

文章编号:1671-5888(2003)04-0437-06

东沟坝多金属矿床矿质来源的 稀土元素地球化学限制

丁振举¹, 刘丛强², 姚书振¹, 周宗桂¹, 杨明国¹

(1. 中国地质大学 资源学院, 湖北 武汉 430074; 2. 中国科学院 地球化学研究所, 贵州 贵阳 550002)

摘要:对东沟坝矿床矿石及赋矿火山岩的稀土组成研究表明:矿石普遍发育显著的 Eu 正异常和弱的 Ce 负异常,说明成矿热液为温度较高(250℃以上)、相对还原的热流体。Eu 正异常和弱 Ce 负异常同时在矿石中发育,说明矿石沉淀时较高温度的热流体与少量的海水发生了对流混合。除 Eu、Ce 之外矿石稀土配分模式总体与赋矿的火山岩接近,说明成矿金属主要来自豆坝群火山岩。根据矿石中大量发育重晶石和矿石普遍具有的 LREE 富集、明显的 Eu 正异常和弱 Ce 负异常的事实,推断成矿流体中 SO_4^{2-} 的大量出现与岩浆脱气组分贡献有关。

关键词:成矿物质;稀土元素;矿床;东沟坝**中图分类号:**P618.2 **文献标识码:**A

0 引言

已有的地质地球化学研究表明,东沟坝矿床的形成经历了同生海底喷流沉积和变质改造两个主要成矿期,为一受变质的古海底喷流沉积矿床^[1~3]。矿石的部分铅同位素^[1]和元素组合^[2]特征,指示成矿金属元素可能来自赋矿的火山岩^[1,2]。变质变形作用形成的石英、方解石和重晶石 C、H、O 同位素研究,指示变质水参与了后期成矿过程^[1~3]。硫化物和重晶石分别具有岩浆硫和海水硫组成特征,推测成矿流体的硫为火山岩硫和海水硫的混合^[3]。这些由不同研究人员根据不同对象的研究所得出的认识,从不同侧面展现了东沟坝矿床成矿元素或流体来源的某些特征。由于受测定样品代表性或示踪手段局限性等方面的限制,已有的这些研究尚不能提供东沟坝矿床成矿同生流体的起源和成矿金属元素来源令人信服的证据。基于上述考虑,本文拟选择受后期地质作用影响较小的稀土地球化学作为主要示踪方法,对矿床矿质来源和同生流体特征作进一步的讨论。

1 矿床地质概况

东沟坝铅、锌、金、银多金属矿床位于陕西省略阳县东沟坝一带,矿区出露地层为新元古界豆坝群,是一套形成于古岛弧构造环境的火山沉积岩系。豆坝群主要由石英角斑质凝灰岩、含英角斑质凝灰岩、含英角斑岩、含英角斑质凝灰熔岩、角斑质凝灰岩等火山岩组成,夹有薄层透镜状凝灰质板岩、白云岩和硅质岩等,下伏岩系为由细碧—角斑岩组成的中元古界碧口群。目前在矿区范围内已发现了 11 条矿化带,其中 6 条出露于地表,5 条隐伏于 I 号矿带的南侧。矿带总体北倾,倾角 50°~60°,呈层状、似层状,近平行地层产出,与区域构造面呈小角度相交(一般在 5°~15°之间)。矿体展布受构造片理化带控制,长度数十米到千余米,厚度从数厘米到数米不等,呈透镜状、似层状,局部有膨胀和收缩现象。矿石以条带状、纹层状及块状构造为主,主要蚀变类型为黄铁绢英岩化、硅化。矿石矿物主要由闪锌矿、方铅矿、黄铁矿、重晶石和少量黄铜矿、银金矿、含银黝铜矿、辉银矿、自然银、红锌矿、磁铁矿等组成,而脉

收稿日期:2002-10-15**基金项目:**科技部“九五”攀登计划项目(95-预-39);国土资源部“九五”地质科技攻关项目(9502002);校科研基金资助项目**作者简介:**丁振举(1965-),男,山东人,副教授,博士,主要从事矿床学、地球化学教学与科研工作,

E-mail:dingzj@cug.edu.cn.

石矿物主要为石英、绢云母、绿泥石、方解石等。虽然矿床后期受到变质变形作用改造,局部变形强烈,但矿体总体顺层分布,保存较清晰的纹层、沉积韵律等原始沉积构造。因此东沟坝矿床应是以同生沉积成矿为主受到后期构造改造的古海底喷流沉积型矿床。

2 矿石稀土元素组成

用于稀土元素分析的 4 块硫化物重晶石矿石样品,均保留较清楚的同生纹层构造,样品中 $w(\text{BaSO}_4)$ 如下: dgb-5 为 53.9%, dgb-6 为 97.3%, dgb-8 为 82.48%。dgb-7-1,2 为 dgb-7 样品经过矿物分离获得的纯硫化物和纯重晶石部分。为便于对比研究,也相应地分析了火山岩的稀土含量。样品的处理与分析在中国科学院地球化学研究所矿床地球化学开放研究实验室进行,分析仪器为高精度 ICP-MS,测试过程中以 Rh 作为内标,用 BCR-1 标样监控测试精度,样品分析误差小于 10%。矿石及火山岩的稀土含量见表 1。

表 1 东沟坝多金属矿床含矿主岩与矿石的稀土元素含量

样品号	岩性	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho
dgb-1	围岩	9.269	18.461	1.783	6.311	1.244	0.381	1.273	0.183	1.103	0.233
dgb-2	围岩	27.150	53.724	5.238	19.403	4.036	0.615	4.033	0.638	3.903	0.751
dgb-3	围岩	15.671	32.233	3.235	11.520	2.464	0.609	2.690	0.425	2.734	0.593
dgb-9	围岩	6.119	14.101	1.441	5.146	1.189	0.204	1.016	0.170	1.037	0.256
dgb-10	围岩	12.446	22.623	2.094	7.024	1.565	0.421	1.361	0.225	1.276	0.261
dgb-11	围岩	18.416	32.620	3.078	10.213	1.955	0.418	2.049	0.338	2.332	0.458
dgb-12	围岩	11.849	24.470	2.388	8.970	2.071	5.620	1.918	0.298	1.754	0.345
dgb-5	矿石	0.835 6	0.719 6	0.113 6	0.398 1	0.175 4	0.598 8	0.116 9	0.022 6	0.136 9	0.030 7
dgb-6	矿石	1.978 8	1.634 9	0.117 04	0.249 21	0.161 4	1.109 12	0.062 62	0.009 14	0.054 48	0.013 79
dgb-8	矿石	0.666 5	0.559 84	0.062 71	0.151 56	0.175 6	0.728 73	0.090 0	0.019 16	0.102 05	0.020 72
dgb-7-1	硫化物	0.545 4	0.969 2	0.239 2	1.331 4	0.352 7	0.534 3	0.272 0	0.033 9	0.177 7	0.028 0
dgb-7-2	重晶石	1.126 1	0.911 28	0.084 95	0.167 53	0.155 6	0.732 69	0.054 56	0.010 32	0.071 52	0.013 76

样品号	岩性	Er	Tm	Yb	Lu	$\frac{w(\text{La})_N}{w(\text{Yb})_N}$	$\frac{w(\text{La})_N}{w(\text{Sm})_N}$	$\frac{w(\text{Gd})_N}{w(\text{Yb})_N}$	δEu	δCe
dgb-1	围岩	0.760	0.116	0.902	0.151	6.944	4.690	1.144	0.918	1.008
dgb-2	围岩	2.117	0.291	2.077	0.335	8.833	4.234	1.574	0.461	1.001
dgb-3	围岩	1.874	0.275	2.092	0.318	5.062	4.003	1.042	0.718	1.047
dgb-9	围岩	0.803	0.138	1.072	0.155	3.857	3.239	0.768	0.554	1.084
dgb-10	围岩	0.848	0.140	0.924	0.122	9.102	5.006	1.194	0.862	0.961
dgb-11	围岩	1.504	0.233	1.834	0.282	6.785	5.929	0.905	0.634	0.938
dgb-12	围岩	1.124	0.176	1.158	0.187	6.914	3.601	1.342	0.848	1.029
dgb-5	矿石	0.091 8	0.014 8	0.116 4	0.019 4	4.850	2.998	0.814	12.061	0.484
dgb-6	矿石	0.027 65	0.007 62	0.027 82	0.013 33	48.065	7.717	0.824	28.225	0.547
dgb-8	矿石	0.047 74	0.008 74	0.046 05	0.029 26	9.780	2.389	1.584	15.889	0.515
dgb-7-1	硫化物	0.088 5	0.014 1	0.088 4	0.014 2	4.169	0.973	2.494	5.084	0.627
dgb-7-2	重晶石	0.031 46	0.003 60	0.020 56	0.006 64	37.010	4.555	2.151	19.772	0.516

表中 $\delta\text{Eu} = w(\text{Eu})/w(\text{Eu}^*) = 2\text{Eu}_N/(\text{Sm}_N + \text{Gd}_N)$, $\delta\text{Ce} = w(\text{Ce})/w(\text{Ce}^*) = 2\text{Ce}_N/(\text{La}_N + \text{Pr}_N)$; N 代表球粒陨石标准化; 样品测试: 漆亮

图 1 为矿石和围岩球粒陨石标准化的稀土元素配分模式图。从图中可以看出,矿石具有 LREE 相对富集、明显的 Eu 正异常和弱 Ce 负异常特征, $w(\text{La})_N/w(\text{Yb})_N = 4.17 \sim 48.07$, $w(\text{Eu})/w(\text{Eu}^*) = 5.08 \sim 28.03$, $w(\text{Ce})/w(\text{Ce}^*) = 0.48 \sim 0.63$, 其中轻稀土分异相对较强, $w(\text{La})_N/w(\text{Sm})_N = 0.973 \sim 7.717$, 而重稀土分异相对较弱, $w(\text{Gd})_N/w(\text{Yb})_N = 0.81 \sim 2.49$ 。豆坝群中酸性火山岩同样具有富集 LREE 和轻稀土分异较强的特征, $w(\text{La})_N/w(\text{Yb})_N = 3.86 \sim 9.10$, $w(\text{Eu})/w(\text{Eu}^*) = 0.46 \sim 0.918$, $w(\text{La})_N/w(\text{Sm})_N = 3.23 \sim 5.93$, $w(\text{Gd})_N/w(\text{Yb})_N = 0.77 \sim 1.57$, 推断矿床的金属元素可能主要来自赋矿的豆坝群火山岩。同时矿石具有 Eu 正异常和 Ce 负异常, 与现代海底热水系统流体及其沉积物的稀土组成特征类似^[4~9], 可能指示矿石经历了与现代海底热水系统沉积物类似的形成过程。

3 结果讨论

3.1 矿石 Eu 正异常与同生成矿流体性质

Eu 异常的产生与其在自然界可以不同价态存在有关。当 Eu 在还原条件主要以 Eu^{2+} 存在时,由于电荷数的减少和离子半径的相对增大,使 Eu 具有不同于其他三价稀土的地球化学行为,在地质地球化学作用过程中与其他稀土元素发生分离,形成 Eu 的正异常或负异常。矿石产生 Eu 异常的原因可能有两种:一种是在矿石沉淀时从成矿热液中继承了相对富 Eu 的特征;另一种是在矿石形成后后续的变质变形或流体作用导致了 Eu 与相邻稀土元素的分异。由于稀土元素具有非常接近的地球化学行为,在地质地球化学过程中常作为一个整体出现,故后期的变质变形作用很难使岩(矿)石的稀土配分模式发生明显改变。流体对岩石或矿石的淋滤虽然可以导致其稀土配分模式发生一定改变,但一般来说离子半径较大的轻稀土元素相对重稀土而言,应当更容易被流体带出岩石,使岩(矿)石的稀土配分模式向着 LREE 相对亏损的方向发展,而不可能出现现有矿石显示的 LREE 富集特征。

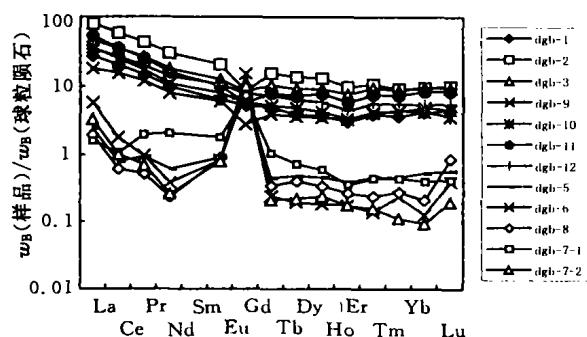


图1 球粒陨石标准化的矿石、围岩稀土配分曲线

Fig.1 Chondrite normalized REE distribution patterns of ores and host rocks of Donggouba deposit

对 Eu 而言,当 Eu 主要以 Eu^{2+} 形式存在于矿石中时,具有较大离子半径和较小电荷数的 Eu^{2+} 相对其他三价稀土显然更容易被流体带出矿石。因此矿石沉淀后的流体作用不会导致其 Eu 正异常的出现。因此矿石 LREE 强的分异和 Eu 正异常,均不应是后期地质作用的结果,而是矿石沉淀时所继承的成矿热液稀土特征反映。

对现代洋脊热水系统喷口流体稀土元素组成的调查表明,显著的 Eu 正异常、强的 LREE 分异是高

温流体($>250^{\circ}\text{C}$)普遍的特征^[4~8]。对流体 Eu 正异常形成机理目前存在如下不同的解释,如长石斑晶/流体离子交换反应^[9]、流体迁移过程中颗粒或岩石对 Eu^{2+} 离子相对弱的吸附^[10]、高温下 Eu^{2+} 与 Cl^{-} 的优先络合^[11]或吸附与络合的复合作用^[12]等。尽管上述认识不同,但其共同点都是将 Eu 主要以二价态离子出现作为前提。根据对 $w(\text{Eu}^{2+})/w(\text{Eu}^{3+})$ 氧化-还原平衡时的流体 f_{O_2} 与温度、压力、pH 值关系研究,流体的 f_{O_2} 随着温度的升高而快速增大,随着 pH 值的变大而略有增加,随着压力的增大略有降低^[10,13],指示较高的温度是 Eu^{2+} 离子在流体中以主要形式出现的重要条件。因此温度条件是影响流体是否发育 Eu 正异常的重要因素。尽管目前仍有很多人用流体/斜长石之间的离子交换反应来解释流体 Eu 正异常现象,但考虑到洋壳岩石中一些相对亏损 Eu 矿物如辉石、橄榄石等的存在,在流体/斜长石反应的同时也与流体发生离子交换,将在一定程度上抵消流体/斜长石的离子交换效应^[12],因此该机制能否适合于洋脊高温热水流体 Eu 正异常普遍发育的现象解释受到了质疑^[12]。流体运移过程中颗粒或岩石对 Eu 之外的其它稀土元素的优先吸附或与 Cl^{-} 离子的络合^[10,11],其前提也必须是 Eu 主要以二价态存在于流体中。反过来,流体 Eu 正异常发育也指示其具有较高的温度和相对还原的性质。

从前面的讨论已经认识到矿石所记录的稀土配分模式是沉淀时流体稀土特征的瞬时反映。考虑到矿石在海底沉淀时或多或少地会有海水混入的影响,同时后期流体作用也会使矿石的稀土配分模式发生小的改变,因此矿石现有的 Eu 正异常应是古热水流体 Eu 正异常的下限。由于东沟坝矿石(包括重晶石和硫化物)普遍发育 Eu 正异常,与豆坝群火山岩普遍具有 Eu 负异常特征明显不同,因此矿石的 Eu 正异常不可能是成矿流体与围岩直接作用的结果。因此矿石 Eu 正异常应是其形成时流体较高温度、相对还原性质的反映。

为了相对准确地估计东沟坝矿石沉淀时成矿热液的温度范围,可利用图2作进一步的限定。东沟坝矿床矿石同时发育层状硫化物矿物(方铅矿、闪锌矿等)和硫酸盐矿物(重晶石),说明矿石沉淀时溶液的氧化-还原条件受 SO_4^{2-} 与 HS^{-} 平衡的制约。从图2所标定的 $w(\text{Eu}^{3+})/w(\text{Eu}^{2+})$ 和 $w(\text{SO}_4^{2-})/w(\text{HS}^{-})$ 的平衡区间看出,当 $w(\text{SO}_4^{2-})/w(\text{HS}^{-})$ 达

到氧化—还原平衡时,常温和高度还原条件下, Eu 在较宽的酸—碱范围内均主要以三价态形式存在;而在温度不太高(100℃)和中等还原条件下, Eu^{2+} 主要出现在弱酸—碱性环境中;当温度较高(250℃)和相对氧化条件下, Eu 在图中整个 pH 范围内,均以二价态离子形式出现。 $w(\text{Eu}^{3+})/w(\text{Eu}^{2+})$ 和 $w(\text{SO}_4^{2-})/w(\text{HS}^-)$ 平衡线的交点,随温度的升高而逐渐向高 f_{O_2} 和低 pH 值的方向转移。根据东沟坝矿石普遍发育重晶石和 Eu 正异常的事实,说明在 SO_4^{2-} 为主要阴离子和相对氧化的条件下,成矿流体中 Eu 仍以 Eu^{2+} 离子为主要存在形式。同时,海底热水系统流体一般呈明显的酸性,由图 2 可知,在酸性条件下只有在较高温下才能使 Eu^{2+} 、 SO_4^{2-} 在流体中共存。据此可以推测,东沟坝矿床成矿流体温度应在 250℃ 左右或其上。

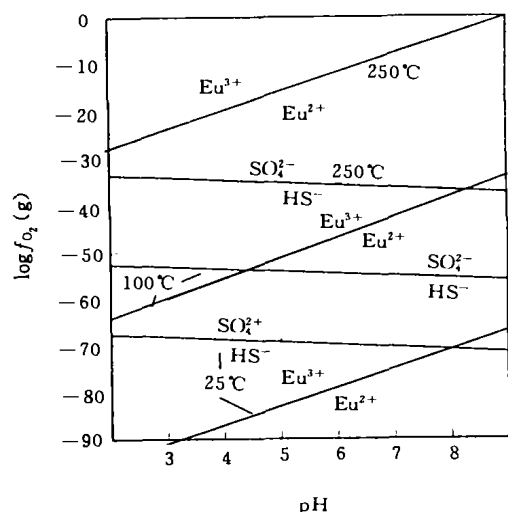


图 2 不同温度情况下 $w(\text{Eu}^{3+})/w(\text{Eu}^{2+})$ 、 $w(\text{SO}_4^{2-})/w(\text{HS}^-)$ 平衡时 f_{O_2} 和 pH 范围(据文献[13]综合)

Fig. 2 The diagram showing the limits of f_{O_2} and pH at equilibrium of $w(\text{Eu}^{3+})/w(\text{Eu}^{2+})$ and $w(\text{SO}_4^{2-})/w(\text{HS}^-)$

3.2 矿石弱 Ce 负异常和流体来源

表 1 及图 1 表明矿石具有一定的 Ce 负异常。Ce 异常的产生与其在氧化环境以 Ce^{4+} 形式出现有关,由于电荷数的增加和半径的减小,使 Ce 地球化学行为发生了一定改变,而导致了与相邻稀土元素的分异。因为岩石或矿石颗粒表面对 Ce^{4+} 的吸附强度大于其他三价稀土,故可以排除由流体淋滤引起矿石 Ce 负异常的可能性。因此矿石 Ce 的相对

亏损,也应是成矿热液 Ce 相对亏损的反映。由于除靠近陆缘的海水不显示典型的 Ce 负异常外,开阔洋盆的海水多具有明显的 Ce 亏损特征,因此成矿流体 Ce 亏损应指示海水参与了成矿过程。海底热水系统流体发育 Ce 负异常的原因有两种:一种是海水/围岩反应不彻底,所形成的流体继续保留着部分海水 Ce 亏损的特征,另一种是热水流体在上升过程中在海底附近与下渗的海水发生混合。由于前者不可能使流体同时发育明显的 Eu 正异常,因此具有 Eu 正异常的热水流体与一定量发育 Ce 负异常的海水的混合应该是矿石发育 Ce 负异常的主要原因。前已述及,矿石中发育明显的 Eu 正异常和程度不等的 Ce 负异常,分别代表着高温、还原流体组分和海水组分的参与。由于还原、高温热水流体不具明显的 Ce 负异常,而海水则不发育 Eu 正异常,因此单靠热水流体的简单传导冷却,不会使流体出现 Ce 的负异常,以海水组分为主的流体中也沉淀不出发育 Eu 正异常的物质,所以两者同时在矿石中出现,应指示矿石沉淀时相对高温的热水流体和相对低温的海水在海底附近发生了对流混合^[5,9]。

矿石发育明显的 Eu 正异常和弱的 Ce 负异常,稀土配分模式总体与火山岩稀土模式接近,说明矿石沉淀时海水组分的混入对矿石稀土组成的影响不大,因此矿石稀土特征主要反映的是热水流体端元的贡献。由于矿石含有大量的重晶石矿物,说明矿石沉淀时流体中存在大量的 SO_4^{2-} 离子,而现代海底水/岩反应系统的调查发现,海水在与热的岩石发生反应过程中,其中的 SO_4^{2-} 趋于从流体中清除,所以通过水/岩作用形成的热水流体,一般不会含有大量的 SO_4^{2-} 离子。因此大量硫酸盐矿物的沉淀必须有额外的 SO_4^{2-} 来源。 SO_4^{2-} 离子的来源不外乎有两种:一种是来自相对富 SO_4^{2-} 的海水,另一种则是来自热水系统下部的岩浆,即由下伏岩浆脱气释放出 SO_2 气体通过溶于之上的热水流体转化而来。由于海水的大量混入必然会使流体稀土组成向着接近海水稀土的方向演化,其中的 Eu 正异常将减弱或消失,将发育类似海水的 Ce 负异常。这显然与东沟坝矿床矿石 LREE 富集、显著 Eu 正异常和弱的 Ce 负异常不符,因此海水大量混入的可能性不大。反推则说明东沟坝矿石的形成有岩浆脱气组分的参与^[14]。

4 结 论

综合以上分析,可以得出以下主要认识:(1)东沟坝多金属矿床的形成与古海底热水喷流成矿作用有关;(2)成矿金属元素主要来自豆坝群火山岩;(3)矿石的淀积受热水流体/海水的对流混合机制控制;(4)成矿流体为相对还原、温度在 250℃ 以上较高温度的热液,包含有岩浆流体组分和海水组分。

参考文献:

- [1] 汪东波,李树新. 略阳东沟坝金、银、铅、锌、黄铁矿—重晶石型矿床的成因——成矿物理化学条件及稳定同位素地球化学研究[J]. 西北地质, 1991, 12(3): 25 - 32.
Wang Dongbo, Li Shuxin. Origin of the pyrite—barite type Au—Ag polymetallic deposit of “Donggouba Type”: a study on physical and chemical conditions of ore—forming and stable isotope geochemistry[J]. Northwestern Geology, 1991, 12(3): 25 - 32.
- [2] 邱柱国,徐开礼,陶喜森. 陕西略阳“东沟坝式”黄铁矿金银多金属重晶石矿床地质特征、成矿机制与模式[A]. 见:地质矿产部秦巴科研项目办公室,陕西省地质矿产局秦巴金矿项目办公室编. 秦岭金矿论文集[C]. 北京:地质出版社, 1993. 162 - 177.
Qiu Zhuguo, Xu Kaili, Tao Xinsen. Geological characteristics, metallogenetic mechanism and model of the pyrite type Au—Ag polymetallic barite deposit of “Donggouba Type”, Lueyang, Shaanxi[A]. In: Management Office of Qinling—Daba Mountains Project of Ministry of Geology and Resources, Management Office of Qinling—Daba Mountains Project of Bureau of Geology and Resources of Shaanxi Province, eds. Contributions to Gold Deposits of the Qinling and Daba Mountains[C]. Beijing: Geological Publishing House, 1993. 162 - 177.
- [3] 卢武长,张萍,杨绍全. 东沟坝多金属矿床同位素地质特征[J]. 成都理工学院学报, 1998, 25(3): 447 - 456.
Lu Wuchang, Zhang Ping, Yang Shaoquan. Isotopic geological features of the Donggouba multimetal deposit [J]. Journal of Chengdu University of Technology, 1998, 25(3): 447 - 456.
- [4] Michard A, Albarède F, Michard G, et al. Rare—earth elements and uranium in high—temperature solutions from East Pacific Rise hydrothermal vent field (13°N)[J]. Nature, 1983, 303: 795 - 797.
- [5] Mills R, Elderfield H. Rare earth element geochemistry of hydrothermal deposits from the active TAG Mount, 26°N mid—Atlantic Ridge[J]. Geochim Cosmochim Acta, 1995, 59(17): 3 511 - 3 524.
- [6] Klinkhammer G P, Elderfield, Edmond J M, et al. Geochemical implications of rare element patterns in hydrothermal fluid from mid—ocean ridges [J]. Geochim Cosmochim Acta, 1994, 58(23): 5 105 - 5 113.
- [7] 丁振举,刘丛强. 碧口群古热水系统发育的富铁硅岩稀土元素地球化学证据[J]. 自然科学进展, 2000, 10(5): 427 - 434.
Ding Zhenju, Liu Congqiang. Ancient hydrothermal system in Bikou Group: Evidence from REE characteristics of iron—rich siliceous rocks[J]. Progress in Natural Science, 2000, 10(5): 427 - 434.
- [8] 丁振举,刘丛强,姚书振,等. 海底热液沉积物稀土元素组成及其意义[J]. 地质科技情报, 2000, 19(1): 27 - 30.
Ding Zhenju, Liu Congqiang, Yao Shuzhen, et al. REE composition of hydrothermal sediment in seafloor and its implication[J]. Information of Geologic Science and Technology, 2000, 19(1): 27 - 30.
- [9] Barrett T, Jarvis I, Jarvis K E. Rare earth element geochemistry of massive sulfide—sulfates and gossans on the Southern Explorer Ridge[J]. Geology, 1990, 18: 583 - 586.
- [10] Bau M. Rare—earth element mobility during hydrothermal and metamorphic fluid—rock interaction and significance of the oxidation state of europium[J]. Chemical Geology, 1991, 93: 219 - 230.
- [11] Hass J R, Shock E L, Sassani D C. Rare earth elements in hydrothermal systems: Estimates of standard partial modal thermodynamic properties of aqueous complexes of the rare earth elements at high pressures and temperature[J]. Geochim Cosmochim Acta, 1995, 59(21): 4 329 - 4 350.
- [12] Bach W, Irber W. Rare earth element mobility in the oceanic lower sheeted dyke complex: evidence from geochemical data and leaching experiments [J]. Chemical Geology, 1998, 151: 309 - 326.
- [13] Sverjensky D A. Europium redox equilibria in aqueous solution[J]. Earth Planet Sci Lett, 1984, 67: 70 - 78.
- [14] Yang K, Scott S D. Possible contribution of a metal—rich magmatic fluid to a sea—floor hydrothermal system[J]. Nature, 1996, 383: 420 - 422.

THE REE CONSTRAINTS ON ORE SOURCES OF THE DONGGOUBA POLYMETALLIC DEPOSIT

DING Zhen-ju¹, LIU Cong-qiang², YAO Shu-zhen¹, ZHOU Zong-gui¹, YANG Ming-guo¹

(1. Faculty of Earth Resources, China University of Geosciences, Wuhan 430074, China; 2. Institute of Geochemistry, CAS, Guiyang 550002, China)

Abstract: REE geochemistry method has been used to trace the resources of the ore-forming materials in the Donggouba polymetallic deposit. The REE contents of the ores and its host rocks were analyzed respectively and the ores have apparent positive Eu and weak Ce negative anomalies in the chondrite-normalized REE distribution patterns of the ores, indicating the ore-forming hydrothermal fluids had a high temperature (greater than 250°C) and were relatively reductive. The coexistence of both apparent positive Eu anomalies and weak negative Ce anomalies in the ores indicate the convectively mixing of hydrothermal fluids with a small amount of seawater when the ores were precipitated on ancient seafloor. The REE distribution patterns of ores are similar to those of the host rocks on the whole except for Eu and Ce, which implicates the ore-forming metallic elements came mainly from the volcanic rocks of the Douba Group. The presence of large amount of barite, the enriched LREE and apparent positive Eu anomaly and weak negative Ce anomaly suggests that the SO_4^{2-} were a dominant anion in the ore-forming fluid and was related to a degassing processes of magmatic components.

Key words: ore-forming material; rare earth elements; ore deposit; Donggouba

~~~~~  
(上接 429 页)

## X - RAY ANALYSIS OF DEFORMED ROCKS FROM BEISHAN AREA, GANSU PROVINCE

CHEN Bai-lin<sup>1,2</sup>, SHU Bin<sup>2</sup>, WU Gan-guo<sup>1</sup>

YE De-jin<sup>1,3</sup>, LIU Xiao-chun<sup>2</sup>, YANG Nong<sup>2</sup>

(1. China University of Geoscience, Beijing 100083, China; 2. Institute of Geomechanics, CAGS, Beijing 100081, China; 3. Gansu Geological Survey Research Institute, Lanzhou 730000, China)

**Abstract:** Based on the X-ray petro-fabrics analysis of deformed rocks from Beishan area, Gansu, the authors draw the conclusion as follows. There happens a strong deformation in the rocks from the area. Quartz is mainly deformed along its basal or basal-near glide system and partly along its prismatic I and II glide system. There is a long time for stable crystallization before the Gubaoquan eclogite was uplift to the earth surface from the deep site. The deformations of the rocks happen under a medium and medium-deep depth of 10~15 km, a low-middle and middle temperature of 300~450°C and a low-middle pressure of 0.25~0.40 GPa. The characteristics of deformation is a compression with a partly right-handed shearing, and the main compressive stress ( $\sigma_1$ ) is SN oriented. Clearly, all features above are accountable by their specific tectonic site at the convergent plate margin of Tarim plate and Hasakatan plate and are in accord to their evolution history.

**Key words:** X-ray diffraction; petro-fabrics analysis; deformed rocks; Baishan area of Gansu