

沉积盆地中的流体活动及其成矿作用^{*}

刘建明

刘家军

顾雪祥

(中国科学院矿物资源探查研究中心,
北京 100101)

(成都理工学院资源与经济系,
成都 610059)

主题词 盆地流体 同沉积断裂 有机金属络合物 盆地流体成矿

提 要 盆地流体是指在沉积盆地演化过程中活动并参与了沉积物的各种成岩-后生变化的复杂流体相,包括来自盆地内部沉积物压实和相变所释放出的流体,以及主要由盆地边缘大陆隆起区补给的下渗大气降水。流体的流动机制主要有重力驱动流和压实驱动流两种。各种沉积有机质的广泛参与,乃是盆地流体区别于其它地壳流体的最基本特征。这对流-岩反应、对盆地流体及其周围环境的物理化学参数、对成矿金属迁移的形式和能力以及对成矿金属的沉淀就位等过程都有着十分重要的影响。盆地流体具典型的低温热液地球化学特性,流体的同位素组成和流体中的溶解组份与沉积物的特征以及沉积体系的空间分布密切相关。盆地流体广泛参与了沉积物的成岩、后生、成油、成气和成矿过程。沉积体系的空间分布(不均匀介质)、同沉积断裂体系、欠压实异常高压地层以及古地形联合控制着盆地流体的流动迁移和汇聚成矿。有关的矿床类型主要包括:沉积喷流型(sedex型)矿床、密西西比式(MVT)铅锌矿床、大陆砂页岩型矿床以及沉积岩容矿的微细浸染型金矿床等。我国南秦岭泥盆纪地层中的沉积喷流型铅锌矿床和滇黔桂金三角二叠纪-三叠纪地层中的微细浸染型金矿床都是盆地流体成矿的典型实例。

1 盆地流体概述

沉积盆地,作为连接地球内部过程和地表过程的纽带,乃是了解和认识地球动力学系统和岩石圈演化的窗口,也是能源和矿产资源富集的重要地质单元。活跃于沉积盆地演化过程中的流体,正是认识这些重大科学问题的关键环节之一。“盆地流体”(basin fluid)是指活动于沉积盆地演化过程中、并积极参与了沉积物的各种成岩-后生变化的复杂流体相。主要是来自盆地内部沉积物压实-相变释放出的流体以及由盆地边缘大陆隆起区补给的下渗大气降水两大部分,包括不同比例的沉积物间隙水(海水为主)、沉积物颗粒吸附水(海水为主,部分大气降水)、粘土矿物的层间水和结构水、下渗大气降水、下渗海水以及由沉积有机物质热解而成的各种气态-液态有机组份(石油、天然气)等。本文主要讨论以水为主的流体相。

(1) 富水的新鲜沉积物一旦被覆盖,就开始了连续的脱水排水过程。第一次脱水以压实作用为主,排出孔隙水和粘土矿物的层间过量水,泥质沉积物的孔隙度将由80%-50%下降到30%-20%。第二次是随温度升高(100℃左右)使粘土矿物放出大量层间水和结构水的蒙脱石脱水作用,可膨胀粘土经过一系列混层过渡结构向非膨胀粘土(伊利石)转化。

^{*} 地矿部行业基金(9513)、国家自然科学基金(49602029)资助项目。

本文于1997年5月26日收到,8月18日改回。

第三次脱水是伴随伊利石相变为云母等矿物而发生的缓慢脱水过程,此时岩石处在高温高压的地下深处。上述第二次和第三次脱水期间正是沉积物中有机质大量生成石油和天然气的阶段。

(2) 大气降水的渗入发生在盆地边缘的滨岸地带,且多位于造山带一侧的处于上升阶段的盆地边缘。其流量与沉积物的堆积速率成反比,且从滨岸向外急剧降低。在理论上,大气降水下渗可达的最大深度(H)为: $H = h \times P_{mw} / (P_{sw} - P_{mw})$ 。式中, h 是当地的地下水面与海平面之间的高差, P_{mw} 和 P_{sw} 分别是淡水和盐水的密度^[1]。但实际上由于各种因素的影响,其下渗深度往往有限。在今天的墨西哥湾,估算的下渗深度约 2000m^[2]。而且,海平面的变化(海侵和海退)对大气降水的下渗有着深刻的影响^[3]。

在现代水文地质学中,有人将沉积盆地分为地层水渗入型和地层水压出型。前者多出现在地台和造山环境的构造稳定地段,盆地下陷弱,沉积厚度小,而周缘相邻地区的上升有利于下渗大气降水从隆起补给区向卸载的沉陷区运动;后者则通常位于强烈下陷的构造活动区,沉积柱厚度巨大,加积快,从而强烈地表现出沉积物携带的流体在埋藏压实阶段被大量压出的特征。在时间上,常将一个完整的海侵海退过程划分出两个水文地质阶段:从区域沉降和海侵开始,并发生沉积-成岩作用和形成埋藏沉积水的时段称为沉积水文地质阶段;而当区域隆起、海退、含水岩石遭受剥蚀并发生大气降水渗入的整个时期划为渗入水文地质阶段。

盆地流体具典型的低温热液地球化学特性: 80–150℃为主,可达 200–250℃。流体温度主要受盆地热演化史和盆地热结构的控制。盆地流体的盐度变化很大,矿化度大多在 5000–35000mg/L 之间。盐度通常随深度的增加而有所增加,且在作为储水层的砂岩中比相邻泥岩要高,在欠压实高压带中比在正常压实带中高。盆地流体的 pH 值主要由其中的有机酸阴离子(以醋酸为主)和 CO₂ 浓度所控制。有机酸能在较宽的 pH 值范围内起缓冲作用,而且有机酸热解和菌解均能产生 CO₂。总的看来流体特性变化很大,而且与沉积物的关系也十分复杂。从浅到深往往显示 SO₄²⁻ 被还原、Ca²⁺ 和 Mg²⁺ 作为碳酸盐矿物沉淀而浓度降低、H₂S 增加、pH 值降低等趋势。

盆地流体的水岩反应特征是: (1) 新鲜沉积物这一高度分散的颗粒体系,从其沉积伊始直至最终固结成岩都是被浸泡在盆地流体之中,因此成矿组份的萃取率将远远高于循环天水或海水在已固结的岩石中沿裂隙带流动而可能达到的淋滤萃取率。(2) 各种复杂成分的沉积颗粒相互混杂在一起且在空间上不均匀分布,使盆地流体可能与成分和特征十分不同的围岩接触反应,从而在同一盆地内将会出现多种性质不一的盆地流体。而流体之间相互混合或者流经不相容岩层(矿捕层)时则有利于流体的卸载成矿。(3) 沉积有机物的大量存在也将深刻地影响着水岩反应的进行和盆地流体的特性。

由于盆地流体中水的两个主要来源——海水和大气降水经不同程度的水-岩反应同位素交换后又以不同比例相互混合,再加上有机物和粘土矿物的相变水在不同阶段以不同比例加入,因此,盆地流体的氢、氧、碳同位素组成千变万化,十分复杂。众所周知,水岩反应使大气降水的氢、氧同位素均变重,在 $\delta D - \delta^{18}O$ 图解上勾绘出一条从雨水线出发的上升线(图 1);但对海水而言,水岩反应却只使其氧同位素变重,其氢同位素反而变轻,从而在 $\delta D - \delta^{18}O$ 图解上勾绘出一条从海水源区出发的下降线(图 1, 参见图中 Gulf 海岸的现代盆地流体)。显然,在沉积盆地演化早期的沉积水文地质阶段将以交换海水占优势;而在其后

的渗入水文地质阶段则以交换大气降水为主, 这就是今天所采油田卤水的常见现象(图 1 中的 Alberta 盆地和 California 盆地)。

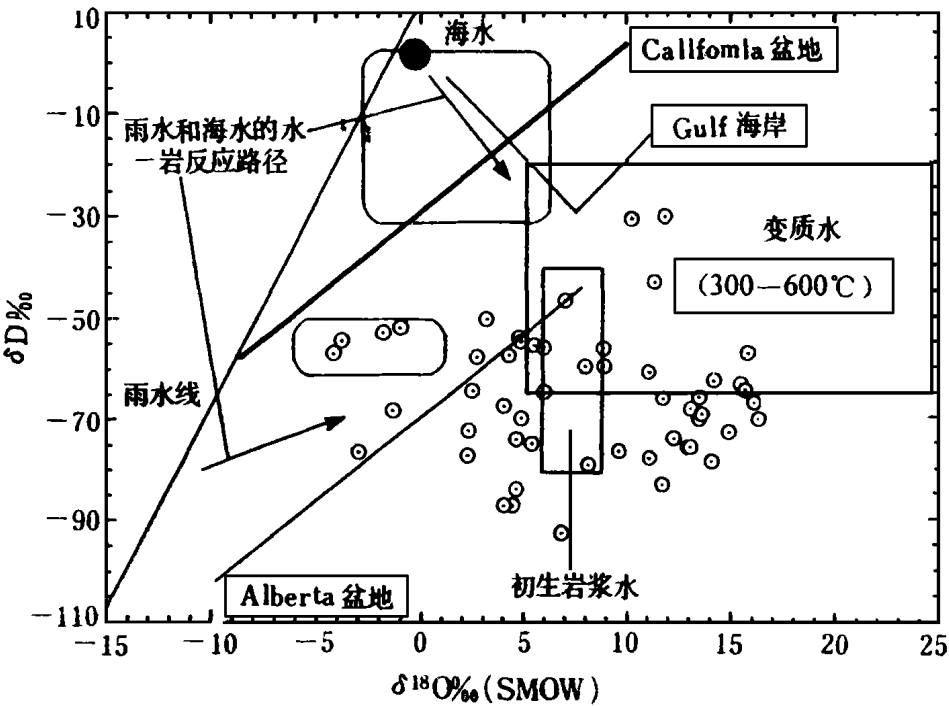


图 1 我国南方沉积岩容矿的微细浸染型金矿床流体包裹体水的 $\delta D - \delta^{18}O$ 图解

Fig.1 $\delta D - \delta^{18}O$ diagram of fluid inclusions in sediment-hosted micro-disseminated gold deposits of South China

δD 为直接测定包裹体水, $\delta^{18}O$ 则为寄主矿物的 $\delta^{18}O$ 换算而成

图中密西西比式铅锌矿床的数据引自文献[4], 油田卤水的数据引自文献[5、6]

经大量的文献调研, 笔者设计了分析追踪热液碳酸盐矿物 CO_2 来源的 $\delta^{18}O - \delta^{13}C$ 图解(图 2)。图解中给出了地壳流体中 CO_2 的三大主要来源的碳、氧同位素范围(有机物质、海相碳酸盐岩、岩浆-地幔源), 而且还用箭头标出了从这三个物源经五种主要过程产生 CO_2 时其碳、氧同位素的变化趋势。盆地流体中的 CO_2 主要来自沉积碳酸盐矿物的溶解作用(dissolution)或沉积有机物质的脱羧基作用(decarboxylation), 正如笔者在研究我国南方微细浸染型金矿床所得出的结论一样(图 2)。尽管这一结论未考虑到碳酸盐矿物沉淀时的各种同位素分馏过程, 但总体趋势却极为清楚。盆地流体成因的硫化物包括矿石中的硫化物和沉积岩中的成岩硫化物, 它们具有一致的硫同位素特征, 其硫的来源主要有二: 一是具正 $\delta^{34}S$ 值的海水硫酸根还原硫, 一是具负 $\delta^{34}S$ 值的生物成因/有机成因硫。二者不同比例的混合将造成一个很宽的数值分布区间。

2 盆地流体的运移

盆地流体的运移机制主要有重力驱动流和压实驱动流两种^[1, 8]: 1) 重力势头(海平面与

地下水面之间的高差) 驱动地表大气降水沿盆地边缘出露的透水层向下渗入盆地内, 这主要取决于沉积体系内砂岩和灰岩等渗透层的连续性和空间分布。因此, 在滨岸地带或被沉积物埋藏的海底孤岛地段, 常有以下渗的淡水浮在盐度较高的孔隙水之上。2) 上覆沉积层的加厚而引起的压实作用驱动的流体运移, 是促使沉积物中孔隙水排出的主要因素。其速度很低, 常低于上述渗入大气降水流动速度一个数量级以上。压实流动遵从 Darcy 定律, 但压力、渗透率和压实作用之间的相互作用使其大大复杂化。

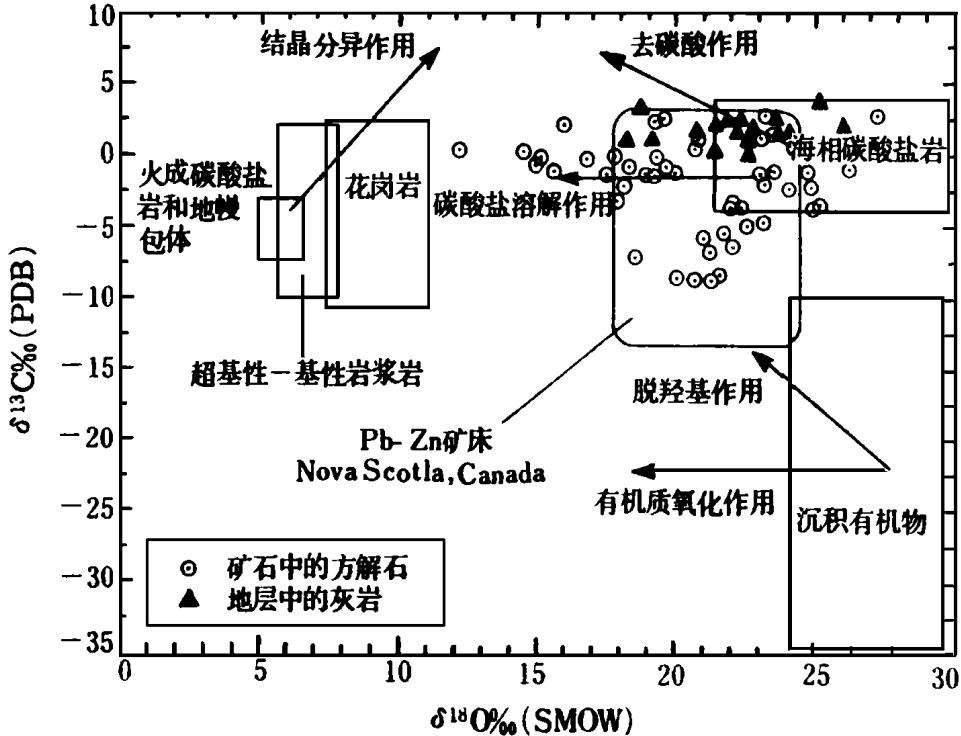


图 2 我国南方沉积岩容矿的微细浸染型金矿床部分矿区矿石中
方解石以及部分灰岩的 $\delta^{18}\text{O}-\delta^{13}\text{C}$ 图解

Fig. 2 $\delta^{18}\text{O}-\delta^{13}\text{C}$ diagram of calcite (in ores) and limestone from some sediment-hosted
micro-disseminated gold ore districts of South China

图中给出了加拿大 Nova Scotia 地区 12 个盆地流体成因 Pb-Zn-Ba 矿床矿石中方解石
及其赋矿地层中碳酸盐岩层的同位素比值范围^[7]

盆地流体的运移在很大程度上受控于沉积体系的空间分布特征, 泥质岩石与砂岩—砾岩的渗透率相差可达 3—4 个数量级(从 1 mD 到 1—10 Darcy)^[1]。通常, 沉积柱内平行层理的侧向渗透率总是稍大于垂直于层理的垂向渗透率。盆地流体运移的主要特征有: (1) 压实作用下排出的水将向压力较小(即覆盖较薄)的部位流动, 即主要向上、向盆地边缘、向盆地内部的水下高地部位流动, 往往具有脉动式(阵发式)流动的特征。(2) 在重力驱动下盆地流体呈连续流动并将向某些较低部位排出。若排出受阻, 则含水层的压力将上升, 可能形成超压, 结果一方面阻碍天水的继续下渗, 同时也迫使盆地流体穿过低透水层向上运移。(3) 当砂岩、泥岩互层时, 流体将从泥岩向砂岩垂向流动, 而在砂岩中则会有侧向流动发生。

沉积盆地中可能出现以油气为主和以水溶液为主的两大类盆地流体。油气一般是多相运移(两相为主,有时三相)。石油从生油源岩的初次运移(或称为初次析出)的机制乃是从干酪根转变成油气过程中的体积增加。若孔隙度为5%的页岩含10%重量的干酪根,当半数的干酪根转变为原油且未被及时排出时,孔隙度将至少增大200%^[1,8]。因此,油气的初次析出具有阵发性,且将大大加剧地层超压现象。这以后,油气在浮力的驱动下沿局部的汇聚路径向上运移(二次运移),并可能进入油气圈闭构造而与水相彻底分离。盆地沉积体系中流动的油气相总是局部的,它受浮力的驱动;只有水溶液相才可能是相对连续的,也可能受区域压力梯度的驱动。

同沉积断裂和欠压实异常高压地层对盆地流体的运移有着特殊的重要意义。

同沉积断裂曾经活动于沉积建造形成的同时,并在一定程度上控制着沉积盆地的演化和沉积-成岩过程的进行。同沉积断层一般为走向正断层,断面上陡下缓,向下可能转化为层间断层。这种断面弯曲可能与重力滑动及沉积物的差异压实作用有关。断面的上部显示拉张性质,而向下则逐渐转化为扭性。在盆地的演化过程中,众多同沉积断层及其所控制的水下高地(由基底硬岩石构成)正是促使、并控制盆地流体迁移、聚集、成矿乃至发生较强烈的后期改造活动的一个极为重要的因素。不仅是作为流体运移的良好通道,而且同沉积断层与其所控制的水下高地一起构成了一个力学上的软弱带和力学性质转换带,在沉积-成岩及其后的后期地质作用过程中都是一个最敏感、最易发生变化的地段。首先,在成岩压实过程中由于水下高地本身很难进一步被压实而成为较软沉积层中的硬块,结果会发生差异性压实。然后,在紧随盆地封闭而发生的褶皱过程中,这些硬块又变成了坚硬的抵柱而带来差异性褶皱变形。因此,这种结合部位即是同生-准同生成矿最有利的地段,也是后期改造最强烈的地段。

当周围介质是尚未固结成岩的沉积物时,同沉积断裂具有与一般断裂不同的特征。众所周知,静岩压力在断裂面上的垂直分量总是力图使断裂愈合。已固结的岩石由于抗剪强度高,能抵抗这一作用力。但尚未固结的软沉积物则不能,因此,同沉积断裂很易闭合。碳酸盐沉积物的胶结固化深度远小于碎屑岩。因此,切割基底硬岩石或早固结的碳酸盐地层的断裂易于保持其裂开性,从而具有高的流体流动速度和汇聚流体的能力。因此,有关的矿化往往与盆地中的碳酸盐层或水下高地密切共生。

欠压实异常高压现象是指沉积物在压实过程中由于流体排出受阻而使其中的孔隙水具有高于静水压力的异常高流体压力,结果使相邻岩层间存在一个压力差,这是促使盆地流体运移的重要动力之一。欠压实异常高压带对成矿的作用是多方面的:(1)由于其高孔隙率和高含水量,使盆地流体相对聚集,这是迈向成矿聚集的第一步。(2)将使盆地流体的温度压力升高(水热增压),增强流体的成矿能力。(3)作为一个力学上的不稳定系统,它经常成为促使同沉积断裂产生并活动的重要因素。这种低密富水带的可塑性(流动性)极高,是沉积柱内的弱化带,沿着这些弱化带很容易发生各种各样的变形、滑塌、破裂、底辟、流体强化排放等灾变性过程,从而引发断裂、不协调褶皱、软变形、包卷层理、液化层理、泄水构造、碎屑岩墙、含包体岩层、甚至泥火山等现象。(4)近年对油气二次运移的研究表明,当异常高压带的孔隙流体压力升高到一定程度时,出现水力微裂缝不仅是可能的,而且是必然的。岩石在地下受压的情形是椭圆形的,即三维空间上承受着不同的压应力(S_1 、 S_2 、 S_3);而孔隙流体的受压则是球形的,即三维方向上的压力都相等(P)。因为作用到岩石骨架三个主应力方

向上的有效压应力(δ_1 , δ_2 , δ_3)等于相应方向上的压应力减去孔隙流体压力 P 。因此, 如果孔隙流体压力升高至等于岩石的最小压应力时, 在该方向上的有效压应力(即围限压力)就等于零, 此时若上覆负荷压力大于岩石的破裂强度, 则势必会产生垂直的张开裂隙, 这是盆地流体运移的重要机制之一^[9]。

欠压实异常高压乃是沉积盆地演化过程中的普遍现象。异常超压出现的顶界深度大多在 3050 m 附近, 温度在 93 °C 以上^[10]。我国南海的莺-琼盆地就是一个年青的超压盆地, 新生代快速堆积的巨厚沉积柱内封存了巨量的超压地层水, 其后的南北向张剪性同沉积断裂诱发了超压系统内塑性泥岩的大规模底辟和高温超压流体的幕式上涌, 从而将盆地深部的高温高压传导到浅部地层, 在莺歌海盆地中央的乐东 14-1-1 钻井测得的超压顶面浅达 1480 m, 而且在深部成油体系之上又派生出了一个上部成油体系^[11]。

3 盆地流体中的有机质及其成矿效应

盆地流体与活动于地壳内部的其它流体的最主要区别是含有丰富的有机组份。各种成熟度的沉积有机质广泛参与各种流-岩反应, 随时改变着盆地流体及其周围环境的物理化学参数, 深刻影响着成矿金属组份在盆地流体中的迁移能力、迁移形式以及沉淀就位机制, 此外, 还影响着沉积岩二次孔隙度的发育。

沉积之初的有机质(生物聚合物)被埋藏后在成岩过程中经微生物分解作用和地球化学缩合作用, 大部分在原地转变成一系列的地质聚合物(如干酪根、沥青、煤), 一部分则进入盆地流体迁移离去(以有机酸为主, 包括脂肪酸、氨基酸以及烃类)。一般而言, 干酪根的热降解是盆地流体中有机酸的主要生成机制。据研究, 流体中有机酸的最高平均浓度多位于 1700—3000 mg/L 之间^[12], 而且最经常出现在 80—140 °C 的温度区间内。

石油(尤其是成熟度低的重质高硫石油)和油田卤水常常含有高浓度的成矿金属组份, 其中的金属就主要以各种有机-金属络合物的形式存在, 并主要与某些复杂有机配体中的 O、Cl、N、尤其是 S 结合生成多齿杂环络合物^[13]。有机化学研究表明, 有机-金属多齿络合物(螯合物、大环络合物)具有很高的稳定性, 即使在浓度很低时也是这样。象富里酸、胡敏酸、多种氨基酸、苔藓酸、多糖、某些脂类化合物以及杂环化合物中的卟啉和色素等自然界广泛存在的有机螯合剂, 都含有相当数量的亲水官能团($-\text{COO}^-$, $-\text{NH}_2$, $-\text{R}_2\text{NH}$, $-\text{RS}^-$, $-\text{ROH}^-$, $-\text{RO}$), 可以使螯合剂不受分子大小的限制保留在水溶液中。这些官能团能与多种金属离子螯合生成可溶性螯合物, 从而大大增加了它们从矿物和岩石中淋滤浸出以及在水溶液中迁移的能力。有机螯合剂, 尤其是大环络合物经常表现出对某种金属有明显的选择性。这种选择性通常不是官能团作用的结果, 而是与大环络合物的特殊几何构型有关。大环配体既有外部的疏水骨架, 又有亲水的内腔, 内腔只适应特定金属离子的键合。因此, 象 K、Rb、Cs、Sr、Ba 等低电价大半径离子以及 REE、Al、Pb、Au、Ag、Hg 等都有可能进入某些螯合配体的大空腔内, 形成具有一定稳定性的螯合物进行迁移。

Dmitriyev 等^[14]用 ^{195}Au 和 ^{203}Hg 作为追踪剂研究了切列肯半岛热卤水中金和汞的存在形式, 结论是二者均以有机络合物形式存在(最可能是与富啡酸络合)。有机配体中电子给予体的稳定性顺序为 $\text{S} > \text{N} > \text{O}$ 。模拟表明, 在深部还原流体中, 相当数量的金属和还原硫可能呈含硫有机络合物的形式共同迁移, 如含硫氨基酸、硫醇等^[15]。这乃是金属元素与

还原硫在同一溶液中共同迁移的合理机制之一。Alsop 和 Gize^[16] 的实验也证实了 Pt 和 Au 的含硫有机络合物的存在, 并探讨了其与深度和硫酸盐还原作用之间的关系。一般认为, 富啡酸和胡敏酸均只能稳定存在于 50℃ 以下, 在较高温度下则分解成其它类型的有机酸, 其它有机酸的稳定场也多限于 200℃ 以下。但近期研究证实了超高温压微生物和生物有机分子的存在及其在热液体系中的重要作用, 温度可达 250—275℃^[17]。

4 盆地流体的成矿作用

尚未固结的新鲜沉积物这一高度分散的颗粒体系, 从其沉积伊始直至最终固结成岩, 自始至终都是被浸泡在盆地流体之中。显然, 完全有理由把这种盆地流体+ 沉积物颗粒体系与采金矿山的浸泡池相对比, 盆地流体严格地扮演着浸泡液的角色, 不断地从沉积物颗粒中萃取出各种金属成矿组份和矿化剂, 从而演化为成矿热液。根据目前的研究, 与盆地流体有关的矿床可归纳为以下四大类。

4.1 沉积喷流型矿床 (sedex 型)

笔者在 1991 年^[18] 曾综述了这类矿床的主要特征和成矿作用。这类矿床赋存于张性盆地的泥砂质碎屑岩建造以及碳酸盐岩建造的正常沉积地层中, 是由沉积盆地演化过程中伴生的海底热液喷流成矿作用形成的, 乃是“沉积盆地正常演化过程中可能出现的多种产物之一”。被埋藏的沉积物在压实成岩过程中释放出多种形式的水及其它组份, 由此演化为成矿热液并沿同沉积断层喷流出海底卸载成矿, 生成典型的热水沉积组合。这类矿床以块状 Pb—Zn—Ba 矿床最为典型, 多产于大陆裂谷盆地中, 部分贫 Pb—Zn 的重晶石矿床则产于压性背景下的大陆边缘残余洋盆^[19]。

如我国著名的南秦岭泥盆纪金属成矿带东西延伸近 600km, 已查明大中小型铅锌矿床数十个。“七五”以来的研究工作使大多数研究者达成共识: 成矿与泥盆纪海盆的构造发展和沉积演化密切相关, 铅锌矿床主要是由海底热液喷流沉积作用形成的^[20]。厚度巨大的南秦岭泥盆系乃是扬子陆块北部被动大陆边缘上的沉积体系, 以陆架浅海和碳酸盐台地相为主。在总体 EW 向延伸的沉积相带上, 存在有相间出现的断块型浅水和断槽型深水沉积地带, 也存在南北向延伸的沉积相带。泥盆纪是一个重要的伸展构造时期, 岩浆活动微弱。祁思敬等^[20] 鉴别出两类铅锌矿床: 1) 产在深水槽盆相复理石型细碎屑岩系中的整合层状矿床, 由块状和层带状硫化物与沉积岩夹层互层组成。含矿层内有富钠长石、富硅、富镁铁碳酸盐和重晶石等多种热水沉积岩, 含矿层下盘有蚀变角砾岩带或含铜网脉状矿化; 2) 产于台地相生物碎屑灰岩之上、以厚层铁白云石硅质岩为容矿岩石的矿床, 其上为盆地相泥质岩石所覆盖, 构成特征的碳酸盐岩—硅质岩—泥岩层序结构。矿体为似层状, 含矿硅质岩内矿化的连续性和均匀性都有较大的变化。他们认为这两类矿床的差别首先是由原来的沉积环境决定的。第一类矿床形成于大陆架下部到陆坡地带的深水半深水区内的一些次级局限性洼地中, 有的曾经是海底卤水池环境。第二类矿床则形成于碳酸盐台地边缘洼地, 而且是在洼地发生显著沉陷时。成矿次级洼地常被基底隆起分割, 形成隆坳相间的格局。经常出现含矿层沉积厚度的急剧变化、含矿层内同生角砾岩、软变形、滑塌堆积等现象。所有这些都充分显示了水下高地—同沉积断裂活动与盆地流体成矿的关系^[21]

4.2 密西西比式 (MVT) Pb- Zn- (Ba- F) 矿床

矿床赋存在克拉通盆地边缘的台地相碳酸盐地层中, 矿体定位空间多为不规则的不整合面或板状角砾岩体。矿体呈后生不整合产状, 但具层控性。矿床是由与油田卤水相似的热卤水形成的^[22]。热卤水温度主要在 80—150℃ 之间, 可达 200℃, 并通过冷却、沸腾、混合、硫酸盐还原、与围岩反应等多种机制卸载成矿。热卤水来自以碎屑岩相为主的盆地中心, 但关于流体迁移则有两种不同的模式: 1) 压实作用驱使盆地流体沿透水层向盆地边缘迁移, 显然这主要发生在盆地演化早期的沉积水文地质阶段, 并涉及欠压实异常高压地层体系^[23, 24]; 2) 在上升的造山带边缘, 下渗的大气降水在重力驱动下沿盆地深部流动迁移并获得热能和成矿组份, 然后在克拉通一侧的盆地边缘台地相碳酸盐地层中卸载成矿^[25]。

4.3 大陆砂页岩型铜、铀以及铅、锌、钒、银、钴等元素的矿床

这是一大类非常复杂的金属矿床, 包括: 1) 页岩型铜矿, 如非洲铜带、中欧含铜页岩 (Kupferschiefer)、美国密西根的 White Pine 等著名的巨型矿带; 2) 红层板状砂岩型铀矿 (tabular sandstone uranium), 如美国科罗拉多高原铀矿; 3) Pb、Zn、V、Co、Ag、Au 以及 铂族元素的伴生、共生或独立矿床^[26]。成矿元素组合和矿床特征均变化很大, 但仍具有以下共性: 1) 都产在大陆内部或大陆边缘的裂谷型盆地边缘; 2) 沉积柱下部都有陆相 (河流冲积相、湖相、三角洲相) 的红色砂岩层覆盖在基底不整合面之上; 3) 矿床产在红层上面的砂页岩层或泥质碳酸盐地层中, 为典型的层状或层控矿床; 4) 含矿地层常常是一有效的金属沉淀地球化学障 (矿捕层), 如富有机质的还原障、富硫化物的硫化障等; 5) 含矿沉积岩系中经常 (但并非总是) 有蒸发岩系或典型的萨布哈岩系产出; 6) 金属矿物呈浸染状分布, 矿体常有卷筒状构造。这类矿床的成因主要有同沉积、早期成岩、晚期成岩三种观点, 其中晚期成岩较具倾向性: 成岩过程中的盆地流体主要从下部的红色砂岩层中获取各种成矿金属组份并向上搬运, 然后在上部的矿捕层中被定位富集, 或由于不同来源流体的相互混合而沉淀卸载^[26, 27]。拉伸性裂谷盆地发育过程中产生的众多同沉积断裂体系及其所伴随的起伏地形都有利于盆地流体的大规模迁移, 而沉积建造中的蒸发岩层又极大地提高了盆地流体搬运金属组份的能力。整个含矿沉积岩系在化学上极不均匀, 其成岩过程中 Eh 和 pH 值的变化幅度乃是所有沉积岩系中最大的, 因此有利于造成多种金属的迁移和富集成矿, 并形成特有的矿化分带, 尤其是铜、铀等变价金属元素。

4.4 沉积岩容矿的微细浸染型金矿床

近十几年来, 我国南方众多微细浸染型金矿床受到地质学界的普遍关注。笔者通过对二十多个这类矿床及其赋矿地层的研究后首次提出, 这类矿床也是盆地流体的产物^[28, 29]。以其中的滇黔桂金三角为例。滇黔桂金三角所在的右江裂谷型沉积盆地在泥盆纪初开始张裂, 产生一系列北西向及北东向张性断裂带 (同沉积断裂), 使得海底地形复杂化, 沉积物明显分异为断块隆起区浅水碳酸盐台地相和深水- 半深水泥质- 硅质岩和深色燧石灰岩的槽盆相。往后, 随张裂带的扩大槽盆相渐次增宽, 至早中三叠世沉积了数千米以砂- 泥岩为主的浊积岩系。区内岩浆活动微弱。矿床的产出位置明显受沉积相带的控制, 矿床产在台地边缘斜坡相带等相变地段, 尤其是碳酸盐高地 (孤台) 的边部或其外侧的边缘斜坡带内。表明成矿与控制海底地形地貌的同沉积期断裂活动密切相关。

矿石显示大量不同规模尺度的同生沉积- 准同生成岩阶段的组构特征, 包括: 金属硫化物、石英、碳酸盐矿物的同生沉积层纹- 层理构造; 准同生成岩期的包卷层理、滑塌构造、

砖墙状构造(成岩压实裂隙)、重荷模、枕状构造等,硫化物往往沿软变形层理-层面上的工具模、重荷模等准同生成岩组构分布,甚或围绕砂枕(砂球)的边缘成环带;常见准同生滑塌角砾岩和喷发角砾岩。这不仅表明本类矿床在沉积物沉积-成岩期间就已经形成,而且指示了当时水下高地边缘斜坡带强烈的同沉积断裂活动以及由此引发的水下滑塌、水下地震、流体喷发等过程。

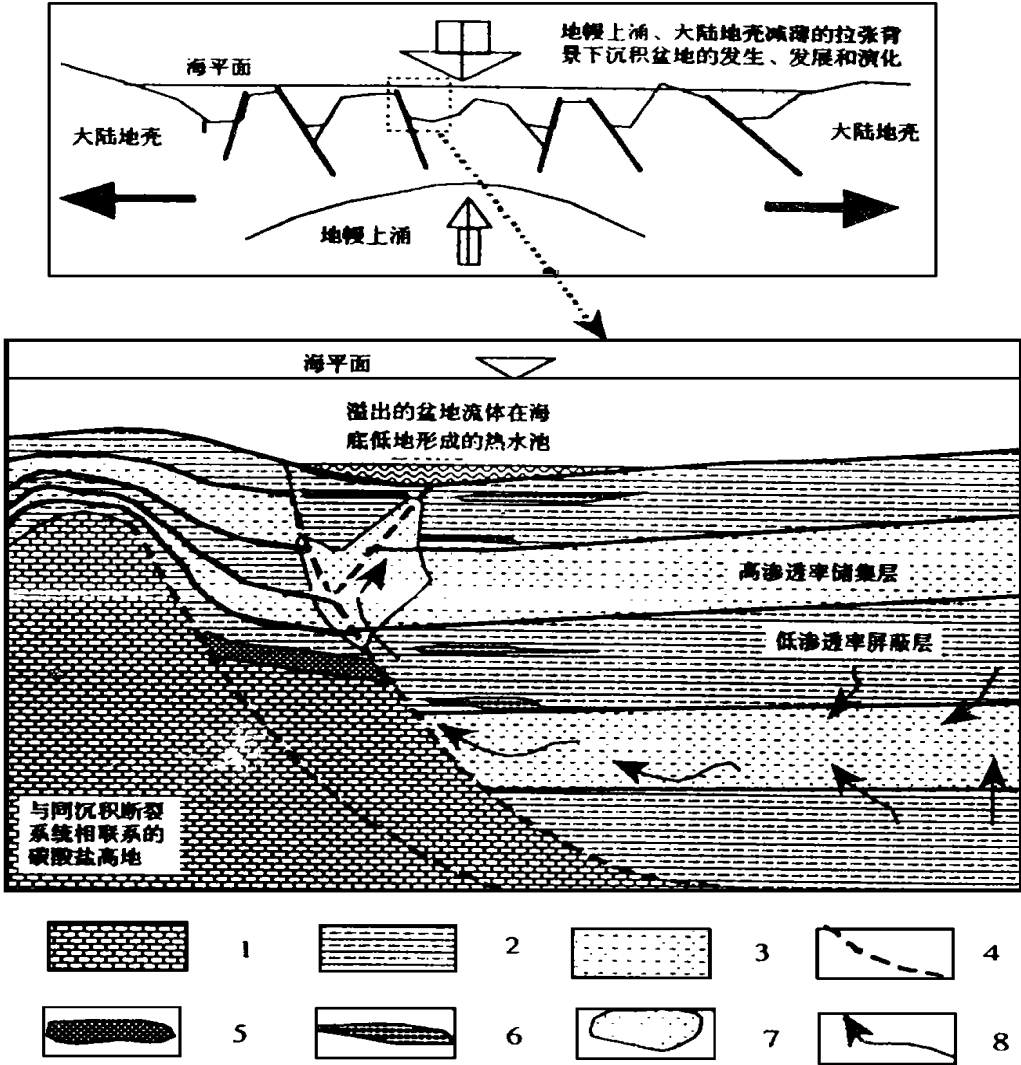


图 3 我国南方沉积岩中微细浸染型金矿床的盆地流体成因模式

Fig. 3 Basin fluid genetic model of sediment-hosted micro-disseminated gold deposits in South China

1—受控于同沉积断裂系统的水下碳酸盐高地; 2和3—油积岩系中富泥质(低渗透率)和富砂(高渗透率)的堆积单元;

4—同沉积断裂; 5—直接就位于水下碳酸盐高地上的硅质岩-硅质角砾岩型矿化(如戈塘、高龙等矿床);

6—产在水下高地外侧或上部的、具同生沉积特征的层状矿化(如板其、金牙、明山、东北寨、桥上、马脑壳等);

7—具明显后生热液成矿特征的不整合型矿化(如丫他、烂泥沟、紫木幽、百地等); 8—盆地流体的运移路线

矿石和直接含矿岩石具大量的泄水构造和液化层理,表明当时沉积柱中含大量的流体,而且这些流体曾发生强烈的运动。某些泄水构造直接构成了金属硫化物的特殊组构,显示

了这种沉积成因流体与成矿的密切关系。成矿与沉积有机质关系密切。赋矿地层和矿石都显示相对较高的有机质含量或显示与有机质具某种依存关系。矿石和岩石中有大量的生物成因组构,包括显微莓群、菌藻组构等。尤其是笔者首次在显微镜下在板其金矿和金牙金矿的原生矿石中观察到了细粒自然金,而金粒与一种有机碳质的微细条带密切共生。这表明成矿与沉积有机质的演化有着密切的内在联系。

对这类矿床氢、氧、碳、硫、铅、铷-锶同位素、稀土元素以及其它微量元素的研究表明,成矿流体的起源与盆地沉积体系的演化息息相关(参见本文的图1和图2)。进一步的研究显示,金的有机络合物可能是促使金从沉积物质点进入盆地流体并迁移聚集成矿的重要机制。而促使这种大分子有机络合物沉淀的主要机制可能是各种吸附作用,从而造成金呈分散的微细浸染形式产出。以盆地流体为主的成矿热液既可能沿同沉积断裂上升到海底卸载而出现海底热水沉积,生成具同生沉积特征的层状矿化,也可能直接在断裂系统(热水通道系统)内发生矿质卸载,出现具明显后生热液成矿特征的不整合型矿化,正如图3所示。

5 结 语

盆地流体广泛参与了沉积盆地演化的全过程和方方面面,包括沉积物的各种成岩-后生变化、盆地的热结构和热历史以及各种矿床和石油、天然气的生成,因此成为当今国际地学前缘的重要研究对象之一。

值得指出的是,本文仅仅论述了单纯的正常沉积盆地内盆地流体的行为,限于篇幅,未涉及岩浆活动等其它过程的加入。实际上,侵入或火山岩浆活动的叠加,不仅会深刻地影响沉积物和盆地流体的物质组份特征,更重要的可能是改变盆地的热结构和热演化史,从而大大改变盆地流体的流动特征并增进盆地流体的活动性。此外,来自盆地基底或中下地壳、甚或来自下地幔的深源流体沿控制盆地发育的深断裂上侵,也将深刻地改变盆地流体的特性,并增强其成矿能力。

参 考 文 献

- 1 Bjorlykke K. Fluid flow in sedimentary basins. *Sediment. Geol.*, 1993, 86: 137—158.
- 2 Harrison W J and Summa L L. Paleohydrology of the Gulf of Mexico Basin. *Am. J. Sci.*, 1991, (291): 109—176.
- 3 Bethke C M and Marshak S. Brine migration across North America—the plate tectonics of groundwater. *Annual Rev. Earth Plane. Sci.*, 1990, 18: 228—315.
- 4 Ohmoto H. Stable isotope geochemistry of ore deposits. *Rev. Mineralogy*, 1986, 16: 491—560.
- 5 Clayton R N *et al.* The origin of saline formation waters 1. Isotopic composition. *Jour. Geophys. Res.*, 1966, 71: 3869—3882.
- 6 Kharaka Y K and Carothers W M. Oxygen and hydrogen isotope geochemistry of deep basin brines. In: Fritz P and Fontes J C. (eds.), *Handbook of environmental isotope geochemistry vol. 2.* Elsevier, Amsterdam, 1986, 305—360.
- 7 Ravenhurst C E. *et al.* Formation of carboniferous Pb-Zn and barite mineralization from basin-derived fluids, Nova Scotia, Canada. *Econ. Geol.*, 1989, 84: 1471—1488.
- 8 Bjorlykke K. Fluid flow processes and diagenesis in sedimentary basins. In: Parnell J. (ed.), *Geofluids: Origin,*

- migration and evolution of fluids in sedimentary basins. *Geol. Socie. Spec. Publ.*, 1994, 78: 127—140.
- 9 Mandle G and Karhness R M. Hydrocarbon migration by hydraulic fracturing. In: Johnes M. E. and Preston M. F. (eds.), *Deformation of sediments and sedimentary rocks*. *Geol. Soci. Spec. Publ.*, Oxford, 1989, 29: 39—53.
- 10 Hunt J M. Generation and migration of petroleum from abnormally pressured fluid compartment. *AAPG Bulletin*, 1990, 74(1): 1—12.
- 11 张启明, 郝 芳. 莺-琼盆地演化与含油气系统. *中国科学 D*, 1997, 27(2): 149—154.
- 12 Lundegard P D and Kharaka Y K. Distribution and occurrence of organic acids in subsurface waters. In: Pittman E. D. and Lewan M. D. (eds.), *Organic acids in geological processes*. Springer Verlag, Berlin, 1994, 40—69.
- 13 Filby R H. Origin and nature of trace element species in crude oils, bitumens and kerogens: Implications for correlation and other geochemical studies. In: Parnell J. (ed.), *Geofluids: Origin, migration and evolution of fluids in sedimentary basins*. *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 1994, 78: 203—220.
- 14 Dmitriyev S N *et al.* Au and Hg forms of occurrence in Chgeleken-Peninsula thermal brines. *Geochimiya*, 1990, 1991(6): 835—841.
- 15 Giordano T H. Metal transport in ore fluids by organic ligand complexation. In: Pittman E. D. and Lewan M. D. (eds.), *Organic acids in geological processes*. Springer Verlag, Berlin, 1994, 319—354.
- 16 Alsop A L and Gize A P. Potential Pt-Au-Humic organo-sulphur species interaction. In: Pasava, Kribek and Zak (eds.), *Mineral deposits: From their origin to their environmental impacts*. Balkema, Rotterdam, 1995, 719—721.
- 17 Price L C. Thermal stability of hydrocarbons in nature: Limits, evidence, characteristics, and possible controls. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1993, 57: 3261—3280.
- 18 刘建明. 海底喷流型层控矿床. 见: 朱上庆等主编. *层控矿床学*. 北京: 地质出版社, 1991, 101—120.
- 19 Maynard J B. Shale-hosted deposits of Pb, Zn, and Ba: Syngenetic deposition from exhaled brines in deep marine basins. In: Robertson J. M. (ed.), *Sedimentary and diagenetic mineral deposits: A basin analysis approach to exploration*. *Rev. Econ. Geol.*, 1991, 5: 177—185.
- 20 祁思敬等. 秦岭热水沉积型铅锌(铜)矿床. 北京: 地质出版社, 1993.
- 21 炎金才. 陕西银铜子海底喷气沉积型银铅多金属矿床的主要成矿特征. *地球科学*, 1997, 22(2): 185—189.
- 22 Sverjensky D A. Oil field brines as ore forming solutions. *Econ. Geol.*, 1984, 79: 23—37.
- 23 Cachles L M and Smith A T. Thermal constraints on the formation of Mississippi Valley-type lead-zinc deposits and their implication for episodic basin dewatering and deposit genesis. *Econ. Geol.*, 1983, 78: 983—1002.
- 24 Fowler A D. The role of geopressure zones in the formation of hydrothermal Pb-Zn Mississippi Valley type mineralization in sedimentary basins. In: Parnell J. (ed.), *Geofluids: Origin, migration and evolution of fluids in sedimentary basins*. *Geol. Socie. Spec. Publ.*, 1994, 78: 293—300.
- 25 Kesler S E. Mississippi Valley Type deposits in continental margin basins: Lessons from the Appalachia-Caledonian Orogen. In: Fontbote L. and Boni M. (eds.), *Sediment-hosted Pb-Zn ores*. Springer Verlag, Berlin, 1994, 89—103.
- 26 Metcalfe R, Rochelle C A, Savage D and Higgs J W. Fluid-rock interactions during continental red-bed diagenesis: Implications for theoretical models of mineralization in sedimentary basins. In: Parnell J. (ed.), *Geofluids: Origin, migration and evolution of fluids in sedimentary basins*. *Geol. Socie. Spec. Publ.*, 1994, 78: 301—324.
- 27 Sanford R F. A quantitative model of ground-water flow during formation of tabular sandstone Uranium deposits. *Econ. Geol.*, 1994, 89: 341—360.
- 28 LIU Jianming and LIU Jiajun. Sediment-hosted micro-disseminated gold and evolution of sedimentary basins. 30th IGC Abstracts Vol. 2, Beijing, 1996, 754.
- 29 LIU Jianming and LIU Jiajun. Basin fluids connected to sediment-hosted micro-disseminated gold. Abstracts of 7th Goldschmidt Conference, Tucson, 1997, 126—127.

Basin Fluids and Their Related Ore Deposits

Liu Jianming

(Research Center of Mineral Resources Exploration, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100101)

Liu Jiajun, Gu Xuexiang

(Chengdu Institute of Technology, Chengdu 610059)

Key words: basin fluid; syndepositional fault; metal-organic complex; mineralization by basin fluids

Abstract

In the present paper, basin fluids refer to extremely complex aqueous solutions which are very active in all the diagenetic-epigenetic processes of sediments during the evolution of sedimentary basins. They mainly include fluids produced by compaction and phase change of sediments inside the basin as well as meteoric water driven downwards into the sedimentary basin by the gravitational potential along uplifting continental margins adjoining the basin. Basin fluids show typical features of low-temperature hydrothermal geochemistry, with temperatures mainly ranging 80–150 °C. Isotope composition and dissolved compositions of basin fluids are controlled by sediment types (decided by fluid-mineral interactions) and their spatial distribution. The contribution of organic matters plays a very important role in such aspects as the fluid-mineral interaction, the change in physical-chemical parameters of basin fluids themselves and their environments, the dissolution, transport, deposition and ore-forming process of metals and the formation of secondary porosity of sedimentary rocks.

Basin fluids make a very important contribution to diagenetic-epigenetic processes of sediments, oil-gas production and ore formation in sedimentary basins. Spatial distribution of sediment systems, together with syndepositional faulting systems, uncompacted overpressure systems and paleotopography of sedimentary basins controlled the migration and accumulation of basin fluids and the metals carried in the fluids. Ore deposits genetically related to basin fluids can be classified into four groups, viz. sedex type deposits, MVT lead-zinc deposits, continental sandstone type deposits, and sediment-hosted micro-disseminated gold deposits.

Two examples of deposits in China formed by basin fluids, one belonging to sedex type and the other to sediment-hosted micro-disseminated gold deposit, are briefly discussed in this paper.