

泥质岩成岩作用中的黏土矿物研究

梁俊红, 孙宝亮

(东北大学资源与土木工程学院, 沈阳 110819)

摘要: 文章通过对泥质岩的黏土质矿物组分、成岩作用中黏土质矿物变化综合研究,认为泥质岩中存在大量黏土矿物,且泥质沉积物由松散到固结成岩实质上是黏土矿物组成的变化。泥质岩中主要黏土矿物包括高岭石、蒙皂石、绿泥石、伊利石以及其组成的混层型矿物伊利石/蒙皂石、绿泥石/蒙皂石,其成岩过程可划分为成岩早期的压实阶段、成岩晚期的黏土矿物转化阶段。压实阶段的泥质沉积物中黏土矿物具有物源的继承性、沉积水体古环境指示意义;受压实作用孔隙水、层间水被排出,原生絮凝团被压破,使片状质点趋于平行排列,黏土矿物与孔隙水发生反应,亦形成少量的新生作用矿物,因而黏土矿物具继承源和新生作用源特性。成岩晚期阶段发生层间水释放及层间阳离子交换,从而使得矿物晶体结构与成分发生变化,主要表现为一元黏土矿物向二元混层型转化,最后再到一元型黏土矿物的转化,最终形成转变源黏土矿物。

关键词: 成岩作用;黏土矿物;压实阶段;成岩晚期;泥质岩

中图分类号: P588.22 **文献标识码:** A

0 引言

泥岩、黏土是已被人们广泛使用的地质术语,但是关于它们技术性的定义以及合理的应用却一直以来很混淆。造成这一结果至少有如下两个原因,一方面是“黏土”一词在沉积岩石学、沉积学中往往被予以粒级和矿物术语的含义;另一方面,两者常富含粉砂级(2^{-4} — 2^{-8} mm)颗粒,因而具有跨黏土级—粉砂级粒级界限特征。黏土是指具有特殊片状的含水硅酸盐矿物,且遇水呈塑性特征,相应沉积固结成岩产物被称为黏土岩。由含量大于50%细颗粒($< 2^{-8}$ mm)碎屑所组成的未固结泥质沉积物和固结的岩石分别被称为泥和泥岩,也常有人将两者统称为泥质岩^[1-4]。

在理论性研究,以及岩石学、沉积学和实践性的工程技术应用中,这些术语的严密定义还是有必要厘清的。就物质来源而言,泥质岩物质成分复杂,主

要包括泥级和粉砂级的陆源泥质成分、碳酸盐微晶和泥晶以及深海泥和腐殖泥等。泥质岩矿物组分中最重要的是黏土矿物,平均含量约占60%,其次为陆源碎屑矿物石英、长石约占35%,以及少量自生非黏土矿物。从沉积学上讲,泥质岩组成细碎屑以集合体、絮凝(集)粒和粪球粒,而不是以单个矿物颗粒,远距离搬运,从而形成广域展布的侧向连续性^[5]。较高含量细粒黏土矿物决定了泥质沉积物由松散到后期固结成岩作用,因而泥质岩成岩过程实质上是黏土矿物组成的转变过程。对泥质岩中的黏土矿物的组成矿物相转换的深入研究,有利于加深对该类岩石成岩作用划分和为工程技术应用提供微观性理论证据。

1 泥质岩的黏土质矿物组分

在泥质岩中,黏土粒级主要由黏土(60%),石英或燧石(30%),长石(4%),碳酸盐岩以及少量重矿

收稿日期: 2015-12-17; 改回日期: 2016-04-06; 责任编辑: 王传泰

基金项目: 中央高校基本科研业务费项目(编号:N100401005)资助。

作者简介: 梁俊红(1972—),男,博士,主要从事沉积学、地层学研究工作。通信地址:辽宁省沈阳市和平区文化路三巷11号,东北大学资源与土木工程学院;邮政编码:110819;E-mail:liangjunhong@mail.neu.edu.cn

物、有机质、褐铁矿和黄铁矿组成。一般来说,粉砂质含量越高,泥岩中长石、燧石和重矿物含量也越高,黏土矿物、有机质和黄铁矿含量越低。泥质岩中最常见黏土矿物为层状高岭石、蒙皂石、伊利石、绿泥石、蛭石、沸石硅酸盐矿物以及伊利石/蒙皂石、绿泥石/蒙皂石混层型。混层型黏土矿物一般分为二元和三元有序和有序矿物。混层黏土矿物中,常见蒙脱石、绿泥石、伊利石和蛭石,常见混合层型有伊利石/蒙皂石(I/S)和绿泥石/蒙皂石(C/S)^[6-7]。两种或两种以上的层状硅酸盐矿物常以夹层、混层或间层方式形成混合层矿物。这些黏土矿物层沿 c 轴或垂直于(001)方向叠加起来,层内部结合相当牢固,而层与层之间的结合相对较弱,所以形成每一层近似一个沿 c 轴方向的一维分子,而沿 a、b 轴平面内为二维晶体。黏土矿物、粉砂质石英、有机质等组成的泥质岩,常发育页理、纹理和水平沉积层理,且因细小的、鳞片状的层状黏土矿物水平定向排列而具有易剥裂性,黏土岩沿层理方向易剥裂成页片的特性。沉积纹理发育泥质岩的显微薄片分析揭示岩石具粒序递变的风暴沉积层偶,单个层偶粗粒部分由粉砂质石英颗粒组成,细粒部分由黏土质矿物和黑色有机质组成。

从地质时间演化而言,受到成岩作用、泥盆纪—石炭纪陆相植物的大量出现以及中生代全球范围强烈的火山作用等因素的影响,不同地质历史时期形成的泥质岩中的黏土矿物呈现不同组合特性^[8-9]。

在前寒武系—早古生界泥质岩中,黏土矿物主要以伊利石和绿泥石为主;晚古生界开始,黏土矿物蒙皂石呈现明显增多的趋势;晚三叠世黏土矿物主要由胀缩性含水层状铝硅酸盐矿物蒙皂石、伊利石/蒙皂石和绿泥石/蒙皂石混层型黏土矿物组成。形成较老的泥质岩中,伊利石含量较少,且无混层型黏土矿物。在下古生界—中古生界沉积地层中,黏土矿物主要来源于成岩作用过程,胀缩性黏土含量小于全黏土矿物的 1/10。依黏土矿物的组成,地球表层土壤可大致分为四大类:冰川土(伊利石、绿泥石),温带土(蛭石),热带土(高岭土、Fe 氢氧化物),干旱土和半干旱土(铝-铁-蒙皂石、海泡石、坡缕石)。从空间分布特征上看,对于地球上某一既定位置,风化作用和成壤作用是随时间而变化的,这些变化可通过纬度—海拔—时间轨迹而表征出来(图 1)^[10],即研究区某一地质历史时期,黏土矿物形成条件随地表海拔、高差决定的区域气候而变化,这些变化又依赖于其地质历史时期古纬度。地表细粒黏土矿物作为泥质岩沉积的直接物源决定了其最初的沉积矿物组合。在高纬度、高海拔的冰川土区,风化作用以机械性物理风化作用为主,形成的冰川土主要黏土矿物为伊利石和绿泥石。从河流的上游至下游的温带气候土、热带气候氧化土以及干旱区域形成干旱土,其相应沉积中黏土矿物分别对应蛭石、高岭土和蒙皂石。河口区水下三角洲沉积的黏土矿物较为复杂,由伊利石、绿泥石、蛭石、蒙皂石和高岭土组成。中

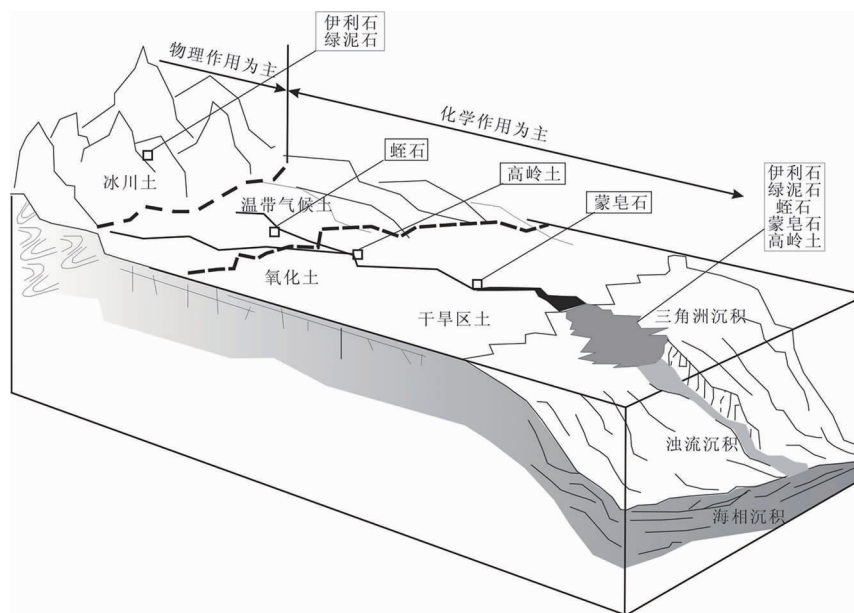


图 1 风化作用、成壤作用与纬度—海拔—时间轨迹表征

Fig. 1 Weathering and pedogenesis VS latitude-altitude-time trajectory

国华北地台奥陶纪—石炭纪存在巨大的沉积间断,缺失泥盆纪—志留纪地层,该区长期处于陆相风化作用,表壳铝硅酸盐遭受全面彻底风化,形成一个以高岭土质为主的陆相覆盖层。石炭纪气候、植被发生突变,在地表大量的径流作用下,经冲刷搬运,在负地形区发生高岭石质黏土沉积。受季节性周期或较大的气候周期作用影响,从而形成多层泥质岩沉积层,层数最长达 7—8 层,层位含铝富集时形成铝土矿^[11]。

2 泥质岩成岩作用中黏土质矿物

松散泥质沉积物到固结成岩过程本质上为其主要组分黏土矿物成分的矿物相变过程。依据黏土矿物相组成,泥质岩成岩作用可划分为早期压实阶段和晚期黏土矿物转化 2 个阶段。

2.1 早期压实作用下的组构变化

地表的泥浆中黏土矿物以完全分散不凝聚、板—面接触絮散、分散的絮凝以及以棱面接触的絮凝状存在,在凝聚的黏土矿物中常形成卡片房架状结构(Card house structure)。关于泥质岩成岩早期的压实阶段,Martin(1965)对高岭石的稀泥浆研究认为,大约压力小于 100 kg/cm² 时,多数黏土矿物都已出现重新定向。淡水中的黏土比海水中黏土有较好的颗粒方向。上覆沉积物载荷压力作用下,体积及孔隙逐渐缩小,而孔隙水、层间水被挤出,原生絮凝团

被压破,使片状质点趋于平行排列。多数研究者将决定页岩组构的优选颗粒定向归因于受盖层压力的影响下高孔隙率黏土微组构的机械崩解^[13-15]。纽约州西部的上志留统 Rhinestreet 泥质页岩样品的扫描显微分析为这一机制提供了更加详实的证据^[16]。泥质页岩样品采自近成岩作用早期的碳酸盐岩结核附近,靠近结核边部压力影内的沉积可能屏蔽了大约 60% 压实变形,从而形成开放组构的黏土矿物域,黏土矿物以典型板—板(edge-to-edge)或板—面(edge-to-face)的絮凝状富水方式存在。远离结核屏蔽效应的样品呈现强烈定向组构,形成易于剥裂的页岩,岩石具低—极低孔隙比。Foaas 等(1983)认为 Brail 盆地中正常固结沉积物在 50~60 m 埋深时从任意定向的黏土晶畴(domain)向平行定向黏土晶畴转化^[17]。

泥质岩沉积的初期压实阶段大致相当于浅埋藏成岩或早期成岩阶段,沉积的后期压实阶段相当于深埋藏成岩或晚期后生成岩阶段(图 2)^[18]。早期压实成岩阶段的研究成果主要来自于对加利福尼亚东部,东非裂谷带以及地中海西班牙、土耳其、摩洛哥等地古沉积中黏土矿物的分析。Searles 湖 700 m 岩芯研究成果反映,当孔隙水的 pH 不超过 8 时,古湖泊碎屑沉积中有少量的斜发沸石结晶;当孔隙水的 pH=9—10 时,达 70% 的沉积被再结晶成自生铁伊利石、镁蒙脱石、钾长石和方沸石组合。稳定同位素证据表明盐湖氧化条件下有利于成岩早期的铁伊利石和钾长石的沉淀,开放水系的还原条件有利于

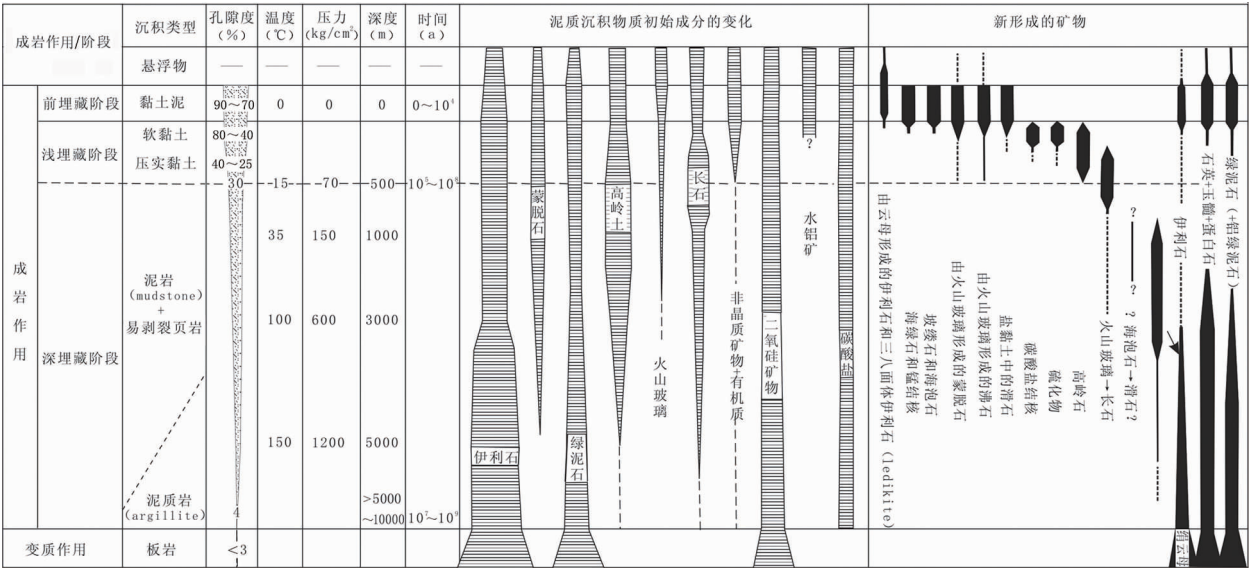


图 2 泥质沉积物在成岩作用期间的矿物化学成分等性质与埋藏深度、压力和温度的关系

Fig. 2 Chemical composition etc. VS depth, pressure, temperature of aregillaceous sediment during diagenesis

镁蒙脱石结晶,这一黏土矿物共生关系被作为浅盐湖和干盐湖的沉积古环境矿物指示组合^[19-20]。出现在欧洲二叠纪—三叠纪沉积地层中的大量铁伊利石被证实为土壤成因^[21]。大量的最新研究成果显示,古湖泊沉积成岩早期具有镁质黏土特征,且其为早于沉积于湖泊底质的反应产物。海泡石和坡缕石被认为是萨布哈、盐湖、钙质结砾层等干旱气候条件下形成的指示性黏土矿物^[22]。

海相沉积的含铁质黏土矿物组合主要可划分为四种矿物相:铬云母(Verdine),鲕粒状铁质岩,海绿石和绿鳞石(Celadonite)。铬云母黏土矿物被认为来自最近的沉积,其形成于大量铁质供给的河口的热带,50~60 m 较浅海水中,如此受限的形成地质条件使其成为一个较好的环境指示性矿物。铬云母被认为是水-沉积物界面处的底层沉积孔隙水和裂隙弱封闭环境形成的新生作用矿物,其不必有前驱矿物的存在。鲕粒状铁质岩是早期成岩阶段的蚀变黏土矿物。海绿石黏土矿物具新生作用源性,形成于不同底质的海水-沉积物界面处。同期性海绿石化被认为形成于中、低纬度的开阔陆架边缘,水深60~1 000 m,多数情况下在60~550 m。形成海绿石化的先决条件是多孔底质沉积物长期滞留于沉积-海水界面,因此海绿石的出现可指示沉积地层曾存在有沉积间断。绿鳞石结构上二八面体1M云母结构,与海绿石相似,但比海绿石具更高Si、Mg和K,其被认为是水下基性岩的蚀变的指示性矿物^[23-24]。

蒙皂石和链状结构的黏土矿物坡缕石是自生性的还是碎屑成因一直是大家争议的焦点。Deconinck等(1996)认为白垩纪沉积中存在3种成因类型的蒙皂石:①土壤源的Fe-Al蒙皂石;②重结晶形成的蒙皂石;③火山碎屑输入物蚀变形成的切托型蒙皂石^[25]。Thiry等(1993)系统观察认为白垩纪时期欧洲不存在形成蒙皂石型风化作用,滨岸的摩洛哥盆地中也缺失坡缕石,因而大西洋沉积中的这两种黏土矿物是由自生成因的,蒙皂石由硅酸盐重结晶形成,坡缕石由下沉的海水结晶而成^[26]。Pletsch等(1996)在摩洛哥滨海盆地发现存在两种坡缕石,其自生形成于阿拉特斯山,改造作用之后被搬运到现在的滨海区。因而,他们认为大西洋深海区的坡缕石是碎屑质成因,碎屑黏土被西南方向的风从近岸浅水盆地搬运至海水中,所以他们确信坡缕石是一种浅水盐湖环境和干旱气候条件的指示性矿物^[27]。

2.2 晚期成岩作用过程中黏土矿物的转变

泥质沉积物被后续沉积物覆盖埋藏后就开始逐

渐进行黏土矿物相的转化。随埋藏深度的加大,压力增大,地温增高,物理化学条件的变化,层间水的释放及层间阳离子的交换,从而使得矿物晶体结构与成分发生变化。

高岭石类黏土矿物随着埋藏成岩作用能够发生新生变形或消失。表生成岩或风化作用阶段,酸性介质水溶液与长石及其它铝硅酸盐矿物反应生成高岭石,或由蒙脱石发生退化而成。深埋藏及温度增高,高岭石将会重结晶成迪开石,并很少转化为珍珠陶土。深部钻孔资料表明,高岭石消失的温度深度为1 100~1 300 m、温度80~190℃;也有报道500 m深时,就无高岭石存在。高岭石的稳定性其实并不严格受温度和压力的控制,更重要的是与其所处地球化学环境密切相关。当地球化学环境的pH值增高、变为碱性时,高岭石的稳定性减低,其将溶解或转变为其它相黏土矿物。如果泥质沉积中的孔隙水中 K^+ 存在,当 $[K^+]/[H^+]=10^6$ 时其地温大约为100℃, $[K^+]/[H^+]=10^3$ 时其地温可升高到200℃,此时高岭石将会发生伊利石化作用,反应方程式为: $3Al_2Si_2O_5(OH)_4 + K^+ \rightarrow 2KAlSi_3O_{10}(OH)_2 + 3H_2O + 2H^+$ 。孔隙水中含有 Ca^{2+} 、 Na^+ 或 Mg^{2+} 存在,则高岭石向蒙脱石或绿泥石转化,反应方程式为: $5CaMg(CO_3)_2 + Al_2Si_2O_5(OH)_4 + SiO_2 + 2H_2O \rightarrow Mg_5Al_2Si_3O_{10}(OH)_8 + 5CaCO_3 + 5CO_2$ 。如有 $Fe(OH)_3$ 存在时,则形成Fe-Mg绿泥石。

蒙皂石是以水合阳离子及水分子作为层间物的2:1型黏土矿物。其被埋藏时,在一定的温度和压力作用下,将会有一部分水从层间失去,造成层间塌陷,形成伊利石-蒙皂石混层矿物。在浅层/温度(<20 km/70℃)深度区,压实作用主要是机械的,其物理特性与泥质岩的实验压实作用测量结果相一致。更大深度下,测井速度、密度均高于实验压实作用的结果,指示存在蒙脱石向伊利石/蒙皂石混层型的进变质化学的压实作用,大量的Si释放于孔隙水中。受黏土基质的包围,泥质沉积中的碎屑粉砂级和泥粒级并无明显出现次生加大作用,相反在黏土基质中发生局部的Si质沉淀作用,从而造成泥质沉积岩刚性的显著增强^[28]。随着埋藏深度的增加,蒙脱石逐渐向伊利石转化过程中,控制因素有埋藏深度、时间、地温梯度及基本离子的活性等,且时间并不是重要因素,一般认为伊利石/蒙脱石混层的温度范围为70~95℃,埋深1 000~2 500 m。如果层间溶液中有 Fe^{2+} 、 Mg^{2+} 存在,则蒙脱石向绿泥石/蒙脱石混

层,再向绿泥石转变。Hower(1976)指出在有 Al^{3+} 参与的条件下,可能存在如下的两个反应步骤^[29-30]:蒙脱石 + Al^{3+} + K^+ → 伊利石 + Si^{4+} + Na^+ + Ca^{2+} 。该化学反应包括:①化学组分是原始蒙皂石晶体的 Si—O 四面体层间的 Na^+ 、 Ca^{2+} 离子与孔隙流体中的 K^+ 的置换;②蒙皂石黏土矿物晶体中 Si—O 四面体层中的 Si 被 Al 置换,引起层间的负电价过剩而发生层间脱水迁出层间的阳离子。蒙皂石的伊利石化的转化过程,仍保持了“TOT”的 2:1 型层状矿物基本结构,仅发生了单元层内化学成分的变化,即带出 Si^{4+} 、 Na^+ 、 Ca^{2+} , Al^{3+} 、 K^+ 带出。Mevnirer(2004)对法国 Aquitaine 盆地下森诺曼阶中的斑脱岩沉积 1 米内的连续地球化学研究,认为从蒙皂石向伊利石转化过程中,黏土混层矿物随深度演化,离子的交换能力减低,向膨润土质沉积层中心(Na+Ca)含量减少。然而大块样品的 Mg、Al、Si、K 和 Fe 的含量大致恒定,指示该系统内是基本处于等地球化学的^[31]。蒙皂石向伊利石的转化过程可以通过两种完全不同获得 K^+ 的方式来实现,一种 K^+ 来源于泥质岩中的钾长石,另外一种 K^+ 来源于孔隙流体^[32]。反应方程式为:

① $\text{Al}_2\text{Si}_4\text{O}_{10}[\text{OH}]_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ (蒙皂石) + KAlSi_3O_8 (钾长石) → $\text{KAl}_3\text{Si}_3\text{O}_{10}[\text{OH}]_2$ (伊利石) + 4SiO_2 (石英) + $n\text{H}_2\text{O}$;

② $2\text{K}^+ + 3\text{Al}_2\text{Si}_4\text{O}_{10}[\text{OH}]_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ (蒙皂石) → $2\text{KAl}_3\text{Si}_3\text{O}_{10}[\text{OH}]_2$ (伊利石) + 6SiO_2 (石英) + $2\text{H}^+ + 3n\text{H}_2\text{O}$ 。

伊利石为具云母型构造的黏土矿物,以 1M、1MD、2M 及 3T 存在,随着压力的增大,温度或压力的增加,伊利石出现 1MD→1M→2M 型的转变。泥质页岩中分散的伊利石形成独立于伊利石/蒙皂石(I/S)混层矿物的转化反应,其仅仅发生于泥页岩的重要成岩阶段,与成岩演化时间长短密切相关。砂岩成岩作用过程中往往出现快速、质纯伊利石形成。相比于砂岩,泥质岩中纯伊利石微晶的形成要慢,这说明与泥质页岩成岩作用体系平衡流体中的 K^+ 具有相对低的活性。

成岩作用形成的绿泥石在泥质沉积物成岩的早期或中期是很少见,造成这一结果的原因与成岩作用过程中有机质羧酸的出现和 CO_2 的形成有关^[33]。羧酸来自于干酪根热催化分解作用,有机酸羧酸经热力学的、细菌质脱羧作用,形成 CO_2 。泥质沉积物的孔隙流体中羧酸、 CO_2 的出现使得流体呈酸性。地球化学低 pH 值条件下,羧酸的螯合作用将金属

离子 Fe^{3+} 、 Al^{3+} 包含到螯合剂内部,变成稳定的,分子量更大的化合物,从而阻止金属离子起作用。在酸性低 pH 值、80℃ 地温条件下,绿泥石不能形成,因而该地球化学条件被用于判定是否处于泥质岩成岩作用的早期阶段。酸性条件下,温度约 80~100℃,绿泥石的不稳定性也被用于高岭石和绿泥石共存样品中绿泥石的移除。绿泥石作为一种常见的低级变质矿物,常出现于时代较老的沉积泥质岩层以及埋藏深度较大的泥质岩中。在富 Mg^{2+} 、碱性环境下, Mg^{2+} 进入蒙皂石水层中形成 $\text{Mg}(\text{OH})_3$ 层,蒙皂石可以向蒙皂石/绿泥石(S/C)混层转化。在接近低变质带的温压区间,原来不同的黏土矿物组合,几乎都可以形成绿泥石、伊利石的共生组合,且绿泥石的形成速度较伊利石缓慢,在低级变质带状况下,形成大量的绿泥石、伊利石转变为低级变质矿物绢云母。泥质岩的成岩作用过程中的绿泥石的形成可能通过多种的反应完成:

① 蒙皂石 + Al^{3+} + K^+ — Si^{4+} — H_2O → 蛭石,蛭石 + Al^{3+} + K^+ + Fe^{3+} → 伊利石或海绿石;蛭石 + $\text{Fe}(\text{OH})_3$ + $\text{Al}(\text{OH})_3$ → 绿泥石。

② $3\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4 + 3.5\text{Fe}^{3+} + 3.5\text{Mg}^{2+} + 9\text{H}_2\text{O}$ → $\text{Fe}_{3.5}\text{Mg}_{3.5}\text{Al}_{6.0}\text{O}_{20}(\text{OH})_{16} + 14\text{H}^+$ 。

③ $5\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2 + \text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4 + \text{SiO}_2 + 2\text{H}_2\text{O}$ → $\text{Mg}_5\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_8 + 5\text{CaCO}_3 + 5\text{CO}_2$;或白云石 + 铁白云石 + 高岭石 + Fe^{2+} → 绿泥石 + 方解石 + CO_2 。

④ $15\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2 + 2\text{KAl}_3\text{Si}_3\text{O}_{10}[\text{OH}]_2 + 3\text{SiO}_2 + 11\text{H}_2\text{O}$ → $3\text{Mg}_5\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_8 + 15\text{Ca}(\text{CO}_3) + 2\text{K}^+ + 2(\text{OH})^- + 15\text{CO}_2$ 。

混层型黏土矿物作为一种黏土矿物转化到另一种黏土矿物的中间产物,其出现于泥质岩成岩的早、中期,因而混层黏土矿物起到了矿物相变化的指示剂作用。泥质岩成岩中常出现蒙皂石与伊利石、绿泥石的混层型矿物。成岩作用早期的蒙皂石通过 Na^+ 、 K^+ 的吸附与脱水作用形成伊利石/蒙皂石(I/S)、伊利石/蛭石(I/V)不规则混层型黏土矿物,经由钠板石规则混层型黏土矿物,进一步的成岩作用下最终形成简单有序的黏土矿物相伊利石。当蒙皂石吸附 Mg^{2+} 时,形成绿泥石/蒙皂石(C/S)或绿泥石/蛭石(C/V)不规则混层黏土矿物,规则混层型黏土矿物柯绿泥石,成岩作用的最终形成简单有序的绿泥石。

泥质页岩中蒙皂石转化为伊利石划分为两个重要的阶段,第一阶段形成伊利石/蒙皂石(I/S)混层

黏土矿物($R=0$ 时, I/S 值 $<50\%$);第二阶段形成伊利石/蒙皂石(I/S)混层矿物($R=1$ 时, I/S 值为 $50\%\sim 100\%$)^[34]。第一阶段的黏土矿物的转化受控于泥质页岩中是否存在钾长石以及长石溶解动力学;第二阶段混层黏土矿物的转化发生于泥质岩中钾长石的大部分或完全消失之后,这一现象说明泥质岩、泥质页岩中另一个外部源 K^+ 源控制对这一转化反应。高岭石并不参与这两个转化反应。

上述黏土矿物转化规律说明,随着埋藏深度的增加(压力增加),温度的升高,泥岩中黏土矿物存在质变 $\rightarrow$ 量变 $\rightarrow$ 质变演化规律。物理化学条件的连续递变,泥质沉积中的黏土矿物开始发生量的递变,主要表现为由简单有序的黏土矿物向不规则的混层型的质变过程,随后的不规则向规则,无序向有序的混层黏土矿物量变过程,泥岩成岩作用的晚期表现为混层型黏土矿物向简单有序单一黏土矿物的质变过程。

3 结语

泥岩的成岩作用实质上是黏土矿物发生转化的过程。

(1)早期的浅埋藏成岩期间,泥质沉积物继承了原始黏土沉积组合,仅仅发生孔隙水、层间水的排出,孔隙度减少,因而此时黏土矿物组成具有强烈的物源指示意义。

(2)早期成岩的压实阶段黏土矿物由完全分散的或絮凝状富水的板-板、板-面接触存在方式,向强烈定向组构变化;沉积沉积物深埋藏成岩或晚期后生成岩阶段,发生层间水、结构水的排出和交换,黏土矿物发生矿物相间的转化。

(3)泥质岩初始沉积中的伊利石、绿泥石随着成岩作用的演化,其晶体结晶有序度增加,即泥质岩成岩阶段黏土矿物的转化产物组合成为泥岩沉积成岩晚期向低级变质阶段演进标度。泥质岩成岩作用早期形成继承性和新生性黏土矿物,成岩作用晚期形成大量转变源的黏土矿物;泥质岩晚期成岩阶段主要发生高岭石消失,形成伊利石和绿泥石转化,或是无序高岭石经有序高岭石向迪开石转化,蒙皂石向伊利石/蒙皂石、绿泥石/蒙皂石混层型转化。随着埋藏深度以及温度的增加,最后形成伊利石、绿泥石,直至低变质带伊利石和绿泥石又分别形成云母和绢云母。

参考文献:

- [1] Lutgens K, Tarbuck E J. Essentials of Geology (eleventh edition) [M]. Prentice Hall, 2012: 148 - 169.
- [2] Selley, Cocks L M, Pllmer I R. Encyclopedia of Geology[M]. Elsevier Academic Press, 2005: 587 - 588.
- [3] Middleton. Encyclopedia of Sediments and Sedimentary Rocks [M]. Springer Netherlands, 2003: 451 - 459.
- [4] 朱筱敏. 沉积岩石学(第四版)[M]. 北京: 石油工业出版社, 2008: 126 - 151.
- [5] Potter E, Maynard J B, Depetris P J. Mud and Mudstone [M]. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 2005: 50 - 51.
- [6] 赵澄林, 朱筱敏. 沉积岩石学(第三版)[M]. 北京: 石油工业出版社, 2001: 117 - 138.
- [7] Harvey B, Robert J, Tracy E, et al. Petrology: Igneous, Sedimentary, and Metamorphic (3rd edition) [M]. New York: W H Freeman and Company, 2006: 274 - 276.
- [8] Dunoyer de Segonzac G. The transformation of clay minerals during diagenesis and low-grade metamorphism: a review[J]. Sedimentology, 1970, 15: 281 - 346.
- [9] Eslinger E, Sellars B. Evidence for the formation of illite from smectite during burial metamorphism in Belt Supergroup, Clark Fork, Idaho[J]. Journal of Sedimentary petrology, 1981, 51: 203 - 216.
- [10] Alain Meunier. Clay[M]. Belin; Springer-Verlag, 2005: 295 - 327.
- [11] 任磊夫. 黏土矿物与黏土岩[M]. 北京: 地质出版社, 1992: 41 - 42.
- [12] 陈丽蓉. 中国海沉积矿物学[M]. 北京: 海洋出版社, 2008: 440 - 442.
- [13] Obrien N R, Slatt R M. Argillaceous Rock Atlas[M]. New York, Springer - Verlag, 1990: 141.
- [14] Obrien N R. Origin of shale fabric—clues from framboids[J]. Northeastern Geology and Environmental Sciences, 1995, 17: 146 - 150.
- [15] Bennett R H, Bryant W R, Keller G H. Clay fabric of selected submarine sediments: fundamental properties and models [J]. Journal of Sedimentary Petrology, 1981, 51: 217 - 232.
- [16] Gary G. Lash, David R, Blood. Origin of shale fabric by mechanical compaction of flocculated clay: evidence from the Upper Devonian Rhinestreet shale, Western New York, USA[J]. Journal of Sedimentary Research, 2004, 74(1): 110 - 116.
- [17] Faas R W, Crocket D S. Clay fabric development in a deep sea core: Site 515, Deep Sea Drilling Project Leg 72: Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, 1983, 72: 519 - 535.
- [18] Muller G. Diagenesis in argillaceous sediments[C]// Larsen G, Chilingar G V (eds), Diagenesis in sediments 1. Elsevier, Amsterdam, 1967: 127 - 178.
- [19] Hay R L, Guldman S G., Matthews J C, et al. Clay mineral-diagenesis in core KM-3 of Searles Lake, California[J]. Clays

- and Clay Minerals, 1991, 39(1): 84–96.
- [20] Deconinck J F, Strasser A, Debrabant P. Formation of illitic minerals at surface temperatures in Purbeckian sediments (Lower Berrasian, Swiss and French Jura) [J]. Clay Minerals, 1988, 23(1): 91–103.
- [21] Jeans C V, Mitchell J G., Scherer M, Fisher M J. Origin of the Permo-Triassic clay mica assemblage[J]. Clay Minerals, 1994, 29(1): 575–590.
- [22] Selahattin Kadir, Muhsin Eren. The occurrence and genesis clay minerals associated with Quaternary caliches in the Mersin area, Southern Turkey[J]. Clays and Clay Minerals, 2008, 56(2): 244–258.
- [23] 谭罗荣. 四川铜街子绿磷石研究[J]. 矿物学报, 1986, 6(2): 127–131.
- [24] 张乃娴, 曲永新. 四川省大渡河下游峨眉山玄武岩夹层中绿磷石的研究[J]. 地质科学, 1993, 28(4): 383–389.
- [25] Deconinck J F, Chamley H. Diversity of smectite origins in Late Cretaceous sediments; example of chalks from northern France[J]. Clay Minerals, 1995, 30(4): 365–380.
- [26] Thiry M, Jacquin T. Clay mineral distribution related to rift activity, sea-level changes and palaeoceanography in the Cretaceous of the Atlantic Ocean[J]. Clay Minerals, 1993, 28(1): 61–84.
- [27] Pletsch T, Daoudi L, Chamley H, et al. Palaeogeographic controls on palygorskite occurrence in mid-Cretaceous sediments of Morocco and adjacent basins [J]. Clay Minerals, 1996, 31(3): 403–416.
- [28] Christer Peltonen, Øyvind Marcussen, Knut Bjørlykke, et al. Clay mineral diagenesis and quartz cementation in mudstones: The effects of smectite to illite reaction on rock properties[J]. Marine and Petroleum Geology, 2009, 26: 887–898.
- [29] Pollard C O. Appendix: Semidisplacive mechanism for diagenetic alteration of montmorillonite layers to illite layers[J]. Geol Soc Am Spec Paper, 1971, 134: 79–96.
- [30] Hower J, Eslinger E V, Hower M E, Perry E. A Mechanism of burial metamorphism of argillaceous sediments: 1. Mineralogical and chemical evidence[J]. Geol Soc Am Bull, 1976, 87: 725–737.
- [31] Mevinier A, Lanson B, Velde B. Composition variation of illite-vermiculite-smectite mixed-layer minerals in a bentonite bed from Charente (France) [J]. Clay Minerals, 2004, 39(3): 317–332.
- [32] Essene E J, Peacor D R. Clay minerals thermometry—a critical perspective[J]. Clays and Clay Minerals, 1995, 43(4): 540–553.
- [33] Foscolos A E. Catagenesis of argillaceous sedimentary rocks [C]// McIlreath I, Morrow D W (eds). Diagenesis, Geoscience Canada, Reprint Series 4: 227–252.
- [34] Gilles Berger, Bruce Velde, Thierry Aigouy. Potassium sources and illitization in-Texas gulf coast shale diagenesis[J]. Journal of sedimentary research, 1999, 69(1): 151–157.

Research on clay minerals during diagenesis of argillaceous rock

LIANG Junhong, SUN Baoiang

(School of Resources & Civil Engineering, Northeastern University, Shenyang 110819, China)

Abstract: According to the research on clayey mineral composition of argillaceous rock and change of clayey minerals in diagenesis stage a large number of clay minerals occur in argillaceous rock and consolidation of loose sediment is essentially changes of clay minerals. The clay minerals are mainly kaolinite, smectite, chlorite and their mixed-layering minerals (illite/smectite, chlorite/smectite). The diagenesis could be divided into early compaction and late transformation of clay minerals. During compaction the clay mineral could be of the source provenance and implication of paleo-environment of the sediment-precipitated water body or new generation provenance. The pore and interlayer water are expelled, primary flocculate mass is broken and the flaky particle tend to be parallel. A few new minerals are formed from reaction of the pore water and the original clay minerals thus the clay mineral is characterized by the source provenance and new generation provenance. During transformation the interlayer water released and interlayer cations exchanged leading to change of clay crystal structure and composition. The unitary clay mineral becomes dual mixed layer clay mineral.

Key Words: Clay mineral; compaction; late diagenesis; argillaceous rock