

青海湖冰后期水体环境的演化

张彭熹 张保珍 杨文博

(中国科学院盐湖研究所, 西宁)

内容提要 本文根据对青海湖区各类天然水及湖底近代沉积物QH-16A岩心中介形虫壳体的稳定同位素等分析资料, 讨论了青海湖现代水体稳定同位素核素的分布, 导出了其初始水同位素组成; 根据其介形虫壳体的 $\delta^{18}\text{O}$ 、 $\delta^{13}\text{C}$ 和Mg/Ca、Sr/Ca比值的研究, 建立了青海湖区冰后期以来的气候波动模式; 并据此阐述了青海湖自冰后期以来水体环境的演化。

关键词 湖水 δD 、 $\delta^{18}\text{O}$ 的分布 古气候波动模式 水体环境演化。

第一作者简介 张彭熹 男 57岁 研究员 稳定同位素地球化学

青海湖是我国境内最大的湖泊, 由于其深居内陆, 远离城镇, 人为的污染较少, 因此是研究近代沉积环境和水体演化的较为理想的地区之一。孙建初(1938年)、施雅风(1958年)、方永(1963年)等对青海湖区做过不少工作, 比较系统的资料是中国科学院兰州地质研究所等单位编著的《青海湖综合考察报告》(1979年)。但是, 对该湖区水体和近代沉积物中同位素的研究报道极少。作者于1985年系统地采集了湖区各类天然水样品, 并获得了5.2m完整的湖底近代沉积物岩心, 分析了水样及近代沉积岩中介形虫壳体中的 δD 、 $\delta^{18}\text{O}$ 、 $\delta^{13}\text{C}$ 和单体介形虫壳的Mg/Ca、Sr/Ca比值。从澳大利亚堪培拉国立大学地球科学研究院Chivas, A.R.处获得了该段岩心的测年资料, 从而有可能从时间概念上, 利用同位素核素等数据讨论青海湖冰后期以来水体环境的演化。

一、样品的制备

天然水同位素分析 氧系采用 $\text{CO}_2\text{—H}_2\text{O}$ 平衡法。样品量4 ml, 钢瓶 CO_2 的冲气压力为0.6巴, 在25℃的恒温槽中振荡三小时后, 进MAT—251质谱仪测定; 氢系采用金属锌法。在42℃的反应炉中将5 μl 的水样转化为氢气, 用活性炭收集后, 进质谱仪测定。测定数据用相对V—SMOW的千分差表示, δD 、 $\delta^{18}\text{O}$ 的分析精度分别为 $\pm 0.3\%$ 和 $\pm 0.05\%$ 。

介形虫壳体氧、碳同位素分析 将含介形虫壳的沉积物样品水浸1—2小时, 用100—120目筛快速淘洗, 再将获得介形虫壳用 CCl_4 溶液净化浮选, 然后将洁净的壳体放在显微镜下, 挑选其形体大小、生活习性相同的成虫单体, 进行磷酸分解制备待测的 CO_2 样品, 其制备样品的条件及利用该实验条件所测得的国内外标样列于表1、2。

单体介形虫壳的Ca、Mg、Sr测定 镜下挑选5只个体大小相等的成虫壳(每个沉积物样品)分别称量后, 各用5 ml 2%的HCl溶解24小时, 进等离子光谱测定, 溶液

表1 样品制备的实验条件

Table 1 The test condition of sample preparation

H ₃ PO ₄	103“%H ₃ PO ₄ ”	MeCO ₃ 焙烧时间	≥90min
反应温度	80℃ ± 0.5℃	MeCO ₃ 焙烧温度	475℃ ± 1℃
反应时间	≥2 min	真空度	1.0 × 10 ⁻³ 托
H ₃ PO ₄ /MeCO ₃	{0.1, 0.5}(ml/mg)	工作标准	TTB-1
MeCO ₃ 用量	≥2mg(常量分析)	仪器	MAT-251

表2 国内外标准测定结果

Table 2 Determined results of the standards in home and abroad

试 样	本实验室测定值		推 荐 值	
	δ ¹⁸ O‰	δ ¹³ C‰	δ ¹⁸ O‰	δ ¹³ C‰
TTB-1(周口店灰岩)	-8.54 ± 0.09	0.55 ± 0.06	-8.49 ± 0.1	0.58 ± 0.01
NB-3(中国科学院地质所)	-13.23 ± 0.09	-1.85 ± 0.06	-13.13 ± 0.01	-1.89 ± 0.01
ANU-M ₁ (澳大利亚国立大学)	-6.32 ± 0.03	1.31 ± 0.02	-6.14 ± 0.11	1.36 ± 0.12
ANU-M ₂ " "	-7.45 ± 0.02	2.82 ± 0.01	-7.34 ± 0.08	2.81 ± 0.17
ANU-P ₃ " "	-0.50 ± 0.03	2.23 ± 0.02	-0.30 ± 0.11	2.24 ± 0.10
ANU-PRM ₂ " "	-17.40 ± 0.02	0.77 ± 0.01	-17.41 ± 0.19	0.71 ± 0.21

本实验室测定值的置信水平为2σ

的检测限为: Ca (波长3933.6 Å)、Mg 0.04 (波长2795.5 Å)、Sr 0.03 (波长4077.7 Å), 每个标本获得5组数据。

二、青海湖水同位素分布特征

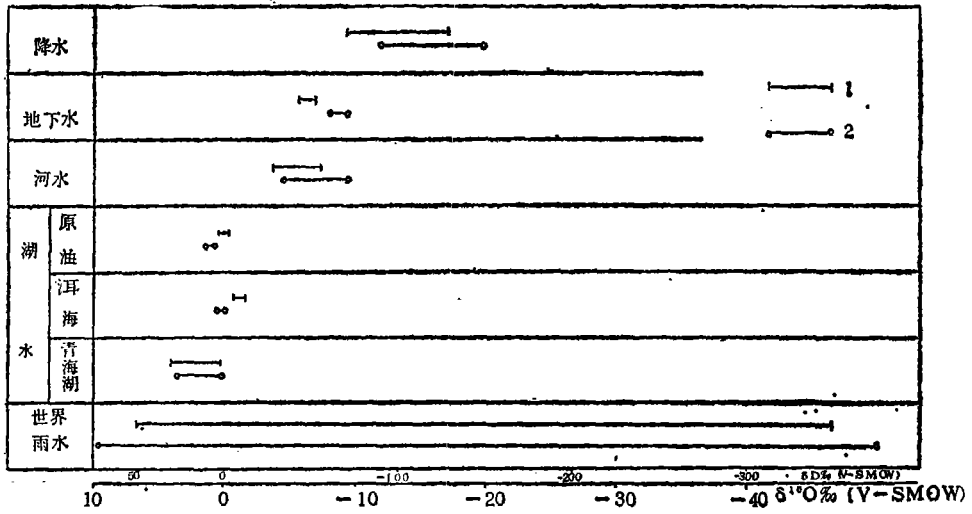
1. 湖区各类天然水的同位素分布

在集流面积内, 各类天然水稳定同位素的分布范围为: δD在-128.5—+29.9‰之间, δ¹⁸O在-19.94—+3.53‰之间。其中降水的δD、δ¹⁸O值最低, 其平均含量分别为-92.1‰和-15.12‰。青海湖湖水的δD、δ¹⁸O值最高, 其平均含量分别为+10.8‰和+2.14‰; 河水的δD、δ¹⁸O平均值分别为-43.0‰和-7.62‰, 地下水δD、δ¹⁸O平均值分别为-48.2‰和-8.84‰。湖区各类天然水的变化范围见图1。

2. 湖区大气降水中的δD、δ¹⁸O

该区年平均降雨量为375mm, 年平均温度为-3℃(26年统计)。因此, 该地是少雨并且降水多以雪的形式出现的地区。笔者据根一年所获得的资料做湖区雨水线, 所得结果线性关系十分明显(图2), 其直线方程为:

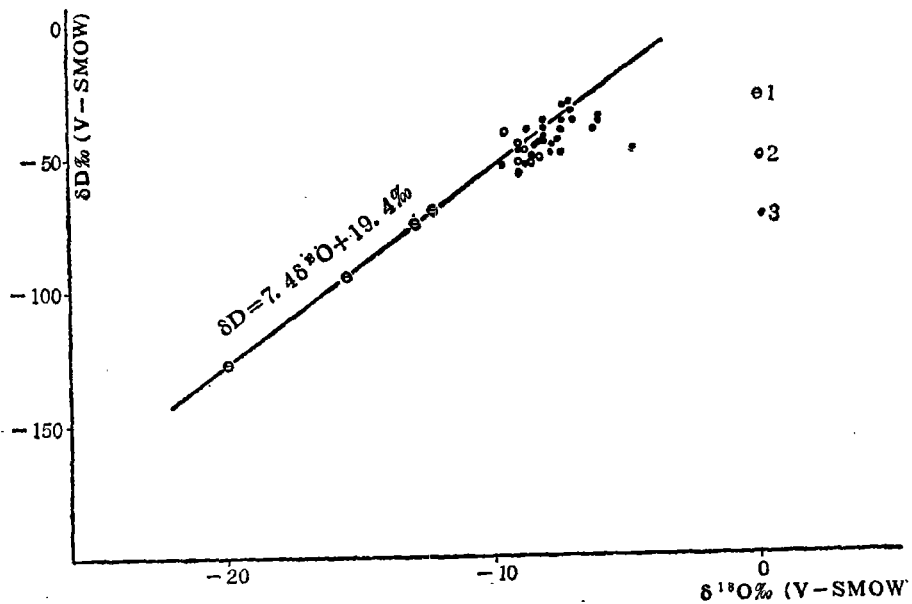
$$\delta D = 7.4\delta^{18}O + 19.4\%$$



1. δD (‰) 变化范围 2. $\delta^{18}O$ 变化范围

图1 青海湖区各类天然水 δD 、 $\delta^{18}O$ 的变化范围

Fig. 1 Changing range of δD and $\delta^{18}O$ in various natural water of Qinghai Lake area



1. 降水 2. 地下水 3. 河水

图2 青海湖雨水线的 δD 、 $\delta^{18}O$ 关系图

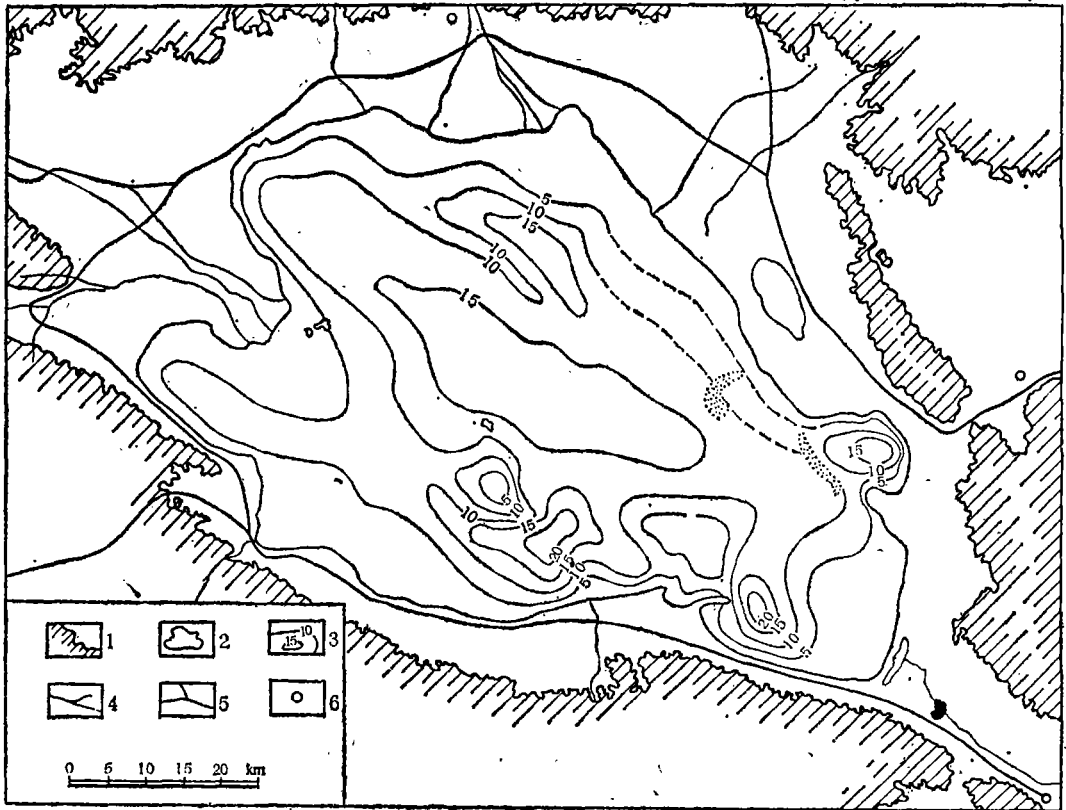
Fig. 2 Relationship between δD and $\delta^{18}O$ in rain water of Qinghai Lake area

该区雨水线关系式的斜率接近郑淑惠所测西藏拉萨台站(1980年)的数值。从上图可看出地表、地下径流的各水样皆居于雨水线的右方,表明了它们相对富重同位素核素的特征。在天然水循环过程中,低 δD 、 $\delta^{18}O$ 值的大气降水降落地表后,转化为地下、地表径流并最终汇集于湖泊,由于上述三者所处的同位素分馏环境的不同,在其循环运

动的各阶段,水同位素组成相应地有所改变。在青海湖区这种变化是十分有规律的,即降水 δD 、 $\delta^{18}O$ 值 $<$ 地下水 δD 、 $\delta^{18}O$ 值 $<$ 河水 δD 、 $\delta^{18}O$ 值 $<$ 湖水 δD 、 $\delta^{18}O$ 值。

3. 青海湖水体中 δD 、 $\delta^{18}O$ 的分布

前已述及,青海湖现代湖水 δD 、 $\delta^{18}O$ 的平均值分别为 $+10.8\%$ 和 $+2.19\%$,但其平面分布有较大差别。众所周知, H_2O 与 HDO 的蒸气压差和 H_2O^{16} 与 H_2O^{18} 的蒸气压差相接近,因此氢、氧同位素的分馏成正比。为此,本文仅讨论 δD 的平面分布见图3。



1 湖盆界限 2 湖泊 3 δD 等值线 4 河流 5 公路 6 州镇

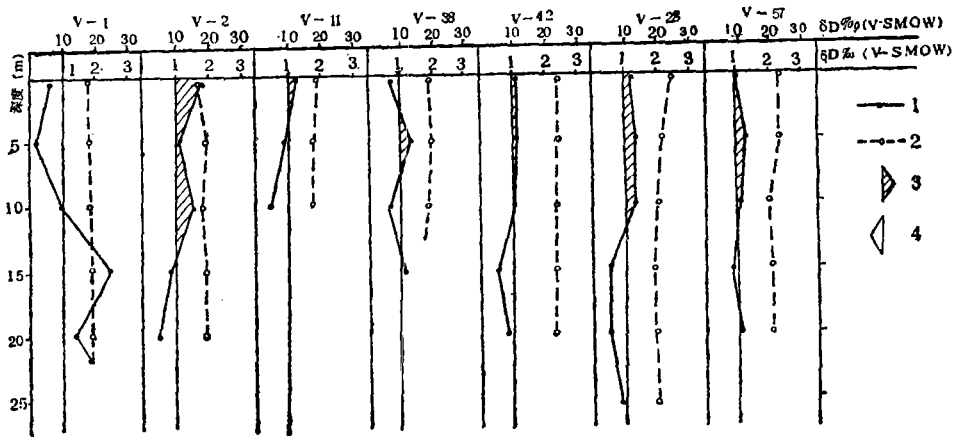
图3 湖水 δD 平面分布等值线图

Fig. 3 Isogram of plane distribution of the lake water

该图可明显看出 δD 的分布以海心山以北的青海湖中心地带最高;在有沙坝阻隔的海湖湾处,也成为—个半隔离的浓缩中心;在河流入口处,特别是西部布哈河口,出现了低的 δD 值,这是由于河水具有较低的氘含量之故。有意思的是湖区南部沿布哈河—倒淌河走向分布着几个高低不同的 δD 带,这一事实表明,湖底层有大量地下水补给,据根这一事实,在湖体南部存在—条北北西向断裂带,这已由浅层地震剖面所初步证实。

关于湖水 δD 、 $\delta^{18}O$ 的垂直分布见图4,根据不同深度湖水取样测定的结果,可以看出 $\delta^{18}O$ 随深度变化较稳定,其变化范围较小,一般底部水略低。然而, δD 随深度的变化较明显,接近湖水边缘地带,且附近无河水补给的表层水呈现出 δD 值的增高,如V-

1、V-2，而远离边缘地区的表层水则出现低的 δD 值，这是因为贫氘的降水及补给的河水，由于其低密度分散滞留于湖水表面而造成的结果。大多数采样点的结果表明，在深度5m的范围内，随水深的增加而 δD 值增高；在5或10m处达到最大值；此后随深度增加 δD 值降低，在10或15m处 δD 值最低。如果以 $\delta D = 10\%$ 做基准线(见图阴影部分)，可明显地将青海湖水体分为两部分，即上部相对富氘和下部相对贫氘，这一垂直分布趋势，无论在深湖区(V-28水深25.5m)或浅湖区(V-11水深10m)均存在。这种分布规律不能以水温变化来解释，因为分层采集的水样水温变化幅度均很小(表3)。造成这种上下水层氘的分布不同的原因，可能是在青海湖水体范围内，湖底部有大量的地下水涌泉补给之故。估计地下涌泉的补给水量，具有相当规模，不然不会造成下部水明显地相对贫氘状态。



1, δD 变化曲线 2, $\delta^{18}O$ 变化曲线 3, $\delta D > 10\%$ 的水层 4, $\delta D < 80\%$ 的水层

图4 湖水各采样点 δD 、 $\delta^{18}O$ 垂直分布图

Fig. 4 vertical profiles of δD and $\delta^{18}O$ in the water at each sampling site

表3 青海湖湖水水温变化

Table 3 Temperature variation of the lake water in Qinghai Lake

水温(°C)	深度(m)	采样编号						
		表 层	5	10	15	20	25	
		V-1	14.5	14.5	14.0	14.0	14.0	13.0
		V-2	14.5	14.5	14.5	13.5	13.5	
		V-19	14.2	13.8	13.8			
		V-15	13.2	13.5	14.2	13.8	12.8	
		一郎尖长观点	5.0	4.2	4.0	4.0		
		" " (1985.7)	13.2	13.5	14.2	13.8	13.0	
		" " (1986.8)	15.0	15.0	15.0	15.0		

至于湖水水同位素的季节变化,由于积累的数据较少,只能做一般的资料介绍(图5)。1986年初湖水表层结冰,冰体 δD 在15.1—20.4‰之间,冰下表层水为6.1‰,2、3季度冰层溶化,表层水5月分 δD 含量略有增高,8月分虽在蒸发季节,但由于降水和河水补给量增大,反面使得表层水的 δD 值降低。水深5m处则明显地反映出季节的变化,1月分 δD 在10‰左右,5月、8月随着蒸发量的增高 δD 也增加;10—15m处无论冬季、夏季,蒸发量大或小皆为相对贫氘区,在这一水深范围内主要受地下水影响。8月高温季节,冰雪融化地下水补给量有所增加,从而出现了 δD 的较低值。

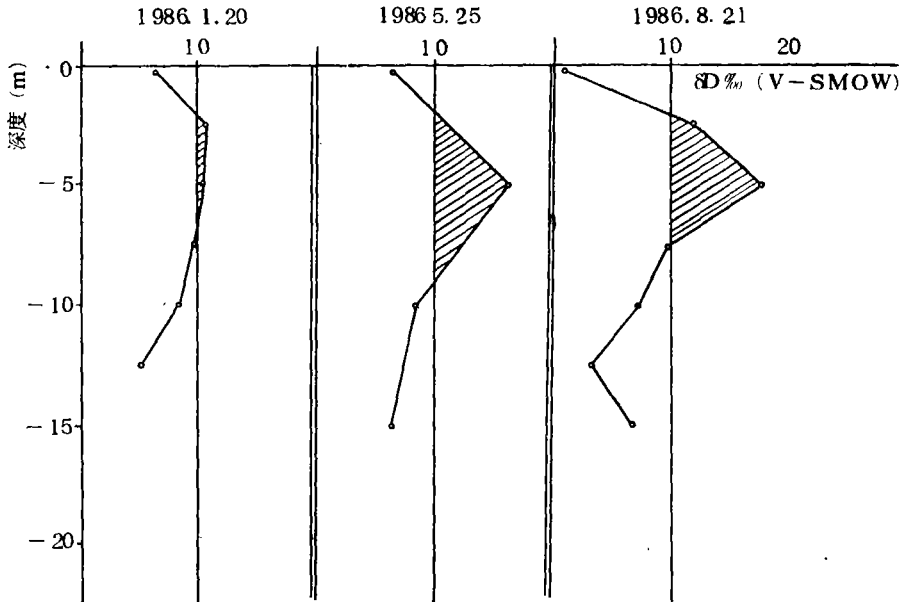


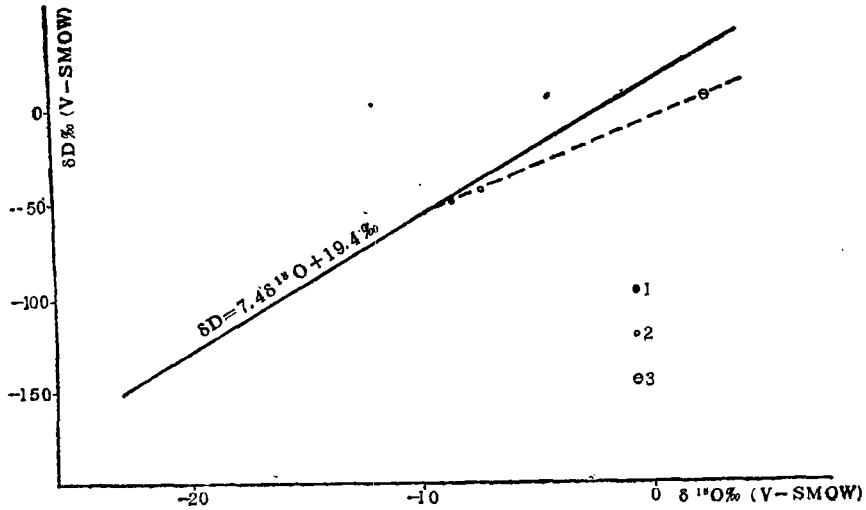
图5 一郎尖不同季节湖水 δD 垂直变化图

Fig. 5 The vertical changes of δD in lake water near Yilanjian in different seasons

4. 青海湖原始水同位素组成

通常认为内陆湖泊的初始水同位素组成与该地区的雨水平均值接近。但根据青海湖最新钻探资料证实,湖底6m以下沉积物为非湖相沉积,有可能是黄土。这层非湖相沉积夹于上、下湖相沉积之间,估计在更新世晚期玉木盛冰期时青海湖与柴达木盆地的某些盐湖一样经历了干湖阶段,至少说更新世的古青海湖已部分干枯。这样一个干枯或部分干枯的大湖盆,重新发育成现代的青海湖,其初始水同位素组成肯定不能以地区的平均雨水值代表。

前已述及,湖区各类天然水的 δD 、 $\delta^{18}O$ 的平均值,均偏离雨水线,且均居于该线的下方,其偏离雨水线的程度,依地下径流→地表河流→汇水终点(湖泊)而递增,其 δD 、 $\delta^{18}O$ 的关系呈线性,见图6虚线。毫无疑问这条虚线代表了青海湖区的蒸发线,这条线与雨水线的交点,正是青海湖现代湖水的初始水同位素组成,其值约为: $\delta D = -55‰$



1. 湖区地下径流 δD 、 $\delta^{18}O$ 平均组成点 2. 各河水 δD 、 $\delta^{18}O$ 平均组成点 3. 青海湖湖水 δD 、 $\delta^{18}O$ 平均组成点

图 6 青海湖湖水蒸发线图

Fig. 6 Evaporating line of Qinghai Lake water

$\delta^{18}O = -10\%$ 。此值高于湖区的现代降水的平均值,由此可见现代的青海湖初始水中有一部分古青海湖残余水参加或有部分溶盐释放水加入。

三、湖区冰后期气候波动模式

研究其水体环境的演化,应该了解该区的气候演变历史,湖底沉积物是气候环境等因素综合作用的结果,因此在一定程度上能够反映已往的气候演变史。

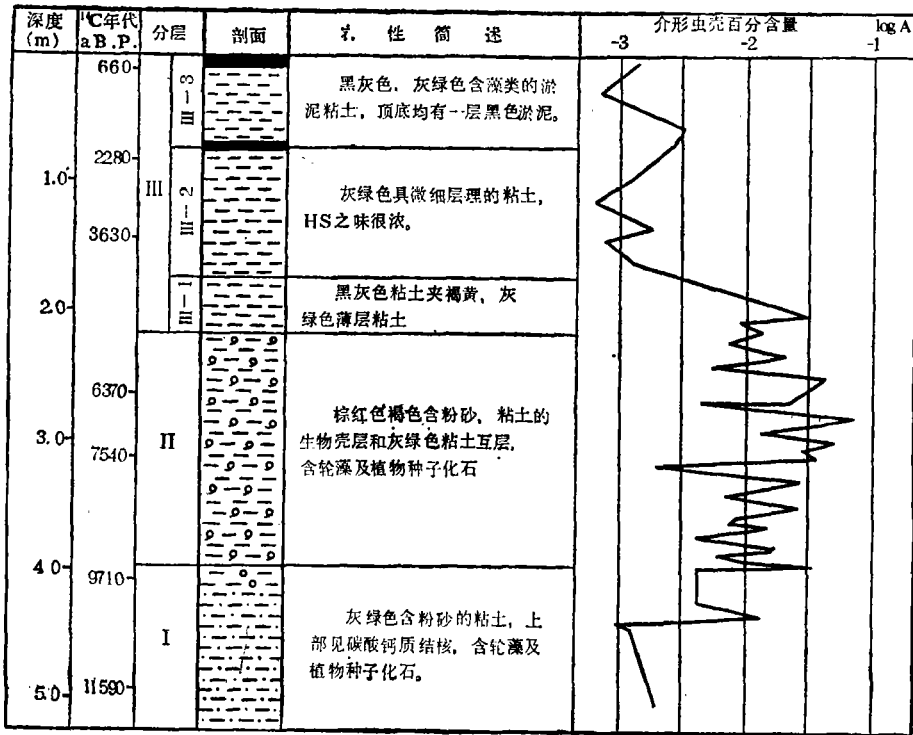
1. 湖区近代沉积物的岩性特征

根据湖底普遍采样的结果,各浅钻所获得的岩心其现代沉积物的岩性十分一致。作者仅以QH-16A岩心进行讨论。该岩心取自青海湖东部的中心地带,岩心长5.22m,通过 Chivas, A.R. (1987年) 碳同位素年龄测定,确属更新世末至今的 1.23×10^4 年沉积,岩心各层段普遍含介形虫化石,从而有可能根据介形虫壳的氧、碳同位素等的研究,探讨古环境因素。有关QH-16A岩性剖面及介形虫含量变化见图7。

2. QH-16A介形虫壳体的 $\delta^{18}O$ 、 $\delta^{13}C$ 、Mg/Ca和Sr/Ca

笔者对QH-16A 5.2m沉积物岩心,依其岩性变化分层采集了69个介形虫壳样品,分别测定了 $\delta^{18}O$ 、 $\delta^{13}C$ 及单体介形虫壳的Mg/Ca、Sr/Ca比值,其测定结果见图8。单体介形虫的测定均系采用同一种属的胖真星介(*Eucypris inflata*)。

从上图各变化曲线可清楚看出,在 1.23×10^4 (a.B.P.)的时间范围内,介形虫的生活环境有五次较为明显的变化。表现在 $\delta^{18}O$ 的五次正、负交替,在距今10200年前 $\delta^{18}O$ 为正值;进入全新世冰后期,从距今10200—5400年为负值,其中约在距今7650年左右



1 淤泥粘土 2 含粉砂粘土 3 含粘土的生物壳层 4 含碳酸钙结核的粘土

图7 QH-16A柱状剖面及介形虫壳含量变化图

Fig. 7 The section of core QH-16A in Qinghai Lake and content of ostracodes

出现了一个负数最大值; 从距今5400到3600年 $\delta^{18}O$ 为低的正值; 距今3600到2400年为低的负值; 从2400年至今为较高的波动正值。毫无疑问, 介形虫壳的 $\delta^{18}O$ 变化曲线, 在一定程度上反映了第四纪晚冰期末至今的气候波动。

介形虫壳 $\delta^{13}C$ 变化曲线, 在一定程度上反映了自然界太阳辐射的相对变化。晚冰期末 $\delta^{13}C$ 值波动明显, 但以正值为主; 进入全新世早期明显地出现了暂短负值, 此后多在正值范围内波动; 距今5400年以来 $\delta^{13}C$ 值在零线左右摆动, 其幅度在正、负1之间, 与早期相比一方面说明太阳辐射减弱, 另一方面可以说明水深环境的改变。

单体介形虫壳的Mg/Ca、Sr/Ca比值变化, 表明了古水温和古盐度变化, 由于笔者没有做现在生活的介形虫数据, 无法计算具体的水温和盐度, 但可看出温度和盐度的相对变化趋势。Mg/Ca比曲线表明: 晚冰期末相对温度较低, 其最低温度与现今的温度相近; 全新世早期温度升高, 相对高温期约出现在距今8700、6700、5900年左右, 距今5400年以来Mg/Ca比值降低。Sr/Ca比值即盐度变化曲线, 大体上与温度变化曲线一致, 在 1.23×10^4 年(B、P)的时限范围内, 早期为高盐度, 晚期为低盐度, 早期波动变化较大, 距今7650年左右出现了盐度高值, 其后盐度下降, 盐度下降的最低点, 约在距今的3600年左右, 该期盐度低于现今的盐度值, 此后盐度又缓慢上升。

综合上述 $\delta^{18}O$ 、 $\delta^{13}C$ 、Mg/Ca、Sr/Ca曲线的变化特征, 笔者将青海湖区近1.23

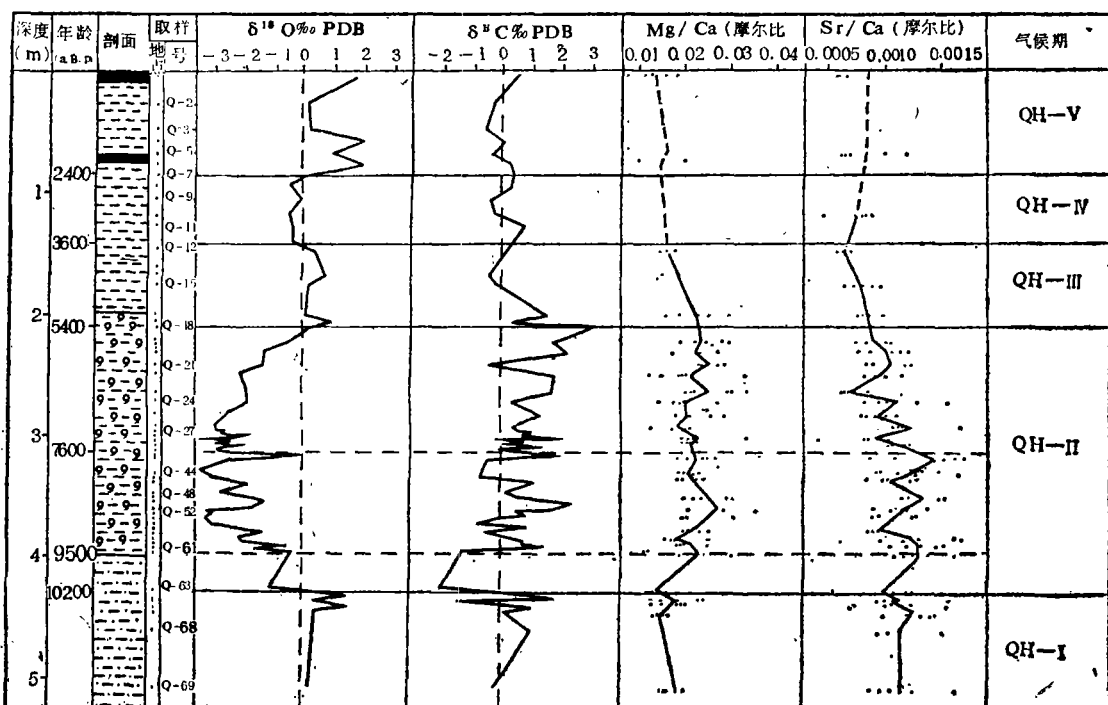


图 8 QH-16A岩心中介形虫壳 $\delta^{18}O$ 、 $\delta^{13}C$ 、Mg/Ca、Sr/Ca变化曲线

Fig. 8 The varied curves of $\delta^{18}O$, $\delta^{13}C$, Mg/Ca, Sr/Ca in ostracod shell in core QH-16A

$\times 10^4$ 年来的气候环境划分为五期，即QH-I，QH-II，QH-III，QH-IV，QH-V。

3. 湖区冰后期气候波动模式

依据介形虫壳的 $\delta^{18}O$ 的变化值和与其 $\delta^{13}C$ 的相关性，考虑到温度、盐度变化曲线特征，笔者编制了青海湖区距今 1.23×10^4 年来的气候波动模式如图 9。

值得指出的是：在10,200—5,400a.B.P.的时限范围内的QH-II（暖期）中，可明显地划分出三个亚期，即暖湿的QH-II-a亚期（10,200—9,500a.B.P.）、暖干的QH-II-b亚期（9,500—7600a.B.P.）和暖湿的QH-II-c亚期（7,600—5,400a.B.P.）。全新世气候适宜期为9,500—5,400a.B.P.，最宜期为QH-II-c亚期，该期气候温暖潮湿。

笔者所获得的气候波动模式可与R.S.Bradley（1985年）所报道的欧洲泥炭地层研究所得的气候波动模式进行对比（图10）。尽管采用不同方法，但其结果较为吻合。R.S.Bradley划分的前北方期、北方期、大西洋期与青海湖区的QH-II期中的三个亚期对应关系十分吻合，亚北方期在青海湖地区可明显地划分出两个期，即QH-III（5,400—3,600a.B.P）和QH-IV（3,600—2,400a.B.P），唯有气候特征的干湿有所区别，因为青海湖地区与北欧地理位置不同。从上述对比可看出，青海湖区气候波动模式同样具有全球性，它代表了中纬度、高山区全新世以来气候变化的普遍性。

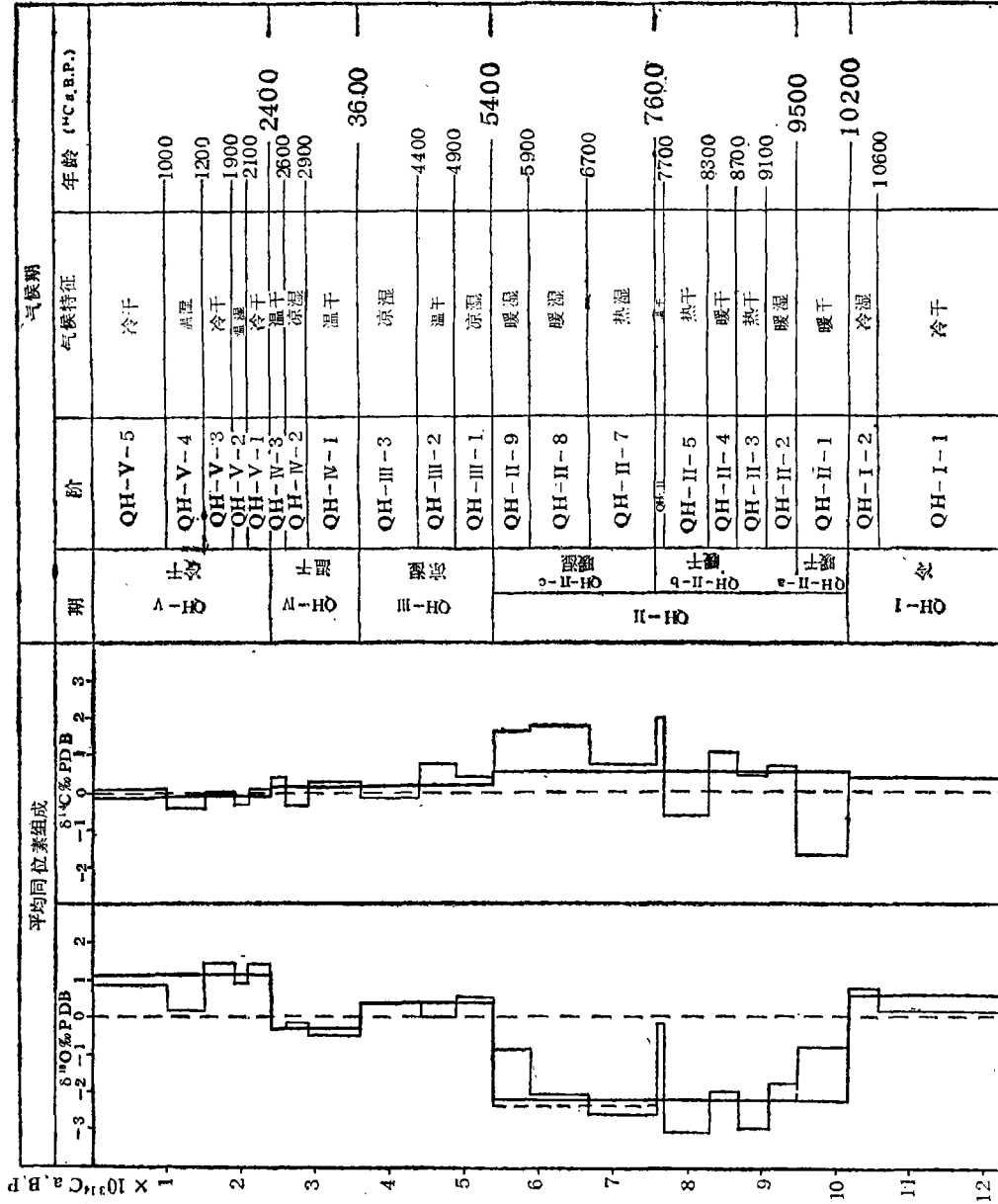


图9 青海湖区冰后期气候波动模式

Fig. 9 The model of climatic fluctuation since 12,300 a. B. P. in Qinghai Lake region

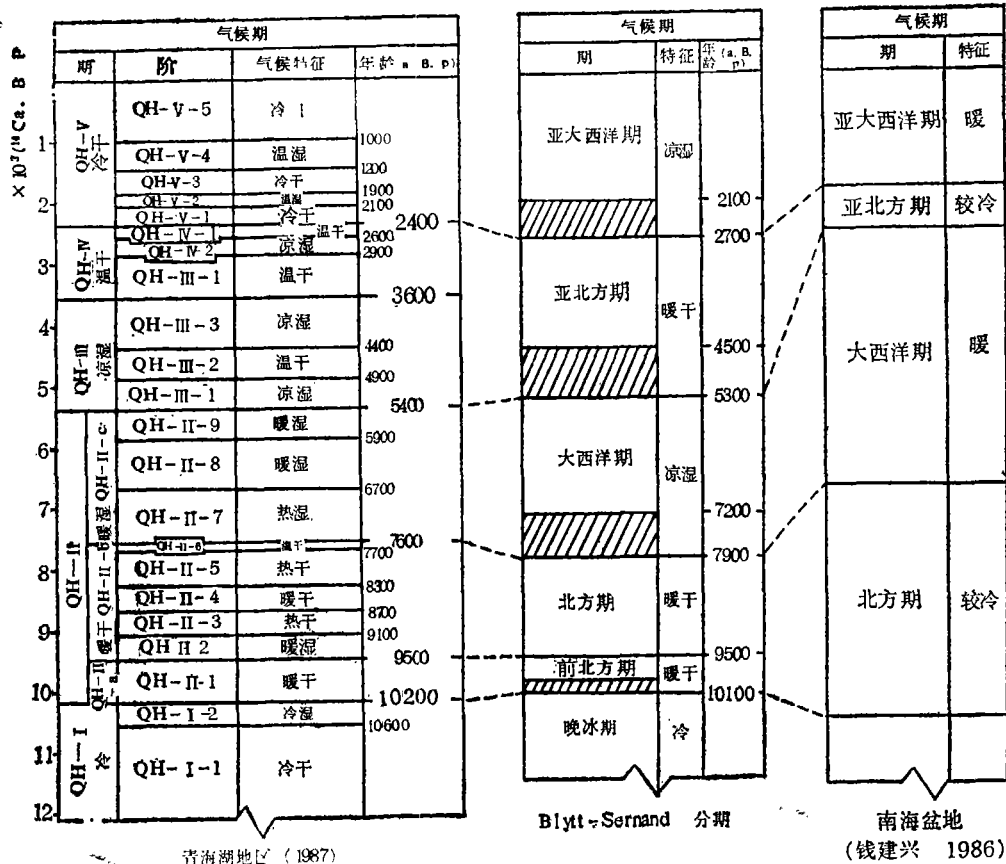


图 10 冰后期气候波动模式对比图

Fig.10 Contrast among the models of the postglacial climatic fluctuation

四、青海湖冰后期以来水体环境的演化

过去人们普遍认为现代的青海湖是第四纪早期的一个深大淡水湖，经长期蒸发正向演化成为今日的半咸水湖。特别是湖区高湖岸线的存在，更加深了这种认识，遗憾的是近年来还没有高湖岸线断代的报道，根据1987年中国科学院盐湖研究所湖心钻探发现，湖底6m以上为近代湖相沉积，其下出现了风成无层理的黄土(?)堆积，又据岸边钻探得知在黄土(?)层下仍为湖相沉积。由此可见高湖岸线并非近期岸线，至少说不会是冰后期的古湖岸线。由于这层非湖相堆积的存在，可以认为古青海湖可能在晚冰期(Warm)的顶盛时已经或接近干枯，现代的青海湖是冰后期温暖气候条件下，古湖复苏的结果。从而不能简单地认为青海湖是由第四纪早期的大淡水湖经长期蒸发，正向演化而成为今天的具有含盐量为14.146g/l的湖泊。青海湖初始水同位素组成资料表明，它低于区域平均降水 δD 、 $\delta^{18}O$ 值，它说明了现代青海湖在这一阶段发育的初期其水体有原残余水参杂，同样证实了现代青海湖是古青海湖经历了干湖阶段后复苏的湖泊。

1. 晚冰期末10,200a.B.P.以前古气候转暖(QH-I期),湖区周围冰雪融化补给湖盆,使青海湖复苏,水体环境的水同位素组成: $\delta D = -55\%$ 、 $\delta^{18}O = -10\%$,由于是经历了干枯阶段后的再汇水湖盆,所以初始水体的盐度较高,从Sr/Ca比值曲线可明显看出,QH-I期的湖水盐度比现代湖水的盐度还高,结合沉积物岩性及所赋存的藻类、种子等化石分析,当时湖水深度不大。

2. 全新世早期10,200—5,400a.B.P.湖区经历了近五千年的温暖气候条件,在这一阶段中古气候波动频繁,以7,650a.B.P.为界,早期属温干气候,高温期出现在8,700a.B.P.湖区盐度的发展趋势是增高的,其含盐量的最高值出现在7650a.B.P.;晚期(7,600—5,400a.B.P.)属暖湿气候,从该期开始湖水盐度才呈现下降趋势,这一阶段相当北欧的大西洋期,也是青海湖地区冰后期以来的气候最适宜期,温暖潮湿的气候环境,使复苏的青海湖水体得到发育,降低了湖水的盐度,生物大量繁殖。总之在QH-II期,青海湖水体早期为高盐度浅湖环境;晚期为湖水加深,盐度下降,并逐步向深湖环境过渡。

3. 全新世中期4,500—2,400a.B.P.,该期相当北欧的亚北方期,青海湖区经历了比较明显的相对冷暖和湿干的古气候变化。4,500—3,600a.B.P.间为相对凉湿气候,湖区气温下降,水深急骤增加,在该期末水位已达到全新世以来的最高点,湖面已高出现今所有的利用测深所换算的实际资料,我国东部沿海的全新世高海面约出现在约6,000a.B.P.,但青海湖的高湖面不是在大西洋期而是在3,600a.B.P.,滞后于最宜期两千多年,该期青海湖已成为深湖环境,湖水的含盐量远低于现在;3,600—2,400a.B.P.间为温干气候,此时青海湖已成为深湖环境,在温干气候环境下湖水盐度缓慢地增高。

4. 全新世晚期,即距今2400年至今,古气候与现代气候类似,早期为冷湿,后期为冷干,当然水体环境的演化气候是重要因素,但不是唯一因素,新构造运动,湖盆沿断裂下陷也是一个十分重要的因素。该期水温低于QH-IV期,盐度缓慢上升,直至1985年14.146g/l的水平。

总之,青海湖冰后期以来水体环境的演化,主要受古气候因素制约。早期为高盐度的浅湖环境,随着湖盆的断陷和暖湿气候的来临,逐步演化成深湖低盐度环境,高湖面出现在3,600a.B.P.左右。只有在3,600a.B.P.至今的这一阶段青海湖才进入全新世以来的正向演化阶段,可以肯定的说:湖区高湖岸线(江西沟左湖岸线高161.61m、116公里处古湖岸线高171.71m)绝非是冰后期以来的岸线,它们可能是玉木冰期前的岸线,青海湖冰后期以来,在这约一万年的时限中,前六千多年水体环境的演化是由浅湖到深湖环境,水体盐度在距今7600年以前尽管波动,但总的发展趋势是增加的,只有进入QH-II-C期以来盐度的发展趋势才是降低的;只是在近四千年来才是在深湖环境条件下,正向演化。

收稿日期 1988年1月22日

参 考 文 献

- [1] 孙建初, 1938, 青海湖, 地质论评, 第3卷第5期。
- [2] 施雅风等, 1958, 青海湖区及其附近地区自然地理初步考察, 地理学报, 第24卷, 第1期。
- [3] 方永, 1963, 青海湖湖盆地貌的基本特征、成因及其演变, 地理集刊, 第五号, 科学出版

社。

- [4] 中国科学院兰州地质所等, 1979, 青海湖综合考察报告, 科学出版社。
- [5] 郑淑蕙等, 1982, 我国大气降水中氢氧稳定同位素研究。
- [6] 钱建兴, 1986, 南海盆地全新世古气候与古海洋研究, 海洋湖沼, 第17卷, 第5期。
- [7] Epstein, S. and Mayeda, T., 1953, Variation of $\delta^{18}\text{O}$ content of water from natural sources G. C. A., 4, pp. 213-224.
- [8] Bradley, R. S. 1985, Quaternary Paleoclimatology, Allen & Unwin Inc., 14.

THE EVOLUTION OF THE WATER BODY ENVIRONMENT IN QINGHAI LAKE SINCE THE POSTGLACIAL AGE

Zhang Pangxi Zhang Baozhen Yang Wenbo
(The salt lake Institute, Academy Sinica, Xining)

Abstract

Qinghai lake is the largest inland lake in China. The precursors have researched largely for the lake region. However, so far the study on the stable isotope of the lake has not been reported. According to a lot of the water isotope data and the isotope compositions of the ostracod shells of QH-16A core in Qinghai lake, the paper deals with distributions of δD and $\delta^{18}\text{O}$ of the water, puts forward a climatic fluctuation model since the postglacial, and expounds the evolution of the water body environment in Qinghai lake since the postglacial.

Sample preparation: δD and $\delta^{18}\text{O}$ analysis of water was used metal zinc method and $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ equalibration, respectively; $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ analysis of ostracod shells was used phosphoric acid decomposition. Under the confidence level of 2σ , the confidence limit of the former is 0.3‰ and 0.05‰ (V-SMOW), respectively; that of the latter is 0.09‰ and 0.06‰ (PDB), respectively.

Qinghai lake water derived from rainwater. According to lots of analytic data, we obtained that the average δD value of the lake water is +10.8‰, the average $\delta^{18}\text{O}$ value is +2.14‰ (v.s. V-SMOW). The δD and $\delta^{18}\text{O}$ distributions of various natural water in the lake region exist: precipitation < ground water < river < lake water. On the basis of the δD and $\delta^{18}\text{O}$ distribution features of ground water, river and lake water, we evaluated the initial water isotope compositions of the modern water body of Qinghai lake are -55‰ (δD) and -10‰ ($\delta^{18}\text{O}$), which have the feature of the mixture of remaining water and snow-melt. the δD vertical distribution of the lake water has the characteristic: δD is rich in the top, and poor in the bottom. We evaluated that the inflow of the underground ascending spring is quite enough in

Qinghai lake.

On the basis of $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$, Mg/Ca and Sr/Ca values of the ostracod shells in the modern lake sediments, Qinghai lake region undergoes five climatic fluctuation periods: cold-warm and dry-cool and wet-mild and dry-cold and dry. Their time span measured by ^{14}C method respectively is: QH-I (10,200-12,300 a. B. P.), QH-II (5,400-10,200 a. B. P.), QH-III (3,600-5,400 a. B. P.), QH-IV (2,400-3,600 a. B. P.) and QH-V (since 2,400 a. B. P.). The authors gave a climatic fluctuation model since about 12,300 a. B. P. and divided it into five climatic fluctuation periods and twenty-two climatic fluctuation stages.

Qinghai lake probably underwent a dried-up stage during the summit of the late glacial (Warm glacial stage). Under the warm climate in the postglacial, the lake started to recovery since the ice and snow on mountains melt and supplied the lake basin. Therefore, the isotopic compositions of the initial water in the recovering lake are much higher than the average isotopic composition of the rainwater in the region. Since about more than 10000 years, the water body environment of Qinghai lake, controlled by the postglacial climatic fluctuation, was high salinity and shallow lake in the Early Holocene. The lake water became deep gradually and the salinity also became low from 7,600 to 5,400 a. B. P. (in relation to Atlantic). The formation of the deep lake was in the Middle Holocene (ca. 4,500-2,400 a. B. P.). At about 3,600 a. B. P., the lake water reached the largest depth and the salinity was the lowest too. After this, the lake water got into a positively evolutive stage. In the Late Holocene (since ca. 2,400 a. B. P.), climatic environment was cold and dry. The lake water evolved positively, the water level slowly falls, so far the water depth is ca. 20.4m. The salinity slowly increases until the present 14.146g/l.