

地质流体自然类型与成矿流体类型

肖荣阁,张宗恒,陈卉泉,张汉城

(中国地质大学 地球科学与资源学院 北京 100083)

摘要 水是地球上特征的地质流体,大部分矿床是在水热流体参与下形成的,但并不是所有流体都参与成矿。根据水的主要存在环境把水分为地质流体和成矿流体类型。各种环境广泛存在的水所构成的地质流体,又可细分为大气降水、盆地建造水、海水、岩浆水和变质水各种类型。研究认为成矿流体的形成主要与地质作用有关,是地质流体在特定环境特定演化阶段形成的特征产物。成矿流体则可划分为高温硅钾卤水、中温碳酸盐卤水及低温硫酸盐卤水。高温硅钾卤水中硅钾组分含量与温度、盐度成正相关关系,并且其中富含 F^- 、 B_2O_3 组分。这些特征与成矿作用中的高温钾化、硅化、萤石化及电气石化蚀变及热水沉积特征是一致的,高温成矿流体在演化过程中依次可以演变为中温或低温成矿流体。中温成矿流体以碳酸盐型流体为主,以富含 Mn^{2+} 、 Fe^{2+} 、 Mg^{2+} 的碳酸盐化合物为特征。低温成矿流体一般为硫酸盐型卤水,主要是 Ba^{2+} 、 Sr^{2+} 、 Ca^{2+} 的硫酸盐化合物,在海陆相各环境中广泛存在。大洋底部成矿流体是特殊环境下的地质流体类型,具有更广泛的温度区间,可以从高温到中低温的系列流体类型,并且具有特殊地球化学组成。一般形成高温硅钾卤水与岩浆作用或变质作用有关,由于充分的水岩交代作用,可以获得较高的温度及足够的溶质组分,而形成中低温成矿流体的条件可以更广泛,一般地热增温、构造热都可以为中低温成矿流体的形成提供热能。

关键词 地质流体;成矿流体;高温硅钾卤水;碳酸盐卤水;硫酸盐卤水

中图分类号 P611;P314.1 文献标识码:A 文章编号:1005-2321(2001)04-0245-07

地质流体在各种成矿作用中都起到重要媒介作用,从古代的矿床到现代的地热区,从洋底经岛弧区到大陆内部,都有一系列热水沉积成矿作用出现,一些大型、超大型矿床的形成与热水流体作用有密切关系。现代地热区热水流体作用研究表明,海底热水活动区及大陆地热区是正在发生成矿作用的地区,因此是成矿作用研究的天然实验室,我们可以根据对现代大洋底部热水活动规律及成矿作用模式的总结,研究地质历史中矿床的成因。现代海底矿产研究也具有潜在的经济价值,正在形成的海底矿产资源是未来世界重要的矿产,因此倍受到各国重视。

本文主要介绍地质流体的自然类型及成矿流体的类型,及与之相关的沉积特征。

1 地质流体自然类型

现代地质环境中,能够获得或集中最大量水体的环境是大气降雨环境、沉积盆地及海洋环境,不同环境来源的水都不同程度参与了成矿作用。岩浆和变质作用也带来丰富的热水流体,而岩浆和变质作用带来的热能对成矿有更重要的作用^[1]。

1.1 大气降水

大气降水是地表水蒸发再降落于地面的水。这种水在降落地表之前未与岩石发生作用,类似于纯净蒸馏水的成分,只是其中混入了粉尘物质,因此不具有成矿溶液的性质。大气降水量与地理位置有关,由滨海到内陆,由热带到寒带,由构造活动区到稳定区降雨量逐渐减少。夏季降雨量大,冬季降雨量小,但是大气降水分布范围广,总的受时间或空间限制小,因此可以参与到一切地质作用或流体成矿作用中。几乎所有的成矿流体中都有大气降水混入。

收稿日期 2001-03-21;修订日期 2001-05-25

基金项目:国家自然科学基金资助项目(40073013),国土资源部国际合作与科技司自由探索项目(2000440)

作者简介:肖荣阁(1949—),男,博士,教授,博士生导师,矿床学与矿床地球化学专业。

大气降水的重要地球化学特征是氢氧同位素组成随着远离海洋而逐渐变轻。在地表, 大气降水的活动能量很强, 它直接参与了表层岩石的风化剥蚀、搬运及元素的分散、富集成矿等作用。因此研究地表水的动能状态是研究大气降水成矿的一个重要方面。大气降水渗入地下之后, 将与岩石发生一系列水岩反应, 或其它流体混合, 而逐渐演化为不同成分、不同物理化学特性的流体溶液。

1.2 海水

矿床学研究表明, 许多成矿作用是在海下发生的。现代海底地热区是重要的成矿区, 海水作为一种成矿流体来源水具有十分重要的意义。海水是咸化程度较高的卤水体系, 由于长期与海底玄武岩的作用, 以及大陆溶解物质的补给, 聚集了自然界所有的元素, 除了成卤元素(K^+ , Na^+ , Cl^- , SO_4^{2-} , Ca^{2+} , Mg^{2+})外, 尚有所有自然元素, 但其质量分数值差别较大, 从 10^{-6} 到 10^{-12} 级。 10^{-6} 级元素有 Sr, Rb, B, N, F, Si; 10^{-9} 级元素有 V, Cr, Ti, Co, Ni, Cu, Zn, As, Se, Mo, U, Sb, I, Cs, Ba; 其它元素均为 10^{-12} 级^[2]。

1.3 建造水

由于沉积盆地所处的地理环境不同, 建造水的成分类型有较大的差异。内陆盆地环境建造水是地表大气降水集中后封闭于沉积物中并经过了一定水岩作用的水。滨海盆地环境建造水是封闭在沉积物中的海水。部分建造水起源于含水粘土矿物的脱水及有机质热解过程中的脱水反应^[3]。

建造水在封闭于沉积物中之后, 与沉积物发生广泛的水岩反应, 因此明显改变了原始水的成分, 但是我们仍然可以根据某些成分组成特点追溯建造水的起源特点。

建造水盐度变化很大, 有些富 NaCl 卤水盐度可高于 10%, 并富含 I, Br, B, Rb, Cs, Sr, Ba 及成矿金属元素。建造水的温度大多在 200℃ 以下, 属于中低温的范围, 矿化度最高可达 360 g/L, 且随着矿化度的增高, 成矿元素的含量也增高。高盐度建造水可以是海水蒸发浓缩而成, 可以是陆相盐湖成因, 可以是盐系溶滤形成, 也可以因干旱、半干旱地区地下水经长期水岩作用而形成。不同环境形成的卤水的化学成分和同位素组成有较大的差异, 成矿特点也不尽相同^[4, 5]。

在现代海底, 如红海海底、加利福尼亚索尔顿海海底也都发现有高盐度的卤水, 其中有含量不同的金属元素(如铅、锌、铜等), 元素的种类和含量与世

界上大多数这类矿床的一致。这些实例表明, 建造水就是一种成矿流体。油田水, 实际上是一种富含有机质低盐度的建造水, 这种建造水和石油有明显的成因联系, 同时许多资料也表明一些大的油气田周围常伴生有规模较大的金属矿床。

研究表明, 很多金属矿床与富含有机质的流体密切相关, 尤其是在古生代以后的沉积盆地中, 由于生物繁盛, 有机质相当丰富, 能对成矿起到重要作用。金属矿床在空间上常产于盆地边缘或构造虚脱部位, 在成因上, 它们与有机质有成生联系。有机质在金属元素的活化萃取、迁移和卸载堆积等各个成矿阶段, 均扮演着很重要的角色。

1.4 岩浆水

岩浆水是熔融岩浆在 1 080℃, 1GPa 时分离出的低溶质流体溶液, 由于其与岩浆处于平衡状态, 可以溶解岩浆中的多种不相容元素, 主要是碱金属、碱土金属元素, 如 Na, K, Ca, Mg, Cl, F, CO_3^{2-} , HCO_3^- , HS^- , 基本没有同位素的分馏, 因此岩浆水属于高温热水溶液。

广义的岩浆热液是指所有与岩浆作用有关的热液, 包括由岩浆液态不混溶作用分离出来的热液和岩浆在结晶分异过程中分异出来的热液, 也包括一些与岩浆达到同位素平衡的围岩中的热流体。岩浆热液是一种以水为主体, 富含多种挥发份和成矿元素的热流体。初始岩浆热液并不是孤立地存在的, 它与周围环境处于一个不断反应而趋于平衡的状态之中, 是一个复杂的多元体系, 以富含 Cl 和 CO_2 为特征。

岩浆分异出热液的过程是地质学家重点研究的一项内容。Burham(1979)认为常见的长英质岩浆中, 含水量一般为 2.5% ~ 6.5%, 平均为 3.0% 左右。水在几种硅酸盐岩浆中的溶解度, 随着压力的增加而增大。压力降低, 水就会从岩浆中释放出来, 形成富含碱金属和碱土金属的岩浆热液。

通过对地幔岩包体中流体包裹体以及玄武岩玻璃中化学组分的研究可知, 来自上地幔的流体主要化学组分为碳、氢、氧、氮和硫, 以及少量氟、氯、磷等, 在弱还原条件下以 CO_2-H_2O 为主, 在强还原环境则主要为 $CH_4-H_2O-H_2$ 。

杜乐天^[9]系统地研究了地幔流体的组成、演化和成矿作用。他认为, 成矿热液的热、挥发份(F, Cl, P, S, C, H 等)及碱金属、放射性金属(Na, K, U 等)都非地壳本身所能全部供应。岩浆作用只是地幔流体运动中一个局部的派生产物, 气液不是来自岩浆而

是岩浆来自气液(超临界态)。碱交代作用是地幔流体交代地幔和地壳物质的基本机制,碱交代岩是地幔流体转变为热液的“化石”记录。而拆离断层构造体系则是地幔流体上升到地壳的活动通道。孙丰月等(1995)认为,幔源 C-H-O 流体是一种高密度的超临界流体,以 H₂O 和 CO₂ 为主,含少量的 F, Cl, S, P 及惰性气体,其中溶解了大量的常量及微量元素。这种 C-H-O 流体可能来自地核及下地幔,可能以沿深大断裂向地壳浅部运移为重要运移机制,而沿自身的水压破裂向上运移可能是另一种方式。烃源 C-H-O 流体是有效的热载体和热传输体,它还把大量金属元素带入地壳,使地壳加温,并向富硅、富碱、富不相容元素的方向发展,同时,它还会加强地壳不同层次上的热力-机械拆离作用。

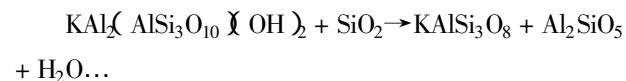
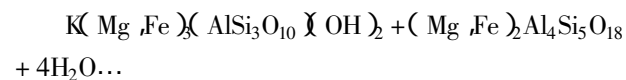
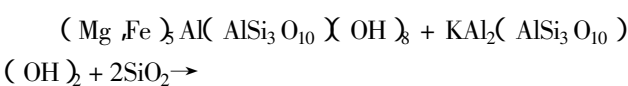
1.5 变质水

变质水是在变质作用过程中因矿物和岩石的脱水作用而形成的富含 CO₂ 型流体, H₂O 占 80% 以上, CO₂ 约为 5% ~ 20%, 盐度一般小于 3%。对一种具体的变质流体而言,其成分取决于变质程度和发生脱水的变质相。

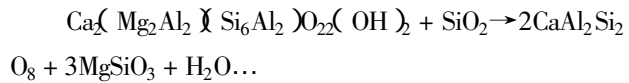
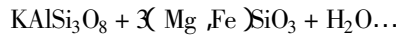
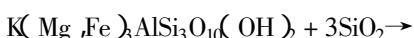
一般来说,低级变质作用产生的流体富含 H₂O, 高级变质相中产生的流体以高密度 CO₂ 为主;原岩如为蒸发岩,则放出富含 NaCl 的卤水,原岩如为碳质沉积岩,则放出富含 H₂O 和 CO₂ 的流体。

大多数矿物脱水反应是吸热反应,实验表明每失去 1 mol 水,大约需吸收 41 868 J 热量。因此,在高热流值的地质环境中,矿物的脱水反应容易进行,而在低热流值的地质环境里这类反应进行得很缓慢。

脱水作用主要发生在高绿片岩-角闪岩阶段^[5],在这一阶段绿泥石、白云母等富水矿物转变为贫水矿物钠长石、黑云母及角闪石等,这一转变会释放出大量结晶水:



在混合岩化后期和岩石熔融之前,黑云母、角闪石等含水矿物进一步脱水转化为不含水的辉石、石榴石等矿物:



根据计算,由含水百分之几的绿片岩到麻粒岩,每 m³ 岩石可以释放几十 kg 水溶液。

由于部分熔融作用,在高级变质区变质水中会溶解大量硅质、碱金属或碱土金属成分,而成为有效的成矿流体。

2 成矿流体类型

自然界中单独起源的流体成矿作用是极少发生的,在各种地质作用中不同来源的流体会互相混合并与岩石发生反应,形成新的流体类型或成矿流体。现代矿床研究更重视对各种地质作用形成的流体的演化及成矿作用研究。一般成矿流体都是富含挥发份、卤素及不相容碱金属、碱土金属元素的流体溶液,但在不同成矿流体中其溶质种类及其含量是有区别的,因此成矿流体是自然流体在一定地质作用中形成的特殊流体溶液。根据不同地质作用中形成的流体溶质成分及温度特征,成矿流体可以划分为高温硅钾卤水、中温碳酸盐卤水、低温硫酸盐卤水等^[10]。

2.1 硅钾卤水

热水沉积成矿研究资料表明,中高温卤水中 SiO₂、K₂O 丰度很高,并总是与中高温型热液交代或热水沉积矿化有关。硅钾都是地球中丰度很高的元素,其自然存在形式主要为复杂的化合物形式。硅以各种硅酸盐及 SiO₂ 的多型变体形式存在,钾存在于硅酸盐矿物、硫酸盐矿物、氯化物矿物中,并且是海水、盐湖卤水及某些热泉卤水的重要组分。

2.1.1 卤水中硅钾组成与温度成正相关关系

游离二氧化硅主要在晚期岩浆、岩浆期后热液或变质热液及热卤水中富集,热水溶液中 SiO₂ 以 H₂SiO₃、H₃SiO₄⁻、NaH₃SiO₄ 形式存在,根据热液组分分析应有 SiF₄ 组分存在,其溶解度随温度、压力的增加而增加,在高于超临界温压(374℃, 2.21 × 10⁷ Pa)之后,压力对 SiO₂ 的溶解度影响更大,高压时, SiO₂ 的溶解度在 0.02% 以上^[11],流体中硅钾的溶解度与温度成正相关关系,随着温度升高硅钾丰度升高(表 1)。

一些现代地热区泉水的硅浓度与温度的关系非

表1 现代地下水热化学组成
Table 1 Chemical composition of modern thermal groundwater

地区	$w_B/10^{-6}$										pH	$t/^\circ\text{C}$
	HCO ₃ ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	SiO ₂	H ₂ S	K ⁺	Na ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺			
索尔顿湖 ^[6]	—	180 000	10	1 016	—	23 800	54 000	40 000	100	5.5	340	
日本 kuaizuf ^[7]	4.3~956	6 900~21 800	4~771	439~990	1.5	180~2 550	2 700~10 600	42~1 750	0.1~20.8	6.3~8.0	341	
日本 Osorezaruf ^[7]	69~635	1 380~6 560	48~327	180~422	7.1~75.5	133~489	835~3 830	167~483	0.52~41.1	6.8~7	250	
新西兰 Bronadlands ^[6]	121	1 180	5.4	545	107	142.3	711.3	1.49	0.07	6.2	261	
云南啦井 ^[8]	513	170	1 560	40	—	13.45	632	309	29	6	45	

常明显,高温时 SiO₂较高, SiO₂浓度与温度成线性相关关系,相关式为: $t > 100^\circ\text{C}$ 时, $w(\text{SiO}_2)/10^{-6} = 4.3t/^\circ\text{C} - 440$, 相关系数 $r = 0.79$; G. Faccat^[12]等早就提出了 SiO₂温标,根据热水中 SiO₂的饱和浓度,估算深部热水温度,如传导冷却温标公式:

$$t_{\text{QC}}/^\circ\text{C} = 1\,309[5.19 - \lg u(\text{SiO}_2)] - 273.15 \quad \text{绝对冷却温标公式: } t_{\text{QA}}/^\circ\text{C} = 1\,522[5.75 - \lg u(\text{SiO}_2)] - 273.15.$$

钾与温度的相关式可以分为两段 (1) $100 \sim 250^\circ\text{C}$ 时, $w(\text{K})/10^{-6} = 0.94t/^\circ\text{C} - 103$, 相关系数 $r = 0.61$ (2) $> 250^\circ\text{C}$ 时, $w(\text{K})/10^{-6} = 113t/^\circ\text{C} - 26\,388$, 相关系数 $r = 0.61$ 。在大于 250°C 的高温条件下,温度对钾含量的影响尤其明显,是低温时的 100 倍以上。

成矿流体中钠钾比值曾被看作是流体成因的标志,如正常海水中 $x(\text{Na}^+)/x(\text{K}^+) \approx 27$,而海底热水中 $x(\text{Na}^+)/x(\text{K}^+) \approx 11.84$,显示温度升高,钾含量升高。Roedder^[13]把 $x(\text{Na}^+)/x(\text{K}^+)$ 作为判别流体成因的参数,认为岩浆热液 $x(\text{Na}^+)/x(\text{K}^+) < 1$,而沉积或地下热卤水 $x(\text{Na}^+)/x(\text{K}^+)$ 较高,如密西西比铅锌矿 $x(\text{Na}^+)/x(\text{K}^+) \approx 17$,变质岩、伟晶岩中石英脉的 $x(\text{Na}^+)/x(\text{K}^+) \approx 1$,且波动范围较大。这些参数实际上反映不同地质作用中水岩作用与温度的平衡关系。

2.1.2 硅钾组成与盐度有关

在现代盐湖沉积物中有大量自生硅酸岩矿物沉积,表明热卤水相中盐度对 SiO₂溶解度有一定影响,

并且在氯化物型热水热液中 SiO₂的浓度增高(表 1)。

钾在卤水中的富集与盐度有关,随着含盐度增高钾丰度值升高,钾丰度值与含盐度成线性相关关系,回归式为 $u(\text{K})/10^{-6} = 0.034A/10^{-6} - 1\,320$, 相关系数 $r = 0.66$ 。据云南腾冲地热区的研究^[14],热水溶液随着深度增加,温度升高,其中 SiO₂与 K⁺, Na⁺, F⁻, Cl⁻, HBO₂等电解质也增加(表 2), K⁺, SiO₂等丰度或含量的变化显示了溶解度与盐度、温度呈线性关系。

从表 1 可以看出, K⁺、SiO₂总是在高 Cl⁻ 甚至高 F⁻ 型中高温卤水中富集,因此高温硅钾卤水一般在火山期后或高级区域变质期,尤其是海底岩浆活动期活动,并形成富钾硅岩建造。地球化学研究表明高氟流体中,硅质经常以 SiF₄的形式存在,这样明显增加了硅质的溶解度。

成矿流体研究发现,含 F⁻ 矿物更多产于高温热液矿床中,如云英岩、伟晶岩、夕卡岩、钾质岩热液矿床中。氟在冰晶石、铁锂云母、黄玉、磷灰石、烧绿石、香花石、硅镁石等矿物中置换 OH⁻、O²⁻ 进入矿物晶格。有些研究者把 F⁻ 的分布作为细碧角斑岩型矿床的成矿晕。在一些海相热水沉积矿床中,确实表现出高氟硅钾卤水的沉积特征,如白云鄂博矿床有大量萤石沉积。并且在酸碱性岩浆岩作用下,氟化交代与稀土、稀有及有色金属、放射性金属矿化关系极为密切,尤其是在富氟流体中稀土元素主要形成氟碳酸盐矿物。

表2 云南腾冲地热区深层热水化学组成^[14]

Table 2 Chemical composition of deep-zone thermal water of geothermal area in the Tengchong district, Yunnan Province

深度/m	温度/°C	$c_B(\text{mol} \cdot \text{L}^{-1})$									
		SiO ₂	Na ⁺	K ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	F ⁻	HCO ₃ ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HBO ₂
0	16	0.34	0.29	0.07	0.49	0.15	0.03	0.86	0.01	0.05	0.03
180	120	1.22	28.43	2.11	10.46	1.85	0.63	55	1.29	2.01	0.67
300	172	3.05	30.9	0.98	0.21	0.32	1.28	26.35	8.92	0.52	0.55
500	223	5.82	37.05	2.32	1.39	0.15	1.90	27.33	14.01	0.70	0.72
700	306	11.93	91.80	6.34	—	0.03	2.23	56.46	46.42	2.50	2.49

因此高温成矿流体主要与岩浆、火山或高级区域变质作用有关, 岩浆及高级变质作用热流可以驱动各种地质流体演化为高温成矿流体。

2.2 碳酸盐型卤水

碳酸盐型卤水起源于建造水系统、天水淋滤及海源流体系统。热水溶液中碳酸盐的溶解度与温度及 CO_2 的分压有关, 在 $\text{H}_2\text{O} - \text{CO}_2$ 体系的临界点 (266°C $2.15 \times 10^8 \text{ Pa}$) 以下^[15], 当温度恒定时, 碳酸盐的溶解度随 CO_2 的分压升高而增大, 当 CO_2 分压一定, $< 50^\circ\text{C}$ 时, 碳酸盐的溶解度最大, 温度升高时溶解度则减小。在沉积物成岩过程中, 随着温度升高碳酸盐大量结晶成为胶结物。在深海底热液中, 碳酸盐的溶解度还与补偿深度有关, 在补偿线以下, 由于 CO_2 分压高, 所有碳酸盐都处于溶解状态。

在含盐度高的卤水中, 方解石的溶解度与盐度、酸碱度有关。在 NaCl 型高盐度的酸性溶液中, 方解石的溶解度随温度增加而增加, 在接近 275°C 时达到最大溶解度。由于碳酸盐溶解度与 CO_2 分压有关, 当热水溶液沸腾时, 随着 CO_2 逸度及温度的降低, 碳酸盐矿物则结晶沉淀。

含矿碳酸盐卤水中, $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ 离子对的存在对卤水物理化学条件有明显的调节作用, 有助于溶液保持恒定的物理化学条件, 从而有助于保持卤水中金属元素的稳定。在低 Eh, pH 值环境下, Fe 还原为 Fe^{2+} , 而在高 Eh, pH 值环境中则被氧化为 Fe^{3+} 。卤水中 Cl^- , SO_4^{2-} 的存在促使 Fe 溶解进入溶液。碳酸铁矿物的结晶与溶液中 Fe^{2+} , Ca^{2+} , SO_4^{2-} , CO_3^{2-} 的相对浓度有关^[6], 当 CaSO_4 沉淀消耗了 Ca^{2+} , 并降低了 SO_4^{2-} 的浓度, $\alpha(\text{Fe}^{2+})/\alpha(\text{Ca}^{2+})$ 达到一定值时, 就沉淀出铁碳酸盐矿物, 即菱铁矿或铁白云石。因此, 在中低温热水矿床或热水沉积矿床中经常伴生铁白云石、菱铁矿或石膏。补偿线以上的中低温海底热水沉积物会富含 Mn 的碳酸盐岩, 并且与硫酸盐矿物共生。

2.3 硫酸盐型卤水

硫是多型变价元素 ($\text{S}^{2-} \rightarrow \text{S}^{1-} \rightarrow \text{S}^0 \rightarrow \text{S}^{4+} \rightarrow \text{S}^{6+}$), 其在地球中是高丰度元素。但硫 95% 以上以还原态 S^{2-} 存在于地核中, 在地壳近表层以氧化态 S^{6+} 存在的不足 1%, 但其总量也足以与碳、磷、硼等含氧酸盐相比。

硫酸盐是海水的主要成分, 海水中 SO_4^{2-} 含量约为 0.27%^[2], 因此硫酸盐主要存在于海水及其蒸发

沉积物中, 其次在硫化物的表生淋滤带。

由于硫酸盐的溶解度 (石膏 $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ 及硬石膏的溶解度 $< 0.215\%$) 远低于氯化物的 (石盐 NaCl 的溶解度约为 25%)^[16], 因此在海水蒸发早期就可以形成硫酸盐型卤水。当海相沉积物埋藏于地下之后, 蒸发浓缩的原生卤水将是陆相硫酸盐型热水的主要来源。由于硫酸盐溶解度随着压力升高而变大及淡水的淋滤作用, 盐湖蒸发沉积岩系的淋滤溶解也是硫酸盐型卤水的重要来源。硫酸盐型卤水中 S^{6+} 的另一重要来源是地表或近地表硫化物的氧化分解, 甚至某些碱性氧化型热水可以直接分解硫化物获得 S^{6+} 形成硫酸盐型卤水。

硫酸盐型卤水的主要热水沉积物是硬石膏、石膏、天青石和重晶石。石膏与天青石除了溶解度的不同之外 (天青石溶解度低于石膏溶解度), 其溶解度都随着盐度、压力的升高而增加, 随着温度升高而降低。而重晶石的溶解度则随着热水盐度、压力、温度的升高而增加。硫酸盐型卤水是浅源低温热水沉积矿床的重要流体类型, 主要存在于中低温成因的热水沉积或热水交代矿床中, 并且形成海底热水沉积的特征矿物, 即硬石膏或重晶石等。

3 洋底热水流体及其矿化作用

大洋裂谷地区存在广泛的热活动, 与成矿关系极其密切。现代海底地热区正在发生成矿作用^[17], 尤其是传统的细碧角斑岩型矿化现在认为是一种海底热水流体喷流沉积矿化, 细碧角斑岩系中多金属硫化物矿化有一定的时间、层位性, 发生于大洋裂谷、陆内裂谷及陆源裂陷带的基性火山岩系的喷流沉积岩系中, 细碧角斑岩是主要的含矿建造。我国西部甘肃祁连山地区、四川西部地区都有细碧岩系产出, 并伴随喷流沉积矿化^[18]。内蒙古狼山—渣尔泰山裂谷中渣尔泰山群下部有碱性中基性火山岩系存在, 是近年来该区地质研究的重要成果, 可以与白云鄂博裂陷沉积对比。陆源裂谷火山岩系以偏碱性岩为特征, 构成特殊的火山组合及成矿系统, 这种偏碱性海底火山岩建造是形成多金属硫化物矿床系统的共同因素。在不同矿区由于受一些特定因素影响, 导致不同的矿化类型, 如块状硫化物型以及细脉浸染型矿化。

块状硫化物矿床是细碧岩型矿化的一种矿床类型, 由海底火山岩浆活动间歇期的热水喷流作用形

成,沿同生断裂带呈串珠状分布,矿体呈透镜状断续相连,含矿层有热水沉积硅质岩、钾长石硅质岩、钠长硅质岩、电气石硅质岩以及碳酸盐岩、硫酸岩等。此类矿床以云南大红山铁铜矿床、甘肃桦树沟铜矿、内蒙古东升庙、炭窑口硫铁、黄铜矿、甘肃花牛山铅锌矿为特征矿床。

块状黄铁矿中含铜矿化,矿石构造以块状与条带状为主,细脉状、浸染状为次,矿体呈透镜状,常发育有同生塑性变形及角砾状构造。这种类型矿床以同生热水沉积矿化富集为主,后生热液改造富集为次。

细脉浸染状矿化是细碧岩系中一种很普遍的矿化类型,其矿化物源岩是细碧角斑岩系,但其主矿化富集期在后期变质变形或岩浆热液改造阶段,因此,脉状或细脉浸染状矿化是后期矿化。

四川拉拉铜矿是产于下元古界细碧岩系中的浸染状铜矿床,含矿岩石是钠长岩、萤石化火山角砾岩、硅质岩等,矿石为浸染状、条带状、条纹状等构造,还见有角砾状及重力滑塌构造。

内蒙古霍各乞多金属硫化物是产于细碧岩上部条带状热水沉积硅质岩中的细脉浸染状矿化,局部具块状黄铁矿型矿化。细脉浸染状矿化主要成矿期是岩石变形变质期,因此,具有明显的层控特征,并具有 Cu-Pb、Zn 矿化分带性。

白乃庙铜金矿床产于断裂破碎带及花岗岩斑岩接触带的细脉浸染状矿化带,热液交代现象极明显,具有一定的层控性,主成矿期为岩浆作用热液交代矿化。

洋底热水流体是海水与大洋玄武岩发生广泛水岩作用形成的,热水成分与海水及玄武岩的活化组分有关。海水是富含卤素、碱金属、碱土金属的卤水体系,其与高热岩浆的作用,形成具有很强渗透能力、并含有丰富矿物质的高温热水流体,成为一种重要的成矿流体。

大洋热水沉积产物以富钾、钠、钙、镁、铁、锰、硼、钡硅质岩以及富氟、硫酸盐为特征,主要为钾长石硅质岩、钠长硅质岩、电气石硅质岩、重晶石硅质岩、含萤石硅质岩^[19]等。这些成分大部分与海水所具有的成分一致,它们是大洋热流作用下海水浓缩沉积的结果。

4 讨论

成矿流体是特定环境中一定地质作用形成的特

殊地质流体,所形成的成矿流体主要与地质作用有关,高温成矿流体大部分产于岩浆火山活动、高温变质相区域变质作用等环境,远离热源中心,可以渐变为中低温流体相。地热增温作用形成的陆相盆地成矿流体多属于中低温流体,其成矿作用形成的矿床具中低温热液成矿性质,如砂岩铜矿、密西西比型铅锌矿及卡林型金矿等。大洋底部成矿流体是特殊环境下的地质流体类型,具有更广泛的温度区间,可以呈现出从高温到中低温的一系列流体类型,并且具有特殊地球化学组成。

因此我们研究认为,对成矿流体的研究重要的是对成矿流体形成环境、地质作用中流体演化的研究,其次才是流体来源研究。

参考文献:

- [1] 翟裕生,邓军,李晓波.区域成矿学[M].北京:地质出版社,1999.
- [2] 赵其渊.海洋地球化学[M].北京:地质出版社,1989.
- [3] 莱尔曼 A.王苏民译.湖泊的化学、地质学和物理学[M].北京:地质出版社,1989.
- [4] 朱上庆,黄华盛.层控矿床地质学[M].北京:冶金工业出版社,1988.
- [5] 朱上庆,郑明华.层控矿床学[M].北京:地质出版社,1991.
- [6] BARNES H L.陈浩疏译.热液矿床地球化学(下)[M].北京:地质出版社,1987.63-107,233-377.
- [7] EIJI IZAWA, MASAHIRO AOKI. Geothermal activity and epithermal gold mineral activity in Japan[J]. *Episodes*, 1991, 14(3):269-273.
- [8] 肖荣阁,杨忠芳,李朝阳.热水成矿作用[J].地学前缘,1994,1(4):140-147.
- [9] 杜乐天.羟碱流体地球化学原理——重论热液作用和岩浆作用[M].北京:科学出版社,1996.
- [10] 肖荣阁,蔡克勤.陆相热水流体类型及成矿物理化学,当代矿产资源勘察评价的理论与方法[M].北京:地质出版社,1999.123-133.
- [11] 曾贻善.热水溶液中化学元素的迁移形式[M].北京:地质出版社,1993.
- [12] FACCA G, ROWE J J. Estimation of underground temperatures from the silica content of water from hot springs and wet-steam wells[J]. *Am J Sci*, 1966, 264:685-697.
- [13] ROEDDER E. The composition of fluid inclusions[A]. *U.S. Geological Survey Prof. Paper* 440 J[C]. 1972. 164.
- [14] 郭光裕,侯宗林.热泉型金矿成矿模式及成矿远景评价[M].天津:天津科学技术出版社,1993.
- [15] 卢焕章,李丙伦,沈昆.包裹体地球化学[M].北京:地质出版社,1990.
- [16] 曲一华,钱自强,韩蔚田.盐矿物鉴定手册[M].北京:地质出版社,1999.

版社, 1979.

远景[M]. 北京: 地质出版社, 2000.

[17] 吴世迎. 世界海底热液硫化物资源[M]. 北京: 海洋出版社, 2000.

[19] 李文炎, 余洪云. 中国重晶石矿床[M]. 北京: 地质出版社, 1991.

[18] 李朝阳, 徐贵忠, 胡瑞忠, 等. 中国铜矿主要类型特征及其成矿

TYPES OF GEOLOGICAL FLUIDS AND ORE-FORMING FLUID

XIAO Rong-ge, ZHANG Zong-heng, CHEN Hui-quan, ZHANG Han-cheng
(Faculty of Earth Sciences and Mineral Resources, China University of
Geosciences, Beijing 100083, China)

Abstract: Water is the characteristic geological fluid in the Earth. Most of the deposits form through the participation of hydrothermal fluid. However, not all of the fluids play a role in the mineralogenesis. Water is classified into two types—geological fluid and mineralizing fluid—in this paper, based on the main environment where water exists. Geological fluid is one kind of water that widely exists in various environments. It is divided into atmospheric water, basin formation water, seawater, magmatic water, and metamorphic water, according to the environment where water exists. The study suggests that the formation of ore-forming fluid is mainly related to the geological process and it is the characteristic product formed in certain environments and evolution stages. This paper classifies the ore-forming fluid into high temperature Si-K brine, moderate temperature carbonate brine and low temperature sulfate brine. The content of Si-K in high temperature Si-K brine is directly correlated to the temperature and salinity, and the contents of F and B₂O₃ are rich. These features are identical with the features of high temperature K-alteration, silicification, fluoritization, tourmalinization and hydrothermal sedimentary feature in metallogeny. In the course of evolution, high temperature ore-forming fluid can be changed into moderate temperature fluid and low temperature fluid gradually. Moderate temperature fluid mainly contains carbonate-type, which is featured by high content of carbonate compounds of Mn²⁺, Fe²⁺, Mg²⁺. Low temperature ore-forming fluid is generally sulfate brine and mainly contains sulfate with Ba²⁺, Sr²⁺, Ca²⁺, and this type of fluid widely occurs in all kinds of environment in sea facies and continental facies. The ore-forming fluid on the bottom of ocean is a type of geological fluid on the special condition in the wide range of high to moderate temperature. And this type of fluid series contains special geochemical composition. Formation of high temperature Si-K-brine is generally related to magmatism or metamorphism and the quite high temperature and abundant solution composition in the brine are due to the complete replacement between water and rocks. However, the formation ranges of moderate and low temperature ore-forming fluids are more extensive than that of high temperature ones. In general, geothermic heat and tectonic heat can generally provide the thermal energy for moderate and low temperature ore-forming fluid.

Key words: geological fluid; ore-forming fluid; hyperthermal Si-K brine; carbonate brine; sulfate brine