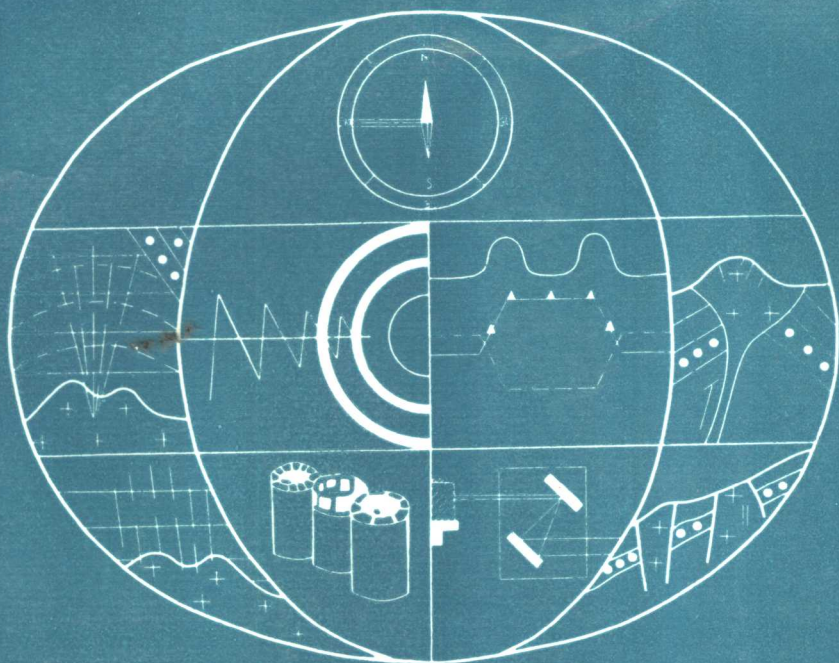




编号 002

矿产地质系列丛书

喷气—沉积矿床 成矿作用研究现状与进展



中国有色金属工业总公司地质勘查总局

前 言

喷气—沉积矿床是世界上开采、利用较多的一种矿床类型。该类矿床具有规模大、品位高的特点，是世界上铜、铅、锌、金、银、锡、钨等金属矿石的重要来源之一。迄今已发现的矿床遍及世界上许多国家。

我国岩石圈演化历史悠久，大地构造位置特殊，具备开展喷气—沉积矿床研究的有利的地质条件。为了推动我国对喷气—沉积矿床的研究和找矿工作，编辑了此文集。全书分为综述和论文两部份，在综述中，介绍了最近二十年来国内外学者对喷气—沉积矿床的研究成果；论文部份则收录了我国著名学者祁思敬教授、柳淮之教授及地质矿床学博士雷良奇副教授的最新学术论文。

本汇编由中国有色金属工业总公司地质勘查总局组织，由桂林工学院黄瑞玺等同志负责完成。

本汇编综述部分承蒙柳淮之教授、刘家远研究员审阅，并提出了许多宝贵意见，在此深表谢意。

由于编者的水平、资料、时间等方面的限制，在汇编中有许多不足或错误之处，敬请广大读者批评指正。

编 者

一九九四年九月

喷气—沉积矿床成矿作用研究现状与进展

目 次

前言

喷气—沉积矿床成矿作用研究现状与进展……………黄瑞玺 (1)

1. 喷气—沉积成矿作用概念的发展历史…………… (2)
2. 火山喷气—沉积矿床的分类…………… (2)
3. 主要地质特征…………… (4)
4. 矿床成因…………… (8)
5. 找矿标志…………… (12)

热水沉积岩及其后生变化……………祁思敬 李 英 (15)

1. 热水沉积岩的类型及特征…………… (15)
2. 成岩期热水沉积岩的后生变化…………… (19)
3. 变质期热水沉积岩的后生变化…………… (22)
4. 构造变形期中的改造成矿作用…………… (26)
5. 秦岭热水沉积岩的形成与造山带演化的时空与成因联系…………… (28)

扬子地块裂谷与微型裂陷的成矿作用……………柳淮之 (31)

1. 热水沉积成矿作用…………… (31)
2. 裂谷拉张构造的成矿作用…………… (31)
3. 裂谷成矿作用的发展与演化…………… (39)
4. 中国复合大陆的层控金属矿成矿特征…………… (40)

喷气—沉积矿床的地质和地球化学特征……………雷良奇 (42)

1. 喷气—沉积矿床的类型…………… (42)
2. 成矿背景…………… (44)
3. 喷气—沉积矿床的产出特征…………… (45)
4. 喷气—沉积矿床的地球化学特征…………… (48)
5. 喷气—沉积矿床的找矿标志及研究意义…………… (49)

喷气—沉积矿床成矿作用 研究现状与进展

黄瑞玺

(桂林工学院地质系情报室)

喷气—沉积矿床是世界上开采、利用较多的矿床类型之一。无论从经济的, 还是从科学的观点来看, 该类矿床均占据着独特的位置。从经济上看, 该类矿床是铜、锌、铅、银、金、锡、铋、钼等金属矿石的主要来源。从科学的观点看, 与该类矿床特征和成因有关的问题比任何其他类型矿床更吸引地质科学家, 特别是七十年代在东太平洋扩张中脊发现了高温(350℃)热液喷出口, 其中正沉淀着与喷气—沉积矿床很类似的金属硫化物以后, 更激起了地学界的兴趣。

当今, 喷气—沉积矿床研究重点已从洋中脊转向大陆边缘断陷槽和相邻的碳酸盐台地的深陷洼地, 初步总结了地史中全球海底喷气成矿的规律性及各类喷气矿床的基本特征; 对矿床分类已日趋统一; 所涉及的矿种由传统的贱金属(Cu、Pb、Zn)和贵金属(Au、Ag)扩大到包括Mn、Fe、W、Sn、Cr、Ni等矿种; 成矿理论研究方面, 出现了多种成矿模式并存的局面。

近年来, 国际喷气—沉积矿床研究的新动向有以下几个方面:

(1) 从整个海底喷气成矿盆地的岩石圈组成和结构、地热状态与热结构以及它们各自的演化角度, 探讨它们与海底喷气成矿作用的关系; 研究总结同一时代不同构造背景下海底喷气成矿的规律、地史上海底喷气成矿作用的演化和海底喷气矿床分布的时空规律, 以提高找矿勘探的预测能力。

(2) 应用流体动力学的基本原理, 综合化学动力学、非线性热力学等多学科, 从定性和定量角度, 研究海底活动成矿热液系统发生、发展演化的动力学行为和分布的时空规律性, 研究海底成矿热液演化与海底喷气矿床形成的关系, 为海底喷气矿床的资源量和矿石质、量等方面的定量评价提供地质基础。

(3) 现代海底活动热液考察的大量事实表明, 海底成矿热液系统普遍伴生有特殊的生物群(如海葵类、蠕虫、细菌席、小虾、蟹、蛇形鱼等), 种类繁多, 数量可观。因此, 研究生物(尤其是微生物如细菌、藻类等)在海底喷气成矿作用过程中的作用日益受到重视。它可能发展成为一门新成矿理论——生物成矿学的重要组成部分。

喷气—沉积成矿作用的研究, 使热液矿床从传统的研究领域进到对岩浆—火山—成矿过程与三大圈相互作用关系综合研究的新阶段。国内外学者关于该类矿床的实际资料和研究硕果累累, 本文就近二十年来有关学者对该类矿床的地质特征、分类、成因、找矿标志等方面研究的重要成果作一综述, 力求忠实地反映各学者的不同观点和见解, 不妄作评论, 旨在供读者了解该类矿床研究的真实概貌。

1. 喷气—沉积成矿作用概念的发展历史

喷气—沉积成矿作用泛指各种成因的含矿水热流体在喷溢海底的过程中，在喷口以下的通道中发生充填交代作用，在喷口以上的海底则通过与冷海水的广泛交换，将成矿物质沉淀下来的成矿作用，包括液体的喷射、气体的喷射和热卤水作用，所形成的矿床称为喷气—沉积矿床。对这种成矿作用，不同的学者曾冠以“喷气成矿”、“喷流成矿”、“喷流沉积成矿”、“热水沉积成矿”等不同的名称。

地质学家对喷气—沉积成矿作用早有认识。Vogt于1889年就提出产于火山岩和火山沉积岩中的块状硫化物矿床与海底火山活动有关的论点。Elie de Beaumont、Ohashi (1919)、Romdahr (1933)、Schneiderhohm (1944)等都先后提出块状硫化物矿床是喷气—沉积成因。但是，由于岩浆热液成矿理论对矿床成因研究领域的长期统治，使喷气—沉积成矿假说未受到充分的重视。1958年，Ch. Oftedahl修改了矿床喷气起源的老概念，首次系统地阐述了海底喷气—沉积成矿的假说，并命名为“Exhalativesedimentary”，引起了地质学界极大的反响和争议。七十年代以后，更多的学者对大西洋、太平洋、红海等海底热液活动进行了深入研究，并提出了大量的证据，喷气—沉积成矿假说才成为一种新的地质理论，得到全世界范围大多数学者的承认。1986年在第七届国际矿床成因学术讨论会上，M.J. Russell将喷气沉积矿床称为Sedex型矿床。

近十余年来，人们认为，喷气—沉积成矿作用广泛存在，不仅现代正在进行，而且在地史上也同样曾经大规模地发生。并认为世界上许多超大型矿床都是喷气沉积的产物。喷气沉积成矿理论成为当前地质学界研究的热门课题之一，并取得了长足的进展。尽管如此，仍有一些学者（如J. Schade）认为“沉积喷气矿床”这一名词应予以取消，他认为在典型情况下，卤水到达地表，并在地表上沉积矿床的状况不会发生；并认为赋存在碳酸盐岩或砂岩中的被认为是“喷气—沉积”成因的矿床（如澳大利亚布罗肯希尔矿床）应是“吸入的沉积成因”。

2. 火山喷气—沉积矿床的分类

由于火山喷气—沉积矿床包括了范围广泛的不同成矿系列，故而分类方法名目繁多，但不外乎三个划分系统：①根据矿床的容矿岩系及其反映的成矿环境划分；②根据矿石组分划分；③根据大地构造环境划分。

桑斯特（D.F. Sangster, 1976）根据矿床的容矿岩系及成矿环境提出的分类方案，将矿床划分为：①产于以火山岩为主的环境中的矿床；②产于以沉积岩为主的环境中的矿床；③产于以火山—沉积岩为主的环境中的矿床。索金斯（1976）依据与矿床有关的岩石类型和构造环境，划分为四类：①黑矿型，发育于太古代—第三纪海洋区板块聚敛处的长英质钙碱性火山岩层序中；②塞浦路斯型，发育在板块扩张部位蛇绿岩杂岩体上部的低钾玄武质火山岩中；③别子型，发育在无特定板块构造环境的碎屑沉积岩和铁镁质火山岩中；④沙利文型，发育于以沉积岩为主的岩系内。拉奇（D.E. Large, 1980）依据围岩岩性（组成）将该类矿床划分为三类：①镁铁质火山岩型；②长英质火山岩型；③沉积岩型。

哈钦森 (Huchison, 1973) 首先提出以矿石组分为主三个矿物—化学矿床类型的分类方案: ①Zn—Cu型, 多见于太古代, 产于火山岩系内; ②Pb—Zn—Cu—Ag型, 见于元古代—显生宙, 产于火山岩、火山沉积岩岩系中; ③Cu—黄铁矿型, 主要见于显生宙, 产于镁铁质、超镁铁质火山岩系中。莱登 (J. W. Lydon, 1984) 认为喷气—沉积矿床最好的分类方法是分成Cu—Zn型和Zn—Pb—Cu型两大类。在他的分类方案中不单独列出Cu型。他认为经常作为Cu型的矿床都含有闪锌矿, 在某些情况下Zn的含量还大大超过Cu的含量 (如塞浦路斯矿床), 应归划为Cu—Zn型。

我国学者芮宗瑶等 (1989) 从大地构造环境出发, 将喷气沉积矿床划分为五类: ①大洋中脊型, 矿床与蛇绿岩套系列的基性—超基性岩密切共生, 沉积剖面上缺乏中性—中酸性火山岩系列, 火山岩和矿床均受大洋裂谷控制。矿床产于小规模沉降和张裂环境; ②海沟型, 矿床与拉斑系列基性熔岩和凝灰岩密切共生, 沉积剖面上有一套巨厚的杂砂岩、火山碎屑岩和深水相页岩夹基性火山岩。矿床产于大规模沉降和挤压环境。含矿岩系中缺乏明显分异的钙碱性或酸性火山岩; ③火山岛弧型, 矿床与分异完全的拉斑玄武岩—钙碱性中酸性火山岩密切共生, 沉积剖面上有一套巨厚的火山岩系夹碎屑岩, 由数个至十多个旋回构成。矿床产于区域大规模沉降和挤压环境, 从不稳定的深陷盆地经过复杂的演化, 最后固结为消亡板块边缘俯冲带上的火山岛弧带; ④弧后盆地型, 矿床与双峰态模式的拉斑玄武岩和钙碱性熔岩套密切共生。矿床发生于区域性沉降并局部张裂条件下; ⑤大陆裂谷黑碎屑岩型, 矿床与黑碎屑岩密切共生, 沉积剖面上火山岩少见, 有时仅见薄层凝灰岩层, 但有时见基性岩墙和岩床。在构造上, 表现为区域性的张裂和沉降, 受克拉通边缘断裂或克拉通内裂陷控制, 有时出现很厚的浊流泥页岩系。沉积剖面上有一套热水化学沉积岩, 其中包括燧石岩、重晶石岩、含硼硅酸岩、含贱金属和贵金属硫化物矿石等; ⑥大陆裂谷碳酸盐岩型, 矿床与碳酸盐岩密切共生, 产于大陆架局部的水下地堑盆地。在构造上, 表现为区域小规模沉降和张裂。沉积剖面上主要包括石灰岩、白云岩、碎屑岩、热水化学沉积岩, 缺少火山岩或仅有少量凝灰岩层, 有时见基性岩床和岩墙。

李英以“成矿深度—成矿温度—成矿形式—含矿岩系”作为分类原则, (1992) 将喷气—沉积矿床划分为六类:

2.1 中低温热液沉积矿床, 产于沉积岩系中 (可为含火山岩的沉积岩系) 的热水沉积贱金属矿床;

2.2 浅成中低温热液矿床, 产于火山岩系中 (包括火山碎屑岩及含陆源碎屑岩的火山岩系) 交代充填型热液矿床及火山热泉型矿床; 进一步划分可按主要矿体的成矿方式、主要成矿组分, 如贵金属、贱金属等;

2.3 深成中温热液矿床, 产于老变质岩中的脉状、蚀变岩型矿床; 进一步划分可按蚀变—脉石类型及主要矿石组分, 如Au矿、Au—Ag矿等;

2.4 浅成中高温热液矿床, 产于岩浆岩体边部及附近变质—混染岩石中的矿床, 如矽卡岩矿床、斑岩矿床等; 进一步划分可按岩浆岩类型、蚀变类型及主要矿石成分, 如斑岩Cu矿、Mo矿、W矿、Au矿等, 云英岩W、Sn、Bi、Mo矿等;

2.5 深成高温热液矿床, 产于中深变质岩—混合岩中的伟晶岩矿床; 进一步可按主要矿石成分分类;

2.6 浅成低温热液矿床, 产于沉积岩中的交代—充填型矿床, 如克拉通盆地中及深断裂

中的Pb-Zn、Hg-Sb矿床。似应包括以H₂O为主要运载流体的油气藏。进一步可按主要成矿组分及容矿岩石划分亚类等。

3. 主要地质特征

3.1 区域地质条件

许多学者注意到沉积岩容矿喷气—沉积矿床的形成与拉张性沉积盆地关系密切，一般都分布在地壳上异常高的热流区。研究资料表明，现代海底热液活动都发生在洋底扩张中心、裂谷带。古代的喷气—沉积矿床亦主要分布于裂谷带（陆内裂谷、陆间裂谷、坳拉谷），定位于受裂谷控制的克拉通内或其边缘坳陷沉积盆地内，因为位于基底薄弱地带的线性构造的活化可为热液的上升提供良好的通道。例如，加拿大的沙利文铅锌矿床，位于阿尔伯达省南部的一个前寒武纪裂谷北缘；澳大利亚的麦克阿瑟河矿床、芒特艾萨矿床、德国的麦根矿床等都分布于裂谷带中。拉奇（1980）将沉积容矿岩中的喷气—沉积矿床的沉积盆地划分为三级。拉奇认为，Ⅰ级盆地属同期大陆边缘的边缘克拉通海湾或内克拉通盆地。盆地的边界通常为断层，具有半地堑的特征，侧向延展超过100km。在Ⅰ级盆地内，由于准同期局部的垂直构造运动产生较小的盆地和隆起，形成Ⅱ级盆地，其侧向延展限于几十公里内。Ⅲ级盆地产在Ⅱ级盆地中，其规模介于数百米和数公里之间，并为圈闭形态。喷气—沉积矿床就堆积在其中。

喷气—沉积矿床形成的沉积环境变化很大，不仅形成于深水环境，在浅水盆地，甚至在巨大的大陆湖泊中亦可形成（胡文瑄，1992）、（D.F.桑斯特，1991）。

J.W.莱登（1990）认为，火山容矿岩喷气—沉积矿床对大地构造环境可能并不具有特别的选择性，通常形成于板块边缘附近，主要环境有：①反映大洋中脊或扩张弧后盆地的离散板块边缘（与蛇绿岩共生的矿床，如塞浦路斯和加拿大纽芬兰省拜韦尔特湾地区的矿床）；②岛弧或大陆边缘的聚敛板块边缘（如日本的黑矿和西班牙—葡萄牙的黄铁矿带）；③与板内海岛有关的环境；④太古代绿岩带等所代表的现在还不了解的板块构造环境。

3.2 成矿时代

喷气—沉积矿床产出的时代范围很广，从太古代直到现代的整个地质时期均有产出，但主要集中于早—中元古代（19—14亿年，如澳大利亚麦克阿瑟河、芒特艾萨、希尔顿、加拿大沙利文等）和早—中古生代（5.3—3亿年，如德国腊梅尔斯堡、麦根等）。

在同一的地质构造省，矿床的形成时代常常相近。如澳大利亚莱哈特河海槽中的芒特艾萨、希尔顿、莱迪洛雷塔等矿床大致形成于中元古代。但应注意的是，同一成矿省内亦可形成几个时代的此类矿床。因此，对于确定找矿靶区来说，有利的区域构造条件被认为比成矿时代更为重要。

3.3 容矿岩石

喷气—沉积矿床的容矿岩石范围很广，几乎所有沉积岩都可成为该类矿床的容矿岩石；学者们注意到含碳质较高的岩石常常是矿床的直接容矿岩石。矿床与细碎屑岩（泥碳质页岩、泥岩）—碳酸盐岩—硅质岩组合最为密切。在中国，除云南金顶产于砂岩、砾岩中外，其它

的喷气—沉积矿床大多产于上述岩石组合中（雷良奇，1993）。此外，长英质火山岩（如日本黑矿型矿床）、镁铁质火山岩等（如塞浦路斯特罗多斯地块的矿床）亦为主要的容矿岩石。D.F.桑斯特（1984）指出，只要有长英质火山岩出现，不管它层次多少、规模大小，常常都会伴随有喷气—沉积矿床出现。

3.4 矿体形态和产状

矿床一般由一个或多个层状硫化物透镜体或板状体组成，整合地产在容矿岩层中。矿体厚度一般数米—数十米，侧向延伸数百米至几公里。多层矿体产出时，有时可以分布于厚达数千米的地层中（如芒特艾萨矿床）。

矿体一般呈层状和脉状。层状矿体主要赋存于矿区偏上部层位，与地层整合或近于整合产出，通常富Pb—Zn。呈块状和纹层状构造，有时亦可见不均匀、不完整的条带状构造（如腊梅尔斯堡矿床），但以顺层的细纹层状构造为最常见。脉状矿体主要产于矿区偏下部的层位，与地层交切，富Cu，由网状、浸染状和脉状矿化组成，并有与之相伴生的筒状蚀变体产出（如沙利文矿床）。

矿体的产出形态与成矿环境和围岩岩性有关，在浅水沉积环境中，矿体呈脉状；在深水环境中，矿体则以层状产出为主。产在碳酸盐岩中的矿体，多是不规则状或大致顺层，也有局部明显切层的透镜状；产在硅质岩、细碎屑岩中的矿体，大多为层状或似层状（雷良奇，1993）。

3.5 矿物元素分带

许多学者都观察到火山容矿岩和沉积容矿岩中的喷气—沉积矿床在侧向（与层一致）和垂向（与层垂直）上的元素和矿物都具有稳定的分带性。如图1所示，上部为与地层一致的整

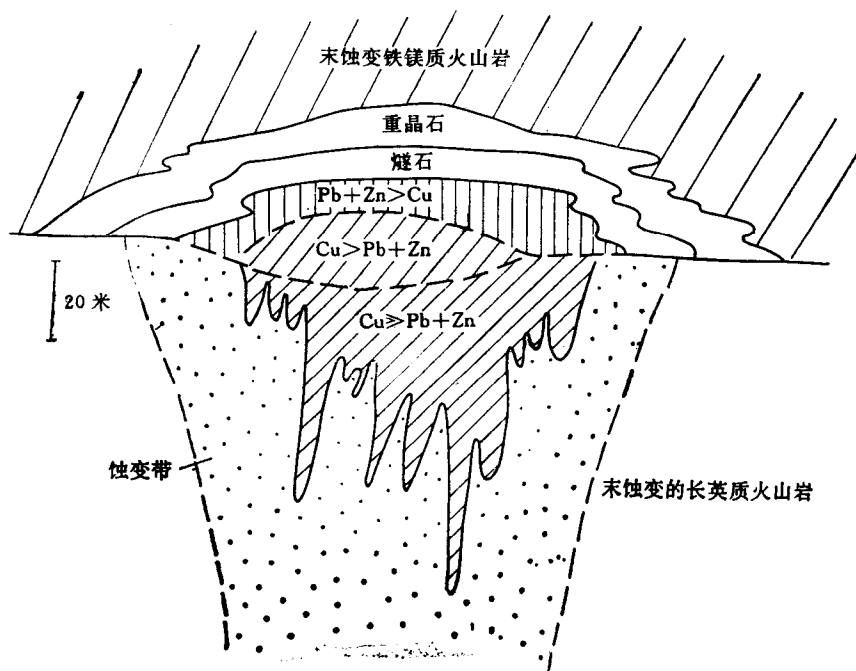


图1 火山容矿岩中喷气—沉积矿床元素分带示意图

余的块状矿，下部为与地层直交（斜交）的细脉矿带。块状矿的硫化物含量在85%以上，以黄铁矿、磁黄铁矿、方铅矿、闪锌矿为主，有少量黄铜矿。Zn含量8~12%、Cu≈3%、Pb≈1%；细脉状矿体，硫化物总量约25%，以黄铜矿、黄铁矿、磁黄铁矿为主，Zn含量0.9%、Cu 2%、Pb 0%。在金属元素的含量上，从块状矿到脉状矿有 $Pb + Zn > Cu$ 、 $Cu > Pb + Zn$ 、 $Cu \gg Pb + Zn$ 的分带。

以上这种分带是很稳定的。至今，在世界范围内发现的喷气—沉积矿床大多数都具这种分带特征，甚至在变形后仍能恢复这一分带。

人们认为这种分带模式反映局部物理化学梯度对矿液中矿物沉淀和被矿液蚀变的影响，而不反映原始矿液的成分和温度随时间推移的变化，而且以复杂的计算机模拟验证了这一观点。

（图2）是沉积容矿岩中的喷气—沉积矿床的综合分带示意图。其中的相带并不是所有矿床中均能看到，而是若干矿床综合的结果。

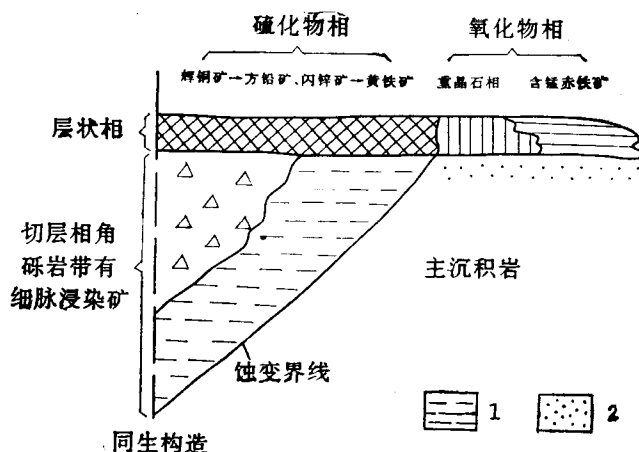


图2 沉积容矿岩中喷气—沉积矿床综合分带示意图

（据D. F. 桑斯特，1984）

1—菱铁矿、黄铁矿、碳酸盐矿物；2—凝灰质层

从图2中可看到矿床受同生构造的控制；矿体的围岩是沉积岩，其中可以出现一些火山凝灰岩。

随着火山成分的增多，其矿床特征亦有向火山环境中喷气沉积型方面过渡的趋势，如矿体下盘出现明显的蚀变带及脉状矿带等；矿体可大致划出上部层状相、下部切层相两个带。切层相主要由不整合的角砾岩组成，常有细脉浸染状矿化。层状相有明显的侧向分带，中心为硫化物相，并有从辉铜矿→方铅矿、闪锌矿→黄铁矿的沉淀序次，硫化物相外为重晶石相和氧化物相（主要矿物为富锰的赤铁矿）。

3.6 围岩蚀变

海底喷气—沉积矿床的补给系统，亦即成矿热液的通道周围具有明显的蚀变，而在海底化学沉积系统中矿层下盘具有强烈蚀变，在以往的文献中，认为矿层上盘一般不具蚀变现象。但是，最近的研究资料指出矿层上盘也发现蚀变现象，只不过较微弱（R. R. 拉齐，1992）。

在与火山容矿岩有关的矿床中，热液通道常见有明显的绿泥石化和硅化，有时还能见到

钠长石化以及铁镁碳酸盐化；在海底系统的矿层下盘可以见到明显的黄铁绢英岩化。

在与沉积容矿岩有关的矿床中，补给系统通常具有硅化，有时有电气石化、钠长石化；而在海底系统的矿层下盘仅见白云石化、电气石化及绿泥石化等。

人们对阿比提比带中的矿床进行了详细的研究。在诺兰达地区的米伦贝奇和科贝特矿床中，蚀变岩管的中心为绿泥石化核，其边部为绢云母化蚀变圈。绿泥石核以Fe、Mg的大量带入和Ca、Na、Si的带出为特征。绢云母带与绿泥石核之间的交代变化是逐渐过渡的。在世界上的其他地方，热液蚀变管的中心部分最常见的蚀变形式也是绿泥石化。很多矿床中这个绿泥石核的四周也被富钾蚀变矿物的外部带包围，但主要的含钾矿物不一定是绢云母。在已经变质、其变质程度超过绿泥石稳定性的矿床中，蚀变管中大量Mg和Fe的带入是由核心带中的堇青石一直闪石组合来体现的。

强烈的氧化硅交代是某种矿床中蚀变管上部的特征，特别是日本的黑矿和塞浦路斯的喷气—沉积矿床。氧化硅和绿泥石也是块状硫化物透镜体中的主要非硫化物矿物，以交切脉、硫化物颗粒的基质胶结物或特殊岩性的透镜体形式产出。

有许多实例表明，网脉蚀变管中的蚀变矿物特征明显偏离了“正常”的分带模式（绿泥石核和绢云母边缘）。例如，在马塔比矿区，热液通道蚀变管中的主要蚀变矿物为菱铁矿、硬绿泥石和红柱石，绿泥石和绢云母仅以不规则分布的扁豆体形式产出，但在这种情况下，底板岩层本身也是不正常的，由含10—15%白云石的厚层表生碎屑岩系组成。

人们已经逐渐认识到，在一些矿区，侧向上广泛分布的岩石蚀变带在地层学上应该位于有利层位之下。这种认识对矿产勘查具有重要意义。在马塔比—斯特金湖地区，底板表生碎屑岩地层在长8公里、宽1公里的露头上，均有Na的带出；在雪湖地区，至少2公里长、几百米厚的整合蚀变带以含十字石和绿泥石的流纹岩为标志，反映了区域上的Na带出和Mg、Fe富集；在马塔加米湖地区，几乎所有底板玄武岩层（除最上部外）都经历过区域蚀变作用，导致Si、Na的增加和Fe、Mg、Ca、Ti、Zn和Cu的减少，产生了次生的钠长石和绿帘石—石英矿物组合。这些作者认为，由这种区域蚀变作用活化出来的元素正是那些在网脉状蚀变带中富集的元素（如加龙湖矿床）。

在黑矿矿床中，四郎三（1974）和居岛（1974）仅分出单独的石英—绢云母—绿泥石蚀变带，它直接位于矿床之下，并围绕网脉带发育，但他们还发现一个以粘土和沸石组合为主的矿床周围的同心蚀变带，这个蚀变带一直延续到矿床的上盘，上盘蚀变在其它矿床中也有研究。

近五年来，澳大利亚关于火山岩容矿喷气—沉积矿床的蚀变研究的最重要的进展可能是对各类上盘蚀变的描述及其在勘查新矿床中的应用。R.R.拉齐（1992）观察到，如同下盘蚀变一样，上盘蚀变分带亦从岩筒的形状变化到半整合的蚀变带。但是，与强烈的下盘蚀变带相比，上盘蚀变微弱，而且区域变质作用（从下部的绿片岩相向上）往往掩盖了对发育微弱的上盘蚀变的影响。

在赫莱厄，D.J.J.杰克（1989）将上盘蚀变描述为一条在枕状玄武岩中的浅绿色绿云母—方解石的羽状带。少量的绢云母、绿泥石、重晶石和黄铁矿也可在羽状体内富集，一条不规则的钠长石化带产在羽状体的边缘。羽状或筒状蚀变直接在下盘蚀变岩筒的中心之上发育，并且被解释为代表在上盘玄武岩覆盖块状硫化物矿床之后的断续的热液活动产物。这种羽状蚀变延伸到矿体之上达200米，并且在玄武岩上部靠上覆黑色页岩处消失。D.J.J.杰克（1989）

证明, 铬云母化是玄武岩中原生的富铬辉石的分解产物。

在芒特卡尔姆斯, R.R.拉齐等(1980)报道了上盘流纹质火山碎屑岩中发育微弱的绢云母—绿泥石化, 化学分析表明它延伸到块状硫化物矿床之上30—60米处; 沿矿体走向, 至少可以追索200米至矿体的西部。在斯卡德里斯和伍德劳恩, 强烈的绿泥石化仅延伸了一小段距离便进入了块状硫化物上方的火山岩中, 并且被一条广泛发育的石英—绢云母—绿泥石化外带包围。在萨兰加, A.J.斯托勒兹的最近工作表明, 补丁状和脉状的钠长石—绿帘石、阳起石化发育在矿化交叉处上方的上盘英安岩中, 可能代表了继续的热液活动, 延缓了英安岩的侵位时期。

4. 矿床成因

喷气—沉积矿床形成于海底, 由热液流体中沉淀出来的硫化物堆积而成的观点已在地质学界达成共识, 但对矿床中金属和硫的来源、硫化物沉淀机制、成因模式等问题仍有不同的看法。

4.1 硫和金属的来源

人们通过对一些矿床硫同位素测定观察到, 不仅单个矿物的 $\delta^{34}\text{S}$ 绝对值在不同的矿床中是变化的, 而且在同一矿床 $\delta^{34}\text{S}$ 也具有明显的变化趋势和范围。据此, 大多数学者推测, 硫的来源可能有两种: 一是由海水硫酸盐在矿化地点的还原环境中经生物作用还原为硫化物, 这是大量黄铁矿硫的来源; 另一种是深源硫, 是方铅矿硫、闪锌矿硫、磁黄铁矿硫和部分黄铁矿硫的来源。这种深源硫被搬运金属的相同热水溶液带到矿化地点, 但是它们最初的起源可能仍是海水硫酸盐, 在对流循环期间通过下伏沉积柱在高温条件下($>200^{\circ}\text{C}$)由无机还原形成。

G.R.格林(1981)认为, 从成矿流体的初期至硫化物矿体形成结束, 硫源是逐步变化的: 从一种分散在下盘火山岩中的原始岩浆硫所淋滤出的以 H_2S 为主的硫源变化到岩浆硫与海水硫酸盐还原硫的混合硫源。

喷气—沉积矿床的金属也可能有两种来源: 来自被加热的对流海水对矿床下盘玄武岩、沉积岩、火山岩金属组分的淋滤; 另一种则是来自作为火山源的岩浆系统中的岩浆挥发相的直接加入。

B.L.古尔森等(1987)报道了澳大利亚芒特里德火山岩中矿床的铅同位素资料, 证明铅来源于矿床下盘火山岩, 并且可能有前寒武纪基底中的铅的加入。D.J.威特福特等(1992)推断, 与塔斯玛尼亚喷气—沉积矿床有关的重晶石中的锶同位素组成表明, 锶不仅来源于火山岩, 还来自基底岩石。

R.L.斯坦顿(1985, 1990)证明, 大量的金属和流体的加入是直接来源于岩浆房, 而不是海水对流和在岩浆房上所发生的淋滤作用。提出这种观点所依据的事实是: (1)最大和最富金属的矿床总是与分异好的钙碱性安山岩—流纹岩系列的火山岩有关; (2)特殊的矿石类型与特殊的火山岩类型有关; (3)任何地区的矿床都被限制在火山岩层内的一两个层位中。这些事实提供了有力的证据, 即成矿过程直接与岩浆分异结晶作用和岩浆演化过程中特定时间内富含金属的挥发份的释放有关。

R.R.拉齐(1992)推测,多溶的金属如Zn、Pb、Ba、Ag和微量的As、Sb、Hg、Ti,很可能主要来源于温度在 $100^{\circ}\sim 250^{\circ}\text{C}$ 之间的海水对流和对火山岩的淋滤作用;而少溶的金属如Cu和微量的Bi、Sn、Mo、Te,可能直接来源于岩浆,在 $500^{\circ}\sim 300^{\circ}\text{C}$ 温度范围内被搬运到上部。Au可能在低温条件下以 $\text{Au}(\text{HS})_2$ 络合物的形式来源于海水对流,或者以 AuCl_2 或 AuCl 络合物的形式直接来源于高温岩浆。

4.2 成因模式

通过数十年的观察和计算,人们认识到,寻求一个成因模型来解释所有喷气—沉积矿床的成因可能是一个错误。对孤立的现代矿床的观察表明,硫化物既可从上浮热柱中堆积,也可从密度大的卤水池中堆积;既可形成于火山岩基底上,也可形成于沉积岩基底上;既可发育于裂谷构造中的地形低洼处,也可发育于海山上的地形高耸处。因此,几乎还没有一种简单的“经验”能广泛地用于未知矿床的预测。在这种预测中,最重要的因素是如何理解形成块状硫化物矿床的基本地质作用,并且只有这种知识才能预测这些作用在具体的地质环境中是如何产生的。因此,出现了多种成因模式并存的局面。

4.2.1 对流圈模式

现代洋壳中存在热水对流圈已为大洋中脊高温热液喷出口的发现所证实,因而使对流圈模式成为目前关于喷气—沉积矿床形成的最流行的水动力模型。

该模型的基本概念是,主要来源于海水的地下水在岩浆热源的驱动下产生对流,并沿其流动通道从岩石中淋滤出矿石成分。在它应用于某具体地区时,所选取的假设岩浆热源要适合所研究的矿床的局部地质环境。所选出的热源包括流纹岩穹窿或岩栓、次火山岩岩席、长英质侵入体、古代蛇绿岩及现代海洋岩石圈扩张中脊的岩浆房。

对流圈的特征已经使用一系列基本设想并通过多种技术方法进行了数学模拟,然而所有的计算都表明,如果矿液中所含的贱金属与太平洋中脊的初始黑烟囱流体一体(如含 10×10^{-6} 的Zn+Cu),那么一个相当规模的岩浆体中就没有足够的热用来形成中等规模的块状硫化物矿床(约600万吨硫化物)。

根据岩浆热源的初始温度为 700°C ,热液流穿多孔状介质这一假设,Cathles对黑矿热液系统进行了模拟,他发现即使矿液中含有 1000×10^{-6} 的Cu,常与黑矿矿床共生的中等规模的流纹岩岩栓也太小(差几个数量级),以致不能输送足够的流体来提供中等规模的黑矿矿床中的铜量。假设所有溶解的金属都能在海底的排泄地段堆积起来,那么要从 $>300^{\circ}\text{C}$ 、含 $100\times 10^{-6}\text{Cu}+\text{Zn}+\text{Pb}$ 的流体中形成450万吨的贱金属矿床(如Hokuroku盆地中的矿床)需要长40km、高3.25km、宽1.3km的侵入岩墙。由于扩张环境中脉动侵入的结果,该矿床可在5000年内形成。同样,如果形成诺兰达矿床最少需要 78km^3 的长英质岩浆,加热达到 $>300^{\circ}\text{C}$ 、含 $100\times 10^{-6}\text{Cu}+\text{Zn}$ 的流体,因此Flavrian“花岗岩”复合岩体可视为热源。

使用大洋中脊热液对流的分散断裂模型,卡恩等认为,储藏在地表以下1或2km内固体岩石中的热量不足以形成火山成因块状硫化物矿床。因为他们发现 300°C 以上的热液排泄只能持续 10^2 年,与现代黑烟喷出口所估计的 $10^1\sim 10^2$ 年相近。卡恩和他的合作者认为,热量只能来自对流的岩浆房,并作了一个计算,如果 350°C 、含 $\text{Fe } 115\times 10^{-6}$ 的矿液要形成300万吨铁的硫化物矿床,则需要 30km^3 的玄武岩进行结晶作用,假设70%的硫化物能在海底热液喷出口堆积,则该矿床可在4000年内形成。

从热平衡角度考虑,洛厄尔和罗娜也得出结论,假设热液中金属含量为 100×10^{-6} ,热液喷出口硫化物堆积效率达100%,则洋壳中渗透性岩石的热含量也不足以形成300万吨的硫化物矿床。然而,如果热量来自强烈对流的岩浆房顶部,则在同样的假设条件下就可以形成同样规模的矿床。正如前面所引用的斯特伦斯和卡恩的模型那样,这个模型的本质是一个双对流系统,在该系统中,穿过岩浆房顶部的薄板状辉长岩的岩浆对流圈给热液对流圈的底部提供热量。这个模型的确切特征是,由于热交换场所不随时间的变化而变迁,因此热液对流圈的空间形态可在一定时期内保持稳定。

从对流圈模型的上述部分特征可明显看出,大量的岩浆,无论是结晶的或没有结晶的,对形成中等规模的火山成因块状硫化物矿床来说是必要的,所引用的数字接近最好的情况,在这种情况下要假设高温流体所携带的所有成矿金属都沉淀成不同的硫化物矿床。考虑到高温热液排泄仅集中在几个喷出口的可能性较小,上浮热液柱中硫化物的堆积效率也较低(象现代黑烟喷出口那样),因此,来自热液对流圈的热液要形成较大规模的火山成因块状硫化物矿床,成矿流体中所含的总金属量就必须远远超过 100×10^{-6} 。

4.2.2 岩浆热液模式

有这样一种没有被证实的意见,即矿床的矿液来自岩浆的挥发份。例如,浦边和佐藤(1978)根据黑矿矿床在空间上与流纹岩穹窿的共生关系及其它模型的弱点,认为黑矿矿床的矿液属岩浆来源。Bryndzia等(1983)认为黑矿矿液有岩浆成分,并用来解释流体包裹中盐度的提高(比海水大1.9倍),而索金斯和科瓦利克(1981)根据铅同位素和铅堆积的研究,对巴肯斯矿床的矿液提出了类似的看法。由于推断火山成因块状硫化物矿床与岩浆有亲缘关系,因此,可以解释这种矿床为什么与特殊的火成岩套,特别是钙碱性岩浆分异程度最高的产物有关。尽管岩浆模型最近还没有得到验证,但这个概念还不能抛弃。例如,Perfit等人的地球化学资料表明,在岩浆分异过程中的高 P_{H_2O} 阶段,岩浆中丢失了大量的硫和贱金属。

4.2.3 地层含水层模式

该模式的基本概念是:盆地中多孔隙沉积物在压实期间排出孔隙水,它们在埋藏期间变热(地温梯度 $35^\circ\text{C}/\text{km}$),酸度和盐度增高,因而能滤取地层中的金属,并呈氯络合物形式携带矿质迁移,在适当的物理化学条件下,金属络合物遭到破坏而沉淀出硫化物矿石。在地温梯度较高的构造活动地区,流体可以从沉积地层内排出,尤其是沿断层向上排出。如果排放的流体出现在海底,进入静水、还原环境,就会形成喷气—沉积矿床。

在地层含水层模式中,可以看出矿液起源于多孔岩石单元(“含水层”)中的孔隙水,在上覆不渗透性岩盖的埋藏和压实期间,含水层中的孔隙水被阻挡而没有迁移。持续的埋藏使孔隙水沿地热梯度加热,导致孔隙流体的压力增加并超过静水压力。取决于岩盖机械强度的孔隙流体压力,可以接近和超过静岩压力,最后岩盖被水力或机械破碎(可能由构造活动引发),导致超过压力的孔隙水沿破碎带向上排泄。一旦形成穿过地层的渗透,在储存于含水层岩石中的热量的驱动下,便开始形成短期的对流圈。

地层含水层模式的独特之处是,它允许大量的流体在短时间内迅速排出地表。这种现象的现代实例为1966年初日本松代群发地震期间含盐地下水的排泄,保守的估计认为在几个月内排出了 10^{10}kg 。该模式的引人之处在于它仅需要最少量的能量。由于岩盖在一定程度上也是一个绝热层,因此超过压力的热液含水层实际上保存了热量,否则由于热传导和对流,这

些热量就要散失。在火山活动地区,仅需要正常的传导热流就足以将地表以下1km内的孔隙流体加热到300℃以上。地层含水层系统的另一个特征是水/岩比值最小,这样通过淋滤含水层中的岩石可使热液获得最高浓度的金属。从所需要的含水层体积来看,这个模式在地质上也是很现实的,例如Cathles (1983)估计,形成诺兰达矿床所必需的 $4.7 \times 10^{13} \text{kg}$ 、含 100×10^{-6} 成矿金属的矿液可被容纳在厚300m、占据面积900km²、孔隙度为15%的含水层内,这相当于矿体之下半整合蚀变带的厚度和面积。对加拿大绿岩带中不同火山成因块状硫化物矿区有利成矿层位之下半整合蚀变带的认识不断提高,这说明地层含水层模式具有广泛的适用范围。

4.2.4 同生水库模式

该模式由D.F.桑斯特提出(1984),其基本概念是:

A.海水被快速沉积封闭在岩石中(它可以是玄武岩、安山岩或长英质岩石),而这种富含海水(同生水)的岩石是盖在不透水层之下。这一点也为现代深海岩心钻探资料所证实。

B.含这个同生水的地质层被其下的次火山岩(热源)加热到400℃,并在这个过程中萃取岩石中的金属而形成高浓度的卤水。

C.在构造活动期,断裂导通这个同生水库(即热卤水层),使它上升并喷出海底。这个构造活动期常常是火山活动的强烈喷(爆)发期。

D.喷出的热卤水与海水混合并快速形成矿体。

D.F.桑斯特把这一模式概括为:不透水层、透水层(同生水库)和海底次火山这三个成矿条件(图3)。他以此作为依据,在加拿大诺兰达等已知的矿床、矿区内,通过资料的综合分析和工程验证,在原有矿层之下或邻近地区又找到了一些新的矿体,并以此来证实他的成矿模式的正确。

4.2.5 烟囱—丘堤堆积模式

塞浦路斯和阿曼的蛇绿岩喷气矿床中烟囱碎屑和蠕虫管化石的发现说明,至少早在白垩纪,海底硫化物的堆积方式就与丘堤—烟囱火山机构有关,这种方式与现代硫化物的堆积方式非常相似。另外,在中大西洋中脊发现了硫化物丘堤,其大小和推测的吨位表明,在现代海底扩张中心,虽然硫化物沉淀的热液过程表面上是低效的,但通过这个过程可形成体积与古代火山成因块状硫化物矿床相当的矿床。

各种近源矿床,特别是塞浦路斯和日本的矿床,其流体包裹体研究表明,典型喷气矿床的成矿溶液的最高温度达 $300 \pm 50^\circ\text{C}$,盐度达到现代海水的两倍。这些温度—盐度关系说明,如果这些成矿流体以未改性状态到达海底,则其在水中的浮力很大,而其活动方式类似于现代高温喷出口的流体。基于这种认识,J.W.莱登等提出“烟囱—丘堤”堆积模式:

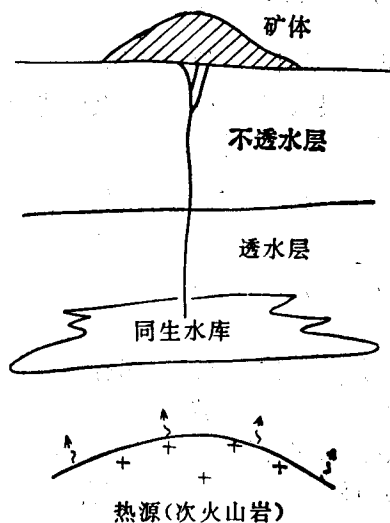


图3 同生水库模式

A. 来自汇聚板块喷出口的热液流体排泄到一碎屑岩中。这些碎屑岩通常是由岩屑热液喷发角砾岩组成的薄层或丘堤, 它是由成矿热液系统的初始爆发造成的, 在某些情况下偶而也可以是早已形成的岩浆角砾岩、潜水喷发角砾岩或岩屑角砾岩。

B. 碎屑堆使热液流体分散, 使丘堤内热液流体的平流、传导或绝热冷却的速度加快, 因而促进硫化物和其他热液矿物的沉淀。从丘堤内部流出来的微粒可在其表面堆积。

C. 当丘堤内的通道由于热液沉淀作用而变得越加狭窄时, 热液流体就变得更分散, 这就提高了丘堤内硫化物沉淀的效率。由丘堤外部的传导或平流冷却形成的低渗透性外壳仅允许分散的、低速的热液穿过丘堤表面进行排泄, 这就使上覆水体中由淬火产生的热液矿物微粒的堆积率达到最大值。

D. 破裂、水力或其它作用以及热液喷发作用的重新活动, 导致热液流体从新的主通道中排泄出来, 形成汇聚的热流柱, 形成新的硫化物烟囱, 但也可使上覆水体中的溶解组分分散。逆向浮力的热柱也使这些悬浮硫化物微粒的分散程度降至最低点。

E. 紧跟着重复第2—4阶段, 通过以下途径使丘堤增长: 内部裂隙的形成与充填; 外壳的形成; 喷发产物、烟囱岩屑和热柱微粒的回落物在丘堤表面的堆积。

由这些机制形成的块状硫化物透镜体的形态很可能是锥状或似丘状, 其最大侧向延长/厚度比值(长厚比值)的典型范围为3:1—5:1。硫化物可向下坡运移形成滑动角砾岩流或滑动席, 这是由重力不稳定性或水力上升引起的, 这样可形成各种形态的运移矿床。

R.R.拉齐(1992)在J.W.莱登等人的研究基础上, 提出“圆丘状矿床形成模式”, 应用于澳大利亚的实例中(如赫莱厄等)。该模式的一个重要方面是认为圆丘主要是以来自下面的金属注入, 而不是以硫化物顶部的沉积而生长的。

5. 找矿标志

海底喷气沉积矿床的直接找矿标志可概括为:

5.1 在层状硫化物矿体之上或其周围常有层状重晶石产出, 例如银矿山的麦克戈巴矿体, 麦根矿床和莱迪雷洛塔矿床都有重晶石层出现。这种重晶石一般为细粒, 可成块状或薄层状, 与硫化物组成互层或含在块状硫化物矿石内, 因此可作为直接找矿标志。

5.2 层状硫化物体内还常见有极细的乳白色燧石, 如莱迪雷洛塔、麦克阿瑟河、银矿山、图纳和托姆等矿床所见。这种燧石是热液成因的, 如若能从其它成因的燧石中把它区别出来。便有助于发现喷气中心和其附近的硫化物矿体。

5.3 层状矿体内普遍存在有金属元素的水平方向或垂直方向上的分带, 因此含矿层位的地球化学特征是重要的找矿标志。例如在麦根矿床和矿体层位一致的灰岩中锰晕的范围可达矿床以外2公里(锰之背景值为 $400 \sim 900 \times 10^{-6}$, 而矿床之外锰晕范围内锰的含量可达 $2000 \sim 1000 \times 10^{-6}$)。图纳矿床含矿层位上的灰岩和赤铁矿燧石含铁层中以及麦克阿瑟矿床含矿层位的碳酸盐岩中都有锰晕出现。

再者麦克阿瑟河矿床底板沉积岩中铈的富集也很明显, 其范围可达矿床以外7公里, 含量可达 830×10^{-6} , 而相当含矿层位的其它沉积岩中铈的含量仅 $>10 \times 10^{-6}$ 。另外, 麦克阿瑟河矿床的铈的含量异常范围可达矿体外4公里, 位于矿体之下3米内底板岩石中铈的含量可达 600×10^{-6} , 可见地球化学参数是重要的找矿标志。

5.4 此外, 喷气矿床的常见蚀变为硅化、电气石化、钠长石—绿泥石化、角砾岩化等, 热液活动标志出现的强度显然低于火山岩系中的同类矿床, 一旦出现也可作为圈定矿体形态的辅助标志。

5.5 矿体常产于岩性由长英质→铁镁质或沉积岩的岩性变化段。因此, 只要有长英质火山岩(不管其层次多少、规模大小), 就可能有块状硫化物矿床。

5.6 喷流岩常与硫化物矿床紧密伴生, 因此, 可作为找矿的重要标志。

在指导找矿时有几个方面的内容值得注意:

5.6.1 喷流岩往往平行于线性构造, 若单纯受一组断裂构造控制的喷流岩一般成矿不佳, 几组断裂控制的喷流岩含矿较好。

加拿大诺兰达块状硫化物矿床, 即产在南北向和东西向两条大断裂的交汇处, 可能是基底断裂或构造薄弱带, 矿床是和角砾岩化的层间流体界面有关, 断裂构造成为矿液上升的通道。

陕西凤太、镇旬地区的铅锌矿床和喷流岩共生体皆分别受北西西、北东东及南北向断裂控制, 北西西向断裂规模宏大, 而北东东向及南北向仅是局部范围出现, 铅锌矿床多沿此方向成线性分布。

5.6.2 喷流岩常与含有同生铁的硫化物碳质层伴生或共生, 反映了成矿是处于还原环境, 可作为找矿的可靠的指示层。

许多喷流成因的硫化物矿床, 矿石大多含有不同程度的碳质, 在高碳的矿石中, 常见到共生的胶状和微莓状黄铁矿和其它金属硫化物, 这种碳质层不但是还原硫的来源, 还可能指示沉积海槽中二、三级盆地的位置。

5.6.3 喷流岩增厚地带可作为硫化物矿床的找矿靶区。因为喷流成矿作用往往是在盆地中心堆积成矿, 有工业意义的硫化物矿体, 常位于喷流岩厚大的部位。

例如加拿大诺兰达地区诺贝克块状硫化物矿体, 产于燧石喷流岩中, 矿体范围与燧石层厚度加大部位一致。

陕西凤太铅锌矿体的规模和厚度与铁白云石硅质岩的厚度呈明显的正相关关系。

5.6.4 硅质岩建造与硫化物矿床关系最为密切。硅质岩常分布在碳酸盐岩与细碎屑岩的岩相转换部位, 且靠近碳酸盐岩一侧。硅质岩与地层产状一致, 与地层同步褶皱, 并与金属硫化物密切伴生。

主要参考文献

1. 沉承珩, 关于海底喷气铜—铅—锌矿床分类和成矿作用的论述, 冶金矿产地质, 1983(2)
2. 吴延之, 火山喷发沉积岩中层控多金属矿床主要地质特征及评价标志, 冶金地质动态, 1984(11)
3. 喻锡锋等, 西成铅锌矿田区域地质及矿产的基本特征, 西成铅锌矿田地质科研论文集, 1984
4. 李健中, 厂坝—李家沟铅锌矿床地质特征及形状机理, 西成铅锌矿田地质科研论文集, 1984
5. 宁德宏, 西成铅锌矿田稳定同位素地球化学特征总结, 西成铅锌矿田地质科研论文集, 1984
6. 韩发等, 以沉积岩为容矿岩石的喷气矿床, 国外矿床地质(增刊), 1985
7. 蔡宏渊等, 试论广西大厂锡多金属矿床海底火山热泉(喷气)成矿作用, 矿产地质, 1985(4)
8. 梁文艺, 喷气岩及有关矿化问题讨论, 西安地质学院学报, 1986, 8(3)
9. 陶合明, 海底喷流—沉积成矿说及其找矿意义, 地质科技情报(中国地质大学), 1987, 6(4)
10. 陈丛云, 块状硫化物矿床的成因及构造—沉积环境, 吉林地质, 1987(4)
11. 王道华等, 下扬子区晚石炭世“沉积—海底喷出沉积”层状铜、多金属矿床基本特征及成因机理探讨, 南京地质

研究所所刊, 1987, 8(2)

12. 姜齐节等, 成矿作用概念的现代发展和金属矿床成因分类, 地质与勘探, 1987, 23(2)
13. 张国林, 广西大厂锡多金属矿床成因探讨, 地质论评, 1987, 33(5)
14. 周怀阳等, 广西大厂层控锡石-硫化物多金属矿床的地质特征及形成机制探讨, 南京大学学报(自科版), 1987, 23(3)
15. 张汉文等, 秦岭式层控铅锌矿床的基本地质特征及成因, 西安地质矿产研究所所刊, 1987(19)
16. 吴太平, 云南省金顶铅锌矿床地球化学特征, 地质研究, 1988(2)
17. 张复新, 喷流岩及其识别与找矿, 地质科研情报, 1988, 7(3)
18. 张汉文, 海底热水(液)沉积矿床与硅质岩, 第四届全国矿床会议论文摘要汇编, 1989
19. 芮宗瑶等, 海底喷气硫化物矿床的分类及其基本特征, 第四届全国矿床会议论文摘要汇编, 1989
20. 祁思敬等, 秦岭泥盆系沉积喷气型铅锌矿床成矿特征, 第四届全国矿床会议论文摘要汇编, 1989
21. 杨松年, 海底喷气沉积型矿床几个重要地质特征, 第四届全国矿床会议论文摘要汇编, 1989
22. 祁思敬, 沉积-喷气矿床成矿特点和成矿构造背景, 第四届全国矿床会议论文摘要汇编, 1989
23. 祁思敬, 喷气沉积矿床成因研究的几个问题, 西安地质学院学报, 1989, 11(3)
24. 涂光灿, 我国南方几个特殊的热液沉积矿床, 学术书刊出版社, 1989
25. 张复兴, 秦岭泥盆系中与铅锌矿化有关喷流岩的识别与找矿, 地质与勘探, 1989, 25(5)
26. 廖远兴, 海底喷流-沉积型铅锌矿床的特征、成因与标志, 西南矿产地质, 1989, 3(2)
27. 龚琳, 热液沉积矿床的成矿特点和成因标志, 西南矿产地质, 1989, 3(3)
28. 韩发等, 大厂锡-多金属矿床热液喷气沉积成因的证据, 矿床地质, 1989, 8(2)、(3)
29. 李实, 西秦岭铅锌矿床成因探讨, 西北地质, 1989, (3)
30. 韩发等, 大厂锡-多金属矿床喷气沉积成因的证据—矿床地质、地球化学特征, 矿床地质, 1990, 9(4)
31. J.W. 莱登, 火山成因块状硫化物矿床 第一部分—描述模型, 国外矿床地质, 1990(1)
32. J.W. 莱登, 火山成因块状硫化物矿床 第二部分—成因模型, 国外矿床地质, 1990(1)
33. 韩发等, 大厂锡矿床成因综合分析及成矿模式, 中国地质科学院院报, 1991(2)
34. 雷良奇, 广西大厂矿田长坡—铜坑超大型锡-多金属矿床矿石组构与矿床成因, 广西地质, 1991, 4(2)
35. 覃功炯等, 金顶铅锌矿床成因模式及找矿预测, 云南地质, 1991, 10(2)
36. 杨友华等, 试论金顶超大型铅锌矿床的成矿条件, 云南地质, 1991, 10(2)
37. 张乾, 云南金顶铅锌矿床成因研究, 地质找矿论丛, 1991, 6(2)
38. 真允庆, 喷流岩—找矿的重要标志, 冶金地质动态, 1991(12)
39. 张汉文, 秦岭泥盆系的热液沉积岩及其与矿产的关系—概论秦岭泥盆纪的海底热水作用, 西安地质矿产研究所所刊, 1991(31)
40. 吕国芳等, 热液沉积岩的地球化学判别准则, 河南地质情报, 1992(2)
41. 胡文瑄, 论安徽庐枞盆地大鲍庄式喷气沉积—叠加改造型硫铁矿床, 地质科学, 1992(3)
42. 修世荫, 火山喷气块状硫化物矿床成矿控制因素, 化工地质, 1992, 14(4)
43. 李英, 论热液矿床的分类, 地质与勘探, 1992(9)
44. 王京彬等, 金顶铅锌矿床成因新说, 有色金属矿产与勘查, 1992, 1(4)
45. 宋春晖, 西成矿田海底热水喷溢沉积成因硅质岩及其与矿化关系, 沉积学报, 1992, 10(4)
46. Large, Ross, R. Australian Volcanic-Hosted Massive Sulfide Deposits: Features, Styles, and Genetic Models, Economic Geology, 1992, 87
47. Whitehead, R.E.S. Lithogeochemical Patterns related to sedex mineralization, Sudbury Basin, Canada, Chemical Geology, 1992, 98(1-2)