

湖泊沉积物的矿物组成、成因、环境指示及研究进展

金章东

(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, 陕西 西安 710075)

摘要: 湖泊沉积物是不同地质、气候、水文条件下各类碎屑、黏土、自生/生物成因矿物以及有机物质等的综合体。沉积矿物蕴含着丰富区域和全球环境演变信息, 如湖水的化学组成、流域构造、气候、水文以及人类活动的相互作用等。相关信息可以赋存在矿物外部微形貌、内部微结构、化学组成、物理和化学性质、同位素组成、谱学特征、成因以及共生组合等方面。因此, 湖泊科学的许多关键课题都离不开矿物学, 特别是在利用湖泊沉积物进行区域及过去全球变化研究中, 深入的机理研究归根到底都要涉及矿物学, 如流域化学风化作用、粒度组成、生物壳体化学组成、测年材料的选择等。然而, 由于湖泊沉积物中矿物的多源性、复杂性, 如何有效提取和解译其中的环境信息, 是一项长期困扰研究者的课题, 湖泊沉积矿物学的研究往往被许多研究者所忽视, 中国的相关研究也较为薄弱。笔者综述了湖泊沉积物中碎屑、黏土、自生/生物矿物的矿物组合、特征、成因在(古)环境反演中的作用及最新研究进展, 提出除了继续加强对湖泊沉积物中矿物来源、成因和古环境示踪的深入研究以外, 矿物相间的转变及其对湖水和孔隙水组成的响应、一些非晶质或隐晶质及低丰度矿物相在湖泊化学和动力学中的作用也是很有潜力的研究领域, 最后提出了研究中存在的一些问题、面对的挑战以及对研究前景的展望。

关键词: 碎屑矿物; 黏土矿物; 自生/生物矿物; 环境载体; 湖泊沉积物; 陆地环境

中图分类号: P571; P577 **文献标志码:** A **文章编号:** 1672-6561(2011)01-0034-11

Composition, Origin and Environmental Interpretation of Minerals in Lake Sediments and Recent Progress

JIN Zhang-dong

(State Key Laboratory of Loess and Quaternary Geology, Institute of Earth Environment, Chinese Academy of Sciences Xi'an 710075, Shaanxi, China)

Abstract Lake sediment is an integrated content of detrital, clay, authigenic/biogenic minerals and organic matter under various geologic, climatic and hydrologic conditions. The minerals bear abundant information on regional and global environmental changes, such as lake water chemistry, basin tectonics, climate, hydrology, and human activity interaction, etc. The information hosts in external appearance, internal microstructures, chemical compositions, physical and chemical properties, isotopic compositions, spectroscopy, origin, and assemblage of minerals, etc. Therefore, many key topics of lake sciences are depended upon mineralogy, in particular during the reconstruction of past regional/global changes using lake sediments. The understanding on mechanism should involve in mineralogy, including catchment weathering processes, grain size variation, shell chemistry, and dating material. However, owing to various sources and complexity of minerals in lake sediments, how to withdraw and interpret mineral-bearing environmental information is a longstanding troubling, resulting in that mineralogy of lake sediments is overlooked often by some researchers, also in China. In this paper, the assemblage, characters and origins of detrital, clay, authigenic/biogenic minerals in lake sediments and their role in paleoenvironmental reconstruction were reviewed, then some potential research topics were suggested, such as the transformation among minerals and its response to chemistry of lake and pore waters, the roles in lake chemistry and dynamics of some amorphous, cryptocrystalline and low abundance minerals in lake sediments, in addition to the continued researches on lake mineral source, origin and paleoenvironmental tracing, and finally some problems and challenges were put further forward to.

收稿日期: 2010-10-11

基金项目: 国家自然科学基金项目(40873082); 国家重点基础研究发展计划项目(2010CB833404)

作者简介: 金章东(1971-), 男, 浙江永康人, 研究员, 博士研究生导师, 从事表生地球化学和全球变化研究。E-mail: zhdjin@ieecas.cn

Key words: detrital mineral; clay mineral; authigenic/biogenic minerals; environmental carrier; lake sediment; terrestrial environment

0 引言

由于覆盖面广、分辨率高、对区域环境响应迅速等优势,湖泊沉积物已成为科学家日益重视的陆地环境变化研究中最重要信息载体之一^[1-2]。湖泊沉积物是湖盆在自然与人类作用下各圈层相互作用的产物和信息库,保存了丰富的有关区域构造活动、气候变化和人类活动的信息^[1-2]。流域内不同时期风化-剥蚀方式、强度和沉积过程都直接影响着湖泊沉积物的矿物组成和各种环境代用指标的诠释。湖泊沉积物中矿物的微形貌、微结构、化学组成、物理性质、化学性质、同位素组成、谱学特征以及共生组合等蕴含着丰富区域和全球环境演变信息。因此,在利用湖泊沉积物进行区域及过去全球变化研究中,很多环境代用指标和测年所用材料的选择、指标的机理解释等都离不开矿物学。

在湖泊盆地不同演化阶段,流域岩石/矿物风化、剥蚀的产物经搬运入湖后形成沉积物,其组成的差异可以用来反映受气候旋回、构造事件等控制的流域岩石/矿物经历的风化方式(物理剥蚀、化学风化)及其相对强度、沉积速率及产物(如自生碳酸盐、生物碳酸盐)^[2-7]。因此,通过对湖泊沉积物矿物组合研究可以获取流域环境、生物演化、风化-剥蚀速率及其对区域构造活动和不同时间尺度气候变化的响应过程的详细信息。然而,在提取和分析沉积物组成及环境代用指标解释的过程中,因为某一指标的变化可能受到多种因素制约而往往带有一定的主观倾向性或客观上的不确定性。如沉积物中碳酸盐含量及氧同位素组成的变化常常用来反映湖泊水位或盐度的变化,其实沉积物中碳酸盐可能是不同比例碎屑碳酸盐、自生碳酸盐和生物碳酸盐的混合,其氧同位素组成则可能受不同成因碳酸盐相对比例以及水量变化、蒸发量变化等多种因素的共同制约^[2-3,8]。因此,充分认识湖泊沉积物中各类矿物特征、组合、沉淀过程、自生/生物矿物的形成、矿物的次生变化及其与环境变化的关系等,能给湖泊化学、湖泊动力学、沉积化学以及古气候环境定量研究提供重要的科学依据。

1 矿物组合特征

流域内岩石类型是输入湖盆水体和沉积物中元

素、同位素组成的最主要制约因素。不同岩石类型风化强度及其对水体可溶态物质组成的相对贡献是利用湖泊沉积物序列反映受气候旋回、构造事件等因素控制的流域物理剥蚀和化学风化率变化的关键,也影响着自生矿物(化学沉积)的形成。

在地球表生作用过程中,高温高压下形成的岩石在暴露地表后将发生物理和化学反应,往往导致矿物的溶解、分解,并在地表环境下形成更稳定的新矿物,如黏土、碳酸盐矿物等。因此,湖泊沉积物中矿物是原生耐风化矿物和次生矿物的组合,其组合特征受流域基岩类型、构造、气候、湖泊内生物种类以及人类活动等因素的综合制约。识别沉积物矿物的物源对阐明沉积物与湖水之间的交互作用是十分关键的。湖泊沉积物中矿物来源于流域地表岩石的风化产物以及自生矿物,可以分为3种。

(1)外源矿物:由地表径流、风力和冰川搬运、岸蚀作用等带入湖中的碎屑物质,其组合和分布受湖流、波浪等物理搬运机制的影响。湖泊沉积物中外源矿物主要来源于河流、岸蚀、大气沉降以及人类活动等带入湖盆的各种矿物颗粒,其矿物组合是受流域基岩、地表地质、风化作用、水文条件等因素制约的,对粒状沉积物粒径、矿物学分布的研究可以反映一定时间尺度下湖泊内搬运体系的变化过程。

(2)内生矿物:湖泊水体内部发生的化学过程导致的化学沉淀或凝聚和被吸附作用形成的矿物,其内生过程包括生物滤食、碳酸盐沉淀等化学作用。淡水湖泊中内生矿物沉淀受湖泊化学状态制约。因为细菌可以改变局部的地球化学环境,所以一些内生矿物是以细菌为媒介的,如黄铁矿、水针铁矿等^[9]。

(3)自生矿物:包括从湖水中直接化学沉淀的和在先前的沉积物内部发生的新生和生物成因矿物。它主要受湖泊产生力变化控制。一些沉积矿物还可以成为开采利用的矿产,如盐湖中盐类沉积、热液Fe-Cu-Zn硫化物等,目前已成为环境矿物学领域中较为活跃的研究内容之一^[10-11]。

表1列出了湖泊沉积物中的常见矿物。从中可以发现,湖泊沉积物中的外源矿物以造岩铝硅酸盐为主,而内生矿物在含量上碳酸盐(方解石)占绝对优势。大多数淡水湖泊沉积物都由石英、长石、方解石、白云石、伊利石、蒙脱石、硫化铁和氧化铁等矿物组成;然而,在某些情况下并不能按成因将沉积物中

表 1 湖泊沉积物中矿物类型、来源及其环境指示

Tab. 1 Types Origins and Environmental Implications of Minerals in Lake Sediments			
类型	矿物类型	来源	产状、指示意义
碎屑矿物	陆源(如石英、各类长石、云母、角闪石辉石等)、大多数黏土矿物(如伊利石、蒙脱石、绿泥石、泥层黏土、高岭石、坡缕石、绿脱石等)、重矿物	由水力、冰川、风力搬运的陆地岩石的风化、剥蚀产物	分布于所有类型湖泊中, 可以反映源区岩石类型、风化剥蚀强度以及冰川、风力作用的方式和强度等
	火山灰(玻璃)和矿物	由水力、风力搬运的火山喷出物	常见, 可用于指示火山活动的历史及其与气候的关系, 测年的良好材料
自生矿物	硫酸盐、磷酸盐(如碳灰石、蓝铁矿、板磷铁矿等)、重晶石、蒸发盐	陆源风化剥蚀形成的溶解性物质就地形成, 或碎屑矿物和生物成因矿物成岩产物	常见于咸水、半咸水湖泊沉积物中, 是湖水化学、古湖泊生产力、构造气候事件的良好载体
	硅酸盐(如二氧化硅相、沸石、黏土矿物包括绿磷石、海绿石、斜发沸石、方沸石、绿脱石、皂石等)		绝大多数是成岩后形成的, 如二氧化硅相往往是生物成因 A-蛋白石成岩后转变而成, 大多数自生黏土矿物则形成于沉积速率很慢的深(大)湖环境
	碳酸盐类(如方解石、白云石、文石、镁方解石、单水方解石、菱镁矿、菱锰矿、菱铁矿等)		一般是生物成因方解石或沉淀的方解石和文石成岩过程中形成的, 白云石也可形成于蒸发盐环境中
	硫化物(如黄铁矿、胶黄铁矿、四方硫铁六镍矿、闪锌矿等)		一般形成于富 Fe 或贫 S 的还原环境中, 黄铁矿普遍存在于深湖环境, 胶黄铁矿的存在则可能影响沉积物的磁性特征
	铁锰氧化物(如针铁矿、纤铁矿、磁铁矿、(磁)赤铁矿、水钠锰矿、钽镁锰矿、硬锰矿、钛铁矿等)		往往呈氧化物壳包裹于沉积物表面, 或以颗粒形式存在, 主要出现于沉积速率低、水体含氧充分的湖泊沉积物中
生物成因矿物	氟化物(如萤石)		主要发现于与火山活动有关的湖泊中, 往往通过交代方解石的方式形成
	方解石、文石、球霏石、A-蛋白石、天青石、磷灰石、磁铁矿等	陆源风化剥蚀形成的溶解性物质的利用、元素再循环	此类矿物是沉积物中各类壳体化石的组成(如螺壳、介形类、硅藻、鱼类牙齿、鱼耳石等), 是测年、湖泊水体化学演化及古气候环境研究的最佳材料; 磁铁矿则是铁细菌聚集而成, 可用于磁性地层学研究

的矿物一一区分, 最常见的就是上述碳酸盐矿物, 往往是 3 种以上成因的综合。并且由于沉积后的压实成岩作用, 一些内生、外源矿物将被自生相所取代, 如二氧化硅、磷酸盐、硝酸盐等。组成湖泊沉积物的矿物种类虽然并不复杂, 但是每一类(种)矿物却都包含着重要的地球表生环境化学信息, 特别是湖泊中痕量的自生和生物成因矿物, 如各类氧化物、磷酸盐、硫化物等。从本质上来说, 湖泊沉积物中的外源矿物组合(包括碎屑矿物和黏土矿物)可以看作是湖泊系统主要物理因素的反映, 而自生/生物矿物组合则主要反映了湖泊系统中化学和生物状态及其变化。

2 碎屑矿物及其影响因素

在绝大多数湖泊沉积物中, 石英和长石是碎屑部分的主要矿物, 在水动力较弱的浅水湖泊、平原湖泊以及较小面积湖泊中其颗粒以粉砂级、砂级为主。石英是湖泊沉积物中最普遍的矿物, 但在火山岩、碳酸盐或热带的湖泊中, 石英也可能完全缺失。石英矿物的表面物理形态、结晶度及分布特征可以很好地反映沉积物的物质来源、搬运状况以及湖泊内部发生的物理过程。如随着水深增加和机械能的消耗, 石英在湖盆的不同位置其粒径和表面形态存在差异。石英的表面形态、磨圆度和分布特征可以反映搬运的远近和高能或低能动力, 如表面呈光滑圆

球可以反映颗粒经历了较长时间的搬运, 如风力等。由于搬运过程中机械分选和摩擦, 湖泊中心的石英颗粒往往表面更光滑、粒径更细, 而靠近湖岸的石英颗粒则粒径大且不光滑。特定地点石英颗粒粒径随时间的变化则可能反映一定时间尺度内风场的强度变化^[12]。长石是湖泊沉积物中与石英时时伴生的另一种常见矿物, 两者的含量常呈正相关^[3]。与石英不同的是, 长石类矿物在搬运过程中还常发生进一步的化学风化作用。由于钾长石比钠长石抗风化力强, 从而导致随着远离湖岸斜长石丰度逐渐减少, 而钾碱长石含量则相对增加。在高温湿润的热带和亚热带地区的湖泊沉积物中, 斜长石可以风化形成高岭石、三水铝石或蒙皂石。总的来说, 两者变化反映了基岩和总体矿物的丰度。

在古环境研究中, 虽然科学家们往往把注意力集中于湖泊系统的自生碳酸盐, 但是碎屑碳酸盐可以是一些湖泊沉积物的重要组分, 特别是岩溶地区或碳酸盐岩地层为主的流域, 湖泊沉积物中会存在大量外源的粉砂或黏粒级的钙质和灰泥质黏土, 甚至组成大量的湖相泥灰岩。湖相碳酸盐沉积物的矿物学、地球化学研究表明, 一些湖泊沉积物中的方解石和白云石主要来源于流域碳酸盐岩石的侵蚀和(或)与之有关的冰川沉积物。例如, 欧洲的日内瓦湖和康斯坦斯湖、加拿大的哥伦比亚和美国中西部

的许多钙质湖泊沉积物均与河流碎屑的供给有关。然而,将碎屑碳酸盐与自生碳酸盐区分开来是十分困难的,不同研究者做过不同的尝试。首先,碳酸盐颗粒的表面形态和镜下形状可提供直接的肉眼证据,如根据加拿大极地湖泊沉积物中白云石和石英在形态和粒度分布上的相似性,该湖泊深处的白云石被认为是碎屑成因的^[13]。Kennedy等则根据湖泊沉积物中碳酸盐总量、白云石和方解石的相对比例随沉积物粒级的增加而减少的变化认为,碳酸盐相分布是水动力分选作用的结果,而与湖泊内的溶解作用、沉降过程无关^[14]。还有一种区分的方法是,假定淡水湖泊中白云石为碎屑物,如果碎屑输入恒定,那么方解石与白云石矿物比率的变化应与方解石沉淀有关^[3]。另外,淡水湖中的碳酸盐沉积物通常有低的 $\delta^{13}\text{C}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$,因此根据同位素值也可以大致估计出碎屑碳酸盐的百分比^[8]。

重矿物(密度大于 3.0 g/cm^3)组合的变化也常常用来获取有关湖泊沉积物的物源和搬运机制。如利用重矿物频率和沉积物粒度分布可以勾划湖盆沉积物的来源^[3]。沉积物中特征矿物相的组合表明,沉积物总体上是受基岩岩性控制的,如美国安大略湖由南向北和由东向西其角闪石与辉石的比率呈递增趋势,即是由区域性地层的差异造成的;反之,根据岩芯中重矿物的分布特征可以反演流域内地层单元的变化及水动力状况,包括对人类活动的反映,如采矿、伐木、人类居住活动等^[15]。通过对Shagawa湖沉积物中赤铁矿和褐铁矿随深度的变化证实了Ely地区人类采矿历史及强度,而根据沉积物中电气石的分布推断出该湖泊沉积速率的变化^[16]。

火山地区的湖泊(如玛珥湖)通常具有成分比较复杂的底部沉积物,因为它的物质来源于周围的基岩、熔岩、火山灰、浮石、火山渣、角砾岩、凝灰岩和块集岩,在沉积物中表现为泥砂状,矿物成分可以包括斜长石、石英、辉石、角闪石、火山玻璃等,并且以火山成因物质占优势的湖泊通常与硅藻的高生产力有关。虽然这种类型湖泊在地球上为数不多且成分较为复杂,但是某一火山灰层的鉴定、成分对比研究可以进行区域性地层对比。同时,火山灰也是绝好的测年材料,准确的定年可以对含有特定火山玻璃层的沉积时间进行标定。如毛绪美等利用电子探针、扫描电镜等通过对金川泥炭层中一层泥砂状沉积物的矿物学、化学成分的分析,确定该物质为玄武岩浆的火山喷发物,并对泥炭的 ^{14}C 年龄进行了可靠的校正^[17]。

因此,绝大多数湖泊沉积物的非黏土碎屑矿物及其组合通常是流域范围内地质差异的反映,而由于湖泊内部物理过程的差异也常常造成湖盆不同部位具有明显差异的碎屑矿物组合。其中,最重要的因素为搬运物的分选性沉淀和湖流簸选过程,特别是湖泊浅水区。因此,依据岩芯中沉积物非黏土碎屑矿物及其组合的变化还可以推测湖盆的发展过程以及水动力变化历史。

3 黏土矿物及其与环境的关系

黏土矿物是地球表生环境下最常见的矿物,也是湖泊沉积物中另一类重要的组成矿物。该类矿物是含水的层状硅酸盐或铝硅酸盐,研究者采用 $2\mu\text{m}$ 作为黏土级组分的界线。湖泊沉积物中黏土矿物主要包括伊利石、蒙脱石、绿泥石、泥层黏土、高岭石、绿脱石以及各种混层矿物如伊利石/蒙脱石、伊利石/蛭石混层矿物等,有时还可见三水铝矿、蛭石、坡缕石等黏土矿物。湖泊沉积物中黏土矿物的形成和转化与流域及湖水的环境密切相关,因此深入研究黏土矿物沉积分异、组合及其含量变化、微细结构、转化规律以及粒度分布等特征,可以恢复沉积历史中流域所经历的古气候、古温度、古盐度,地层的划分和对比以及物质来源、湖水物理化学条件探讨等,有助于揭示区域环境变化及全球环境演化。

根据成因不同,湖泊沉积物中黏土矿物可以分为3种:①原生黏土矿物,流域母质中的碎屑矿物经搬运而在湖盆沉积,以物理风化为主,反映源区的信息;②化学风化形成的黏土矿物,一种黏土矿物在一定的气候条件下可以转变为另一种黏土矿物,其种类受母岩、水介质、气候等因素制约;③自生黏土矿物,在湖泊沉积过程中各种元素重新结合而成,主要发生在盐湖中,其他类型湖泊中几乎不存在自生的黏土矿物^[18]。

黏土矿物的形成离不开气候环境因素。在化学风化较弱而难以消除基岩物质成分差异造成影响的气候条件下(如较高纬度地区),湖泊沉积物中黏土矿物主要反映流域物源的岩性。Gibbs发现:在亚马逊河盆地,来自高地的绿泥石和伊利石是流域内安第斯山区未完全风化的产物,并在下游仍呈悬浮状态;由于低地内基岩的高度风化,在低地支流中以高岭石和三水铝石占优势;蒙脱石在一些火山地区湖泊沉积物中大量存在,是火山玻璃脱玻作用后形成的^[19]。贝加尔湖沉积物在末次冰期时蒙脱石和伊利石峰高比值的变化主要是与物源变化相联系

的,与气候无关^[20]。

同时,水介质的 pH、Eh、盐度等因素也对黏土矿物种类、形态和晶体结构产生影响。在湿润温暖的热带—亚热带气候环境下,由于岩石受淋滤和化学风化作用较强,碱金属、碱土金属流失后形成阳离子为 Si、Al 的高岭石,因此高岭石是低纬度地区湖泊沉积物中主要的黏土矿物,它是弱酸性、强化学风化和淋滤作用的环境指示矿物;而在高纬度的干冷气候条件下,由于淋滤和化学风化作用较弱,碱金属、碱土金属被活化后形成阳离子为 Si、Al、Fe、Mg 或 K 的绿泥石、伊利石、蒙脱石及伊利石/蒙脱石混层矿物。特别是绿泥石、蒙脱石,它们一般是高纬度地区(如冰川或干旱区)弱化学风化产物。伊利石则是在气温较低、弱碱性条件下由长石、云母类等铝硅酸盐矿物风化作用下形成的,随着风化程度的加强,伊利石通过奥斯忒瓦德成熟化(Ostwald ripening)经 $1M_d$ 、 $1M$ 、 $2M_1$ 等多型,最后可以演化为高岭石,其演化过程为:蒙脱石→无序伊/蒙混层矿物→有序伊/蒙混层矿物→ $1M_d$ 型伊利石→ $1M$ 型伊利石→ $2M_1$ 型伊利石→高岭石^[21]。

因此,矿物结晶度可以反映物质来源或沉积环境的变化。伊利石结晶度的变化可进一步根据伊利石微结构区分历史气候的冷干期和暖湿间冰期^[22-23]。伊利石的结晶度是其晶畴大小(Domain size)、膨胀层(Swelling layer)含量、晶体缺陷和化学组成不均一性的综合反映^[24]。其中膨胀层含量反映晶体结构的膨胀程度,并可用 Srodon 等提出的衍射峰强度比值(I_r)进一步判断:如果 I_r 为 1 表明伊利石中不含膨胀层;反之, $I_r > 1$ 则存在膨胀层^[21]。根据伊利石是否含膨胀层及膨胀层含量进一步判断古气候的变化。通过对地中海沉积物中的伊利石结晶度研究表明,结晶度高反映干旱寒冷气候,而结晶度低则反映暖湿气候环境^[18]。利用蒙脱石的结晶度来反映气候环境的变化在湖泊沉积中还没有相关报道,但是在海洋沉积记录中已作了有益探讨,结果表明,结晶度良好的蒙脱石与暖湿气候相对应^[25]。高岭石的结晶度可分别用 0.71 nm 处衍射峰高与同峰半高宽比值和 0.714 nm 的衍射峰高与 0.356 nm 的衍射峰高比值来表示。高岭石的结晶度高与气候相对干燥期相对应,而湿润期形成的高岭石具有较低的结晶度^[26]。

越来越多的研究表明,湖泊沉积物中黏土矿物种类、丰度及结晶形态是流域内基岩种类和气候变化的函数^[27-31]。在利于强风化的气候环境下,沉积

物中一般以伊利石-绿泥石-高岭石组合为特征,随着风化的加强还可形成高结晶度的伊利石和蛭石;而干旱环境下形成的沉积物常常含有大量的蒙脱石和伊利石/蒙脱石混层矿物,它们是基岩不完全风化的产物。因此,降水量的增加可使蛭石、高岭石的含量增大,而蒙脱石的含量相对减少,蒙脱石含量与降水量之间还存在一定的线性负相关^[27]。与碎屑矿物分布受水力分选制约不同,深水湖泊沉积物中黏土矿物组合可以不随水深、离岸距离甚至埋藏深度的变化而变化。因此,沉积物中黏土矿物丰度及组合变化可以用来反映气候变化甚至气候事件。例如,贝加尔湖和 Hovsgol 湖泊沉积物中伊利石含量及其与伊利石/蒙脱石混层矿物组合不但响应了冰期—间冰期尺度的气候变化,而且还记录了 Bølling-Allerød 和新仙女木事件^[32]。Blaise 对加拿大温哥华岛晚第四纪沉积物中黏土矿物研究表明,冰期和间冰期具有完全不同的黏土矿物组合:在冰期,以富铁绿泥石、伊利石和火山岩退变的蒙脱石为组合;在间冰期则以蛭石、高岭石、埃洛石和无序混层矿物为组合特征^[33]。Jin 等对内蒙古岱海沉积岩芯中碎屑组分分析也表明,小冰期期间黏土矿物组成与间冰期表现出差别:小冰期时段黏土矿物质量分数偏低(9%~12%),且以伊利石、绿泥石、白云母为主;而间冰期沉积物中不但上述黏土矿物质量分数高(15%~18%),而且存在有滑石、高岭石及少量石膏^[9]。淡水湖泊环境中黏土矿物一般认为是流域基岩在一定气候条件下化学风化的产物,主要受源区基岩的控制,因为是否存在自生作用形成的黏土矿物至今还未获得可靠的证据。

虽然盐湖中存在化学风化和自生成因的黏土矿物,但是盐湖的黏土矿物仍以他生的为主。它不但具有碎屑成因的黏土矿物岩性特征,而且与流域内黏土矿物组合及化学成分基本一致,因此各地区盐湖的黏土矿物组合受流域母岩和盐湖卤水的化学成分控制。在咸水湖中,由于黏土矿物随盐度变化而表现为不同的质量堆积速率,盐度梯度是半循环湖泊系统中黏土矿物分离的重要机制。因为高岭石比伊利石和蒙脱石更迅速的凝絮作用往往造成其含量随盐度的增加而降低,而伊利石和蒙脱石的含量却恰恰相反^[34]。徐昶对中国一些盐湖黏土矿物研究表明,处于未成熟阶段的盐湖沉积物中黏土矿物不但质量分数较高(大于 40%),并且以伊利石-绿泥石-高岭石组合为特征,化学成分上继承了冷温带大陆黏土 Al_2O_3 、 K_2O 、 MgO 质量分数;而成熟阶段的



浮游植物的生产力可能是一些湖泊 CaCO_3 沉淀的主导因素。一些浮游生物也可能作为晶体核、胶体(如轮藻)或在细胞周围造成 CO_3^{2-} 过饱和的微环境而形成生物成因 CaCO_3 ^[2,42]。一些沿岸带的底栖生物骨骼就是钙质的,在硬水湖中有助于碳酸盐沉淀。如文石质的腹足纲外壳、方解石质的介形虫外壳和很多鱼的耳石、文石或(镁)方解石质的双壳类。与其相反,由于低温和有机物的腐烂,碳酸盐的溶解度在湖泊深处将大幅度增加,有机物分解产生的 CO_2 甚至可以溶解内生的碳酸钙。

在碳酸盐沉积阶段,沉淀的碳酸盐以 Ca 、 Mg 自生矿物为主,主要有方解石、文石等。这些矿物主要呈自形晶或椭球形,粒径 $0.1 \sim 1.0 \mu\text{m}$,方解石晶体比文石稍大,但很少超过 $5.0 \mu\text{m}$,以 0.1 cm 至 3 cm 厚的薄层夹杂于黏土类碎屑沉积物间^[39]。当补给水的水量和 Ca 、 Mg 含量不变时,自生碳酸盐的 $w(\text{Ca})/w(\text{Mg})$ 随蒸发量变化而变化:蒸发量高时,矿物中的 $w(\text{Ca})/w(\text{Mg})$ 大,反之则小,蒸发量稳定时, $w(\text{Ca})/w(\text{Mg})$ 不变,且与补给水的 $w(\text{Ca})/w(\text{Mg})$ 相当。从而,根据湖相碳酸盐沉淀阶段自生矿物的 $w(\text{Ca})/w(\text{Mg})$ 相对变化可以获得湖水蒸发、湖面变化方面的环境信息,即自生沉积物 $w(\text{Ca})/w(\text{Mg})$ 增减分别与湖面的下降和上升相对应^[43]。湖水的蒸发量也强烈制约着碳酸盐矿物类型及其沉淀速率。例如,随着干旱的增加,文石的比例将相应增加,因此可以通过沉积物中文石和方解石的相对比例推断当时环境的干旱程度^[39,44]。共同沉淀的方解石和文石的碳、氧同位素具有很好的相关性,并可以用来指示控制蒸发量干旱度的变化。在干旱而气温高的环境下,蒸发量大,沉积速率相对要高,方解石和文石的碳、氧同位素也偏高;反之则低^[39,45]。

淡水和半咸水湖碳酸盐沉淀物除方解石和文石(CaCO_3)外,还有高/低镁方解石($\text{Mg}_x\text{Ca}_{(1-x)}\text{CO}_3$, x 为分子数)、单水方解石($\text{CaCO}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$)、白云石($\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$)、菱铁矿(FeCO_3)、含锰菱铁矿等。虽然白云石已经证明不可能在淡水湖泊中内生形成,但是在碱性和半咸水湖泊中白云石和文石是最常见的自生碳酸盐矿物,其相态受到水中的 $w(\text{Ca})/w(\text{Mg})$ 决定。随着水中 $w(\text{Ca})/w(\text{Mg})$ 的升高,依次沉淀出方解石→白云石→镁方解石→文石。在周期性的干旱气候环境下,文石与方解石可以交替沉淀^[46]。目前,仅在巴西 Lagoa Vermelha 潟湖和澳大利亚南部 Coorong 地区的季节性湖泊中发现存在现今环境下形成的大量白云石。这些白云石的形

成都是在硫酸盐还原细菌诱导下的产物,其形成原因是认识前寒武纪沉积物中普遍存在白云石环境的关键^[47-48]。在碱性湖泊中,还可以沉淀球文石($\gamma\text{-CaCO}_3$)和单水方解石,它们的形成大多与生物作用有关。单水方解石是一种极不稳定的碳酸盐矿物,一旦沉淀便迅速转化为方解石或文石,但偶尔也可以在沉积物中发现,如在全新世的纳木错沉积物中和 80 Ma 前的 Hovsgol 湖泊沉积物中均有单水方解石的存在^[32,49]。湖泊沉积物中的菱锰矿显然少见,但它是唯一得到证实的锰碳酸盐。

4.3 铁锰氧化物

铁锰氧化物是大多数湖泊沉积物中常见的自生矿物,一般以氧化物外壳形式存在于沉积物中。由于铁和锰很容易从岩石风化过程中溶解,并随腐殖质在地表水和地下水作用下搬运入湖,铁和锰两种元素在酸性、缺氧而富含有机质的淡水湖泊环境中要比在海水中更活跃。湖水的中性到微碱性的氧化环境十分有利于铁锰氧化物的沉淀,特别是在沉积速率低、水体含氧丰富的湖泊中更是如此。除了以卵石和砾石外表的包壳形式存在外,铁锰氧化物还可以以无机悬浮质点、颗粒、结壳、结核等形成出现,但它们都主要分布于沉积物与水界面附近。湖泊的铁锰结核与海洋结核要小得多,也以各种任意的物质为核心,直径一般只有几厘米,并且分布不广。

由于湖相铁、锰氧化物堆积速度快而重结晶时间短,因此氧化物的结晶程度较差或呈隐晶质,且颗粒极细,其矿物学特征往往难以进行详细的研究。在表生环境中出现的铁矿物有针铁矿($\alpha\text{-FeOOH}$)、纤铁矿($\gamma\text{-FeOOH}$)、赤铁矿(Fe_2O_3)、磁铁矿(Fe_3O_4)、磁赤铁矿($\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$)或菱铁矿(FeCO_3)形式存在^[9]。

在表生自然溶液中,针铁矿和赤铁矿是主要的稳定铁矿物,可直接由含有铁的氢氧化物形成,并且赤铁矿也可发生针铁矿化。赤铁矿是 Fe^{2+} 迅速氧化并经过水针铁矿而形成的。在 pH 值较低的溶液中,可以不经水针铁矿而直接生成纤铁矿。在铁氧化过程中, Fe^{2+} 在酸性条件下氧化成 Fe^{3+} 而形成针铁矿。

氧化锰的矿物形式包括钡镁锰矿、钠水锰矿和硬锰矿^[50]。其中,硬锰矿只存在于淡水湖泊沉积物中,但其丰度要比钡镁锰矿或钠水锰矿低。在浅水沉积物中针铁矿和非晶质氢氧化铁通常比氧化锰矿物更丰富,但在深水结核中两者的丰度恰恰相反。

与海洋结核相似,大多数淡水结核均有暗色和浅色交替出现的同心生长条纹^[50]。其中,暗色纹层

富 Mn、Cu、Co、Ni、Zn 和 Ba, 而浅色条带则富 Fe、SiO₂ 和 Al₂O₃。另外, 由于锰沉淀所需的 pH 值和氧化还原电位要比铁高, 因此淡水铁锰沉积物中 $w(\text{Fe})/w(\text{Mn})$ 通常高于海洋铁锰结核 ($w(\text{Fe})/w(\text{Mn})$ 平均为 0.47), 可高达 111。

4.4 硫化物

非晶质或隐晶质的铁硫化物在还原型的湖泊沉积物中是很普遍的, 但是对其矿物学形式一直难以进行准确的定义。通过对一些淡水湖和半咸水湖沉积物的化学和 X 射线鉴定分析表明, 在几乎所有含有机质的细粒沉积物中都存在丰富的黄铁矿粒和还原的硫化物, 但是有关黄铁矿能否在湖相环境中形成及其形成机制一直没有达成共识。微生物对湖相黄铁矿形成的重要性常常被提到, 但是由于在众多的淡水湖泊环境中缺乏足够的溶质硫, 一般情况下也只能形成隐晶质的黄铁矿或硫复铁矿。

铁硫化物的存在决定了湖泊沉积物的磁学特征, 因此沉积物中磁性矿物的种类、粒度及相对的磁贡献对环境磁学、磁性地层学以及沉积环境研究具有独特的意义。最初, 湖泊沉积物的磁性变化仅仅被解释为来自流域磁性矿物的物源变化。但近几年的研究表明, 沉积物中除了来自流域的碎屑磁性矿物外, 还可能来自火山灰、大气(包括工业生产)沉降物中的磁性矿物以及沉积后原地自生作用、成岩作用、生物作用等形成的新磁性矿物^[51-52]。除了普遍存在并制约沉积物磁性特征的黄铁矿、赤铁矿外, 胶黄铁矿在一些沉积物中被鉴定出, 并认为是主要的磁载体^[53-54]。胶黄铁矿被认为是在富含有机质和硫酸盐的还原条件下通过原地自生作用形成的, 载有自然剩磁和次生化学剩磁, 且滞后于同期沉积物沉积的时间^[55]。对胶黄铁矿的深入研究, 一方面丰富了影响环境磁学特征的矿物种类, 另一方面也明确了导致沉积物磁性变化机制的复杂性^[56]。胡守云等从青藏高原诺尔盖 0.9 Ma 以来的沉积物中发现大量颗粒细小(200~300 nm)但粒度均匀的胶黄铁矿, 明确指示了富含有机质和硫酸盐的还原沉积环境, 它可能是生物化学成因的, 并被认为是主要的磁载体, 磁指标的升高反映有利于胶黄铁矿形成的还原条件有所增强^[54]。胶黄铁矿普遍存在于表层沉积物中, 但一暴露于空气中将严重氧化。

4.5 氟化物

湖泊中自生氟化物主要见于与火山作用有关的水体中, 一般认为其形成与方解石的沉淀有关。其形成机理被解释为: 由于火山碎屑硅酸盐迅速水解, pH

值升高, 促使方解石以及羟磷灰石的沉淀, 随后水体中氟与方解石发生次生反应, 自生发育形成萤石(CaF₂)或氟磷灰石(Ca₅(PO₄)₃)。在肯尼亚 Magadi 盐湖系统中已证明了有利于萤石交代方解石的热动力条件^[57]。但是, 在一般的湖泊环境中, 虽然成岩作用可以造成方解石或磷灰石转变成萤石或氟磷灰石, 但是它的数量极少, 其矿物基本不能检测出来。

4.6 磷酸盐

随着湖泊富营养化的普遍并加剧, 磷及其赋存矿物在整个湖泊化学中的分布和循环得到了前所未有的关注。湖泊沉积物中磷酸盐的质量分数一般低于 0.25%, 但个别可高达 0.75%。在小型湖泊中, 受细颗粒沉降作用和氧化物-氢氧化物胶体的制约, 磷酸盐丰度随水深增加而增加。制约磷酸盐浓度的细颗粒最主要是黏土矿物中蒙脱石, 它将有机磷束缚于腐殖质中; 而湖水中溶解态的磷酸盐总是与 Fe³⁺ 氧化物发生强烈的相互作用, 包括吸附、共同沉淀以及矿物相转化, 铁氧化物-氢氧化物胶体(包括针铁矿、三氧化二铁胶体(Fe₂O₃ · nH₂O, n 为 H₂O 的分子个数)或 Fe(OH)₃ 胶体、赤铁矿等), 它们一方面造成了磷在水体中的滞留, 另一方面则决定了磷的赋存形式。因此, 铁氧化物是溶解态磷酸盐的一个重要储库, 赋存于铁氧化物的磷酸盐可以反映溶解态磷酸盐的来源, 并且可以反演磷生物地球化学循环的历史^[58]。目前, 沉积物中磷可以细分为表面吸附的、非晶质相、有机酯类和离散矿物 4 种赋存形式, 如磷灰石或蓝铁矿等, 而铝和铁的其他磷酸盐相(如红磷铁矿(FePO₄ · 2H₂O)、磷铝石(AlPO₄ · 2H₂O)、银星石(Al₃(OH)₃(PO₄)₂)等)还没有得到证实。当湖泊水环境发生变化或沉积物被压实后, 不同赋存形式的磷酸盐可以被重新溶解或相互转变, 如当水体中溶解氧体积分数低于 1 × 10⁻⁶ 时, 氧化铁-磷酸盐络合物将变得不稳定而溶解, 而沉积物的压实作用则可以导致络合物的形成, 如隐晶质羟基磷酸盐^[59]。

湖泊沉积环境中最常见的磷酸盐矿物是磷灰石及其许多变种。在铁含量不丰富的环境中, 磷灰石是主要的无机磷酸盐矿物, 而在二氧化硅含量低的环境中, 高岭石-磷灰石是常见的矿物组合。碳酸盐羟磷灰石还可以通过碳酸盐的成岩作用产生。

4.7 生物成因矿物

湖泊内生物成因矿物也是一类常见的自生矿物。湖泊中植物及其根系、有机物硬组织和壳体最重要的矿物是方解石、文石、A-蛋白石, 其组分

是通过吸收湖水中一些元素构成,主要是 C、N、P、Ca、Si 等,这些元素从被生物吸收到死后溶解构成湖泊的内在循环过程^[6]。方解石是构成底栖和浮游生物硬组织和壳体的主要组成矿物,而 A-蛋白石则为硅藻和放射虫壳体的组成矿物。因此,保存于沉积物中的生物成因矿物是湖泊生产力及内循环的良好指示剂。

组成生物成因矿物的物质几乎全部来自其生活的水体,因此通过对生物成因矿物的微量元素、同位素组成分析可以获得湖泊古气候环境、水文、湖水组成变化历史方面十分有用的资料,是古气候环境的有效代用指标之一。对这方面的研究,在海洋沉积物中已取得大量的进展。近几年湖泊沉积物中生物壳体对古气候环境的示踪已越来越受关注,如利用

介形虫壳体的微量元素(Sr、Mg、B)、 $\delta^{13}\text{C}$ 、 $\delta^{18}\text{O}$ 以及 $N(^{87}\text{Sr})/N(^{86}\text{Sr})$ 对湖泊古环境及流域风化过程的反演^[61-64];由文石或球霏石构成的鱼耳石也可以保存在湖泊沉积物中,其微量元素和 Sr 同位素组成也常常用来反映水体温度、盐度等环境演化信息^[65]。

4.8 盐湖中的自生盐类矿物

在各类盐湖中存在大量的自生盐类矿物(表 2),其产状可以分为 4 种:①地表盐霜壳;②沉积物内裂隙卤水生长的盐类;③从表层卤水体中沉淀析出的晶体和晶体集合体;④经侵蚀搬运的内碎屑盐类^[3]。由于咸水湖泊中的盐类矿物一方面敏感地记录了过去构造和气候事件,另一方面也是重要的化工资源,如锂、钾、硼、钠、硝酸盐、碳酸钠、沸石等,盐湖矿物学的研究日益受到重视。

表 2 不同卤水类型中形成的主要盐类矿物

Tab. 2 Major Saline Minerals Precipitated from Various Brines

卤水类型	盐类矿物					
Ca-CO ₃ -Cl	石 盐	NaCl	苏打石	NaHCO ₃	天然碱	Na ₂ CO ₃ · 2Na ₂ CO ₃ · 2H ₂ O
	泡 碱	Na ₂ CO ₃ · 10H ₂ O	水 碱	Na ₂ CO ₃ · H ₂ O		
Na-(Ca)-SO ₄ -Cl	石 膏	CaSO ₄ · 2H ₂ O	钙芒硝	CaSO ₄ · Na ₂ SO ₄	无水芒硝	Na ₂ SO ₄
	石 盐	NaCl	芒 硝	Na ₂ SO ₄ · 10H ₂ O		
Ca-Mg-Na-(K)-Cl	南极石	CaCl ₂ · 6H ₂ O	水氯镁石	MgCl ₂ · 6H ₂ O	钾 盐	KCl
	光卤石	KCl · MgCl ₂ · 6H ₂ O	石 盐	NaCl	溢晶石	CaCl ₂ · 2MgCl ₂ · 12H ₂ O
Na-CO ₃ -SO ₄ -Cl	碳钠矾	Na ₂ CO ₃ · 2Na ₂ SO ₄	石 盐	NaCl	泡 碱	Na ₂ CO ₃ · 10H ₂ O
	芒 硝	Na ₂ SO ₄ · 10H ₂ O		NaHCO ₃		Na ₂ CO ₃ · H ₂ O
	无水芒硝	Na ₂ SO ₄	苏打石		水 碱	
Mg-Na-(Ca)-SO ₄ -Cl	水氯镁石	MgCl ₂ · 6H ₂ O	芒 硝	Na ₂ SO ₄ · 10H ₂ O	石 盐	NaCl
	泻利盐	MgSO ₄ · 7H ₂ O		Na ₂ SO ₄ · MgSO ₄ · 4H ₂ O		MgSO ₄ · H ₂ O
	石 膏	CaSO ₄ · 2H ₂ O	白钠镁矾	CaSO ₄ · Na ₂ SO ₄	水镁矾	
	六水泻盐	MgSO ₄ · 6H ₂ O	钙芒硝		无水芒硝	Na ₂ SO ₄

注:据文献[3]。

盐湖中自生盐类矿物的沉淀是阶段性的,首先沉淀的是以文石、低镁方解石和高镁方解石为代表的碱土金属碳酸盐,它们中大多数是在次稳定条件下形成的。由于各咸水湖中各种离子种类和浓度的差异,可以形成不同类型的卤水,从而可能沉淀不同的盐类矿物组合,并将影响矿物进一步沉淀的种类和方式。在碳酸盐和石膏沉淀并进一步浓缩后,易溶盐类开始形成,如石盐、天然碱、钙芒硝、无水芒硝、泡碱、水碱、苏打石等(表 2)。

还有一些盐类矿物并不是直接从盐水中沉淀而成,是在成岩作用中通过裂隙盐水与沉积物及其渗透的淡水混合相互作用产生的,如斜钠钙石(Na₂CO₃ · CaCO₃ · 5H₂O)、钙水碱(Na₂CO₃ · CaCO₃ · 2H₂O)、钙芒硝(CaSO₄ · Na₂SO₄)和硬石膏(CaSO₄)等。斜钠钙石往往通过富含碳酸钠的盐水与方解石反应形成,如果水含量低则将形成钙水碱。

5 结语

湖泊沉积物的矿物具有不同的类型、来源和成因,也蕴含了不同的环境信息。流域物质进入湖盆是因外界环境变化不平衡导致的结果,因此特定阶段环境状态的变化就记录于矿物种类及成分的变化上,一个不间断的沉积序列即为一个连续的矿物相态变化记录。流域物质的风化、搬运、迁移及沉积就是各类矿物空间及化学组成发生变化的过程,表现在不同矿物共生组合、标型特征等方面。

对于湖泊沉积物中的自生矿物而言,其矿物种类、晶型以及丰度是湖水化学组成的函数,因此保存于沉积物中的各类自生矿物(包括生物成因矿物)是环境演化的直接载体。只有认识了各类自生矿物化学组成与其结晶时水化学之间的内在联系,才能更好地利用自生矿物化学组成恢复当时水化学性质,更

清楚地知道不同自生矿物能在多大程度上恢复水化学性质以及适用范围。而湖泊水介质的化学组成本身,不但与补给水来源及其元素组成有关,而且还受湖水蒸发量、元素活度、湖面波动、pH 值和盐度等因素的制约。补给水的化学组成主要决定于河流、大气降水、地下水渗透补给的相对比例及河流流经区的岩石组成。

即使在自生矿物沉淀后,矿物也会因湖泊水介质化学的演化而发生次生变化,因为湖泊水界面、沉积物中孔隙水与沉积物无时无刻不进行着物质的迁移和交换。一方面,水体中溶质加入到矿物中;另一方面,沉积的矿物组分也可活化重新进入水体,从而引起水介质化学成分改变和矿物的次生变化。而在原生矿物发生进一步风化的同时,也将影响地下水、河水及湖水的化学成分。造成湖泊水介质化学特征与矿物次生变化的过程就是湖水(包括孔隙水)-沉积物的交互作用,与沉积物的粒径、孔隙流体过程、生物混合作用、沉积物再悬浮、沉积速率等因素有关。由于不同粒径的沉积物具有完全不同的表面积,如黏粒级矿物的表面积要比砂级沉积物高一个数量级,因此细粒矿物与湖水的交换作用潜力也大得多。特别是盐湖卤水中某些化学组分可以与黏土矿物发生表面化学作用,从而改变矿物类型。同时,黏土具有70%~95%的孔隙度,压实过程中孔隙中溶质再次进入湖水中将大大改变湖水的化学组成。其中,湖水温度、pH 值和盐度是影响矿物沉淀及次生变化的重要因素。

虽然湖泊沉积物中自生矿物的环境意义早已被科学家所关注并利用,但是由于各类矿物对溶液组成的动力学及其敏感程度以及矿物相间的变化还不甚了解,加上矿物鉴定和分离既费时又困难,目前对自生矿物的研究还十分有限。目前的研究主要局限于生物成因和结晶最好的矿物,或简单地采用全量和提取的化学分析,而忽视了一些非晶质或隐晶质的湖泊沉积物矿物的研究,如复杂的金属磷酸盐、混层黏土矿物等。随着研究的进一步深入,单一种类矿物的分离、鉴定和分析将为湖泊学研究提供重要依据,如湖泊化学、湖泊动力学、古环境示踪等。另外,一些低丰度的矿物相也经常记录着湖泊体系演化的某些重要过程,对古环境研究极其有用,如对湖泊沉积岩芯中所夹的薄层火山灰的提取,获得了重要的年代及环境信息。因此,湖泊沉积物中矿物研究的一个极其重要的分支就是对一些低丰度矿物相的检测和识别。

参考文献:

- [1] Smol J. Pollution of Lakes and Rivers: a Paleoenvironmental Perspective[M]. London: Hodder Arnold, 2002.
- [2] Last W M, Smol J P. Tracking Environmental Change Using Lake Sediments[M]. Dordrecht: Kluwer Academic Publishers, 2001.
- [3] Lemman A. Lake: Chemistry, Geology, Physics[M]. Berlin: Springer, 1978.
- [4] Hakanson L, Jansson M. Principles of Lake Sedimentology[M]. Berlin: Springer, 1983.
- [5] Jin Z D, Wu Y H, Zhang X H, et al. Role of Late Glacial to Mid-Holocene Climate in Catchment Weathering in the Central Tibetan Plateau[J]. Quaternary Research, 2005, 63(2): 161-170.
- [6] Jin Z D, Wang S M, Shen J, et al. Chemical Weathering Since the Little Ice Age Recorded in Lake Sediments: a High-resolution Proxy of Past Climate[J]. Earth Surface Processes and Landforms, 2001, 26(7): 775-782.
- [7] 吴艳宏,李世杰,夏威夷,可可西里,错湖,湖泊沉积物元素地球化学特征及其环境意义[J]. 地球科学与环境学报, 2004, 26(3): 64-68.
- [8] Leng M J, Jones M D, Frogley M R, et al. Detrital Carbonate Influences on Bulk Oxygen and Carbon Isotope Composition of Lacustrine Sediments from the Mediterranean[J]. Global and Planetary Change, 2010, 71(3/4): 175-182.
- [9] 王恩德,王丹丽,王毅. 铁矿物形成过程中的细菌作用研究[J]. 岩石矿物学杂志, 2001, 20(4): 414-418.
- [10] 曾荣树,雷加锦. 环境科学新的生长点: 环境矿物学[C] // 孙 枢. 地质环境系统研究. 北京: 海洋出版社, 1998: 39-46.
- [11] 贾建业,汤艳杰. 环境演变的矿物标识研究新进展[J]. 岩石矿物学杂志, 2001, 20(4): 419-427.
- [12] Xiao J L, Inouchi Y, Kumai H, et al. Eolian Quartz Flux to Lake Biwa, Central Japan, over the Past 145 000 Years[J]. Quaternary Research, 1997, 48(1): 48-57.
- [13] Coakley J P, Rust B R. Sedimentation in an Arctic Lake[J]. Journal of Sedimentary Research, 1968, 38(4): 1290-1300.
- [14] Kennedy S K, Smith N D. The Relationship Between Carbonate Mineralogy and Grain Size in Two Alpine Lakes[J]. Journal of Sedimentary Research, 1977, 47(1): 411-418.
- [15] Kemp A L W, Dell C I. A Preliminary Comparison of the Composition of Bluffs and Sediments from Lakes Ontario and Erie[J]. Canadian Journal of Earth Sciences, 1976, 13(8): 1070-1081.
- [16] Bradbury J P, Megard R O. Stratigraphic Record of Pollution in Shagawa Lake, Northeastern Minnesota[J]. GSA Bulletin, 1972, 83(9): 2639-2648.
- [17] 毛绪美,洪业汤,朱晓喧,等. 金川泥炭沉积中火山喷出物的发现及其意义[J]. 矿物学报, 2002, 22(1): 9-14.
- [18] Chamley H. Geodynamic Control on Messinian Clay Sedimentation in the Central Mediterranean Sea[J]. Geo-marine Letters, 1989, 9(3): 179-184.
- [19] Gibbs R J. The Geochemistry of the Amazon River System:

- Part I: the Factors That Control the Salinity and the Composition and Concentration of the Suspended Solids[J]. *GSA Bulletin*, 1967, 78(10): 1203-1232.
- [20] Fagel N, Boës X. Clay-mineral Record in Lake Baikal Sediments; the Holocene and Late Glacial Transition[J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 2008, 259(2/3): 230-243.
- [21] Srodon J, Eberl D D. Illite[J]. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 1984, 13(1): 495-544.
- [22] 杨献忠. 伊利石的结晶度及其地质意义综述[J]. *沉积学报*, 1993, 11(4): 92-98.
- [23] Ji J F, Browne P R L, Liu Y J, et al. Kinetic Model for the Smectite to Illite Transformation in Active Geothermal System[J]. *Chinese Science Bulletin*, 1998, 43(12): 1042-1044.
- [24] Eberl D D, Velde B. Beyond the Kübler Index[J]. *Clay Minerals*, 1989, 24(4): 571-577.
- [25] Clauer N, Chaudhuri S. *Clays in Crustal Environments: Isotope Dating and Tracing*[M]. Heidelberg: Springer, 1995.
- [26] 郑洪汉, 鲍 勒. 澳大利亚弗罗姆湖沉积物的黏土矿物及其古气候意义[J]. *矿物学报*, 1986, 6(3): 266-272.
- [27] Singer A. The Paleoclimatic Interpretation of Clay Minerals in Sediments; a Review[J]. *Earth Science Reviews*, 1984, 21(4): 251-293.
- [28] Kango R A, Dubey K P, Zutshi D P. Sediment Chemistry of Kashmir Himalayan Lakes I: Clay Mineralogy[J]. *Chemical Geology*, 1987, 64(1/2): 121-126.
- [29] 徐 昶, 林乐枝, 杨 波. 青海湖沉积物中的黏土矿物[J]. *地质科学*, 1989, 24(4): 348-354.
- [30] 张乃娴, 万国江, 马玉光. 威宁草海沉积物中的黏土矿物及其环境记录[J]. *地质科学*, 2000, 35(2): 206-211.
- [31] Mees F, Segers S, Van Ranst E. Palaeoenvironmental Significance of the Clay Mineral Composition of Olduvai Basin Deposits, Northern Tanzania[J]. *Journal of African Earth Sciences*, 2007, 47(1): 39-48.
- [32] Solotchina E P, Prokopenko A A, Kuzmin M I, et al. Climate Signals in Sediment Mineralogy of Lake Baikal and Lake Hovsgol During the LGM-Holocene Transition and the E-Ma Carbonate Record from the HDP-04 Drill Core[J]. *Quaternary International*, 2009, 205: 38-52.
- [33] Blaise B. Clay-mineral Assemblages from Late Quaternary Deposits on Vancouver Island Southwestern British Columbia, Canada[J]. *Quaternary Research*, 1989, 31(1): 41-56.
- [34] Brooks R A, Ferrell R E. The Lateral Distribution of Clay Minerals in Lakes Pontchartrain and Maurepas, Louisiana[J]. *Journal of Sedimentary Research*, 1970, 40(3): 855-863.
- [35] 徐 昶. 中国盐湖的黏土矿物研究[M]. 北京: 科学出版社, 1993.
- [36] Battarbee R W, Jones V J, Flower R J, et al. *Diatoms*[C] // Smol J P, Birks H J B, Last W M. *Tracking Environmental Change Using Lake Sediments Vol. 3: Terrestrial, Algal, and Siliceous Indicators*. Dordrecht: Kluwer Academic Publishers, 2002: 155-202.
- [37] Kilham P, Kilham S S, Hecky R E. Hypothesized Resource Relationships Among African Planktonic Diatoms[J]. *Limnology Oceanography*, 1986, 31(6): 1169-1181.
- [38] Jin Z D, You C F, Wang Y, et al. Hydrological and Solute Budgets of Lake Qinghai, the Largest Lake on the Tibetan Plateau[J]. *Quaternary International*, 2010, 218(1/2): 151-156.
- [39] Baoumy H, Kayanne H, Tada R. Record of Holocene Aridification (6 000-7 000 BP) in Egypt (NE Africa): Authigenic Carbonate Minerals from Laminated Sediments in Lake Qarun[J]. *Quaternary International*, 2010. DOI: 10.1016/j.quaint.2010.05.021.
- [40] Schelske C L, Hodell D A. Recent Changes in Productivity and Climate of Lake Ontario Detected by Isotopic Analysis of Sediments[J]. *Limnology Oceanography*, 1991, 36(5): 961-975.
- [41] Ramisch F, Ditttrich M, Mattenberger C, et al. Calcite Dissolution in Two Deep Eutrophic Lakes[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1999, 63(19/20): 3349-3356.
- [42] Robbins L L, Blackwelder P L. Biochemical and Ultrastructural Evidence for the Origin of Whiting: a Biologically Induced Calcium Carbonate Precipitation Mechanism[J]. *Geology*, 1992, 20(5): 464-468.
- [43] 顾兆炎, 刘嘉麒, 袁宝印, 等. 湖相自生沉积作用与环境[J]. *第四纪研究*, 1994, 14(2): 162-174.
- [44] 刘兴起, 沈 吉, 王苏民, 等. 16 ka 以来青海湖湖相自生碳酸盐沉积记录的古气候[J]. *高校地质学报*, 2003, 9(1): 38-46.
- [45] 金章东. 青海湖的无机碳收支[J]. *第四纪研究*, 2010, 30(6): 1162-1168.
- [46] 王云飞. 青海湖、岱海的湖泊碳酸盐化学沉积与气候环境变化[J]. *海洋与湖泊*, 1993, 24(1): 31-36.
- [47] Van Lith Y, Vasconcelos C, Warthmann R, et al. Bacterial Sulfate Reduction and Salinity: Two Controls on Dolomite Precipitation in Lagoa Vermelha and Brejo do Espinho (Brazil)[J]. *Hydrobiologia*, 2002, 485(1/3): 35-49.
- [48] Wacey D, Wright D T, Boyce A J. A Stable Isotope Study of Microbial Dolomite Formation in the Coorong Region, South Australia[J]. *Chemical Geology*, 2007, 244(1/2): 155-174.
- [49] Li M H, Kang S C, Zhu L P, et al. On the Unusual Holocene Carbonate Sediment in Lake Nam Co, Central Tibet[J]. *Journal of Mountain Science*, 2009, 6(4): 346-353.
- [50] Callender E, Bowser C J. Freshwater Ferromanganese Deposits[C] // Wolf K H. *Handbook of Stratabound and Stratiform Ore Deposits*. Amsterdam: Elsevier, 1976: 344-394.
- [51] Verosub K L, Roberts A P. Environmental Magnetism: Past, Present, and Future[J]. *Journal of Geophysical Research*, 1995, 100(B2): 2175-2192.
- [52] 符超峰, 宋友桂, 强小科, 等. 环境磁学在古气候环境研究中的回顾与展望[J]. *地球科学与环境学报*, 2009, 31(3): 312-322.
- [53] Sagnotti L, Winkler A. Rock Magnetism and Palaeomagnetism of Greigite-bearing Mudstones in the Italian Peninsula[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 1999, 165(1): 67-80.

(下转第 77 页)

积体系类型和规模及空间分布形态的差异性,近而影响储层物性和孔隙性的差异性。

参考文献:

- [1] Lin C S, Li S T, Wan Y X, et al. Depositional Systems, Sequence Stratigraphy and Basin Filling Evolution of Erlian Fault Lacustrine Basin, Northeast China[J]. // Liu B J, Li S T. Basin Analysis, Global Sedimentary Geology and Sedimentology: Proceedings of the 30th International Geological Congress, Utrecht; Brill Academic Publisher, 1997: 163-175.
- [2] 林畅松,刘景彦,张燕梅,等. 库车坳陷第三系构造层序的构成特征及其对前陆构造作用的响应[J]. 中国科学: D 辑, 2002, 32(3): 177-183.
- [3] 林畅松. 沉积盆地的构造地层分析[J]. 现代地质, 2006, 20(2): 185-194.
- [4] 林畅松,郑和荣,任建业,等. 渤海湾盆地东营、沾化凹陷早第三纪同沉积断裂作用对沉积充填的控制[J]. 中国科学: D 辑, 2003, 33(11): 1025-1036.
- [5] 李思田,潘元林,陆永潮,等. 断陷湖盆隐蔽油藏预测及勘探的关键技术[J]. 地球科学——中国地质大学学报, 2002, 27(5): 592-598.
- [6] 王家豪,王 华,赵忠新,等. 层序地层学应用于古地貌分析: 以塔河油田为例[J]. 地球科学——中国地质大学学报, 2003, 28(4): 425-429.
- [7] 田景春,彭 军,陈高武,等. 塔里木盆地东河塘组层序地层学研究[J]. 地球科学与环境学报, 2007, 29(2): 130-136.
- [8] 邓宏文,郭建宇,王瑞菊,等. 陆相断陷盆地的构造层序地层分析[J]. 地质前缘, 2008, 15(2): 1-7.
- [9] 严德天,王 华,王清晨. 中国东部第三系典型断陷盆地幕式构造旋回及层序地层特征[J]. 石油学报, 2008, 29(2): 185-190.
- [10] 解习农,程守田,陆永潮. 陆相盆地幕式构造旋回与层序构成[J]. 地球科学——中国地质大学学报, 1996, 21(1): 27-33.
- [11] 徐安娜,郑红菊,董月霞,等. 南堡凹陷东营组层序地层格架及沉积相预测[J]. 石油勘探与开发, 2006, 33(4): 437-443.
- [12] 刘延莉,邱春光,邓宏文,等. 冀东南堡凹陷古近系东营组构造对扇三角洲的控制作用[J]. 石油与天然气地质, 2008, 29(1): 95-101.
- [13] 王 华. 南堡凹陷构造古地貌、沉积体系、热动力学研究及有利勘探方向预测[R]. 唐山: 中国石油天然气集团公司冀东油田分公司, 2009.
- [14] 任建业,陆永潮,张青林. 断陷盆地构造坡折带形成机制及其对层序发育样式的控制[J]. 地球科学——中国地质大学学报, 2004, 29(5): 596-602.
- [15] 林畅松,潘元林,肖建新,等. 构造坡折带——断陷盆地层序分析和油气预测的重要概念[J]. 地球科学——中国地质大学学报, 2000, 25(3): 260-266.
- [16] 王家豪,王 华,肖敦清,等. 伸展构造体系中传递带的控砂作用[J]. 石油与天然气地质, 2008, 29(1): 19-25.
- [17] 操应长. 断陷湖盆中强制湖退沉积作用及其成因机制[J]. 沉积学报, 2005, 23(1): 84-90.
- [18] 管 红,朱筱敏. 南堡凹陷东营组层序地层格架与沉积体系[J]. 沉积学报, 2008, 26(5): 730-736.
- (上接第 44 页)
- [54] 胡守云, Appel E, Hoffmann V, 等. 湖泊沉积物中胶黄铁矿的鉴定及其磁学意义[J]. 中国科学: D 辑, 2002, 32(3): 234-238.
- [55] Snowball I, Thompson R. A Stable Chemical Remanence in Holocene Sediments[J]. Journal of Geophysical Research, 1990, 95(B4): 4471-4479.
- [56] Babinszki E, Márton E, Márton P, et al. Widespread Occurrence of Greigite in the Sediments of Lake Pannon; Implications for Environment and Magnetostratigraphy[J]. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 2007, 252(3/4): 626-636.
- [57] Jones B F, Eugster H P, Rettig S L. Hydrochemistry of the Lake Magadi Basin, Kenya[J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 1977, 41(1): 53-72.
- [58] Jaisi D P, Blake R E, Kukkadapu R K. Fractionation of Oxygen Isotopes in Phosphate During Its Interactions with Iron Oxides[J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 2010, 74(4): 1309-1319.
- [59] Nriagu J O, Dell C I. Diagenetic Formation of Iron Phosphates in Recent Lake Sediments[J]. American Mineralogist, 1974, 59: 934-946.
- [60] Owen R A, Owen R B, Renaut R W, et al. Mineralogy and Origin of Rhizoliths on the Margins of Saline Alkaline Lake Bogoria Kenya Rift Valley[J]. Sedimentary Geology, 2008, 203(1/2): 143-163.
- [61] 胡 广,金章东,张 飞. 利用介形类壳体 Sr、Mg 重建古环境受自生碳酸盐矿物的限制及机理探讨[J]. 中国科学: D 辑, 2008, 38(2): 177-186.
- [62] Jin Z D, Bickle M J, Chapman H J, et al. Early to Mid-Pleistocene Ostracod $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ in the Central Tibetan Plateau: Implication for Indian Monsoon Change[J]. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 2009, 280(3/4): 406-414.
- [63] Jin Z D, Bickle M J, Chapman H J, et al. Ostracod Mg/Sr/Ca and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ Geochemistry from Tibetan Lake Sediments: Implications for Early to Mid-Pleistocene Indian Monsoon and Catchment Weathering[J]. Boreas, 2010. DOI: 10. 1111/j. 1502-3885. 2010. 00184. x.
- [64] Ito E, Forester R M. Changes in Continental Ostracode Shell Chemistry: Uncertainty of Cause[J]. Hydrobiologia, 2009, 620(1): 1-15.
- [65] Campana S E. Chemistry and Composition of Fish Otoliths: Pathways Mechanisms and Applications[J]. Marine Ecology Progress Series, 1999, 188: 263-297.