TOC	10180±108	/	11348~12352	11850	Conv.
	07-148	235~240	TOC	11565±109	/	13225~13672	13448	Conv.
	07-149	270~275	TOC	12160±91	/	13780~14259	14019	Conv.
	07-150	285~290	TOC	12798±126	/	14642~15568	15105	Conv.
	07-151	343~348	TOC	13410±155	/	15386~16477	15931	Conv.

对 K02 孔和 KD 孔样品分别进行了磁化率(MS)、干密度(Dry Density,简称 DD)、有机碳同位素(δ¹³C)、总有机碳(TOC)等指标的测定。磁化率使用 Bartington MS2B 磁化率仪,分别测试了高频、低频、质量和频率磁化率;干密度测量方法参照 Johnson 等(1990)、Verstraeten 等(2001)。δ¹³C 同位素分析,样品用 5% HCl 酸洗以清除碳酸盐物质,再用纯净水漂洗,炉温 50℃烘干,然后通过燃烧法获取气体,所得 CO₂ 气体在真空系统中纯化后在 Finnigan MAT-253 气体同位素质谱仪上测定 δ¹³C 值并以 PDB 为标准,总体误差为 0.1‰(Craig, 1957)。TOC 含量采用常规的重铬酸钾-硫酸氧化滴定法测试,误差在 0.2% 以内。

2.2 岩性

K02 孔顶部约有 20 cm 沉积层缺失,KD 孔岩芯顶部 70 cm 可能受到了人类活动影响。K02 孔岩性特征见图 2,呈现出明显的泥炭(或富含有机质淤泥)和淤泥互层现象。为了同区域内多岩芯对比研究,我们截取 KD 孔的上部与 K02 孔进行较为精细的对比(晚冰期以来即 16 cal ka BP 以来的记录),

其上部(350 cm 以上)岩性特征如图 2 所示,同样呈现出明显的泥炭(或富含有机质淤泥)和淤泥互层现象。岩层物质的交替变化可能反映了沉积相的变化,从而可能揭示出该地区过去沉积环境的变化历史。

因为晚冰期到全新世,KD 孔只有 5 个测年数据,而 K02 孔有 12 个,即 K02 孔有着相对更高的精确性,所以本文晚冰期以来的古气候重建以 K02 孔为主,KD 孔作为参照。

3 结果与分析

3.1 实验结果

3.1.1 干密度(DD)

K02 孔的 DD 值变化于 0.075~0.684 g/cm³ 之间,平均值为 0.38 g/cm³。出现了 3 个高值期和 3 个低值期,最显著且持续时间最长的高值期出现在 11.2~6.0 cal ka BP,平均值达 0.451 g/cm³。另两个 DD 高值期间分别在 3.1~0.8 cal ka BP,DD 值平均为 0.428 g/cm³,13.5~13.0 cal ka BP,DD 值平均达到 0.444 g/cm³。最显著的低值期出现于

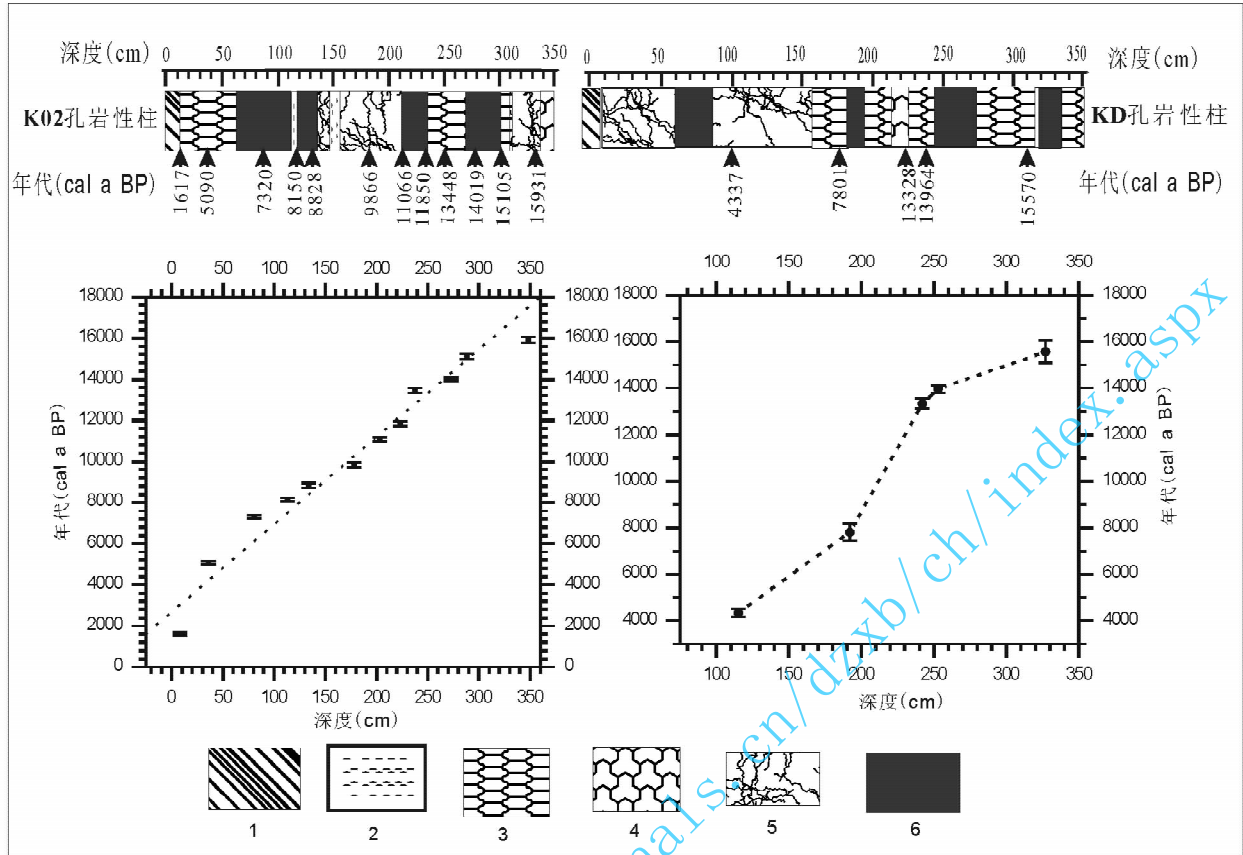


图 2 大湖盆地 K02 孔、KD 孔岩性特征与年代-深度关系

Fig. 2 Lithology and age-depth relationship of core K02 and core KD, Dahu basin, South China

1—水稻土；2—细沙；3—草本泥炭；4—沙和沙砾；5—灰绿或棕绿淤泥或淤泥质粘土；6—黑色富有机质淤泥或粘土
1—Cultivated soil; 2—fine sand; 3—herb-rich peat; 4—sand and gravel;
5—grayish or brown silt or silty clay; 6—black organic-rich silt or silty clay

6.0~3.1 cal ka BP, DD 平均仅为 0.204 g/cm³。另两个低值期分别为 14.5~13.6 cal ka BP, DD 平均仅为 0.248 g/cm³, 12.8~11.5 cal ka BP, DD 平均仅为 0.316 g/cm³。

KD 孔晚冰期以来 DD 值变化于 0.138~0.777 g/cm³ 之间, 平均值为 0.414 g/cm³, 出现了 4 个高值段和 4 个低值段。最显著的两个高值段分别出现在 8.5~4.8 cal ka BP, 平均为 0.57 g/cm³ 和 3.3~0.1 cal ka BP, 平均为 0.612 g/cm³, 另两个相对高值段出现在 15.2~14.5 cal ka BP, 平均为 0.413 g/cm³, 12.7~11.5 cal ka BP, 平均为 0.359 g/cm³。四个低值段相继出现在 16.0~15.3 cal ka BP, 平均为 0.258 g/cm³; 14.4~12.7 cal ka BP, 平均为 0.211 g/cm³; 11.4~10.6 cal ka BP, 平均为 0.192 g/cm³; 4.6~3.4 cal ka BP, 平均为 0.295 g/cm³。

3.1.2 总有机碳(TOC)

K02 孔的 TOC 变化于 43.57%~1.61% 之间, 高值是低值的 27 倍, 有两个显著的高值段和一个低

值段。第一个显著的高值段出现在 14.0~13.7 cal ka BP 期间, TOC 平均达到 33.23%, 另一个为 5.9~3.1 cal ka BP 期间, TOC 平均达到 30.32%。其次, 在 15.5~15.1 cal ka BP 和 12.0~11.5 cal ka BP 分别出现过两个不太显著的高值期。低值段为 13.7~5.9 cal ka BP, TOC 平均为 7.95%, 其中最显著的低值期间出现在 11.5~8.2 cal ka BP, TOC 均值约为 4.3%。

KD 孔晚冰期以来的 TOC 出现了 3 个高值段和 4 个低值段。高值段相继出现于 14.3~13.8 cal ka BP, TOC 均值达到 26.67%; 12.1~11.2 cal ka BP, TOC 均值为 25.05%; 5.1~3.7 cal ka BP, TOC 均值为 16.91%。低值段相继出现于 16.0~14.4 cal ka BP, TOC 均值为 11.21%; 13.8~12.2 cal ka BP, TOC 均值为 11.39%; 9.2~5.2 cal ka BP, TOC 均值仅为 3.95%; 3.7~0.1 cal ka BP, TOC 仅为 2.04%。

3.1.3 磁化率(MS)

K02 孔的低频磁化率变化于 $9.1 \times 10^{-8} \sim 0.1 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$ 之间,最高值是最低值的 90 倍。出现两个显著高值区间和 3 个低值区间。第一个高值区间为 $11.5 \sim 5.9 \text{ cal ka BP}$,均值为 $3.38 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$,另一个高值区间为 $3.1 \sim 0.7 \text{ cal ka BP}$,均值为 $4.42 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$ 。最显著的低值区间出现在 $5.9 \sim 3.1 \text{ cal ka BP}$,均值仅 $1.37 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$ 。另两个低值区间分别出现在 $14.0 \sim 13.7 \text{ cal ka BP}$,均值为 $0.843 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$; $13.3 \sim 11.5 \text{ cal ka BP}$,均值为 $2.535 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$ 。

KD 孔晚冰期以来的低频质量磁化率变化于 $0.972 \times 10^{-8} \sim 0.353 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$ 之间,最高值是最低值的 2.75 倍,出现 3 个高值区间和 3 个低值区间。3 个高值区间依次出现在 $13.6 \sim 12.3 \text{ cal ka BP}$,均值为 $0.684 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$; $9.5 \sim 5.1 \text{ cal ka BP}$,均值为 $0.786 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$; $3.4 \sim 0.1 \text{ cal ka BP}$,均值达 $1.858 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$ 。3 个低值区间依次出现在 $15.7 \sim 13.6 \text{ cal ka BP}$,均值为 $0.496 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$; $12.2 \sim 11.1 \text{ cal ka BP}$,均值为 $0.438 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$; $4.8 \sim 3.8 \text{ cal ka BP}$,均值为 $0.474 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$ 。

3.1.4 碳同位素($\delta^{13}\text{C}$)

K02 孔的碳同位素 $\delta^{13}\text{C}$ 变化于 $-27.319\text{‰} \sim -31.427\text{‰}$ 之间,平均值为 -29.4‰ 。显著低值出现在 $10.6 \sim 6.3 \text{ cal ka BP}$, $\delta^{13}\text{C}$ 均值为 -30.12‰ 。出现了两个较显著的高值期,一个高值出现于 $16.0 \sim 14.3 \text{ cal ka BP}$, $\delta^{13}\text{C}$ 平均为 -28.36‰ ,另一个高值期出现于 $3.1 \sim 1.8 \text{ cal ka BP}$, $\delta^{13}\text{C}$ 平均为 -28.83‰ 。

KD 孔晚冰期以来的碳同位素 $\delta^{13}\text{C}$ 变化于 $-26.49\text{‰} \sim -32.181\text{‰}$ 之间,平均值为 -29.374‰ 。出现了 3 个高值区间和 3 个低值区间。3 个高值区间依次出现在 $12.5 \sim 11.9 \text{ cal ka BP}$, $\delta^{13}\text{C}$ 均值 -28.593‰ ; $10.2 \sim 8.7 \text{ cal ka BP}$,均值 -28.826‰ ; $2.6 \sim 0.1 \text{ cal ka BP}$,均值 -27.79‰ 。3 个低值区间依次出现在 $16.0 \sim 12.8 \text{ cal ka BP}$, $\delta^{13}\text{C}$ 均值 -29.376‰ ; $11.7 \sim 10.4 \text{ cal ka BP}$,均值 -29.747‰ ; $8.6 \sim 2.8 \text{ cal ka BP}$,均值 -30.426‰ 。

3.2 气候代用指标的指示意义

K02 孔、KD 孔在岩性特征上呈现出明显的湖相沉积与沼泽相沉积交替的现象,可能反映了该地区过去地质历史时期古水文状况的变化,即盆地水

体的扩张或收缩。由于大湖盆地是一封闭型盆地,水量主要靠大气降水补给,因此盆地古水文状况的变化实际上反映了盆地过去降水量的变化。

沉积物干密度(DD)在古气候变化研究中得到广泛的应用,是一种能够反映气候变化的有效指标(Zolitschka et al.,1996; Allen et al.,1999; Liu et al.,2000; Fabrés et al.,2000; Yu et al.,2003; Bush et al.,2005; 靳春胜等,2008)。一般说,高的 DD 值往往与高的陆源岩屑含量有关(Fabrés et al.,2000),且往往伴随着较高的磁化率(MS)(Ramrath et al.,1999; Bush et al.,2005),而 MS 则反映了沉积物中铁磁矿物含量(Thompson et al.,1975)的多少。结合 K02 孔和 KD 孔的岩性来看,在湖相沉积层中,DD 和 MS 往往出现高值,而在沼泽相沉积层中 DD 和 MS 则通常出现低值,说明当降水量增大(特别是强降水事件导致的降水量增大)时,雨水和地表径流冲刷入盆地的陆源岩屑物质增加(其中细铁磁性矿物也增加),导致 DD 值和 MS 值升高,反之,当降水量减少时,随径流进入盆地的陆源碎屑物质减少,从而使得 DD 值和 MS 也跟着下降。

在 K02 孔和 KD 孔中,TOC 含量呈一明显的变化规律,即在湖相沉积层中 TOC 含量低,而在沼泽相沉积层中 TOC 含量高(图 3)。Zhou 等(2004)研究认为,在大湖地区,较高的 TOC 含量揭示了一种气候趋于变干的沼泽化气候环境。因此,较低的 TOC 含量说明当时的气候环境较为湿润,沉积过程以湖相沉积为主,而较高的 TOC 含量则说明盆地处于相对干旱时期,沉积过程以沼泽相沉积为特征。

有研究认为,在北半球,C4 植物碳同位素值介于 $-10\text{‰} \sim -14\text{‰}$,而 C3 植物的碳同位素值介于 $-22.0\text{‰} \sim -34.0\text{‰}$ 间,平均为 -27.0‰ (Cerling et al.,1997)。K02 孔和 KD 孔的 $\delta^{13}\text{C}$ 值变化于 $-26.49\text{‰} \sim -32.181\text{‰}$,平均为 -29.195‰ ,表明研究区的植被以 C3 植物为主。但湖沼沉积中,有机碳来源可能为内源或外源或两者的综合。C/N 值一般被用来区分湖沼有机物的来源(Meyers,1994; Hassan et al.,1997; Kaushal et al.,1999; Mackie et al.,2005; 戴纪翠等,2006; 张成君等,2007; Mayr et al.,2009)。在内源有机物中 C/N 值一般为 $5 \sim 12$,且大多低于 10,而在外源有机物中,C/N 值为 $20 \sim 30$,甚至高达 50(Stuiver,1975; Krishnamurthy et al.,1986; Meyers et al.,1995; Shen et al.,2005)。在大湖岩芯中,C/N 值大多超

过 25, 平均值为 28.04 (图 3), 说明有机物来源主要为外源陆生植物。外源有机物含量的变化暗示着大湖盆地水体的收缩与扩张。水体收缩时期, 陆生植被或沿岸水生植物入侵, 有机物含量增加。水体扩张时期, 有机物含量减少。另外, C3 植物的 $\delta^{13}\text{C}$ 对降雨量和湿度变化很敏感。一般而言, $\delta^{13}\text{C}$ 越偏负值, 降水量或土壤含水量越高 (Sternberg et al., 1984; Sukumar et al., 1993)。K02 孔和 KD 孔的 $\delta^{13}\text{C}$ 记录显示, 在沼泽相沉积层中 $\delta^{13}\text{C}$ 值较湖相沉积层要高, 同时, $\delta^{13}\text{C}$ 与 TOC 正相关, 与 DD、MS 负相关。因此可以认为, $\delta^{13}\text{C}$ 越低说明当时环境越为湿润, $\delta^{13}\text{C}$ 越高说明当时环境越为干旱。

总之, 上述气候代用指标 (DD、MS、TOC 和 $\delta^{13}\text{C}$) 敏感地记录了过去 16 ka 以来大湖地区古气候环境演变过程。

3.3 古气候阶段划分

综合分析 DD、MS、TOC 和 $\delta^{13}\text{C}$ 值的时间序列, 可将 K02 孔和 KD 孔共同涵盖的近 16 ka 以来的古气候演化过程划分为 A、B 两个阶段, B 阶段又可以分为 B1、B2、B3 三个阶段 (图 3), 各阶段特征如下:

A 阶段: 约 16.0~11.2 cal ka BP, 晚冰期。DD 和 MS 低于全剖面均值, TOC 和 $\delta^{13}\text{C}$ 高于全剖面均值, 说明这一时期陆源岩屑含量低, 有机质含量较高, 暗示这一时期该地区大气降水少, 大湖盆地处于沼泽化形成过程。K02 孔剖面岩性证明 182 cm 以下除底部为沙砾外, 其余部分主要为大量含木本植物残体的黑色泥炭或夹少量植物残体的灰黑色炭化淤泥。但该阶段气候也曾出现过几次较大的波动, DD 最高值达到 0.513 g/cm^3 , 而最低值 0.189 g/cm^3 远低于剖面均值, 而 TOC 最高值达 38.47%, 最低值仅 2.77%。最显著的水文恶化事件发生在 14.4~13.9 cal ka BP, 这一时期 DD 值和 MS 值显著降低, TOC 值显著升高, $\delta^{13}\text{C}$ 升高, 说明盆地及集水区内降水显著减少, 泥炭大量生成并得以保存, 盆地处于沼泽化阶段。其次为 12.8~11.2 cal ka BP 的降水减少事件, 这一时期 DD 值和 MS 值处于明显的低值, TOC 值较高, $\delta^{13}\text{C}$ 偏正。从事件的发生时间上看, 前者可能对应于 Older Dryas 事件, 后者则可能对应于 Younger Dryas (YD) 事件。在二者之间可能为 Allerod 暖期, 该时期 DD 值和 MS 值显著上升, TOC 值明显降低, $\delta^{13}\text{C}$ 降低, 说明盆地水文状况得到改善, 沉积物以陆源岩屑为主, 盆地处于湖泊发育阶段。另外, 15.9~14.8 cal ka BP 期间 DD

值和 MS 值处于下降趋势, TOC 值升高, $\delta^{13}\text{C}$ 升高, 该次降水减少事件可能对应 Oldest Dryas 事件。在 14.8~14.4 cal ka BP 间盆地水位上升的较湿润期可能对应于 Bolling 暖期, 表现为 DD 值和 MS 值渐渐上升, TOC 低值, $\delta^{13}\text{C}$ 降低。KD 孔无论是在岩性变化特征还是众代用指标变化的时间序列图上, 都与 K02 孔非常吻合。YD 事件已被众多的古气候记录所证实是一次全球性的气候突变事件, 但在中国的古气候记录当中, 具有精确年代控制的对中仙女木事件和老仙女木事件的报道则不多, 而晚冰期向全新世转变过程中的 “Oldest Dryas—Bolling—Older Dryas—Allerod—Younger Dryas” 系列气候突变事件在大湖盆地岩芯中则留下了明显的印记, 一方面说明南岭东部地区自末次冰消期向全新世转换过程中的气候环境同样是不稳定的, 另一方面说明在区域对比上这些气候事件的发生不是孤立的, 而是具有全球效应。

B1 阶段: 约 11.2~6.0 cal ka BP, 全新世早期。在 YD 事件之后, 特别是从 10.0 cal ka BP 开始, 一直到 6.0 cal ka BP, 各代用指标均出现峰值或谷值: DD 和 MS 出现峰值, TOC 和 $\delta^{13}\text{C}$ 出现全剖面谷值 (图 3), 表明降水冲刷输入的陆源岩屑比例达到全剖面高峰, 暗示了这一时期盆地水位上升, 区域降水非常丰沛, 盆地处于湖泊发育阶段。剖面岩性特征显示, 该段沉积主要为淤泥或淤泥质粘土, 未见植物残体, 但在该段顶部和底部则为炭化淤泥。此前孢粉分析结果亦证明在 10.0~6.0 cal ka BP, 乔木孢粉比例达到最大值, 该时期被认为是南岭东部地区的 “全新世最适宜期” (Zhou et al., 2004)。沉积记录也显示, 在 9.7~9.4 cal ka BP 和 8.8~8.1 cal ka BP 间可能出现了两次降水减少事件。

B2 阶段: 约 6.0~3.0 cal ka BP, 中全新世时期。TOC 出现全剖面又一峰值, 相应地, DD 和磁化率呈一谷值 (图 3), 表明沉积物中陆源岩屑的比例快速降低, 泥炭大量生成并得以保存, 盆地亦再次转向沼泽化过程, 暗示了这一时期盆地水位下降, 大气降水可能急剧减少, 气候环境转干。岩性特征显示, 该段沉积物中含较多植物残体, 以疏松的黑褐色泥炭或灰黑色炭化淤泥为主。孢粉分析结果表明, 这一时期, 蕨类植物急剧增加, 乔木迅速减少 (萧家仪等, 2007)。与此同时, 在非洲表现为湿季的结束和旱季的开始 (de Menocal et al., 2000; Gasse, 2001; Thompson et al., 2002;), 热带大西洋洋面气温也迅速降低 (Ruehleemann et al., 1999), 北大西洋深水

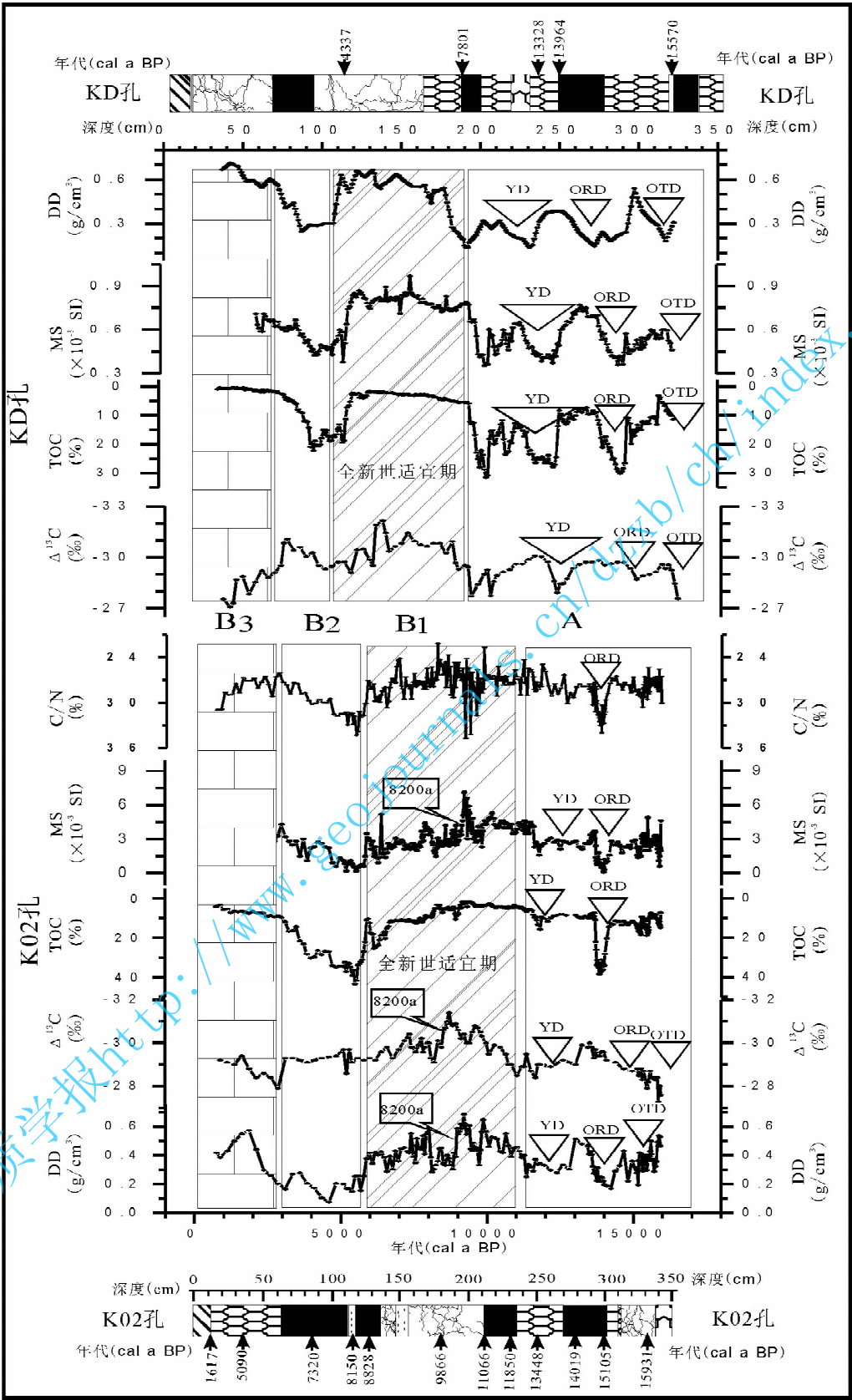


图 3 K02 孔与 KD 孔各代用指标(DD、MS、TOC、 $\delta^{13}C$ 和 C/N 值)散点图
Fig. 3 Multi-proxies of core K02 and core KD, Dahu basin, South China
YD—Younger Dryas; ORD—Older Dryas; OTD—Oldest Dryas

流在 6.1~5.0 cal ka BP 出现显著减弱 (Oppo et al., 2003)。Morrill 等 (2003) 的研究显示亚洲季风强度在此时急剧减弱。红原泥炭记录显示在 5.6~3.9 cal ka BP 也为冷干 (王华等, 2003)。

B3 阶段: 约 3.0 cal ka BP 始, 晚全新世。这一时期, DD 和磁化率迅速上升, 而 TOC 含量急剧下降, 说明进入盆地的沉积物中陆源岩屑迅速增加。据孢粉记录 (Zhou et al., 2004), 该时段草本迅速增加, 蕨类依然占据较高比例, 而乔木所占比例较低, 应该为冷干的环境。因此, 陆源岩屑迅速增加并不是因为丰沛的降水, 可能是人类生产生活改变了自然植被并使大量陆源岩屑进入盆地。据考古资料, 该地区约 5.5 cal ka BP 时农林业已经开始 (杨式挺, 1992)。有报道称在大湖的泥炭层中, 发现保存完整、制作精细的石斧、石箭和动物骨骼化石。现场记录的岩性序列中该段下部有少量黑褐色泥炭, 上部为人工耕作水稻土。因此, 晚全新世时期大湖地区开始受人类活动影响明显, 真实的气候环境复原需要运用其他方法进行后续研究。

4 讨论

4.1 晚冰期以来的气候事件

4.1.1 仙女木事件

末次冰消期向全新世转换过程中气候的不稳定性在众多研究中都得到证明 (Dansgaard et al., 1993), 这种不稳定性表现为千年乃至百年尺度气候突变事件的交替出现 (Bond et al., 1997)。新仙女木冷事件被认为是晚冰期向全新世转变过程中的一次全球性的气候变冷事件, 且因其所处的特殊界限, 成为古气候研究中重要参照。11.2~12.8 cal ka BP 时期, 大湖盆地气候代用指标共同指示了这一时期盆地处于沼泽化环境, 降雨量减少, 亚洲夏季风减弱。直线距离上, 北去约 900 km 的葫芦洞 (Wang et al., 2001), 西去约 710 km 的董哥洞 (Wang et al., 2005)、西南面约 630 km 的湖光岩 (Yancheva et al., 2007) 也都记录到该时期冬季风有所加强, 或夏季风有所减弱。14.3~13.8 cal ka BP 的水文恶化事件, 持续的时间虽然比格陵兰冰芯记录等所揭示的 Older Dryas 事件持续时间稍长, 但研究发现, 在博令—阿勒罗德间冰段混合期 (The Bolling—Allerod Interstadial Complex) 内除了 Older Dryas 冷期外, 还出现过另外两次百年尺度的冷事件, 分别是 IBCP (intra-Bolling cold period) 和 IACP (intra-Allerod cold period) (Dansgaard et al., 1993; Yu et

al., 1998, 2001; Grafenstein et al., 1999; Zolitschka et al., 2000)。因分辨率的差异, 我们的记录尚不能与格陵兰冰芯记录进行精细的对比。如果将这些研究中 Older Dryas 持续的时间加上 BOA 期间相邻事件如 IACP 或 IBCP 持续的时间, 则大湖盆地 Older Dryas 事件的持续时间与上述研究中的记录比较吻合, 因此我们认为该水文恶化事件可能是对 Older Dryas 的响应。16.0~14.6 cal ka BP 间, 盆地沼泽化、降水减少时期, 可能对应于 Oldest Dryas 事件; 14.6~14.3 cal ka BP 湿润期可能对应 Bolling 暖期; 13.8~12.8 cal ka BP 间的降水增加时段可能对应于 Allerod 暖期。因此, 大湖盆地晚冰期系列水文变化事件很可能是 3 次仙女木事件和 BOA 事件的区域响应。

中国大湖盆地晚冰期系列水文变化事件与美国西北部 Owens basin 的系列水文变化事件非常吻合 (Benson et al., 1997)。同时, 与在欧洲大陆 (Mott et al., 1986)、格陵兰冰芯 (Johnsen et al., 1992; Dansgaard et al., 1993)、北大西洋 (de Menocal et al., 2000)、加拿大东南部 Crawford Lake (Yu et al., 2001)、中欧 Ammersee (Grafenstein et al., 1999)、委内瑞拉的 Cariaco basin (Hughen et al., 1996) 等地质记录中详细报道过的 3 次仙女木事件及 BOA 事件的冷暖变化系列也非常吻合 (图 4)。中国大陆西部的青海湖 (刘兴起等, 2003)、苟弄措湖 (胡东生等, 2002)、甘肃曹岷黄土剖面 (王建民等, 1998) 和南中国海深海沉积 (Wang et al., 1999) 记录中也都曾报道过晚冰期 3 次仙女木事件和 BOA 事件系列。

4.1.2 全新世气候适宜期及其他气候事件

有关中国的全新世大暖期或气候适宜期的时空分布模式的论断正处于争辩之中。施雅风等 (1992) 认为中国全新世大暖期出现在 8.5~3.0 cal ka BP。An 等 (2000) 提出中国全新世气候适宜期呈现一个时空梯度模式, 即气候适宜期分别在以 9.0 cal ka BP、6.0 cal ka BP、3.0 cal ka BP 为中心的时期依次从华北向长江中下游到华南推进。但近年的研究案例并不支持这一模式, 如华北的古气候记录 (Xiao et al., 2004; Feng et al., 2005), 低纬度地区的古气候记录 (Huang et al., 1997; Wang et al., 1999; Zheng et al., 2000; Zhou et al., 2004; Mingram et al., 2004; Carolyn et al., 2005; Wang et al., 2005; Liew et al., 2006; Yancheva, 2007; Selvaraj et al., 2008)。南海近珠江口的 17940 孔深海沉积记

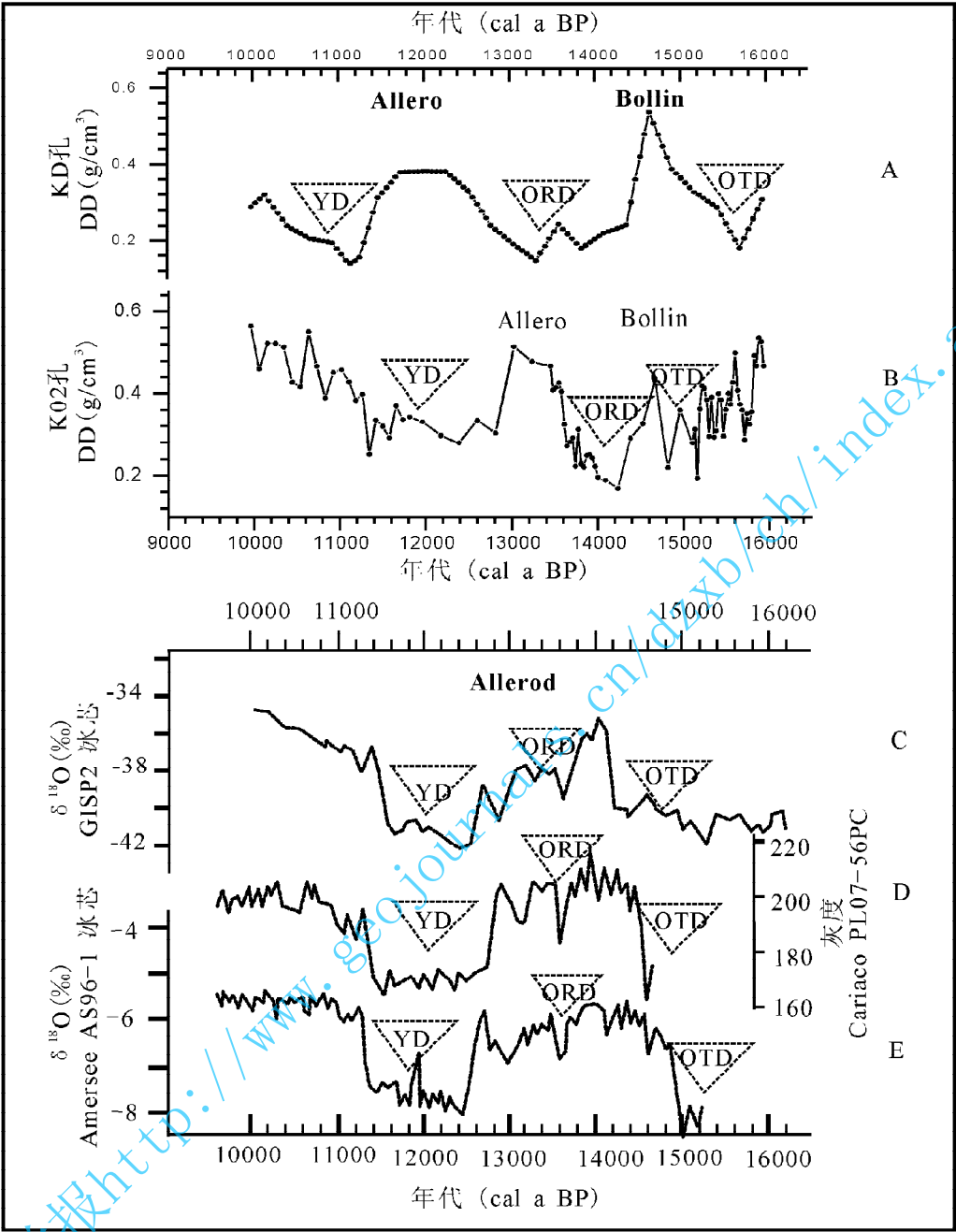


图 4 晚冰期大湖盆地气候变化与全球气候变化对比

Fig. 4 Comparison between Dahu basin and other records on Late Glacial climatic events

A—KD 干密度,大湖盆地;B—K02 干密度,大湖盆地;C— $\delta^{18}\text{O}$,GISP2 格陵兰岛;
D—PL07-56PC 灰度,南美洲 Cariaco 盆地;E— $\delta^{18}\text{O}$,欧洲 Ammersee AS96-1

A—Dry density of KD, Dahu basin; B—dry density of K02, Dahu basin; C— $\delta^{18}\text{O}$ of GISP2;
D—grey scale of PL07-56PC, Cariaco basin; E— $\delta^{18}\text{O}$ of AS96-1, Ammersee

录显示,11.6~6.0 cal ka BP 期间,该地区的海洋表面盐度(SSS)最低,即该时期珠江流域降水量处于最丰沛期(Wang et al., 1999)。在大湖盆地南面 630 km 的湖光岩玛珥湖沉积记录(图 5B)显示,夏季风在 11.6~7.8 cal ka BP 期间增强(Yancheva et al., 2007),高湖面和湖泊生产力高值期出现在

11.5~7 cal ka BP(Mingram et al., 2004)。在大湖盆地东南约 230 km 的韩江三角洲孢粉研究(图 5A)显示,最适宜期起始不晚于 8780 a BP(^{14}C),终止不早于 5584 a BP(^{14}C) (Zheng et al., 2000)。与大湖盆地纬度相似的台湾岛 Tuoshe Lake 沉积记录(图 5F)显示,自 10.0 cal ka BP 起,喜热植物比例急

剧增加,同时出现高沉积速率 (Huang et al., 1997)。夏季季风在 8.6~4.5 cal ka BP 间增强,而且可能早于 8.6 cal ka BP (Liew et al., 2006)。台湾 Retreat lake 湖的湖沼沉积记录显示,无论以降水量或温度衡量,或者综合二者计算,气候适宜期应该出现在 9~4.5 ka BP 间 (Selvaraj et al., 2008)。在大湖盆地西 710 km 的董阁洞石笋(图 5C)记录显示, $\delta^{18}\text{O}$ 在早全新世急剧下降(约 11.5 cal ka BP),在随后的约 6 ka 一直维持低值,石笋生长速率在 9.0~5.5 cal ka BP 间处于高值。说明该时期夏季风增强降水量增大 (Wang et al., 2005; Carolyn et al., 2005)。此外,根据水文模拟,在 8.9°N~26.6°N,高湖面和有效湿度最大值出现在 9.0~6.0 ka BP (COHMAP members, 1988)。因此从这些研究

记录来看,华南地区全新世适宜期的起止年代应该远远早于 An 等(2000)提出的 3.0 cal ka BP。Zhou 等(2004)认为中国全新世气候适宜期时空模式并非 An 等(2000)的模式,而是更吻合于全球模式。KD 孔和 K02 孔多代用指标指示,大湖盆地在 新仙女木事件后水文开始改善,约在 10.0~6.0 cal ka BP,即全新世早期区域降水量达到最大值。因此我们的记录支持该时期是南岭东部地区“全新世最适宜期”的论断。

其次,大湖岩芯记录的降水减少事件正对应于北大西洋深水流(NADW)减弱时期,如大湖盆地在 12.8~11.2 cal ka BP、9.7~9.4 cal ka BP、8.8~8.2 cal ka BP、6.0~3.0 cal ka BP 期间的几次降水

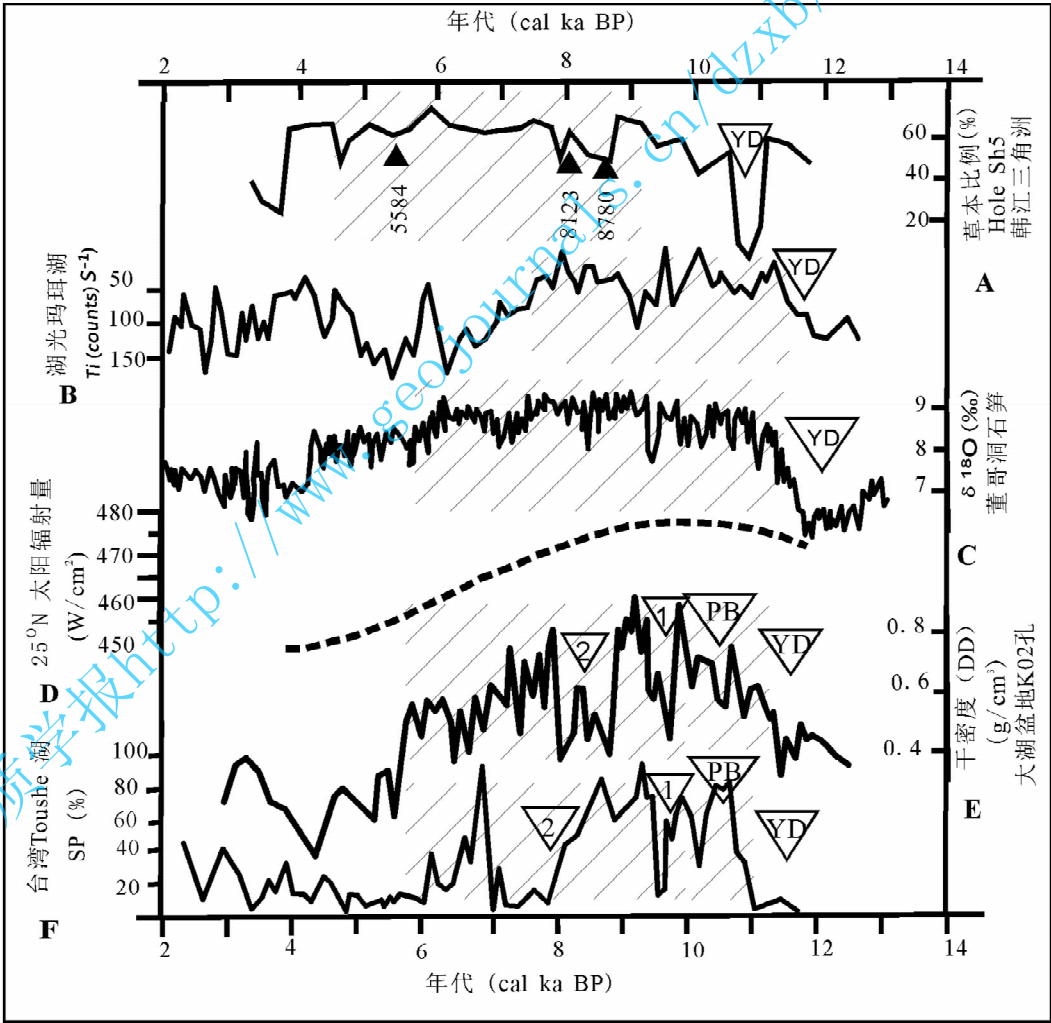


图 5 中国低纬季风区全新世气候适宜期对比

Fig. 5 Holocene optimum in low latitude monsoonal regions in China

A—据 Zheng 等, 2000; B—据 Yancheva 等, 2007; C—据 Wang 等, 2005; D—据 Berger 等, 1991; E—大湖 K02 孔干密度; F—据 Liew 等, 2006
A—after Zheng et al., 2000; B—after Yancheva et al., 2007; C—after Wang et al., 2005;
D—after Berger et al., 1991; E—dry density of K02 core, Dahu Basin; F—after Liew et al., 2006

减少事件正对应于北大西洋深水流(NADW)减弱时期(Bard, 2002; Oppo et al., 2003)。大湖盆地的降水丰沛期正对应于北大西洋深水流(NADW)增强时期(Boyle et al., 1987; Marchitto et al., 1998; Hughen et al., 2000),说明北大西洋深水流的强弱与处于亚洲季风区的大湖盆地的干湿状况在千年尺度上有着很好的对应关系。

4.1.3 气候波动周期

格陵兰冰芯记录揭示了在末次冰消期和全新世存在一系列千年尺度的气候波动,气候变化具有约 1470 a 左右的波动韵律,如发生在约 1.4 cal ka BP、2.8 cal ka BP、4.2 cal ka BP、5.9 cal ka BP、8.1 cal ka BP、9.4 cal ka BP、10.3 cal ka BP、11.1 cal ka BP 的几次显著的浮冰碎屑事件(Bond et al., 1997)。在 K02 孔沉积记录中,后 5 个时间点正好对应于大湖地区 5 个水文恶化期的终点或起点,如 11.2 cal ka BP 为新仙女木末期,10.3 cal ka BP 为 Pre-boreal 末期,9.4 cal ka BP 为 9.7~9.4 cal ka BP 水文动荡事件的末期,8.1 cal ka BP 接近 8.2 cal ka BP 事件末期,5.9 cal ka BP 为中全新世干旱期的开始,4.2 cal ka BP 为中全新世水文最恶化时期。这些事件在发生时间上的一致性也不能仅仅视作巧合,其内在联系还有待进一步查清。

因此,大湖盆地不仅晚冰期水文变化系列事件与大西洋低纬和高纬两岸地区气候变化系列事件有着很好的对应关系(图 4)。而且在包括全新世的整个末次冰消期响应了北大西洋深水流变化事件,还可能记录了同格陵兰 1470 a 近似的气候波动频率周期,也与全新世气候适宜期全球模式吻合。这说明低纬度亚洲季风区与全球气候变化在末次冰消期和全新世有着很好的遥相关。

4.2 驱动机制

北半球气候变化在万年尺度上的同步机制是外部力量驱动机制(Nalan et al., 1994; Wang et al., 2005)。大湖地区的气候变化明显响应了北半球夏季太阳辐射的变化(薛积彬等,2007),但是在千年和百年尺度上的许多气候变化事件与全球其他区域的联系机制仍在探究之中。研究认为,温盐循环(Lehman et al., 1992; Hughen et al., 1996; Ruehleemann et al., 1999)以及温盐循环与大气循环耦合机制可能是末次冰消期以来北大西洋地区与北美、中南美洲及欧洲大陆在千、百年时间尺度上的冷暖/干湿事件的发生具有同步性的主要原因(Peter et al., 2002; Kienast et al., 2006)。在同一

大洋内部,大西洋高纬和低纬地区在 YD、OD、IACP、IBCP 时期内气候变化的相时高度吻合,在一定程度上支持了温盐循环是大西洋高纬和低纬地区气候变化同步的驱动力这一假说(Hughen et al., 1996)。但是,大西洋与太平洋的气候变化联系机制应该复杂得多。低矮的中美洲大陆地峡,为大西洋和太平洋水汽交互提供了相对便利的通道,加上温盐循环和太平洋东西岸的水与汽的交流,可能成为两大洋古气候变化相时同步的主要原因(Haug et al., 1998)。两大洋低纬度地区气候变化不仅极其显著而且在全球气候变化中起到了重要的作用,这在气候模拟和气候代用指标研究中得到一定的验证(Paul et al., 2001)。大湖盆地的岩芯记录,作为太平洋西岸低纬地区的亚洲夏季风记录也在一定程度上响应了温盐循环(或北大西洋深水流)事件,说明北大西洋深水流的强弱与处于亚洲季风区的大湖盆地的水文状况在千年尺度上有着很好的对应关系。同时说明亚洲季风大陆低纬地区的大湖盆地与大西洋、太平洋高低纬度地区之间很可能受共同驱动机制的影响,即低纬度地区的大湖盆地末次冰消期以来的千年和百年尺度干湿事件可能通过低纬度太平洋面及其上空大气与大西洋建立了影响气候变化的海洋-大气联动机制。

另外,Overpeck 等(1996)通过模拟认为大洋深水流的形成(Deep water formation)有利于将大西洋的增温通过西风带传递到亚欧大陆,从而加强亚洲大陆与相邻大洋的温度梯度因而起到加强亚洲夏季风的作用,这很可能就是亚洲季风区与大西洋、美洲以及整个亚欧大陆气候事件(特别是全新世时期)同步的联系机制。低纬季风区的南岭东部与大西洋、南北美洲、欧洲的气候变化同步机制也许与此有关,即降水减少与大洋深水流的削弱或停顿有关,而亚洲季风区降水增加则与大洋深水流加强有关。因大湖盆地降水变化趋势也吻合于北半球太阳辐射量变化趋势(图 5D),故其千年尺度上的降水变化或许是在北半球太阳辐射量变化的趋势基础上,叠加了由温盐循环带来的气候放大效应。

5 结论

大湖盆地岩芯在岩性上呈现明显的湖相沉积和沼泽相沉积交替现象,高分辨率气候代用指标分析结果也暗示盆地古水文和古气候的某种颤动规律。除晚全新世气候记录因可能受人类活动影响不能鉴别外,晚冰期以来,大湖盆地在气候特征上可分 3 个

阶段:相对冷干的环境且气候大幅振荡的晚冰期(16.0~11.2 cal ka BP),盆地处于沼泽化进程,出现了3次明显的水文恶化事件,其发生的时间点和韵律与国内外所报道的3次仙女木事件吻合;早全新世(11.2~6.0 cal ka BP),其中10.0~6.0 cal ka BP应该是岭南地区气候适宜期。该时期盆地水文显著改善,降水量达到最高水平,盆地处于湖相沉积进程,但其间的9.7~9.4 cal ka BP和8.8~8.1 cal ka BP两次降水减少事件也说明气候适宜期中的短尺度不确定突变;转向相对干旱的中全新世(6.0~3.0 cal ka BP),水文明显恶化,转向沼泽化进程。

地处太平洋西岸低纬的大湖盆地晚冰期以来水文变化系列事件与大西洋低纬和高纬两岸地区气候变化系列事件(包括北大西洋深水流变化事件)有着很好的响应关系,亚洲季风区气候适宜期与全球模式并无明显差异,这说明晚冰期以来低纬亚洲季风区与全球气候变化有着很好的遥相关。这种遥相关说明它们之间可能有着共同的驱动机制。我们认为北大西洋深水流(或温盐循环)可能是这种遥相关的联系机制:一方面,在直接的联系上,通过全球大气对流最强盛的两大区域即太平洋和大西洋低纬度地区进行大气(水汽)交流,特别是通过低纬度的巴拿马地峡进行水汽和热量的交流,从而建立亚洲季风区与大西洋及其两岸大陆之间的气候变化联动机制;另一方面,北大西洋深水流强度的变化通过西风带将温度变化传递到欧亚大陆从而改变亚洲季风区海陆温差梯度进而影响亚洲夏季风的强度。同时,因为大湖盆地降水变化趋势吻合于北半球太阳辐射量变化趋势,所以,大湖盆地千年尺度上的降水变化是在北半球太阳辐射量变化的大趋势基础上,叠加了由温盐循环带来的气候放大效应。

致谢:常规 ^{14}C 测年以及AMS ^{14}C 测年前处理由兰州大学教育部西部环境重点实验室完成,AMS ^{14}C 最终测年由北京大学完成,有机碳同位素由兰州大学教育部西部环境重点实验室和中科院兰州地质研究所测定,笔者对张成君教授、曹继秀高工、杨辉博士等在年代和同位素分析等方面的支持表示衷心的感谢。感谢匿名评审专家宝贵的建设性意见。

参 考 文 献

- 戴纪翠,宋金明,李学刚,等.2006.人类活动影响下的胶州湾近百年来环境演变的沉积记录.地质学报,80(11):1770~1778.
- 胡东生,张华京,李炳元,等.2002.青藏高原腹地湖泊沉积纪录的“仙女木期”古气候颤动事件.地质学报,76(2):272~278.
- 靳春胜,黄孝刚,张立原,等.2008.六盘山东西两侧黄土古土壤容重的特征及其古气候指示意义.地质学报,82(5):702~709.
- 刘兴起,沈吉,王苏民,等.2003.16 ka 以来青海湖湖相自生碳酸盐沉积记录的古气候.高校地质学报,9(1):38~46.
- 施雅风,孔昭宸,王苏民,等.1992.中国全新世大暖期的气候波动与重要事件.中国科学(B辑),12:1300~1308.
- 万世明,李安春,Stuut J B W,等.2007.南海北部 ODP1146 站粒度揭示的近 20 Ma 以来东亚季风演化.中国科学(D辑),37(6):761~770.
- 王华,洪业汤,朱咏煊,等.2003.红原泥炭腐殖化度记录的全新世气候变化.地质地球化学,31(2):51~56.
- 王建民,施祺,陈发虎,夏敦胜.1998.末次冰消期以来东亚季风快速变化的黄土记录及与格陵兰 GISP2 冰芯记录的对比.科学通报,9:1007~1008.
- 萧家仪,吕海波,周卫健,等.2007.末次盛冰期以来江西大湖孢粉植被与环境演变.中国科学(D辑),37(6):789~797.
- 薛积彬,钟巍,彭晓莹,等.2007.南岭东部大湖泥炭沉积记录的古气候.海洋地质与第四纪地质,27(5):105~113.
- 杨式挺.1992.广东新石器时代文化与毗邻原始文化的关系.中国考古学会第七次会议论文集(1989).北京:文物出版社,31~32.
- 张成君,郑绵平,PROKOPENKO A,等.2007.博斯腾湖碳酸盐和同位素组成的全新世古环境演变高分辨记录及与冰川活动的响应.地质学报,81(12):1658~1671.
- 钟金岳.1981.赣南埋藏泥炭的分布规律及类型特征.东北师大学报(自然科学版),4:75~81.
- Allen J R M, Ute B, Achim B, et al. 1999. Rapid environmental changes in southern Europe during the last glacial period. *Nature*, 400:740~743.
- An Z S, Porter S C, Kutzbach J E, et al. 2000. Asynchronous Holocene optimum of the East Asian monsoon. *Quaternary Science Review*, 19: 743~762.
- Bard E. 2002. Climate shock: abrupt changes over millennial time scales. *Physics Today*, 55: 32~37.
- Benson L, James B, Lund S, et al. 1997. Nearly synchronous climate change in the northern Hemisphere during the last glacial termination. *Nature*, 388:263~265.
- Bond G, Showers W, Cheseby M, et al. 1997. A pervasive Millennial-scale cycle in North Atlantic Holocene and Glacial climates. *Science*, 278: 1257~1266.
- Boyle E A, Keigwin L. 1987. North Atlantic thermohaline circulation during the past 20,000 years linked to high-latitude surface temperature. *Nature*, 330:35~40.
- Bush B M, Barbara C S, Hansen D. 2005. A 17000-year history of Andean climate and vegetation change from Laguna de Chochos, Peru. *Journal of Quaternary Science*, 20(7~8):703~714.
- Carolyn A D, Edwards R L, Cheng H, et al. 2005. A high-resolution, absolute-dated Holocene and deglacial Asian monsoon record from Dongge Cave, China. *Earth and Planetary Science Letters*, 233: 71~86.
- Cerling T E, Harris J M, MacFadden B J, et al. 1997. Global vegetation change through the Miocene/Pliocene boundary. *Nature*, 389:153~158.
- COHMAP members. 1988. Climatic changes of the last 18,000

- years; observations and model simulations. *Science*, 241:1043~1052.
- Craig H. 1957. Isotopic standards for carbon and oxygen and correction factors for mass-spectrometric analysis of carbon dioxide. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 12:133~149.
- Dansgaard W, Johnsen S J, Clausen H B, et al. 1993. Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record. *Nature*, 364:218~220.
- de Menocal P, Joseph O, et al. 2000. Coherent high-and low-latitude climate variability during the Holocene warm period. *Science*, 288: 2198~2202.
- Fabrés J A, Calafat M C, Bárcena M A, et al. 2000. Bransfield basin fine-grained sediments: late-Holocene sedimentary processes and Antarctic oceanographic conditions. *The Holocene*, 10(6): 703~718.
- Feng Z D, Wang W G, Guo L L, et al. 2005. Lacustrine and eolian records of Holocene climate changes in the Mongolian Plateau; preliminary results. *Quaternary International*, 136: 25~32.
- Gasse F. 2001. Hydrological changes in Africa. *Science*, 292:2259~2260.
- Grafenstein V U, Erlenkeuser H, Brauer A, et al. 1999. A mid-European decadal isotope-climate record from 15,500 to 5000 years B.P. *Science*, 284: 1654~1657.
- Hassan K M, Swineheart J B, Spalding R F. 1997. Evidence for Holocene environmental change from C/N ratios, and $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{15}\text{N}$ values in Swan Lake, western Sand Hills, Nebraska. *Journal of Paleolimnology*, 18: 121~130.
- Haug G H, Ralf T. 1998. Effect of the formation of the Isthmus of Panama on Atlantic Ocean thermohaline circulation. *Nature*, 393:673~676.
- Haug G H, Konrad A H, Daniel M S, et al. 2001. Southward migration of the intertropical convergence zone through the holocene. *Science*, 293:1304~1308.
- Huang C Y, Liew P M, Zhao M, et al. 1997. Deep sea and lake records of the Southeast Asian paleomonsoons for the last 25 thousand years. *Earth and Planetary Science Letters*, 146: 59~72.
- Hughen K A, Overpeck J T, Peterson L C, et al. 1996. Rapid climate changes in the tropical Atlantic region during the last deglaciation. *Nature*, 380: 51~54.
- Hughen K A, Southon J R, Lehman S J. 2000. Synchronous radiocarbon and climate shifts during the last deglaciation. *Science*, 290:1951~1954.
- Johnsen S J, Clausen H B, Dansgaard W, et al. 1992. Irregular glacial interstadials recorded in a new Greenland ice core. *Nature*, 359: 311~313.
- Johnson C L, Antoni W H D, Nils M. 1990. Sphagnum macrostructure as an indicator of decay and compaction in Peat cores from an ombrotrophic South Swedish Peat-Bog. *Journal of Ecology*, 78(3):633~647.
- Kaushal S, Binford M W. 1999. Relationship between C:N ratios of lake sediments, organic matter sources, and historical deforestation in Lake Pleasant, Massachusetts, USA. *Journal of Paleolimnology*, 22: 439~442.
- Kienast M, Kienast S S, Calvert S E et al. 2006. Eastern Pacific cooling and Atlantic overturning circulation during the last deglaciation. *Nature*, 443: 846~849.
- Krishnamurthy R V, Bhattacharya S K, Kusumgar S. 1986. Palaeoclimatic changes deduced from $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ and C/N ratios of Karewa lake sediments, India. *Nature*, 323:150~152.
- Lehman S J, Keigwin L D. 1992. Sudden changes in North Atlantic circulation during the last deglaciation. *Nature*, 356(6372):757~762.
- Liew P M, Lee C Y, Kuo C M. 2006. Holocene thermal optimal and climate variability of East Asian monsoon inferred from forest reconstruction of a subalpine pollen sequence, Taiwan. *Earth and Planetary Science Letters*, 250: 596~605.
- Liu J Q, Lü H Y, Luo X J, et al. 2000. Periodicity of Holocene climatic variations in the Huguangyan Maar Lake. *Chinese Science Bulletin*, 45(18):1712~1717.
- Mackie E A, Leng M J, Lloyd J M, et al. 2005. Bulk organic $\delta^{13}\text{C}$ and C/N ratios as palaeosalinity indicators within a Scottish isolation basin. *Journal of Quaternary Science*, 20: 303~312.
- Marchitto T M, Curry W B, Oppo D W. 1998. Millennial-scale changes in North Atlantic circulation since the last glaciation. *Nature*, 393:557~561.
- Mayr C, Lücke A, Maidana N I, et al. 2009. Isotopic fingerprints on lacustrine organic matter from Laguna Potrok Aike (southern Patagonia, Argentina) reflect environmental changes during the last 16,000 years. *Journal of Paleolimnology*, 42: 81~102.
- Meyers P A. 1994. Preservation of elemental and isotopic source identification of sedimentary organic matter. *Chemical Geology*, 114:289~302.
- Meyers P A, Ishiwatari R. 1995. Organic matter accumulation records in lake sediments. In: Lerman A, Imboden D, Gat J, eds. *Physics and Chemistry of Lakes*. Berlin: Springer, 279~328.
- Mingram J, Schettler G, Nowaczyk N, Jens M, Georg S, et al. 2004. The Huguang maar lake—a high-resolution record of palaeoenvironmental and palaeoclimatic changes over the last 78,000 years from South China. *Quaternary International*, 122: 85~107.
- Morrill C, Overpeck J T, Cole J E. 2003. A synthesis of abrupt changes in the Asian summer monsoon since the last deglaciation. *The Holocene*, 13:465~476.
- Mott R G, Grant DR, Stea R, et al. 1986. Late-glacial climatic change in Atlantic Canada equivalent to the Allerod-Younger Dryas event. *Nature*, 323:247~250.
- Nalan K, Eystein J. 1994. Response of the high-latitude Northern Hemisphere to orbital climate forcing: evidence from the Nordic Seas. *Geology*, 22: 523~526.
- Okuda M, Sato Y, Tang L H, et al. 2003. Late Holocene vegetation and environment at Cauduntou, west of Yangtze

- Delta, SW Jiangsu Province, East China. *Quaternary International*, 105: 39~47.
- Oppo D W, Jerry F M, James L C. 2003. Deep water variability in the Holocene epoch. *Nature*, 422: 277~278.
- Overpeck J, Anderson D, Trumbore S, et al. 1996. The southwest Indian monsoon over the last 18,000 years. *Climate Dynamics*, 12: 213~25.
- Owen R B, Neller R J, Shaw R, et al. 1998. Late Quaternary environmental changes in Hong Kong. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 138: 151~173.
- Paul A B, Geoffrey O S, Sherilyn C F, et al. 2001. The history of South American tropical precipitation for the past 25,000 years. *Science*, 291(5504): 640~643.
- Peterson L C, Haug G H, Hughen K A, et al. 2000. Rapid changes in the hydrologic cycle of the tropical Atlantic during the last glacial. *Science*, 290(5498): 1947~1951.
- Ramrath A, Norbert R N, Jörg F W N. 1999. Sedimentological evidence for environmental changes since 34,000 years BP from Lago di Mezzano, central Italy. *Journal of Paleolimnology*, 21: 423~435.
- Ruehleemann C S, Mulitz P J, Mueller G, et al. 1999. Warming of the tropical Atlantic Ocean and slowdown of thermohaline circulation during the last deglaciation. *Nature*, 402: 511~514.
- Sarmiento J L, Gruber N, Brzezinski M A, Dunne J P. 2004. High-latitude controls of thermocline nutrients and low latitude biological productivity. *Nature*, 427(6969): 56~60.
- Selvaraj K, Chen C T A, Lou J Y. 2008. Holocene weak summer East Asian monsoon intervals in subtropical Taiwan and their global synchronicity. *Climate of the Past Discussions*, 4: 929~953.
- Shen J, Liu X Q, Wang S M, Matsumoto K. 2005. Palaeoclimatic changes in the Qinghai Lake area during the last 18,000 years. *Quaternary International*, 136: 131~140.
- Sternberg O L, Michael J D, Hyrum B J. 1984. Isotope ratios of cellulose from plants having different photosynthetic pathways. *Plant Physiology*, 74: 557~561.
- Stuiver M. 1976. Climate versus changes in ^{13}C content of the organic component of lake sediments during the late Quaternary. *Quaternary Research*, 5: 251~262.
- Sukumar R, Ramesh R, Pant R K, Rajagopalan G. 1993. A record of late Quaternary climate change from tropical peats in southern India. *Nature*, 364: 703~705.
- Thompson L G. 2000. Ice core evidence for climate change in the Tropics; implications for our future. *Quaternary Science Reviews*, 19 (1~5): 19~35.
- Thompson L G, Mosley T E, Davis M E, et al. 2002. Kilimanjaro ice core records: evidence of Holocene climate change in tropical Africa. *Science*, 298: 589~593.
- Thompson L G, Yao T, Davis M E, et al. 1997. Tropical climate instability: the last Glacial cycle from a Qinghai-Tibetan ice core. *Science*, 276: 1821~1825.
- Thompson R, Battarbee R W, O'Sullivan P E, Oldfield F. 1975. Magnetic susceptibility of lake sediments. *Limnology and Oceanography*, 20(5): 687~698.
- Verstraeten G, Poesen J. 2001. Variability of dry sediment bulk density between and within retention ponds and its impact on the calculation of sediment yields. *Earth Surface Processes and Landforms*, 26: 375~394.
- Wang L, Sarinthein M, Erlenkeuser H, et al. 1999. East Asian monsoon climate during the Late Pleistocene: high resolution sediment records from the South China Sea. *Marine Geology*, 156: 245~284.
- Wang Y J, Cheng H, Edwards R L, An Z S, et al. 2001. A high-resolution absolute-dated late Pleistocene monsoon record from Hulu Cave. *Science*, 294(5550): 2345~2348.
- Wang Y J, Cheng H, Lawrence E R, et al. 2005. The Holocene Asian monsoon: links to solar changes and North Atlantic climate. *Science*, 308(6): 854~857.
- Webster P J. 1983. Large scale structure of the tropical atmosphere. In: Hoskins B J, Pearce R, eds. *Large-scale Dynamical Processes in the Atmosphere*. New York: Academic Press, 235~275.
- Xiao J L, Xu Q H, Nakamura T, et al. 2004. Holocene vegetation variation in the Daihai Lake region of north-central China: a direct indication of the Asian monsoon climatic history. *Quaternary Science Reviews*, 23: 1669~1679.
- Yancheva G, Norbert R N, Jens M, et al. 2007. Influence of the intertropical convergence zone on the East Asian monsoon. *Nature*, 445: 74~77.
- Yu Z C, Ian D C, Celina C, et al. 2003. Carbon sequestration in western Canadian peat highly sensitive to Holocene wet-dry climate cycles at millennial timescales. *The Holocene*, 13(6): 801~808.
- Yu Z C, Eicher U. 1998. Abrupt climate oscillations during the last deglaciation in central North America. *Science*, 282: 2235~2238.
- Yu Z C, Ulrich E. 2001. Three amphi-Atlantic century-scale cold events during the Bolling-Allerød warm period. *Géographie physique et Quaternaire*, 55(2): 171~179.
- Zhao Y, Yu Z C, Chen F H, Zhang J W, Yang B. 2009. Vegetation response to Holocene climate change in monsoon-influenced region of China. *Earth-Science Reviews*, 97: 242~256.
- Zheng Z, Li Q Y. 2000. Vegetation, climate, and sea level in the past 55,000 years, Hanjiang delta, southeastern China. *Quaternary Research*, 53: 330~340.
- Zhou W J, Yu X F, Timothy A J, et al. 2004. High-resolution evidence from southern China of an early Holocene optimum and a mid-Holocene dry event during the past 18,000 years. *Quaternary Research*, 62: 39~48.
- Zolitschka B, Brauer A, Negendank J F W, et al. 2000. Annually dated late Weichselian continental paleoclimate record from the Eifel, Germany. *Geology*, 28: 783~786.
- Zolitschka B, Negendak J F W. 1996. Sedimentology, dating and

palaeoclimatic interpretation of a 76.3 ka record from Lago
Grande di monticchi, southern Italy. Quaternary Science

Reviews, 15: 101~112.

**Hydrological Variation of Monsoon-Dominated Low Latitude Region since Late Glacial:
High-Resolution Lake Sedimentary Record from East Nanling Mountains, China**

OUYANG Jun, ZHONG Wei, XUE Jibin, ZHENG Yanming, MA Qiaohong, CAI Ying
School of Geographical Science, South China Normal University, Guangzhou, 510631

Abstract

High-resolution record of lake sediments in the Dahu basin, eastern Nanling region reveals the process of hydrological variation since 16.0 cal ka BP. The fact that the basin relies on supply of meteoric water implies that the process of hydrological variation indeed reflects the change of weather and environment in this region. A compound weather model can be used to unravel quick changing events of weather in a small scale since late glacial. At 10.0~6.0 cal ka BP, abundant precipitation implied a strongest period of summer monsoon; at the time around 9.7~9.4 cal ka BP and 8.8~8.2 cal ka BP, this area witnessed a quick decreasing in precipitation; at 6.0~3.0 cal ka BP, the study area encountered a distinct reduction of precipitation, and this indicates evident weakening of summer monsoon. Climate records of the Dahu basin during Holocene are consistent with those recorded recent years at China's low latitude areas, which indicates that optimum period at the low latitude areas is around 10.0~6.0 cal ka BP. Compared with global climate change, the period of decreasing precipitation in the Dahu basin is corresponding both to that of weakening thermaline circulation (THC) and to peak period of North Atlantic floating ice; the period of abundant precipitation in early Holocene (10.0~6.0 cal ka BP) is corresponding to strengthening period of thermaline circulation in North Atlantic and this shows that heat difference of high-attitude area resulted from change of North Atlantic deepwater flow may relate to the climate change in low-attitude monsoon area in the past. In addition, climate changing trend of the Dahu basin since late glacial is consistent with the change of Sun's radiation amount in North Hemisphere during summer. Therefore, it is believed that climate change of East Asian low-attitude regions is related to change mechanism of climate, change of Sun's radiation amount, and thermaline circulation.

Key words: late Glacial; Holocene optimum; lake sediment; Nanling Mountains; Asian monsoon