



论文

巴丹吉林沙漠全新世的高湖面与泛湖期

王乃昂^{①*}, 宁凯^①, 李卓仑^①, 王奕心^②, 贾鹏^①, 马玲^①^① 兰州大学资源环境学院, 兰州 730000;^② 兰州大学历史文化学院, 兰州 730000

* E-mail: wangna@lzu.edu.cn

收稿日期: 2015-12-25; 接受日期: 2016-02-25; 网络版发表日期: 2016-08-04

国家自然科学基金项目(批准号: 41371114, 41530745)资助

摘要 巴丹吉林沙漠腹地及东南部湖泊众多, 除分布 110 个常年积水湖泊外, 还存在若干季节性湖泊和干涸湖盆. 通过对巴丹吉林沙漠湖泊群的实地考察、湖泊遗迹测量及 ^{14}C 和 OSL 定年, 获得了全新世泛湖期存在的地貌学、沉积学和生物遗迹证据, 揭示了巴丹吉林沙漠全新世早、中期湖盆面积扩大、区域气候相对湿润的特点. 测年结果表明, 巴丹吉林沙漠泛湖期开始于 10cal ka BP, 此前为泥炭发育期或湖沼期(11~10cal ka BP), 大致在 8.6~6.6cal ka BP, 湖泊群达到全新世最大高湖面, 并于晚全新世(约 3.5cal ka 至今)普遍出现退缩乃至干涸. 根据植物钙质根管的形成时代及其所揭示的降水量阈值研究, 巴丹吉林沙漠东南部在 7.7~5.3cal ka BP 期间古降水量可能达到 200mm a^{-1} . 水量平衡计算表明, 百年至千年尺度相对暖湿的区域气候条件, 特别是南部和东南部深层地下水来水量增多, 是巴丹吉林沙漠全新世湖泊群维持和史前文化发展的关键因素.

关键词 巴丹吉林沙漠, 全新世, 高湖面, 泛湖期, 成炭期, 水量平衡, 史前文化

1 引言

巴丹吉林沙漠位于内蒙古高原西部(图1), 面积为 5.2万km^2 , 是世界上沙丘高度最大、我国仅次于塔克拉玛干沙漠的第二大沙漠(朱金峰等, 2010). 由于巴丹吉林沙漠地处东亚夏季风西北缘, 是典型的季风-西风过渡带干旱区(陈发虎等, 2004), 对气候变化的响应比较敏感, 其水循环演变与环境重建一直是国内外共同关注的热点问题之一(Chen等, 2008).

早在20世纪50年代, 国外学者在对非洲撒哈拉

沙漠周边地区的生态学、生物学及自然资源考察研究中, 发现沙漠的扩张、收缩与封闭湖泊的波动有很好的相关性(Pokras和Mix, 1987; Zuppi和Sacchi, 2004). 国内学者认为, 这种良好的相关性是全球气候格局调整的结果(Lu等, 2013). 于革和王苏民(1998)通过欧亚大陆159个湖泊水位资料的综合分析, 认为早全新世亚洲中部干旱区湖泊水位相对中全新世为低, 支持中全新世东亚夏季风增强导致气候湿润的观点. 并利用早期的湖泊记录, 进一步认为我国西部地区(主要是干旱地区)的湖泊水位在13~6cal ka BP相对

中文引用格式: 王乃昂, 宁凯, 李卓仑, 王奕心, 贾鹏, 马玲. 2016. 巴丹吉林沙漠全新世的高湖面与泛湖期. 中国科学: 地球科学, 46: 1106~1115, doi: 10.1360/N072015-00430

英文引用格式: Wang N A, Ning K, Li Z L, Wang Y X, Jia P, Ma L. 2016. Holocene high lake-levels and pan-lake period on Badain Jaran Desert. Science China Earth Sciences, 59: 1633~1641, doi: 10.1007/s11430-016-5307-7

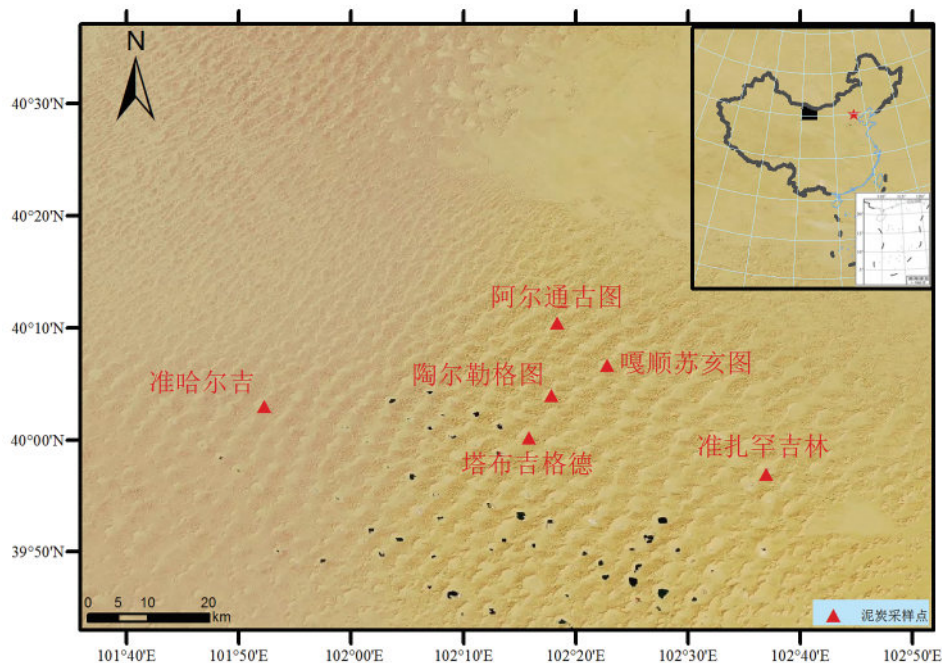


图1 巴丹吉林沙漠湖相沉积探槽剖面及泥炭采样点示意图

较高, 6cal ka BP之后显著变干(于革等, 2000). 与之相反, 也有人提出西风亚洲全新世千年尺度有效湿度变化与季风亚洲早全新世湿润、晚全新世气候干旱存在明显的“错位相关系”, 即中亚内陆干旱区全新世千年尺度有效湿度变化存在着早全新世干旱, 早、中全新世(8~4cal ka BP)有效湿度最大, 晚全新世(4cal ka BP以来)相对湿润、有效湿度下降但高于早全新世的“西风模式”(Chen等, 2008). 近10年来, 杨小平对巴丹吉林沙漠晚更新世以来的环境演变进行了较深入的研究, 认为受中纬度西风环流和极地气团的影响, 在30cal ka BP巴丹吉林和塔克拉玛干两大沙漠地区都经历过较湿润时段(杨小平等, 2000), 提出在全新世早、中期曾出现低盐度的湖泊水体扩张(Yang等, 2010, 2011). 我们近年论证了阿拉善高原晚第四纪的高湖面与大湖期(王乃昂等, 2011), 但限于当时的野外考察不足, 无系统的剖面样点, 限制了对古气候、古水文变化空间格局的探索, 未明确全新世高湖面是否普遍存在的问题.

西北内陆干旱区全新世千年尺度气候变化格局同季风区有很大的区别, 主要表现在内陆区进入全新世适宜期的时间要晚得多(An等, 2000; Wang等, 2001; Wang等, 2013). 在早全新世, 季风区进入湿润

期时, 内陆区可能尚处在暖干环境中, 但这种暖干环境的区域范围有多大? 关于内陆干旱区气候变化的动力机制与季风区气候变化的驱动因子又有哪些不同? 均是值得进一步探讨的问题. 有学者指出, 现有的记录发现, 季风边缘区或者叫过渡区的全新世气候变化较为复杂, 既存在早全新世湿润而中全新世干旱模式, 也存在最湿润时段出现在中全新世或者早中全新世的情况. 由此说明, 经过近数十年的古环境演变研究, 季风-西风过渡带地区依然是探讨环境演变空间格局问题的焦点区域之一.

巴丹吉林沙漠地处我国季风-西风过渡地带, 因此是古环境演变研究的关键地带之一(Yang等, 2010, 2011). 现有干旱区环境重建研究, 侧重考虑了湖面波动对降水和有效湿度的直接响应(杨小平, 2000; Yang等, 2010). 但由于沙漠面积广大, 自然条件严酷, 过去的剖面样点密度较低, 限制了对巴丹吉林沙漠湖泊群空间格局变化的探索, 这就要求在更多地点获取高质量的古气候和古环境代用记录. 特别是对于以地下水补给为主的沙漠腹地封闭型湖泊演化过程如何响应全球气候变化(马宁等, 2014; 吴月等, 2014), 除考虑湖面波动对降水和有效湿度的直接响应外, 还应重视从区域性地下水补给系统变化的角

度去研究和理解巴丹吉林沙漠全新世环境的特殊性及其考古学文化效应。

2 高湖面及其形成时代

2.1 高湖面地貌遗迹

巴丹吉林沙漠与我国其他沙漠显著不同之处, 在于高大沙丘之间的低地分布有很多湖泊。特别是在沙漠东南部, 湖泊分布密集且依一定方向展布, 咸水湖区湖泊长轴多呈NW-SE走向。长期以来, 由于自然条件严酷和交通条件所限, 巴丹吉林沙漠湖泊群的考察和研究一直是薄弱环节。例如, 关于巴丹吉林沙漠湖泊数量的研究主要基于前人资料的记载, 认为在沙漠地区共有144个湖泊(朱震达等, 1980)。但因实地考察的系统性不够, 其得出的湖泊数量具有较大的不确定性。本研究团队通过近6年来的实地考察、原位观测和遥感影像解读, 发现巴丹吉林沙漠地区常年积水湖泊达110个, 湖泊面积一般小于1km²。现存湖泊中面积最大的是布尔德, 其面积为2.32km²; 水最深的是诺尔图(面积为1.5km²), 可达15.9m。在湖盆周围, 植被环湖岸呈带状分布。滨水为沼泽化盐生草甸, 宽数米至十几米, 地下水埋深不到1m, 植物低矮而密, 主要为海韭菜(*Triglochin maritimum*)、海乳草(*Glaux maritima*)和獐茅(*Aelurolittorlis*)等; 往外为

盐生草甸, 宽5~6m至数十米, 地下水埋深1m左右, 植物高大茂密, 建群成分为芦苇(*Phragmites communis*)和芨芨草(*Achnatherum splendens*)等; 再往外围, 主要为白刺(*Nitraria tangutorum*), 形成高1~3m的灌丛沙堆(于守忠等, 1962)。

巴丹吉林沙漠湖泊群绝大多数为封闭的淡水湖、咸水湖、盐湖或卤水湖, 由于沙漠腹地湖泊面积较小的原因, 迄今未发现典型的类似同心圆状或近于平行的多级砂砾质岸堤。但在湖泊扩张期仍普遍存在代表湖泊相对稳定阶段的湖岸线证据, 诸如粉细砂组成的湖成阶地、环带状钙华和沙坝等。对于部分高湖面的地貌形态, 本研究团队利用GPS、莱卡全站仪进行了地理坐标、相对高度测量。例如, 东南部的准扎罕吉林为已干涸的湖盆, 仅每年春季有季节性积水。分布最高的湖相沉积地层海拔高度约1271m, 高出现今湖盆低洼中心(39°57'17"N, 102°37'09"E, 海拔高度1245m)约26m, 利用莱卡全站仪测量的相对高差则为25.9m。在已测量的16个湖盆中, 高湖面的相对高度在6.4~37m之间(表1)。

野外考察发现, 在巴丹吉林沙漠腹地的西部湖泊群, 指示湖面位置的地貌形态除湖岸阶地外, 还分布有较多的环带状钙华堆积(图2a和b), 其上并可见芦苇根孔痕迹。例如, 在西巴彦诺尔(蒙古语为“水多”之意)湖泊东南岸明显存在湖岸阶地, 在阶地前

表1 巴丹吉林沙漠湖盆景观与高湖面地貌特征^{a)}

湖盆名称	湖盆景观	高湖面地貌特征	相对高度(m)	测点地理坐标	
				纬度(N)	经度(E)
准扎罕吉林	季节性积水、盐湖	湖岸阶地、湖积物	25.9	39°57.03'	102°37.34'
包尔准图	微咸水湖	湖岸阶地、岸堤	12.3	39°50.1'	102°36.71'
呼和吉林	咸水湖	湖岸阶地、湖滩岩	36.9	39°52.32'	102°27.96'
准吉格德	咸水湖	湖岸阶地、风蚀台地	21.7	39°51.91'	102°17.91'
哈尔吉	季节性积水	湖岸阶地	11.5	39°59.04'	102°11.35'
巴嘎吉格德	咸水湖	湖岸阶地	6.4	39°48.3'	101°59.74'
瑙滚诺尔	咸水湖	湖岸阶地、CaCO ₃ 胶结	23.8	40°03.46'	102°04.28'
格日图	盐湖	湖岸阶地、钙华带	10.8	39°57.07'	101°50.34'
木日图	咸水湖	湖岸阶地、钙华	15.8	39°58.59'	101°48.61'
西诺尔图	盐湖	湖岸阶地、钙华	13.4	40°1.40'	101°44.29'
道仑那马格	干涸、灌丛沙堆	湖岸阶地、钙华带	13.4	40°5.82'	101°37.46'
西巴彦诺尔	咸水湖	湖岸阶地、钙华带	18.9	39°51.73'	101°28.55'
哈布特诺尔	咸水湖	湖岸阶地、钙华带	18.3	39°52.85'	101°26.3'
梧桐海子	盐湖、季节性积水	湖岸阶地、钙华	15.4	39°57.66'	101°24.61'
大古海子	干涸、灌丛沙堆	湖岸阶地、钙华	20.1	39°56.03'	101°18.82'
芨芨草海子	干涸、盐湖	湖岸阶地、钙华	17.0	39°59.17'	101°12.3'

a) 相对高度的测量, 如果是干涸湖盆, 则为相对于干涸盆最低处的高度; 如果是常年积水湖泊, 则为相对湖泊水面的高度

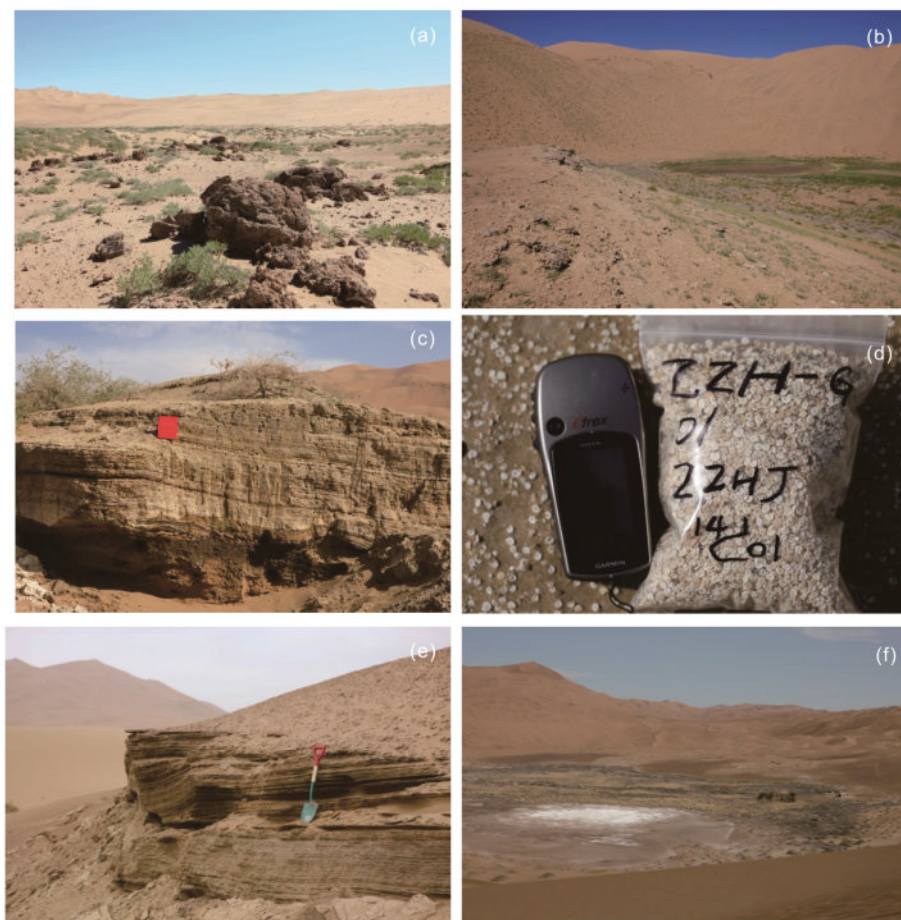


图2 巴丹吉林沙漠全新世高湖面地貌景观与湖相沉积

(a) 巴彦诺尔钙华带高出今湖面约17m; (b) 那木其图湖岸阶地高出今湖面约18m; (c) 准扎罕吉林湖相沉积及泥炭层; (d) 准扎罕吉林高湖面扁卷螺壳体; (e) 准扎罕吉林高湖面弱胶结沙丘斜层理; (f) 准扎罕吉林现代湖盆景观

缘人工开挖80cm深度,即发现锈斑状黏土质粉砂,为典型湖相沉积.该阶地宽约10m,高出现代湖面18.9m,向湖侧为环带状钙华堆积,高出湖面17.1m.在其西北方向3.5km的哈布特诺尔(蒙古语为“平湖”之意),湖岸阶地拔湖高度18.3m,钙华堆积带高出湖面15.9m.巴丹吉林沙漠众多湖泊地貌遗迹的发现,足可证明高湖面与泛湖期存在的古地理事实.

2.2 高湖面湖相沉积

高湖面的沉积学证据主要包括湖岸堤、钙华堆积、泥炭等遗迹.杨小平等在巴丹吉林沙漠东南部的研究给出了现代湖泊区地貌面或沙山上一些有机物(有机碳(organic carbon)和黑碳(black carbon))、淡水

螺壳体的 ^{14}C 年龄(Yang等,2010),指出了巴丹湖、诺尔图、扎拉特等地全新世早中期存在湖面扩张.这些证据,为确定全新世泛湖期的年代范围研究提供了重要的参考.通过近6年来的野外考察,我们在巴丹吉林沙漠腹地湖泊群与干涸湖盆中又有大量沉积学证据的新发现(图2c~e).例如,在近年重点考察研究的准扎罕吉林(蒙古语“北面的白湖”之意),地表分布有灰黑色、铁锈色湖相沉积层及被湖水浸润过的弱胶结沙丘斜层理等古湖面扩大的证据,也是该湖盆古湖岸线达到最大高度的指示,根据1:50000地形图确定其海拔高度约1271m.湖滩地表暴露的泥炭沉积层,含有芦苇等植物残体,其上湖相沉积水平层理清晰,并可见淡水螺壳体大量存在.

2.3 高湖面形成时代

本文的高湖面,是指巴丹吉林沙漠湖泊群全新世演化的鼎盛期,对应泛湖期水位最高、湖面相对稳定、湖岸地貌发育的特征阶段.在准扎罕吉林,于高出现代湖盆低洼中心约26m的东南最高古湖岸地表,先后采集了4组淡水螺壳体进行¹⁴C测年,年代结果显示在7.3~8.6cal ka BP水位达到全新世最高位置.在其他湖盆高湖面采集的淡水螺壳体和芦苇根孔钙华样品,¹⁴C年代的统计结果则显示在6.6~8.6cal ka BP之间普遍出现高湖面,湖泊水量有较大幅度的增长.与巴丹吉林沙漠毗邻的腾格里沙漠,同样存在全新世高湖面.我们近10年来获得的测年结果,显示腾格里沙漠高湖面主要出现于6.3~7.7cal ka BP之间(表2),恰当全新世气候适宜期.

关于高湖面的形成时代,需要说明湖泊沉积年龄是否存在“碳库效应”问题.2011年,在巴丹吉林沙漠东南缘沃斯格图湖畔采集的扁平螺壳体(39°36.9'N, 102°30.4'E)测年结果为125±30a BP(实验室编号BA111630),耳萝卜螺壳体(39°36.8'N, 102°30.7'E)为325±30a BP(实验室编号BA111631).地处巴丹吉林沙漠西北缘的进素图海子(俗名“天鹅湖”),其补给来源与沙漠腹地湖泊群一致,主要依靠地下水补给.2006年在该湖北岸(42°0'26"N,

101°35'07"E)采集的水草,测年结果为现代(实验室编号LUG06-132),不存在“碳库效应”.总之,通过现代水草样品、淡水生物壳体的测年实验,表明以地下水为主要补给来源的巴丹吉林沙漠湖泊不存在确定的“碳库效应”,亦即¹⁴C样品测年结果受库储效应影响很小,在千年尺度上其测年结果无需进行校正即可用于相关讨论.因此,本文所测¹⁴C年代的可靠性,为复原全新世特征阶段古地理环境特征提供了可靠的年代学基础.

3 泛湖期及其持续时间

泛湖期主要指全新世常年积水湖泊数量增多、湖水普遍出现淡化和湖泊水位由上升到下降的整个过程.巴丹吉林沙漠全新世高湖面与泛湖期除上述地貌学、沉积学证据外,还残留有耳萝卜螺、扁卷螺壳体、植物根管、泥炭植物残体等生物遗迹(图2c和d),这无疑为确定百年至千年尺度的泛湖期年代范围与古环境特征提供了可能.

3.1 全新世成炭期与泛湖期开始时间

巴丹吉林沙漠不属于泥炭带,但在特定阶段,由于受冷湿气候的影响,具有稳定的水分补给条件而引起水体沼泽化,遂在地貌部位适宜的湖泊洼地发

表2 巴丹吉林沙漠和腾格里沙漠全新世高湖面测年结果^{a)}

沙漠名称	采样点地理坐标		测年物质	¹⁴ C年龄(a BP)	日历年龄(cal a BP)(2σ)	实验室编号
	纬度(N)	经度(E)				
巴丹吉林	39°56.10'	102°37.37'	扁卷螺	7615±35	8364~8511	BA111087
巴丹吉林	39°57.03'	102°37.33'	扁卷螺	7205±40	7951~8157	BA121087
巴丹吉林	39°57.05'	102°37.4'	耳萝卜螺	7825±25	8549~8639	BA121088
巴丹吉林	39°57.03'	102°37.33'	扁卷螺	6584±64	7335~7585	LUG1356
巴丹吉林	39°52.32'	102°27.63'	扁卷螺	7585±35	8345~8428	BA130559
巴丹吉林	39°52.37'	102°27.65'	扁卷螺	7345±30	8035~8285	BA130560
巴丹吉林	39°57.28'	101°50.27'	钙华	6119±62	6799~7169	LUG1399
巴丹吉林	40°1.40'	101°27.4'	钙华	5971±71	6654~6990	LUG1398
巴丹吉林	39°51.73'	101°28.55'	钙华	7696±69	8386~8595	LUG1355
巴丹吉林	39°52.85'	101°26.3'	钙华	6065±70	6752~7157	LUG13120
巴丹吉林	39°57.66'	101°24.61'	钙华	6636±65	7428~7607	LUG13131
腾格里	39°08'42"	104°08'01"	耳萝卜螺	6350±114	6755~7316	LUG0307
腾格里	39°08'42"	104°08'01"	有机碳	6688±100	7342~7725	LUG0305
腾格里	39°06'52"	103°58'07"	耳萝卜螺	6062±67	6538~6888	LUG02114
腾格里	39°08'34"	104°07'51"	耳萝卜螺	5530±40	6280~6403	BA04212
腾格里	38°58'19"	102°11'50"	耳萝卜螺	6285±71	6789~7170	LUG0378

a) 常规¹⁴C测量在兰州大学西部环境教育部重点实验室,编号为LUG; AMS¹⁴C测量在北京大学科技考古与年代学实验室,编号为BA.年代结果通过CALIB6.1程序,选择IntCal09校正模式校正成日历年

育了泥炭层. 根据野外调查, 在准哈尔吉、阿尔通古图、嘎顺苏亥图、陶尔勒格图、准扎罕吉林等湖盆均发现成片的埋藏泥炭. 其埋藏深度约2.4~4.9m, 泥炭层厚度约20~62cm. 这些埋藏泥炭不仅埋藏浅、泥炭层较薄, 而且其理化性质分析结果具有草本泥炭的特点, 大部分泥炭发热量小于8360J/g, 为低热值泥炭(刘永和等, 2003).

作为不同分解程度的松软有机体堆积物, 泥炭有机质含量可达30%以上. 巴丹吉林沙漠腹地湖泊岸边地带芦苇茂密, 已发现的埋藏泥炭中的植物残体主要是芦苇的根、茎和叶鞘, 说明它们主要是在芦苇沼泽环境下发育的, 即以芦苇泥炭居多. 泥炭成层明显, 产状水平, 底板多为风成中细砂层. 在准扎罕吉林不仅发现有埋藏深度约3.45~3.85m的泥炭层, 而且还有因风蚀作用而出露的泥炭层. 经野外采集近地表、地层出露和埋藏深度345~385cm的泥炭植物残体进行AMS ¹⁴C测年(表3), 结果表明泥炭发育期为全新世初期(11~10cal ka BP). 本文根据其在巴丹吉林沙漠的发育具有普遍性特征, 称之为第一湖沼期(即全新世初成炭期). 其底板中细砂层的光释光(OSL)测年结果如下: 泥炭层下140cm处为(76±7)ka, 100cm处为(71±8)ka. 不仅天然出露的泥炭层测年结果未出现倒置现象, 且与埋藏泥炭的年代具有很好的一致性, 说明5个泥炭样品的测年结果具有较高的可信度, 可代表巴丹吉林沙漠全新世初成炭期的年代范围.

过去认为全新世(Holocene)开始于1万年前(10ka BP), 主要是根据¹⁴C年龄确定的, 称为¹⁴C年. 后来发现¹⁴C年要经过树轮校正, 才能得到正确的实际的年代, 即日历年. 校正后全新世开始的日历年尚无一致意见, 目前多采用距今10~11cal ka BP. 如果将全新世初泥炭发育结束期确定为泛湖期的开始时间, 则其上湖相沉积层底、顶板对应的年代范围可确定为泛湖期的持续时间. 根据高湖面近地表耳萝卜螺年代

结果与钙华测年结果在8.5~8.6cal ka BP, 已属早全新世, 因此高湖面之前的泛湖期开始时间无疑应在早全新世.

位于巴丹吉林沙漠腹地的嘎顺苏亥图(40°06'43"N, 102°22'52"E), 开挖探槽剖面厚度420cm. 野外现场观察表明, 湖泊沉积过程连续且具有明显的韵律层, 可以指示泛湖期开始时间. 从该剖面不同埋藏深度的湖沼沉积物提取有机碳进行测年, 其中深度292cm处的测年结果为9761~9551cal a BP(LZU14180), 深度180cm处的结果为9671~9525cal a BP(BA142137), 亦证明巴丹吉林沙漠腹地泛湖期开始于早全新世.

3.2 史前文化遗存与泛湖期衰退时间

研究表明, 新石器时代的古人类活动遗址分布主要受技术进步因素影响(Chen等, 2015), 同时也受环境变迁的制约. 在干旱地区, 人们近水居住在各种地貌面上, 直接受湖泊水位升降的影响, 因此人类居住地的兴衰与迁移也是追溯古湖面变化的证据之一. 我们在文物普查报道的51处史前文化遗迹基础上(范荣南等, 2012), 通过近两年在巴丹吉林沙漠的考古系统调查, 发现存在新石器中晚期、青铜时代文化遗存的湖盆达110处. 根据器物类型组合特征, 可推断这些史前文化主要为马家窑文化和四坝文化. 前者以农业为主要生业方式, 其中的马厂类型(马家窑文化晚期, 时代为4500~4000cal a BP)文化遗址在河西走廊及毗邻地区明显增加, 主要家畜有猪、羊和牛, 同时使用细石器现象比较普遍. 巴丹吉林沙漠出土的部分彩陶不仅具有马家窑文化的特点, 且2014年芨芨草海子出土彩陶双耳罐中的炭屑年龄为3987~4219cal a BP(实验室编号LZU14289), 完全符合马厂期文化的时代范围. 四坝文化(绝对年代为公元前2000~前1500年)则是在河西走廊马厂文化基础

表 3 巴丹吉林沙漠准扎罕吉林泥炭层测年结果

采样点地理坐标		采样深度(cm)	测年物质	¹⁴ C年龄 (a BP)	日历年龄 (cal a BP)(2σ)	实验室编号
纬度(N)	经度(E)					
39°57.52'	102°37.50'	近地表	植物残体	9145±35	10232~10402	BA111624
39°57.33'	102°37.42'	近地表	植物残体	9505±40	10607~11073	BA111625
39°57.45'	102°37.48'	地层出露	植物残体	9150±35	10233~10406	BA111623
39°57.22'	102°37.22'	348	植物残体	9245±50	10265~10555	BA121090
39°57.22'	102°37.22'	385	植物残体	9560±45	10721~11098	BA121089

上发展而来的青铜时代文化, 主要分布在河西走廊的中段和西段(李水城等, 2010). 因游牧活动, 携带的器皿小型化, 传递出气候干旱化的信息. 巴丹吉林沙漠出土的陶器多小型带耳平底器, 不见大型彩陶器, 反映独特的半农半牧生业方式, 具有四坝文化的组合特点. 特别是哈布特诺尔曾出土四坝文化典型器皿彩陶四耳罐(范荣南等, 2012), 为其他文化少见或不见.

靠近水源是干旱沙漠地区聚落定位考虑的重要因素, 即逐湖岸而居, 在巴丹吉林沙漠更是如此. 马家窑文化出现于距今5500~4000cal a BP的新石器时代中晚期, 时代上限较本文的最大高湖面出现时期有所滞后, 在巴丹吉林沙漠主要分布于湖泊岸堤及向湖侧的平坦地貌面上. 例如, 我们在沙漠腹地塔布吉格德的调查发现, 除湖盆西北侧为高大沙山背风坡不适宜古人居住外, 史前文化遗存基本沿湖岸呈环带状分布. 同时, 这些史前文化遗迹分布较有特点, 时间越早, 往往位置越高, 即随着时间的推移, 人类活动遗址逐渐向现今湖岸方向推进. 例如, 在木日图新石器中晚期彩陶(图3a)遗址点相对现代湖面高度11m, 低于高湖面钙华带约5m. 在准扎罕吉林, 细石器(图3b)出土地高出彩陶片分布最低地点约18m,

高出现今牧民居住点约25m. 音德尔图彩陶出土地相对湖面高度32m, 高出现代居民点约30m(图3c). 芨芨草海子高湖面相对高差17m, 其上分布陶片、陶纺轮等, 彩陶双耳罐(图3d)出土点低于高湖面约8m. 青铜器时代以后进入全新世晚期(约3.5cal ka BP至今), 伴随着区域自然环境转向凉、干, 区域地下水补给量逐渐减少, 沙漠腹地湖泊群开始大幅度退缩乃至干涸, 湖泊普遍出现咸化. 根据上述史前文化遗存分布的地貌部位, 可以推断高湖面退缩的开始时间可能在马厂文化时期. 由于环境的变化, 先民的活动逐渐从巴丹吉林沙漠退出, 使这一地区行将跨入文明门槛的史前文化趋于衰落, 并造成汉唐文化遗存在该沙漠腹地及东南湖泊区的缺失现象.

史前文化遗存固然可以作为高湖面退缩的间接证据, 但直接的证据无疑首推湖泊沉积记录. 根据探槽剖面揭示的湖相沉积判断, 准扎罕吉林泛湖期结束阶段依然为湖沼环境, 其标志为灰黑色沉积层(相应全新世初的成炭期, 可称为巴丹吉林沙漠第二湖沼期). 由中国科学院盐湖化学分析测试部进行的光释光(OSL)样品分析结果表明, 准扎罕吉林剖面点(39°57'13.24"N, 102°37'13.36"E)在4.0ka前后仍为湖泊相, 沼泽相约始于(2.7±0.2)ka(表4). 其他如嘎顺苏



图3 巴丹吉林沙漠新石器中晚期至青铜时代文化遗存

(a) 木日图彩陶片出土地, 拔湖 11m; (b) 准扎罕吉林高湖面出土的细石器; (c) 音德尔图彩陶片出土地, 拔湖 32m; (d) 芨芨草海子彩陶罐出土点低于高湖面 8m

表 4 巴丹吉林沙漠干湖盆湖沼沉积及风成沙层光释光测年结果

取样地点	深度(cm)	沉积相及部位	含水量(%)	OSL年龄(ka)	实验室编号
准哈尔吉	63	湖沼层顶部	4	2.7±0.2	N-85
嘎顺苏亥图	70	现代风沙层底部	5	1.3±0.1	N-91
准扎罕吉林	78	现代风沙层底部	<10	0.23±0.05	N-95
准扎罕吉林	133	风水两相	<10	0.51±0.06	N-94
准扎罕吉林	178	湖沼相底部	<10	2.7±0.2	N-93
准扎罕吉林	218	湖泊相	<10	4.0±0.3	N-92
准扎罕吉林	泥炭层下100	泥炭层下古风成沙	23	71±8	N-97
准扎罕吉林	泥炭层下140	泥炭层下古风成沙	31	76±7	N-96

亥图、准哈尔吉探槽剖面的OSL年龄,也显示巴丹吉林沙漠泛湖期大致结束于晚全新世(约3.5cal ka至今). 尽管目前的测年结果还较为缺少,不同湖盆、不同地貌部位探槽剖面的年代也存在一定差异,但宏观上仍可判断巴丹吉林沙漠泛湖期主要出现在全新世早、中期. 这与杨小平关于巴丹吉林沙漠相对湿润气候开始于10cal ka BP到中全新世后期(Yang等, 2010)的看法比较一致.

4 泛湖期的古环境特征

4.1 高湖面时期的降水量

植物钙质根管是由次生碳酸盐所形成的陆生植物根系结壳(Jaillard等, 1991; Kosir, 2004)广泛分布于半干旱地区的石灰质土壤中并伴随着季节性的土壤水分亏损(Klappa, 1980; Gocke等, 2011),如地中海地区等. 由于其形成过程需要相应的气候条件(主要是降水量达到临界阈值),因此具有一定的环境指示意义(Jaillard等, 1991; Kosir, 2004; Gocke等, 2014). 在巴丹吉林沙漠东南部及腹地亦广泛分布地质历史时期的植物钙质根管(陈建生等, 2004). 本研究团队通过年代统计学方法,探讨了阿拉善高原沙漠钙质根管的形成时代及其揭示的环境意义. 结果发现,在阿拉善高原沙漠地区植物钙质根管主要形成于气候相对湿润期,受到有效湿度的严格控制,可以指示当时降水量的增加程度和植物钙质根管形成的降水量阈值.

我们近年在巴丹吉林沙漠采集的植物根管,形成时代大都在全新世中期,年代统计结果为7.7~5.3cal ka BP(Li等, 2015),与上述高湖面形成时代具有较好的一致性. 根据植物钙质根管形成的降水量阈值,推测当时的降水量可能达到200mm a⁻¹(Li

等, 2015),明显高于现代沙漠腹地的降水量. 这一结果不仅与本文确定的全新世高湖面与泛湖期在时间上具有较好的对应关系,同时在区域气候变化上也具有关联性,均揭示了其相对暖湿的古气候环境特征(Xiao等, 2009; Liu等, 2015). 同时,在研究区东南约150km、腾格里沙漠西北缘的石羊河流域,重建的全新世中期年降水量较现代高37%、接近300mm(郭晓寅等, 2000; 赵强等, 2007),两地的研究结果是自洽而不矛盾的.

4.2 高湖面时期的水量平衡

根据古湖泊的沉积相、滨湖地貌、生物遗迹和文化遗存所指示的环境变化分析湖面的升降波动,借助水热平衡模式进行古降水量乃至地下水补给的定量恢复,是迄今古气候研究领域中不同于气候模拟之外进行水量平衡重建的一种行之有效的方法. 在千年时间尺度上,可以忽略新构造运动与湖泊沉积对湖盆容积的影响. 那么,气候就成为决定封闭湖泊湖水体积的主要因素. 因此,通过湖水体积变化或湖面波动的研究,可以推论古气候的变化情况. 已如上述,位于沙漠腹地的准扎罕吉林保存有较好的湖面波动信息. 其湖盆形态为一具中等陡坡地的封闭湖盆(图2f),最大高湖面面积(1.83km²)与深度(26m)之比较小,而盆地深度(约98m)与湖水深度(26m)之比很大,是适合于湖面波动与水量平衡研究的理想场所. 按照最大高湖面时期形成植物钙质根管的降水量阈值为200mm、湖面年蒸发量1450mm(音德尔图涡度相关系统观测结果),粗略估算(未考虑地面汇流过程)准扎罕吉林当时地下水补给量约为2.3×10⁶m³,所接受的地下水补给与大气降水约为6.3:1,与现代定位观测结果具有较好的一致性.

本研究团队2012年在音德尔图(约1.03km²)建立

有涡度相关系统和水位观测站, 获得了2012-03-25至2012-09-10连续的降水量、蒸发量和湖泊水位变化数据资料. 湖泊水位3月底之后略有升高, 至4月22日达到峰值, 之后在波动中明显下降. 在2012-03-25至2012-09-10的170天内, 音德尔图水位下降了230.4mm, 降水量为79.0mm, 蒸发量则达952.2mm, 根据水量平衡计算出地下水补给总量为642.8mm. 按照湖泊面积 1.03km^2 计算, 补给水量体积为 $6.44\times 10^5\text{m}^3$, 湖泊所接受的地下水补给与大气降水约为8:1. 尽管目前对巴丹吉林沙漠地下水的补给来源仍存在相当大的争议, 但可以肯定, 当巴丹吉林沙漠来自南部、东南部的深层地下水补给量增大时, 其源区地下水量、降水量必然增大. 换言之, 全新世高湖面所反映的大气降水、地下水补给量增多, 无疑是区域气候变化导致有效湿度增加的结果.

5 初步结论

(1) 野外考察结合遥感影像分析, 得出巴丹吉林沙漠有常年积水湖泊110个. 在现代湖泊群的东北侧, 全新世初期(11~10cal ka BP)有较为普遍的泥炭发育, 称之为全新世成炭期; 泛湖期约开始于10cal ka BP, 大致结束于晚全新世晚期(约3.5cal ka BP至今).

(2) 全新世早、中期形成的湖泊群数量和水域面积远大于现今, 大致在8.6~6.6cal ka BP前后广泛出现高湖面, 反映区域深层地下水补给量增多. 当时沙漠东南部古降水量可能达到 200mm a^{-1} 以上, 沙漠外围地区、尤其东南部山区和祁连山等地降水量亦相应增多, 在百年至千年尺度的气候变化上呈现暖湿组合的水热配置特征.

(3) 在全新世早、中期, 对于巴丹吉林沙漠东南部, 不仅是夏季风带来的水汽及其锋面降水有利于维持全新世的湖泊群与高湖面, 有效湿度、尤其区域深层地下水补给增加无疑是全新世泛湖期维持和史前文化发展的关键因素. 至于准确的区域地下水补给在全新世高湖面水量平衡中的量级或贡献率是多少, 则是今后值得深入研究的新课题.

参考文献

陈发虎, 吴薇, 朱艳, Holmes J A, Madsen D B, 金明, Oviatt C G.

2004. 阿拉善高原中全新世干旱事件的湖泊记录研究. 科学通报, 49: 1-9
- 陈建生, 赵霞, 汪集旻, 顾慰祖, 盛雪芬, 苏治国. 2004. 巴丹吉林沙漠湖泊钙华与根状结核的发现对研究湖泊水补给的意义. 中国岩溶, 23: 277-282
- 范荣南, 景学义, 张震洲. 2012. 草原文明的见证. 银川: 阳光出版社. 19-69
- 郭晓寅, 陈发虎, 施祺. 2000. GIS技术和水热平衡模型在古湖泊水文重建研究中的应用. 地理科学, 20: 422-426
- 李水城, 水涛, 王辉. 2010. 河西走廊史前考古调查报告. 考古学报, 2: 229-264
- 刘永和, 孟宪民, 王忠强. 2003. 泥炭资源的基本属性、理化性质和开发利用方向. 干旱区资源与环境, 17: 18-22
- 马宁, 王乃昂, 赵力强, 张振瑜, 董春雨, 沈士平. 2014. 巴丹吉林沙漠腹地降水事件后的沙山蒸发观测. 科学通报, 59: 615-622
- 王乃昂, 李卓仑, 程弘毅, 李育, 黄银洲. 2011. 阿拉善高原晚第四纪高湖面与大湖期的再探讨. 科学通报, 56: 1367-1377
- 吴月, 王乃昂, 赵力强, 张振瑜, 陈立, 陆莹, 吕晓楠, 常金龙. 2014. 巴丹吉林沙漠诺尔图湖泊水化学特征与补给来源. 科学通报, 59: 1140-1147
- 杨小平. 2000. 近3万年来巴丹吉林沙漠的景观发育与雨量变化. 科学通报, 45: 428-434
- 于革, 王苏民. 1998. 欧亚大陆湖泊记录和两万年来大气环流变化. 第四纪研究, 18: 360-367
- 于革, 薛滨, 王苏民, 刘健. 2000. 末次盛冰期中国湖泊记录及其气候意义. 科学通报, 45: 250-255
- 于守忠, 李博, 蔡蔚棋. 1962. 内蒙古西部戈壁及巴丹吉林沙漠考察. 治沙研究(中国科学院治沙队). 第3号. 北京: 科学出版社. 96-108
- 赵强, 李秀梅, 王乃昂. 2007. 6700~5800 yr BP期间石羊河流域的水量平衡. 干旱区资源与环境, 21: 84-91
- 朱金峰, 王乃昂, 陈红宝, 董春雨, 张华安. 2010. 基于遥感的巴丹吉林沙漠范围与面积分析. 地理科学进展, 29: 1087-1094
- 朱震达, 吴正, 刘恕. 1980. 中国沙漠概论. 北京: 科学出版社. 68-76
- An Z S, Porter S C, Kutzbach J E, Wu X H, Wang S M, Liu X D, Li X Q, Zhou W J. 2000. Asynchronous Holocene optimum of the East Asian monsoon. Quat Sci Rev, 19: 743-762
- Chen F H, Dong G H, Zhang D J, Liu X Y, Jia X, An C B, Ma M M, Xie Y W, Barton L, Ren X Y, Zhao Z J, Wu X H, Jones M K. 2015. Agriculture facilitated permanent human occupation of the Tibetan Plateau after 3600 BP. Science, 347: 248-250
- Chen F H, Yu Z C, Yang M L, Ito E, Wang S M, Madsen D B, Huang X Z, Zhao Y, Sato T, John B, Birks H, Boomer I, Chen J H, An C B, Wünnemann B. 2008. Holocene moisture evolution in arid central Asia and its out-of-phase relationship with Asian monsoon history. Quat Sci Rev, 27: 351-364
- Gocke M, Pustovoytov K, Kühn P, Wiesenberger G, Löscher M,

- Kuzyakov Y. 2011. Carbonate rhizoliths in loess and their implications for paleoenvironmental reconstruction revealed by isotopic composition: $\delta^{13}\text{C}$, ^{14}C . *Chem Geol*, 283: 251–260
- Gocke M, Hambach U, Eckmeier E, Schwark L, Zoller L, Fuchs M, Loscher M, Wiesenberg G L B. 2014. Introducing an improved multi-proxy approach for paleoenvironmental reconstruction of loess-paleosol archives applied on the late Pleistocene Nussloch sequence (SW Germany). *Paleogeogr Paleoclimatol Paleoecol*, 410: 300–315
- Jaillard B, Guyon A, Maurin A. 1991. Structure and composition of calcified roots, and their identification in calcareous soils. *Geoderma*, 50: 197–210
- Klappa C F. 1980. Rhizoliths in terrestrial carbonates: Classification, recognition, genesis and significance. *Sedimentology*, 27: 613–629
- Kosir A. 2004. *Microcodium* revisited: Root calcification products of terrestrial plants on carbonate-rich substrates. *J Sediment Res*, 74: 845–857
- Li Z L, Wang N A, Cheng H Y, Ning K, Zhao L Q, Li R L. 2015. Formation and environmental significance of late Quaternary calcareous root tubes in the deserts of the Alashan Plateau, northwest China. *Quat Int*, 372: 167–174
- Liu S Z, Deng C L, Xiao J L, Li J H, Paterson G A, Chang L, Yi L, Qin H F, Pan Y X, Zhu R X. 2015. Insolation driven biomagnetic response to the Holocene warm period in semi-arid east Asia. *Sci Rep-UK*, 5, doi: 10.1038/srep08001
- Lu H Y, Yi S W, Xu Z W, Zhou Y L, Zeng L, Zhu F Y, Feng H, Dong L N, Zhuo H X, Yu K F, Mason J, Wang X Y, Chen Y Y, Lu Q, Wu B, Dong Z B, Qu J J, Wang X M, Guo Z T. 2013. Chinese deserts and sand fields in last glacial maximum and Holocene Optimum. *Chin Sci Bull*, 58: 2775–2783
- Pokras E M, Mix A C. 1987. Earths precession cycle and Quaternary climatic-change in tropical Africa. *Nature*, 326: 486–487
- Wang N A, Li Z L, Li Y, Cheng H Y. 2013. Millennial-scale environmental changes in the Asian monsoon margin during the Holocene, implicated by the lake evolution of Huahai lake in the Hexi Corridor of northwest China. *Quat Int*, 313: 100–109
- Wang Y J, Cheng H, Edwards R L, An Z S, Wu J Y, Shen C C, Dorale J A. 2001. A high-resolution absolute-dated late Pleistocene monsoon record from Hulu Cave, China. *Science*, 294: 2345–2348
- Xiao J L, Chang Z G, Wen R L, Zhai D Y, Itoh S, Lomtatidze Z. 2009. Holocene weak monsoon intervals indicated by low lake levels at Hulun Lake in the monsoonal margin region of northeastern Inner Mongolia, China. *Holocene*, 19: 899–908
- Yang X P, Ma N N, Dong J F, Zhu B Q, Xu B, Ma Z B, Liu J Q. 2010. Recharge to the inter-dune lakes and Holocene climatic changes in the Badain Jaran Desert, western China. *Quat Res*, 73: 10–19
- Yang X P, Scuderi L, Paillou P, Liu Z T, Li H W, Ren X Z. 2011. Quaternary environmental changes in the drylands of China: A critical review. *Quat Sci Rev*, 30: 3219–3233
- Zuppi G M, Sacchi E. 2004. Hydrogeology as a climate recorder: Sahara-Sahel (North Africa) and the Po Plain (Northern Italy). *Glob Planet Change*, 40: 79–91