

柴达木盆地大浪滩地区表层芒硝的形成时代及环境意义

马妮娜^{1,2,3)}, 郑绵平^{1,2,3)}, 马志邦⁴⁾, 陈文西^{1,2,3)}, 孔凡晶^{1,2,3)}, 施林峰^{1,2,3)}

1) 国土资源部盐湖资源与环境重点实验室, 北京, 100037; 2) 中国地质科学院矿产资源研究所, 北京, 100037; 3) 中国地质科学院盐湖与热水资源研究发展中心, 北京, 100037; 4) 中国科学院新生代地质与环境重点实验室, 中国科学院地质与地球物理研究所, 北京, 100029

内容提要:通过对柴达木盆地大浪滩地区的两次实地勘查,发现小梁山多处可见芒硝—碳酸盐粘土互层的露头,选取了完整沉积的D26剖面进行研究。比较盐湖学的研究表明,芒硝是典型的冷相盐类矿物;而碳酸盐粘土和石膏则反映了相对温凉和盐湖淡化的环境。本文通过对芒硝—碳酸盐粘土互层的矿物鉴定,石膏的轴系不平衡法定年,以及结合碳酸盐粘土的碳氧同位素分析,首次揭示大浪滩地区在倒数第二次冰期(MIS 6阶段)前后经历了温凉半干燥期(>195.1 ka BP)→寒冷干燥期(195.1 ~ 169.9 ka BP)→温凉半干燥期(169.9 ka BP)→温凉—寒冷交替时期(169.9~118 ka BP)→温凉半干燥期(118 ka BP)的气候演变序列。经与黄土剖面,深海氧同位素和区域研究资料的对比表明,自中晚更新世以来,大浪滩地区不仅受到区域地质活动的影响,也与全球的气候变化同步响应。

关键词:柴达木盆地;大浪滩;小梁山;芒硝—碳酸盐粘土互层;倒数第二次冰期(MIS6);气候变化

盐湖沉积是特定自然地理和地质环境的产物。郑绵平等自1956年进入青藏高原地区进行盐湖的调查研究工作。尤其从20世纪60年代到80年代,对西藏盐湖中的硼、芒硝等盐类矿物进行了重点观测研究。根据多年对青藏高原地区盐湖的调查研究,郑绵平(1981,1983,1989,1998)等认为:盐类沉积不仅可以在干旱炎热环境下产生,也可在干旱寒冷环境中出现,只是在冷暖不同的气候条件下,盐类沉积矿物的种类和组合有所不同,也就是说,除了干旱条件外,随着气温的高低变化会形成不同的盐类矿物组合。因此,可将反映不同的温度变化的盐类沉积组合作为恢复古气候古环境灵敏而有效的标志。

郑绵平等(1998)依据盐类矿物对温度的反应特征,将其划分为冷相盐类矿物、暖相盐类矿物和广温相盐类矿物。其中,芒硝是典型的冷相盐类矿物(郑绵平等,1998;魏乐军等,2002)。只有在寒带、亚寒带至中温带的亚干旱或干旱气候带的气候环境地区才能产生并保存芒硝沉积层(郑绵平等,1998)。形

成较纯净稳定性芒硝层的气候条件是:最冷月(1月份)平均气温为 $-30 \sim -16^{\circ}\text{C}$ 或更低,最热月(7月份)平均温度一般为 $8 \sim 18^{\circ}\text{C}$,年平均温度为 $-7 \sim -3^{\circ}\text{C}$ 以下,月平均温度 $\leq 0^{\circ}\text{C}$ 的时间一般达到7个月以上;而形成含粘土等其他物质的不稳定性芒硝层的气候环境条件是:最冷月平均气温为 $-12 \sim -11^{\circ}\text{C}$ 或更低,最热月平均温度一般可达 $20 \sim 22^{\circ}\text{C}$,年平均温度为 $0 \sim 2^{\circ}\text{C}$ 以下,月平均温度 $\leq 0^{\circ}\text{C}$ 的时间一般为6个月。因此,作为冷相盐类矿物的芒硝是冷干环境的标志。

根据前人对第四纪盐湖沉积和盐湖矿物的长期观察研究的积累(郑绵平等,1981,1983,1989,1998,2001,2010;M. T. 瓦里亚什科,1965;Friedman I et al,1976;Smith G I et al,1986;Zheng M P and Liu X F,2009),以及在西藏洞错硼砂芒硝层的发现和 相关方面研究工作提供的研究基础(魏乐军等,2002),2008年10月本研究小组对青海柴达木盆地的大浪滩地区进行了调研,发现小梁山的地质构造比较特殊,在多处地表发现有芒硝露头,并且以芒

注:本文为矿产资源研究所基本科研业务费(编号K0916)和中国地质调查局项目(编号1212010511901、121201018057)资助的成果。

收稿日期:2010-10-25;改回日期:2010-12-20;责任编辑:郝梓国。

作者简介:马妮娜,女,1979年生,在站博士后。主要从事第四纪环境地质学和盐湖学研究。通讯地址:100037,北京市西城区百万庄大街26号;电话:010-68999550;Email:nnma001@gmail.com。

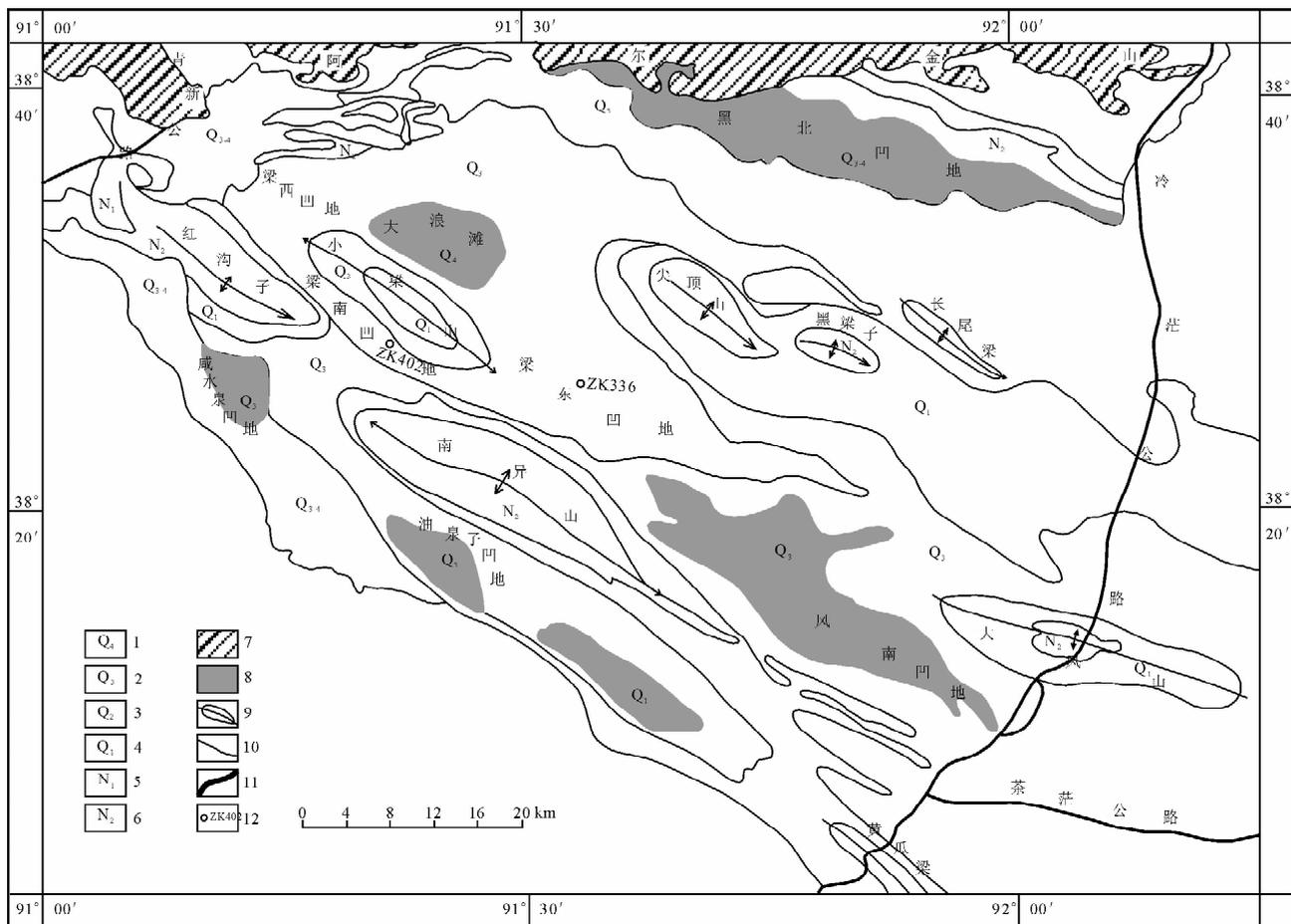


图1 柴达木盆地大浪滩地质略图(据魏新俊等,1993)

Fig. 1 Geological sketch map of Dalangtang, Qaidam Basin (after Wei et al., 1993)

1—全新统;2—上更新统;3—中更新统;4—下更新统;5—中新统;6—上新统;7—前古近系;8—干盐滩,凹地;
9—背斜构造;10—地质界线;11—公路;12—钻孔及编号

1—Holocene; 2—Late Pleistocene; 3—Middle Pleistocene; 4—Lower Pleistocene; 5—Miocene; 6—Pliocene; 7—pro-Paleogene;
8—dry saltmarsh; 9—anticline; 10—geological boundary; 11—road; 12—hole and number

硝—碳酸盐粘土互层为沉积规律保存。2009年我们再次对小梁山地区进行了更大范围的地质考察和剖面选取、采样工作,为进一步的区域环境和古气候演变提供研究基础。

1 区域概况

大浪滩盐湖位于柴达木盆地西北的阿尔金山下,东经 $91^{\circ}00' \sim 92^{\circ}00'$,北纬 $38^{\circ}00' \sim 38^{\circ}40'$ 之间,是柴达木盆地第二大盐湖,也是中国最为干旱的地区之一。区内海拔高度一般为2700~2900m,相对高差为100~200m。区内气候属典型的内陆沙漠性超干旱型气候,地表水系极不发育,仅在边缘山前冲洪积斜坡上见有少量季节性洪水冲沟,雨季偶有暂时性洪流,大浪滩凹地中心在雨季有地表积水,除此之外全为荒漠。

区内为一受北西西向基底断裂控制的断陷盆地,新生代地层的褶皱构造严格受基底断裂控制。由北东而南西的大风山—黑梁子—长尾梁背斜构造带、小梁山背斜构造、南异山—黄瓜梁背斜构造带将该地区分隔为九个向斜凹地(见图1)。第四系是该地区内分布最广泛的地层,分布在第三系背斜构造之间的凹地中。由外向内自老到新呈环带状展布。该系是一套含盐沉积,其中赋存有丰富的盐类矿产和卤水矿产资源。

2 D26剖面的沉积特征与实验方法

本文研究地区为大浪滩盐湖西南侧的小梁山,在其东北侧和西北侧为钾肥厂。小梁山以呈环带状展布为典型的背斜构造特征,从卫星遥感图上(见图2)可以明显识别出明暗条带状特征。通过2008年

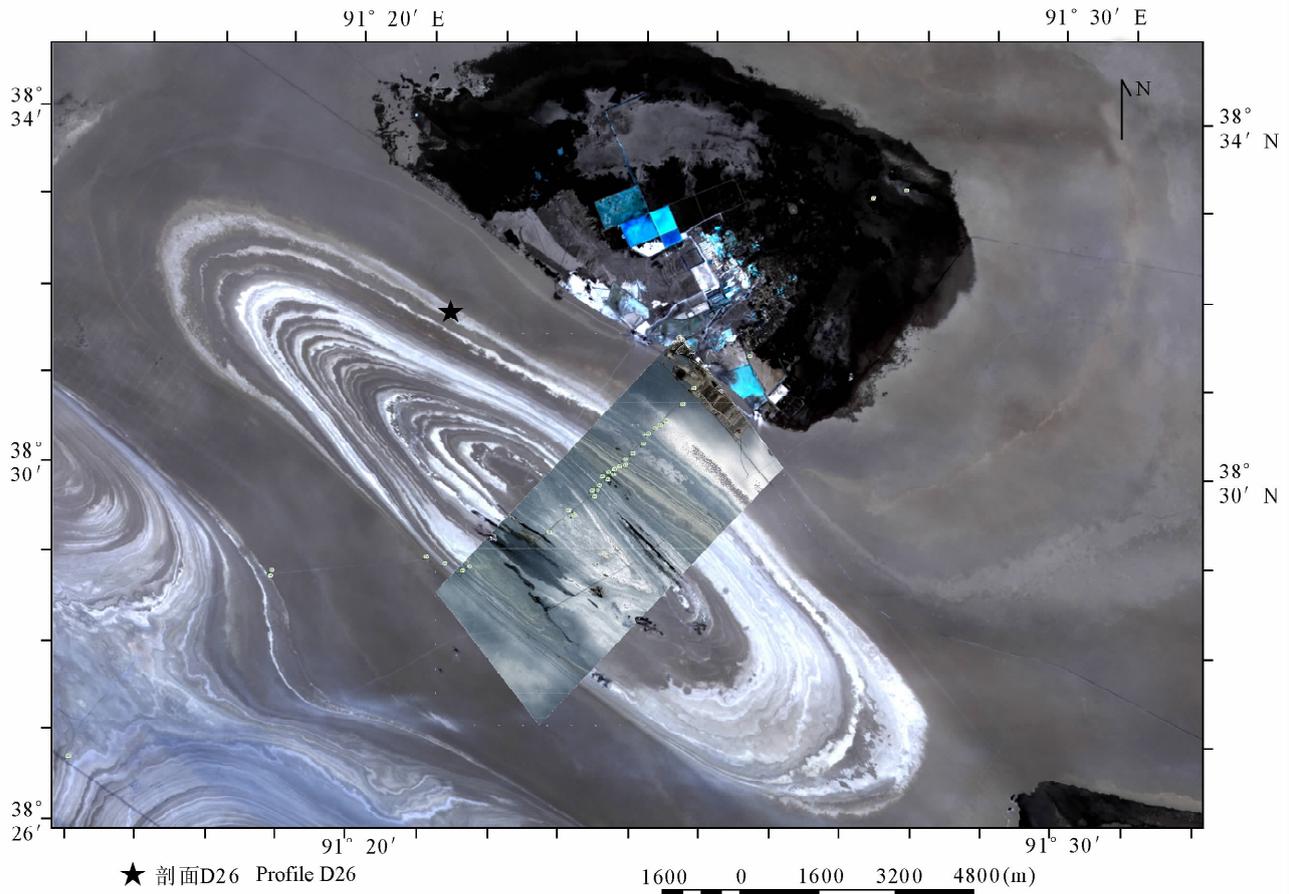


图 2 柴达木盆地小梁山遥感影像及剖面 D26 位置

Fig. 2 Remote image and location of D26 section in Xiaoliangshan, Qaidam Basin

和 2009 年两次对该地区的野外地质、地貌勘查和剖面样品的采集,初步确定卫星影像上的明亮条带在地表主要反映为质地松散的含碳酸盐粘土的台地,并且在这些区域附近比较容易发现芒硝层露头;而暗色条带主要表现为地表凹凸不平、质地坚硬的盐壳。根据两次的野外调查工作,在该地区发现多处芒硝与碳酸盐粘土互层的露头,对多个露头做了采样工作。其中在小梁山西北边缘地带的 D26 剖面(见图 2,3)芒硝露头较厚,芒硝与碳酸盐粘土互层特征明显,作为工作重点。

2.1 沉积特征

D26 剖面(38°31'01"N,91°21'15"E)位于小梁山西北边缘地带的第三系背斜构造凹地中,系在一剥蚀残留的芒硝地层露头的基础上整理开挖的剖面,其剖面厚 275cm(包括顶部 21cm 的盐壳,见图 3)。按照沉积特征将该剖面分为五个阶段 34 层,其岩性特征自上而下描述如下:

第一阶段:碳酸盐粘土层

(1) 0~21cm:顶部盐壳,致密坚硬,表面突起不

平整。

(2) 21~47cm:含石膏的粉砂质碳酸盐粘土层,上部夹有细粉砂层。

第二阶段:芒硝与含石膏粉砂质碳酸盐粘土互层:

(3) 47~66cm:芒硝层,夹有石膏、粘土团块,上部受侵扰,61~62cm 处夹石膏粘土薄层。

(4) 66~68cm:含石膏的粉砂质碳酸盐粘土层。

(5) 68~88cm:芒硝层,夹石膏粘土颗粒。

(6) 88~92cm:含石膏的粉砂质碳酸盐粘土层。

(7) 92~106cm:芒硝层,夹有石膏粘土薄层和颗粒;其中顶部 92~97cm 含粘土颗粒,104cm 处为石膏粘土夹层。

(8) 106~110cm:含石膏的粉砂质碳酸盐粘土层。

(9) 110~129cm:芒硝层,呈大片层状结构;其中 117.5cm,121cm 处为石膏粘土薄层。

第三阶段:碳酸盐粘土层

(10) 129~147cm:灰绿色含石膏的粉砂质碳酸

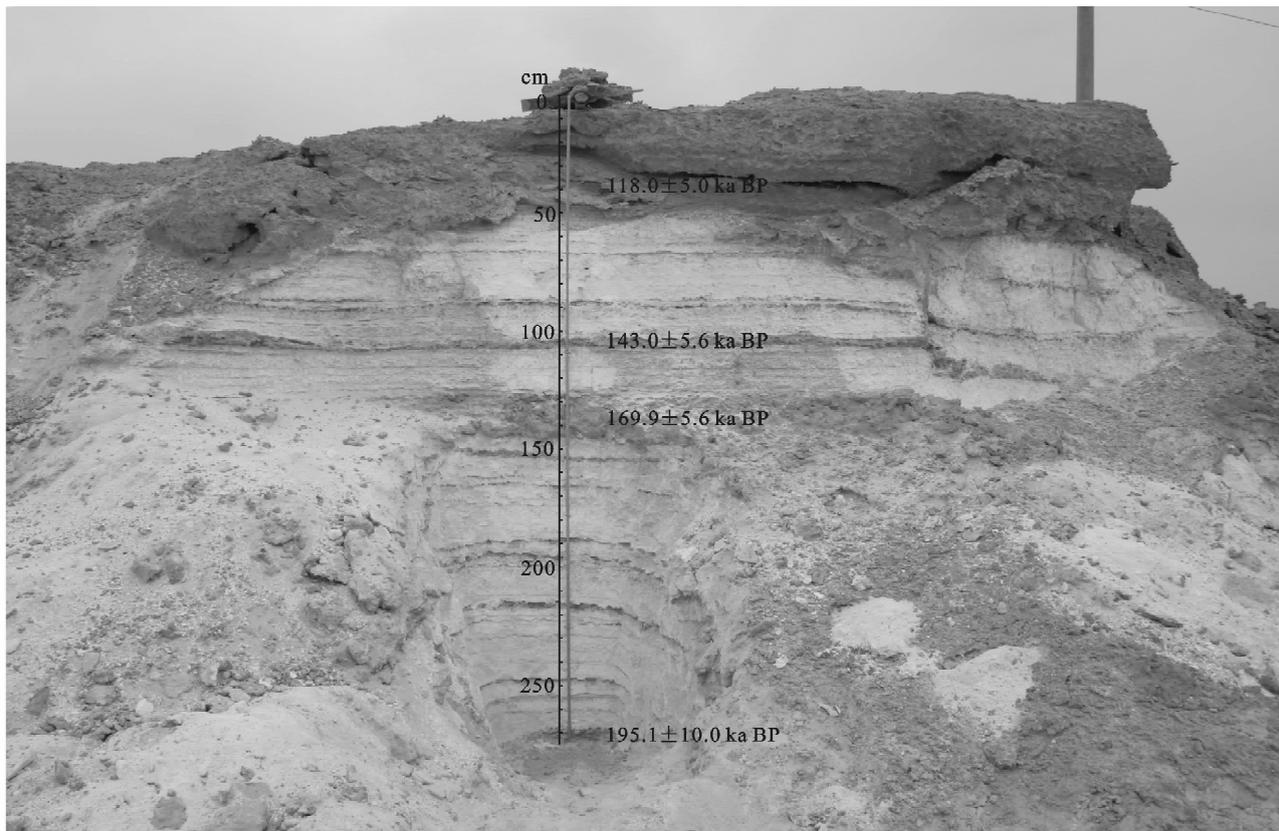


图 3 D26 剖面野外照片

Fig. 3 Picture of profile D26 in the wild

盐粘土层,顶、底部有棕褐色粉砂质薄层,不连续。石膏与粘土、碎屑胶结成团块或者薄片状,有明显溶蚀痕迹。

第四阶段:芒硝与含石膏粉砂质碳酸盐粘土互层:

(11) 147~154cm:芒硝层,芒硝呈片层状结构,中间偶夹粉砂质粘土团块($1 \times 2 \text{cm}^2 \sim 2 \times 3 \text{cm}^2$)。

(12) 154~156cm:含石膏的粉砂质碳酸盐粘土层。

(13) 156~166cm:芒硝层,164~165cm处夹石膏粘土薄层,顶部3~4cm夹石膏颗粒。

(14) 166~168cm:含石膏的粉砂质碳酸盐粘土层。

(15) 168~189cm:芒硝层,层中偶夹有石膏颗粒;172.5cm,175.5cm,186cm处夹石膏粘土薄层。

(16) 189~191cm:含石膏的粉砂质碳酸盐粘土层,松散易碎。

(17) 191~196cm:芒硝层,呈片状结构,含石膏粘土颗粒。

(18) 196~198cm:含石膏的粉砂质碳酸盐粘土层。

(19) 198~199cm:芒硝层,层状结构,不平整连续,有扰乱。

(20) 199~200cm:含石膏的粉砂质碳酸盐粘土层,不连续,中间夹有芒硝。

(21) 200~215cm:芒硝层,下部芒硝呈片层状结构,200~210cm处夹有石膏粘土颗粒。

(22) 215~218cm:灰绿色含石膏的粉砂质碳酸盐粘土层。

(23) 218~221cm:芒硝层,呈很好的层片状结构。

(24) 221~230cm:含石膏粘土夹层的芒硝层,221~221.5cm,223.5~224cm,229.5~230cm为含石膏粘土薄层。

(25) 230~240cm:芒硝层,其中233~236cm处夹有1~2mm灰绿色粘土颗粒。

(26) 240~241cm:含石膏的粉砂质碳酸盐粘土夹层,顶、底部1mm石膏粘土夹层,中间夹芒硝。

(27) 241~248cm:芒硝层。

(28) 248~249cm:灰绿色含石膏的粉砂质碳酸盐粘土层,坚硬致密。

(29) 249~256cm:芒硝层,中间偶有片层状结

构。

(30) 256~257cm: 含盐粉砂质碳酸盐粘土夹层, 较坚硬。

(31) 257~261cm: 芒硝层, 粉末状。

(32) 261~262cm: 含石膏的粉砂质碳酸盐粘土夹层, 坚硬。

(33) 262~269cm: 芒硝层, 中间偶夹有石膏、粘土颗粒(1mm×2mm)。

第五阶段: 碳酸盐粘土层

(34) 269~275cm: 灰绿色含盐、石膏的粉砂质碳酸盐粘土层, 致密坚硬, 其中石膏呈板、片状(直径约 2~5cm) 大量分布, 未见底。

2.2 实验方法

在野外, 根据剖面芒硝—碳酸盐粘土互层的变化情况, 除顶部 21cm 的盐壳未采样外, 下部以 5~10cm 的间距对含碳酸盐粘土夹层连续采样, 因为受芒硝层的条件限制, 共采集碳氧同位素样品 30 个。样品经过筛选, 去除大部分粉末状的次生无水芒硝, 选取含碳酸盐的粘土颗粒, 研磨至 100 目, 采用过饱和磷酸法。称取样品 20~30mg, 在侧管中注入 1ml 的过饱和磷酸, 经水浴(90℃) 加热约 20 分钟后进行纯化, 收集到的 CO₂ 气体在 MAT 253 质谱仪上测试 δ¹³C 和 δ¹⁸O, 测试精度为 ±0.2‰, 分析结果以 δ‰ = (R_样 - R_标) / R_标 × 1000 表示(R 为同位素比值¹³C/¹²C 或¹⁸O/¹⁶O, 采用 PDB 标准)。该实验由中国地质科学院矿产资源所稳定同位素地球化学研究实验室完成。

另外, 除顶部盐壳外, 在野外根据剖面芒硝—碳酸盐粘土互层的沉积规律, 在矿物特征比较显著的 25 个层位采集矿物鉴定样品。其中, 矿物的 X 射线粉晶衍射分析由国土资源部大陆动力学重点实验室使用 Y2000 衍射仪完成, 盐类矿物鉴定由国土资源部盐湖资源与环境重点实验室使用偏光显微镜(Leica DM2500P) 鉴定完成。

年代样品分别采自 269~275cm, 129~147cm, 106~110cm 和 21~47cm 的四个含石膏的碳酸盐粘土层, 挑选石膏颗粒较大的样品, 经蒸馏水和稀盐酸的快速冲洗去除碳酸盐粘土, 自然风干后, 研磨至 100 目以下, 采用铀系²³⁰Th/²³⁴U 法进行年代测定。称取约 20g 样品进行酸溶,²²⁸Th/²³²U 示踪, 去除硫酸根离子, 在阴离子树脂交换柱(AG1×8, 100~200 目, Cl⁻) 上分离和纯化 U 和 Th 同位素, 制备成 α 薄源。U 和 Th 同位素的 α 谱测量是在 Octète PLUS 8-unit Alpha Spectrometer 上完成的。测量

系统的真空度约为 20 mT, 能量分辨率为 ~25KeV。获得 U 和 Th 同位素的 α 谱并经可变本底及其他因子的校正后, 用 Luo and Ku(1991) 方法进行数据处理与年龄计算。本实验系在国土资源部盐湖资源与环境重点实验室完成。

3 D26 剖面的年代学

铀系不平衡法是利用 3 个放射性核素即²³⁸U、²³⁵U 和²³²Th 进行定年的方法。该方法是利用沉积物中母核²³⁸U 放射衰变系列中²³⁴U 过剩和²³⁸U 及²³⁴U/²³⁸U 与²³⁰Th/²³⁴U 放射性不平衡来计算样品年龄(Edwards et al, 1986, 1987)。铀系²³⁰Th/²³⁴U 法测年范围为 5~400 ka B P(Ivanovich, 1982), 而对于 6~20 ka B P 年龄时段, U-Th 技术比¹⁴C 有着更高的精度(Bard et al., 1990)。

石膏是蒸发岩中最为普遍的盐类矿物之一, 主要是盐湖中化学沉积作用形成的产物, 在湖相沉积中较为普遍, 且结晶良好, 基本可以满足化学沉积封闭系统的条件, 适合采用铀系不平衡法进行定年。但由于石膏样品的分离和纯化比较困难, 所以在这方面的研究和应用较少。通过反复的实验摸索, 我们利用剖面中的石膏等盐类沉积物作为较好的载体, 建立一套更适合古盐湖沉积的测年方法(限于文章主题和篇幅, 关于具体的铀系测年方法将有专文讨论)。

但是在地质样品中, 即使是较为纯净的盐类矿物也避免不了会有碎屑物质的带入。因此, 样品中²³⁸U 的衰变子体²³⁰Th 来自于两部分: 1) 样品中的²³⁸U 自身衰变而形成的; 2) 在沉积过程中, 由碎屑中的²³²Th 衰变带来的。由于自生相所含的 U 和其子体²³⁰Th 与来自碎屑相的这些核素无法用化学方法完全分离, 常用公式(1)(Mallick R et al, 2002) 来校正²³⁰Th, 进而校正年龄结果。

$$(^{230}\text{Th})_{\text{校正}} = (^{230}\text{Th})_{\text{测量}} - 0.764(^{232}\text{Th}) \quad (1)$$

小梁山 D26 剖面样品中的 U 和 Th 各参数比值及年龄结果见表 1 和图 3。根据大浪滩地区的区域地质资料表明(魏新俊等, 1993), 小梁山为一背斜构造, 第四系沉积由外向内自老到新呈环带状分布, 中部地层属中、下更新统, 而到边缘的地层则属中、上更新统(见图 1)。本剖面中石膏样品的铀系测年结果与地质资料相符, 表明石膏的铀系测年方法成立, 并且具有一定的可靠性, 能够为本文的地层剖面对比和时段划分提供依据。

表 1 柴达木盆地小梁山 D26 剖面铀系 $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ 法年代测定数据表Table 1 $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ datings result from D26 section in Xiaoliangshan, Qaidam Basin

样品编号	深度(cm)	U 含量($\times 10^{-6}$)	$^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$	$^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$	$^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$	未校正年龄(ka)	校正年龄(ka)
D26-U-4	47	0.384 \pm 0.011	0.214 \pm 0.038	4.310 \pm 0.135	0.827 \pm 0.021	173.6 \pm 13.4	118.0 \pm 5.0
D26-U-3	110	0.553 \pm 0.012	1.185 \pm 0.029	4.469 \pm 0.127	0.907 \pm 0.019	223.6 \pm 17.2	143.0 \pm 5.6
D26-U-2	147	1.195 \pm 0.023	1.206 \pm 0.021	4.628 \pm 0.113	0.987 \pm 0.016	300.9 \pm 25.0	169.9 \pm 5.6
D26-U-1	275	0.361 \pm 0.009	1.231 \pm 0.033	6.703 \pm 0.238	0.985 \pm 0.022	291.2 \pm 32.7	195.1 \pm 10.0

4 小梁山 D26 剖面的盐矿鉴定结果及同位素化学特征

4.1 D26 剖面中的盐类矿物及其特征

根据大浪滩矿田的研究资料和钻孔资料(魏新俊等,1993)表明:该地区的盐类矿物至少有 23 种,其中除了分布最广的石盐以外,石膏也遍布于各凹地的各统地层中,一般与碎屑、碳酸盐一起构成石膏粘土粉砂或淤泥。石膏大部分是原生沉积的,多见其胶结石英、长石等碎屑。芒硝的分布范围和产出层位数仅次于石盐和石膏,在各个凹地均有分布。芒硝呈层状产出,含量为 36%~60%,最高可达 90%。粉末状无水芒硝均是由芒硝脱水而成的。区内碳酸盐矿物有方解石、白云石、菱镁矿、碳钙镁石,分布广泛。一般与粘土矿物一起呈微晶产出,构成碳酸盐粘土或淤泥。粘土矿物主要为伊利石,多混于碎屑或碳酸盐质淤泥中,构成粉砂粘土或粘土淤泥层。碎屑矿物见有石英、长石、云母、硅质岩屑。与淤泥、粘土或碳酸盐甚至石膏、石盐共生,形成含盐淤泥碎屑岩、含碎屑盐类沉积层。

我们对 D26 剖面中的各主要层位的样品进行了 X 射线粉晶衍射分析及岩矿鉴定。其中, X 射线粉晶衍射分析各芒硝沉积层中主要以芒硝为主;在偏光显微镜下观察鉴定,主要为次生脱水的无水芒硝。另外,根据在野外观察和描述,该剖面中为晶质芒硝,表面为粉末状的脱水的无水芒硝,有些层位则呈有规律的层状分布;而在小梁山其他剖面中也发现有埋藏保存较好的未脱水的芒硝晶体和结晶层。由此可以确定,该剖面中的次生无水芒硝是由芒硝脱水而成的,应该为芒硝沉积地层露头风化脱水的结果。同时,碳酸盐粘土层的 X 射线粉晶衍射分析结果表明,这些层位主要以石膏、碳酸盐、粘土和碎屑矿物的不同组合产出。样品中的芒硝矿物和石膏粘土矿物的 X 射线粉晶衍射图谱及地层中的盐类矿物鉴定结果见图 4.5。

4.2 碳酸盐粘土的碳氧同位素变化

在陆相湖泊沉积物中,自生碳酸盐的碳氧同位

素经常作为研究古环境和古气候变化的重要指标(Drummond et al., 1995; Arenas et al., 1997; Leng et al., 2004)。对于干旱、半干旱地区的封闭湖泊,自生碳酸盐同位素组成主要由入湖水量与蒸发量的比值决定,即在干旱的环境条件下,氧同位素 $\delta^{18}\text{O}$ 偏正,反之,在相对湿润的气候环境下则偏负。同时对于封闭性湖泊,蒸发/降雨量的变化又会引起湖水盐度的变化,所以 $\delta^{18}\text{O}$ 的变化又可以用来指示古盐度的变化趋势,一般 $\delta^{18}\text{O}$ 的值随盐度增加而增大的现象较为普遍(Bowen, 1990; 刘传联等, 2002)。而对于湖泊水体中的碳酸盐 $\delta^{13}\text{C}$, 大气 CO_2 与湖泊水体中碳的交换、湖水的硬度、湖泊生产力等是主要的影响因素(Emrich et al., 1970)。在干旱、半干旱区的湖泊,蒸发越强,湖水矿化度越高,碳酸盐碳同位素值也越大(吴敬禄等, 2003)。淡水湖碳酸盐沉积物的 $\delta^{13}\text{C}$ 值在 $-6\text{‰} \sim -12\text{‰}$ 之间,咸水湖碳酸盐沉积物的 $\delta^{13}\text{C}$ 值则达到湖水与大气 CO_2 平衡时的最大值,为 $+5\text{‰}$,在超盐水湖中沉淀的方解石和文石记录的异常 $\delta^{13}\text{C}$ 值更高达 $+13\text{‰}$ (伊海生等, 2007)。

将湖相沉积中的碳氧同位素变化结合在一起,可以更好地判定古湖泊的气候环境条件。研究表明(Rhodes et al., 1996):碳氧同位素的同步偏重指示蒸发作用增强,气候偏干,同步偏轻则指示蒸发作用偏弱,有效湿度增加,气候偏湿润。如果碳氧同位素反向变化,由于存在不同的可能性,则应结合其他指标具体分析。

D26 剖面中的碳氧同位素的数据结果主要来自于碳酸盐粘土层的样品,以及芒硝层中的碳酸盐粘土夹层及颗粒,所以获取的样品数据有限,但仍能反应该剖面中的稳定同位素的变化趋势。根据实验结果,该剖面中的碳酸盐的 $\delta^{13}\text{C}$ 在 $0.6\text{‰} \sim 2.0\text{‰}$ 之间变化, $\delta^{18}\text{O}$ 的变化范围为 $-3.5\text{‰} \sim 10.2\text{‰}$ (见表 2)。由碳氧同位素在剖面中整体变化趋势可见(图 5),在 21~47cm, 106~110cm, 166~168cm 和 269~275cm 的含石膏的粉砂质碳酸盐粘土层中的

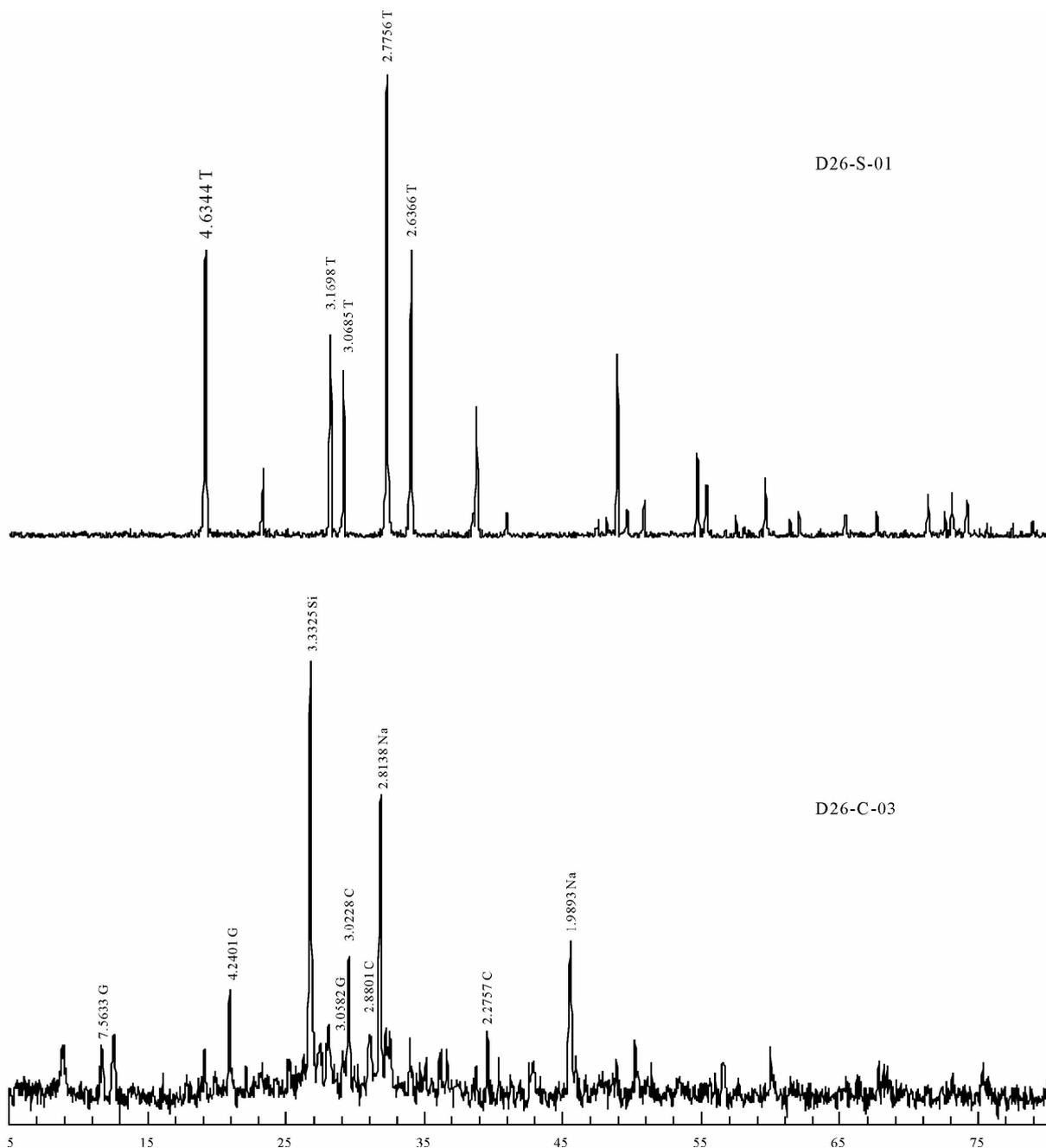


图 4 柴达木盆地小梁山脱水无水芒硝,石膏和碳酸盐粘土粉晶 X 射线衍射图谱

Fig. 4 X-ray diffractogram of thenardite, gypsum, clay, carbonate and clast from Xiaoliangshan, Qaidam Basin

T—无水芒硝;G—石膏;Si—石英;Na—石盐;C—碳酸盐

T—thenardite;G—gypsum;Si—quartz;Na—halite;C—carbonate

$\delta^{13}\text{C}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$ 都同步偏轻,指示偏湿润的气候条件;在 147~269cm 的芒硝层中的碳酸盐的 $\delta^{13}\text{C}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$ 主要表现出反向变化,但 $\delta^{18}\text{O}$ 明显偏重,指示蒸发作用加强的偏干气候;在 47~129cm 的芒硝层中的 $\delta^{13}\text{C}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$ 相比同步偏重,指示气候偏干。

5 讨论

依据盐类矿物对温度的反应特征,芒硝是典型

的冷相盐类矿物,主要在年均温 $-7\sim-3^{\circ}\text{C}$ 以下且达到 7 个月以上才能形成和保存,反映出其形成时的干冷环境条件。石膏作为广温相盐类矿物,其与碳酸盐粘土的伴生产出,反映盐湖淡化,相对温凉半干燥的环境条件。因此,根据典型冷、暖相盐类矿物沉积组合和碳氧同位素所反映的气候条件,以及铀系不平衡法年代结果,可将大浪滩地区倒数第二

表 2 柴达木盆地小梁山 D26 剖面碳酸盐碳氧同位素组成

Table 2 Oxygen and carbon isotopic composition of carbonate in D26 section in Xiaoliangshan, Qaidam Basin

样号	深度(cm)	$\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}}(\text{‰})$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{V-PDB}}(\text{‰})$	样号	深度(cm)	$\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}}(\text{‰})$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{V-PDB}}(\text{‰})$
D26-O-18	34	0.7	-3.5	D26-O-08	199.5	1.9	8.8
D26-O-15	67	2	7.5	D26-O-07	216.5	1.1	7.4
D26-O-14	90	1.4	4	D26-O-06	223	1.4	8.8
D26-O-13	108	1.4	-0.4	D26-O-04	242	1.5	10.2
D26-O-17	138	1.9	0.8	D26-O-03	248.5	1.9	0.7
D26-O-12	155	1.3	-0.4	D26-O-02	256.5	1.5	-0.2
D26-O-11	167	0.6	-1	D26-O-01	261.5	1.2	0.2
D26-O-10	190	1.7	2.4	D26-O-16	272	1.3	-1.2
D26-O-09	197	1.8	8.5				

次冰期前后的气候环境演化分为五个阶段(见图 5),具体如下:

(1) >195.1 ka BP: 倒数第二次冰期以前, 温凉半干燥的古气候阶段。以含盐的石膏、碳酸盐粘土胶结沉积为主, $\delta^{13}\text{C}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$ 同步偏轻, 指示了温凉半干燥的气候条件。

(2) 195.1 ~ 169.9 ka BP: 确认是在倒数第二次冰期(MIS 6)阶段, 是显著的干旱寒冷时期, 同时也有多次的气候波动。该沉积阶段以芒硝沉积为主, 其中夹有若干碳酸盐粘土薄层, 该阶段的 $\delta^{13}\text{C}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$ 呈反向变化, 但 $\delta^{18}\text{O}$ 明显偏重, 整体反映了寒冷干旱的气候条件, 但也有多次颤动。

(3) 169.9 ka BP 左右: 温凉半干燥的盐湖淡化阶段。该阶段以粉砂质碳酸盐粘土沉积为主, 其中夹杂有明显被溶蚀的薄片状的石膏, $\delta^{18}\text{O}$ 值偏轻, 气候相对温凉, 有外部水源的补给, 为盐湖淡化期。

(4) 169.9 ka BP ~ 118.0 ka BP: 为温凉—寒冷交替阶段。以冷相的芒硝沉积为主, 但其中夹有三层碳酸盐粘土层, 反映整体干冷的大背景下, 有三次小的气候颤动。尤其在 143.0 ka BP 左右, $\delta^{13}\text{C}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$ 同步偏轻, 指示相对温凉半干燥的气候。但在上部的碳酸盐粘土夹层的 $\delta^{13}\text{C}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$ 却同步偏重, 反映仍以干冷气候为主。

(5) 118.0 ka BP 左右: 温凉半干燥的盐湖淡化阶段。以含石膏的粉砂质碳酸盐粘土的沉积为主, $\delta^{13}\text{C}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$ 显著偏轻, 反映出偏温凉的气候条件, 湖水相对淡化。118.0 ka BP 以后, 小梁山地区以干旱气候为主, 同时受到构造运动影响, 背斜带进一步隆升, 湖岸阶地抬升形成盐壳, 盐湖进一步退缩。

柴达木—塔里木东部是我国第四纪干旱中心, 是新第三纪上新世 4~5Ma BP 以来西部干旱史的继续和发展。根据研究资料表明(郑绵平, 1998, 2001), 自第四纪开始, 由大浪滩—罗布泊为干旱中

心向外有 6 次以上的干旱(成盐)扩张期。其中在第 3 次干旱(成盐)扩张期(0.90~0.60Ma BP)和第 4 次干旱(成盐)扩张期(34000~21000a BP)之间的空白期较长, 缺乏古气候事件的资料和记录, 而 D26 剖面所反映的气候事件正处于两次干旱扩张期之间。

大浪滩 D26 剖面中的芒硝层指示的冷事件主要对应于深海沉积氧同位素 6 阶段(MIS 6)(Shackleton et al., 1976; Tarlor et al., 1993)和倒数第二次冰期(施雅风等, 2006)。第四纪盐湖的研究资料表明(郑绵平, 2001; 沈振枢等, 1993), 中国第四纪盐湖存在多期冷干、冷湿事件, 其中 180~140ka BP 为一强冷偏湿事件。根据黄土记录(刘东生等, 1992), 在 140ka BP 左右有一次显著的温度升高和降水增大的事件, 而距今 12 万年前后是气候最适宜期, 黄土剖面和深海沉积均显示出这一时期是近 100 多万年来最暖湿的时期。

青藏高原的诺尔盖盆地湖泊研究资料(施雅风等, 1998)指出: 220.3~162ka BP 阶段环境存在暖干—凉干—偏暖湿的演化, 162~136ka BP 阶段表现为暖湿与冷干大幅度波动, 136~82ka BP 阶段为一个环境频繁波动的时期。青藏高原甜水海湖泊的研究资料(施雅风等, 1998)也指出: 241~190ka BP 阶段后期开始发育湖泊沉积, 气候较温湿; 190~145ka BP 阶段对应 MIS 6 阶段, 早期气候较冷湿, 中期变干, 随后再次变湿; 137~112ka BP 反映出相对凉湿的气候环境。

同时, 根据前人对大浪滩钻孔的研究资料表明(见图 1, 图 6), 位于梁南凹地的钻孔 ZK402 中有若干层的芒硝层, 依据顶部层位的 ^{14}C 年龄结果可以推算出下部的芒硝层的年龄, 其中上部的两层芒硝层的推测年龄分别为 100~126ka BP 和 215~250ka BP(郑绵平等, 1989; 沈振枢等, 1993), 这与

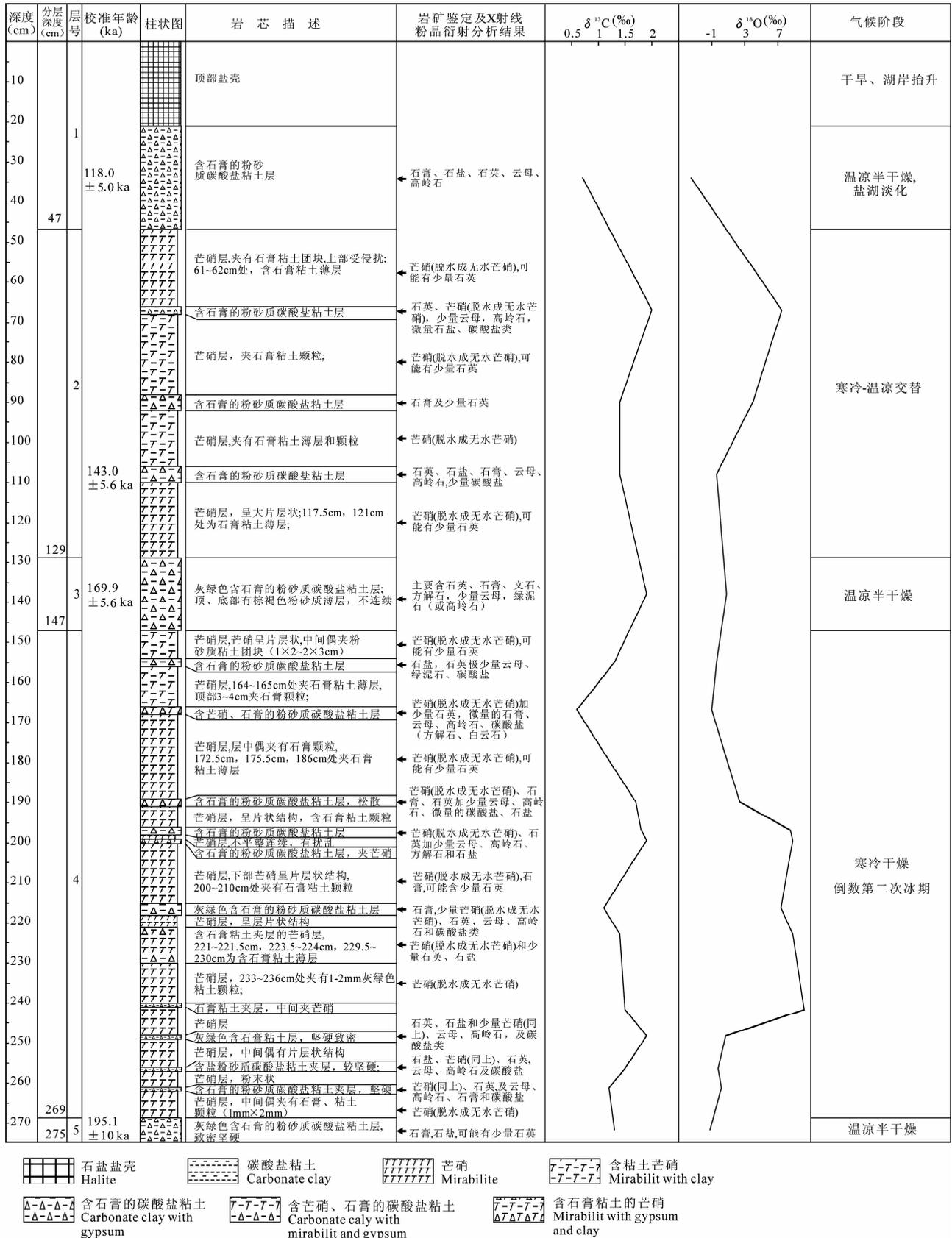


图 5 柴达木盆地小梁山 D26 剖面地层综合对比图

Fig. 5 Integrated stratigraphic correlation of profile D26 in Xiaoliangshan, Qaidam Basin

小梁山的 D26 剖面中的芒硝层的年龄较为接近,有一定的可比性。另外,根据该钻孔中孢粉资料显示,芒硝层中孢粉组合主要以蒿、藜和麻黄为主,反映了寒冷干燥的古气候环境;而淤泥层中的孢粉组合主要以松、榛、栎、蒿和藜为主,反映了温凉半干燥的古气候环境。与处于沉积稳定凹地中的大浪滩钻孔资料比较,小梁山的 D26 剖面沉积速率明显过快,主要是由于该剖面处于湖滨带,从碳酸盐粘土层上界面的不平整说明该剖面位置受到过多次侵蚀。且根据研究资料表明(魏新俊等,1993),中更新世晚期的第四次新构造运动对大浪滩地区影响巨大,背斜带进一步隆升,处于抬升部位的 D26 剖面在沉积过程中也经历了多次抬升侵蚀,因此可能会有层位缺失而造成沉积速率过快的现象。但是该剖面中的芒硝和碳酸盐粘土的韵律层仍然可以反映出该地区中晚更新世的古气候演变规律。

通过黄土剖面、深海氧同位素和区域研究资料的对比,发现大浪滩地区的表层芒硝-碳酸盐粘土互层所反映的古气候事件与全球气候变化及青藏高原湖泊的变化均有相当的可比性和一致性。同时也为中国第四纪盐湖的气候演变序列填补了必要的研究资料。

6 结论

(1)本工作对大浪滩盐湖以南的小梁山上的芒硝-碳酸盐粘土互层进行了详细的调查和研究工作。应用盐类矿物沉积条件的比较盐湖学成果,以及结合矿物鉴定和稳定同位素分析,确认作为冷相盐类矿物的芒硝是恢复古气候古环境灵敏而有效的标志。应用化学沉积较为封闭的盐类矿物——石膏作为载体,建立了可靠的年代尺度。

(2)在综合研究对比的基础上,恢复重建了大浪滩地区中晚更新世的古气候环境,首次揭示出小梁山地区在倒数第二次冰期(MIS 6 阶段)前后经历了温凉半干燥期(> 195.1 ka BP)→寒冷干早期(195.1~169.9 ka BP)→温凉半干燥期(169.9 ka BP左右)→温凉-寒冷交替时期(169.9 ka BP~118 ka BP)→温凉半干燥期(118 ka BP左右)的气候演变规律。

(3)在与区域和全球气候变化的对比研究,大浪滩地区的古气候环境与中国的黄土剖面,深海氧同位素阶段以及青藏高原湖泊的研究都有相当的对比性和一致性。主要反映出倒数第二次冰期的寒冷气候环境,同时也反映出在 140 ka BP 左右的一次

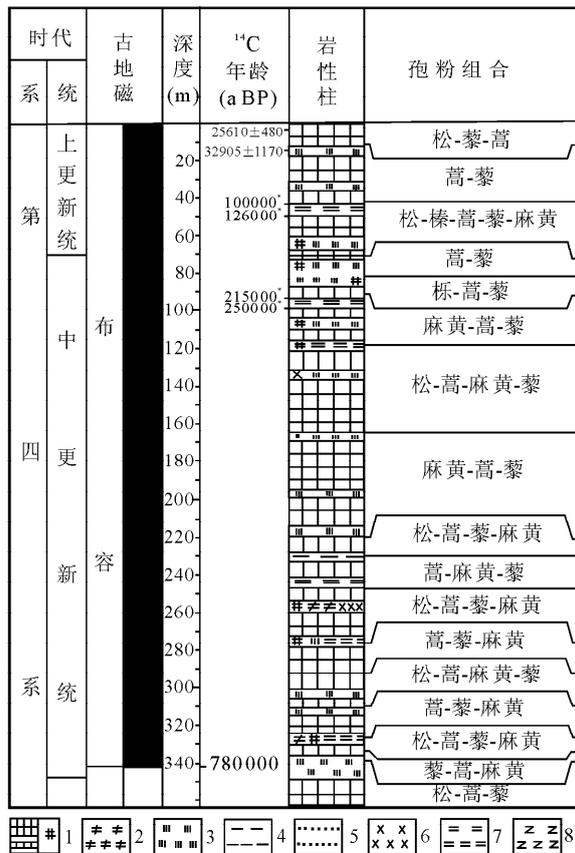


图 6 大浪滩 ZK402 孔上部岩性、 ^{14}C 年龄及孢粉组合对比图(郑绵平等,1989;沈振枢等,1993)

Fig. 6 Upper part's lithology, ^{14}C dating and spore-pollen assemblage contrast diagram of hole ZK402 in Dalangtan

- 1—石盐;2—白钠镁矾;3—淤泥;4—粘土;5—粉砂;6—杂卤石;
7—芒硝;8—无水芒硝(注:图中标*的为推测年龄)
1—Halite; 2—bloedite; 3—mud; 4—clay; 5—silt;
6—polyhalite; 7—mirabilite; 8—thenardite

普遍的暖湿事件,以及在 120 ka BP 前后的气候最适宜期的同步响应。

(4)研究表明,大浪滩盐湖在第四纪以来干旱(成盐)扩张的大背景下,同时也对全球气候冷暖变化有所响应,为中国第四纪盐湖的气候演变序列填补了重要的研究资料。

(5)所研究剖面隶属大浪滩盐湖 T_1 阶地,其顶部已高离现代湖面约 5m,其年龄 118 ± 8.8 ka BP,与柴达木盆地东南部大、小柴旦湖等湖周 T_1 阶地上部年龄相比(一般 5~10ka BP),说明柴达木西部盐湖在第四纪中后期是处于总体隆升背景下的特殊沉积作用。

由于对大浪滩地区的芒硝-碳酸盐粘土互层剖面的工作是初步的,有待于进一步的深入研究。特

别是对于该地区地层中石膏的铀系测年方法及测年结果,也有待进一步的研究验证。

参 考 文 献

- 刘传联,赵泉鸿,汪品先. 2002. 从化石群及壳体同位素看古近纪东营湖湖水化学. *地球学报*, 23(3):237~242.
- 刘东生,安芷生. 1992. 中国气候变化及其影响. 北京:海洋出版社.
- 沈振枢,程果,乐昌硕,刘淑琴,等. 1993. 柴达木盆地第四纪含盐地层划分及沉积环境. 北京:地质出版社.
- 施雅风,崔之久,苏珍. 2006. 中国第四纪冰川与环境变化. 石家庄:河北科学技术出版社.
- 施雅风,李吉均,李炳元. 1998. 青藏高原晚新生代隆升与环境变化. 广州:广东科技出版社.
- 瓦里亚什科 M T(范立等译). 1965. 钾盐矿床形成的地球化学规律. 北京:中国工业出版社, 11~21, 80.
- 魏乐军,郑绵平,刘喜方,蔡克勤,乜贞. 2002. 西藏洞错硼砂芒硝层的发现及其古气候意义. *地质学报*, 76(2):261~271.
- 魏新俊,邵长铎,王弭力,赵德钧,蔡克勤,姜继学,何国权,胡文瑄. 1993. 柴达木盆地西部富钾盐湖物质组分、沉积特征及形成条件研究. 北京:地质出版社, 24~44.
- 吴敬禄,沈吉,王苏民,金章东,羊向东. 2003. 新疆艾比湖地区湖泊沉积记录的早全新世气候环境特征. *中国科学(D辑)*, 33(6):569~575.
- 伊海生,林金辉,周昱昱,李军鹏. 2007. 青藏高原北部新生代湖相碳酸盐岩碳氧同位素特征及古环境意义. *古地理学报*, 9(3):303~312.
- 郑绵平,刘文高,金文山. 1981. 西藏盐湖盐类矿物的研究. *中国地质科学院院报, 矿床地质研究所分刊*, 2(1):75~101.
- 郑绵平,刘文高,向军,蒋忠惕. 1983. 论西藏的盐湖. *地质学报*, 57(2):184~194.
- 郑绵平,向军,魏新俊,郑元. 1989. 青藏高原盐湖. 北京:北京科学技术出版社.
- 郑绵平,赵元艺,刘俊英. 1998. 第四纪盐湖沉积与古气候. *第四纪研究*, 4:297~318.
- 郑绵平. 2001. 论中国盐湖. *矿床地质*, 20(2):181~189.
- 郑绵平,刘喜方. 2010. 青藏高原盐湖水化学及其矿物组合特征. *地质学报*, 84(11):1585~1600.
- Arenas C, Casanova J, Pardo G. 1997. Stable-isotope characterization of the Miocene lacustrine systems of Los Monegros (Ebro Basin, Spain): Paleogeographic and paleoclimatic implications. *Palaeogeography, Palaeoclimate, Palaeoecology*, 128: 133~155.
- Bard E, Hamelin B, Fairbanks R G. 1990. U-Th ages obtained by mass spectrometry in corals from Barbados: sea level during the past 130 000 years. *Nature*, 346: 456~458.
- Bowen R. 1990. *Isotopes and Climate*. London and New York: Elsevier Applied Science, 140~175.
- Drummond C N, Patterson W P, Walker J C G. 1995. Climatic forcing of carbon-oxygen isotopic covariance in temperate-region marl lakes. *Geology*, 23: 1031~1034.
- Edwards R L, Chen J H, Wasserburg G J. 1986. ^{238}U - ^{234}U - ^{230}Th - ^{232}Th Systematics and the Precise Measurement of Time over the Past 500000 Years. *Earth and Planetary Science Letters*, 81: 175~192.
- Edwards R L, Chen J H, Ku T L, Wasserburg G J. 1987. Precise Timing of the Last Interglacial Period from Mass Spectrometric Determination of Thorium-230 in Corals. *Science*, 236: 1547~1553.
- Emrich K, Ehhalt D H, Vogel J C. 1970. Carbon isotope fractionation during the precipitation of calcium carbonate. *Earth and Planetary Science Letters*, 8(5): 363~369.
- Friedman I, Smith G I, Hardcastle K G. 1976. Studies of Quaternary saline lake, II Isotopic and compositional changes during desiccation of the brine in Owens Lake, California, 1969~1971. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, (40): 501~511.
- Ivanovich M. 1982. Uranium series disequilibria applications in geochronology. In: Ivanovich M, Harmon R S (eds). *Uranium Series Disequilibrium: Application to Environmental Problems*. Oxford: Clarendon Press, 56~106.
- Leng M J, Marshall J D. 2004. Palaeoclimate interpretation of stable isotope data from lake sediment archives. *Quaternary Science Review*, 23: 811~831.
- Luo S D, Ku T L. 1991. U-series isochron dating: a generalized method employing total-sample dissolution. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 55: 555~564.
- Mallick R, Frank N. 2002. A new technique for precise uranium-series dating of travertine micro-samples. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 66(24), 4261~4272.
- Rhodes T E, Gasse F, Lin R F, Fontes J C, Wei K Q, Bertrand P, Gibert E, Melieres F, Tucholka P, Wang Z X, Cheng Z Y. 1996. A late Pleistocene-Holocene lacustrine record from Lake Manas, Junggar (northern Xinjiang, western China). *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 120 (1/2): 105~121.
- Shackleton N J, Opdyke N D. 1976. Oxygen isotope and palaeomagnetic stratigraphy of Pacific core V28~239, Late Pliocene to Latest Pleistocene. *Geological Society of American Memoris*, 145: 449~464.
- Smith G I, Friedman I. 1986. Seasonal diagenetic changes in salt of Owens Lake, California, 1970~1977. *U. S. Geological Survey Bulletin*, 1578: 21~28.
- Tarlor K C, Lamorey G W, Doyle G A. 1993. The flickering switch of late Pleistocene climate from a 250 kyr core record. *Nature*, 364: L1-8, 220.
- Zheng M P, Liu X F. 2009. Hydrochemistry of salt lakes of the Qinghai-Tibet Plateau, China. *Aquat Geochem*, 15: 293~320.

Forming Age of Surface Mirabilite in Dalangtan, Qaidam Basin and its Environmental Significance

MA Nina^{1,2,3)}, ZHENG Mianping^{1,2,3)}, MA Zhibang⁴⁾, CHEN Wenxi^{1,2,3)},
KONG Fanjing^{1,2,3)}, SHI Linfeng^{1,2,3)}

1) *Key Laboratory of Saline Lake Resources and Environment, Ministry of Land and Resources, Beijing, 100037;* 2) *Institute of Mineral Resources, Chinese Academy of Geological Science, Beijing, 100037;* 3) *R & D Center for Saline Lake and Epithermal Deposit, Chinese Academy of Geological Science, Beijing, 100037;* 4) *Key Laboratory of Cenozoic Geology and Environment, Institute of Geology and Geophysics, Chinese Academy of Sciences, Beijing, 100029*

Abstract

Based on two field survey in the Dalangtan area of Qaidam Basin, many outcrops of mirabilite and carbonate clay interlayers were found in Xiaoliangshan. The well D26 section was selected for research in this study. The comparative salinology study shows that mirabilite is a typical cold saline mineral and carbonate clay and gypsum is indicative of relative cool and semiarid conditions. Using mineralogical identification of mirabilite and carbonate clay interbeds, gypsum U-Th datings, and carbon and oxygen isotopic analysis of carbonate clay, this study firstly reveals that the Dalangtan region underwent five climate stages around penultimate glaciation (MIS 6): relative cool-semiarid stage (>195.1 ka BP), frigid-arid stage (195.1 ~ 169.9 ka BP), relative cool-semiarid stage (about 169.9 ka BP), chilly-cold fluctuating stage (169.9 ka BP ~ 118 ka BP), and relative cool-semiarid stage (118 ka BP). Comparative study with loess section and marine oxygen isotope and regional research data suggests that since Middle and Late Pleistocene, the Dalangtan region was not only uplifted by activities of regional geology, but also response to global climate change.

Key words: Qaidam Basin; Dalangtan; Xiaoliangshan; Mirabilite and carbonate clay interbeds; Penultimate glaciation (MIS 6); Climate change