

文章编号: 1000-0550(2012)06-1072-08

试论利用青海湖介形虫体长定量恢复湖水古盐度的可靠性^①

徐星娜^{1,2} 汪勇² 沈吉² 王勇¹

(1. 西南大学地理科学学院 重庆 400715;

2. 中国科学院南京地理与湖泊研究所 湖泊与环境国家重点实验室 南京 210008)

摘要 以青海湖东南部湖盆钻取的长475 cm沉积岩芯(QH-2005)为材料,基于6个层位¹⁴C年代(4个总有机碳(BOC)样品年代和2个木质素样品年代)建立了晚冰期以来QH-2005钻孔的“深度—年代”模型,并对BOC样品¹⁴C年代的硬水效应(732~2475年)进行了校正。挑选沉积物中成年介形虫(*Limnocythere inopinata*或*Eucypris inflata*)壳体,对其测定了 $\delta^{18}\text{O}$ 值;同时测定了*L. inopinata*壳体体长,在此基础上利用经验公式定量恢复了青海湖湖水古盐度;此外还对QH-2005钻孔沉积物进行了红度指标的测定。结果表明:QH-2005孔沉积物红度和介形虫壳体 $\delta^{18}\text{O}$ 指标所揭示的晚冰期以来气候演化模式与前人研究结果基本一致,而*L. inopinata*壳体体长定量重建的湖水古盐度只在较长时间尺度上(对应较大的湖水盐度变化)与气候演化模式较为一致,但在千/百年尺度上并不能很好指示气候突变事件,可见青海湖湖水盐度是*L. inopinata*壳体体长变化的一个重要影响因素,但并非唯一的决定性因素。

关键词 硬水效应 介形虫体长 湖水古盐度定量 青海湖

第一作者简介 徐星娜 女 1987年出生 硕士研究生 第四纪地质学 E-mail: xnXu1823@swu.edu.cn

中图分类号 P534.63 **文献标识码** A

利用湖泊沉积,尤其是内陆封闭湖泊的沉积记录恢复古气候演变是过去全球变化研究的重要内容之一^[1],青海湖是我国最大的内陆封闭微咸水湖,湖区处于东南季风、西南季风和西风急流三者的交汇地带,是利用湖泊沉积研究过去全球变化的理想地区。湖泊沉积物中的生物指标是重建湖区古气候环境最为详尽的信息来源之一^[2]。介形虫广泛分布于各类湖泊体系中,其个体生存和繁衍对湖泊环境,对水化学条件的变化极其敏感。介形虫壳体的形态学特征及其与生长环境的关系已引起了有关学者的关注^[3~5],其中利用介壳体长定量恢复古盐度为古气候环境演变研究提供了新的思路。例如,青海湖介形虫特异湖浪介(*Limnocythere inopinata*)和胖真星介(*Eucypris inflata*)已被用来恢复晚更新世以来青海湖地区湖泊水位和季风降水的变化^[6~8],尹宇等^[4]利用*L. inopinata*建立了青藏高原地区湖泊中介形虫壳体体长与湖水盐度关系的经验公式,张恩楼等^[5]利用其定量恢复了青海湖近900年的古盐度变化序列,并认为*L. inopinata*壳体体长可以很好地重建湖水古盐度。

然而,*L. inopinata*壳体是否也能揭示不同地质历史时期(如晚冰期以来)湖水盐度的变化呢?要回答这一问题,需要对同一钻孔展开多环境代用指标研究,以验证*L. inopinata*壳体体长定量湖水古盐度结果;同时,还要和前人研究结果作相互验证,而这又要求建立可靠的时间序列。青海湖湖水硬度高,其沉积物中碳酸盐含量高达50%^[9],沉积物¹⁴C年代受湖泊硬水效应影响较大,前人的研究表明沉积物中总有机碳¹⁴C年龄偏老约700~1500 a^[10~12]。但是考虑到湖泊水文状况和大气¹⁴C浓度等因素的变化,湖泊硬水效应随着时间推移也应该是不断变化的。因此,有必要研究硬水效应随时间的变化性,并用其对沉积物¹⁴C年龄进行校正。

本文旨在研究青海湖硬水效应随时间的变化性,用其对沉积物¹⁴C年代进行校正,从而建立可靠的年代标尺,在此基础上,利用成年*L. inopinata*壳体体长定量重建了青海湖晚冰期以来湖水古盐度序列,同时测定了介壳 $\delta^{18}\text{O}$ 和沉积物红度指标,用以讨论介形虫体长定量恢复湖水古盐度方法的可靠性。

^①国家重点基础研究发展规划“973”项目(No. 2010CB95021),中国科学院南京地理与湖泊研究所青年科学家小组项目(NIGLAS2011KXJ002),国家自然科学基金项目(批准号:40902047)资助。

收稿日期:2011-10-08;收修改稿日期:2012-02-20

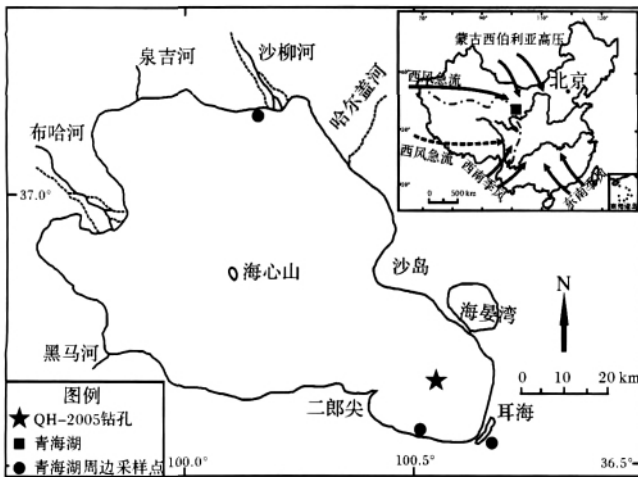


图 1 青海湖位置及 QH-2005 钻孔采样点

Fig. 1 Location of Lake Qinghai and core site of QH-2005

1 研究区域概况

青海湖(99°36′~100°47′E, 36°32′~37°15′N)地处青藏高原东北隅,是我国最大的内陆封闭咸水湖(图1)。该湖海拔3196 m,总面积约4400 km²,蓄水量778×10⁸ m³,最大水深27.0 m,平均水深17.9 m。湖区属高寒半干旱气候,年均温1.2℃,季节变化在-12.6℃~5℃之间。年均降水量336.6 mm,其中5~9月降水量占全年的85%以上。年均蒸发量950.0 mm,6~9月蒸发量约占年的60%以上^[13]。湖水补给主要依赖地表径流和湖面降水,入湖河流40余条,主要集中于西部和北部^[13]。集水面积29661.0 km²,补给系数5.83;年入湖地表径流量

17.67×10⁸ m³,年入湖地下径流量4.0×10⁸ m³,湖面降水量14.61×10⁸ m³,湖面蒸发量41.21×10⁸ m³。湖水呈弱碱性,pH值和盐度分别为9.23和14.13 g/L,咸化趋势明显,属氯化物盐类钠组II型水^[13]。

2 材料与方法

2.1 材料

2005年7月,在青海湖东南部湖盆24 m水深处用 UWITEC 型水上采样平台(奥地利产)采得连续沉积柱状岩芯 475 cm(QH-2005)。QH-2005 孔岩性:0~75 cm 深度为浅灰色到深黑色粉砂(其中0~15 cm 深度为层理状深黑色,15~40 cm 深度为灰白色,40~75 cm 深度为深黑色),含有丰富的 *L. inopinata* 壳体但 *E. inflata* 壳体稀少;75~250 cm 深度为浅灰黑色细粉砂,含有丰富的 *L. inopinata* 和 *E. inflata* 壳体;250~390 cm 深度为灰黑色粗粉砂, *E. inflata* 壳体异常丰富但无 *L. inopinata* 壳体;390~475 cm 深度主要为浅灰色粗粉砂(其中390~395 cm 及412~417 cm 深度为白云石层),含有较少 *L. inopinata* 和 *E. inflata* 壳体。

对 QH-2005 岩芯以 1 cm 间距分样,共获得了 475 个沉积物样品,密封于塑料袋中 4℃ 保存以备分析。此外,在青海湖、耳海以及沙柳河口(图1)还用 Kajak 重力采样器采集了 3 个表层沉积物样品,用同样方法保存。

2.2 方法

青海湖 QH-2005 孔沉积岩芯年代序列是基于不

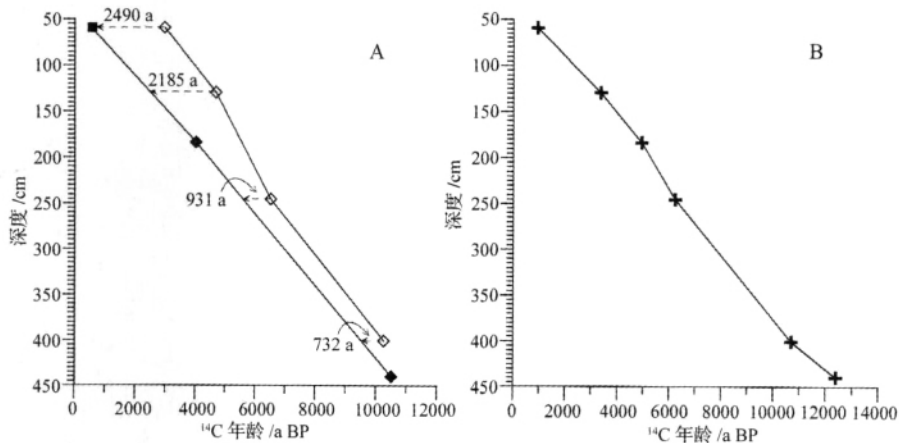


图 2 QH-2005 岩芯年代—深度模型

(“■”表示根据青海湖现代沉积物沉积速率 1.0~1.2 mm/a^[15,16] 估算后再经转化得出的绝对年龄(14C 年龄),

“◆”表示 2 个木质 14C 年龄 “◇”表示 4 个总有机碳 14C 年龄)

Fig. 2 The age-depth model of Core QH-2005

(“■” represents the 14C date calculated for 59 cm depth by the sedimentation rate(1.0~1.2 mm/a^[15,16]) of recent sediment of Lake Qinghai, “◆”denotes radiocarbon dating on lignin “◇” indicates radiocarbon dating on bulk organic carbon.)

同深度的4个总有机碳(BOC)样品和2个木质素样品 ^{14}C 年代^[14]建立的(图2),分别在日本东京大学和 美国国家海洋科学 AMS ^{14}C 实验室(NOSAMS)测定。

从已分好的样品中挑选4g沉积物加入去离子水,用125 μm 筛洗掉淤泥,之后转移至玻璃皿中,在 双目显微镜下统计*L. inopinata*和*E. inflata*壳体的 丰度。对于存在*L. inopinata*壳体的沉积物样品,随 机挑选其成年壳体30个,用镜头标尺分别测量这30 个壳体体长,统计这30个体长的分布,去除异常值,

取余下的平均值,最后共获得了QH-2005孔280个 层位以及3个现代水体(青海湖、耳海以及沙柳河 口)*L. inopinata*壳体的体长数据(图3)。

介壳 $\delta^{18}\text{O}$ 测定尽量选取*L. inopinata*壳体,但 对于不存在*L. inopinata*壳体的沉积物样品,则挑选 成年*E. inflata*壳体15个代替,共获得了475个层位 的介形虫壳体样品。将其用去离子水清洗干净后,转 移至与Finnigan Delta^{plus}型质谱相连接的Gas Bench 上,与100%纯磷酸在72 $^{\circ}\text{C}$ 条件下反应1h后,将释

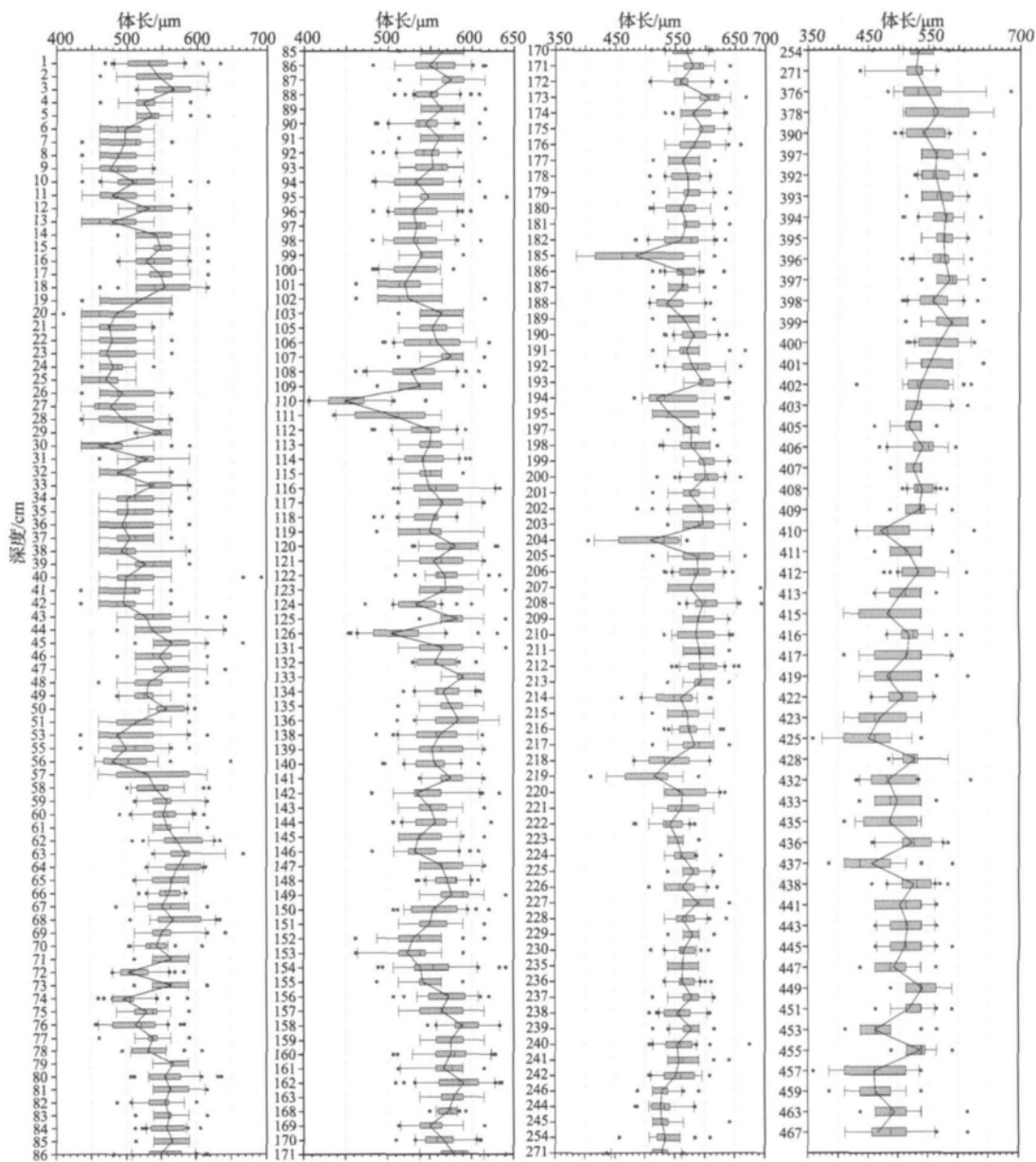


图3 QH-2005孔成年介形虫*L. inopinata*壳体体长测量结果

(每组体长测量数据用箱线图表示,小黑点代表异常值,黑色实线代表去除异常值后取的平均值)

Fig. 3 Measurement results of fossil *L. inopinata* body length in core QH-2005

(Box plots indicate body length for each sample. Black dots denote outliers of the 30 measured body lengths. The outliers are removed before the mean value of body lengths indicated by solid curves is calculated.)

放的 CO_2 在线进行稳定氧同位素的测定。实验结果用 $\delta^{18}\text{O}$ 表示(相对于 V-PDB 标准), 该方法的测试误差小于 0.1‰ 。本实验在中科院南京地理与湖泊研究所国家重点实验室完成。

此外, 还对 475 个沉积物样品进行了红度 (%) 指标的测定, 使用仪器为 Perkin—Elmer Lambda 900 型光谱仪, 在南京大学地球科学系完成。

3 结果和讨论

3.1 ^{14}C 年代

QH-2005 孔 BOC 样品 ^{14}C 年代较木质素样品 ^{14}C 年代明显偏老, 系湖泊硬水效应所致。来源于陆源木本植物的木质素 ^{14}C 年代不受湖泊硬水效应影响^[14], 其所代表的绝对年龄, 加之 QH-2005 孔 59 cm 深度处的年龄约为 490 ~ 590 cal a BP(根据 1.0 ~ 1.2 mm/a^[15, 16] 的沉积速率算出, 其对应 ^{14}C 年龄约为 380 ~ 630 a BP), 利用这三个层位的绝对年代(^{14}C 年龄), 采用内插平均值的办法可以得到对应于每个深度的绝对年龄, 与相同层位 BOC 样品 ^{14}C 年代(受硬水效应影响)相减, 即为相应的硬水效应。可见: 晚冰期以来, 青海湖硬水效应逐渐增大, 由 732 年逐渐增至 2475 年(图 2A) 这不仅与前人的研究结果(约 1000 ~ 2323 a BP)^[10, 11, 17, 18] 较为吻合, 而且凸显了硬水效应随时间的变化性, 以及利用其进行老碳校正的必

要性。故此, 笔者对 QH-2005 孔 BOC ^{14}C 年龄作了硬水效应校正, 最后利用 Calib5.1 程序^[19] 将校正后的年代及木质素年代转化为日历年龄(图 2B)。经内插和外推得出, QH-2005 孔岩芯底部 475 cm 年龄为 13, 500 cal a BP, 岩芯沉积速率为 0.23 ~ 0.55 mm/a, 平均为 0.36 mm/a。

3.2 介形虫壳体氧同位素

介形虫壳体 $\delta^{18}\text{O}$ 值的变化取决于壳体形成时的水体温度和湖水 $\delta^{18}\text{O}$ 值, 其与水体温度呈负相关, 而与湖水 $\delta^{18}\text{O}$ 呈正相关。根据前人的研究结果^[6-8] 表明, 青海湖介壳 $\delta^{18}\text{O}$ 变化主要反映了湖水 $\delta^{18}\text{O}$ 的变化, 可以用来反映季风降雨的强度^[8], 敏感响应于气候冷暖干湿的变化: 季风降水较弱, 气候较为冷干时, 介壳 $\delta^{18}\text{O}$ 值较高; 而季风降水加强, 气候较为暖湿时, 介壳 $\delta^{18}\text{O}$ 值较低。

QH-2005 孔介壳(*L. inopinata* 和 *E. inflata*) $\delta^{18}\text{O}$ 在 -3.54‰ ~ 2.71‰ 之间变化, 平均值为 -0.51‰ (图 4)。晚冰期 $\delta^{18}\text{O}$ 处于高值段但呈显著降低趋势, 代表气候整体上较为冷干, 但开始趋于暖湿, 湖泊水位逐渐上升; 全新世早中期, $\delta^{18}\text{O}$ 迅速降低, 处于全孔最低水平, 指示气候达到最为暖湿的适宜期, 湖泊水位上升至空前; 全新世晚期, $\delta^{18}\text{O}$ 呈阶梯式富集趋势, 表明气候逐渐转为冷干, 湖泊水位逐渐下降。

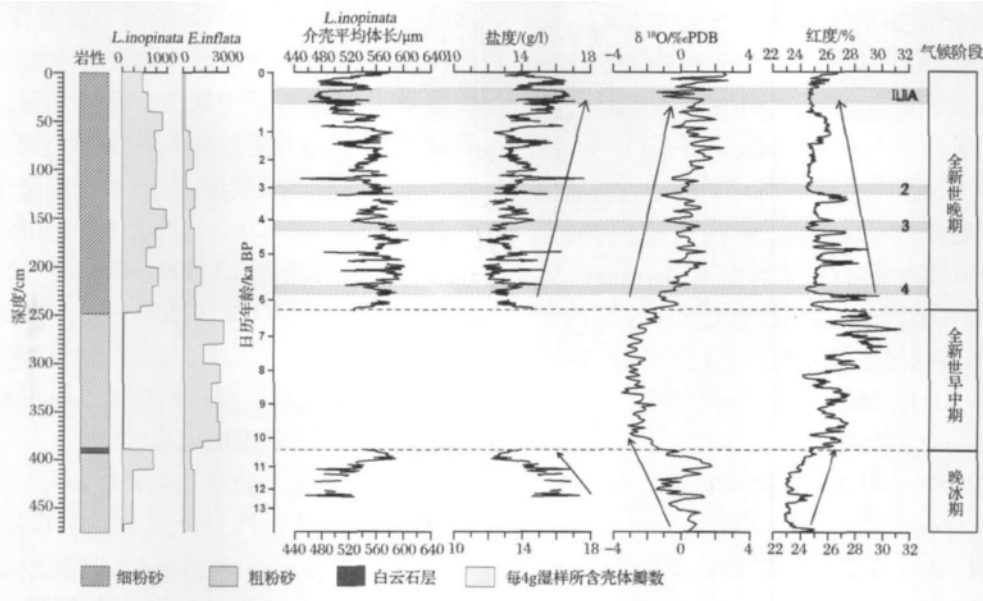


图4 QH-2005 孔介壳丰度(*L. inopinata* 和 *E. inflata*)、湖水古盐度(基于 *L. inopinata* 壳体体长定量恢复)、介壳 $\delta^{18}\text{O}$ 以及沉积物红度结果, 其中 4、3、2、LIA 分别代表第 4、3、2 次冰漂事件及小冰期^[20]

Fig. 4 Multi-proxy results of ostracod species (*L. inopinata* and *E. inflata*) abundances, lake water paleo-salinity (transferred from ostracod body length), ostracod oxygen isotope and redness percentage of Core QH-2005, and 4, 3, 2, LIA, respectively, represent ice-rafting event 4, 3, 2 and Little Ice Age^[20]

3.3 沉积物红度

沉积物红度主要与铁的氧化物含量相关,尤其是赤铁矿和针铁矿,通常从湖泊流域侵蚀而来并通过径流搬运至湖盆中^[21,22]。较低的红度值指示了源于流域物质的减少,与色浅、纹理状的沉积物相对应,反之则指示了流域物质的增加^[23]。因此,沉积物红度可间接反映湖泊流域降水及入湖径流强度的变化。

QH-2005孔晚冰期以来沉积物红度变化于22.81%~31.33%之间,阶段性特征显著(图4):晚冰期红度虽然较低,但增加趋势明显,表明湖泊入流加强,流域进入湖泊物质增多,与气候暖湿化有关;全新世早中期红度上升至全孔最高水平,指示了湖泊入流很强,与季风强度大为加强有关;全新世晚期,红度值逐渐降低,指示了入湖径流减弱,与季风衰退有关。

3.4 介形虫(*L. inopinata*)体长

3.4.1 *L. inopinata*壳体体长定量重建湖水古盐度

QH-2005孔介形虫属种单一,仅有*E. inflata*和*L. inopinata*两种。*E. inflata*是喜盐种,能忍受高盐度的水体^[24];而*L. inopinata*大多生活在淡水中,在少盐-中盐度水体中最为繁盛。一般认为,仅此两者共存可以指示富氯化钠、碱性及整体偏高的盐度水体环境^[25]。有研究^[4,26]表明,*L. inopinata*是青藏高原湖泊中的优势种,壳体体长与其生存的水体盐度具有较为密切的关系:当用于形成壳体物质的吸收率受限时(盐度增加),介形虫的繁殖年龄将被推迟,故*L. inopinata*通过减小其个体大小来保证对环境变化的适应度,从而造成了在高盐度条件下成年介壳体长减小的一种生理强迫(physiological constraint)^[4]。因此,介形虫壳体体长越大指示了当时湖泊环境盐度越低,反之则盐度越高。不仅如此,尹宇等^[4]还研究了青藏高原地区50多个湖泊水体现生*L. inopinata*体长特征对水化学环境因子的响应,建立了一个适用于青藏高原湖泊的古盐度定量重建公式(公式1~3):

$$y = (x - 569.09) / 36.685 \quad (R^2 = 0.258, y \leq 2.0 \text{ ms/cm}) \quad (1)$$

$$y = (x - 522.50) / 23.808 \quad (R^2 = 0.380, 2.0 \text{ ms/cm} < y \leq 5.62 \text{ ms/cm}) \quad (2)$$

$$y = (680.71 - x) / 6.2092 \quad (R^2 = 0.752, y > 5.62 \text{ ms/cm}) \quad (3)$$

其中 x 代表壳体平均体长(μm), y 代表电导率(ms/cm), R^2 代表体长和电导率之间的相关系数。

QH-2005孔成年*L. inopinata*壳体体长变化于448.8~606.0 μm 之间,平均值为542.5 μm ,最大变

幅为157.1 μm (图3)。*L. inopinata*壳体体长在晚冰期时整体较低;全新世早中期*L. inopinata*壳体缺失;全新世晚期其壳体体长整体呈降低趋势(图4)。根据以上经验公式将介壳体长数据转化为湖水电导率(ms/cm),再根据张恩楼等^[5]的经验公式,进一步将湖水电导率转换为湖水盐度(g/L)。由此便可定量恢复晚冰期和全新世晚期青海湖湖水古盐度(图4),重建的古盐度在11.54~17.61g/L之间变化,平均值为14.00g/L。同样,用此方法定量反演了青海湖及其周围水体现代湖水盐度,其结果与实测值较为一致(表1),大为印证了利用此种方法定量重建湖水古盐度的可靠性。

表1 青海湖及其周边水体*L. inopinata*介壳体长及其盐度恢复结果

Table 1 Comparison of in situ measured salinity with salinity transferred from ostracod body length

采样位置	介壳体长 / μm	电导率 /(ms/cm)	盐度 /(g/l)	实测盐度 /(g/L)
青海湖	529.536	24.348	14.493	14.698
耳海	524.388	1.219	8.943	9.308
沙柳河口	541.859	0.742	8.828	9.192

3.4.2 古盐度定量结果与气候演化模式的关系

关于青海湖晚冰期以来的气候演化模式已有较多研究^[6~8,10],结果显示:晚冰期青海湖地区气候逐渐转暖,季风降水和湖区冰融水的增加导致湖水盐度明显降低;全新世早中期由于季风加强,气候转为暖湿,湖泊水位抬升至较高水平,湖水盐度大为降低;全新世晚期由于季风衰退,湖泊水位逐渐下降,湖水盐度逐渐升高。QH-2005孔介壳 $\delta^{18}\text{O}$ 和沉积物红度指标所揭示的青海湖13,500 cal a BP以来的气候变化,与上述气候演化模式基本一致,在此不展开讨论。本文主要通过比较湖水古盐度定量结果与已有气候演化模式间的关系,探讨利用*L. inopinata*壳体长度定量恢复湖水古盐度的可靠性。

在较长时间尺度上,成年*L. inopinata*壳体体长所恢复的湖水古盐度与介壳 $\delta^{18}\text{O}$ 和沉积物红度指标具有很好的一致性。晚冰期时,湖水古盐度定量结果呈急剧波动下降趋势,与此时气候转暖、季风降水/冰融水增多有关;与之相对应,介壳 $\delta^{18}\text{O}$ 值显著下降(稀释效应),沉积物红度显著上升(湖泊入流增加),也都指示了气候的暖湿化。全新世晚期,定量重建的湖水古盐度整体上呈显著上升趋势,与季风退化和气

候冷干化所引起的湖泊水位下降有关;相应地,此时介壳 $\delta^{18}\text{O}$ 值增加趋势显著,沉积物红度呈明显下降趋势,分别与蒸发富集和湖泊入流减少有关,都指示了季风的减弱和气候趋于冷干。

在千/百年较短的时间尺度上,Bond等^[20]最早根据北大西洋沉积记录揭示出全新世8次千/百年尺度冰川碎屑漂移事件(又称冰筏事件),表明全新世气候同样也包含了一系列明显和短暂的气候突变事件。QH-2005孔红度和介壳 $\delta^{18}\text{O}$ 曲线较好地揭示了4次冰筏事件(即第4、3、2次冰筏事件和小冰期事件)(图4),但湖水古盐度定量结果所揭示的快速变化与之并不吻合。可见,壳体体长所恢复的古盐度并不能很好地反映这些气候突变事件,这与*L. inopinata*壳体体长的影响因素较为复杂有关。Yin等^[3]曾提出盐度和温度以及它们之间潜在的相互作用都可能对介形虫形态上的变异性产生重要影响。而事实上,诸如水体深度、离子组成等环境因素也都会影响*L. inopinata*的生长过程,进而影响其壳体长短。

总体来看,*L. inopinata*壳体体长所定量恢复的青海湖湖水古盐度,在较长时间尺度上与气候演化模式基本一致,但在千/百年尺度上并不能很好地指示气候突变,这与张恩楼等^[5]的应用结果不甚相符。因此笔者认为,尽管青海湖*L. inopinata*壳体体长与湖水盐度关系密切,在较长的时间尺度上湖水盐度(有较大的变化)表现为*L. inopinata*壳体体长变化的一个重要影响因素,但并非是*L. inopinata*壳体体长变化的唯一决定性因素,因为在较短的时间尺度上,湖水盐度与*L. inopinata*壳体体长的关系并不明了。

4 结论

QH-2005孔的“深度—年代”模型是基于4个BOC¹⁴C年龄和2个木质素¹⁴C年龄建立的,受湖泊硬水效应影响,BOC样品较木质素样品¹⁴C年龄明显偏老,约变化于732~2185a之间,加之QH-2005孔59cm深度BOC¹⁴C年龄亦偏老2475年左右,可见,自晚冰期以来青海湖硬水效应呈显著且不断变化的,由732年增至931年,再到2185a,到核爆前又增至2475a左右。这对认识湖泊沉积物BOC¹⁴C年龄硬水效应随时间的变化性有重要的启示意义,笔者借此初步对青海湖不同时期的硬水效应进行了相应校正,当然,要真正深入了解青海湖硬水效应对沉积物年龄的影响,还需要在湖泊碳循环、古水文定量等方面做大量细致的工作。

QH-2005孔介壳 $\delta^{18}\text{O}$ 和沉积物红度指标所揭示的青海湖13500cal a BP以来的气候变化,与前人研究揭示的气候演化模式较为一致,与此相应,*L. inopinata*壳体体长所重建的湖水古盐度只在较长时间尺度上(对应湖水较大的盐度变化)与气候演化模式一致,而在千/百年较短的时间尺度上,并不能很好地指示气候突变事件。笔者认为,除湖水盐度外诸如*L. inopinata*所寄生水体的温度、深度、离子组成等一系列因素,都会影响*L. inopinata*生长,进而影响其壳体长短。因此,在利用介形虫壳体生态特征来反演环境变量时应综合考虑各方面因素,对经验公式的适用性还必须用培养实验去验证。

参考文献(References)

- 1 王苏民. 湖泊沉积的信息原理与研究趋势[M]//张兰生编. 中国生存环境历史演变规律研究. 北京:海洋出版社,1993:22-31 [Wang Sumin. The Information Principle and the Research Trend of the Lacustrine Sediment[M]//Zhang Lansheng, eds. The Research of the Environment Rule of Chinese Existence Environmental History. Beijing: China Ocean Press, 1993: 22-31]
- 2 Smol J P, Birks H J B, Last W M. Using biology to study long-term environmental change[M]//Smol J P, Birks H J B, Last W M, eds. Tracking environmental change using lake sediments[M]. Dordrecht: Kluwer Academic Publishers, 2001
- 3 Yin Yu, Geiger W, Martens K. Effect of genotype and environment on phenotypic variability in *Limnocythere inopinata* (Crustacea: Ostracoda) [J]. *Hydrobiologia*, 1999, 46(1): 54-56
- 4 尹宇,李万春,羊向东,等. 特异湖浪介对水化学环境因子的形态学响应[J]. 中国科学: D辑, 2001, 31(增刊): 252-257 [Yin Yu, Li Wanchun, Yang Xiangdong, et al. Morphological response of *Limnocythere inopinata* (ostracoda) to hydrochemical environment factors [J]. *Science in China: Series D*, 2001, 31 (Suppl.): 252-257]
- 5 张恩楼,沈吉,王苏民,等. 近0.9ka来青海湖湖水盐度的定量恢复[J]. 科学通报, 2004, 49(7): 697-701 [Zhang Enlou, Shen Ji, Wang Sumin, et al. Quantitative reconstruction of the paleosalinity at Qinghai Lake in the past 900 years [J]. *Chinese Science Bulletin*, 2004, 49(7): 697-701]
- 6 张彭熹,张保珍,杨文博. 青海湖冰后期以来古气候波动模式研究[J]. 第四纪研究, 1989, 9(1): 66-77 [Zhang Pengxi, Zhang Baozhen, Yang Wenbo. On the model of post-glacial palaeoclimatic fluctuation in Lake Qinghai region [J]. *Quaternary Sciences*, 1989, 9(1): 66-77]
- 7 Lister G S, Kelts K, Chen K Z, et al. Lake Qinghai, China: closed basin lake levels and the oxygen isotope record for ostracoda since the last Pleistocene [J]. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 1991, 84: 141-162
- 8 刘兴起,沈吉,王苏民,等. 晚冰期以来青海湖地区气候变迁受西南季风控制的介形类壳体氧同位素证据[J]. 科学通报, 2006, 51

- (22): 2690-2694 [Liu Xingqi, Shen Ji, Wang Sumin, *et al.* South-west monsoon changes indicated by oxygen isotope of ostracode shells from sediments in Lake Qinghai since the late Glacial[J]. Chinese Science Bulletin, 2006, 51(22): 2690-2694]
- 9 中国科学院兰州分院, 中国科学院西部资源环境研究中心. 青海湖近代环境的演化和预测[M]. 北京: 科学出版社, 1994: 225-239 [Lanzhou Branch of Chinese Academy of Sciences, West Center of Resource and Environment, Chinese Academy of Sciences. Evolution of Recent Environment in Qinghai Lake and Its Prediction[M]. Beijing: Science Press, 1994: 225-239]
- 10 Shen Ji, Liu Xingqi, Wang Sumin, *et al.* Palaeoclimate changes in the Qinghai Lake area during the last 18 000 years[J]. Quaternary International, 2005, 136: 131-140
- 11 Yu Shiyong, Shen Ji, Cloman S M. Modeling the radiocarbon reservoir effect in lacustrine systems[J]. Radiocarbon, 2007, 49: 1241-1254
- 12 Henderson A C G, Holmes J A. Palaeolimnological evidence for environmental change over the past millennium from Lake Qinghai sediments: A review and future research prospective[J]. International, 2009, 194: 134-147
- 13 王苏民, 窦鸿身. 中国湖泊志[M]. 北京: 科学出版社, 1998: 339-340 [Wang Sumin, Dou Hongshen. China Lake Records[M]. Beijing: Science Press, 1998: 339-340]
- 14 Hou Juzhi, Huang YongSong, Brodsky C, *et al.* Radiocarbon dating of individual lignin phenols: A new approach for establishing chronology of late Quaternary lake sediments[J]. Analytical Chemistry, 2010, 82(17): 7119-7126
- 15 沈吉, 张恩楼, 夏威岚. 青海湖近千年来气候环境变化的湖泊沉积记录[J]. 第四纪研究, 2001, 21(6): 508-513 [Shen Ji, Zhang Enlou, Xia Weilan. Records from lake sediments of the Qinghai Lake to mirror climatic and environmental changes of the past about 1000 years[J]. Quaternary Science, 2001, 21(6): 508-513]
- 16 Henderson A C G, Holmes J A, Zhang J W, *et al.* A carbon-and oxygen-isotope record of recent environmental change from Qinghai Lake, NE Tibetan Plateau[J]. Chinese Science Bulletin, 2003, 48: 1463-1468
- 17 汪勇, 沈吉, 吴健, 等. 湖泊沉积物¹⁴C年龄硬水效应校正初探——以青海湖为例[J]. 湖泊科学, 2007, 19(5): 504-508 [Wang Yong, Shen Ji, Wu Jian, *et al.* Hard-water effect correction of lacustrine sediment ages using the relationship between ¹⁴C levels in lake waters and in the atmosphere: the case of Lake Qinghai[J]. Journal of Lake Science, 2007, 19(5): 504-508]
- 18 汪勇, 沈吉, 刘兴起, 等. 青海湖全新世硬水效应随时间变化性及其对沉积物¹⁴C年龄的校正[J]. 湖泊科学, 2010, 22(3): 458-464 [Wang Yong, Shen Ji, Liu Xingqi, *et al.* A corrected ¹⁴C age model for Lake Qinghai's sediment spanning the Holocene period, based on the reconstruction of temporal changes in hard water effect[J]. Journal of Lake Science, 2010, 22(3): 458-464]
- 19 Reimer P J, Reimer R W. A marine reservoir correction database and on-line interface[J]. Radiocarbon, 2001, 43: 461-464
- 20 Bond G, Showers W, Cheseby M, *et al.* A pervasive millennial-scale cycle in North Atlantic Holocene and glacial climates[J]. Science, 1997, 278: 1257-1266
- 21 Deaton B C, Balsam W L. Visible spectroscopy: a rapid method for determining hematite and goethite concentration in geological materials[J]. Journal of Sedimentary Petrology, 1991, 61: 628-632
- 22 Ji Junfeng, Balsam W L, Chen Jun, *et al.* Rapid and quantitative measurement of hematite and goethite in the Chinese loess-paleosol sequence by diffuse reflectance spectroscopy[J]. Clays and Clay Miner, 2002, 50(2): 208-216
- 23 Ji Junfeng, Shen Ji, Balsam W, *et al.* Asian monsoon oscillations in the northeastern Qinghai-Tibet Plateau since the late glacial as interpreted from visible reflectance of Qinghai Lake sediments[J]. Earth and Planetary Science Letters, 2005, 233: 61-70
- 24 De Deckker P. Ostracods of athlasic saline lakes[J]. Hydrobiologia, 1981, 81: 131-144
- 25 Li Xiangzhong, Liu Weiguo, Zhang Ling, *et al.* Distribution of recent ostracod species in the Lake Qinghai area in northwestern China and its ecological significance[J]. Ecological Indicators, 2010, 619: 1-11
- 26 李元芳, 朱立平, 李炳元. 150年来青藏高原南红山湖的介形类与环境变化[J]. 地理研究, 2001, 20(2): 199-205 [Li Yuanfang, Zhu Liping, Li Bingyuan. Ostracoda and environmental changes of South Hongshan Lake on Tibetan Plateau during the past 150 years[J]. Geographical Research, 2001, 20(2): 199-205]

Discussions on Feasibility of Paleo-salinity Reconstruction of Lake Qinghai Water by Variations in Body Length of Ostracod Valves

XU Xing-na^{1,2} WANG Yong² SHEN Ji² WANG Yong¹

(1. School of Geographical Science, Southwest University, Chongqing 400715;

2. State Key Laboratory of Lake Science and Environment, Nanjing Institute of Geography and Limnology, Chinese Academy of Science, Nanjing 210008)

Abstract: Lake Qinghai, the largest closed-basin brackish lake in China, is located in the northeastern margin of Tibetan Plateau. The authors studied a 475 cm long sediment core (QH-2005) retrieved from the southeastern part of Lake Qinghai.

The six chronological constraints for core QH-2005 include: four ¹⁴C dates on bulk organic carbon (BOC) and

two on lignin. The inferred changing "lake reservoir effect" was used to correct the older BOC dates. The corrected BOC dates, together with the lignin dates were converted into calendar ages to yield the "depth-age" model for core QH-2005.

We randomly collected adult ostracod (*Limnocythere inopinata* or *Eucypris inflata*) valves from the sediment and measured the body length for 30 *L. inopinata* valves, which were later statistically processed to yield its average value. For sections without enough *L. inopinata* valves in core QH-2005, *E. inflata* valves were used to instead. In addition, sediment redness was also determined for Core QH-2005.

Ostracod $\delta^{18}\text{O}$ values for Core QH-2005 were revealed to be mainly related to dilution and evaporative enrichment of the lake water and hence can be further used to indicate enhanced monsoonal precipitation of Lake Qinghai area when negative ostracod $\delta^{18}\text{O}$ values were observed. High redness values indicate increased riverine supply to Lake Qinghai associated with increased monsoon rainfall. The results of ostracod $\delta^{18}\text{O}$ and redness show that: climate during 13 500 ~ 10 900 cal a BP was relatively cold and dry with frequent short-term fluctuations; warm and wet climate began at about 10 900 cal a BP and culminated around 6 500 cal a BP as a result of monsoon strengthening; climate became cold and dry afterwards and has remained relatively stable since 3 400 cal a BP. The reconstructed salinity based on ostracod body length coincides well with the above changing pattern. Generally, the reconstructed lake water salinity shows evident decreasing trend with considerable fluctuations in late glacial, synchronous to the amelioration of monsoon climate; the salinity displays overall increasing trend since late Holocene, coinciding with the deduced deterioration of monsoon climate. However, on millennial/centennial timescales, the paleo-salinity based on ostracod body length is not in accord with the short-term climatic fluctuations (including: ice-raftering events 4, 3 and 2 (by ~5 900 cal a BP, ~4 300 cal a BP and ~3 100 cal a BP respectively) and Little Ice Age (by ~500 cal a BP)) deduced by ostracod $\delta^{18}\text{O}$ and redness results. We speculate that lake water salinity was one of the most important factors influencing the *L. inopinata* body length, but not necessarily the only one factor. Other factors including water temperature, water depth and water chemical composition could as well exert certain influences on the micro-habitat of ostracod and hereby in turn give rise to changes in ostracod body length. Therefore more studies are needed to make clear the mechanism of environmental factors influencing ostracod body length before it can be used to reconstruct environmental variables.

Key words: hard-water effect; ostracod body length; lake water paleo-salinity reconstruction; Lake Qinghai