

第 一 篇

92 号矿体矿床地质

第一章 喷流热水沉积成矿作用及 大厂锡矿研究综述

喷流热水沉积成矿作用是近 20 年来地学上的重大发现，它使成矿理论产生了深刻变化，使一大批矿床长期以来“水火”之争的成矿作用渐趋协调统一。这类矿床在地史上分布广泛，是世界上开采、利用较多的矿床类型之一，有不少为大型和超大型富矿，是 Cu、Zn、Pb、Ag、Sn、Bi 等金属矿石的主要来源。近年来，人们从多角度对现代和古代喷流热水沉积成矿作用进行广泛研究，取得了丰富的具有重要价值的资料。

第一节 喷流热水沉积成矿的由来及研究意义

喷流热水沉积成矿作用泛指从深部上升的不同成因的含矿热流体在喷出海底过程中，与常温海水相互反应，致使矿质沉淀富集的作用。这种成矿作用形成的矿床，简称海底喷流矿床。

一、现代喷流成矿作用

早在 1948 年，瑞典海洋考察船“信天翁”号在红海中部（21°10'N，38°09'E）水深 1937m 的地方，发现水温与盐度的异常，揭开了人类认识海底热水作用的序幕。60 年代中期，美、英、德的考察船不仅证实了瑞典人的发现，而且发现富含 Fe、Mn 及 Zn、Cu、Cd、Pb 和 Ag 的多金属软泥，是研究海底喷流成矿作用的开端^[1]。1978 年美、法、墨联合小组用 Cyana 号潜水器，在东太平洋洋脊 21°N 首次发现海底热水硫化物（Hekinian 等，1980）^[2]。翌年，美国 Alvin 号潜水器再度下潜，发现正在喷发的温度高达 350℃ 的热液流体，当其与海水混合时，析出 Cu、Fe、Zn 等的硫化物微粒，形成所谓“黑烟囱”（Black Chimneys）（Cyamex，1981）^[3]。此后，日、澳、加和前苏联等国的科学家相继开展了这方面的调查研究。到 1993 年底，在已进行了系统调查的不到全球洋壳表面 1% 的面积上，共发现了 139 处海底喷流成矿（矿化）点^[4]。其中，红海 Atlantis II 深渊已达到大型矿床的规模（Zn 3.2×10^6 t；Cu 0.8×10^6 t；Pb 8×10^4 t；Ag 4500t；Au 45t）（P. A. Rona，1988）^[5]。

近年来，人们在地热勘察、评价和利用过程中又证实了陆相环境中喷流成矿作用的存在。如美国索尔顿湖地热系的 Fe-Mn-Cu-Pb 矿化、新西兰 Brandlands 等地热水沉积物中的 Au、Ag、Hg、Ti 矿化以及我国腾冲地热系中的 Au、U 矿化等^[6]。这些资料表明了喷流成矿作用的普遍性。

根据对 Atlantis II 深渊中的喷流热水沉积成矿作用考查与研究，发现沉积物的主要组分为 Fe、Mn 和 Si，热水中微量元素最积极参与成矿的有 Zn、Cu、Pb、Cd、Ag、Ba。溶液的气相成分中的 H₂S 和 CO₂ 对成矿作用有重大影响。热水中的金属主要以氯化物络合物的

形式迁移。喷出的炽热酸性溶液遇到海水被冷却稀释、中和，金属络合物受到破坏、水解，各种元素都参与到复杂的成矿反应中去，结果形成了极其复杂的矿物共生组合，其中包括 Fe、Mn 及有色金属的氧化物、硫化物、硅酸盐、碳酸盐和硫酸盐等^[7](图 1-1)。

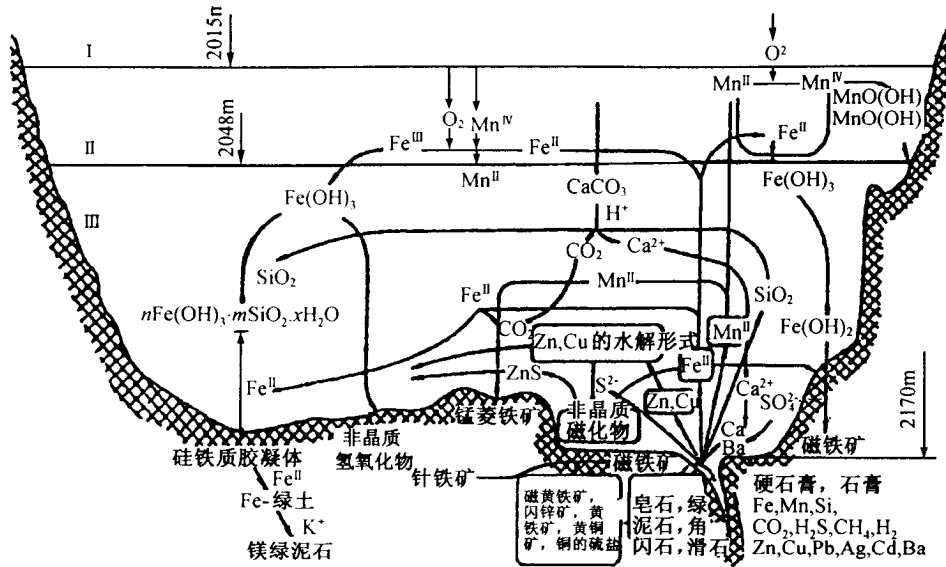


图 1-1 Atlantis- II 盆地中成矿作用的一般模式
I—海水；II—上层卤水；III—下层卤水

二、喷流热水沉积成矿理论的形成

20 世纪初艾孟斯、林格伦等人建立了主导一时的岩浆热液成矿理论，把地下喷出的热水都认为是与岩浆有关的热液。有些学者却对这个观点持有疑义。1925 年，德国著名矿床学家 H. 史奈德洪就明确提出过“矿化流体海底上升喷气”的成矿理论；此后又有人对著名的日本黑矿提出同生沉积海底升华成因的观点。但这些新观点在当时并未受到重视^[8]。到 1958 年，Ch. Oftedahl 首次系统阐述了海底喷气-沉积成矿假说，并命名为“Exhalative sedimentary”，引起了地学界的极大反响和争议。70 年代以后，对红海、太平洋、大西洋的海底考察与研究，为这一假说提供了大量事实证据。1973 年，Rider 把海底喷气-沉积成矿由假说上升到理论，得到世界范围大多数学者的承认。1986 年第七届矿床成因讨论会上，M. J. Russell 将这类矿床称为 SEDEX 矿床。

目前，对这类矿床的称谓不统一，诸如“喷气矿床”、“喷流矿床”、“喷流沉积矿床”、“热水沉积矿床”等不同的名称。鉴于这类矿床成矿物质和成矿热液可与岩浆活动有成因关系，也可无成因关系，成矿作用以同生沉积为主，成矿流体上升到海底后以液态为主，而非气态。所以，本书称之为“喷流热水沉积矿床”，简称“喷流矿床”。

三、研究意义

研究喷流热水沉积矿床具有巨大的经济意义。据桑斯特和斯科特统计，产于火山岩容矿的块状硫化物矿床大约相当于加拿大金属总产值的 1/4 以上。此类矿床中的铜金属储量

仅次于斑岩型矿床，另外，Zn、Pb、Ag 和 Au 相当多一部分来自这一类矿床类型。国内外的许多巨型矿床经近年研究也属喷流热水沉积矿床，如澳大利亚的 Mount. Isa. 铜多金属矿床，Broken Hill 铅锌矿床，加拿大的 Sullivan Cu-Pb-Zn 矿，美国的 White Pine 铜多金属矿床，我国广西大厂锡多金属矿床，云南金顶铅锌矿床，陕西西成 Pb-Zn 矿带等。该类矿床大多为富矿。

研究喷流热水沉积矿床进一步拓宽了找矿思路。现代洋底喷流热水沉积含锡硫化物矿床（化）的发现（Franklin 等，1988）^[9]，冲破了传统的“唯花岗岩成锡论”禁区，为寻找锡矿展示了更广阔的前景；热泉型金矿床（化）的发现^①，也为找金指示了一个新方向。

研究喷流热水沉积矿床有着重要的理论意义。半个世纪来，经典的成矿学说对不同的成矿作用只强调它们的区别与对立，认为多数矿床不是外生就一定不是内生，不是同生就一定不是后生，在地质理论上长期存在着“水火之争”。喷流热水沉积成矿理论打破了矿床成因上的“非此即彼”的思想僵局，认为该类矿床的形成中既包括火的力量，又包括水的力量。

第二节 喷流热水沉积成矿作用的研究程度

自从喷流热水沉积成矿理论提出以来，激发了地质家的研究兴趣。近 20 年来，在喷流热水沉积矿床的研究和找矿方面获得了很大的进展，突出的有以下几个方面。

一、区域成矿地质构造环境

近年来，矿床学家们已认识到，地质历史中的海底喷流热水沉积成矿作用主要发生在大陆边缘裂谷或拗拉槽中^[10]。而且边缘裂谷比洋底裂谷和陆内裂谷更加有利于喷流成矿，主要是因为其热历史和热状态的不同，边缘裂谷的热状态变化极大，在稳定阶段受到沉积厚度及裂隙作用影响；在活动阶段则受到深部地幔柱的影响，地幔柱产生的热喷发对流，造成了地壳中的温度、压力梯度，形成了流体化学动力场，从而促使地壳中分散的金属达到浓集状态富集成矿。大厂锡矿^[11]地处江南古陆南侧的海西期右江被动陆缘裂谷盆地^[12]的次级丹池裂陷盆地内，含矿的喷流沉积长石硅质岩和碳酸盐岩，沿丹池同生断裂呈 NE 向狭长的带状分布，台地相碳酸盐岩与台沟相硅质岩交替产出，矿化主体产于硅质岩中；大红山铜矿^②产于古元古代边缘裂谷内次级火山盆地之火山机构附近；易门铜矿^[13]则产于中元古代易门-元江拗拉槽内的次级易门断陷盆地内。

D. Large (1982) 将沉积容矿岩系的沉积盆地划分为三级（图 1-2），一级盆地即相当于边缘裂谷作用形成的裂谷盆地，一般宽数百公里；二级盆地是一级盆地形成后，同生构造进一步发展，在一级盆地内产生的较小的盆地；三级盆地则是二级盆地内的更次级的一些断陷槽，其规模一般只有几百米至几公里。喷流热水沉积矿床的成矿部位就是三级盆地。沉积环境研究表明，大厂含矿硅质建造产于 NW 向断裂和近 EW 向古构造控制的半封闭次级凹陷（台沟）内。

① 董维全，热水沉积与金矿，矿物岩石地球化学通讯，1991，(4)：253~255

② 孙家驊、秦德先等，新平大红山外围铜矿成矿条件及预测研究，1993（内部研究报告）

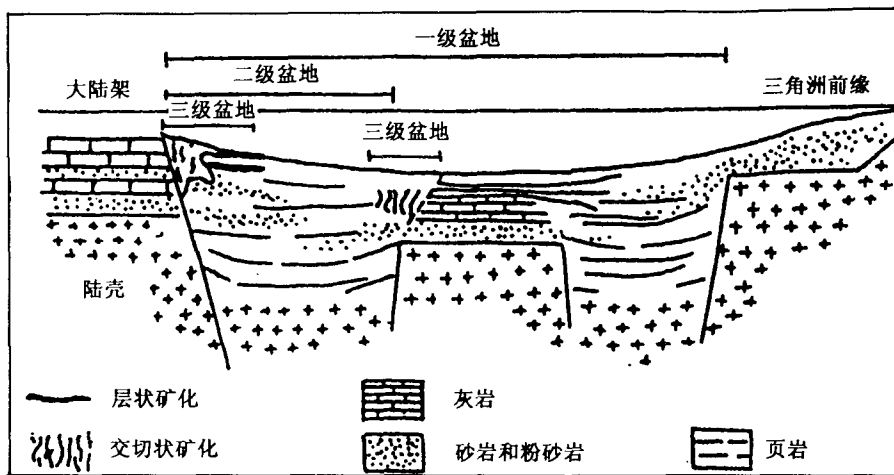


图 1-2 三级构造盆地控矿示意图

(据 Large, 1982)

裂谷都以同生深断裂为界，同生断裂系统为热水溶解金属元素和热液返回海底提供了高渗透性的通道，与深部能量和物质发生交换，控制着导矿与容矿作用。

边缘裂谷作用主要发生在古特提斯大陆边缘（欧洲和中国）、古太平洋大陆边缘-泛大陆边缘（北美、东澳大利亚、南非）。裂谷作用发生的主要时代是太古宙、古元古代、新元古代、古生代和新生代^[14]。

一般认为，喷流热水沉积成矿作用发生的沉积环境，以由裂谷作用产生的低能、缺氧、高盐度和温度等为特征。

二、喷流矿床的一般地质特征

(一) 矿体形态

喷流热水沉积矿床多产于海进层序或火山岩系中上部，矿体形态以层状、似层状、透镜状为主，与容矿岩石整合产出。厚度一般数米到数十米，侧向的延伸稳定。脉状、筒状矿体一般产在层状矿体下盘的岩石中，不穿透层状矿体，与围岩交切产出。喷流热水沉积矿床一般可以同时产有层状、似层状矿体以及脉状矿体，也可以只产有层状、似层状矿体。

(二) 喷流热水沉积岩

喷流热水沉积矿床的一个重要的特征就是它所特有的喷流热水沉积岩（喷流岩）。涂光炽等（1989）^[15]认为喷流岩应包括沉积作用形成的沉积岩（矿）以及与其伴生的交代-充填作用形成的蚀变岩。按发生喷流热水沉积作用的环境可划分出大洋区、大陆边缘区、陆内裂谷及火山活动区。经研究比较确定的地史中和现代正在生成的喷流岩，按矿物组合可分为硅岩类、低温长石类、钙和镁碳酸盐岩类、重晶石岩类、层纹状或块状金属硫化物、绿泥石岩类、条带状硅铁岩类、类角岩岩类等几个主要类型^①。这些岩类一般都是由喷流

① 祁思敬，李英，热水沉积岩及其后生变化，1994

作用提供了原始物质，在随后的地质事件中，在不同的物理化学条件下形成的^[16]。

1. 硅岩类

主要包括以热水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的形式产出，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。它与正常沉积的硅质岩的主要区别是：第一，它可以直接以单晶石英形式从热水中沉淀出来，而不必经过重结晶-变质作用；第二，它含有一定的富挥发分的或其他特殊的副矿物，如电气石、萤石、方柱石等。

2. 低温长石类

包括以沉积成因为主的长石板岩类和以交代-充填为主的长石角岩类。其主要的长石矿物有钠长石、钾长石、斜长石 [$An < 10$]、钡长石等。在现代环太平洋地热带中，如新西兰的几个地热系统和 SEDEX 矿床都发现有这类岩石。据 A. J. Ellis 和 R. O. Fournier 等的研究，在 260℃ 以上（可能达到 350℃）温度的热液流体中可以形成这种岩石组合。而在温度为 230℃ 左右时，即可以形成低温长石的沉淀，同时伴生有多种沸石类和粘土矿物。

3. 铁和镁碳酸盐岩类

主要包括以碳酸盐为主的岩石及碳酸盐化的岩石，如菱铁矿、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。

4. 重晶石岩类

大多数层状重晶石岩可能属于喷流岩。现代和古代海底喷流成矿作用中都有重晶石的沉积，如冲绳海槽的现代硫化物矿床，上向黑矿（第三纪）和四川的甲村矿床（晚三叠世）等^[17]。往往重晶石岩都与硅质岩和层状硫化物相伴生，且分带性明显。

5. 层纹状、块状金属硫化物

主要为层纹状、似层状硫化物矿体，也有网脉状矿石。一般层纹状或似层状矿石产于上部，是喷流热水与冷海水反应沉淀而成的。陈先沛等（1992）^[18]研究热水沉积岩石和矿石中的条带和纹层构造，认为纹层形成有脉动性和对称性，每次喷流事件无论大小，都有从出现到增强并逐渐减弱以至消失的过程；喷流沉积物条带的宽度与背景沉积物条带的宽度相互消长，条带不稳定，宽度变化很大，从 1μm 到数十厘米，条带间的界线截然或过渡。网脉状矿石一般产于纹层状矿石的下部，是喷流热水在从深部上升过程中与围岩发生充填-交代作用形成的。在同一个喷流矿床中，两种类型的矿石可以都存在，也可以只出现纹层状、块状的矿石类型。如在西成矿田的毕家山矿床，层状的铅锌硫化物矿石与角砾状硅质岩硫化物共同存在，角砾状的硅质岩硫化物产于层状硫化物的下部^[19]。在易门铜矿三家厂铜矿床^[20]则只见到层状的铜硫化物矿体，而没有出现其下部的网脉状或角砾状矿石。

6. 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这类岩石。在冲绳海槽的一个地热动区，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，其成因为喷流热水沉积。而对一些古代喷流热水沉积矿床中的绿泥石岩的成因还有不同的结论，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”^[21]。

7. 条带状硅铁岩类

主要是指含赤铁矿、针铁矿或磁铁矿等的富硅质岩类。本类岩石大量产出于古元古代，如著名的阿尔戈马型铁建造，其后的地质历史中也不乏存在，在多数现代海底喷流成矿系统中也广泛产出。此类喷流岩中，往往含有不均匀的铁的硫化物和含铁硅酸盐矿物，如黄铁矿、磁黄铁矿、角闪石、蛇纹石等。

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，不协调地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。

(三) 矿床的矿物元素分带

目前将矿床矿物（元素）分带分为两种类型。其中一类是火山岩矿的喷流热水沉积矿床，如日本著名的黑矿，其矿物分带由下而上为：含铜硅质浸染状矿石带→硬石膏、石膏、黄铁矿矿石带→含铜黄铁矿矿石带→闪锌矿、方铅矿和重晶石矿石带→块状重晶石矿石带（Matsukuma 和 Horikoshi, 1970）^[16]；第二类是沉积岩容矿的喷流热水沉积矿床，以 D. F. Sangster (1984) 的研究为代表（图 1-3），由喷流通道的中心向外为硫化物相（辉铜

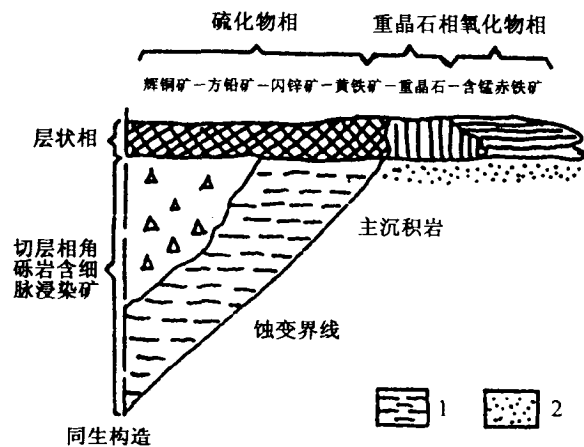


图 1-3 沉积岩容矿喷流热水沉积矿床分带示意图

(据 D. F. Sangster, 1984)

1—菱铁矿、黄铁矿、碳酸盐矿物； 2—凝灰质层

矿→方铅矿、闪锌矿→黄铁矿等)→重晶石相(重晶石等)→氧化物相(富锰赤铁矿等)。R. W. 哈钦森(1988)^[22]认为喷流热水沉积矿床在地质时代上也有分带性，时间从早期到晚期金属分带为：Cu、Zn、Au→Zn、Pb、Ag。

(四) 围岩蚀变

喷流热水沉积矿床的成矿系统由喷口以下的水热喷流通道(补给系统)和喷口以上的水热沉积场所(海底系统)构成。哈钦森(1988)^[22]认为热水通道周围有明显的蚀变，层状矿的下盘也具有蚀变，而上盘一般不具有蚀变现象，并称之为不对称蚀变作用(底蚀构

造)。Large (1992) 的研究资料指出上盘也有微弱的蚀变现象。芮宗瑶 (1989)^[16] 指出, 在火山岩容矿的热水喷流沉积矿床中, 喷流通道常见明显的绿泥石化、硅化, 有时还能见到钠长石化以及铁镁碳酸盐化。在喷口以上的层状矿的下盘可见到明显的黄铁绢英岩化; 在沉积岩容矿的热水喷流沉积矿床中, 喷流通道中常见的蚀变是硅化, 也见电气石化、钠长石化, 在沉积的层状矿的下盘仅见到白云石化、电英岩化和绿泥石化。

当前对于下盘围岩蚀变的深入研究表明^[23], 直接产在块状硫化物矿层下方的典型筒状蚀变(热水通道蚀变)实际上十分少见, 而普遍存在的是半整合或层控的蚀变, 后者可在区域上大范围分布, 一般在高渗透率的下盘岩石中, 层控蚀变尤其发育。Large^[23]对上盘围岩蚀变特征及其找矿意义做了研究, 认为上盘蚀变虽然比下盘蚀变弱, 且分布局限, 但同下盘的蚀变一样, 上盘蚀变既可以是半整合的, 也可以是岩筒状的。在塔斯马尼亚 Hellyer 矿区的上盘枕状熔岩中查明了一个羽状的铬云母-碳酸盐蚀变带, 其范围可达矿层以上 200m 处。

三、地球化学

(一) 岩石化学与微量元素

现代海底喷流口附近的沉积物中富集 Fe、Cu、Zn、Pb、Mo、As、B 和 P, 它们都是易在热水中迁移的元素 (Von Damm 等, 1985), 而在距喷口稍远 (约 10m) 处的沉积物中, 富集的元素包括 Si、Al、Ti、Mg、Na、K、Zr、Rb、Mn、Ni、Y 和 Ba, 其中 Mn、Ni、Y 和 Ba 主要来源于喷流热水, 但由于它们相对的易溶性使它们能够在海水中漂移更远才沉淀下来^[24]。在对比形成于不同成熟度(拉张程度)的弧后盆地中的块状硫化物矿床成分特征的基础上, Fouquet^[25]等提出, 在具有陆壳基底、成熟度较低的盆地中形成的块状硫化物矿床, 其成分与黑矿型矿床相接近, 而在缺乏陆壳基底、成熟度较高的盆地中形成的矿床, 其成分更接近于洋中脊的矿化。与洋中脊的矿床相比, 弧后盆地的矿床更加富含 Ba、Zn、As、Pb、Ag、Au 和 Hg, 而贫 Mo、Se 和 Co^{[25][26]}。

Fe、Mn、Al 等主要元素的含量对于区分喷流热水沉积与非热水沉积具有重要的意义。Bostrom^[27] (1973) 指出, 海相沉积物中 $w(\text{Al}) / w(\text{Al} + \text{Fe} + \text{Mn})$ 比值是衡量沉积物中热水沉积含量的标志, 该比值随着沉积物中热水沉积含量的增加而减小。Yamamoto (1987)^[28] 和 Adachi 等 (1986)^[29] 在研究了热水沉积与非热水沉积硅质岩后认为, $w(\text{Al}) / w(\text{Al} + \text{Fe} + \text{Mn})$ 比值由纯热水的 0.01 到纯远洋生物沉积的 0.60, 并由此拟定了热水沉积硅质岩和非热水沉积硅质岩的 $w(\text{Al}) - w(\text{Fe}) - w(\text{Mn})$ 三角判别图解 (图 1-4)。宋春晖等 (1992)^[19] 研究西成矿田时曾提出用 $w(\text{SiO}_2) / w(\text{Al}_2\text{O}_3)$, $w(\text{SiO}_2) / w(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})$, $w(\text{SiO}_2) / w(\text{MgO})$, $w(\text{Fe}_2\text{O}_3) / w(\text{FeO})$ 几个特征值区别不同类型的硅质岩; 韩发等 (1989)^[30] 曾在统计学基础上给出了 $\text{TiO}_2 - \text{Al}_2\text{O}_3$ 坐标系统, 划分了不同成因的硅质岩; As、Sb、Bi、Ga 和 U 等元素含量较高是热水沉积的重要特点 (夏邦栋, 1995)^[31]。另据 Rona (1978)^[32] 对全球 17 个地区的 21 件热泉沉积物的研究, 其沉积物 U/Th 比值一般大于 1。Bostrom (1973)^[33] 综合了不同地区沉积物的某些常量元素和微量元素含量特征, 得出 $w(\text{Fe}) - w(\text{Mn}) - w(\text{Ni} + \text{Co} + \text{Cu}) \times 10$ 三角图用来区分热水沉积物和非热水沉积物 (图 1-5) 的结论。

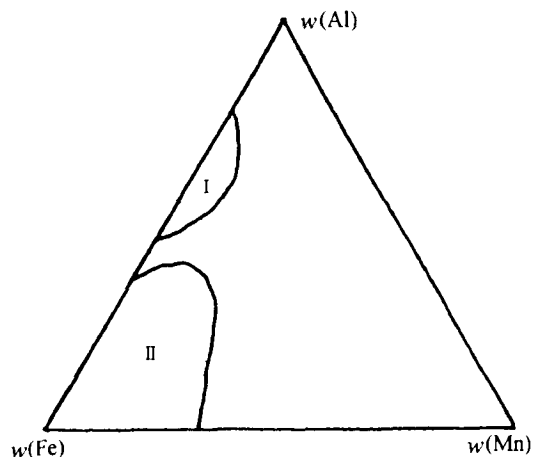


图 1-4 硅质岩 $w(\text{Al})-w(\text{Fe})-w(\text{Mn})$
三角判别图解

(据 Adachi, 1986)

I—生物沉积硅质岩; II—热水沉积硅质岩

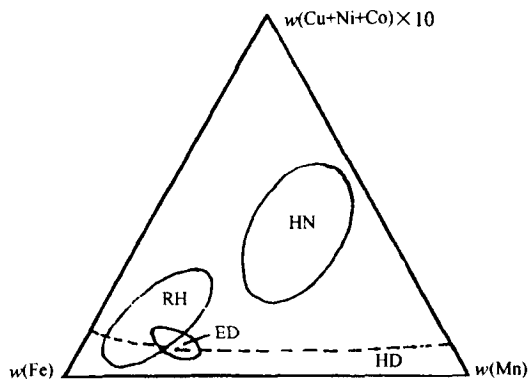


图 1-5 岩石 $w(\text{Fe})-w(\text{Mn})-w(\text{Ni} + \text{Co} + \text{Cu}) \times 10$
三角图解

(据 Bostrom, 1973)

HN—水成沉积物区; HD—热液沉积物区;

RH—红海热液沉积物区; ED—东太平洋中脊沉积物区

(二) 稳定同位素

以区域地质、矿床地质研究为基础,应用稳定同位素组成的变异(分馏)特征,对喷流热水沉积成岩成矿作用的物理化学环境、成矿物质来源和地球化学反应机理等进行探讨,是行之有效的研究方法。

1. 硫同位素

目前较多的研究者认为,块状矿石和主成矿阶段形成的下盘脉状矿石中的硫可能主要来自深部或下盘岩石的淋滤,而较晚成矿阶段形成的层状矿的顶部和部分脉状矿石,其硫可能主要来自还原的海水硫酸盐^{[34][35]}。Eldridge^[36]用离子探针测定了澳大利亚 McArthur 河流域 H. Y. C. 矿床中经过次生加大的大量黄铁矿颗粒的硫同位素组成,发现这些颗粒次生加大部分的 $\delta^{34}\text{S}$ 平均值比其核部高 15‰。这表明,硫化物的硫同位素系统十分复杂,即使同一个矿物颗粒的不同部位,也会具有不同的硫源。

2. 硅同位素

自 20 世纪 50 年代以来,对自然界硅同位素的分布情况经多次研究,虽然已积累了上千数据,但仍还不能准确确定不同成因岩石的硅同位素组成的范围,只能基本划定硅同位素在自然界分布的轮廓(图 1-6)。目前研究喷流热水沉积矿床在多方面都利用硅同位素:

根据硅质岩的硅同位素组成判断其形成环境和条件; 根据脉石英的硅同位素组成,与当地地下伏地层岩石对比,确定其硅质来源; 根据粘土矿物硅同位素组成特征判断其形成机制和环境等等(丁梯平, 1994)^[37]。

丁梯平等(1994)对硅华、黑烟囱硅质沉淀物和含铁石英岩的硅同位素组成进行了研究,发现世界某些著名地热区硅华的 $\delta^{30}\text{Si}$ 值变化范围为 $-3.4\text{‰} \sim 0.2\text{‰}$,多偏向负值,但往往同一地区硅华的 $\delta^{30}\text{Si}$ 值变化也比较大; 马里亚纳海槽黑烟囱硅质沉淀物的 $\delta^{30}\text{Si}$ 均

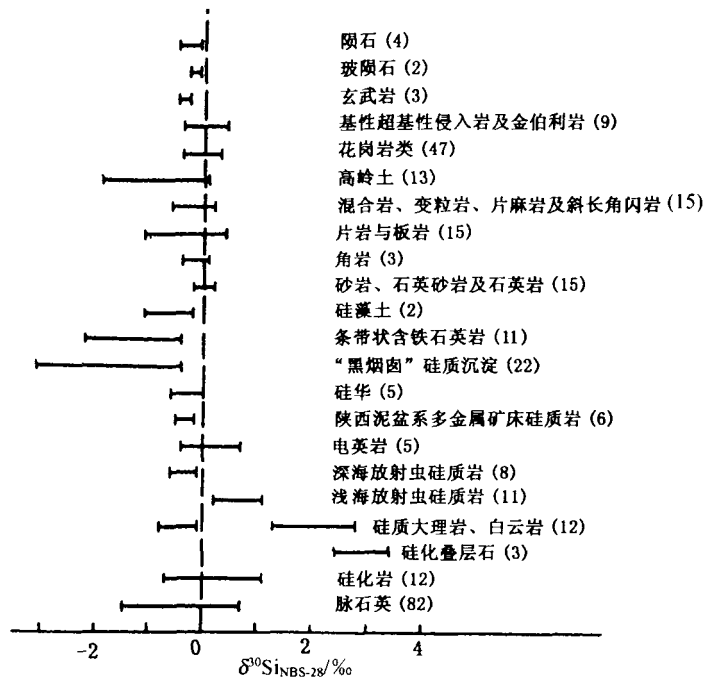


图 1-6 自然界硅同位素分布一般情况
括号内数字为统计样品数

为负值，变化范围为 $-3.4‰ \sim -0.4‰$ ，其中取自喷流口附近的样品，因温度高，喷流沉积速率大，硅同位素分馏程度差，具有较高的 $\delta^{30}\text{Si}$ 值，而取自较远离喷流口的样品则具有较低的 $\delta^{30}\text{Si}$ 值；前寒武系条带状含铁石英岩的 $\delta^{30}\text{Si}$ 均为负值，变化范围为 $-0.8‰ \sim -2.2‰$ 。因此认为，喷流热水沉积物的 $\delta^{30}\text{Si}$ 以具有负值为特征。但仍有一些不相符的事实存在，Douthitt (1982)^[38]认为某些现代陆相温泉中溶解硅的 $\delta^{30}\text{Si}$ 主要为正值，取自美国内华达州汽艇泉的玉髓样品的 $\delta^{30}\text{Si}$ 还具有较高的正值；韩发 (1997)^[39]对广西大厂锡矿含矿硅质岩研究后，认为是喷流热水沉积成因，其 $\delta^{30}\text{Si}$ 也具有中等偏低的正值；徐跃通 (1998)^[40]研究信江盆地喷流热水沉积硅质岩硅同位素组成时，所测得的 12 个样品 $\delta^{30}\text{Si}$ 值变化范围是 $0.5‰ \sim 0.8‰$ ，平均 0.6 。

目前对硅同位素的研究还不十分成熟，缺乏不同地质条件下形成的硅质岩的基础资料，如各类含铁建造中的硅质岩、各种块状硫化物中的硅质岩等；对硅同位素分馏作用还有待进一步研究；现有的实际资料较难以解释，如宋天锐 (1989) 对深海 ($> 4000\text{m}$ 水深) 和半深海 ($> 1000\text{m}$ 水深) 放射虫硅质岩硅同位素进行研究时，发现洋壳区同样产状的放射虫硅质岩，其硅同位素组成相差很大。

(三) 稀土元素

硅质岩稀土元素地球化学特征是区分热水沉积和非热水沉积的重要标志。Fleet (1983)^[41]指出，一般热水沉积物的 REE 总量低，HREE 相对富集，Ce 呈负异常；而非热水沉积物，REE 总量高，HREE 不富集，且往往由于没有经过充分的海解作用，Ce 呈正异常。在沉积物的稀土组成上，海底喷流口周围的沉积物比离喷流口较远的沉积物有较大的

Ce 负异常、较大的 Lu/La 比值和明显的正 Eu 异常。

(四) 矿物包裹体研究及成矿流体的来源

研究矿物包裹体，可以了解成矿溶液的温度、压力及成分等物理化学特征。对现代海底喷出的成矿流体的研究取得如下认识。

(1) 成矿热液的温度变化很大，随温度的不同也形成了不同的矿物组合。太平洋底的小烟囱温度一般小于 300℃，形成富锌的硫化物，黑烟囱温度大于 300℃，形成富铜的硫化物 (Hayman 和 Mac Donald, 1985)；大西洋洋底扩张中心形成硫化物和硫酸盐的热水温度为 140~200℃，冲绳海槽成矿热水的温度为 300℃ (浦道辙郎, 1990)；红海 II 深渊中的刚喷出的热液温度超过 400℃^[7]；Russell (1983) 通过研究现代海底喷出热液、地热泉、油气田水和古代矿床热液，估计多数古成矿热液温度为 90~350℃。

(2) 成矿热液的压力一般低于 100MPa，pH 值一般在 3.5~6.5 之间，且变化不大 (陈先沛, 1997)。

(3) 成矿热液的盐度和 E_h 值与热水的演化及存在的环境有直接关系 (Lydon, 1983)。

(4) 成矿热液的液态成分中，阳离子主要为 Na^+ 、 K^+ 、 Ca^{2+} ，其次还有 Mg^{2+} 、 Fe^{2+} 、 Mn^{2+} 及微量的 Li^+ 、 Rb^+ 、 Cs^+ 等 (Ellis, 1979)。其中， Mg^{2+} 在高温水中含量是较低的，当温度 < 250 时才显著增高 (Fournier, 1981)。阴离子主要为 Cl^- ，其次为 F^- 、 CO_3^{2-} 、 HCO_3^- 、 HS^- 、 SO_4^{2-} 、 H_2SiO_4^- 等。气体成分已知的有 CO_2 、 H_2 、 CO 、 CH_4 、 N_2 、 H_2S 、 NH_3 等，低温热泉中还有 Hg、I、B 等气体。建立还原系数 $R = v(\text{H}_2 + \text{CH}_4 + \text{CO}) / v(\text{CO}_2)$ 对流体的还原性进行衡量，一般流体都具有较明显的还原性。

沉积岩容矿的喷流矿床的成矿流体多被解释为来自循环海水^{[42][43]}。火山岩容矿的喷流矿床虽仍有循环海水、岩浆水和混合水等多种意见，但较为流行的假说是，同一矿床中与铜矿化有关的流体主要来自岩浆，而与铅-锌矿化有关的流体主要来自海水，岩浆流体与海水的混合是金属析出的重要机制^{[44]~[46]}。关于地表水在地壳内部的循环可以达到的深度尚有分歧。大洋钻探的有些资料表明，某些地段洋壳的高渗透部分仅仅在上部的 100~200m^[47]，然而在哥斯达黎加南侧的 B504 深海钻孔的测井温度剖面表明，洋底水正在流入含水层，并表明地壳较深部位存在着一个巨大的低压“蓄水池”^[48]。科拉超深钻探发现地壳中存在大量近水平的破碎带以及在其中流动的流体^[49,50]。地球物理资料揭示，地壳内不同深度普遍存在多组反射层和高导低速层，这可能是由于地下存在多个连续的含水相带^[51]或流体库^[52]。莱茵地堑的深钻表明，在 3490m 深处的花岗岩质基底内仍存在着透水层，同时发现基底花岗岩中有一股自流水，并广泛存在着热液蚀变和石英脉^[53]。同位素研究表明，形成这些蚀变和石英脉的流体来自上覆的莱茵盆地沉积物的建造水。这些资料表明，地表或近地表流体可以下渗至相当的深度，Russell 等^[41]认为可以达到 12~15km。

四、矿床分类

许多学者从不同的角度出发对喷流热水沉积矿床类型进行了划分 (Hutchinson, 1973; Sangster, 1976; 芮宗瑶, 1989)。主要的分类依据是：容矿岩系及其反映的成矿环境，矿物及金属组合，矿床产出的大地构造环境，沉积物成分和结构等。目前，对古代喷流热水沉积矿床的认识还处在探索阶段，人们希望通过对现代热水沉积的研究来解决比之数量更多、变化更大的古代喷流矿床问题。在对古代喷流热水沉积矿床分类方面，以成矿物质来

源为依据进行分类还不曾见到。

Hutchinson (1973) 首先按容矿围岩不同把矿床分成喷气-火山成因类和喷气-沉积成因类，进而依据不同矿种又分出六个亚类（表 1-1）。

表 1-1 热水喷流沉积矿床的分类 (Hutchinson, 1973)

I. 喷气-火山成因类	II. 喷气-沉积成因类
1. 原始型 (Zn-Cu; Ag-Au) 2. 多金属型 (即黑矿型, Zn-Pb-Cu; Ag-Au) 3. 含铜黄铁矿型 (即塞浦路斯型, Cu、Au) 4. 铜-锌黄铁矿型 (即别子型, Cu-Zn-Au)	5. 以碎屑岩为围岩 [即沙利文型, Pb-Zn; (Ag)] 6. 以碳酸盐岩为围岩 [Zn-Pb; (Ag)]

D. F. Sangster (1976) 根据容矿岩系及成矿环境将矿床划分为：I. 产于以火山岩为主环境中的矿床；II. 产于以沉积岩为主环境中的矿床；III. 产于火山-沉积环境中的矿床。

芮宗瑶 (1989) 按容矿岩系将热水喷流沉积矿床分成两大类，又按大地构造环境和矿石组分又下分出六个亚类（表 1-2）：

表 1-2 热水喷流沉积矿床分类 (芮宗瑶, 1989)

I 与火山岩有关的海底喷气沉积矿床	II 与沉积岩系有关的海底喷气沉积矿床
1. 与蛇绿岩套有关的 Cu、Zn、Co 硫化物矿床 2. 与拉斑碱性火山岩系有关的含 Cu 硫化物矿床 3. 与拉斑-钙碱性分异火山岩系有关的 Cu、Pb、Zn 硫化物矿床 4. 与双模式火山岩系有关的 Pb、Zn、Cu 硫化物矿床	5. 与黑碎屑岩系有关的 Pb、Zn、重晶石硫化物矿床 6. 与碳酸盐岩系有关的 Pb、Zn 硫化物矿床

Rona (1984) 将现代洋底扩张中心的热沉积矿床按成分和结构分为 5 类：①块状硫化物类，以铜铁锌类硫化物为主，含不定量的贵金属 (Au, Ag, Pt 等)；②浸染状硫化物类；③网脉状硫化物类；④结壳状氧化物类；⑤含金属沉积物类 (含 Fe、Cu、Zn、Pb、Cd、Hg、Au、Ag 等)。

五、喷流热水沉积矿床的成矿模式

目前最流行的热水喷流沉积成矿模式有两类 (图 1-7)。即对流圈模式和含水层模式。

对流圈模式：以海水为主 (包括大气降水、岩浆水等) 的地下水，受岩浆热或地热和构造热等的作用，在深部被加热并发生对流，沿途从岩石中淋滤出成矿组分，形成含矿热卤水，这些含矿热卤水最后沿断裂喷出，充填通道成矿并在海 (湖) 底沉积成矿。

含水层模式：含矿热水主要由沉积物埋藏压实期间排出的孔隙水构成，孔隙水随地热增温而升温，如果在地热异常区，将出现异常温度，压力也随之增大 (有时可以超过静地压力)，同时，水的盐度也不断随深度而增加 (施迈德, 1973; 奥斯马斯顿, 1975)^[54]。其

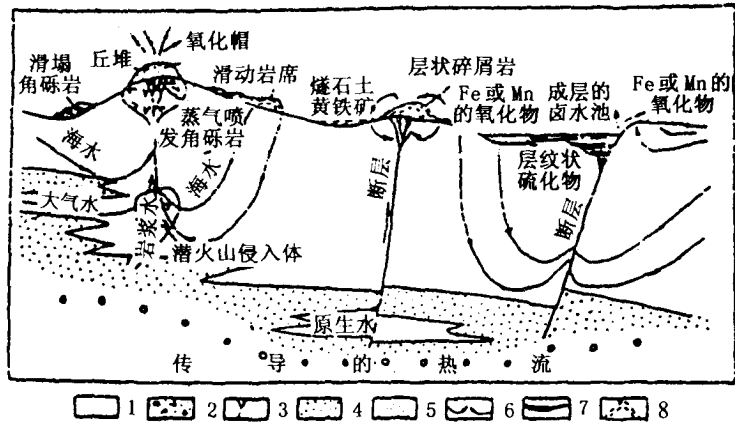


图 1-7 喷流热水沉积硫化物矿床成因模式

1—渗透岩；2—角砾状矿石；3—网脉状矿石；4—非渗透性岩；
5—非构造破碎岩；6—热液（水）流动路线；7—层状硫化物；8—层状矿石

从矿源（岩）中萃取和富集金属的能力增强；由于孔隙水的流动缓慢，与岩石的反应充分，最后这些含矿热水被非渗透性岩石封存起来，在可能与地震活动有关的断裂切穿这个封存体时，就会喷出并沉积成矿。一般这类成矿区域内缺少成矿期的岩浆活动。

这些矿床模式一般包括上部层控的、整合的块状硫化物矿石和下部不整合的脉状、角砾状和浸染状矿石，但实际情况要比这样的模式复杂得多。澳大利亚的研究者^[55]基于对该国大约 30 个块状硫化物矿床的研究，根据矿床的形态、金属成分、矿化类型和下盘矿化蚀变等特征，将这类矿床分为 10 种模式：丘堆式、矿筒式、矿席式、周期性分带式、矿层加层控细脉式、透镜体叠置式、远源改造式、含铜网脉-浸染式和含 Au-Ag-Pb-Zn 网脉浸染式。

长期以来，块状硫化物矿石的金属被认为是从海水中直接沉淀的，成矿流体进入水盆地后，各种金属的沉淀顺序以及由此造成的分带则取决于其溶解度的差异。Large^[55]用交代成矿作用解释丘堆式矿床的形成过程，将其分为 4 个阶段：喷流作用的起始阶段，热液温度较低（150~250℃），首先在海底沉积高孔隙度的方铅矿、闪锌矿、黄铁矿矿石；第二阶段热液温度升高（250~300℃），并富含 Cu，该阶段上升的热液在经过第一阶段沉积的铅-锌矿石时，热液中的铜便在其孔隙中沉淀，或以交代方铅矿和闪锌矿的方式析出，交代过程中 Pb、Zn 向矿层的上部活化转移；第三阶段热液温度更高（300~400℃），不但使 Pb、Zn 进一步往矿层上部转移，也可能使 Cu 往上转移，从而在最下部形成一个缺乏各种贱金属的黄铁矿核，这样便造成了层状矿体中从下到上由黄铁矿到铜矿石再到铅-锌矿石这样的垂直分带；第四阶段喷气活动减弱，热液温度降低，方铅矿、闪锌矿、重晶石和碳酸盐等叠加在早先形成的各个带之上。在分带形成过程中，金属往上部迁移和富集的这种机制被称为带状提炼（zone refining）。然而，带状提炼机制却难以解释矿床内周期性分带等特征。

第三节 喷流热水沉积成矿作用的研究方向

喷流热水沉积成矿理论是一个具有旺盛生命力的新学说，在国内外地质学家们的研究和勘察工作中，它还将不断地被检验和完善。就目前看来，喷流热水沉积成矿研究今后的发展趋势大概有以下几个方面。

一、对喷流热水沉积成矿的地质环境及盆地基底性质进行研究

主要研究成矿盆地岩石圈的组成、结构、地热状态与热结构以及它们各自的运动、演化过程对成矿的控制作用，阐明岩石圈、水圈、大气圈、生物圈的相互作用的动力学特征和演化过程。研究成矿的深部背景主要是研究区域壳幔结构与深部作用对矿床形成的制约和影响。

二、从成矿系统和成矿作用动力学角度对喷流热水沉积成矿进行研究

成矿系统是指在一定的时空域中，成矿物质由分散状态浓集成为工业矿床的过程和有关地质因素及地质产物构成的有机整体。当形成喷流热水沉积矿床的成矿系统中各种控制因素在局部地段形成最佳组合时，就可能形成大型或超大型矿床。成矿作用动力学则是应用流体动力学的原理，综合化学动力学、非线性热力学等多学科，从静态到动态，从定性到定量，从局部到整个成矿系统对矿床成因进行研究。

三、对喷流热水沉积成矿系列进行研究

陈毓川(1997)^[56]指出在原来的三个矿床系列组合之外(沉积、变质和岩浆成矿系列组合)，还存在第四个成矿系列组合，即地壳含矿热水成矿系列组合。对喷流热水沉积成矿系列的研究主要包括：识别和建立在地质和成矿作用过程中形成的具有内在联系的各种喷流热水沉积矿床的成矿系列；探索不同的历史阶段，不同或相似的地质环境中所形成的喷流热水沉积矿床成矿系列的规律以及内在联系；用喷流热水沉积成矿系列的研究成果指导找矿工作。

四、继续深入地现代海底热水成矿机理进行研究

现代海底热水成矿不仅有着巨大的潜在经济价值，而且它的发现启发了人们对古代成矿作用的认识。现代海底热液系统是研究喷流热水沉积成矿作用的天然实验室，可以说是地史中某些矿床最直观的成矿模拟，对其成矿机理进行深入研究可以为认识古代的喷流热水沉积成矿作用提供重要的信息。现代海底喷流热水沉积成矿作用既可出现在离散的板块边缘，也可出现在汇聚的板块边缘，其研究成果进一步证明了在岩浆热力驱动下海水对流循环、淋滤围岩并成矿的机制^[57]。许多现代海底热液成矿作用可以与古代喷流热水成矿作用对比，如冲绳海槽的 Jade 地热区的矿化特征可以和日本的黑矿相对比^[58]。Manus 弧后盆地中与英安质火山中心相伴的矿床可与加拿大东部的太古宙块状硫化物相对比^[59]。在 Lau 盆地的块状硫化物矿石中还首次发现了现代海底热液系统中形成的自然金^[60]。迄今为止，尚未发现可以与砂岩和页岩容矿的 Pb-Zn-Ba-Ag 矿床进行对比的现代沉积物^[57]。

第四节 大厂锡矿研究现状

大厂矿田位于广西西北部与贵州省交界处，行政区划属河池市南丹县，面积 3000km²，公路交通便利。

据夏湘蓉^[61]（1980）报道，早在南宋年间（约 1127 年），古人就在大厂矿田开采银；明代丹池一带采矿已相当盛行，原生矿和砂矿皆采之，宋应星（明）在《天工开物》中已明确记载了该地区采锡之盛况。解放前，岳胜（1928）、丁文江（1937）、张兆瑾（1938）、张更、莫柱荪（1939）等一批地质学家先后在大厂矿带进行过地质调查工作，初步确定了该矿区的地层层序、构造轮廓，以及矿产种类和分布特点。新中国成立以后，于 1954 年始，原中国有色金属工业总公司广西地勘公司 215 队对该矿带进行了系统的地质调查工作，为提高矿带的地质研究程度和探明矿产资源做出了巨大贡献。

1958 年，高志斌^[62]综述了大厂矿田的区域地层、火成岩、构造、锡矿工业类型和砂锡矿床等五方面的地质特点后，得出本区除有丰富的锡石硫化物矿床外，还有丰富的砂锡矿。1959 年，中国科学院贵阳地球化学研究所李锡林、庄东臣^[63]对大厂矿田的地质特征及成矿作用规律进行了初步研究，认为火成岩和成矿溶液同出一源。1964~1965 年，陈毓川^[64,65]将大厂的闪锌矿划分为四期，又描述了大厂矿田的矿床带状分布。1966 年，杨凤钧、邱纯一等^[66]率先用硫同位素研究了大厂锡矿。1976 年，章振根等^[67]研究了大厂矿田的磁黄铁矿，认为单斜磁黄铁矿与锡矿的关系密切，而六方磁黄铁矿与锡矿化无关系；“六五”期间陈毓川、黄民智等^[68]对个旧-大厂及其外围地区锡成矿条件、找矿方法及成矿远景进行研究，主要对大厂矿带的岩浆岩做了详细研究，并将其划分为四期：玢岩；中细粒黑云母花岗岩-斑状黑云母花岗岩（SK 型 Sn、Zn、Cu）；花岗斑岩、石英斑岩（Sn 多金属）；白岗岩（W、Sb）。其中三期伴有成矿作用。认为大厂锡矿的锡来自花岗岩，并提出了矿带与花岗岩有关的矿床成矿系列。叶俊等^[69]（1985）认为大厂矿田层状矿体具沉积成因的特点。叶绪孙^[70]（1983）、尹国栋^[71]（1985）、刘元镇等^[72]（1987）和杨冀民^[73]（1989）探讨了原生锡矿床的地质特征和成矿规律。涂光炽^[74]（1987）通过研究大厂矿田诸多成矿因素后，得出了大厂矿床具有多成因、多来源、多阶段成矿特征的认识，并将沉积作用、热水、海底火山活动首先形成贱金属硫化物矿源层，构造应力驱动 Pb、Zn、As、Sb 等元素再活化成矿和燕山期黑云母花岗岩侵位与锡多金属叠加成矿论述为该矿田的“三步曲”。蔡宏渊和张国林^[75]（1983）、雷良奇^[76]（1986）、周怀阳等^[77]（1987）、张国林和蔡宏渊^[78]（1987）、陈骏^[79]（1988）、韩发和 R. W. Huchinson^{[80][30][81]}（1989, 1990）和徐新煌^[82]（1991）等先后论证了大厂矿田同生火山喷气和后期与花岗岩有关热液叠加的成矿机制。毛景文、陈晴勋等^[83]（1988）在四堡群中找到了由火山喷气作用所形成的纹层状电英岩锡矿化体，从而证明了桂北地区的锡矿化作用始于古元古代。

上述大量研究工作大多是对大厂锡矿的矿带、矿田进行研究，而针对大厂最大的锡矿体，即 92 号矿体，尚未进行过专门研究，对该矿体的形态、产状和成因规律认识不清，以至于多次改变勘探线的方位，也难于正确圈定，严重影响了矿山生产和建设；对矿床少

● 陈毓川，黄民智等，大厂锡石—硫化物多金属矿带地质特征、成矿系列和找矿方向，1985 年（内部报告）

量取样研究得较多，而广泛收集矿山所有取样化验主金属（Sn、Pb、Zn）品位，应用地质统计学方法和计算机技术对这些金属品位进行建模、估值，及在此基础上进行矿床（体）定量分带还未曾见到，造成了大量生产和勘探中积累起来的宝贵资料无法为科研所用，科研取得的许多定性研究成果又难于应用于生产中的脱节现象；对成矿规律的理论研究成果丰富，但应用成矿理论进行成矿预测研究得较少。此外，对大厂锡矿的地质研究大部分都是在“六五”及以前进行的，随着矿山生产探采工程的揭露，现又出现一大批新的资料，如1987年打的深部探矿钻孔ZK13，从505m水平开始下钻了777.8m，也未发现所谓下部隐伏花岗岩体或夕卡岩化（物探结果显示92号矿体的底部有一大型花岗岩体）。因此，通过引用这些最新的矿山地质资料，既可以进一步深化理论认识，指导找矿研究，又加强了对该重要矿区地质研究的连续性。