

doi:10.3799/dqkx.2010.099

青藏高原东缘都江堰湖相沉积 MIS3a 阶段的快速气候变化记录

林 晓^{1,2}, 常 浩², 李云涛², 向树元^{2,3}, 王国灿^{2,4}

1. 中国地质大学生物地质与环境地质教育部重点实验室, 湖北武汉 430074
2. 中国地质大学地球科学学院, 湖北武汉 430074
3. 中国地质大学地质调查研究院, 湖北武汉 430074
4. 中国地质大学地质过程与矿产资源国家重点实验室, 湖北武汉 430074

摘要: 深海氧同位素第3阶段晚期(MIS3a)是青藏高原较为特殊的暖湿时期, 为了解这一时期高原东缘的气候变化细节, 利用AMS¹⁴C定年和粒度、总有机碳、正构烷烃等环境代用指标提取了四川都江堰湖相沉积剖面的相应记录。经过校正后的日历年龄显示此剖面沉积于43.6~34.6 kaBP期间, 记录了千年尺度的D-O旋回事件, 其分布时段分别为: DO11(43.6~41.8 kaBP), DO10(41.8~39.2 kaBP), DO9(39.2~37.7 kaBP), DO8(37.7~35.5 kaBP), DO7(35.5 kaBP~未见顶)。该剖面总有机碳曲线与南京葫芦洞石笋和格陵兰冰心(GRIP)氧同位素曲线的对比表明, 该区域气候记录对全球高纬地区的冰量变化和亚洲季风演化具有响应; 而中纬度太阳辐射岁差对该区域气候波动的控制作用较强导致了细节上存在差异。

关键词: 湖相沉积; 古气候; 都江堰; D-O旋回。

中图分类号: P534

文章编号: 1000-2383(2010)05-0857-10

收稿日期: 2010-05-31

Rapid Paleoclimate Changes during MIS3a Reflected by Lacustrine Deposits of Dujiangyan in the Eastern Margin of Qinghai-Tibet Plateau

LIN Xiao^{1,2}, CHANG Hao², LI Yun-tao², XIANG Shu-yuan^{2,3}, WANG Guo-can^{2,4}

1. Key Laboratory of Biogeology and Environmental Geology of Ministry of Education, China University of Geosciences, Wuhan 430074, China
2. Faculty of Earth Sciences, China University of Geosciences, Wuhan 430074, China
3. Geological Survey of China University of Geosciences, Wuhan 430074, China
4. State Key Laboratory of Geological Process and Mineral Resources, China University of Geosciences, Wuhan 430074, China

Abstract: The later phase of marine isotope stage 3 (i. e. MIS3a) on Qinghai-Tibet plateau was characterized by its special warm-humid climate. The constructed AMS¹⁴C calendar age-depth model, the component of *n*-alkanes, together with the grain size and total organic carbon (TOC) of lacustrine sediments in Dujiangyan S1 Section are used to elucidate the paleoclimate changes. The results indicate that rapid fluctuation on millennial scale was the main characteristic in the eastern margin of Qinghai-Tibet plateau during 43.6–34.6 kaBP. The Dansgaard-Oeschger events 11–7 can be reflected by these proxies, especially TOC. Comparison between TOC curve and oxygen isotope record from Hulu Cave and Greenland GRIP indicates that paleoclimate records in Dujiangyan respond to ice volume change in the high-latitude area and Asia monsoon oscillation. But the difference was shown because the influence of insolation values precession was strong in this area.

Key words: lacustrine sediment; paleoclimate; Dujiangyan; Dansgaard-Oeschger oscillation.

距今 58~32 kaBP 的深海氧同位素第 3 阶段 (MIS3) 是末次冰期中的一个特殊时期, 相当于末次

冰期中的间冰阶。深海氧同位素 SPECMAP、南极 Vostok 冰心和格陵兰的 GRIP 3 条曲线均显示了这

基金项目: 中国地质调查局项目 (No. 1212010610103); 国家自然科学基金项目 (Nos. 40921062, 40830212); 中国地质大学 (武汉) 优秀青年教师基金项目 (No. CUGQNL0927)。

作者简介: 林晓 (1980-), 男, 讲师, 主要从事第四纪全球变化研究。E-mail: linxiao.cug@gmail.com

一时期的全球温度明显低于末次间冰期及全新世,但稍高于末次冰期中的早冰阶(MIS4)和晚冰阶(MIS2)(Imbrie *et al.*, 1984; Jouzel *et al.*, 1987; Dansgaard *et al.*, 1993; Grootes *et al.*, 1993). 姚檀栋等(1997)根据我国高分辨率的古里雅冰心记录研究将深海氧同位素 3 阶段细分为早中晚 3 期,并确定晚期(MIS3a)介于 44~32 kaBP 之间,气候暖湿,利用冰心氧同位素折算出的温度高出现代 4℃,降水量高出现代 40%~100%,被称为特强夏季风事件或高温大降水事件. 与此同时(40~30 kaBP)青藏高原多数湖泊都处于水量增加和淡化状态,湖面高于现代 30~280 m,总面积是现代湖泊总面积的 3.8 倍,呈现出高原大湖期的面貌. 根据孢粉资料恢复的植被与现代比较,森林与荒漠草原的界限北移 400 km,西移 400~800 km,西北干旱区明显的湿润化(施雅风和于革,2003). 进一步的高分辨率石笋氧同位素研究也揭示出了这一时期存在百年尺度的强烈波动和千年尺度的 Heinrich 事件和 Dansgaard-Oeschger 旋回(Wang *et al.*, 2001). 由此看来青藏高原及东亚 MIS3 晚期的气候变化与全球波动存在一致性,又非常特殊,而这种特殊性几乎在冰心、黄土、湖泊、石笋以及深海沉积中都有所表现. 因此,施雅风和于革(2003)认为应该将传统概念中的“间冰阶”在我国升格为“间冰期”. 但是并非所有的证据都指向这一点,例如在采用相同研究材料的情况下,青藏高原东北缘的某些黄土剖面并未像黄土高原支持高温大降水事件(李玉梅等,2003;陈一萌等,2004),因此有必要对更多地区的气候记录做进一步的对比和验证.

青藏高原东缘处于四川盆地向高原的过渡地带,西南季风和东南季风在此处交汇,是研究全球气候变化的关键区域之一. 在 MIS3a 最为暖湿的时期发生了若尔盖古湖被黄河切穿等重要事件(王云飞等,1995;张智勇等,2003),岷江上游地区的一系列古堰塞湖沉积也记录了快速的气候波动(段丽萍等,2002;张岩等,2009). 然而有关这一时期古气候波动的高分辨率的精细解读还比较缺乏. 因此本文利用都江堰地区的湖相沉积,根据多项环境替代性指标揭示 MIS3a 时期的气候变化,并与其他沉积介质进行对比,以探讨该时期气候变化在高原东缘的影响和表现.

1 研究区概况

成都盆地在整个新生代期间为压陷盆地(张克信等,2007; Zhang *et al.*, 2010),都江堰市即位于成都盆地西北缘,岷江冲积扇顶部部位;地势西北高东南低,西北为山地,东南为平原,相对高差可达 3 900 m. 举世闻名的都江堰水利工程位于岷江出山口,此处以上为岷江上游,属地震多发的龙门山断裂带,古堰塞湖非常发育. 该区属中亚热带湿润性季风气候区,年平均气温 15.7℃,且最高和最底年份之差仅 1.2℃. 受盆地地貌和岷江的影响,季风暖湿气流与盆地效应形成的冷湿气流在山坡相遇形成地形雨,因而年降雨量较高,达 1 240 mm,属于“华西雨屏带”的一部分;年均蒸发量 930 mm.

本文所研究的 S1 湖相沉积剖面位于都江堰东北约 12 km 的丘陵地带, GPS 位置 31°03.39'N、103°43.10'E,海拔 680 m(图 1). 整个剖面由人工挖掘揭露,厚 3.12 m. 野外可划分为 2 段,由上往下 S1-1 段厚 2.40 m,为岩性均一的青灰色块状粉砂质泥岩,局部有水平层理,按 1 cm 间距取样; S1-2 段厚 0.72 m,为青灰色—灰色泥质粉砂岩,具水平层理,局部夹木炭碎屑,野外按 2 cm 间距逐次取样. 此剖面下伏灰色巨砾石层,未见底;上覆灰色巨砾石层,砾石常见花岗岩、硅质岩和石英砂岩,分选性较差,磨圆度为次圆—圆状,砾石扁平面略向 NW 向倾斜,指示古流向与现代来水方向一致. 该剖面上下均为典型的河流沉积,中间夹细粒的湖相沉积,与青藏高原及周边典型的第四纪堰塞湖沉积特征一致(刘宇平等,2006;张永双和赵希涛,2008;陈有顺等,

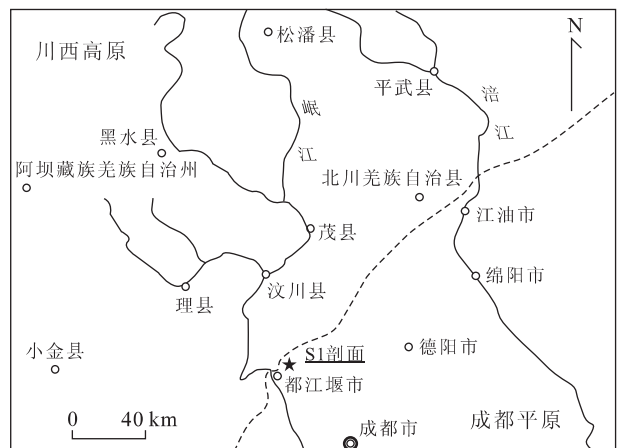


图 1 都江堰 S1 剖面地理位置示意

Fig. 1 Map showing the location of S1 Section in Dujiangyan City

2009). 根据 AMS¹⁴C 年代测定, 此剖面沉积于 43.6~34.6 kaBP 期间, 而这一时期岷江上游地区地震成因的堰塞湖十分多见(张岩等, 2009). 因此 S1 剖面代表了晚更新世 MIS3a 阶段晚期形成的古堰塞湖沉积.

2 材料与方法

粒度测试样品共 157 个, 在中国地质大学(武汉)生物地质与环境地质教育部重点实验室完成. 采用的样品前处理方法如下: 取样品 0.2 g 左右放入烧杯中, 加入 10 mL 浓度 10% 的 H₂O₂ 加热至 70 °C 直到反应完全, 去除有机质; 然后加入 10 mL 1 mol/L 的稀盐酸, 加热至反应完全无气泡产生, 去除碳酸盐; 冷却后加满去离子水, 隔夜静置后小心移去上层清液; 加入 10 mL 六偏磷酸钠作为分散剂超声振荡 5 min 后用于测试. 测试仪器为 Beckman Coulter LS230 型全自动激光粒度仪, 测量范围 0.04~2 000 μm. TOC 测试样品共 155 个, 在中科院青藏高原研究所环境变化与地表过程重点实验室完成. 仪器为岛津 TOC-VCPH 有机碳测试仪, 分别测试了总碳 TC 和无机碳 IC, 两者相减得到 TOC 值.

正构烷烃测试样品共 28 个, 在中国地质大学(武汉)地质过程与矿产资源国家重点实验室完成. 采用超声法抽提样品中的游离态类脂物, 溶剂为甲醇和二氯甲烷(1:9), 每批样品利用空白和标准空白样进行监控. 然后利用无水硫酸钠-硅胶层析柱进行分离, 用正己烷洗脱烷烃组分, 二氯甲烷和甲醇(1:1)洗脱极性化合物. 测试仪器为岛津 2010 气相色谱仪, 采用氘代 d-C₂₀、d-C₂₄ 和 d-C₃₀ 作为内标对样品所含烷烃进行了定量.

本次研究对湖相沉积剖面的顶底进行了 AMS¹⁴C 年代测定, 由北京大学加速器质谱实验室第四纪年代测定实验室完成; 并利用最新的 IntCal09 校正曲线(Reimer *et al.*, 2009)进行了日历年龄校正(表 1). 校正后的结果表明剖面底部年

表 1 都江堰湖相 S1 剖面 AMS¹⁴C 测年及日历年龄校正

Table 1 AMS¹⁴C dating and calendar calibration of the lacustrine S1 Section in Dujiangyan City

实验室编号	样品编号	深度 (cm)	AMS ¹⁴ C 年龄 (aBP)	日历校正年龄 (aBP, 距 1950 a)
BA07695	S1-1-1	1	29 780±140	34 611±140
BA07696	S1-1-121	121	33 040±195	37 824±567
BA07698	S1-2-36	313	39 420±290	43 565±321

龄为 43.6 kaBP, 顶部为 34.6 kaBP, 位于 MIS3a 阶段. 根据这 3 个年龄值采用内插法获得各个样品所代表的年龄, 构成了整个剖面的年代框架.

3 结果与讨论

3.1 粒度与碳酸盐

湖相沉积的粒度是沉积水动力大小的反映, 粗粒沉积物往往指示低水位时期的干旱气候, 水动力较强, 而颗粒越细则反映了高水位时期的湿润气候, 其中平均粒径代表了水动力条件的平均状态(陈敬安, 2003). 都江堰剖面的粒度分布状态与宏观岩性辨别比较一致. S1-2 段的平均粒径较粗, 在 42.6~41.6 kaBP 期间呈现逐步增加的趋势并最终达到整个剖面的峰值, 说明这一时期的水动力条件是逐渐加强的, 砂的含量逐渐增高, 粉砂相应减少, 泥的含量则变化不大(根据 Wentworth(1922)的标准, 将 63 μm 和 4 μm 分布作为砂、粉砂和泥的粒度界线). 由这种粒度分布特点可以推知当时的湖水较浅, 比较强烈的水动力条件带入了粗粒沉积, 由本文未列出的方差值显示其分选性好于细粒物质, 反映河流的冲刷分选作用较强. S1-1 段的平均粒径较细, 以粉砂为主且含量稳定, 与 S1-2 段明显区别, 这一方面反映了在 41.4 kaBP 湖泊的沉积环境发生了较大的改变, 另一方面则反映了此后湖泊开始长期处于稳定的沉积状态, 具有较大的水深, 湖水补给比较丰沛并能维持深水位; 堰塞坝体也处于稳定状态. 自 37 kaBP 左右沉积物中又开始出现砂质, 表明在上述稳定环境下水动力略有增强.

沉积物中碳酸盐的含量变化与其物源和湖泊沉积环境相关. 根据砾石的岩性可以发现该区域缺乏碳酸盐类的基岩, 因此碳酸盐是否析出和沉淀指示了湖泊的缩小与扩张, 也就是湖泊水量的变化. 整个剖面沉积物的碳酸盐含量低于 1%, 发生转变的时间与岩性和粒度变化完全一致. 41.4 kaBP 之前水量不断减少, 水位降低, 析出的碳酸盐逐渐增多; 41.4 kaBP 之后水量增大, 再无碳酸盐的沉淀. 36.8 kaBP 时少量碳酸盐出现与粒度变粗显示了水量略有减少(图 2).

堰塞湖是一种寿命较短的封闭或半封闭湖泊, 堰塞坝体是否稳定, 是在利用堰塞湖沉积恢复过去环境变化中必须考虑的问题. 如果经常出现溃坝, 势必对气候记录产生干扰, 也就是说一些代用指标的

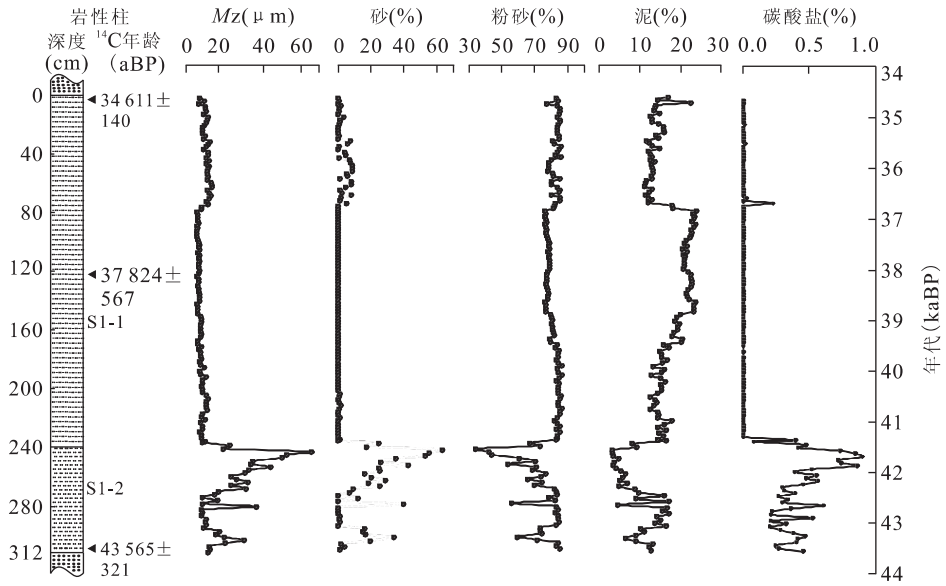


图 2 都江堰 S1 剖面粒度和碳酸盐含量变化

Fig. 2 Grain size and carbonate content of the lacustrine sediments of S1 Section in Dujiangyan City

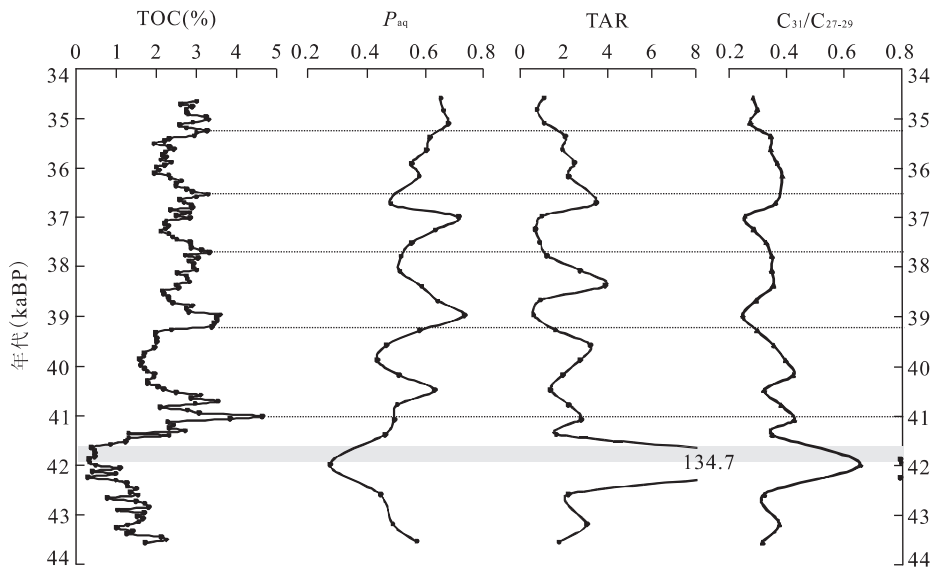


图 3 都江堰 S1 剖面总有机碳含量和正构烷烃参数变化

Fig. 3 TOC content and *n*-alkane proxies of the lacustrine S1 Section in Dujiangyan City

变化很可能不是气候变化本身造成的。S1-1 段青灰色沉积物代表了还原环境下的沉积,同时粒度和碳酸盐指标也显示出该剖面在较长时段内保持着较为稳定的沉积环境,这为笔者进一步提取古气候古环境变化的信息提供了条件。

3.2 TOC

湖泊沉积的总有机碳 TOC 含量是内源和外源有机质输入的总体反映,主要受到水生生物和陆生植被的影响(Krishnamurthy *et al.*, 1986)。整个剖面上 TOC 的含量变化较大,大部分在 1%~4%之

间,在 41.6 kaBP 之前沉积的 S1-2 段中 TOC 含量逐渐降低,至 41.6~42.0 kaBP 期间降至最低,说明这一时期的湖泊沉积环境和气候条件的变化对有机质的汇集与保存产生了较大的影响。这之后 TOC 含量快速增加并具有由高到低的旋回性变化,峰值出现在 41.0、39.2、37.8、36.6 和 35.0 kaBP 左右,体现了千年尺度上的周期变化(图 3)。鉴于这一时期内粒度和碳酸盐含量显示的水深较大沉积条件稳定,这种周期变化应是由气候条件的变化而引起的。

天然封闭性湖泊中的 TOC 含量可用于指示气

表2 都江堰 S1 剖面正构烷烃含量、主峰碳和分子组成参数

Table 2 *n*-alkane's concentrations, main peaks and characteristic molecular proxies of the lacustrine S1 Section in Dujiangyan City

样品号	深度(cm)	年龄(kaBP)	总量 ^① ($\mu\text{g/g}$)	主峰碳	CPI ₁ ^②	CPI ₂ ^③	P_{aq} ^④	TAR ^⑤	$C_{31}/(C_{27+29})$
1S1-1-1	1	34.61	0.33	C ₂₃ ·C ₁₇	1.75	1.99	0.65	1.13	0.286
S1-1-10	10	34.85	0.08	C ₁₇ ·C ₂₃	2.03	2.02	0.66	0.80	0.300
S1-1-20	20	35.12	0.13	C ₂₃ ·C ₁₇	1.93	1.79	0.68	1.14	0.276
S1-1-30	30	35.39	0.11	C ₂₃	1.58	1.90	0.62	2.08	0.347
S1-1-40	40	35.65	0.22	C ₂₃	1.51	1.93	0.60	1.95	0.347
S1-1-50	50	35.92	0.14	C ₂₃	1.48	2.07	0.55	2.51	0.369
S1-1-60	60	36.19	0.23	C ₂₃	1.54	2.02	0.58	2.24	0.387
S1-1-80	80	36.72	0.13	C ₂₉	1.58	2.55	0.48	3.48	0.364
S1-1-90	90	36.99	0.28	C ₂₃ ·C ₁₇	1.74	1.63	0.71	1.04	0.258
S1-1-100	100	37.26	0.34	C ₁₇	1.80	1.76	0.64	0.73	0.288
S1-1-110	110	37.53	0.38	C ₁₇	2.36	2.15	0.55	0.94	0.331
S1-1-120	120	37.80	0.23	C ₁₇	1.82	2.19	0.52	1.25	0.351
S1-1-130	130	38.09	0.23	C ₂₉	1.50	2.34	0.51	2.77	0.350
S1-1-140	140	38.39	0.07	C ₂₃ ·C ₂₉	1.91	1.83	0.59	3.92	0.355
S1-1-150	150	38.69	0.31	C ₁₇ ·C ₂₃	1.56	1.77	0.64	0.96	0.296
S1-1-160	160	39.00	0.34	C ₁₇ ·C ₂₃	1.81	1.62	0.73	0.64	0.249
S1-1-170	170	39.30	0.25	C ₂₃ ·C ₂₉	1.51	2.04	0.58	1.65	0.300
S1-1-180	180	39.60	0.15	C ₂₉	1.36	2.41	0.47	3.23	0.357
S1-1-190	190	39.90	0.25	C ₂₉	1.43	2.47	0.44	2.77	0.398
S1-1-200	200	40.20	0.29	C ₂₉	1.70	2.12	0.51	1.97	0.425
S1-1-210	210	40.50	0.27	C ₂₉	1.52	1.70	0.63	1.41	0.324
S1-1-220	220	40.80	0.24	C ₂₉	1.48	2.30	0.50	2.24	0.383
S1-1-230	230	41.10	0.19	C ₂₉	1.53	2.47	0.49	2.80	0.428
S1-1-240	240	41.40	0.29	C ₂₇	1.71	2.79	0.46	1.69	0.352
S1-2-10	260	42.00	0.06	C ₃₁	0.48	3.95	0.28	13.47	0.657
S1-2-20	280	42.60	0.17	C ₂₇	1.63	2.90	0.45	2.25	0.325
S1-2-30	300	43.20	0.10	C ₂₇	1.54	2.56	0.49	3.07	0.376
S1-2-36	312	43.57	0.16	C ₂₇	1.75	2.29	0.57	1.82	0.318

①烷烃总量 = $\sum C_{15-31}$; ②CPI₁ = $(\sum C_{15-21} \text{奇} / \sum C_{14-20} \text{偶} + \sum C_{15-21} \text{奇} / \sum C_{16-22} \text{偶}) / 2$; ③CPI₂ = $(\sum C_{23-33} \text{奇} / \sum C_{22-32} \text{偶} + \sum C_{23-33} \text{奇} / \sum C_{24-34} \text{偶}) / 2$; ④ P_{aq} = $(C_{23} + C_{25}) / (C_{23} + C_{25} + C_{29} + C_{31})$; ⑤TAR = $(C_{27} + C_{29} + C_{31}) / (C_{15} + C_{17} + C_{19})$.

候变化,温暖条件下较高,寒冷条件下则较低(吴艳宏等,2007;朱立平等,2007)。因此利用本剖面沉积物的 TOC 含量可推知 MIS3a 时期的冷暖变化。42 kaBP 前气候逐渐变冷并经历了 400 a 的低谷时期,随后快速升温在 41 kaBP 左右表现出第一个暖峰,随后又开始变冷直至进入到下一次由暖变冷的旋回。每一次旋回持续的时间大约为 1.2~1.8 ka,与末次冰期中普遍存在的平均周期为 1.5 ka 的 D-O 旋回相似。需要说明的是开始于 35.4 kaBP 的最后一次旋回缺乏完整的沉积记录。

3.3 正构烷烃

正构烷烃是湖泊沉积物中类脂分子的一种,不同链长的烷烃具有不同植物来源,如短链的 $n\text{-C}_{15}$ 、 C_{17} 、 C_{19} 主要来源于藻类和光合细菌等低等浮游生物; $n\text{-C}_{21}$ 、 C_{23} 、 C_{25} 烷烃主要来源于沉水和漂浮型的水生高等植物;长链的 $n\text{-C}_{27}$ 、 C_{29} 、 C_{31} 则主要来源于

陆生高等植物,其中 $n\text{-C}_{27}$ 、 C_{29} 多来自木本, $n\text{-C}_{31}$ 多来自草本(Meyers, 2003)。因此沉积物中烷烃的组成特征包含了高等植物与低等藻类的信息,从而可以作为分子级别的化石来反映古环境变化(Brassel *et al.*, 1986)。在 S1 剖面中烷烃总量为 0.06~0.38 $\mu\text{g/g}$,碳数分布范围在 $C_{15} \sim C_{31}$ 之间,在 170 cm 以上部分常呈现主峰碳为 $n\text{-C}_{17}$ 和 $n\text{-C}_{23}$ 烷烃的单峰或双峰分布,以下则多呈现 $n\text{-C}_{27}$ 或 $n\text{-C}_{29}$ 的单峰分布特征(表 2)。在实际应用中,常用各分子的相对比值建立反映分子组成特征的参数,可作为反映植被信息的分子指标,例如,碳优势指数 CPI 指示烷烃是否存在奇偶优势,也包含一定的物源意义。通常植物烷烃具有明显的奇碳优势,CPI 值常大于 5,化石燃料来源的烷烃则缺乏奇偶优势使该值接近于 1(Schefuß *et al.*, 2003)。本文中长链烷烃的 CPI₂ 值为 1.6~4.0,短链烷烃的 CPI₁ 值为 1.4~

2.4, 表明沉积物中的烷烃具有生物来源, 可作为反映植物生长信息的分子化石指标。

另一些参数如 P_{aq} (proxy for submerged/floating aquatic macrophyte input) 表示沉水和漂浮型水生高等植物输入的烷烃在长链烷烃中的比例, 其值越大代表水生植物输入越多 (Ficken *et al.*, 2000)。TAR (terrigenous/aquatic ratio) 表示陆生高等植物与低等浮游植物的相对变化, 值越大代表陆生植物输入的长链烷烃越多。 $C_{31}/(C_{27}+C_{29})$ 则可以表征陆生植被中草本和木本植物的相对变化, 其值越大表示草本植物越发育 (Meyers, 2003)。在 S1 剖面上这些烷烃参数表现出了明显的旋回性。值得注意的是 S1-2-10 号样品即 42 kaBP 左右, TOC 和烷烃总量均处于最低值, P_{aq} 的极低值和 TAR、 $C_{31}/(C_{27}+C_{29})$ 的极高值表明, 这一时期水生植物和浮游植物的输入大幅度减少, 陆生植物以草本植物的输入为主, 草本相对扩张木本相对衰减, 反映了干旱的气候条件 (刘兴起等, 2002); 这也说明当时水动力较强是由于气候趋于冷干而导致湖面萎缩所致。此后, P_{aq} 表现出多个旋回和逐步增高的趋势, 表明水生植物在较为稳定的湖泊沉积环境下相对增多。而通过与 TOC 进行比较发现, 在每次暖期后的降温期间会出现 P_{aq} 的增高或峰值, 说明在降温期间虽然植物衰退, 但水生植物的衰退程度低于陆生植被。TAR 则与 P_{aq} 呈对应的反向变化, 表明在降温期陆生植被与水体中的浮游藻类等低等生物相比, 其衰退程度也是较大的; 而在升温期又会更快地繁盛起来, 这说明陆生植被对气候变化的敏感性更强一些。而 $C_{31}/(C_{27}+C_{29})$ 参数进一步显示了降温期草本植物相对扩张, 气候趋于干燥; 暖期则相反。也就是说在 MIS3a 阶段, 本研究区的气候波动是暖湿与冷干的组合, 与邻近的若尔盖和高原东北缘的青海湖等明显受亚洲季风影响的地区相似 (薛滨等, 1999; Zhou *et al.*, 2001; 沈吉等, 2004)。

3.4 与冰心及石笋氧同位素的对比

将都江堰 S1 剖面与南京葫芦洞石笋及格陵兰 GRIP 冰心 $\delta_{18}O$ 曲线对比可以发现 TOC 曲线千年尺度的旋回性与 D-O 旋回对应, 这说明该曲线可以反映气候的冷暖变化及细节 (图 4)。需要强调的是虽然石笋与冰心的时标存在约 2 ka 的偏差, 但它们从曲线形式上仍然可以对比 (汪永进等, 2000)。总体来讲 TOC 含量在波动中逐渐增高, 波动幅度则逐渐变小。根据北半球中纬度地区夏季太阳辐射变化曲线, 45 kaBP 处于辐射低谷, 约 33 kaBP 达到峰值

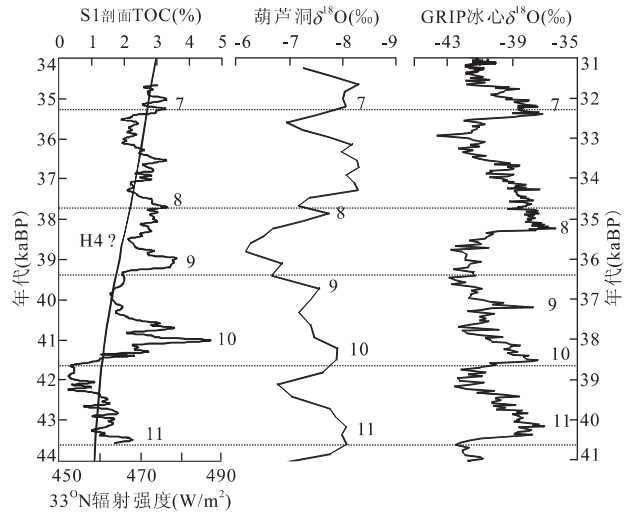


图 4 都江堰 S1 剖面 TOC 与南京葫芦洞石笋和 GRIP 氧同位素曲线的对比

Fig. 4 Comparison of TOC content in the S1 Section, $\delta^{18}O$ of Hulu cave stalagmites in Nanjing and Greenland GRIP versus time

图中 S1 剖面与葫芦洞石笋采用同一时间标尺, GRIP 冰心为另一时间标尺; 数字代表 D-O 旋回, H4 代表 Heinrich 事件, 南京葫芦洞氧同位素取自 MSD 序列 (Wang *et al.*, 2001); GRIP 氧同位素数据来自 <http://www.ngdc.noaa.gov/paleo/icecore/greenland/summit/index.html>; $33^{\circ}N$ 辐射强度为夏季 6~8 月数据 (Berger and Loutre, 1991)

(Berger and Loutre, 1991)。因此 TOC 的整个序列变化与大致在同一纬度带的南京葫芦洞石笋所反映的冷暖波动, 是受太阳辐射岁差变化控制的 (Wang *et al.*, 2001)。

第一阶段, 即相应的 DO11 旋回期间气候逐渐变得冷干, 陆生植被稀少, 水生植物退缩; 同时湖泊萎缩, 较多的砂质进入到沉积物中并析出碳酸盐。古里雅冰心显示 43 kaBP 的冷谷接近 MIS4 和 2 阶段的寒冷程度 (姚檀栋等, 1997), 青藏高原周边的冰川也发生了一次明显的冰进 (王杰等, 2007; 赵井东等, 2007)。因此高原东缘也有可能受到冰进的影响, 气候冷干的程度大于长江中下游典型季风区。

DO10 旋回表现为早期快速大幅度升温与后期变冷, 出现的 2 个个次暖期使峰形为分叉的 M 形, 这种亚旋回波动也在湖北永兴石笋氧同位素曲线中出现 (刘殿兵等, 2008), 只是在时序上略有拖后。此时的湖泊进入稳定沉积环境, 沉积物以粉砂为主, 含 15%~25% 的泥质, 不含砂且无碳酸盐沉积, 暗示这一时期湖泊淡水补给充分并处于高湖面期。同时还可以发现后期的降温与冷期持续时间较长, 这一现象在其他阶段均有所表现, 与石笋的氧同位素在冷

事件的低谷段总是表现出较窄的低谷形式存在差异。这种差异的原因可能是石笋在干冷条件下停止生长从而缩短了干冷时限,显然在沉积速率较稳定的本剖面中并不存在这一问题。

DO9 旋回早期具有一段较长时间的持续高温,随后快速降温至低谷,进而缓慢回升到下一个旋回。而有关石笋氧同位素显示 DO9 旋回最冷期的 H4 事件在本剖面并无明显的低温记录,仅仅表现为在 38.5 kaBP 持续百年左右的弱冷期。临近区域的叠溪海湖相沉积的粒度特征对该事件反映不明显(张岩等,2009),若尔盖盆地的植被面貌为亚高山禾草草甸,也未体现出明显的冷干事件(沈才明等,1996)。因此,高原东缘的沉积记录普遍缺乏对于 H4 事件的记录,其可能的原因是区域差异。通过与辐射曲线的对照,笔者发现该地区受辐射增温的影响明显。气候模拟显示中纬度太阳辐射增强可通过大气环流促使南北海陆水汽交换加强,并首先使低纬季风区降水大幅度增加,温度变幅减小(Yu *et al.*, 2007)。尽管这一模拟结果显示的是由 35 kaBP 太阳辐射最大值造成的影响,但 38.5 kaBP 为之一半的增幅所产生的效应也应该对 H4 事件产生了削弱作用。另一方面,S1 剖面位于气候与地貌的双重影响带,四川盆地边缘的地貌特点和区域对流也可能在一定程度上削弱了高纬度冰量变化对本地的影响。

石笋氧同位素显示 H4 事件后,DO8 旋回存在较长一段温暖气候,由多个小幅度的次级暖峰叠加而成。在本剖面长暖期并不明显,两个暖峰间存在低温期;但 36.5 kaBP 的次级暖峰与葫芦洞石笋氧同位素相对应,说明仍对长暖期有所响应,只是在温度变化幅度上较小。35.4 kaBP 左右达到相对冷干的低谷,随后开始快速增温,这一点与冰心和石笋曲线是一致的。

DO7 旋回在本剖面上的记录并不完整,开始出现暖期,随后便由于湖泊的解体不再接受细粒沉积,并被河流阶地砾石所覆盖。鉴于在更加温暖的时段,湖泊都能保持较为稳定的沉积环境,它的解体缺乏气候影响的证据。根据野外观察其上覆砾石层以巨砾为主并含 30~50 cm 的木化石,说明掩埋过程极为迅速,很可能是地震事件导致溃坝后的快速沉积,而且这一解体事件从时间上来说与岷江上游一系列古堰塞湖的消亡是一致的(张岩等,2009)。

4 结论

通过对都江堰 S1 湖相沉积剖面的多指标研究,本文可以得出以下几点结论:

(1)对沉积物顶底年龄进行 AMS¹⁴C 测年显示,其沉积起始于 44 kaBP 左右并具有稳定的沉积环境,形成了青藏高原发生特强夏季风事件这一时期(MIS3a)的高分辨率气候演化记录。

(2)通过 TOC 和正构烷烃等代用指标分析,反映该地区的气候变化以暖湿和冷干交替为特征,存在与 D-O 旋回对应的千年尺度上的旋回,而且次一级的波动也十分明显。

(3)该剖面所反映气候变化与同纬度的石笋记录较为一致,与 GRIP 冰心氧同位素则存在一定的差异,说明东亚季风对该地区的影响较为强烈。DO9 和 DO8 旋回的开始及持续时间与石笋、冰心氧同位素曲线差别较大,这种差别除了与测年方法和精度有关外,还可能存在区域差异。而这种地区差异更明显的体现在温度变化幅度上,特别是 H4 事件的缺失,表明高原东缘中纬度地区较多受到太阳辐射岁差的控制,辐射增强促进海陆水汽交换为本地区带来了更多降水并减小了温差变化幅度,从而削弱了高纬度冰量变化带来的影响。

致谢:感谢中国科学院青藏高原研究所环境变化与地表过程重点实验室王君波副研究员、高少鹏工程师、博士生马庆峰和胡星在有机碳测试中提供的支持和帮助。

References

- Berger, A. L., Loutre, M. F., 1991. Insolation values for the climate of the last 10 million years. *Quaternary Science Reviews*, 10(4): 297-317. doi: 10.1016/0277-3791(91)90033-Q
- Brassell, S. C., Eglinton, G., Marlowe, I. T., et al., 1986. Molecular stratigraphy: a new tool for climatic assessment. *Nature*, 320: 129-133. doi:10.1038/320129a0
- Bryant, E., 2004. Climate process and change, Translated by Liu, D. S. Science Press, Beijing, 91-94 (in Chinese).
- Chen, J. A., Wan, G. J., Zhang, F., et al., 2003. Environmental records of lacustrine sediments in different time scales; sediment grain size as an example. *Science in China (Ser. D)*, 47(10): 954-960. doi: 10.1360/03yd0160
- Chen, Y. M., Rao, Z. G., Zhang, J. W., et al., 2004. Comparative study of MIS3 climatic features record in Malan

- loess in the western part of the loess plateau and global records. *Quaternary Sciences*, 24 (3): 359—365 (in Chinese with English abstract).
- Chen, Y. S., Wei, H. C., Li, S. P., et al., 2009. Sedimentary characteristics and environment of the ancient dammed lake in Rimaqu basin in the Yellow River source area. *Plateau Earthquake Research*, 21(1): 32—35 (in Chinese with English abstract).
- Cranwell, P. A., Eglinton, G., Robinson, N., 1987. Lipids of aquatic organisms as potential contributors to lacustrine sediments—II. *Organic Geochemistry*, 11(6): 513—527. doi:10.1016/0146—6380(87)
- 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. doi:10.1038/364218a0
- Duan, L. P., Wang, L. S., Yang, L. Z., et al., 2002. The ancient climatic evolution characteristic reflected by carbon and oxygen isotopes of carbonate in the ancient barrier lacustrine deposits, Diexi, Minjiang River. *The Chinese Journal of Geological Hazard and Control*, 13(2): 91—96 (in Chinese with English abstract).
- Eglinton, G., Hamilton, R. J., 1967. Leaf epicuticular waxes. *Science*, 156(3780): 1322—1335. doi:10.1126/science.156.3780.1322
- Ficken, K. J., Li, B., Swain, D. L., et al., 2000. An *n*-alkane proxy for the sedimentary input of submerged/floating freshwater aquatic macrophytes. *Organic Geochemistry*, 31(7—8): 745—749. doi:10.1016/S0146—6380(00)00081—4
- Grootes, P. M., Stuiver, M., White, J. W. C., et al., 1993. Comparison of oxygen isotope records from the GISP2 and GRIP Greenland ice cores. *Nature*, 366: 552—554. doi:10.1038/366552a0
- Imbrie, J., Hays, J. D., Martinson, D. S., et al., 1984. The orbital theory of Pleistocene climate: support from a revised chronology of the marine $\delta^{18}\text{O}$ record. In: Berger, A., Imbrie, J., Hays, H., et al., eds, Milankovitch and climate. Reidel Publish Company, Dordrecht (Holland), 269—305.
- Johnsen, S. J., Dahl-Jensen, D., Gundestrup, N., et al., 2001. Oxygen isotope and palaeotemperature records from six Greenland ice-core stations; camp century, Dye23, GRIP, GISP2, Renland and North GRIP. *Journal of Quaternary Science*, 16(4): 299—307. doi:10.1002/jqs.622
- Jouzel, J., Genthon, C., Lorius, C., et al., 1987. Vostok ice core: a continuous isotope temperature record over the last climatic cycle (160 000 years). *Nature*, 329: 403—408. doi:10.1038/329403a0
- 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. doi:10.1038/323150a0
- Li, Y. M., Liu, D. S., Wu, W. X., et al., 2003. Paleoenvironment in Chinese loess plateau during MIS3: evidence from Malan loess. *Quaternary Sciences*, 23(1): 69—76 (in Chinese with English abstract).
- Liu, D. B., Wang, Y. J., Chen, S. T., et al., 2008. Sub-Dansgaard-Oeschger events of East Asian monsoon and their global significance. *Quaternary Sciences*, 28(1): 169—176 (in Chinese with English abstract).
- Liu, X. Q., Shen, J., Wang, S. M., et al., 2002. A 16 000-year pollen record of Qinghai Lake and its paleoclimate and paleoenvironment. *Chinese Science Bulletin*, 47(22): 1931—1936. doi:10.1360/02tb9421
- Liu, Y. P., Montgomery, D. R., Hallet, B., et al., 2006. Quaternary glacier blocking events at the entrance of Yarlung Zangbo Canyon, Southeast Tibet. *Quaternary Sciences*, 26(1): 52—62 (in Chinese with English abstract).
- Martinson, D. G., Pisias, N. G., Hays, J. D., et al., 1987. Age dating and the orbital theory of the ice ages; development of a high-resolution 0 to 300 000-year chronostratigraphy. *Quaternary Research*, 27(1): 1—29. doi:10.1016/0033—5894(87)
- Meyers, P. A., 2003. Applications of organic geochemistry to paleolimnological reconstructions; a summary of examples from the Laurentian Great Lakes. *Organic Geochemistry*, 34(2): 261—289. doi:10.1016/S0146—6380(02)00168—7
- Reimer, P. J., Baillie, M. G. L., Bard, E., et al., 2009. Intcal09 and marine09 radiocarbon age calibration curves, 0 to 50 000 years calBP. *Radiocarbon*, 51(4): 1111—1150.
- Schefuß, E., Ratmeyer, V., Stuut, J. B. W., et al., 2003. Carbon isotope analyses of *n*-alkanes in dust from the lower atmosphere over the central eastern Atlantic. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 67(10): 1757—1767. doi:10.1016/S0016—7037(02)01414—X
- Shen, C. M., Tang, L. Y., Wang, S. M., 1996. Vegetation and climate during the last 250 000 years in Zoige region. *Acta Micropalaeontologica Sinica*, 13(4): 373—385 (in Chinese with English abstract).
- Shen, J., Liu, X. Q., Matsumoto, R., et al., 2005. A high-resolution climatic change since the Late Glacial age inferred from multi-proxy of sediments in Qinghai Lake. *Science in China (Ser. D)*, 48(6): 742—751. doi:10.1360/03yd0148

- Shi, Y. F., Yu, G., 2003. Warm-humid climate and transgressions during 40—30 ka BP and their potential mechanisms. *Quaternary Sciences*, 23 (1): 1—11 (in Chinese with English abstract).
- Wang, J., Zhou, S. Z., Tang, S. L., et al., 2007. The sequence of Quaternary glaciations around the Tanggula pass. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 29(1): 149—155 (in Chinese with English abstract).
- Wang, Y. F., Wang, S. M., Xue, B., et al., 1995. Sedimentological evidence of the piracy of fossil Zoige Lake by the Yellow River. *Chinese Science Bulletin*, 40(18): 1539.
- Wang, Y. J., Cheng, H., Edwards, R. L., et al., 2001. A high-resolution absolute-dated late Pleistocene monsoon record from Hulu Cave, China. *Science*, 294 (5550): 2345—2348. doi:10.1126/science.1064618
- Wang, Y. J., Wu, J. Y., Wu, J. Q., et al., 2001. Correlation between high-resolution climate records from a Nanjing stalagmite and GRIP ice core during the last glaciations. *Science in China (Ser. D)*, 44(1): 14—23.
- Wu, Y. H., Lücke, A., Wünnemann, B., et al., 2007. Holocene climate change in the central Tibetan plateau inferred by lacustrine sediment geochemical records. *Science in China (Ser. D)*, 50 (10): 1548—1555. doi:10.1007/s11430-007-0113-x
- Xue, B., Wang, S. M., Wu, J. L., et al., 1999. Palaeoclimate of northeastern Qinghai-Xizang (Tibet) plateau since last interglaciation: a case study from core RM of the Zoige basin. *Oceanologia et Limnologia Sinica*, 30(3): 327—332 (in Chinese with English abstract).
- Yang, W. G., Zhu, L. D., Zheng, H. B., et al., 2008. Evolution of a dammed paleolake in the Quaternary Diexi basin in the upper reaches of the Minjiang River, Sichuan, China. *Geological Bulletin of China*, 27(5): 605—610 (in Chinese with English abstract).
- Yao, T. D., Thompson, L. G., Shi, Y. F., et al., 1997. Climate variation since the last interglaciation recorded in the Guliya ice core. *Science in China (Ser. D)*, 40(6): 662—668.
- Yu, G., Feng, G., Shi, Y. F., et al., 2007. Late marine isotope stage 3 palaeoclimate for East Asia: a data-model comparison. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 250(1—4): 167—183. doi:10.1016/j.palaeo.2007.03.010
- Zhang, K. X., Wang, G. C., Ji, J. L., et al., 2010. Paleogene-Neogene stratigraphic realm and sedimentary sequence of the Qinghai-Tibet plateau and their response to uplift of the plateau. *Science in China (Earth Sciences)*, 53 (9): 1271—1294.
- Zhang, Y., Zhu, L. D., Yang, W. G., et al., 2009. High resolution rapid climate change records of lacustrine deposits of Diexi basin in the eastern margin of Qinghai-Tibet plateau, 40—30 kaBP. *Earth Science Frontiers*, 16(5): 91—98 (in Chinese with English abstract).
- Zhang, Y. S., Zhao, X. T., 2008. Sedimentary characteristics of the quaternary dammed lake in the Lancang River near the Dêqên-Gushui area, Yunnan, and its environmental significance. *Acta Geologica Sinica*, 82(2): 262—268 (in Chinese with English abstract).
- Zhang, Z. Y., Yu, Q. W., Zhang, K. X., et al., 2003. Geomorphological evolution of Quaternary river from Upper Yellow River and geomorphological evolution investigation for 1 : 250 000 scale geological mapping in Qinghai-Tibet plateau. *Earth Science—Journal of China University of Geosciences*, 28(6): 621—633 (in Chinese with English Abstract).
- Zhao, J. D., Zhou, S. Z., Liu, S. Y., et al., 2007. A preliminary study of the glacier advance in MIS3b in the western regions of China. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 29 (2): 233—241 (in Chinese with English abstract).
- Zhou, W. J., Head, M. J., Deng, L., 2001. Climate changes in northern China since the Late Pleistocene and its response to global change. *Quaternary International*, 83—85: 285—292. doi:10.1016/S1040-6182(01)00046-5
- Zhu, L. P., Wang, J. B., Lin, X., et al., 2007. Environmental changes reflected by core sediments since 8.4 ka in Nam Co, central Tibet of China. *Quaternary Sciences*, 27(4): 588—597 (in Chinese with English abstract).

附中文参考文献

- 布赖恩特, E., 2004. 中国科学院研究生教学丛书: 气候过程和气候变化, 刘东生译. 北京: 科学出版社, 91—94.
- 陈敬安, 万国江, 张峰, 等, 2003. 不同时间尺度下的湖泊沉积物环境记录——以沉积物粒度为例. *中国科学(D辑)*, 33(6): 563—568.
- 陈一萌, 饶志国, 张家武, 等, 2004. 中国黄土高原西部马兰黄土记录的 MIS3 气候特征与全球气候记录的对比研究. *第四纪研究*, 24(3): 359—365.
- 陈有顺, 魏海成, 李善平, 等, 2009. 黄河源区日玛曲流域古堰塞湖的沉积特征及环境意义. *高原地震*, 21(1): 32—35.
- 段丽萍, 王兰生, 杨立铮, 等, 2002. 岷江叠溪古堰塞湖沉积物碳酸盐碳氧同位素记录所揭示的古气候演化特征. *中国地质灾害与防治学报*, 13(2): 91—96.
- 李玉梅, 刘东生, 吴文祥, 等, 2003. 黄土高原马兰黄土记录的 MIS3 温湿气候. *第四纪研究*, 23(1): 69—76.
- 刘殿兵, 汪永进, 陈仕涛, 等, 2008. 东亚季风 MIS3 早期 DO 事件的亚旋回及全球意义. *第四纪研究*, 28(1): 169—176.

- 刘兴起,沈吉,王苏民,等,2002. 青海湖 16 ka 以来的花粉记录及古气候古环境演变. 科学通报,47(17): 1351—1355.
- 刘宇平, Montgamery, D. R., Hallet, B., 等, 2006. 西藏东南雅鲁藏布大峡谷入口处第四纪多次冰川阻江事件. 第四纪研究, 26(1): 52—62.
- 沈才明,唐领余,王苏民,1996. 若尔盖地区 25 万年以来的植被与气候. 微体古生物学报,13(4): 373—385.
- 沈吉,刘兴起,Matsumoto, R., 等,2004. 晚冰期以来青海湖沉积物多指标高分辨率的古气候演化. 中国科学(D 辑),34(6): 582—589.
- 施雅风,于革,2003. 40~30 kaBP 中国暖湿气候和海侵的特征与成因探讨. 第四纪研究,23(1): 1—11.
- 王云飞,王苏民,薛滨,等,1995. 黄河袭夺若尔盖古湖时代的沉积学依据. 科学通报,40(8): 723—725.
- 汪永进,吴江滢,吴金全,等,2000. 末次冰期南京石笋高分辨率气候记录与 GRIP 冰心对比. 中国科学(D 辑),30(5): 533—539.
- 王杰,周尚哲,唐述林,等,2007. 唐古拉山垭口地区的第四纪冰川测年新研究. 冰川冻土,29(1): 149—155.
- 吴艳宏,Lücke, A., Wünnemann, B., 等,2007. 青藏高原中部全新世气候变化的湖泊沉积地球化学记录. 中国科学(D 辑),37(9): 1185—1191.
- 薛滨,王苏民,吴敬禄,等,1999. 青藏高原东北部末次间冰期以来的古气候——以若尔盖盆地 RM 孔分析为例. 海洋与湖沼,30(3): 327—332.
- 杨文光,朱利东,郑洪波,等,2008. 岷江上游第四纪叠溪古堰塞湖的演化. 地质通报,27(5): 605—610.
- 姚檀栋, Thompson, L. G., 施雅风, 等, 1997. 古里雅冰心中末次间冰期以来气候变化记录研究. 中国科学(D 辑), 27(5): 447—452.
- 张克信,王国灿,陈奋宁,等,2007. 青藏高原古近纪—新近纪隆升与沉积盆地分布耦合. 地球科学——中国地质大学学报,32(5): 583—597.
- 张岩,朱利东,杨文光,等,2009. 青藏高原东缘叠溪海盆地 40~30 kaBP 高分辨率快速气候变化记录. 地学前缘, 16(5): 91—98.
- 张永双,赵希涛,2008. 澜沧江云南德钦古水一带第四纪堰塞湖的沉积特征及其环境意义. 地质学报,82(2): 262—268.
- 张智勇,于庆文,张克信,等,2003. 黄河上游第四纪河流地貌演化——兼论青藏高原 1:25 万新生代地质填图地貌演化调查. 地球科学——中国地质大学学报,28(6): 621—633.
- 赵井东,周尚哲,刘时银,等,2007. 中国西部山岳冰川 MIS3b 冰进的初步探讨. 冰川冻土,29(2): 233—241.
- 朱立平,王君波,林晓,等,2007. 西藏纳木错深水湖芯反映的 8.4 ka 以来气候环境变化. 第四纪研究,27(4): 588—597.