距今 42~18 ka 腾格里沙漠古湖泊及古环境

张虎才^① 马玉贞^{①*} 彭金兰^② 李吉均^① 曹继秀^① 祁元^① 陈光杰^① 方红兵^①
穆德芬^① H. J. Pachur^③ B. Wünnemann^③ 冯兆东^①

(^①教育部中国西部环境系统国家重点实验室, 兰州大学资源与环境学院, 兰州 730000; ^②中国科学院南京地质与古生物研究所, 南京 210008; ^③Institute of Geographical Sciences, Free University of Berlin, Melteserstr 74-100, 12249 Berlin, Germany.

* 联系人, E-mail: yzhma@lzu.edu.cn)

摘要 腾格里沙漠在距今约 42~18 ¹⁴C kaBP 曾形成总面积超过 20000 km² 的湖泊. 古湖泊的形成开始于 42~37 kaBP; 在 35~22 kaBP 期间古湖泊出现最高水位且居高波动, 形成“腾格里大湖期”. 22~20 kaBP 期间湖水位一度下降, 但在 20~18.6 kaBP 湖面再次有所升高, 之后水位下降, 至 18 kaBP 大面积湖泊消失. 大湖期湖泊以淡水至微咸水为特征, 推测当时腾格里沙漠及邻区降水量显著增加; 年均降水量比现今高 250~350 mm, 年均气温较现今高 1.5~3.0℃, 为一较温暖的半湿润气候环境.

关键词 腾格里沙漠 古湖泊 古环境

腾格里沙漠为阿拉善台地东南部一断陷盆地, 东界贺兰山, 西北以雅布赖山为界与巴丹吉林沙漠相隔, 北部以哈拉乌山为界, 南部与祁连山山前洪积扇前缘相接. 区内大部分为流动沙丘覆盖, 在地势低凹部位, 形成了以地表径流(石羊河)、局部降水、地下水为补给的众多零星分布的小湖泊及盐湖. 区内气候干燥、降水量小, 潜蒸发量极大, 温差变化大, 全年多西北风, 为一典型内陆干旱气候环境.

大量研究表明, 腾格里沙漠不仅存在大量现代干盐湖、盐类沉积及湖相沉积, 而且保存有完好的古湖岸阶地、大范围的古湖相沉积、丰富的古生物化石(孢粉、软体及介形类). 大量年代测定数据显示, 腾格里沙漠在晚更新世晚期曾一度发育面积巨大的古湖泊^[1~5]. 特别是在 35~22 kaBP 的“腾格里大湖期”, 是中国西部干旱区距今 15 万年以来气候环境变化最具特点的一个时期. 与“腾格里大湖期”相应的古湖相沉积, 不仅存在于现代干旱、极端干旱的巴丹吉林沙漠和新疆准噶尔地区^[3,6,7], 而且可以与其他位于北半球干旱带^[8~10]及青藏高原相应时期古湖泊^[11~13]的发育历史进行对比. 大范围古湖泊存在的事实说明, 晚更新世晚期大气环流形式及水文循环过程曾发生过根本性的调整并与现代大不相同.

1 材料及方法

在前期工作的基础上, 我们对白碱湖古湖岸阶地样品进行了年代测定; 对腾格里沙漠西北部与雅布赖山前过渡区地貌及河湖相沉积进行了测量、分析

和年代测定; 对东部古湖泊的分布范围进行调查. 重新开挖了断头梁(DTL)和土墩槽(TDC)剖面并进行了详细的野外描述和连续采样. 对所获断头梁剖面样品进行了总有机碳(TOC)和总无机碳(TIC)含量分析、元素地球化学分析、孢粉和介形类鉴定及部分稳定同位素分析. 同时, 对大量样品进行了常规放射性 ¹⁴C 和 AMS 测年, 材料包括了有机质(碳屑)、瓣鳃壳及部分 CaCO₃. 这些测年工作是由兰州大学地理科学系 ¹⁴C 实验室、中国科学院兰州沙漠研究所 ¹⁴C 实验室、德国汉诺威 ¹⁴C 实验室和美国 Miami Beta 实验室测定. 为了便于对比, 放射性 ¹⁴C 半衰期统一从 5730 年校正为 5568 年.

1.1 古湖岸阶地系列及生物遗迹

相对完整的古湖岸阶地系列客观地记录了湖水位稳定存在的地质事实, 它与湖滨沉积、生物遗迹一起构成了最明确而可靠的证据.

考察发现, 在腾格里沙漠内部白碱湖东北部(39° 09' N, 104° 10' E)存在有完整的古湖岸阶地^[1,2]. 据激光水准仪测定数据, 完整而连续的最高级湖岸阶地 T₆ 高出现代干盐湖面 30~31 m, 海拔高度达 1320~1321 m. 从其顶部掘深 1.6 m 及后期流水切割断面(B₂₂)观察, T₆ 以湖滨相砂砾石为主. 次湖岸阶地 T₅(主湖岸)高出干盐湖面 22 m 左右, 其地貌形态最具代表性并可分为 3 部分: 外侧一不完整的破碎岸堤(T₅₁)和内侧 2 道平行岸堤(T₅₂, T₅₃), 形态完整, 沉积结构清晰, 均含丰富的瓣鳃类 *Corbicula fluminea* Müller (河篮蚬)和 *Corbicula largillierti philippi*(湖蓝蚬)及少

量腹足类化石. 古湖岸 T₄, T₃ 和 T₂ 阶地面上, 均发现有与大量软体动物化石共生的介形虫化石(图 1).

1.2 区域湖相沉积地层及其对比

腾格里沙漠(及相关邻区)多处可见古湖泊相沉积, 其中以西北部的断头梁剖面、土墩槽剖面、中部的白碱湖钻孔岩芯剖面及东北邻区的吉兰泰剖面为典型代表(图 2).

从区域对比结果来看, 不同地区湖相沉积地层相变很大, 很难进行详细对比. 另一方面, 由于对白碱湖钻孔岩芯及吉兰泰剖面年代控制较差, 湖相地层是否同时形成, 即腾格里沙漠东部及西部古湖泊是否同时形成, 尚待进一步研究揭露.

根据雅布赖盆地已有地质资料和周家井-查干敖包钻孔地质剖面资料, 该区以湖相沉积地层为主, 并与

图 1 白碱湖湖岸阶地系列及年代
据文献[1]改绘

图 2 腾格里沙漠及邻区晚更新世地层对比

1,2. 黏土质粉砂; 3. 砂; 4. 黏土; 5. 碳酸盐; 6. 砂砾石; 7. 湖岸砾石; 8. 地层扰动; 9. 瓣鳃类; 10. 沙楔

砂层交互出现, 显示了较频繁的环境变化历史. 在查干敖包山坡南麓 1300~1320 m 海拔高度的位置上分布的砂砾石, 由于其中见有可与白碱湖古湖岸阶地 T₅ 瓣鳃类化石相同的软体动物化石, 故有可能是大湖期古湖岸低达的位置. 与此相对应, 位于其西的雅布赖山东麓出口一带的河湖相沉积(图 3)成为大湖期高湖面存在的又一证据. 该剖面位于 39° 43' 51"N, 103° 07' 9"E, 高出现代冲沟面 4.25 m. 剖面中, 分别在 1.35~1.50, 2.00~2.40, 3.20~3.30, 3.60~3.75, 3.85~3.95 和 4.00~4.05 m 处形成近似于静水环境的河湖相

沉积(已有的介形虫组合支持这一结构, 主要种属见有: *Ilyocypris gibba*, *Heterocypris salina*, *Eucypris* sp., *Candona Candida*, *Candoan Compressa*, *Limnocythere inopinata*, *Cyprideis torosa*). 2.00~2.05 m 处的碳屑和 3.20~3.30 m 处有机质 ¹⁴C 测年分别为(29430 ± 1090) 和(25390 ± 690) aBP, 分别与断头梁剖面中揭示的高湖面时代对应. 根据该剖面的沉积特征, 我们分别做出地层中对应于高湖面的 6 个时期, 从老到新分别标注为 a~f, 并可与图 6 中高湖面对比.

钻孔资料揭示, 在民勤盆地第四纪地层厚度最

图 3 雅布赖山前地貌及河湖相沉积

大可达 240 m 以上(甘肃省地矿局及民勤县水利局水文钻孔, 内部资料), 并广泛存在与“腾格里大湖期”对应的河湖相沉积. 这说明在腾格里沙漠的西部, 该时期湖相地层是广泛存在的.

在腾格里沙漠与乌兰布和沙漠之间, 分布有著名的吉兰泰盐池. 在盐池北北西方向沙丘之下广泛分布厚达 4.47~5.00 m 的湖相黏土沉积层(见图 2). 这套湖相地层向东延伸至乌兰布和沙漠内部. 根据现有年代数据及地层对比判断, 这层湖相沉积属大湖期产物. 与此沉积地层对应, 在哈拉乌山东麓广泛分布有湖滨相砂砾层, 并含有与白碱湖古湖岸阶地相同的瓣鳃类化石, 应是古湖泊到达的位置. 虽然吉兰泰古湖与该时期古黄河的关系尚需进一步研究(即黄河可能在某一时期并未流经东渡峡口趋北而行, 而是在银川盆地形成广泛的湖泊, 如银川盆地 CK₁ 钻孔剖面中 ¹⁴C 测年为(33.6 ± 1.4) ka 的第 28 层湖相沉积^[14], 并以分散的河湖流经毛乌素沙漠东去), 但可以肯定的是该时期吉兰泰古湖面积是相当广大的. 位于阿左旗境内贺兰山西麓分布有形成于该时期广厚的砾石层^[15].

1.3 典型湖相沉积: 断头梁剖面

腾格里大湖期湖相沉积地层以断头梁剖面为典型代表, 研究程度较高. 该套沉积可分 6 段(图 4), 自上而下描述如下:

第 1 段(0~34 cm): 湖滨砾石层, 夹有黏土质粉砂, 含有瓣鳃类化石, 钙质胶结.

第 2 段(34~80 cm): 以灰绿色、灰褐色为主的杂色黏土质细砂砾层, 钙质胶结, 为浅水环境富含 CaCO₃ 沉积, 其中 34~40 cm 处 ¹⁴C 测年(除瓣鳃化石层外, 均为有机质测年, 下同)为(18860 ± 340) aBP; 75~80 cm 处 ¹⁴C 测年为(20060 ± 410) aBP.

第 3 段(80~150 cm): 其中 80~113 cm 为湖滨砾石层, 颗粒粗细均一, 无明显胶结松散, 少见软体动物化石; 113~118 cm 为厚达 5 cm 的纯瓣鳃化石层(以河蓝蚬和湖蓝蚬为主), ¹⁴C 测年为(21150 ± 420) aBP; 118~125 cm 为砂砾石层, 钙质胶结, 坚硬; 125~135 cm 为湖滨砾石层, 砾石大小均一, 无明显胶结, 松散; 135~150 cm 为灰白色粉砂, 无任何明确证据指示为流水搬运沉积, 为一典型风砂层.

第 4 段(150~322 cm): 其中 150~175 cm 为灰白色黏土质粉砂, 上部颗粒较粗, 下部为粉砂质黏土, 颗

图 4 断头梁地层剖面、测年数据及深度-年代关系
图例同图 2

粒较细, 具沉积层理, 见有软体动物化石, 170~175 cm 处 ¹⁴C 测年为(22950 ± 530) aBP; 175~180 cm 为灰白色风成粉砂层, 含软体动物化石碎片, 松散无胶结, 本层在剖面中出露极为稳定, 为一标志层; 180~211 cm 变化较大, 可见有软体动物化石, 其中 180~190 cm 为褐黄色粉砂质黏土层, 局部夹有细粉砂层, 层理清楚, 190~200 cm 为青灰色细粉砂层, 夹有灰白色黏土层, 富含 CaCO₃, 200~202 cm 为一褐黄色粉砂质黏土细层, 剖面上十分明显, 202~211 cm 为一灰白色细粉砂层, 夹有灰白色黏土层(富含 CaCO₃); 211~217 cm 为灰白色富含 CaCO₃ 质黏土层, 含大量腹足类及瓣鳃类化石, 层理清晰, 沉积稳定, ¹⁴C 测年为(24150 ± 600) aBP; 217~232 cm 为灰白色富含 CaCO₃ 质黏土层, 与灰白色细粉砂层交互, 含腹足类化石, 其中 224~228 cm 处含大量腹足类化石, 220~224 cm 处 ¹⁴C 测年为(24660 ± 610) aBP; 232~236 cm 为褐黄色粉砂层, 属风成砂; 236~260 cm 为灰白色富含 CaCO₃ 黏土层, 夹有青灰色细粉砂层, 形成黏土质粉砂、粉砂质黏土交互层; 242~246 cm 处 ¹⁴C 测年为(25820 ± 660) aBP;

260~272 cm 为黏土质粉砂层, 色杂; 272~294 cm 为灰白色富含 CaCO_3 质黏土层, 有褐黄色斑点(有机质), 含软体动物化石碎片, 290~294 cm 处 ^{14}C 测年为 (30520 ± 1260) aBP; 294~298 cm 为浅黄色细粉砂层, 含腹足类化石; 298~322 cm 为灰白色、灰绿色、青灰色富含 CaCO_3 杂色质黏土层, 具层理, 含腹足类化石, 317~322 cm 处 ^{14}C 测年为 (35160 ± 1930) aBP.

第 5 段(322~360 cm): 红色砂砾石夹黄褐色黏土, 为上部湖相沉积与下部干盐湖相沉积的扰动过渡层.

第 6 段(360~400 cm): 棕红色砂砾石层(未见底), 砾石直径可达 1 cm 左右.

断头梁剖面深度-年代回归分析结果(见图 4)表明它们具有很好的相关性. 这说明: (1) 年代数据是可靠的; (2) 地层中无大的沉积间断, 基本可视为连续沉积.

2 数据与结果

腾格里沙漠古湖泊沉积及相关古生物化石年代测定数据列于表 1. 这些数据大多采用可靠的有机质 ^{14}C 测年并均在其有效测年范围内(< 40 ka). 每个剖面均有多个测定结果而且在同一连续剖面中(如断头梁和土墩槽剖面)深度-年代回归分析具有很好的相关性, 数据之间无倒转现象或其他非正常情况出现, 因而这些测年数据应是可信的. 对经预处理用于 ^{14}C 测年的瓣鳃类化石样品进行 X 射线衍射分析, 结果显示它们由单一的文石矿物构成, 没有与外界进行过化学交换而受到污染. 对同一采样点化石样品(如白碱湖阶地)在不同实验室进行平行分析, 结果均在误差范围内. 因此, 测年数据应是可信、可靠的.

2.1 大湖期的年代及湖泊范围

通过对白碱湖湖岸阶地的精确测量和年代测定, 我们获得了湖岸阶地的年代序列(见图 1). 其中 T_6 未能获得合适的测年材料, 但由于 T_6 除仅在局部受后期湖岸外入湖流水切割外, 并无被再次改造的痕迹, 应是腾格里大湖期最高湖面期的产物. 在文献[1,2]中认为其形成时代应与湖相沉积下界一致, 根据实测年代数据及沉积速率推估其年代约为 38000~32000 aBP. 但这仍需可靠测年数据的进一步证实.

T_5 湖岸阶地 ^{14}C 测年结果在 32560~22220 aBP 之

间, 这与断头梁剖面沉积地层及以总无机碳含量(TIC)为参数所指示的高湖面期(见图 6)一致. 虽然在 30520, 25290 和 23100 aBP 湖面有所降低, 但仍维持较大的面积, 形成延续至 35000~22000 aBP, 持续时间达 13000 年左右的“腾格里大湖期”.

白碱湖湖岸阶地 T_5 最年轻的年代数据为 $(22220 \pm 180) \sim (22480 \pm 590)$ aBP. 这与断头梁剖面所记录的自 22170 aBP 湖水位开始下降的年代相一致, 至 21600 aBP 湖水降低使断头梁一带成为湖滩相并在 21150 aBP 再次出现浅水环境而形成厚达 5 cm 的瓣鳃化石堆积层. 虽然后期仍出现湖水升高的记录, 但“腾格里大湖期”的历史已基本终结了.

根据白碱湖湖岸阶地 T_5 的海拔高度及断头梁、雅布赖山相关沉积的海拔高度, 并考虑不同地点相应时期湖相地层出现的深度和后期冲洪积切割、沉积覆盖、沙丘掩盖和可能的构造运动的影响, 文献[1,2]中按 1310 m 等高线所圈定的古湖泊面积为 16250 km^2 . 后期考察发现, 在阿拉善左旗境内仍有大面积的湖相沉积区, 加之 1310 m 等高线比 T_5 实际湖岸阶地及相关沉积要低 2~3 m, 我们有理由认为腾格里大湖期的湖泊范围至少在 20000 km^2 以上, 应是大而浅、以大部分地区连片成湖为主, 同时有独立、半连续游移水域的湖泊. 但现在我们仅能圈出古湖泊的大体轮廓(图 5), 具体可靠的古湖泊范围仍需进一步的调查研究方有可能给出.

2.2 地球化学参数与古湖水位波动

元素地球化学分析结果(图 6)表明, 断头梁剖面中总有机碳(TOC)含量不高, 最大为 0.69%. 这种现象究竟是因湖泊本身生物生产量及外源输入量有限还是因后期分解造成, 尚待进一步研究. Mg/Ca , Sr/Ca 值除在剖面下部及上部个别段落(如 3.2~4.0, 0.8~1.3, 0~0.4 m)有变化外, 在整个剖面中比较稳定, 这可能与在腾格里大湖演化过程中基本保持淡水-半咸水性性质有关. Ca , Mg , K , Na , Fe , Mn 及 PO_4 含量变化具有明显的相关性并以 Ca 含量最高. 总无机碳(TIC)含量与 Ca 含量高度相关, 这说明无机碳是以 CaCO_3 的形式存在的. 这与我们在不同的实验室用不同的分析方法所获结论一致.

通过对比发现, TIC 的含量变化与古湖泊水位波

表 1 腾格里沙漠及邻区 ¹⁴C 测年数据(均未校正)

地点	北纬	东经	¹⁴ C 年代/aBP	材料
吉兰泰	图 5 中研究点①		9360 ± 120	碳酸钙
			15770 ± 210	碳酸钙
			7130 ± 106	有机质
			25230 ± 610	碳酸钙
雅布赖	39°43′51″	103°07′09″	25390 ± 690	有机质
			29430 ± 1090	碳屑
断头梁	39°37′21″	103°55′13″	18860 ± 340	有机质
			20060 ± 410	有机质
			21150 ± 420	瓣鳃类
			22950 ± 530	有机质
			24150 ± 600	有机质
			24660 ± 610	有机质
			25820 ± 660	有机质
			30520 ± 1260	有机质
			35160 ± 1930	有机质
土墩槽	39°32′53″	103°46′37″	20420 ± 400	有机质
			21910 ± 460	
			23770 ± 590	
			24480 ± 640	
			26270 ± 760	
			29780 ± 1150	
			32260 ± 1540	
			37410 ± 2850	
白碱湖阶地	39°09′	104°10′	32520 ± 840	瓣鳃类
			31520 ± 840	瓣鳃类
			31360 ± 1240	瓣鳃类
			29480 ± 560	瓣鳃类
			26430 ± 980	瓣鳃类
			22710 ± 380	瓣鳃类
			22480 ± 590	瓣鳃类
			22220 ± 180	瓣鳃类
			8450 ± 90	腹足类
			5360 ± 60	腹足类
			5100 ± 70	腹足类
			3560 ± 60	腹足类
			1860 ± 60	碳酸钙
			1370 ± 60	碳酸钙
白碱湖钻孔	39°01′17″	104°01′37″	35660 ± 420	AMS
			27150 ± 620	碳酸钙
			31060 ± 220	AMS
			26990 ± 1060	碳酸钙
白碱湖剖面	39°00′54″	104°00′54″	6670 ± 100	碳酸钙
			6420 ± 70	
			3320 ± 130	
			1910 ± 60	
			970 ± 60	
阿拉善盟	图 5 中研究点①①		21020 ± 360	有机质
			19900 ± 330	
			15850 ± 220	
			9720 ± 120	
红水河剖面 (上部)	38°10′46″	102°45′53″	7290 ± 120	有机质
			6920 ± 70	
			6550 ± 80	
			5840 ± 120	
			5060 ± 120	
			4520 ± 90	
			4410 ± 80	
			3620 ± 120	
红水河剖面 (下部)	38°10′44″	102°45′56″	3160 ± 90	有机质
			20690 ± 860	
			20600 ± 260	
			16520 ± 160	
			16330 ± 190	
			11470 ± 160	
			10738 ± 150	
			10370 ± 130

图 5 腾格里大湖期的古湖泊估测分布范围及主要研究点

1. 沙漠; 2. 季节性河流; 3. 晚更新世湖沼分布范围; 4. 现代湖泊及盐湖; 5. 冲洪积扇; 6. 湖堤; 7. 边界未定的晚更新世湖泊分布范围;
8. 海拔高度; 9. 研究点

动紧密相关. 以 TIC 含量 2% 为界限, 为古湖水位高于或低于其在剖面中的位置所指示的高度. 这一点可以从典型湖相沉积(TIC 含量>2%)、典型风成砂标志层(TIC 含量<2%), 近湖浅滩—湖岸沉积和贝壳层(TIC 含量≈2%)出现的位置与 TIC 含量变化得以证明. 基于此, 我们可以认为断头梁剖面中 TIC 的变化可以作为“腾格里大湖期”湖面波动的一种代用参数. 以 TIC 含量 2% 为参照, TIC 含量愈高, 湖水位也愈高, 湖水深度增加; 若 TIC 含量小于 2%, 则指示湖水位低于该样品所处的高度. 但应该指出的是: TIC 含量大小与湖水深度之间并不存在简单的线性关系.

从断头梁和土墩槽剖面(见图 2)下部湖相地层年代数据推断, 断头梁一带在 42000(40000)~38000 aBP 前后开始出现地下水位升高并出现湖泊环境, 但很不稳定, 波动很大; 35000 aBP 前后古湖泊扩大到断头梁地区, 随之湖水位迅速升高, 形成大范围的湖泊. 至距今 21000 aBP 前贝壳层的存在也说明此时该地区为浅水-湖滩环境. 之后的约 1000 年的时段内该区基本上为浅滩环境, 沉积了典型的砂砾石层; 在

20140~18770 aBP 前后湖水位有较明显的回升, 使断头梁一带再次成为浅湖环境. 在此之后, 湖水位再次降低, 至 18000 aBP 前湖水退出该区, 从此之后, 古湖泊逐步瓦解消失, 结束了腾格里大面积湖泊存在的历史.

2.3 腾格里古湖形成的气候环境: 湖面波动与气候变化的关系

根据断头梁和土墩槽剖面实测年代数据, 采取不同的沉积速率推算, 晚更新世晚期腾格里古湖泊最早可能出现于 42000~40000 aBP 前后, 但其分布范围有限. 在 40000~37000 aBP 期间, 湖泊规模有所扩大, 形成较大的分布范围. 如果断头梁剖面及其他地区剖面底部广泛出露的褐红色-棕红色干盐湖相沉积与上部湖相沉积之间无大的沉积间断, 那么, 根据元素地球化学特征、孢粉分析结果^[4](进一步的详细讨论将另文发表, 下同)可以认为在 42000~37000 aBP 期间, 研究区气候环境是冬寒夏热、地下水位较高、蒸发强烈. 之后, 在 37000~36000 aBP 的一段时期, 断头梁剖面下部 3.20~3.60 m 处的地层扰动及相邻土墩

图 6 DTL 剖面元素及环境地球化学参数
元素含量单位为 mg/g, 元素比值为摩尔比

<https://engine.scichina.com/doi/10.1360/csb2002-47-24-1847>

槽剖面下部的沙质充填裂隙(沙楔)显示研究区可能曾一度处于寒冷气候控制之下,形成冰缘环境.

35000~21000 aBP 期间,气候温和,形成高湖面期,微体化石丰富^[3,5],以 *Limnocythere inopinata*(单体个数可达 56~5200 个/20 g,丰度可达 32.8%~98.6%)、*Darvinula stvensoni* 和 *Candona neglecta* 为主,说明湖水以淡水-半咸水为特征.孢粉分析结果^[4]指示,“腾格里大湖期”研究区植被与现今大不相同,反映了一种总体较温湿的气候环境.

剖面中有机质含量不高,以 CaCO_3 为主的化学沉积活跃.湖面波动与气候变化紧密相关,气候温湿时湖面上升,气候干寒时湖面下降.(21150 ± 420) aBP 形成的厚达 5 cm 的纯瓣鳃类化石堆积说明,尽管此时孢粉植物群已经开始发生了变化,但气候环境仍然十分适宜于瓣鳃类的生存.孢粉植物群显示 21000~20000 aBP 时期气候进一步恶化,但研究区仍然保持湖相浅滩环境,微体化石丰富,种类较多,微体化石总数达 617 个/20 g,其中 *Limnocythere inopinata* 为 393 个/20 g, *Darvinula stvensoni* 为 202 个/20 g, *Candona neglecta* 为 16 个/20 g. 20000~18000 aBP 期间气候较前期有所好转,湖面有所上升, CaCO_3 沉积量增大但有波动,微体化石数量再次大幅增高(总数达 8424 个/20 g),其中 *Limnocythere inopinata* 达 6544 个/20 g, *Darvinula stvensoni* 达 1560 个/20 g, *Candona neglecta* 达 168 个/20 g. 距今 18800 aBP 以后,湖面再次下降,至 18000 aBP 前后为浅滩相,孢粉植物群显示气候恶化, CaCO_3 沉积逐渐减少,标志着气候环境的恶化.

根据腾格里大湖的面积、沉积特征、古生物及孢粉组合特征,推测当时的气候条件应较现代温暖而湿润,至少流域内降水量大为增加并保持降水/蒸发平衡.首先,初步分析结果表明,断头梁剖面中典型湖相沉积 $\delta^{18}\text{O}$ 值为-6.9‰~-8.0‰,平均值为-7.6‰.根据红水河剖面的研究结果^[16]可以估算“腾格里大湖期”温度比现今高 1.4~3.0℃.其次,断头梁剖面介形类化石组合中喜暖种 *Ilyocypris gibba* 和对温度要求十分苛刻的雄性幼体 *Limnocythere inopinata* 的出现^[3,5]指示其水温应不低于 10℃,比现今高 2.2~3.0℃.最后,雅布赖山前剖面(见图 3)及断头梁剖面孢粉组合显示当时森林下界已降至雅布赖山高度,与研究区及邻区现代森林下界相比,下降了 400~600 m.由此推算其温度比现今高 2.0~3.0℃,年降水量比现今多

250~350 mm,而且年内降水分布较为均匀.这样,可以得出“腾格里大湖期”的气候一般特征为:温度比现今大致高 1.5~3.0℃,年降水量比现今高 250~350 mm.从整体上来看,研究区南部祁连山区森林下界下降,植被发育,成为腾格里大湖流域的主要外源水份补给区;东部贺兰山森林下界下降,降水丰沛,冲洪积发育;西部雅布赖山地出现森林,降水丰沛,冲洪积发育.

3 讨论与结论

腾格里大湖出现于末次冰期间冰段,即深海氧同位素第 3 阶段中晚期.在这之后,是末次冰期最盛期(深海氧同位素第 2 阶段).那时,全球气温大幅度下降,冰量剧增,北欧、北美曾一度发育巨大的冰盖,南极冰盖也增大扩张,中低纬度高山出现大范围的冰进,全球海平面下降 120 m 以上;沙漠面积急剧扩张,黄土沉积面积增大,环境恶化,是地质历史中近 15 万年以来经历的最严酷气候时期.第 3 阶段腾格里大湖期的出现,并不是独立的现象,在古居延海地区,该时期同样有巨大面积的湖泊发育;我国新疆的柴窝堡^[6]、博斯腾湖(最新考察结果)、准噶尔^[7]、土耳其的 Konya 湖^[8]及阿拉伯沙漠地区^[9]同样发现有该时期湖泊沉积或高湖面记录;西伯利亚构成 Karginsk 或 Karga 间冰段组合,出现 3 次温暖、2 次寒冷气候波动,在 42~33 kaBP 出现气候高于现代的温暖气候^[17].对位于西伯利亚北部 Taymyr 半岛 Labaz 湖泊(70°N, 99°E)环境演化历史最新研究表明,在约 48000~25000 aBP 前,其气候环境比现今要温暖湿润^[18].蒙古高原北部戈壁面积在 34.4, 30.7, 28.9 及 24.5 kaBP 发生大面积退缩同时形成相应的古土壤^[19].在青藏高原西北部西昆仑山与喀喇昆仑山之间,深海氧同位素 3 阶段的湖面曾扩大至现代湖面的 3 倍以上,在 40~20 kaBP 形成了统一的大湖^[11],哈拉湖湖面高出现湖面 23 m(CaCO_3 结壳 ^{14}C 测年(26190 ± 520) kaBP,代表湖岸形成的晚期年代),柴达木盆地察尔汗盐湖面积一度急剧扩大,根据钻孔岩芯中的石盐-水包体 δD 和 $\delta^{18}\text{O}$ 测定推算,50~30 kaBP 期间,年均温度高出现代 2℃左右^[12];青海湖湖面高出现湖面 140 m^[13](本文作者对湖岸砾石层中淡水腹足类化石壳 ^{14}C 测年为(33980 ± 1100) aBP,相关 CaCO_3 结壳 ^{14}C 年龄为(27210 ± 470) aBP);高原西南部的扎布耶茶卡出现高出现湖面 179 m 的高湖面,形成巨大的淡水湖泊^[20].高原上的动植物证据也支持这一结

论, 西藏林芝湖相沉积中在 36 kaBP 出现羯牛牙齿和藤本植物化石, 指示当时气候比现在温暖湿润^[21], 若尔盖 RM 孔揭示深海气同位素 3 阶段早期植被由 4 阶段的高山和亚高山草甸转变为高山针叶林和草甸, 达全新世暖期的水平^[22], 并形成晚更新世以来高原面上人类活动十分活跃的一个时期^[23]. 根据这些事实我们可以推论, 在距今 20000~40000 年前, 青藏高原面上大部分地区气候环境的总体水平应较现代温湿得多, 才有条件形成现代甚至全新世高温期未有的湖泊及古生物组合. 这一点已被冰芯研究所证实. 在古里雅冰芯中, 58~32 kaBP 的 $\delta^{18}\text{O}$ 值高于现代, 出现异常值, 表明其温暖程度达到了间冰期水平^[24,25]. 另外, 也存在这一时段不同时期气候较为寒冷的证据. 例如从哈尔滨黄山黑色淤泥层孢粉推算当时气温较低, 黄山组发育有冰缘现象并存在喜冷动物猛犸象 (*Mammathus Prinignus*) 和披毛犀 (*Coelodonta antiguitlis*) 化石^[26]. 从孢粉组合也推出当时气温较低的结论^[26,27]. 看来要进行详细对比, 进一步的综合研究工作是十分必要的, 特别是对地层和古生物化石年代的确定及孢粉资料的解释方面更为必要. 需要强调的一点是, 虽然在不同研究区根据不同资料得出的冷暖程度不同, 但是该时段降水量增加、为一潮湿时期的结论却是一致的.

关于温湿第 3 阶段气候的解释, 目前尚未定论. 是因澳洲高压穿越赤道, 北上气流导致东亚季风增强, 造成东亚夏季降水显著增高^[28]? 还是因青藏高原经深海氧同位素 3 阶段前期升温导致冰雪量大减, 植被异常茂盛, 反射率大幅度降低, 高原对大气的热源作用大为增强, 增加了热低压吸引印度洋湿润气流北上, 降水增多^[29,30]? 还需进一步研究. 30000~40000 年前印度洋季风的加强虽然可以解释青藏高原温湿气候环境的成因机制^[30], 然而如是解释欧亚大陆中高纬度地区诸多的温湿气候环境记录却显得证据不足. 若以此阶段西风环流增强、水气输送能力提高使降水量大增来解释湖泊的形成及水位升高, 却与西风环流导致冷湿气候环境而与湖泊形成、水位升高出现于温湿气候环境的地质记录相悖. 如果把深海氧同位素 3 阶段大面积湖泊形成和湖泊高水位出现这一事件与极地冰芯记录中 CO_2 和 CH_4 含量^[31]、 $\Delta^{14}\text{C}$ 值^[32] 及 ^{10}Be 含量变化^[33] 联系起来的话, 恐怕单

一因素或原因均不能令人信服地解释这一现象. 越来越多的研究结果表明, 这一时期温湿的气候环境特别是降水量的显著增加在全球中低纬度地区多有表现, 预示着该时期全球大气环流特别是水文循环可能存在根本性的调整. 随着深海氧同位素 3 阶段研究计划^[34] 的深入和扩展, 将会有更多、更可靠的数据和研究结果为探求其形成机理提供前提. 因此, 我们认为, 只有在大量研究的基础上, 把外部因素(太阳辐射)、区域特征(青藏高原)和全球特征(海平面大幅度下降、洋流改变、大气环流重组)结合起来, 并与全球系统变化相联系, 通过气候模拟(而不仅仅是文字讨论)才有可能对这一地质事实做出合理的解释.

致谢 作者对一直关心、支持本研究的刘东生、施雅风、安芷生、王苏民、孙湘君、汪品先、丁仲礼、郭正堂等先生及其他同行表示衷心感谢. 本工作受国家自然科学基金(批准号: 49971015)、教育部及中德合作研究项目和国家重点基础研究发展规划项目(G2000048701)资助.

参 考 文 献

- 1 Pachur H J, Wünnemann B, Zhang H. Lake evolution in the Tengger Desert, Northwestern China, during the Last 40000 years. *Quaternary Research*, 1995, 44: 171~180
- 2 张虎才, Wünnemann B. 腾格里沙漠晚更新世以来湖相沉积年代学及高湖面期的初步确定. *兰州大学学报*, 1993, 33(2): 91~97
- 3 Wünnemann B, Pachur H J, Zhang H C. Climatic and environmental changes in the deserts of Inner Mongolia, China, since the Late Pleistocene. In: Alsharhan A S, Glennie K W, Whittle G L, et al, eds. *Quaternary Deserts and Climatic Changes*. Balkema: Rotterdam and Brookfield, 1998. 381~394
- 4 马玉贞, 张虎才, 李吉均, 等. 腾格里沙漠晚更新世孢粉植物群与气候环境演变. *植物学报*, 1998, 40(9): 871~879
- 5 彭金兰, 张虎才, 马玉贞. 腾格里沙漠晚更新世湖相沉积介形类及其环境意义. *微体古生物学*, 1998, 15(1): 22~30
- 6 王靖泰, 焦克勤. 柴窝堡-达坂城地区地貌, 第四纪沉积及湖面变化. 见: 施雅风, 曲耀光, 编. 柴窝堡-达坂城地区水资源与环境. 北京: 科学出版社, 1989. 11~22
- 7 Rhodes T E, Gasse F, Lin R, et al. A late Pleistocene-Holocene lacustrine record from Lake Manas, Zunggar (northern Xinjiang, western China). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 1996, 120: 105~121
- 8 Roberts N, Erol O, de Meester T, et al. Radiocarbon chronology of the late Pleistocene Konya Lake, Turkey. *Nature*, 1979, 281: 662~664
- 9 McClure H A. Radiocarbon Chronology of late Quaternary lakes in the Arabian Desert. *Nature*, 1976, 263: 755
- 10 Pachur H J, Wünnemann B. Late Pleistocene Lake Deposits in the Great Sand Sea of Egypt. *Palaeogeography, Palaeoclimatology,*

Palaeoecology (in printing)

11 李炳元, 张青松, 王富葆. 喀喇昆仑山-西昆仑山地区的湖泊演化. 第四纪研究, 1991, (1): 64~71

12 张彭熹, 张保珍, 洛温斯坦 T K, 等. 古代异常钾盐蒸发的成因——以柴达木盆地察尔汗盐湖钾盐的形成为例. 北京: 科学出版社, 1993. 10~48

13 陈克造, Bowler J M, Kelts K. 四万年来青藏高原的气候变迁. 第四纪研究, 1990, 1: 31~32

14 童国榜, 石英, 郑宏瑞, 等. 银川盆地第四纪地层学研究. 地层学杂志, 1998, 22(1): 42~51

15 Hofemann J. Geomorphologische Untersuchungen zur jungquartären Klimaentwicklung des Helanshan und Seines Westlichen Vorlandes. Berliner Geographische Abhandlungen, 1993, 57: 1~187

16 Isayeva L L. Late Pleistocene Glaciation of North Central Siberia. In: Velichko A A, ed. Late Quaternary Environment of the Soviet Union. London: Longman, 1984. 21~30

17 Zhang H C, Ma Y Z, Wünnemann B, et al. A Holocene climatic record from arid Northwestern China. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 2000, 162: 389~401

18 Andreev A A, Siegert C, Klimanov V A, et al. Late Pleistocene and Holocene vegetation and climate on the Taymyr lowland, Northern Siberia. Quaternary Research, 2002, 57: 138~150

19 Feng Z D. Gobi dynamics in the Northern Mongolian Plateau during the past 20000+yr: Preliminary results. Quaternary International, 2001, 76-77: 77~83

20 郑绵平, 向军. 青藏高原盐湖. 北京: 科学技术出版社, 1989. 14~33, 203~219

21 Huang W P, Ji H X. The climate and uplift of the Qinghai-Xizang (Tibet) Plateau, in the Late Pleistocene and Holocene Geological and Ecological Studies of Qinghai-Xizang Plateau. Beijing: Science Press, 1981. 225~230

22 沈才明, 唐领余, 王苏民. 若尔盖地区 22000 年以来的植被与气候. 微体古生物学报, 1996, 13(4): 401~406

23 Huang Weiwen. The Prehistoric human occupation of the Qinghai-Xizang Plateau. Göttingen Geographische Abhandlungen, Heft, 1997, 95: 201~219

24 姚檀栋, Thompson L G, 施雅风, 等. 古里雅冰芯中末次间冰期以来气候变化记录研究. 中国科学, D 辑, 1997, 27(5): 447~452

25 Thompson L G, Yao T, Davis M E, et al. Tropical climate instability: The last glacial cycle from a Qinghai-Tibetan ice core. Science, 1997, 276: 1821~1825

26 周昆叔. 距今两万至三万年间中国北方河谷、平原区云杉、冷杉植被分布意义. 见: 中国科学院地质研究所孢粉分析组, 同济大学海洋地质系孢粉分析室著. 第四纪孢粉分析与古环境. 北京: 科学出版社, 1984. 15~24

27 安芷生, 吴锡浩, 卢演寿. 最近 2 万年中国古环境变迁的初步研究. 见: 刘东生主编. 黄土第四纪地质、全球变化. 第二集. 北京: 科学出版社, 1990. 1~26

28 刘东生, 安芷生, 陈明扬, 等. 最近 0.6 Ma 南北半球古气候对比初探. 中国科学, D 辑, 1996, 26(2): 97~102

29 施雅风. 末次冰期各阶段的气候与环境变化. 见: 施雅风, 李吉均, 李炳元, 编. 青藏高原晚新代隆升与环境变化. 广州: 广东科学技术出版社, 1997. 422~431

30 Shi Y F, Yu G, Liu X D, et al. Reconstruction of the 30~40 kaBP enhanced India monsoon climate based on geological records from the Tibetan Plateau. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 2001, 169: 69~83

31 Stauffer B, Blunier T, Dallenbach A, et al. Atmospheric CO₂ concentration and millennial scale climate change during the last glacial period. Nature, 1998, 392: 59~62

32 Kitagawa H, Van der Plicht J. Atmospheric radiocarbon calibration to 45000 yr BP: Late Glacial fluctuations and cosmogenic isotope production. Science, 1998, 279: 1187~1190

33 Blunier T, Chappellaz J, Schwander J, et al. Asynchrony of Antarctic and Greenland climate change during the last glacial period. Nature, 1998, 394: 739~743

34 Van Andel T H. The climate and landscape of the middle part of the Weichselian Glaciation in Europe: The Stage 3 project. Quaternary Research, 2002, 57: 2~8

(2002-04-02 收稿)