

现代海底热液成矿作用

李文渊

(中国地质调查局 西安地质调查中心, 陕西 西安 710054)

摘要: 从现代块状硫化物矿床成矿特征对比角度, 总结分析了世界现代海底喷流的块状硫化物成矿堆积, 综述了现代海底块状硫化物成矿主要形成于洋壳和岛弧环境的实际观察结果, 突出强调了洋壳环境和岛弧或陆壳环境两种成矿环境对成矿类型分类的意义。对上地幔部分熔融岩浆来源与地壳物质可能带入、火山喷发岩浆系列的演化和对热液成矿作用的控制进行了讨论, 对比分析了岩浆流体对成矿的重要贡献和控制作用, 以及成矿热液循环体系形成的条件和模式。

关键词: 现代海底; 热液; 成矿流体; 块状硫化物; 矿床成因; 成矿作用

中图分类号: P611 **文献标志码:** A **文章编号:** 1672-6561(2010)01-0015-09

Hydrothermal Mineralization on the Modern Seafloor

LI Wen-yuan

(Xi'an Center of Geological Survey, China Geological Survey, Xi'an 710054, Shaanxi, China)

Abstract It is summarized and analyzed that massive sulfide accumulations of the modern seafloor in the world from their contrasting of the minerogenetic characteristics, and outlined that the result of actual observation of the massive sulfides of oceanic crust and island arc at the modern seafloor, especially emphasized significance of two kinds of minerogenetic environments (oceanic crust and island arc or continental extension) for classification of minerogenetic types. Also, it is discussed that magmatic origin of upper mantle partial melting and possible contaminate of crustal compositions and magmatic evolution of volcanic eruptions control hydrothermal mineralization, and analyzed that important contribution and control action of a magmatic fluid to a hydrothermal mineralization and formation conditions and models of a circulation system of hydrothermal mineralization.

Key words: modern seafloor; hydrothermal solution; ore-forming fluid; massive sulfide; genesis of ore deposit; mineralization

0 引言

现代海底热液成矿作用仍在持续发生, 目前全球已发现海底热液活动分布区达 130 多处^[1-3], 对它们的观察研究极大地提高了对古代块状硫化物矿床的认识。由于中国大陆复杂的构造演化格局, 在各时期重要造山带中残存了众多海底物质和洋片, 具有寻找古海底热液矿床的地质条件, 研究现代海底热液成矿作用有助于理解古代块状硫化物矿床。同时, 中国广阔的海域, 亟待加强现代海底成矿物质的研究。

1 现代海底热液矿床的发现

依赖于深海钻探计划(DSDP)和大洋钻探计划(ODP)的全球海底地质调查^[4], 至少已发现了 15 个与陆上矿床相当的块状金属硫化物矿床, 这些矿床主要集中在大洋中脊(海底扩张中心)和弧后盆地扩张脊的离散板块边界以及岛弧和火山板块中心^[3]。洋脊环境是已知目前世界海底热水活动和金属硫化物矿床形成最多和最重要的环境^[7], 并且成矿潜力与扩张脊扩张速率的大小有明显关系。根据 Rona 等^[3]对全球海底热水成矿作用(Seafloor

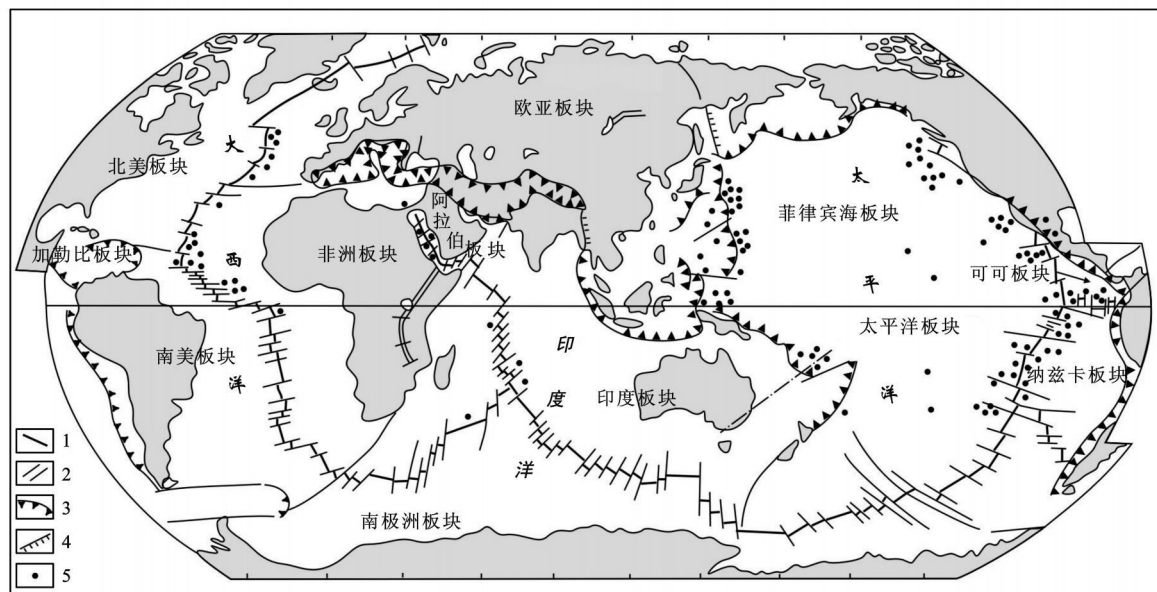
收稿日期: 2009-05-20

基金项目: 国家自然科学基金项目(40772062); 国家科技支撑计划重大项目(2006BAB01A01); 中国地质调查局项目(121201063507)

作者简介: 李文渊(1962-), 男, 甘肃武威人, 教授, 博士研究生导师, 从事岩浆作用矿床及区域成矿研究。E-mail: xalwenyuan@cgs.gov.cn

hydrothermal mineralization) 的统计资料, 146 个热水活动区有 58 处有硫化物矿床或矿化存在。其中, 东太平洋洋脊、洋隆和转换断层附近 26 处, 中大西洋洋脊裂谷、海岭 14 处, 红海海渊 2 处, 印度洋西南部洋脊 1 处, 西太平洋弧后环境 10 处, 西太平洋岛弧环境 4 处以及南太平洋海山环境 1 处(图 1)。可见大洋或洋盆环境火山成因块状硫化物矿化地数量占绝对

优势, 这与地质历史上保留下来的古火山成因块状硫化物情形是不一样的, 后者由于大洋约 1 Ma 的周期俯冲消减, 从而留存下来的主要是岛弧和弧后环境的成矿遗迹^[8]。但现代大洋或洋盆的热水成矿活动, 对认识古代火山成因块状硫化物矿床形成, 提供了极好的可以直接观察的天然实验场所, 同时它本身也是潜在的可利用矿产资源。



1—中脊轴线; 2—转换断层; 3—俯冲边界; 4—碰撞边界; 5—现代海底热水成矿区(包括硫化物矿床); 据文献[3, 9]修改

图 1 全球现代海底热液成矿活动区(包括块状硫化物矿床)分布

Fig. 1 Distribution Map of Active Areas for Hydrothermal Mineralization at the Modern Seafloor in the Globe

就大洋/洋盆、岛弧和弧后环境而言, 与现代海底火山作用有关的热水成矿作用, 其硫化物的成矿特征和成矿过程并不似古代火山成因硫化物矿床的类型划分和成因所认识的那样清晰, 不同环境的成矿特征与具体热水成矿活动部位的特征有密切关系(表 1), 每种地质环境由于所处的发展历史不同可能造就不同的成矿特征, 难以用一种明确的成矿相和成矿方式来概括。现代海底成矿作用提供了了解这种成矿变化的可能, 例如大洋/洋盆的洋脊, 属洋脊裂谷环境, 它可以是洋盆拉张初期(陆间裂谷)洋脊火山活动带, 现代红海就是这种环境形成的实例, 而且还存在扩张速率快慢的差异, 红海是慢速扩张的例子(半速率小于或等于 2 cm/a), 而西南太平洋的 Woodlark 盆地扩张轴则为中等一快速扩张的环境(半速率大于 2 cm/a); 洋盆进一步拉张, 形成具有一定规模的印度洋型和大规模的大西洋型大洋洋盆, 主要表现为慢速扩张的特点, 并分别在大洋中脊裂谷和两翼、海岭、平行洋脊裂谷轴正

断层和垂直轴的转换断层交汇处产生热水活动区及其矿化; 洋盆成熟期则形成现代太平洋大洋环境, 具中等一快速扩张脊的特点(2.1~9.0 cm/a), 除了表现出大洋中脊、侧翼、海山、平行洋脊断层和转换断层处差异的矿化特征外, 大洋不同地域洋脊成矿的差异也是显著的。

最给人启发的是岛弧和弧后盆地环境的成矿现象, 岛弧环境并不像古代火山成因块状硫化物矿床那样是成矿最发育的地区, 仅在西太平洋小笠原岛弧海山或破火山口内见到微弱矿化, 尚未发现有一定规模的矿床^[10], 倒是岛弧裂解形成弧后盆地初期和成熟期的环境形成了比较重要的矿床和矿化现象。弧后盆地初期环境完全是以往所认识的岛弧环境成矿的特点, 例如冲绳(Okinawa)海槽、劳(Lau)海槽为过渡特征, 马里亚纳(Mariana)海槽则已显示为大洋的特征。其中, 中大西洋脊裂谷东 5 km(26°08'N, 44°49'W)附近的热水矿化, 与中国甘肃省石居里 VIII 号沟中奥陶世的古 Cu-Zn 型矿化

表 1 现代海底硫化物矿床和热液成矿活动特征对比

Tab. 1 Comparison Between Massive Sulfide Accumulations and Activities of Hydrothermal Mineralization at the Modern Seafloor

构造环境	盆地类型	时间	典型实例
板块 离散 环境	裂谷小洋盆 (陆间裂谷)		1. 红海海渊 21°24'N、38°38'E 附近; 水深 2 000 m, 缓慢扩张(半速率 1.0 cm/a), 沿火山喷发轴与转换断层交汇处, 含硫化物、硫酸盐、氢氧化物和碳酸盐相金属沉积物, 估计有 94×10 ⁶ t 的金属量, 主要由蒙脱石、针铁矿、赤铁矿、纤铁矿、重晶石、硫化物(为闪锌矿、白铁矿、黄铜矿、黄铁矿)、富 Mn 菱铁矿、硬石膏、水钠锰矿、钡镁锰矿组成(Cu-Zn 型矿石) ^[11] 2. 西太平洋 Woodlark 盆地西部 9°55'S、151°50'E 附近; 水深 2 140~2 366 m, 中等一快速扩张(半速率 2.7~6.0 cm/a), 玄武质安山岩带轴向火山喷口和侧翼, 扩张轴延伸进入大陆形成大陆裂谷, 活动的重晶石-硅石-硫化物烟囱和层纹状 Fe-Mn-SiO ₂ 氧化物丘堤, 主要矿物为非晶硅、针铁矿、绿脱石、水钠锰矿、钡镁锰矿、重晶石、黄铁矿、闪锌矿、黄铜矿、方铅矿(Cu-Pb-Zn 型矿石) ^[12]
			3. 中大西洋脊裂谷东 5 km 26°08'N、44°49'W 附近; 水深 3 625~3 100 m, 缓慢扩张(半速率 1.3 cm/a)环境, 火山中心西缘热水活动带, 发育于平行洋脊轴向的正断层和垂直轴向的转换断层的交汇点, 矿化出现在裂谷底部和东壁, 可分为高温硫化物丘(裂谷东壁底部火山中心西面)、残留带(不同时代硫化物分布于裂谷东壁下部断层中)和低温带(裂谷东壁中部断层中), 高温硫化物丘为活动的烟囱内壁的块状 Cu-Fe 硫化物、块状 Zn-Fe 硫化物等, 主要由黄铁矿、白铁矿、黄铜矿、闪锌矿、蓝辉铜矿、绿盐铜矿、非晶针铁矿、硬石膏、非晶石英、文石、方解石等组成(Cu-Zn 型矿石); 残留带为黄铁矿、白铁矿、黄铜矿、闪锌矿、绿脱石、水钠锰矿、钡镁锰矿组成(Cu-Zn 型矿石); 低温带为间歇活动的绿、红色似层状土状沉淀物组成, 绿脱石、水钠锰矿和钡镁锰矿等矿石 ^[13]
	大洋		4. 东太平洋隆起脊 21°N 附近; 水深 2 620 m, 中等一快速扩张(半速率 3.0 cm/a), 正在扩张的断块和裂隙边缘带, 表现为活动的块状硫化物丘堤上 3~10 m 高的烟囱和残留的块状硫化物丘堤、烟囱的蚀变带, 矿物组成为由黄铁矿、黄铜矿、白铁矿、闪锌矿、纤铁矿、蓝辉铜矿、自然银和针铁矿、褐铁矿、绿脱石组成的硫化物的铁帽(Cu-Zn 型矿石) ^[14]
			5. 西太平洋冲绳(Okinawa)海槽 27°15'N、127°04.5'E 处; 水深 1 250~1 610 m, 中等一快速扩张(半速率大于 2.0 cm/a), Ryuku 岛弧的弧后盆地的似火山口结构, 推测为陆壳基底的弧后盆地, 裂谷作用产生的走滑拉张形成的火山口, 双峰式钙碱性岛弧火山岩位于 20 km 厚的陆壳之上, 中央海底山丘由英安熔岩组成, 壁上由凝灰岩\凝灰角砾岩\浮岩和泥岩组成, 热水沉积物覆盖在英安流纹岩组成的长英质火山岩之上, 该火山岩中夹由表及里泥岩和酸性凝灰岩薄层, 表现为沉积基底上生长的活动的硫化物-硫酸盐烟囱(高达 5 m)和黑矿型硫化物组合的丘堤, 分别为黑矿石、绿色矿石和“黄铁矿”矿石, 矿石矿物为闪锌矿、方铅矿、黄铁矿、白铁矿、黄铜矿、重晶石、非晶硅、砷黝铜矿和硫酸铅矿(Cu-Pb-Zn 型矿石) ^[15-16]
板块 聚敛 环境	弧后盆地	幼年期	6. 西太平洋劳(Lau)盆地南部 21°45'S、176°15'W~22°30'S、177°00'W 附近; 水深 1 600~2 000 m, 中等一快速扩张(半速率大于 2.0 cm/a), 位于弧后盆地的扩张轴部(Valu Fa 中脊), 由玄武岩、英安岩和安山岩组成的山脊, 长 150 km, 宽 2~5 km, 表现为黄色的 Fe 硅酸盐、氧化物-氢氧化物、Mn 氧化物壳、玄武岩中的浸染状硫化物和热田的块状硫化物组成, 矿石矿物分别由含极少量微量金属的绿脱石、针铁矿、非晶质铁、水钠锰矿、钡镁锰矿、锰钠矿、黄铁矿、黄铜矿、非晶硅、蛋白石、磁黄铁矿、黄铁矿、白铁矿、斑铜矿、砷黝铜矿等组成(Cu-Pb-Zn 型矿石) ^[3]
		过渡期	7. 西太平洋马里亚纳(Mariana)海槽 18°10.95'N、144°43.20'E 处和 18°12.59'N、144°42.43'E 处; 水深 3 600~3 700 m, 中等一快速扩张(半速率 3.0 cm/a), Pagan 岛弧西洼地 200~1 000 m 火山峰顶附近发育的断裂系统和塌陷构造中, 沿弧后盆地火山喷发轴向扩张轴分布, 表现为活动的块状硫化物, 主要为闪锌矿、方铅矿、黄铜矿、重晶石、烟囱的基质、蛋白石、Fe 和 Mn 的氢氧化物矿物组成(主要为 Cu-Zn 型矿石, 有 Cu-Pb-Zn 型矿石显示) ^[17]
	岛弧	成熟期	8. 西太平洋小笠原(Izu-Osawara)岛弧 31°53'N、130°09'E 处; 水深 400~1 100 m, 海底火山的火山锥侧翼和破火山口, 沿火山前缘发育, 发现有英安岩、凝灰岩和浮岩, 表现为静止的块状硫化物、浸染状硫化物、脉状硫化物和富 Mn、Fe 的沉积, 为重晶石、闪锌矿、方铅矿、黄铁矿、黄铜矿、斑铜矿、铜蓝、砷黝铜矿、黝铜矿、白铁矿和石英等矿物组成特点(为 Cu-Pb-Zn 型矿石) ^[18]

特征非常相似, 均属于发育于平行洋脊轴向的正断层和垂直轴向转换断层的交汇点位置的热 水 喷 口 成 矿。只是现代海底的热液成矿因未受改造, 成矿特征表现的更清晰罢了, 而古代的矿体特征已是遭受成矿后改造综合作用的产物。洋脊裂谷底部火山中心发育高温硫化物丘, 为块状 Cu-Fe、Zn-Fe 和 Fe 硫化物组成, 在裂谷壁的下部断层中发育残留带, 也由块状 Cu-Fe、Zn-Fe 和 Fe 硫化物组成, 并有层状氧化锰结壳等产出, 裂谷壁中等深度处则形成

低温带, 为间歇活动的绿、红色似层状土状沉淀物组成。这些成矿特点有助于对甘肃省石居里 VIII 号沟古代 Cu-Zn 型矿床原始成矿过程的认识。

2 现代海底热液成矿作用观察结果

全球现代海底硫化物矿床或矿化现象调查结果表明, 现代海底热液成矿作用与海底扩张作用密切相关, 但硫化物成矿至少有以下 3 个方面的控制因素: ①源自海水和岩浆流体^[18-19] 的成矿热水流

体;②高位岩浆房加热成矿流体对流循环的岩浆热源;③可使成矿流体(热水)进行循环的断裂裂隙系统。同时,成矿流体中成矿金属组分和成矿后的保存环境亦很关键^[1, 20-22]。现代海底硫化物矿床成矿作用观察结果,使一些学者认识到海底成矿热水流体与冷海水的混合作用、海底物质的渗透性、成矿热液系统的稳定性、海水的沸腾作用以及地质盖层条件对硫化物矿床的重要性^[6, 23-24]。

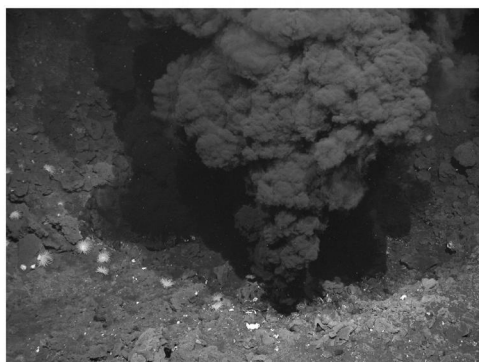
海底烟囱生长过程中,烟囱通道内的成矿热水与海底冷海水有限混合,引起热水对流和硫化物沉积。这种有限混合主要发生在丘状堆积体内部,其顶部通常发育渗透性差的盖层或结壳(图 2, 据文献[5]),防止大量海水的涌入对成矿热液系统的稀释而难于成矿。海底火山岩系的渗透性对成矿热液流体从海底下部向海底表面的输出状况,能否形成有规模的矿床起着关键作用。在渗透性差的火山熔岩地区,断裂裂隙是重要的喷溢排泄位置,因此是否存在断裂、熔岩角砾是影响火山岩地区渗透性的重要条件。长英质火山岩地区,由于火山碎屑物质或高空隙火山岩系发育,热水流体难以集中,故多形成脉状—网脉状矿化特征,而渗透性差的基性火山岩地区,成矿热水流体通常沿断裂裂隙系统集中排泄,因此多在海底下部形成蚀变—矿化岩筒。由热源和相应的含矿热水构成的成矿热液系统长期稳定的作用是形成较大规模矿床的先决条件,已观察到快速扩张的洋脊热液活动明显有沿轴向移动的特点,显然不利于硫化物集中有规模的沉淀堆积,故亦难形成有规模的矿床。因此,要形成较大规模的矿床必须在同一地点热液循环体系经历几个连续的活动时期才有可能,大西洋 TAG 热水活

动区的现代海底硫化物矿床的形成至少热水活动已经历了 26 000 年的历史和 5 个以上的热水活动期^[7]。在浅水环境,由于热水流体发生沸腾作用,使气相和液相分离,导致液相变冷、盐度增加和金属元素富集(以 NaCl 进入液相),H₂S 亏损(进入气相),在海底岩系中形成脉状—网脉状矿体和浸染状矿体,在海底表面仅形成低温金属元素亏损的热水沉积堆积;而在深水环境,热水流体处于沸腾点之下,仅在海底形成金属硫化物沉淀伴随有限的网脉矿化。要使硫化物持续堆积必须要有合适的盖层条件,以阻止热水流体的大量排泄,促使热水流体在盖层下大量聚集,同时还可使硫化物堆积后起到保护作用,这些盖层可以是烟囱碎屑和热水沉积物,例如石膏、重晶石和非晶硅等,形成一种结壳层,有时也可以是火山凝灰层。

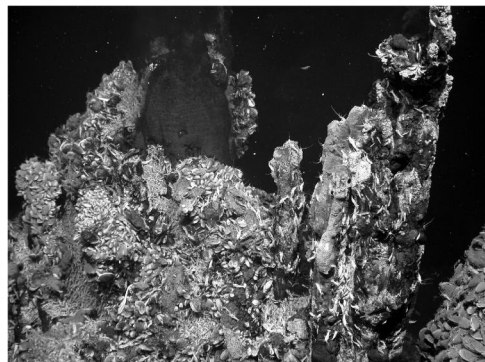
3 控制成矿的关键因素

当岩浆上侵或从海底呈火山喷出时,在其侵位、喷出过程中或稍后,岩浆流体通过脱气而脱离岩浆体,与其他来源水汇合,在适宜部位形成与岩浆作用密切相关的对流循环热液体系。这个对流循环热液体系即构成重要的热液成矿系统,一直存在争议的是成矿热液系统中成矿物质的来源问题,并成为近年来矿床学研究的热点问题之一^[18]。归纳起来主要有两种认识:一种认为含矿岩系及下伏基底物质的淋滤是成矿物质的供给源^[25-26];另一种认识是来源于岩浆房挥发分直接释放^[18-19, 27-28]。

一般认为,有沉积物覆盖的洋中脊,热液沉积物的形成除与深部岩浆活动有关外,沉积物也为海底热液成矿提供了部分乃至主要物质来源。在无



a 热液流体活动破火山烟囱



b 富铜、锌丘堤

图 2 大西洋慢速扩张脊 15°20'N 构造带新生洋壳 Logatchev 热液流体活动破火山烟囱和形成的富铜、锌丘堤
Fig. 2 Photographs of Cu-rich Smoking Crater and Zn-rich Mounds and Towers of Logatchev Hydrothermal Field, 15°20'N Fracture Zone of New Oceanic Crust at Slow Spreading Ridges on the MAR

沉积物覆盖的洋中脊, 洋中脊玄武岩是海底沉积物形成的主要物质来源, 而在弧后盆地环境, 有关热液沉积物来源问题一直存在争议。相当多的研究者认为, 易溶元素 (Pb、Zn、Ag 等) 主要来自淋滤, 而难溶元素 (Cu、Sn、Bi、Mo 等) 主要来自岩浆。关于淋滤模式, 有些研究者强调基底类型 (洋壳或陆壳) 及岩石组合 (基性火山岩或中酸性火山岩) 制约着金属矿化的类型^[29]。与洋壳基底即与玄武岩有关的矿床, 成矿组分类型为 Cu-Zn 型或 Cu 型, 含少量 Pb 和 Ba, 而与岛弧钙碱性火山岩系或长英质-玄武质双峰式岩石组合有关的矿床, 则主要为 Zn-Pb-Cu (Cu-Pb-Zn) 型或 Zn-Cu (Cu-Zn) 型, Fe 含量降低, Pb 和 Ba 含量明显增加。Large^[30] 研究认为, 无论 Cu 型、Cu-Zn 型或是 Zn-Pb-Cu 型, 均与酸性火山岩有关, 而以玄武岩为主的火山岩缺乏重要的硫化物矿床。这一认识事实上否定了成矿环境对成矿元素组合的控制作用。但 Sawkins^[31] 发现, 块状硫化物矿床金属组分从富 Cu (塞浦路斯型) 到富 Pb-Zn- (Cu) 矿床 (黑矿型) 连续分布, 是成矿岩浆中大离子元素逐渐富集的结果, 其与矿床相伴的长英质侵入体岩石化学变化有关, 而这种变化还是将与岛弧和板块消减作用有关的岩浆作用联系了起来, 说明了构造环境对成矿类型的实际控制作用。Ulrich 等^[32] 认为, 在成矿物质来源上斑岩型矿床是与火山成因块状硫化物矿床紧密相关的矿床, 斑岩型铜-钼-金矿床的成矿金属物质来源及其演化的研究结果, 可启发对火山成因块状硫化物矿床成矿金属物质来源的进一步认识。

与岩浆作用相关的热液作用形成的金属矿床中的金属含量, 是主要受控于岩浆和岩浆出溶流体相之间分离的金属, 还是源于固相上地壳地表派生流体分离的金属存在争议, 但愈来愈多的证据表明主要来源于岩浆流体^[18-19]。同样存在疑问的是, 这种矿床中金属含量受制于来自含矿流体矿物沉淀的程度有多大。Ulrich 等^[32] 根据格雷兹贝哥 (Grasberg) (位于印度尼西亚伊安里岛世界上最富的斑岩型铜金矿床) 和阿鲁姆贝亚 (Bajo de la Alumbreera) (阿根廷另一富金铜矿床) 的地质、同位素和实验证据, 认为沉淀的石英和矿石矿物脉中含盐的流体暗示了存在有意义的岩浆派生成分, 通过激光-电感耦合等离子质谱仪 (ICP-MS) 发现石英中单个流体包裹体的金、铜富集。这一结果显示初始高温卤水的 $w(\text{Au})/w(\text{Cu})$ 完全相同

于 2 个世界上最大的铜-金矿体的整体 $w(\text{Au})/w(\text{Cu})$ 表明岩浆热液矿床总的金属储量主要受控于内生流体。

Ulrich 等^[32] 检测了格雷兹贝哥 (Grasberg) 和阿鲁姆贝亚 (Bajo de la Alumbreera) 最高温、最富盐卤水的包裹体^[33]。从流体包裹体测试来看, 具有相似的 58% ~ 65% NaCl (相当的) 盐度和 550 ~ 650 °C 的均一温度。格雷兹贝哥卤水包裹体具有 68% ~ 76% NaCl (相当的) 盐度和 600 °C 以上的均一温度。这清楚证明了金、铜和其他痕量、微量、主要元素 (包括 Na) 起源于流体包裹体内部。

表 2 给出了 Au、Cu、Na 和 As 在卤水和蒸气包裹体中的平均丰度以及相同包裹体群中其他元素的分析结果。格雷兹贝哥的数据显示, 卤水包裹体的平均 $w(\text{Au})/w(\text{Cu})$ 几乎与整个矿床 (质量分数 1.1×10^{-4}) 的比率是相同的。相似地在阿鲁姆贝亚一组有关富 Cu 卤水包裹体叠置在整个矿床 (质量分数 1.2×10^{-4}) 的金属比率上。格雷兹贝哥蒸气包裹体与卤水包裹体共生, 具有可比较的 $w(\text{Au})/w(\text{Cu})$, 但在质量分数上平均要高于这两金属的 10 倍。

表 2 岩浆热液矿床流体包裹体平均丰度

Tab. 2 Average Abundances of Fluid Inclusions in Magma Hydrothermal Deposit

元素	阿鲁姆贝亚		格雷兹贝哥	
	卤水	蒸气 *	卤水	蒸气
Au	0.79±0.39	< 0.53	0.26±0.18	10.17±6.20
Cu	0.76±0.49	3.30±1.20	0.30±1.00	1.20±1.30
Na	16.00±2.00	1.70±0.14	16.00±1.00	3.00±1.00
K	12.50±2.70	0.72±0.24	15.40±4.70	1.30±0.20
Mn	1.50±0.30	0.14±0.06	2.40±0.80	0.20±0.10
Fe	8.50±1.90	1.30±0.15	13.00±3.50	1.00±0.50
Zn	1.40±0.30	0.12±0.03	1.30±0.40	0.15±0.07
Pb	1.45±0.13	0.02±0.01	0.50±0.25	0.04±0.01
Rb	750±175	25±6	960±240	80±30
Sr	85±30	10±7	640±350	30±20
Mo	70±60	< 300	600±120	60±20
Ag	45±70	< 40	1.200±300	100±40
Cs	60±15	20±20	70±35	5±1
As	20±20		20±10	190±220
Ba	95±25	40±20	380±170	10±10

注: Cu、Na、K、Mn、Fe、Zn、Pb 质量分数/ %, 其余质量分数/ 10^{-6} ;
* 为来自相关实验和卤水包裹体的低温数据, 这些蒸气包裹体的绝对元素丰度肯定比丰度比率要低; 据文献 [32]

格雷兹贝哥样品相关联的(但不一定共生)蒸气包裹体具有高的 Cu 含量,但未检测到 Au。不知道阿鲁姆贝亚卤水包裹体成分是否是由于 Cu 优先分离到蒸气相中,或部分加入到了 Cu-Fe 硫化物中。可能为卤水与矿石金属比率相配套,两热液体系进入流体的主金属具有最相近的初始成分的结果。

初始成矿流体和整个矿床 $w(\text{Au})/w(\text{Cu})$ 的一致性明显的,这两种金属的各自丰度在普通地壳流体中通常认为是相互独立的。与这种变化相同的是,从矿石品位的紧密相关不难得出 Cu 和 Au 肯定以相同流体迁移并几乎等量共同沉淀为经济矿体量的结论。这显著表明,进入岩浆卤水的成分对最终矿床的整个金属成分具有主要化学控制作用。

Cu、Au 源的演化,根据整个矿石的平均质量分数(0.79×10^{-6} 的 Au 和 0.76% 的 Cu)和总金属储量(460 t Au 和 $3.7 \times 10^6 \text{ t Cu}$)研究,要形成这样的金属聚集,至少需要 $5.8 \times 10^8 \text{ t}$ 的卤水。钙碱性金属估算质量分数 2×10^{-6} 或更少的 Au,要提供这个矿床的 Au 总量至少需要 $2.3 \times 10^{11} \text{ t}$ 的岩浆。这比赋矿和紧依矿体下伏的斑岩的量要大的多,这需要 100 km^3 或更多深位岩浆房存在,这与航磁证据和暴露的残留大型层状火山岩的认识是一致的。对于来自相同岩浆房源的 Cu 将仅需提取 15×10^{-6} ,即 $1/4$ 典型安第斯岩浆(60×10^{-6})的 Cu 量相比,耗用 $5.8 \times 10^8 \text{ t}$ 的卤水,就需要 $2.3 \times 10^{11} \text{ t}$ 的岩浆。因此获得了一个 $1/400$ 等于 0.2% 的 $w(\text{卤水})/w(\text{岩浆})$ 。借助于实验流体/熔体分离数据,提出高富集 Cl、Cu 和 Au 的成矿卤水可能存在第一次从岩浆溶解流体的分离,其含有 4% 的初始 H_2O 。其岩浆就位,并在流体饱和情况下,约在现勘探水平矿床之下 3 km 开始结晶。高金属荷载卤水的不断补给,说明富 Au 或富 Cl ($w(\text{H}_2\text{O})/w(\text{Cl})$ 远小于 10) 的岩浆提供了热液型铜-金矿床形成的可能。

Bai 等^[34] 在 $750 \sim 800^\circ\text{C}$ 、 $1 \sim 4 \text{ kPa}$ 下测定了 H_2O 、 NaCl 、 $\text{NaCl} + \text{KCl}$ 、 HCl 、 NaF 、 Na_2CO_3 或 $\text{Na}_2\text{CO}_3 + \text{K}_2\text{CO}_3$ 含水流体与花岗质熔体间的 Na、K、Rb、Sr、Al、Ge、Cu、W、Mo、La 和 Ce 的分配。分配系数 D_{Na} 、 D_{K} 、 D_{Rb} 和 D_{Cu} ($D_i = C_i^f / C_i^m$, C_i^f 和 C_i^m 分别是元素 i 在含水流体和熔体中的丰度)随流体中(Na, K)Cl 丰度呈线型增加,表明有(Na, K, Rb 或 Cu)Cl 络合物存在。 D_{Sr} 表明了与氯化物丰度的

方程关系,提出了这些流体中存在一种 SrCl_2 络合物。 D_{K} 和 D_{Rb} 在相当 Cl 丰度时大约是 D_{Na} 的一半。相反,Al、Ge、Mo、W、La 和 Ce 强烈地倾向分配于熔体。NaF 对这些元素的分配很少有影响,但对 Al、W 和 Mo 例外, D_{Al} 随 NaF 含量增加而增加, D_{Al} 和 D_{Ge} 在过碱性熔体中轻微增加。在实验中具高的过碱性熔体除 Al、Ge、W 外,所有元素的分配系数远大于 1。随着 $w(\text{Na} + \text{K})/w(\text{Al})$ 增加到 0.3,除 Cu 和 Mo,分配系数变得小于 1。升压到 4 kPa ,除 D_{Ge} 、 D_{Mo} 显示有增加外,其他元素没有明显变化。

海底热液系统中,成矿流体的性质及其对成矿的贡献一直是火山作用有关块状硫化物矿床研究中争论的主要问题。20 世纪 60 年代以来,一些学者对稳定同位素研究认为,大气降水和海水在各种热液系统中占主导地位后,导致一些研究者推定矿石金属是加热的水/大气降水形成的流体通过岩石中循环大规模淋滤出来而成^[35]。但另一方面,愈来愈多的研究者认识到岩浆流体是普遍存在的,只是由于后来大量的海水/大气降水的叠加而被屏蔽或遭清洗,认为岩浆流体在成矿热液系统中可能占很小比例,但在成矿作用中占主导地位^[36-37]。近 20 年来,现代海底热液喷出流体、硫化物采样分析和直接观察以及矿物的微量元素、挥发分同位素和矿物中火山玻璃、圈闭岩浆/流体包裹体通过离子、质子、激光(激光消融 ICP-MS)探针显微分析结果^[38],大大推进了对海底热液成矿系统中岩浆流体的起源、演化以及在各种构造背景下对成矿热液系统作用的深入认识。

一些学者通过对正在活动的产生黑烟囱的海底热液系统的观察,认为是类似于古代火山成因块状硫化物矿床的形成块状硫化物的天然实验室^[3, 39],而各种构造背景火山岩岩浆包裹体的研究结果,直接提供了岩浆喷发前岩浆中挥发分的性状、金属的迁移以及去(脱)气作用的信息^[18, 40]。自 20 世纪 60 年代中期现代海底发现含金属热卤水以来,已在太平洋、大西洋、印度洋和地中海海底已发现约有 140 个热液矿化点(黑烟囱),其中现代块状硫化物的主要成分特点,是富 Pb 的块状硫化物与覆盖于玄武岩质扩张脊的沉积和产在弧后盆地的长英质火山岩密切联系,而贫 Pb 的块状硫化物则主要发现于匮乏沉积物的洋中脊环境中。可见, Pb 的来源十分可疑,与壳源物质密切相关。岩浆的挥

发分由海底火山的去气作用而成的认识,主要来源于 Bonin 弧后裂谷(超过 1 800 m 海平面之下)火山角砾沉积的观察,认为火山碎屑沉积是富水岩浆在质量分数为 1.3% 气泡时爆发沉积的结果^[41],因此,推论大量的岩浆挥发分可由海底火山喷发释放出来。圈闭在火山气泡中的挥发分相主要以 CO₂、CH₄、H₂O 和 N₂ 等组成,含有典型地幔源特点的微量气体和稳定同位素(C、D、O),这些特征提供了洋底岩浆脱气的直接证据。

许多上升的岩浆具有饱和的流体相,成矿金属在整个火山岩中是微量的,但却高富集于蒸气相的岩浆流体中^[18, 39]。大量挥发分和金属是岩浆上升至浅部地壳时由岩浆脱气而成,当岩浆流体从岩浆分离时,携带了岩浆中的金属,适时而富集。而且不同构造环境的岩浆流体成矿组分存在差异,与俯冲消减作用有关的汇聚型板块边界玄武岩中的熔融包裹体明显富 H₂O,而离散型板块边界的岩浆作用,挥发分含量较低,以 CO₂ 为主。

4 热液循环机制及硫化物堆积成矿机理

Bishcoff 等^[42]依据现代大洋海底成矿观察和实验室模拟,提出双扩散对流(double-diffusive convection)模式来解释海底热液循环成矿的事实,认为海底热液系统由两个垂向上分离的对流循环圈组成,下部为热卤水层,加热并驱动上部冷的海水体系循环。来自海水和岩浆的热卤水在卤水库中发生气、液分离,使热卤水盐度升高,上部海水层是一个单循环圈,在其底部海水通过扩散界面被热卤水加热。热卤水层主要形成于下部的块状矿化,向上排泄时也可形成不整合矿化,上部海水层形成上部不整合矿化。Jamesa 等^[43]通过取自 Escanaba 海槽 Center Hill 地区裂隙水和沉积物样品中的 Li、B 同位素指出,影响裂隙水化学成分的因素有热的海水与洋壳的相互作用、热液流体与沉积物的相互作用以及热液流体与海水或(和)裂隙水的反应,热液循环是海底热液活动和硫化物形成的关键问题。Alt 等^[29]对 ODP 资料研究提出,上升的热液流体与冷的海水混合导致过渡带和上部岩石在混合带发生蚀变,并在补给区海水沿裂隙和断裂进入岩石从而形成硬石膏的沉淀。但依旧有许多问题有待解决,例如海底热液循环、热液喷出后的沉淀过程等认识仍存在不同看法^[44]。

在古代块状硫化物矿床成因研究中,硫化物的沉淀堆积模式一直是最富争议的问题,现代海底硫化物成矿作用的直接观察与研究对这一问题的解决提供了实际可能。现代海底热水流体活动中表现出来的烟囱生长、倒塌堆积和热水流体充填交代反映了硫化物堆积的实际过程。硫化物的形成首先是通过硫化物烟囱完成的,最早发育的烟囱形成于高渗透性火山岩系的顶部、热水喷口及其附近,晚期的烟囱则发育于硫化物丘堤之上。硫化物烟囱的生长通常从硬石膏沉淀开始,以高温矿物组合黄铜矿-黄铁矿沉淀而终。由于烟囱内外温度梯度变化的差异,不同温度成矿组合由烟囱壁向中心内部生长,内部带以黄铜矿为主,外部带以闪锌矿、方铅矿为主,边缘以重晶石、非晶硅为主。当烟囱生长到一定高度后,便崩塌形成烟囱碎屑丘堤,结果阻止热水流体聚集喷射,在烟囱堤内形成对流循环,并在丘堤上形成弥散式热水排泄点,表现为黑烟囱、白烟囱等,热水散落物质逐渐在丘堤表面胶结烟囱碎屑形成低渗透壳,抑制热水流体外流,使丘堤内充分进行循环,形成完整的不同温度的矿物组合,表现为底部浸染状、网脉状矿化与上覆块状硫化物相伴或叠生以及网脉状矿之上块状矿的特点^[1-2]。因此,海底硫化物沉淀作用应是烟囱-丘堤共同作用的结果,块状硫化物矿体是硫化物在丘堤内持续稳定环境充填与交代的产物。总体上,热液硫化物堆积体上部以烟囱体为主,下部以块状硫化物为主,深部以网脉状硫化物为主,是一种叠碗状结构^[4-5],基本揭示了海底热液活动中成矿发生发育的全过程。

成矿热液系统的成矿过程与温度关系密切,Hannington 等^[45]研究认为与温度相关的热液密度对硫化物沉淀有着关键性作用。当热液密度低于海水密度时,热液呈散流与海水快速混合而骤然降温,矿化散布于海水中发生氧化作用,难以形成大规模矿化富集;而热液密度大于海水时,热液则易形成热卤水,在喷口之上沉积,温度逐渐降低,形成与海水相对隔离的环境,故可能造成大规模矿床的堆积。Ohmoto^[3]依据日本黑矿的研究提出的热液矿化模式认为,成矿热液系统开始排泄的是低温热液(< 15 °C),形成赤铁矿,随之热液温度逐步上升,最高可达 400 °C。温度在 180 ~ 280 °C 时,沉积含硬石膏、重晶石、闪锌矿、方铅矿和黝铜矿等细小颗粒的黑色原生矿石;当温度达到 280 ~ 380 °C 时

更热的热液与黑色原生矿石发生反应, 细小颗粒的原生矿石重结晶成大颗粒的矿物, 并在底部被黄铜矿交代, 而黄铜矿又被黄铁矿交代。这一成因认识强调了热液是深部(1~3 km)岩浆侵入引起热穹窿之上循环回流而成的观点, 解释了现代大洋海底并非到处成矿的事实, 火山穹窿或洋脊高隆的地方易形成矿化。

5 结语

现代海底热液成矿作用是当代成矿研究的热点问题, 随着探测技术的进步, 人们对矿产资源的探索已经从大陆开始逐步转向广阔的海洋。笔者从现代海底热液成矿观察结果、控制成矿的关键因素、热液循环机制及硫化物堆积成矿机理 3 个方面对海底热液成矿作用进行了综述, 特别报道了海底重要成矿现象的观察结果, 对其成矿物质来源与成矿机理的最新认识进行了介绍和评述。现代海底热液成矿作用的观察结果与形成认识, 无疑对重新审视古代块状硫化物矿床形成的理解有重要帮助, 同时也将有助于促进中国广阔海域海底矿产资源的调查和研究工作。

本文是笔者承担地质大调查项目“块状硫化物矿床成矿作用及研究热点”研究 3 篇论文中的第三篇论文。第一篇“块状硫化物矿床的类型、分布和形成环境”已在本刊 2007 年第 4 期刊出, 第二篇“以蛇绿岩为容岩的块状硫化物矿床形成分布及勘查: 以石居里沟矿床为例”已在《地质学报》(英文版)2010 年第 1 期刊出。

参考文献:

- [1] Herzig P M, Hannington M D. Polymetallic Massive Sulfides at the Modern Seafloor; a Review[J]. *Ore Geology Reviews*, 1995, 10(2): 95-115.
- [2] Ohmoto H. Formation of Volcanogenic Massive Sulfide Deposits; the Kuroko Perspective[J]. *Ore Geology Reviews*, 1996, 10(3/6): 135-177.
- [3] Rona P A, Scott S D. A Special Issue on Sea-floor Hydrothermal Mineralization; New Perspectives; Preface[J]. *Economic Geology*, 1993, 88(8): 1935-1976.
- [4] Schmidt K, Koschinsky A, Garbe-Schöenberg D, et al. Geochemistry of Hydrothermal Fluids from the Ultramafic-hosted Logatchev Hydrothermal Field, 15°N on the Mid-Atlantic Ridge: Temporal and Spatial Investigation[J]. *Chemical Geology*, 2007, 242(1/2): 1-21.
- [5] Augustin N, Lackschewitz K S, Kuhn T, et al. Mineralogical and Chemical Mass Changes in Mafic and Ultramafic Rocks from the Logatchev Hydrothermal Field (MAR 15°N)[J]. *Marine Geology*, 2008, 256(1/4): 18-29.
- [6] 孙 枢. 大洋钻探与中国地球科学[J]. *地球科学进展*, 1995, 10(3): 213-214.
- [7] Fouquet Y. Where are the Hydrothermal Sulfide Deposits in the Ocean? [J]. *Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical Physical and Engineering Sciences*, 1997, 355: 427-441.
- [8] Wilson M. *Igneous Petrogenesis: a Global Tectonic Approach* [M]. London: Springer, 1989.
- [9] 柴东浩, 陈廷愚. 新地球观: 从大陆漂移到板块构造[M]. 太原: 山西科学技术出版社, 2000.
- [10] Urabe T, Marumo K. A New Model for Kuroko-type Deposits of Japan[J]. *Episodes*, 1991, 14(3): 246-251.
- [11] Butuzova G Y. Mineralization and Certain Aspects of Ore-bearing Sediment Genesis in the Red Sea; Part II, General Processes of Mineralization and Ore-formation in the Atlantis II Deep[J]. *Lithology and Mineral Resources*, 1984, 19: 193-311.
- [12] Binns R A, Scott S D, Bogdanov Y A, et al. Hydrothermal Oxide and Gold-rich Sulfate Deposits of Franklin Seamount, Western Woodlark Basin, Papua New Guinea[J]. *Economic Geology*, 1993, 88(8): 2122-2153.
- [13] Rona P A, Hannington M D, Raman C V, et al. Active and Relict Sea-floor Hydrothermal Mineralization at the TAG Hydrothermal Field, Mid-Atlantic Ridge [J]. *Economic Geology*, 1993, 88(8): 1989-2017.
- [14] Francheteau J, Needham H D, Choukroune P, et al. Massive Deep-sea Sulphide Ore Deposits Discovered on the East Pacific Rise[J]. *Nature*, 1979, 277: 523-528.
- [15] Halbach P, Nakamura K, Wachsner M, et al. Probable Modern Analogue of Kuroko-type Massive Sulphide Deposits in the Okinawa Trough Back-arc Basin[J]. *Nature*, 1989, 338: 496-499.
- [16] Halbach P, Preece B, Maerten A. Geology and Mineralogy of Massive Sulfide Ores from the Central Okinawa Trough, Japan[J]. *Economic Geology*, 1993, 88(8): 2210-2225.
- [17] Horibe Y, Kim K R, Craig H. Hydrothermal Methane Plumes in the Mariana Back-arc Spreading Centre[J]. *Nature*, 1986, 324: 131-133.
- [18] Yang K H, Scott S D. Possible Contribution of a Metal-rich Magmatic Fluid to a Sea-floor Hydrothermal System[J]. *Nature*, 1996, 383: 420-423.
- [19] Yang K H, Scott S D. Magmatic Degassing of Volatiles and Ore Metals into a Hydrothermal System on the Modern Sea Floor of the Eastern Manus Back-arc Basin, Western Pacific [J]. *Economic Geology*, 2002, 97(5): 1079-1100.
- [20] Franklin J M, Sangster D M, Lydon J W. Volcanic-associated Massive Sulfide Deposits [C] // Skinner B J. *Economic Geology Seventy-fifth Anniversary Volume*. Littleton: Society

- of Economic Geologists, 1981; 485-627.
- [21] Ohmoto H, Skinner B J. The Kuroko and Related Volcanogenic Massive Sulfide Deposits[M]. Littleton: Economic Geology Publishing Company, 1983.
- [22] Lydon J W. Ore Deposit Models 14, Volcanogenic Massive Sulfide Deposits Part 2: Tectonic Models[J]. Geoscience Canada, 1988, 15(1): 43-65.
- [23] 崔汝勇. 大洋中大型热液硫化物矿床的形成条件[J]. 海洋地质动态, 2001, 17(2): 1-4.
- [24] 侯增谦, 韩发, 夏林圻, 等. 现代与古代海底热水成矿作用: 以若干火山成因块状硫化物矿床为例[M]. 北京: 地质出版社, 2003.
- [25] Stoltz J, Large R R. Evaluation of the Source-rock Control on Precious Metal Grades in Volcanic-hosted Massive Sulfide Deposits from Western Tasmania[J]. Economic Geology, 1992, 87(3): 720-738.
- [26] 叶庆同, 傅旭杰, 张晓华. 阿舍勒铜锌块状硫化物矿床地质特征和成因[J]. 矿床地质, 1997, 16(2): 97-106.
- [27] Stanton R L. Magmatic Evolution and the Ore Type-lava Type Affiliations of Volcanic Exhalative Ores[C] // Committee of Australian Institute of Mining and Metallurgy. Australian Institute of Mining and Metallurgy Monograph 15. Carlton South: Australian Institute of Mining and Metallurgy, 1990; 101-107.
- [28] Urabe T, Kusakabe M. Barite Silica Chimneys from the Sumisu Rift, Izu-bonin Arc: Possible Analog to Hematitic Chert Associated with Kuroko Deposits[J]. Earth and Planetary Science Letters, 1990, 100(1/3): 283-290.
- [29] Alt J C, Shanks W C, Jackson M C. Cycling of Sulfur in Subduction Zones; the Geochemistry of Sulfur in the Mariana Island Arc and Back-arc Trough[J]. Earth and Planetary Science Letters, 1993, 119(4): 477-494.
- [30] Large R R. Australian Volcanic-hosted Massive Sulfide Deposits: Features, Styles and Genetic Models[J]. Economic Geology, 1992, 87(3): 471-510.
- [31] Sawkins F J. Integrated Tectonic-genetic Model for Volcanic-hosted Massive Sulfide Deposits[J]. Geology, 1990, 18(11): 1061-1064.
- [32] Ulrich T, Gunther D, Heinrich C A. Gold Concentrations of Magmatic Brines and the Metal Budget of Porphyry Copper Deposits[J]. Nature, 1999, 399: 676-679.
- [33] Sasso A M, Clark A H. The Farallon Negro Group, Northwestern Argentina: Magmatic, Hydrothermal and Tectonic Evolution and Implications for Cu-Au Metallogeny in the Andean Back-arc[J]. Society of Economic Geologist Newsletter, 1998, 34: 1-18.
- [34] Bai T B, Koster A F. The Distribution of Na, K, Rb, Sr, Al, Ga, Cu, W, Mo, La and Ce Between Granitic Melts and Coexisting Aqueous Fluids[J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 1999, 63(7/8): 1117-1131.
- [35] Taylor H P. Oxygen and Hydrogen Isotope Relationships in Hydrothermal Mineral Deposits[C] // Barnes H L. Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits. 2nd ed. New York: John Wiley, 1979: 236-277.
- [36] Whitney J A. Volatiles in Magmatic Systems[J]. Reviews in Economic Geology, 1984, 1: 155-175.
- [37] Stanton R L. Ore Elements in Arc Lavas[M]. Oxford: Oxford University Press, 1994.
- [38] Roedder E, Weiblen P W. Lunar Petrology of Silicate Melt Inclusions, Apollo 11 Rocks[C] // Levinson A A. Geochimica et Cosmochimica Acta Supplement Volume 1: Mineralogy and Petrology. New York: Pergamon Press, 1970: 801-837.
- [39] Scott S D. Submarine Hydrothermal Systems and Deposits [C] // Barnes H L. Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits. 3rd ed. New York: John Wiley and Sons, 1997, 797-876.
- [40] Lowenstem J B, Mahood G A, Rivers M L, et al. Evidence for Extreme Partitioning of Copper into a Magmatic Vapor Phase[J]. Science, 1991, 252: 1405-1409.
- [41] Gill J, Torssander P, Lapierre H, et al. Explosive Deep Water Basalt in the Sumisu Backarc Rift[J]. Science, 1990, 248: 1214-1217.
- [42] Bischoff J L, Rosenbauer R J. Salinity Variations in Submarine Hydrothermal Systems by Layered Double-diffusive Convection[J]. The Journal of Geology, 1989, 97: 613-623.
- [43] James R H, Rudnicki M D, Palmer M R. The Alkali Element and Boron Geochemistry of the Escanaba Trough Sediment-hosted Hydrothermal System[J]. Earth and Planetary Science Letters, 1999, 171(1): 157-169.
- [44] Wheat C G, Mottl M J. Hydrothermal Circulation, Juan de Fuca Ridge Eastern Flank: Factors Controlling Basement Water Composition[J]. Journal of Geophysical Research, 1994, 99(B2): 3067-3080.
- [45] Hannington M D, Scott S D. Sulfidation Equilibria as Guides to Gold Mineralization in Volcanogenic Massive Sulfides: Evidence from Sulfide Mineralogy and the Composition of Sphalerite[J]. Economic Geology, 1989, 84(7): 1978-1995.