

柴达木盆地大浪滩梁-ZK02 孔的磁性地层 及其古环境研究

秦永鹏¹⁾, 侯献华^{2,3)}, 郑绵平^{2,3)}, 杨振宇^{1,4)}, 李洪普⁵⁾, 施林峰^{2,3)}

1) 南京大学地球科学与工程学院, 南京, 210093;

2) 中国地质科学院矿产资源研究所盐湖与热水资源研究发展中心, 北京, 100037;

3) 国土资源部盐湖资源与环境重点实验室, 北京, 100037;

4) 中国地质科学院古地磁重点实验室, 北京, 100081;

5) 青海省柴达木综合地质矿产勘查院, 青海格尔木, 816000

内容提要:对柴达木盆地西部大浪滩盐湖梁-ZK02 孔岩芯进行详细的磁性地层研究, 确定钻孔岩芯的 B—M 界线位于 315m, Jaramillo 位于 405 ~ 430m, Olduvai 位于 772 ~ 816m。在磁性年代学框架基础上, 以蒸发岩沉积序列作为主要依据, 结合碎屑岩变化以及孢粉分析, 认为该地区在第四纪发生过三次较大的沉积环境变化, 分别发生在 2.5 ~ 2.2Ma, 1.2 ~ 0.7Ma 与 0.4Ma。青藏高原第四纪的隆升是造成上述三次变化的主要原因, 其中早更新世末—中更新世早期的隆升对柴达木盆地的气候影响较大, 导致柴达木盆地的气候由温凉湿润转换为寒冷干旱。高原隆升引起的气候干旱并非简单的逐渐加剧, 而是早更新世末期以来, 气候湿润期表现得更为湿润, 这种现象可能由高原隆升增加了夏季风的强度导致, 冰川和积雪面积的增大也起到了叠加效应。

关键词:柴达木大浪滩; 磁性地层; 青藏高原隆升; 环境变化

湖泊沉积物是相邻山地及高原隆升和剥蚀的天然记录, 具有覆盖面广、沉积连续、分辨率高的特点, 是进行高分辨率环境演化研究的极佳对象(王苏民和张振克, 1999)。近年来, 薛斌等(1997)、沈吉等(2004, 2008)分别在青藏高原东部若尔盖地区、高原中部错鄂地区以及高原西南部鹤庆盆地利用湖泊沉积物重建了青藏高原第四纪以来的隆升及环境演化过程。然而上述钻孔中, 若尔盖地区的 RM 孔仅获得了 0.9Ma 以来的沉积记录, 错鄂孔缺失 0.78 ~ 0.35Ma 的沉积物(沈吉等, 2004), 只有鹤庆盆地的岩芯获得了较完整的 2.78Ma 以来的沉积记录。因此, 缺乏连续的沉积物仍然是制约高原第四纪研究的主要问题。

柴达木盆地位于青藏高原东北缘, 第四纪沉积物厚度最大可达 2000 ~ 3000m (Liu Zechun et al., 1998), 是研究青藏高原隆升与环境变化的良好载体。盆地内部发育了大浪滩、昆特依、尕斯库勒等一系列盐湖。作为湖泊的一种重要类型, 盐湖也是恢

复古气候与构造活动的重要研究对象(郑绵平, 2001), 碎屑岩与蒸发岩的交替出现通常被认为是干旱与湿润气候变化的体现(沈振枢等, 1993; 李明慧等, 2010), 并且蒸发岩的种类也可作为指示古气候变化的指标, 如芒硝为典型的冷相盐类矿物, 无水芒硝与白钠镁矾为典型的暖相和偏暖相矿物(郑绵平等, 1998)。

位于柴达木盆地西部的大浪滩盐湖, 是柴达木盆地第四纪以来重要的盐类沉积中心(沈振枢等, 1993), 记录了大浪滩地区以及柴达木盆地 2.5Ma 以来的环境演化历史。上世纪 90 年代, 沈振枢等(1993)利用磁性地层、同位素年代学及孢粉研究建立了大浪滩 ZK336 与 ZK402 等钻孔的年代学框架, 然而由于实验仪器精度不高以及较大的取样间隔, 上述年代学框架已不能满足现今高精度的环境变化研究的需要。本文利用磁性地层建立了大浪滩梁-ZK02 孔 1000m 厚沉积物的年代框架, 在此基础上, 利用梁-ZK02 孔岩性变化以及孢粉记录探讨大浪滩

注: 本文为中国地质调查局地质大调查项目(编号 1212010818057、1212010011806(M1003))的成果。

收稿日期: 2011-11-22; 回改日期 2012-03-06; 责任编辑: 章雨旭、黄敏。

作者简介: 秦永鹏, 男, 1986 年生。南京大学地球科学与工程学院硕士研究生。研究方向为磁性地层学与古环境。Email: ypqin@smail.nju.edu.cn。通讯作者: 杨振宇, 研究员; Email: Yangzy@public3.bta.net.cn。

盐湖与柴达木盆地第四纪的古环境演化对青藏高原隆升的响应。

1 区域地质概况

大浪滩地区大致呈北西—南东向延伸(图 1),地表为盐壳覆盖,几乎没有植被。气候属典型的内陆沙漠干旱性气候,地表水系极不发育,雨季偶有暂时性洪流。由北西—南东向的背斜构造带所分割,其中褶皱隆起带出露古近系,背斜间的凹地发育第四系。梁-ZK02 孔位于大浪滩东北部小梁山以北的梁北凹地,地理坐标为 38°33'N,91°21'E,靠近大浪滩盐湖的沉积中心,钻孔进尺 1000m,取芯率高达 95%。岩性分为碎屑岩与蒸发岩两类,碎屑岩主要为含粉砂粘土与泥岩,仅在钻孔底部发育少量砂岩。蒸发岩包括石盐(NaCl)、石膏(CaSO₄·2H₂O)、杂卤石(K₂Ca₂Mg(SO₄)₄·2H₂O)、芒硝(Na₂SO₄·10H₂O)、白钠镁矾(Na₂Mg(SO₄)₂·4H₂O)、钾石盐(KCl)与光卤石(KMgCl₃·6H₂O)在内的一套较完整的演化序列。钻孔从底部到顶部由碎屑岩层夹蒸

发岩层过渡到顶部蒸发岩层夹碎屑岩层,蒸发岩含量与种类逐渐增多,碎屑岩逐渐减少。

2 古地磁采样与实验

因蒸发岩层无法取样,梁-ZK02 孔仅在碎屑岩层中取样,以 0.5~1m 为间隔选取、加工 537 块样品进行系统热退磁,样品规格为 2cm×2cm×2cm 的立方体。热退磁先后在中国地质科学院地质力学研究所古地磁实验室和南京大学内生金属矿床成矿机制研究国家重点实验室古地磁分室完成,前者选取 117 块样品进行热退磁,后者对 420 块样品进行热退磁。热退磁设备均为美制 TD-48 热退磁炉,剩磁测试均在美制 2G 超导磁力仪上进行,退磁温度为 50~680℃,温度间隔为 30~50℃,分 17~20 步进行,剩磁分量采用主向量分析法提取(Kirschvink, 1980),部分样品在热退磁的过程中,使用捷克 AGICO 公司 Kappa Bridge KLY-3 仪器进行了体积磁化率测试。除热退磁外,选取部分样品利用 Molspin 型交变退磁仪进行了交变退磁,退磁步骤为 NRM、

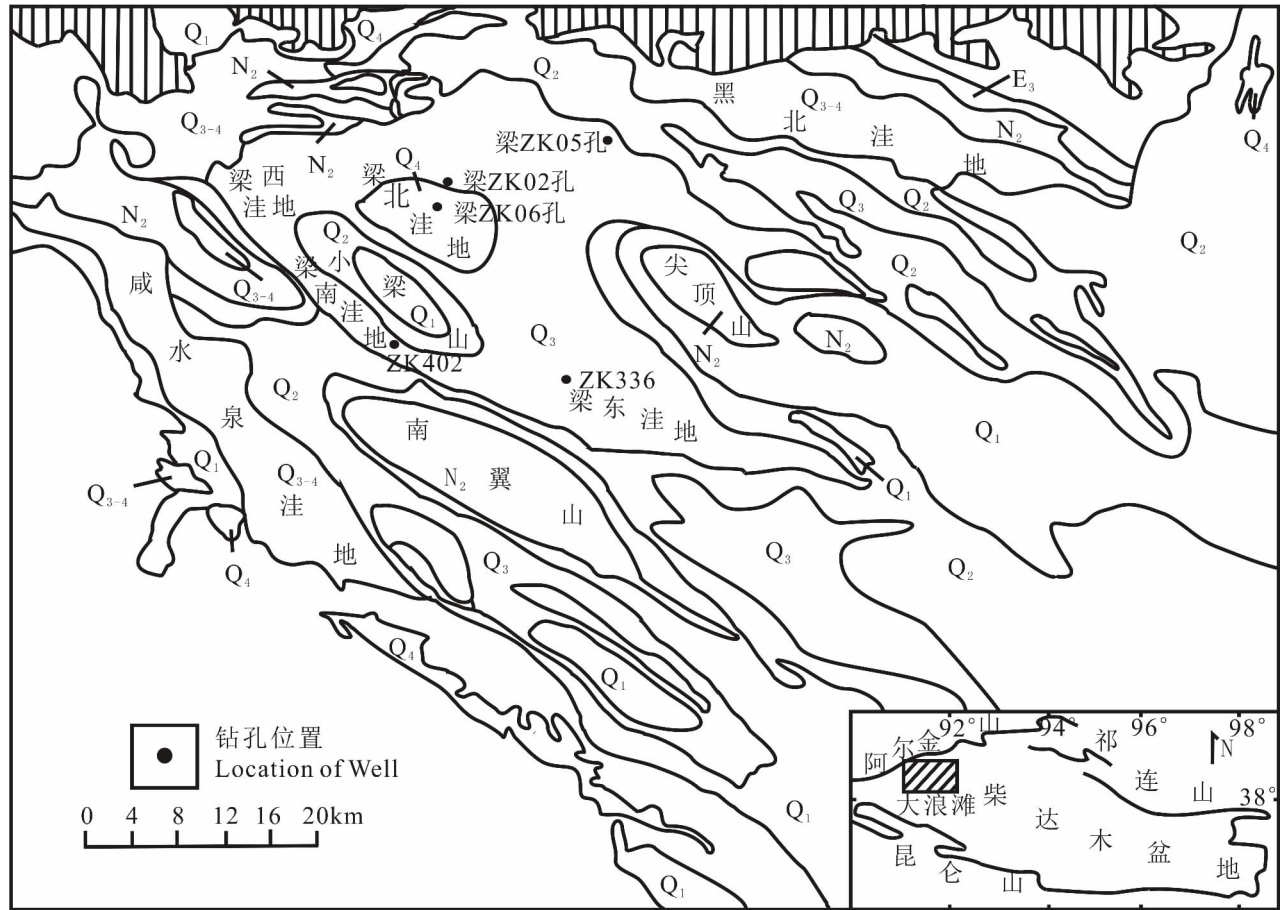


图 1 柴达木盆地大浪滩盐湖地质图(改自魏新俊等,1993)

Fig. 1 Geological map of Dalangtan saline lake in the Qaidam Basin (modified after Wei Xinjun et al. , 1993)

5、10、15、20、25、30、40、50、60、70、80mT,在美制 2G-755 卧式超导磁力仪上测试。部分代表样品进行了等温剩磁(IRM)获得曲线及反向场退磁曲线测试,在 IM-10-30 脉冲磁力仪上加场,用 AGICO JR-6 旋转磁力仪测试剩磁,之后样品进行了三轴等温剩磁热退磁分析,分别沿 Z、Y、X 三轴施加 2.4T、0.4T 与 0.12T 的直流场,加完场在 TD-48 热退磁炉进行逐步热退磁,使用 AGICO JR-6 旋转磁力仪进行测试。

3 实验结果与分析

3.1 热退磁与岩石磁学结果分析

样品的热退磁实验显示出不同的热退磁行为,除去未分离出特征分量的样品(图 2k,2l),结合岩石磁学的结果,将分离出特征分量的样品分为两类。第一类样品:粘滞剩磁在 150℃ 退掉,剩磁强度在 350~360℃ 之前衰减至 5%,在 180~350℃ 之间

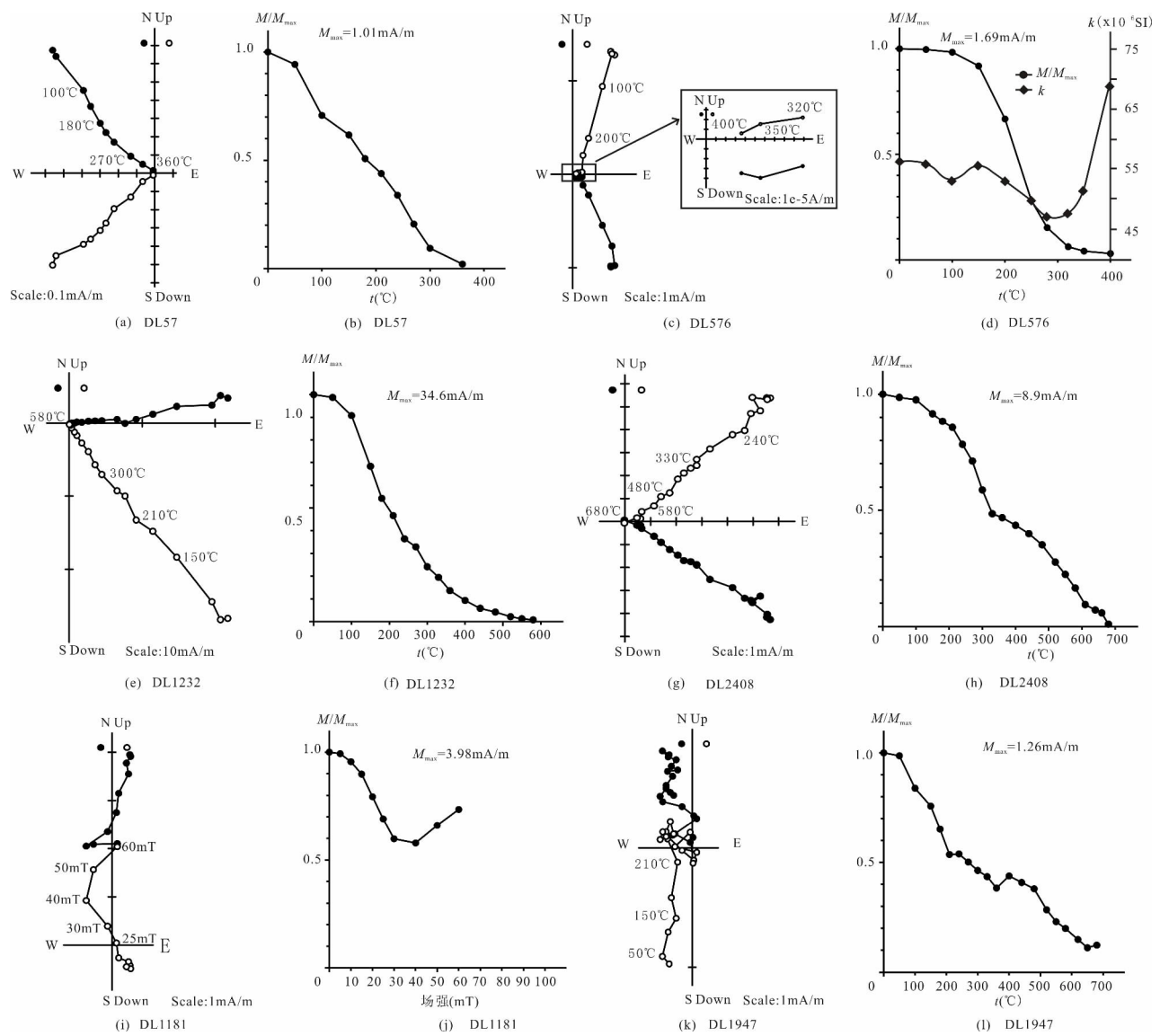


图 2 柴达木盆地梁-ZK02 孔代表样品的退磁结果

Fig. 2 Demagnetization results of representative specimens in Qaidam Basin

(a,c,e,g,i,k) —正交矢量投影图(实心圆与空心圆分别代表水平与垂直投影;E—东;S—南;W—西;N—北;Up—上;Down—下;Scale—单位刻度);(b,d,f,h,j,l) —均一化的剩磁强度衰减图,图(d)包括样品 DL576 热退磁过程中的体积磁化率变化曲线(M —剩磁强度; M_{max} —室温下的剩磁强度; t —温度; k —体积磁化率)
(a,c,e,g,i,k)—orthogonal vector diagrams (Solid and open circles refer to projections on the horizontal and vertical planes, respectively; E—east; S—south; W—west; N—north); (b,d,f,h,j,l) —normalized decay curves of magnetization for representative specimens; figure (d) also shows change of susceptibility of specimen DL576 during heating (M —intensity of remnant magnetization; M_{max} —intensity of remnant magnetization under room temperature; t —temperature; k —bulk susceptibility)

可分离出特征分量,在 350℃ 之后剩磁方向趋于混乱(如图 2a、c)。此类样品的等温剩磁(IRM)获得曲线及反向场退磁曲线(图 3a、c)显示,样品的 IRM 在 300mT 已接近饱和,说明以低矫顽力矿物为主。三轴等温剩磁热退磁实验(图 3b、d)也显示此类样品的载磁矿物以软磁组分为主,三种矫顽力组分的解阻温度均为 580℃,说明磁铁矿的存在,中、低矫顽力组分在 250~350℃ 明显减少,说明此类样品除磁铁矿外,还含有其它低矫顽力矿物,磁赤铁矿或铁

的硫化物。
前人研究表明,铁的硫化物——胶黄铁矿在 200℃ 以上会发生热分解(Roberts, 1995; Roberts et al., 2011; Torii et al., 1996; Sagnotti and Winkler, 1999),此时样品的磁化率会有明显减少,之后磁黄铁矿或磁铁矿的生成会导致磁化率的增大(Horng Chongshern et al., 1992, 1998; Roberts and Turner, 1993; Roberts et al., 2011)。对样品热退磁过程中磁化率的测试结果表明,部分样品的磁化率在 150

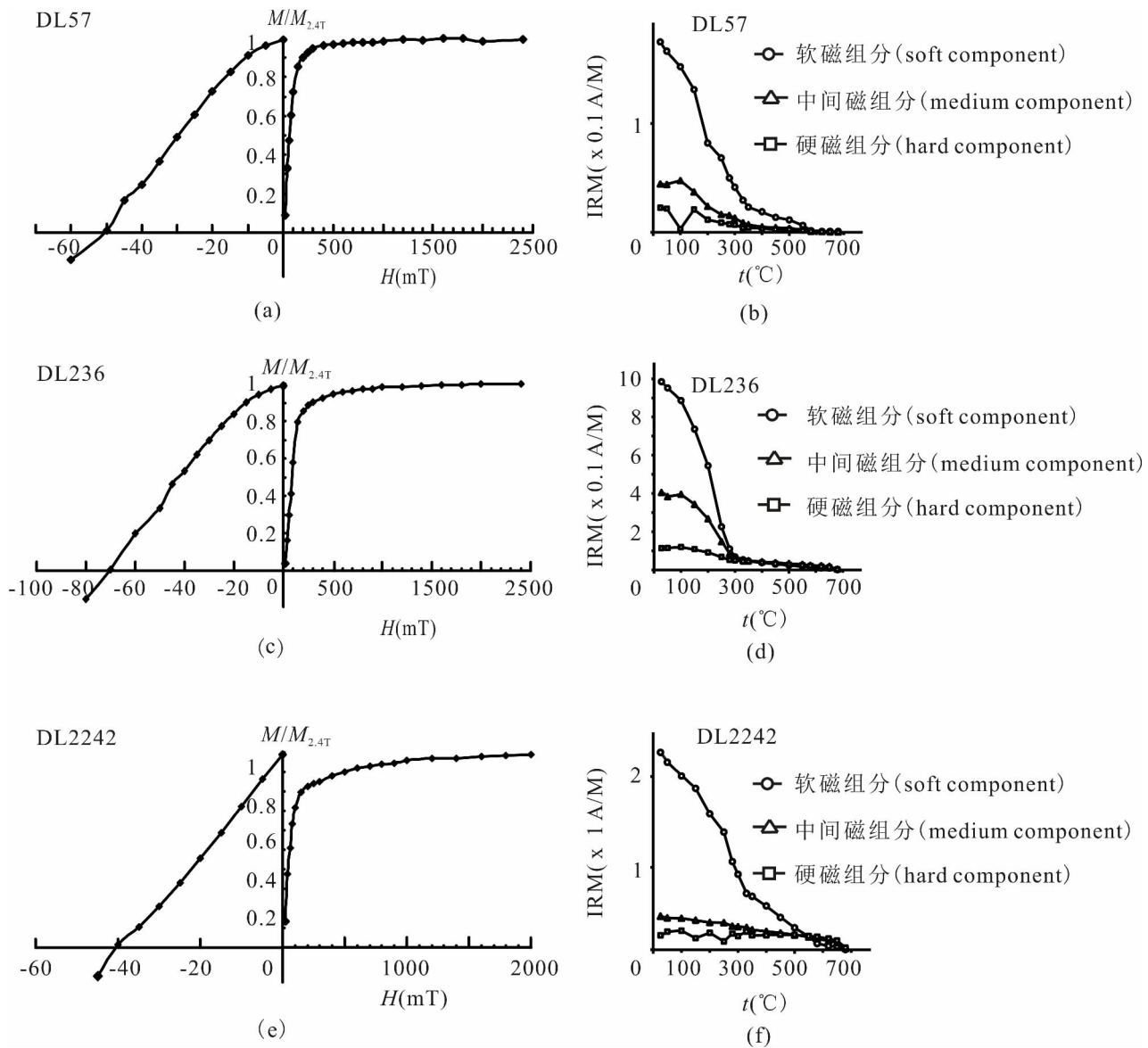


图 3 柴达木盆地梁-ZK02 孔代表样品的岩石磁学结果

Fig. 3 Rock magnetic results of representative specimens in Qaidam Basin

(a)、(c)、(e)——归一化的等温剩磁获得曲线与反向场退磁曲线(H —直流场强度; M —剩磁强度; $M_{2.4T}$ —直流场为 2.4T 的剩磁强度);
(b)、(d)、(f)——三轴等温剩磁热退磁曲线(IRM —等温剩磁; t —温度)
(a)、(c)、(e)——Normalized IRM acquisition and backfield curves (H —intensity of DC field; M —intensity of remnant magnetization; $M_{2.4T}$ —DC field is 2.4T); (b)、(d)、(f)——thermal demagnetization of three-component IRM (IRM —isothermal remanent magnetization; t —temperature)

~300℃有所减小,之后开始增大(图2d),说明第一类样品的载磁矿物可能含有胶黄铁矿。为了进一步证明胶黄铁矿的存在,选取部分样品进行了交变退磁,发现有样品在40mT产生GRM(Gyroremanent magnetization)(图2i,2j),而这一特征正是胶黄铁矿所特有的(Snowball, 1997; Hu Shouyun et al., 1998; Sagnotti and Winkler, 1999; Stephenson and Snowball, 2001)。因此根据退磁曲线及岩石磁学实验,认为此类样品中的载磁矿物以胶黄铁矿为主,特征剩磁为胶黄铁矿携带的化学剩磁,含有少量的磁铁矿与赤铁矿。

第二类样品:粘滞剩磁在250~300℃退去,剩磁分量在300~580℃或300~680℃之间分离出来(如图2e,2g)。与第一类样品相比,此类样品在350℃之后剩磁方向较为稳定,热退磁曲线以及岩石磁学结果表明此类样品的载磁矿物主要为磁铁矿、赤铁矿,但并非单一的含有磁铁矿或者赤铁矿,大部分样品也含有胶黄铁矿。IRM获得曲线显示样品同时包括高矫顽力矿物与低矫顽力矿物,并且三轴等温剩磁热退磁曲线中的软磁组分在250~300℃也有明显减少,说明样品同时含有胶黄铁矿与赤铁矿(如图3e,3f)。

经统计,梁-ZK02孔分离出特征分量的400块样品中,第一类样品125块,占实测样品的23%,第二类样品275块,占实测样品的51%。

3.2 梁-ZK02孔年代序列的建立

根据上述热退磁与岩石磁学实验,认为部分样品中180~350℃分离出的剩磁分量为胶黄铁矿所携带的化学剩磁。前人研究表明胶黄铁矿所携带的化学剩磁不一定为原生剩磁(Horng Chornghshern et al., 1998; Jiang Weiteh et al., 2001; Roberts et al., 2005),但我们初步认为梁-ZK02孔中部分胶黄铁矿携带的化学剩磁很可能为沉积后不久获得,主要基于以下两点:

(1)将分离出特征分量的两类样品,即携带化学剩磁的第一类样品与由磁铁矿和赤铁矿携带高温剩磁的第二类样品分别建立极性柱进行对比(如图4),对比后发现二者B—M界线,Jaramillo与Olduvai的位置基本一致,只是在短期的极性事件的记录有一定的差异,说明大部分样品在获得沉积剩磁不久后就获得了胶黄铁矿携带的化学剩磁,使得二者可能记录了同一时期的古地磁场方向。

(2)钻孔中同时含有胶黄铁矿、赤铁矿和磁铁矿的样品,在250℃~350℃的分量与350℃以上的

剩磁方向虽有变化,但极性多数仍较一致(如图2g、2h),说明部分样品的化学剩磁与沉积剩磁记录的地磁场有一定差异,但多数仍可以记录同一时期古地磁场的方向。同时我们注意到,虽然样品在加热过程中磁性矿物可能会产生相变化而产生新的磁性矿物,但由于样品的热退磁是在磁场强度极微弱(<10 nT)的屏蔽环境中进行,新生成的磁铁矿很难获得叠加的剩磁,因此,我们认为样品中分离出的高温分量应为原生剩磁,而与高温分量方向一致的胶黄铁矿携带的剩磁方向,应当在沉积物沉积不久后获得。

综合上述分析,尽管梁-ZK02孔中多数胶黄铁矿携带的化学剩磁为沉积后不久获得,仅少量样品的剩磁方向和磁铁矿或赤铁矿携带的剩磁方向有差异。相比而言,第二类样品携带的剩磁更为可靠,记录了更多的极性事件,所以本文采用由磁铁矿或赤铁矿携带的高温剩磁来建立极性柱。

梁-ZK02孔的高温剩磁分量样品共有275块,去除单个极性异常样品42块后,实际采用233块样品的剩磁结果建立极性柱,由于钻孔岩芯的磁偏角失去意义,因此仅利用磁倾角建立磁极性柱。

通过与标准极性柱(Cande and Kent, 1995)的对比,认为梁-ZK02孔的B—M界线位于315m,Jaramillo位于405~430m,Olduvai位于772~816m,Olduvai下部位位于870.9~871.6m与889.08~893.93m处的2次正极性事件可以分别对应Reunion II与Reunion I。

3.3 梁-ZK02孔沉积速率的变化

根据该钻孔岩芯不同层位获得的铀系年龄(侯献华等,2010),可以建立其沉积速率曲线(图6a),其中0~76m岩芯段沉积速率较高,为0.92mm/a,认为是蒸发岩含量急剧增加所致(图7),其下部76~122m的沉积速率为0.27mm/a。图6b中,依据可靠的磁性界线,如B—M、Jaramillo、Olduvai、Reunion II与Reunion I的时代,可以确定68m以下岩芯段的沉积速率,如68~315m的沉积速率为0.35mm/a,与图6a相差不大。此外,魏乐军等(2004)的研究发现,青藏高原部分咸水湖、盐湖的沉积速率均在0.1~2.1mm/a间变化。因此通过与梁-ZK02孔绝对年龄建立的沉积速率以及部分盐湖沉积速率的对比,认为梁ZK02孔的磁性地层建立的沉积速率曲线符合该区盐湖的沉积特征。

若以772~890m的平均沉积速率0.27mm/a推算,可以估计梁-ZK02孔底界1000m处年龄应接

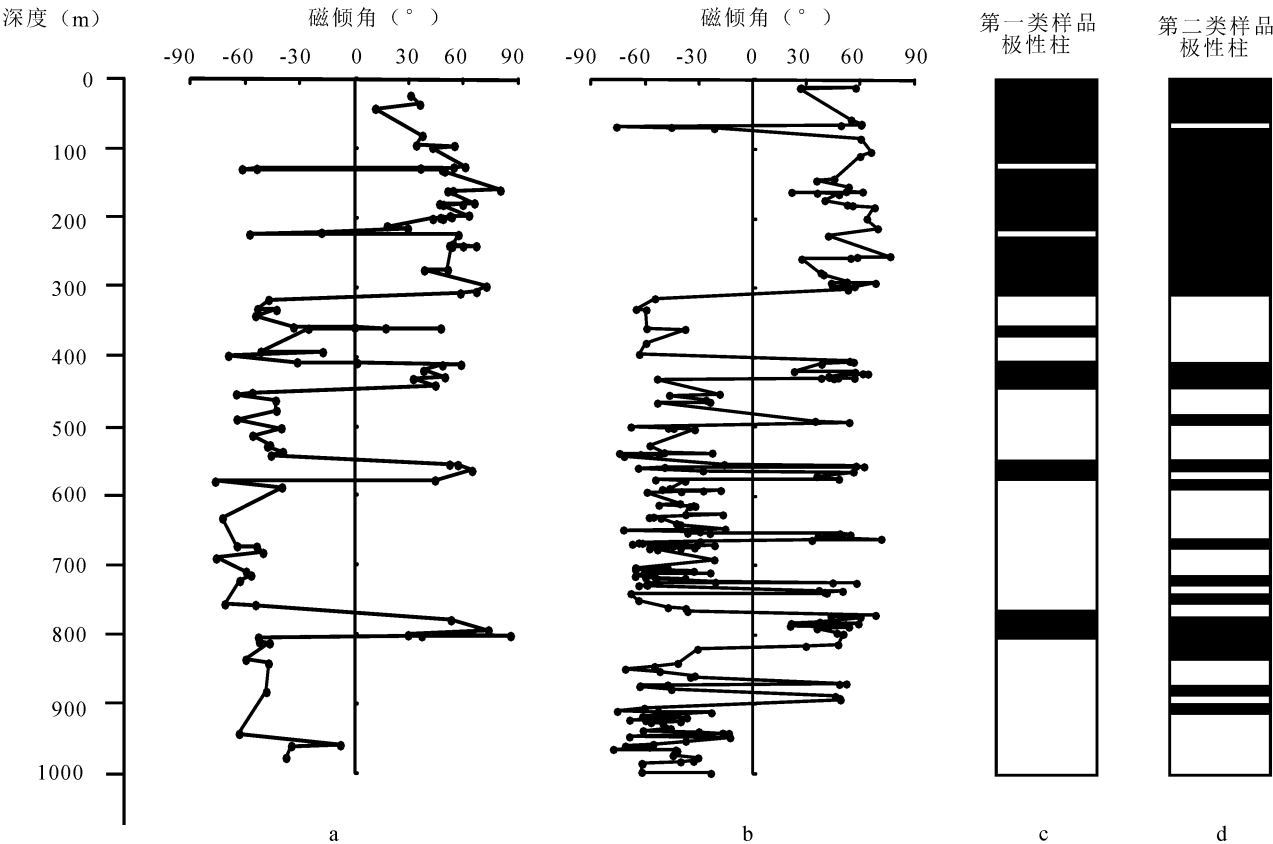


图4 柴达木盆地梁-ZK02 孔第一类与第二类样品磁倾角变化以及极性柱对比
(a 列与 c 列为第一类样品,b 列与 d 列为第二类样品)

Fig. 4 Paleomagnetic inclination variations and magnetostratigraphy columns of two types of specimens in Qaidam Basin
(column a and c are types 1 specimens, column b and d are type 2 specimens)

近 2.6Ma,或接近高斯正极性期,但退磁结果没有揭示出钻孔底部存在高斯正极性期,因此初步估计梁-ZK02 孔底界年龄应在 2.5~2.6Ma 之间。

3.4 梁-ZK02 孔极性漂移事件的讨论

梁-ZK02 孔 Brunhes 与 Matuyama 期内存在多次极性漂移事件,结合钻孔的铀系年龄数据(侯献华等,2010)以及沉积速率变化曲线,具体讨论如下。

(1)Brunhes 期内仅存在 1 次极性漂移事件,根据铀系年龄的约束(侯献华等,2010),可确定 67.5~69.6m 处为 Norwegian—Greenland Sea 事件,年龄为 70~80ka (Langereis et al., 1997; Channell, 2006)。

(2)Matuyama 期内除 Jaramillo、Olduvai、Reunion II 与 Reunion I 外,还存在 6 次极性漂移事件。其中 4 次根据沉积速率的计算可找出对应的全球极性漂移事件,包括 492.07~493.82m 的 Cobb Mountain 事件,年龄为 1.20~1.21Ma (Cande and Kent, 1995);556.71~557.71m 的 Bjorn 事件,年龄为

1.255Ma(Channell et al., 2002);654.34~663.94m 的 Gardar 事件,年龄为 1.47~1.48Ma (Channell et al., 2002);以及 725.15~725.76m 的 Gilsa 事件,年龄为 1.57Ma(Channell et al., 2002)。此外,分别位于 565.15~575.58m 与 736.1~739.98m 的极性漂移事件未能找出对应的全球极性漂移事件。

4 讨论

4.1 区域性古环境变化

盐湖中的碎屑岩层与蒸发岩层通常被认为是气候湿润与干旱的反映。湿润气候条件下,地表径流搬运能力较强,湖泊中碎屑岩含量相对增加,蒸发岩含量相对减少,表现为湖泊的淡化期;干旱气候下,湖泊的蒸发量会增大,促使蒸发岩不断结晶析出,使得蒸发岩含量增多,碎屑岩含量相对减少,表现为湖泊的成盐期(沈振枢等,1993;李明慧等,2010)。古气候不仅可以通过湖水的蒸发量与补给量影响盐湖中蒸发岩的结晶,还会影响岩石的风化强度,改变盐

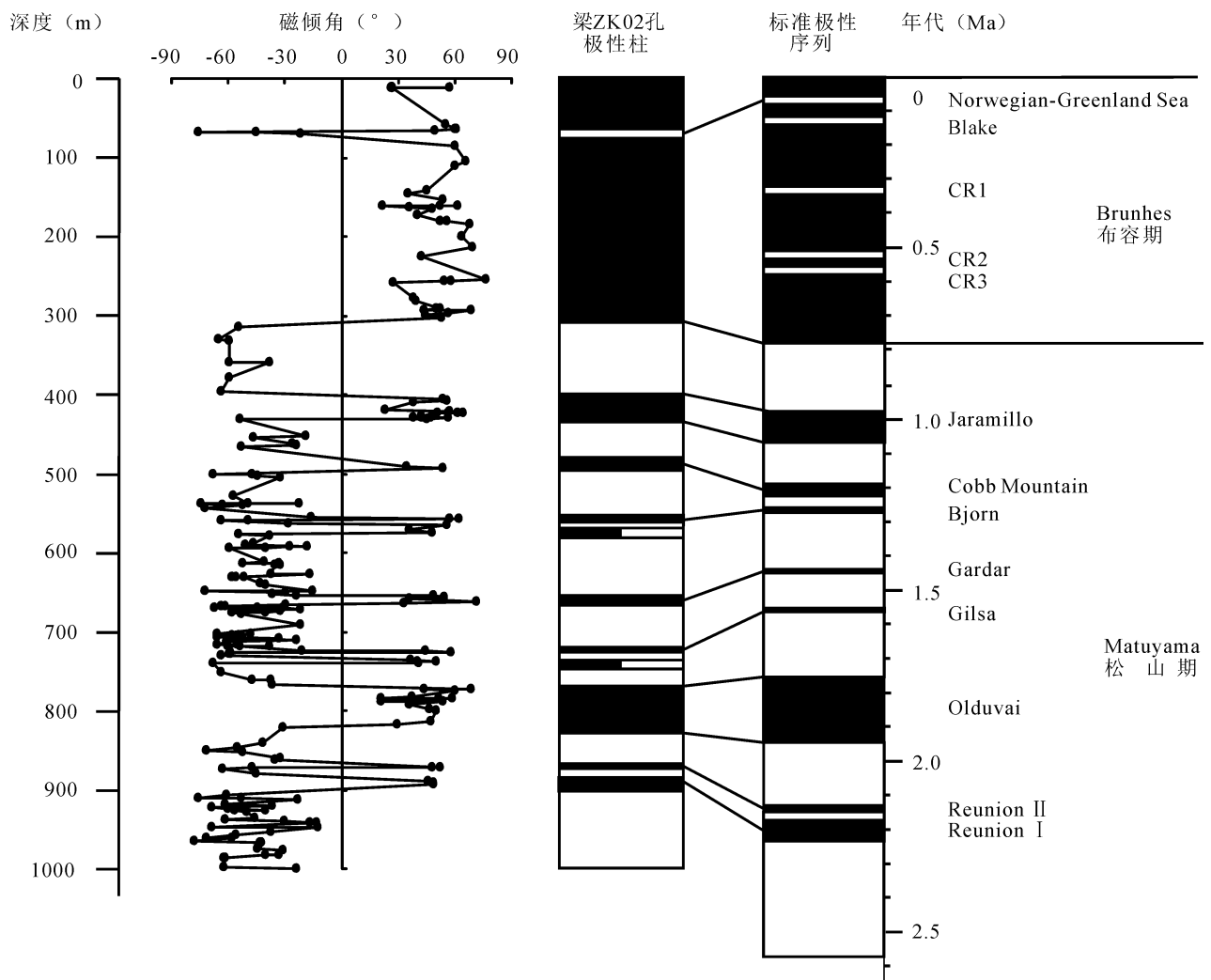


图5 柴达木盆地梁-ZK02 孔磁极性序列与标准极性序列(改自 Cande and Kent, 1995)对比
Fig. 5 Correlation of magnetic polarity stratigraphy of Liang-ZK02 Borehole with GPTS
in Qaidam Basin (after Cande and Kent, 1995)

湖中的各种易溶盐离子的浓度,进而影响蒸发岩的种类和含量(魏新俊等,1993)。

柴达木盆地第四纪盐湖的演化除受气候的控制外,构造活动对其演化也起到重要的作用。构造运动活跃的阶段,能提供较多的碎屑物质,盐湖的蒸发岩含量相对减少,表现为淡化期。此外,构造活动时期产生的碎屑物质也可作为蒸发岩的结晶提供各种所需离子,如新构造运动使大浪滩地区第三系含盐地层褶皱隆起,盐类物质更易受到淋滤,随地表与地下径流迁移到湖泊,为第四纪盐类的结晶提供物源(魏新俊等,1993)。

Holser (1979) 认为,与含量占主导地位的矿物相比,一种新的矿物更适合确定一个新的蒸发岩单元,而与其含量无关,即一种新矿物的出现是确定发

生相变的重要条件。因此本文以蒸发岩的沉积序列作为主要依据,结合碎屑岩的变化以及孢粉组合的分析,将大浪滩盐湖的演化划分为 5 个阶段,来探讨研究区的气候变化与构造活动(各阶段年龄均根据图 6b 中的沉积速率内插或外插所得)。

第一阶段(2.5~2.2Ma,1000~914.4m)。本阶段以碎屑岩为主,仅在底部发育一套厚 3.65m 的灰褐色含粉砂粘土粗中粒石盐,是梁-ZK02 孔最早的一套盐层,年龄为 2.5Ma。碎屑岩为棕红色块状含粉砂粘土、砂质泥岩夹青灰色、深灰色层状含粉砂粘土、泥岩,其中棕红色含粉砂粘土代表冲积扇远端环境,青灰色含粉砂粘土为浅湖沉积,若将二者的交替变化作为一次旋回,可将本阶段划分出 5 个旋回。岩性以及沉积相的变化说明当时湖平面较为动荡,

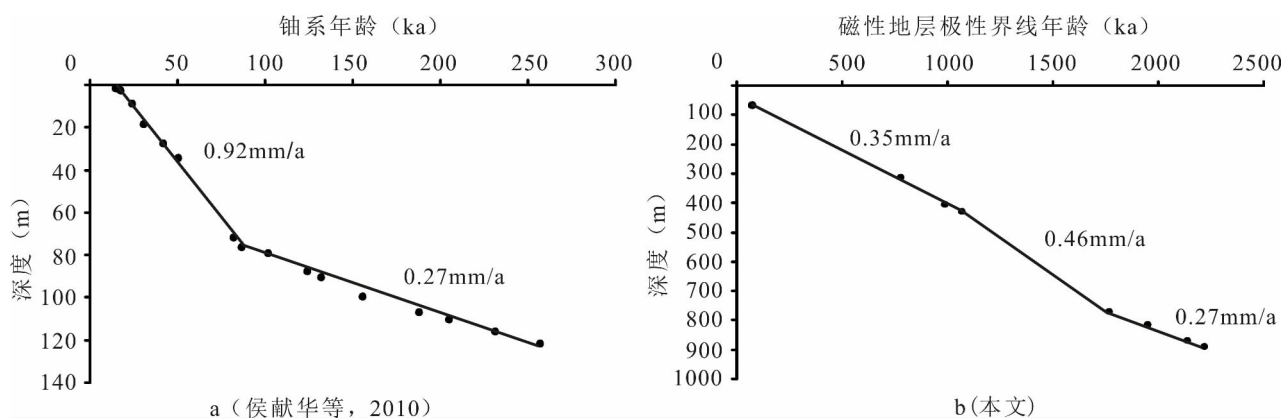


图6 梁-ZK02 孔沉积速率变化图

Fig. 6 Variation of sedimentary rate of Liang-ZK02 Borehole

(a)—侯献华等(2010)铀系年龄结果;(b)—本文磁性地层结果

(a)—Based on U series chronology from Hou Xianhua et al., 2010; (b)—based on magnetostratigraphic results from this study

沉积环境不稳定,冲洪积环境与滨浅湖环境交替出现,属于构造活动较为活跃的时期。本阶段的孢粉组合以针叶乔木植物为主,陆生草本植物次之,还有少量的灌木植物,未见蕨类植物,指示寒冷干旱的气候^①,与当时以冲洪积为主的沉积环境相对应。

这段时期在柴达木盆地周边表现为第四系七个泉组与第三系狮子沟组呈不整合接触,并在盆地内部的多个钻孔出现含砾沉积,如大浪滩梁-ZK05 孔中下部发育一套厚达 670m 的中粗砂、卵砾石层,沉积结束的年龄为 2Ma(施林峰等,2010)。大浪滩南部尕斯库勒湖 ZK2605 孔从 2.85Ma 开始,由滨浅湖沉积转变为冲洪积与滨浅湖交替的沉积环境,出现较多的含砾中粗砂及少量砂砾层,在 1.98Ma 再次恢复湖相沉积;大浪滩北部察汗斯拉图 ZK4613 孔在 404~343m(2.92~2.01Ma)出现数层含砾石的砂质淤泥夹层(沈振枢等,1993)。综合柴达木盆地边部的不整合接触及内部的含砾岩层,说明此次构造活动自上新世末期开始,大约在 2Ma 结束。

第二阶段(2.2~1.2Ma,914.4~510.4m)。本阶段蒸发岩开始连续出现,含量逐渐增多,种类以石盐、石膏为主,含少量杂卤石。碎屑岩为青灰色、灰褐色含粉砂粘土夹薄层灰白色含粉砂石盐,部分粉砂粘土层发育水平层理。碎屑岩从氧化色到还原色的变化以及水平层理的发育说明大浪滩从之前的冲积扇—滨浅湖交替环境进入半深湖、深湖环境,此外,蒸发岩的连续出现也暗示大浪滩盐湖的沉积环境趋于稳定,说明本阶段属于构造活动相对较弱的时期。孢粉组合显示本阶段禾木科、菊科、蒿属等草本植物以及灌木植物逐渐增多,出现了亚热带乔木

以及喜暖的桦属、栎属等,指示当时的气候由之前的寒冷干旱转变为温凉湿润^①。在这样的气候条件下,盆地内得到水源供给的河流将蒸发岩结晶所需的各种离子带入大浪滩盐湖,盐湖开始稳定的沉积石盐、石膏等。

第三阶段(1.2~0.7Ma,510.4~288.95m)。与上阶段相比,本阶段出现了新的硫酸盐矿物:白钠镁钒与芒硝,上述两种盐类的出现说明大浪滩盐湖进入新的沉积阶段,即钠镁盐沉积阶段。根据碎屑岩与蒸发岩含量的相对变化可将本阶段进一步划分为 3 段:第 1 段(510.4~403.5m)为深灰色、灰黑色含石膏淤泥、粘土夹灰白色含粉砂、淤泥石盐;第 2 段(403.5~343.05m)为灰白色含粉砂、淤泥石盐夹灰黑色含石膏、石盐淤泥;第 3 段(343.05~288.95m)为灰黑色含石膏、石盐淤泥夹灰白色含粉砂石盐。蒸发岩种类和含量的变化说明大浪滩盐湖的沉积环境在此期间发生了变化。除大浪滩外,柴达木盆地西部昆特依与马海盆地东部的沉积环境也在早更新世晚期发生了改变,开始进入盐湖沉积阶段,出现大规模的蒸发岩类(沈振枢等,1993)。

第四阶段(0.7~0.4Ma,288.95~153.5m)。本阶段为灰白色含粉砂石盐夹灰黑色含石膏、石盐淤泥与青灰色含粉砂粘土。碎屑岩含量的减少,蒸发岩含量的增多以及芒硝的稳定出现说明盐湖的沉积环境再次趋于稳定。本段的孢粉组合以草本植物和乔木植物花粉为主,耐旱及耐盐的藜、蒿、麻黄有所增加,指示干旱的气候^①。岩性的变化结合孢粉分析,认为当时属于构造活动相对平静的时期,干旱的气候取代构造活动成为大浪滩盐湖稳定沉积的重要

因素。

第五阶段(0.4 ~ 0Ma, 153.5 ~ 0m)。本阶段蒸发岩种类明显增多,除石盐、石膏、芒硝与白钠镁矾外,还发育钾石盐与光卤石,说明大浪滩盐湖进入了盐湖发展的后期,即钾镁盐沉积阶段。孢粉组合也显示本阶段大浪滩气候逐渐与现今相似,植被面貌由之前的疏林草原转变为现今的荒漠,气候变得寒冷干旱(侯献华等,2011)。根据碎屑层与蒸发岩层的相对变化分为 2 段:下段为 153.5 ~ 132.85m,灰白色含粉砂石盐夹灰黑色含石膏、石盐淤泥;上段为 132.85 ~ 0m,灰黑色、浅灰色含石盐石膏淤泥夹灰白色石盐过渡到灰白色含粉砂石盐、芒硝、白钠镁矾

夹灰黑色含石盐、石膏淤泥。本阶段大浪滩盐湖的碎屑岩含量在 134 ~ 104m 明显增加,而孢粉组合显示本阶段以干旱气候为主,说明本阶段碎屑岩的增多并非是由于湿润的气候,而是区域的构造活动提供了更多的碎屑所致。

4.2 梁-ZK02 孔对青藏高原隆升的响应

晚上新世一早更新世,包括祁连山、阿尔金山在内的青藏高原北缘有一次较大规模的隆升(方小敏等,2004,2007;陈正乐等,2006),与梁-ZK02 孔岩芯第一阶段相对应,李吉均等(2001)将其称为“青藏运动”,这次隆升在高原内部的错鄂孔以及高原西南部的鹤庆钻孔都有记录(沈吉等,2004,2008)。



图 7 柴达木盆地大浪滩盐湖第四纪环境指标变化

Fig. 7 Variation of environmental proxies of the Dalangtan saline lake in Qaidam Basin

柴达木盆地西部的褶皱在这一时期加强(朱允铸等,1994),褶皱产生的隆起将盆地内部的湖泊初步分割,湖泊面积减小,外加高原隆升引起的气候干旱化的影响,位于柴达木盆地西北部的大浪滩、察汗斯拉图与一里坪地区开始浓缩成盐(沈振枢等,1993)。但因构造活动较为强烈、湖平面升降频繁、沉积环境不稳定,柴达木盆地内部的大部分盐湖未能进入大规模成盐期,仅在少量地区,如大浪滩盐湖发育蒸发岩。直到 2Ma 左右,柴达木盆地的沉积环境趋于稳定,大浪滩开始以石盐和石膏为主连续的沉积蒸发岩。1.2Ma,梁-ZK02 孔出现了新的蒸发岩:白钠镁矾与芒硝,并且碎屑岩含量也有所增多,岩性的变化说明在 1.2Ma 盐湖的沉积环境再次发生了变化。李吉均等(1996)认为 1.2~0.7Ma 青藏高原再次发生隆升,并称之为“昆黄运动”。这次隆升现已得到了不同方式的证明,如不整合接触(赵志军等,2001;沈吉等,2004;宋春晖等,2005)以及青藏高原北缘河流阶地的出现(潘保田等,1996,2000)等。高原的隆升为盐湖的碎屑岩提供了来源,使盐湖中的碎屑岩含量相对增多。此外,蒸发岩岩性的变化也说明研究区的气候在此期间发生了转变。梁-ZK02 孔自 376.18m(0.9Ma)开始,分别在 371.3~376.18,350.7~355.3m,323.3~327.9m,269.75~273.7m,240.59~242.36m 与 214.7~221m 出现灰白色含芒硝石盐或独立的芒硝层。除梁-ZK02 外,大浪滩梁-ZK06 孔也在 1Ma 左右开始连续出现灰白色含芒硝石盐或独立的芒硝层。芒硝作为典型的冷相盐类矿物,可以指示干旱强冷的环境,说明当时年均气温在 $-7^{\circ}\text{C} \sim -3^{\circ}\text{C}$ (郑绵平等,1998)。除芒硝的出现外,梁-ZK02 孔的孢粉研究也显示在 0.9Ma 左右,孢粉组合中出现耐高寒的冷杉,耐寒的麻黄花粉增多,而喜暖的桦属、栎属和雪松突然减少^①,反映了研究区由温凉略湿气候向寒冷干旱环境的转换。因此芒硝的稳定出现与孢粉组合的变化说明大浪滩在 0.9Ma 开始进入干旱寒冷环境。柴达木盆地东部的孢粉研究也显示从早更新世到中更新世,气温有所降低(Jiang Dexin and Robbins, 2000)。不仅在柴达木盆地,青藏高原中部错鄂湖钻孔以及东南部鹤庆盆地钻孔也显示其孢粉组合分别在 0.8Ma 和 0.876Ma 发生了变化(吕厚远等,2001;肖霞云等,2007),说明高原在此阶段的隆升较为强烈,使得高原周边的气候发生较大的变化,在高原北部、中部与南部均有响应。

虽然梁-ZK02 孔蒸发岩含量与种类的变化暗示

了高原隆升引起的气候干旱化逐渐加剧,但其淡化期的岩性说明 0.9Ma 之后的古气候并非单一的转变为干旱,而是在气候湿润期表现的更为湿润。岩芯淡化期的碎屑岩岩性由底部的青灰色、灰褐色、棕红色粉砂粘土过渡到下部的青灰色、深灰色的粉砂粘土,在中更新世晚期,淡化期的碎屑岩基本全部转变为灰黑色淤泥,因此梁-ZK02 孔碎屑岩岩性的变化揭示了第四纪以来,大浪滩盐湖在淡化期入湖水量逐渐增多,湖平面的水位较之前有所提高,湖泊范围增大,在淡化期表现得越来越湿润。王建等(2002)对大浪滩 ZK402 孔的岩性研究也证实了在 B—M 界线以来,柴达木盆地干湿变化幅度有所增大,相对湿润期的干燥程度有所减弱。刘秀铭等(2009)认为这是因为青藏高原第四纪的隆升造成了海陆热力差异增大,引起第四纪冬、夏季风的强度逐渐增加所致。除季风强度的增加外,高原隆升引起的冰川和积雪面积的增大也可能是导致梁-ZK02 孔淡化期更加湿润的原因。同样在温暖湿润气候下,冰川面积的增大使得河流供水量增大,入湖水量的增多使湖平面相对上升,湖水变深,因此在气候湿润期发育代表深湖环境的灰黑色淤泥。

0.7Ma 之后,大浪滩再次进入稳定的盐湖沉积阶段,直到 0.35Ma 盐湖中的碎屑岩含量明显增多,并出现了钾石盐与光卤石两种新的蒸发岩。朱允铸等(1994)研究表明,在 0.4Ma 左右柴达木盆地存在一期构造运动,研究区内的背斜进一步隆升,将各个盐湖分割开来,使得湖水面积缩小,逐渐干化。这一期的构造活动使柴达木盆地西部的大浪滩、察汗斯拉图、昆特依等盆地进入干盐湖环境(沈振枢等,1993)。此外,青藏高原东北部若尔盖湖以及青藏高原中部错鄂湖均在 0.35Ma 左右沉积物粒度变粗(薛斌等,1997;沈吉等,2004),结合柴达木盆地研究,可以推测在 0.4Ma 左右,青藏高原可能再一次隆升。

5 结论

(1)大浪滩梁-ZK02 孔样品的载磁矿物包括磁铁矿、赤铁矿与胶黄铁矿,其中胶黄铁矿的化学剩磁在沉积后不久获得,可以用于建立磁性地层。根据与标准极性柱的对比,认为梁-ZK02 孔的 B—M 界线位于 315m, Jaramillo 位于 405~430m, Olduvai 位于 772~816m, Olduvai 下部位于 870.9~871.6m 与 889.08~893.93m 处的 2 次正极性事件可以分别对应 Reunion II 与 Reunion I。

(2)梁-ZK02 孔的岩性变化表明大浪滩以及柴达木盆地的盐湖演化受青藏高原的隆升影响强烈,记录了高原在第四纪的三次隆升,分别发生在 2.5 ~ 2.2Ma、1.2 ~ 0.7Ma 与 0.4Ma。其中早更新世末—中更新世早期的隆升对柴达木盆地影响较大,导致柴达木盆地的气候由温凉湿润转换为寒冷干旱,并且根据芒硝的出现,认为 0.9Ma 之后,柴达木盆地西部至少出现 6 次强冷颤动。

(3)梁-ZK02 孔从底部到顶部蒸发岩含量以及种类的逐渐增多暗示了高原隆升引起的气候干旱化过程,然而高原隆升造成的气候干旱化趋势并非简单的逐渐加剧,而是在早更新世末期以来气候湿润期表现得更为湿润。这种现象的出现可能是高原隆升增加了夏季风的强度所导致,冰川和积雪面积的增大也起到了叠加作用。

注 释 / Note

① 郑绵平,侯献华. 2011. 中国柴达木盆地西部上新统以来富钾硼锂深循环卤水矿产普查钻探岩芯综合研究工作项目报告.

参 考 文 献 / References

陈正乐, 宫红良, 李丽, 王小凤, 陈柏林, 陈宣华. 2006. 阿尔金山脉新生代隆升—剥露过程. 地学前缘, 13(4): 91 ~ 102.

方小敏, 赵志军, 李吉均, 颜茂都, 潘保田, 宋春晖, 戴霜. 2004. 祁连山北缘老君庙背斜晚新生代磁性地层与高原北部隆升. 中国科学(D 辑), 34(2): 97 ~ 106.

方小敏, 宋春晖, 戴霜, 朱迎堂, 高军平, 张伟林. 2007. 青藏高原东北部阶段性变形隆升: 西宁、贵德盆地高精度磁性地层和盆地演化记录. 地学前缘, 14(1): 230 ~ 242.

侯献华, 郑绵平, 张成君, 施林峰, 王有德. 2010. 柴达木盆地西部大浪滩 140ka 以来沉积特征与古环境. 地质学报, 84(11): 1623 ~ 1630.

侯献华, 郑绵平, 杨振京, 杨庆华, 毕志伟. 2011. 柴达木盆地大浪滩 130ka 以来的孢粉组合与古气候. 干旱区地理, 34(2): 243 ~ 251.

李吉均, 方小敏, 马海洲, 朱俊杰, 潘保田, 陈怀录. 1996. 晚新生代黄河上游地貌演化与青藏高原隆起. 中国科学(D 辑), 26(4): 316 ~ 322.

李吉均, 方小敏, 潘保田, 赵志军, 宋友桂. 2001. 新生代晚期青藏高原强烈隆起及其对周边环境的影响. 第四纪研究, 21(5): 381 ~ 391.

李明慧, 易朝路, 方小敏, 高少鹏, 张伟林. 2010. 柴达木盆地西部钻孔盐类矿物及环境意义初步研究. 沉积学报, 28(6): 1213 ~ 1228.

刘秀铭, 毛学刚, 丁仲礼, 吕滨, 郭雪莲, 陈渠, 陈家胜, 贾佳, 杨善林, Hesse P, 陈发虎. 2009. 黄土古气候变化趋势与青藏高原隆升关系初探. 第四纪研究, 29(5): 988 ~ 999.

吕厚远, 王苏民, 吴乃琴, 童国榜, 羊向东, 沈才明. 李世杰, 朱立平, 旺罗. 2001. 青藏高原错鄂湖 2.8Ma 来的孢粉记录. 中国科学(D 辑), 31(增刊): 234 ~ 240.

潘保田, 李吉均, 曹继秀, 陈发虎. 1996. 化隆盆地地貌演化与黄河发育研究. 山地学报, 14(3): 153 ~ 158.

潘保田, 邬光剑, 王义祥, 刘志刚, 管清玉. 2000. 祁连山东段沙沟

河阶地的年代与成因. 科学通报, 45(24): 2669 ~ 2675.

沈吉, 吕厚远, 王苏民, 陈诗越, 羊向东, 吴艳宏, 朱照宇. 2004. 错鄂孔深钻揭示的青藏高原中部 2.8MaBP 以来环境演化及其对构造事件响应. 中国科学(D 辑), 34(4): 359 ~ 366.

沈吉, 安芷生, 王苏民, 强小科, 肖海丰, 肖霞云. 2008. 鹤庆深钻岩芯揭示的构造—沉积旋回及其西南季风区 2.78Ma 以来的气候环境演化. 中国科学(D 辑), 38(3): 355 ~ 363.

沈振枢, 程果, 乐昌硕. 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, 1 ~ 152.

施林峰, 郑绵平, 李金锁, 王有德, 侯献华, 马妮娜. 2010. 柴达木盆地大浪滩梁 ZK05 钻孔的磁性地层研究. 地质学报, 84(11): 1631 ~ 1640.

宋春晖, 高东林, 方小敏, 崔之久, 李吉均, 杨胜利, 金洪波, Burbank D, Kirschvink J L. 2005. 青藏高原昆仑山口盆地晚新生代高精度磁性地层及其意义. 科学通报, 50(19): 2145 ~ 2154.

王建, 黄巧华, 柏春广, 刘泽纯. 2002. 2.5Ma 以来柴达木盆地的气候干湿变化特征及其原因. 地理科学, 22(1): 34 ~ 38.

王苏民, 张振克. 1999. 中国湖泊沉积与环境演变研究的新进展. 科学通报, 44(6): 579 ~ 587.

魏新俊, 邵长铎, 王弼力. 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, 1 ~ 197.

魏乐军, 郑绵平, 马志邦. 2004. 西藏台错盐湖 TT-1 剖面的沉积特征和年代学研究. 地球学报, 25(4): 397 ~ 404.

肖霞云, 沈吉, 王苏民, 肖海丰, 童国榜. 2007. 鹤庆深钻孢粉记录揭示的 2.78Ma 以来的植被演替与气候变迁. 中国科学(D 辑), 37(6): 778 ~ 788.

薛斌, 王苏民, 夏威岚, 吴敬禄, 王云飞, 钱君龙, 胡守云, 吴艳宏, 张平中. 1997. 若尔盖 RM 孔揭示的青藏高原 900kaBP 以来的隆升与环境变化. 中国科学(D 辑), 27(6): 543 ~ 547.

赵志军, 方小敏, 李吉均, 潘保田, 史正涛, 颜茂都. 2001. 酒泉砾石层的古地磁年代与青藏高原隆升. 科学通报, 46(14): 1208 ~ 1212.

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, 18(4): 297 ~ 307.

郑绵平. 2001. 论中国盐湖. 矿床地质, 20(2): 181 ~ 189, 128.

朱允铸, 钟坚华, 李文生. 1994. 柴达木盆地新构造运动及盐湖发展演化. 北京: 地质出版社, 1 ~ 132.

Cande S C, Kent D V. 1995. Revised calibration of the geomagnetic polarity timescale for the Late Cretaceous and Cenozoic. Journal of Geophysical Research, 100: 6093 ~ 6095.

Channell J E, Mazaud A, Sullivan P, Turner S, Raymo M E. 2002. Geomagnetic excursions and paleointensities in the Matuyama Chron at Ocean Drilling Program Sites 983 and 984 (Iceland Basin). Journal of Geophysical Research, 107: 1 ~ 11.

Channell J E. 2006. Late Brunhes polarity excursions (Mono Lake, Laschamp, Iceland Basin and Pringle Falls) recorded at ODP Site 919 (Irmingier Basin). Earth and Planetary Science Letters, 244: 378 ~ 393.

Holser W T. 1979. Mineralogy of evaporates. In: Burns R G. ed. Minerals. Washington: Mineralogical Society of America Short Course Notes, 6: 211 ~ 235.

Hong Chongshern, Laj C, Lee Tehquei, Chen Juchin. 1992. Magnetic characteristics of sedimentary rocks from the Tsengwen-chi and Erhjen-chi sections in southwestern Taiwan. Terrestrial, Atmospheric, and Oceanic Sciences, 3: 519 ~ 532.

Hong Chongshern, Torii M, Shea Kaishuan, Kao Shuhji. 1998. Inconsistent magnetic polarities between greigite- and pyrrhotite/

- magnetite-bearing marine sediments from the Tsailiao-chi section, southwestern Taiwan. *Earth and Planetary Science Letters*, 164: 467 ~ 481.
- Hu Shouyun, Appel E, Hoffman V, Schmahl W W, Wang Sumin. 1998. Gyromagnetic remanence acquired by greigite (Fe_3S_4) during static three-axis alternating field demagnetization. *Geophysical Journal International*, 134: 831 ~ 842.
- Jiang Dexin, Robbins E I. 2000. Quaternary palynofloras and paleoclimate of the Qaidam Basin, Qinghai Province, Northwestern China. *Palynology*, 24: 95 ~ 112.
- Jiang Weiteh, Horng Chornghshern, Roberts A P, Peacor D R. 2001. Contradictory magnetic polarities in sediments and variable timing of neoformation of authigenic greigite. *Earth and Planetary Science Letters*, 193: 1 ~ 12.
- Kirschvink J L. 1980. The least-square line and plane and the analysis of paleomagnetic data. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 62: 699 ~ 718.
- Langereis C G, Dekkers M J, Lange G J, Lange G, Paterne M, Van Santvoort P. 1997. Magnetostratigraphy and astronomical calibration of the last 1.1 Myr from an eastern Mediterranean piston core and dating of short events in the Brunhes. *Geophysical Journal International*, 129: 75 ~ 94.
- Liu Zechun, Wang Yongjin, Ye Chen, Li Xuesong, Li Qingchen. 1998. Magnetostratigraphy and sedimentologically derived geochronology of the Quaternary lacustrine deposits of a 3000m thick sequence in the central Qaidam basin, western China. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 140: 459 ~ 473.
- Roberts A P, Turner G M. 1993. Diagenetic formation of ferromagnetic iron sulphide minerals in rapidly deposited marine sediments, South Island, New Zealand. *Earth and Planetary Science Letters*, 115: 257 ~ 273.
- Roberts A P. 1995. Magnetic properties of sedimentary greigite (Fe_3S_4). *Earth and Planetary Science Letters*, 134: 227 ~ 236.
- Roberts A P, Jiang Weiteh, Florindo F, Horng Chornghshern, Laj C. 2005. Assessing the timing of greigite formation and the reliability of the Upper Olduvai polarity transition record from the Crostolo River, Italy. *Geophysical Research Letters*, 32, L05307, doi: 10.1029/2004GL022137.
- Roberts A P, Chang Liao, Rowan C J, Horng Chornghshern, Florindo F. 2011. Magnetic properties of sedimentary greigite (Fe_3S_4): An update. *Review of Geophysics*, 49, RG1002, doi: 10.1029/2010RG000336.
- Sagnotti L, Winkler A. 1999. Rock magnetism and palaeomagnetism of greigite-bearing mudstones in the Italian peninsula. *Earth and Planetary Science Letters*, 165: 67 ~ 80.
- Snowball I F. 1997. Gyromagnetic magnetization and the magnetic properties of greigite-bearing clays in southern Sweden. *Geophysical Journal International*, 129: 624 ~ 636.
- Stephenson A, Snowball I F. 2001. A large gyromagnetic effect in greigite. *Geophysical Journal International*, 145: 570 ~ 575.
- Torii M, Fukuma K, Horng Chornghshern, Lee Tehquei. 1996. Magnetic discrimination of pyrrhotite- and greigite-bearing sediment samples. *Geophysical Research Letters*. 23(14): 1813 ~ 1816.

Magnetostratigraphy of Liang-ZK02 Borehole in Dalangtan, Qaidam Basin and Its Paleoenvironmental Significance

QIN Yongpeng¹⁾, HOU Xianhua^{2,3)}, ZHENG Mianping^{2,3)}, YANG Zhenyu^{1,4)}, LI Hongpu⁵⁾, SHI Linfeng^{2,3)}

1) *School of Earth Sciences and Engineering, Nanjing University, Nanjing, 210093;*

2) *R&D Center for Saline Lake and Epithermal Deposit, Institute of Mineral Resources, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing, 100037;*

3) *Key Laboratory of Saline Lake Resources and Environment, Ministry of Land and Resources, Beijing, 100081;*

4) *Key Laboratory of Paleomagnetism of Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing, 100081;*

5) *Integrated Geological Exploration Team, Geermu, Qinghai, 816000*

Abstract: A detailed magnetostratigraphic investigation has been carried out on a 1000-m-thick sequence of Liang-ZK02 Borehole in Dalangtan, northwest of the Qaidam Basin. Magnetostratigraphic results show that the B—M boundary of borehole is located in 315m, Jaramillo subchron and Olduvai subchron are located in 405 ~ 430m and 772 ~ 816m, respectively. Three large environmental changes in Quaternary, occurred around 2.5 ~ 2.2Ma, 1.2 ~ 0.7Ma and 0.4Ma, are identified based on integrated analysis of evaporites, clastic rock and sporo-pollen record. The uplift of Xizang (Tibetan) Plateau was probably the main reason for these environmental changes, paleoclimate of Qaidam Basin transferred from cool, wet climate to cold, dry climate in the end of Early Pleistocene to early Middle Pleistocene because of the uplift of the Xizang (Tibetan) Plateau. The trend of aridification caused by uplift is not intensified gradually, the climate became wetter in humid period since the end of Early Pleistocene, which might result from intensified strength of summer monsoon caused through uplift of Xizang (Tibetan) Plateau, where the glacier and snow covered areas increased.

Key words: Dalangtan, Qaidam Basin; magnetostratigraphy; uplift of Xizang (Tibetan) Plateau; environmental change