文章编号: 1008-5564(2005) 02-0036-07

成矿流体类型及研究方法综述

梁　婷[1], 高景刚[2], 朱文戈[3]
(1. 长安大学 地球科学与国土资源学院, 陕西 西安 710054; 2. 长安大学 信息工程学院, 陕西 西安 710054;
3. 甘肃地质调查院, 甘肃 兰州 730000)

摘　要: 按照成矿流体来源和性质将其分为与基性、超基性岩浆有关的流体, 与酸性岩浆有关的热液流体, 与海相喷流- 沉积有关的热液流体, 与沉积盆地演化有关的盆地流体, 与区域变质作用有关的变质流体和有机成矿流体等六种类型. 并介绍成矿流体的热力学条件研究、成分研究、成矿流体的同位素示踪和同位素年代学研究的内容和常用方法.

关键词: 成矿流体; 流体类型; 研究方法
中图分类号: P571　　文献标识码: A

在地质作用过程中, 地质流体是当前地球科学研究中的热门课题之一, 而成矿流体是与成矿有关的能流动的物质, 是一种特殊的地质流体, 富含挥发分和较高卤素组分, 是地质流体研究的主要方面, 是解决矿床形成中成矿物质来源、运移、聚集成矿的关键和核心. 越来越多的证据表明, 许多巨型矿床的形成, 是地壳大规模流体流动的结果[1]. 而成矿流体研究的关键问题是其起源、组成、物理化学特征、规模、大规模运移的通道和机理、流体- 热- 力学- 化学之间的耦合作用, 水- 岩反应的化学动力学机制, 流体在造山过程中和地壳变形中的作用, 流体的成岩成矿效应等[2].

地球上的流体, 按照相态有气相、液相之分; 传统矿床学上, 按照流体产状和成因, 将流体分为地幔流体、岩浆流体、变质流体、地层水或建造水、地热水、卤水、雨水和地下水, 以及油田中的油气和油田水等. 然而, 并不是所有的流体均可以形成矿床, 仅当它们成为成矿流体时才有可能[3]. 刘建明等[4]以地质流体活动的地质- 构造背景、与流体活动耦合的主要地质作用过程、流体活动的主要成岩成矿效应等, 将地壳中成矿地质流体分为五类: 与大陆地壳上部中- 酸性岩浆热事件有关的热液流体体系; 与海底基性火山活动有关的热液喷流流体体系; 与海相沉积盆地演化有关的盆地流体体系; 与区域变质作用有关(含与大型剪切带有关) 变质流体体系; 与地幔排气作用过程有关的深部流体体系. 芮宗瑶[5]依据流体的相态, 将成矿流体分为: 镁铁质- 超镁铁质岩浆; 花岗质岩浆- 挥发相- 热水; 热水; 常温水. 张文淮[6]据流体包裹体的成分, 将成矿流体分为: 硅酸盐熔融体+ M(金属组分); H_2O+ NaCl+ M; H_2O+ CO_2+ M; H_2O+ 有机质+ M 等. 虽然成矿流体分类的原则不同, 但对于不同的矿种、不同成因的矿床来说, 成矿流体有一定的成矿专属性, 所以本文采用不同成因矿床中的成矿流体来源进行分类.

1　成矿流体的主要类型

1.1　与基性、超基性岩浆有关的流体

已知典型的岩浆矿床, 如铜镍硫化物矿床、铬铁矿矿床、钒钛磁铁矿矿床等都是在镁铁质、超镁铁质

收稿日期: 2005- 05- 28
基金项目: 中国地质调查局发展研究中心项目(200420190004); 新疆地质矿产勘查开发局项目(XGMB2004001)
作者简介: 梁　婷(1967-), 女, 山东青州人, 长安大学地球科学与国土资源学院讲师, 博士.
高景刚(1974-), 男, 内蒙古通辽人, 长安大学信息工程学院讲师, 博士.

© 1994-20 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved.　http://www.cnki.net

岩浆中聚集的, 虽成矿环境不同, 但都代表地幔流体成矿. 大型剪切带中的深源流体、地幔交代作用、地幔和深部物质的熔融过程等, 也都与地幔流体活动联系在一起. 杜乐天[7]认为地幔流体成矿有两个途径: 一是出于拉张环境下, 地幔流体可以沿断裂快速上涌, 与下地壳岩石来不及充分反应即达到上地壳的浅部, 形成与岩浆无关的陆上和海底热液成矿作用. 二是当地幔流体处于地壳的挤压环境下, 地幔流体不容易快速上升, 从而与下地壳的岩石长时间反应, 就会产生熔融和岩浆作用. 一旦有了岩浆柱, 地幔流体重新有了上升的通道, 达到地壳浅部进行热液成矿作用. 研究证明, 许多大型剪切带型金矿床以及白云鄂博超大型稀土矿床的形成都有地幔流体的参与.

对地幔流体包裹体的研究表明[8]: 上地幔流体主要由 CO_2、H_2O 和部分 CO、N_2、H_2、H_2S、SO_2 以及碳氢化合物(如: CH_4、C_2H_6、C_3H_8、C_4H_{10}、C_5H_{12}、C_6H_{14}、C_2H_4、C_3H_6 等)、Cl、F、P、S 和碱(Na、K)组成. 上地幔中的流体赋存状态有两种: 一类是以自由流体相形式存在于地幔橄榄岩内的流体包裹体和岩浆包裹体中; 另一类是溶解在地幔橄榄岩内的部分熔融体和某些矿物中(如金云母、角闪石、白云石、菱镁矿、方解石和磷灰石等).

1.2　与酸性岩浆有关的热液流体

大多数成矿元素都能以氯化物、二硫化物, 以及氢氧酸的络合物的形式分配进岩浆流体中. 在一定的条件下, 流体矿床中的金属和配位体又可以完全从有关的岩浆中活化出来. 有证据表明: 许多岩浆从中部地壳向上部地壳上升的过程, 都含有出溶的流体. 但不同的构造环境下, 流体的成分是有差异的[9], 不同的矿床类型与岩浆成分之间存在相关关系: 具有高 K_2O 或者高 Na_2O 含量的过碱性侵入体可以成为亲石元素(如: Zr、Nb 和稀土元素)矿床的主岩[9]. 如: 伟晶岩型矿床产出的深度大, 大多数产于造山带地壳重熔型花岗岩上部富含挥发分的富碱岩体中, 其围岩可达角闪岩相– 绿片岩相, 其成矿深度为 5~ 19 km, 成为花岗质岩浆深侵位成矿的代表[5]. 流体包裹体的捕获压力大于 $1\ 500 \times 10^5$ Pa[10], 流体包裹体类型有: 含 CO_2 型的熔融的包裹体、气液包裹体、气体包裹体、CO_2 包裹体. 张文淮[6]认为, 四种不同类型的流体包裹体共存于同一矿物中, 均一温度相似(650~ 7 500 ℃), 表明硅酸盐熔浆与富含 CO_2 的气水溶液发生了不混溶分离形成稀有金属伟晶岩矿床. 而更含铝质的富铁岩系典型的与 Sn、Mo、B 矿床相连. Sn、W 倾向与还原岩浆有关. Cu、Mo 矿床与较偏氧化性的岩浆有关[9].

夕卡岩型矿床是重要的矿床类型之一, 已知的矿种有铜、铁、铅、锌、钨、锡、铋、钼、铍、金、钍、铀、稀土等. 矿床产出的深度通常为 1. 5~ 6 km, 可以作为花岗质岩浆中高侵位成矿的代表[5]. 赵一明等[11]总结出夕卡岩型矿床中流体包裹体存在 5 类流体包裹体: 气液型包裹体、气体包裹体、多相包裹体(含子晶)、含 CO_2 包裹体、熔融包裹体(气相和玻璃质). 流体包裹体盐度可划分为 3 个范围: 低盐度 1%~ 10%, 中盐度区 10%~ 24%, 高盐度区 30%~ 60%. 除了挥发相外, 成矿流体的盐度与温度成正相关关系; 成矿流体中的主要阴离子, 即 Cl^-、F^-、SO^{4-} 系统与花岗质岩浆类型关系密切. 如果为同熔型花岗质岩浆, 花岗质岩一般为中性和中酸性的, 则 Cl^- 占优势, 与铜、钼、金、铁矿化有关; 如果为地壳重熔型岩浆, 岩浆大多为酸性, 则 F^- 和 SO^{4-} 占优势, 与钨、锡矿化有关.

芮宗瑶[5][12]总结了斑岩型矿床, 将成矿流体包裹体组合分成 4 种: 斑岩体顶部以气体包裹体和气液包裹体为主; 上部以气体包裹体、气液包裹体和多相包裹体为主, 有时也能见到含 CO_2 包裹体; 中部以气液包裹体和多相包裹体为主, 气相包裹体和含有 CO_2 包裹体大大减少; 下部以气液包裹体和多相包裹体为主. 流体包裹体的均一温度的上限随着侵位高度的降低而下降; 气液包裹体的盐度为 2%~ 23%, 多相包裹体为 30%~ 64%; 流体包裹体的沸腾现象明显. 稳定同位素研究结果表明, 早期的成矿流体以岩浆水为主, 晚期的成矿流体以天水为主. 从花岗质高侵位岩浆房分流出来的挥发相, 主要为岩浆水、HCl、HF、CO_2、P_2O_5、KCl、SO_2、CO、CH_4 和 B 等, 具有很强的交代能力, 与已经固结的斑岩或已经结晶的斑岩反应, 形成钾硅酸盐交代岩(黑云母化、钾长石化), 有时也形成钠硅酸盐交代岩; 与冷却的围岩反应, 则形成钾硅酸盐角岩. 挥发相中的 HCl、HF 等酸性组分与钾钠硅酸盐矿物反应则有大量的 KCl、NaCl 等溶于成矿流体中, 形成高盐度流体, 在天水的掺和下, 成矿流体的盐度逐渐降低. 与斑岩型矿床有关的花岗质岩浆几乎包含了所有类型的花岗质岩石. 铜、钼、铁– 铜等斑岩型矿床, 如江西德兴铜矿, 与同熔型花岗质岩石有关; 锡、钨等斑岩型矿床, 如广东银岩锡矿, 与地壳重熔型花岗质岩石有关;

© 1994-2012 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved.　http://www.cnki.net

铜、钼、金等斑岩型矿床, 如西藏玉龙铜矿, 与碱性花岗质岩石有关; 铜、钼等斑岩型矿床, 如新疆土屋–延东铜矿, 与地幔型花岗质岩有关.

1.3 与海相喷流– 沉积有关的热液流体

该类型包含了以火山岩为容矿岩石的海相块状硫化物矿床和以沉积岩为容矿岩石的硫化物矿床. 此外还涉及一部分铁锰氧化物矿床, 以及金矿床和重晶石矿床. 与海相火山岩有关的块状硫化物矿床产于前寒武纪、古生代、中新生代造山带变质火山岩中, 在大洋中脊(塞浦路斯型)、海沟(别子型)、岛弧(白银厂型)和弧后盆地(黑矿型)等构造环境中均有产出. 研究认为, 该类矿床的成矿机制是回灌的海水受到海底火山机构和浅成岩浆房的加热, 形成对流循环系统, 然后萃取围岩中的成矿物质, 沿海底断裂排放出来, 在排放口附近(补给带)和海底洼地等形成浸染状和层状– 似层状矿体. 如甘肃白银厂、新疆阿舍勒、四川呷村等.

侯增谦[13] 对甘肃白银厂成矿流体系统的研究表明, 其成矿流体系统是一个富含 CH_2 和 CO_2 的 H_2O-NaCl 流体体系, 不仅有以富含 CH_2、CO_2 为代表的 H_2O-NaCl 流体, 而且有以富气体包裹体为代表的大量高温气态流体; 不仅拥有海底热水系统特有的中低盐度流体, 而且还有异常高盐度流体.

以沉积岩为容矿岩石的硫化物矿床, 主要产于被动大陆边缘海裂谷或拗拉槽中, 受拉张断裂的控制. 其成矿流体具有较明显的还原性, 成矿热液温度变化很大, 压力一般不低于 100 MPa, pH 值一般在 3.5~ 6.5 之间. 流体中阳离子主要为 K^+、Na^+、Ca^+, 其次为 Mg^{2+}、Fe^{2+}、Mn^{2+} 及微量的 Li^+、Rb^+、Cs^+ 等. 阴离子主要为 Cl^-, 其次为 Fl^-、CO_3^{2-}、HCO_3^-、HS^-、SO_4^{2-}、$HSiO_4^{2-}$ 等. 气相成分有 CO_2、H_2、CO、N_2、H_2S、NH_3 等.

1.4 与沉积盆地演化有关的盆地流体

沉积盆地作为地壳中重要的大地构造单元, 是流体活动的最活跃的场所. 盆地流体是指在沉积盆地演化过程中活动的, 并参与了沉积的各种成岩 –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[2]. 盆地流体具有典型的低温热液地球化学特征, 温度以 80~ 150 ℃为主, 可达 200~ 220 ℃. 流体温度主要受盆地演化史的控制, 流体的同位素组成和流体中的溶解组分与沉积物的特征、沉积体系的空间分布密切相关[2]. 有关的矿床类型有密西西比河谷型(MVT)铅锌矿床、大陆砂页岩型矿床及沉积岩容矿的细微浸染型金矿等[4].

流体流动的主要机制有压实驱动流和重力驱动流两种[2]. 压实流体系统, 发生在沉积—成岩期. 在沉积盆地演化过程中, 沉积物的压实和矿物相变都能释放出大量的水, 流体主要来源于因沉积物随埋深增大, 孔隙度衰减而被挤出的地层水或建造水. 流体流动总体上是自盆地的中心向边缘运动. 但盆地沉积物的上部流体一般是垂直向上运移. 当盆地下部存在由砂质沉积物等组成的高渗透层时, 下部的流体会斜穿地层等时面运移到较低的层位或流向高渗透层[14]. 压实过程中, 由于流体排出受阻而使孔隙水具有高于静岩和静水压力的异常高压, 从而出现欠压实异常高压现象[4]. 当孔隙流体的异常压力大于沉积物抗破强度或在构造应力作用下, 产生同沉积(成岩)断层, 从而导致压实流体的释放. 喷溢出的流体常在盆地底部洼地形成热水或热卤水池.

重力驱动的大气降水的渗入主要发生在盆地边缘的滨岸地带, 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. 流体在径流过程中, 将分散在地层中热量“收集”起来, 同时活化、携带成矿元素, 并在排泄地段形成地热储和 MVT(密西西比河谷型)或其他与地下水热液有关的矿床[14].

1.5 与区域变质作用有关的变质流体

变质流体是指区域变质热事件过程中活跃于变质体系内的各种流体的总和. 目前以流体包裹体的形式被残留封存在变质矿物中, 从变质的浅部带到深部带. 变质流体的来源和性质变化很大, 麻粒岩相的深变质带是以深部(地幔排气)来源的流体占优势, 主体是高密度的 CO_2、H_2S、CH_4、N_2 等; 经过角闪岩相到麻粒岩相的转换带, 变质流体从以水为主, 变为以 CO_2 为主. 在中低级变质区, 流体成分继承了原岩流体的性质, 主要由原岩的脱水脱气作用形成, 是一个典型的岩石缓冲体系, 浅变质带内则有地下水或地表水的向下渗透参与, 主体为 CO_2、H_2O、CH_4 等, 含少量的 H_2S、N_2 等[2][4].

© 1994-2012 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

芮宗瑶[5]将变质的细碎屑岩型金矿作为变质热液矿床的代表. 它们包括活化带和造山带的金矿床. 成矿常与韧性剪切带相伴生, 并经过较复杂的演化: 沉积阶段形成矿源层, 区域变质阶段重新组合改造矿源层, 使金脱离碳质和黏土质吸附, 大大提高了活化率, 成矿作用发生在区域变质作用之后, 在经过构造演化或造山带变质变形后, 金发生富集.

1.6　有机成矿流体

有机成矿流体是金属矿床的成矿过程中起重要或主要作用的、经过一定距离迁移的、含有机质的流体或流体状态的有机质. 从某种意义上讲, 有机成矿流体中的有机质, 都是经过了一定距离迁移[15], 可以是液态、也可以是气态,

近 10 多年来越来越多的研究表明, 有机流体与许多金属矿床之间有着紧密的成因联系, 特别是含油气盆地卤水在形成金属矿床中起着重要的作用. 两者不仅时空相依, 而且成因相关. 如: MVT 型铅–锌矿床存在大量的烃类包裹体, 成矿流体由烃类和盐水流体构成; 在一些油田, Au 达到工业品位, Hg 储量达到超大型规模. 在现代海底活动热水区, 海底喷流与硫化物矿床附近伴有大量石油产出; 在滇黔桂卡林型金矿的成矿流体中也存在大量的烃类. 据薛春纪(2003) 对云南兰坪盆地金顶铅锌矿床成矿流体研究, 其流体包裹体主要为液相、气液包裹体, CO_2 包裹体, 烃类包裹体等, 而烃类包裹体至少有四种: CO_2–烃类包裹体、CO_2–烃类–H_2S、CO_2–烃类–H_2O、CO_2–H_2O–H_2S, 烃类主要包括: CH_4、C_2H_2、C_2H_4、C_2H_6、C_3H_6、C_3H_8、C_6H_6 等. 这些事实说明, 金属矿床与油气矿床实际上具有统一的成矿流体系统. 烃类流体和 CO_2 流体对金属元素的活化、萃取、输运转移和卸载、聚集至关重要.

2.　研究内容与方法

成矿流体研究是地学界研究的热点之一, 是地质流体研究的主要方面. 越来越多的研究均证实了大多数金属矿产的形成与成矿流体活动具有密切的关系, 流体活动是贯穿与矿床形成的整个过程的. 流体在沿通道运移中, 随着周围环境的改变, 本身要发生一系列的物理–化学变化, 达到一定程度时引起矿质的沉淀富集; 同时, 流体也必然在它所流经的通道和围岩中留下各种痕迹[16]. 在流体演化、运移、成矿的不同阶段捕获的流体包裹体是各期流体最直接的证据, 所以流体包裹体成为研究流体性质和成矿机制的最常用的途径之一[17]. 而流体包裹体是否为成矿流体, 主要取决于其捕获事件是否在成矿期. 只有保证研究的是成矿期捕获的流体包裹体, 才能得到成矿流体的信息.

对于成矿流体的研究方法, 采用将构造、矿床、矿物学、地球化学, 以及流体动力学等理论和方法, 综合研究成矿流体活动的宏观、微观信息, 在此基础上, 运用核技术方法, 查证和追索成矿流体活动的踪迹. 成矿流体研究主要有以下方面.

2.1　成矿流体的热力学条件研究

流体包裹体能提供成岩成矿流体的性质、成因、演化以及温度、压力条件等重要信息. 由于在岩石或矿物中流体包裹体通常包含了不同期次、不同时间出现的包裹体, 因此需要多对单个包裹体进行分析. 而成矿流体热力学条件研究, 包括形成温度、压力、盐度、Eh、Ph、密度等, 必须建立在流体包裹体的岩相学研究的基础上.

研究方法: (1) 流体包裹体的岩相学研究. 主要利用偏光显微镜研究包裹体的形态、产状、大小、颜色; 包裹体的数量、丰度和空间分布特征, 包裹体的类型、相态、成分、充填度; 区分原生包裹体、次生包裹体、假次生包裹体等. (2) 利用显微冷热台、显微热台测定流体包裹体的形成的温度, 有均一温度、爆裂温度之分. (3) 用冷冻法测定包裹体冰点, 按照有关公式计算矿液的含盐度. (4) 利用 $NaCl–H_2O$ 体系, CO_2–H_2O 体系、CO_2–$NaCl–H_2O$ 体系的 P–T–ρ 或 P–T–ρx 相图计算成矿流体的盐度、密度、压力等.

2.2　成矿流体成分研究

通过包裹体的成分研究, 确定流体的性质与来源. 流体包裹体的成分较为复杂, 主要的液相成分有 Na^+、K^+、Mg^{2+}、Ca^{2+}、Cl^-、SO_4^{2-} 及少量的 Li^+、Al^{3+}、Fe^{2+}、Fe^{3+}、BO_3^{3-}、PO_4^{3-}、SiO_3^{2-}、HCO^{3-} 和 CO_3^{2-} 及其他元素, 主要的气体为 $H_2O(g)$、CO_2、少量的 F、Cl、CH_4、CO、H_2、O_2、N_2 等[18].

© 1994-2012 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved.　http://www.cnki.net

根据成分特点, 确定流体的性质, 根据某些组分摩尔比值, 初步确定流体来源. 一般认为 $x_{Na}/x_K < 1$, $x_F/x_{Cl} \geqslant 1$ 的流体与岩浆热液有关, $x_{Na}/x_K > 2$, $x_F/x_{Cl} \gg 1$ 的流体与沉积或热卤水有关[19][20]. 张德会(1998)通过研究认为 $x_{Na}/x_K > 1$ 的矿床, 既可以是岩浆热液, 也可以是其他热液, 而 $x_{Na}/x_K < 1$ 的矿床基本上为岩浆热液矿床. 成矿流体的盐度也是判断流体来源的一个重要标志. 盐度较低的矿床, 一般 $x_{(NaCl)} < 20\%$, 成矿流体既可以是岩浆热液, 也可以是变质热液或大气水热液, 而盐度 $x_{(NaCl)} > 30\%$ 的矿床, 其成矿流体一般为岩浆热液. 一般认为高盐度可以有岩浆沸腾作用产生或由流体淋滤了蒸发岩或沉积岩中的盐类矿物形成[20].

利用流体包裹体的 Na-Cl-Br 体系是确定流体的来源和矿质的沉淀的较新的方法. 大量研究已经证明, 底层卤水(包括 MVT 铅锌矿床的含矿卤水)中的盐类离子是由海水蒸发或者海相蒸发岩的溶解而获得的. 海水蒸发形成卤水的 $x_{(Na/Br)}$ 和 $x_{(Cl/Br)}$ 较低, 大大低于海水. 由大气降水淋滤盐层所形成的卤水的 $x_{(Na/Br)}$ 和 $x_{(Cl/Br)}$ 较高, 远高于海水. 因此可以利用流体包裹体滤液的 $x_{(Na/Br)}$ 和 $x_{(Cl/Br)}$ 来鉴别成矿流体是由海水的蒸发形成的还是有大气降水淋滤蒸发岩而形成的[21].

根据矿物包裹体的气相成分, 按有关化学反应平衡方程计算氧逸度、硫逸度等, 计算流体的酸碱度和氧化还原电位.

流体包裹体成分测试的技术方法有: 电子显微探针(EPMA), 主要用于熔体包裹体的全分析测定和子矿物的鉴定; 激光拉曼显微探针(LRM 或 LRS); 质子显微探针(PIXE) 扫描电镜分析(SEM); 同步加速辐射(SXRF), 激光显微探针惰性气体质谱分析(LMNGMS); 激光等离子质谱仪(LA- ICP- MS); 中子活化分析(NAA) 等.

2.3 成矿流体的同位素研究

2.3.1 *确定成矿流体的来源*

不同来源的流体, 其同位素的组成有明显的差异, 把成矿流体的同位素组成与已知源同位素组成进行对比, 是判断成矿流体来源的重要方法. 其前提是了解流体在不同源区的同位素组成.

目前, 一般认为 CO_2、CH_4 有三种来源: 地幔去气及火山岩浆来源(幔源 CO_2, $\delta^{14}C$ 为 - 8‰~ - 5‰). 沉积岩中碳酸盐脱气及含盐卤水与泥质岩的水/岩相互作用来源(具有富重碳同位素特征, 一般 - 2‰~ 2‰); 有机质分解及大气成因(通常有富轻同位素组成特征, 一般< - 10%)等[22]. 利用碳、氧同位素, 确定碳的来源.

范建国用 Sr 同位素判断流体来源同样有明确的指标: $\omega(^{87}Sr)/\omega(^{86}Sr) > 0.710$ 为壳源, $\omega(^{87}Sr)/\omega(^{86}Sr) > 0.705$ 为幔源. 但是, 利用 Rb-Sr 同位素指示流体来源时, 了解流体的渗透和交代过程中 Rb-Sr 同位素的交换行为是至关重要的. 若地热流体与源区岩石有相同的 Sr 同位素组成, 说明流体中的 Sr 同位素交换反应是一个非常缓慢的过程, 不会发生明显的同位素分馏. 近年来的研究表明, 地热流体在运移中会从途径的围岩中淋滤出 Sr 来, 导致流体的 Sr 同位素组成改变. 蒋少涌等在研究大厂锡矿时, 认为硅质岩中电气石的 Sr 和 Nd 同位素组成是淋滤上盘和下盘岩石的混合物. 因此, Hedge(1974)、Bohlke 等(1986)指出: Sr 同位素组成只是代表 Sr 的来源, 与流体以及成矿物质的来源可以完全不同, 它只是流体曾经流经这里, 带走了与流体源同位素组成不同的 Sr, 改变了流体的 Sr 同位素组成;

流体中的稀有气体组成对指示其中稀有气体的成因具有明显的优势. 地壳流体中的稀有气体有三个明显的来源: (1) 大气饱和水(ASW), 包括大气降水和海水, 其典型的 He 和 Ar 同位素组成为: $^3He/^4He = {}^1Ra$(Ra 代表大气氦 $^3He/^4He$ 比值, 为 1.4×10^{-6}), $^{40}Ar/^{36}Ar = 295.5$; (2) 地幔流体, 具有较高 ^3He, $^3He/^4He$ 的特征值为 6~ 9Ra(Ra 代表大气氦 $^3He/^4He$ 比值, 为 1.4×10^{-6}), $^{40}Ar/^{36}Ar$ 变化较大, 一般比较高(> 40000); (3) 地壳放射成因的 He 和 Ar, $^3He/^4He$ 的特征值为 0.01~ 0.05Ra(Ra 代表大气氦 $^3He/^4He$ 比值, 为 1.4×10^{-6}), 而 $^{40}Ar/^{36}Ar$ 也很高; 不同来源的同位素组成不同, 地幔的 $^3He/^4He$ 的特征值为 6~ 9 Ra, 是空气的 $^3He/^4He$ 的特征值为 0.01~ 0.05 Ra 的近 1 000 倍, 即使地壳流体中有少量的幔源 He 的加入, 也容易判别出来. 流体包裹体的 He-Ar 同位素组成变化记录了流体混合演化过程. 对成矿古流体的稀有气体研究, 硫化物是最理想的样品, 以黄铁矿最好.

© 1994-2012 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

2.3.2　确定成矿时代

通过成矿流体活动的精确定年, 建立流体活动时间精确年表与相关的地质时间年表相互对照, 可以为探讨热液成矿的过程和机制, 建立成矿流体体系的时空四维演化模式, 分析研究区的热演化史, 并追踪岩石圈物质的演化过程提供重要的基础数据和制约机制. 这不仅对于确定成矿时代、讨论矿床成因和控矿地质因素、掌握成矿规律并指导找矿勘查实践, 而且对于探讨地壳中大规模的流体活动规律, 进而认识地球动力学的许多重大问题, 都有极为重要的意义[4]. 研究成矿流体的直接采样对象有: (1) 流体沉淀的产物, 包括热液矿物、各种的水成脉体、泉华; (2) 流体活动留下的踪迹, 包括水岩反应、热液蚀变、愈合裂隙、蚀变晕圈等; (3) 古流体, 包括封存在矿物晶格中的流体包裹体和封存在各种圈闭中的石油、天然气和油田卤水; (4) 现代流体, 包括地下水、大陆活动地热水、海底地热水. 严格地来讲, 只有从热液流体中沉淀下来的新生矿物及其中的原生流体包裹体, 才能真正代表流体的同位素和化学组成特征, 才能作为流体活动定年的测定对象.

同位素测年的方法有很多, 但各种测年的方法既有一定的适用范围, 也存在各自的局限性. 因此了解每一种方法的实用性和局限性, 将有利于对成矿时代的研究. 目前, 常用的方法有:

(1) Rb-Sr 法: 通过全岩、单矿物或石英包裹体的 Rb-Sr 等时线年龄测定, 来进行成矿时代的研究. 研究成果很多, 全岩等时线多用于围岩年龄测定, 是间接测定成矿时代的研究方法, 而测定蚀变矿物或蚀变带、矿体中矿物包裹体的等时线年龄是直接测定成矿时代的方法[23]. 目前石英中的流体包裹体效果较好. 也可用于闪锌矿、萤石等.

(2) ^{40}Ar-^{39}Ar 测年技术: 高精度的 ^{40}Ar-^{39}Ar 测年技术的建立, 使得微钾矿物、流体包裹体 ^{40}Ar-^{39}Ar 定年成为可能[24]. 目前, 流体包裹体的 ^{40}Ar-^{39}Ar 测年对象都集中在石英上.

(3) Sm-Nd 法: 和 Rb-Sr 法一样, 也是间接或直接测定成矿时代. 主要用于测定前寒武纪铁镁质火山岩或侵入岩的形成时代. Sm-Nd 等时线法在流体活动定年中的应用实例也不少, 或者用于测定较为富集稀土元素的热液矿物, 如: 富集重稀土的沥青铀矿, 富集中稀土的含钙矿物白钨矿、萤石等; 或者是测定热液矿物中的流体包裹体[25]. Sm-Nd 等时线的精度较差, 其年龄的分辨率一般小于 20Ma, 适用于测定古老岩石的年龄, 而对于较为年轻的流体活动产物则较难应用. 所以 Sm-Nd 法对超净室和质谱仪的要求很高.

(4) U-Pb 法: U-Pb 法被认为是目前测定火成岩最可信的年龄数据, 但对于成矿流体活动却很难找到适合 U-Pb 法定年的矿物. 常用的矿物, 如锆石、沥青铀矿、晶质铀矿、钍石等铀-钍矿物在热液矿石中并不多见, 而且可能同样存在 Pb 丢失问题. 所以这一方法应谨慎使用.

矿床是一个复杂的地质系统, 矿床成因归根结底是成矿作用的动力学问题. 成矿作用的多期次、多阶段是成矿动力系统时空演化的复杂性的表现. 而成矿流体体系在时间、空间上演化的轨迹实际上与矿床的形成过程是一致的. 因此, 以流体活动为线索, 来探讨岩石圈物质、能量分布和迁移, 通过成矿流体的研究, 来反映矿石和岩石的形成条件、机制和成矿、成岩时代, 阐明矿床的形成规律, 这已逐步成为矿床学研究的一个重要趋势.

[参　考　文　献]

[1] 张连昌, 赵伦山. 成矿流体研究的若干进展与动态[J]. 地质与勘探. 2001, 37(1): 7~10.
[2] 刘建明, 储学蕾等. 地壳中的成矿流体体系[J]. 地球物理进展, 1997, 12(1): 31~40.
[3] 卢焕章, 范宏瑞等. 流体包裹体[M]. 北京: 科学出版社, 2004.
[4] 刘建明, 赵善仁等. 成矿流体体系的主要类型[J]. 地球科学进展, 1998. 13(2): 161~165.
[5] 芮宗瑶, 李荫清, 王龙生, 等. 从流体包裹体研究探讨金属矿床成矿条件[J]. 矿床地质. 2003, 22(1): 13~23.
[6] 张文淮, 张志坚, 伍刚. 成矿流体及成矿机制[J]. 地学前缘. 1996, 3(34): 245~252.
[7] 梁俊红, 金成洙, 王建国. 成矿流体研究的内容及其进展[J]. 地质找矿论丛. 2001, 16(4): 219~224.
[8] 夏林圻, 夏祖春, 徐学义等. 地幔橄榄岩捕虏体中的流体包裹体、岩浆包裹体和玻璃[A]. 杜乐天, 等. 幔汁流体与软流层(体) 地球化学[C]. 北京: 地质出版社. 1996.
[9] 刘伟. 岩浆流体在热液矿床形成中的作用[J]. 地学前缘(中国地质大学, 北京), 2001, 8(3): 203~212.

© 1994-2012 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved.　http://www.cnki.net

[10] 邹天人, 张相寰, 贾富义等. 论阿尔泰 3 号伟晶岩脉的成因[J]. 矿床地质, 1986, 5(4): 34~ 48.
[11] 赵一鸣. 夕卡岩矿床研究的某些重要进展[J]. 矿床地质, 2002, 21(2): 113~ 120.
[12] 芮宗瑶, 黄崇轲, 齐国明, 等. 中国斑岩铜(钼)[M]. 北京: 地质出版社. 1984.
[13] 侯增谦, 李荫清, 张绮玲, 等. 海底热水成矿系统中的流体端元与混合过程: 来自白银厂和呷村 VMS 矿床的流体包裹体证据[J] . 岩石学报, 2003(2).
[14] 程小久, 匡耀求. 盆地成矿流体系统研究中的几个重要问题[J]. 华南理工大学学报(自然科学版), 1996 , 24(增刊): 78~ 82.
[15] 张志坚, 张文淮. 有机成矿流体研究进展[J]. 地质科技情报, 1998, 17(2): 45~ 50.
[16] 倪师军, 曹志敏, 张成江, 等. 成矿流体活动信息的三个示踪标志研究[J]. 地球学报, 1998, 19(2): 166~ 169.
[17] 范建国, 倪培, 田京辉. 成矿流体的包裹体同位素示踪探讨[J]. 地质找矿论丛, 2000, 15(3): 275~ 280.
[18] 徐九华, 谢玉玲, 邹一飞. 包裹体成分研究中某些尖端技术的应用前景[J]. 矿物岩石地球化学通报, 1998, 17(3): 201~ 203.
[19] 温春齐, 蔡建明, 刘文周等. 金顶铅锌矿床流体包裹体地球化学特征[J]. 矿物岩石, 1995, 15(4): 78~ 84.
[20] 张德会. 流体包裹体成分与金矿床成矿流体来源[J]. 地质科技情报, 1998, 17(2)(增刊): 67~ 71.
[21] 李泽琴, 王浆臻, 倪师军等. 川滇密西西比河谷型铅锌矿床成矿流体研究: 流体 Na-Cl-Br 体系的证据[J]. 矿物岩石, 2002, 22(4): 38~ 41.
[22] 季宏兵, 李朝阳. 滇西金满铜矿床成矿流体地球化学特征及来源[J]. 矿物学报, 1998, 18(1): 28~ 37.
[23] 陆松年, 李怀坤, 李惠民. 成矿地质事件的同位素年代学研究[J]. 地学前缘, 1999(2).
[24] 邱华宁. 流体包裹体^{40}Ar-^{39}Ar 计时技术及其定年应用[J]. 矿物岩石地球化学通报, 1999(2).
[25] 薛春纪. 云南兰坪盆地第三纪成矿系列研究[D](博士后科研论文). 北京: 中国地质科学院. 2000.

[责任编辑 吕玉琴]

A Summary on the Types of Ore-Forming Fluids and Research Methods

LIANG Ting[1], GAO Jing-gang[1], ZHU Wen-ge[2]

(1. College of Earth Science and Land Resources Management, Chang'an University, Xi'an 710054, China;
2. College of Information Engineering, Chang'an University, Xi'an 710054, China;
3. Gansu Geological Survey Bureau, Lanzhou 730000, China)

Abstract: The study on ore-forming fluids is one of the popular subjects in the earth science; it is the key to the solution of the origin of ore-forming materials, movement and forming deposit. According to their origins and characteristics of ore-forming fluids, they are classified into six types, i.e., fluids related to basic and ultra basic magma, to acidic magma and evolution of sedimentary basin, metamorphic fluids related to area metamorphic reaction, organic ore-forming fluid. Meanwhile, the introduction is given to the main research contents and common methods of thermodynamics conditions, compositions, isotope and chronology of ore-forming fluids.

Key words: ore-forming fluid; types of ore-forming fluids; research method

© 1994-2012 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net