



论文

新疆巴里坤湖全新世气候环境变化与高低纬间气候变化的关联

薛积彬^①, 钟巍^{①②③*}^① 华南师范大学地理科学学院, 广州 510631;^② 新疆大学绿洲生态教育部重点实验室, 乌鲁木齐 830046;^③ 兰州大学西部环境教育部重点实验室, 兰州 730000

* 联系人, E-mail: DL06@scnu.edu.cn

收稿日期: 2009-09-11; 接受日期: 2010-09-17

国家自然科学基金(批准号: 41071137)、广东省高层次人才项目、新疆大学绿洲生态教育部重点实验室开放基金(编号: XJDX0201-2008-02)、兰州大学西部环境教育部重点实验室开放基金、广东省高校优秀青年创新人才培育项目(编号: C10187)和华南师范大学博士启动基金(编号: G2105603)资助

摘要 选择位于新疆东北部的封闭湖泊-巴里坤湖作为研究对象, 采用常规 ^{14}C 测年建立了该湖一剖面约 9400 cal a BP 以来的时间序列, 对该剖面沉积自生碳酸盐碳($\delta^{13}\text{C}_{\text{car}}$)、氧同位素($\delta^{18}\text{O}_{\text{car}}$)、有机碳(TOC)等多代用指标进行了连续小波变换、奇异谱分析. 结果表明, 全新世以来巴里坤湖地区的气候变化模式具有明显的阶段性变化: 9400~8000 cal a BP 期间气温偏低且较干旱; 8000~6000 cal a BP 期间气候环境温凉湿润; 6000~2700 cal a BP 期间, 气候环境在总体上较为暖干, 在向全新世晚期演变过程中呈现出降温、增湿的趋势; 2700~800 cal a BP 期间气温降低, 湿润状况有所改善; 800 cal a BP 以来气候环境偏干. 巴里坤湖全新世气候变化过程与周边区域古气候记录具有较好地一致性. 研究发现, 全新世以来研究区的气候环境不仅可能受到了北大西洋地区气候变化的影响, 同样可能与来自热带低纬过程的海-气相互作用有关, 特别是自全新世中期以来, 逐渐增强的 El Niño/La Niña-South Oscillation(ENSO)活动对研究区的气候环境变化可能具有一定的影响. 研究还发现, 在全新世期间, 新疆东北部地区的气候演变可能并非简单地遵循某种单一的气候变化模式, 不同气候系统(如西风、季风)在该地区的强弱对比状况可能对此地区气候环境变化模式有重要影响.

关键词巴里坤湖
全新世
气候变化
热带过程
高纬地区气候

全新世是与人类关系最密切的一个时期, 深入研究全新世以来的气候环境演变过程及其规律, 对于准确认识人类生存环境的演化和对未来环境演变趋势进行合理预测具有极其重要的意义. 尽管来自全球各地的大量证据已经表明全新世气候是不稳定的, 存在多次千年尺度的快速气候波动^[1], 然而要正

确理解全新世气候快速变化事件的成因和机制, 仍然需要开展大量细致而艰苦的工作. 当前, 在学术界广泛关注从海洋——大气系统内部寻找全新世快速气候波动事件原因和机理的同时, 越来越多的科学家已经注意到热带低纬过程(如 ENSO)在全球气候变化中的关键作用^[2]. ENSO 作为迄今为止发现的气候

系统短期变化中的最强信号, 其在地质历史时期可能同样存在^[3,4]。日益增多的证据已经逐渐展示出热带低纬过程在全球气候变化中具有举足轻重的作用, 它可能和高纬北大西洋地区一样在全球气候变化中扮演了重要角色^[2]。

新疆地处亚洲内陆干旱区, 自然环境结构简单, 生态环境体系脆弱, 对气候变化具有很强的敏感性, 该地区地质历史时期的环境演变模式一直是我国古气候研究的热点之一。文启忠和郑洪汉^[5]较早地认为北疆地区全新世环境演变模式跟季风区一致, 表现为暖与湿、冷与干相对应, 而韩淑妮和袁玉江^[6]根据对北疆巴里坤湖的研究, 提出北疆地区全新世气候波动主要表现为冷与湿、暖与干的水热组合模式。随后, 李吉均先生^[7]对我国西北地区晚更新世晚期以来的环境变迁模式进行了总结, 认为在我国西北地区存在着西风 and 季风两种气候变化模式, 新疆地区主要服从西风模式, 但夏季风在强盛时也可以深入到亚洲内陆腹地。在之后的近二十年里, 学者们对新疆地区的博斯腾湖^[8-11]、乌伦古湖^[12-16]、玛纳斯湖^[17-19]、艾比湖^[20]、班公湖^[21,22]、巴里坤湖^[23,24]等开展了大量研究, 取得了很多研究成果。在此基础上, 许多学者^[25-30]相继对西北地区全新世期间的气候变化模式进行了总结。但是, 在当前众多湖泊沉积和总结性工作中, 对新疆地区全新世期间的气候演变还存在着诸多不一致的观点, 特别是对该地区全新世期间的水热组合模式、亚洲夏季风是否曾深入新疆的问题仍存在较大分歧。显然, 这些分歧的存在与新疆地区的

地理位置、地貌分布特征、影响该地区气候变化的大气环流等因素较复杂有关^[31]。搞清楚上述问题对于深入认识亚洲内陆地区全新世气候变化的格局及可能驱动力无疑具有重要意义, 然而, 对上述科学问题的正确认识, 必须建立在对大量具有较高分辨率地质记录的深入研究基础上。

本文通过对新疆东北部地区巴里坤湖沉积物的多种气候代用指标的分析, 借助近年来在古气候时间序列分析中成功应用的小波分析(Wavelet Analysis)和奇异谱分析(Singular Spectrum Analysis, SSA)方法, 着重对全新世期间该地区的气候变化过程及其与热带低纬过程(ENSO)和北半球高纬地区气候变化间可能存在的关联进行研究, 并就研究区全新世以来的气候变化模式和可能机制进行探讨。

1 材料与方法

1.1 研究区概况

巴里坤湖(43°36'~43°43'N, 92°43'~92°51'E)位于天山东段巴里坤山与北部莫钦乌拉山之间的巴里坤盆地内(图 1), 东距巴里坤哈萨克自治县城约 14 km。巴里坤湖为盆地中的封闭性咸水湖, 海拔约 1580 m。在第四纪早期, 该湖面积曾达 850 km²^[32,33], 由于其后新构造运动和古气候演变的影响, 湖区逐渐收缩变小。现今水域面积已不足 60 km², 其中湖盆西侧约有一半的面积已被当地化工厂整理为晒硝场而干涸出露, 东侧湖水现今平均水深为 0.6 m, 最大水深约

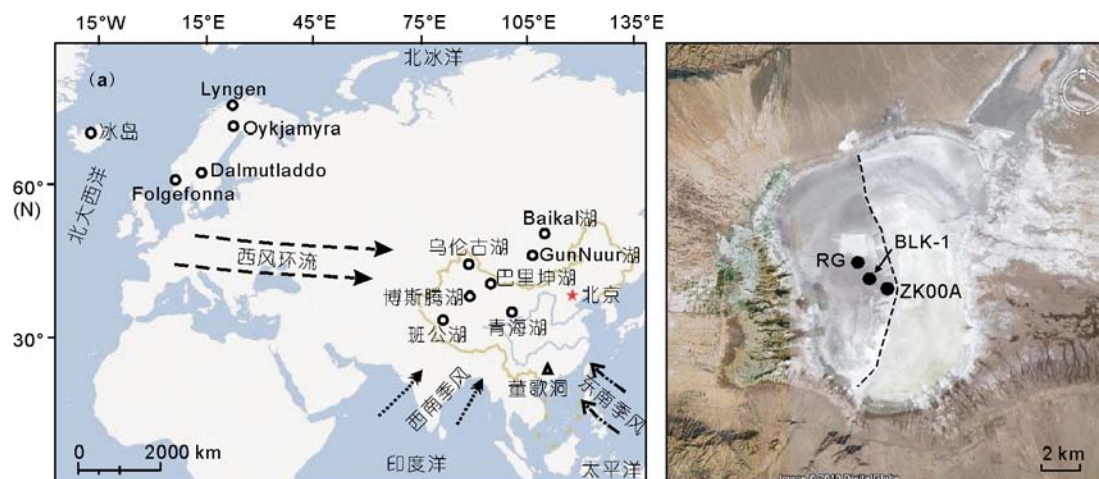


图 1 巴里坤湖研究剖面与主要地质记录的分布位置

(a) 主要地质记录分布位置; (b) 研究剖面 BLK-1 在巴里坤湖的位置(点线以西的湖区已干涸)

1 m. 巴里坤湖地区气候干燥, 多年平均降水量为 202 mm, 年蒸发量高达 1638 mm; 年平均气温为 1.1℃, 1 月平均气温为 -18.6℃, 7 月平均气温为 16.9℃. 根据巴里坤县气象站 1957~1987 年气象资料^[33,34](图 2), 该地区降水主要集中在夏季和冬季; 从多年平均状况来看, 气温和降水呈现出较显著的反相关关系, 表现出暖干/冷湿的水热组合特征.

1.2 样品采集与实验分析

研究剖面(BLK-1, 43°42'N, 92°50'E)为一人工开挖剖面, 位于巴里坤湖中心部位(图 1), 采样深度为 250 cm, 底部 20 cm 以 3 cm 间距取样, 之上以 1 cm 间距取样, 共取样 236 个. 全剖面以 3~5 cm 间距共采集 7 个 ^{14}C 年代样品, 由兰州大学 ^{14}C 实验室采用常规方法进行全有机年龄测定(半衰期采用 5568 a). 所有样品在自然状态下完全风干后, 分别进行了碳酸盐含量、矿物 X 射线衍射(XRD)、自生碳酸盐碳氧同位素($\delta^{13}\text{C}_{\text{car}}$ 和 $\delta^{18}\text{O}_{\text{car}}$)和总有机碳含量(TOC)分析.

碳酸盐含量采用气量法测定, 称取适量样品在封闭系统中与 10%浓度的稀 HCl 反应, 通过生成的 CO_2 气体体积计算出样品碳酸盐含量. XRD 分析在兰州大学完成, 共分析不同深度层位样品 28 个. 自生碳酸盐 $\delta^{13}\text{C}_{\text{car}}$ 和 $\delta^{18}\text{O}_{\text{car}}$ 分析在中国科学院南京地理与湖泊研究所完成, 以 2 cm 间距取样, 共分析样品 121 个, 测试前先将经过预处理的样品采用磷酸法制取纯净的 CO_2 气体, 然后在 MAT-251 稳定同位素质谱仪上测试 CO_2 气体的 $\delta^{18}\text{O}$ 和 $\delta^{13}\text{C}$ 值, 结果以 PDB 标准表示, 测试精度为 $\pm 0.2\text{‰}$. TOC 采用常规的重铬酸

钾-硫酸氧化滴定法, 测定误差小于 0.2%.

2 结果与讨论

2.1 ^{14}C 年代

BLK-1 剖面 ^{14}C 年代结果见于表 1. 由于干旱、半干旱地区的湖泊多属封闭与半封闭湖泊, 湖水多呈碱性且盐度较高, 沉积物的 ^{14}C 测年受碳库效应影响强烈, 因此有必要对所测 ^{14}C 年龄数据进行碳库效应校正. 常用的碳库效应校正方法有以下几种: (1) 对湖泊表层沉积样品进行全有机测年^[35], 以此作为湖泊的碳库年龄; (2) 测定同一深度陆生植物残体(一般认为陆生高等植物的残体不存在碳库效应)与全有机质的年龄^[9], 以两者之差作为碳库年龄; (3) 对具有良好线性关系的 ^{14}C 测年数据与其对应深度作线性回归, 以年代轴的截距作为碳库年龄^[36,37]; (4) 测定同一层位的 ^{210}Pb 年代与 ^{14}C 年代, 以两者之差作为碳库年龄^[38]. 当然, 不管采取哪种方法都不可能做到同样品的真实年龄完全一致, 只能在最大程度上接近于沉积物的真实年龄. BLK-1 剖面的沉积速率非常接近于线性变化(图 3), 假设碳库效应的影响在本剖面上保持一定, 利用线性回归方法计算出表层沉积物的年龄大约为 750 a, 那么这一数值可以近似看作是“碳库效应”对沉积物年龄的影响. 另外, 参考韩淑妮等^[39,40]研究结果(图 3), 以岩芯上部的黑色淤泥层作为对比标志层, ZK00A 孔 36 cm 以上的岩芯与 60 cm 深的人工剖面(RG 剖面)在岩性的细节对比上均可以找到相应层位, ZK00A 孔距地表 34~36 cm 处的岩芯

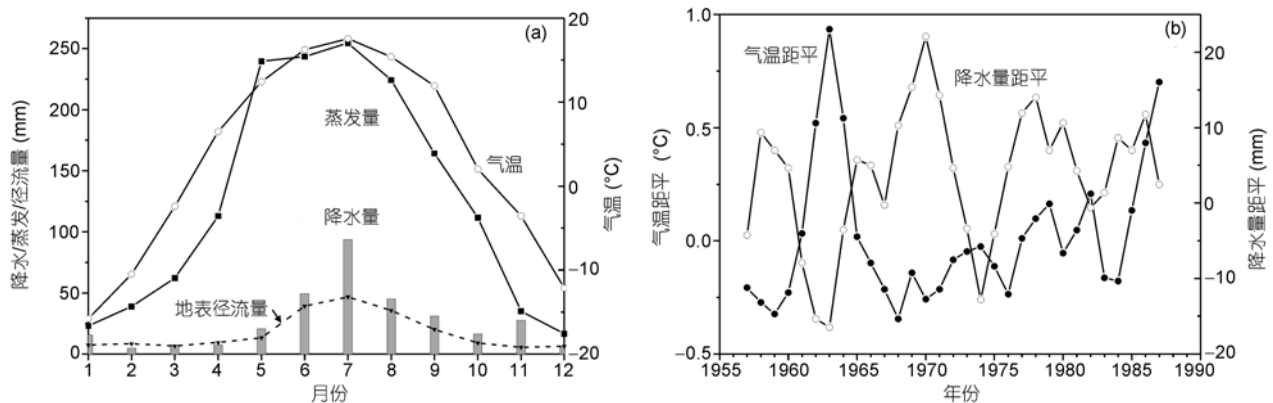


图 2 1957~1987 年巴里坤县气象要素观测序列

(a) 多年月平均序列; (b) 年气温距平、降水量距平序列

表 1 巴里坤湖 BLK-1 剖面测年数据

野外编号	实验室编号	深度(cm)	¹⁴ C 年龄 (a BP)	校正年龄(2σ) (cal a BP)	去碳库后校正年龄 ^{a)} (cal a BP)	测年材料
BLK-1-243-246	05-44-1	4~7	907±63	698~930	-3~294	全有机
BLK-2-231-234	05-43	16~19	1590±65	1344~1686	674~910	全有机
BLK-3-198-200	05-42-1	50~52	2245±58	2125~2350	1302~1518	全有机
BLK-4-170-173	05-41-2	77~80	3422±60	3486~3839	2623~2925	全有机
BLK-5-142-145	05-40	105~108	4340±60	4823~5266	3716~4082	全有机
BLK-6-110-113	05-39	137~140	5166±65	5742~6176	4857~5285	全有机
BLK-8-040-035	05-37-1	210~215	8111±72	8774~9280	8021~8339	全有机

a) 消除碳库效应后的校正年龄

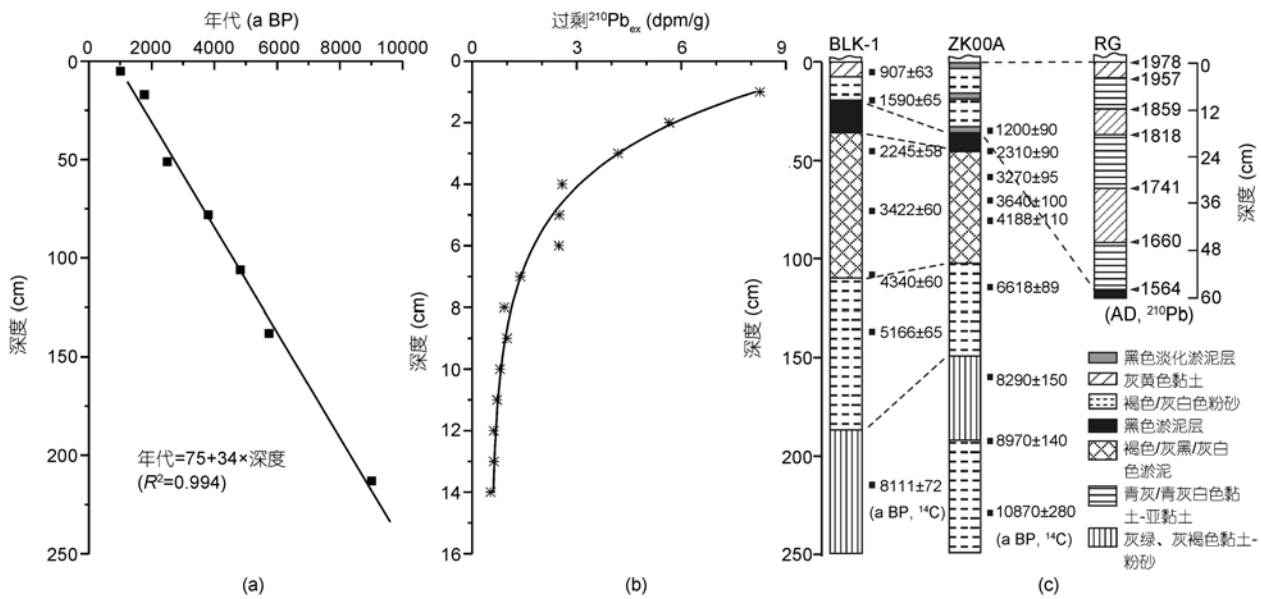


图 3 BLK-1 剖面年代-深度关系及与 ZK00A 孔^[39]、RG 剖面^[40]的岩性对比

(a) BLK-1 剖面年代-深度关系; (b) RG 剖面顶部 ^{210}Pb 测试(据文献[40]重绘); (c) 不同剖面岩性对比。为便于对比, 图中 ^{14}C 年代均使用未校正数据

与 RG 剖面 48~60 cm 处大致为同一时期的沉积物, ZK00A 孔 36 cm 处的 ^{14}C 年龄为 1200 a BP(校正后为 1123 cal a BP), 而在 RG 剖面中, 与此相当的层位根据 ^{210}Pb 方法确定的沉积速率外推, 并经树轮年代验证后所获得的年龄为 386 a BP, 二者相差约 740 a. 这与前文所得的 750 a 碳库影响非常接近. 因此, 本文采用 750 a 作为碳库效应值进行计算, 将 ^{14}C 年龄减去 750 a 之后用 IntCal04 数据库、Calib5.0 程序^[41]进行日历年校正, 然后根据年龄-深度关系进行线性内插获得每个样品的年龄, 据此计算, BLK-1 剖面最底部的年龄约为 9400 cal a BP.

2.2 气候代用指标的环境指示意义

对 BLK-1 孔沉积物的 XRD 分析^[42]表明, 样品中的碳酸盐矿物组成主要以文石为主, 方解石次之, 白云石含量极少, 表明 BLK-1 剖面沉积碳酸盐主要是由化学沉积作用或生物壳体所形成的自生碳酸盐, 并以 2 cm 间距对沉积物细粒组分中的碳酸盐进行了 $\delta^{13}\text{C}_{\text{car}}$ 和 $\delta^{18}\text{O}_{\text{car}}$ 分析. 湖泊自生碳酸盐 $\delta^{18}\text{O}_{\text{car}}$ 主要受温度和湖泊水体 $\delta^{18}\text{O}$ 影响, 后者与区域降水量、蒸发量及湖水滞留时间等因素均有关系^[18,21]. 在水体 $\delta^{18}\text{O}$ 变化不大的环境中, 湖泊自生碳酸盐 $\delta^{18}\text{O}_{\text{car}}$ 主要由温度控制, 但在干旱、半干旱地区蒸发作用强烈, 蒸发

量与降水量比率对湖泊水体 $\delta^{18}\text{O}$ 和自生碳酸盐 $\delta^{18}\text{O}_{\text{car}}$ 的影响显著, 蒸发作用越强, 湖水的 $\delta^{18}\text{O}$ 值越大, 反映在其形成的碳酸盐沉积上 $\delta^{18}\text{O}_{\text{car}}$ 值也越大. 从 BLK-1 剖面 $\delta^{18}\text{O}_{\text{car}}$ 值的变化情况来看, 其范围变化在 -4.55‰ ~ 3.89‰ 之间, 若按温度每增加或减小 1°C , $\delta^{18}\text{O}_{\text{car}}$ 减小或增加 0.23‰ 的变率^[20]来计算, 巴里坤湖水的温度变幅将达到约 37°C , 这显然是不合理的. 因此, 巴里坤湖 $\delta^{18}\text{O}_{\text{car}}$ 的变化应该是湖泊水体蒸发或淡化作用的直接体现, 可能主要反映了流域入湖水量与蒸发量比率或有效湿度的变化. 沉积物碳酸盐 $\delta^{13}\text{C}_{\text{car}}$ 长期变化的机制与 $\delta^{18}\text{O}_{\text{car}}$ 有所不同, $\delta^{13}\text{C}_{\text{car}}$ 值的变化主要受湖水盐度、地方性生物生产率和湖泊水体中的碳与大气中 CO_2 的长期交换等因素影响^[43,44], 特别是湖泊水体中总的溶解无机碳(TDIC)的碳同位素组成. TDIC 中碳同位素组成主要受两个因素控制, 一是地方性生物产生 CO_2 的生产率, 另一个是湖泊水体与大气 CO_2 交换的比例, 其中后者为主导因素, 即湖泊水体中碳与大气 CO_2 的交换程度将最终决定湖泊水体及其自生碳酸盐中 $\delta^{13}\text{C}_{\text{car}}$ 的长期变化. 当大气 CO_2 与湖泊水体中的 HCO_3^- 和 CO_3^{2-} 之间发生同位素交换反应时, 温度变化对该反应起着控制作用, 温度越高, $\delta^{13}\text{C}_{\text{car}}$ 值越高, 温度越低则 $\delta^{13}\text{C}_{\text{car}}$ 越低. 由于巴里坤湖地区海拔较高, 年内湖面冰封时间较长, 可能在一定程度上影响了湖水与大气 CO_2 的交换. 因此, BLK-1 剖面 $\delta^{13}\text{C}_{\text{car}}$ 在较长时间尺度上主要反映了区域气温的变化. 湖泊沉积物中 TOC 的变化与气候变化密切相关, 可间接视为指示区域植被盖度和湖泊生物量大小的指标, 在一定程度上主要反映了区域气候湿润状况, 即较高的 TOC 值反映了区域环境较为湿润, 而较低的 TOC 值则指示了较为干燥的气候环境^[45]. 对巴里坤湖全新世以来详细的气候环境演变过程已有多篇资料^[42,46,47]发表, 此处不再赘述.

2.3 巴里坤湖气候变化与热带低纬过程间的可能关联

热带太平洋存在着地球上最大的热源地——西太平洋暖池, 它极其敏感地影响着全球海洋和大气环流的变化, 进而影响到全球气候的变化. 有研究认为, ENSO 活动对全球气候环境变化起着重要作用, 全新世千年尺度的气候变率可能就与 ENSO 活动有关^[4,48]. 在全新世中期(7~5 ka BP), 中国干旱半干旱地区气候较为湿润, 而在北美中部却较为干旱, 这种

太平洋东西两岸的干湿反向变化可能就和 ENSO 活动关系密切^[28,49]. 总地来看, BLK-1 剖面 TOC 与 $\delta^{18}\text{O}_{\text{car}}$ 记录与 ENSO 活动记录具有一定的可比性(图 4). 我们不应该把这种相似性仅仅理解为是一种巧合, 它可能暗示了在百至千年尺度上, 巴里坤湖地区的气候环境与 ENSO 活动之间具有一定的内在联系. 在 ENSO 活跃期, TOC 值增大, $\delta^{18}\text{O}_{\text{car}}$ 值偏负, 可能表明当时气候环境较为湿润, 而在 ENSO 活动减弱时期, TOC 值变小, $\delta^{18}\text{O}_{\text{car}}$ 值偏正, 表明气候环境渐趋干旱. 根据现代气候变化研究结果, 北疆地区对 ENSO 活动较为敏感, 在典型的 ENSO 暖状态(El Niño), 西北地区轻度偏湿^[50], 新疆地区的降水会有明显增加^[51], 这在一定程度上支持了我们的推断. 当然, 我们也注意到 BLK-1 剖面 TOC 与 $\delta^{18}\text{O}_{\text{car}}$ 记录在某些时段两者对应关系不是很一致, 推测其原因可能在于不同替代指标对气候变化的响应与敏感程度不同而致, 抑或是反映了一些更深层次的含义, 有待进一步研究.

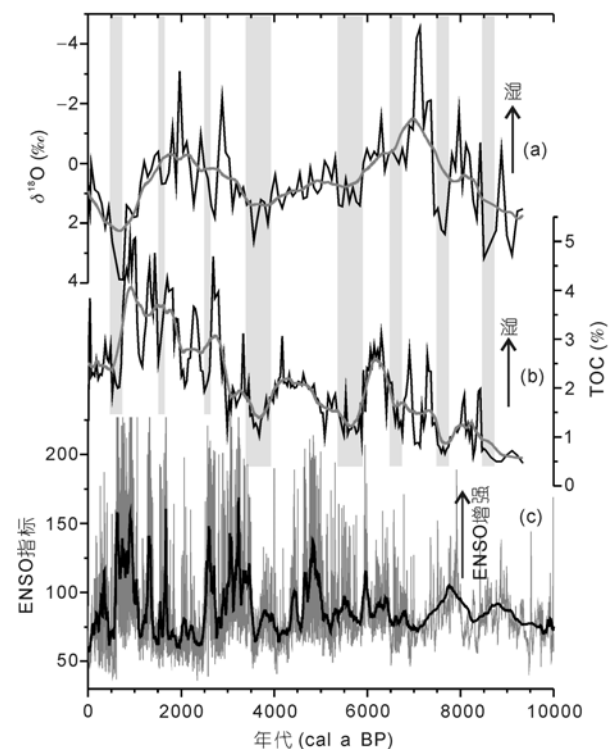


图 4 BLK-1 剖面 $\delta^{18}\text{O}_{\text{car}}$ 和 TOC 序列与 ENSO 指标^[4]的对比

(a) $\delta^{18}\text{O}_{\text{car}}$; (b) TOC; (c) ENSO 记录. 注意 $\delta^{18}\text{O}_{\text{car}}$ 指标的纵坐标向上为负. (a)和(b)中灰色粗线为 10 点平滑滤波曲线, (c)中黑色粗线为 100 点平滑滤波曲线

为了深入认识巴里坤湖沉积物所蕴含的古气候信息, 采用小波分析方法对 BLK-1 剖面多气候代用指标作了进一步分析. 小波分析是在傅里叶(Fourier)变换的基础上引入了窗口函数, 它通过选择适当的母函数来进行分析, 借以有效地反映时间序列的局

部变化特征, 从而可以清楚地揭示出各个周期在序列中所处的位置^[52]. 基于气候信号的非平稳性和非线性特征, 选择 Torrence 等^[53]设计的 Morlet 小波程序对巴里坤湖沉积 $\delta^{13}\text{C}_{\text{car}}$, $\delta^{18}\text{O}_{\text{car}}$ 和 TOC 序列进行连续小波变换, 以求取它们在不同时段的变化周期(图 5).

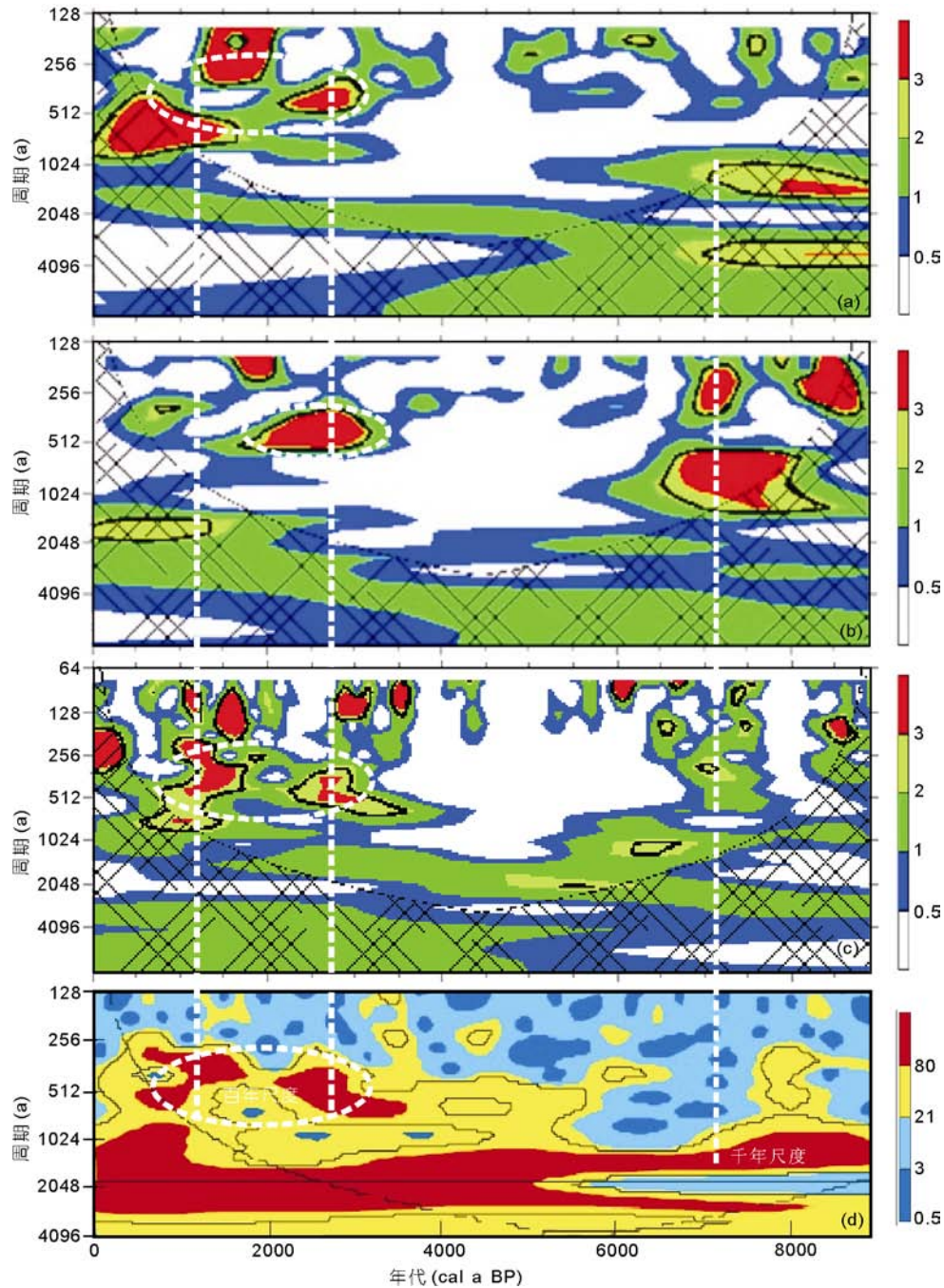


图 5 BLK-1 剖面气候代用指标与 ENSO 活动记录的小波变换结果
(a) $\delta^{13}\text{C}_{\text{car}}$; (b) $\delta^{18}\text{O}_{\text{car}}$; (c) TOC; (d) ENSO 活动记录. 图中斜方格所围区域表示通过 90% 信度检验

从图 5 可以看到, $\delta^{13}\text{C}_{\text{car}}$ 和 $\delta^{18}\text{O}_{\text{car}}$ 序列的连续小波变换具有较明显的共同特征: 全新世中期以来, 两者的小波功率谱高值带都是 256~512 a(准 300 a)的周期带; 在全新世早期(约 7000 cal a BP 之前), $\delta^{13}\text{C}_{\text{car}}$ 和 $\delta^{18}\text{O}_{\text{car}}$ 序列的小波功率谱高值带还表现出准 1000 a 周期, 而这一周期在北大西洋 VM29-191 孔沉积记录的小波分析结果^[54]中也同样存在. TOC 的连续小波变换表明, 其小波功率谱高值带主要处在 64~128 a(准 80 a)和 256~512 a(准 300 a)的周期带. 对 ENSO 记录的小波分析显示, 它也存在一个明显的 256~512 a 的周期带, 而且还存在着强烈的准 1000 和 2500 a 的千年尺度周期信号, 这些千年尺度周期被认为可能是全新世以来太阳活动影响的结果^[4]. 需要指出的是, 自全新世中期(约 4000 cal a BP)以来, 巴里坤湖 TOC 序列与 ENSO 活动记录两者在 256~512 a 的周期带上表现较为一致, 而且这一周期带也存在于 $\delta^{13}\text{C}_{\text{car}}$ 和 $\delta^{18}\text{O}_{\text{car}}$ 记录中; 而在全新世早期, BLK-1 剖面 $\delta^{13}\text{C}_{\text{car}}$ 和 $\delta^{18}\text{O}_{\text{car}}$ 记录所表现出的准 1000 a 周期同样也存在于 ENSO 记录和北大西洋深海沉积记录中^[54]. 上述结果在一定程度上表明, 全新世以来巴里坤湖地区气候环境变化可能与北大西洋地区气候变化具有一定关系, 同时也与来自热带低纬过程、尤其是 ENSO 活动的影响密切相关, 特别是自全新世中期以来, 逐渐增强的 ENSO 活动可能对研究区气候环境变化影响更为显著.

2.4 巴里坤湖全新世气候变化模式与可能的影响机制

采用奇异谱分析方法对巴里坤湖沉积的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{car}}$ 和 $\delta^{18}\text{O}_{\text{car}}$ 序列进行了分解重构. 奇异谱分析是近年来活跃于气候诊断领域的新技术方法之一, 它可以将原时间序列分解为多个(多阶)不同的分量, 并给出各个分量在序列中的权重, 能有效地从包含噪声的有限长度时间序列中提取尽可能多的可靠信息, 剔除噪声成分, 特别适合于研究具有周期性振荡行为的时间演变序列, 已成功应用于多种时间序列的分析中^[55,56]. 图 6(c)和(e)表示出了 $\delta^{18}\text{O}_{\text{car}}$ 和 $\delta^{13}\text{C}_{\text{car}}$ 序列经过奇异谱分解的第一特征向量场(PC-1)的时间演变特征, 其中 $\delta^{18}\text{O}_{\text{car}}$ 序列第一特征向量场的解释方差占总方差的 40.9%, $\delta^{13}\text{C}_{\text{car}}$ 序列第一特征向量场的解释方差占总方差的 53.7%, 分别揭示出了包含在各自序列当中的最主要模态特征, 表征了两个序列的基本

演变模式. 根据 SSA 分析结果(图 6), 巴里坤湖 9400 cal a BP 以来的气候变化模式大致分为以下几个阶段: 约 9400~8000 cal a BP(D1)期间, 巴里坤湖地区气温较低且有变暖的趋势, 区域蒸发作用较为强烈, 气候较为干燥; 在 8000~6000 cal a BP(W1)期间, 气候环境以温暖湿润为主, 可能是该地区真正意义上的“全新世气候适宜期”; 在 6000~2700 cal a BP(D2)期间, $\delta^{13}\text{C}_{\text{car}}$ 记录显示这一时期气温明显偏高, 较高的气温可能导致区域蒸发量也随之增强, 从而使得区域有效湿度显著降低, 气候环境总体上以暖干为主, 但是在从全新世中期向晚期演变的过程中, 呈现出了较明显的降温、增湿的变化趋势; 在 2700~800 cal a BP(W2)期间, 气温逐渐降低, 蒸发减弱, 表现出低温、偏湿特征; 800 cal a BP 以来气候环境偏干. 需要指出的是, 巴里坤湖在全新世早期(D1)气候环境较为干燥, 而且这一时期干旱的环境特征在中亚地区众多湖泊记录中都有所体现^[18,25,30]. 虽然在 8400~7800 cal a BP 期间, 巴里坤湖沉积物 $\delta^{18}\text{O}_{\text{car}}$ 值较低, 一定程度上反映了湖水淡化、区域蒸发强度有所减小的冷湿气候环境特征, 但这可能是对具有全球性的“8.2 ka 冷事件”^[57]的响应, 原因可能在于随着气温降低, 蒸发作用减弱, 从而使得有效湿度增强.

值得注意的是, 全新世期间研究区出现了两次持续时间较长的湿润时期(W1, W2), 对导致这两次湿润期出现的原因需要深入分析. Jostein 等^[58]发现, 大致从 5600 cal a BP 开始, 东北大西洋地区西风环流逐渐增强, 特别是从约 4000 cal a BP 以来, 西风强度迅速增强(图 6(a)). 对董歌洞石笋氧同位素记录的研究^[59]表明(图 6(b)), 9000~6000 cal a BP 期间是全新世降水最丰富、亚洲夏季风最强盛的时期; 6000~4000 cal a BP 为相对暖湿期, 夏季风逐渐衰退, 降水有所减少; 大约从 4000 cal a BP 开始, 夏季风迅速衰退. 由图 6 可以看出, 至少从约 6000 cal a BP 以来, 董哥洞石笋记录的夏季风与北大西洋地区西风环流具有大致相反的变化过程, 特别是从 4000 cal a BP 左右开始, 两者的反位相关系更加明显. 由此我们做出这样的推断: (1) 在全新世早期(约 6000 cal a BP 之前), 随着北半球太阳辐射的增加, 夏季风逐渐增强, 势力强大的夏季风有可能在全新世早、中期推进到北疆地区. (2) 在 6000~4000 cal a BP 期间, 夏季风开始逐渐衰退, 这一时期研究区可能同时受到夏季风与西风环流的双重影响, 而伴随着西风环流的不断加强, 西风

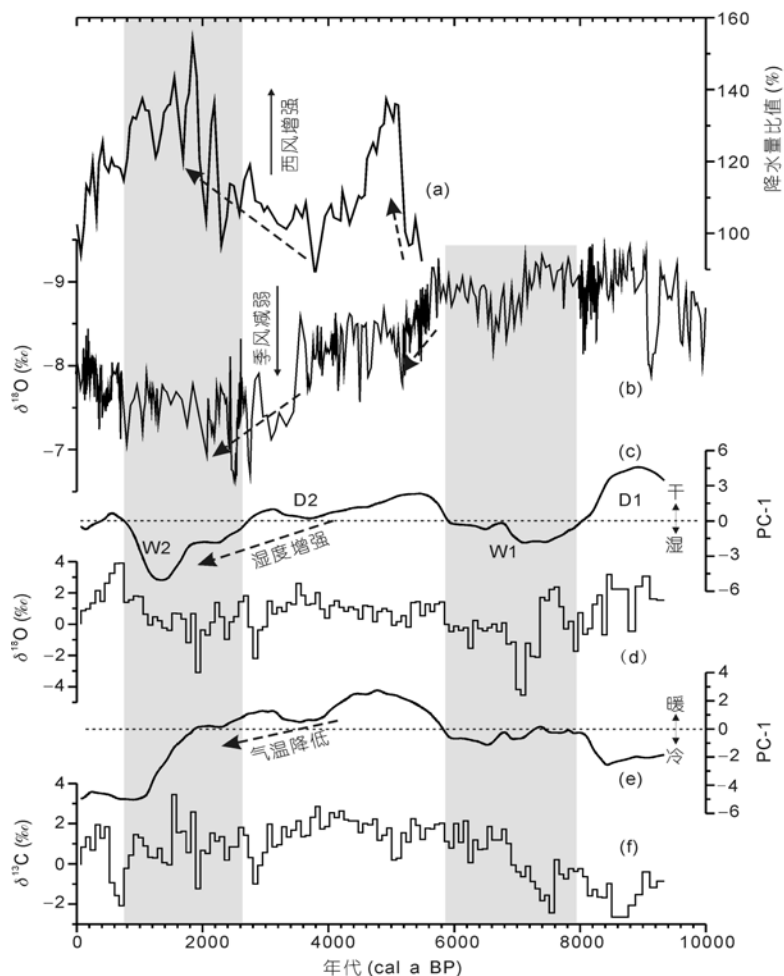


图6 BLK-1剖面 $\delta^{13}\text{C}_{\text{car}}$ 和 $\delta^{18}\text{O}_{\text{car}}$ 序列第一特征向量(PC-1)及与其他地质记录的对比

(a) 西风强度指标^[58]; (b) 董歌洞石笋 $\delta^{18}\text{O}$ ^[59]; (c) BLK-1剖面 $\delta^{18}\text{O}_{\text{car}}$ 第一特征向量; (d) BLK-1剖面 $\delta^{18}\text{O}_{\text{car}}$ 记录; (e) BLK-1剖面 $\delta^{13}\text{C}_{\text{car}}$ 第一特征向量; (f) BLK-1剖面 $\delta^{13}\text{C}_{\text{car}}$ 记录

环流对研究区气候环境的影响从约 5600 cal a BP 以来逐渐增强. 由于全新世中期气温偏高, 区域蒸发量迅速加大, 从而使得区域有效湿度降低, 气候较为干旱. (3) 约 4000 cal a BP 以来, 由于西风环流的迅速增强和夏季风的快速衰退, 研究区可能主要受西风环流的控制, 西风环流给该地区带来了更多的水汽和降水, 加之全新世晚期气温下降, 蒸发趋于变弱, 以及这一时期低纬海区 ENSO 活动较为活跃, 这些因素可能共同导致了全新世晚期巴里坤湖区域有效湿度的增强.

2.5 巴里坤湖气候变化与高纬地区气候及亚洲季风间的可能关联

在过去全球变化研究中, 高纬地区气候对全球气候变化的影响往往受到人们较多关注. 图 7 显示,

全新世期间巴里坤湖跟挪威^[60,61]、冰岛^[62]和贝加尔湖^[63]等地区的气温变化在长期演变趋势上是较为相似的, 均经历了全新世早期的低温、由早期向中期的快速升温 and 中期向晚期的降温变化过程, 最温暖期都出现在全新世中期, 这一现象表明: 北半球高纬地区气候变化对亚洲中纬度地带具有重要影响. 在全新世早期, 虽然北半球夏季太阳辐射显著增强, 但由于北半球高纬地区冰盖尚未显著消融, 冰量仍然较大, 气温较低, 由此可能导致北半球中纬地带气温也处在一个较低水平上; 而到了全新世中期, 伴随着北半球高纬地区冰量的逐渐消融, 高纬地区气温逐渐变暖, 从而也使得亚洲中纬度地带气温渐趋升高. 一些研究表明^[60-65], 全新世期间挪威、冰岛、贝加尔湖、Gun Nuur 湖等地区主要受西风环流的控制, 气候环

境总体表现为早期冷湿、中期较暖干、晚期渐趋凉湿的特征, 期间伴随的一系列百至千年尺度快速气候波动同北大西洋深海沉积中记录的浮冰碎屑事件也具有良好对应关系. 然而, 巴里坤湖在全新世早期(D1)气候环境较为干燥, 这同受西风环流影响的前述高纬地区在全新世早期湿润的气候特征显著不同(图 7), 是何原因导致的上述干湿状况差异? 这个问题值得深入探讨.

有研究^[66]显示, 与北大西洋深海沉积所指示的降温事件相对应, 气温降低时(以“8.2 ka 冷事件”为例), 欧洲中部处于 43°~50°N 纬度带范围内的地区气候环境较为湿润, 欧洲南部和北部地区则表现出干旱的气候特征, 类似的干湿分布格局在全新世其他降温事件中也同样存在, 而且, 在不同的冷暖时期, 呈现出不同干湿变化特征的区域会相应地在高、低纬度地带变动, 这一现象揭示了北大西洋地区西风环流的强度和范围在不同气候特征时期是有变化的, 正是由于西风环流的强度和位置的变动使其带来的水汽和降水在不同地区分布各异. 结合对 6000 cal a

BP 以来北大西洋西风环流与亚洲夏季风强度变化历史的对比分析, 我们推测: 在全新世早期 D1 时段, 巴里坤湖地区的干湿状况同北大西洋周边、蒙古高原北部等地区存在差异的主要原因, 可能就是由西风环流强度和位置的变化引起的, 在此期间西风环流的影响范围应该在巴里坤湖(地理纬度约为 43°N)更靠北的位置, 它尚不足以控制巴里坤湖地区气候环境变化. 数值模拟研究^[67]表明, 在末次盛冰期, 东亚冬季风偏强, 而全新世大暖期中东亚冬季风和夏季风两者都偏强. 对全新世中期(6 ka BP)亚洲夏季风的模拟研究^[68,69]也显示, 这一时期高纬地区积雪、海冰减少, 欧亚大陆增暖, 海陆温度梯度加强, 使得亚洲夏季风环流增强, 特别是印度夏季风北移, 东亚夏季风向西、向北移动. 虽然这些研究中没有对其他一些冷、暖特征时期进行模拟研究, 但我们可以从中得到一些启发: 在全新世早期, 受北半球高纬地区寒冷低温影响, 蒙古-西伯利亚高压强度较大, 东亚冬季风较强, 受其影响, 研究区呈现出明显的冷、干气候环境特征; 随着气温回升, 亚洲夏季风逐渐增强, 而增

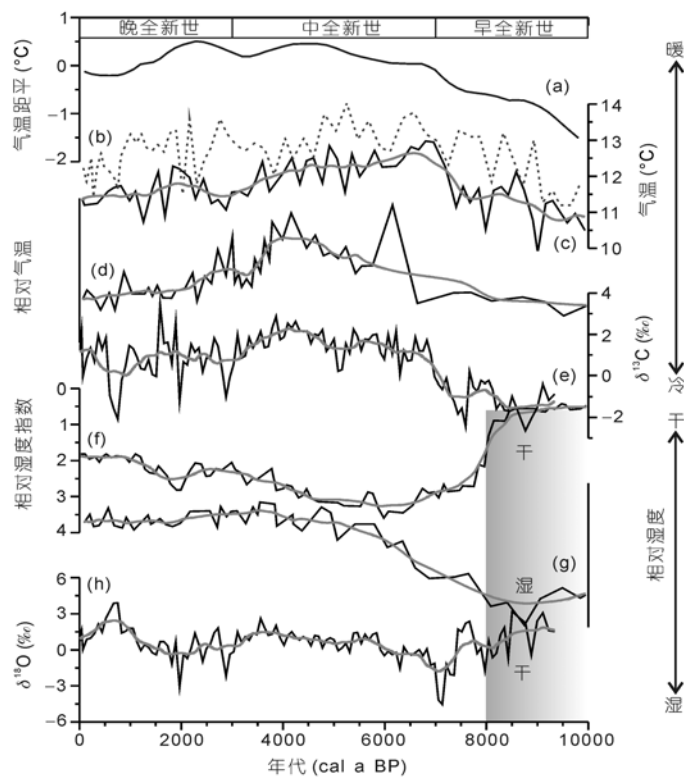


图7 BLK-1剖面 $\delta^{13}\text{C}_{\text{car}}$ 和 $\delta^{18}\text{O}_{\text{car}}$ 记录与其他地区地质记录的对比

(a) 冰岛北部气温重建序列^[62]; (b) 挪威南部气温重建序列^[61]; (c) 挪威北部气温重建序列^[60]; (d) 贝加尔湖地区相对气温^[63]; (e) BLK-1剖面 $\delta^{13}\text{C}_{\text{car}}$ 记录; (f) 中亚地区平均湿润指数^[30]; (g) 贝加尔湖地区相对湿度^[63]; (h) BLK-1剖面 $\delta^{18}\text{O}_{\text{car}}$ 记录. 图中灰色粗线为5点平滑滤波曲线

强到一定程度的亚洲夏季风有可能深入到亚洲内陆。当然, 本文现有材料尚无法提供更为直接的夏季风深入影响北疆地区的证据, 仍然需要开展更多研究来进行验证。事实上, 以干旱著称的南疆若羌地区, 在 20 世纪 80 年代就曾发生过夏季风带来的大雨事件, 说明夏季风强盛时是能够深入到亚洲腹地的^[7]。

对于全新世期间夏季风是否曾深入亚洲内陆的问题至今仍然存在较多争议。20 世纪 90 年代初期, 韩淑妮等^[6,43]认为, 在全新世中期巴里坤湖可能受到西南季风影响。青藏高原西缘班公湖沉积物 $\delta^{18}\text{O}$ 记录^[22]显示, 在 9600~6200 a BP 期间, 受西南季风的影响该地区气候环境较为暖湿。Wei 和 Gasse^[21]、林瑞芬等^[17,18]、孙湘君等^[19]对玛纳斯湖的研究认为, 在末次冰期向全新世转变的过渡时期西风区影响范围缩小, 夏季风向亚洲内陆推进, 在 9500~4000 a BP 期间玛纳斯湖可能受到夏季风的影响, 4000 a BP 以来的气候变化则反映了西风环流的影响。羊向东和王苏民^[12]认为, 在 7000~5000 a BP 期间乌伦古湖地区气候温暖湿润, 湖泊表现为高湖面, 夏季风可能波及中国西北干旱区; 5000~3000 a BP 期间, 湖面大幅度缩小, 区域主要受西风带控制。蒋庆丰等^[13,14]、肖霞云等^[15]认为乌伦古湖全新世以来的气候变化在百年尺度上主要遵循西风带模式, 呈现出冷湿、暖干的水热组合特征, 但夏季风作用可能在 6000 cal a BP 左右时段上有明显表现。钟巍和舒强^[8]认为, 在 7000~5000 a BP 期间, 博斯腾湖流域可能受到了西南季风的影响。Mischke 和 Wunnemann^[10]认为博斯腾湖流域在 4000 cal a BP 之前气候环境可能受到了印度夏季风的影响。张成君等^[11]认为, 8100~6400 cal a BP 期间, 博斯腾湖地区可能受到了东南夏季风的强烈影响。甚至有学者认为, 在全新世亚洲夏季风的最盛期, 整个新疆和内蒙古地区都在夏季风影响范围之内^[31]。陈发虎等^[9]、Chen 等^[30]发现, 博斯腾湖地区早全新世气候较为干燥、中晚全新世气候较湿润, 其气候变化模式同亚洲季风区在位相上存在明显差异, 认为广大中亚内陆干旱区中晚全新世湿润气候不大可能是由东亚夏季风深入内陆造成的, 北半球高纬地区气温、全球冰量和青藏高原的驱动可能是影响亚洲内陆全新世气候变化的主导因素, 并在此基础上提出了

亚洲中部干旱区“全新世气候变化的西风模式”^[9,30]。显然, 不同学者依据各自的研究材料所得出的结论还存在一定的分歧, 对全新世期间亚洲夏季风是否能够深入亚洲内陆和其具体渗透范围等科学问题仍然需要更进一步的研究。

3 结论

采用连续小波变换和奇异谱分析方法对巴里坤湖沉积物次生碳酸盐 $\delta^{13}\text{C}_{\text{car}}$, $\delta^{18}\text{O}_{\text{car}}$ 和 TOC 等多气候代用指标进行了分析。结果表明, 全新世以来巴里坤湖地区的气候环境演变具有明显的阶段性变化: 9400~8000 cal a BP 期间, 气温较低, 蒸发作用较为强烈, 气候环境较为干旱, 但气温开始转暖; 8000~6000 cal a BP 期间为温凉湿润的“全新世气候适宜期”; 6000~2700 cal a BP 期间, 气候环境在总体上较为暖而干燥, 在向全新世晚期的过渡阶段呈现出了降温、增湿的趋势; 2700~800 cal a BP 期间气温降低, 蒸发作用减弱, 湿润状况得到明显改善; 800 cal a BP 以来气候环境明显偏干。巴里坤湖全新世气候变化过程与周边区域环境变化记录具有较好地一致性。研究还发现, 全新世以来巴里坤湖地区的气候环境不仅与北大西洋地区气候变化有关, 来自热带低纬过程的海-气相互作用对该地区也有一定的影响, 特别是自全新世中期以来, 逐渐增强的 ENSO 活动可能对巴里坤湖地区的气候环境变化影响更为显著, 而对于它们之间这种遥相关关系的内在触发机制值得深入研究。由于新疆地处亚洲内陆, 处于西风环流与亚洲夏季风都可能影响到的交汇地带, 而作为两个存在着相互竞争关系的动态气候系统, 它们所控制区域的位置调整可能跟它们相对强度的变化具有密切联系。因此, 在地质历史过程中, 新疆地区的气候演变可能并非简单地遵循某种单一气候变化模式, 不同气候系统(如西风、季风)在该地区的强弱对比状况, 可能对此地区气候环境变化模式有重要影响。虽然本文的结果还不足以直接证明全新世期间巴里坤湖受到亚洲夏季风(特别是西南季风)的影响, 但无疑对深入认识全新世以来新疆地区的气候变化模式和气候变化机制具有一定的作用。

致谢 兰州大学资源环境学院张成君教授、曹继秀高工和王杰博士在 XRD 分析、年代学测试中提供了帮助; 中国科学院南京地理与湖泊研究所张恩楼博士、南京师范大学陈晔教授和舒强博士协助进行了同位素测试; 华南

师范大学范小平老师、赵引娟和彭晓莹同学在碳酸盐、TOC 实验中给予了大量帮助;三位匿名审稿专家为本文的修改完善提出了宝贵意见.在此向他们致以深深的谢意.

参考文献

- Bond G, William S, Cheseby M, et al. A pervasive millennial-scale cycle in North Atlantic Holocene and glacial climate. *Science*, 1997, 278: 1257–1266
- 汪品先. 低纬过程的轨道驱动. *第四纪研究*, 2006, 26: 694–701
- Tudhope A W, Chilcott C P, McCulloch M T, et al. Variability in the El Niño-Southern Oscillation through a glacial-interglacial cycle. *Science*, 2001, 291: 1511–1517
- Moy C M, Seltzer G O, Rodbell D T, et al. Variability of El Niño/Southern Oscillation activity at millennial timescale during the Holocene epoch. *Nature*, 2002, 420: 162–165
- 文启忠, 郑洪汉. 北疆地区晚更新世以来的气候环境变迁. *科学通报*, 1988, 33: 771–774
- 韩淑妮, 袁玉江. 新疆巴里坤湖 35000 年来古气候变化序列. *地理学报*, 1990, 45: 350–362
- 李吉均. 中国西北地区晚更新世以来环境变迁模式. *第四纪研究*, 1990, 10: 197–204
- 钟巍, 舒强. 新疆博斯腾湖 12 ka BP 以来古气候与古水文状况的变化. *海洋与湖沼*, 2001, 32: 213–220
- 陈发虎, 黄小忠, 杨美临, 等. 亚洲中部干旱区全新世气候变化的西风模式——以新疆博斯腾湖记录为例. *第四纪研究*, 2006, 26: 881–887
- Mischke S, Wunnemann B. The Holocene salinity history of Bosten Lake (Xinjiang, China) inferred from ostracod species assemblages and shell chemistry: Possible palaeoclimatic implications. *Quat Int*, 2006, 154–155: 100–112
- 张成君, 郑绵平, Prokopenko A, 等. 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率记录及与冰川活动的响应. *地质学报*, 2007, 81: 1658–1671
- 羊向东, 王苏民. 呼伦湖、乌伦古湖全新世植物群发展与气候环境变化. *海洋与湖沼*, 1996, 27: 67–72
- 蒋庆丰, 沈吉, 刘兴起, 等. 乌伦古湖介形组合及其壳体同位素记录的全新世气候环境变化. *第四纪研究*, 2007, 27: 382–391
- 蒋庆丰, 沈吉, 刘兴起, 等. 西风区全新世以来湖泊沉积记录的高分辨率古气候演化. *科学通报*, 2007, 52: 1042–1049
- 肖霞云, 蒋庆丰, 刘兴起, 等. 新疆乌伦古湖全新世以来高分辨率的孢粉记录与环境变迁. *微体古生物学报*, 2006, 23: 77–86
- Liu X Q, Herzschuh U, Shen J, et al. Holocene environmental and climatic changes inferred from Wulungu Lake in northern Xinjiang, China. *Quat Res*, 2008, 70: 412–425
- 林瑞芬, 卫克勤, 程致远, 等. 新疆玛纳斯湖沉积柱样的古气候古环境研究. *地球化学*, 1996, 25: 63–72
- 林瑞芬, 卫克勤. 新疆玛纳斯湖沉积物氧同位素记录的古气候信息探讨——与青海湖和色林错比较. *第四纪研究*, 1998, 18: 308–318
- 孙湘君, 杜乃秋, 翁成郁, 等. 近 14000 年以来新疆玛纳斯湖的古植被与环境. *第四纪研究*, 1994, 14: 239–247
- 李国胜. 艾比湖最近 20 ka 的氧碳同位素记录与气候突变. *海洋地质与第四纪地质*, 1993, 13: 75–84
- Wei K, Gasse F. Oxygen isotope in lacustrine carbonates of West China revisited: Implications for post glacial changes in summer monsoon circulation. *Quat Sci Rev*, 1999, 18: 1315–1334
- Jean-Charles F, Gasse F, Gibert E. Holocene environmental changes in Lake Bangong basin (Western Tibet). Part 1: Chronology and stable isotopes of carbonates of a Holocene lacustrine core. *Paleogeogr, Paleoclimatol, Paleoecol*, 1996, 120: 25–47
- 袁宝印, 魏兰英, 王振海, 等. 新疆巴里坤湖十五万年来古水文演化序列. *第四纪研究*, 1998, 18: 319–327
- 顾兆炎, 赵惠敏, 王振海, 等. 末次间冰期以来新疆巴里坤湖蒸发盐的沉积记录. *第四纪研究*, 1998, 18: 328–334
- 于革, 王苏民. 欧亚大陆湖泊记录和两万年来大气环流变化. *第四纪研究*, 1998, 18: 360–367
- 吴海斌, 郭正堂. 末次盛冰期以来中国北方干旱区演化及短尺度干旱事件. *第四纪研究*, 2000, 20: 548–558
- 叶玮. 北疆地区全新世气候波动与水热组合特点. *中国沙漠*, 2000, 20: 185–191
- Feng Z D, An C B, Wang H B. Holocene climatic and environmental changes in the arid and semi-arid areas of China: A review. *Holocene*, 2006, 16: 119–130
- An C B, Feng Z D, Barton L. Dry or humid? Mid-Holocene humidity changes in arid and semi-arid China. *Quat Sci Rev*, 2006, 25: 351–361
- Chen F H, Yu Z C, Yang M L, 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
- Morrill C, Overpeck J T, Cole J E. A synthesis of abrupt changes in the Asian summer monsoon since the last deglaciation. *Holocene*, 2003,

- 13: 465–476
- 32 邓小林, 刘振敏. 新疆巴里坤湖的形成与演化. 化工地质, 1992, 14: 17–23
- 33 刘振敏, 邓小林. 新疆巴里坤盐湖卤水中硼、锂、溴、碘的赋存特征. 化工矿产地质, 1995, 17: 87–92
- 34 罗格平, 袁玉江. 巴里坤盆地现代气候波动及近 250 年来的冷暖变化. 冰川冻土, 1991, 13: 77–83
- 35 吴艳宏, 王苏民, 侯新花. 青藏高原中部错鄂全新世湖泊沉积物年代学研究. 中国科学 D 辑: 地球科学, 2006, 36: 713–722
- 36 Shen J, Liu X Q, Wang S M, et al. Paleoclimatic changes in the Qinghai lake area during the last 18000 years. *Quat Int*, 2005, 136: 131–140
- 37 孙千里, 肖举乐. 岱海沉积记录的季风/干旱过渡区全新世适宜期特征. 第四纪研究, 2006, 26: 781–790
- 38 强明瑞, 陈发虎, 张家武, 等. 2 ka 来苏干湖沉积碳酸盐稳定同位素记录的气候变化. 科学通报, 2005, 50: 1385–1393
- 39 韩淑娟, 瞿章. 北疆巴里坤湖内陆型全新世气候特征. 中国科学 B 辑, 1992, 22: 1201–1209
- 40 韩淑娟. 北疆巴里坤湖 500 年来环境变迁. 新疆大学学报(自然科学版), 1991, 8: 80–89
- 41 Reimer P J, Baillie M G, Bard E, et al. Intcal04 terrestrial radiocarbon age calibration, 0–26 cal ka BP. *Radiocarbon*, 2004, 46: 1029–1058
- 42 薛积彬, 钟巍. 新疆巴里坤湖全新世环境记录及区域对比研究. 第四纪研究, 2008, 28: 610–620
- 43 Stuiver M. Climate versus changes in $\delta^{13}\text{C}$ content of the organic component of lake sediments during the Late Quaternary. *Quat Res*, 1975, 5: 251–262
- 44 Gasse F, Anodl F, Fontes J C, et al. A 13000 year climate record from Western Tibet. *Nature*, 1991, 353: 742–745
- 45 Meyers P A. Applications of organic geochemistry to palaeolimnological reconstructions: A summary of examples from the Laurentian Great Lakes. *Org Geochem*, 2003, 34: 261–289
- 46 薛积彬, 钟巍, 赵引娟, 等. 东疆北部全新世气候不稳定性的湖泊沉积记录研究. 中国沙漠, 2008, 28: 648–656
- 47 Xue J B, Zhong W, Zhao Y J, et al. Holocene abrupt climate shifts and Mid-Holocene drought intervals recorded in Barkol Lake, northern Xinjiang, NW China. *Chin Geogr Sci*, 2008, 18: 54–61
- 48 Patricia M M. Holocene sand beaches of southern California: ENSO forcing and coastal processes on millennial scales. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 2006, 232: 73–95
- 49 Miao X D, Mason J A, Goble R J, et al. Loess record of dry climate and Aeolian activity in the early- to mid-Holocene, central Great plains, North America. *Holocene*, 2005, 15: 339–346
- 50 苏明峰, 王会军. 中国气候干湿变率与 ENSO 的关系及其稳定性. 中国科学 D 辑: 地球科学, 2006, 36: 951–958
- 51 张家宝, 陈晓梅. 新疆短期气候研究预测的回顾. 新疆气象, 2001, 24: 1–6
- 52 林振山, 邓自旺. 子波气候诊断技术的研究. 北京: 气象出版社, 1999
- 53 Torrence C, Compo G P. A practical guide to wavelet analysis. *Bull Amer Meteorol Soc*, 1998, 79: 61–78
- 54 Debret M, Sebag D, Crosta X, et al. Evidence from wavelet analysis for a mid-Holocene transition in global climate forcing. *Quat Sci Rev*, 2009, doi: 10.1016/j.quascirev.2009.06.005
- 55 Allen M R, Smith L A. Monte Carlo SSA: Detecting irregular oscillations in the presence of colored noise. *J Clim*, 1996, 9: 3373–3404
- 56 Yang M X, Yao T D, Wang H J. Microparticle content records of the Dundee ice core and dust storm in northwestern China. *J Asian Earth Sci*, 2006, 27: 223–229
- 57 Alley R B, Mayewski P A, Sowers T, et al. Holocene climatic instability: A prominent, widespread event 8200 years ago. *Geology*, 1997, 25: 483–486
- 58 Jostein B, Oyvind L, Svein O D, et al. Strength and spatial patterns of the Holocene wintertime westerlies in the NE Atlantic region. *Glob Planet Change*, 2008, 60: 28–41
- 59 Dykoski C A, Edwards R L, Cheng H, et al. A high-resolution, absolute-dated Holocene and deglacial Asian monsoon record from Dongge Cave, China. *Earth Planet Sci Lett*, 2005, 233: 71–86
- 60 Bjune A, Birks H, Seppa H. Holocene vegetation and climate history on a continental-oceanic transect in northern Fennoscandia based on pollen and plant macrofossils. *Boreas*, 2004, 33: 211–233
- 61 Bjune A, Bakke J, Nesje A, et al. Holocene mean July temperature and winter precipitation in western Norway inferred from palynological and glaciological lake-sediment proxies. *Holocene*, 2005, 15: 177–189
- 62 Yarrow A, Gifford H M, Aslaug G, et al. Holocene temperature history of northern Iceland inferred from subfossil midges. *Quat Sci Rev*, 2008, doi: 10.1026/j.quascirev.2007.09.003
- 63 Alexander A P, Galina K K, Elena V B, et al. Paleoenvironmental proxy records from lake Hovsgol, Mongolia, and a synthesis of Holocene climate change in the lake Baikal watershed. *Quat Res*, 2007, 68: 2–17

- 64 Nesje A, Lie O, Dahl S O. Is the North Atlantic Oscillation reflected in Scandinavian glacier mass balance records? *J Quat Sci*, 2000, 15: 587–601
- 65 汪卫国, 冯兆东, 李心清, 等. 蒙古北部 Gun Nuur 湖记录的全新世气候突发事件. *科学通报*, 2004, 49: 27–33
- 66 Michel M, Carole B, Joel G, et al. Contrasting patterns of hydrological changes in Europe in response to Holocene climate cooling phases. *Quat Sci Rev*, 2003, 22: 1589–1596
- 67 周波涛, 赵平. 古东亚冬季风和夏季风反相变化吗? *科学通报*, 2009, 54: 3136–3143
- 68 郑益群, 于革, 薛滨, 等. 6 ka BP 东亚区域气候模拟及其变化机制探讨. *第四纪研究*, 2004, 24: 28–38
- 69 郑伟鹏, 俞永强. 一个耦合气候系统模式模拟的中全新世时期亚洲季风系统变化. *第四纪研究*, 2009, 29: 1135–1145