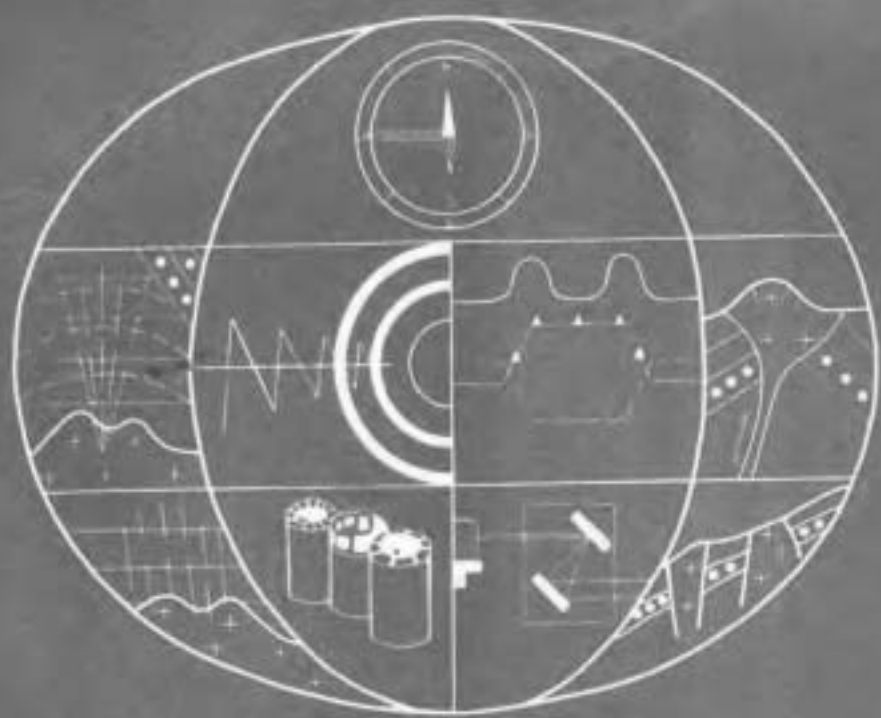




矿产地质系列丛书

编号 002

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、柳准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准之教授、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(如海藻类、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，不妥作评论，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出海底的过程中，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. Oftung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根据矿石组别划分；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, 如砂卡岩矿床、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、拗拉谷），定位于受裂谷控制的克拉通内或其边缘拗陷沉积盆地内，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级盆地产生在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

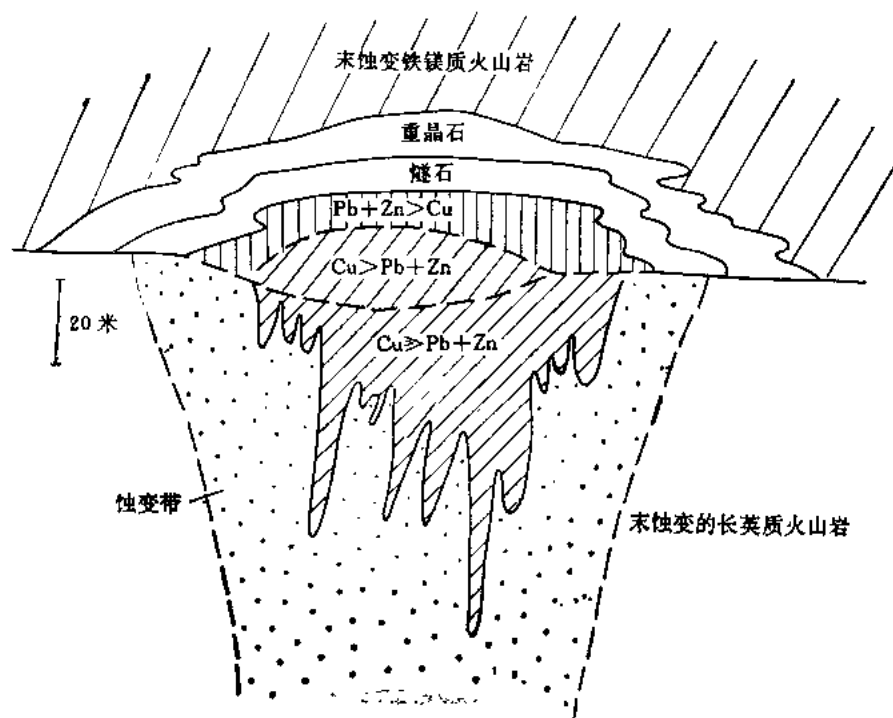


图1 火山容矿岩中喷气—沉积矿床元素分带示意图

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。

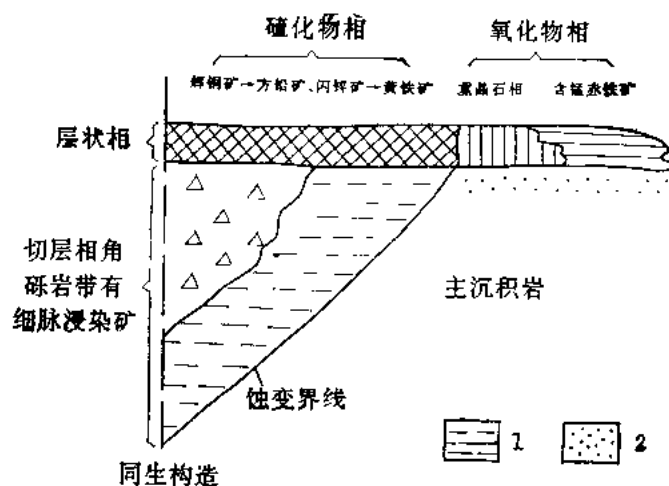


图2 沉积容矿岩中喷气—沉积矿床综合分带示意图

（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—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，绿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),面索金斯和科瓦利克(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 4.7×10^{13} 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 ± 50 ℃，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：

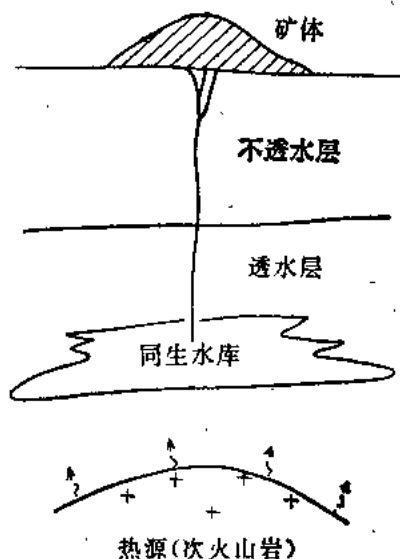


图3 同生水库模式

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，形成汇聚的热液柱，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、烟囱岩屑和热液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铀的富集也很明显，其范围可达矿床以外7公里，含量可达 830×10^{-6} ，面相当含矿层位的其它沉积岩中铀的含量仅 $>10\times 10^{-6}$ 。另外，麦克阿瑟河矿床的铀的含量异常范围可达矿体外4公里，位于矿体之下3米内底板岩石中铀的含量可达 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. 沈承珩, 关于海底喷气铜—铅—锌矿床分类和矿成作用的论述, 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. 李键中, 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. 隋合明, 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(自然科学), 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. 涂光帆, 我国南方几个特殊的热水沉积矿床, 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. 缪远兴, 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, 热水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, 广西大厂矿区长坡—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, 热水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)

热水沉积岩及其后生变化

祁思敬 李 英

(西安地质学院)

热水沉积岩是近年在国内文献中所出现的一个术语。由于这类岩石常与各种层控矿床伴生,或者说许多层状及层控矿床是热水沉积成矿的产物,因而引起了地质学家们的广泛重视。本文就作者近年的研究成果,结合有关文献资料,对热水沉积岩的特征、成因,以及其形成后的后生变化,谈一些认识。

1. 热水沉积岩的类型及特征

热水沉积岩主要是在地表水体(海洋、湖泊)中的水岩界面附近,以沉积—沉淀形式形成的一类特殊岩石。但是,也包括在水岩界面之下,以交代和充填形式形成的。由于这类岩石形成于热水介质中,而热水本身具有较大的地球化学活泼性^[1]。因此,热水沉积岩就其形成机制应包括沉积作用(沉积岩),以及与其伴生的交代—充填作用(蚀变岩),这中间自然可能还有热水交代卤水池中先期形成的沉积物以及经早期成岩的沉积物面形成的岩石。因此,不能把热水沉积岩当作单一热水沉积成因的产物。

“热水沉积矿床”这一术语^[2]与SEDEX(喷气—沉积)矿床意义相近。但是,热水沉积岩并不单指SEDEX矿床中出现的沉积—交代蚀变岩,还应包括在不同构造背景下形成的岩石组合中的热水沉积岩,如在火山—地热活动区热泉形成的火山成因块状硫化物矿床,以及未成矿的火山热水沉积岩,按其环境可划分出大洋区、大陆边缘区、陆内裂谷及火山活动区,以及其它类型地热区。

古代与现代的热水沉积岩是十分相似的。现代的主要地热区,如大洋中脊(包括太平洋快速扩张中心和大西洋慢速扩张中心),环太平洋地热带(包括陆上的,边缘海区的和大陆边缘火山—岩浆弧带),以及大陆地热区——如我国的西藏、云南等地,都发现有许多类型的热水沉积岩。目前已知的地质历史中的和现代的热水沉积岩,按矿物组合可以划分为以下几个主要类型:

1.1 低温长石岩类

包括以沉积成因为主的长石板岩类和以交代—充填为主的长石角砾岩类。在现代环太平洋地热带中,如新西兰的几个地热系统和SEDEX矿床中都发现有这类岩石。据A.J.Ellis和R.O.Fournier等的研究,在地热区的地温在260℃以上(可能达到350℃)时可以形成这类岩石组合。在热液流体温度为230℃左右时,即可形成低温长石的沉淀,同时伴生有多种沸石类和粘土矿物。

1.2 硅岩类

主要包括以沉积成因为主的硅质岩和以交代—充填为主的硅化岩。它们在热泉区以硅华形式产出，而在水下可以蛋白石、玉髓、燧石层或硅岩形式出现；在现代大洋中脊及红海等地热系统中均有发现，是最广泛分布的热水沉积岩类。它与沉积硅质岩的最主要区别可能是：第一，它可以直接以单晶石英从热水中沉淀出来，而不必经过重结晶—变质作用；第二，它含有一定的富挥发组分的或其它特殊的付矿物，如电气石等。

1.3 镁铁碳酸盐岩类

主要包括以碳酸岩为主的岩石及受碳酸盐化的岩石，如菱铁矿岩、铁白云石岩、白云岩、铁碳酸盐化角砾岩等。在大陆热泉区可以为石灰华，在水下则形成沉积—交代的铁碳酸盐岩。一些火山沉积岩系中的成分较为均匀的白云质岩石，可能属于热水沉积成因。

1.4 绿泥石岩类

现代地热系统中无论在大陆还是在大洋区都发现有这类岩石。但对热水沉积矿床中的一些绿泥石岩的成因，尚有不同结论。如Meggen和Rammalsberg含矿层中的数层富绿泥石层，曾被认为是“层凝灰岩”〔5〕。最近在冲绳海槽的一个地热活动区，见有含绿泥石、绢云母和蒙脱石的层状沉积物与层状硫化物伴生，其成因为热水沉积。

1.5 重晶石岩类

与白云岩相似，大多数层状的重晶石岩可能属于热水沉积岩。现代地热系统，如洋中脊，冲绳海槽等，都有重晶石的沉积，并且都与层状硫化物伴生，分带性明显。交代成因的重晶石岩在此类岩石中是次要的。

1.6 层纹—块状硫化物岩类（矿石）

主要为层状—似层状硫化物矿体，但也有网脉状矿石。在现代热水成矿产地均有发现，而在地质历史中则产于多种地质环境。依矿物共生组合可划分为黄铁矿—白铁矿岩，黄铁矿—磁黄铁矿岩，方铅矿—闪锌矿岩等。这类岩石中的铜矿物一般形成较晚。硫化物在岩石中的分布可以是呈层纹的，或浸染一斑团状的，反映了它们形成机制的不同。

1.7 条带状硅铁岩类

主要指含氧化镁的富硅质岩类。它们大量产出于早元古宙，但在其后的地质历史中，也不乏存在。在多数现代热水成矿系统中已见到。热水沉积成因的硅铁岩类，往往含不均匀的硫化铁矿物。但如何与冷水系统中形成的硅铁岩相区分，尚需建立一个标志系统。

1.8 类角岩岩类

近年来发现，一些富阳起石、透辉石、透闪石岩石也可能是热水沉积成因。在现代地热系统中已有发现。它们产出的一个重要特征是，不协调的夹持在未变质的沉积岩中，常呈层状，因而很难用变质成因来解释。

在以上8类热水沉积岩中，已发现的同生矿物可以分为12类，即：（1）低温长石类（如钠长石、钾长石、斜长石〔 $A_n < 10$ 〕、钡长石）；（2）铁镁碳酸盐系列，从菱铁矿、含铁方解石，到富镁方解石，铁白云石、白云石；（3） SiO_2 类，包括柱粒石英单晶，玉髓，蛋白石等；（4）绿泥石类，如叶绿泥石，硬绿泥石，高镁绿泥石等；（5）云母类，如绢云母、水白云母等；（6）氧化铁，如赤铁矿，针铁矿，磁铁矿等；（7）硫酸盐类，重晶石，明矾石，石膏等；（8）砷化物类，雄黄，雌黄，毒砂等；（9）硫化物类，黄铁矿、白铁矿、磁黄铁矿，闪锌矿，方铅矿，黄铜矿，辉银矿及多种硫盐；（10）富挥发份矿物，如电气石，萤石，方柱石（钙钠柱石）等；（11）沸石类，斜钙沸石，钙浊沸石等；（12）帘石类，如黝帘石，绿帘石等。此外，某些阳起石，透闪石，以及一些付矿物如金红石，磷灰石也可能属热水沉积成因。

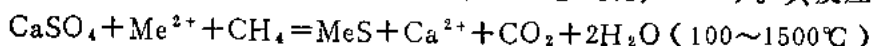
据我们在秦岭地区的研究，热水沉积岩常见的矿物共生组合有：（1）钠长石+铁白云石+镁电气石+斜钙沸石+黄铁矿，可能还有绢云母，绿泥石，方解石；（2）钾长石+钠长石+黝帘石+方解石，见电气石和白云母；（3）石英+铁白云石+白铁矿，见萤石及少量金红石和电气石；（4）绿泥石+绢云母+铁白云石+石英，可能出现阳起石；（5）重晶石+硫化物+方解石+石英；（6）黄铁矿+闪锌矿+石英+方解石+绿泥石+绢云母+方铅矿；（7）闪锌矿+方铅矿+石英+铁白云石+黄铁矿；（8）白铁矿+黄铁矿+黄铜矿+铁白云石+石英等。

不同的矿物共生组合指示了不同的物理化学条件或不同的形成机制。低温长石类热水沉积岩在温度较高的热水中形成， $>300^\circ\text{C}-200^\circ\text{C}$ ，pH由弱酸—弱碱， m_{K^+}/m_{Na^+} 逐渐下降，主期时 $m_{Ca^{2+}}$ ， m_{CO_2} 较低。其形成机制中交代机制较为普遍，即使是层纹状岩石也是如此。钠长石，钾长石，斜钙沸石，黝帘石等可能是交代绿泥石、绢云母，斜长石等形成的，而方柱石等具有富氟热水交代成因特征。各种矿物共生组合的稳定场相同（图1）可以指示形成条件。

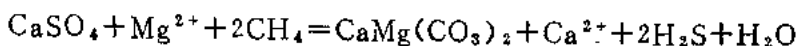
硅岩形成于 $250-180^\circ\text{C}$ 间，机制主要为沉淀—充填，次为交代，pH值显弱碱性。柱粒状石英单晶结晶于 $300-180^\circ\text{C}$ 间，而碧玉在低于 200°C 时才会沉淀出。秦岭热水沉积硅岩可以分为两大类，即层纹状的和似斑团状的。两类岩石中常见矿物为柱粒状石英，柱粒中心为含碳质和碳酸盐微粒的柱状结晶核，这类硅岩中尚未发现脱玻化或霏细结构，柱粒大小在区域上是均匀的。据此推测它不是由碧玉等变质而来，可能是热水直接沉淀的或成岩早期形成的。由此可认为，硅岩形成主期应为中温水（ $300-200^\circ\text{C}$ ）。

硫化物与铁镁碳酸盐主要形成于 $200-100^\circ\text{C}$ 的低温水中，pH为 $6.5-7.5$ （相当于 25°C 时的 $8-9$ ）， α_{CO_2} ， $\alpha_{CO_3^{2-}}$ ， $\alpha_{Fe^{2+}}$ 已达一定数值，从而使 $FeCO_3$ 从热水中直接沉淀出（图2）。

硫化物主要富集机制是沉淀作用。其沉淀时间在铁镁碳酸盐形成前后。不同温度区间，硫化物的沉淀模式或硫酸盐的还原机制是不同的。在 $200-100^\circ\text{C}$ 的热水中，细菌的还原作用显然是极次要的，而主要机制应为在含 Mg^{2+} 水中 CH_4 的还原机制或低价金属离子（ Fe^{2+} 、 Cu^{2+} ）的还原作用（G.M.Anderson, 1987, H.Ohmoto, 1979）。其反应式为：



如果缺少金属离子，则



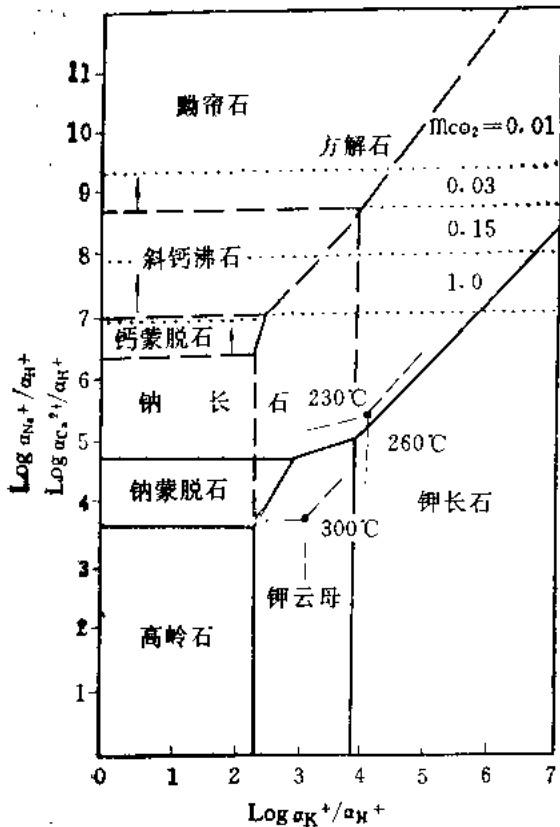


图1 钠、钾、钙矿物稳定场图
(260°C, 同时还给出了230°C和320°C稳定场的变化及 m_{CO_2} 对方解石稳定场的影响)

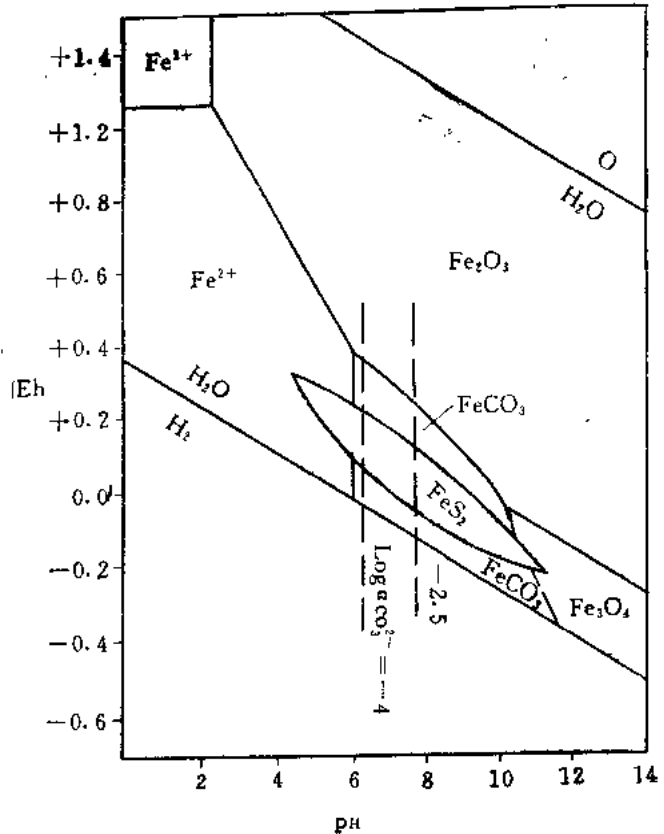


图2 热水沉积铁氧化物、硫化物和碳酸盐稳定场图
(150°C, 低压, $\Sigma S=10^{-3}$, $\Sigma CO_2=10^{-2}$, $\alpha_{Fe}c=10^{-6}$)

形成了白云石。

通过岩石学、矿物学和地球化学研究,已了解到由热水喷口向外矿物、岩石和元素的分带性规律。通道内常因热液沸腾及动力作用发生角砾岩化,并出现明显的交代充填特征,如 Rammalsberg 层状矿体下盘的硅化和网脉状矿石, Sullivan 等下盘的电气石钠长角砾岩,秦岭地区的铁白云石钠长角砾岩等。典型的矿物分带为:黄铜矿+磁黄铁矿+毒砂(通道内)→闪锌矿+方铅矿带→闪锌矿+黄铁矿带→菱铁矿或重晶石带→赤铁矿带。相应的元素分带为 Cu、Pb→Zn、Pb→Pb、Ag→Ba。其它的指示元素有: Mn、B、F、Hg、Sb、As 等。Mn 指示了热水活动范围; B、F 伴随着通道内的退色化; Hg、Sb、As 指示了矿化的存在。

地质历史中形成的热水沉积岩,由于经历了各种后生变化,必然会迭加上各种后生特征,从而影响到对它们的识别和对同生特征的认识。所保存下来的热水沉积产物必然经历过成岩和早期变质作用,它们的矿物组合及组构发生了显著变化,形成的成岩组构和组合取代了某些沉积组构和组合。特别是由于热水沉积活动与区域异常地热的形成及演化有着密切的成因联系,因而在成岩之后,常常发生热变质及动热变质作用,甚至因作为地热热源的深部岩浆的上侵或侵位,会发生迭加作用。这些后生作用,也要产生相应的组合与组构,这将使热水沉积岩的组合与组构变得十分复杂。要恢复及揭示这些岩石的同生性质,就必须研究和总结每种后生特征迭加在原生岩石上的典型组合与组构。对于这方面的研究,国内外文献资料较少。下面我们结合在秦岭地区的工作,讨论这一问题。

2. 成岩期热水沉积岩的后生变化

成岩期习惯上被划为两个阶段，即成岩阶段和极低级变质阶段 (M. Frey, 1989)。两阶段的温度范围分别为 (20~80℃) —— (150~200℃) —— (350~400℃)，因而形成了不同的组构，矿物相及成熟度。成岩阶段的典型组构为压实、石化和胶结组构，而极低级变质阶段则为板状解理。此间沉积物变化的最主要原因是孔隙水的性质不同于热(卤)水，孔隙水的垂向运动等。孔隙溶液的运动及物化性质决定了矿物组合及组构的特征。目前对这一问题的研究虽刚开始，但已认识到热水沉积岩的主要组构及组合可能是在这一期中形成。尤其应当说明的是，形成于占异常地热区的热水沉积岩，因区域的高热梯度，成岩作用发生的将比正常盆地的埋深浅，作用的时间也短，但元素活化迁移作用明显强烈，因而矿物世代序列就更为复杂，沉积组构被更多地改造了。

2.1 成岩期元素的迁移与再分配

对红海两个含金属沉积物岩芯中的孔隙水及沉积物的 $Zn/(Zn+Pb)$ 比值的研究，证明了热卤水与孔隙水中铅和锌迁移的差异性。反映卤水特征的沉积物，往往具有相当高的比值 (0.87~0.99)，而孔隙水中的比值为 0.46~0.94，并且始终低于周围的沉积物。产生这一现象的原因可能是因为卤水与孔隙水中铅锌络合物的类型不同：卤水中以氯化络合物为主，孔隙水中则以硫酸盐络合物为主。根据红海卤水的温度和盐度，以闪锌矿和方铅矿的饱和度来计算沉积物中 Zn/Pb 比值，获得的 $Zn/(Zn+Pb)$ 约为 0.90~0.95，与实际测定是一致的。而以硫酸盐络合物为主的溶液，计算出的比值较小，并且随温度的上升而进一步减小。这说明压实期间排出孔隙水时 Pb 和 Zn 的活动性与卤水沉淀时是不同的。当压实期间约 75% 的孔隙水穿过继后沉积的含金属沉积物向上排出时，由于它较热卤水盐度低，含氧量高，因而其中氯化物/硫酸盐比值较金属沉积层低，因而会使部分铅活化迁移，并在金属层上部富集。

沉积岩中的 SEDEX 矿床的元素垂直分带，显示了随时间的延续逐渐富集 Zn 的趋势，即含金属层的 $Zn/(Zn+Pb)$ 向上部增大，如 Rammalsberg 和 Sullivan 等。主矿层形成时卤水中的 H_2S 一般是不足的， SO_4/H_2S 比值较高，因而 Zn 和 Pb 的浓度最大。但是，某些矿层顶部出现了反常现象，即明显地富集了 Pb ，如 Rammalsberg 和 Howards Pass 等。J. W. Lydon (1983) 认为，这可以用对红海沉积物的研究结果来解释，即压实水通过含金属沉积物时，将按新的比例溶解沉积物中的金属组分。当其到达沉积物与卤水介面时，与还原型卤水混合，促使其中较多的铅沉淀。

用类似的原理也可以解释铜在成岩期的活化迁移现象。在 Cu 、 Pb 、 Zn 优势场与相应硫化物稳定场相图中，可以解译出当含铜铅锌比例基本相同的溶液 (实际是一种不饱和溶液) 通过富硫化物沉积层时，由于此层具极强的还原性，因而黄铜矿最先沉淀，次为方铅矿，闪锌矿的稳定场最大，因而 Zn 可能迁移的较远。对浅变质的 SEDEX 矿床中硫化物的世代关系的观察，证明了它们的生成顺序是闪锌矿—方铅矿—黄铜矿，说明与方铅矿和闪锌矿伴生的黄铜矿不是共生的，而是较晚形成的。

目前还没有除金属元素之外的成岩期元素再分配的研究报导，但无疑某些造岩元素的活化也是很可观的。事实上，我们所研究的古代热水沉积岩是成岩期后的产物，而不是原始沉

积物。因此，对岩石中矿物世代及组构的分析，是恢复原始面貌的极重要的，直接的手段。

2.2 矿物的世代——交代序列

几乎所有的热水沉积岩都具有复杂的矿物世代关系，并且可以看出一些类似的交代序列。它最初形成于热卤水中，之后为成岩交代，其后每一次地质作用都会发生新的交代作用，只是在范围和程度上不如沉积一成岩期普遍和强烈。秦岭山柞地区的钠长岩石类中，一种普遍地交代序列是钠长石交代斜长石，又为钙钠柱石交代（图3）。矿物由内核向外环CaO含量逐渐下降，而Na₂O和Cl含量逐步升高。但在钠长角砾岩中，极少见钙钠柱石。这说明方柱石是成岩阶段富卤族的孔隙溶液活动产物。

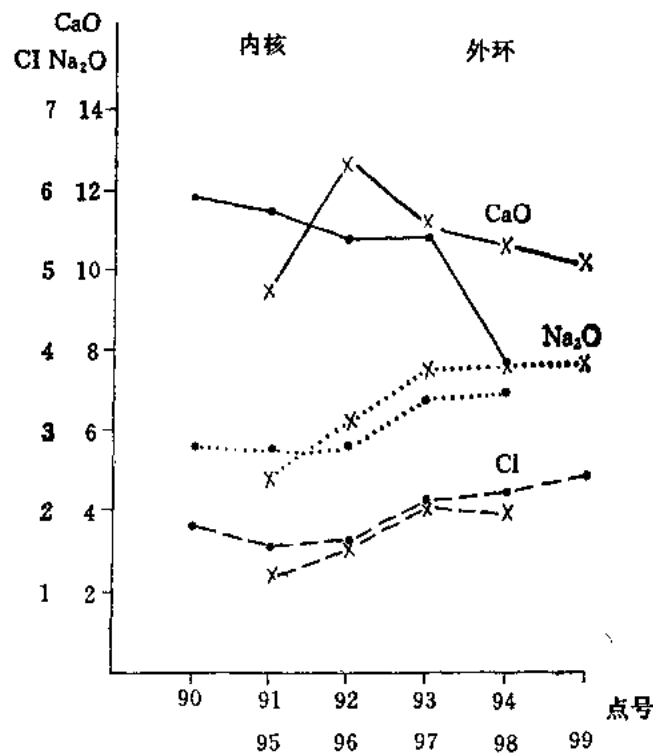


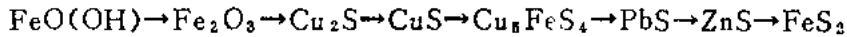
图3 钙钠柱石环带成分的变化
(点号为电子探针测点号)

硫化物较硅酸盐类有更大的活泼性，因此在成岩期会形成复杂交代序列。一个较好的实例在含铜页岩中（F.P.Schmidt, 1988）。研究表明，高品位矿石是成岩期富Na和硫酸盐碱性卤水活动产物。该卤水Na₂O/K₂O比值和Fe³⁺/Fe²⁺比值的升高会导致S硫酸盐/S硫化物比值的增大，因而在pH=7~8时，形成了赤铁矿—蓝辉铜矿共生，并充填—交代于碎屑石英粒间。H.Kucha（1986）曾指出过富Na、Ca、SO₄²⁻，以及Mg、K、Cl、CO₃²⁻的溶液中可形成辉铜矿，斑铜矿，蓝铜矿和铜蓝等，这些铜矿物以富Ag为特征。

在铅锌矿带中铜矿物以黄铜矿为主。大量的显微镜研究发现富铜硫化物、赤铁矿和氢氧化铁交代黄铁矿、方铅矿、闪锌矿和黄铜矿的现象；见辉铜矿和石膏的早期裂隙充填；围绕大颗粒矿物见有弯曲的层纹等。这可能证明它们是成岩阶段孔隙流体与原生矿物平衡反应形成的新矿物组合。

概括矿石交代序列，可划分为两个阶段，即成岩交代序列和后生交代序列。成岩交代的特征为，在高级阶段：（a）斑铜矿交代辉铜矿，进一步又为黄铜矿交代；（b）方铅矿胶结了莓球状黄铁矿（同生）和自形晶黄铁矿（成岩）；（c）赤铁矿和辉铜矿的生长构造；（d）辉铜矿/斑铜矿的蠕状石。后生交代序列为：（a）斜方砷铁矿交代砷黝铜矿，又交代黄铜矿；（b）闪锌矿为斑铜矿，又为黄铜矿交代。

在Eh为正值的中性环境下，形成氢氧化铁，而在弱碱性环境中形成赤铁矿。由此可建立起矿物沉淀序列为：



因此可把矿物的形成划分为三个阶段：同生阶段——黄铜矿、闪锌矿、方铅矿、黄铁矿；成岩阶段——赤铁矿、辉铜矿、铜蓝、斑铜矿；成岩晚期—后生——砷黝铜矿等及黄铜矿、方铅矿、闪锌矿的再迁移和再富集。

2.3 碳酸盐岩中成岩期组构的变化

对爱尔兰六个典型碳酸盐岩中的热水沉积矿床的研究表明（H.Kucha, 1989）。这类岩石在成岩期仍保留有较高的孔隙度—渗透率，因而块状硫化物会形成时间上分隔，空间上重迭的一系列新组构。此间最主要的地质过程是：原生孔隙的改造作用；同沉积期构造活动及角砾岩化作用等。主要物理化学过程有：碳酸盐的多形相变，重结晶，贱金属进入碳酸盐晶格，主岩缝合线形成，碳酸盐矿物的溶解等。

原生文石和高镁方解石在成岩阶段将相变为方解石和白云石。白云石化使灰岩矿物体积缩小16%，致使孔隙度增大，促进了孔隙流体运动，因而形成了晚期硫化物充填残余印模组构。溶液对鲕粒的交代使碳酸盐中的Fe为Zn置换，形成的含贱金属碳酸盐有利于被硫化物交代。沉积物脱水形成的缝合线可为硫化物充填。地下水的扩容作用将提供新的裂隙—角砾系统，并因同沉积期构造活动得到加强。这各种新裂隙系统中会形成含Zn铁白云石和硫化物混合物的内衬及充填构造。H₂S的扩散形成了浸染状矿化。硫化作用会使Zn铁白云石岩的体缩积小50%，并放出CO₂，促进了重晶石—钠长石结核，重晶石—硫化物结核和钡长石的增生。岩溶作用提供了巨大空间，并随CO₃²⁻浓度的增高而增强，这有利于黄铁矿、闪锌矿，方铅矿莓球体的形成。所有这一切，都是建立在对该区大量矿石组构与矿物世代详细研究的基础上，并且可以用合理地物理化学原理来解释。

成岩期的典型组构包括：

2.3.1 交代构造：泥粒、鲕粒，生物碎屑、角砾、碳酸盐和SiO₂异化粒，早期硫化物等为晚期硫化物交代，生成顺序为：

A 胶状矿物和碎屑物→硫化物晶体→铁白云石化和硅化；

B 文石→方解石和硫化物（晚期为方铅矿）→浸染状硫化物。

矿石中具放射状结核的鲕粒即为交代产物。

2.3.2 胶结构造：细粒硫化物胶结早期形成的黄铁矿、胶黄铁矿，闪锌矿和重力流沉积碎屑（包括重晶石）。

2.3.3 洞穴充填构造：硫化物内衬及具平行细层纹的充填物。

2.3.4 缝合线构造：碳酸盐和硫化物。

2.3.5 脉状构造：硫化物和铁白云石组成的平行脉和垂直脉体。

2.3.6 结核体：外层为硫化物，内核为重晶石和铁白云石。

2.3.7 莓球构造：莓球赋存于胶结构造和充填构造内。

2.3.8 浸染构造：存在于交代、胶结物中。

研究秦岭泥盆系硅岩型矿石时，发现一种以交代机制为主的硅岩矿体。典型的特征是在区域上普遍存在的硅岩体中大部分出现残余生物构造。具有这种构造的硅岩由90%以上的柱粒石英构成，岩石中仅在颜色和矿物粒度上显示出残留生物灰岩的一些构造。如原有的生物残体（珊瑚，海百合茎等）呈残影状，色浅（白色），而基质颜色深（深灰以上），且组成的石英粒度小。结合产状与地球化学资料，推测它们是交代热水通道附近作为成硅洼地基底的生物礁（滩）沉积层的产物。

从以上两个实例中，似乎很难根据组构识别出哪些交代作用发生于同生期，哪些发生于成岩期。事实上它们的交代对象主要是处于成岩早期的生物灰岩，仅仅是交代溶液的来源和性质有差异而已。但是，对一个具体的地区和矿床，我们是可以根据交代序列，蚀变类型等进行划分的，并且可以建立起自同生至后生期的组构演变系统。

3. 变质期热水沉积岩的后生变化

无论是在地质历史中，还是在现代形成的热水沉积岩，都有经过变质作用的实例。变质类型或变质相可自浅变质高级绿片岩相到深变质麻粒岩相。由于热水沉积岩的形成常发生在区域异常地热增温阶段，因此变质作用可能紧随沉积—成岩之后发生，如新西兰南阿尔卑斯山局部的高热流形成了岩石的绿纤石—阳起石岩相和斜长角闪岩相。一些古热水沉积岩因较晚期又被卷入了造山带系统，因而会发生与构造活动有关的动热变质及与造山前后岩浆活动有关的热变质和岩浆物质的迭加作用等。这些作用与热水沉积岩的沉积—成岩时间有较大的时间间隔。这里不讨论热水沉积作用与变质作用的时空联系，而主要介绍热水沉积岩在变质期间可能发生的成份与组构的变化。

3.1 热变质期矿物组合与组构

在热变质作用下形成了角岩化的矿物组合及组构。秦岭山柞和西成两地区，重要的热水沉积岩分布地带均与这类角岩带有密切的空间关系。这些角岩的主要矿物组合为黑云母+石英+钠长石+斜长石($A_n < 7$) + 钾长石+白云母+浊沸石+阳起石+透闪石+帘石(绿帘石、黝帘石)，间或出现钙铝榴石+磁铁矿+磁黄铁矿等。局部地段富集了方柱石、电气石、萤石等，可作为该地热水沉积作用活动强烈的标志。其中钠(钾)长石岩、变碧玉岩，重晶石岩及硫化矿体才是真正的变热水沉积岩。

热变质中金属矿物的相变已有过许多论述，如赤铁矿和菱铁矿转变为磁铁矿等，与之伴生的矿物反应还有黄铁矿脱硫为磁黄铁矿，胶黄铁矿分离出毒砂等。A. Mookherjee (1976) 列出了热变质带可能发生的十种反应，提出了磁黄铁矿、镁绿泥石、纤锌矿(六方管状)，磁铁矿，新世代的黄铁矿、斑铜矿、方黄铜矿、铁闪锌矿(环带状)等都可能是矿物反应的产物。在这些反应中形成的新组构有：(1) 脉状构造(主要是硫化物细脉)；(2) 包容(裹)构造(黄铁矿中的闪锌矿包体)；(3) 交生(织)构造(闪锌矿与黄铜矿)；(4) 环带构造(黄铁矿边缘见铁闪锌矿环带)等。其它的一些组构还见于动热变质带中。

热水沉积岩的热变质作用也可以划分出不同的变质相带。一般低级的变质相带范围广，如沸石相、葡萄石—绿纤石相，这在活动地热区中已经广泛见到。沸石随温度的升高其相变顺序为：片沸石→浊沸石→斜钙沸石。在沸石带之下（内）可能出现长石带（钠长石），水云母—钾长石带等。古老的热热水沉积岩中，多数具有钠长石+钾长石+斜钙沸石组合。

古代的热热水沉积岩系中，还常见有黑云母、白云母、阳起石，硬绿泥石，帘石类等矿物，局部地段出现红柱石，堇青石，矽线石，十字石，铁铝榴石等，在富钙质岩石中还可见到钙铝榴石、透闪石、透辉石，也发现过镁杆榄石。热流值的增加在浅层低压下，可达600℃，在一定深度，伴随矿物颗粒的增大，硫化矿体也会发生塑性流动。

伴随这种前进热变质作用，可能还发生了变质热液活动，这已在现代地热田中直接观察到。由于深部变质流体与热液对流体及浅部循环流体成份和性质上的差异，不可避免地要发生交代作用，或混合作用。在这些后生作用下形成的矿物、元素组合及分带性，叠加在沉积和成岩组合及分带之上，使热水沉积岩分带性特征复杂化。这使我们难以用地球化学分带研究成矿热液系统演化规律。如铜矿物自深部向浅部的“黄铜矿+黄铁矿→斑铜矿→辉铜矿+赤铁矿”分带，并不是同生一成岩分带。尤其是在成岩期热梯度不大的情况下，流体成分在热水沉积岩范围内不可能有这么大的变化。这些特征是我们研究后生作用的出发点。

3.2 动热变质作用下热水沉积岩的变化

动热变质作用与热水沉积岩分布区内的构造—岩浆活动有密切的成因关系。一般发生在较晚时期，可能属造山期产物。变质相可由绿片岩相至麻粒岩相，常常具有显著变质相带的划分。

对热水沉积岩动热变质作用研究最深入的是Broken Hill。在七十年代中期已发表了大量成果，从变质—变形上对该区的动热变质作用作了全面的反映。在岩石学和矿物学方面的主要变化为：第一，矿体的塑性变形（包括塑性流动）；第二，矿物相变与新组构。

该区的温压估计值为750~800℃，0.5~1GPa，在这样的温压状态下，硫化矿体肯定具有极大的流动性，如处于剪切应力场中，它就会被压处于特殊的构造位置。此时的硫化矿体部分可能为含有大量角砾化矿石碎块的液态流体，部分可能是“流化层”（fluiding bed），它们被夹在塑性变形的固相介质中，从而发生流动。这种矿层中不仅仅有大量被卷入的围岩碎块（角砾），而且因这一状态存在了相当长的时间，因而也卷入了一些变质热液活动产物的角砾，如混合作用形成的微斜长石伟晶岩，活化伟晶岩角砾等。在该区见到许多硫化矿体流入伟晶岩脉中的现象，说明硫化矿体流动的温压临界值较硅酸盐围岩要低得多（图4）。

一些类似的现象在秦岭西成地区的厂坝—李家沟矿床也见到了，虽然该矿床的变质程度不及Broken Hill。厂坝矿体有两个现象在区域上是较为特殊的：一个是粗粒硫化物条带矿石中出现了与条带呈小角度，与片理方向一致的隐晶质细脉—大脉。脉内为“似斑状”构造，基质是具共结交生（熔离）结构的闪锌矿和方铅矿，夹杂有大量被压碎和压裂的黄铁矿粗晶。另一个是出现由粗晶闪锌矿构成的舌状贯入体（图5），优先贯入片岩或条带状大理岩中的裂隙带。

动热变质中的矿物相变可能具有更多的典型性。并导致了岩石新组构的形成。较高的温度使方铅矿、磁黄铁矿、黄铜矿发生“压滤作用”，活化形成了脉群及不规则体。若温度达到约700℃，硫化矿石就会发生部分熔融。

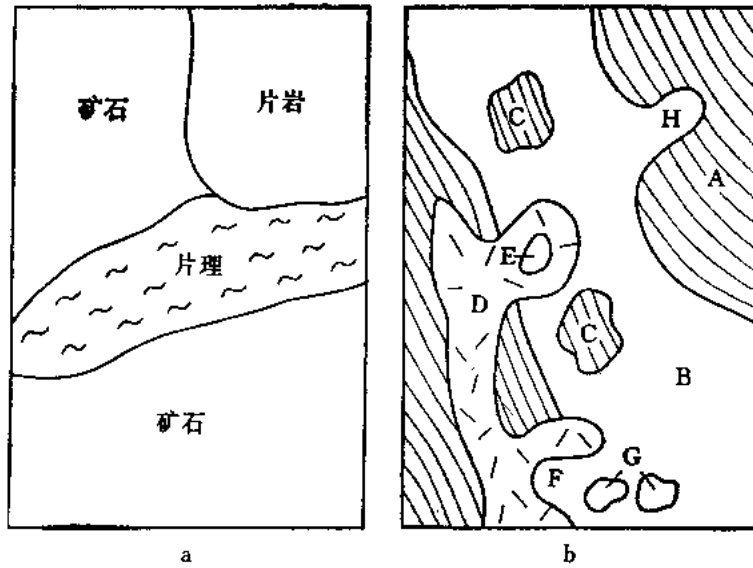


图4 Broken Hill 硫化矿体的流动现象

a—硫化矿石与围岩及片理关系；

b—硫化矿体与围岩、伟晶岩关系：A—围岩；B—矿体；C—矿体中的围岩；
D—伟晶岩中的矿石；E—矿体“侵入”伟晶岩；G—矿体中的伟晶岩；H—矿体侵入围岩

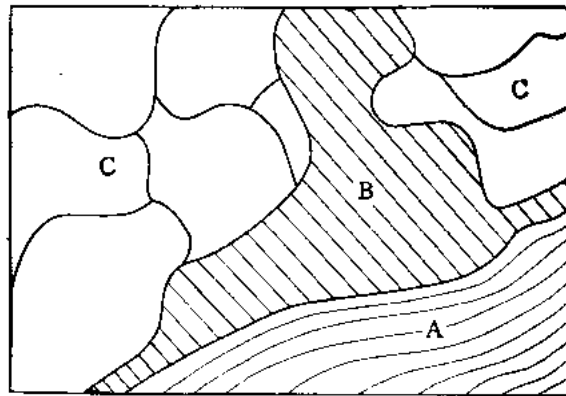


图5 李家沟 I 矿体中块状硫化物（闪锌矿）贯入脉

A—一条带状石英大理石；B—粗晶闪锌矿脉；C—角砾状大理岩

此间矿物相变与新组构形成与热变质相中的变化相似。最普遍的是重结晶作用，其它的典型模式是球化作用，粒间副相的生成，退火作用等。在温度递增的条件下，颗粒表面各面间的面积自由能将处于新的平衡状态，两相间的夹角将随之变化，造成了颗粒边的移动。矿物相相同的三颗粒交点，会出现“三重连接”。共沉淀或固溶体分离形成的两相，随温度的下降，为了使其表面积减小会发生“球化作用”。在重结晶过程中，随主相边缘的变化，副相将逐步移向主相的三重接点处。对主相无浸润性的副相，将会呈球形嵌入主相，或呈三角形赋存于三重交点。退火作用会引起晶格应变（如波状消光），压力双晶、次颗粒化、变粒化及二次重结晶等。某些矿物的典型结构可以作为退火结构的标志，如颗粒平滑的表面，规

侧的等轴、多面、棒状晶型，颗粒边界的三重交点，球化包裹体，次颗粒边等。

3.3 退化变质与剪切带

几乎所有的高绿片岩相变热水沉积岩，当其产于剪切带中时，都会发生显著地退化变质作用。典型的变质作用有绿泥石—绢云母化，碎裂化、片理化等，以至形成了糜棱岩—千糜岩带。

新西兰南阿尔卑斯山区角闪岩相片岩中发育了宽1公里的糜棱岩—碎裂岩带，高于50℃的温泉沿此带分布，热水活动产生了绿泥石化，并形成了多个世代的硫化物富集。早期硫化物为平行叶理分布的磁黄铁矿—黄铁矿星团，其后形成了伴生有黄铜矿的粗粒黄铁矿。晚期硫化物为细小的黄铁矿、黄铜矿和方解石斑点。矿化可能是沿此带上升的变质热液与下渗的地下水混合产物，形成了下部金，上部铜的分带特征。

在厂坝—李家沟矿床的黑云母片岩和矽线石—十字石片岩中，发育了大量的蠕肠状石英脉，非等厚不协调褶皱及典型的压扁—流动构造。主矿体与退变质绿泥石—绢云母化带有密切的空间关系。产出有巨大矿量的主矿段正好位于剪切退变质带与矿层的交切部位，如厂坝Ⅱ矿体及李家沟Ⅰ矿体，而这两个矿体前者产于细碎屑岩中，后者产于碳酸盐岩中。李家沟含矿大理岩中也见有隐晶质硫化物脉沿片理的贯入，并在主矿段中密集产出。脉中的黄铁矿不仅有压碎—溶蚀，而且发生了旋转。而含矿大理岩中见有碎斑石英的旋转，结晶尾是被压扁的闪锌矿^[4]。

Broken Hill的退变质作用被认为与晚期剪切带的活动有关。在该带中见矿物被磨圆，并嵌入发生显微变形的方铅矿中。矿石矿物中见有碎屑石英，方铅矿常呈片状。而方铅矿和黄铜矿中，见有似脉状的铁闪锌矿，并可进一步发展为穿切脉。该带中矿石的典型组构为角砾岩化。角砾状矿石又为方铅矿、黄铜矿、黄铁矿脉穿切。退变质带的特征组构有方铅矿细小的等轴晶体，闪锌矿贯穿早期结晶的双晶，粗晶磁黄铁矿的波状消光，方铅矿三重交点处的磁黄铁矿、黄铜矿或黝铜矿等。带中矿物的这些显微变形，选择性活化，碎裂化等，是退变质期的主要作用。

3.4 侵入活动的叠加作用

虽然这种后生作用是普遍的，但是在许多热水沉积岩文献中并没有认真反映。实际上凡是发生过动热变质作用的地区，往往会有侵入活动的发生，并且或前或后与其它变质作用相重叠。如果地表出露有侵入体，尚会引起重视，如若为隐伏侵入体就极易与早期异常地热的热变质作用相混淆。叠加作用将使本来已经十分复杂的热水沉积岩更加复杂化。

秦岭泥盆纪热水沉积岩分布地带中侵入活动叠加作用的类型主要有：(1)侵入体边部具有不规则矽卡岩化的角岩带。如厂坝—李家沟地区厂坝花岗岩周边含符山石矽卡岩带。(2)侵入体正接触带的混染作用，如厂坝—李家沟地区含矿层与黄渚关杂岩的混染带中的方铅矿，闪锌矿，黄铜矿化，不规则硫化物团块可分布于岩体一侧或围岩一侧。(3)厂坝花岗岩外接触带，厂坝—李家沟含矿层中的白钨矿、辉钼矿化，黄渚关杂岩体边部的铜矿化等。(4)侵入体内外接触带中的含石英方解石脉，硫化物为方铅矿、黄铜矿等。依次可认为叠加作用应包括热力的叠加，物质的叠加，以及因岩浆活动派生的同期地质作用的叠加等。

4. 构造变形期中的改造成矿作用

热水沉积岩在漫长的演化历史中会发生多期变形作用。许多文献报导了埋藏期间盆地边缘发生的流变作用，形成一些紧闭褶皱。由伸展盆地向挤压盆地发展时，也将发生褶皱和断裂作用。最强烈的变形发生在造山期间，此期的变形是最广泛，最显著的。变形作用应包括显微变形（岩石组构的变化），宏观变形（各种构造样式），也应包括变形中物质的活化迁移过程，包括改造热液的成矿作用。变形作用不仅仅改变了矿体的形态和空间分布，而且形成了新的矿物组合与组构，因而使热水沉积岩的“面目全非”。在低级变质及浅变质区，变形作用是最重要的后生作用，因而应给予充分的重视。

4.1 变形中的形态变化

研究世界各地已变形的热水沉积岩的变形特征表明（K.R.Mc Clay 1983），多数晚古生代和中元古宙浅变质带中的热水沉积矿床，矿区的构造样式均为“褶皱+逆断层”，如北美的Tom, Cirque, Sullivan, 澳大利亚的Mount. Isa, 德国的Meggen, 秦岭的硅岩型矿床等。一些深变质区的热水沉积矿床（如Broken Hill），也具有这一特征。从而反映了变形作用的某些规律性。

要通过应力场分析建立主变形期“褶皱—逆断层”系统的构造序列，必须首先剔除成岩—埋藏期的变形作用。研究者们已经开始尝试区分同沉积期变形与主变形期变形形态学差异。Mc Clay（1982）曾指出过，同沉积期褶皱具有以下几方面的特征：（1）无轴面劈理，又为后期构造劈理切穿；（2）褶皱轴分布于席状平面上；（3）主要为平卧褶皱；（4）拉伸和挤压裂隙中无矿脉充填。作者在对秦岭硅岩型热水沉积矿床的研究中，获得了类似的结论。认为区内局部地段产出的顺层逆掩褶皱属主变形期前的产物，一般可以划分为两种“群体层”，即协调群体层（产于岩性互层带中）和不协调群体层（产于夹有薄层灰岩的泥砂岩中）。应力场分析表明，它们形成于三叠纪前的沉积盆地演化期。

主变形期的褶皱与区域构造演化是协调的。大褶皱两翼的次级褶皱延展与轴而是对称的；对称的断裂类型和发育有鞍状矿体；褶皱枢纽处发育有冲断层，并出现因冲断层活动派生的褶皱作用；层间滑动强烈，时有层间断层；岩层发生显著的面理置换，等等。各级褶皱具有寄生关系，反映出它们是在一统一的应力场下发育成的。

多数的冲断层产于矿区主背斜的轴部。背斜一般是紧闭—倾倒的，并且可能为一组同轴向逆冲断层所破坏。因此产生了一种争议，这一“褶皱—逆断层”系统的形成，是由褶皱发展演化而来的？还是由断裂系统演化而来的？从区域构造分析看，较倾向于前者；但从矿区构造分析看，则会倾向于后者。

在所研究的矿床中主变形期一般都可以划分为两个阶段。各阶段形成的构造样式是不同的。如Sullivan矿床，第一阶段形成了同斜褶皱，褶皱轴面与层理平行；第二阶段形成了开阔直立褶皱及迭加褶皱，并在褶皱枢纽处发育了为活化硫化物方解石石英脉充填的张裂隙；第三期为逆断层活动形成的褶皱系统。秦岭西成地区的洛坝矿床主变形期的两个阶段分别形成了圆柱褶皱与层滑断裂系统，和轴面劈理置换及倒转褶皱系统，后者中发育有迭加褶皱。

4.2 变形期的典型组构

对于那些受热变质影响弱的热水沉积岩，变形变质作用的组构显然是最主要的。它们主要是：

- 4.2.1 增生构造：莓球状和胶状黄铁矿的增生，闪锌矿颗粒的生长。
- 4.2.2 变斑晶：主要有铁白云石、黄铁矿，有时有闪锌矿。
- 4.2.3 碎裂构造：主要见于黄铁矿和闪锌矿中，发育有显微裂隙。
- 4.2.4 拉长重结晶作用：见有闪锌矿，方铅矿和重晶石。
- 4.2.5 等粒结构：闪锌矿。
- 4.2.6 压溶和交代构造：碳酸盐和闪锌矿。
- 4.2.7 揉皱构造：方铅矿团块中。
- 4.2.8 脉状构造：含方铅矿的方解石石英脉贯入周围矿物及围岩中。
- 4.2.9 次颗粒边构造：极细的方铅矿环绕包围了大粒矿物；
- 4.2.10 退火构造：闪锌矿双晶，黄铜矿等的球化包体。

应当强调的是，在褶皱轴部冲断层带中普遍见有角砾构造及脉状—胶结构造。它与热水通道中的角砾构造及网脉状构造是可以区分的。这种角砾的胶结物少，角砾成分普遍被压碎。胶结物主要为碳酸盐，硫化物含量少，角砾边缘的蚀变极弱。这类脉体的成分简单，以碳酸盐和方铅矿为主，无脉旁交代，具典型充填特征。

4.3 变形期间的改造成矿作用

变形期间改造热液成矿作用^[2]的强度是极不均匀的，可能发生穿层的活化迁移，也可能仅在层内形成一些活化脉体。有个困难，怎样把改造成矿与热水沉积成矿的充填产物分开？对此，目前尚无成熟的认识。

如同卤水与成岩孔隙水一样，改造热液在性质和成份上与之也存在显著差异，因此可作为区分二者的主要理论依据。对实际观察资料的总结，可以获得一些经验性认识，如改造热液主要形成的是碳酸盐—方铅矿共生的脉体，也见有较纯的富铁闪锌矿块状矿石脉体，这显然与同生期通道中的典型共生组合与组构有差别。蚀变较弱，缺少中高温类型蚀变和磁黄铁矿、毒砂等矿物，就是一特征。

在秦岭的某些矿床中（如毕家山）发现有沿轴向冲断层（裂隙系统）贯入的块状富闪锌矿脉，已形成独立矿体。但在多数硅岩型矿床中，一般只是一些小的或显微的脉体。其中出现的矿物组合是：方解石、铁白云石、方铅矿、白铁矿、毛发状重晶石、少量石英和闪锌矿，也见到过辉铋矿等。因此，目前较有把握确定为改造热液活化产物的，可能主要是一些含硫化物的碳酸盐脉。

4.4 变形期间矿体空间分布的变化

在秦岭地区，主变形期后即进入造山后的构造活动期，主要构造样式为正断层或平移断层。这些构造显著地破坏了主变形期还能保存下来的矿体的连续性，使之错断为一些不连续的块段。这样的空间分布虽然对矿床成因研究影响不大，但给矿山勘探和开采带来了许多困难。

尚在讨论中的一个问题是，主变形期“褶皱—逆断层”系统活动中，是否存在着重叠作用加厚的作用。似层状—层状矿体褶皱时，常出现强烈的透镜体化。产于泥质岩类中的热水沉积岩，透镜体化总是伴生有透镜体的移位。此时，热水沉积岩为强层，而围岩为弱层。褶皱由等斜—紧闭到倾倒的演化，小透镜体就会逐步由斜列进一步集中到轴部形成一个大透镜体。在秦岭一些硅岩矿床中，已实地见到矿体厚大部分实际上是由一些小透镜体硅化岩“集中”而成。小透镜体间有一层薄薄的千糜化碳质千枚岩，边部还见有千糜化的泥质碳酸盐岩。可能，这种透镜体的重迭，是形成本类矿床“鞍状—半鞍状”矿体的主要机制。

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

产于陆内造山带的热水沉积岩，一般形成于大陆边缘演化的某一阶段，是特定的构造位置上的特殊的产物。它一经形成，就会被卷入造山带的形成与演化中，因而现存热水沉积岩，应属大陆边缘造山带长期地壳活动和演化的最终产物^[3]。只有从这一角度看待热水沉积岩，才能正确认识热水沉积岩的来源，形成机制及特征。以下将以秦岭泥盆纪的热水沉积岩研究获得的认识为主，结合近年来的一些资料，对这一问题谈谈自己一些基本的看法。

5.1 热水沉积岩作用—热变质—动热变质—侵入叠加作用—变形改造作用的统一性

根据近年来对全球构造活动的一些新认识，概略地可将大陆边缘造山带的演化划分为两个主要的演化时期，即造山前的大陆边缘沉积盆地演化时期和造山活动期。对于显生宙而言，自晚元古宙巨陆（Large Continents）的解体后，至中生代对接—碰撞造山开始（即指泛大陆的形成，Pangea）^[8]，属于沉积盆地的形成和演化时期。在全球范围内，存在有三种类型的盆地，包括陆内克拉通盆地，大陆边缘盆地及大洋盆地。D. Large在论述大陆边缘盆地演化与块状硫化物矿床的热水沉积（SEDEX）成矿作用时，曾结合有关文献，把盆地自拉张至挤压划分为四个演化阶段，相应的有四种盆地。最初为裂谷期，形成了裂谷盆地。随后为后裂谷期，以热沉降活动为主，形成了拉张盆地。当大陆边缘由拉张向挤压转化的初期，形成的是伸展盆地。最后在对接之前，强烈挤压作用下，存在一种挤压盆地（前陆盆地）。拉张—伸展期盆地存在着显著差异，因而可以区分。世界重要的SEDEX矿床，主要产于拉张—伸展盆地演化期间的局部的或短期的拉张脉冲事件中。

对秦岭泥盆纪热水沉积事件发生的地质环境的研究表明，它主要出现在扬子被动大陆边缘由拉张向拉伸作用转变的初期。当边缘海盆因挤压作用形成了中央隆起而被分割为内、外陆棚海之后，随之形成了大陆边缘的走滑断裂系统。此时已存在于下覆沉积柱及基底地层中的活动热水对流系统，发生对流房的加深作用，从而促使了成矿热液的形成。成矿热液沿断裂系统上升，在一些地段喷出于海底洼地中，产生了热水沉积成矿。热水对流系统的热源，是大陆边缘因地壳运动方向的改变导致的上地幔热点（上升地幔流）漂移产生的地壳深部局部熔融形成的岩浆房。对流房可以加深到10公里以上，因而区域性断裂系统的形成及活动，是对流房加深—热水沉积成矿作用发生的直接原因。大陆边缘走滑断裂系统的形成和演化，控制了Ⅱ级海盆内部结构的演化，决定了Ⅲ级海盆及成矿洼地的分布，成矿热液的喷出，以及热水沉积成矿。

大陆边缘的增热作用，主要形式为一些点状和线状的异常地热区，它们一般与区域性深

断裂带有密切的时空和成因关系。这一增热作用，可以持续到造山前后的岩浆活动期。而断裂系统的继承和多次活动（回春或活动断层），将使热水沉积岩依次发生热变质—动热变质—剪切带变形和侵入叠加作用。由于此间热流主要受深源岩浆的侵入活动的控制，从而决定了这些后生作用在大陆边缘—陆内造山带中空间位置上的一致性。

5.2 异常地热、同生断裂与热水沉积作用

异常的地热梯度是热水对流—循环系统产生的主要动力。对现代地热系统研究的结果表明，这类热水系统的热源主要是年青的侵入岩和火山岩。一个年青侵入岩体的供热时间可达25Ma（L.Rybach, 1981），因而异常地热的持续与岩浆的侵入是密切相关的。侵入体供热的形式主要有两种，一种是热传导，另一种是热挥发组分的输送。由于固体岩石热导率很低，因而只有在渗透率较高的断裂带中，有流体的参与时，才可能传送大量的热量。这可能就是地热异常的分布与区域性断裂空间关系密切的内在原因。

发生热水沉积的热水对流系统与古地热异常有关。这种异常与以火山—热岩为热源的地热田不同，一般是沿陆缘断裂带分布。尤其是在伸展盆地中，由于此时处于急剧下沉阶段，沉积厚度迅速增大，全区平均地表热流值因而明显下降。但是，沿陆缘走滑断层系统，由于有流体向上输送热量，因而形成了点状或线状的异常热区。在秦岭泥盆系沉积地带，主要热水沉积岩的分布，热变质带的展布，以及与古地热异常形成有关的杂岩的产出，均受到东西走向区域性断裂的控制。这些断裂属多期活动的活动断裂带，后期曾发展为韧性剪切带。现代地热区也有这类实例。

5.3 同沉积期构造系统对热水沉积岩时空分布的控制

处于挤压应力场中的海盆，同沉积期构造控制了海盆内部结构的形成和演化，从而直接控制了热水沉积活动的时空分布——它决定了热水对流通道的—热水喷出通道—成矿盆（洼）地的布局。

秦岭中泥盆世至早石炭世海盆性质可能属一系列边缘转换断层盆地(5)。Ⅱ级海盆中心存在一个南北向的裂隙槽，盆地间为海隆分割。盆地内部有两种Ⅲ级盆地或成矿洼地，即由正断层形成的断陷式洼地，和由张扭—压扭性断层形成的拗陷式盆地。断陷洼地下降速度快，坡角大，水体深，封闭性好，洼地规模也较大；而拗陷盆地下降速度慢，坡角不对称，水深浅，规模相对也较小。因此，断陷洼地中常形成细碎屑岩型的层状巨大矿体，主要矿石类型为条纹—块状矿石。而拗陷盆地中仅在局部形成似层状的、连续性、厚度、宽度都变化大的硅岩型小矿体，矿石类型也较复杂。

由于秦岭为一强变形的陆内造山带，因而识别成矿洼地及喷出通道是一个难度很大的课题。结合国内外有关文献资料，提出一些识别标志。它们主要是：

5.3.1 通道角砾岩。包括钠长角砾岩，硅化角砾岩以及具交代特征的热水沉积岩。

5.3.2 蚀变带。主要为钠（钾）长石化，硅化，铁镁碳酸盐化，退色化（粘土化），以及电气石化、萤石化、和绿泥石化、绢云母化、黄铁矿化等。

5.3.3 矿物分带。黄铜矿+磁黄铁矿+方铅矿+硫盐+毒砂为通道附近位置。

5.3.4 元素组合分带。由通道中心向盆地边缘分带为：Cu—Pb→Zn—Pb→Pb—Ag→Ba。

5.3.5 热水沉积岩产出的厚大部位，尤其是突然尖灭而非后期错断的位置。

5.3.6 Mn、B、F、Hg、Sb、Ag等元素异常。Mn指示了异常地热区，其它元素指示了热水长期活动的中心地段。

5.3.7 特殊的矿化类型。如网脉带，角砾状矿化带等。

5.3.8 特殊的岩石组构。如角砾状构造、交代—充填构造带等。

5.3.9 典型的同沉积期沉积构造。如同生角砾岩，软沉积构造，碎屑流沉积相，塌滑岩块带、急剧相变带等。

5.3.10 典型的同沉积期构造样式。如含矿地层中的不穿层横向断层，平卧式紧闭褶皱（流变褶皱）等。

由于地质历史中形成的热水沉积岩多数已经失去了绝大部分的原生特征，因此，研究其后生变化规律就有着重要意义。这种岩石与许多层状块状硫化物超大型矿床有着密切的空间及成因联系，因而研究工作不仅具有重要的学术意义，而且具有巨大的经济价值。

主要参考文献

1. 涂光炽, 我国南方几个特殊的热水沉积矿床, 中国矿床学, 学术书刊出版社, 1989
2. 涂光炽等, 中国层控矿床地球化学, 第三卷, 科学出版社, 1988
3. 祁思敬 李英, 沉积喷气成矿理论与秦岭泥盆系中的层控铅锌矿床, 造山带地质矿产研究的理论和方法, 地矿部秦巴协调领导小组编, 1990
4. 李英, 韧性剪切带与秦岭铅锌矿化, 矿物岩石地球化学通讯, 1991(3)
5. 杨志华, 边缘转换盆地的构造岩相与成矿, 科学出版社, 1991
6. 李英等, 洛坝铅锌矿的硅岩及成因, 西安地质学院学报, 1991, 13(4)
7. Johnstone, R.D. 1990, Cooper-gdd Hydrothermal, System of South Alps montan, Western New Zealand, Mineral. dep. Vol 36, No2
8. Barleg, M.E. 1992, Supercontinent Cycles and the distribution of metal deposits through time, Geology, Vol 20, April

扬子地块裂谷与微型裂隙的成矿作用

柳 淮 之

(桂林工学院资源工程系)

板块构造学认为地壳运动的主要形式是大规模的水平运动,表现为板块的分裂、漂移与板块间的汇聚、碰撞。板块的这种“开”和“合”的过程是各种地壳运动最基本的两个方面,这是一对儿相反相成的矛盾,贯穿于从元古代以来整个地球的历史。全球板块的分布格局,重新改组过若干次,晚近特提斯古大洋的消失,大西洋的裂开与发展,提供了生动的例证,已成为地质界的共识。

地史上张裂性的大地构造,如裂谷与微型裂隙等,在扬子地块及其周围甚为发育,主要出现在海西—印支期^[1]。这些相当广泛发育的张裂构造,曾命名为峨眉地裂运动^[2]。

1 热水沉积成矿作用

沿大洋中脊裂谷及岛弧张裂带,海底热液、喷气活动是一种普遍的地质现象。这种作用,有的研究者叫作“热水沉积成矿作用”、“热卤水沉积成矿作用”及“热液喷流成矿作用”^[3]。

洋中脊裂谷带热液的普遍性,是由于这里具有形成热液循环体系的有利条件,如热源、玄武岩的渗水性和裂隙等构造。海水顺着新生洋壳玄武岩的众多裂隙下渗到几公里深处,裂谷带岩浆房与侵入体使这里具有很高的热梯度,使下渗的冷海水受热,海水温度不断上升,最后作为热泉又从海底冒出来。这样冷水不断渗入,热水不断排出,从而使洋底玄武岩与热海水之间发生元素交换,热海水获得了丰富的金属元素、盐类及岩浆中的残留液体,这就构成了所谓成矿热液。这样,含矿热液来自岩浆分异的传统说法就被大对流论(Large-scale convection cells)所取代。正是洋脊或其他类型裂谷的巨大热能,也就是板块的运动机制,有力地驱动着这种热液大对流的循环活动。

海底热水或热液循环系统能够形成巨量化学沉积岩特别是硅质岩和金属硫化物的岩(矿)石等。这种系统从地壳演化来看:在前寒武纪,由于地壳较薄,地热放热普遍,热水循环系统在海洋普遍存在,可由铁硅建造广布来证明。古生代以来,因板块机制与地壳增厚则只能在裂谷和薄弱地带热易于释放区,形成热水循环系统。在近期的中生代,则大陆上的缝合线与地体边界区也是热水系统的生成部位,从而有利成矿。

人们常为某些特大矿床的巨大规模而惊叹,如白云鄂博稀土矿床,西成秦岭铅锌矿床等能聚集如此巨大的金属量。看来,海底洋脊裂谷以及一些弧后张裂带,同生大断裂是完全可以提供这样规模的、源源不断的成矿物质与强大热动力的。

2 裂谷拉张构造的成矿作用

近年来,我国地质界对裂谷地质作了很多探讨,在古扬子地块及古华北地块等块体,都

有若干个裂谷存在，特别是前者的边缘区。诸裂谷且有相似的地质发展史，已有专文论述⁽¹⁾。从成矿学角度来看，已经发现并正在发现一些大型、特大型层控金属矿床与裂谷、微型裂隙的地质作用密切相关，其成矿带或片的分布与发展受大地构造背景控制，例如丹池（南丹、河池）成矿带或南丹、都安成矿带、攀西成矿带、西成秦岭成矿带、中条山成矿带和白云鄂博成矿带等。在全国第三届层控矿床会议上，很多学者认为：东南地区产于泥盆石炭纪地层中的一系列铜多金属矿床，包括安徽新桥、马山、冬瓜山、铜官山，江西武山、城门山、东乡、永平，广东大宝山、凡口、大降坪等都是产于海西—印支期与大陆裂解有关的断裂拗陷带中的块状硫化物矿床。有名的海南石碌铁矿，广西下雷锰矿被认为是典型的热液沉积矿床，也属这一类型⁽⁴⁾。它们与国外某些著名裂谷矿床颇多相似之处，如加拿大的沙利文铁铅锌矿床、德国麦根铅锌矿床、日本的黑矿、澳大利亚布罗肯希尔多金属矿、朝鲜检德铅锌矿床与赞比亚铜矿带等。

裂谷与微型陷陷等拉张大地构造环境之所以有利于层控矿床的成矿作用，是由于这些地带的浅部处于拉张状态，裂隙及同生断裂发育，甚至在地表可见到相当宽的张性角砾岩带，常出现成群的地堑、地垒带或盆—岭构造；而深部则由异常地幔上升形成所谓地幔枕，岩浆作用活跃。再者，地球内部热能沿这些地壳的薄弱带、活动带易于释放。因此，这些地带地热梯度高，热水热卤水溶液广泛活动，所以热液沉积岩（化学沉积岩、喷气岩）及热液金属沉积物发育。下面就扬子地块及其邻区作些探讨。

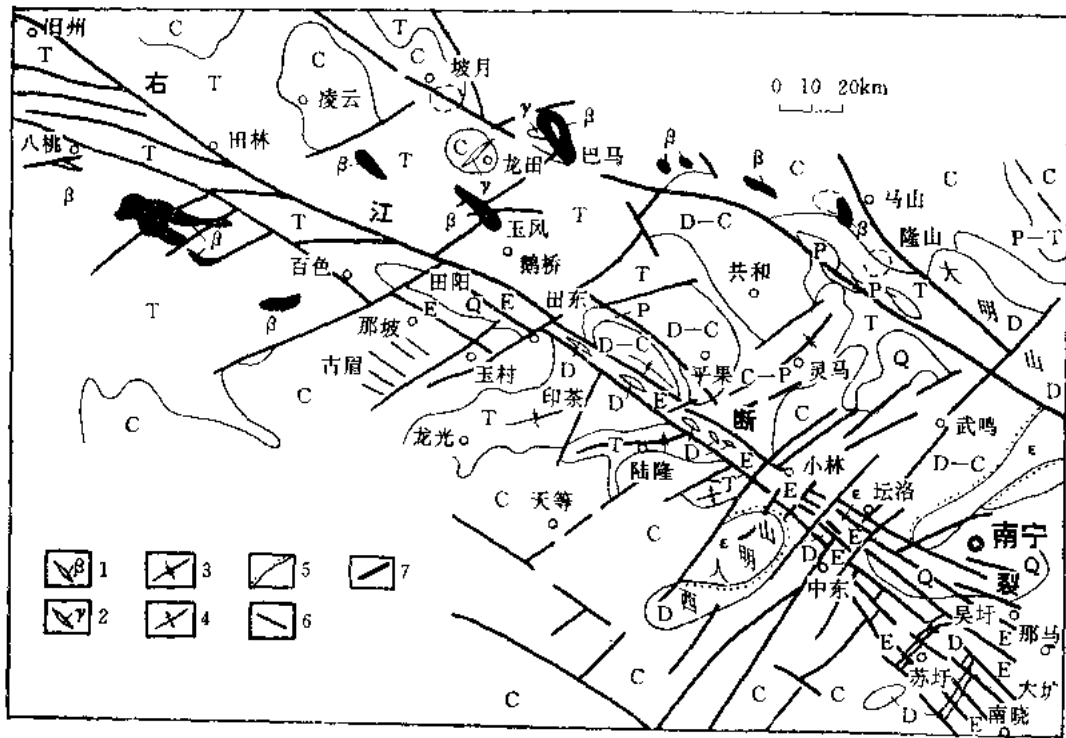


图1 右江断裂带片解译略图

Q—第四系沉积物；E—第三系碎屑岩；T—三叠系碎屑岩；P—二叠系灰岩夹泥页岩；C—石炭系灰岩；D—泥盆系灰岩、砂岩；ε—寒武系灰绿色页岩；1—基性岩；2—花岗岩脉；3—向斜轴；4—背斜轴；5—不整合线；6—断裂；7—深大断裂

2.1 右江裂谷带及成矿作用

右江裂谷带地处江南地轴与越北地块之间，亦即华南加里东褶皱系与扬子地台过渡区的西南部分（黄汲清，大地构造图，1979）〔5〕。它包括右江断裂、那坡、龙州断裂和南丹、都安断裂以及其分支南丹、河池断裂与若干横断层等〔2〕（图1）。裂谷带的布格重力异常为正值（ $+5\sim+15\text{mGal}/\text{m}^2$ ）反映莫霍面隆起，即地帽枕的存在（图2）。

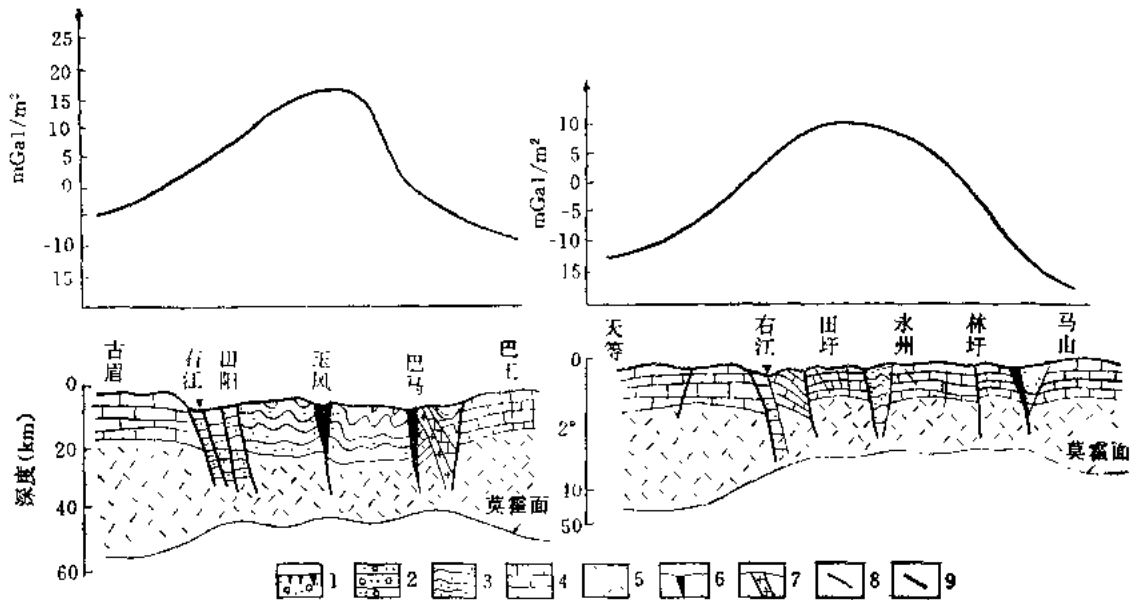


图2 右江裂谷带地质物探综合剖面示意图

1—第四系；2—第三系；3—三叠系；4—二叠—泥盆系；5—基底；6—基性岩；7—花岗岩岩脉；8—断裂；9—深大断裂

该区有独特的地质情况及大地构造性质，如二叠、三叠纪巨厚而发育完好的浊流沉积和滑塌堆积，数以百计的偏碱性小岩体、多期活动并频繁地震的深大断裂等。从而各家对其大地构造性质有不同看法，如地台、再生地槽、地洼和弧后盆地等（黄汲清，1977）〔6〕，笔者等认为该区应属裂谷带，是特提斯洋壳演化的一部分，是陆壳“开裂”与“闭合”控制的裂谷地带。

该区出露最老的地层为寒武系，分布不广，主要是一套巨厚类复理石建造，加里东运动结束了该区早古生代的地槽状态，使寒武系形成紧密线型东西向褶曲并遭受浅变质〔7〕。

晚古生代该区进入相对宁静的地台发展阶段。这个年青地台的第一个盖层是早泥盆世的磨拉石建造，即不整合面上的莲花山组与那高岭组，为红色砾砂岩与砂泥岩，沉积相分异不明显。从泥盆纪后期到二叠纪，浅海广布，碳酸盐岩建造发育良好，层序清晰，化石丰富。且其沉积分异极其明显，即深水相与台地相（浅水）的分区，各纪有着明显的继承性（图3）〔8〕。看来，沉积岩相主要受基底大小断裂（裂谷与微型裂隙）的控制。这些晚古生代地层多构成宽缓背斜褶曲。

该区三叠系极其发育，下统以钙质泥岩、硅质岩为主，夹火山岩，最西部那坡、龙州一带火山岩尤多，有厚层细碧岩、熔岩角砾岩和辉绿岩墙，具典型优地槽建造特征，即洋壳的

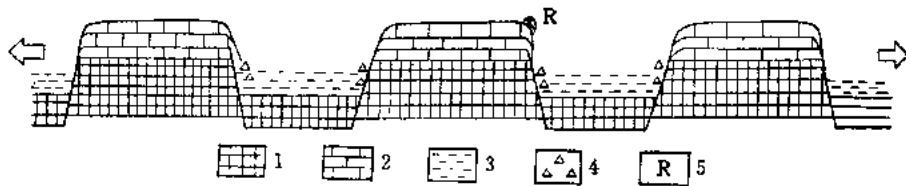


图3 台地与台沟两种岩相分异示意图

1—基底；2—台地相石灰岩；3—陆相河湖堆积；4—滑塌堆积；5—生物礁

特征。西林地区为砂页岩夹砾岩、灰岩和凝灰岩，本统最大厚度为2390m。中统以页岩为主的一套大规模浊流沉积物，最厚达9200m。其中鲍玛序列清晰，具大量重荷模、槽模、沟模等沉积标志。还夹不少火山碎屑岩和放射虫硅质岩^①。以及多层沉积混杂岩（滑混堆积），总厚1225m（成世雄，1987）。其构造形态的发育则多为紧密线型褶曲，与晚古生界的宽缓背斜成鲜明对比（图4）。

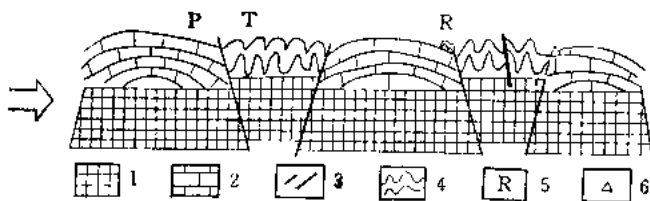


图4 构造形态示意图

1—基底；2—台地相石灰岩；3—喷出岩；
4—台沟相地层褶曲；5—生物礁；6—滑塌堆积

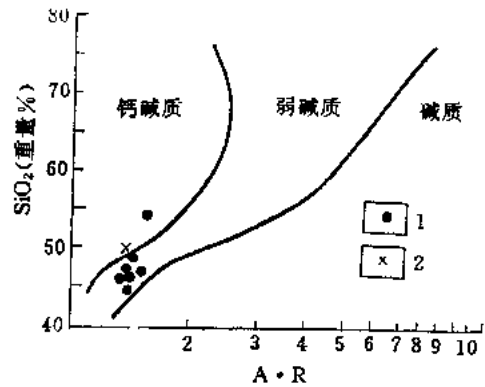


图5 碱性浅成侵入岩碱度率图解

1—碱性浅成侵入岩；2—辉绿岩（戴里）平均值

中三叠世末，印支运动发生，裂谷封闭，此后进入大陆边缘活动阶段。地势急剧升高，因而缺失晚三叠纪及侏罗、白垩纪地层，并沿右江两侧发生断陷盆地，沉积了新生界洞均组、那读组、百岗组、伏平组和建都岭组等陆相河湖堆积，最厚可达两千余米。其中含软体动物和脊椎动物化石，并夹褐煤层与石油。该区的裂谷具有下述地质特征：

(1) 沉积岩相分区 人们早就认识到该区有明显的碳酸盐岩台地相与硅质岩、扁豆状薄层灰岩的台沟相或台盆相的分异。岩相分异最根本的原因是在深部或称微型裂隙（Micro-Aulacogen）。沉积厚度前者可大于后者数倍至数十倍。

(2) 基性岩浆岩特征 该区基性岩体甚多，共有百多个北西向分布于都安、马山、永州和巴马及西林、田林和那坡一带。西部那坡一带，基性熔岩多喷溢于海底，夹放射虫硅质岩，并伴有辉绿岩墙，岩体的岩石化学成分特点——贫硅^[8]，将其成分投入碱度率变异图中（图5）

^①侯方浩等，南盘江断陷区二叠、三叠纪火山碎屑沉积岩，1984

大部分落在弱碱质区。

在那坡一带，玄武岩出露面积达40km²，厚达189~743m，具明显的枕状构造，并有碎橙玻璃填充其间。反映了裂谷岩浆海底的喷溢及迅速冷却。玄武岩层间夹放射虫硅质岩，并伴有辉绿岩墙。将其11个玄武岩成分落入碱度率图中，多位于弱碱区（图6）〔9〕。

在都安、马山、永州一带，还有一套碱性玄武质火山岩、粗玄岩、玻基橄辉岩和煌斑岩。其中玻基橄辉岩中含有深源二辉橄辉岩包体及橄辉石、顽火辉石、尖晶石捕虏晶。属碱性火山岩〔8〕。

将数据投入碱硅图（图7）中，该区岩石归入碱性玄武岩系列。在构造位置判别图（图

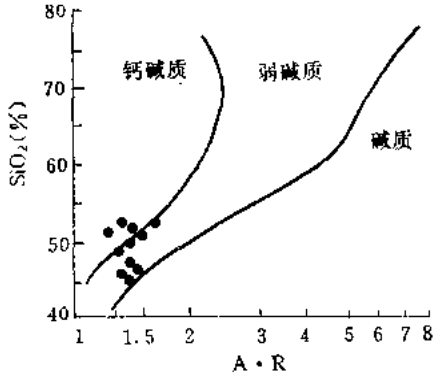


图6 那坡地区玄武岩的碱度率

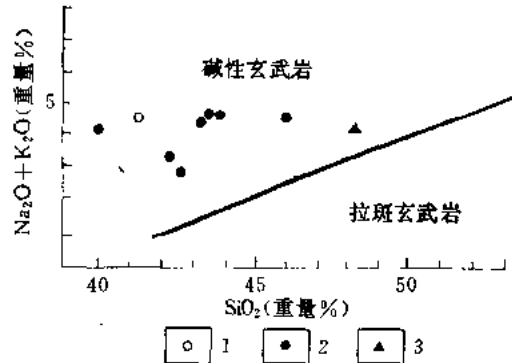


图7 火山岩硅-碱图解

1—玻基橄辉岩平均值（戴里）；2—本区碱性基性—超基性火山岩；3—大陆裂谷碱性玄武岩（K. C. 康迪）

8)上，各点落入板块内部大陆玄武岩区。上述这些情况与攀西裂谷、东非裂谷类似，应属大陆裂谷型岩石。

从泥盆纪后期开始，年青地台沿这些北西向构造逐步拉开。换言之，右江裂谷开始发育，造成地台盖层沉积相的分异。其中，台沟深水相的硅质岩、扁豆灰岩等沿北西向断裂分布〔8〕，裂谷经过长期发展，到了三叠纪初期，部分陆壳（主要指该区西部）已转化为洋壳，这可由喷溢于海底的基性熔岩和夹在其中的放射虫硅质岩等现象证实。但是这个裂谷并未按照“威尔逊旋回”的系列发展下去，而是在三叠纪末的印支运动中“闭合”了。其表现为：台沟相地层紧密褶皱，甚至产状直立，台地相地层宽缓褶皱（图4），西部那坡一带巨大的构造推复体和叠瓦状构造等①。

南丹、河池断裂，南丹、都安断裂〔8〕是在地壳拉张环境下形成的古断裂，也是“右江晚

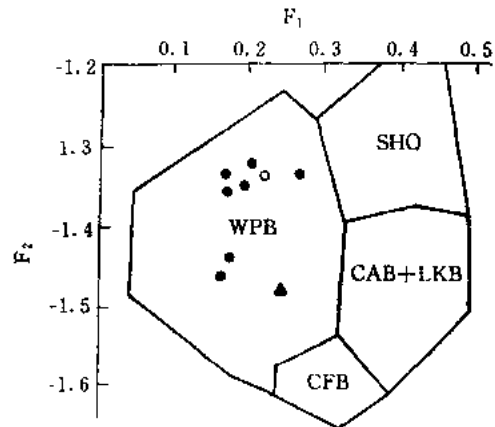


图8 火山岩系构造位置判别图

（据Pearce, J. A. et., 1976）

WPB—板块内玄武岩；CFB—大洋底部玄武岩；LKB—低钾玄武岩；CAB—钙碱性玄武岩；SHO—钾玄岩

①广西地质局，百色幅、德隆幅、富宁幅，1:20万区域地质调查报告，1974

古生代裂谷盆地更靠近大陆一侧的次一级盆地”（陈洪德、曾允孚，1988）。它不仅控相也控制花岗岩侵入与层控多金属成矿。这个带是有名的聚宝盆，特大型大厂矿田即位于此带的北西端，由长坡、巴力、龙头山、大福楼、坑马与芒厂等矿床构成，向南还有北香、芙蓉厂、九圩等矿床。由于断裂的长期活动，特别是晚古生代的深部的渗流热水、热卤水、火山热泉与喷流热气、热液等沿此活动带向上喷溢，其成矿作用类似于现代红海热卤水洼地。上述热卤水与喷气含有大量成矿金属元素进入这些同沉积断裂凹槽，特别是裂谷带的次级凹陷后，直接沉积或被其还原环境中的黑色泥岩和有机物吸附，并以有机络合物的形式赋存或运移。这种同沉积断裂海底热水、喷泉、喷气成矿的证据是：（1）该矿区的硅质岩、条带灰岩及矿石的硅质条带（普遍含电气石）所作微量元素分析、稀土元素分析、电子探针分析结果与加拿大、澳大利亚的岩样（燧石等）分析结果同属热水化学岩。其电气石含镁高铁低，属镁电气石，显示喷气成因特征，可叫作：热液沉积岩。另外，在D₂纹层状锡石硫化物、硅质岩组合中，多处发现富含锡石的角砾岩筒，角砾岩有椭圆形硫化物角砾，说明它们是软沉积物在塌陷盆地斜坡上经过短距离滚动形成的。这种孤立分布的角砾岩筒可能是海底热液活动系统的喷气口（韩发等，1989）〔10〕。（2）矿田及其外围含矿岩系中夹多层凝灰岩、凝灰熔岩，如同东江组D₂下部的15m夹7层凝灰熔岩，单层厚0.2~0.6m。芒厂矿田的下石炭统夹5层厚0.3~1m的酸性凝灰岩、酸性熔岩。大厂矿区下二叠统底部泥灰岩、页岩中夹数层凝灰质硅质岩和凝灰硅质泥岩，具晶屑结构，钾长石、更长石、石英等晶屑含量达20%。（3）层状矿体具有同生沉积特征，矿石普遍具层纹状、条带状、顺层扁豆状构造，底蚀构造、“砖墙”状构造，滑塌、包卷构造，与地层产状一致并同步柔皱〔11〕。矿物成分简单，主要矿物为黄铁矿、磁黄铁矿、铁闪锌矿，少量黄铜矿和锡石；矿物颗粒很细小，锡石条带中自形钾长石与斜长石碎屑较多，硅质岩中发现大量放射虫及颗石藻等，应属原生硅质岩。（4）矿物成矿温度高，尤其是浅色微粒锡石形成温度达427℃（包体测温）^①，包体很少且很微小（一般小于3μm），而晚期脉状矿石中的锡石形成温度为340℃，且包体十分发育，也较大（一般8~20μm），说明此类层状矿石属于高温下快速沉淀产物，可能位于海底热泉（喷气）孔附近。锡石的气液包体成分中富含Ca²⁺、Cl⁻、CO₂和CH₄；K⁺与Na⁺含量相近，主要矿体的锡石包体富含CO₂、CH₄、H₂、N₂、Cl⁻等与海底火山热泉（喷气）作用的成分相近，尤其是大型矿体。另外，层状矿化体的强电气石化、绢云母化、硅化、石英—钾长石化也是这种海底喷气成矿作用的特征〔12〕。

由上述可知：沿断裂海底火山热泉（喷气）和海水在断裂带渗流加热并淋滤萃取地层中的矿质与盐份形成了热卤水，在断裂凹槽同沉积作用中形成了层状、浸染状与块状含锡多金属硫化物矿化层。它们沉积特征明显，赋矿地层含多层火山凝灰岩，具水平层理，其硅质层中含放射虫等，矿化层与地层同步褶曲。这种赋矿地层经过晚期（燕山期）岩浆作用热力改造与岩浆热液迭加。也为该矿床提供了部分矿质，形成脉状、网脉状及充填交代的锡多金属矿体。因此，丹池矿化带众多矿床，应属海底火山热泉（喷气）同沉积—岩浆迭加改造型层控矿床〔12〕。

此外，广西大量锰矿床的主要含矿层位及矿床都富集于深断裂与同生断裂控制的较深海水槽及以台沟相带中，其中多有海底火山活动。这些主要含矿层位有4个，即上泥盆统榴江组、五指山组（木圭、下雷等）；下石炭统大塘阶（宜山等）；下二叠统弧峰组（平乐、平果等）

^①中国有色金属工业总公司矿产地质研究院包体测定，1985

及下三叠统北涪组(万兵, 1989)。

桂平木圭、灵山石塘、钦州小董、南宁五象岭、那坡坡荷及下雷等地锰矿区晚泥盆世硅质岩层中夹有两层海相中基性火山岩, 单层厚5~50m, 岩性为细碧岩、安山玄武岩、碧玉岩、凝灰岩等。靖西龙临一禄洞、汤洞、龙州武德等地的早石炭统含锰地层中发育两层海相基性火山岩, 单层厚7~73m, 岩性为, 细碧岩、基性熔岩、凝灰熔岩等。凭祥那孝、田东印茶等地早二叠世含锰地层中发育有5层海相中基性火山岩, 单层厚23~94m, 下三层为中性熔岩, 上二层为玄武玢岩夹火山角砾岩。桂西的那坡、凭祥、龙州、平果及东平的早三叠世含锰地层中产3层海相中基性火山岩, 最大厚度达1639m。上述海相火山岩均沿深断裂分布, 这4个时期海底火山喷溢喷气成矿的大致程序是: 基性喷发岩—碧玉岩—硅质岩—喷泉喷气成矿阶段。可见海底火山喷发可以生成硅质岩。富含铬(400×10^{-9} ±)的硅质岩中石英晶体呈等粒状镶嵌丛生, 晶面干净平整, 其中还见有含钡高达4.51%的钾长石及晶屑状石英、镁电气石, 后者化学成分类似同生喷气成因的沙利文铁、铅锌矿床的镁电气石。这些都是海底同生热泉喷气成因的佐证。

在硅质岩、硅质页岩、硅质灰岩及含碳泥质硅质岩组合中所有的锰矿床都赋存于断裂控制的海槽与台沟深水相带之中。被称为海底热卤水成矿的标志之一的钡元素(姜齐节等, 1980)在含锰岩系中与Mn、Co、Ni含量呈正相关。可见, 锰质主要来自沿被动大陆边缘裂谷与微型张裂同沉积凹陷中的基性火山活动及热泉, 喷气作用。

2.2 攀西裂谷及其矿产

此带原称为康滇地轴, 泥盆—石炭纪处于裂前成穹期, 二叠纪后期伴随玄武岩浆大量喷溢, 裂谷进入全盛时期。拉斑玄武岩与弱碱性玄武岩复盖面积达270000km², 厚度达3000m^[13]。具有的双峰式火山岩^[14]。随着甘孜印支地槽褶皱成山, 该裂谷带也急剧隆升并锁闭。攀西与右江裂谷的玄武岩化学成分非常接近。用化学成分与微量元素判别, 都属于板内裂谷玄武岩^[8]。

攀西裂谷的成矿作用也很显著, 裂前成穹期与超基性岩有关的攀枝花钒钛磁铁矿, 会理力马河的镍矿、元谋朱布的铂矿等。还有在长期发展过程中层控热水铅锌矿广泛发育于裂谷两侧边界的断裂内, 如宁南银厂沟、会东大梁子, 会理天宝山等。此外, 著名的东川式层控铜矿也赋存于本裂谷南端的中元古界昆阳群中, 据其建造特征及碱性镁铁质火成活动, 这里被认为是一个中元古代拗拉谷, 它与攀西裂谷在时间、空间上有继承关系^[15]。

2.3 炉霍、道孚裂谷带及其矿产

裂谷位于四川西部甘孜州鲜水河一带, 俗称鲜水河大断裂, 走向北西、陡倾。断面破碎带厚30m以上。断裂附近岩石强烈挤压、破碎、片理化; 金矿化普遍; 糜棱构造及香肠构造常见, 岩层直立。

该带主要出露的地层是三叠系的浅变质灰黑色砂板岩, 岩性单调化石稀少(少量双壳类及植物碎片)。李春昱于30年代名之为“西康群”。四川区调队进一步划分为: 杂谷脑组(T_2z)、侏倭组(T_2zh)及新都桥组(T_2x)。

裂谷带中, 混杂体(岩)极为发育, 规模宏大, 景色壮观。在道孚县城、当克、铜佛山、根基及神山白崖子一带出露良好, 宽达2~3km。混杂体中的外来岩块主要为二叠系及中三叠

统的灰岩、泥灰岩、角砾状灰岩及生物屑灰岩，呈角砾状，大小不等。产瓣类化石：*Nankinella* sp. *Verbeekina* sp. 及 *Waagenophyllum* sp. 还有大量苔藓虫。泥灰岩中产 *Traumotocrinus* sp. *Parallelodom* sp. 等。在混杂体中的原地岩块，为板岩、粉砂质板岩成似层状夹于基质之中，产薄壳双壳类主要有 *Halobia* sp. *H. convexa* Chen, *H. cf yunnanensis* Reed 等晚三叠分子，原地岩块还有灰黑色、紫红色硅质岩及层状燧石，常作香肠状破碎。其中发现放射虫及海绵骨针：*Archaeospongo prunum* sp. *Perispyridium* sp. *Xiphosphaera* sp. *Pentactinocarpus?* *Xiphostylus* sp. *Cenosphaera* sp. 等，以及 *Dictyospangia* sp. *Actinodictyo* sp. 混杂体的基质主要是基性火山岩，占混杂体70%，呈绿色，衬托白色灰岩巨砾。

火山岩化学成分主要特点是贫硅、富镁、高铝，碱质较低^①。少数样品SiO₂仅30.09%，而Cr达500×10⁻⁶，值得注意。

此外，秦岭地处华北地块与扬子地块之间，是一条横亘东西的巨型构造。这个裂谷控制着著名的西成、秦岭成矿带，包括厂坝锌矿床（海底喷流热水矿床），毕家山—铅铜山热水沉积—变质改造矿床、锡铜沟式热水沉积—再造矿床和银洞子喷流热水矿床等大型、特大型多金属矿床。它们成群成带分布，皆产于中上泥盆统碎屑岩夹灰岩建造中，常含凝灰质，具类复理石特征。矿石中夹重晶石、硅质岩、微石英岩等热液沉积岩。矿体成层状、似层状、透镜状并与围岩产状一致，同步褶曲。

所谓祁连山地槽也是由古中国地台解体而成的裂谷^[5]，著名的白银厂铜矿的生成亦与这种地质背景有关。

中条山篦子沟、胡家峪等层控铜矿带赋存于元古界中条群中（拗拉谷产物）。中元古代由拉张作用而形成规模巨大的中条—太行—燕山拗拉谷，具有碱基性火山岩，以及富钾流纹岩等组成的双峰式岩浆活动^[16]。

内蒙已知大型层控矿床如霍各气、炭窑口、甲生盘等铜多金属矿赋存于中元古代狼山群、渣尔泰群中，其成矿的构造背景具裂谷或拗拉谷性质^[16]。

2.4 微型裂隙（Micro—Aulacogen）同生断裂及地体边界对成矿的控制

微型裂隙在广西、湖南、贵州诸省相当常见，主要表现在浅水碳酸盐台相沉积与深水泥质硅质台沟相沉积的相间排列。以沉积岩为主宿岩石的一些矿床即层控矿床与台沟深水相沉积关系密切，特别是在其同生断裂附近。

广西泥盆纪台沟相带，对层控金属矿床具有特别意义。赋存具有层控特征的锡石—硫化物多金属矿床的重要地区为南丹台沟相带的丹池成矿带（包括大厂龙头山生物礁）。探明的储量占广西泥盆纪同种矿产总储量的比例为：铅，49.67%；锌，57.76%；汞，97.03%；铊，98.92%。同时，台沟相也是赋存此时同生—成岩期沉积型锰矿、磷矿的成岩环境。锰矿占广西已探明总储量的83.08%。磷矿占52.49%^[17]。

此外，还有下雷、藤县、鹿寨三处台沟相带，有锰矿16处，重晶石矿1处，磷矿2处。晚泥盆世后期大的锰矿如大新下雷、靖西、湖润、龙邦及桂平木圭锰矿皆位于台沟相带中。下雷台沟受东、西、北三面碳酸盐台地挟持，水流不畅，台沟南部处于关封闭深水还原环境，再加上其北侧那坡台沟中的基性火山岩喷发带来丰富的锰质，从而形成原生碳酸锰矿。木圭锰

^①柳雅之等，从地壳演化规律看层控矿床的成矿学，1990

矿处于滕县台沟向台地相的过渡部位，具有港湾状台地边缘性质，有利于锰矿聚矿^[17]。

由于微型裂隙、同沉积断裂有利于深部地热的放散，是深部物质上升的通道，从而易于形成热水、热卤水循环系统。这样成矿金属容易集中成矿层或矿源层，后期沿这些古构造的活动，进一步控制热卤水的循环。因此，这些古构造对沉积相带，热水系统及后生成岩成矿都有控制作用。

另外，地体的边界即深断裂对成矿亦有控制作用，因其与岩相、地热、热水循环都有密切关系，西南各省很多矿床与矿点赋存于地体边界的断裂之中^[18]。

3 裂谷成矿作用的发展与演化

太古代是地球发展的最早时期，原初地壳极不稳定，可称为泛地槽阶段。火山作用强烈而普遍，大量形成以基性、超基性火山岩为原岩的变质岩、绿岩带。到了早元古代，地壳已增厚到相当程度，按现时的地热梯度估计，这个厚度大约是25km^[19]。它可以形成稳定的大陆块和较宽广的大陆架。潮汐、风化、搬运、剥蚀等地质作用显著，造成广泛的砾岩、长石砂岩、石英岩和碳酸盐类岩石。这时，火山作用已不及太古代强烈，为非连续性的，只集中于某些地带即地槽中。这时，地热梯度仍相当高，古海水温度也较高，前已述及。大气圈与水圈由还原性的向氧化性者过渡。因此，热水化学沉积普遍发育，条带状铁硅化学沉积物在古海洋中大量出现，这就是遍布世界各大洲的上湖型铁矿石，我国叫作鞍山式条带状贫铁矿。在大陆上则有南非维特瓦特斯兰德型金—铀砾岩的矿床出现。

进入中元古代，约在18~20亿年前，地壳演化又出现重大转折，某些地质学家称之为新地阶段Neogaikum的开始。马杏恒等（1980）指出：中元古代起，大部分地区开始了刚性大陆地台的活动时期，拗拉槽、裂隙边缘、大陆边缘地槽和内陆盆地相继出现。卢兆良等（1985），认为中元古代起中国陆台内部地壳演化的主要方式是陆壳一定程度的破裂、分离和闭合。看来，此时的地壳已更加增厚到足以承受和形成板块机制，即俯冲消减与洋脊扩张；地壳的热梯度也大为降低，大气圈与水圈基本上属氧化性者。大而积的热水化学沉积—铁硅建造在消失。反映缺氧大气的金—铀砾岩与黄铁矿沉积物也不再出现了。地壳第一次出现众多的裂谷、拗拉谷等拉张系统及其控制的层控矿床。形成热水化学沉积矿床的方式再也不是大面积的铁硅建造，而是不均匀地以裂谷拉张带为轴线的层控矿床成矿带，各矿田或矿床首尾相接，成群成带出现。很多特大型、大型层控矿床就是这样生成的。如：东川式铜矿，形成于中元古代的昆阳拗拉谷；中条山篦子沟、胡家峪层控铜矿，形成于元古代中条—太行—燕山拗拉谷之中^[16]。内蒙白云鄂博、霍各气、炭窑口、东升庙与甲生盘等稀土、多金属层控矿床，形成于内蒙地轴的边缘裂隙槽或拗拉谷中。国外的赞比亚—扎伊尔铜钴矿带，加拿大沙利文铁、铅锌矿带，澳大利亚布罗肯希尔多金属矿带，南非阿格纽斯铜铅锌矿带，以及朝鲜检德铅锌矿带等，这些巨型层控矿床都与这个时期的裂谷机制有关。

古生代以来，地球上又一次板块格局大调整。处于南半球的冈瓦纳古陆与古太平洋裂解、漂移北上，各陆块出现许多陆内裂谷、边缘裂隙、微型裂隙等。裂谷控制的热水、热卤水循环系统形成带状分布的层控矿床，如著名的西成、秦岭多金属成矿带，含厂坝、银洞子、大西沟等；右江丹池锡多金属矿带，攀西裂谷的铁矿及多金属矿带，长江中下游众多菱铁、铅锌矿床等。古生代，特别是晚古生代是地块裂解、裂谷与各种拉张构造第二次大发展的时期，

如前所述,华南至少有7个裂谷^[1],并具有相似的发展史。

中生代印支运动以后,我国大地构造格局第三次重大调整,东南主动大陆边缘的俯冲机制启动,俯冲带影响了我同东南大陆边缘,并使大陆上众多镶嵌地体挤压,迭置与重新调整位置。这就是地台活化或地洼的实质。沿地体的边界断裂,老的裂谷、断层地带重新活动,甚至岩浆侵入、喷发,造成地热增温、地下热水、热卤水循环系统再度活跃起来,矿源层中的金属活化转移,这是又一次的层控金属矿形成的大好时期。我国东部地洼区的许多燕山期砂卡岩铜、铁多金属矿床如大冶、铜官山等就是这种后生层控矿床,即矿体与含矿建造之间整合程度较差,围岩蚀变与交代作用较强的层控矿床^[19]。

4 中国复合大陆的层控金属矿成矿特征

多数人认为:中国大陸乃大小块体及地体,还有若干小洋盆由南半球或赤道附近向北漂移、镶嵌而成的复杂体系(任纪舜,1989。刘雪亚,1986。水谷,1988。柳淮之,1989)^{[20]、[21]}。从根本上动摇了固定论的槽台体系及其制约的成矿传统概念。

组成中国大陆的众多块体及地体北移聚合的过程很复杂,当今中国南海小洋盆的几次扩张脊与地体聚合就是这一复杂过程的缩影^[22]。这些块体最初游离于赤道区。论据有:(1)古地磁资料:数据较多,笔者采自桂林市尧山中泥盆统信都组D_{2x}的红色细砂岩样品经广东省地矿局研究所(邢玉菽等,1987)测试,其占纬度为北纬5.47°。看来亚洲东部大陆边缘大地构造格架及其增生过程,类似于北美西部的情况^[20]。(2)古生物、古气候的资料:从晚古生代的生物群面貌来看,华南广布暖水浅海底栖生物群、特别是大量窄盐度喜暖动物,如珊瑚、瓣类、腕足类、层孔虫、菊石、棘皮类及藻类并多处成礁。据此分析,华南在晚古生代属于热带及亚热带气候,这与古地磁资料所指出的低纬度是一致的。

中国大陆不同于北美、非洲等整片稳定地台,它是由众多块体及地体镶嵌拼合而成,稳定性较差,各块体的边界、块体的边缘裂隙多次调整活动,地热梯度较高,从而有利于热水化学沉积的层控多金属矿床的形成。

注重成矿作用的大地构造背景的分析,结合我国大地构造的演化,即地史上各陆块的裂解、漂移北上与增生的过程,来探讨层控金属矿床的成矿作用与分布,从而指导找矿工作,是当前研究者们值得深思的课题。

参 考 文 献

- 1 柳淮之等,扬子地块晚古生代裂谷与地体,桂林冶金地质学院学报,1988,8,(4)
- 2 罗志立,略论地裂运动与中国油气分布,中国地质科学院院报,1984,(10号)
- 3 戴问天,海底热液沉积成矿,地质与勘探,1985,(6)
- 4 赖应钱,我国层控矿床研究近况和某些新进展,广东地质,1989,4,(2)
- 5 黄汲清,中国大地构造图及说明书,北京地图出版社,1979
- 6 黄汲清,中国大地构造基本轮廓,地质学报,1977,(2)
- 7 孙忠,桂西印支地槽褶皱系地质构造基本特征,第二次全国构造会议论文集(一),北京地质出版社,1981
- 8 柳淮之等,右江裂谷带初探,桂林冶金地质学院学报,1986,6,(1)
- 9 钟白云等,右江裂谷带早三叠世玄武岩的特征,桂林冶金地质学院学报,1989,9,(1)
- 10 韩发等,大厂锡多金属矿床热液喷气沉积的证据,矿床地质,1989,8,(2)
- 11 雷良奇,热水沉积与大厂超大型锡-多金属矿床,地球化学,1993,(1)

- 12 张国林等. 广西大厂锡多金属矿床成因探讨, 地质论评, 1987, 22, (5)
- 13 雪冰. 试从板块模式探讨藏东川西地区二叠系与三叠系划分及对比, 青藏高原地质文集(12), 北京地质出版社, 1983
- 14 骆耀南. 康滇构造带的古板块历史演化, 地球科学, 1983, (3)
- 15 张云湘等, 地质专报, 攀西裂谷, 北京地质出版社, 1988
- 16 华仁民. 中国中元古代裂谷作用及其对层控铜矿的控制, 大地构造与成矿学, 1989, (2)
- 17 吴治等. 广西泥盆纪沉积相古地理及矿产, 南宁广西人民出版社, 1987
- 18 沙连楚. 增生地体边界的矿化作用, Abstracts of 4th Terrane Conference, Nanjing. 1988
- 19 朱上庆等. 层控矿床地质学, 北京冶金工业出版社, 1988, 272
- 20 S. Mizutani, Mesozoic terranes in the E. continental margin of Asia, Abstracts of 4th Terrane Conference, Nanjing. 1988
- 21 Liu Huaizhi et al. On the tectono-palaeogeography and Terrane evolution of SW China, J. of SE Asian Earth Sci. 1989, V. 3, No. 1~4
- 22 何廉声. 大地构造说明书(南海), 第二海洋地质调查队编, 广州, 广东省地图出版社, 1987

喷气—沉积矿床的地质和地球化学特征

雷良奇

(桂林工学院地质系经济地质教研室)

内容提要 喷气沉积矿床与传统的沉积矿床不同,它是一种同生热液矿床,其成矿物质不完全是正常沉积作用的产物,而是在含矿地层形成期间,在高温高压或高温常压的条件下,从由沉积物中的同生水、深循环水(海水或地表水)演化形成的含矿热水中沉积形成的。成矿产物的富集主要是在沉积物形成的同时或近于同时发生的,成岩及后生作用一般占有较次要的地位。对喷气沉积矿床进行深入的探讨具有较大的理论及实际意义。

本文结合我国的主要矿例,重点探讨了产于沉积岩系中的喷气沉积矿床的成矿背景、产出特征及地球化学特征等,并提出了该类型矿床的一些找矿标志,以期对进一步推动我国喷气沉积矿床的研究起到抛砖引玉的作用。

引言

喷气沉积矿床是一种同生热液矿床(Syngeneic Hydrothermal Deposits)。矿床中的金属硫化物不完全是正常沉积作用的产物,而是在含矿地层形成期间从海底活动的含矿热水流体中沉积形成的。这种含矿热水并不一定来自岩浆,而主要是由沉积物中的同生水、循环地表水或海水演化而成的。矿化富集主要是在沉积物形成同时或近于同时发生的,后生作用一般占有较次要的地位。在第七届国际矿床成因讨论会上,英国地质学家 M. J. Russell (1986) 把这类矿床称之为“SEDEX”型矿床。

现代海洋深潜地质调查及深海钻探(DSDP)、大陆裂陷深水湖泊(如东非基伍湖等)及地下热泉(萨尔冬湖)地质调查等研究成果揭示,喷气沉积成矿作用是广泛存在的,并且具有十分重要的成矿意义。

喷气沉积成矿作用是在开放体系中进行的,与地壳上部深循环含矿热水活动有关。只要形成热水循环的条件不被打破,其成矿作用就将持续地进行下去。因此,喷气沉积成矿作用远比岩浆成矿、变质成矿,这些在封闭、半封闭的条件下的成矿作用,成矿产物的供给更有利和更充分,所形成的矿床其规模一般也较大。世界上许多大型或特大型矿床(如 Broken Hill、Mount Isa、Sullivan、Navan、Balmat—Edwards、Aggneys等,我国的甘肃西成、陕西凤太、广西大厂和下雷、云南金顶等多金属硫化物矿床)都直接或间接地与喷气沉积成矿作用有关。

1 喷气—沉积矿床的类型

喷气沉积矿床是指由对流循环含矿热水在地表或近地表减压环境中通过沉积作用或交代作用所形成的矿床。它包括了过去所称的火山喷气矿床、热泉矿床、海底热液喷气沉积矿床等。其矿种包括:铜、铅、锌、银、金、铁(磁铁矿、菱铁矿)、硫(黄铁矿)、重晶石、萤石、锑、汞、硼等。

根据容矿岩石类型可将喷气沉积矿床划分为火山岩系型(即产于火山岩及火山沉积岩中)

及沉积岩系型。与火山岩系有关的矿床以铜锌—铜铅锌组合及金、硼为特征，而产于沉积岩系者则以铅锌为主。

产于火山岩系中的喷气沉积矿床，成因上属火山成因矿床，本文不再赘述。

产于沉积岩中的喷气沉积矿床其成矿与深循环含矿热水活动事件及沉积盆地的还原“障壁”聚矿作用有关。这类矿床的成矿受层（地层层位）、相（沉积相）、位（大地构造位置）、障（地球化学障壁）、源（成矿物质来源）等因素综合控制。根据围岩岩性，可将沉积型喷气沉积矿床分为以下三类：

1.1 砂、砾岩型。如云南金顶铅锌矿床。

1.2 细碎屑岩—碳酸盐岩型。如广东凡口、华北高板河等黄铁矿铅锌矿床。

1.3 硅质岩—碳酸岩型。如秦岭多金属成矿带（西成、凤太、柞水），南京栖霞，广西来宾—武宣—象州重晶石铅锌矿带，广西丹池锡—多金属成矿带等。

喷气沉积矿床与其它类型的层控矿床及火山成因块状硫化物矿床之间有着密切的联系（图1）。

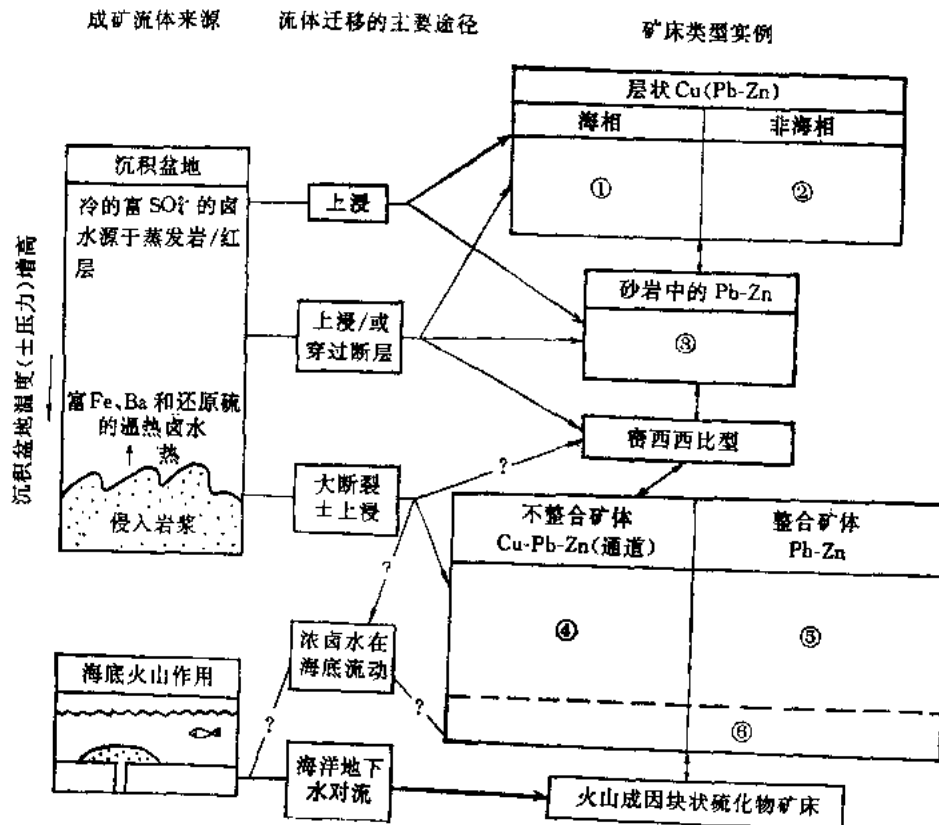


图1 喷气沉积矿床和其它类型层控矿床中成矿流体来源及其迁移途径之间的关系

(引自 Gustafson, 1981)

①—Zambien Cu belt (赞比亚铜矿带)、Creta (克里特)、Kupferschiefer (卡卜佛谢佛)、Udoken (乌托肯)、Dzhezkazgan (都兹海兹卡兹岗); ②—Corocoro (科罗科罗)、Nacimiento (拉西敏托); ③—Largentiere (拉金蒂尔)、Laisvall (雷丝威尔); ④—Silvermines Lower (西尔威尔敏丝矿下部)、Tynaph (泰纳) Pb-Zn、Mc Arthur Cooley—Ridge (麦克阿瑟古里里脊)、Mt Isa (爱沙山) Cu、Suiven Breccia (Barren) 苏威文角砾岩 (荒地)、Rammelsberg (雷麦尔斯伯格) Pb-Zn; ⑤—Silvermines Upper (西尔威尔敏丝矿上部) “G”、“B”、Tynaph Fe Formation (泰纳含铁建造)、Mc Arthur (麦克阿瑟) M、Y、C、Mt Isa (爱沙山) Pb-Zn、Suiven (苏威文) Pb-Zn、Rammelsberg (雷麦尔斯伯格) Pb-Zn; ⑥—Meggen (麦金)

2 成矿背景

2.1 拉张性沉积盆地

喷气沉积矿床通常产于受拉张性同生断裂或裂谷控制的断陷盆地中。如：秦岭矿带（冒地槽或边缘海盆地），大厂、凡口等（浅海裂谷型盆地），金顶（内陆断陷盆地）。沉积盆地的最大拉张裂陷期，是热水喷流成矿活动的最有利时期，如广西丹池盆地最大拉张裂陷期为榴江期（D₃l），湘南—粤北裂陷槽盆最大拉张期为余田桥期（D₃s）。

在拉张性沉积盆地中，同生断裂的交汇部位，是热水喷口发育的有利部位。在热水喷口附近发育的滞流还原凹地所形成的地球化学还原障壁环境，有利于成矿物质聚集，因而是喷气沉积矿床产出的有利场所。

2.2 不稳定的大地构造单元

喷气沉积矿床发育在长期不稳定的大地构造环境中。我国重要的贱金属硫化物成矿区—秦岭和南岭地区，处于长期不稳定的地质环境，都具有多个构造层。秦岭地区整个褶皱系是印支期回返的，经历了加里东褶皱、海西褶皱，地槽回返后还有燕山期和喜马拉雅期的构造岩浆活动。南岭地区褶皱系于加里东期回返后，也不平静，由海西期至印支期仍有构造岩浆活动，燕山期是该区构造岩浆活动达到最高峰的时期—地台活化。这种地质构造长期不稳定的环境与世界上一些较典型的稳定地台（如中非地台、劳伦斯地台、俄罗斯地台）是不同的，后者也确实少有块状硫化物矿床产出。这种地质构造条件稳定性的差异也造成了我国华北与华南成矿作用的差别。华北产于沉积岩系中的块状硫化物矿床，主要产在基底岩系中（如狼山、高板河等），而在古生代盖层中则很少。华南则与之相反，基底岩系中块状硫化物矿床较少，而主要产在古生代盖层中。从总体上看，华南的喷气沉积矿床要比华北更为发育。

2.3 高的地热场

现代喷气沉积矿床大多产在大陆裂谷、大洋裂谷及大洋脊等高地热场区。地史时期的喷气沉积矿床也大多与古裂谷空间关系密切，并且在成矿背景区大多伴生火山（次火山）活动。如凡口矿区中上泥盆统中有辉绿岩床（脉）产出，可能是相距不远的大宝山泥盆纪火山岩的同期异相物；栖霞矿区有石英闪长岩脉与石英闪长玢岩，脉岩中局部有铜、铅、锌矿化；西成、凤太矿区有基性杂岩或闪长玢岩，区域上局部有泥盆纪火山岩。目前虽然还没有资料证实大厂锡—多金属矿床与脉岩（闪长玢岩、含气孔的中基性次火山岩）有直接的成因联系，但脉岩与矿床的空间关系却比较密切（尤其在西矿带），此外，在矿田外围泥盆系榴江组（D₃l）中已发现有富含成矿元素的凝灰岩。上述表明喷气沉积矿床形成于较高的地热场区。因此，高地热场环境是热水形成及喷气成矿的必要条件。

2.4 时代效应

喷气沉积矿床开始出现于元古代，尤其集中形成于中元古代（如Me Arthur为16亿年，Sullivan—17—15亿年）和早—中古生代（如塞尔温盆地—奥陶纪至泥盆纪，Meqgen和Ra-

mmelsberg—中泥盆纪)，较晚的如爱尔兰—石炭纪。在我国，许多喷气沉积型矿床产于泥盆系中，如甘肃西成，陕西凤太，广西大厂及湘南粤北铅锌矿床等。这些时代正是原始泛大陆和显生宙大陆分裂前地壳热点活动的时期（Sawkins, 1980）。

3 喷气—沉积矿床的产出特征

3.1 容矿围岩

总体上看容矿围岩多种多样，但热水沉积矿床与细碎屑岩（泥碳质页岩、泥岩）—碳酸盐岩—硅质岩组合最为密切。在我国，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的组合中。这种容矿岩石组合还具有下述特殊岩石组合及构造特征：

3.1.1 礁硅岩套：一个典型的礁硅岩套（陈先沛, 1988）由产于下部的盆地礁滩相碳酸盐岩和覆于其上的纹层状硅质岩以及在地层中的脉岩（次火山岩脉）所组成（图2）。这种礁滩相以在盆地环境中出现的最为典型。大厂矿田的盆地礁（龙头山礁体），其上由榴江组(D₃1)硅质岩和中基性脉岩所构成。与此十分相似的还有湖南铺头、南秦的501矿区。多金属矿床的产出位置在硅质岩与礁相碳酸盐的接触部位或偏向灰岩一侧或偏向硅质岩一侧。秦岭矿带的西成矿田，凤太矿田也具有这种三位一体的岩套。栖霞矿区亦是如此。凡口矿区有礁和基性

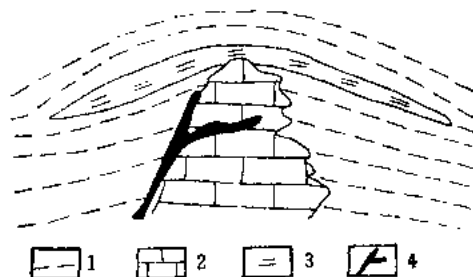


图2 典型的礁硅岩套示意图

（陈先沛, 1988）

1—细碎屑岩；2—礁—滩相碳酸盐岩；3—硅质岩；4—次火山岩

岩脉，但缺少硅质岩，可能属于不完整的礁硅岩套。礁硅岩套与喷气沉积矿床关系如此密切，反映了地质过程与成矿作用的规律性联系。礁硅岩套是高地热环境中（次火山岩）同生断裂带（礁）附近热水沉积（硅质岩）作用的典型产物，也是非常重要的成矿部位（陈先沛, 1988）。

3.1.2 碳酸盐岩热水溶洞：在凡口、栖霞、凤太、广西泗顶及佛子冲等矿区成矿与碳酸盐岩古喀斯特溶洞有关。部分矿体产于大的沉积间断面（假整合）之上或大断裂傍侧的喀斯特溶洞中，溶洞中有溶塌角砾及溶洞充填物，矿体形态不规则，与围岩界限截然，成分突变而无蚀变痕迹，具有溶洞充填性质。成矿温度一般为中至低温。这可能是由于热水对碳酸盐的溶蚀产生热水喀斯特溶洞时，金属硫化物充填溶洞成矿。热水喀斯特化是由下部向上的涌流形成的，因而成矿物质往往来自比成矿部位时代较老的下部层位。在矿石中铅同位素年龄常反映基底的年龄（地表水喀斯特化是下降的大气水作用形成的，因此矿石中铅同位素年龄则反映比含矿地层更新的上部层位的年龄）。

3.2 赋矿层位

喷气—沉积矿床的时空分布特点与典型的沉积矿床（如铁、锰、磷、铝等）有所差别（图3）。海相喷气沉积矿床主要赋存在海浸岩系的中、上部位（典型的沉积矿床主要产在海浸岩系的底部—铝、铁，或中、上部—锰、磷），即区域性不整合面上第一个沉积旋回的碳

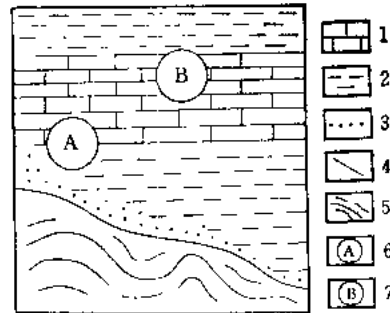


图3 喷气—沉积矿床与陆源沉积矿床地层和产状示意图

（陈先沛，1988）

1—碳酸盐岩；2—细碎屑岩；3—砂砾岩；4—不整合面；5—基底岩石；6—陆源沉积矿床的产出位置；7—喷气沉积矿床的产出位置

酸盐岩中。在我国东北、华北等地，区域性不整合面上第一套含稳定碳酸盐岩的地层是中、上元古界（辽河群、震旦系），其中有坨沟、高板河等矿床，更高层位的硫化物矿床较少。南方的金属硫化物矿床，同样也主要产在区域不整合面上第一套碳酸盐岩地层中（扬子地台的震旦系至寒武系，南岭的泥盆系等），其中有许多矿床为喷气沉积矿床（如扬子地台的重晶石矿床、南岭地区的多金属矿床）。

喷气沉积矿床的这一产出特点的可能原因是与热水循环和沉积成矿的环境有关。热水溶液形成之后，在基底碎屑岩系中环流时，既能浸取本底较高的成矿元素，又不存在易于与热水反应的稳定的碳酸盐岩层，因而能保证热水溶液进入沉积盆地之中。至于喷气沉积矿床产于沉积旋回中上部，则可能与沉积盆地的发育历史有关。沉积盆地拉张初期以碎屑岩的充填为主，陆源物堆积速度很快，不利于成矿物质的聚集；在盆地持续拉张期，陆源沉积物减少，而为泥质岩和碳酸盐岩的沉积所取代；当持续拉张裂隙发展到一定时期，断裂向地壳深部切割，与深部热源（岩浆房）沟通，形成有利的热水循环成矿条件及有利于矿床保存的条件。

3.3 矿化多层性

喷气沉积矿床的矿化具有多层位的特点，在同一矿区或矿带的工业矿体常见于不同的岩层中。这类矿床常在空间上成带，矿田内矿床成群，矿体数量众多。但少数矿体富大，集中了该矿区的主要矿量。例如，云南金顶矿区含矿地层为白垩系、第三系，灰岩、角砾岩及砂岩含矿，矿体100余个，但其中10个矿体集中了矿区的主要矿量。高板河矿区从杨树沟到关岭子有9个矿段呈线性排列，白云岩、页岩均含矿。秦岭矿带3个矿田在区域上成带分布，每个矿田的矿床或矿点有数十个之多（如西成、凤太矿田），单个矿区有多个矿体，但主要矿量集中于少数几个矿体中（如厂坝矿区以I、II号矿体为主要矿体）。此外，在凡口、大厂、来宾—武宣等矿田也有类似的特点。喷气沉积矿床的这一特点与典型的沉积矿床相比是明显不同的。

3.4 矿体产状

喷气沉积矿床大体上可分为两种产状,即:

3.4.1 层状矿体,与地层整合或近于整合产出,如层状(或板状)、似层状和透镜状矿体等。

3.4.2 脉状矿体,穿切地层层理产出,如细脉状、网脉状和不规则状矿体等。

喷气沉积矿床的产出形态与成矿环境有关:在浅水沉积环境中(水体静压力较小),当含矿热水运移在接近地表时就会发生沸腾,成矿物质在热水运移管道中沉淀或交代围岩成矿,在这样的条件下形成的矿床以脉状产出为主。反之,在深水环境中(水体静压力较大),含矿热水在上升运移过程中,大部分成矿物质可随着热水运移至海(湖)底喷溢出而不会发生沸腾,于是含矿热水就在喷口处或者沿着海底流入有利的构造部位,如封闭的深水凹地中,沉积成矿。在此条件下形成的矿床则以层状产出为主。

层状矿体和脉状矿体在空间上通常密切共生(当海底地形变化不大时)或伴生(当海底地形变化较大时)。凡口矿区顺层的透镜状、层状、板状矿体与交切层理的柱状、脉状、不规则状矿体在空间上辗转相连,关系密切。武宣—象州矿田都是脉状或不规则状的矿体,而在其附近的来宾矿区则以层状矿体为主。层状与脉状矿体虽然产状、产出空间位置不同,但其矿物组合、地球化学特征(同位素、包裹体成分等)却相同。柞水与高板河矿区主要是层状和似层状矿体。再如日本的“黑矿”,层状矿体与脉状矿体密切共生,成为上部呈层状、深部呈脉状的“蘑菇”状形态产出。

矿体的产状与围岩的岩性有一定的相关性。产在碳酸盐岩中的矿体,大多是不规则状矿体,或是大致顺层但局部明显切层的透镜状矿体(有的为产于喀斯特溶洞中的充填矿体);而产在硅质岩、细碎屑岩中的矿体则大多为层状或似层状矿体。例如秦岭泥盆纪成矿带北带产于碎屑岩中的矿床同生成矿特征显著,而南带产于台地碳酸盐岩中的矿床则兼具同生和后生的多样性成矿特征。从总体上看,层状、板状矿体主要赋存在矿区偏上部层位,而脉状及不规则的交切层理的矿体则主要产于偏下部的层位。如凡口、象州—来宾、西成、凤太及“黑矿”等的情况就是如此。

3.5 矿石组构

喷气沉积矿床的矿石组构复杂多样,具有同生—成岩—后生成矿的矿石组构特征,即反映沉积作用、成岩作用及充填交代等成矿作用的特点。在层状、似层状及板状矿体中具有同生沉积构造,如层纹状构造、韵律性条带状构造、斜层理、粒序层理,准同生构造,如滑塌—包卷构造(大厂)、交代构造(如高板河黄铁矿叠层石、凡口和栖霞矿化藻、大厂磁黄铁矿贝壳),以及成岩成矿构造,如结核(团块)状构造、“砖墙”状构造、草莓状构造(一般为黄铁矿莓球体,在凤太矿区还可见闪锌矿、方铅矿、黄铜矿莓球)。脉状矿体具后生组构特征,如切层脉状构造(包括层间剥离裂隙脉状构造)、悬粒构造(广西平桂珊瑚矿区钨—铁石英脉状矿体)、隐爆角砾构造。一般情况下,黄铁矿矿石保留的同生沉积构造较多较明显,闪锌矿矿石则保留较少,而在方铅矿矿石中则很难见到同生或准同生构造。此外,矿床的围岩岩性与矿石的组构类型密切相关,产于碳酸盐岩中的矿床多具充填交代构造,矿物晶粒一般较粗,而产于细碎屑岩和部分硅质岩中的矿床沉积构造清楚,矿物晶粒较细。从总

体上讲, 贫矿常保留较多的同生沉积组构。

3.6 “底蚀”构造

在喷气沉积矿床的底部常出现较强的围岩蚀变, 在层状矿体中底蚀发育于矿层或矿石条带的底部, 形成清晰的底蚀边(雷良奇, 1991)。常见围岩蚀变有: 硅化、重晶石化、(铁、锰)碳酸盐化、萤石化、硬石膏化等。蚀变的性质及强度在不同的矿床中, 或在同一矿体的不同部位有所不同。一般脉状矿体和交代矿体的蚀变较强(如象州脉状重晶石矿床)、而层状矿体和充填矿体的蚀变则较弱(如来宾层状重晶石矿床, 高板河, 以及秦岭矿带的各矿区等)。在同一矿体中, 以底部围岩蚀变为主, 边部蚀变较弱, 即以热水喷口为中心向外侧围岩蚀变逐渐减弱, 而在矿体顶部围岩蚀变不发育。“底蚀”是含矿热水与沉积盆地底部沉积物发生水热反应的产物, 它是鉴别喷气沉积矿床的有利证据之一。研究“底蚀”作用有助于探讨含矿热水的性质、成分及热水活动的规律等。

3.7 矿物成分

喷气沉积矿床的矿物成分比较简单, 一般主要为黄铁矿、闪锌矿、方铅矿。脉石矿物主要为钙镁碳酸盐矿物、石英、有机质粘土。喷气沉积块状硫化物矿床中主要金属矿物的比例在不同矿区, 或者同一矿区的不同矿体, 以及同一矿体的不同部位都有变化, 显示出水平与垂直分带性。如高板河矿石中方铅矿和闪锌矿在浅部比在深部富集; 栖霞矿的闪锌矿/方铅矿值从上部的2左右至下部的8左右变化。其它如炸水矿区, 来宾—象州矿区黄铜矿—方铅矿、闪锌矿—重晶石具有明显的垂直和水平分带等。

3.8 喷气沉积物

喷气沉积矿床的容矿岩石中常见喷气沉积物伴生。较典型的有: 富镁电气石岩、富钡长石岩、钠长石岩、纹层状硅质岩、重晶石岩、深水相膏盐层、腐泥型高碳质层(页岩)等, 喷气成因矿物, 如碧玉、萤石、细—中粗晶的菱铁矿、菱锰矿等。喷气沉积物是鉴别喷气沉积矿床的重要标志。尤其是当上述标志性沉积物中有两种或两种以上同时出现时, 其判别可靠性就更大。典型的喷气沉积矿床的围岩中大多具有黑色页岩(高碳质层)与喷气沉积物(如重晶石、硅质岩等)共生的特点。例如, 高板河矿区的含矿岩系以含锰碳酸岩、高碳质层和纹层状燧石为特点; 西成及凤太矿区容矿岩石中发育纹层状硅质岩、重晶石岩及黑色页岩; 炸水矿区发育碧玉、钠长石岩、重晶石岩、菱铁矿、铁白云石岩; 大厂矿区发育硅质岩、高碳质岩层、含石膏碳酸盐岩; 来宾—象州矿区发育硅质岩、重晶石岩、含锰碳酸盐岩、黑色页岩; 凡口矿区为重晶石岩、晶质菱铁矿、黑色页岩组合; 栖霞矿区为硅质岩、菱锰矿及钙菱锰矿岩层及黑色页岩组合。

4 喷气—沉积矿床的地球化学特征

4.1 元素地球化学特征

4.1.1 主要成矿金属元素简单, 并且有明显的分带性。产于沉积岩中的喷气沉积矿床的

成矿主元素为：铅、锌、钡、铁（锰）。铅锌比值在不同矿区或同一矿区的不同矿体，甚至同一矿体的不同部位，都有所不同，但变化范围不大，一般均在1:2~1:5的范围之内变化。如金顶矿区的I号矿体Pb/Zn值为1:5，II号矿体为1:7，VII号矿体为1:4，VI号矿体为1:10；栖霞矿区角砾状矿石Pb/Zn值为1:3，块状矿石为1:2，浸染状矿石为1:2。

产于沉积岩中的喷气—沉积矿床元素分带规律性很明显。一般浅海喷气沉积矿床的元素分带规律表现为（Large, 1981）：Cu、Fe（硫化物）—Pb、Zn、Fe（硫化物）—Ba（重晶石）—Fe（氧化物）。深海喷气沉积矿床（红海海渊）的元素分带（Бутузова, 1984）：Cu、Zn（硫化物）—Ca、Ba（硫酸盐）—Fe、Mn（氧化物）—Fe、Mn（硅酸盐）。广西来宾—象州重晶石矿带的分带规律为：Cu—Pb、Zn—Pb、Zn、Ba—Ba—Mo、U—Mn(Fe)，与浅海喷气沉积矿床的分带规律相似。

4.1.2 Ag、As、Sb（Hg）及Ba高背景值。Hekinian（1985）的分析结果表明，现代太平洋洋中脊各种类型热水沉积物中Ag、As含量较高：Ag变化范围为5—186×10⁻⁶，平均值为37×10⁻⁶；As为45—1253×10⁻⁶，平均值为252×10⁻⁶。

Marching等（1982）指出，As、Sb可作为区分热水沉积物、远洋沉积物和成岩富集金属层的标志，在热水沉积物中，As的含量为200×10⁻⁶，Sb为7×10⁻⁶左右；在后两者中，As为10×10⁻⁶，Sb为2—3×10⁻⁶。

在古代矿床及围岩中，Ag、As、Sb（Hg）及Ba也显示出较高的丰度。例如，凡口、栖霞、银洞子等已构成独立银矿床。重晶石、锑、砷硫化物或硫酸盐普遍发育于喷气沉积矿床中。凤太、凡口矿区矿石中Hg的含量已达到综合利用的标准；金顶矿区发育辰砂。西成矿田中Ag、Sb、Hg、As、Ba丰度值较高，比本底值高几倍—几十倍。

上述元素在喷气沉积矿床及围岩中含量高，分布普遍，是有利的成因标志。

4.1.3 Fe、Mn、Al、Ti元素比值：喷气沉积矿床一般具有较高的Fe/Ti值及较低的Mn/Fe+Mn+Al值。现代海洋中的热水沉积物（如产于GALAPAGOS裂谷、FAMOUS区及BAUER海渊的热水沉积物等）及大厂矿区的上述比值都靠近东太平洋陆隆的热水沉积物端元（图4）。

4.1.4 稀土元素（REE）：喷气沉积矿床的稀土元素（REE）总量较低，轻稀土元素及铈元素明显亏损（图5）。

4.1.5 喷气沉积矿床中黄铁矿的Co/Ni值一般小于1，具有沉积成因黄铁矿的比值特征。

4.2 同位素地球化学特征

4.2.1 铅同位素：以正常铅为主，铅同位素年龄值变化较大。模式年龄有3种不同的情况：①矿石铅老于含矿地层（如栖霞矿区矿石铅年龄为568—707Ma）；②矿石铅与含矿地层年龄相近（如高板河矿石为1300—1400Ma，金顶矿石为22—82Ma）；③矿石铅有几组年龄值，分别老于、等于或明显新于含矿地层（如西成矿石铅年龄变化范围为285—663Ma，凡口为178Ma、290Ma、347~398Ma，大厂为73—757Ma）。根据喷气沉积矿床的成矿机理，矿石铅模式年龄老于或近于含矿地层的年龄，反映深循环热水对围岩中成矿元素的汲取，成矿物质具多来源的特点。矿石铅年龄新于含矿地层的年龄则与成矿期后的成矿热液叠加或改造作用有关（如大厂矿区等）。

4.2.2 硫同位素：矿石中硫化物的硫同位素变化范围大，而硫酸盐的硫同位素则较

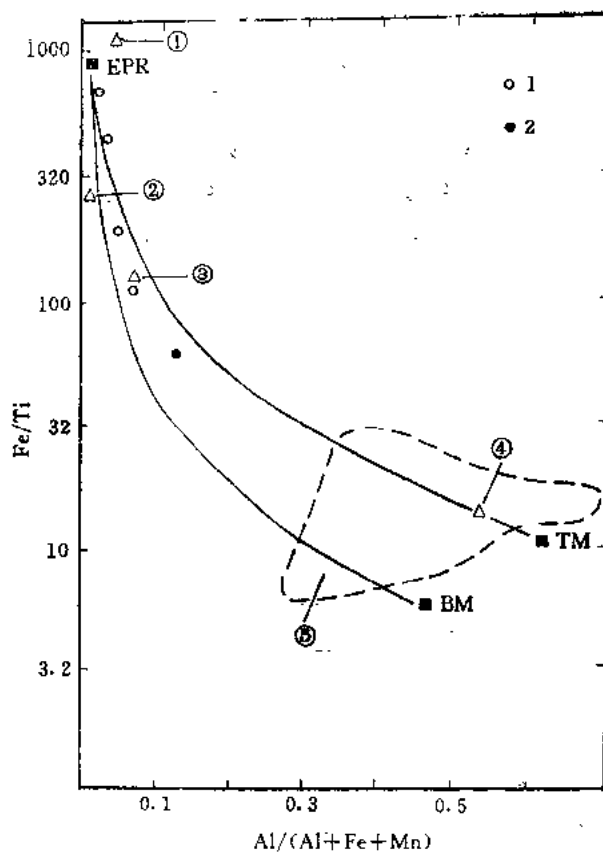


图4 现代海洋沉积物的Fe/Ti—Al/(Al+Fe+Mn)图解
(Bostrom等, 1973)

EPR—东太平洋陆隆热液端元沉积物; TM—陆源物质端元沉积物; BM—生物物质端元沉积物; 1—大厂层状矿体中条带状矿石; 2—大厂含矿硅质岩
①—GALAPAGOS热液粘土; ②—MAR/FAMOUS热液粘土; ③—BAUER海渊热液沉积物; ④—平均远洋粘土; ⑤—西南太平洋盆地沉积物区

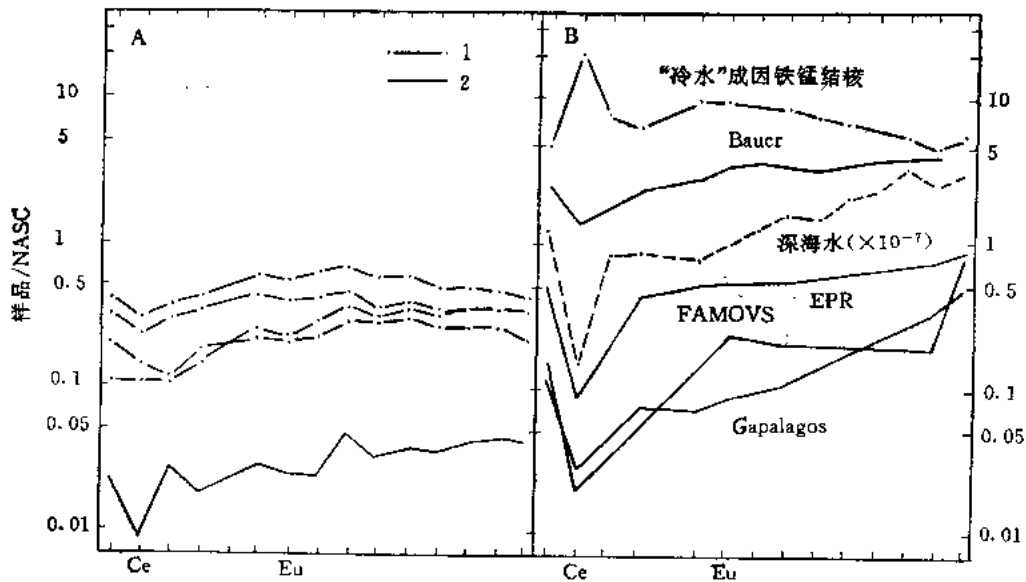


图5 大厂层状矿石 (A) 和现代海洋中喷气沉积物 (B) 的REE分布模式
(原始数据来源据李文达, 1987)

NASC—北美页岩组合样; Bauer—鲍尔海渊铁锰结核; EPR—东太平洋陆隆金属沉积物; FAMOUS—菲莫斯海渊金属沉积物; Galapagos—加帕拉戈斯裂谷金属沉积物; 1—条带状矿石; 2—薄层状矿石

稳定。

喷气沉积矿床中硫化物的硫同位素变化范围很大， $\delta^{34}\text{S}$ 差值范围为20—30%，个别可高达40%以上（如栖霞矿区 $\delta^{34}\text{S}$ 为-27.4—+14.1%，凡口矿区为-15.9—+26.5%）。在一个矿区，矿石中硫化物的硫同位素常有一定的集中区，如硫化物的硫同位素值变化范围大的凡口矿区， $\delta^{34}\text{S}$ 主要集中在+15—+23%之间。

产于泥盆系中的喷气沉积矿床，如柞水银铜子、西成、来宾—武宣—象州矿区中硫酸盐矿物—重晶石的 $\delta^{34}\text{S}$ 转化范围不大，大都变化于+17—+32.7%之间，并且与中—上泥盆统海相沉积硫酸盐的平均值（+23%左右）相近，表明该时期海水硫酸盐可能是硫的主要来源。

5 喷气—沉积矿床的找矿标志及研究意义

5.1 找矿标志

5.1.1 宏观标志：在拉张性沉积盆地中，同生断裂交汇部位及其附近产出的深水滞流还原沉积“凹”地，是寻找喷气沉积矿床的主要靶区。在我国古陆边缘裂陷沉积盆地相区（如江南古陆东南缘的桂北—湘南泥盆纪裂陷槽盆相区）是找矿的有望地区。

5.1.2 地球化学标志：

A. 锰晕正异常（锰元素为海水深度及热水活动的指示元素）、铷晕负异常（铷为陆源元素，其丰度变化与水体深度成反比）是寻找滞流还原聚矿“凹地”的有益地球化学指示元素。

B. Fe/Al、Mn/Al、Zn/Al及Cu/Al值为指示热水沉积物和热水喷口的有用指标。Fe/Al值反映热水沉积组分与陆源碎屑沉积组分的供给变化，其余元素比值一般朝着热水喷口方向增加。

5.1.3 岩石学标志：在深水沉积相中出现的富镁电气石岩、富钡长石岩、暗色硅质岩、黑色页岩及硅化、萤石化、重晶石化岩等热水沉积岩，是寻找喷气沉积矿床的有用岩石学标志。

5.2 研究意义

喷气沉积矿床这一新的矿床成因类型的被认识，是地质工作者通过长期的地质科研实践和智慧的结晶，反映了人们对自然界成矿作用认识的新进展，具有重要的理论和实际意义。

喷气沉积成矿作用给传统的矿床沉积学无疑提出了一个新的研究课题，如高温高压或高温常压条件下的沉积成矿作用的研究等。同时，现代喷气沉积成矿作用的研究也强烈地冲击着传统的矿床成因理论，为我们重新认识许多金属矿床的成因予以深刻地启迪。现代海洋中喷气沉积含锡硫化物矿床（化）的发现（Franklin等，1988），冲破了传统的“唯花岗岩成锡论”的禁区，为锡矿床的成因研究和找矿展示了广泛的前景。热泉成因金矿床（化）的发现，也为金矿床的找矿打开了新的思路。对于许多产于太古代和元古代或其它时代的块状硫化物矿床，以及许多层控型铅锌矿床等，喷气沉积成因的观点已被或逐渐地被广大地质工作者所接受。

笔者认为，喷气沉积矿床研究热潮的兴起，正如60年代层控矿床的研究热潮一样，在地质研究领域中具有划时代的意义。可以预见，一门新兴的学科—喷气沉积（或热水沉积）成

矿学将被创立。

主要参考文献

- 1 李文达编译, 稀土元素在矿床研究中的应用, 地质出版社, 1987
- 2 陈先沛, 热水沉积矿床地球化学, 涂光炽等主编, 中国层控矿床地球化学, 第3卷, 第5章, 科学出版社, 1988
- 3 官同伦, 论动力热液成矿作用, 西安地质学院学报, 1989, 11(4)
- 4 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)
- 5 Russell, M. J., 1986, 李鹏九译, 沉积—喷气 (SEDEX) 矿床的成因模式, 国外矿床地质, 1987(3)
- 6 Solomon, M., 1976, 朱上庆译, “火山”块状硫化物矿床及其容矿岩石—评述及解释, K. H. 乌尔夫主编, 层控矿床和层状矿床, 地质出版社, 1980年, 第6卷, 第2章
- 7 Sawkins, F. J., 1976, 唐连江译, 与大陆内部热点和裂谷环境有关的金属矿床, 国外地质科技, 1980(2)
- 8 Streuss, M. P.; Cann, D. L.; Can, T. R., 1980, A Thermal Balance Model of The Formation of Sedimentary Exhalative Lead—Zinc Deposits, *Economic Geology*, 82(3)

