文章编号:0258-7106 (2003) 01-0013-11

从流体包裹体研究探讨金属矿床成矿条件

芮宗瑶 李荫清 王龙生 王义天
(中国地质科学院矿产资源研究所,北京 100037)

摘 要 根据作者多年来对流体包裹体的研究成果,参考了国内外的研究结论,提出了一个新的成矿流体分类方案,并评述了我国若干典型金属矿床的研究状况,由此探讨了金属矿床的形成机制。

关键词 地球化学 成矿流体分类 流体包裹体 成矿条件 金属矿床 综述
中图分类号:P618.2;P611 **文献标识码**:A

保存在流体包裹体中的流体主要为岩浆水、变质水、地层水、地热水、萃取水、CO_2 和烃类等,而且它们是在热状态下被捕获于矿物的晶体缺陷和愈合裂隙中的。本文讨论的成矿流体比流体包裹体的研究对象更广泛,它将地质历史时期的各种成分的岩浆、挥发相、热水、河水、湖水、海水、地下水和风化壳中含有机质的地表水等也作为成矿流体。因此,这里所说的成矿流体是与成矿有关的能流动的物质。

在地质过程中的许多情况下,固态岩石与液态岩浆是可以转换的。因此,卢焕章(1997)认为,从统计力学的观点看,如果将晶体中的原子迁移到晶体内的低应力或低能量区时,就会产生结晶物质的流动,其表达式可以写作:

$$\frac{\mathrm{d}l}{\mathrm{d}t} = \varepsilon' = k \cdot \exp[f'(T) \cdot f'(\sigma)]$$

式中 l 为位移量,t 为时间,k 是常数,应变率 ε' 是温度 $f'(T)$ 和应力 $f'(\sigma)$ 的函数。由此可见,在岩石埋藏达到一定深度时,固体岩石就可能变质变形,随后在矿物结晶水的参与下,发生部分熔融。从另一方面来说,地球深部由于发生热的扰动,导致地幔上涌,上涌的镁铁质-超镁铁质岩浆与地壳下层同熔,发生壳幔物质交换。这一系列的壳幔发展演化过程,都有成矿流体参与其中。

岩石圈上部(绿岩之上)与水圈接触,是水-岩反应最活跃的地带,也是流体包裹体记录岩浆水与天水交换以及变质水、地层水、地热水和萃取水等最为丰富的地带。下面首先讨论成矿流体的分类。

1 成矿流体分类

1.1 镁铁质-超镁铁质岩浆

受岩石圈断裂控制,镁铁质-超镁铁质岩浆产于大洋中脊、大陆裂谷、贝尼奥夫带和转换断层带等地带,为地幔或大洋壳的样品。岩浆的粘度($\nu = \mu/\rho$,ν 为绝对粘度或运动粘度,μ 为动力粘度,ρ 为密度)和与硫化物岩浆的不混溶性制约着成矿作用。尽管许多学者描述过镁铁质-超镁铁质岩的热液蚀变,但是这种热液蚀变并未引起多少有用物质的聚集,而它们究竟是原生的还是次生的仍未有定论。但成矿发生于正岩浆过程中是毫无疑问的。夏林圻(1980)曾讨论过镁铁质-超镁铁质岩浆的钠和硫等挥发相的富集对于我国西北地区阿尔卑斯型铬铁矿的聚集有一定影响。

1.2 花岗质岩浆-挥发相-热水

花岗质岩浆作为壳幔演化的重要环节,在岩石学和矿石学研究方面受到高度重视。低侵位和中侵位的花岗质岩仅作为石材被利用,而钨、锡、钼、铋、锂、铍、铌、钽、稀有、稀土、铜、铅、锌、铁等矿床通常与高侵位花岗质岩有关,且这些矿床主要产于高侵位岩体顶部及其邻近围岩的钠硅酸盐岩、钾硅酸盐岩、夕卡岩(铁、镁、钙和锰硅酸盐)和云英岩等交代岩中,可见花岗质岩浆晚期演化出来的挥发相,在封闭条件下由挥发相转变为热水的过程以及在开放条件下加热天水参与活动的过程,对于成矿物质的迁

第一作者简介 芮宗瑶,男,1935 年生,研究员,长期从事金属矿床、矿床地球化学及斑岩铜矿的研究。
收稿日期 2002-03-29;改回日期 2002-12-02。李 岩编辑。

© 1994-2010 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

移富集是十分重要的。对于与花岗质岩浆有关的矿床来说,尽管通过流体包裹体和同位素等研究可以获取多种岩浆期信息,但是大量的信息是岩浆期后的。也就是说,成矿物质的富集在岩浆期已经开始了,但是大规模的矿质聚集是在岩浆期后热液过程中实现的。

1.3 热水

在林格仑和艾孟斯时代,热液矿床往往被打上花岗质岩浆热液的标记。热水可以与花岗质岩浆相联系,但是,当远离花岗质岩体时,通过流体包裹体和同位素等研究手段,往往捕捉不到它们;而热水产出的地质环境往往决定了它的性质,可见水-岩反应起了决定作用,特别是在温度较高的条件下,这种反应达到平衡。现在可以列举出多种热水,如海底火山环境热水、海底沉积环境热水、陆相火山环境热水、克拉通碳酸岩盆地热水、陆相盆地推覆带热水、盆地拆离带热水、造山带韧性剪切带热水、活化带韧性剪切带热水等,它们都有各自固有的特征。这些热水温度的上限达到 430 ℃左右,代表开放条件下含盐热水的临界温度,例如大洋中脊黑烟囱排放的热水温度大约为 430 ℃。

1.4 常温水

许多情况下,成矿是在常温水中进行的。例如河床和海滨砂矿,就是河水和海水的正堆积作用形成的。古代风化壳和现代风化壳的许多矿床,如风化壳型富铁矿、铝矿、镍矿、钴矿、稀有稀土矿和金矿等,都是在常温含有机质水的参与下,将硅铝等无用物质带走,留下有用的物质富集起来的结果。剥蚀区或风化壳的许多矿质,如铀、铜、钒和银等,随地表水带入盆地,进而进入地下径流的水体,当环境从氧化态转变为还原态时(潜水面以下),这些矿质则在氧化-还原界面的还原带一侧沉积下来,变成“矿卷”形态的铀、铜、钒和银矿床等。

2 若干典型矿床的流体包裹体研究

2.1 与镁铁质-超镁铁质岩有关的矿床

无论是铬铁矿和钒钛磁铁矿矿石,还是铜镍硫化物矿石都是在镁铁质-超镁铁质岩浆中聚集的,因此它们属于正岩浆矿床,代表地幔来源。铬铁矿矿石主要产于大洋壳蛇绿岩套下部的堆积岩浆房中,也有一部分产于沿大陆裂谷上侵的镁铁质-超镁铁质堆积岩中。钒钛磁铁矿矿石主要产于沿造山期后拉张条件下的裂谷或断裂带侵位的镁铁质岩体中。铜-镍硫化物矿石成因较为复杂,归结起来主要有 3 种,即前寒武纪科马提岩浆作用成矿、前寒武纪特殊的大爆炸事件成矿和大陆边缘拉张条件下镁铁质-超镁铁质岩浆深部熔离-浅成贯入成矿。

流体包裹体研究(Roedder, 1984;夏林圻等,1996)表明,上地幔中的流体有两种赋存状态,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,另一类则溶解于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)。根据夏林圻等(1996)的研究,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。$f(O_2)$ 对上地幔流体组成可能构成主要制约,当 $f(O_2)$ 接近 QFM(石英-铁橄榄石-磁铁矿)时,上地幔流体可能以 CO_2-H_2O 或以 CO_2 为主;自由流体可能主要出现于 70 km 以上。中国东部超镁铁质捕虏体中 CO_2 包裹体的 CO_2 密度为 1.14 g/cm^3(夏林圻等,1996),世界各地超镁铁质捕虏体中 CO_2 包裹体的 CO_2 密度变化于 0.756～1.18 g/cm^3(Roedder,1984)。

镁铁质-超镁铁质岩浆的挥发相对成矿的影响可能微乎其微。但夏林圻(1980)报道过我国西北地区的纯橄榄岩中 $w(Na_2O)$ 为 0.06×10^{-3}～0.4×10^{-3} 和 w_S(0.06×10^{-3}～0.22×10^{-3})较高,这种条件有利于铬铁矿的富集。

夏林圻(1980)报道了我国西北地区与铬铁矿有关的超镁铁质岩浆的侵位温度为 1 150～1 250 ℃。对于温度条件,Roedder(1984)曾设想大多数玄武质火山作用包裹体的捕获温度大约为 1 200 ℃。

2.2 伟晶岩型矿床

伟晶岩型矿床中包含有 Li, Be, Sc, Rb, Y, Nb, Zr, Cs, La, Ce, Hf, Ta, W 和 Th 等元素,是白云母、陶瓷长石、稀有金属、宝石和水晶矿产的重要来源,也是花岗质岩浆深侵位成矿的代表。成矿深度为 5～19 km,现已发现矿床的产出深度为 8～14 km。

将伟晶岩矿床视为深侵位的证据为:①矿体与角闪岩相-绿片岩相岩石共生;②共生矿物中有锂辉石和透锂长石等;③流体包裹体的捕获压力大于 $1\,500\times10^5$ Pa(邹天人等,1986)。

Turner 等(1960)对伟晶岩矿床的形成过程作了总结,其主要内容见表 1。

© 1994-2010 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

表 1　Turner 等(1960)设想的伟晶岩演化阶段

Table 1　Evolutionary stages of pegmatite designed by Turner et al. (1960)

Turner 等的方案	相的划分	t/ ℃	主要特征矿物
岩浆阶段	硅酸盐熔体 + 晶体		
伟晶阶段	硅酸盐熔体 + 晶体 + 挥发相	800～600	褐帘石、独居石、钽铁矿、铌铁矿、沥青铀矿
气化阶段	晶体 + 挥发相	600～400	电气石、白云母、绿柱石、黄玉、长石
热液阶段	晶体 + 热水	400～100	冰晶石、氟碳酸盐、硫化物、沸石

笔者与邹天人等多次讨论认为,受围压控制从硅酸盐熔融体中分离出挥发相形成过渡性岩浆和由硅酸盐熔融体逐渐过渡为挥发相而缺少过渡性岩浆的两种类型伟晶岩在自然界中可能都存在。前者可以阿尔泰 3 号伟晶岩脉为代表,后者可以福建西坑伟晶岩群为代表。

新疆阿尔泰 3 号伟晶岩脉有含 CO_2 的熔融包裹体、气液包裹体、气体包裹体和 CO_2 包裹体。李兆麟等❶测得熔融包裹体的均一温度为 930～1 140 ℃。张恩世等❷测得熔融包裹体的均一温度为 930～1 060 ℃,邹天人等(1986)测得流体包裹体的均一温度:早期为 750～600 ℃,中期为 650～550 ℃,晚期为 550～500 ℃。叶钠长石-锂辉石带(Ⅴ带)的平均盐度 $w(NaCl_{eq})$ 为 9.77 %, $m(CO_2)/m(H_2O)$ 之比值为 0.28;核部块状石英带的平均盐度 $w(NaCl_{eq})$ 为 0.35 %, $m(CO_2)/m(H_2O)$ 之比值为 0.11。Roedder (1984)曾报道伟晶岩中的高盐度包裹体 $w(NaCl_{eq})$ 为 42 %～84 %,并报道流体包裹体中含氯化物较高(w_{Cl} 220 $\times10^{-3}$)。

张文淮等(1993)估计伟晶岩的固相线为 490～540 ℃,由此可以认为花岗质岩浆在富水条件下凝固的温度大大降低了。例如杨岳清等(1987)测得福建西坑伟晶岩矿床中流体包裹体的均一温度为 360～420 ℃。

由于伟晶岩型矿床产出深度较大,成矿演化是在封闭条件下进行的,故大多数研究者得出成矿流体主要为岩浆水的结论。大多数伟晶岩型矿床产于造山带地壳重熔型花岗岩上部富含挥发相的富碱岩体中,其围岩达角闪岩相-绿片岩相。例如新疆阿尔泰 3 号伟晶岩脉糖粒状钠长石带的初始锶值为 0.7512 ±0.014,该带磷灰石的 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 比值为 0.7522,贫铷富锶,证明属于地壳来源(邹天人等, 1986)。

2.3　大脉型钨矿床

该类矿床以江西西华山、大吉山和漂塘等为代表,又称"五层楼"矿床,即从花岗质岩体顶部到浅变质围岩,通常出现五个矿化层次:尖灭带 →大脉带 → 薄脉带 →细脉带 →线脉带,有时在花岗岩体的顶部还有稀土金属、铌和钽等富集。

推测该类矿床的产出深度为 4～8 km,可以作为花岗质岩浆成矿的中侵位代表,其特征如下:

①西华山花岗岩的成岩压力估计为 1 000 $\times10^5$ ～1 600 $\times10^5$ Pa; ②主要矿体产于中等侵位深度的复式岩体顶部与浅变质围岩中; ③围岩介于韧性变形与脆性变形之间。卢焕章等(1974)、曾庆丰等(1975)、盛继福等(1985)和马秀娟(1988)曾对这类矿床作过较详细的流体包裹体研究,获得了大量资料。本类矿床有 4 类流体包裹体,其中包括气液型(气液体积比通常为 10 %～35 %)、含 CO_2 型、气体型和少量含石盐子晶的多相包裹体。

卢焕章等(1974)测得这类花岗岩似伟晶岩带的流体包裹体均一温度为 640～455 ℃。吴永乐等(1985)报道了江西西华山钨矿的含矿石英脉中流体包裹体均一温度变化范围为 120～430 ℃,主要集中于 160～260 ℃。盛继福等(1985)测得西华山钨矿的流体包裹体均一温度为 130～440 ℃,其中有两个峰值:200～260 ℃和 300～340 ℃;盐度 $w(NaCl_{eq})$ 变化于 1 %～10 %,其中早期流体的盐度(5 %～10 %)高于晚期流体(1 %～5 %)。吴永乐等(1985)报道了矿脉上部(0～80 m)的流体包裹体均一温度为 230～340 ℃,高于下部矿脉(80～150 m)的 200～320 ℃。马秀娟(1988)测得大吉山钨矿的流体包裹体均一温度变化于 180～370 ℃,盐度 $w(NaCl_{eq})$ 变化于 4 %～10 %。据吴永乐等(1985)资料,西华山花岗岩为燕山早期侵入体。其晚期侵位岩体比早期侵位岩体中的 CO_2 要富集得多:第一期斑状中粒黑云母花岗岩

❶ 李兆麟, 王淑珍. 1985. 全国伟晶岩会议论文集. 内部资料.

❷ 张恩世. 1985. 全国伟晶岩会议论文集. 内部资料.

© 1994-2010 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved.　http://www.cnki.net

的 $m(CO_2)/m(H_2O)$ 为 0.264;第二期中粒黑云母花岗岩和含斑细粒二云母-黑云母花岗岩的 $m(CO_2)/m(H_2O)$ 为 0.183;第三期斑状中细粒黑云母花岗岩和含石榴石二云母花岗岩的 $m(CO_2)/m(H_2O)$ 分别为 0.447 和 0.746。由此可见,在花岗质岩浆演化过程中,由较低侵位到较高侵位,花岗质岩浆的 $m(CO_2)/m(H_2O)$ 比值逐渐升高,亦即挥发组分逐渐升高。

吴永乐等(1985)认为西华山含钨花岗岩浆起源于下陆壳的深熔,随后上升岩浆又重熔了一定的上陆壳物质,初始锶值为 0.7169,初熔温度(即固相线温度)为 720～780 ℃。从卢焕章等(1974)报道的花岗岩-似伟晶岩相的流体包裹体均一温度来看,该类花岗质岩浆的固相线温度应该低得多。如果花岗质岩浆析出挥发相的温度为 640 ℃,那么,固相线温度应低于这一温度。成矿从挥发相析出开始,在相对封闭的条件下,经过钾质硅酸盐交代、钠质硅酸盐交代、云英岩化等,最终大量黑钨矿大脉形成于云英岩化阶段。

2.4 夕卡岩型矿床

夕卡岩型矿床是一种重要的矿床类型,已知矿种有铁、铜、铅、锌、钨、锡、钼、铋、铍、金、铀、钍、稀土、硼等,也是我国富铁、富铜、钨和锡等矿产的主要来源(赵一鸣,2002)。该类矿床产出深度通常为 1.5～6 km,可以作为花岗质岩浆中高侵位成矿的代表。与该类矿床有关的花岗质岩浆具有明显的过渡岩浆特征,亦即中高侵位花岗质岩浆通过岩浆二次沸腾分离出挥发相,形成岩浆结晶相、硅酸盐熔融相和挥发相三相共存的局面。通过详细的流体包裹体研究可以实际圈定岩浆二次沸腾面的空间范围,亦即气体包裹体、气液比相差悬殊的气液包裹体和多相包裹体共存的范围,有时这一范围与工业矿床的部位十分吻合。就流体包裹体的这些特征而言,夕卡岩型与斑岩型矿床是非常相似的。

与夕卡岩型和斑岩型矿床构成鲜明对比的是,伟晶岩型和大脉型钨矿床可能产于较深的部位,成矿是在相对封闭的条件下进行的,因此,从花岗质岩浆中分离出挥发相的过程可能是渐进的。

虽然可以从花岗质岩体顶部、伟晶岩的某些相带(如阿尔泰 3 号脉的锂辉石带)或黑钨矿大脉上部发现相对富气相的包裹体和富 CO_2 的包裹体,但是岩浆二次沸腾的标志始终不如夕卡岩型和斑岩型矿床那样明显。

赵一鸣等(1990)利用众多的资料对我国 17 个夕卡岩矿床的流体包裹体研究进行了总结,其特征可以归纳为:

(1) 夕卡岩型矿床中普遍存在 5 类流体包裹体:气液型包裹体(均一为液相)、气体包裹体(均一为气相)、多相包裹体(含石盐、钾石盐等子晶)、含 CO_2 包裹体、熔融包裹体(气相和玻璃质,均一为熔融体)。

(2) 与夕卡岩有关的矿物的流体包裹体均一温度分别为:铝透辉石 905～1 005 ℃,镁橄榄石 651～702 ℃,硅灰石 530～730 ℃,方柱石 580～650 ℃,单斜辉石 400～650 ℃,石榴石 300～642 ℃,符山石 260～460 ℃,蔷薇辉石 280～400 ℃,闪石 200～520 ℃,萤石 120～440 ℃,锡石 260～540 ℃,白钨矿 180～320 ℃,闪锌矿 240～400 ℃。由此说明,从镁夕卡岩→钙夕卡岩→锰夕卡岩形成温度依次降低。夕卡岩型铁铜矿床的成矿温度主要集中于 180～400 ℃。

(3) 成矿流体的盐度 $w(NaCl_{eq})$ 可划分出 3 个范围:低盐度区 1 %～10 %;中盐度区 10 %～24 %;高盐度区 30 %～60 %。除挥发相外,成矿流体的盐度与温度呈正相关关系,盐度在 $NaCl-H_2O$ 体系临界线与 NaCl 饱和线之间变化。

(4) 成矿流体中的主要阴离子,亦即 $Cl^- - F^- - SO_4^{2-}$ 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,则 Cl^- 占优势,与铜、钼、金、铁矿化有关;如果为地壳重熔型岩浆,则 F^- 和 SO_4^{2-} 占优势,与钨、锡矿化关系密切。在成矿过程中 $f(O_2)$ 和 $f(H_2O)$ 为重要的制约因素,例如在 $CO_2-H_2O-CO-CH_4$ 中,成矿流体中 CO_2 或 CO_2-H_2 占优势,而 $CO-CH_4$ 则微不足道。

(5) 大多数矿床中都可以见到岩浆二次沸腾的现象。

从上述资料中不难发现,与夕卡岩矿床有关的花岗质岩浆可能在 1 000～700 ℃时分离出独立的挥发相(在高侵位环境中挥发相在岩浆中达到过饱和),挥发相与碳酸盐岩层发生交代作用,则生成早期夕卡岩。当花岗质岩体顶壳固结后,挥发相仍从岩浆房中源源不断地上升,许多角砾岩筒和密集破裂面便是挥发相上升作用的佐证。大约在 600～400 ℃时,形成复杂夕卡岩。

与铁、铜、钼、金有关的夕卡岩矿床,主要与同熔型花岗质岩浆有关,例如长江中下游夕卡岩型铁铜矿带,它们的初始锶比值为 0.7055～0.7068,代表源岩以地幔为主,有陆壳的混合(常印佛等,1991)。由

© 1994-2010 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

于同熔型花岗质岩一般为中性和中酸性,推测它们的粘度相对较小,上升速率相对较快,因此常产生中高侵位体,同时成矿流体温度相对较高。相反,与钨、锡等有关的夕卡岩矿床,主要与地壳重熔花岗岩浆有关,如华南的柿竹园等,它们的初始锶值变化于 0.7088～0.7168(毛景文等,1995),代表地壳重熔结果。由于这类岩浆大多数为酸性,岩浆粘度较大,上升速度较慢,因此较少产生中高侵位体,同时成矿流体温度也相对较低。

2.5　斑岩型矿床

20 世纪初,斑岩型矿床仅指与花岗质高侵位岩体有关的细脉浸染状铜和钼矿床,现在已扩及到金、锡、钨、铅锌、稀有、稀土和铀等矿种。实际上,斑岩型矿床可以作为花岗质岩浆高侵位体成矿的代表,其成矿流体演化和流体包裹体的许多特征都与夕卡岩型矿床非常相似。芮宗瑶等(1984)总结了斑岩铜(钼)矿床的流体包裹体研究成果,可以归结为:

(1) 根据流体包裹体在垂直剖面上的分布,将流体包裹体组合分成 4 种,①顶部围岩组合:气体包裹体和气液包裹体;②斑岩体上部组合:以气体包裹体、气液包裹体和多相包裹体为主,有时亦能见到含 CO_2 包裹体;③斑岩体中部组合:以气液包裹体和多相包裹体为主,气相包裹体和含 CO_2 包裹体大大减少;④斑岩体下部组合:以气液包裹体和多相包裹体为主。

(2) 流体包裹体均一温度的上限随着侵位高度的降低而下降。例如西藏马拉松多,侵位深度为 0.5～1 km,斑岩体全岩矿化,流体包裹体均一温度 180～980 ℃;西藏玉龙,侵位深度 2.5～3 km,斑岩体矿化约占 2/3,围岩矿化约占 1/3,流体包裹体均一温度 180～750 ℃;江西德兴,侵位深度 3～4 km,斑岩体矿化约占 1/3,围岩矿化约占 2/3,流体包裹体均一温度 100～600 ℃;黑龙江多宝山,侵入深度 4～6 km,斑岩体矿化约占 10 %,围岩矿化约占 90 %,流体包裹体均一温度 100～520 ℃。

斑岩铜矿主要金属矿物的沉积温度为:黄铁矿 450～150 ℃,辉钼矿 420～250 ℃,黄铜矿 350～250 ℃,斑铜矿 350～250 ℃。

(3) 气液包裹体的盐度 $w(NaCl_{eq})$ 为 2 %～23 %,多相包裹体为 30 %～64 %。

(4) 流体包裹体的沸腾特征特别明显,许多情况下沸腾包裹体分布空间与工业矿体部位十分吻合。

(5) 根据稳定同位素研究结果,早期成矿流体以岩浆水为主,晚期流体以天水为主。早期成矿流体的挥发相跨两个阶段:岩浆期(700～950 ℃)和岩浆期后的临界-超临界流体相(420～700 ℃)。挥发相成分主要为:岩浆水,HCl,HF,CO_2,P_2O_5,NaCl,KCl,SO_2,CO,CH_4 和 B 等。

从花岗质高侵位岩浆房分馏出来的挥发相(图 1)具有很强的交代能力,它们与已固结的斑岩或已结晶的斑晶反应,形成钾硅酸盐交代岩(黑云母化和钾长石化),有时也形成钠硅酸盐交代岩(例如新疆土屋的钠长石化);它们与冷却的围岩反应,则形成钾硅酸盐角岩(交代岩)。挥发相中 HCl,HF 等酸性组分与钾钠硅酸盐矿物反应则有大量的 NaCl,KCl 等溶于成矿流体,从而形成高盐度流体。在天水的掺和下,成矿流体的盐度逐渐降低。在斑岩型矿床成矿体系中,硅酸盐结晶相、硅酸盐熔融相和挥发相三相并存,矿质优先分配于挥发相中(芮宗瑶等,1984),矿化和蚀变均随挥发相的演化而形成,这就是斑岩矿床的矿化体总是与蚀变体相伴随的原因。

与斑岩型矿床有关的花岗质岩浆岩几乎包括了所有类型的花岗质岩石。同熔型花岗质岩石与铜、钼、铁-铜等斑岩型矿床有关,如江西德兴铜矿,花岗闪长斑岩的初始锶值为 0.703(芮宗瑶等,1984);地壳重熔型花岗质岩石与锡、钨等斑岩型矿床有关,如广东银岩锡矿,REE 模式与华南花岗岩的“V”字模式一致(谢奕汉等,1988);碱性花岗质岩石与铜、钼、金等斑岩型矿床有关,如西藏玉龙铜矿,二长花岗斑岩的初始锶值为 0.7066 ±0.0001(马鸿文,1990);地幔型花岗质岩与铜、钼等斑岩型矿床有关,如新疆土屋铜矿,斜长花岗斑岩的初始锶值为 0.7032 ±0.0032(芮宗瑶等,2002)。

2.6　海相火山岩中的块状硫化物矿床

该类矿床产于前寒武纪、古生代和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)等构造环境中都有该类矿床产出。

大多数研究(Sangster, 1972; Hutchinson, 1973; Sato, 1972)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,然后萃取围岩中的矿质,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

© 1994-2010 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved.　http://www.cnki.net

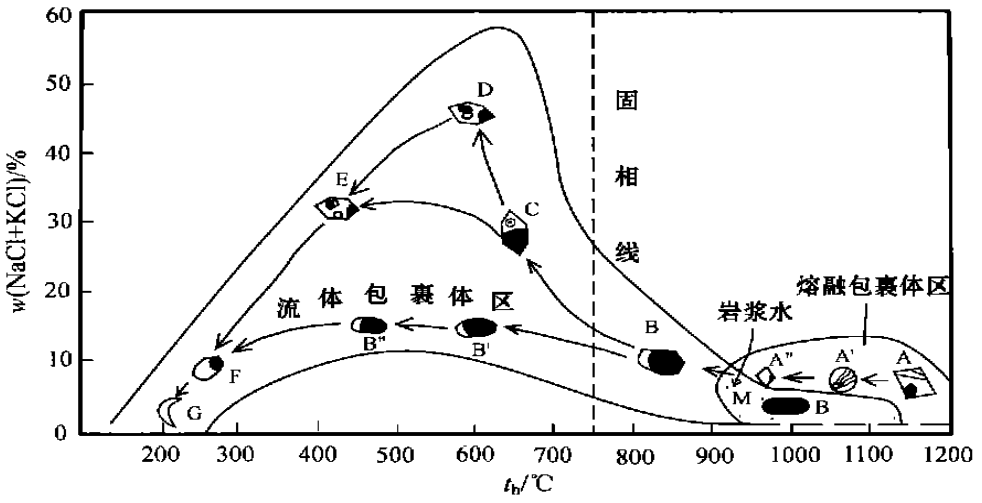


图 1 斑岩铜矿成矿流体演化图(芮宗瑶等,1995a)

图中 A,A′和 A″为岩浆期捕获的熔融包裹体;B 为岩浆期捕获的气相包裹体;C 为高气相含 NaCl 子晶多相包裹体;B′和 B″为在岩浆固相线之下捕获的气相包裹体,有时含 CO_2,为成矿流体减压沸腾的结果;D 和 E 为多相包裹体;F 和 G 为气液包裹体,为天水大量掺和的结果

Fig. 1 Evolutionary trend of ore fluids in porphyry type and epithermal type deposits

A, A′, A″—Melting inclusions in magmatic stage; B—Gas inclusions; C—Multiphase gas inclusions with NaCl daughter crystals; B′and B″—Gas inclusions (products of depressurization and boiling of ore fluids) below magmatic solidus, sometimes containing CO_2; D and E—Multiphase inclusions; F and G—Gas-liquid inclusions, products of ore fluids mixed with meteoric water

染状和层状-层纹状矿体。

由于从大洋到陆缘,海相火山岩的岩石类型从基性-超基性→基性→基性-中性-酸性→酸性变化,矿石建造也随之而改变,从铜-锌(钴、镍)→铜-锌→铜-锌-铅→锌-铅(铜)。

刘斌(1982)较详细地研究了白银厂的流体包裹体,识别出了气液包裹体、含 CO_2 包裹体、气相包裹体和多相包裹体,测定出气液包裹体的均一温度为 120～380 ℃,盐度 $w(NaCl_{eq})$ 为 6.1%～16.2%;多相包裹体的均一温度为 280～430 ℃,盐度 $w(NaCl_{eq})$ 为 43%～56%;气相包裹体的均一温度为 370～450 ℃。由此推测浅成岩浆房可能对成矿有影响,并导致了气相包裹体和多相包裹体的出现。

陈毓川等(1996)认为新疆阿舍勒的喷气-沉积期成矿温度为 80～310 ℃,盐度 $w(NaCl_{eq})$ 为 1.2%～12.4%。变质改造期和热液叠加期成矿温度为 90～540 ℃。

徐明基等(1993)估算四川呷村中部脉状-网脉状矿带的流体压力为 140×10^5～215×10^5 Pa,相当于海水深 1 400～2 150 m。

对该类矿床由流体包裹体记录的成矿流体参数应该区分对待。其中补给带系统的细脉浸染状和角砾状矿石中的流体包裹体可能代表喷气排放时的物理化学条件,而层状-层纹状矿石中的流体包裹体可能是变质变形和后来热液改造时期生成的,因为,在作为海底系统喷气沉积生成的层状-层纹状金属软泥中,很难想像会有流体包裹体被捕获于其中。

Galapagos 扩张中心、东太平洋中脊 21°N、Guaymas 盆地、Juan de Fuca 南部海岭、东太平洋中脊 11～13°N、南部大西洋海岭和红海大西洋 II号海渊等海底热液温度变化于 62.3～400 ℃,水深 1 542～3 650 m(Von Damm,1990),这些数据与该类矿床的流体包裹体研究结果是比较接近的。

2.7 海相沉积岩中的块状硫化物矿床

该类矿床通常又被称为"Sedex"型矿床,主要产于被动大陆边缘海湾含泥质的细碎屑岩中,受拉张断裂系统控制,尤其集中于中元古代和泥盆纪等时期。我国的狼山—渣尔泰山和秦岭地区盛产该类矿床。由于上述两地区含矿岩石已变质变形,流体包裹体受到成矿后叠加改造的影响,很难反映喷气沉积时期的情况,故在此采用加拿大塞尔温盆地 Tom 矿床的流体包裹体研究成果。该矿床一方面变质变形较轻,同时笔者和 Sangster,Lyden 等合作研究过该矿床。

© 1994-2010 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

加拿大 Tom 矿床为中上泥盆统 Earn 群黑碎屑岩系中的重晶石铅锌银矿床,产于加拿大育空(Yukon)地区的塞尔温盆地。该盆地受北美克拉通西北边缘深断裂带的控制,从元古代到三叠纪均有沉积。该盆地的喷气沉积矿床涉及寒武系、志留系、泥盆系和石炭系,分别由 Anvil 矿化区、Macmillan pass 矿化区、Howards pass 矿化区和 Gataga 矿化区作为代表。

Tom 矿床可以作为 Howards pass 矿化区的代表。该矿床中可供流体包裹体研究的矿物有铁白云石、石英、重晶石和闪锌矿等,流体包裹体类型主要为气液包裹体(气液体积比为 2 %～35 %)和含 CO_2 包裹体,均一温度变化于 180 ～ 313 ℃,盐度 $w(NaCl_{eq})$ 变化于 2.9 %～8.8 %;补给带的含 CO_2 包裹体均一温度变化于 206～319 ℃;CO_2 相均一温度变化于 15.5～26.8 ℃,盐度 $w(NaCl_{eq})$ 变化于 1 %～10.6 %。层状-层纹状矿石中的流体包裹体与变质变形时期形成的石英脉、重晶石脉和碳酸盐脉关系密切,可能主要反映了变质变形时期的信息。该类矿石的流体包裹体均一温度为 74.5～276 ℃,盐度 $w(NaCl_{eq})$ 变化于 1.7 %～10.5 %。Tom 矿床的流体包裹体具有排放特征,由于排放时失去了一部分气体,故均一温度与盐度呈反比关系。

加拿大 Tom 矿床的铅同位素组成具单阶段演化特征,铅来自上地壳,模式年龄为 400 Ma,与围岩时代接近。

无论是海相火山岩块状硫化物矿床还是海相沉积岩中的块状硫化物矿床,虽均为喷流沉积型矿床,但又集后生和同生于一体。从补给带的矿体来看,它们具典型的后生矿床的特征,如矿石为细脉浸染状或角砾状,有一系列热液蚀变,矿体交切围岩等;但从海底系统的层状-层纹状矿体来看,它们又具有典型的同生矿床特征,如矿石为块状-层纹状,无热液蚀变,矿体与岩层为顺层关系等。

2.8　密西西比河谷型(MVT)矿床

矿床产于克拉通大型碳酸盐岩盆地的边缘,受盆地边缘的生长断裂和礁灰岩相控制,成矿金属以铅锌为主。

Roedder(1984)对该矿床的流体包裹体研究结果作了总结:①成矿温度为 150 ℃左右;②pH = 7.5;③闪锌矿含以下组分($w_B/10^{-6}$):Na^+ 571 00,K^+ 2 700;Ca^{2+} 180 00,Mg^{2+} 2 400,Cl^- 124 600,SO_4^{2-} < 3 300,$B_4O_7^{2-}$ 107,总盐度 208 000,H_2O 792 000(其中包括 CH_4 800);④密度大于 1.0 g/cm^3。

Sverjensky(1984)提出油田卤水所含的主要元素、盐度、δD 和 $\delta^{18}O$ 等均与密西西比河谷型铅锌矿床的成矿流体十分相近。

芮宗瑶等(1991)将我国辽宁关门山铅锌矿床归为密西西比河谷型,该矿床的流体包裹体主要有 3 类:液相包裹体、气液包裹体和含 CO_2 包裹体。除液相包裹体未作详细研究外,已对其他两类包裹体作了较详细的研究。石英中流体包裹体的均一温度变化于 87～320 ℃,热流体由下部地层进入赋矿空间;白云石中流体包裹体的均一温度主要集中于 170～260 ℃;闪锌矿中流体包裹体的均一温度范围为 90～240 ℃,明显集中于 100～150 ℃。其中闪锌矿中流体包裹体的均一温度与 Roedder(1984)确定的密西西比河谷卤水温度是完全一致的。

辽宁关门山铅锌矿床的石英和白云石中流体包裹体盐度 $w(NaCl_{eq})$ 变化于 19 %～23 %,闪锌矿中流体包裹体的盐度 $w(NaCl_{eq})$ 变化于 8 %～19 %,这也与密西西比河谷的油气卤水比较一致。

辽宁关门山铅锌矿床流体包裹体的液相阳离子主要由 Na^+,K^+,Ca^{2+} 和少量 Mg^{2+} 组成。阴离子主要为 Cl^- 和少量 SO_4^{2-} 及 F^-。溶液的离子百分含量相对丰度为 $Cl^- > Na^+ > K^+ > Mg^{2+}$,这与 Roedder(1984)确定的顺序不谋而合。

该矿床流体包裹体的流体密度测定为 0.95～1.05 g/cm^3,也与密西西比河谷型矿床较接近。

辽宁关门山铅锌矿床产于泛河凹陷的中-上元古代沉积岩层中。该套地层总厚达 9 720 m,底部为碎屑岩相,下部为粘土质岩相,中上部以碳酸盐、泥质岩夹细碧岩为主。铅锌矿化产于中部高于庄组的盆地边缘生长断裂中,并与礁灰岩相有一定的关系。这套近万米厚的沉积岩层,仅以地温增温率来计算,也可达 300 ℃左右。在此温压条件下,沉积盆地底部碎屑岩中埋藏的"B"型铅及相关成矿元素活化起来;同时也使沉积物中的有机质热裂解,生成油气卤水,带动有关成矿金属在压力释放条件下,向盆地边缘的生长断裂和礁灰岩相中转移,当遇到较冷的含 H_2S 的另一种流体时,矿质则聚集起来形成矿床。

2.9　兰坪盆地型矿床

本文将密西西比河谷型矿床归为海相碳酸盐盆地演化的热卤水铅锌矿床,而将兰坪盆地型矿床归为陆相碎屑岩-火山岩盆地演化的热卤水铅锌-铜银-铜矿床。

© 1994-2010 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved.　http://www.cnki.net

兰坪盆地经过了 3 个阶段的演化:印支期裂谷、燕山期拗陷盆地和喜马拉雅期走滑拉分盆地。三叠纪时期,盆地东西两侧的深大断裂带控制了大规模中酸性火山岩的喷发,其南段三叠纪火山岩厚度大于5 000 m。印支期以来,兰坪盆地可能埋藏了厚达 11 km 的沉积-火山物质,这是盆地热卤水对流循环的物质基础。在盆地热卤水的萃取下,矿质随热流体在第三纪时期沿推覆、热隆升和其他断裂构造上升排放出来,从而形成金顶铅锌矿床、白秧坪银铜钴矿床、白洋厂铜银多金属矿床和金满铜矿床等。

根据薛春纪等(2000)的研究,云南金顶等矿床的流体包裹体主要为液相包裹体、气液包裹体、CO_2 包裹体和含烃类包裹体等。其中气液包裹体均一温度为 180～350 ℃,盐度 $w(NaCl_{eq})$ 为 6.0%～17.0%;成矿晚期含矿天青石的流体包裹体均一温度为 110～180 ℃,盐度 $w(NaCl_{eq})$ 为 5.7%～9.5%。值得注意的是,兰坪盆地属于地质年代较新的沉积盆地,沉积物中的有机质经热裂解而转化为烃类(油气)参与成矿作用。在流体包裹体中至少存在 4 种烃类:CO_2-烃类、CO_2-烃-H_2O、CO_2-烃类-H_2S 和 CO_2-烃类-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 和 C_6H_6 等。

由此可见,尽管兰坪盆地作为中新生代海陆过渡相和陆相碎屑岩-火山岩盆地而与前寒武纪古生代海相碳酸盐盆地具有一定的差别,但是,成矿热卤水都是在盆地演化过程中逐渐发展形成的。

最近,对兰坪盆地的矿床学研究获得了许多幔源特征的信息(尹汉辉等,1990;薛春纪,2000)。其实兰坪盆地两侧的澜沧江深断裂与金沙江深断裂始终控制着盆地的发展和演化,同时三叠纪近 2 000～5 000 m 厚的火山岩层,在成矿流体的水-岩反应中不可能不提供许多深源物质信息。

2.10 浅成热液矿床

该类矿床又称为热泉型矿床,其成矿或多或少地受陆相火山岩盆地的控制。成矿过程中,下降的天水受到火山机构或浅成岩浆房的加热,萃取基底岩石和火山岩中的矿质,然后重新上升排放,而矿质则在排放通道中或排放口附近的岩层中聚集,形成浅成热液矿床。这类矿床是金、银、铅锌、锑、汞和铜等矿种的重要来源。

Roedder(1984)统计的内华达州、科罗拉多州、墨西哥、秘鲁和裴济岛等地的浅成热液矿床的流体包裹体研究结果为:均一温度60～350 ℃,大多数矿床为 150～270 ℃;盐度 $w(NaCl_{eq})$ 为 1%～13.8%,大多数为 1%～6%;多数矿脉顶部都见沸腾现象,证明成矿是在开放条件下完成的。由于沸腾期间大量 CO_2 的散逸,使盐度与温度呈反比关系(Hedenquist et al., 1985,芮宗瑶等,1995a),其斜率的大小,很可能与气体的散逸速度和温度下降的速率有关(图 2)。

图 2 描绘了斑岩型-浅成热液型矿床和浅成热液型矿床的成矿流体演化趋势线。其中小西南岔和闹枝代表斑岩型-浅成热液型过渡性矿床(芮宗瑶等,1995a),它们具有 3 种成矿流体演化线:①成矿温度与高盐度流体呈正相关关系(图 2 中 1-1 和 2-1),代表从岩浆房分离出来的酸性挥发相与钾钠硅酸盐矿物反应,有大量 NaCl,KCl 等盐类溶于成矿流体;②成矿温度与低盐度-中盐度流体呈正相关关系(图 2 中 1-2 和 2-2),代表淋滤的天水受浅成岩浆房加热的结果;③成矿温度与低盐度流体呈负相关关系(图 2 中 1-3 和 2-3),代表成矿流体在排放过程中有气体散逸,使成矿流体在温度下降时盐度反而稍增。京希-伊尔曼德金矿床虽然为浅成热液型矿床,但可以看到火山机构或浅岩浆房对于淋滤天水有加热的作用(图 2 中 3-2),同时也可以看到成矿流体的排放(图 2 中 3-3)。五凤和刺猬沟金矿床(芮宗瑶等,1995a)只能看到成矿流体的排放特征(图 2 中 4-3 和 5-3)。

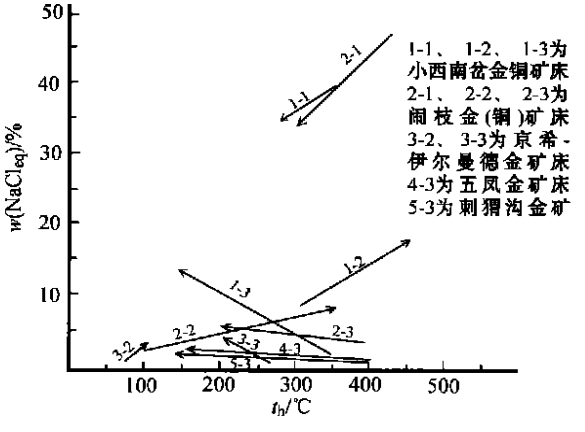


图 2 斑岩型-浅成热液型矿床和浅成热液型矿床的成矿流体演化趋势图

Fig. 2 Evolutionary trends of metallogenic fluids in porphyry-epithermal deposits and epithermal deposits

1-1, 1-2 and 1-3 refer to the Xiaoxinancha Au-Cu deposit; 2-1, 2-2, 2-3 refer to the Naozhi Au(Cu) deposit; 3-2, 3-3 refer to the Jingxi-Yelmend Au deposit; 4-3 refer to the Wufeng Au deposit; 5-3 refers to the Ciweigou Au deposit

© 1994-2010 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

2.11 变质细碎屑岩型金矿床

该类矿床可以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,使金脱离碳质和粘土质吸附,大大提高了活化率(王秀璋等,1995);成矿作用发生于区域变质作用之后,在经过构造岩浆活化或造山带的变质变形后,金发生富集。

由于金的富集常常伴生韧性剪切作用,如广东河台、江西金山、陕西八卦庙、辽宁猫岭等成矿流体可能涉及的深度达 20 km(王秀璋等,1995),这样混合岩化、花岗岩化和煌斑岩脉侵位等深部机制在本类矿床中都能见到。

广东河台金矿硅化千糜岩矿石中石英流体包裹体的均一温度变化于 220～300 ℃,平均 260 ℃;含金石英脉中流体包裹体的均一温度变化于 200～300 ℃,平均 250 ℃。从成矿早期到成矿晚期,金与 Na^+,K^+,Cl^- 和 F^- 含量均有增加,且成矿溶液中的离子含量具有 $Na^+ > K^+$ 和 $Cl^- > F^-$ 的特点(王鹤年等,1989)。

3 结 语

本文概述了 11 类矿床的流体包裹体研究情况,给出了这些矿床成矿条件的梗概。其中缺乏与常温水有关的矿床,因为这些矿床缺乏流体包裹体的研究记录,或只记录了成矿之后的流体包裹体特征。

有关镁铁质-超镁铁质岩浆矿床的流体包裹体的研究成果中有很大一部分是有关 CO_2 包裹体的,那么 CO_2 相与成矿究竟有何关系?一时还难以说清楚。在许多镁铁质-超镁铁质岩浆矿床中可以看到一些受挥发相和热水相作用的特征,但这种作用多半为成矿后的。

本文概述了 4 类与花岗质岩浆-挥发相-热水有关的矿床,虽然矿质沉淀是在挥发相-热水相活动期间发生的,但是矿质来源和矿质迁移不能不归结为花岗质岩浆的高位演化,因为几乎所有矿体都集中于花岗质高位体的顶部和附近围岩中。

本文概叙了 6 类与热水有关的矿床,这些矿床无论是同生的还是后生的,均是热水萃取有关地质环境的岩石,矿质在增温增压条件下迁移,在减温减压时聚集,或在热水携带矿质迁移过程中其强度参数 t, p, pH, $f(O_2)$, $f(S_2)$, $f(H_2O)$, $f(CO_2)$ 等突然改变而沉积的。

References

Chang Y F, Liu X P and Wu Y C. 1991. The copper-iron belt of the lower and middle reaches of the Changjiang river [M]. Beijing: Geol. Pub. House. 179p (in Chinese with English abstract).

Chen Y C, Ye Q T, Feng J, et al. 1996. Ore-forming conditions and metallogenic prognosis of the Ashele copper-zinc metallogenic belt, Xinjiang, China [M]. Beijing: Geol. Pub. House. 330p (in Chinses with English abstract).

Hedenquist J W and Henley R W. 1985. The importance of CO_2 on freezing point measurements of fluid inclusions: evidence from active geothermal systems and implication for epithermal ore deposition [J]. Econ Geol., 80(5): 1379～1406.

Hutehinson R W. 1973. Volcanogenic sulfide deposits and their metallogenic significance [J]. Econ. Geol., 68: 1223～1246.

Liu B. 1982. Studies of solid and fluid inclusions on the copper deposits in Baiyinchang [J]. Acta Geologica Sinica, 58(2): 165～173 (in Chinese with English abstract).

Lu H Z, Shi J X, Yu C M, et al. 1974. Determination of the temperature of ore formation and digenesis of a deposit from southern China [J]. Geochimica, (3): 145～156 (in Chinese with English abstract).

Lu H Z. 1997. Ore-forming fluid [M]. Beijing: Beijing Sci. & Tech. Press. 210p (in Chinese).‘

Ma H W. 1990. Petrology and mineralization of granites in Yulong porphyry copper belt, Tibet [M]. Wuhan: China Univ. Geosci. Press. 158p (in Chinese with English abstract).

Ma X J. 1988. A study on the geochemistry of inclusions of the Dajishan tungsten ore deposit [A]. In: Li Y Q, et al. ed. Application of fluid inclusions in ore deposit and petrology [C]. Beijing: Beijing Sci. & Tech. Press. 64～112 (in Chinese with English abstract).

Mao J W, Li H Y and Pei R F. 1995. Nd-Sr isotopic and petrogenetic studies of the Qianlishan granite stock, Hunan Province [J]. Mineral Deposits, 14(3): 236～242 (in Chinese with English abstract).

Roedder E. 1984. Reviews in mineralogy, Vol. 12: Fluid inclusion [M]. Michigan: BookCrafters, Inc. Chelsea. 644p.

Rui Z Y, Huang C K, Qi G M, et al. 1984. Porphyry copper (molybdenum) deposits of China [M]. Beijing: Geol. Pub. House. 350p (in Chinese).

Rui Z Y, Li N, Wang L S. 1991. The Guanmenshan lead-zinc deposit: its basin brine ore-forming process and lead isotopic targeting [M]. Beijing: Geol. Pub. House. 208p (in Chinese with English summary).

Rui Z Y, Li Y Q. 1995. Study of fluid inclusion in minerals [M]. Beijing: Geol. Pub. House. 213～241 (in Chinese with English summary).

Rui Z Y, Liu Y L, Wang L S, et al. 2002. The porphyry copper belt

© 1994-2010 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

and its tectonic framework of Eastern Tianshan in Xingjiang[J]. Acta Geologica Sinica, 76(1): 83～94 (in Chinese with English abstract).

Rui Z Y, Zhang H T, Wang L S, et al. 1995. The multiple metallogenic model of the porphyry-epithermal copper-gold deposits in Eastern Jilin and Heilongjiang [J]. Mineral Deposits, 14(2): 174～184(in Chinese with English abstract).

Rui Z Y, Li Y Q, Wang L S, et al. 2002. Preliminary discussion on ore-forming fluid and enrichment system of metallic minerals[J]. Mineral Deposits, 21 (1): 83～90 (in Chinese with English abstract).

Sangster D F. 1972. Precambrian volcanogenic massive deposits in canada: a review[J]. Geol. Surv. Can., 72～22: 44.

Sato T. 1972. Behaviours of ore-forming solution in sea water[J]. Min. Geol., 22: 31～42.

Sheng J F, Li Y D and Bel L L, et al. 1995. A study of fluid inclusions and metallogenesis of the Xihuashan tungsten deposit[J]. Bull. the Institute of Mineral Deposits, CAGS, (2): 42～61 (in Chinese with Enlish abstract).

Sverjensky D A. 1984. Oil field brines as ore-forming solutions [J]. Econ. Geol., 79: 23～37.

Turner F J and Verhoogen J. 1960. Igneous and metamorphic petrology [M]. 2nd edition. New York: McGraw-Hill Book Co. 387～388.

Von Damm K L. 1990. Seafloor hydrothermal activity: Black smoker chemistry and chimneys [J]. Ann. Rev. Earth Planet Sci., 173～204.

Wang H N, Zhang J R, Dai A H, et al. 1989. Geochemistry of the Hetai gold deposit in the altered mylonite zone[J]. Mineral Deposits, 8(2): 61～71.

Wang X Z, Cheng J P, Liang H Y, et al. 1995. Three-stage metallogenic model for gold deposits of metamorphosed fine-clastic rock type[J]. Mineral Deposits, 14(4): 322～328 (in Chinese with English abstract).

Wu Y L, Mei Y W, Liu P C, et al. 1985. Geology of the Xihuashan tungsten ore field [M]. Beijing: Geol. Pub. House. 317p (in Chinese with English abstract).

Xia L Q, Xia Z C, Xu X Y. 1996. The fluid inclusions, magmatic inclusions and glasses in mantle peridotite xenoliths[A]. In: Du L T, et al. ed. Geochemistry of mantle fluids and asthenosphere (asthenoliths)[C]. 230～271(in Chinese with English abstract).

Xia L Q. 1980. On the origin of alpine-type chromite deposits in North Western China[J]. Bull. the Xi'an Institute fo Geology and Mineral Resources, CAGS, Series X. 1(2): 25～39(in Chinese)

Xie Y H, Zhao R, Li R M, et al. 1988. Physical-chemical conditions and material sources for minerallzation of the Yinyan porphyry tin deposit [J]. Mineral Deposits, 7(3): 42～49(in Chinese with English abstract).

Xu M J, Fu D M, Yin Y M, et al. 1993. The Gacun silver-polymetallic deposit in Sichuan Province [M]. Chengdu: Chengdu Sci. & Tech. Press. 164p(in Chinese).

Xue C J. 2000. Studies on the Tevtiary metallogenic series in Lanping basin, Yunnan[D]. Tutor: Chen Y C. Beijing: CAGS.

Yang Y Q, Ni Y X, Guo Y Q, et al. 1987. Rock-forming and ore-forming characteristics of the Xikeng granitic pegmatites in Fujian Province[J]. Mineral Deposits, 6(3): 10～21.

Yin H H, Fan W M and Lin G. 1990. Deep processes and mantle crust compound mineralization in the evolution of the Lanpin-Simao Mesozoic-Cenozoic Diwa basin in Western Yunnan, China[J]. Geotectonic et Metallogenic, 14(2): 113～124(in Chinese with English abstract).

Zeng Q F and Yang B L. 1995. Preliminary study on the forming temperature of hydrothermal tungsten deposit from the Nanling range, South China[J]. Scientia Geologica Sinica, (2): 166～180(in Chinese with English abstract).

Zhang W H and Chen Z Y. 1993. Geology of fluid inclusions[M]. Wuhan: Press of China Univ. Geosci. 246p(in Chinese).

Zhao Y M, Lin W W, Bi C S, et al. 1990. Skarn deposits of China [M]. Beijing: Geol. Pub. House. 154p(in Chinese with English abstract).

Zhao Y M. 2002. Some new important advances in study of skarn deposits[J]. Mineral Deposits, 21(2): 113～120(in Chinese with English abstract).

Zou T R, Zhang X H, Jia F Y, et al. 1986. The Origin of No. 3 pegmatite in Altayshan, Xinjiang[J]. Mineral Deposits, 5(4): 34～48.

附中文参考文献

常印佛, 刘湘培, 吴言昌. 1991. 长江中下游铜铁成矿带[M]. 北京: 地质出版社. 379 页.

陈毓川, 叶庆同, 冯 京, 等. 1996. 阿舍勒铜锌成矿带成矿条件和成矿预测[M]. 北京: 地质出版社. 330 页.

李荫清, 芮宗瑶, 程莱仙. 1981. 玉龙斑岩铜(钼)矿床的流体包裹体及成矿作用研究[J]. 地质学报, 55(3): 216～231.

刘 斌. 1982. 白银厂铜矿床石英中固体和流体包裹体的研 究[J]. 地质学报, 56(2): 165～173.

卢焕章, 施继锡, 喻茨玫. 1974. 华南某矿区成岩成矿温度的研究[J]. 地球化学, (3): 145～156.

卢焕章. 1997. 成矿流体[M]. 北京: 北京科学技术出版社. 210.

马鸿文. 1990. 西藏玉龙斑岩铜矿带花岗岩类与成矿[M]. 武汉: 中国地质大学出版社. 158 页.

马秀娟. 1988. 大吉山钨矿包裹体地球化学研究[A]. 见: 李荫清, 等主编. 流体包裹体在矿床学和岩石学中的应用[C]. 北京: 北京科学技术出版社. 64～112.

毛景文, 李红艳, 裴荣富. 1995. 湖南千里山花岗岩的 Nd-Sr 同位素及岩石成因研究[J]. 矿床地质, 14(3): 233～242.

芮宗瑶, 黄崇轲, 齐国明, 等. 1984. 中国斑岩铜(钼)矿床[M]. 北京: 地质出版社. 350 页.

芮宗瑶, 李 宁, 王龙生. 1991. 关门山铅锌矿床: 盆地热卤水成矿及铅同位素打靶[M]. 北京: 地质出版社. 208 页.

芮宗瑶, 张洪涛, 王龙生, 等. 1995a. 吉黑东部斑岩型-浅成热液型铜金矿床多重成矿模型[J]. 矿床地质, 14(2): 174～184.

© 1994-2010 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

芮宗瑶, 李荫清. 1995b. 矿物中包裹体研究[A]. 见: 唐仁鲤, 罗怀松, 等编. 西玉龙斑岩铜(钼)矿带地质[C]. 北京: 地质出版社. 213～241.

芮宗瑶, 刘玉琳, 王龙生, 等. 2002. 新疆东天山斑岩铜矿带及其大地构造格局[J]. 地质学报, 76(1): 83～94.

芮宗瑶, 李荫清, 王龙生, 等. 2002. 初论成矿流体及金属矿物富集系统[J]. 矿床地质, 21(1): 83～90.

盛继福, 李亿斗, 勒贝尔, 等. 1985. 西华山钨矿流体包裹体及其成矿作用研究[J]. 中国地质科学院矿床地质研究所所刊, (2): 42～61.

王鹤年, 张景华, 戴爱华, 等. 1989. 广东河台糜棱岩带蚀变岩型金矿床的地球化学研究[J]. 矿床地质, 8(2): 61～71.

王秀璋, 程景平, 梁华英, 等. 1995. 变质细碎屑岩型金矿床的三阶段成矿模式[J]. 矿床地质, 14(4): 322～328.

吴永乐, 梅勇文, 刘鹏程, 等. 1985. 西华山钨钼地质[M]. 北京: 地质出版社. 317.

夏林圻, 夏祖春, 徐学义. 1996. 地幔橄榄岩捕虏体中的流体包裹体、岩浆包裹体和玻璃[A]. 见: 杜乐天, 等主编. 幔汁流体与软流层(体)地球化学[C]. 北京: 地质出版社. 230～271.

夏林圻. 1980. 论我国西北地区阿尔卑斯型铬铁矿的成因[J]. 中国地质科学院西安地质矿产研究所分刊, 1(2): 25～39.

谢奕汉, 赵　瑞, 李若梅, 等. 1988. 银岩斑岩锡矿成矿物理化学条件及成矿物质来源[J]. 矿床地质, 7(3): 42～49.

徐明基, 付德明, 尹裕民, 等. 1993. 四川呷村银多金属矿床[M]. 成都: 成都科学技术出版社. 164.

薛春纪. 2000. 云南兰坪盆地第三纪成矿系列研究[D]〔博士后出站报告〕. 导师: 陈毓川. 北京: 中国地质科学院.

杨岳清, 倪云祥, 郭永泉, 等. 1987. 福建西坑花岗伟晶岩成岩成矿特征[J]. 矿床地质, 6(3): 10～21.

尹汉辉, 范蔚茗, 林　舸. 1990. 云南兰坪-思茅盆地演化的深部因素及幔-壳复合成矿作用[J]. 大地构造与成矿学, 14(2): 113～124.

曾庆丰, 杨柏林. 1975. 南岭热液型钨矿(主要矿区)成矿温度及分析[J]. 地质科学, (2): 116～180.

张文淮, 陈紫英. 1993. 流体包裹体地质学[M]. 武汉: 中国地质大学出版社. 246.

赵一鸣, 林文蔚, 毕承思, 等. 1990. 中国夕卡岩矿床[M]. 北京: 地质出版社. 354.

赵一鸣. 2002. 夕卡岩矿床研究的某些重要新进展[J]. 矿床地质, 21(2):113～120.

邹天人, 张相宸, 贾富义, 等. 1986. 论阿尔泰 3 号伟晶岩脉的成因[J]. 矿床地质, 5(4): 34～48.

Approach to Ore-Forming Conditions in Light of Ore Fluid Inclusions

RUI ZongYao, LI YinQing, WANG LongSheng, WANG YiTian
(Institute of Mineral Resources, CAGS, Beijing 100037, China)

Abstract

Abundant information of ore fluid inclusions or melting inclusions has been collected from many famous metallic deposits in China. On the basis of the authors' studies in combination with related data from home and abroad, the ore fluids are classified into four types, namely mafic-ultramafic magma, granitic magma-volatile component-thermal water, thermal water and normal temperature water. Viscosity, saturability, immiscibility, solubility and some other physicochemical parameters of ore fluids seem to be important constraint factors for the formation of ore deposits. This paper makes an approach to genetic mechanism of some typical metallic deposits in China based on the researches into temperature, pressure, salinity and chemical composition of ore fluid inclusions from these deposits.

Key words: geology, classification of ore fluids, fluid inclusion, viscosity, saturability, immiscibility

© 1994-2010 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved.　http://www.cnki.net