

博斯腾湖碳酸盐和同位素组成的全新世古环境演变高分辨记录及与冰川活动的响应

张成君^{1,2)}, 郑绵平²⁾, A PROKOPENKO³⁾, M STEFFEN⁴⁾,

匡娟¹⁾, 杨奇丽¹⁾, 郭方琴¹⁾, 冯兆东¹⁾

1) 兰州大学资源环境学院环境科学系, 730000

2) 中国地质科学院盐湖与热水资源研究发展中心, 北京, 100037

3) University of South Carolina, Columbia, SC, 29205, USA

4) Freie University Berlin, Berlin, 12249, Germany

内容提要:本文通过对在新疆南部塔里木盆地北缘博斯腾湖采集的一根 953 cm 的岩心进行了早全新世以来的古气候重建。对 BSTC2000 岩心进行了碳酸盐矿物组成、Ca/1000Sr, 有机质 TOC, C/N 和 C/S 分析, 并结合 BSTC2000 岩心附近的一个沉积物剖面的孢粉资料, 利用多指标重建了 8500 a BP 以来的古气候变化特征。在 2 个平行岩心中对保存的植物叶片、草籽, 以及全有机质进行了 9 个 AMS ¹⁴C 年代测定。

8500~8100 a BP 气候冷湿, 钻孔位置为河流-滨湖相环境, 沉积物中有 3 层泥炭层。从 8100~6400 a BP, 气温升高, 湖泊扩张, 气候暖湿, 湖泊可能为最高湖面时期。而从 6400~5100 a BP 湖泊稍微下降, 气候变冷。在中全新世晚期从 5100~3100 a BP 气候变得高温干旱, 但其间的 4400~3800 a BP 有短暂的气候变冷, 早期大量的冰雪融水补给博斯腾湖, 使得湖泊水位上升。湖泊的第二个高湖面期是 5200~3800 a BP。在 3100~2200 a BP 气候冷湿, 由于蒸发减弱而湖泊有所扩张, 湖泊在 3100 至 2800 a BP 期间是最后一次短暂的高湖面期。这次短期高湖面后, 湖泊由于较长时期的低温而引起的供水减少, 湖泊收缩。从 2200~1200 a BP, 气候变得干热, 湖泊收缩。尽管从 1200 a BP 以来, 温度有所下降, 气候变得暖干, 湖泊又开始有所上升, 但是没有达到博斯腾湖出水口孔雀河的海拔高度。

关键词:博斯腾湖; 古环境变化; 碳酸盐; 同位素组成; 冰川活动

中国内陆最大的淡水湖——博斯腾湖位于西部天山南麓焉耆盆地东南部, 地理位置介于 86°40′~87°26′E, 41°56′~42°14′N。盆地内主要覆盖第四纪冲积物, 开都河是博斯腾湖的主要入水河流(图 1)。博斯腾湖是开都河的尾闾, 又是流入罗布泊古湖的孔雀河的源头。博斯腾湖湖底较平, 南岸较陡。湖泊最高水位大约 1048.75 m a. s. l., 据 1955 年的水文记录, 湖泊面积大约 1002.4 km²。湖泊平均深度大约为 8.2 m, 最深为 17 m。湖区属于中国西北干旱区, 年均降雨量为 68.2 mm, 年均温度为 6.3 °C (钟巍等, 1998), 年均蒸发量为 1800~2000 mm。博斯腾湖水位变化明显受湖泊蒸发量与流域融水补给量的控制(钟巍等, 1998)。开都河流域地

处天山中段南坡, 由几条基本平行的山系组成, 宽 140~200 km, 平均海拔 3000~3500 m。4200 m 以上有终年积雪和冰川分布, 3100~4200 m 为高山、亚高山草甸, 2600~3100 m 为中山森林草原, 1400~2600 m 为低山荒漠化丘陵, 1200~1400 m 为山前冲积、洪积倾斜平原。开都河曲流迂回, 两岸发育大面积的草甸沼泽。博斯腾湖的沉积速率较高, 有利于该地区古气候的重建。

1 岩心

2000 年 6 月通过 Wright 活塞钻在博斯腾湖(41°56′33″N, 86°45′52″E)水深 5.5 m 处获得近 9.53 m 的岩心 1 根(BSTC2000)(图 1)。2000 年

注: 本文为国家“973”项目(编号 G1999043501)、国家自然科学基金项目(编号 40331012、40041004)资助的成果。

收稿日期: 2007-09-07; 改回日期: 2007-10-11; 责任编辑: 周健。

作者简介: 张成君, 男, 1966 年生。教授, 从事环境地球化学、同位素地球化学和第四纪环境变化等方面的研究。通讯地址: 100037, 北京阜外百万庄大街 26 号; Email: Cjzhang@lzu.edu.cn。

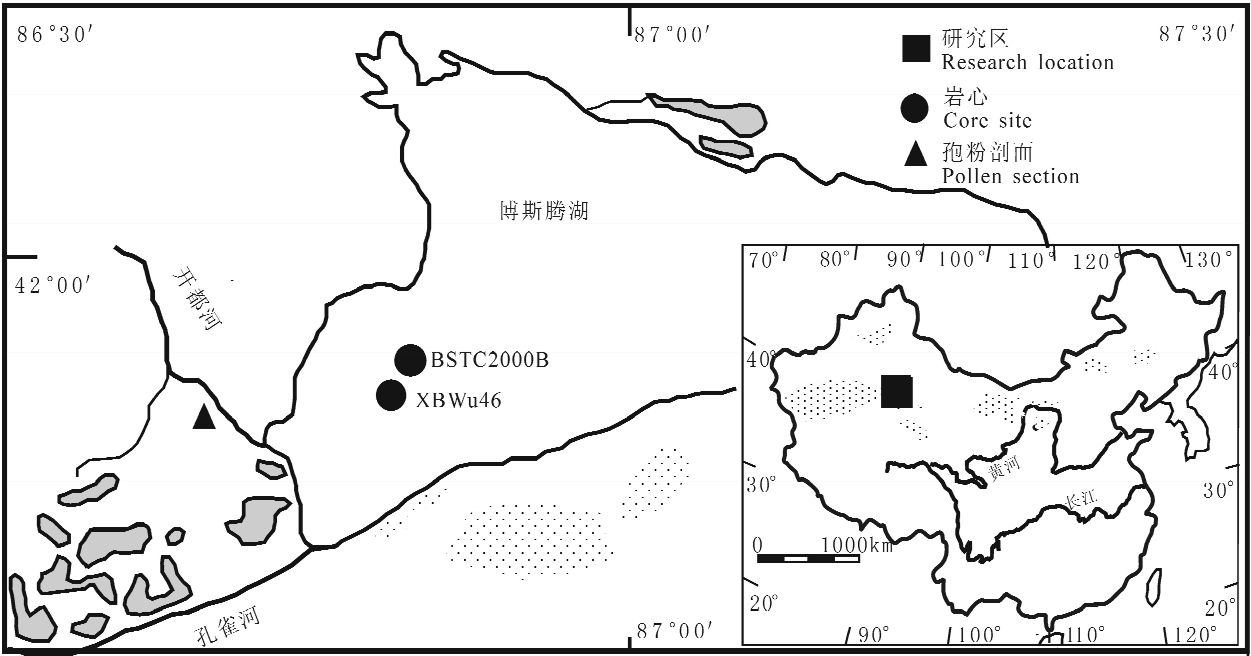


图 1 博斯腾湖及岩心和剖面位置图

Fig.1 Map showing the location of Bosten Lake in Xinjiang, China, and the core and section sites

夏,柏林自由大学学者在湖泊的西北端(41°54'27" N,86°43'26"E)水深 6.25 m,湖泊水面海拔月 1046 m a. s. l. 获得另 1 根 9.25 m 长的岩心(XBWu46) (Wünnemann et al., 2003) (图 1)。BSTC2000 岩心按 2 cm 间隔分样,分离的样品进行有机质(TOC)、C/N、C/S 以及碳酸盐碳氧同位素、碳酸盐矿物种类等分析。根据沉积物的结构、颜色、粒度粗细、软体动物等特征,BSTC2000 岩心的岩性如下:

0~3.7 cm,青灰色含泥中砂。有较多大小不等的螺壳 *Gyraulus carpentiey*, *Radix montfort*, 有少量的水草。

33.7~25.1 cm,棕—浅棕色泥质粉砂。较多水草,有小螺壳 *Gyraulus carpentiey*, *Radix montfort*。

25.1~44.7 cm,青灰色—深青灰色粉砂质粘土。较多小螺壳 *Gyraulus carpentiey*, *Radix montfort*,有水草根。

44.7~126.6 cm 青灰色至棕灰色粘土。少量水草,偶见小螺壳 *Gyraulus carpentiey*, *Radix montfort*。

126.6~148.3 cm,棕灰色—灰色粘土、粉砂质粘土。有小螺壳 *Gyraulus carpentiey*, *Radix montfort*,无水草。

148.3~160.4 cm,青灰色粘土,向下颜色变深。均匀、致密、粘度大,偶见螺壳 *Gyraulus*

carpentiey, *Radix montfort*。

160.4~254.2 cm,灰色粉砂质粘土。较多螺壳 *Gyraulus carpentiey*, *Radix montfort*。整段颜色、岩性变化较大,主要为碳酸盐沉积,见由颜色变化产生的微层理。

254.2~264.4 cm,灰棕色泥质粉砂,过渡段,向下碳酸盐含量增加,较多大螺壳 *Gyraulus carpentiey*, *Radix montfort*。

264.4~358.8 cm,白—浅灰色粉砂质粘土。碳酸盐含量较高,许多深色条带(<5 mm),并有许多类似的纹层,间隔灰白色碳酸盐含量高的粘土。上部有约 5 cm 厚的螺壳层 *Gyraulus carpentiey*, *Radix montfort*,粉砂质含量高。

358.8~372 cm,浅黄棕色泥质粉砂。底部岩性变化较大,从粉砂变为泥质粉砂。有较大、较多的螺壳 *Gyraulus carpentiey*, *Radix montfort*。

372~394.2 cm,深灰色粘土。见较大的螺壳 *Gyraulus carpentiey*, *Radix montfort*。

394.2~405.1 cm,浅黄棕色泥质粉砂,向下粉砂质含量增加,有较大的螺壳 *Gyraulus carpentiey*, *Radix montfort*。

405.1~475.9 cm,灰白色粉砂质粘土,夹有 8 层浅黄棕色粉砂—泥质粉砂。见螺壳 *Gyraulus carpentiey*, *Radix montfort*,碳酸盐含量较高。

475.9~644 cm,灰色粘土,底部为粉砂质粘土。

表 1 BSTC2000 岩心样品的 AMS 年代样品测量结果

样品实验号	样号	深度(m)	材料	¹⁴ C (a)	δ ¹³ C (‰)	Cal a BP(1σ)
KIA18576BSTC20000609	01-132	1.32	草籽	2100 ± 25	~15.04 ± 0.18	2041~2118
KIA18575BSTC20000609	03-128	3.66	植物残体	3590 ± 25	~17.59 ± 0.04	3850~3922
KIA18574BSTC20000609	05-18	5.14	草籽	4425 ± 25	~10.02 ± 0.09	4964~5048
KIA18573BSTC20000609	07-96	8.46	叶片	7365 ± 35	~22.27 ± 0.08	8159~8210

表 2 XBWu 46 岩心样品的 AMS 年代样品测量结果(Wünnemann et al. 2003)

样品实验号	样号	深度(cm)	材料	¹⁴ C (a)	δ ¹³ C (‰)	Cal a BP (1σ)
Kil3113	1-01	1	有机质	102 ± 24	~25.75	224~225
Kil3114	1-32	63	有机质	1207 ± 23	~9.39	1121~1173
Kil3115	4-11	367	有机质	3886 ± 30	~26.66	4239~4300
Kil3116	6-01	587	有机质	4949 ± 33	~9.61	5643~5716
Kil3117	10-21	848	叶片	7368 ± 36	~25.61	8160~8212

碳酸盐含量较高,见小螺壳 *Gyraulus carpentiey*, *Radix montfort*, 无水草。

644~854 cm,浅黄棕、青灰色粉砂质粘土,夹 4 层泥质粉砂层。

854~872 cm,黑色泥质粉砂—细砂。泥炭层。

872~880 cm,深灰色粗砂。

880~886 cm:黑色泥质粉砂—细砂。多植物叶片。与 854~872 cm 层相似。

886~953 cm,深灰色粗砂,分选好,多白云母片。

2 年代

在 BSTC2000 和 XBWu46 岩心中分别选取了 4 个和 5 个草籽、树叶、植物残体和总有机质等样品进行 AMS ¹⁴C 年代测定,在德国 Kiel 大学测定(表 1、2)。在显微镜下挑选年代测定的样品,并进行清洗。接着将多数样品用 10% HCl 处理。由于样品的颗粒较细,因此不必要用 NaOH 溶液再处理。而样品 KIA18573 和 KIA 18574 按常规的方法在常温下用 10% HCl、10% NaOH 处理后,再用 10% HCl 进行处理。接着将样品与 CuO 和银丝毛一起装入石英玻璃管中密封,然后加热到 900℃。将产生的 CO₂ 气体与还原气体 H₂ 和 2 mg 的 Fe 份催化剂一起反应,将得到的碳/铁混合物制成靶样。每个样品的 ¹⁴C 浓度值是通过测量其 ¹⁴C, ¹³C 和 ¹²C 并进行比较获得。样品测量采用 Oxalic 酸标准以及煤炭背景物产生的 CO₂ 进行比较。所有样品有足够的碳和测量中有足够的离子束。测量结果比较可靠。

测量得到的年代结果用“CALIB rev 5.01”软件进行校正(表 1、2)。最后结果采用 1σ 可信度范围

的值。利用该值和沉积速率进行博斯腾湖的年代模拟(图 2)。

3 古湖泊指标

3.1 粒度和软体动物

样品的粒度分析采用 Malvern 公司生产的 2000 型激光粒度仪分析(陈俊等, 1997),分析过程如下:①首先用 H₂O₂ 除去有机质和可溶盐;②再用稀盐酸除去碳酸盐;③最后用 6 偏磷酸钠作分散剂分析(Singer and Janitzky, 1987)。

沉积物粒度大小与水动力有关。较粗的颗粒代表了较高的水动力特征或浅水环境。BSTC2000 岩心中,850~953 cm 段的粒度大于 100 μm,沉积物主要是由含云母的细—粗砂组成。砂层中有 3 层含完整香蒲叶片的薄泥炭层。泥炭层可能在浅水、寒冷条件下生成,因此岩心位置可能为河流-滨湖相和泥沼相过渡带,水体变化较快。泥质沉积物粒径为 10~30 μm,平均 15 μm 左右,从 850 cm 以上粒径明显减小(图 3)。

岩心中保存有大量完好的软体动物壳,主要是 *Gyraulus carpentiey* 和 *Radix montfo*。每个样品按 2 cm 分样,然后对每个样品中的软体动物壳进行统计,发现软体动物壳主要分布在 630~850 cm 段。在 530~250 cm 段软体动物壳有几次短暂的上升(图 4)。裴新国等(1992)对博斯腾湖水体内的浮游和底栖生物的调查表明,在春天水体温度不高时生物量急剧增加,而夏天由于水体温度过高和太阳辐射加强,浮游和底栖生物大量死亡。说明博斯腾湖中水生生物主要生活在水体温度不高的淡水环境,生物量反映了水体温度适宜,水体淡化的特征。

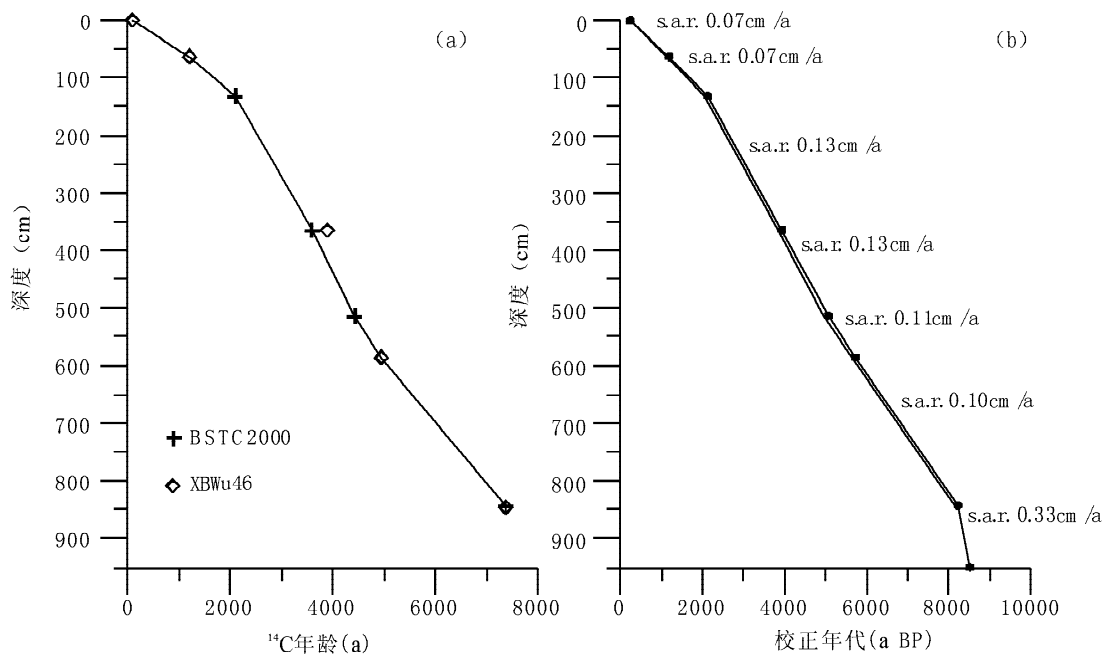


图 2 BSTC2000 (十字) 和 XBWu46 (菱形) 岩心深度与年代之间的关系(a)及沉积速率(b)
Fig. 2 Relationship between depths and ages of core BSTC2000 (black cross symbols) and XBWu46 (diamond symbols) (a) and for calculation of the sediment accumulation rate (b)

底部沉积速率 0.33 cm/a 是根据 BST 顶部泥质粉砂和砂²¹⁰Pb 和 ¹³⁷Cs 测定结果计算得出(张成君等, 2004)

The sediment accumulation rate value 0.33 cm per year in the bottom core unit is calculated by the age model of ²¹⁰Pb and ¹³⁷Cs that was determined by muddy silt and sand sediments on the top of core BST (after Zhang et al., 2004)

3.2 碳酸盐含量和碳酸盐矿物

BSTC2000 的碳酸盐含量测定过程为在样品中加入稀盐酸反应后, 测量产生的 CO₂ 气体含量, 然后换算成碳酸盐的百分含量。

CaCO₃ 的形成由多种因素控制 (Aravena et al., 1992)。通常, 在湖泊环境中主要由温度和生物生产力 2 种因素控制碳酸盐的形成。温度升高, 湖泊的蒸发作用加强, CaCO₃ 的溶解性减弱。因此, 湖泊沉积物中碳酸盐含量越高, 说明温度越高, 蒸发作用也越强; 相反, 较低的碳酸盐含量代表了冷湿环境。沉水植物和藻类等水生生物光合作用时从水体中消耗 CO₂ 致使湖水 pH 升高, 从而形成大量碳酸盐。因此在生物活动强烈时期有大量碳酸盐形成。从图 3、4 中可以看出, 碳酸盐的含量与软体动物含量有一定的相关性, 在 850~650 cm 左右的层段, 碳酸盐含量高, 平均含量 60% 以上。而在 650~250 cm 层段, 软体动物含量变化较大, 沉积物中碳酸盐含量变化也较大。此段中, 软体动物繁盛时期是方解石和文石含量增高和降低的转换时期。反映了软体动物喜温暖和较淡水体, 高温和寒冷气候不适宜软体动物的生存。

BSTC2000 岩心碳酸盐含量有较大的变化范围, 20%~75%, 850 cm 以下的细—粗砂层中的含量在整个岩心中最低, 约为 20% 左右。从 850~250 cm 碳酸盐含量较高, 平均为 50% 左右, 250 cm 以上碳酸盐含量减少, 平均为 40% 左右。

BSTC2000 岩心碳酸盐矿物种类通过 X-衍射法分析得到, 主要有文石、方解石和白云石(图 3)。文石和方解石是整个岩心中的主要碳酸盐矿物。通过 Goldsmith 等(1958, 1961)介绍的 X-衍射法和化学分析资料计算白云石、方解石(包括镁-方解石)和文石的含量。岩心中方解石和文石呈反相关关系。

沉积物中碳酸盐矿物方解石、文石、白云石的形成与水介质中 Mg/Ca 值有关。Müller 等(1972)的研究表明, 当水介质中 Mg/Ca < 2 时, 沉积物中碳酸盐主要以方解石为主, 比值为 2~12 时形成镁方解石和文石, >12 时以文石为主, >7 时白云石开始形成, 镁方解石及白云石含镁的高低指示了湖水盐度的变化。Mg/Ca 值和湖泊盐度之间有正相关关系。Bathurst(1975)研究表明, 文石主要形成于温暖的环境或有较高 Mg²⁺ 含量的水体中。美国 San Francisco 盆地南部的 Las Coladas 湖泊、阿根廷西

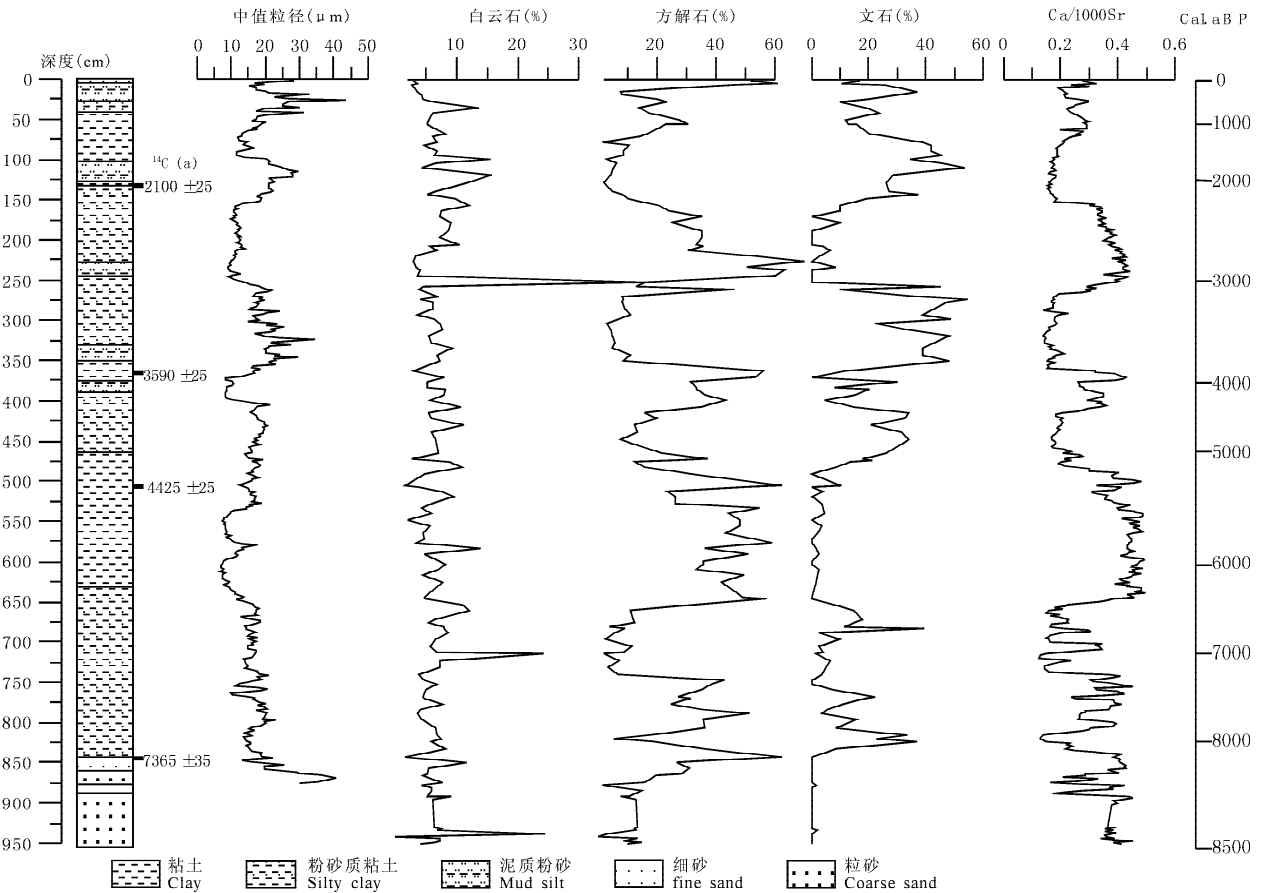


图 3 BSTC2000 岩心中沉积物中值粒径、碳酸盐百分含量、方解石、文石和白云石的百分含量
Fig. 3 Particle size, carbonate and calcite, aragonite and dolomite contents in the BSTC2000 core

北部 Catamarca 省的 Altiplano 湖的最南端的现代沉积物碳酸盐主要以文石为主,主要原因就是湖水有较高的 Mg/Ca 值(Valero-Garces et al. , 1999)。因此文石的高比例代表了湖泊蒸发作用加强引起的湖面大规模收缩。

一些水生生物如文石质有孔虫、腹足类、瓣鳃类具有文石壳体,可以在沉积物中生成较多的文石。然而从图 3 中可以看出,博斯腾湖中大量软体动物繁盛时期沉积物中的文石含量较低,说明博斯腾湖沉积物碳酸盐中的文石主要不是生物成因,可能以化学成因沉积为主。由于 Sr 主要存在于文石中,因此 Ca/Sr 值的变化灵敏地反映了水体盐度的变化特征,高 Ca/Sr 值代表了较淡的低盐度水体,低 Ca/Sr 值代表了较咸的高盐度水体,有利于文石的形成(图 3)。

BSTC2000 岩心中,850~650 cm 段方解石含量为 40%~30%,文石含量为 20%~10%。方解石中 MgCO₃ 的摩尔百分含量较高,为 3~7mol%,方解石属于低—高镁方解石。650 cm 以上段,方解石

中 MgCO₃ 的摩尔百分含量减少,为 1~3 mol%,为低镁方解石。整个岩心沉积物碳酸盐中白云石含量较低,在 7%左右。在大约 250 cm 以上层段含量有明显的增加,说明湖水盐度上升。顶部到大约 20 cm 段碳酸盐中白云石含量则快速下降。博斯腾湖 850 cm 以上层段,大约自 8.1 ka BP 以来碳酸盐含量上升,碳酸盐主要由方解石和文石组成,他们之间成反相关关系,说明湖泊处于淡水和微咸水的交替变化中。反映出博斯腾湖全新世以来温度升高和降低以及蒸发量增强和减弱的变化特征。

3.3 有机质 TOC, C/N 及 C/S 值

总有机质含量(TOC)采用浓硫酸和重铬酸钾氧化滴定法分析。将 BSTC2000 岩心沉积物样品用 1N HCl 处理后,有机碳、氮和硫采用 Vario EL III 型元素分析仪分析,计算 C/N 和 C/S 值,实验在兰州大学进行。

湖泊沉积物中有机质主要来源于湖泊中的水生生物和陆源有机质。有机质的含量一定程度上代表了水生生物和陆生植被的发育情况。在气候适宜的

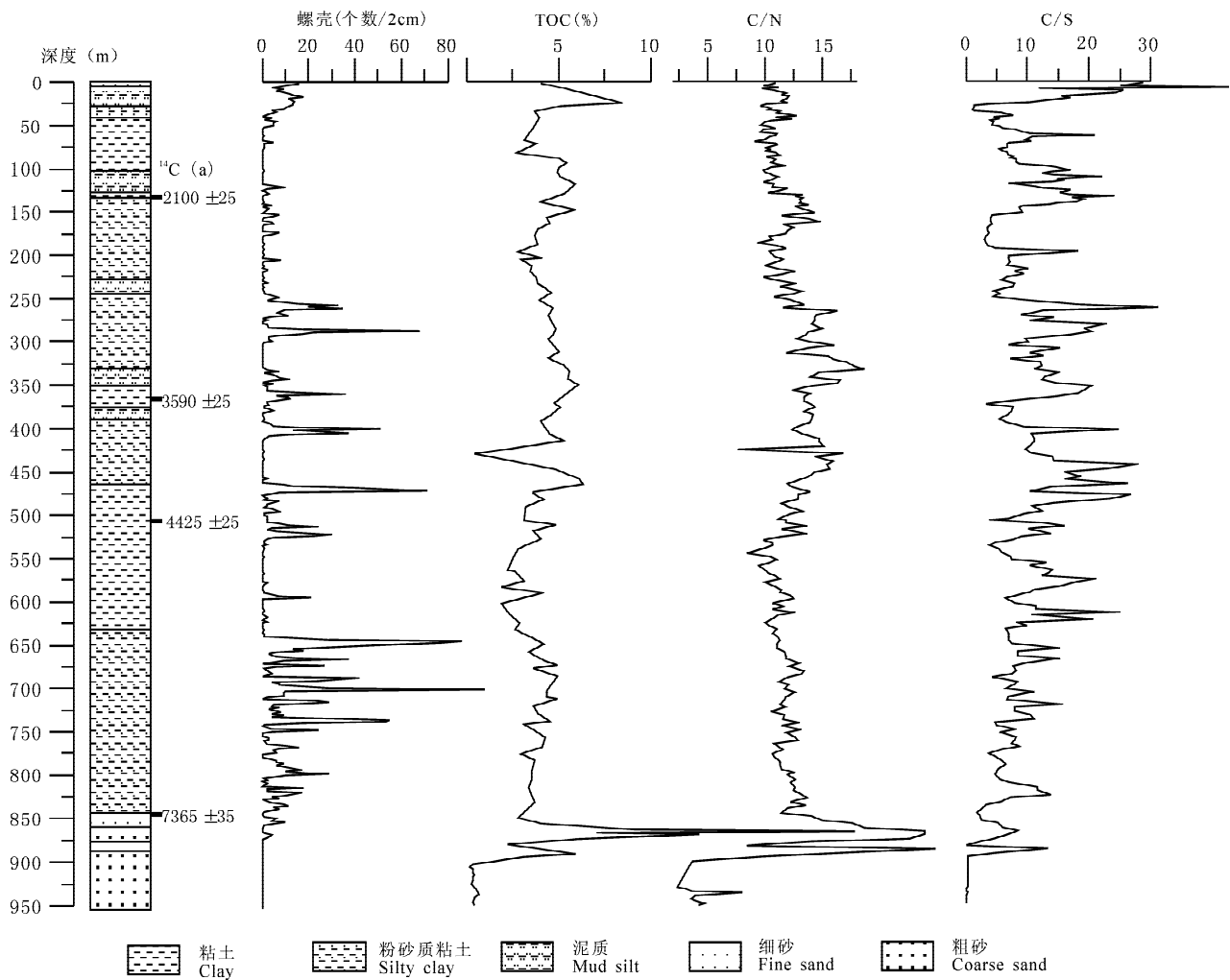


图 4 博斯腾湖沉积物中有机质(TOC)百分含量、软体动物数量以及有机质 C/N、C/S 值(BSTC2000 岩心按每 2 cm 分样,对每一个样品中的软体动物壳体总数进行统计,软体动物个数/ 2cm 表示每 2 cm 岩心中软体动物的个数)

Fig. 4 Organic matter content (TOC), mollusk amount, and C/N, C/S ratios of organic matters in the Bosten Lake sediments (All mollusk shells in every samples divided by 2 cm were counted and expressed as mollusk(No/2 cm)

条件下,水生生物和陆生植被繁盛,沉积物中有机质含量较高;相反,沉积物中有机质含量较低。但是岩性特征对沉积物中有机质含量有影响,较粗的沉积物不利于吸附较细颗粒的有机质。

C/N 值可以用来指示有机质的来源。通常,水生植物和湖泊中的浮游植物的 C/N 值大约为 5~12,而陆生植物的 C/N 值大约为 20~30,甚至可以达到 45~50(Stuiver, 1975; Krishnamurthy et al., 1986)。

有机质的 C/S 反映了水体的氧化-还原特征,较深水的还原环境有较低的 C/S 值,浅水环境,则有较高的 C/S 值。因此,C/S 值的高低一定程度上代表了水体的深浅变化。

图 4 反映了 BSTC2000 岩心沉积物中 TOC 含量在 2%~6% 的范围,平均值为 4% 左右。在 850

cm 以下的层段(865 cm,870 cm,890 cm)有 3 个明显的高含量峰,TOC 含量 5.9%~21.1%,最高含量达 21.1%,很明显是由于植物叶片保存较为完好的泥炭层中大量植物残体造成,因此有机质含量出现异常高的峰值。对应的 C/N 值为 15.5~24.8,最高值可达 24.8,反映了陆生高等植物对沉积物中有机质的贡献(图 4)。850 cm 以上层段 C/N 值为 10~15,反映了有机质主要以湖泊中水生植物来源为主。在 500~250 cm 层段中 C/N 值较高,可达到 15,可能有较多的陆源有机质的加入。有机质的 C/S 值在 0.1~43 的范围,平均为 10 左右。850~630 cm 层段低于平均值,反映湖泊在该阶段可能处于较为还原的深水环境(图 4)。

3.4 碳酸盐碳、氧同位素组成

沉积物碳酸盐的碳、氧同位素组成分析采用对

小于 $10\ \mu\text{m}$ 的沉积物中加入磷酸,反应产生 CO_2 气体,纯化后引入 Finnigan Delta plus 质谱仪中分析,所得的结果采用 PDB (Pee Dee Formation Belemnite) 标准 δ 比值表示。

生物体或者是自生、次生成因的碳酸盐氧同位素组成可以用来指示:①温度变化,特别是中—高纬度地区(Rozanski et al., 1993)。②碳酸盐形成时湖水的氧同位素组成变化,碳酸盐氧同位素组成与湖水的氧同位素组成有正相关关系。实际上湖泊沉积物中碳酸盐氧同位素组成更多的是由降水/蒸发(P/E)比决定的,它们之间有较明显的正相关性(Gasse et al., 1987)。发源于天山中部的 Ereh Habirga 和 Erheng 山南坡的开都河是博斯腾湖的主要补给水源,河水主要来源于天山的冰川、降雪融水。冰川面积大约 $473.97\ \text{km}^2$, 目前每年平均融水量大约 $5.14 \times 10^8\ \text{m}^3$, 每年从开都河补给给博斯腾湖的水量大约为 $3.11 \times 10^8\ \text{m}^3$ 。博斯腾湖地区降雨量较低,年平均为 $68.2\ \text{mm}$ (王润等, 2003)。很明显,博斯腾湖水体主要由湖泊蒸发量与河流径流量的比值控制。因此,博斯腾湖沉积物中碳酸盐氧同位素组成主要受入湖水量和蒸发量共同控制。这样又增加了湖泊沉积物碳酸盐氧同位素组成的复杂性。温度增高有利于冰雪融化,形成大量水体补给湖泊,相反温度下降不利于冰雪融化产生大量的水体。因此,温度的高低与入湖水量和蒸发量之间存在一个较复杂的相关关系。当温度处于较高状态时,蒸发量超过入湖水量。湖水的盐度的变化则可以了解湖泊蒸发量和入湖水量的变化特征。沉积碳酸盐矿物中方解石和文石含量能很好地反映了湖泊水体盐度的变化过程,它们的形成与温度有正相关性。特别对于中—高纬度干旱区封闭—半封闭湖泊,由于蒸发量增加,相应 Mg/Ca 值也增高,有利于碳酸盐中镁方解石和文石形成。

文石的 $\delta^{18}\text{O}$ 与平衡方解石的 $\delta^{18}\text{O}$ 值相比大约重 0.6‰ (Grossman et al., 1986; Abell and Williams, 1989)。镁方解石中每增加 $1\ \text{mol}\%$ MgCO_3 时 $\delta^{18}\text{O}$ 值大约偏重 0.06‰ (Tarutani et al., 1969)。因此,文石和高镁方解石的 $\delta^{18}\text{O}$ 值偏离方解石的 $\delta^{18}\text{O}$ 值反映了与温度的关系。

对于一些大型封闭湖泊,特别是在干旱区,湖水的损失主要靠水体蒸发,沉积物碳酸盐氧同位素组成偏重,为正值,如 Malawi 湖 (Ricketts and Johnson, 1996) 和肯尼亚的 Turkana 湖 (Ricketts and Anderson, 1998)。博斯腾湖岩心中,沉积物碳

酸盐的 $\delta^{18}\text{O}$ 在 $400\sim 450\ \text{cm}$, $250\sim 350\ \text{cm}$, $100\sim 150\ \text{cm}$ 三段为正值(图 5),说明博斯腾湖从早全新世以来一直没有完全封闭。

湖泊沉积物中影响 $\delta^{13}\text{C}$ 的因素更加复杂,通常入湖水体中含碳物质的 $\delta^{13}\text{C}$ 值、生物生产力和呼吸作用、湖水与大气 CO_2 的交换等都可能影响碳酸盐中碳同位素组成。通常认为在这些因素中生物的生产力因素可能是最重要的因素之一 (McKenzie, 1985)。但是对于干旱的中—高纬度地区长期封闭的湖泊,湖水与大气 CO_2 的交换作用可能比生物的生产力因素更重要。如果 $\delta^{13}\text{C}$ 值小于 -2‰ , 可能指示了:①较短的残留时间,和较浅水体;②一年中大多数时间湖泊被冰层封盖;③强烈的生物活动。如果 $\delta^{13}\text{C}$ 值大约在 $+2\text{‰}$ 以上,可能与大气 CO_2 平衡产生,例如湖泊长时间存在,以及湖水的混合较好 (Gasse et al., 1987; Rhodes et al., 1996)。越来越多的同位素研究表明影响碳同位素组成的因素不仅有生物的生产力,而且与大气 CO_2 平衡也是其中之一 (Valero-Garces et al., 1995; Schwalb et al., 1999)。Valero-Garces 等 (1999) 证实高温热泉或干旱区湖泊的蒸发效应能够形成较重碳同位素组成的碳酸盐。较浓的蒸发卤水中 (Stiller et al., 1985)、还原环境中 (Talbot et al., 1986; Spiro et al., 1993) 能形成具有较重碳同位素组成的湖泊碳酸盐。在水动力封闭的湖泊中,较重碳同位素组成可能也指示了溶解碳酸盐与大气 CO_2 达到不同的同位素平衡程度 (Usdowski and Hoefs, 1990; Menking et al., 1997)。

许多封闭的湖泊中氧、碳同位素组成之间的相关性,可能是由于湖泊的降水/蒸发(P/E)比决定的 (Talbot, 1990; McKenzie, 1985; Benson et al., 1996)。在许多封闭、湖水滞留时间较长的湖泊,特别是干旱区,形成的碳酸盐有较重的 $\delta^{18}\text{O}$ 值,并且与较重的 $\delta^{13}\text{C}$ 值之间有较好的相关性 (Leng et al., 2004)。

在 BSTC2000 岩心中 $850\ \text{cm}$ 以下的砂层中碳酸盐碳、氧同位素组成表现出在整个剖面的最低值,分别为 $-4\text{‰}\sim 0\text{‰}$ 和 $-6\text{‰}\sim -8\text{‰}$ 。碳氧同位素组成相关性不明显,表明水体交换强烈,水体滞留时间短。水体明显由冰雪融水形成的河流淡水补给。而 $850\ \text{cm}$ 以上,碳酸盐碳、氧同位素组成升高,碳氧同位素组成有很好正相关性(图 5)。说明了从 $850\ \text{cm}$ 以上层段 ($8.1\ \text{ka BP}$ 以来),博斯腾湖湖泊水位开始快速上升,形成了较大规模的湖泊,并且在以后的时间湖泊长期存在。同时也反映了影响碳酸盐碳、

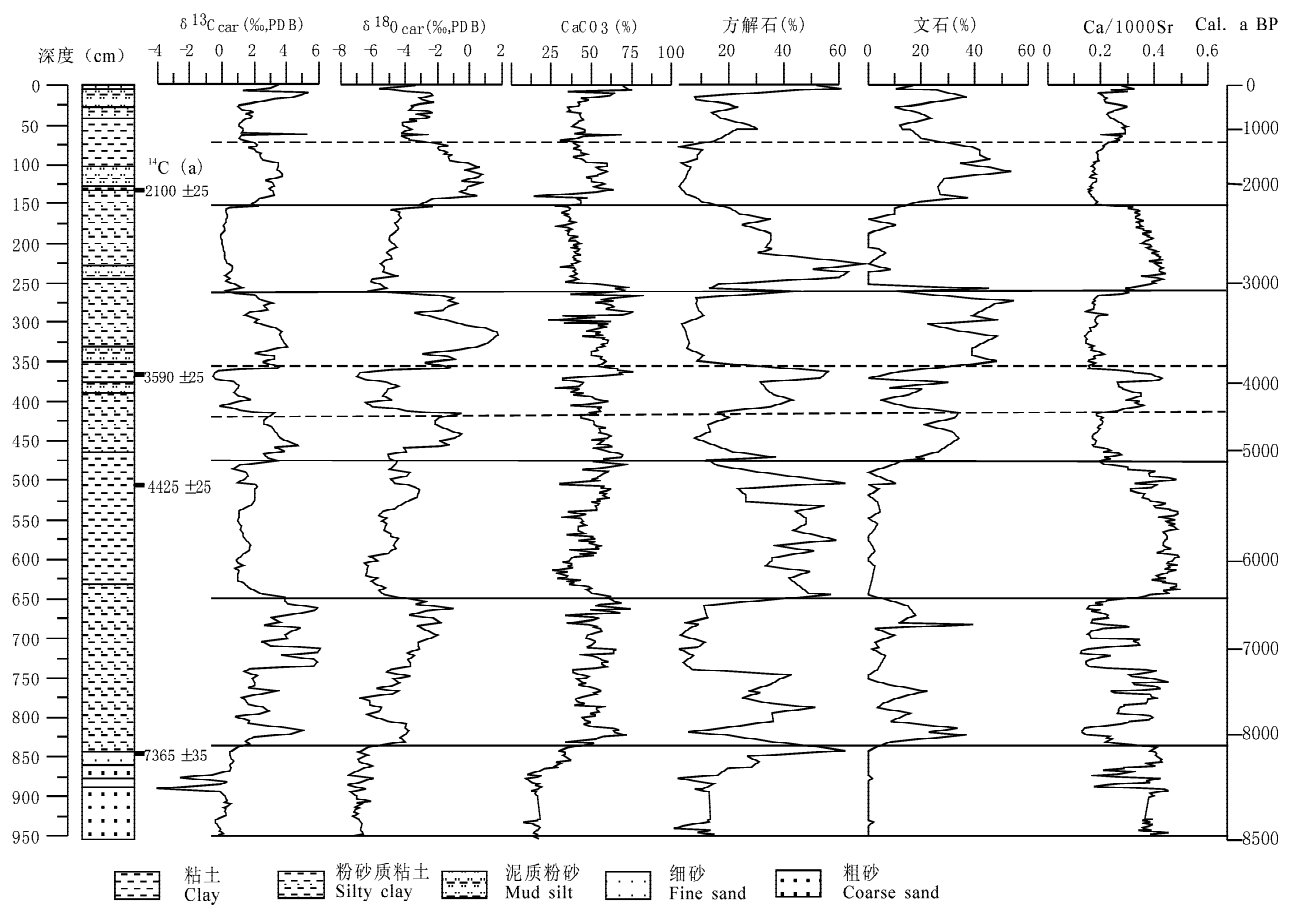


图 5 博斯腾湖沉积物碳酸盐碳氧同位素组成以及碳酸盐、方解石和文石百分含量, Ca/Sr 比值
(年代模式用校正后的¹⁴C 年代以及沉积速率建立)

Fig. 5 Carbon and oxygen isotopic compositions of carbonate in the Bosten Lake, and carbonate content, calcite and aragonite percentage in carbonate, and Ca/Sr ratio of sediment (The calibrated radiocarbon age and sediment accumulation rate are used to construct the Holocene model age of the Bosten Lake)

氧同位素组成的主要因素是由温度控制的入湖水量的变化和蒸发量变化。

4 孢粉组合

许英勤(1998)在博斯腾湖岩心不远处的一个剖面进行了孢粉研究(图 1)。孢粉浓度超过 200 颗的 3 个峰大约在 8000 ~ 8500 a BP, 3800 ~ 4400 a BP 以及 1000 a BP 到现在(图 6)。主要为针叶树 *Larix*、阔叶树 *Ulmus*、灌丛和低矮半灌丛 *Ephedra*, *Tamarix* 以及草本植物 *Artemisia*, *Chenopodiaceae*, *Gramineae*, *Cyperaceae*。水生植物香蒲 *Typha* 也有少量存在, 含量小于 10%。很明显, 草本植物、灌丛和半灌丛植物是该地区全新世以来的主要植物, 属于荒漠草原植被类型。

5 结果与讨论

通过对岩心沉积物粒度、碳酸盐矿物及含量、

TOC、有机质 C/N 和 C/S、碳氧同位素组成、软体动物组合, 以及许英勤(1998)的孢粉资料, 对博斯腾湖早全新世以来古气候演化分析如下。

5.1 8500~8100 a BP (850~953 cm)

沉积物主要为细砂—粗砂, 夹有 3 层泥炭层, 泥炭层中保存有完好的水生植物香蒲叶片, 在有机质含量(TOC)和 C/N 值(图 4), 以及 Ca/1000Sr 值曲线中反映明显(图 3)。该段中最明显的特征是碳酸盐碳、氧同位素组成与岩心其他层段相比最轻, $\delta^{13}\text{C}$ 为 0 ~ -4‰, $\delta^{18}\text{O}$ 为 -6‰ 左右, 并且 $\delta^{13}\text{C}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$ 的相关性不明显, 相关系数 r 为 0.04, 表现为外来河流补给。碳酸盐含量也是整段岩心中最低的, < 15%, 主要由方解石组成。泥炭层的 TOC 在全岩心中最高, 5.9%~21.1%。C/N 值为 25.5~24.8, 很明显有机质主要为陆源高等植物来源。该段中几乎没有软体动物存在。孢粉主要以藜、蒿、麻黄为

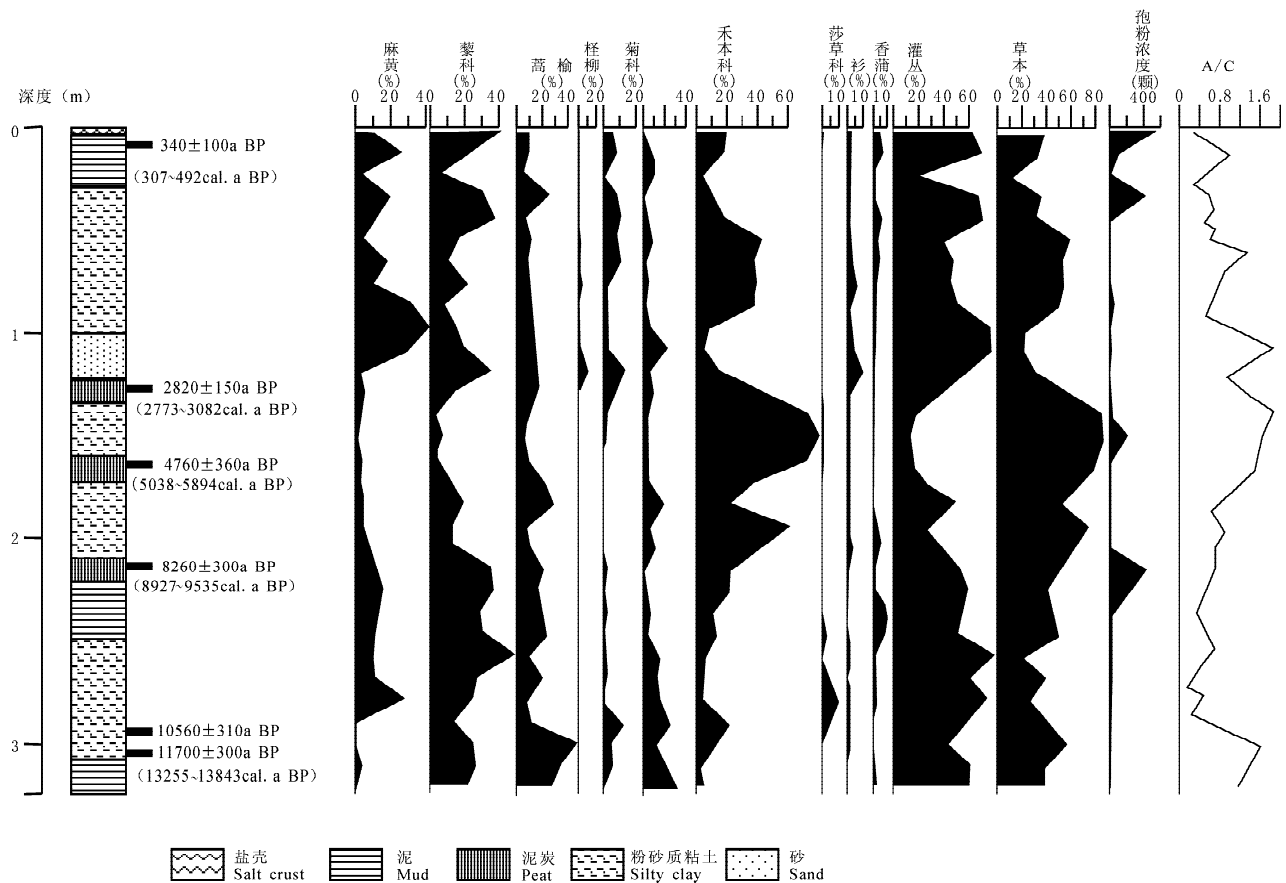


图 6 博斯腾湖西北的博湖剖面孢粉组合图(据许英勤, 1998 和 Zhong et al., 1998)

Fig. 6 Pollen assemblage of the Bohu section in northwestern of the Bosten Lake

(Revised as Xu, 1998 and Zhong et al., 1998)

主,有少量香蒲,此阶段孢粉总浓度较高,以灌丛和草本植物为主,A/C 值为 0.5~1 之间。根据对新疆西昆仑、阿勒泰、柴窝堡等地表土资料分析(阎顺等,1989;阎顺,1991;翁成郁等,1993),认为 A/C 值小于 0.5(0.01~0.35)时为荒漠区,0.5~1.2 时为荒漠草原,大于 1(0.78~2.4)时为草原区。因此,博斯腾湖该阶段可能为以藜、蒿、麻黄为主的荒漠草原,气候较为寒冷潮湿,湖泊水体较浅,变动频繁,而钻孔处可能以河流-滨湖环境为主,有短期沼泽环境交替出现。在天山中段北坡,海拔高度为 1094.0 m 的柴窝堡湖此时也表现为持续的湖退过程(12~9 ka BP)(王靖泰等,1989)。塔里木盆地南缘西昆仑山的古里雅冰芯记录在 8.5~8.0 ka BP 为全新世早期的降温事件(姚檀栋等,1997)。古里雅冰帽东冰流和北冰流形成一道紧叠 YD 冰碛的终碛垄,其¹⁴C 测年为 8287±160 a BP 和 8134±176 a BP(焦克勤等,2000)。与此相应的塔里木盆地以东的祁连山敦德冰川在 8455±265 a BP 时有一次冰进(李世杰等,1990),表明中国西部地区该阶段气温

较低,有大范围的冰川活动。

5.2 8100~6400 a BP (850~650 cm)

该段以粉砂质碳酸盐泥为主,碳酸盐含量较高,为 40%~75%,平均 50%左右。碳酸盐主要由高镁方解石[MgCO₃为 3%~7%(mol)]和文石组成,高镁方解石含量占碳酸盐的 10%~60%,文石为 0%~40%,平均 10%左右,表明水体的盐度不高。Ca/1000Sr 值为 0.1~0.4 之间,平均 0.3 左右。850~750 cm 段镁方解石含量较高,Ca/1000Sr 值较高。该段中有机质含量大约在 4%~5%范围,C/N 值为 10~13 之间,有机质以湖泊中水生生物来源为主。禾本科植物是这一时期主要的陆生植物,孢粉主要由蒿、藜、麻黄、十字花科为主,有较多的香蒲生长,A/C 值上升,属于荒漠草原植被。海拔 1100 m 的柴窝堡盆地此时为草原植被(阎顺,1991)。C/S 值为 5~15 之间,较高的比值表明为还原环境。该段中软体动物十分繁盛,从 8100~6400 a BP 一直存在,尤其在后期更加发育,表明此时的水体适宜水生生物生存。碳酸盐碳、氧同位素组成较前期偏重,

$\delta^{13}\text{C}$ 为 $0\sim+4\%$, $\delta^{18}\text{O}$ 为 $-6.5\%\sim-1.8\%$ 范围, 并且表现出一定的相关性。表明此时水体变深, 水体有一定的滞留时间, 降水和入湖径流与蒸发量比值开始控制了碳酸盐的 $\delta^{18}\text{O}$ 变化。但这一时期总体上表现为温度不高, 蒸发量不大, 水体盐度较低, 仍为淡水水体, 适宜水生生物生长。 $\delta^{13}\text{C}$ 有较重的同位素组成, $+4\%$ 左右, 与较强的生物活动相对应, 较重的同位素组成可能与生物活动有关。此阶段 (8100~6400 a BP) 可能为博斯腾湖在中全新世早期的最高湖面时期, 为中等温度润湿的气候。柴窝堡湖在此时 (8~6 ka BP) 也表现为全新世最高湖面时期, 湖面比现在高出 7~8 m (潘保田等, 1989; 王靖泰等, 1989), 天山北坡西端的艾比湖在 8.3~3.5 ka BP 时为暖湿环境的高湖面时期 (吴敬禄等, 1996)。古里雅冰帽北冰流在 LGM 的冰碛上发育了土壤和古土壤, ^{14}C 测年为 7078 ± 340 a (焦克勤等, 2000)。

5.3 6400~5100 a BP (650~475 cm)

沉积物以浅灰色泥为主, 碳酸盐含量较低, 为 25%~60% 范围, 平均 45% 左右。碳酸盐主要由方解石和低镁方解石组成 [MgCO_3 为 1%~3% (mol)], 几乎不含文石。Ca/1000Sr 比值较高, 0.3~0.5 范围, 平均 0.4 左右, 前期较高且稳定, 后期波动下降。沉积物中 TOC 含量下降, 2%~4%, 平均为 3% 左右。C/N 值为 8~12, 沉积物中有机质仍以水生生物来源为主, 外源的有机质加入较少。陆生植物孢粉组合仍以蒿、藜、菊科为主, 麻黄含量下降, 香蒲消失。草本植物占优势, A/C 值上升。说明该阶段为荒漠草原类型植被, 气候寒冷潮湿。软体动物在该段中已不发育, 只是在后期有少量出现, 表明此阶段水体不适合水生生物生长。C/S 值升高, 为 5~22, 平均 10 左右, 变化较大, 说明水体变浅, 还原性减弱, 氧化性增强。碳酸盐 $\delta^{13}\text{C}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$ 同位素组成偏轻, $\delta^{13}\text{C}$ 为 $+1\%\sim+2\%$, $\delta^{18}\text{O}$ 为 $-6.5\%\sim-3\%$, $\delta^{13}\text{C}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$ 有很好的相关性, 表明水体有较长时间的混合、滞留。反映了这一时期水体为较淡的淡水环境, 气候寒冷潮湿, 蒸发作用不强烈。湖泊水体较浅, 说明由于寒冷的气候条件下, 补给水量的减少, 致使湖泊水位下降。该段中在 3 次 $\delta^{18}\text{O}$ 同位素组成偏重时期软体动物出现, 说明 $\delta^{18}\text{O}$ 偏重可能为水体在长时期偏冷时的短暂的气温回升期, 适宜水生生物发育。

天山天格尔峰在 5680 ± 150 a BP 出现了一次持续时间较长的冰进 (陈吉阳, 1988), 是中国西部地

区表现最突出和持久的一次冰川扩大时期。由于天山冰川活动增强, 导致了补给博斯腾湖和柴窝堡湖的水源大大减少, 博斯腾湖和柴窝堡湖均处于湖泊水位下降时期。艾比湖在 5.5~5.7 ka BP 也表现为寒冷的气候特征, 湖面下降 (吴敬禄, 1996)。

5.4 5100~3100 a BP (475~260 cm)

该阶段总体上沉积物中碳酸盐含量较高。方解石含量低, 文石是碳酸盐的主要组成矿物, 碳酸盐的碳、氧同位素组成偏重, 尤其是 $\delta^{18}\text{O}$ 是整个岩心中最偏重的一段, Ca/1000Sr 值低。这一时期的孢粉以禾本科为主, 主要有蒿、藜、麻黄、菊科, 蒿、藜花粉总量较少, 不足 20%。在中期花粉浓度有短暂的上升, 植被类型表现为荒漠草原特征。从图 3 和图 5 中也反映出, 在这一段的中期有明显文石含量减少、碳酸盐的碳、氧同位素组成偏轻的特征。因此, 该阶段可以进一步分为 3 个段。

5.4.1 5100~4400 a BP (475~425 cm)

沉积物以粉砂质泥为主, 碳酸盐含量较高, 50%~65%。文石含量为 30% 左右, 方解石含量约为 10% 左右, 为低镁方解石 [MgCO_3 为 2% (mol) 左右]。Ca/1000Sr 比值下降到 0.1 左右。有机质 TOC 含量前期上升到 7%, 后期快速下降到小于 1%。C/N 值为 7.5~15, 表明仍以水生生物来源有机质为主。C/S 值较高, 为 25 左右, 后期下降到 10 左右, 表明水体逐渐变深。该阶段几乎没有软体动物生存。碳酸盐的 $\delta^{13}\text{C}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$ 同位素组成偏重, $\delta^{13}\text{C}$ 为 $+2.5\%\sim+5\%$, $\delta^{18}\text{O}$ 从 -5% 快速上升到 -1% , $\delta^{13}\text{C}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$ 有较好的相关性, 表明水体滞留时间长。初期由于温度上升较多冰雪融水进入湖泊, 导致了湖水的扩张。水生生物开始大量发育。但随着温度持续升高, 水体蒸发较快, 水体盐度上升。气候从温暖、湿润变得干旱。4603 \pm 111 a BP 时在古里雅冰帽北冰流 LGM 的冰碛上发育了土壤和古土壤 (焦克勤等, 2000), 也说明这一时期气候较为温湿。

5.4.2 4400~3800 a BP (425~360 cm)

该阶段主要以泥质为主, 碳酸盐含量下降, 为 25%~55% 左右, 主要以镁方解石为主 [MgCO_3 为 2% (mol)]。文石含量下降, 为 0~20%, 平均 10% 左右。Ca/1000Sr 值上升, 为 0.2~0.4, 平均 0.3 左右。C/S 值下降到 0.5, 说明水体变浅, 淡水补充较强。TOC 含量上升, 5% 左右, C/N 值 10~12, 表明以水生生物来源有机质为主。碳酸盐的 $\delta^{13}\text{C}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$ 同位素组成快速下降, $\delta^{13}\text{C}$ 为 $-1\%\sim+1\%$,

$\delta^{18}\text{O}$ 为 $-5\text{‰} \sim -6\text{‰}$, $\delta^{13}\text{C}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$ 之间的相关性明显, 表明水体仍有一定的滞留时间, 混合充分。此阶段温度下降, 大量淡水的加入使湖泊水体淡化, 水体蒸发减弱, 可能造成水体扩张, 湖面较高。天山在 4080 ± 150 a BP 有一次为期不长的冰进时期, 当时雪线比现在低 250 m 左右, 温度比现在低 1.25°C (陈吉阳, 1987)。由于该阶段寒冷气候幅度不大, 持续时间不长, 博斯腾湖中软体动物有一定的发育。

5.4.3 3800~3100 a BP (360~260 cm)

沉积物主要以粉砂质碳酸盐泥组成。碳酸盐含量高达 $50\% \sim 75\%$, 平均 60% 以上。文石的含量较高, 达 40% 以上, 是组成碳酸盐的主要矿物。方解石含量较低, 10% 以下, 主要为镁方解石 [MgCO_3 为 $1\% \sim 3\%$ (mol)]。Ca/1000Sr 值下降为 0.1 左右, 表明此时水体蒸发作用很强, 盐度较高, 有利于文石的形成。C/S 值高, 水体变浅。有机质含量从早期的 6% 下降到 4% 左右, C/N 值较高, 为 $12 \sim 17$, 表明有陆源有机质的加入。碳酸盐的 $\delta^{13}\text{C}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$ 同位素组成快速升高, $\delta^{13}\text{C}$ 为 $+1\text{‰} \sim +4\text{‰}$, $\delta^{18}\text{O}$ 为 $-3\text{‰} \sim +2\text{‰}$, 是整个岩心中最重的时期, 表明此阶段温度很高, 湖泊蒸发作用强烈, 湖泊水体下降而造成封闭, 表现为极高温干旱的气候特征。在此时期, 在博斯腾湖外流河孔雀河尾间的楼兰古城发生了严重的生态危机。据考古发现, 楼兰古城的小河墓地在 3800 a BP 时聚集了大批墓葬群 (王守春, 1998), 表明突然的持续高温干旱, 并且可能造成博斯腾湖的封闭, 使生活在由博斯腾湖供水的楼兰古城缺水。

5.5 3100~2200 a BP (260~150 cm)

此阶段沉积物早期为粉砂, 后期为粉砂质泥。碳酸盐含量偏低, 为 37% 左右, 较为稳定。粉砂中碳酸盐以高镁方解石 [MgCO_3 为 3% (mol)] 为主, 达 60% 。文石含量低, $0 \sim 10\%$, Ca/1000Sr 值较高, 为 $0.3 \sim 0.4$ 。有机质含量低, $2\% \sim 5\%$, C/N 值下降为 $10 \sim 12$, 水生生物来源为主。该阶段软体动物不发育, 表明此时的水体不适宜水生生物的生长。孢粉以藜、蒿为主, 有菊科、榆、白刺等, 落叶松也有一定含量 ($<5\%$), 有香蒲出现, 后期麻黄含量明显上升, 植被表现为灌丛为主的草原特征。表明这一时期较为冷湿。是继中全新世高温干旱期之后的一个气候较为冷湿的时期。C/S 值下降为 $0.5 \sim 1$, 表明水体还原性增强, 水体变深。碳酸盐的碳、氧同位素组成下降, $\delta^{13}\text{C}$ 为 0‰ 左右, $\delta^{18}\text{O}$ 为 $-6\text{‰} \sim -4\text{‰}$, 表明有淡水的补给。这一时期也是天山冰川活动比较强烈的时期, 天山 2800 a BP (陈吉阳,

1988) 出现了一次较强的冰川活动, 祁连山也发现有显著的冰进, 青海和西藏 (2980 ± 150 a BP) 都发现有强烈的冰川活动, 并从此加强了中国西部的干旱过程 (潘保田等, 1989)。

5.6 2200 a BP 以来 (150~0 cm)

从 2200 a BP 以来, 禾本科、麻黄为优势植物, 藜、蒿、白刺、十字花科等花粉较多, 有少量香蒲。孢粉含量图谱中可以分为 2 个阶段, 前期禾本科优势, 以灌丛为主的荒漠草原植被类型; 后期藜的含量明显上升, 成为优势植物, 这一时期麻黄、蒿、白刺以及香蒲发育, 孢粉含量较高。

碳酸盐含量上升, 并且以文石为主。碳酸盐的碳、氧同位素组成偏重。根据碳酸盐的碳氧同位素组成、碳酸盐含量、文石含量以及 Ca/1000Sr 值等指标均反映出这一时期也可分为 2 个不同的亚期, 2200~1200 a BP 和 1200 a BP 至今。在 2200~1200 a BP ($150 \sim 75$ cm) 层段, 下部沉积物以粉砂为主, 上部为泥质。碳酸盐含量较高, 为 60% 以上, 主要由文石组成, $30\% \sim 40\%$ 。Ca/1000Sr 值较低, 为 $0.1 \sim 0.2$ 。白云石含量也上升, 为 $10\% \sim 15\%$ 。TOC 为 5% 左右, C/N 值为 $10 \sim 15$, 有机质主要以水生生物来源。C/S 值较高, 反映了浅水环境。碳酸盐 $\delta^{13}\text{C}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$ 同位素组成偏重, $\delta^{13}\text{C}$ 为 $+2\text{‰} \sim +4\text{‰}$, $\delta^{18}\text{O}$ 为 $0 \sim +1\text{‰}$, 二者之间的相关性明显。说明在这一时期是继中全新世以来的高温期。水体蒸发作用强烈, 盐度高, 湖泊封闭, 不利于水生生物的生长。由于湖泊处于封闭状态, 造成了孔雀河尾间的楼兰古城消亡。考古发现, 自公元 300~400 年以来有大量旱灾记载, 楼兰、精绝等古城的衰亡 (侯灿, 1984)。

而从大约 1200 a BP 以来, 这一持续较长时期的高温干旱有所缓解。可能与小冰期冰川活动有关, 小冰期包括了 403 a BP、208 a BP 和 74 a BP 前的 3 个冰进阶段。以第二次冰进最盛, 温度变幅为 2.5°C (陈吉阳, 1988)。虽然温度有所降低, 但新疆地区仍处于高温干旱状态。

6 结论

本文通过博斯腾湖沉积物多指标分析, 重建了 8500 a BP 以来的气候演化历史。早全新世晚期 8500~8100 a BP, 博斯腾湖地区气候冷湿, 湖泊水位较浅, 主要由天山的冰雪融水通过开都河补给湖泊。博斯腾湖在 8100~6400 a BP 水位最高, 气候温暖湿润, 适宜水生生物生长。气候从 6400~5100

a BP 冷湿, 湖泊水位可能由于长期寒冷气候下冰川活动增强, 补给水量减少而下降。博斯腾湖地区从 5100 a BP 开始上升, 特别是从 3800 a BP 以来气候变得温暖、干旱。但从 3100~2200 a BP 和 1200 a BP 到今, 气温有所下降。博斯腾湖水位的变化以及水生生物的生长明显受天山冰川活动的影响。博斯腾湖沉积物古气候记录与塔里木盆地周围的西昆仑山、祁连山、天山的冰川活动有明显的同时性。

西昆仑的冰川进退变化表明, 该地区全新世大暖期后气候变冷导致的冰川前进也开始于 4000 a BP, 并可明显分为 3 次: 崇测冰进 I ^{14}C 年龄 3983 ± 120 a, II 年龄 3522 ± 117 a, III 年龄 2720 ± 85 a (焦克勤等, 2000)。这 3 次冰进 I 和 III 期与博斯腾湖岩心 4400~3800 a BP 及 3100~2200 a BP 能很好对应, II 次冰进则处于博斯腾湖 3100~3800 a BP 的高温期, 但可能这次短暂的冰进记录在博斯腾湖中大约 300 cm 层的位置, 此时碳酸盐和文石含量突然减少, $\delta^{13}\text{C}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$ 同位素组成也快速下降(图 5)。

博斯腾湖地区自全新世以来明显为西风气候特征(李吉均, 1990; Zhong et al., 1998)。从 8100~6400 a BP 的温湿气候可能受到东南季风的强烈影响。玛纳斯湖的古气候记录表明天山北面的准格尔盆地也表现为季风特征(Rhodes et al., 1996)。也许 ^{14}C AMS 年代的误差, 和/或季风影响的地区有差异, 与其他地区气候演化特征相比, 我们的年代模式和气候模式有待于进一步的提高和证实。

致谢: 感谢所有参加野外和室内工作者的工作。

参 考 文 献

陈吉阳. 1987. 天山天格尔第二峰地区全新世中后期冰川变化的初步研究. 冰川冻土, 9(4): 347~355.

陈吉阳. 1988. 天山乌鲁木齐河源全新世冰川变化的地衣年代学等若干问题之初步研究. 中国科学(B辑), 1: 95~104.

陈俊, 季峻峰, 仇钢, 鹿化煜, 朱洪兵. 1997. 陕西洛川黄土化学风化程度的地球化学研究. 中国科学(D辑), 27(6): 531~536.

侯灿. 1984. 论楼兰城的发展及其衰废. 中国社会科学, 2: 155~171.

焦克勤, 姚檀栋, 李世杰. 2000. 西昆仑山 32 ka 来的冰川与环境演变. 冰川冻土, 22(3): 250~256.

李吉均. 1990. 中国西北地区晚更新世以来的环境变迁模式. 第四纪研究, 3: 197~204.

李世杰, 焦克勤. 1990. 3 万年以来西昆仑山南坡的冰川变化. 冰川冻土, 12(4): 311~318.

潘保田, 徐叔鹰. 1989. 青海高原东部三万年来自然环境变迁的序列与幅度探讨. 干旱区地理, 12(2): 11~21.

裴新国, 闫晓燕. 1992. 博斯腾湖生态环境的演变. 干旱区研究, 9(4): 57~62.

王靖泰, 焦克勤. 1989. 柴窝堡泊一达坂城地区地貌、第四纪沉积及湖面变化. 见: 施雅风主编. 柴窝堡一达坂城地区水资源与环境. 北京: 科学出版社, 11~21.

王润, Ernst Giese, 高前兆. 2003. 近期博斯腾湖水位变化及其原因分析. 冰川冻土, 25(1): 60~64.

王守春. 1998. 塔里木盆地三大遗址群的兴衰与环境变化. 第四纪研究, 1: 71~79.

翁成郁, 孙湘君, 陈因硕. 1993. 西昆仑地区表土花粉组合特征及与植被的数量关系. 植物学报, 35(1): 69~79.

吴敬禄, 王苏民, 王洪道. 1996. 新疆艾比湖全新世以来的环境变迁与古气候. 海洋与湖沼, 27(5): 524~530.

许英勤. 1998. 新疆博斯腾湖地区全新世以来的孢粉组合与环境. 干旱区地理, 21(2): 43~49.

阎顺. 1989. 新疆阿勒泰地区表土孢粉组合. 干旱区研究, 1: 26~33.

阎顺. 1991. 新疆第四纪孢粉组合及植被演替. 干旱区地理, 14(6): 1~9.

姚檀栋, Thompson L G, 施雅风, 秦大河, 焦克勤, 杨志红, 田立德, Thompson E M. 1997. 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), 27(5): 447~452.

张成君, 曹洁, 类延斌, 尚华明. 2004. 中国新疆博斯腾湖全新世沉积环境年代学特征. 沉积学报, 22(3): 494~499.

钟巍, 熊黑钢. 1998. 南疆博斯腾湖全新世环境演变特征的初步研究. 新疆大学学报, 8: 83~88.

Abell P I, Williams M A J. 1989. Oxygen and carbon isotope ratios in gastropods shells as indicators of palaeoenvironments in the Afar region of Ethiopia. Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology, 74: 265~278.

Aravena R, Warner B G, MacDonald G M, Hanf K I. 1992. Carbonate isotope composition of lake sediments in relation to lake productivity and radiocarbon dating. Quaternary Research, 37: 333~345.

Bathurst R C G. 1975. Carbonate Sediments and Their Diagenesis. Amsterdam: Elsevier, 658.

Benson L V, White L D, Rye R. 1996. Carbonate deposition, Pyramid Lake subbasin, Nevada: 4. Comparison of the stable isotope values of carbonate deposits (tufas) and the Lahontan lake-level record. Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology, 122: 45~76.

Gasse F, Fontes J C, Plaziat P, Carbonel P, Kaczmarzka I, De Deckker P, Soulie-Marsche, I, Callot Y, Dupeuble P A. 1987. Biological remains, geochemistry and stable isotope for the reconstruction of environmental and hydrological changes in the Holocene lakes from north Sahara. Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol., 60: 1~46.

Goldsmith J R, Graf D L. 1958. Structural and compositional variations in some natural dolomites. Journal of Geology, 66: 678~693.

Goldsmith J R, Heard H C. 1961. Subsolidus phase relations in the system $\text{CaCO}_3\text{-MgCO}_3$. Journal of Geology, 69: 45~74.

Grossman E L, Ku T L. 1986. Oxygen and carbon isotope fractionation in biogenic aragonite - temperature effects.

- Chemical Geology, 59: 59~74.
- Krishnamurthy R V, Bhattacharya S K, Kusumgar S. 1986. Palaeoclimatic changes deduced from $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ and C/N ratios of Karewa lake sediments, India. *Nature*, 323:150~152.
- Leng M J, Marshall J D. 2004. Palaeoclimate interpretation of stable isotope data from lake sediment archives. *Quaternary Science Reviews*, 23:811~831.
- McKenzie J A. 1985. Carbon isotopes and productivity in the lacustrine and marine environment. In: Stumm W. ed. *Chemical Processes in Lakes*. New York: Wiley.
- Menking K M, Bischoff J L, Fitzpatrick J A, Burdette J W, Rye R O. 1997. Climate/hydrologic oscillation since ~155000 yr BP at Owens lake, reflected in abundance and stable isotope composition of sediment carbonate. *Quaternary Research*, 48: 58~68.
- Müller G, Iron G, Forstner U. 1972. Formation and diagenesis of inorganic Ca-Mg carbonates in the lacustrine environment. *Naturwissenschaften*, 59 (4): 158~164.
- Rhodes T E, Gasse F, Lin Ruifen, Fontes J C, Wei Keqin, Bertrand P, Gibert E, Melieres F, Tucholka P, Wang Zhixiang, Cheng Zhiyuan. 1996. A late Pleistocene-Holocene lacustrine record from Lake Manas Zunggar (northern Xinjiang, western China). *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 120: 105~121.
- Ricketts R D, Johnson T C. 1996. Early Holocene changes in lake level and productivity in lake Malawi as interpreted from oxygen and carbon isotopic measurements from authigenic carbonates. In: Johnson T C, Odada E O, eds. *The Limnology, Climatology and Palaeoclimatology of the Earth Africa Lakes*. Amsterdam: Gordon and Breach.
- Ricketts R D, Anderson R F. 1998. A direct comparison between the historical record of lake level and the $\delta^{18}\text{O}$ signal in carbonate sediments from lake Turkana, Kenya. *Limnology and Oceanography*, 43: 811~822.
- Rozanski K, Araguas-Araguas L, Gonfiantini R. 1993. Isotopic patterns in modern global precipitation. In: Swart P, ed. *Climatic Changes in Continental Isotopic Records*. Geophys. Monogr., 78: 1~36.
- Schwalb A, Burns S, Kelts K. 1999. Holocene environments from stable isotope stratigraphy of ostracods and authigenic carbonate in Chilean Altiplano Lakes. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 148: 153~168.
- Singer M, Janitzky P. 1987. Field and laboratory procedures used in soil chronosequence study. U. S. Geological Survey Bulletin, 1648.
- Spiro B, Gibson P J, Shaw H F. 1993. Eogenetic siderites in lacustrine oil shales from Queensland, Australia, a stable isotope study. *Chemical Geology*, 106: 415~427.
- Stiller M, Rounick J S, Shasha S. 1985. Extreme carbon-isotope enrichments in evaporite brines. *Nature*, 316: 434~435.
- Stuiver M. 1975. Climate versus changes in ^{13}C content of the organic component of lake sediments during the late Quaternary. *Quaternary Research*, 5: 251~262.
- Talbot M R. 1990. A review of the palaeohydrological interpretation of carbon and oxygen isotope ratios in primary lacustrine carbonates. *Chemical Geology*, 80:261~279.
- Talbot M R, Kelts K. 1986. Primary and diagenetic carbonates in the anoxic sediments of Lake Bosumtwi, Ghana. *Geology*, 14: 912~916.
- Tarutani T, Clayton R N, Mayeda T. 1969. The effect of polymorphism and magnesium substitution on oxygen isotope fractionation between calcium carbonate and water. *Geochimica Cosmochimica Acta*, 33: 987~996.
- Uzdowski E, Hoefs J. 1990. Kinetic C-13 C-12 and O-18 O-16 effects upon dissolution and outgassing of CO_2 in the system $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}$. *Chemical Geology*, 80: 109~118.
- Valero-Garces B L, Kelts K, Ito E. 1995. Oxygen and carbon isotope trends and sedimentological evolution of a meromictic and saline lacustrine system: the Holocene Medicine Lake Basin, North American Great Plains, USA. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 17: 253~278.
- Valero-Garces B L, Delgado-Huertas A, Ratto N, Navas A. 1999. Large ^{13}C enrichment in primary carbonates from Andean Altiplano lakes, northwest Argentina. *Earth and Planetary Science Letters*, 171: 253~266.
- Wünnemann B, Chen Fahu, Riedel F, Zhang Chengjun, Mischke M, Chen Guangjie, Demske D, Jin Ming. 2003. Holocene lake deposits of Bosten Lake, southern Xinjiang, China. *Chinese Science Bulletin*, 48 (14): 1429~1432.
- Zhong Wei, Xiong Heigang. 1998. Isotopic evidence for Holocene climatic changes in Bosten Lake, southern Xinjiang, China. *Chinese Geographical Science*, 8(2): 176~182.

The Palaeoenvironmental Variation from the High-Resolution Record of the Holocene Sediment Carbonate and Isotopic Composition in Bosten Lake and Responding to Glacial Activity

ZHANG Chengjun^{1,2)}, ZHENG Mianping²⁾, A PROKOPENKO³⁾, M STEFFEN⁴⁾,
KUANG Juan¹⁾, YANG Qili¹⁾, GUO Fangqin¹⁾, FENG Zhaodong¹⁾

1) *School of Resources and Environmental Sciences, Lanzhou University, Lanzhou, 730000, China*

2) *R & D Center for Saline Lake and Epithermal Dep., Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing, 100037, China*

3) *University of South Carolina, Columbia, SC, 29205, USA*

4) *Freie University Berlin, Berlin, 12249, Germany*

Abstract

Information on the Early Holocene palaeoclimate in Bosten lake in the northern part of Tarim Basin (southern Xinjian) is studied from a 953 cm long core taken from Bosten lake. Multi-proxy analysis of core BSTC2000, including the mineralogical components of carbonate minerals, carbonate content, stable isotopic compositions of carbonate, Ca/1000Sr, TOC, C/N and C/S of organic matters, combined with the pollen data from a section near BSTC2000 core, is used to reconstruct the climatic change since 8500 a BP. The chronology is provided by 9 AMS ¹⁴C dates done on leaf, seed, or organic matter from two parallel cores.

Climate was cold and wet during 8500 to 8100 a BP, it was a shallow river-lakeshore facies and 3 peat sediment interlayers. Temperature increased from 8100 to 6400 a BP and lake expanded, the climate was warm and humid, it was a highest lake level period. Lake level decreased a little in the cold period from 6400 to 5100 a BP. During the late of Mid-Holocene, it was a highest temperature and dry climate from 5100 to 3100 a BP, but there was a short-time cold period during 4400 to 3800 a BP, a mount of ice and snow melting water supplied lake at the early time and made the lake level increased. It was the second high lake level period during 5200~3800 a BP. The cool and wet climate during 3100 to 2200 a BP and lake level expanded with the evaporation decreasing, the lake had the last short-time high level during 3100 to 2800 a BP. After this short-time high lake level period, lake shrank as the long time lower temperature and reducing supplying water. From 2200 to 1200 a BP, it was a high temperature and dry climate, and lake shrank. Although from 1200 a BP to the present, the temperature decreased a little but it was a warm and dry climate. Lake level rose a little again, but it did not get to the bed's altitude of Kongque River that was a outflow river of Bosten lake.

Key words: Bosten lake; palaeoenvironmental variation; carbonate; isotopic composition; glacial activity