中国科学: 地球科学 2014 年 第 44 卷 第 6 期: 1298 ~ 1311
www.scichina.com earth.scichina.com
《中国科学》杂志社
SCIENCE CHINA PRESS

论 文

青海湖二郎剑钻孔的粘土矿物学研究

曾蒙秀[①②], 宋友桂[①*], 安芷生[①], 常宏[①], 李越[①]

① 中国科学院地球环境研究所黄土与第四纪地质国家重点实验室, 西安 710075;
② 南京大学地理与海洋科学学院, 南京 210093
* 联系人, E-mail: syg@ieecas.cn

收稿日期: 2013-05-22; 接受日期: 2013-12-06; 网络版发表日期: 2014-05-12
国家自然科学基金项目(批准号: 40972230, 41290250)、国家重点基础研究发展计划项目(编号: 2010CB833406)和中国科学院科技创新团队资助

摘要 位于青藏高原东北边缘的青海湖盆地拥有巨厚的新生代沉积, 较好地记录了湖盆形成以来的古气候和古环境演化历史, 对认识青藏高原东北部隆升过程和东亚气候变化具有重要的科学意义. 但迄今为止, 对青海湖沉积物长时间尺度的研究尚不多见, 对沉积矿物学的研究较少涉及. 利用 X 射线衍射分析技术, 基于麦夸特算法对青海湖 1108.95 m 长的二郎剑钻孔岩芯开展了系统的粘土矿物学研究, 获得了该钻孔沉积物中粘土矿物的组成、相对含量、化学指数和结晶学特征等方面的信息. 结合钻孔的粒度指标, 探讨了晚中新世以来高原构造隆升事件和青海湖地区的风化历史与古气候演化过程. 研究表明, 麦夸特算法在粘土矿物含量计算中能取得较好的效果, 二郎剑钻孔中的粘土矿物以伊利石和绿泥石为主, 高岭石和蒙脱石的含量较低; 粘土矿物主要为碎屑成因, 指示了化学风化作用较弱而物理风化作用强. 各项粘土矿物学指标和粒度组分的变化特征揭示了自钻孔底部沉积以来青海湖地区处在总体相对寒冷干旱的气候环境下, 并经历了 5 次大的环境演化阶段. 其中在晚中新世早期气候相对温和湿润, 之后具趋冷趋干的特点; 在晚中新世晚期到上新世早期经历了一个短暂的温暖期之后, 一直到第四纪气候持续变得寒冷干旱. 各项指标可能也蕴含了自晚中新世以来青藏高原东北部发生过多次构造隆升事件的信息.

关键词
青海湖
粘土矿物
古气候
风化历史
构造隆升

湖泊作为相对独立的封闭体系, 是流域陆源物质的储存库(王苏民和窦鸿身, 1998), 较好地保存了湖区在较长的地质时期内的气候和环境演变信息, 是环境变化研究的极佳场所. 位于青藏高原东北边缘的青海湖对全球变化极为敏感, 盆地内拥有巨厚的新生代沉积物, 湖盆的沉积序列完整、沉积速率高、连续性好, 为探讨青海湖地区的古气候和古环境演化过程提供了难得的地质记录(安芷生等, 2006; An 等, 2006, 2012). 对位于特殊区域的青海湖地区长时间尺度的研究有助于加深东亚地区尤其是青藏高原地区对全球变化的响应及对我国内陆干旱化环境演化过程的理解, 对深入研究青藏高原东北部构造作用与气候变迁的耦合过程及其环境效应具有十分重要的科学意义.

中文引用格式: 曾蒙秀, 宋友桂, 安芷生, 等. 2014. 青海湖二郎剑钻孔的粘土矿物学研究. 中国科学: 地球科学, 44: 1298–1311
英文引用格式: Zeng M X, Song Y G, An Z S, et al. 2014. Clay mineral records of the Erlangjian drill core sediments from the Lake Qinghai Basin, China. Science China: Earth Sciences, doi: 10.1007/s11430-013-4817-9

目前, 国内外学者对青海湖地区的沉积物开展了大量研究(Yu 和 Kelts, 2002; Xu 等, 2006; Henderson 和 Holmes, 2009; Ji 等, 2009; Shang 等, 2009; David 等, 2010; An 等, 2012; Liu 等, 2014), 取得了丰硕的成果. 这些研究在时间尺度上主要集中于晚更新世特别是末次冰消期以来, 在代用指标的使用上多侧重于生物学指标(孢粉、介形虫和细菌), 物理学指标(粒度和环境磁学等)和地球化学指标(TOC, $\delta^{13}C$, $\delta^{18}O$ 及碳酸盐含量)及环境考古方法(Yu 和 Kelts, 2002; Xu 等, 2006; Henderson 和 Holmes, 2009; Ji 等, 2009; Shang 等, 2009; David 等, 2010; An 等, 2012; Liu 等, 2014). 缺乏对青海湖地区长时间尺度的环境演变研究, 青海湖沉积物的矿物学研究资料相对较少(徐昶等, 1989; 艾莉等, 2011). 由于青藏高原沉积盆地的沉积微相变化频繁, 沉积环境多变(Wang 等, 2012), 造成部分指标如孢粉、介形虫的缺失, 矿物在沉积过程中则相对连续, 从而矿物学研究能提供其他方法获取不到的信息. 粘土矿物广泛分布于各类沉积物中, 由于其晶粒细小而对环境变化极为敏感, 蕴含着十分丰富的成因、来源、沉积相类型、构造运动、火山活动和古气候变化等多方面的信息(Biscaye, 1965; Singer, 1984; Chamley, 1989; Moore 和 Reynolds, 1989; Franke 和 Ehrmann, 2010; Pal 等, 2012). 本文以青海湖目前最长的、最连续的钻孔岩芯为研究对象, 开展了粘土矿物组合、相对含量和结晶度等方面的研究, 并分析了各项粘土矿物学指标在高原构造隆升、风化类型与强度及古气候演化中的指示作用, 结合粒度分析结果, 探讨了晚中新世以来青海湖地区的古气候和古环境演化过程.

1 区域背景与采样

青藏高原是世界上海拔最高的高原, 位于青藏高原东北部的青海湖是我国最大的微咸水湖, 地处 99°36′~100°47′E 和 36°32′~37°15′N 范围内, 平均海拔 3193 m, 周围被海拔多在 4000 m 以上的青海南山、日月山和大通山包围, 构成一个相对封闭的、自西北向东南倾斜的椭圆形内陆盆地. 其西接青藏高原, 东邻黄土高原, 北部连接荒漠和沙漠, 处在亚洲东部湿润区、西部干旱区与青藏高原高寒区的交汇地带, 及西风带与季风带的交界带上(图 1(a)). 属于高原半干旱高寒气候, 湖区多年平均气温为–0.7℃左右, 年平均降水量为 373 mm, 植被主要为高山灌丛和高寒草甸草原. 注入青海湖的河流多为季节性河流, 且多集中在青海湖的西北岸和北岸, 主要有布哈河、沙柳河等(图 1(b)).

青海湖为构造断陷湖, 该盆地的形成与演化受区域性深大断裂的控制, 其中湖盆周缘分布着北西西向、北北西向及近南北向 3 组断裂构造, 湖盆内也存在 5 条区域性断裂带(安芷生等, 2006)(图 1(b)). 从相对高度为 2000 m 左右的山岭到青海湖湖面之间, 呈环带状发育着宽窄不一的侵蚀构造地貌、堆积地貌和风积地貌. 青海湖地区地层发育不全, 其中三叠纪最为发育, 其次是二叠纪. 原岩类型主要是花岗岩、闪长岩、片岩、砂岩、粉砂岩、灰岩、页岩、片麻岩、板岩和千枚岩等(图 1(b))(中国科学院兰州分院等, 1994).

2001~2004 年中国科学院地球环境研究所联合多个单位对青海湖开展了详细的地球物理勘探工作, 发现南部凹陷盆地沉积地层稳定, 沉积厚度大(安芷生等, 2006), 从而确定了二郎剑钻孔的钻探位置. 2005 年 4 月 22 日到 9 月 11 日在青海湖东南部二郎剑沙咀上(100°27′18.22″E, 36°39′6.91″N)开展了陆上钻探工作, 总进尺 1108.95 m, 取芯率达 95%. 该钻孔的古地磁年代框架上部(700 m)已初步建立, 下部正在细化和进一步的确认, 底部至少可达中新世晚期(曾承, 2008; An 等, 2006). 本文按约 3 m 的间距分析了 353 个粘土矿物样品, 以 0.4 m 的间距分析 2477 个粒度样品.

2 样品制备与测试

粘土矿物样品的前处理过程和定向薄片的制作方法参考同济大学海洋地质国家重点实验室粘土沉积分析室的流程(Liu 等, 2003, 2004)和《沉积岩中黏土矿物和常见非黏土矿物 X 射线衍射分析方法》(中国石油天然气行业标准, 2010). 粘土矿物样品的制备和测试流程如下: 将样品烘干并过筛, 取适量样品放入编好号的锥形瓶中, 用去离子水浸泡并搅拌; 往锥形瓶中加入浓度为 5%的双氧水去除有机质; 加入浓度为 0.5%的稀盐酸去除碳酸盐物质; 用去离子水反复洗涤以去除铁离子和残余盐酸, 直到样品具有抗絮凝作用发生. 根据 Stokes 原理所确定的沉降时间, 提取<2 μm 的颗粒并离心; 将分离所得的淤泥状粘粒

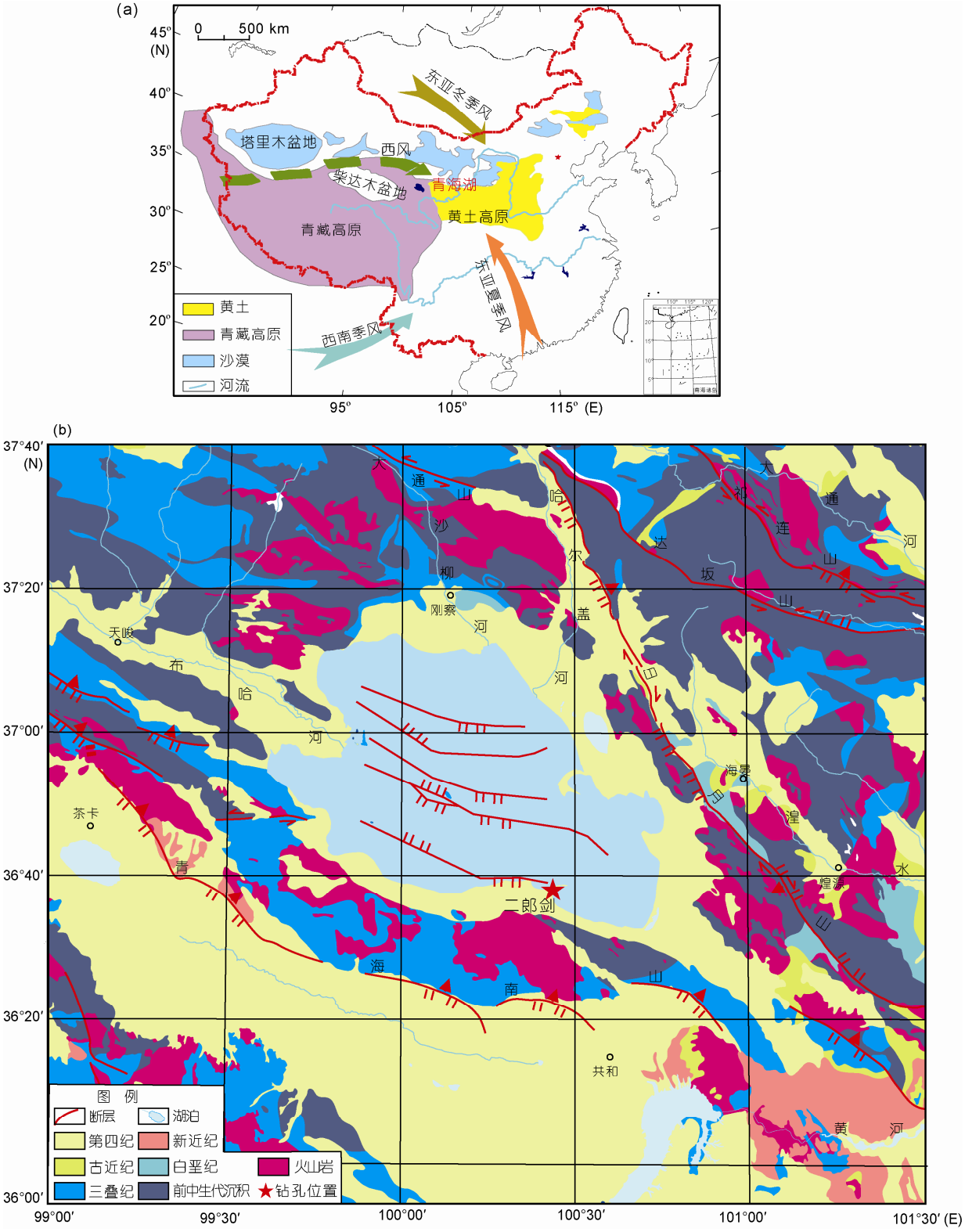

图 1　青海湖和 ELJ 钻孔的地理位置及青藏高原东北部区域地质图

据中国地质调查局 1∶50 万数字地质图数据库及安芷生等(2006)修改

用刮片法制作自然定向片(N 片), 自然风干后用于 X 射线衍射(XRD)测试, 再将该片在乙二醇饱和蒸汽中饱和 24 h 后用于测试乙二醇饱和片(EG 片), 在马弗炉中以 490℃高温灼烧 2 h 后用以测试高温片(H 片).

粒度的具体测试过程如下: 取适量风干样品放入烧杯中, 先加入 20 mL 去离子水和 10 mL 10%的双氧水, 充分反应后直至完全去除有机质; 再加入 10 mL 10%的稀盐酸, 加热直至去除样品中的碳酸盐物质; 将样品在去离子水中用玻璃棒充分搅拌后静置 12 h 以上, 轻轻倒掉上部液体, 洗去过量的盐酸; 加入 10 mL 30%的分散剂六偏磷酸钠溶液以使样品充分分散, 再将烧杯放入超声震荡仪上震 15 min 使样品有效分散后上仪器进行测量.

粘土矿物 X 射线衍射(XRD)和粒度的测试工作主要在黄土与第四纪地质国家重点实验室完成, XRD 测试仪器为 PANalytical X'Pert Pro MPD 多晶 X 射线衍射仪, 使用超能阵列探测器, Ni 片滤波, 铜靶, 工作电压和电流分别为 40 kV 和 40 mA, 采用连续扫描方式, 扫描范围(2θ)3°~30°, 扫描步长 0.016711°/步, 扫描速度 0.07111 s/步. 为了进行对比及验证测试结果的可重复性, 少量样品的前处理和 XRD 测试工作在同济大学海洋地质国家重点实验室完成. 粒度分析在英国 Malvern 公司生产的 Mastersizer 2000 型激光粒度仪上测量完成, 该仪器的测量范围为 0.02~2000 μm, 粒级分辨率为 0.01ϕ, 测量精度为 0.15ϕ, 重复测量的相对误差<2%.

3　讨论与结果

3.1　粘土矿物的定性分析

图 2 是青海湖 ELJ 钻孔岩芯样品中粘粒级沉积物的 XRD 图谱. 据三种测试条件下获得的 XRD 叠加图谱的综合对比和 PDF2002 卡片数据库查找比对, 鉴定出的主要矿物包括伊利石、绿泥石、蒙脱石、高

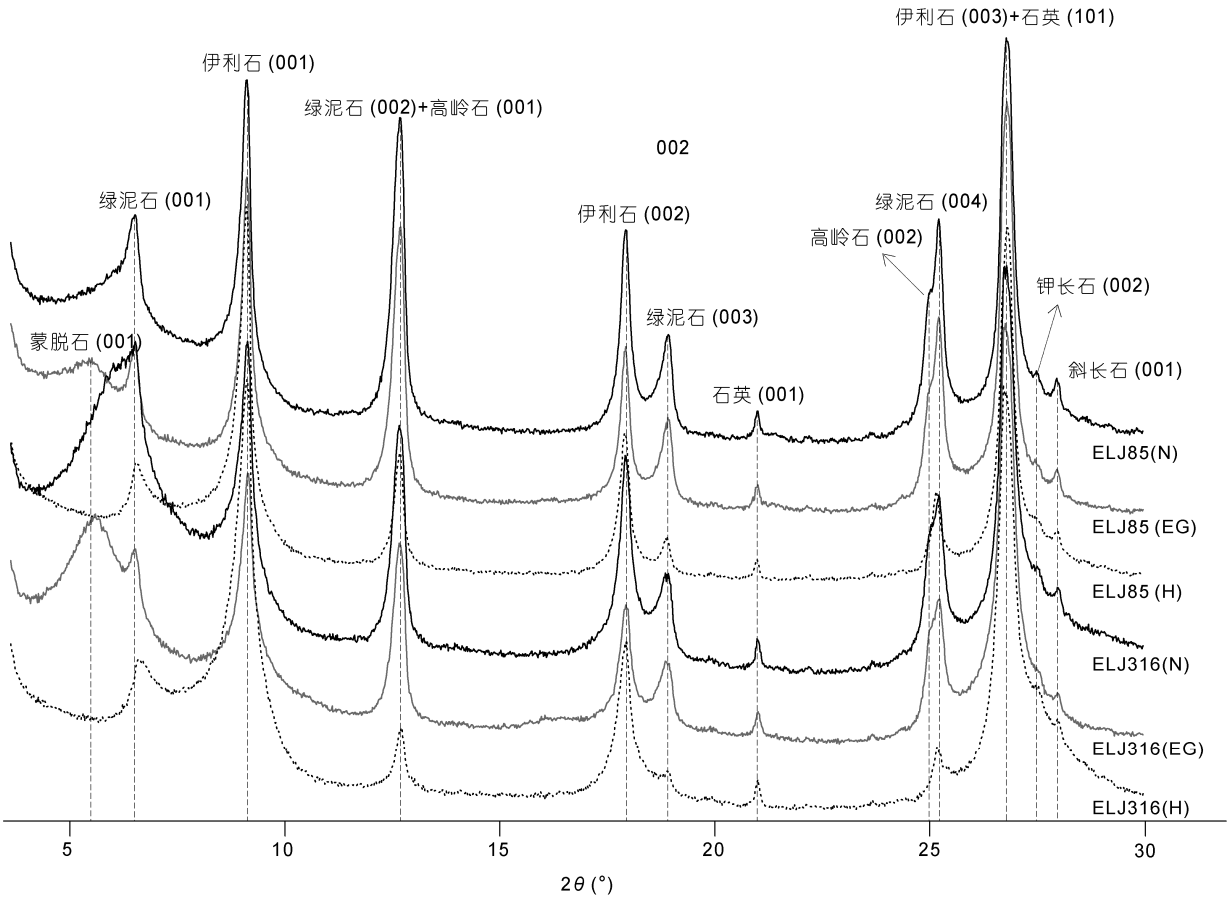

图 2　青海湖 ELJ 钻孔沉积物粘土矿物 X 射线衍射图谱

岭石、石英和长石族矿物(包括斜长石、钾长石)(图 2). 从整个钻孔沉积序列来看, 矿物相组成较为稳定.

3.2 定量结果及其比较

常规的粘土矿物半定量分析是通过 Biscaye (1965)方法获得的. 最近作者提出一种基于麦夸特算法的 XRD 物相定量分析方法(LM 方法)(曾蒙秀和宋友桂, 2012, 2013a), 该方法是一种普适性的无标样方法, 具有可操作性强、精度高、可一次性进行多物相定量分析等优点. 该方法尤其在大批量数据处理中能发挥出较好的优势, 在西风区黄土的古环境研究中取得了良好的应用效果(曾蒙秀和宋友桂, 2013b, 2013c). 因此, 将 Biscaye(1965)方法所采用的粘土矿物衍射峰强度, 再加入粘粒中石英、长石的衍射峰强度作为计算的原始数据, 通过 LM 方法获得了青海湖 ELJ 钻孔沉积物粘粒中各矿物的含量. 基于上述两种方法获得的伊利石、绿泥石、蒙脱石和高岭石的含量的相关性分析结果如图 3 所示.

Biscaye 方法计算所得的伊利石和蒙脱石的平均含量较 LM 方法所得的要低(两种方法的计算结果分别为 58.83%, 4.08%和 68.56%, 6.30%), 绿泥石和高岭石的计算结果则相反(通过这两种方法获得的绿泥石和高岭石的平均含量分别为 25.28%, 11.81%和 10.91%, 5.72%). 这两种方法计算结果的相关性分析

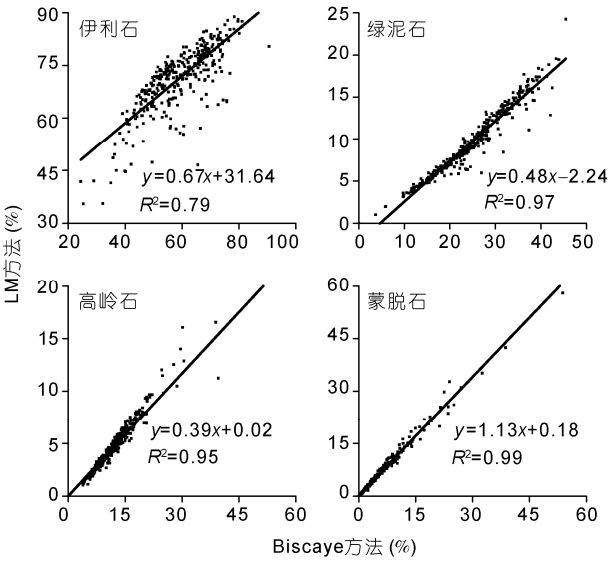

图 3 基于 Biscaye 方法和麦夸特算法的粘土矿物含量计算结果的相关性分析

据文献 Biscaye(1965)和曾蒙秀等(2012, 2013a), n=353

表明, 绿泥石、高岭石和蒙脱石的计算结果的相关性整体上较好, 但伊利石的相关性相对较差(图 3), 通过这两种方法计算所得的各粘土矿物含量随深度的变化趋势较为一致.

Moore 等(1989)指出 Biscaye 方法在计算上存在很大的不确定性, 只能提供序列样品的总体变化趋势. 该方法的三个重量因子可能并不适用于所有地区或所有类型的样品, 因为影响粘土矿物特征的因素将因样品来源如不同地区的粘土矿物的化学组分及晶体结构存在差异、样品处理过程和实验条件的不同而发生改变(Kisch, 1991; Warr 和 Rice, 1994). 另一方面, 不同层位矿物相的反射强度和结晶程度存在差异, 单纯的依靠高岭石和绿泥石的衍射峰强度比并不能很好地对二者进行定量, 而 LM 方法基于的是数理分析及给定的衍射峰强度(曾蒙秀和宋友桂, 2013a), 故能较好地对二者含量及各自所占的比重进行度量. 相关分析表明, 通过这两种方法获得的伊利石含量的差异较另外三种粘土矿物的更大, 而在 XRD 测试中, 若物相间吸收系数差异较大可能会影响到衍射峰的强度, 进而影响到物相含量的计算结果. 伊利石的吸收系数为 55, 而高岭石和蒙脱石的吸收系数分别为 30 和 42(Moore 和 Reynolds, 1989). 与其他矿物相相比, 在半定量计算中伊利石含量的误差可能将更大. Biscaye 方法只能提供常规的粘土矿物的含量数据, 并不能提供粘粒级中石英、长石及其他粘土矿物如混层粘土矿物的含量数据. 而粘粒中石英、长石的含量及其他类型粘土矿物的含量也具有一定的环境指示意义. 本文在接下来的讨论中, 涉及的粘土矿物含量数据使用的是 LM 方法获得的结果. LM 方法的计算结果中伊利石和绿泥石的变化范围分别为 35.55%~88.92%和 1.21%~19.56%, 平均含量分别为 68.56%和 10.91%, 二者含量占粘粒级矿物含量总和的 80%左右. 高岭石含量变化于 0~14.54%, 平均为 5.72%, 蒙脱石的含量呈现出强烈的波动, 变化于 0~32.73%, 平均为 6.30%.

3.3 粘土矿物含量、比值及特征指数的古环境演变记录

前人对岩石及沉积物中粘土矿物种类和分布的研究表明, 蒙脱石和高岭石在成岩和埋藏过程中会转变成伊利石和绿泥石, 使得蒙脱石及伊利石/蒙脱石混层矿物和高岭石的含量随埋深增大而减小, 伊

利石和绿泥石的含量则增加(Merriman 和 Roberts, 2001; 王行信等, 2006). 此外, 蒙脱石在成岩过程中的伊利石化需要埋藏至少 1500 m(Chamley, 1989), 转变温度为 100~140℃, 转变压力为 900~920 kg cm^{-2}(刘东生, 1985). 根据青海湖现代湖水的理化性质及 ELJ 钻孔的深度、矿物相转变发生的条件、岩芯、沉积物中粘土矿物的组合类型和含量变化特征(图 4)以及在物相定性分析中伊利石/蒙脱石混层矿物的较少出现等方面, 可以认为青海湖沉积物中的粘土矿物在沉积后受成岩作用的影响较小, 埋深对样品中的粘土矿物没有影响. 而即使有的层位发生了成岩作用, 成岩作用也不会掩盖粘土矿物的物源特征和风化条件的信息(Franke 和 Ehrmann, 2010). 因此, 青海湖沉积物中的粘土矿物较为真实地记录了沉积时的环境信息, 对物源研究也具有重要的意义.

粘土矿物的组合、含量和结晶学特征等方面反映了相应的环境变化信息(Biscaye, 1965; Singer, 1984; Chamley, 1989; 徐昶等, 1989; Moore 和 Reynolds, 1989; Liu 等, 2003, 2004, 2007; Franke 和 Ehrmann, 2010; Pal 等, 2012). 其中伊利石和绿泥石是初级类型的粘土矿物, 一般是干冷气候条件下的机械风化产物, 指示化学风化作用微弱、水热条件差、以物理风化作用占主导地位的气候环境(Biscaye, 1965; Singer, 1984; Chamley, 1989; Guyot 等, 2007). 但绿泥石对化学风化具有更高的敏感性, 其在温暖湿润的气候条件下易于被破坏, 在寒冷干旱的气候条件下则更易于保存(Griffin 等, 1968; Liu 等, 2007; Moore 和 Reynolds, 1989). 高岭石是各种铝硅酸盐分解的产物, 形成于温暖潮湿的气候条件下. 温暖潮湿的气候环境使得雨水与母质能进行更充分的反应, 水解作用强度增大, 成壤作用增强, 从而形成更多的蒙脱石(Chamley, 1989; Moore 和 Reynolds, 1989). 另一方面, 蒙脱石的含量与季节性潮湿而后持久干旱的气候有关. 湿季时 Al^{3+}, Fe^{2+}, Fe^{3+}, Si^{3+}离子发生迁移, 然后在干季时由于蒸发作用增强使离子再聚集而形成蒙脱石. 但过于湿润或过于干旱的环境中蒙脱石的含量都会降低(Chamley, 1989; Moore 和 Reynolds, 1989). 此外, 构造运动是粘土矿物学特征发生变化的另一重要控制因素. 因构造运动发生, 造成物源区发生变化, 母岩性质也发生改变(Chamley, 1989; Moore 和 Reynolds, 1989; Singer, 1984), 不同物源区带来的粘土矿物相混和而影响粘土矿物学特征曲线的整体变化. 由图 4 可知, 青海湖 ELJ 钻孔中伊利石的含量整体呈现出波动增加的趋势, 高岭石的平均含量整体上呈减小的趋势, 而绿泥石的含量呈现出两期波动增加的趋势, 蒙脱石含量和伊利石及绿泥石的含量大致呈互为消长的关系, 并且自钻孔底部到 750 m 及自 310 m 左右到顶部, 蒙脱石的含量是逐渐减少的.

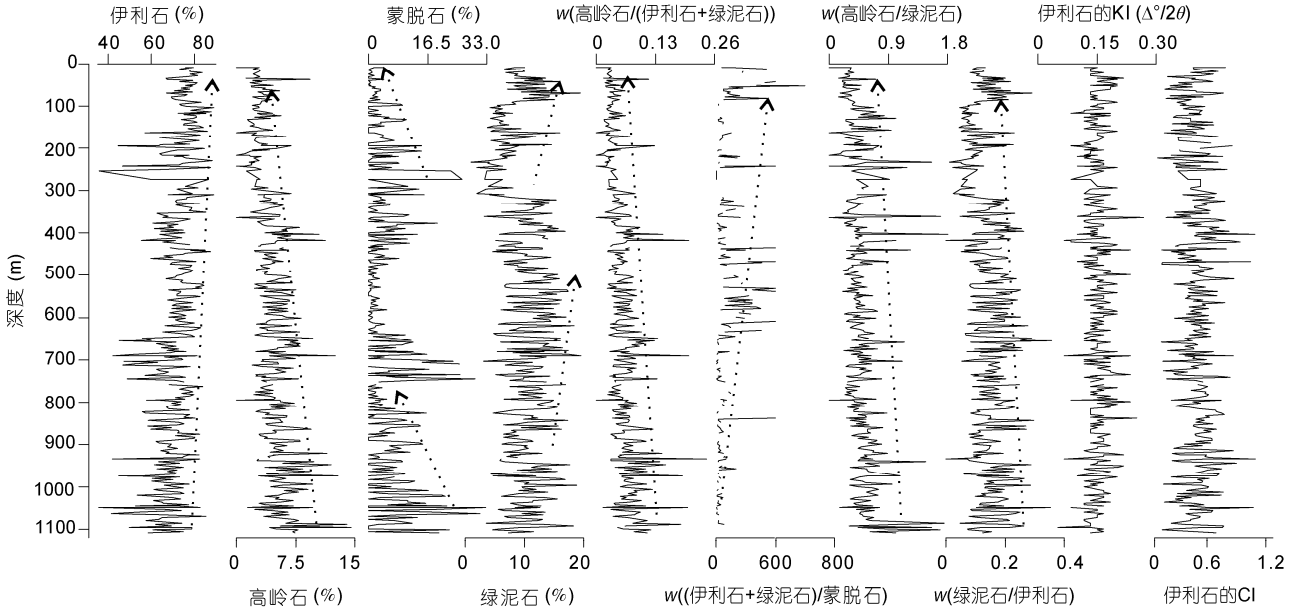

图 4　青海湖 ELJ 钻孔沉积物中粘土矿物学指标随深度的变化

因此, 青海湖ELJ钻孔的这种粘土矿物是一种以物理风化占优势的矿物种类和组合, 是该地区化学风化作用弱的一种表现. 同时, 各粘土矿物含量的变化趋势也表明青海湖地区晚中新世以来水解条件差, 总体处于寒冷干旱的气候环境下, 并且整体上具趋冷趋干的特点. 高岭石是一种抗风化能力较强的矿物, 高寒区的高岭石主要继承于由形成于不同环境条件下的含高岭石母质经物理风化作用而成的风化物, 再经搬运进入湖盆与化学风化作用的相关性不如中低纬地区明显. 它在钻孔序列中都有出现, 并不与当时干冷的气候环境相矛盾.

基于以上分析, 再加上伊利石的KI和CI均较低(图 4), 其中KI在钻孔中的平均值仅为0.15Δ°/2θ, 并且伊利石(001)晶面的晶面间距基本上都接近1 nm而只有极少数的低于0.95 nm; 再根据青海湖的地理位置和湖泊水介质状况、粘土矿物的形成转化条件及成岩作用的影响较小可得, ELJ钻孔沉积物中的粘土矿物主要是碎屑成因, 主要是外动力搬运入湖的碎屑矿物, 自生成因的极少. 另一方面, 粘粒级中石英、长石的含量较高也反映了 ELJ 钻孔沉积物中粘土矿物的碎屑属性. 黄土高原黄土中的粘土矿物主要是碎屑成因, 成壤成因的极其有限(郭正堂和 Fedoroff, 1992; 季峻峰等, 1998), 盐湖中的粘土矿物基本也是碎屑成因(徐昶等, 1989), 这暗示着当时青海湖地区的沉积环境可能和黄土高原或盐湖一样, 处于比较干冷的气候环境下, 从而自生成因的粘土矿物含量较低. 与黄土高原相比较而言, 位于青藏高原东北边缘的青海湖气候更为寒冷干燥, 水解作用弱, 不利于自生粘土矿物的形成, 从而使初级粘土矿物在粘土矿物总量中占主导地位. 而由于湖泊水化学成分的不同, 青海湖中高岭石和蒙脱石含量与盐湖不同演化阶段有较大的差别. 在ELJ钻孔的沉积序列中, 只在钻孔底部和中部几十米由于温度升高或降水增加, 使风化作用相对增强, 粘土矿物中蒙脱石或高岭石含量增加. 就整个钻孔而言, 粘土矿物组合并没有发生明显的变化, 钻孔中上部的次生粘土矿物的生成量极少.

单一的粘土矿物含量往往包含的信息较微弱, 而粘土矿物含量比值的变化往往可以更为显著地反映出环境变化信息(Liu 等, 2007). 其中高岭石含量和伊利石与绿泥石含量总和的比值(w(Kln/(Ill+Chl))(王朝文等, 2008)、绿泥石和伊利石的含量比值(w(Chl/Ill))(Biscaye, 1965)、高岭石和绿泥石的含量比值(w(Kln/Chl))(Zhao 等, 2005)被用来重建古气候, 比值越大指示气候越为温暖湿润, 反之则指示气候干冷(王朝文等, 2008; Biscaye, 1965; Liu 等, 2007; Zhao 等, 2005). 考虑到各种粘土矿物的生成环境, 结合青藏高原东北部的自然地理特征, 伊利石和绿泥石含量总和与蒙脱石含量的比值(w((Ill+Chl)/Mnt))对气候环境变化也比较敏感. 该比值越大指示气候越干冷, 比值越小指示气候越暖湿. ELJ钻孔中w(Kln/(Ill+Chl)比值从钻孔底部到顶部呈减小的趋势, w((Ill+Chl)/Mnt)比值总体呈渐增趋势, 其他各项粘土矿物含量比值整体上具减小的趋势, 反映了青海湖地区的古气候逐渐变得寒冷干旱.

伊利石1 nm处衍射峰的半高宽常常被用来反映伊利石的结晶度, 称之为 Kübler 指数(KI)(Kisch, 1991). KI越小, 表明伊利石的结晶度越好, 指示低温干燥、水解作用弱的环境; 反之则指示气温升高降雨增加, 水解作用和风化作用增强. 另一方面, 伊利石的结晶度指数也常用来判断变质作用和成岩作用(Chamley, 1989). ELJ钻孔沉积物中伊利石的KI值小, 变化于0.05Δ°/2θ~0.30Δ°/2θ, 平均为0.15Δ°/2θ, 反映了伊利石没有受到变质作用的影响, 伊利石结晶程度极好(Ehrmann, 1998), 伊利石保存了原来的矿物结构. 即原来的岩体或者变质岩在干冷的环境中蚀变而来的伊利石在后期的气候中较少因风化作用而发生改变, 或者因风化作用的强度不足于使伊利石的结晶度发生改变. 有力地证明了青海湖区气候较为干冷, 物理风化作用明显.

伊利石的化学指数(CI)为EG片上0.5 nm/1.0 nm的积分面积比(Esquevin, 1969), 该比值>0.5 为富 Al 伊利石, 代表强烈的化学风化作用; 比值<0.5 代表富 Fe-Mg 伊利石, 代表物理风化作用的结果(Esquevin, 1969). ELJ 沉积物中伊利石的 CI 变化于 0.10~1.13, 平均值为 0.49, 自钻孔底部向上伊利石 CI 的平均值呈波动减小的趋势, 表明沉积物的伊利石八面体结构中 Fe, Mg 相对较多地替代了晶格中的 Al, 主要为富 Fe-Mg 伊利石, 自钻孔底部沉积以来化学风化作用呈逐渐减弱趋势, 而物理风化作用强度逐渐增强, 尤其是近 250 m 左右沉积以来物理风化作用明显加强(图 4).

4　青海湖 ELJ 钻孔粘土矿物学指标所揭示的古环境演化与对比

4.1　古环境演化

在已获得的初步年代构架上(曾承, 2008), 根据 ELJ 粘土矿物的含量与比值、伊利石的结晶度及化学指数, 结合钻孔中值粒径和砂粒(>63 μm)含量的变化, 可将青海湖地区古环境变化分为五个阶段(图 5; 表 1).

(ⅰ) 阶段Ⅰ(1108~750 m, >4.64 Ma), 前期的气候相对温湿, 后期气候呈现变干冷的趋势

伊利石的含量在粘土矿物中占绝对优势, 平均含量达 68.62%, 其含量呈逐渐增加的趋势; 绿泥石的平均含量处于钻孔的中间值, 其含量呈两期波动增加的趋势; 蒙脱石的平均含量相对较高, 处于钻孔中的次高值, 并且蒙脱石的含量整体上呈波动减小的趋势; 高岭石的平均含量为钻孔中的最高值, 并且其含量呈降低趋势; 伊利石的化学风化指数 CI 最大, 结晶度指数 KI 的平均值相对较低, 为 0.153Δ°/2θ, *w*(Kln/(Ill+Chl)比值的平均值为钻孔中的最高值, *w*(Kln/Chl)比值及 *w*(Chl/Ill)比值均处于钻孔中的次高值, 并且都呈逐渐减小的趋势; *w*((Ill+Chl)/Mnt)比值的平均值处于钻孔的次低值, 呈逐渐增加的趋势. 此外, 沉积物的中值粒径小且砂含量低(图 5), 并且均没有发生明显的变化. 而沉积物中砂含量低时, 指示的是相对湿润的气候(陈敬安等, 2003), 中值粒径与沉积环境有关, 也间接地指示了气候变化(殷志强等, 2008). 以上特征说明本阶段气候整体较为干冷, 在沉积的早期, 气候环境相对温湿, 化学风化作用相对较强; 在该阶段的后期向相对干冷的环境转变. 青海湖区的气候在该阶段后期明显转冷, 降水量减少, 物理风化作用增强, 反映了在晚中新世末期至上新世早期是剧烈的变冷时期, 气候干燥而寒冷(Lisiecki 和 Raymo, 2005). 对塔里木盆地罗布泊 Ls 钻孔沉积物的孢粉学研究也表明罗布泊地区在该时期气候干冷(Hao 等, 2012).

(ⅱ) 阶段Ⅱ(750~650 m, 4.64~4.26 Ma), 气候变得相对较为温湿, 化学风化作用增强, 剥蚀加剧

伊利石的平均含量下降, 由 68.62%减小到 64.45%, 是钻孔中的最低值; 绿泥石的含量增加, 其平均含量处于钻孔中的次高值; 蒙脱石的平均含量由 6.27%升高到 9.84%, 处于钻孔中的最高值; 而高岭石的平均含量略有减小, 处于钻孔中的次高值; 伊利石 KI 的平均值虽然增大为钻孔中的最高值, 但依然较小, 为 0.158Δ°/2θ, 伊利石 CI 的平均值处于钻孔中的最低值; *w*(Kln/(Ill+Chl)的比值及 *w*(Kln/Chl)比值均有所降低, 而 *w*((Ill+Chl)/Sme)比值明显减小, 其平均值处于钻孔中的最低值, *w*(Chl/Ill)比值增大为钻孔中的最高值; 粒度分析表明该时期砂含量明显增加, 中值粒径也明显变大. 可能由于源区气候稍微变得温和湿润, 化学风化作用相对更强, 使作为风化初级阶段产物的伊利石可能进一步风化为蒙脱石, 使伊利石含量减少而蒙脱石含量增加. 以上粘土矿物学指标整体上反映了青海湖地区气候变得相对温湿, 化学风化程度增强而物理风化作用减弱. 研究表明, 在早上新世的这段时期全球的古温度略高, 气候偏温暖(Lisiecki 和 Raymo, 2005; Zachos 等, 2001), ELJ

表 1　青海湖 ELJ 钻孔岩芯古环境演化阶段划分与粘土矿物组成特征

阶段	Ⅰ	Ⅱ	Ⅲ	Ⅳ	Ⅴ
深度(m)	1108~750	750~650	650~480	480~110	110~0
年代(Ma)	>4.64	4.64~4.26	4.26~3.60	3.60~0.76	0.76~0
伊利石(%)	68.6	64.4	74.6	72.5	76.2
绿泥石(%)	10.5	10.7	11.5	8.2	10.0
蒙脱石(%)	6.3	9.8	1.4	4.3	1.6
高岭石(%)	5.7	5.1	4.8	3.8	3.0
w(Kln/(Ill+Chl)	0.074	0.070	0.056	0.064	0.034
w((Ill+Chl)/Smc)	21.3	9.3	91.5	37.0	98.3
w(Kln/Chl)	0.6	0.5	0.4	0.6	0.3
w(Chl/Ill)	0.159	0.173	0.158	0.132	0.133
伊利石 KI(Δ°/2θ)	0.153	0.158	0.157	0.145	0.157
伊利石 CI	0.518	0.450	0.511	0.505	0.452

钻孔中多数指标也表明了这一点. 另一方面, 伊利石的 KI 和 CI 的变化不具一致性, 沉积速率相对前一沉积阶段也突然增大(曾承, 2008), 可能指示了此阶段青藏高原东北部发生了一次构造隆升事件(李吉均和方小敏, 1999; Fang 等, 2005). 随着构造运动的发生, 使周边山地海拔增高, 青海湖盆地相对下沉, 地形高差加大, 新鲜基岩出露而不断被剥蚀, 带来了丰富的物源区碎屑物质. 再加上该沉积阶段气候相对潮湿, 雨水增多, 水动力较强, 剥蚀速率增大, 促进了青海湖地区的堆积, 较粗颗粒沉积物被搬运入湖, 从而中值粒径和砂含量都增大.

(iii) 阶段Ⅲ(650~480 m, 4.26~3.60 Ma), 干冷程度增加

伊利石和绿泥石的含量呈明显的增加趋势, 二者的平均含量在钻孔中分别处于次高值和最高值. 伊利石含量呈逐渐增加的趋势, 绿泥石的含量先增加再减少; 蒙脱石的平均含量急剧减少, 其平均含量由 9.84%降到 1.37%, 为钻孔中的最低值, 并且其含量变化不大; 高岭石的平均含量呈降低的趋势, 由 5.15%降到 4.77%; 伊利石的 KI 变化不大, 而 CI 由 0.45 增大为 0.51. 除 *w*((Ill+Chl)/Mnt)比值增大为钻孔中的次高值外, 其他的粘土矿物含量比值均有所减小. 可能由于地形高差的加大, 湖盆水体积存, 推动了湖盆的发展, 使沉积环境演化为深湖相, 湖面扩大, ELJ 钻孔当时的位置可能离湖岸较远, 从而粗颗粒难于到达, 因此砂含量较低、中值粒径减小. 为进一步确定粒度的变化特征由湖泊水位的绝对增加导致的还是由输入到湖盆的碎屑物减少造成的, 基于 XRD 分析技术, 对全岩样品中的碳酸盐矿物进行了分析. 结果表明该沉积阶段中各碳酸盐矿物含量进一步增加, 方解石中镁含量较低(未发表数据). 而气候的干湿变化和入湖水量变化是影响碳酸盐矿物在湖相地层中含量的重要因素, 其含量的变化在内陆干旱区内是反映气候干湿变化的良好指标(Müller 等, 1972), 此时期碳酸盐矿物如低镁方解石较多地出现进一步印证了该沉积阶段干冷的气候环境. 该沉积阶段砂含量减少中值粒径变细并不是由于湖泊水位的绝对增加所致, 而可能是由于气候变得干冷, 水动力减弱, 从而入湖碎屑减少; 并且可能当时钻孔位置并不处于湖泊的近滨位置. 因此, 在上新世中晚期, 青海湖地区的气温在经历了上一沉积阶段短暂的温暖期后明显变冷.

(iv) 阶段Ⅳ(480~110 m, 3.60~0.76 Ma) 气候明显干冷, 物理风化作用增强

伊利石的平均含量略有减少, 高岭石的平均含量明显降低; 绿泥石的含量呈增加-减少-增加的变化趋势, 其平均含量在钻孔中处于最低值; 蒙脱石的平均含量增加, 其含量呈现出增加-减少的旋回变化; 伊利石的 KI 和 CI 减小, 其中伊利石的 KI 处于钻孔中的最低值; *w*(Kln/(Ill+Chl) 的比值微弱增加, *w*(Kln/Chl)比值的平均值也增大为钻孔中的最高值, 其他的粘土矿物含量比值均有所减小, 其中 *w*((Ill+Chl)/sme)比值的平均值降低为 37. 这些无规律的变化可能是由于该沉积阶段气候变化剧烈造成的, 使影响到粘土矿物含量及其矿物学特征的变化. 粒度分析结果表明, 在该沉积阶段中值粒径增大, 砂粒级组分增加并且其平均含量为钻孔中的最高值. 各项指标整体上反映了这个时期的气候仍向寒冷干旱方向发展. 值得注意的是, 绿泥石与高岭石的含量呈正相关关系, 伊利石含量与 KI 基本上呈同向变化, 相关的粘土矿物含量比值增大, 蒙脱石含量的波动趋势与沉积相及其他指标不符, 可能反映了青藏高原东北部当时发生了强烈的构造隆升活动, 并且是多期次的, 从而使物源发生了变化(Wang 等, 2012; Zhang 等, 2012; Wang 等, 2013). 母岩性质发生变化, 最终影响到粘土矿物学指标的变化. 此段岩芯多处出现粗砾石沉积、发育了钻孔中唯一出现的辫状河沉积相, 并发育了三角洲相, 也表明此沉积阶段中输入到青海湖盆地的碎屑物增加, 可能是由于盆地在较短时期内发生了构造运动而形成的. 构造活动的影响使气候进一步变干冷, 机械侵蚀作用加剧, 搬运能力加强, 沉积物的粒径变粗, 输入的碎屑矿物增多, 并且不断有新鲜基岩面暴露, 产生结晶度指数很低的伊利石, 并影响到其他各项指标的变化.

(ⅴ) 阶段Ⅴ(110~0 m, <0.76 Ma)气候寒冷, 干旱加剧

此时期蒙脱石和高岭石的平均含量降低, 并且它们的含量总体上呈波动减小趋势, 其中高岭石的平均含量处于钻孔的最低值; 伊利石和绿泥石含量则呈逐渐增大的趋势, 并且伊利石的平均含量处于钻孔中的最高值. 伊利石的 KI 有所增大但其 CI 减小; *w*((Ill+Chl)/sme)比值明显增大, 处于钻孔的最高值, 其他的粘土矿物含量比值均减小为钻孔中的最低值;

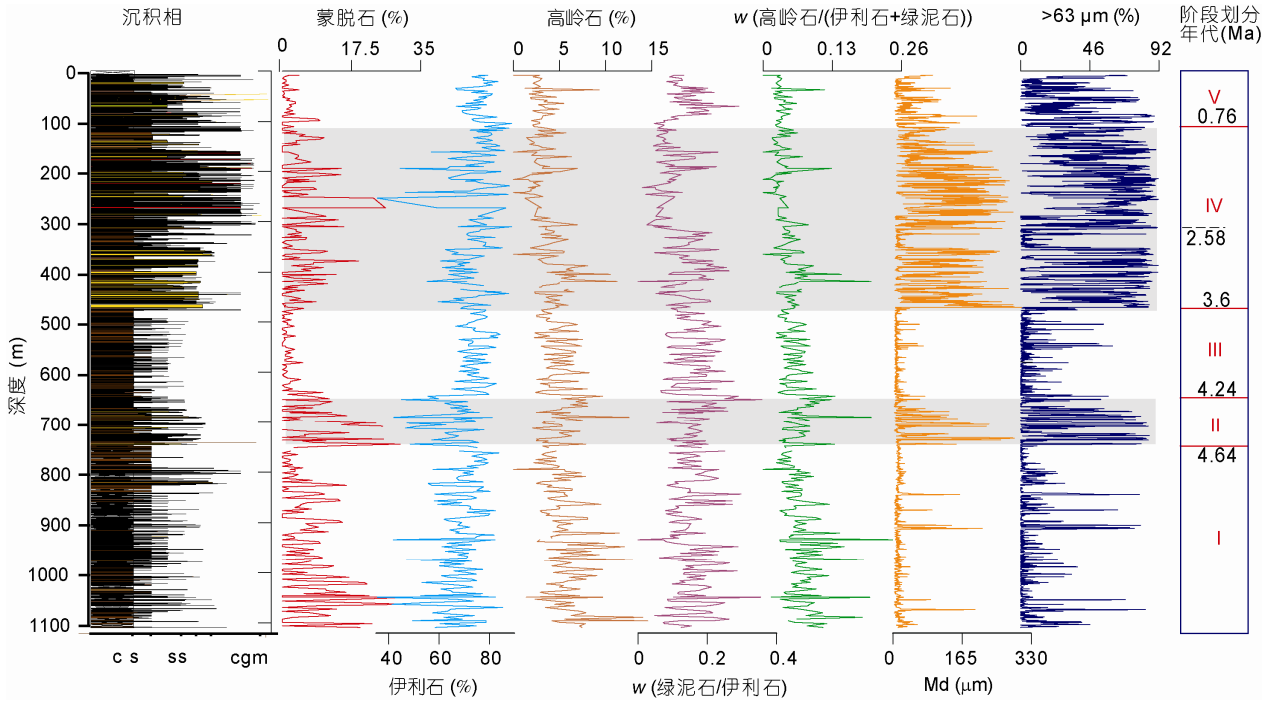

图 5　青海湖 ELJ 钻孔岩芯古环境演化阶段划分

中值粒径略有减小, 砂含量较高. 各指标整体上反映了寒旱化进一步加剧, 物理风化作用增强.

青海湖 ELJ 钻孔中的粘土矿物含量及比值、特征参数被用来重建青海湖地区的古环境演化历史. 结果表明青海湖地区自 ELJ 钻孔底部沉积以来气候就已较为干冷, 但相对钻孔顶部的气候更为温暖湿润, 自晚中新世以来气候开始恶化, 经历了 750~650 m(4.64~4.26 Ma)的气候环境相对好转之后, 该地区的气候环境持续转变为寒冷干旱. 同时, 也反映青藏高原东北部可能发生了多次构造隆升活动, 在构造-沉积演化过程中化学风化作用逐步减弱, 物理风化作用逐步增强.

4.2 与区域及全球气候环境对比

伊利石的含量在 ELJ 钻孔岩芯底部沉积物的粘土矿物中占绝对优势, 其结晶度较高, 结晶程度好, 伊利石的 CI 较小(图 4 和 5), 说明在钻孔底部沉积物沉积时, 青海湖地区气候已经比较寒冷, 干旱化已达到一定的程度, 化学风化较弱, 水解条件差. 而 ELJ 钻孔未见底, 说明青藏高原东北部地区干旱化起始的年代早于钻孔最底部的年龄. 同时可能也表明青藏高原在钻孔底部沉积发育时海拔已达到有意义的高度, 使高原边缘地区气候变干. 在经历了一个短暂的温暖期后, 青海湖地区的气候具趋冷趋干的特点. 而深海氧同位素含量曲线持续上升的变化揭示了进入新生代以来, 全球气候总体上呈现出逐渐变冷的趋势(Lisiecki 和 Raymo, 2005; Zachos 等, 2001), 其中在中新世晚期到上新世早期经历较暖的时期后又明显变冷. 亚洲内陆干旱化从早中新世就已经存在并且呈持续增强的总体趋势, 并且越到后期亚洲内陆干旱化阶段性加强的特征越明显(强小科等, 2010). 此外, 诸多的地质记录也显示, 晚新生代以来风化剥蚀速率加快, 气候总体上存在向干冷变化的趋势(Zachos 等, 2001; Lisiecki 和 Raymo, 2005; Tian 等, 2008). 可见, 青海湖地区自晚中新世以来的气候变化是在全球背景下产生的. ELJ 钻孔岩芯沉积物所反映的化学风化作用强度较弱可能与全球气候变干冷密切相关, 使 ELJ 钻孔中粘土矿物主要为碎屑成因, 并且使沉积速率自钻孔底部沉积以来似乎有加快趋势. 青海湖地区的物理风化作用持续增强, ELJ 钻孔岩芯沉积物中的粘土矿物学参数和粒度指标发生阶段性变化. 并且青海湖地区的水源也受到全球气候变干冷的影响, 补给水量减少, 使青海湖的沉积相和湖泊面积发生变化.

中新世以来青藏高原隆升活动似有自南向北迁移的趋势, 青藏高原东北缘处于高原向北东方向扩展的最前缘部位, 是高原外扩和崛起的最新组成部分(An 等, 2001). 对西宁盆地河流阶地上风尘堆积物的沉积学、地貌学和年代学的研究结果表明, 青藏高原东北部构造隆升的起始时间为 14 Ma(鹿化煜等, 2004), 而越来越多的证据表明, 在 10 Ma 发生的加速隆升对青藏高原东北部影响深远(Wang 等, 2012; Wang 等, 2013). 位于青藏高原东北部的青海湖沉积盆地是多条深断裂汇聚之地, 受控于大断裂带重新活动及其他断裂的活动及伴随的脉动性差异隆升, 其形成、发展与演化和青藏高原的形成过程有关(安芷生等, 2006), 湖中的沉积物保存了青藏高原东北部隆升的构造信息. 对ELJ钻孔岩芯沉积物中构造隆升事件的检验从湖泊沉积物的角度为青藏高原东北部构造隆升提供了证据. 青海湖ELJ钻孔岩芯沉积物的粘土矿物含量三角图(图 6)为重要区别特征; 阶段Ⅰ, Ⅱ和Ⅳ为多物源沉积, 而在阶段Ⅲ和Ⅴ的物源较为集中. 阶段Ⅱ(4.64~4.26 Ma)和Ⅳ(3.60~0.76 Ma)是青藏高原东北部重要的隆升阶段(Chang 等, 2012; Wang 等, 2012; Zhang 等, 2012; Wang 等, 2013). 位于青藏高原北部的叶城剖面在这两个时期的沉积速率也明显增加, 是青藏高原北部重要的隆升时期(Zheng 等, 2000). 因此, 青藏高原在向外生长的过程中, 在北东方向和北西方向可能同时发生了构造变形. ELJ 沉积物中的粘土矿物学特征的多阶段变化可能与青藏高原东北部的构造隆升过程相关. 随着湖盆周边山脉的构造隆起, 青海湖湖盆强烈下陷, 气候日趋干冷, 并且物源发生变化, 粘土矿物的矿物学特征发生变化.

晚中新世以来的气候环境变化历史主要是基于深海岩芯、红粘土和黄土记录而获得的(Zachos 等, 2001; Liu 等, 2003; Lisiecki 和 Raymo, 2005; Tian 等, 2008; 强小科等, 2010), 对气候环境变化敏感的青海湖长时间尺度的沉积记录进一步验证了全球及区域气候环境变化. 青海湖ELJ钻孔岩芯沉积物中的粘土矿物记录了晚中新世以来寒旱化有阶段性增强的特征, 与全球变冷和亚洲内陆干旱化逐渐加强的趋势相吻合, 也暗示着青藏高原东北发生了多期次的构造隆升事件, 青藏高原东北部的构造隆升对青海湖地区的地貌格局产生了重大影响, 青海湖地区气候环境的寒旱化也可能是青藏高原的阶段性隆升和全球变冷共同作用的结果. 而青海湖沉积物中粘土矿

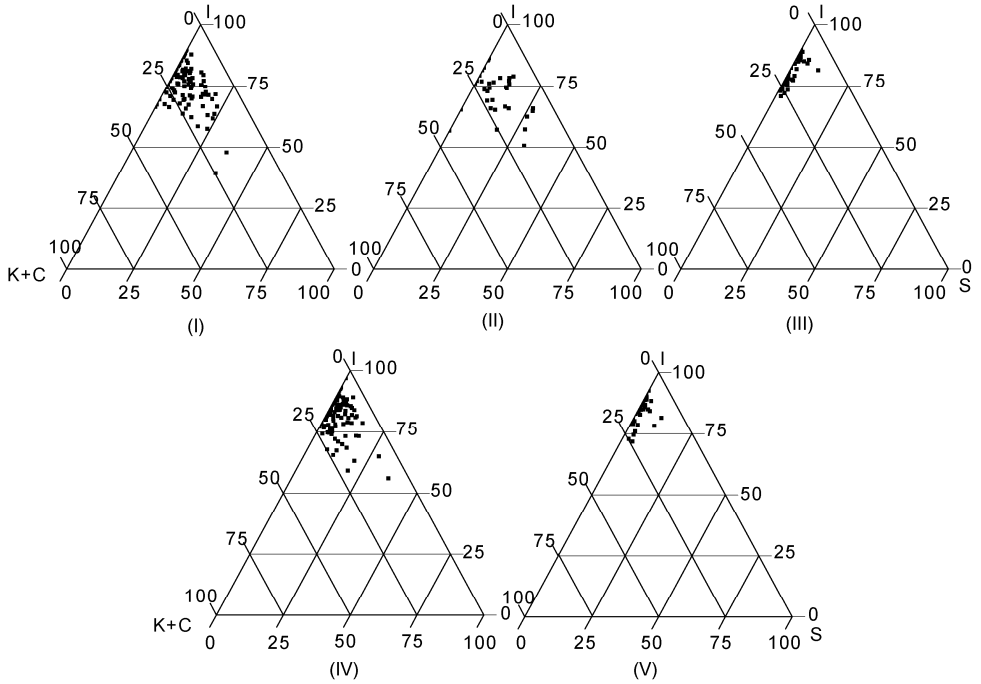

图 6　青海湖 ELJ 钻孔各演化阶段的蒙脱石-伊利石-(高岭石+绿泥石)含量三角图

K+C, 高岭石+绿泥石; I, 伊利石; S, 蒙脱石

物反映的青海湖盆地沉积环境从在整体干冷的环境的相对温湿期向干冷绝对转化则是对青藏高原的隆升和全球变冷的响应, 二者共同决定ELJ钻孔沉积物中粘土矿物的矿物学特征. 因此, 青海湖沉积物中的粘土矿物是青藏高原生长过程和气候变化研究的最佳材料之一. 当然, 更详细的研究有待于取样分辨率的提高, 也需要层理变形等微构造现象、低温热年代学、稀土元素地球化学和古生物学的相互验证.

5 结论

(1) LM 方法在粘土矿物的定量分析中能取得较好的效果, 青海湖ELJ钻孔沉积物中的粘土矿物主要以伊利石和绿泥石为主, 并且二者的含量在整体上呈逐步增加的趋势; 高岭石的含量较少并且呈逐步减少的趋势, 蒙脱石的含量阶段性变化较大. 组合类型为伊利石-绿泥石-高岭石-蒙脱石型. 伊利石的结晶度指数和化学指数较低.

(2) 根据 ELJ 钻孔中粘土矿物学指标的变化趋势可以将青海湖地区晚中新世沉积与青藏高原东北部构造活动分为 5 大阶段: 1108~750 m(>4.64 Ma), 早期处在整体干冷环境下的相对温和湿润期, 后期气候逐渐寒旱化, 沉积物的风化程度由相对较高而后减弱. 青藏高原东北部已隆升到有意义的高度, 构造运动相对稳定, 干燥度已达到一定的程度; 750~650 m(4.64~4.26 Ma)温度升高或降雨增加, 化学风化程度有所加强, 可能发生了构造隆升事件, 使剥蚀加剧; 650~480 m(4.26~3.60 Ma)气候较上一阶段变得干冷, 沉积物的风化程度降低; 480~110 m(3.60~0.76 Ma)发生了多期次的构造隆升运动, 地形高差加大, 气候变得更为干冷, 物理风化作用明显加剧; 110~0 m(0.76 Ma 以来)气候寒冷, 干旱加剧, 沉积物风化程度明显降低.

(3) 青海湖ELJ钻孔中的粘土矿物主要是碎屑成因, 形成和保存于物理风化作用为主的寒干冷燥的气候条件下. 青藏高原东北部发生了多次构造隆升事件, 青海湖地区晚中新世以来寒旱化有阶段性增强的特征, 化学风化作用减弱而物理风化作用持续加强. 青海湖地区的寒旱化及粘土矿物学特征的变化可能是青藏高原东北部的构造活动、区域气候变化和全球降温变干共同作用的结果.

致谢 本文岩芯系安芷生院士倡导的中国大陆环境钻探项目获得的, 中国科学院地球环境研究所李小强研究员、符超峰博士、韩永明博士、谭亮成博士和中国科学院南京地理与湖泊所王苏民研究员、沈吉研究员等多人参加了二郎剑钻探工作; 评审专家们对论文修改提出了有益建议, 这些建议对本文的完善至关重要; 在粘土矿物样品处理过程中, 得到了同济大学海洋地质国家重点实验室刘志飞教授、李艳丽老师和李夏晶博士的指导和帮助; 北亚利桑那大学的 Joel Saylor 博士协助完成了 ELJ 钻孔岩芯的描述和沉积相的划分工作; 中国地质大学(武汉)生物地质与环境地质国家重点实验室王朝文博士参与了有益讨论. 在此一并表示感谢.

参考文献

艾莉, 强小科, 宋友桂, 等. 2011. 青海湖晚更新世沉积物中胶黄铁矿的发现及其环境指示意义. 地球物理学报, 54: 2309–2316
安芷生, 王平, 沈吉, 等. 2006. 青海湖湖底构造及沉积物分布的地球物理勘探研究. 中国科学 D 辑: 地球科学, 36: 332–341
陈敬安, 万国江, 张峰, 等. 2003. 不同时间尺度下的湖泊沉积物环境记录——以沉积物粒度为例. 中国科学 D 辑: 地球科学, 33: 563–568
郭正堂, Fedoroff N. 1992. 西峰和西安黄土中盐碱化古土壤气候意义的初步探讨. 第四纪研究, 12: 107–117
季峻峰, 陈骏, 鹿化煜. 1998. 陕西洛川黄土中伊利石成因的透射电镜证据. 科学通报, 43: 2095–2098
李吉均, 方小敏. 1998. 青藏高原隆起与环境变化研究. 科学通报, 43: 1569–1574
刘东生. 1985. 黄土与环境. 北京: 科学出版社. 44–300, 342–377
鹿化煜, 安芷生, 王晓勇, 等. 2004. 最近 14 Ma 青藏高原东北缘阶段性隆升的地貌证据. 中国科学 D 辑: 地球科学, 34: 855–864
强小科, 安芷生, 宋友桂, 等. 2010. 晚渐新世以来中国黄土高原风成红粘土序列的发现: 亚洲内陆干旱化起源的新记录. 中国科学: 地球科学, 40: 1479–1488
尚雪, 李小强, 安芷生, 等. 2009. 青海湖流域表土花粉分析. 中国科学 D 辑: 地球科学, 39: 1288–1296
王朝文, 洪汉烈, 向树元, 等. 2008. 东昆仑阿拉克湖早更新世沉积物黏土矿物特征及其古气候环境意义. 地质科技情报, 27: 37–42
王行信, 王国力, 蔡进功, 等. 2006. 有机黏土复合体与油气生成. 北京: 石油工业出版社. 1–56
王苏民, 窦鸿身. 1998. 中国湖泊志. 北京: 科学出版社. 32–34

徐昶, 林乐枝, 杨波. 1989. 青海湖沉积物中的粘土矿物. 地质科学, 4: 348–354
殷志强, 秦小光, 吴金水, 等. 2008. 湖泊沉积物粒度多组分特征及其成因机制研究. 第四纪研究, 28: 345–353
曾承. 2008. 青海湖及邻近地区碳酸盐同位素环境记录与季风-干旱环境变迁. 博士学位论文. 北京: 中国科学院大学. 37–38
曾蒙秀, 宋友桂. 2012. 基于麦夸特算法的 X 射线衍射物相定量分析的影响因素研究. 岩矿测试, 31: 798–806
曾蒙秀, 宋友桂. 2013a. 麦夸特算法在 X 射线衍射物相定量分析中的应用. 地球科学: 中国地质大学学报, 38: 431–440
曾蒙秀, 宋友桂. 2013b. 西风区昭苏黄土剖面中碳酸盐矿物组成及其古环境意义辨识. 第四纪研究, 33: 424–436
曾蒙秀, 宋友桂. 2013c. 新疆伊犁昭苏黄土剖面中的矿物组成及其风化意义. 地质论评, 59: 575–586
中国科学院兰州分院, 中国科学院西部资源环境研究中心合编. 1994. 青海湖近代环境的演化和预测. 北京: 科学出版社. 1–36
中华人民共和国石油天然气行业标准. 2010. 沉积岩中黏土矿物和常见非黏土矿物 X 射线衍射分析方法. 北京: 石油工业出版社. 1–12
An Z S, Kutzbach J E, Prell W L, et al. 2001. Evolution of Asian monsoons and phased uplift of the Himalaya-Tibetan plateau since Late Miocene times. Nature, 411: 62–66
An Z S, Ai L, Song Y G, et al. 2006. Lake Qinghai scientific drilling project. Sci Drill, 1: 20–22
An Z S, Colman S M, Zhou W J, et al. 2012. Interplay between the Westerlies and Asian monsoon recorded in Lake Qinghai sediments since 32 ka. Sci Rep, 2, doi: 10.1038/srep00619
Biscaye P E. 1965. Mineralogy and sedimentation of recent deep-sea clay in the Atlantic Ocean and adjacent seas and oceans. Geol Soc Am Bull, 76: 803–832
Chamley H. 1989. Clay Sedimentology. New York: Spring Verlag Berlin Heidelberg. 1–120
Chang H, Ao H, An Z, et al. 2012. Magnetostratigraphy of the Suerkuli Basin indicates Pliocene (3.2 Ma) activity of the middle Altyn Tagh Fault, northern Tibetan Plateau. J Asian Earth Sci, 44: 169–175
David R, Ma H Z, David B M, et al. 2010. Paleoenvironmental and archaeological investigations at Qinghai Lake, western China: Geomorphic and chronometric evidence of lake level history. Quat Int, 218: 29–44
Ehrmann W U. 1998. Implications of late Eocene to early Miocene clay mineral assemblages in McMurdo Sound (Ross Sea, Antarctica) on paleoclimate and ice dynamics. Paleogeogr Paleoclimatol Paleoecol, 139: 213–231
Esquevin J. 1969. Influence de la composition chimique des illites sur leur cristallinitd. Bull Cent Rech Pau-SNPA, 3: 147–153
Fang X M, Yan M D, Voo R V D, et al. 2005. Late Cenozoic deformation and uplift of the NE Tibetan Plateau: Evidence from high-resolution magnetostratigraphy of the Guide Basin, Qinghai Province, China. Geol Soc Am Bull, 117: 1208–1225
Franke D, Ehrmann W. 2010. Neogene clay mineral assemblages in the AND-2A drill core (McMurdo Sound, Antarctica) and their implications for environmental change. Paleogeogr Paleoclimatol Paleoecol, 286: 55–65
Griffin J J, Windom H, Goldberg E D. 1968. The distribution of clay minerals in the world ocean. Deep-Sea Res-Oceanogr Abs, 15: 433–459
Guyot J L, Jouanneau J, Soares L, et al. 2007. Clay mineral composition of river sediments in the Amazon Basin. Catena, 71: 340–356
Hao H, Ferguson D K, Chang H, et al. 2012. Vegetation and climate of the Lop Nur area, China, during the past 7 million years. Clim Change, 113: 323–338
Henderson A C, Holmes J A. 2009. Palaeolimnological evidence for environmental change over the past millennium from Lake Qinghai sediments: A review and future research prospective. Quat Int, 194: 134–147
Ji J F, Balsam W, Shen J, et al. 2009. Centennial blooming of anoxygenic phototrophic bacteria in Qinghai Lake linked to solar and monsoon activities during the last 18000 years. Quat Sci Rev, 28: 1304–1308
Kisch H J. 1991. Illite crystallinity: Recommendations on sample preparation, X-ray diffraction settings, and interlaboratory samples. J Metamorph Geol, 9: 665–670
Lisiecki L E, Raymo M E. 2005. A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}O$ records. Paleoceanography, 20: PA1003, doi: 10.1029/2004PA001071
Liu X J, Colman S M, Brown E T, et al. 2014. Abrupt deglaciation on the northeastern Tibetan Plateau: Evidence from Lake Qinghai. J Paleolimn, 51: 223–240
Liu Z F, Trentesaux A, Clemens S C, et al. 2003. Clay mineral assemblages in the northern South China Sea: Implications for East Asian monsoon evolution over the past 2 million years. Mar Geol, 201: 133–146
Liu Z F, Colin C, Trentesaux A, et al. 2004. Erosional history of the eastern Tibetan Plateau since 190 kyr ago: Clay mineralogical and geochemical investigations from the southwestern South China Sea. Mar Geol, 209: 1–18
Liu Z F, Colin C, Huang W, et al. 2007. Climatic and tectonic controls on weathering in south China and Indochina Peninsula: Clay mineralogical and geochemical investigations from the Pearl, Red, and Mekong drainage basins. Geochem Geophys Geosyst, 8, doi: 10.1029/2006GC001490

Müller G, Irion G, Förstner U. 1972. Formation and diagenesis of inorganic Ca-Mg carbonates in the lacustrine environment. Naturwissenschaften, 59: 158–164

Merriman R J, Roberts B. 2001. Low-grade metamorphism in the Scottish Southern Uplands terrane: Deciphering the patterns of accretionary burial, shearing and cryptic aureoles. Trans R Soc Edinb-Earth Sci, 91: 521–538

Moore D M, Reynolds R C. 1989. X-ray Diffraction and the Identification and Analysis of Clay Minerals. Oxford County: Oxford University Press. 101–196

Pal D K, Bhattacharyya T, Sinha R, et al. 2012. Clay minerals record from Late Quaternary drill cores of the Ganga Plains and their implications for provenance and climate change in the Himalayan foreland. Paleogeogr Paleoclimatol Paleoecol, 356: 27–37

Singer A. 1984. The paleoclimatic interpretation of clay minerals in sediments—A review. Ear-Sci Rev, 21: 251–293

Tian J, Zhao Q, Wang P, et al. 2008. Astronomically modulated Neogene sediment records from the South China Sea. Paleoceanography, 23: PA3210, doi: 10.1029/2007PA001552

Wang W, Kirby E, Peizhen Z, et al. 2013. Tertiary basin evolution along the northeastern margin of the Tibetan Plateau: Evidence for basin formation during Oligocene transtension. Geol Soc Am Bull, 125: 377–400

Wang Z C, Zhang P Z, Garzione C N, et al. 2012. Magnetostratigraphy and depositional history of the Miocene Wushan basin on the NE Tibetan plateau, China: Implications for middle Miocene tectonics of the West Qinling fault zone. J Asian Earth Sci, 44: 189–202

Warr L N, Rice A H N. 1994. Interlaboratory standardization and calibration of clay mineral crystallinity and crystallite size data. J Metamorph Geol, 12: 141–152

Xu H, Ai, L, Tan L, et al. 2006. Stable isotopes in bulk carbonates and organic matter in recent sediments of Lake Qinghai and their climatic implications. Chem Geol, 235: 262–275

Yu J Q, Kelts K R. 2002. Abrupt changes in climatic conditions across the late-glacial/Holocene transition on the NE Tibet-Qinghai Plateau: Evidence from Lake Qinghai, China. J Paleolimn, 28: 195–206

Zachos J, Pagani M, Sloan L, et al. 2001. Trends, rhythms, and aberrations in global climate 65 Ma to present. Science, 292: 686–693

Zhang H P, Craddock W H, Lease R O, et al. 2012. Magnetostratigraphy of the Neogene Chaka basin and its implications for mountain building processes in the north-eastern Tibetan Plateau. Basin Res, 24: 31–50

Zhao L, Ji J F, Chen J, et al. 2005. Variations of illite/chlorite ratio in Chinese loess sections during the last glacial and interglacial cycle: Implications for monsoon reconstruction. Geophys Res Lett, 32: L20718, doi: 10.1029/2005GL024145

Zheng H B, Powell C M, An, Z S, et al. 2000. Pliocene uplift of the northern Tibetan Plateau. Geology, 28: 715–718