



阿拉善高原晚第四纪高湖面与大湖期的再探讨

王乃昂, 李卓仑*, 程弘毅, 李育, 黄银洲

兰州大学资源环境学院, 兰州大学干旱区水循环与水资源研究中心, 兰州 730000

* 联系人, E-mail: lizhuolunlzl@163.com

2010-12-06 收稿, 2011-03-25 接受

国家自然科学基金(50879033, 41001116, 40901021)、高等学校博士点专项基金(20090211110025, 200807301031)和兰州大学中央高校基本科研业务费专项资金(lzujbky-2010-221)资助项目

摘要 中国西北地区晚更新世湖泊演变和水文循环是第四纪科学研究的热点, 但近年来随着研究的深入而存在一些争论, 其焦点之一就是晚更新世高湖面形成的时代. 通过对阿拉善高原的野外考察、岸堤测量及 ^{14}C 定年, 在该区域晚更新世高湖面与大湖期的研究上, 不仅获得了更多的地貌学、沉积学证据, 而且对高湖面的形成时期有了新的认识, 为开展干旱区水循环与水资源演变研究提供了基础资料. 考察发现, 居延海地区至少存在 10 道不同海拔高度的砂砾质岸堤, 吉兰泰盐湖西北岸发现至少存在 4 道古湖岸堤, 猪野泽东北岸存在 9 道砂砾质岸堤和一级湖成阶地. 对上述古湖岸堤中遗存的瓣鳃类、腹足类生物壳体等 ^{14}C 测年结果及雅布赖盐湖地层年代进行分析, 确证 MIS 3 阶段阿拉善高原存在最大高湖面. 现有的 OSL 年代数据虽然与已报道的 ^{14}C 年代及本研究的 ^{14}C 年代结果存在较大分歧, 甚至有些 OSL 年代结果不支持 MIS 3 阶段存在高湖面, 但不足以否定 MIS 3 阶段存在高湖面的基本结论. 这两种测年结果的差异很可能指示了两个不同时期在同一区域均存在高湖面, 也暗示了阿拉善高原可能在 MIS 5 阶段和 MIS 3 阶段早期均存在高湖面.

关键词

阿拉善高原
沙漠
MIS 3 阶段
高湖面
大湖期

中国西部晚第四纪大湖期的研究, 已经取得了诸多进展^[1-16], 在河西走廊及阿拉善高原^[1-7]、新疆^[8,9]、青藏高原^[10-19]等地区均有大湖期及高湖面的报道. 上述研究证明了中国西北地区在更新世广泛存在着高湖面或大湖期, 不仅为更新世区域环境变化提供了重要证据, 更为深入了解该地区地质历史时期气候变化的过程及其机制提供了参考.

近年来, 有关干旱区晚第四纪高湖面与大湖期的研究, 由于测年手段多样化和测年数据的增多而存在一些争论, 其焦点在于晚更新世期间高湖面形成的时代. 在青藏高原地区, 李炳元^[14]根据十多个湖泊沉积 ^{14}C 测年的数据分析, 大湖期的年代大致相近, 在 40~25 ka BP 居多, 有的可能延续至 20 ka BP, 与深海氧同位素 3 阶段、末次冰期间冰段相当(本文中所有年代结果, 除特殊说明外, ^{14}C 年代结果均为

未校正结果, 用 ka BP 表示; 其他测年手段的年代结果, 用 ka 表示). 而赵希涛等人^[16]根据湖相沉积的 U 系法测年判断西藏纳木错最高湖面出现在 MIS 5 阶段, Madsen 等人^[10]则通过 OSL 测年方式, 认为青海湖最高湖面也出现在 MIS 5 阶段, MIS 3 阶段大湖期并没有被发现, 其存在与否有待商榷. Rhode 等人^[17]新测得的 OSL 年代结果同样支持青海湖 MIS 3 阶段不存在高湖面的观点. 但 Liu 等人^[18]在青海湖的 OSL 年代结果却支持 MIS 5 阶段和 MIS 3 阶段高湖面均存在, 并得到 Fan 等人^[19]在柴达木盆地研究结果的支持. 在河西走廊及阿拉善高原地区, ^{14}C 年代结果也与 OSL 结果存在着不一致性. 根据地层学和部分古湖岸堤的年代学研究, ^{14}C 年代揭示在腾格里沙漠及周边地区高湖面形成于 42~37 ka BP, 在 35~22 ka BP 期间古湖泊出现最高水位^[4,6]. 在巴丹吉

林沙漠西北缘的索果诺尔,其最高湖岸阶地的 ^{14}C 测年显示约 33 ka BP 时水位最高^[20],这些研究与青藏高原李炳元等人^[14]研究结果基本一致.但在乌兰布和沙漠附近,OSL 测年结果显示“吉兰泰-河套”古大湖存在于距今 5~6 万年前.对于这种差异,张虎才^[21]曾提出,系统的年代学和相关沉积研究是解决吉兰泰盐湖高湖面形成时代的关键所在.因此,究竟是由于不同地区高湖面形成时代存在差异,还是由于所采用的测年方法不同导致年代结果出现如此大的差异,以及 MIS 3 阶段是否存在大湖期,均需给予重视和再研究.与此同时,过去全球气候变化的研究结果显示, MIS 3 阶段和 MIS 5 阶段是晚第四纪中 2 个相对湿润的时期^[22~26].其中, MIS 3 阶段早期和晚期均为湿润的时期,气候背景极为相似^[27].中国西部干旱区的湖泊,都有可能在此气候背景下形成高湖面.因此,以往报道过的高湖面结果,是否有可能是不同时期湖面均达到了相同或接近的高度,但由于测年方式的局限,造成了对该问题的忽略,也需要给予证实或证伪.

基于上述,本文以近十年来在河西走廊及阿拉善高原地区的野外考察发现与过往研究结果,进一步探讨该区域 MIS 3 阶段是否存在高湖面问题,并对高湖面形成时代究竟为 MIS 3 阶段还是 MIS 5 阶段进

行辨析.

1 高湖面之地貌学、沉积学证据

阿拉善高原指中蒙国境线以南,河西走廊以北,狼山、贺兰山以西,马鬃山以东的广大地区,面积约 300000 km^2 (如图 1 所示).海拔高度 1000~1500 m 左右,地势由南向北倾斜,地面起伏不大,仅有少数山地超过 2000 m,最低处居延海附近为 820 m.高原上有若干相对高差 100~250 m 的干燥剥蚀丘陵低山,把高原分割成为许多内陆盆地.地表物质西部以戈壁为主,东部沙漠面积广.自然景观主要以荒漠草原、流动沙丘、戈壁为主.高原主体分布有巴丹吉林沙漠、腾格里沙漠和乌兰布和沙漠等,概以流动沙丘为主.其中,巴丹吉林和腾格里两大沙漠位于东北-西南走向的雅布赖山(海拔 1800~2000 m)两侧.区内活动积温 3000 $^{\circ}\text{C}$ 上下,年降水量 50~150 mm,自东南向西北逐渐减少.南部祁连山是石羊河和黑河的主要水源地,两大内陆河分别在其终端形成尾间湖泊——猪野泽^[28]和居延海^[29].

高湖面主要以湖泊阶地后缘陡坎或最高岸堤的海拔高度为依据,同时考虑湖泊地貌与湖相沉积时代一致,且湖面高度基本统一、无明显后期构造抬升.阿拉善高原的现代湖泊绝大多数为封闭的咸水湖和

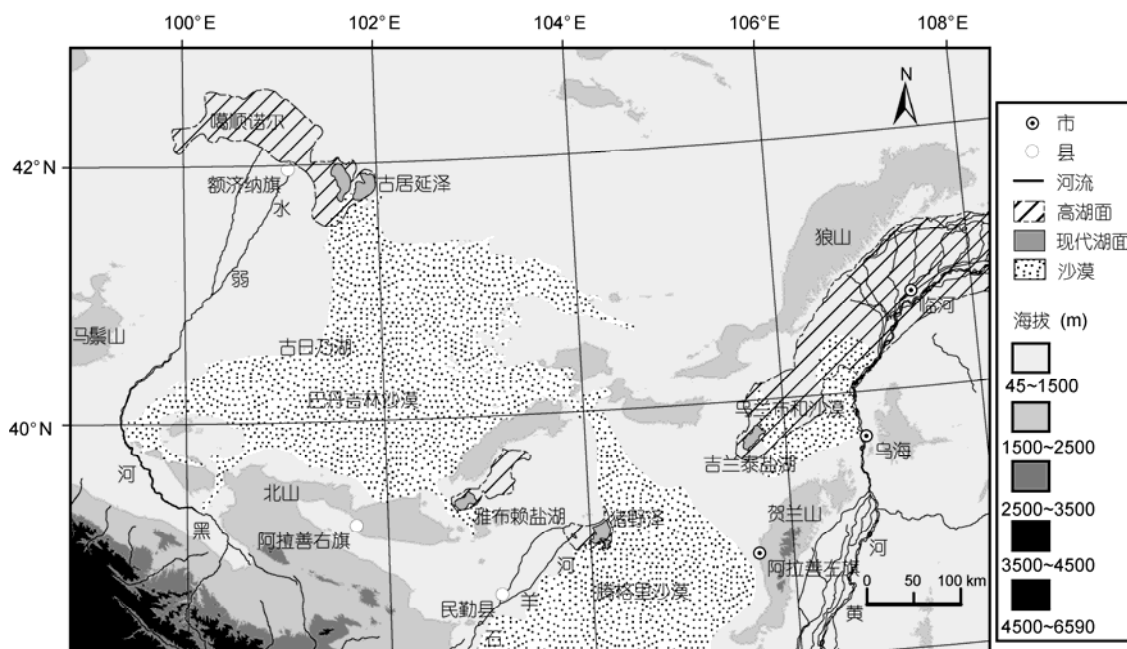


图 1 研究区位置

盐湖,在其周围广泛分布着湖泊收缩时残留的湖滨相砂砾石和粉细砂黏土组成的湖积平原、砂砾质岸堤和湖成阶地,据此可以重建古湖面的高度,估算古湖泊水域面积。在沙漠腹地的干涸湖盆周围,也同样存在上述地貌特征(图 2)。砂砾质岸堤是湖面下降过程中相对稳定阶段遗留下来的,在湖泊连续退缩过程中,会形成一系列类似同心圆状或近于平行的湖岸



图 2 阿拉善高原主要湖泊的砂砾质岸堤和湖岸阶地

(a) 居延海第 1 级岸堤 B₁, 海拔 932 m, 瓣鳃类壳体 AMS¹⁴C 年龄为 29.480±0.095 ka BP; (b) 吉兰泰高湖面湖成阶地, 海拔 1066 m, 瓣鳃类壳体 AMS¹⁴C 年龄为 37.030±0.160 ka BP; (c) 猪野泽第 1 级岸堤 B₁, 海拔 1310~1313 m, 瓣鳃类壳体 AMS¹⁴C 年龄为 34~23 ka BP

线。某些较大的干涸古湖,其湖岸线在遥感影像上即可确定^[30]。湖面的波动和水位的上升,会改造此前形成的湖岸线。但最高湖面形成时期的砂砾质岸堤往往得以保留,因而湖泊范围可以较准确地复原。

关于古湖泊最大高湖面的定位,主要通过实地考察对古湖泊遗迹(诸如湖成阶地、砂砾质岸堤、湖蚀穴、湖泊沉积等地貌学、沉积学标志以及湖泊周围人类活动遗迹)进行定位、测量和填图,利用 GPS 精确测定其地理坐标。之后,室内在 1:5 万地形图量算出高湖面的海拔高程及其对应的湖泊面积。

过去的研究,在猪野泽^[4~6]、居延海^[31,32]、吉兰泰^[1,2]等地均发现了数量不等的砂砾质岸堤和湖成阶地。这些地貌证据的发现,为高湖面形成时代和湖泊演化的研究提供了重要的参考。通过野外考察,笔者等人不仅证实了上述已报道的岸堤(图 2),同时在对猪野泽、居延海等终端湖泊的考察过程中,又有部分新的发现。

1.1 猪野泽

猪野泽是石羊河下游的古终端湖泊。据冯绳武^[28]研究,历史时期猪野泽由统一湖泊逐步缩小瓦解成若干小湖泊或沼泽,诸如野麻湖、青土湖、东平湖、西硝池、东硝池和白碱湖等。其中,白碱湖位于 104°05'~104°11'E, 39°03'~39°09'N, 为腾格里沙漠西北缘,湖盆呈西北-南东向延伸,湖长 11.8 km, 宽 3.56 km^[33]。湖盆外围有第三纪红色砂砾岩、砂岩、泥岩和第四纪冲积、风积粉细沙、粉砂黏土出露,并形成湖堤或湖岸阶地。已有的报道显示,在白碱湖地区,至少存在 5 级保存完好的砂砾质岸堤和 1 级湖成阶地^[4~6]。我们在白碱湖地区考察的过程中,共发现 9 级砂砾质岸堤和 1 级湖成阶地。这些岸堤形态表现为向湖方向的坡度一般小于背湖方向坡度,其纵剖面上可分为 2 部分,上部为较粗的滨湖相砂砾沉积,其间夹有大量的螺壳或瓣鳃类壳体,表现为明显的斜层理;下部为不具斜层理的湖相粉砂、黏土沉积。在该地区还发现有湖蚀穴、湖成阶地,其后缘海拔高度约 1315~1317 m,基本代表了当时最高的湖面。湖岸阶地宽约 80~90 m,阶地后缘高约 2~3 m,前缘高约 1.5 m,坡度 7.5°。阶地地面上多棱角状石块,直径 1.5~4.5 cm,偶见有瓣鳃类壳体。组成物质灰白色,夹有锥形螺、扁平螺等残体。除湖成阶地外,9 级砂砾质岸堤按照由高到低的顺序,其海拔高度分别为

1310~1313, 1305~1307, 1302, 1301, 1300, 1298, 1296, 1295 和 1294 m.

1.2 雅布赖盐湖

雅布赖盐湖地处阿拉善右旗南缘, 是雅布赖山褶皱带与北大山褶皱带之间的断裂沉降带, 属半封闭盆地. 该湖的盐类沉积矿物由芒硝、无水芒硝、石膏等组成. 湖盆为新生代构造断陷盆地边缘的沉降凹地, 出露岩层有第三纪红色砂砾岩、砂岩、泥岩等, 局部含有石膏沉积; 第四纪中-晚更新世冲积、风积砂砾石、粉细砂和粉砂黏土沉积广泛分布, 沉积厚度达 50 m. 盐湖西北岸白泉子(39°24′04″N, 102°41′49″E), 有明显的滨湖相黏土沉积分布, 其海拔高度约 1263 m. 雅布赖盐场南侧, 发现受风蚀改造而成的类似湖岸阶地状地貌, 有明显陡坎. 由于风蚀作用强烈, 其原始地貌形态受到一定影响, 尚无法准确判断是否为湖岸阶地. 对其进行人工开挖探槽(39°21′58″N, 102°49′25″E), 发现下部为明显的湖相沉积地层(图 3). 由此表明, 雅布赖盐湖湖面高度至少曾达到海拔 1260 m 左右.

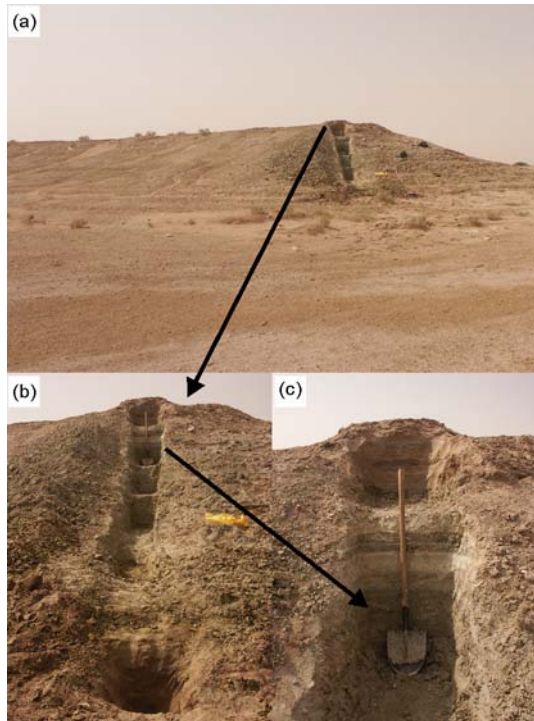


图3 雅布赖盐湖湖相沉积证据

(a) 探槽地貌特征; (b) 湖相沉积特征; (c) 探槽上部沉积特征

1.3 居延泽

居延泽位于阿拉善高原西北部额济纳旗达来呼布镇北部, 地质历史时期是黑河的终端湖泊, 目前仍有部分水流汇入. 湖盆为中生代-新生代构造断陷盆地, 呈东西向分布. 盆内为第四纪近代冲积、风积和湖积含砾石粉细砂、粉砂黏土及盐类化学沉积覆盖.

波塔宁于 1893 年最早报道了黑河尾间地区的湖岸堤, 霍涅尔和陈宗器于 1935 年报道了嘎顺卓尔 12 条湖水形成的痕迹堤, 其中 7 条在地貌上可以确定为古湖岸, 最高的一条比当时湖面高出 26 m^[31]. Mischke 等人^[32]在古居延泽残留之进素图海子(天鹅湖)西北岸发现了 6 道岸堤, 其中最高的岸堤海拔 930 m 左右. 根据 2003, 2006 和 2010 年的野外考察, 我们在进素图海子东岸则共计发现 10 余道岸堤, 其中最高岸堤 B₁ 海拔高度为约 931~933 m(图 2(a)), 由小砾石、粗砂、粉砂等组成. 岸堤宽约 30 m, 由 4~5 道叠置的次级岸堤组合而成. 其余各级砂砾质岸堤则在 930 m 以下.

1.4 吉兰泰盐湖

吉兰泰盐湖是内蒙古西部吉兰泰盆地中的一个大型现代盐湖. 盆地西北和东南两侧分别被巴彦乌拉山和贺兰山相夹持, 东北部是乌兰布和沙漠, 东南部与腾格里沙漠接壤. 湖面海拔 1017~1023 m. 湖盆为中-新生代构造断陷盆地, 湖滨地带皆为第四纪更新世冲积、风积、湖积砂砾岩、砂岩、粉砂黏土岩分布, 并构成湖滩或湖岸; 盆地内为第四纪晚更新世和全新世冲积、湖积及近代风积、湖积砂砾石、粉细砂、砂质淤泥和石盐、芒硝等盐类沉积.

吉兰泰盐湖周围, 已报道在海拔 1060 m 及以下存在 1035, 1044, 1050 和 1060 m 左右的几道古湖岸堤; 分别高出现代干盐湖湖床 12, 21, 27 和 37 m^[2]. 笔者在该湖西北岸, 于 2003 年 11 月和 2005 年 8 月相继发现至少存在 4 道湖岸线. 其中, 高湖面的湖成阶地海拔约 1066 m, 为细砂砾石层组成(个别地段可作建筑取材之用), 其前缘见有湖滩岩或钙板状的灰色湖积物出露(图 2(b)). 海拔高度接近的最高砂砾质岸堤有 2 道, 海拔 1054~1056 m, 岸堤宽 28~60 m, 相对高差 2 m. 走向 220°~230°, 向湖坡度 4°, 背湖坡度 4.5°. 第二级岸堤由中、细砾及粗砂组成, 可作建筑取材之用, 海拔高度 1051 m. 第三级岸堤海拔高度 1046 m,

其向湖侧灰白色湖积物出露广泛,其上多见锥形螺残体(AMS¹⁴C测年结果为 9.495 ± 0.089 和 9.738 ± 0.087 ka BP),偶尔可见瓣鳃类、扁平螺壳体。地貌景观除风蚀地外,多为白刺灌丛沙堆,至海拔 1025 m 处渐为盐沼平原代替。

通过对上述古湖泊的野外考察,首先确定其高湖面的地理坐标,之后在室内 1:5 万地形图上匡算其对应的湖泊面积(表 1),其大致的湖泊范围,如图 1 所示。

2 大湖期的年代学证据

2.1 猪野泽

综合各种测量结果和已有研究报道,猪野泽最高湖成阶地及各级砂砾质岸堤的海拔高度和形成时代可归纳为表 2。其湖岸阶地距地表约 1.5 m 处地层内的锥形螺、扁平螺壳体,AMS¹⁴C 测年结果为 37.015 ± 0.215 ka BP。第一级砂砾质岸堤(1310~1313 m)(图 2(c))上见有较多的瓣鳃类壳体,4 个样品的 ¹⁴C 年龄分别为 34.677 ± 0.276 , 32.415 ± 0.26 , 30.535 ± 0.25 和 23.215 ± 0.197 ka BP。这些测年结果(表 3)与张虎才等人^[6]报道的 ¹⁴C 年龄在 32.6~22.2 ka BP 之间基本吻合,进一步证明猪野泽高湖面的形成时代,当在 MIS

3 a 阶段。

2.2 雅布赖盐湖

在雅布赖盐湖通过人工开挖探槽剖面,发现为晚更新世湖相沉积地层(图 3)。在盐湖西北岸的白泉子($39^{\circ}24'04''\text{N}$, $102^{\circ}41'49''\text{E}$),采集滨湖相黏土物质,¹⁴C 测年结果为 21.559 ± 0.227 ka BP。在雅布赖盐场南受风蚀改造而成湖岸阶地的剖面点($39^{\circ}21'58''\text{N}$, $102^{\circ}49'25''\text{E}$),采集地层湖积物淤泥样品,其距地表 3.55 m 深处 ¹⁴C 测年结果为 29.074 ± 0.212 ka BP(图 4)。后者虽非最高的古湖面,但地层剖面年代结果足以证明在该区域 MIS 3 a 阶段存在湖相沉积。

2.3 居延泽

古居延泽分布最高的砂砾质岸堤,海拔高度约 931~933 m。在其上采集瓣鳃类壳体($42^{\circ}0'13''\text{N}$, $101^{\circ}40'19''\text{E}$),AMS ¹⁴C 测年结果为 29.480 ± 0.095 ka BP(表 3)。在海拔约 930 m 的湖蚀阶地顶部之瓣鳃类物质,AMS ¹⁴C 测年结果为 27.303 ± 0.218 ka BP。B₂海拔高度为 929 m,宽约 48.0 m,可分出 B_{2.1}, B_{2.2}和 B_{2.3}三道次级岸堤,惜未采集到可测年物质。进素图海子北岸、海拔高度为 926 m 的砂砾质岸堤(按海拔高度计,相当于东岸的 B₈),地表分布有瓣鳃类壳体,采

表 1 阿拉善高原晚第四纪高湖面的海拔高度及其面积^{a)}

湖泊名称	高湖面证据	高湖面海拔高程(m)	面积(km ²)
猪野泽	湖成阶地、砂砾质岸堤及湖相沉积物	1315~1317	1680
雅布赖盐湖	湖相沉积物	1260	1281
居延泽	湖成阶地、砂砾质岸堤及湖相沉积物	931~933	7374
吉兰泰盐湖	砂砾质岸堤、湖相沉积物	1066	—

a) “—”表示暂无法计算面积

表 2 猪野泽湖岸测点的海拔高度及相应形成时代^{a)}

阶地及岸堤编号	纬度	经度	海拔高度(m)	形成时代(ka BP)	¹⁴ C 测年物质
T	$39^{\circ}09'55''\text{N}$	$104^{\circ}09'41''\text{E}$	1316	37	地层锥形螺
B ₁	$39^{\circ}08'46''\text{N}$	$104^{\circ}07'57''\text{E}$	1311	34~23	近地表瓣鳃类
B ₂	$39^{\circ}08'42''\text{N}$	$104^{\circ}08'01''\text{E}$	1306	5.5	近地表锥形螺
B ₃	$39^{\circ}08'44''\text{N}$	$104^{\circ}08'07''\text{E}$	1302	4.9	近地表锥形螺
B ₄	$39^{\circ}08'42''\text{N}$	$104^{\circ}08'10''\text{E}$	1301	—	—
B ₅	$39^{\circ}08'35''\text{N}$	$104^{\circ}08'13''\text{E}$	1300	4.0	近地表锥形螺
B ₆	$39^{\circ}08'37''\text{N}$	$104^{\circ}08'15''\text{E}$	1298	—	—
B ₇	$39^{\circ}08'34''\text{N}$	$104^{\circ}08'22''\text{E}$	1296	1.5	地层植物叶片
B ₈	$39^{\circ}08'33''\text{N}$	$104^{\circ}08'25''\text{E}$	1295	—	—
B ₉	$39^{\circ}08'32''\text{N}$	$104^{\circ}08'26''\text{E}$	1294	—	—

a) “—”表示暂无测年物质及年代结果

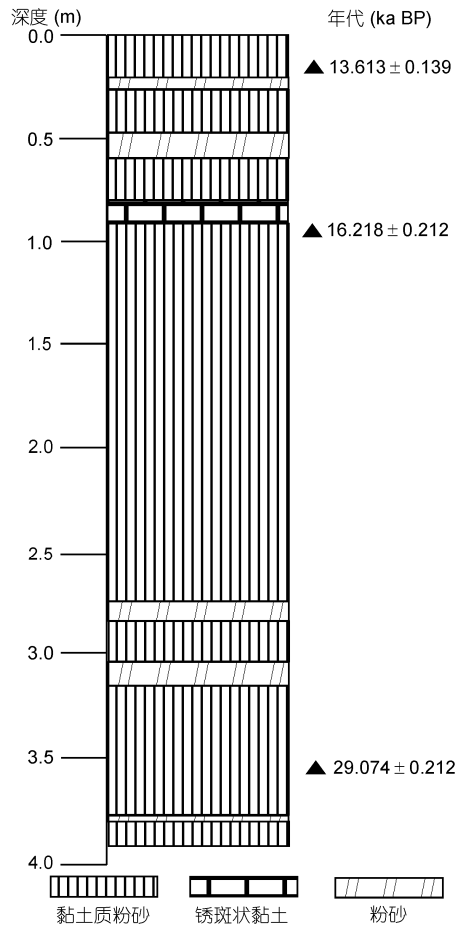


图4 雅布赖盐湖剖面岩性及年代结果

集点地理坐标为 42°01'15"N, 101°33'22"E, ¹⁴C 测年结果为 21.395±0.218 ka BP. 据此推测, 古居延泽砂砾质岸堤的 B₁ 至 B₈, 应为 MIS 3 a 阶段留下的高湖面遗迹.

2.4 吉兰泰盐湖

笔者在最高湖岸阶地(海拔约 1066 m)和最高砂砾质岸堤之间的湖滩地上, 采集有瓣鳃类壳体 (39°46'58"N, 105°38'12"E)样品, AMS ¹⁴C 测年结果为 37.030±0.160 ka BP(表 3). 海拔高度约 1056 m 的第一级岸堤, 瓣鳃类壳体 AMS ¹⁴C 测年结果为 32.915±0.115 ka BP. 海拔高度约 1051 m 的第二级岸堤, 其位于 39°46'43"N, 105°39'14"E 的向湖侧采样点, 瓣鳃类壳体 AMS ¹⁴C 测年结果为 24.070±0.065 ka BP. 海拔高度约 1046 m 的第三级岸堤内侧, 地表分布棱角状和次棱角状砾石, 未见瓣鳃类壳体. 在其向湖侧、海拔高度约 1030 m 的湖滩地上, 采集锥形螺壳体样品 (39°39'53"N, 105°42'13"E), AMS ¹⁴C 测年结果为 9.738±0.087 ka BP. 在盐湖西南地理坐标为 39°33'17"N, 105°35'58"E 的采样点, 海拔高度约 1058 m, 采集有瓣鳃类壳体样品, AMS ¹⁴C 测年结果为 23.000±0.065 ka BP, 凡此均证明吉兰泰盐湖在 MIS 3 a 阶段出现过最大高湖面.

表 3 高湖面对应的地貌类型及其 ¹⁴C 年代

湖泊名称	地貌类型	采样点地理坐标		海拔高度(m)	测年物质	¹⁴ C 年代(ka BP)
猪野泽	湖成阶地	39°09'55"N	104°09'41"E	1316	地层锥形螺	37.015±0.215 (AMS)
猪野泽	砂砾质岸堤	39°06'52"N	103°58'07"E	1311	地表瓣鳃类	30.535±0.250
猪野泽	砂砾质岸堤	39°06'54"N	103°58'06"E	1311	地层瓣鳃类	32.415±0.260
猪野泽	砂砾质岸堤	39°06'54"N	103°58'06"E	1311	地层瓣鳃类	34.677±0.276
猪野泽	砂砾质岸堤	39°09'38"N	104°10'27"E	1310	地表瓣鳃类	23.215±0.197
雅布赖盐湖	滨湖平原	39°24'04"N	102°41'49"E	1263	地层黏土	21.559±0.227
雅布赖盐湖	湖岸阶地	39°21'58"N	102°49'25"E	1229	地层湖积物	29.074±0.212
居延泽	砂砾质岸堤	42°00'13"N	101°40'19"E	932	地表瓣鳃类	29.480±0.095 (AMS)
居延泽	湖蚀阶地	41°59'03"N	101°40'22"E	930	地表瓣鳃类	27.303±0.218 (AMS)
居延泽	砂砾质岸堤	42°01'15"N	101°33'22"E	926	地表瓣鳃类	21.395±0.187
吉兰泰盐湖	湖积平原	39°46'58"N	105°38'12"E	1054	地表瓣鳃类	37.030±0.160 (AMS)
吉兰泰盐湖	砂砾质岸堤	39°46'54"N	105°38'22"E	1056	地表瓣鳃类	32.915±0.115 (AMS)
吉兰泰盐湖	砂砾质岸堤	39°46'43"N	105°39'14"E	1051	地表瓣鳃类	24.070±0.065 (AMS)
吉兰泰盐湖	湖积平原	39°33'17"N	105°35'58"E	1058	地表瓣鳃类	23.000±0.065 (AMS)

3 问题讨论

过去对阿拉善高原大湖期形成时代的研究,其年代学手段有 ^{14}C [4,6] 和 OSL [2] 2 种方法,但二者得出的年代结果相差较大^[2,4,6]. Zhang 等人^[34]对中国西北干旱区内陆湖泊的年代学研究结果表明, ^{14}C 年代学虽然在年代框架建立方面存在诸多困难,但相对其他的年代学手段,在样品可靠的前提下,其年代结果可靠性较高. Long 等人^[35]对河西走廊猪野泽的湖相沉积 ^{14}C 和 OSL 全新世年代对比结果表明,在 ^{14}C 存在“硬水效应”的情况下,OSL 也可以成为一种建立地层年代序列的有效方法.从已有的研究结果看,该地区湖泊的“硬水效应”较为复杂,既有 2500 a 左右的湖泊^[36],又有“硬水效应”很小湖泊^[35,37].因此有必要通过年代学对比的方法,对该区域大湖期的形成时代做一探讨.

已有研究表明,在 ^{14}C 年代学方面得出的晚第四纪大湖期主要形成于 42~37 ka BP,在 35~22 ka BP 期间古湖泊出现最高水位,被称之为“腾格里大湖期”^[4,6].笔者在猪野泽青土湖一带,曾开挖深度达 7 m 的探井剖面 2 个,获得了丰富的地层 ^{14}C 测年结果^[35,37~41],为该区域晚第四纪大湖期的形成时代提供了一定的年代学基础.本文对多级砂砾质岸堤生物残体进行的 ^{14}C 测年,这些岸堤的年代结果与 Zhang 等人^[4]已有的 ^{14}C 年代结果在误差范围之内.因此,无论是本文所提供的地貌学证据还是 Zhang 等人^[4]已经发表的沉积学证据均表明在 MIS 3 阶段,在猪野泽、居延海、吉兰泰和雅布赖盐湖均存在晚第四纪高湖面和大湖期.其持续时间大约在 37~21 ka BP 之间.对高湖面年代学结果(表 3)进一步统计发现,其年代学结果有很好的区分性,其最高湖面形成时代大致在 37~29 ka BP,而次一级高湖面的形成时代则大致在 24~21 ka BP.这一结果可能暗示了大湖期湖泊水位并非持续稳定,而是存在着多种次级时间尺度的波动.

OSL 年代学在该区域大湖期的工作仅限于吉兰泰盐湖^[2],其地层深度转换成相应海拔高度后,在 1068 m 以上的 OSL 年代结果均老于 56 ka,部分 1080 m 以上的 OSL 结果则在 80~95 ka,海拔 1060~1035 m 间的 4 道湖岸堤(海拔分别为~1060, 1050, 1044 和 1035 m)代表了 5~6 万年到全新世早期间的湖面波动,该研究结果与 ^{14}C 年龄差异较大.现有的“吉兰泰-河

套”古大湖 OSL 年代结果,在 40~100 ka 之间的样点高程分布跨度较大^[21],跨度最大之处甚至接近 100 m.这可能暗示了 OSL 年代结果的环境意义具有多解性,甚至不排除部分 OSL 年代结果尚需进一步研究方能证实.因为聂宗笙等人^[42]对河套盆地动物化石的研究表明,在 22~40 ka BP 在湖区周围存在食草动物群,这一结果可以很好的与本文的 ^{14}C 年代结果对应,也表明至少在 MIS 3 阶段晚期,“吉兰泰-河套”地区是有广泛湖泊存在的.

与此同时,在青海湖 OSL 方法也揭示了高湖面较老的年代结果. Madsen 等人^[10]在青海湖北岸和南岸通过 OSL 年代测定,认为其海拔 3240 m 的潟湖堆积物年代在 94~102 ka;在青海湖西南岸,则发现其海拔 3205~3210 m 的湖相沉积年代在 95 ka 左右,而在其上方测得 OSL 年代为 38.8 ka 的沉积物被认为是后期叠置的河流冲积物.因此,他们认为高于现代湖面 20~66 m 的湖相沉积是 MIS 5 阶段形成的产物,而非 MIS 3 阶段的产物.在 MIS 5 阶段,湖面最高可达 3260 m. Porter 等人^[43]在青海湖西南岸冲积物的 TL 年代结果显示, 45.5 ± 3.7 ka 时期,其湖面相对较低,并不存在高湖面.但与此同时, Liu 等人^[18]新近的研究结果表明,在青海湖东岸其湖相沉积砂层的 OSL 年代结果显示在 40 ± 5 ka 时期,可能存在高湖面,其晚期已落在 MIS 3 a 阶段.

需要说明, Madsen 等人^[10]在青海湖的工作中,几处 MIS 3 阶段的 OSL 年代结果和其他学者的 ^{14}C 测年结果^[44,45]均被认为采集自冲积物而非湖相沉积地层.因此,关于青海湖高湖面形成时代的争论,不仅存在年代学方面的较大差异,更存在地貌学和沉积学认识方面的歧义.另外,关于青海湖南岸地区剖面是否具有足够的代表性,以及是否受到构造运动影响^[21],仍需要给予进一步研究.即使 Madsen 等人^[10]的看法被后续的研究所证实,也不足以证明 MIS 3 阶段青海湖湖面较现代湖面为低.已有的钻孔资料清晰的显示 34~24 ka BP 时期,青海湖湖面扩大、水位上升、湖水变深^[45],证明在 MIS 3 阶段晚期存在着高湖面.

光释光测年技术目前虽然已经运用于滨岸沉积物中^[46~48],但其测年原理却与 ^{14}C 测年原理有较大的差别.对岸堤和湖相沉积物 OSL 测年结果,是测定其光释光信号最后一次晒退的时间.而 ^{14}C 测年所采用的生物壳体等物质则代表着被测物质形成的时代,

虽然“硬水效应”会对其产生一定的影响,导致年代结果偏老,但不会使其年代结果偏轻.如果 MIS 5 阶段形成的岸堤得以保留,OSL 测年结果是可以准确反映其形成时代的,但 ^{14}C 年代则由于已经超过了其测年的上限而无法对其进行测年.如果 MIS 3 阶段形成的岸堤得以保留,OSL 和 ^{14}C 则可以分别对其进行年代学方面的研究.如果当 MIS 5 阶段高湖面形成的岸堤,被 MIS 3 阶段的岸堤或湖积物所覆盖,或者 2 个时期的湖岸线高度相当,则情况就变得较为复杂.由于 MIS 5 阶段岸堤的存在,当 MIS 3 阶段达到与 MIS 5 阶段相同或相近的高度时,其光释光信号并未晒退回零,OSL 的年代结果会显示 MIS 5 阶段.此时, MIS 3 阶段的生物壳体经过淘洗等作用而在岸堤上得以保留,则其 ^{14}C 测年结果会准确记录.这样无疑会造成 ^{14}C 测年结果与 OSL 测年结果差异甚大,2 种测年方式指示了同一道岸堤不同的形成时代.这一测年原理的差异,足可以解释吉兰泰古湖中两种测年结果的差异.这就是说,吉兰泰古湖很有可能在 5~6 万年和 3.7 万年前,湖泊水位均达到了 1060 m 左右的高度,亦即其岸堤是 2 个不同阶段共同形成的.甚至 MIS 3 阶段有可能达到海拔 1080 m 以上的高度.从已有的测年结果^[2]看(表 4),对海拔 1080 m 以上吉兰泰金三角等地(39°29'55"N, 105°35'21"E) OSL 年代学结果与乌达砖场(39°32'52"N, 106°46'28"E)在相近的海拔高度 ^{14}C 年代存在明显的差异,即很有可能暗示了这种结果,其未校正的 ^{14}C 年代结果为 35.690 ± 0.320 ka BP(校正后结果为 41.45 ± 0.47 cal ka BP),陈发虎等人^[2]对此也解释成为至少在距今 41 cal ka 前后,剖面点处于水下三角洲环境.这一结果可以很好地证实在吉兰泰盐湖 MIS 3 a 阶段是存在高湖面的,并且该阶段湖面海拔完全可以达到 1060 m 以上,甚或可能更高.青海湖则由于目前对地貌和沉积证据认识不统一, MIS 3 阶段和 MIS 5 阶段青海湖是否达到相同高度,尚需进一步研究方能证实.

研究表明,在中纬度地区气候变化的岁差周期

明显, MIS 3 和 MIS 5 阶段是 2 个相对较为湿润的时期^[49].在东亚地区,石笋记录^[50]和黄土记录表明^[51], MIS 3 和 MIS 5 阶段均为亚洲季风强盛时期,北半球太阳辐射在上述 2 个阶段均处在高值,是 2 个典型的湿润期(如图 5).在黄土高原,孢粉和植物硅酸体的重建结果显示 MIS 3 与 MIS 5 阶段均是明显的湿润气候^[53,56,57].在青藏高原地区,古里雅冰芯也记录了上述 2 个时期较为温暖的气候特点^[58],并且 MIS 3 阶段在柴达木盆地^[59]、青藏高原^[14]形成了高湖面.杨小平^[60]指出了在巴丹吉林沙漠 30~20 ka BP 期间,气候呈现湿润的时期,这一结论也与额济纳古湖在 33.32~27.54 ka BP 期间处于高湖面阶段,湖泊水深最大,生物量繁盛^[61,62]相吻合. Feng 等人^[63]对黄土高原西部 MIS 3 阶段环境重建结果显示较为湿润的气候环境,并且认为冬季和夏季的太阳辐射变化,可能是导致 MIS 3 阶段气候湿润的原因.与此同时,汪品先^[64]指出了较多的证据显示晚更新世夏季风变化受控于岁差周期的规律非常明显.上述证据均表明,在岁差周期的影响下, MIS 3 和 MIS 5 阶段都具备形成高湖面的湿润气候条件,2 个时期完全有可能都存在高湖面,而非只有 MIS 3 或 MIS 5 阶段存在高湖面.在 20 世纪 80 年代, Pokras 等人^[65]就曾发现非洲干旱区曾多次因降雨剧增而出现大湖,随后季风减弱湖泊趋于干枯,这种现象每隔 2 万多多年周而复始.另外,柴达木盆地尕斯库勒湖的 OSL 研究结果^[19]也表明其在 MIS 5 和 MIS 3 阶段均存在高湖面.

与此同时, 120 ka 以来古气候重建结果(图 5)亦表明,在 MIS 3 阶段早期和晚期,降水量相对均较为丰富,施雅风等人^[66]的研究结果亦证实 30~60 ka 期间 2 个高辐射暖期中间有一个低辐射冷期的情况,与古里雅冰芯 MIS 3 阶段完全对应^[24],施雅风等人^[67]指出这种 MIS 3 阶段气候变化的特点并不是局部的区域现象,而是涉及广大中低纬度的全球现象.最新的研究结果甚至表明,在 MIS 3 阶段早期,高纬度地区夏季温度与目前该地区年平均夏季温度基本

表 4 吉兰泰盐湖 OSL 与 ^{14}C 年代学结果对比^{a)}

采样样点	地理坐标	海拔(m)	地层深度(m)	地层类型	测年材料	方法	年代结果
吉兰泰金三角	39°29'55"N, 105°35'21"E	1083	0.8	湖相粉砂	石英	OSL	79.61±6.05 ka
五原县东 60 km	41°07'28"N, 108°56'21"E	1090	6.0	湖滨砂砾石层	石英	OSL	71.90±7.34 ka
乌达砖场	39°32'52"N, 106°46'28"E	1093	7.0	三角洲透镜体	植物残体 与碳屑	^{14}C	41.45±0.47 cal ka BP

a) 年代结果均引自文献[2]

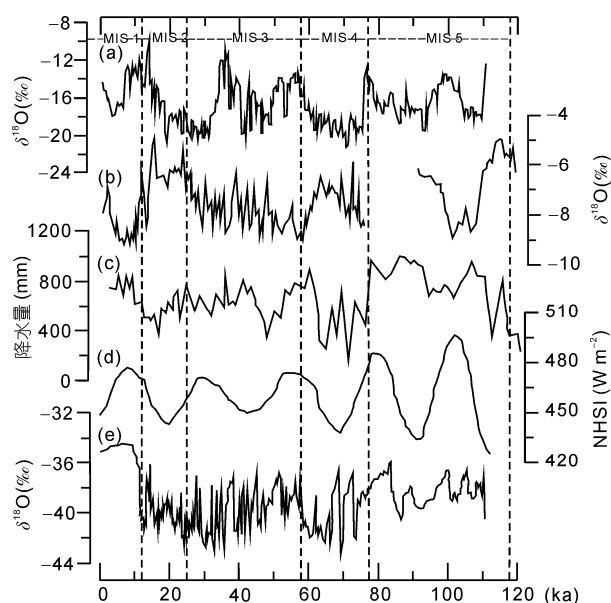


图5 120 ka以来全球古气候重建结果

(a) 古里雅冰芯 $\delta^{18}\text{O}$ ^[24]; (b) 中国的葫芦洞和董哥洞石笋 $\delta^{18}\text{O}$ ^[52]; (c) 渭南黄土剖面^[53]; (d) 25°N 太阳辐射^[54]; (e) GISP2 冰芯 $\delta^{18}\text{O}$ ^[55]

相同, 均表现较暖的气候特点^[68]. 模拟的结果亦显示, 35 ka BP 左右的时期, 正值中低纬度地区温度增

加, 东亚地区降水带向北部开始延伸^[69]. 因此, 吉兰泰古湖在上述 2 个时期, 均有可能达到海拔 1060 m 的高度.

4 结论

(1) 通过近十年在阿拉善高原的野外工作, 发现居延海古湖泊存在至少 10 道砂砾质岸堤, 在吉兰泰盐湖西北岸发现至少存在 4 道古湖岸堤, 在猪野泽东北岸至少存在 9 道砂砾质岸堤和保存完好的一级湖成阶地.

(2) 对上述古湖岸堤中遗存的瓣鳃类、腹足类生物壳体等 ^{14}C 年代结果及雅布赖盐湖地层年代结果进行分析, 证明 MIS 3 阶段晚期阿拉善高原确实存在高湖面和大湖期, 并且存在次级时间尺度的湖面波动.

(3) 在高湖面的形成时代上, 现有的 OSL 年代结果虽然与已报道的 ^{14}C 年代结果及本研究的 ^{14}C 年代结果存在较大差异, 甚至有些 OSL 年代结果不支持 MIS 3 阶段存在高湖面. 但这些结果不足以否定 MIS 3 阶段存在高湖面的核心结论. 这 2 种测年方式在结果上的差异, 很可能指示了 2 个不同时期在同一区域均存在高湖面.

致谢 张虎才教授和赖忠平研究员对本文的修改提出了宝贵意见, 谨致谢忱.

参考文献

- 1 Yang L, Chen F, Chun X, et al. The Jilantai Salt Lake shorelines in Northwestern arid China revealed by remote sensing images. *J Arid Environ*, 2008, 72: 861–866
- 2 陈发虎, 范育新, 春喜, 等. 晚第四纪“吉兰泰-河套”古大湖的初步研究. *科学通报*, 2008, 53: 1207–1219
- 3 Yang X P, Liu T S, Xiao H L. Evolution of megadunes and lakes in the Badain Jaran Desert, Inner Mongolia, China during the last 31000 years. *Quat Int*, 2002, 104: 99–112
- 4 Zhang H C, Peng J L, Ma Y Z, et al. Late Quaternary palaeolake levels in Tengger Desert, NW China. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 2004, 211: 45–58
- 5 Pachur H J, Wünnemann B, Zhang H C. Lake evolution in the Tengger desert, Northwestern China during last 40000 years. *Quat Res*, 1995, 44: 171–180
- 6 张虎才, 马玉贞, 彭金兰, 等. 距今 42~18 ka 腾格里沙漠古湖泊及古环境. *科学通报*, 2002, 47: 1847–1857
- 7 Wünnemann B, Hartman K B. Morphodynamics and paleohydrography of the Gaxun Nur Basin, Inner Mongolia, China. *Berlin Stuttgart*, 2002, 126: 147–168
- 8 Rhodes T E, Gasse F, Lin R F, et al. A late Pleistocene-Holocene lacustrine record from Lake Manas, Zunggar (Northern Xinjiang western China). *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 1996, 120: 105–125
- 9 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
- 10 Madsen D B, Ma H Z, Rhode D, et al. Age constraints on the late Quaternary evolution of Qinghai Lake, Tibetan Plateau. *Quat Res*, 2008, 69: 316–325
- 11 Chen K Z, Bowler J M. Late Pleistocene evolution of salt lakes in the Qaidam Basin, Qinghai Province, China. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 1986, 54: 87–104

- 12 朱大岗, 孟宪刚. 西藏纳木错地区第四纪环境演变. 北京: 地质出版社, 2004. 25–93
- 13 Shi Y F, Yu G, Liu X D, et al. Reconstruction of the 30–40 ka BP enhanced India monsoon climate based on geological record from the Tibetan Plateau. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 2001, 169: 69–83
- 14 李炳元. 青藏高原大湖期. 地理学报, 2000, 55: 174–182
- 15 朱大岗, 孟宪刚, 赵希涛, 等. 纳木错湖相沉积与藏北高原古大湖. 地球学报, 2001, 22: 149–155
- 16 赵希涛, 朱大岗, 严富华, 等. 西藏纳木错末次间冰期以来的气候变迁与湖面变化. 第四纪研究, 2003, 23: 42–51
- 17 Rhode D, Ma H Z, Madsen D B, et al. Paleoenvironmental and archaeological investigations at Qinghai Lake, western China: Geomorphic and chronometric evidence of lake level history. *Quat Int*, 2010, 218: 29–44
- 18 Liu X J, Lai Z P, Fan Q S, et al. Timing for high lake levels of Qinghai Lake in the Qinghai-Tibetan Plateau since the Last Interglaciation based on quartz OSL dating. *Quat Geochronol*, 2010, 5: 218–222
- 19 Fan Q S, Lai Z P, Long H, et al. OSL chronology for lacustrine sediments recording high stands of Gahai Lake in Qaidam Basin, northeastern Qinghai-Tibetan Plateau. *Quat Geochronol*, 2010, 5: 223–227
- 20 Norin E. Sven Hedin Central Asia Atlas, Memoir on Maps. Vol. III. Stockholm: Statens Etnografiska Museum, 1980. 94–110
- 21 张虎才. MIS 3 阶段西部环境的空间特征. 见: 丁仲礼, 编. 中国西部环境演化集成研究. 北京: 气象出版社, 2010. 107–125
- 22 Anderson P M, Lozhkin A V. The stage 3 interstadial complex(Karginskii/middle Wisconsinan interval) of Beringia: Variations in palaeoenvironments and implications for paleoclimatic interpretations. *Quat Sci Rev*, 2001, 20: 93–125
- 23 Yang B, Shi Y F, Braeuning A, et al. Evidence for a warm-humid climate in arid northwestern China during 40–30 ka BP. *Quat Sci Rev*, 2004, 23: 2537–2548
- 24 Thompson L G, Yao T D, Davis M E, et al. Tropical climate instability: The Last Glacial Cycle from a Qinghai-Tibetan Ice Core. *Science*, 1997, 276: 1821–1827
- 25 Penaud A, Eynaud F, Turon J L, et al. Interglacial variability (MIS 5 and MIS 7) and dinoflagellate cyst assemblages in the Bay of Biscay (North Atlantic). *Mar Micropaleontol*, 2008, 68: 136–155
- 26 Dumas B, Hoang C T, Raffy J. Record of MIS 5 sea-level highstands based on U/Th dated coral terraces of Haiti. *Quat Int*, 145–146: 106–118
- 27 Wang Y J, Cheng H, Edwards R L, et al. A high-resolution absolute-dated late Pleistocene Monsoon record from Hulu Cave, China. *Science*, 2001, 294: 2345–2348
- 28 冯绳武. 民勤绿洲的水系演变. 地理学报, 1963, 29: 241–249
- 29 王苏民, 窦鸿身. 中国湖泊志. 北京: 科学出版社, 1998. 322–323
- 30 颜耀文, 王君婷. 基于 TM 影像和 DEM 的白碱湖湖面变化模拟. 遥感技术与应用, 2006, 21: 284–287
- 31 霍涅尔, 陈宗器. 中国西北之交替湖. 方志月刊, 1935, 8: 23–25
- 32 Mischke S, Dellske D, Schudack M E. Hydrologic and climatic implications of a multidisciplinary study of the Mid to Late Holocene Lake Eastern Juyan. *Chinese Sci Bull*, 2003, 48: 1411–1417
- 33 郑喜玉, 张明刚, 徐昶, 等. 中国盐湖志. 北京: 科学出版社, 2002. 378
- 34 Zhang H C, Ming Q Z, Lei G L, et al. Dating on lacustrine deposits in a hyperarid inland basin of NW China. *Radiocarbon*, 2006, 48: 219–226
- 35 Long H, Lai Z P, Wang N A, et al. A combined luminescence and radiocarbon dating study of Holocene lacustrine sediments from arid northern China. *Quat Geochronol*, 2011, 6: 1–9
- 36 Wang N A, Li Z L, Li Y, et al. Younger Dryas event recorded by the mirabilite deposition in Huahai lake, Hexi Corridor, NW China. *Quat Int*, 2010, doi:10.1016/j.quaint.2010.11.017
- 37 Li Y, Wang N A, Cheng H Y, et al. Holocene environmental change in the marginal area of the Asian monsoon: a record from Zhuye Lake, NW China. *Boreas*, 2009, 38: 349–361
- 38 Li Y, Wang N A, Morrill C, et al. Environmental change implied by the relationship between pollen assemblages and grain-size in NW Chinese lake sediments since the Late Glacial. *Rev Palaeobot Palynology*, 2009, 154: 54–64
- 39 隆浩, 王乃昂, 李育, 等. 猪野泽记录的季风边缘区全新世中期气候环境演化历史. 第四纪研究, 2007, 27: 371–381
- 40 Long H, Lai Z P, Wang N A, et al. Holocene climate variations from Zhuyeze terminal lake records in East Asian monsoon margin in arid northern China. *Quat Res*, 2010, 74: 46–56
- 41 李育, 王乃昂, 李卓仑, 等. 石羊河流域全新世孢粉记录及其对气候系统响应争论的启示. 科学通报, 2011, 56: 161–173
- 42 聂宗笙, 李虹, 马保起. 内蒙古河套盆地晚更新世晚期化石动物群. 第四纪研究, 2008, 28: 14–25
- 43 Porter S C, Singhvi A, An Z S, et al. Luminescence age and palaeoenvironmental implications of a Late Pleistocene ground wedge on the northeastern Tibetan plateau. *Permafrost Periglacial Process*, 2001, 12: 203–210
- 44 王苏民, 施雅风. 晚第四纪青海湖演化研究析视与讨论. 湖泊科学, 1992, 4: 1–9
- 45 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, 10: 21–30
- 46 Nanson G C, Callenb R A, Price D M. Hydroclimatic interpretation of Quaternary shorelines on South Australian playas. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 1998, 144: 281–305

- 47 Mauz B. Late Pleistocene records of littoral processes at the Tyrrhenian Coast (Central Italy): Depositional environments and luminescence chronology. *Quat Sci Rev*, 1999, 18: 1173–1184
- 48 Ollerhead J, Huntley D J, Nelson A R, et al. Optical dating of tsunami-laid sand from an Oregon coastal lake. *Quat Sci Rev*, 2001, 20: 1915–1926
- 49 丁仲礼, 孙继敏, 余志伟, 等. 黄土高原过去 130 ka 来古气候事件年表. *科学通报*, 1998, 43: 567–574
- 50 Wang Y J, Cheng H, Edwards R L, et al. Millennial- and orbital-scale changes in the East Asian monsoon over the past 224000 years. *Nature*, 2008, 451: 1090–1093
- 51 Xiao J L, An Z S, Liu T S, et al. East Asian monsoon variation during the last 130000 Years: Evidence from the Loess Plateau of central China and Lake Biwa of Japan. *Quat Sci Rev*, 18: 147–157
- 52 Yuan D X, Cheng H, Edwards R L, et al. Timing, Duration, and Transitions of the Last Interglacial Asian Monsoon. *Science*, 2004, 304: 575–578
- 53 Lu H Y, Wu N Q, Liu K B, et al. Phytoliths as quantitative indicators for the reconstruction of past environmental conditions in China II: Palaeoenvironmental reconstruction in the Loess Plateau. *Quat Sci Rev*, 2007, 26: 759–772
- 54 Berger A L. Long-term variations of daily insolation and Quaternary climatic changes. *J Atmos Sci*, 1978, 35: 2362–2367
- 55 Stuiver M, Braziunas T F, Grootes P M, et al. Is there evidence for solar forcing of climate in the GISP2 oxygen isotope record? *Quat Res*, 1997, 48: 259–266
- 56 李春海, 唐领余, 冯兆东, 等. 甘肃静宁地区晚更新世晚期高分辨率的孢粉记录及其反映的气候变化. *中国科学 D 辑: 地球科学*, 2006, 36: 453–460
- 57 孙湘君, 宋长青, 王琤瑜, 等. 黄土高原南缘 10 万年以来的植被——陕西渭南黄土剖面的花粉记录. *科学通报*, 1995, 40: 1222–1224
- 58 姚檀栋, Thompson L G, 施雅风, 等. 古里雅冰芯中末次冰期以来气候变化记录研究. *中国科学 D 辑: 地球科学*, 1997, 27: 447–452
- 59 张虎才, 张文翔, 常凤琴, 等. 稀土元素在湖相沉积中的地球化学分异——以柴达木盆地贝壳堤剖面为例. *中国科学 D 辑: 地球科学*, 2009, 39: 1160–1168
- 60 杨小平. 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*, 2000, 45: 428–434
- 61 张文翔, 张虎才, 雷国良, 等. 稀土元素指标 $\delta\text{Ce}-\Sigma\text{REE}$ 对沉积相的指示研究. *第四纪研究*, 2009, 29: 789–796
- 62 杨伦庆, 张虎才, 类延斌, 等. 内蒙古西部额济纳古湖小孤山剖面有机质与碳酸盐组成及其古环境意义. *第四纪研究*, 2009, 29: 256–267
- 63 Feng Z D, Tang L Y, Ma Y Z, et al. Vegetation variations and associated environmental changes during marine isotope stage 3 in the western part of the Chinese Loess Plateau. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 2007, 246: 278–291
- 64 汪品先. 全球季风的地质演变. *科学通报*, 2009, 54: 535–556
- 65 Pokras E M, Mix A C. Earth's precession cycle and Quaternary climate change in tropical Africa. *Nature*, 1987, 326: 486–487
- 66 施雅风, 刘晓东, 李炳元, 等. 距今 40~30 ka 青藏高原特强夏季风事件及其与岁差周期关系. *科学通报*, 1999, 44: 1475–1480
- 67 施雅风, 姚檀栋. 中低纬度 MIS 3b(54~44 ka BP)冷期与冰川前进. *冰川冻土*, 2002, 24: 1–9
- 68 Helmens K F, Risberg J, Jansson K N, et al. Early MIS 3 glacial lake evolution, ice-marginal retreat pattern and climate at Sokli (northeastern Fennoscandia). *Quat Sci Rev*, 2009, 28: 1880–1894
- 69 于革, 郑益群, 柯贤坤. 东亚 35 ka BP 气候模拟及变化机制探讨. *科学通报*, 2004, 49: 2211–2219