

Sedex 型矿床成矿系统

韩发 孙海田

(中国地质科学院矿床地质研究所,北京,100037)

摘要 系统总结了 Sedex 型矿床产出的构造背景、地质环境、矿床地质-地球化学特征、矿化流体来源及成矿模式等问题。结合某些最新研究成果,对该类型矿床的 Pb、Si、B 同位素地球化学进行了综合研究,并以加拿大科迪勒拉地区页岩容矿的 Zn-Pb 矿床、中国大厂锡-多金属矿床及澳大利亚布罗肯希尔 Pb-Zn-Ag 矿床为例,深入讨论了 Pb、Si、B 的来源及其对矿床成因的指示意义。对产于不同地质环境下现代海底热液成矿系统的研究证明,有沉积物覆盖和无沉积物覆盖海底成矿热流体的化学组成及 Pb、Sr、B 稳定同位素地球化学明显不同。前者富含与陆壳物质有关的金属组合及 NH_4 ,并富含放射成因 Pb 和 Sr 的组分,后者富含与洋壳玄武岩有关的金属组合,但特别贫 NH_4 。这种不同与古代 Sedex 型和塞浦路斯型矿床之间化学组成的差别十分相似,它意味着前者成矿物质主要来源于下伏陆壳岩石,并为其富含 B、Ba、Ag、As、Sb、W、Sn、Hg、Mn 等元素提供了合理的解释。在此基础上,笔者指出,在特定地球化学背景下,上述那些元素也能形成独立的 Sedex 型矿床,同时强调了注意寻找这种新型矿床的重要性。

关键词 Sedex 型矿床 矿床地质学 地球化学 成矿模式

CLC P611

在以往文献中,将以沉积岩为容矿岩石的块状硫化物矿床称为“页岩型”矿床。但实际上,这类矿床的容矿岩石除页岩外,还有许多其它类型的沉积岩,因此现在称这类矿床为以沉积岩容矿的喷流沉积型矿床(sedimentary exhalative deposit),简称 Sedex 型矿床。该类矿床在成分上富含 Pb、Zn,伴生 Ag 和 Ba,贫 Cu,几乎不含 Au。如“红狗”矿床含银为 1 610 t,埃卢腊矿床含银为 3 780 t,西尔圭矿床含银为 1 350 t,均达到了大型或超大型规模。统计资料表明,Sedex 型矿床平均矿石量为 6 000 万 t,平均品位为 11.9%,分别是 VMS 型矿床矿石量和品位的 10 倍和 2 倍。显然,大而富是这类矿床的重要特征。

这一大类矿床主要形成于硅铝质冒地槽环境,具体构造背景是受裂谷控制的克拉通内或其边缘的沉降盆地(图 1,2,3)。

如图 1 所示,McArthur 矿床位于北澳地块的巴顿海槽内,Mount Isa 等矿床位于莱哈特断裂海槽内。这两个海槽都是地堑式构造,其中堆积了厚层浅水沉积物。大厂等锡-多金属矿床则位于江南古陆西南缘的丹池盆地内。该盆地在泥盆纪是以丹池断裂为边界的半地堑式盆地(图 3),至早石炭世,区域性张裂作用再次加强,在西部形成了同沉积期生长断裂(益兰断裂),此时丹池盆地转变为地堑式盆地。

收稿日期:1998-09-30 修改稿收到日期:1999-01-11

作者简介:韩发,男,1939 年生,研究员,矿床地质地球化学专业。主要从事层控矿床地质、地球化学研究。

Sedex 型矿床分布较广,遍及世界各大洲。成矿时代主要为中元古代及古生代早期、中期。

1 矿床地质特征

Sedex 型矿床的容矿岩石主要为细碎屑岩(页岩、粉砂岩)和碳酸盐岩等。这些容矿岩

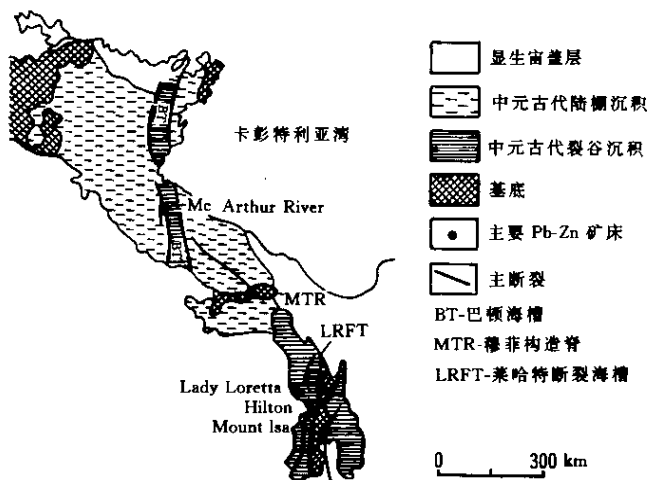


图1 巴顿海槽和莱哈特断裂海槽中主要 Sedex 型矿床的分布位置^[1]

Fig.1 Location of major Sedex type of deposits in the Batten and Leichhardt River fault trough^[1]

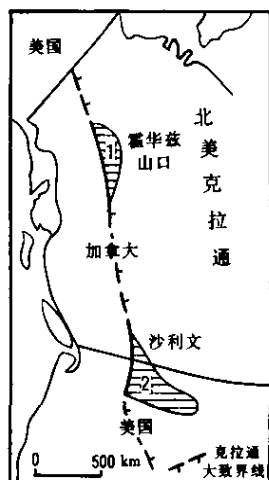


图2 北美西部贝尔特—帕赛尔及塞尔温盆地位置及其中的 Sedex 型矿床^[2]

Fig.2 Location of Belt-Purcell and Selwyn basins and representative Sedex type of deposits in them

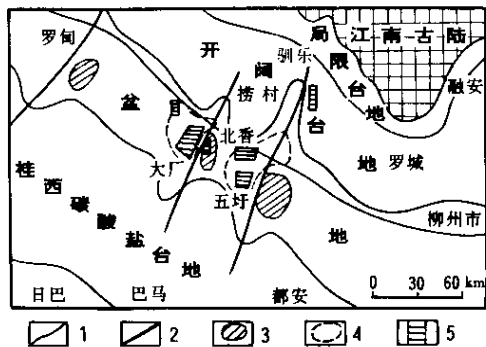


图3 在中—晚泥盆世期间,丹池盆地岩相古地理、同沉积断裂和主要矿田分布关系图^[3]

Fig.3 A map showing the relationship of major ore deposits with Middle-Late Devonian lithofacies-paleogeography and synsedimentary faults in the Nandan-Hechi basin

1-相带界线;2-同沉积断裂;3-海底隆起;4-海底次级拗陷;5-矿田

石有3个特点:一是颗粒细,有大量的细粉砂级或粘土级的碎屑物质;二是碳酸盐、二氧化硅、黄铁矿(或磁黄铁矿)和有机质含量较高;三是具有板状劈理和沿层理裂开的特征。另外,该类矿床的容矿岩石中往往夹有细粒层凝灰岩,这些夹层都很薄,其数量在整个沉积岩系中所占比例很小,不超过10%。

就矿床本身而言,一般情况下由上、下两部分构成。矿床上部为层状硫化物矿体,其厚度可达几十米,侧向延伸可达2 000 m以上。这种层状矿体往往有分相特征,如加拿大塞尔温盆地 Jason 矿床可分3个相:A相由块状到厚层条带状方铅矿、闪锌矿组成,具有大量磁黄铁矿和黄铁矿。这个相被较发育的含方铅矿的石英-菱铁矿脉所切穿。相对喷口系统而言,A相是近源矿化。B相具有A相通常可见的矿物组合和矿石

结构,但是其厚度显著变薄。大量的软沉积变形特征表明,该相是A相物质在不稳定堆积

后经滑动形成的。C相由很好的条带状闪锌矿、燧石和重晶石纹层组成,在热液活动系统中,它属于远源矿化。在C相中发现的次生蚀变和孔隙充填矿物有钡长石、高岭石、铁白云石和少见的Ba-碳酸盐复杂矿物^[4]。在地层上,矿床所跨越岩层的厚度可达1 000 m (Mount Isa),矿体与上覆地层总是呈截然突变的接触关系。在层状矿体的下面,有时可看到网脉状或脉状矿化体(矿化蚀变筒或称交叉状矿化体)。这种交叉状矿化体与层状矿化体呈显著不整合的接触关系,如在中国厂坝、加拿大 Sullivan 和 Tom、德国 Rammalsberg 及爱

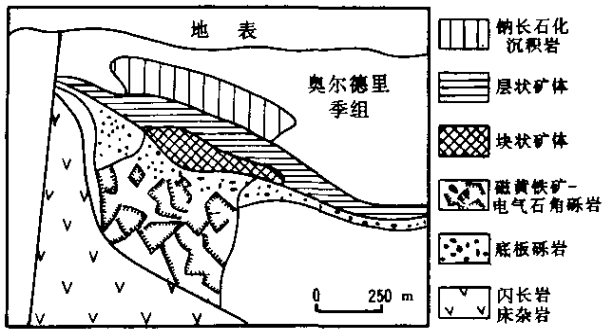


图4 沙利文矿床矿化分带剖面示意图^[5]

Fig.4 Geological cross-section through the Sullivan orebody showing the mineralization zoning

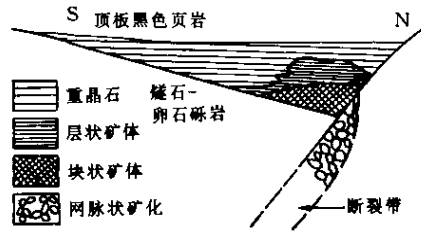


图5 托姆矿床矿化分带剖面示意图^[6]

Fig.5 Geological cross-section through the Tom orebody showing the mineralization zoning

尔兰 Silvermines 等矿床都见到了这种关系(图4,5)。在交叉状矿体中,角砾状构造常见,这可能是因蒸气爆炸所致。Sedex 型矿床的矿体结构分带与 VMS 型矿床十分相似,但其层状矿体下部的蚀变筒相对少见。在层状矿体中,矿石具非常发育的沉积构造:条带状构造、纹层状构造、粒级层理、韵律层和软沉积滑动变形构造。成岩期形成的梯状脉(亦称砖墙状构造)常见。在受变形-变质作用较轻的矿床中,黄铁矿同生沉积/早期成岩结构十分发育,如显微雏晶、莓球/球粒结构及成岩环带增生晶等^[3]。该类矿床的矿石矿物以简单硫化物为主,其中有黄铁矿、磁黄铁矿、闪锌矿、方铅矿和少量黄铜矿,有时可见白铁矿和毒砂。许多矿床含少量其它硫化物和硫盐矿物。由于 Sedex 型矿床伴生有重要的 Ag, As, Sb, Sn 等元素,故与这些元素有关的硫盐矿物虽然数量不多,但种类繁多。如在大厂锡-多金属矿床中,与 Sb 有关的硫盐矿物多达 20 种,与 Sn 有关的硫盐矿物有 5 种。

2 矿床地球化学

2.1 主元素及微量元素地球化学

如前所述, Sedex 型矿床富含 Pb, Zn, 伴生重要的 Ag, Ba, 含少量 Cu。钡主要呈重晶石存在, 分布于层状矿体的上部或边部。有时该类矿床完全不含重晶石, 但钡存在于长石中, 形成钡冰长石(如中国大厂、加拿大 Howards Pass、澳大利亚 McArthur River 等矿床)。该类矿床的这种元素组成与 VMS 型矿床显著不同, 而且不因成矿时代而改变(见后述)。就整个矿床而言, 金属分带十分明显: 在垂向上为 Cu-Zn-Pb-Ba, 在侧向上为 Cu-Pb-Zn-Ba 的分布格局。在微量元素方面, 该类型矿床普遍含一定量的 As, Sb, W, Sn, Hg, Cd, Mn, Co, Ni, B

等。在特定的地球化学背景下,某些伴生元素可以形成独立矿床,如中国大厂锡-多金属矿床、益兰汞矿床、锡矿山锑矿床、沃西钨矿床、下雷锰矿床、斯洛文尼亚的 Idrija 汞矿床、意大利撒丁岛含白钨矿的锑矿床等。

2.2 电气石岩及电气石的矿物化学

硼是 Sedex 型矿床的一个特征指示元素,它可以形成独立的岩石类型——电气石岩。许多 Sedex 型矿床富含电气岩石,如加拿大的 Sullivan,澳大利亚的 Broken Hill, Rum Jungle, Golden Dyke Dome, 南非的 Broken Hill, 挪威的 Bleikvassli, 印度的 Kolari, 中国的大厂等^[3,7,8]矿床。许多研究者在研究块状硫化物矿床时发现,条带状的含电气石岩石或电气石岩与条带状硫化物或条带状硅质岩在走向上呈过渡关系,并且把这种岩石看作是硫化物在地层学上局部相的等同物,认为它们是在海底热液系统中喷流沉积-成岩交代形成的^[7~12]。该类岩石中电气石的成分虽然变化较大,但总体看来仍然是以富镁电气石为主(表 1),明显不同于和花岗岩有关的脉状电气石。

表 1 与块状硫化物矿床和花岗岩有关的电气石的某些化学参数的平均值

Table 1 Average values of certain chemical parameters of tourmaline associated with massive sulfide deposits and granites

参 数	块状硫化物矿床中的电气石			花岗岩中的脉状电气石		
	Taylor ^[13] (1984)	Willner ^[14] (1992)	韩发等 ^[3] (1997)	Neiva(1974) ^[15] 取自葡萄牙	Power(1968) ^[16] 取自英国	韩发(1997) ^[3] 取自大厂拉么
样品数	30	32	13	18	9	3
$\frac{w(\text{FeO})}{w(\text{FeO}) + w(\text{MgO})}$	0.21	0.54	0.20	0.86	0.91	0.92
$\frac{w(\text{Na}_2\text{O})}{w(\text{Na}_2\text{O}) + w(\text{CaO})}$	0.66	0.56	0.70	0.97	0.82	0.83
$w(\text{F})/w(\text{Cl})$	32	56 ^①	28 ^②	2	21	18 ^③

注:①所有样品中 Cl 的含量等于或小于 80×10^{-6} ;② $w(\text{F})/w(\text{Cl})$ 比值是以 2 个电气石单矿物样品化学分析结果求得的;③ $w(\text{F})/w(\text{Cl})$ 比值是以 1 个电气石单矿物化学分析结果求得的。

另外,从表 1 还可以看出,与块状硫化物矿床有关的电气石中含 F 高,而与花岗岩有关的脉状电气石中含 F 低。根据美国加利福尼亚 Searles 湖水含 B_2O_3 为 1.2%~1.5%,含 W 为 $(32 \sim 55) \times 10^{-6}$,含 F 为 $(20 \sim 40) \times 10^{-6}$, Willner 认为^[14],电气石可能就是从这种卤水中在局限盆地的海底沉淀形成的。关于形成电气石的硼源一直是个探讨性的问题。现代热液系统的研究证明,产于洋壳环境下的热卤水含硼较低,如太平洋 13°N 和 21°N 黑烟囱含硼仅有 4.5×10^{-6} ;但在盆地内有泥质沉积物堆积的情况下,在 Guaymas 盆地,其卤水含硼为 $(13 \sim 14) \times 10^{-6}$,明显高于前者。陆相热泉含硼可高达 $1\,020 \times 10^{-6}$,显然富硼热泉系统与陆壳泥质岩堆或蒸发盐关系密切。事实上,在陆壳各类岩石中,粘土矿物最富含硼,高者可达 $2\,000 \times 10^{-6}$ 。如果被加热的海水通过富硼的厚层泥质沉积-蒸发盐堆,那么将有大量硼被富集在热流体中,为电气石岩的形成提供了硼源。这点与所观察到的地质事实相符合,即电气石岩主要与 Sedex 型矿床有关^[11,17],尤其是与产在元古宙的 Sedex 型矿床关系更为密切。关于电气石岩的成因有两种看法:根据富含电气石岩的沉积建造中具有撕裂碎屑构

造,电气石岩往往与燧石岩、含铁建造共生等,Plimer^[7,18],Slack 等^[19],Taylor^[13]认为,区域性分布的电气石岩是从喷发的热流体中以化学沉积方式形成的。这种解释遇到了一些困难,电气石岩中含有较多的铝,即使在海底热泉喷口处,热流体中铝的含量也很低。但是,Willner 认为^[14],海底喷发卤水可运移呈胶态存在的铝质粘土,电气石可以从既含液相硼离子团,又含溶解二氧化硅和胶体铝质粘土的热卤水中沉积形成。另外,Slack 最新研究证明,在布罗肯希尔地区,电气石岩和碎屑沉积岩的 $w(\text{Fe}_2\text{O}_3)/w(\text{SiO}_2)$, $w(\text{MgO})/w(\text{SiO}_2)$ 具有相似的变化趋势,以及 $x(\text{Fe})/x(\text{Al})$, $x(\text{Mg})/x(\text{Al})$ 和 $x(\text{Na})/x(\text{Al})$ 的比值近于相同。据此,Slack 认为,电气石可能是在水岩界面处或其下由喷发热流体交代变碎屑沉积岩形成的。

2.3 稀土元素地球化学

现代海水沉淀下来的化学沉积物,如洋中脊附近的 Fe-Mn 沉淀物,准确地反映了海水相对亏损 Eu 和 Ce 的特点。所以 Fryer 认为^[20],化学沉积物,特别是条带状含铁建造是追踪随时间推移的沉积环境中稀土元素演化的最好物质。对各类化学沉积物中稀土元素地球化学研究证明,随着地壳和海水的演化,REE 组成及 Eu, Ce 异常有规律的变化。Sedex 型矿床中各类化学沉积物——硫化物矿石和喷气岩的 REE 组成也有其显著的特征。首先,这些化学沉积物中的 REE 总量低^[21,22];第二,随着地质时代由老到新,轻重稀土元素分馏由弱到强;第三,远源金属沉积物显著亏损 Eu, Ce, 但近源硫化物矿石和喷气岩具显著的正铈异常(图 6)。上述这些特征与现代地热系统流体中 REE 的地球化学特征十分相似^[24]。

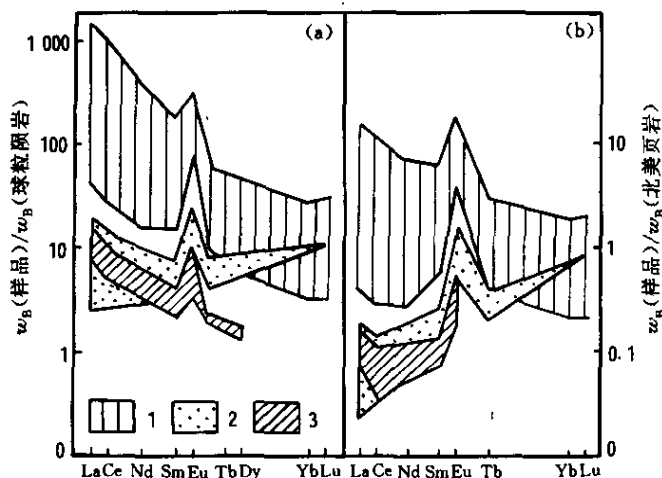


图 6 布罗肯希尔矿床的硫化物矿石及近源喷气岩的稀土元素图型^[23]

Fig.6 REE patterns for exhalites (proximal to Broken Hill-type mineralizations) and sulfide ore samples of the Hores Gneiss (a-chondrite normalized; b-NASC normalized)
1-近源喷气岩;2-硫化物矿床;3-布罗肯希尔式矿化的近源喷气岩

3 稳定同位素地球化学

3.1 铅同位素

最初,Stanton 等认为^[25],整合矿床的铅直接来自上地幔。为证明这点,他们严格选择了 7 个 VMS 型和 3 个 Sedex 型矿床,进行了铅同位素研究。结果表明,这些矿床的铅同位素组成的确紧密地拟合于一条单一的增长曲线上。但是,在 1964 年先后,许多研究者发现了岛弧或洋岛年轻玄武岩中的铅都不能用单阶段历史来解释,同时证明了整合矿床中的铅不是上地幔成因的,它们的均匀增长曲线图样是由于来自消减在火山岛弧体系下面的深海沉积物的铅广泛混合作用所致。

只有在极少数情况下,某些整合矿床中的普通铅具有单阶段演化历史,并能用以测定矿化年龄。比如 Sullivan 矿床 $N(^{206}\text{Pb})/N(^{204}\text{Pb}) = 16.397$, $N(^{207}\text{Pb})/N(^{204}\text{Pb}) = 15.425$, $N(^{208}\text{Pb})/N(^{204}\text{Pb}) = 36.067$, 其单阶段模式年龄为 1.33 Ga。即使如此, Sullivan 矿床的铅可能也有少量放射成因铅的污染,其模式年龄偏低。事实上,绝大多数 Sedex 型矿床中的铅都不同程度的含放射成因铅,在 $N(^{206}\text{Pb})/N(^{204}\text{Pb})$ 对 $N(^{207}\text{Pb})/N(^{204}\text{Pb})$ 及 $N(^{208}\text{Pb})/N(^{204}\text{Pb})$ 图解上,它们的铅同位素组成分布位置一般都位于 Stance 和 Kramers 平均增长曲线的上方。这显然与该类矿床成矿物质来源于上地壳有关。Godwin 等在研究加拿大科迪勒拉地区古生代页岩容矿 Zn-Pb 矿床的铅同位素地球化学时已经注意到了这点^[26]。他们发现,如果以 Stance-kramers^[27] 或 Cumming-Richards^[28] 的模式为基础计算加拿大科迪勒拉地区古生代页岩容矿矿床的铅同位素年龄,那么所得结果并不真实,都偏于年轻。然而,在该区产于元古宙海利克群到泥盆—密西西比纪矿床的铅同位素组成具显著的分组特征,在 $N(^{206}\text{Pb})/N(^{204}\text{Pb})$ 对 $N(^{207}\text{Pb})/N(^{204}\text{Pb})$ 及 $N(^{208}\text{Pb})/N(^{204}\text{Pb})$ 图解上,它们依年龄大小的顺序排列(图 7)。这种情况表明,这些矿床中铅同位素的演化是在具有相关地球化学发展史的类似的地壳环境中进行的;同时也证明,铅同位素增长曲线模式在被限定的成矿区是可用的。基于这点,Godwin 等建立了加拿大科迪勒拉地区页岩容矿 Zn-Pb 矿床的平均增长

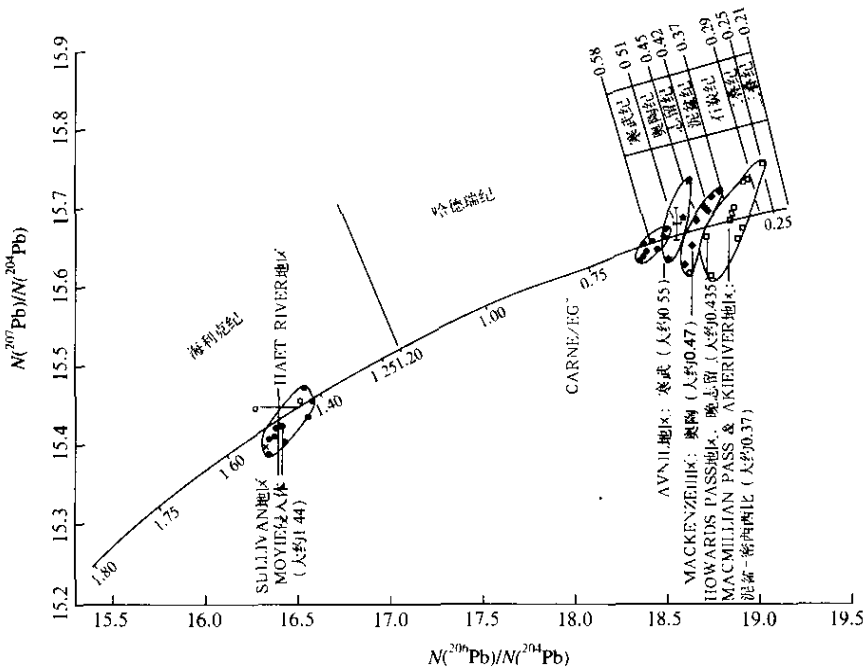


图 7 科迪勒拉地区页岩容矿 Zn-Pb 矿床中方铅矿
的 $N(^{206}\text{Pb})/N(^{204}\text{Pb})$ 对 $N(^{207}\text{Pb})/N(^{204}\text{Pb})$ 图解^[26]

Fig. 7 Plot of galena-lead $N(^{206}\text{Pb})/N(^{204}\text{Pb})$ vs. $N(^{207}\text{Pb})/N(^{204}\text{Pb})$
for shale-hosted Zn-Pb deposits located in Canadian Cordillera

曲线(图 7)。对产于 Selwyn 盆地、Ogilvie、Richardson、Wernecke 和 Mackenzie 山等地区页岩容矿的 Zn-Pb 矿床,这个增长曲线可以用作方铅矿的铅同位素定年,在一般情况下,其误差为 0.05 Ga。显然,对于上地壳特定地区,建立特定的铅同位素增长曲线是十分有用的。

另外,铅同位素研究能为探讨矿床成因及成矿物质来源提供有重要价值的资料。Godwin 等对加拿大北部科迪勒拉地区“老碳酸盐岩”容矿 Zn-Pb 矿床、“年轻碳酸盐岩”容矿 Zn-Pb 矿床及页岩容矿 Ba-Zn-Pb 矿床研究发现,在铅同位素组成图解上,这些矿床的铅同位素组成分别构成了二次等时线。根据二次等时线的斜率及同生矿床的矿化时代,分别获得“老碳酸盐岩”容矿矿床的矿石铅来自 1.88 Ga 的老基底,“年轻碳酸盐岩”及页岩容矿矿床的矿石铅来自 1.55 Ga 的老基底,都不是来自地幔^[29]。韩发等对广西大厂及其邻区有关矿床的铅同位素研究获得了一条铅同位素演化的二次等时线(图 8)。根据大厂锡-多金属矿床矿化年龄大约为 360 Ma,用此年龄及二次等时线斜率,计算获得矿石中铅(或者还有其它金属)来自 1.54 Ga 的下伏老基底,源区 $N(^{238}\text{U})/N(^{204}\text{Pb}) = 9.7$, $N(^{232}\text{Th})/N(^{204}\text{Pb}) = 44.8$ 。显然,铅源的 μ 值与中、新元古代铅源的 μ 值基本一致,但 ω 值较高,表明大厂矿田硫化物中富含钍铅。

最后,对某些 Sedex 型矿床的研究证明,不论是方铅矿样品还是非方铅矿样品,取自单个矿体的铅同位素组成表现出高度群集的特点,但是在同一个成矿区内,不同矿体之间的铅同位素组成有明显差别,具分组特征。

广西大厂锡-多金属矿床的铅同位素组成较均一,但详细对比发现,产在不同地层单元中的 3 个大型层状矿体的铅同位素组成具分组特征(图 8)。该矿床铅同位素这种分组结构图型与矿石同生沉积/成岩交代成因相吻合。相反,后生矿床不可能具有上述的铅同位素分组结构,因为这种同位素分组作用势必要求不同地层单元中的矿化作用是在铅同位素组成不同的流体的作用下分别进行的。显然,在后生矿化过程中出现这种情况是令人费解的。铅同位素分组特征在黑矿型矿床中也存在^[30]。尽管北鹿盆地黑矿型矿床的铅同位素组成具有很狭窄的分布范围,但是在某个确定的矿床中,黑矿石比黄矿石含有更多的放射成因铅的组分。如就 $N(^{206}\text{Pb})/N(^{204}\text{Pb})$ 、 $N(^{207}\text{Pb})/N(^{204}\text{Pb})$ 、 $N(^{208}\text{Pb})/N(^{204}\text{Pb})$ 比值而言,对于黑矿石($n = 22$)分别为 18.529, 15.603, 38.665;对于黄矿石($n = 6$)分别为 18.491, 15.581, 38.587, 明显不同。在矿体结构分带方面,黑矿位于上部层位,黄矿位于下部层位。黑矿与黄矿两种矿化类型代表的是两个不同的矿化层位。类似的情况在加拿大一些块状硫化物矿床中也被观察到了^[31]。这种不同矿石类型或矿化层位间铅同位素的分组特征与成矿物质来源有关。

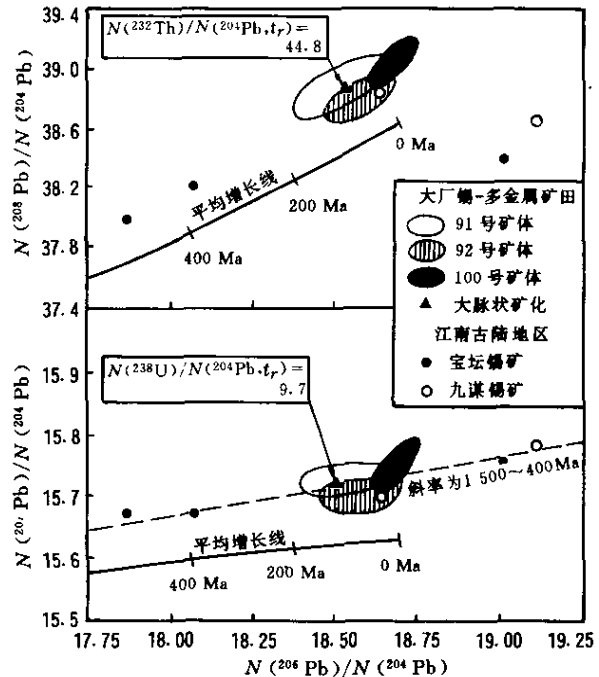


图 8 大厂矿田、宝坛和九溪锡矿床硫化物铅同位素的 $N(^{206}\text{Pb})/N(^{204}\text{Pb})$ 对 $N(^{207}\text{Pb})/N(^{204}\text{Pb})$ 和 $N(^{208}\text{Pb})/N(^{204}\text{Pb})$ 关系图^[3]

Fig.8 The lead isotope compositions of sulfides in the Dachang ore field and Jiangnan Massif districts

在矿体结构分带方面,黑矿位于上部层位,黄矿位于下部层位。黑矿与黄矿两种矿化类型代表的是两个不同的矿化层位。类似的情况在加拿大一些块状硫化物矿床中也被观察到了^[31]。这种不同矿石类型或矿化层位间铅同位素的分组特征与成矿物质来源有关。

在北鹿盆地,火山岩比矿石含放射成因铅低,然而较深部地层,特别是 Sasahata 建造及古生代基底含有更高的放射成因铅。总体来看,矿石铅主要来自火山岩,但亦有相当数量来自下伏基底岩石。下渗的成矿流体到达了 Sasahata 建造,也很可能到达了古生代基底。在成矿过程中,每个矿床由局部的热液系统形成。黑矿与黄矿间铅同位素组成的分组特征是由于来自两个源区成矿物质比例不同所致。

3.2 硫同位素

Sangster 对形成于显生宙的 110 个块状硫化物矿床 2 300 多个硫同位素数据进行了计算机统计^[32]。结果表明,Sedex 型和 VMS 型两类块状硫化物矿床的硫和同期海水的硫在同位素组成上有一定的相关关系。特别值得指出的是,这种相关关系与石油中硫和同期海水的硫在同位素组成上的相关性非常相似。这有力地证明,这些块状硫化物矿床中硫的来源是同期海水硫酸盐。两类喷流型块状硫化物矿床与海水硫酸盐在硫同位素组成上的差值,平均分别为 17.4‰,13.9‰。促使海水中硫酸盐形成矿石硫化物的还原作用尽管尚有不同看法,目前最能被人们广泛接受的解释是:海水硫酸盐与下伏岩石的含铁组分发生反应而产生的无机还原作用^[33~37]。当然,这并不排除生物还原作用的存在。资料证明,形成于不同地质时期的矿床,其 $\delta^{34}\text{S}$ 值相差较大。如 Sedex 型矿床,其 $\delta^{34}\text{S}$ 值既有较大的正值(11‰~16‰),也有较小的负值(-1.8‰~-6.4‰)。这说明,以海水硫酸盐为硫源的块状硫化物矿床,其 $\delta^{34}\text{S}$ 值也可以出现负值。现代地热系统的研究结果也证明了这点。Salton Sea 地热系统中硫化物的 $\delta^{34}\text{S}$ 值变化于 -9‰到 9‰,但其硫主要来自蒸发盐沉积物中硬石膏的热液还原作用^[38]。其实,Ohmoto 研究证明, $\delta^{34}\text{S}$ 值为 20‰的海水硫酸盐,在温度大于 250℃ 时,经无机还原作用,其 $\delta^{34}\text{S}$ 值可变化于 -7‰~20‰,当然,峰值位于 5‰~15‰范围内^[37]。

为了进一步证明形成古代块状硫化物矿床的硫源问题,看一下现代海底热液系统硫同位素的资料是十分有意义的(表 2)。从表 2 可见,不同地区、不同地质环境下,现代海底热液喷口流体中 H_2S 的 $\delta^{34}\text{S}$ 值变化于 1.3‰~7.8‰之间,平均值为 $(4.9 \pm 2.1)\text{‰}$; 硫化物

表 2 现代海底热液成矿系统硫同位素组成资料
Table 2 $\delta^{34}\text{S}$ values of H_2S , sulfides and sulfates from the active submarine hydrothermal exhalative systems

产地	地质环境	$\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}/\text{‰}$		
		喷口流体中 H_2S	硫化物	硫酸盐
11°N, 13°N, EPR ^[39]	洋壳环境	2.3~5.2	4.1	—
21°N, EPR ^[40,41]	洋壳环境	1.3~5.5	2.5	—
Juan de Fuca ^[42~44]	洋壳环境	4.0~7.4	4.0	19.1
Galapagos ^[45]	洋壳环境	—	5~6	—
Red Sea, A-II 海渊 ^[46]	新生洋壳	5.6	5.4 ^①	23.2 ^②
			5.6 ^②	20.7 ^②
Guaymas 盆地 ^[47]	具沉积物覆盖的洋壳	—	—	20.7~26.4
Escanaba 海槽 ^[48]	具沉积物覆盖的洋壳	7.8	4.9	20.4~22.6

注: ① 层状矿化中硫化物和硫酸盐; ② 脉状矿化中硫化物和硫酸盐。

的 $\delta^{34}\text{S}$ 值变化于 2.5‰~5.6‰之间,平均值为 $(4.7 \pm 1.1)\text{‰}$,与前者基本相同。这组数值

与古代块状硫化物矿床硫化物的 $\delta^{34}\text{S}$ 值十分接近,它们显然比洋脊玄武岩中硫化物的 $\delta^{34}\text{S}$ 值(0‰~0.5‰)富含重硫。现代海底热液系统形成的硫酸盐矿物 $\delta^{34}\text{S}$ 值变化于 19.1‰~26.4‰,平均值为 $(21.9 \pm 2.2)\text{‰}$ 。这个数值与古代块状硫化物矿床中硫酸盐矿物及现代海水硫酸盐的 $\delta^{34}\text{S}$ 值是一致的,说明无论是古代还是现代海底热液系统,其硫酸盐矿物的硫都是直接来自海水硫酸盐。另外,在一个矿区范围内,块状硫化物矿床的硫同位素组成常常有分组现象。换句话说,在全矿区范围内,矿床的硫同位素组成可能变化很大,但是,对于单个矿体或产于某一地层单元内的独立矿体,其硫同位素组成则相当均一。如在加拿大 New Brunswick 地区,各矿床的 $\delta^{34}\text{S}$ 值明显分为两组:南部组的 $\delta^{34}\text{S}$ 平均值为 16‰,北部组的 $\delta^{34}\text{S}$ 平均值为 7‰,但每个组内的矿床都具有比较一致的硫同位素组成^[31]。在挪威的 Sulitjelma 成矿区也有类似情况,成区内所有矿床的 $\delta^{34}\text{S}$ 值变化范围超过了 12‰,但是,单个矿床的硫同位素组成则相当均一, $\delta^{34}\text{S}$ 值变化范围不超过 5‰^[49]。在大厂矿田范围内,高峰矿床与长波—铜坑矿床的硫同位素组成也显著不同,分为两组:前者 $\delta^{34}\text{S}$ 的平均值为 $(8.6 \pm 1.7)\text{‰}$ ($n=81$),后者 $\delta^{34}\text{S}$ 的平均值为 $(-3.6 \pm 1.5)\text{‰}$ ($n=46$)^[3]。在矿区范围内,在不同地层层位中的不同矿体间,矿床的硫同位素和铅同位素一样(见前述)具有分组现象,这也是块状硫化物矿床重要地球化学特征之一。Lusk 把这种情况归结为某特定矿体有其各自稳定的成矿条件所致^[50]。

3.3 硅、氧同位素

硅同位素测试技术的改进和测试精度的提高^[51],为研究 Sedex 型矿床中硅质岩的成因及矿石中石英的硅质来源等问题提供了新的手段。有关方面的研究工作取得了有价值的成果^[52]。现以大厂锡—多金属矿床为例讨论硅、氧同位素地球化学问题。该矿床硅、氧同位素研究样品共分为 4 组:Ⅰ.容矿硅质岩的石英,其 $\delta^{30}\text{Si}$ 变化于 0.2‰~0.8‰,平均值为 $(0.5 \pm 0.2)\text{‰}$ ($n=9$, 一个负值样品除外,其原因请参阅文献^[3],下同);Ⅱ.层状矿体硅质条带和矿石条带中的石英,其 $\delta^{30}\text{Si}$ 变化于 0.2‰~0.6‰,平均值为 $(0.4 \pm 0.2)\text{‰}$ ($n=4$, 一个负值样品除外);Ⅲ.脉状矿化中的石英,其 $\delta^{30}\text{Si}$ 变化于 0‰~0.5‰,平均值为 $(0.3 \pm 0.2)\text{‰}$ ($n=11$, 2 个负值样品除外);Ⅳ.矿区内花岗岩及闪长玢岩,其 $\delta^{30}\text{Si}$ 变化于 -0.3‰~-0.1‰,平均值为 $(-0.2 \pm 0.1)\text{‰}$ ($n=3$)。图 9 为上述 4 组样品硅同位素组成直方图。从图可见,在大厂矿区,容矿硅质岩与火成岩的硅同位素组成完全不同,前者为正值,后者为负值,说明该区硅质岩不是由花岗岩类岩石硅化作用形成的。另外,该矿区各类矿化中石英的 $\delta^{30}\text{Si}$ 值基本相同,这充分证明了层状矿化中的硅与容矿硅质岩具同种来源,脉状矿化中的硅来自容矿硅质岩,而不是花岗岩。

各组样品的氧同位素组成如下:Ⅰ组和Ⅱ组样品的 $\delta^{18}\text{O}$ 值很接近,其平均值分别为 $(15.4 \pm 2.5)\text{‰}$ 和 $(15.4 \pm 0.5)\text{‰}$ 。这种相似性与它们产状的一致性,即层状矿体产于层状硅质岩中相吻合。Ⅲ组样

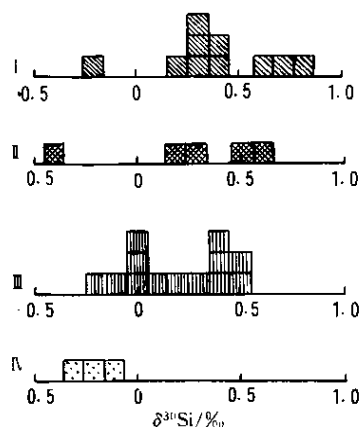


图 9 大厂长坡—铜坑矿床各类样品的硅同位素组成直方图^[3]
Fig.9 Histogram of $\delta^{30}\text{Si}$ values of siliceous rocks and quartz in the Changpo-Tongkeng deposit of the Dachang ore field

品的 $\delta^{18}\text{O}$ 值平均为 $(17.9 \pm 3.2)\text{‰}$, 比前两组明显富含重氧, 这可能是脉状矿化形成时, 它们与碳酸盐围岩发生了氧同位素交换的结果。显微镜下研究证明, 在该类矿石中有大量方解石与石英共生。IV 组样品的 $\delta^{18}\text{O}$ 值为 $9\text{‰} \sim 12.9\text{‰}$, 比一般花岗岩类岩石氧同位素组成偏高。但是, 值得注意的是, 大厂矿区容矿硅质岩的 $\delta^{18}\text{O}$ 值低于全球主要硅质岩的平均值 ($20\text{‰} \sim 30\text{‰}$), 这说明它们可能是在海底热液对流循环系统中形成。

3.4 硼、氧同位素

Sedex 型矿床经常伴有电气石岩存在, 因此硼同位素研究为探讨 Sedex 型矿床的成矿物质来源提供了重要的新途径。现有资料表明, 在全世界范围内, 19 个 Sedex 型矿床电气石岩中电气石的 $\delta^{11}\text{B}$ 值变化于 $-1.7\text{‰} \sim -15.4\text{‰}$, 平均值为 $(-9.8 \pm 4.0)\text{‰}$ [53]。这个平均值类似于 Guaymas 海盆热液系统蚀变沉积物的 $\delta^{11}\text{B}$ 值 (-9‰), 为 Sedex 型矿床形成于海底热液系统提供了有力证据。到现在为止, 文献中所报导的关于 Sedex 型矿床硼同位素资料, 以澳大利亚 Broken Hill 矿区电气石岩的 $\delta^{11}\text{B}$ 为最轻 (图 10)。该区原生电气石的 $\delta^{11}\text{B}$

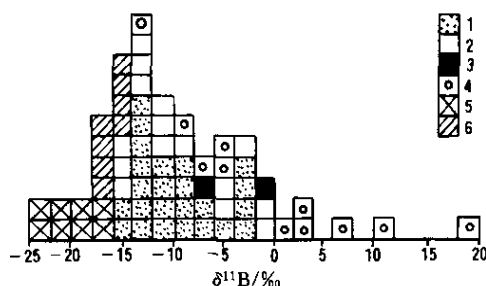


图 10 把与块状硫化物矿床和电气石岩有关的主要底盘岩性作为分类的基础, 表示各种岩性背景下块状硫化物矿床中电气石的 $\delta^{11}\text{B}$ 直方图 [53]

Fig.10 Histogram of $\delta^{11}\text{B}$ values of tourmalines versus dominant footwall lithologies of the associated massive sulfide deposits and tourmalinites

1-变碎屑沉积岩; 2-变石英质火山岩; 3-变玄武岩 (绿岩和角闪岩); 4-碳酸盐和蒸发盐; 5-布罗肯希尔德地区 (澳大利亚); 6-大厂锡-多金属矿床

为 -17.7‰ , 硼源的 $\delta^{11}\text{B}$ 为 $-5\text{‰} \sim -8\text{‰}$, 是非海相蒸发盐 [54]。这项研究结果很有意义, 它表明了 Broken Hill 矿床形成于浅海相-硅质碎屑盆地环境中。这种环境中形成的非海相蒸发盐对大型 Pb-Zn-Ag 矿床的形成起了很重要作用。因为这种蒸发盐能提供大量盐类, 促进金属氯化物络合物的形成, 有利于溶液中大量 Pb, Zn, Ag 的运移 [55]。

韩发等对大厂锡-多金属矿床纹层状电气石岩中电气石进行了硼、氧同位素测定 [3]。结果表明, 电气石的硼同位素组成相当均一, 9 个样品 $\delta^{11}\text{B}$ 变化于 $-15.1\text{‰} \sim -17.5\text{‰}$, 平均值为 $(-16.2 \pm 0.7)\text{‰}$, 相对富含轻硼 (图 10)。电气石岩中电气石的 $\delta^{18}\text{O}$ 值变化于 $10.4\text{‰} \sim 13.6\text{‰}$, 平均值为 $(12.1 \pm 1.1)\text{‰}$ ($n=7$)。Taylor 等指出, 电气石岩中的电气石普遍富含重氧, 其 $\delta^{18}\text{O}$ 值变化于 $9.5\text{‰} \sim$

15.5‰ , 明显高于未变质伟晶岩中电气石的 $\delta^{18}\text{O}$ 值 ($<9.5\text{‰}$) [13]。这个结论后来也被加拿大沙利文矿床电气石的氧同位素资料所证实, 该矿床电气石的 $\delta^{18}\text{O}$ 值变化于 $9.5\text{‰} \sim 10.3\text{‰}$ [56]。Palmer 等研究了阿巴拉契亚地区块状硫化物矿床中电气石的 $\delta^{11}\text{B}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$ 之间的关系 (图 11) [53]。从图可以看出, 各矿床中电气石的 $\delta^{11}\text{B}$ 与 $\delta^{18}\text{O}$ 呈现出非线性的反比关系。可以认为, 这种关系反映了矿床形成的水-岩比值和底盘岩石岩性的差异, 且 $\delta^{18}\text{O}$ 值越高者, 说明该矿床底盘岩石中沉积岩的比例越大。大厂锡-多金属矿床电气石岩中电气石显然富含重氧, 这与该矿床底盘岩石以沉积岩为主是一致的。

为了对比, 对龙箱盖花岗岩中脉状电气石的硼同位素组成也进行了测定。3 个样品的 $\delta^{11}\text{B}$ 值变化于 $-14.7\text{‰} \sim -16.5\text{‰}$, 平均值为 $(-15.5 \pm 0.8)\text{‰}$ 。显然, 脉状电气石也富含轻硼。

实验研究证明,当电气石形成时,在电气石和水液(气)相之间, ^{11}B 与 ^{10}B 发生了分馏作用^[57]。这种分馏作用受温度影响较大,受压力影响较小,故已知电气石的 $\delta^{11}\text{B}$ 值及其形成温度,便可以定量地求出流体相的 $\delta^{11}\text{B}$ 值,探讨硼的来源。根据文献资料,用共生电气石和石英的 $\delta^{18}\text{O}$ 值,可以求出电气石形成时的氧同位素平衡温度^[58]。计算证明,形成长坡—铜坑矿床电气石岩的氧同位素平衡温度为 $210\pm 38^\circ\text{C}$,形成龙箱盖花岗岩中脉状电气石的氧同位素平衡温度为 425°C 。利用这组温度,分别对两种电气石的硼源进行了计算,结果列于表3。从表3可见,大厂矿床两种电气石的硼源完全不同。有些研究者认为,大厂锡—多金属矿床的电气石都是从岩浆期后热液中形成的,两者之间的差别只是因为一个产于岩体的内接触带,一个产于远离岩体的外接触带所致。但是,新资料证明,事实并非如此。纹层状电气石岩形成于 $\delta^{11}\text{B}$ 为 $-4\text{‰}\sim -5\text{‰}$ 的流体相中,其硼源与陆源海相沉积物的 $\delta^{11}\text{B}$ 值($-5\text{‰}\sim 3\text{‰}$)较接近。这点与大厂矿田下伏岩石主要是陆源海相沉积岩是一致的,也就是说,纹层状电气石岩的硼主要来自于矿床的底盘沉积岩系。脉状电气石形成于 $\delta^{11}\text{B}$ 为 $-10\text{‰}\sim -11\text{‰}$ 的流体相中,其硼源显著富含轻硼。自然界存在各种固体和流体的硼储库,其中只有非海相蒸发盐特别富含轻硼,其 $\delta^{11}\text{B}$ 值变化于

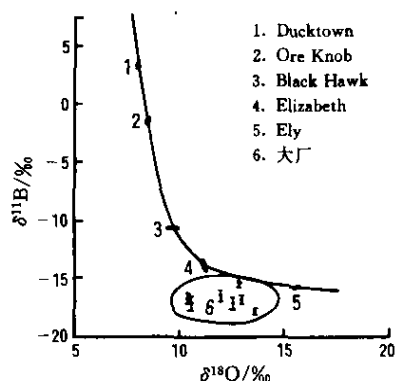


图11 阿巴拉契亚山区块状硫化物矿床和大厂锡—多金属矿床电气石的 $\delta^{11}\text{B}$ 与 $\delta^{18}\text{O}$ 图解

Fig.11 $\delta^{11}\text{B}$ versus $\delta^{18}\text{O}$ for tourmalines from cupriferous Appalachian massive sulfide deposits and the Dachang tin-polymetallic deposits

表3 大厂锡—多金属矿床两种电气石硼源的 $\delta^{11}\text{B}_{\text{源}}$ 值

Table 3 $\delta^{11}\text{B}$ values of the boron source of hydrothermal fluids forming different two types of tourmalines in the Dachang ore field

产状	$\delta^{11}\text{B}/\text{‰}$	$t/^\circ\text{C}$	$1000\ln\alpha$	$\delta^{11}\text{B}_{\text{源}}/\text{‰}$
纹层状电气石岩	$-16.2\pm 0.7(n=9)$	210 ± 38	≈ 12	$-4\sim -5$
脉状电气石	$-15.5\pm 0.8(n=3)$	425	4~6	$-10\sim -11$

$-30\text{‰}\sim -7\text{‰}$ ^[59]。暂时没有根据认为龙箱盖花岗岩中脉状电气石的硼源是非海相蒸发盐。这样一来,从另外一个角度看问题可能更为合理,即花岗岩中脉状电气石的硼来自纹层状电气石岩。纹层状电气石岩或含电气石的岩石是在泥盆纪时于海底同生喷流沉积—成岩阶段形成的。当燕山期花岗岩在拉么地区侵位时,该岩体可能部分吞食、熔融了早期形成的电气石岩或富含电气石的岩石。这种岩石中的电气石富含轻硼,故使得岩浆期后热液也富含轻硼。

4 成矿流体来源及成矿模式

目前,有关成矿流体来源问题主要靠流体包体研究及氢、氧同位素资料确定。由于Sedex型矿床中矿物粒度相对细小,原生流体包体少而小,故这方面的研究工作难度大,有

关资料少。尽管如此,一些研究成果为探讨矿化流体来源提供了重要信息。

4.1 成矿温度

Samson 等对爱尔兰地区以碳酸盐岩为主岩的 Sedex 型矿床的成矿温度进行了大量研究工作。Silvermines 矿床流体包体均一温度变化于 $140\sim 230^{\circ}\text{C}$, 众值为 190°C ^[60]; Navan, Tynahg 和 Keel 矿床流体包体均一温度变化于 $130\sim 210^{\circ}\text{C}$ ^[61,62]。加拿大塞尔温盆地以页岩为容矿主岩的 Sedex 型矿床很有代表性,有关研究工作也很多。Gardner 等对该区 Jason Pb-Zn 矿床流体包体进行了均一温度测定^[4]。测定样品取自 A, B, C 3 个矿化相(特征见前述),其中 A, B 相的样品产于层状矿体下部的网脉状矿化中, C 相样品为沉积物未固结时后期热液活动形成的矿物。具体结果如下: A 相均一温度变化于 $210.4\sim 283.7^{\circ}\text{C}$, 平均为 $(258.5\pm 17.6)^{\circ}\text{C}$ ($n=22$); B 相均一温度变化于 $230.3\sim 267.7^{\circ}\text{C}$, 平均为 $(251.8\pm 22.2)^{\circ}\text{C}$ ($n=6$); C 相均一温度变化于 $135\sim 335.1^{\circ}\text{C}$, 平均为 $(246.1\pm 29.1)^{\circ}\text{C}$ ($n=39$)。上述可见, 3 个矿化相的矿化温度很接近, 尤其 A, B 相更接近。C 相的矿化温度变化范围稍大, 最高温度可达 335°C , 这可能是在有盖层的情况下, 后期热液活动的结果。

通过对加拿大沙利文矿床含电气石岩氧同位素组成的研究, Beaty 等计算获得底盘蚀变带电气石、石英、钠长石的 $\delta^{18}\text{O}$ 值分别为 9.8‰ , 14.6‰ 和 10‰ ; 顶盘蚀变带石英和钠长石的 $\delta^{18}\text{O}$ 值分别为 12.8‰ 和 8.4‰ (实测)^[56]。大量研究证明, 在沙利文矿床底盘蚀变带形成时, 水-岩比值很高, 水-岩反应程度和同位素交换程度都非常强。比如, Hamilton 等计算证明, 通过该矿床底盘蚀变带流体总量在 1000 亿 t 数量级^[63]。另外, 沙利文矿床蚀变带中钠长石的 $\delta^{18}\text{O}$ 值相对较低, 证明它们可能是在 $\delta^{18}\text{O}$ 值较低的流体中形成的。根据上述资料及有关限制条件, Beaty 等通过假定的模式计算, 获得沙利文矿床的成矿温度在 $205\sim 270^{\circ}\text{C}$ 之间, 流体 $\delta^{18}\text{O}$ 值为 $0\text{‰}\sim 3\text{‰}$ ^[56]。Leitch 对该矿床底盘蚀变带脉状矿化中流体包体研究表明, 其均一温度与上述氧同位素平衡温度基本一致^[64]。

近年来, 石英-电气石矿物对氧同位素地质温度计为研究 Sedex 型矿床成矿温度及流体性质提供了重要新手段。用石英-电气石矿物对氧同位素分馏方程式, Kotzer 等计算获得沙利文矿床底盘蚀变带的形成温度为 200°C ^[58]。这组资料与 Beaty 等研究结果十分相近。韩发等用同种方法, 对中国大厂锡-多金属矿床成矿温度进行了计算^[3]。为了对比, 研究样品分为两组: 长坡-铜坑矿床层状矿体中纹层状电气石岩; 拉么矿床花岗岩中石英-电气石脉。全部测量及计算结果见表 4。从表 4 中可见, 纹层状电气石岩中石英的 $\delta^{18}\text{O}$ 值高, 而且均一, 3 个样品平均值为 $(16.0\pm 0.3)\text{‰}$ 。相反, 花岗岩中脉状石英的 $\delta^{18}\text{O}$ 值相对较低, 2 个样品平均值为 $(13.1\pm 0.7)\text{‰}$ 。纹层状电气石岩的氧同位素平衡温度较稳定, 3 个样品的温度变化于 $257\sim 165^{\circ}\text{C}$, 平均值为 $(210\pm 38)^{\circ}\text{C}$ 。这组温度与加拿大沙利文矿床电气石岩的形成温度很类似。另外, 由于花岗岩中脉状电气石结晶粗大, 共生石英中流体包裹体发育, 均一法测温很容易实行, 因此, 我们对脉状电气石同时进行了(石英中)流体包裹体均一温度测定及氧同位素平衡温度计算。从表可以看出, 脉状电气石氧同位素的平衡温度为 425°C , 共生石英中流体包裹体的均一温度为 $(375\pm 25)^{\circ}\text{C}$ 。这两组数据吻合得如此之好, 说明了石英与电气石是共生的, 它们之间氧同位素达到了平衡, 将该矿物对氧同位素平衡温度作为脉状电气石的形成温度是可行的。相比之下, 两种不同产状电气石形成温度的差别与它们的产状是协调一致的, 这反过来也证明了纹层状电气石岩氧同位素平衡温度的可靠性。北澳 McArthur River 地区 H. Y. C 矿床成矿期白云石碳-氧同位素的模式温度变化于 $120\sim$

240℃, Ridge II 整合矿体方铅矿-闪锌矿矿物对硫同位素平衡温度变化于 160~180℃^[65]。

表 4 大厂锡矿床石英、电气石的 $\delta^{18}\text{O}$ 值和氧同位素平衡温度及计算的流体的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 值^[3]

Table 4 $\delta^{18}\text{O}$ values of pure quartz and tourmaline and oxygen-isotope equilibration temperature and $\delta^{18}\text{O}$ values for water calculated to be in equilibrium with quartz (SMOW)

样号	产状	$\delta^{18}\text{O}_Q/\text{‰}$	$\delta^{18}\text{O}_T/\text{‰}$	$\Delta\delta^{18}\text{O}_{Q-T}/\text{‰}$	$t/^\circ\text{C}$ ①	$t_h/^\circ\text{C}$ ②	$\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}/\text{‰}$
T8821	纹层状 电气石岩	16.3	12.8	3.5	257	—	6.3
T8826		16.1	11.9	4.2	212	—	3.6
DC9019		15.6	10.4	5.2	163	—	-0.5
LM903	脉状	13.7	11.7	2.0	425	375 ± 25	10.1
LM904	电气石	12.4	10.4	2.0	425	—	8.8

注: ① 该组温度是根据 Kotzer(1993)石英-电气石氧同位素分馏的温度关系式计算的^[58]; ② 该组温度为流体包裹体均一温度。

上述可见,某些有代表性 Sedex 型矿床的成矿温度变化于 140~280℃ 之间,众值为 225℃。Badham 认为,矿化温度超过 150℃ 的 Sedex 型矿床是十分罕见的^[66],但事实并非如此。这些新的矿化温度资料对于如何正确理解该类型矿床的成因有重要意义(见后述)。

4.2 成矿流体来源

Samson 等对 Silvermines 矿床成矿流体的氢、氧同位素研究表明,流体包体水的 δD 值分别为: -24‰~-49‰(主矿物为石英), -23‰~-29‰(主矿物为白云石), -41‰~-59‰(主矿物为重晶石), -46‰(主矿物为闪锌矿), -58‰(主矿物为方铅矿)^[60]。根据矿化温度及矿物氧同位素组成,计算成矿流体 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 值分别为: 1.1‰~7.7‰(主矿物为石英), 1.8‰~5.7‰(主矿物为白云石)。这组数据很好地代表了与 Silvermines 矿床下伏地槽沉积岩系和花岗岩处于平衡状态的一种水溶液的同位素组成。为了进一步讨论这种矿化流体可能的来源,他们进行了水-岩交换反应计算,并建立了反应后流体氢、氧同位素演化的模式图。即使如此,氢、氧同位素资料也未能最终解决形成 Silvermines 矿床流体成因问题,即矿化流体可能是石炭纪地表水,也可能是古生代早期变质-建造水。

地质研究证明,该区加里东期变形包括与水平拉张作用有关的扭断层和陡倾斜节理强烈发育。这种变形作用结果使得地槽沉积岩系中含足够多建造水的可能性大大减小了。换句话说,在 Silvermines 地区,下伏沉积岩系主要脱水作用应该在加里东变形期间(≈400 Ma)发生,而不是在杜内阶矿化事件(≈350~360 Ma)时发生。从另一方面来看,为了提供相当大数量流体并满足成矿流体长时间(0.1~1 Ma)聚集的成矿机制,以造成贱金属大量运移和堆积,对流循环作用是必须的。如果成矿流体是石炭纪地表水,那么在此对流循环成矿过程中,下渗的地表水必然与下伏沉积岩系发生水-岩交换反应,同时改变其氢、氧同位素组成。矿区附近没有同时代火成活动发生,矿化流体主要阳离子化学及温度资料表明,若是有的话,成矿溶液中也只含有很少量岩浆组分。总之,对于 Silvermines 矿床,地质、地球化学及流体包体的综合资料证明,成矿流体是石炭纪含盐地表水。这种地表水在对流循环过程中,与矿床下伏厚层沉积岩系和有关花岗岩类岩石发生了水-岩交换反应,同时也有少量古生代早期建造水卷入。同位素资料还证明,石炭纪含盐地表水有大气降水的成分。

Longstaffe 等对加拿大塞尔温盆地 Jason 矿床底盘蚀变带的氧同位素进行了研究,热液蚀变高岭石的 $\delta^{18}\text{O}$ 值为 5.6‰^[67]。根据该矿床的平均矿化温度(250℃),用高岭石-水的氧

同位素分馏关系式^[68]计算获得成矿流体的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 值为 -0.6‰ 。根据 Beaty 等^[56]和 Kotzer 等^[58]的资料,加拿大沙利文矿床成矿流体的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 值变化于 $0\text{‰}\sim 3.5\text{‰}$,与塞尔温盆地 Jason 矿床成矿流体的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 值很接近,它们可能都是演化了的海水。

韩发等用石英-电气石矿物对氧同位素平衡温度及石英的 $\delta^{18}\text{O}$ 值,对形成大厂层状矿体中纹层状电气石岩及花岗岩中电气石脉流体的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 值进行了计算。从表 4 中可以看出,与纹层状电气石岩有关的成矿流体的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 变化于 $-0.5\text{‰}\sim 6.3\text{‰}$,平均值为 $(3.0\pm 2.8)\text{‰}$ ($n=3$);与脉状电气石有关的成矿流体的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 值变化于 $8.8\text{‰}\sim 10.1\text{‰}$,平均值为 $(9.5\pm 0.7)\text{‰}$ 。显然,形成两种电气石流体的性质不同,前者的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 值明显低于岩浆水,后者的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 值与岩浆水相同。形成花岗岩中脉状电气石的流体是岩浆水,这是合乎情理的。但是,长坡—铜坑矿床纹层状电气石岩远离龙箱盖花岗岩体的接触带。如果认为这种电气石岩是岩浆期后热液顺层交代的产物,那么在富含重氧的碳酸盐岩、硅质岩地层中经过长距离运移的岩浆期后热液,其 $\delta^{18}\text{O}$ 值势必显著增高,而不会降低。毋庸置疑,形成纹层状电气石岩的流体与岩浆期后热液无任何关系。这种成矿流体是由何种性质的水演化而来呢? Sheppard 曾指出,绝大多数地热流体都是含盐卤水,这种卤水比流体原始的 $\delta^{18}\text{O}$ 值富含 ^{18}O 。 ^{18}O 的富集是热流体在深部循环过程中发生了水-岩交换反应的结果^[69]。不同地质环境下,现代热液系统的研究资料也证明了,无论成矿元素组合还是成矿流体的性质都受底盘岩石的影响(见表 5)。从表 5 可见,在海底热液循环系统中,海水与大洋玄武岩相互反应形成的成矿流体的 $\delta^{18}\text{O}$ 变化不大,或略有增加;但雨水与陆壳碎屑沉积岩互相反应形成的成矿流体之 $\delta^{18}\text{O}$ 值变化较大,其 $\delta^{18}\text{O}$ 漂移高达 10.5‰ 。上述可见,在大厂锡-多金属矿

表 5 不同地质环境下现代热液系统及古代块状硫化物矿床成矿流体的演变(SMOW)

Table 5 Evolution of ore-forming fluids depending on exchange reaction between water and rocks for the active hydrothermal systems and ancient massive sulfide deposits in different geological environments
‰

内 容	索尔顿湖 ^①	“A-Ⅱ”海渊(红海) ^②	Guaymas 盆地 ^②	黑矿(日本) ^③
区域成矿地质环境	大陆环境	陆间裂谷	EPR 扩张中心	岛弧
底盘岩石性质	陆壳碎屑岩	新生大洋玄武岩	洋壳玄武岩	岛弧火山岩
初始水的性质	$\delta^{18}\text{O}$ δD	$\delta^{18}\text{O}$ δD	$\delta^{18}\text{O}$ δD	$\delta^{18}\text{O}$ δD
	-11 -70~-80	1~2 5~10	0 0	≈0 ≈0
	雨水	海水	海水	海水为主
成矿流体性质	$\delta^{18}\text{O}$ δD	$\delta^{18}\text{O}$ δD	$\delta^{18}\text{O}$ δD	$\delta^{18}\text{O}$ δD
	1.6~3.3 -75~-85	1.2 7.6	0.6~1.4 -38	-6~4 -30~15
水岩反应后 ^{18}O 漂移	10.5	≈0	0.6~1.4	1±3

注:① 资料引自 Craig, 1966^[70]; ② 资料引自 Lonsdale, et al., 1980^[71]; ③ 资料引自 Pisutha-Armond, 1983^[72]。

床,形成层状矿化流体的 $\delta^{18}\text{O}$ 值(平均为 3.1‰)与索尔顿湖卤水和日本黑矿型矿床主矿化阶段的 $\delta^{18}\text{O}$ 值很相似,说明了这种流体最初的 $\delta^{18}\text{O}$ 值曾经更低。如果这种流体是演化了的海水,其 $\delta^{18}\text{O}$ 漂移平均为 3.1‰ ,这可能是海水在深部循环过程中与底盘沉积岩发生了长时间的水-岩交换反应的结果。

硼同位素研究证明,形成 Broken Hill 矿床的富硼流体类似于 Salton Sea 卤水和中国某些现代盐湖卤水^[55]。此外,大量岩石学、矿石化学方面资料,为 Broken Hill 矿床成矿流体来源于盐湖卤水提供了重要证据。比如,在 Himalaya 建造中存在条带状钠长石岩,它们的原始成分是碎屑沉积物或火山灰,这些物质在碱性湖盆中大量地被蚀变成为方沸石。方沸石是许多碱性湖盆沉积物的主要成分,如在加里福尼亚湖盆中,方沸石占凝灰质沉积物的 20%。在 Broken Hill 组底部,局部有大量方柱石存在,在南澳邻区相应的岩石中,Cl 的含量高达 2.7%。在 Thackaringa 组,大量的磁铁矿呈浸染状分布于石英长石岩中,说明原岩为氧化的红层。在 Acacia 溪谷,局部有磁铁矿-夕线石、夕线石-刚玉和红柱石-刚玉岩存在,这些岩石是受变质的铝土矿或者红土。在 Himalaya 建造中,在石英-斜长石岩中有石英-白云母结核,它们具有被硅质交代的石膏假象晶形,指示了非海相蒸发盐环境的存在。在 Pb-Zn-Ag 矿体中存在着一套在化学上不寻常的卤化物矿物,诸如:碘银矿、溴银矿、碘铜矿、碘银铜矿[(Ag,Cu)I]、氯溴银矿。这些卤化物可能来自 Broken Hill 矿床局部基底岩石。这些资料证明,形成 Broken Hill 矿床的流体来自碱性湖盆环境,这种湖盆类似于遍及全球的现代湖泊。在这种环境下,地表水的蒸发导致了 Ca, Mg, Na, K, S, B, F, Cl, Br, I, Li 等元素浓度的变化,岩盐和有关的盐类是 Br 和 I 的理想携带者。在 Ca, Mg 碳酸盐类结晶之前,硼砂和其它硼酸盐的沉淀可能造成了硼的富集。

4.3 成矿模式

目前,关于 Sedex 型矿床的成矿模式主要有两种:盆地压实卤水模式^[73]和海底热液对流核模式^[74]。前者认为,形成 Sedex 型矿床的流体和金属都是在盆地沉积物压实过程中,由于地热增温等原因从厚层沉积岩堆中释放出来的。由膨胀粘土矿物向非可膨胀粘土矿物及云母类矿物的转变,伴随有大量金属析出。这种转变温度在 95~130℃ 之间,显然地热增温能否达到这个温度区间则十分重要。假设地温梯度为 35℃/km,这就要求库岩以上的盖层有 3km 厚。但实际上,许多 Sedex 型矿床这种盖层的厚度均小于 3 km。另外,现有资料证明,某些重要的 Sedex 型矿床的矿化温度在 140~280℃ 之间(见前述),显著高于盆地压实卤水成矿模式可能达到的温度,这为该成矿模式提出了一个难于解决的问题^[60,74,75]。

有些 Sedex 型矿床的矿化作用发生在盆地发展史的相对早期阶段。如爱尔兰地区 Silvermines 等矿床形成于杜内阶晚期,当时海进刚开始不久,盆地内含水层中的水既是有限的,又是冷的。这排除了盆地压实卤水成矿作用的可能性^[74]。最后,根据该模式的成矿条件,Lydon 指出,成矿溶液中锌、铅和还原硫的含量至少都要达到 $n \times 10^{-5}$,氯化物的含量至少要达到 3 mol/kg^[73]。但是,在现代地热系统中,除了索尔顿湖卤水而外,其它热田流体中有关金属和氯的含量都很低。红海 A-II 海渊卤水含 Zn, Pb, Cl 分别为 5.4×10^{-6} , 0.63×10^{-6} , 4.428 mmol/kg ; 21°N, EPR 卤水含 Zn, Cl, Pb, 分别为 7.8×10^{-6} , 515 mmol/kg 和痕量。尽管这些卤水中金属和氯的含量都不高,但是正在那里形成的块状硫化物矿床却又大又富。

与盆地压实卤水模式不同,许多研究者认为, Sedex 型矿床形成于海底热液对流系统中^[60,74~77]。Russell 指出,所有 Sedex 型矿床都以矿床所处海底非常特殊的塌陷作用为特征,这是由于地壳上部强烈张应力作用的结果。进一步,他认为,在张性应变条件下使地壳形成了大量微裂隙,这大大提高了岩石的可渗透性,允许在相对低温状态下流体对流循环作用进行。通过对一些典型矿床的研究, Russell 将对流核系统流体演化分为 3 个阶段(图

12):早期低温阶段,流体同地壳矿物之间未达到平衡,亦未完全被还原,只有 Fe,Ca,Mn,Zn 和部分 Si 被溶解;中期阶段,当对流核下渗,温度增高为 200℃ 时,流体同黄铁矿达到了平衡并更富有活力。此时因氧化条件太低铜不能明显溶解。含盐海水因与长石和粘土矿物的反应而被改造,由于 Mg^{2+} 的加入形成了斜绿

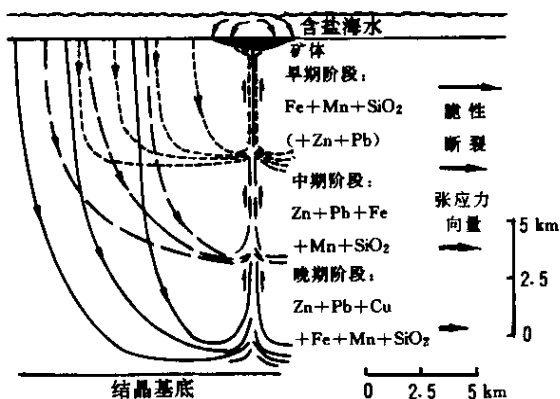


图 12 海底热液对流核成矿模式图^[74]

Fig. 12 Model of downward penetrating hydrothermal convective system

泥石, K^+ 和 H^+ 被释放出来。 H^+ 占据了矿物中 Zn,Pb 的位置,贱金属则以氯化物络合物被溶液带走;晚期阶段,在理想系统中,在最佳条件下,直到对流核到达底部为止,流体的温度将继续升高 ($>290^{\circ}C$),体积将继续增大,这时 Pb,Zn, H_2S ,甚至 Cu 的溶解度都提高了。在这种情况下形成的矿体规模大,并且向着地层层序的上部铜含量增高。

海底热液对流核模式成功地解释了成矿前矿化作用(如 Mount Isa 及 Howards Pass 矿床)、向着地层层序上部矿体规模和品位都增大增高(如 Broken Hill、Mount Isa

及 Howards Pass 矿床)以及某些矿床于盆地发展旋回早期形成等问题。另外,对于这种成矿模式,矿化温度可以高达 $300^{\circ}C$ 以上,矿化流体中金属的含量可以低到 $0.1n \times 10^{-6} \sim n \times 10^{-6}$ 。尽管如此,海底热液对流核模式也存在着一些需要解决的问题:在某些矿床中(如 Mount Isa)并没有发现海底塌陷的证据;下渗的流体进入地壳上部是受很多因素制约的,是很困难的;与流体注入有关的微裂隙向下发育不只依靠各向异性应力场,还要求有强烈发育的岩石节理存在。矿床下伏岩石是否有足够的刚性,以便节理的形成,都需要具体研究。

总之,上述两种流行的成矿模式都各有其尚待解决的问题。随着这些问题的解决,对 Sedex 型矿床成因的认识将会更加接近实际。

5 讨论

迄今为止,已发现的现代海底热液成矿系统多达 139 处,但是,在经济上十分重要的,以沉积岩为容矿岩石的 Pb-Zn-Ba-Ag 型矿床尚未被发现。虽然有些海底热液成矿系统有沉积物覆盖,如 Guaymas 盆地、Escanaba 海槽及北 Juan de Fuca 洋脊的 Middle Valley 等,但是它们都位于玄武质洋壳之上,其成矿地质背景与古代 Sedex 型矿床不同。如德国的 Meggen、Rammelsberg 及加拿大 Selwyn 盆地中那些矿床,它们的下伏岩系为硅铝质陆壳。尽管如此,对比研究发现,在有沉积物覆盖和无沉积物覆盖的海底热液成矿系统中,热流体及有关矿石的化学组成明显不同(表 6,7)。表 6 为不同地质环境下,现代地热成矿系统热流体化学成分对比表。洋中脊热流体为中大西洋脊 $21^{\circ}N$,东太平洋脊 $21^{\circ}N$ 及 $11^{\circ} \sim 13^{\circ}N$ 等 3 组样品平均值。Guaymas 盆地位于加利福尼亚中央海渊中,这个海渊是东太平洋脊 NW 向分枝。该盆地被生物成因和陆源的沉积物所覆盖,其厚度至少有 500 m。Escanaba 海槽位于 Gorda 海岭南部,是一个直径为 3~4 km 的火山中心。盆地上部被厚层沉积物(300 m~

1 200 m)所覆盖,其成分主要为泥质层、砂质层及泥砂质浊积岩。Lau 盆地位于 Tonga-Kermadec 俯冲带的后面,那里火山岩成分以安山岩为主,与 MORB 相比,它们富 K, Ba, Zn, Pb, Rb, Sr, 贫 Cu。因此,该盆地中的矿床是介于洋壳环境和陆壳弧后盆地环境块状硫化物矿床的中间类型。Salton Sea 地热系统位于东太平洋脊和 San Andreas 断裂系统结合处。但是,该热液系统本身则完全处于新第三纪和第四纪科罗拉多河三角洲相沉积物中,热卤水库体积约有 116 km^3 。从表 6 可见,有沉积物覆盖和无沉积物覆盖的海底热液系统相比,前者富含 NH_4 、碱金属、碱土金属、卤族元素及 Ag, Cd, Pb, As, Sb, B, 但贫 Cu。 NH_4 是沉积物中陆

表 6 不同地质环境下,现代地热系统热流体中化学成分对比表

Table 6 Chemical compositions of hydrothermal fluids of active geothermal systems in different geological environments

参 数	洋脊扩张 中心 ^①	Escanaba 海槽 ^①	Guaymas 盆地 ^②	南 Lau 盆地 Val Lili 热田 ^③	Salton Sea ^④	正常 海水 ^⑤
$t/^\circ\text{C}$	335~380	108~217	315	230	340	2
pH(25 $^\circ\text{C}$)	3.3~3.8	5.4	5.9	2	4.5	7.8
$w(\text{NH}_4)/10^{-6}$	<0.18	100.8	234~275	—	409	—
$w(\text{K})/10^{-2}$	0.085~0.107	0.13~0.16	0.168	0.284	1.75	0.04
$w(\text{K})/w(\text{Na})$	0.08~0.09	0.10~0.12	0.16	0.21	0.35	0.03
$w(\text{Rb})/10^{-6}$	1.297*	8.0~10.5	6.11	5.537	135	0.119
$w(\text{Sr})/10^{-6}$	4.5~10.3	18.3	13.8~16.7*	7.4	347*	7.88
$N(^{87}\text{Sr})/N(^{86}\text{Sr})$	0.702 8~0.703 5	0.709 9	0.705 2~0.705 9*	0.704 4	0.711 4*	0.709 1
$w(\text{I})/10^{-9}$	<1	99	65~83*	—	1 800	50
$w_{\text{B}}/10^{-9}$ Cd	2.2~20	—	—	134.9	—	0.1
Ba	1.51*	—	4.74	>5.4	235	0.001 9
Cu	0.3~2.5	<0.000 6	<0.000 6	1.52	8	<0.001
Pb	0.04~0.07*	—	0.675	1.02	102	<0.001
Ag	0.002 1*	—	0.012 4	—	1.4	—
As	0.01~0.04*	—	0.51	0.62	12	0.002
Sb	—	—	—	—	0.4	—
B	5.22~5.57	18.5~23.3	15.5~16.8*	8.86	390	4.49
$\delta^{11}\text{B}/\text{‰}$	29.3~32.2	10.1~11.5	16.5~23.2*	25.8	—	40

资料来源:①引自 Zierenberg, et al., 1993^[78](其中带星号者引自 Fouquet, et al., 1993^[79]);②引自 Hanning-ton, et al., 1988^[43](其中带星号者引自 Fouquet, et al., 1993^[79]);③引自 Fouquet, et al., 1993^[79];④引自 White, 1981^[80](其中带星号者引自 Vuataz, et al., 1988^[81]);⑤引自 Bruland, 1983^[82]。

源有机质热解形成的。除 Cu 外,上述其它元素在陆源沉积物中的含量都比洋壳玄武岩中高。因此,海底热流体化学组成的差别说明在有沉积物覆盖的情况下,热流体同沉积物发生了水-岩交换反应,并从中获得大量与陆源物质有关的特征元素。锶和硼同位素资料也进一步证明了这点,如表 6 所示,Guaymas 和 Escanaba 盆地热流体中 $N(^{87}\text{Sr})/N(^{86}\text{Sr})$ 值几乎等同于海水的比值,而洋脊热流体中 $N(^{87}\text{Sr})/N(^{86}\text{Sr})$ 值则与洋壳玄武岩近等。从表 6 还可以看出,Salton Sea 热流体的化学组成更富含陆源沉积物的特征元素,其 $N(^{87}\text{Sr})/N(^{86}\text{Sr})$

值高达 0.711 4,完全是来自壳源物质。南 Lau 盆地的构造背景处于过渡状态,其火山岩成分以安山岩为主,故该盆地热流体的化学组成与 Guaymas 和 Escanaba 热流体的化学组成十分相似。上述这些规律性的变化在表 7 中也得到了很好反映。在有沉积物覆盖的热液系统中,硫化物矿石富含 Pb, Ba, Ag, As, Sb, Sn 以及 Rb, Sr, Cs, Br, I, B, 但贫 Cu^[48,78]。特别是在

表 7 有沉积盖层和无沉积盖层的现代洋脊热液系统硫化物矿床中某些元素含量对比表

Table 7 Contents of certain elements of sulfide and sulfate ores in active sea-floor hydrothermal systems located in sediment-covered and sediment-free ridges

位 置	$w_B/\%$			$w_B/10^{-6}$				
	Cu	Pb	Ba	Ag	As	Sb	Sn	
Escanaba 裂陷槽 ^①	A.	2.2	0.23	0.57	46	2 700	1 600	<1 500
	B.	1.0	7.4	1.73	401	23 000	3 503	<1 500
	C.	0.17	0.96	23	168	1 900	458	>200
	平均	1.12	2.86	8.43	205	9 200	1 373	513
Guaymas 盆地 ^②		0.16	0.59	25.6	240	174	315	<3~12
无沉积物覆盖的 洋脊扩张中心 ^③		4.4	0.1	0.8	79	30	55	<1

资料来源:①引自 Zierenberg, et al., 1993^[78]。其中 A 组为富磁黄铁矿矿石(22 个样品平均值);B 组为多金属硫化物矿石(3 个样品平均值);C 组为富硫酸盐矿石(9 个样品平均值)。Ba 的资料引自 Koski, R. A., 1988^[48]。②引自 Peter, et al., 1988(2 个富硫化物矿石平均值)^[47]。③引自 Bischoff, et al., 1983^[83], and Hannington, et al., 1991(9~172 个样品平均值)^[84]。其中 Ba 的资料(10 个样品平均值)引自 Fouquet, et al., 1993^[79]。

Escanaba 海槽, Sn 的平均含量高达 513×10^{-6} , 最高者可达 $1\,500 \times 10^{-6}$ 。铅同位素组成也为探讨热液成矿物质来源提供了重要信息。如表 8 所示, 在 Escanaba 海槽, 硫化物矿石的铅同位素组成显著富含放射性成因铅, 说明铅主要来源于陆源沉积物。

表 8 Escanaba 海槽硫化物、沉积物及玄武岩的铅同位素组成^[78]

Table 8 Pb isotope ratios of sulfide, sediment and basalt samples from the Escanaba Trough

岩石类型	$N(^{206}\text{Pb})/N(^{204}\text{Pb})$	$N(^{207}\text{Pb})/N(^{204}\text{Pb})$	$N(^{208}\text{Pb})/N(^{204}\text{Pb})$
下伏玄武岩($n=5$)	18.601	15.531	38.232
陆源沉积物($n=6$)	19.023	15.614	39.013
硫化物矿石($n=7$)	19.055	15.652	39.053

表 9 是不同地质环境下, 古代块状硫化物矿床某些特征元素含量对比表。从表可见, 产于洋壳环境下的塞浦路斯型矿床富 Cu, 贫 Pb、Ba、Ag、As、Sb; 而 Sedex 型矿床普遍富 Pb, Ba, Ag, As, Sb, 贫 Cu。特别是有些 Sedex 型矿床, 如 Sullivan 矿床富含 Sn; Rammelsberg 矿床富含 Cd; Broken Hill 矿床富含 Mn, P 及 Br, I^[55]。日本黑矿型矿床也富含 Pb, Ba, Ag, As, Sb(表 9), 这与该类矿床产于大陆岩石圈环境有关, 其成矿物质主要也是来自陆壳岩石。总之, 对于古代块状硫化物矿床而言, 塞浦路斯型和 Sedex 型之间成矿产物的差别与无沉积物覆盖和有沉积物覆盖现代海底热液系统成矿产物的差别十分相似。这种相似性表明: Sedex 型矿床成矿物质主要来源于陆源沉积物; Sedex 型矿床除了富含 Pb, Zn 外, 还普遍伴生与陆

壳物质有关的 Ba, Ag, As, Sb, W, Sn, Cd, Hg, Mn, Rb, Sr, B 等元素。在特殊的地球化学背景下,某些伴生组分可以形成独立的矿床。如在桂北地区,从四堡群老基底到早中古生代,火

表 9 不同类型块状硫化物矿床中某些元素含量对比表

Table 9 Content of certain elements of ores from different types of massive sulfide deposits

矿床类型及产地	$w_B/10^{-2}$			$w_B/10^{-6}$		
	Cu	Pb	Ba	Ag	As	Sb
塞浦路斯、土耳其等,含铜黄铁矿型矿床 ^①	6.4	痕量	痕量	22	痕量(?)	痕量(?)
日本黑矿型矿床(黑矿、半黑矿及黄矿) ^②	2.67	4.82	22.28	300.6	884.4	225
澳大利亚 Broken Hill 块状硫化物矿床 ^③	0.13	10	—	175	1 329	277
澳大利亚 McArthur River 块状硫化物矿床 ^④	0.2	5.3	<0.03	49	1 000~2 000	30~130
澳大利亚 Lady Loretta 块状硫化物矿床 ^⑤	痕量	6.7	大量	109	—	—
加拿大 Sullivan 块状硫化物矿床 ^⑥	0.03	7.72	—	68	830~6 000	260~3 000
加拿大 Tom 块状硫化物-重晶石矿床 ^⑦	痕量	8.6	大量	84	—	—
德国 Rammelsberg 块状硫化物-重晶石矿床 ^⑧	1.0	9.0	(4.8×10^6 t 重晶石)	160	500	800
德国 Meggen ^⑨	硫化物矿石	0.02	1.0	<1		
	富矿石	1.0	9.0	12.97	3	830
	重晶石矿石	痕量	痕量	56.5		110
中国大厂锡矿床 ^⑩	91 号矿体	0.09	0.30	—	18.5	11 800
	92 号矿体	0.07	0.33	—	28.5	7 600
	100 号矿体	0.04	5.79	—	154	40 000

资料来源:① 引自 Mercer, 1976^[85];② 引自渡边武男. 黑矿矿床地球化学若干问题. 1973 年度地球化学讨论会执行委员会副文献集(辽宁冶金地质勘探公司张成喜译). ③ 引自 Both, et al., 1976^[86];④ 引自 Lambert, 1976^[1];⑤ 引自 Large, 1981^[87];⑥ 引自 Hamilton, et al., 1982^[88];⑦ 引自 Hannak, 1981^[89];⑧ 引自 Krobs, 1981^[90];⑨ 引自韩发等^[3]

山-沉积岩系中普遍富含 Sn, 大厂等锡-多金属型块状硫化物矿床就是在这种背景下形成的。因此,在找矿实践中,在不同的地球化学异常区,要注意可能有不同元素组合的 Sedex 型矿床存在,不要只拘泥于 Pb-Zn 或 Pb-Zn-Ba 型。

参 考 文 献

- 1 Lambert I B. The McArthur River Zn-Pb-Ag deposit: features, metallogenesis and comparisons with some other stratiform ores. In: Walf K H ed. *Handbook of Stratabound and Stratiiform Deposits*. Elsevier, Amsterdam, 1976, 6: 535~585
- 2 桑斯特 D F. 层控贱金属矿床及其成矿作用. 国外矿床地质, 1985(增刊): 41
- 3 韩发, 赵汝松, 沈建忠, 等. 大厂锡-多金属矿床地质及成因. 北京: 地质出版社, 1997. 1~213
- 4 Gardner H D, Hutcheon I. Geochemistry, mineralogy, and geology of the Jason Pb-Zn deposits, Macmillan Pass, Yukon, Canada. *Econ Geol*, 1985, 80: 1257~1276
- 5 Hamilton J M, Delaney G D, Hauser R L, et al. Geology of the Sullivan deposit, kimberley, B. C., Canada. In: Sangster D F, ed. *Short Course in Sediment-Hosted Stratiiform Lead-Zinc Deposits*. Mineralogical Association of Canada, Department of Mineralogy, 1983. 31~84
- 6 Mclay K R, Bidwell G E. Geology of the Tom deposit, Macmillan Pass, Yukon. In: James A M ed. *Mineral Deposits of Northern Cordillera*. Proceedings of the Mineral Deposits of Northern Cordillera Symposium, 1983. 100~

114

- 7 Plimer I R. Tourmalinites associated with Australia Proterozoic submarine exhalative ores. In: Friedrich C H, Herzig P M, ed. *Base Metal Sulfide Deposits in Sedimentary and Volcanic Environments*. Berlin: Springer-Verlag, 1988. 155~283
- 8 Uitterdijk Appel P W. Stratiform tourmalinites in the Archaean tungsten province of West Greenland. *Mineralogy and Petrology*, 1988, 39: 79~91
- 9 Slack J F. Tourmaline in Appalachian-Caledonian massive sulfide deposits and its exploration significance. *Trance Inst Min Metall*, 1979, 91: 81~89
- 10 Slack J F. Tourmaline in Appalachian-Caledonian massive sulfide deposits and its exploration significance. *Trance Inst Min Metall*, 1980, 91B: 81~89
- 11 Slack J F. Tourmaline in Appalachian-Caledonian massive sulfide deposits and its exploration significance. *Trance Inst Min Metall*, 1982, 91B: 81~89
- 12 Plimer I R. Tourmalinites from the Golden Dyke Dome, Northern Australia. *Mineralium Deposita*, 1986, 21: 263~270
- 13 Taylor B E, Slack J F. Tourmaline from Appalachian-Caledonian massive sulfide deposits: textural, chemical and isotopic relationships. *Econ Geol*, 1984, 79: 1703~1726
- 14 Willner A P. Tourmalinites from the stratiform peraluminous metamorphic suite of the Central Namaqua Mobile Belt (South Africa). *Mineralium Deposita*, 1992, 27: 304~313
- 15 Neiva A M R. Geochemistry of tourmaline (schorlite) from granite, aplites and pegmatites from northern Portugal. *Geochim Cosmochim Acta*, 1974, 83: 1307~1317
- 16 Power C M. Geochemical variation in tourmalines from south-west England. *Mineralogy Mag*, 1968, 36: 1078~1089
- 17 Bone Y. The geological setting of tourmalinites at Rum Jungle, N. T. Australia-genetic and economic implications. *Mineralium Deposita*, 1988, 23: 34~41
- 18 Plimer I R. The association of tourmaline-bearing rocks with mineralization at Broken Hill, NSW, Australia. *Inst Mining Metallurgy Symp Ser*, 1983, 12: 157~176
- 19 Slack J F, Harriman N, Barnes R G, et al. Stratiform tourmalinites in metamorphic terranes and their geological significance. *Geology*, 1984, 88: 505~541
- 20 Fryer B J. Rare earth evidence in iron-formations for changing Precambrian oxidation states. *Geochim Cosmochim Acta*, 1977, 41: 361~367
- 21 Fryer B J. Rare earth elements in iron-formation. In: Trendall A F, Morris B C, eds. *Iron Formation: Facts and Problems*. Elsevier, Amsterdam: Science Publishers B. V., 1983. 345~358
- 22 Fleet A J. Aqueous and sedimentary geochemistry of the rare earth elements. In: Henderson P, ed. *Rare earth Element Geochemistry*. Elsevier, Amsterdam. Science Publishers B. V., 1984. 343~363
- 23 Lortemoser B G. Rare earth element study of exhalites within the Willyama Supergroup, Broken Hill Block, Australia. *Mineralium Deposita*, 1989, 24: 92~99
- 24 Michard A. Rare earth element systematics in hydrothermal fluids. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1989, 53: 745~790
- 25 Stanton R L, Russell R D. Anomalous leads and the emplacement of lead sulfide ores. *Econ Geol*, 1959, 54: 588~607
- 26 Godwin C I, Sinclair A J. Average lead isotope growth curves for shale-hosted Zn-Pb deposits, Canadian Cordillera. *Econ Geol*, 1982, 77: 675~690
- 27 Stacey J S, Kramers J D. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. *Earth Planet Sci Letters*, 1975, 26: 207~221
- 28 Cumming G L, Richards J R. Ore lead isotope ratios in a continuously changing Earth. *Earth Planet Sci Letters*,

- 1975, 28: 155~171
- 29 Godwin C I, Sinclair A J, Ryan B D. Lead isotope models for the genesis of carbonate-hosted Zn-Pb, shale-hosted Ba-Zn-Pb and silver-rich deposits in the Northern Canadian Cordillera. *Econ Geol*, 1982, 77: 82~94
 - 30 Fehn U, Doe B R, Delevaux M H. The distribution of lead isotopes and the origin of Kuroko ore deposits in the Hokuroku district, Japan. *Econ Geol*, 1983, 5: 488~506
 - 31 Franklin J M, Lydon J W, Sangster D F. Volcanic-associated massive sulfide deposits. *Economic Geology* 1981, 75 (anniv): 485~627
 - 32 Sangster D F. Sulfur and lead isotopes in strata-bound deposits. In: Wolf K H, ed. *Handbook of Strata-Bound and Stratiform Ore Deposits*. Elsevier, Amsterdam, 1976, 2: 219~266
 - 33 Sasaki A, Kajwara Y. Evidence of isotopic exchange between seawater sulfate and some syngenetic sulfide ores. *Soc Mining Geologists Japan, Spec Issue*, 1971, 3: 289~294
 - 34 Spooner E T C, Fyfe W S. Sub-sea floor metamorphism, heat and mass transfer. *Contr Mineralogy Petrology*, 1973, 42: 287~304
 - 35 Rye R O, Ohmoto H. Sulfur and carbon isotopes and ore genesis: a review. *Econ Geol*, 1974, 69: 826~842
 - 36 Shanks W C III, Bischoff J L. Ore transport and deposition in the Red Sea geothermal system: a geochemical model. *Geochim Cosmochim Acta*, 1977, 41: 1507~1509
 - 37 Ohmoto H, Rye R O. Isotopes of sulfur and carbon. In: Barnes H Led. *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*. Now York: John Wiley and Sons, 1979: 509~567
 - 38 McKibben M A, Eldridge C S. Sulfur isotopic variations among minerals and aqueous species in the Salton Sea geothermal system: a SHRIMP ion microprobe and conventional study of active ore genesis in a sediment-hosted environment. *Am Jour Sci*, 1989, 289: 661~707
 - 39 Bluth G J, Ohmoto H. Sulfide-sulfate chemistry on the East Pacific Rise, 11° and 13°N, part II: sulfur isotopes. *The Canadian Mineralogist*, 1988, 26: 505~515
 - 40 Kerridge J F, Haymon R M, Kastner M. Sulfur isotope systematics at the 21°N site, EPR. *Earth Planet Sci Lett*, 1988, 66: 90~100
 - 41 Woodruff L G, Shanks W C III. Sulfur isotope study of chimney minerals and vent fluids from 21°N, EPR: hydrothermal sulfur source and disequilibrium sulfate reduction. *J Geophys Res*, 1988, 93: 4562~4572
 - 42 Hannington M D, Scott S D, Johnson I R, et al. Sulfur isotope evidence for local nonequilibrium mixing during formation of seafloor polymetallic sulfide deposits: axial seamount. *Geol Assoc Can-Mineral Assoc Can Program Abstr*, 1986, 11: 7
 - 43 Hannington M D, Scott S D. Mineralogy and geochemistry of a hydrothermal silica-sulfide-sulfate spire in the caldera of axial seamount, Juan de Fuca Ridge. *The Canadian Mineralogist*, 1988, 26: 603~625
 - 44 Shanks W C III, Seyfried W E. Stable isotope studies of vent fluid and chimney minerals, southern Juan de Fuca Ridge: sodium metasomatism and seawater sulfate reduction. *J Geophys Res*, 1987, 92: 11387~11399
 - 45 Skirrow R, Coleman M L. Origin of sulfur and geothermometry of hydrothermal sulfides from the Galapagos Rift, 86°W. *Nature*, 1982, 299: 142~144
 - 46 Zierenberg R A, Shanks W C III. Isotopic studies and epigenetic features in metalliferous sediment, A-II deep, Red Sea. *The Canadian Mineralogist*, 1988, 26: 737~753
 - 47 Peter J M, Scott S D. Mineralogy, composition, and fluid-inclusion microthermometry of seafloor hydrothermal deposits in the southern Trough of Guaymas Basin, Gulf of California. *The Canadian Mineralogist*, 1988, 26: 567~587
 - 48 Koski R A, Shanks W C III. The composition of massive sulfide deposits from the sediment-covered floor of Escanaba Trough, Gorda Ridge: implications for depositional processes. *The Canadian Mineralogist*, 1988, 26: 655~673
 - 49 Gehrich W, Maucher A. Sulfur isotope and trace element analyses from the Sulitjelma ore deposits, North Norway. *Mineralium Deposita*, 1973, 10: 57~69

- 50 Lusk J. Examination of volcanic-exhalative and biogenic origins for sulfur in the stratiform massive sulfide deposits of New Brunswick. *Econ Geol.* 1973, 67: 169~183
- 51 丁梯平, 万德芳, 李金城, 等. 硅同位素测定方法及其应用. 矿床地质, 1988, 7(4): 90~96
- 52 丁梯平, 蒋少涌, 万德芳, 等. 硅同位素地球化学. 北京: 地质出版社, 1994. 1~109
- 53 Palmer M R, Slack J F. Boron isotopic composition of tourmaline from massive sulfide deposits and tourmalinites. *Contr Mineralogy and Petrology*, 1989, 103: 434~451
- 54 Slack J F, Palmer M R, Stevens B P J. Boron isotope evidence for the involvement of non-marine evaporites in the origin of the Broken Hill ore deposits. *Nature*, 1989, 342: 913~916
- 55 Slack J F, Palmer M R, Stevens B P J, et al. Origin and significance of tourmaline-rich rocks in the Broken Hill district, Australia. *Econ Geol*, 1993, 88: 505~541
- 56 Beaty D W, Hahn G A, Threlkeld W E. Field, isotopic, and chemical studies of tourmaline-bearing rocks in the Belt-purcell supergroup: genetic constraints and exploration significance for Sullivan type ore deposits. *Can J Earth Sci*, 1988, 25: 392~402
- 57 Plamer M R, London D, Morgan G B, et al. Experimental determination of fractionation of $^{11}\text{B}/^{10}\text{B}$ between tourmaline and aqueous vapor: a temperature-and pressure-dependent isotopic system. *Chemical Geology* (isotope geoscience section), 1992, 101: 123~129
- 58 Kotzer T G, Kyser T K, King R W, et al. An empirical oxygen-and hydrogen-isotope geothermometer for quartz-tourmaline and tourmaline-water. *Geochimi Cosmochimi Acta*, 1993 57: 3421~3426
- 59 Swihart G H, Moore P B, Callis E L. Boron isotopic composition of marine and nonmarine evaporite borates. *Geochimi Cosmochimi Acta*, 1986, 50: 1297~1301
- 60 Samson I M, Russell M J. Genesis of the Silvermines zinc-lead-barite deposit, Ireland: fluid inclusion and stable isotope evidence. *Econ Geol*, 1987, 82: 371~394
- 61 Greig J A, Baadsgaard H, Cumming G L, et al. Fluid inclusion data from carbonate hosted Irish base metal deposits (abstract). *Mineral Deposits Studies Group Mtg.* Manchester, England, Program with Abstracts, 1983. B4
- 62 Probert K. Fluid inclusion data from carbonate hosted Irish base metal deposits (abstract). *Mineral Deposits Studies Group Mtg.* Manchester, England, Program with Abstracts, 1983. B4
- 63 Hamilton J M, Shaw D R. Evolution of source fluid and resulting deposits during genesis of the Sullivan orebody, Kimberley, B. C., Canada (abstract). *Geological Society of America, Abstracts with Programs*, 1986, 18: 626
- 64 Leitch C H B. A progress report of fluid inclusion studies of veins from the vent zone, Sullivan stratiform sediment-hosted Zn-Pb deposit, British Columbia. *Canada Geol Survey Current Research Paper*, 1992, 92-1E: 71~82
- 65 Rye D M, Williams N. Studies of the base metal sulfide deposits at McArthur River, Northern Territory, Australia: III. the stable isotope geochemistry of the H. Y. C., Ridge deposits. *Econ Geol*, 1981, 76: 1~23
- 66 Badham J P N. Shale-hosted Pb-Zb deposits: products of exhalation of formation waters? *Transactions, Institution of Mining and Metallurgy*, 1981, 90B: 70~76
- 67 Longstaffe F J, Nesbitt B E, Muehlenbachs K. Oxygen isotope geochemistry of the shales hosting Pb-Zn-Ba mineralization at the Jason Prospect, Selwyn Basin, Yukon. *Current Research Part C, Geological Survey of Canada, Paper*, 1982, 82-1C: 45~49
- 68 Land L S, Dutton S P. Cementation of a Pennsylvanian deltaic sandstone: isotopic data. *J sedimentary Petrology*, 1978, 48: 1167~1176
- 69 Sheppard S M F. Characterization and isotopic variation in natural waters. In: Valley J M, Taylor H P Jr, O'Neil J R, ed. *Reviews in Mineralogical. Vol. 16. Stable Isotopes in High Temperature Geological Processes*. Mineralogical Society of America, 1986. 165~184
- 70 Craig H. Isotopic composition and origin of the Red Sea and Salton Sea geothermal brines. *Science*, 1966, 154: 1544
- 71 Lonsdale P E, Bischoff J L, Burns V M, et al. A high temperature hydrothermal deposit on the sealed at a Gulf of

- California Spreading center. *Earth and Planetary Science Letter*, 1980, 49: 8~21
- 72 Pisutha-Amund V, Ohmoto H. Thermal history, and chemical isotopic composition of the ore-forming fluids responsible for the Kuroko massive sulfide deposits in the Hokuroku district of Japan. *Econ Geol*, 1983, 5: 523~558
 - 73 Lydon J M. Chemical parameters controlling the origin and deposition of sediment-hosted stratiform lead-zinc deposits. In: Sangster D F, ed. *Short Course in Sediment-Hosted Stratiform Lead-Zinc Deposits*. Mineralogical Association of Canada, Victoria, 1983. 175~250
 - 74 Russell M J. Major sediment-hosted exhalative zinc-lead deposits: formation from hydrothermal convection cells that deepen during crustal extension. In: Sangster D F, ed. *Short Course in Sediment-Hosted Stratiform Lead-Zinc Deposits*. Mineralogical Association of Canada, Victoria, 1983. 251~282
 - 75 Edwards R, Atkinson K. *Ore Deposit Geology and Its Influence on Mineral Exploration*. London, New York: Chapman and Hall, 1986. 230~256
 - 76 Hutchinson R W. Massive base metal sulfide deposits in sedimentary rocks and their metallogenic relationship during Proterozoic time. Paper presented at joint meeting of AIME-SEG, Chicago. *Abstract in Econ Geol*, 1973, 68: 138
 - 77 Russell M J, Solomon M, Walshe J L. The genesis of sediment-hosted exhalative zinc-lead deposits. *Mineralium Deposita*, 1981, 16: 113~127
 - 78 Zierenberg R A, Koski R A, Morton J L, et al. Genesis of massive sulfide deposits on a sediment-covered spreading center, Escanaba trough, southern Corda Ridge. *Econ Geol*, 1993, 88(8): 2069~2098
 - 79 Fouquet Y, Von Stackelberg U, Charlou J L, et al. Metallogenesis in back-arc environment: The Lau Basin example. *Econ Geol*, 1993, 88(8): 2154~2181
 - 80 White D E. Active geothermal systems and hydrothermal ore deposits. *Econ Geol*, 1981, 75: 392~423
 - 81 Vuataz F D, Goff F, Fouillac C, et al. A strontium isotope study of the VC~1 core hole and associated hydrothermal fluids and rocks from Valles caldera, Jemez. Mountains, New Mexico. *J Geophys Res*, 1988, 93: 6059~6067
 - 82 Bruland K W. Trace elements in sea water. *Chemical Oceanography*, 1983, 8: 157~220
 - 83 Bischoff J L, Rosenbauer R J, Aruscavage P J, et al. Sea-floor massive sulfide deposits from 21°N, EPR, Juan de Fuca Ridge, and Calapagos rift: bulk chemical composition and economic implications. *Econ Geol*, 1983, 78: 1711~1720
 - 84 Hannington M D, Herzig P M, Scott S D. Auriferous hydrothermal precipitates on the modern seafloor. In: Foster R P, ed. *Gold Metallogeny and Exploration*. Glasgow and London: Blackie, 1991. 249~282
 - 85 Mercer W. Miner elements in metal deposits in sedimentary rocks: a review of the recent literature. In: Wolf K H, ed. *Handbook of Stratabound and Stratiform Ore Deposits*. Elsevier, Amsterdam, 1976, 2: 1~28
 - 86 Both R A, Rutland R W. 在深度变质区辨认和解释层状矿床的问题: 以 Broken Hill 矿床为例. 祁思敬译. 见: K·H·乌尔夫编. 层控矿床和层状矿床. 北京: 地质出版社, 1979. 203~249
 - 87 Large D E. Sediment-hosted submarine exhalative lead-zinc deposits: a review of their geological characteristics and genesis. In: Wolf K H, ed. *Handbook of Stratabound and Stratiform Ore Deposits*. Elsevier, Amsterdam, 1981, 9: 469~508.
 - 88 Hamilton J M, Bishop D T, Morris H C, et al. Precambrian sulfide deposits. In: Hutchinson R W, Spence C D, Franklin J M, eds. H. S. Robinson Memorial Volume. *The Geological Association of Canada, Special Paper*, 25, 1982. 630~657
 - 89 Hannak W W. Genesis of the Rammelsberg ore deposit near Goslar/upper Harz, Federal Republic of Germany. In: Wolf K H, ed. *Handbook of Stratabound and Stratiform Ore Deposits*. Elsevier, Amsterdam, 1981, 9: 511~642
 - 90 Krebs W. The geology of the Meggen ore deposit. In: Wolf K H, ed. *Handbook of Stratabound and Stratiform Ore Deposits*. Elsevier, Amsterdam, 1981, 9: 509~550

METALLOGENIC SYSTEM OF SEDEX TYPE DEPOSITS: A REVIEW

Han Fa

Sun Haitian

(*Institute of Mineral Deposits, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing, 100037*)

Abstract The tectonic settings, geological environments, geology-geochemical features and the source of ore-forming fluids for Sedex type deposits are reviewed in this paper. The Pb, Si, B isotope geochemistry for deposits of this type is especially studied in the light of some recent data, and taking the shale-hosted Zn-Pb deposits in Canadian Cordillera, the Dachang tin-poly-metallic deposits in China and the Broken Hill Pb-Zn-Ag deposits in Australia as examples, the paper goes further into constraints from Pb, Si, B isotope on the origin and source of these deposits. The models of ore genesis are also discussed. In order to make a comparison between the modern and the ancient massive sulfide deposits, this paper has a description and discussion on metallogenesis of the modern geothermal systems. The results show that chemical and Pb, Sr, B isotope compositions of the hydrothermal fluids and ores from sediment-covered and sediment-free ridges are quite different. The former is enriched in Pb, Ba, Ag, As, Sb, Sn, Mn, Cd, Rb, Cs, Sr, Br, I, B elements, and NH_4 as well as in radiogenic Pb and Sr components, but poor in Cu metal relative to the latter, which is very similar to that between Sedex type and Cyprus type of deposits. This suggests that the ore sources of Sedex type deposits are mainly derived from continental sediments and explains why contents of the elements mentioned above are generally high in them. Based on these facts, it is concluded that sediment-hosted W, Sn, Sb, Mn, Hg or B deposits should occur in certain districts with some specific geochemical backgrounds besides Pb-Zn-(Ba)-(Ag) deposits known in the world.

key words Sedex type deposits, geology of ore deposits, geochemistry, the model of ore genesis