

内 容 简 介

本书为“金矿地质及勘查评价系列丛书”之一，它概括了20世纪80年代国内外金矿找矿矿物学研究的最新成果，显示了该门应用矿物学新兴分支学科的找矿实用意义和生命力。该书强调以矿物标型性研究作为金矿找矿矿物学的理论基础，系统地介绍了金矿标型矿物、标型矿物共生组合和矿物的标型特征最新资料，全面地论述了评价岩体含矿性、铁帽与氧化带、矿化点远景、矿化强度、矿化规模、蚀变带含矿性、重砂晕、成矿深度、矿体部位和剥蚀面水平、原生晕和次生晕以及预测找矿方向等有关金矿找矿应用方面的一系列问题。书中还总结了我国金矿找矿矿物学研究的若干实例（浙江火山岩区金矿床、陕西二台子金矿床、河北下营房金矿床、长江中下游铁帽型金矿床、陕西铁炉子金矿床等）。最后概述了旨在查明矿物在空间上分布规律、建立空间矿物学模型的“金矿矿物学填图”新工作方法，以提高我国金矿地质找矿勘探工作和矿床开采的效益。

本书可供广大金矿地质找矿人员、勘查和矿山地质人员、金矿地质找矿科学工作者和教学人员、地质院校研究生、大学生参阅。

引 言

随着工业对矿产需求的日益增长，地表出露或浅部隐伏矿产逐渐减少，这就促使找矿工作必须向深部盲矿体进军，找矿评价进入了理论找矿阶段。

理论找矿是指应用新理论、新技术和新方法，深入系统和全面地对典型成矿区、矿结、矿田和矿床进行研究和总结，从而得出矿床形成地质环境、物理化学条件等规律来指导找矿。这些规律主要反映在矿物标型性上，运用矿物标型信息提高找矿评价和成矿预测效率的学科称之为找矿矿物学。不难理解，为金矿地质找矿评价工作提供信息，特别是对埋藏相当深的盲矿体的有效找矿评价提供矿物学依据和标志是“金矿找矿矿物学”的研究任务。

当然，理论找矿除找矿矿物学法外，还有成矿模式成矿预测法、遥感图象地质解译法、岩石地球化学法、构造地球化学法、控矿构造分析法以及数学地质找矿法等。但是，不论哪种找矿方法，它们的找矿信息，基本上来源于矿物的信息。这是由于大量地质作用和成矿作用的信息均包含在各种矿物之中，它们反映为矿物的化学成分、内部结构、形态、物理性质、包裹体及同位素组成特征等多方面的微细变异，从而形成一系列与众不同的标型特征。因此可采用先进测试技术最大限度提取这些信息、加以研究，使之为近代成矿理论研究向纵深发展，并为延伸找矿与矿产预测领域服务。

А. И. Гинзбург等将“找矿矿物学”概括为“从矿物和矿物组合提取找矿标志、评价矿床信息和找矿矿物学方法之各种分支研究方向的总合”。他们提出“找矿矿物学”的理论基础是矿物标型性、矿化矿物学标志、矿物共生组合、矿床内矿物分带、近矿和矿上及矿下围岩中矿物蚀变、金属矿物在表生带内的性状等学说。1983年В. И. Павлишин认为矿物标型性学说应该包括以下五个方面：(1)标型矿物；(2)矿物的标型特征；(3)矿物的标型共生组合；(4)标型分析；(5)标型特征的继承性原则。

在含金地区进行包括矿物学填图的矿物学研究工作有助于金矿找矿工作的顺利进行。金矿找矿矿物学在下述三方面初获成果：(1)金矿的标型矿物共生组合；(2)金矿的标型矿物；(3)金矿石中矿物的标型特征。

金矿找矿矿物学的研究任务主要有：(1)评价工作区内岩浆岩、沉积岩、变质岩的含金性及对金矿形成的影响，找出小范围内近矿岩体和大区域中无矿岩体的区别标志；(2)确定工作区中有关重砂、漂砾碎屑、堆积矿物等的成因，推测被搬运之原生矿石和建造类型，估计距原始产地的可能距离；(3)制定区分矿体和成分上近似的贫矿体（表外矿化带）的标准；(4)评价金矿体目前的剥蚀水平，估计深部延伸、远景；(5)在深入研究矿物标型性的基础上揭示新的找矿评价标志。

众所周知，在储量上超过许多中型矿床的5—10倍的巨型金矿床有其独特的形成地质条件和物理-化学条件，而找到这种巨型金矿床可以带来重大的经济效益。据И. Т. Томсон和О. П. Полякова(1985年)的研究，巨型金矿床具有以下四

方面的矿物学标志：(1)常由多成分的矿石组成(如金、银、钼、铀、铜、铅、锌、锡、汞、铋等)，可有100多种内生矿物产出(如后来发现的加拿大巨型赫姆洛金矿石中已产有83种内生矿物)；(2)矿区内产有多种矿石建造(如美国内华达州巨型金矿床产有含金石英脉建造金矿石和中、低温热液建造金矿石及金、银矿石)或不同时代的矿石建造(如美国霍姆斯塔克巨型金矿床有前寒武纪和第三纪矿石产出)；(3)巨型金矿床比中小型金矿床在更为还原的条件下形成，常有多种自然元素矿物产出(如墨西哥瓜纳华托金银矿床有自然银、自然金、金银矿、自然铋、石墨等)；(4)某些巨型金矿床产有较多的多型变体(如澳大利亚卡尔古里巨型金矿床产有碲金矿(单斜晶系)和白碲金银矿(斜方晶系)，美国金田巨型金矿床产有碲金银矿(等轴晶系)和碲银矿(单斜晶系))。所以，研究总结寻找巨型金矿床的矿物学标志也是金矿找矿矿物学的重要研究任务之一。

目 录

第一章 金矿找矿矿物学的理论基础——矿物的标型性	
一、标型矿物	(2)
二、标型矿物共生组合	(3)
三、矿物的标型特征	(7)
第二章 矿物的标型性研究在金矿找矿评价中的应用	
一、评价岩体的含矿性	(46)
二、评价铁帽与氧化带	(47)
三、评价矿化点远景	(47)
四、评价矿化强度	(48)
五、评价矿化规模	(49)
六、评价蚀变带的含矿性	(49)
七、评价重砂晕	(50)
八、估计成矿深度、矿体部位和剥蚀面水平	(50)
九、评价原生晕、次生晕	(57)
十、预测找矿方向	(58)
第三章 金矿找矿矿物学的应用实例	
一、浙江火山岩区金矿床找矿矿物学研究	(67)
二、陕西二台子金矿床找矿矿物学研究	(91)
三、河北下营房金矿床找矿矿物学研究	(105)
第四章 金矿矿物学填图	
一、矿物学填图简述	(117)
二、几种重要的矿物学填图方法	(122)
主要参考文献	(149)

第一章 金矿找矿矿物学的理论基础

——矿物的标型性

矿物的标型性学说是找矿矿物学的理论基础。该理论的主导思想实际上在地质科学萌芽时期已开始提出。世界各国一批先驱学者(F. Becke, 1903; U. Grubenman, 1904; H. Schneiderhöhn, 1919; P. Niggli和 U. Grubenman, 1924; P. Ramdohr, 1926; A. E. Ферсман, 1931)从其自身的地质学、矿床学、岩石学、地球化学研究中发现矿物的属性可以反映其形成条件,指出矿物共生组合、矿物相和同质多象变体、矿物晶体结构、矿物化学成分和类质同象混入物含量、矿物光学性质、晶体习性和晶面特点等包含着说明矿物形成条件及实际应用的信息。矿物标型性学说在古代就已产生,中世纪时人们已利用含矿带中矿物和矿物集合体的成分和形态特征指导找矿。20世纪后半叶特别是60年代以来,矿物学一方面受到基础学科(固体物理学、量子化学等)和相邻学科(物理化学、原子物理学、实验技术学、地球化学、岩石学、矿床学等)最新研究成果的影响;另一方面又得到现代最新研究方法(如电子显微镜和电子显象、显微X光光谱电子探针、显微部分诱导X射线激发质子探针、质谱加速器、质谱仪、自动图象分析仪、红外光谱、穆斯堡尔谱、电

子顺磁共振、核磁共振、核四极共振、衍射测量法、静电法、静磁法、荧光法、X射线荧光法、热发光法、热磁法、热电法、热分析法、中子活化分析法和量子光学法等)的帮助。从而,使现代矿物学能够查明在各种地质体、各类型岩石和矿石中见到的实际矿物的多种微细特征,并能对矿物中所包含的大量信息作出合理的解释。由此,现代矿物标型性学说应运而生,它是人们社会生产实践提出的实际客观要求和科学发展到达新阶段理论孕育的结果。现代矿物标型性理论成功地概括了矿物和矿物组合成分、形态特点和其他用近代手段测试之多种性质与其形成条件之间稳定关系的定量参数,并阐明了这些定量参数微小变化之形成机制及其应用价值。矿物标型性学说的理论基础是“连续决定论”概念,这个概念证实了事件和现象的因果联系、规律关系及制约关联的客观性。即原因和后果彼此密切相互作用,后果决定于原因,同时起反作用,又能动地作用于原因。

矿物标型性的研究内容主要为标型矿物、标型矿物共生组合及矿物的标型特征等方面,这些研究内容在探讨金矿床成因及找矿上具有重要的理论和实际意义,本章将简介与金矿找矿关系密切的矿物标型性有关内容。

一、标型矿物

众所周知,只有形成条件特殊、变化范围狭窄的“标型矿物”才是严格意义的标型矿物。显然,这种严格意义的标型矿物在自然界却十分罕见,并在矿物学领域内的实用价值也极有限。如将代表特定形成条件的“类型”稍划细,则可扩大标型矿物的数量。例如将水硅铀矿(Coffinite) $U(SiO_4)_{1-x}$

(OH)₄，作为澳大利亚奥林匹克坝层控型铜-铀-伴生金矿床的标型矿物；含锰的斜方六方绿泥石是与火山岩中银-多金属矿床有关之交代岩的标型矿物。应该明确，标型矿物的标型意义是相对的，大多数是根据一定时期内积累的资料综合归纳而成。一旦有了新的发现就应作出相应的补充或新的结论。例如硫铜铁矿(Talnakhite)Cu₉(Fe, Ni)₈S₁₆本来可以作为基性岩浆岩中岩浆熔离型铜-镍硫化物矿床黄铜矿-镍黄铁矿建造的标型矿物，但在我国浙江中生代火山岩区金银矿床中首次发现硫铜铁矿的新产状后就使其标型性有了变化。再如碲汞矿(Coloradoite)HgTe原来可以作为火山岩型金银矿床的标型矿物，但1986年在加拿大安大略省赫姆洛(Hemlo)太古代绿岩带上部黄铁矿化长英质变质火山-碎屑沉积岩中层控浸染型金矿内也发现了碲汞矿之后，则不能继续当作浅成火山热液矿床的标型矿物了。因此，把标型矿物和标型矿物共生组合两者结合起来研究才能发挥标型的作用。

二、标型矿物共生组合

一种矿物总是与其它矿物有着一定的共生关系和伴生关系。所谓矿物共生组合即为具有共生关系和伴生关系的矿物集合体。对标型矿物共生组合的研究则能阐明矿物形成过程、形成条件并在理论上解释矿物的形成作用机理。划分标型矿物组合，对于岩石、矿石建造分析，对于表达各种岩相的岩石特征，确定矿床的建造属性以至估价矿体的可能规模和空间分布特点，都能起重要的作用。标型矿物共生组合研究可为解决一系列地球科学理论问题和经济建设实际问题提供新的途径，因而具有广阔的前景。

据М. И. Новгородова等1986年的研究, 中深热液金矿床的标型矿物共生组合为自然金(成色650~850)-黄铁矿-毒砂-磁黄铁矿-白铁矿-黄铜矿-闪锌矿-黝铜矿-方铅矿-自然铋-辉铋矿-碲化物-铋硫碲化物-石英-碳酸盐矿物组合。М. С. Сахарова等1986年将浅成火山热液型金-银矿床划分为含金的银矿床、自然金-锑硫盐矿床和自然银-方铅矿-闪锌矿矿床三种亚类型。含金的银矿床之标型矿物共生组合为早期的石英-冰长石-自然金(低成色)-自然银-螺状硫银矿、银硫盐(硫铜银矿、银黝铜矿)组合和晚期的石英-蔷薇辉石-菱锰矿-自然银-螺状硫银矿-辉铜银矿-硫铁银矿-深红银矿-脆银矿组合。自然金-锑硫盐矿床之标型矿物共生组合为早期的自然金(低成色)-银黝铜矿-螺状硫银矿-硫银锡矿-黄铁矿组合和晚期的自然银-硫锑铜银矿-螺状硫银矿-硒银矿组合。自然银-方铅矿-闪锌矿矿床之标型矿物共生组合为早期的银黝铜矿-辉锑银矿-辉锑铅银矿组合和晚期的深红银矿-脆银矿组合。据V. F. Hollister等1985年的研究, 浅成热液型金银矿床矿石若含较多的萤石、白钨矿和辉锑矿则可能为高Au/Ag比值的金矿石; 矿石若含较多的铜、铅、锌硫化物和硫盐矿物及紫水晶则可能为低Au/Ag比值的银矿石。苏联北东部Au-Sb矿床和雅库梯Au-Sb矿床的标型矿物组合为辉铁锑矿-方金锑矿-富锑黄铁矿。

硫化物矿脉的氧化带不但具有成因意义和找矿意义, 而且有时其本身即构成工业开采对象(如金、银、硫、铁等)。其标型矿物组合为针铁矿-水针铁矿-水赤铁矿-黄钾铁矾-锰土-重晶石-石英-自然硫组合和铜蓝-蓝辉铜矿-辉铜矿-螺状硫银矿组合以及残留硫化物矿物。标型次生矿物有铜、铅、锌、

钴、镍的氧化物、含氧盐等(包括孔雀石、蓝铜矿、硅孔雀石、黑铜矿、赤铜矿、胆矾、白铅矿、铅矾、菱锌矿、水锌矿、方铅矿、黄铜矿、辉华、钴华、镍华、臭葱石、银星石等)。金的表生矿物有表生自然金、表生方金锑矿、碲铅铜金矿(Billibinskite)、碲铜金矿(Bessmertnovite)和碲铁铜金矿(Bogdanovite)等。表生银矿物有自然银、角银矿、溴银矿、碘银矿等。

冲积型砂金矿床的标型矿物组合为自然铅-自然金-金汞齐-自然银-自然铂-黄铁矿-钛铁矿-铬铁矿-白铁矿-磁黄铁矿-褐铁矿-石榴石-石英-锆石-黑云母-电气石。有意义的是,新生自然金、自然铅和 AuPb_2 以及 AuPb_3 胶结其余重砂碎屑矿物,可反映“新生形成物”是在土壤水或其它表生水中后来沉淀生成的。

表1-1介绍了部分类型金矿床标型矿物共生组合资料。

表1-1 重要类型金矿床标型矿物共生组合表

矿床类型	标型矿物共生组合
贵金属 页岩型 金矿床	银金矿、砷锑矿、硫铜矿、辉铜矿、硫铋铜矿、砷镍矿、辉砷镍矿、斜方砷镍矿、方钴矿、辉钴矿、斜方砷钴矿、铜蓝、留色铜蓝、蓝辉铜矿、磷灰石、方硼石、石英、金有机酸盐、硫金酸盐、铂烯烃族化合物。矿石含有金5~200g/t、银2~1000g/t、铂10~370g/t、钯10~120g/t、钼200~4800g/t、铋100~4000g/t、镍100~1500g/t、钴40~1850g/t、汞200~800g/t、磷0.5%、氟3~4%、硼0.2%、有机碳2.4~4.8%、部分沥青物质
金轴变质 砾岩型金 矿床	石英、绢云母、黄铁矿、自然金、沥青铀矿、钛铀矿、磷铀钍矿、铬铁矿、赤铁矿、金刚石、锆石、钛铁矿、金红石、刚玉、石榴石、钽铁矿、方解石、绿泥石、滑石、角闪石、石墨、毒砂、磁黄铁矿、黄铜矿、方铅矿、闪锌矿、辉锑矿及钴和镍的砷化物等

续表 1-1

矿床类型	标型矿物共生组合
层控铜轴 伴生金矿 床	斑铜矿、黄铜矿、辉铜矿、蓝辉铜矿、铜蓝、自然铜、水硅铀矿、钛铀矿、沥青铀矿、自然金、自然银、赤铁矿、磁铁矿、菱铁矿、黄铁矿、富铁绿泥石、辉砷钴矿、氟碳铈矿、磷铝铈矿、石英、萤石、重晶石、多硅白云母、金红石、锐钛矿等
浅成火山 热液型金 银矿床	金银矿、银金矿、石英、玉髓、黄铁矿、毒砂、辉银矿、螺状硫银矿、浓红银矿、银硒化物、含银黝铜矿族、脆银矿、冰长石、片沸石、菱锰矿、蔷薇辉石、明矾石、萤石、重晶石、绢云母、绿泥石、绿帘石、黄铜矿、闪锌矿、方铅矿、辉铋矿、碲金矿、碲银矿、碲镍矿、碲铅矿、碲汞矿等
绿岩带 型金矿床	石英、极高成色的自然金、绿泥石、磁铁矿、钛铁矿、白钨矿、方铅矿、磁黄铁矿、毒砂、黄铜矿、微量碲银矿和碲铅矿
赫 姆 洛 型 金 矿 床	黄铁矿、辉钼矿、辉铋矿、黝铜矿、砷黝铜矿、自然金、闪锌矿、辉铋铅矿、雄黄、辰砂和硫砷汞铜矿、微量方铋金矿、硫铋铅矿、车轮矿、特硫铋铅矿、砷硫铋铅矿、硫铋铈铜矿、自然铋、脆硫铋铅矿、硫铋铁矿、辉铋镍矿、辉铁铋矿、砷铋矿、自然砷、毒砂、雌黄、辉砷镍矿、副雄黄、硫砷铅矿、褐硫砷铅矿、砷车轮矿、碲汞矿、碲铅矿、硫砷铋汞矿、钼砷钛钒石、斜硫铋铈矿、硫砷铋铈矿、钛铁矿、磁铁矿、铬铁矿、脉石矿物主要为石英、重晶石、绢云母、钼白云母、金红石、钼微斜长石、微量电气石、榍石、金云母-黑云母、微斜长石、钠长石、角闪石、砷钛铁钙石、钛铋钙石、褐帘石、独居石、钙铝榴石、符山石、白钨矿
铁帽型 金矿床	黄钾铁矾、褐铁矿、赤铁矿、臭葱石、高岭石、锰的氧化物和氢氧化物、自然金、自然硫、自然银、自然汞、自然铜、自然碲、黄碲矿、碲铋华、氧碲矿、汞矾、橙汞矿、硒钾铁矾、黄硒铅矿、方铋华、黄铋华、铋华、角银矿、溴银矿、碘银矿、铝磷酸盐、次生石膏、方解石、玉髓、蛋白石、铜铅锌的氧化物和次生硫化物等
卡林型 金矿床	自然金、黄铁矿、毒砂、闪锌矿、方铅矿、黄铜矿、辰砂、辉铜矿、斑铜矿、砷镍矿、卡林矿、砷硫汞铈矿、硫砷铈矿、硫砷铋矿、维硫铋铈矿、硫砷铈汞矿、自然砷、石英、方解石、白云石、重晶石、砷华、钼华、水云母、氟钼石等

三、矿物的标型特征

众所周知，矿物是岩石、矿石和其他地质体形成历史的客观证据，是反映其形成条件的载体。它蕴藏着大量的成因信息和找矿信息。近年来，由于基础理论研究和技術方法手段的长足进步，使矿物标型性研究达到了新的水平。“矿物的标型特征”是十分敏感的，对矿物形成条件的细微变化也能够反映出来，从而可以取得非常深入、丰富的各种信息。它能揭示矿物的“内部世界”，查清矿物成分和组构的所有复杂情况，确定混入元素进入矿物的各种形式及理论结构在矿物形成全过程中遭受到的破坏和改变。地质矿物工作者要善于从中汲取必要的信息，了解矿物形成和变化的物理-化学条件，从而有效地进行找矿、评价工作，完善回收矿物资源的工艺流程，并扩大其应用领域。结合金矿找矿矿物学需要，我们将矿物标型特征划分为形态标型特征、化学成分标型特征、晶体结构标型特征、物理性质标型特征、包裹体标型特征和同位素标型特征等方面，简述如下。

(一)矿物的形态标型特征

矿物的形态是其化学成分、内部结构与其形成时的地质环境互相制约的结果。它记录了晶体发生、成长及变化的全部历史，因此可作为一个方面的标型特征。

矿物形态标型包括单体形态（单形、聚形及其相对发育程度、晶面花纹、微形貌特征及粒度等）与集合体形态（双晶、组构等）。所有这些，都基于晶体的生长理论（包括成核发育理论、生长理论，其中以布拉维法则和PBC理论为最基本的理论）以及形成时的外界条件影响（如对称-非对称

原理、不同物理-化学介质中同一种结构动力性状原理、矿床中同一种矿物不同习性的晶体分布分带性原理)。布拉维法则表明,晶体常由网面密度大的晶面所包围。不同成因、矿体的不同深度都反映出形成时的温度、压力、介质有所不同,以致不同面网的相对生长速度和最后包围晶体的单形可能会有变化,这些均可作为成因及找矿的信息,成为矿物的形态标型特征。

例如自然金,形成年代从老到新,其单体形态则由网面密度大、晶面指数简单、完整的八面体晶形逐渐变为晶面指数较复杂、晶形不完整的晶体(如除 $\{111\}$ 外,并出现 $\{100\}$ 、 $\{110\}$ 、 $\{311\}$ 、 $\{210\}$ 、 $\{250\}$ 等)。说明年代越老、晶体内部结构逐渐趋向稳定、晶体上网面密度大或较大的晶面就有可能占据主导地位而包围晶体。如苏联17~20亿年前形成的古老金矿床自然金晶体以八面体晶形为主,2.44~3.3亿年前形成的金矿床自然金晶体以菱形十二面体晶形为主,不到0.03亿年前形成的金矿床自然金晶体以立方体和八面体聚形为主。

不同深度形成的自然金,在形态上也会有差别。如在苏联东乌兹别克斯坦金矿床,矿脉最上部的自然金呈网状、团粒状、锯齿状和不规则形状等;沿矿脉倾向往下,自然金晶体呈立方体和八面体的聚形,直至八面体晶形。

金矿床中黄铁矿形态标型特征的重要性是众所周知的。理论研究证明,黄铁矿晶体的不同单形晶面的表面自由能不同(如 $E_{(100)}$ 为 $1969 \times 10^{12} \text{ eV/cm}^2$, $E_{(111)}$ 为 $2954 \times 10^{12} \text{ eV/cm}^2$),因此在理想情况下,以立方体最占优势,其次为五角十二面体,再次为八面体。各种类型金矿床中五角十二面

体黄铁矿晶体内部常具环带结构，致使自然金容易聚集于其中。当然不同成矿条件下则出现不同的单形，例如在低饱和度、低硫逸度以及比最佳形成温度过高或过低之温度条件下形成的黄铁矿多呈立方体晶形。黄铁矿晶体生长过程中，生长层向晶体上堆积速度过快时，就可能形成五角十二面体和八面体晶形。当溶液中富含杂质时，黄铁矿晶体上不同面网的相对生长速度产生变化，形成不同的单形。据Г.Н.加林等报导，黄铁矿形态与其微量元素含量有一定关系(表1-2)，即呈五角十二面体晶形的黄铁矿较呈立方体的黄铁矿含有较高的Au、Co、Ni和As。

据А.Я.Пшеничкин (1985)的研究，在苏联阿尔泰

表1-2 黄铁矿形态与微量元素含量的关系

微量元素单形(g/t)	立方体	五角十二面体
Cu	850	8
Pb	750	80
Zn	500	230
As	250	750
Ag	9	15
Co		350
Ni	低于分析灵敏度	150
Au		20
归纳	Cu、Pb、Zn高	Au、Co、Ni、As高

Кузнец金矿田内的中、低温热液型自然金-多金属硫化物建造金矿床中，早世代黄铁矿为立方体晶形，最晚世代黄铁矿

为五角十二面体-菱形十二面体聚形。富矿柱中的黄铁矿以五角十二面体-菱形十二面体晶形占绝对优势。在水平分带上,从矿体到近矿蚀变围岩至较远处的无矿染未蚀变围岩,黄铁矿依次发育五角十二面体-菱形十二面体到立方体-菱形十二面体直到立方体晶形。在垂直分带上,由“矿带”进入“矿下带”,黄铁矿由五角十二面逐渐转变为立方体。另据А.И.Гинзбург等1981年的资料,许多金矿床在矿体上部黄铁矿以八面体为主,矿体中部以五角十二面体为主(或为五角十二面体与八面体或立方体的聚形),矿体下部则以立方体占优势。

黄铁矿晶体的粒度、单形特点与含金量也有一定关系。表1-3是我国陕西二台子金矿床中的上述关系。

表1-3 陕西二台子金矿床中黄铁矿形态
与粒度、含金量的关系

样 品	粒 径 (mm)	晶 形	含 金 量 (g/t)
粗粒黄铁矿	0.3~2.8	{100}为主	3.83~13.01
细粒黄铁矿	0.08~0.008	{hko}为主	70.2~119.3

(二)矿物的化学成分标型特征

矿物的化学成分是构成矿物种属的主要依据,成分和结构相互制约构成了统一的、较均匀的矿物种。而化学成分的微细变化则是矿物形成时的地质物理-化学条件的标志,它蕴藏有大量的成因信息和找矿信息。因此矿物的化学成分标型特征在找矿矿物学研究中占有头等重要地位。

矿物的化学成分标型特征的理论基础是“类质同象代

替”理论，此外还有同位素、包裹体成分等影响因素。

有关类质同象代替的最基本理论包括内在因素（代替质点的大小、化学性质及行为等）和外在因素（代替时的温度、压力、介质等）两大方面。近年来，由于在化学热力学和化学键理论研究中取得的成就，使人们制定了类质同象定量能量理论，此理论指出混合作用热力学函数是固溶体和同类组分机械混合物的相应热力学函数的差值。它可用下述公式表达：

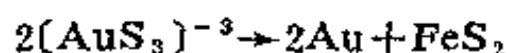
$$H_{CM} = x_1 x_2 [p(\Delta \varepsilon)^2 + q(\Delta r)^2]$$

式中 H_{CM} 为混合热，即形成固溶体时所消耗的能量； x_1, x_2 分别代表第1、2个类质同象组分克分子数； p, q 为常数； ε 代表互相代替的质点电离程度之差； r 代表互相代替质点半径之差。此公式说明：①形成类质混合物的热量越多，其中固态组分的相互溶解程度越低，即在同一温度下类质同象混溶范围越窄。由此可以得出一个结论：形成固溶体消耗的能量越多，它在温度降低时的稳定性越低，亦即混合热越小，所形成的类质同象固溶体越稳定，不容易离溶；②从能量上说，“小”离子进入“大”离子晶格中所消耗的能量小，所以更为有利；③在类质同象代替中，压力影响不如温度的影响重要，当压力升高时，大离子进入小离子组成的晶格中会受到很大的限制，而高压有利于形成比较紧密的固溶体，特别是填隙式固溶体；当压力升高时，某一混入物离子的配位数有向高配位的倾向；某一混入元素，如它的化合物中的配位数低于在固溶体中的配位数，那么在压力升高时就会转入到这种固溶体中，相反，则压力升高时固溶体就离溶。

矿物的化学成分标型研究方面所获得的大量资料都可以

用上述类质同象基本理论得到解释。例如自然金-自然银系列矿物的化学成分，由于Au、Ag原子半径相近（Au为4.0784 Å；Ag为4.0862 Å）、化学性质相似，故经常形成自然金-自然银系列的天然矿物，但它们的化学行为有所不同。

根据一般的解释，金矿化早期温度较高、成矿介质属酸性，溶液中 $[\text{AgCl}_4]^-$ 络离子团比较稳定，银的浓度较低，故沉淀出来的自然金纯度较高。 $2\text{AuF}_2 \rightarrow 2\text{Au}$ ， $[\text{AuCl}_4]^{-2} \rightarrow \text{Au}(\text{OH})_3 \rightarrow \text{Au}_2\text{O}_3 \rightarrow 2\text{Au}$ 往后随着温度的降低，成矿溶液中 S^{-2} 的浓度增高，Eh值较高，介质为弱碱性或中性；特别是在弱碱性条件下将发生下列变化：



因之形成纯度较低的银金矿。

若继续降低温度， S^{-2} 浓度很低，O浓度增高，Eh值更高，氧化作用加强，介质呈酸性， AuF_2 和 $[\text{AuS}_3]^{-3}$ 浓度已很低， $[\text{AgCl}_4]^{-2}$ 大量沉淀，形成纯度更低的金银矿。因此，往往可以形成距离矿化中心越近（成矿温度高）自然金的纯度越高、距离矿化中心越远（成矿温度低）自然金的纯度越低的现象。故由Ag/Au比值可以指示矿床形成温度的相对高低。总之，随着温度的降低，pH值增高，Eh值增高，自然金的纯度由高变低。因而，根据金的纯度变化可以分析矿床的垂直分带情况。

附此愿意指出，由于金的离子电位较高（第一电离势达9.2eV）和原子半径较大（1.44 Å），当成矿溶液中含金络离子团分解时一般比较难于以类质同象混入物方式进入硫化

物晶格，而在绝大多数情况下呈游离状态沉淀或扩散到与金有关的硫化物（黄铁矿等）的晶隙或间隙中。一部分金呈细分散状态在硫化物等矿物中成“次显微”即“超显微”包体存在。

自然金化学成分的细微变化，均可为矿床成因类型、成矿时代、形成深度等方面提供重要信息。

从表1-4中可以看出，太古代绿岩带中变质热液成因的含金石英脉、元古代变质含砾型（兰德型）金矿、元古代火山沉积变质型（霍姆斯塔克型）金矿和前寒武纪变质岩中的

表1-4 不同成因类型矿床中自然金的成分标型特征

矿床类型	金的成色	银的含量 (%)	其他组分 (%)
前寒武纪沉积变质型铁-金矿床	900		
前寒武纪沉积-变质型钨锡金矿床	985.8		
前寒武纪含金砾岩型金矿床	915~995		
正变质岩中的石英脉型金矿床	920~930		
碱性玄武安山岩中的石英脉型金矿床	879.5	10.32	Cu 0.58, Pt 0.55 g/t, Pd 0.8g/t,
细脉浸染状蚀变岩型金矿床	775.7	42.3	Rh 0.25g/t有 Te 存在
热液石英脉型金矿床	730		
近地表第三纪火山岩中的银金矿床	657~750	30.36~20.0	经常有Sb、Te存在
砂金矿床	892~995	7.5~0.6	Fe 0.79~2.54
岩浆熔离型铜镍矿床中的伴生金	528~710	25.4~12.6	Cu 25.3, Pt 6.4 Rh 3.2或Pd 0.64
矽卡岩型铜、多金属（铁）矿床中的伴生金	800~910	14.2~8.0	
斑岩型铜矿床中的伴生金	839.4	14.39	Cu 0.92
黄铁矿型铜矿床中的伴生金	587~713	41.23~28.68	Te 0.089

钨-锑-金矿床之自然金的成色均很高(达900以上),这可能与变质成矿作用过程中压力较大、温度不很高而导致银对金的类质同象替换作用不易发生有关。近地表超浅成条件下,在中、新生代火山岩及其围岩中产出金-银建造矿床自然金的成色很低(750以下),可能与银比金具有更强的化学活泼性、挥发性和扩散、迁移能力以及更低的结晶温度导致在浅成较低温条件下形成低成色的自然金-银系列固溶体有关。岩浆熔离型铜-镍硫化物矿床中金矿物含Cu 25.3%、Pt 6.4%、Rh 3.2%或Pd 0.64%、Ag 12.6~25.4%,这可能与其形成深度较大、温度较高以及成矿介质中深源矿质铂族元素浓度较大有关。砂金矿床和氧化金矿石中的自然金成色较高(达982以上),特别是以含有卤族元素碘、溴、氯为特征,这可能与在风化、搬运过程中表生水含卤族元素丰富和水对银的溶解作用有关。

矿床形成深度除了与金的成色、含银量有关以外,自然金中其他元素混入物的特征也初步积累了少量的资料。从表1-5资料中可看出,随着深度加大,自然金所含锌、铅、锑的数量减少。另有两个矿带中,Ⅰ矿带浅成矿床自然金含锑596g/t、铅215g/t;中深和深成矿床自然金含锑56g/t、铅52g/t;Ⅱ矿带浅成矿床自然金含锑518g/t、铅474g/t,中深矿床自然金含锑134g/t,铅52g/t。更进一步表明同一矿带内不同矿床形成深度之自然金的微量元素混入物的标型特征。

从成矿时代来看,据少量国外资料,存在有成矿时代越古老金的成色越高、成矿时代越新金的成色越低的趋势(见表1-6)。

从同一矿床不同成矿阶段来看,据何耀宗对我国吉林延

**表1-5 不同深度形成内生金矿床
之自然金的微量元素特征**

矿床形成深度	自然金中的元素混入物			
	Zn	Pb	Sb	其 他
浅成金矿床	200~1000	20~1000	20~1000	常含Se、Mn, 可含Sn
	200~600	20~600	60~400	
中深金矿床	80~400	20~400	10~2000	含Hg较多, 一般不含Sn
	200~300	20~30	30~100	
深成金矿床		20~60 20		含Fe、Cu、As、 Bi、Pb约100g/t, 不含Sn

注：表内横线以上数据为含量范围，横线下数据为众值集中区；单位为g/t，下同

**表1-6 不同成矿时代矿床中自然金
的化学组成及晶习特征**

矿床形成时代	金的成色	银的含量 (%)	晶 习
1700~2000Ma年前	717~949	11.6	八面体
	900		
245~330Ma年前	632~940	20.65	菱形十二面体为主
	800		
10~15Ma年前	657~750	30.36	立方八面体为主
	700		

边地区金矿的研究，也存在着从较早阶段到较晚阶段金的成色降低的趋势（表1-7、表1-8）。

**延吉西南岔高、中温热液型铜金矿床不同
矿化阶段产出自然金的成分特征**

标型特征 矿化阶段	金的成色	银的含量 (%)
脉状辉钼矿-白钨矿-自然金-石英阶段	930	3.5
细脉浸染状磁黄铁矿-黄铁矿-黄铜矿-金-石英阶段	860	9.5
脉状黄铁矿、磁黄铁矿、毒砂、自然铋、黄铜矿-金-石英阶段	846	12.5

**表1-8 延吉五星山低温热液型金矿床不同
矿化阶段产出自然金的成分特征**

标型特征 矿化阶段	金的成色	银的含量 (%)
黄铁矿-自然金-石英脉阶段	730	22.0
细网脉状方解石-自然金-石英阶段	560	38.3

有些自然金的菱形十二面体晶体从中心到边缘金的成色递减也说明后期比早期纯度低。

关于矿石类型问题，国外有资料提出贫硫化物的热液石英脉金矿床金的成色为700~750，含较多硫化物的热液石英脉金矿床金的成色为900。即随硫化物增多而提高金的纯度。但国内何耀宗的研究资料却认为在同一矿床中金的纯度随硫化物增多而降低（表1-9）。

据苏联远东金矿的资料，贫硫化物金矿石中自然金所含微量元素混入物以富铋（101g/t）、锡（6858g/t）为特征；

**表1-9 同一矿床内硫化物含量
与金的纯度之间的关系**

矿床产地	矿石类型	标型特征	金的成色	银的含量 (%)
延吉西南岔 高、中温热液 铜、金矿床	贫硫化物金矿石		920~940	4~3
	低硫化物金矿石		850~890	12~7
	中—富硫化物金矿石		830~870	14~9
延吉海沟 中温热液铀、金矿床	贫硫化物金矿石		890	6
	低硫化物金矿石		780	17

低硫化物金矿石中自然金富含铅(286g/t)、汞(1610g/t)、砷(177g/t)；中硫化物金矿石中自然金则以富铜(243g/t)、铋(54g/t)、锌(17g/t)为特征。

据研究，从矿石受变质的强度反映到重结晶程度上来看，也存在有变质程度越高、重结晶越强则金的成色越高的趋势。如某深到中深金矿床最晚矿化阶段形成的自然金，其成色为790。遭受弱变质、重结晶弱时其成色提高为850；遭受中度变质、中度重结晶时提高为900~920；遭受深度变质、深度重结晶时则为940~960。

归纳起来，可用表1-10概括说明影响自然金成色的因素。

众所周知，黄铁矿是地壳中分布最广泛的不透明矿物，同时又是金矿床中的最重要和最普遍的载金矿物。这是由于黄铁矿本身的结晶化学行为和晶体结构所决定的。黄铁矿中微量元素混入物的种类和数量及它们之间的关系均具有重要

表1-10 自然金成色标型分析

因 素	各因素的变化趋势	金成色的变化趋势
成矿时代	老→新	每一因素中，金成色的变化趋势均由高到低
变质程度	深→浅	
矿体深度	深→浅	
成矿阶段(同一矿床)	早→晚	
同一晶体	中心→边缘	
距矿化中心的位置	近→远	
成矿溶液的pH值 (温度相近)	低→高	
成矿溶液Eh值 (负值)	低→高	
气相包裹体 CO ₂ /CH ₄ 比值	低→高	
包裹体液相成分 (Cl ⁻ 含量和Na/Na+K比值)	高→低	

的成因和找矿意义。而其中最值得注意的是砷、钴、镍、硒等。从黄铁矿的电子结构和化学键模式可以解释：黄铁矿空间群为 $T_h^2-P_63$ ，其晶体结构类似于NaCl型，属立方原始格子。铁原子占据NaCl型结构的阳离子位置，一个共价键的对硫“S₂”（S-S=2.14 Å）占据NaCl型结构的阴离子位置。一个晶胞中含有四对“S₂”，它们沿着四个不同的对角线方向排列，每一个铁离子与六个硫离子呈八面体配位，形成 d^2sp^2 阳离子杂化轨道，每一个硫离子与三个铁离子及另一个硫离子呈畸变的四面体配位，形成 sp^3 杂化轨道。其中

S_2^{2-} 离子具有稳定的14电子构型， Fe^{2+} 具 d^6 电子构型。铁-硫的距离为 2.26 \AA ，比理论值 2.62 \AA (Fe^{2+} 和 S_2^{2-} 的半径之和)短得多，这说明在黄铁矿结构中Fe-S键基本上是共价键。黄铁矿中六个二价铁(d^6)的3d电子占据三个 t_{2g} 轨道和它们是低自旋成对的，故黄铁矿中的铁是逆磁性的半导体。黄铁矿的 eg 带是空着的，而黄铁矿族中的方硫钴矿(CoS_2)和方硫镍矿(NiS_2)之 eg 带上则分充满着一个和二个电子，因之具有较大的电子斥力，导致键距增大(金属-硫的距离： CoS_2 为 2.34 \AA ， NiS_2 为 2.40 \AA)，单位晶胞棱长加大(黄铁矿为 5.42 \AA ， CoS_2 为 5.53 \AA ， NiS_2 为 5.69 \AA)。这说明 Co^{2+} 和 Ni^{2+} 在黄铁矿中代替 Fe^{2+} 会使黄铁矿的晶胞参数 a_0 加大， FeS_2 与 CoS_2 之间形成连续的固溶体， FeS_2 与 NiS_2 之间则形成不连续的固溶体。自然界在较高温度下形成的矽卡岩型铜铁矿床中，黄铁矿的钴含量特高(有的可成为独立的钴矿床)。与火山作用有关的斑岩型铁矿床中，黄铁矿的钴含量随深度而增加等都与此有关。同样，硒可以部分地代替黄铁矿中的硫，而这种类质同象代替作用，在内生热液成矿条件下比在外生沉积成矿条件下有利得多(前者含硒 $20 \sim 50 \text{ g/t}$ ，后者只含 $0.5 \sim 1 \text{ g/t}$)，由此构成黄铁矿的重要成因标型特征之一。黄铁矿的硒、碲含量还可以作为一种相对的“地质压力计”如较深的侵入体中的铜镍矿床之黄铁矿的硒、碲含量比较浅的侵入体中同类矿床黄铁矿的硒、碲含量要低，这可能是由于压力大而不利于类质同象替换作用发生所致。另外，金矿床中的黄铁矿富含砷(可达5%以上)导致黄铁矿的晶胞参数加大，反射率减小和抗压硬度值降低。黄铁矿的这些成因标型特征对于寻找和评价金矿床也具有重要的意

义。

总之，由X光分析及分子轨道计算说明，黄铁矿的多成因产出是因为它的 Fe^{2+} 之电子构型 t_{2g} 为低自旋，它进入硫离子组成的八面体场中获得了较大的晶体场稳定能及附加稳定能所致。

黄铁矿中的微量元素特征对于寻找金矿床具有比较重要的标型意义。根据文献资料，中温热液型金矿床中黄铁矿的微量元素含量特征为(g/t)：Se 50、Ga 0.65、Co 35.9、Ni 34.1、As 7670、Ag 0.6、Cu 99.4、Pb 70、Zn 134、Sb 114、Au 336。沉积-变质型钨锡金矿床中黄铁矿含As 3000、Au 80.1g/t。接触交代型金矿床中黄铁矿含Au 13.9g/t。接触交代型铜铁伴生金矿床和接触交代型铁伴生金矿中黄铁矿含Au分别为1.38和0.54g/t。斑岩型铜、钼伴生金矿床中黄铁矿含Au 2.08g/t。黄铁矿型铜及多金属伴生金矿床中黄铁矿含Au 0.5g/t。岩浆熔离型铜、镍伴生金矿床中黄铁矿含Au 0.0133g/t。沉积变质层状型铜矿床中黄铁矿含Au 0.1g/t。火山沉积变质型硫铁矿床中黄铁矿含As 45、Cu 25、Sb 20、Au < 0.01g/t。概括起来看，砷在黄铁矿中的特高含量（可高达5%以上）对于找金具有突出的标型意义。热液型金矿床中黄铁矿的铜、铅、锌含量比较高，铋的含量也高（从少量到411g/t、平均114g/t）。各种类型金矿脉中黄铁矿的钴含量大于镍含量。热液金矿床中黄铁矿S/Se比值约在0.9万到2.6万范围之内，若黄铁矿的S/Se比值高达25万到50万则不可能找到热液金矿床。热液型金矿床中黄铁矿的Se/Te比值大致为1:5。内生独立金矿床中黄铁矿含Au高达每吨几十克以上，内生伴生金矿中黄铁矿含Au也达每吨

数克(内生金矿石中金含量与矿石中黄铁矿的金含量大致比例为1:10~100),黄铁矿含Au低于0.1g/t时则标示找到金矿床及伴生金矿床的可能性不大。另外,还可以利用黄铁矿中某些微量金属元素的比值区分“金矿床”和“非金矿床”(表1-11)。

表1-11 金矿床和“非金矿床”中黄铁矿的某些微量金属元素比值特征

数据 标型特征 矿床类型	Cu:Zn	Ag:Zn	Pb:Zn
金矿床	0.7		0.7
稀有金属矿床	0.9~14	0.1~0.24	1~8
变质矿床	0.2~0.3	0.006~0.08	0.02~0.14
黄铁矿型矿床	4~160	0.01~0.7	0.4~3

从表1-12中可以看出,少量硫化物-金-石英建造、金-锑建造比金-银建造和重晶石-多金属-金建造中的黄铁矿含Sn、Ag、Cu低、含As较高。后两种建造以黄铁矿中的Pb、Zn、Ag、Cu都较高为特征。

表1-12 各种不同矿石建造中黄铁矿的微量元素特征(ppm)

建造(样品数)	As	Co	Ni	Sb	Pb	Zn	Sn	Ag	Cu
金-锑建造(79)	9000	41	120	940	58	183	痕量	5.5	11
少量硫化物-金石英建造(56)	7200	76	130	95	512	265	2.6	10.5	6.2
金-银建造(12)	5200	痕量	20	1360	1240	1750	6.4	750	400
重晶石-多金属-金建造(15)	2800	81	59	180	2500	2240	3.5	117	1250

金矿床和其他一些矿床中黄铜矿的微量元素特征如表1-13所示,从表中可以看出热液金矿床中黄铜矿以含金较高(平均40g/t,最高可达748g/t以上)和含砷特低为特征,这对于寻找金矿床具有一定的标型意义。

表1-13 不同类型矿床中黄铜矿的微量元素特征(g/t)

矿床类型	Co	Ni	Au	Ag	Pb	Zn	As
热液石英脉型金矿床	25	125	40	47.5	200	2000	
岩浆熔离型铜-镍矿床	700	450	1.07	120	50	1500	
斑岩型铜-钼矿床	35	85	4.9	46.5			
矽卡岩型铜矿床			2.5				
黄铁矿型铜矿床	23.3	2.7	0.37	259.5	73.3	2410	83.3
黄铁矿型多金属矿床	55	33	5.08	101.5	212.5	4625	312.5
沉积变质型层状铜矿床	0		0.12	320			

毒砂中含有镍、锑、铋、硒、碲,特别是较大量的钴(可达9%)等元素混入物已为人们所熟知。但金亦以类质同象方式代换铁,在内生金矿床中出现是近年来才有所报导。据大量数据统计,毒砂中的微量元素特征如表1-14所示。

从表1-14资料可以看出,热液型金矿石中的毒砂以含金高,含银、钴、镓、铋、锑较低为特征。这对于寻找金矿床具有一定的标型意义。

矿物学基础理论的最新研究成果认为只有在硫过量时金才进入方铅矿晶格,而铋能使金在方铅矿中的溶解度增大。热液石英脉型金矿床中磁黄铁矿以含硒4.3g/t、碲22.5g/t、Se/Te比值近于1:5为特征,其他类型矿床中磁黄铁矿的Se/Te比值多为1~20:1(以3~6:1为主),这对于寻找金矿床具有一定的标型意义。与基性火山作用有关的金矿床中产

表1-14 不同产状之毒砂中的微量元素特征(g/t)

产 状	Co	Ni	Au	Ag	Ge	In	Ga	Tl	Re	Sb	Bi	Mn	Se	Te
各种产状 的毒砂	10 ? 3800	200 ? 500	2 ? 600	30 ? 550	1 ? 10	1 ? 10	1 ? 10		0.01	200 ? 1200	400 ? 4700	10 ? 50	2 ? 30	1 ? 30
热液浸染 型金矿石 中的毒砂	25	30	400	0.8			0.2			30				
热液石英 脉型金矿 石中的毒 砂			23.75 ? 67.7	28.9							400			
不含金的 多金属矿 石中的毒 砂	500 ? 1500			200 ? 550	1 ? 10	10 ? 50	1 ? 10			400 ? 1000	1000 ? 4000		5 ? 50	5 ? 50

出的斑铜矿以富碲为特征，与金无关的伟晶岩锰磷灰石、铌、铍矿床中产出的斑铜矿则不含碲。

石英中的 Si^{4+} 常被 $\text{Al}^{3+} + (\text{K}^+, \text{Na}^+, \text{Li}^+, \text{H}^+)$ 等代换，具有一定的成因标型意义。研究资料表明，石英中 Al-O^- 心的含量与介质中铝的浓度、pH值和结晶温度较高（600~400℃）以及生长速度较低有关。重结晶作用可以导致石英内 Al-O^- 心的浓度急剧降低。有意义的是，当石英中结构铝替换由 $\text{Al-O}^-/\text{H}^+$ 亚型转变为 $\text{Al-O}^-/(\text{Na}^+, \text{Li}^+, \text{H}^+)$ 亚型时，表示介质pH值增高，反方向转变则表示pH值降低。石英中 Ti^{3+} 心含量与结晶温度增高和叠加作用出现程度降低有关。据В. И. Павлишин(1983)资料，奥长环斑花岗岩内，在810~830℃条件下生成的石英、 Ti^{3+} 心的含量高达0.04%，600℃左右形成的伟晶岩中的石英、 Ti^{3+} 心含量为0.01~0.02%。100~380℃形成的墨晶，其 Ti^{3+} 心的含量为0.005~0.006%。

热液脉和热液交代体的石英中只有最高温的黄水晶， Ti^{3+} 心含量为0.001~0.002%。其较低温的异种石英内，没有检测出 Ti^{3+} （含量低于检测灵敏度）。低温紫水晶以 Fe-O^- 心含量多为特征。石英中 Ga^{3+} 心的含量与压力增高及介质Ge的浓度较大有关。

含金石英的铝碱总量较高。含矿伟晶岩中石英从内带到外带 Al-O^- 心含量都较高，无矿伟晶岩中则依次降低。含矿热液脉中石英从内带到外带其 Al-O^- 心含量变化不大，非含矿热液脉则变化明显。 Ge^{3+} 心含量多的石英可作为锗矿化的指示剂。此外，石英的粒度很细时（160~200目），仍含有相当数量的铜、铅、锌、金、银、锡等金属元素，它们可标示有找到有色金属、贵金属矿床的可能性。伟晶岩和花岗岩中石英的锂、硼含量直接与岩浆房的含矿性有关，也可作为一种找矿标志。如石英含 Li_2O 在5ppm以下，则表明对寻找稀有金属矿产不利，若在5~18ppm时，则可望找到稀有金属矿床。

（三）矿物的晶体结构标型特征

矿物的晶体结构是其化学成分和形成条件共同作用的结果，因此具有一定的成因和找矿意义。

大家都知道，任何平衡系统都趋向于最低的内能，如果外界条件变化，就会导致内部结构平衡系统的改变：高温下形成固溶体、低温下发生离溶；可产生晶胞参数的微细变化；可导致结构的重新变化形成新的晶体结构，产生同质多象变体；也可能是有序度的变化和占位情况的变化、多型的产生以及结构缺陷的产生等。以上各种变化都可在不同程度上为成因及找矿评价甚至矿石技术加工工艺性能提供有益的

参数和信息。据现有文献报导，对金矿床中的主要造矿矿物来说，晶胞参数的变化常可作为矿床成因、找矿及评价标志之一。

例如金矿床中的含金石英，其晶胞参数 a_0 值一般大于 4.1925 \AA 、 C_0 值大于 5.4040 \AA 、单位晶胞体积 V_0 值大于 112.94 \AA^3 ，而无金石英则小于以上数值。这是由于含金石英中常含有铝及某些碱金属元素所致。据Г.А. Юргенсон 1985年的资料，在苏联浅成火山热液型金银矿床中，矿石内石英的晶胞参数与矿脉的厚度成正比关系，晚世代石英的晶胞参数小于早世代石英的晶胞参数。又如苏联北东部金矿带内，含金石英的 V_0 值为 113.065 \AA^3 ，无金石英 V_0 值为 112.929 \AA^3 。

又如金矿床中的黄铁矿，由于含砷或钴、镍较高，使其晶胞参数 a_0 值变大，从表1-15资料可得到说明。

表1-15 若干金矿床中黄铁矿的晶胞参数

矿床及矿物		晶胞参数 a_0 值(\AA)
陕西二台子金矿床	富金黄铁矿	5.4175~5.4179
	贫金黄铁矿	5.4171~5.4172
浙江银坑山金矿床	富金矿石中黄铁矿	5.4179~5.4182
	铅锌矿石中黄铁矿	5.4170
	硫铁矿石中黄铁矿	5.4170
浙江中乔铜金矿床	黄铁矿	5.4173~5.4179
河北平泉金矿床	黄铁矿	5.41752~5.41798
纯理论黄铁矿		5.4170

(四)矿物的物理性质标型特征

不同地质条件和物理-化学环境下形成的同一种矿物往

往反映在用近代方法测定的物理性质参数上有所不同，这就使矿物的物理性质具有标型意义。众所周知，矿物的物理性质取决于矿物的化学成分和晶体结构，因之矿物的物理性质标型特征与矿物的化学成分标型特征和晶体结构标型特征密切相关。

在金矿找矿矿物学中，下列几方面的物理性质标型特征显得更为重要：

1. 矿物的热电动势

金矿床中的黄铁矿、毒砂、黝铜矿、方铅矿等硫化物矿物，其热电动势具有重要的标型意义。

金属矿物的热电动势取决于主元素含量之比、杂质元素进入晶格的情况、矿物组合以及产出深度等因素。如黄铁矿主元素量比为亏硫（即铁过剩）时显示电子导型（即n型）热电动势，主元素量比为亏铁时（即硫过剩）显示空穴导型（即p型）热电动势。对热液矿床来说，挥发性组分（包括硫、砷）多聚集在矿体顶部。故一般在矿体顶部和上部黄铁矿硫有盈余（ FeS_{2+x} ），在矿体下部和根部黄铁矿硫有亏损（ FeS_{2-x} ）。前者对热电动势起“受主混入物”的作用，后者起“施主混入物”的作用。这决定了在热液矿床上部黄铁矿和方铅矿热电动势为p型，中部到下部由出现n型到全部为n型。毒砂因有硫和砷两种挥发性组分在起作用，热电动势的导型在空间分布特点上显得复杂，并与黄铁矿（或方铅矿）相反。黄铜矿则是在矿体的上、中、下部热电动势依次为n型转为p型又转为n型。对热液金矿床来说，在矿体上部之晚期较低温黄铁矿热电动势为p型，到矿体中部之中期中温黄铁矿则为n型和p型的混合导型（热电系数值越大含金性

越好),到矿体根部之早期较高温黄铁矿显示n型(据 A.Ф. Коре́нников, 1985)。表1-16资料说明了在金矿体中黄铁矿热电动势水平方向的分布情况(含金偏高的黄铁矿常与孔穴导型(p型)或电子(n)-空穴(p)混合导型有关)。

表1-16 硫化物金矿床中黄铁矿的热电效应

(据З.М.Максимова, 1984)

	围岩中的黄铁矿	矿体中的黄铁矿	富含金的矿段中的黄铁矿
热电导型	n型	n+p型	n+p型
热电系数 α	-10~-45 -15~-20	n型与左同	n型与左同
(微伏/度)	-70~-320 100~-143	+10~+45 p型+20~+25	+10~+45 p型+25~+30
世代	第一世代	第二世代	第三世代

表1-17资料说明了黄铁矿中杂质元素与热电动势的关系。

黄铁矿的热电系数可反映其从热液中析出的顺序。苏联著名的达拉松金-硫化物矿床第一世代黄铁矿的热电动势为

表1-17 黄铁矿中杂质元素与热电动势的关系

数据 项目 导型	黄铁矿中的杂质元素平均含量(ppm)					
	Cu	Co	Ni	As	Sb	Mn
电子导型(n型)	2660	460	150	700	痕量	45
空穴导型(p型)	750	100	60	1710	100	120

电子导型，其后析出者变为混合导型，最后析出者变为空穴导型。许多矿床在垂直分带上浅部为空穴导型，中部为混合导型，深部为电子导型。这反映出这些矿床为“顺向分带”（较高温度下先晶出矿物产于深部，较低温度下后晶出的矿物产于浅部）。有意义的是，据苏联北高加索之戈尔诺季亚地区一些多金属脉矿床的研究，矿化最强地段黄铁矿的热电系数 α 最不稳定，因而可以据黄铁矿热电系数 α 的变化情况指导勘探工作。

表1-18列出了不同类型矿床中黄铁矿的热电系数值。

表1-18 不同类型矿床中黄铁矿的热电系数特征

矿床类型	热电系数 α (mv/°C)
云英岩型黑钨矿床	-600~-650
白钨矿床	-350~-380
热液型金矿床	-20~-90
稀有金属矿床	-70
汞矿床	+200~+400
黄铁矿型矿床	-14~-100
沉积矿床	+165~-150
变质矿床	-76

А.Г. Митронов等人于1981年作过各种热电性不同之黄铁矿对金吸收作用的实验（表1-19），结果表明吸收金多的黄铁矿热电系数 α 值为混合型高数值（如吸收金200g/t的黄铁矿 α 为+214到-315mV/°C）。

从自然界多数金矿中黄铁矿热电势总趋势来看，金矿工业富矿柱中黄铁矿的热电系数值最大并往往为混合型（既有正值的空穴导型，又有负值的电子导型）。

应该指出，黄铁矿等矿物的热电动势，不但受所含微量

表1-19 黄铁矿对金的吸收与其热电系数的关系

对金的吸收量(g/t)	200	30	20	15
热电系数 α (mv/°C)	+214~-135	+264	+126~-142	+142~-93
对金的吸收量(g/t)	15	4	1.5	0.4
热电系数 α (mv/°C)	+100	-121	-142	-101

元素的特点及产出矿床成因的影响，也受毗邻矿物和产出深度的影响。因此，在应用时要结合具体情况进行分析。

2. 矿物的热发光性

矿物在不同的地质条件、具不同的微量元素及结构缺陷，由于外界因素的影响，有可能引起产生热发光效应的电子捕获中心和空穴中心。利用矿物的某些热发光峰的存在与否以及它们的发光强度，甚至估计(鉴定)不同类型的发光中心，可以划分矿物世代、查明矿化地段、构造活动、进行地层对比、解决混入物的赋存形式和成因等。但是总的来说，至今热发光标型性尚缺乏深入的探讨，仍处于积累资料阶段，因此在应用时尚受到一定的限制。

在金矿床中，石英的热发光性具有标型意义。如 R Mazeran 研究了各种脉型矿床中石英的热发光性特征后指出：热发光强度大或很大的有沥青铀矿的石英脉，辉锑矿石英脉、辉锑矿、毒砂、自然金石英脉、方铅矿、闪锌矿、黄铁矿、黄铜矿(萤石、重晶石)石英脉，产于碳酸盐类岩石中的方铅矿、闪锌矿、铅锑硫酸盐石英脉；热发光强度低或中等的有锡石、绿柱石石英脉，锡石、黑钨矿、硫化物石英脉，黑钨矿、硫化物石英脉，辉钼矿、白钨矿、黄铜矿石英脉和毒砂、

自然金、硫化物石英脉以及毒砂、铋矿物、自然金、硫化物石英脉等。上述不同类型的石英脉的热发光曲线在法国和世界有关地区已得到证实，其对于评价矿脉的含矿性和扩大矿山储量颇为有效。

据我们的实践经验浙江火山岩区金矿床中，一般富矿内石英的热发光性弱，贫矿的热发光性强。含金最富的绍兴中嵛铜金矿石内石英的热发光强度小于 $1.5 \times 10^{-10} \text{lm}$ ；次富的银坑山金银矿石内石英的热发光强度为 $8 \times 10^{-10} \text{lm}$ ；含金较少的武义弄坑金银矿石内石英的热发光强度为 $33 \times 10^{-10} \text{lm}$ ，含金性最差的东阳罗山金银矿石内石英的热发光强度达 $70 \times 10^{-10} \text{lm}$ 。

3. 矿物的反射率和颜色指数

对于金矿床中某些载金不透明矿物来说，测定它们的反射率和颜色指数，可为寻找富金矿柱提供有用信息。

例如表1-20、表1-21列出了陕西二台子金矿床中黄铁矿的反射率及反射色颜色指数特征。

从表1-20中546nm绿光的反射率资料分析，含金低的粗

表1-20 陕西二台子金矿床黄铁矿的反射率特征

样 品	在单色光(波长单位为nm)下测定的反射率R(%)			
	480(470)	546	589	644(650)
细粒五角十二面体黄铁矿	44.27	50.72	50.25	51.24
粗粒立方体黄铁矿	48.23	53.70	54.44	55.37
细粒立方体黄铁矿	47.72	53.70	53.66	54.49
含砷7%的黄铁矿		46.00		
纯黄铁矿	(46.00)	53.60	55.00	(55.90)

粒立方体黄铁矿(Pyc)与纯黄铁矿的数据相近;含金高的细粒五角十二面体黄铁矿(Pyf)反射率低于纯黄铁矿而向含砷

表1-21 陕西二台子金矿床黄铁矿的
反射色颜色指数特征

样 品	视觉反射率 $R_{vis}(\%)$	色 度 坐 标		主波长 $\lambda_d(\text{nm})$	浓度 P_s
		X	Y		
本矿床含金黄铁矿 (10-Py)	52.6732	0.3649	0.3677	577	0.2000
国内一般黄铁矿	54.6000	0.3530	0.3580	575	0.1310
国外一般黄铁矿	53.9000	0.3520	0.3590	574	0.1320

高的黄铁矿方向靠近,同样反映Pyf含砷较高。有意义的是,本矿区极个别细粒立方体黄铁矿的反射率数值接近Pyc而不接近Pyf,可能反映黄铁矿的立方体晶习不利于该类型金矿的形成。

二台子金矿床含金黄铁矿反射色颜色指数的特点,如表1-21所示,显示其较一般黄铁矿(不含金)具有视觉反射率 R_{vis} 较低,反射色颜色浓度 P_s 较高的特点。

又如浙江火山岩区金银矿床中,属于成矿时形成的含金黄铁矿(表1-23中Py-Ⅱ)比成矿后形成的不含金黄铁矿(表1-22中Py-Ⅲ)反射率低。

自然金的成色与反射率成反变关系,这是因为银的反射率高于金的反射率(表1-23)所致。

表1-22 浙江火山岩区黄铁矿的反射率

矿区及样号	在单色光(波长单位为nm)下的反射率			
	480	546	589	644
八宝山Py-I	43.20	50.06	52.59	53.66
八宝山Py-I	44.80	49.74	50.86	51.03
银坑山Py-I	45.69	51.11	51.20	51.19
银坑山Py-I	45.60	50.31	51.37	51.39
银坑山Py-II	47.50	53.63	55.67	55.05
银坑山Py-II	49.91	54.69	57.00	57.93
银坑山Py-II	48.62	53.70	55.73	56.45

表1-23 金的成色与反射率关系

成 色	R_{470} (%)	R_{546} (%)
1000	36.4	71.6
900	43.5	77.9
850	50.9	—
800	56.0	83.1
700	66.8	86.2
600	75.1	88.0
500	81.5	89.4

4. 矿物的红外吸收光谱特征

矿物的红外吸收性能也具有标型意义。如金矿床中石英的红外吸收光谱特征比较重要：含金石英具有 $3100\sim 3900\text{ cm}^{-1}$ 宽吸收带(H_2O 峰)、 3640 cm^{-1} 吸收峰(羟峰)和 $2800\sim 3000\text{ cm}^{-1}$ 吸收带(碳氢化合物峰)；不含金石英显示 $3100\sim 3700\text{ cm}^{-1}$ 吸收带。据Г. А. Юргенсон的资料,随着深

度的加大, 反映其中水的浓度相应强度 K_4 和 CO_2 的浓度相应强度 K_3 的比值(K_4/K_3)降低, 富矿柱中石英的 K_4/K_3 比值最大。表1-24提供了不同形态、含矿性、晶胞参数与红外吸收系数 K_D 的资料。

表1-24 不同形态成因类型石英的晶粒大小、晶胞参数和红外吸收系数

(B.B. ЦапеB等, 1985)

样号	晶粒大小 $d(\mu\text{m})$	晶胞参数			红外吸收 系数 K_D
		$(a_0, \text{\AA})$	$c_0(\text{\AA})$	$V_0(\text{\AA}^3)$	
Q-I					
1	300~310	4.9113	5.4280	113.38369	2.4
3	657~658	4.9129	5.4036	112.94757	2.9
6	634~635	4.9129	5.4036	112.94757	1.4
9	672~675	4.9129	5.4036	112.94757	3.0
13	155~156	4.9125	5.4044	112.9459	3.8
8	119~120	4.9128	5.4052	112.97642	3.2
Q-II					
5	720~723	4.9129	5.4034	112.94339	7.7
4	125~120	4.9128	5.4034	112.93879	2.7
2	170~172	4.9129	5.4021	112.87485	4.3
7	335	未测定	未测定		5.9
Q-III					
12	175~177	4.9123	5.4039	112.91999	1.9
10	390~392	4.9124	5.4046	112.94547	6.1
14	248~250	未测定	未测定		6.4

注: a_0 的精度为 0.0003 \AA 、 c_0 的精度为 0.0002 \AA

表1-24中Q-I为含矿性最好、Q-II较差、Q-III更差。表中资料说明石英红外吸收系数值 K_D 和含矿性成反变关系。据实验结果, K_D 值与石英的X射线特征谱线衍射强度比值

I_{101}/I_{202} 成正比。此外，含矿性最好的Q-I之 a_0 平均为 4.9126\AA ， c_0 平均为 5.4081\AA ， V_0 平均为 113.03\AA^3 ；含矿性较差的Q-II和Q-III之 a_0 平均为 4.9126\AA 和 4.9124\AA ， c_0 平均为 5.4081\AA 和 5.4030\AA ， V_0 平均为 112.92\AA^3 和 112.93\AA^3 。石英晶粒 d 值大小按含矿性依次降低（含矿性最好的Q-I平均约为 $400\mu\text{m}$ ，含矿性中等的Q-II平均为 $300\mu\text{m}$ ，含矿性最差的Q-III平均为 $250\mu\text{m}$ ）。

5. 矿物的穆斯堡尔效应特征

矿物的穆斯堡尔效应也具有标型意义。例如长江中下游某铁帽型金矿床中产有三种形态的针铁矿（致密块状、粉末状及针状），其中致密状针铁矿颗粒最微细（约 $1\mu\text{m}$ 大小）、粉末状针铁矿次之（长约 $3\mu\text{m}$ ）、针状针铁矿最大（长达 $0.15\sim 2\text{mm}$ ）。致密状和针状针铁矿多产于地表及氧化带浅部，粉末状针铁矿则多产于氧化带较深部，三者中以粉末状针铁矿含金量最高。这三种不同形态类型的针铁矿在穆斯堡尔谱参数上有不同特征（图1-1、表1-25）。

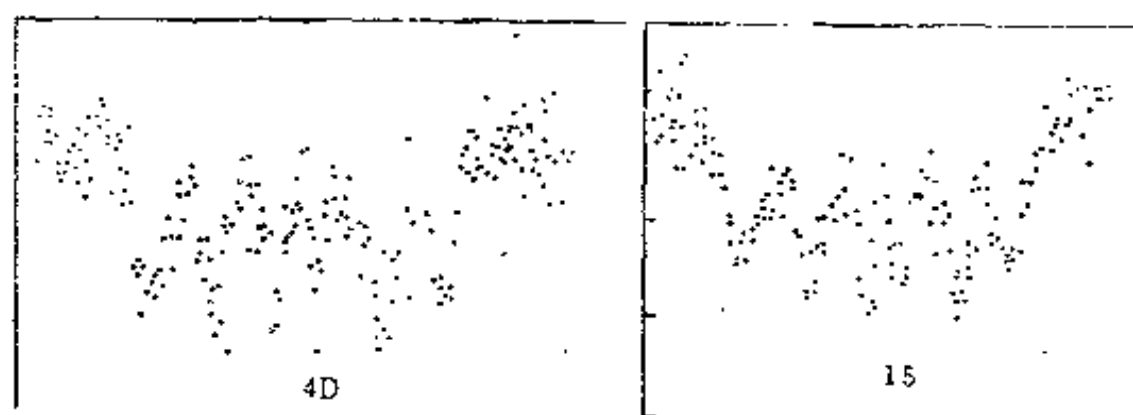


图1-1 针铁矿的穆斯堡尔谱图

表1-25 针铁矿的穆斯堡尔谱参数特征

数据 项目 类型(样号)	同质异能位移 $I.S. (mm s^{-1})$	四极分裂距 $Q.S. (mm s^{-1})$	局部磁场 $H_i (kOe)$
致密状针铁矿	0.380	0.465	332.822
粉末状针铁矿	0.396	0.423	353.632
针状晶体针铁矿	0.34~0.38	0.27~0.29	357~361

由图1-1可以看出针铁矿的穆斯堡尔谱为六峰谱。由表1-25可知致密状针铁矿、粉末状针铁矿、针状针铁矿的穆斯堡尔谱参数(同质异能位移 $I.S.$; 四极分裂距 $Q.S.$; 局部磁场 H_i)均不同,可用于鉴别针铁矿的形态类型。此外,由于四极分裂距是由原子核周围电荷的不对称性所产生,故其数值可以反映配位体对称程度和针铁矿晶粒直径大小。对针铁矿而言,四极分裂距 $Q.S.$ 数值越大,结晶程度越低,结晶颗粒越细小。由针状针铁矿至粉末状针铁矿再到致密状针铁矿, $Q.S.$ 值依次增大、结晶程度依次降低、晶粒直径依次减小。

6. 矿物的其它物理性质特征

(1) 比导电率 金矿床中黄铜矿和石英的比导电率也具有一定的标型意义(表1-26、表1-27)。

(2) 压电系数 金矿床中石英的压电系数 d (单位面积内产生的电荷除以应力)也有一定的标型意义(表1-28)。

(3) 比重与显微硬度 自然金的密度、显微硬度值与其成色有关,从表1-29资料可得知,自然金的成色愈高,密度愈大,显微硬度愈小。

表1-26 金矿床中黄铜矿的热电系数和比导电率特征

矿 石 类 型	比导电率 $\Omega \cdot \text{cm}^{-1}$	黄铜矿中的微量元素(g/t)					
		Pb	Zn	Co	Ni	Ag	As
方铅矿-闪锌矿-自然金-黄铁矿-车轮矿矿石	$(1 \sim 3) \cdot 10^{-2}$	70	2000			70	
含磁黄铁矿的方铅矿-闪锌矿-自然金-黄铁矿-车轮矿矿石	$3 \cdot 10^{-2} \sim 2 \cdot 10^{-1}$	70	2000			70	
含黄铁矿、黝铜矿、自然金的黄铜矿-磁黄铁矿-闪锌矿矿石	$5 \cdot 10^{-2} \sim 2 \cdot 10^{-2}$	200	3000	100	500	200	
含自然金的黄铜矿-方铅矿-针硫铋铅矿-黝铜矿矿石	$5 \cdot 10^{-2} \sim 10^{-1}$	500	1000			10	

表1-27 金矿床中脉石英的比导电率

产出高程 (m)	平均比导电率($n \cdot 10^{-12} \cdot \Omega^{-1} \text{cm}^{-1}$)	
	400°C	600°C
750—725	47	1900
704	18	861
550	4	107
470	18	715

表1-28 金矿床中脉石英的压电系数d

产出高程 (m)	d (平均值)
1020~975	40
750~725	65
706~702	80
686~672	140
550	235
470	390

表1-29 金的成色与密度、显微硬度的关系

成 色	密度(kg/cm ³)	显微硬度(kg/mm ²) VHN
950~850	19.1~18.5	60~80
850~700	18.2~14.6	70~87
700~450	13.3~12.1	85~105

金的不同晶面上显微硬度值有所不同, 这是晶体异向性的表现(表1-30)。

表1-30 金的不同晶面上之显微硬度值(kg/mm²)

晶 面	VHN ₂₅	VHN ₅₀	VHN ₁₀₀
(001)	61~81	60~83	57~69
(111)	63~88	66~81	66~94
(110)	46~54	44~53	41~55

根据И.К. 拉蒂什报导, 乌克兰地区金矿床中自然金的显微硬度自矿体浅部到中深部到深部依次为63到70到94kg/mm², 这对判断矿体剥蚀深度有一定的意义。

表1-31资料提供了不同矿床类型中自然金的成色和显微硬度的关系。

表1-31 不同类型矿床金的成色和显微硬度

矿 床 类 型	成 色	显微硬度(kg/mm ²) VHN(20, 50)平均值
热液石英脉	730	61.4~150.0(92.0)
砂 矿 床	892~902	71.0~97.0(84.0)
	886~950	56.0~103.0(69.3)
	988~970	37.0~78.0(55.2)
含金砾岩	915~995	46.6~69.9(59.4)
		77.8~88.8(80.0)

(五)矿物的包裹体标型特征

矿物中包裹体标型特征研究成果不仅能够提供矿物形成时的温度、压力、介质盐度、矿化度和气液相成分及比例的参数,而且能够帮助查明矿体垂直分带单元、确定矿床剥蚀深度、圈定热液蚀变岩石晕和寻找盲矿体。

据现有资料统计,绝大多数原生金矿床(除砂金矿床外),均是在一定条件下,由不同的热水溶液经溶解、搬运和沉淀作用而形成的。这些热水溶液包括岩浆热液、变质热液、大气水和地下热卤水等。不论是哪种成因,它们的均一温度都在 $100\sim 400^{\circ}\text{C}$ 范围内,流体成分以贫 NaCl 而含有 CO_2 为特征,特别是与变质热液有成因联系的金矿床,流体普遍富含 CO_2 。一般情况下,与矿化有关的热水溶液盐度小于 $10\text{wt}\%\text{NaCl}$ 。太古代绿岩带金矿床矿物的流体包裹体均一温度一般在 350°C 左右,经压力校正后,成矿温度范围在 $280\sim 440^{\circ}\text{C}$ 。含矿流体富含 CO_2 (含 CO_2 $25\%\pm 5\%$),贫 NaCl (盐度往往小于 $4\text{wt}\%\text{NaCl}$),是以 $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ 为主的热液体系。H.B. Петровская和Ф.В. Чухров于1984年著文指出浅成火山热液型金银矿床由于压力急剧下降、含矿溶液快速沸腾导致石英中形成大量的液相和气-液相包裹体并呈环带状分布;而深成热液型金矿床则具有矿物多相包裹体均化温度较高的特点。一般含金石英脉中石英的包裹体成分多为碳性重碳酸盐、 Na^+/K^+ 比值大于1、 $\text{HCO}_3^-/\text{Cl}^-$ 比值大于0.5、金与 CH_4 浓度成正比关系,主要成矿温度区间为 $130\sim 200^{\circ}\text{C}$ 。浅成火山热液型金银矿床包裹体气相成分仅 CO_2 具有重要成因意义。 $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O}$ 比值多为 $0.02\sim 0.03$ 、 $\text{CO}_2/(\text{CH}_4+\text{H}_2)$ 比值可为 $200\sim 300$;液体中含有较多的 H_2S ;位于贱金属硫化物矿带

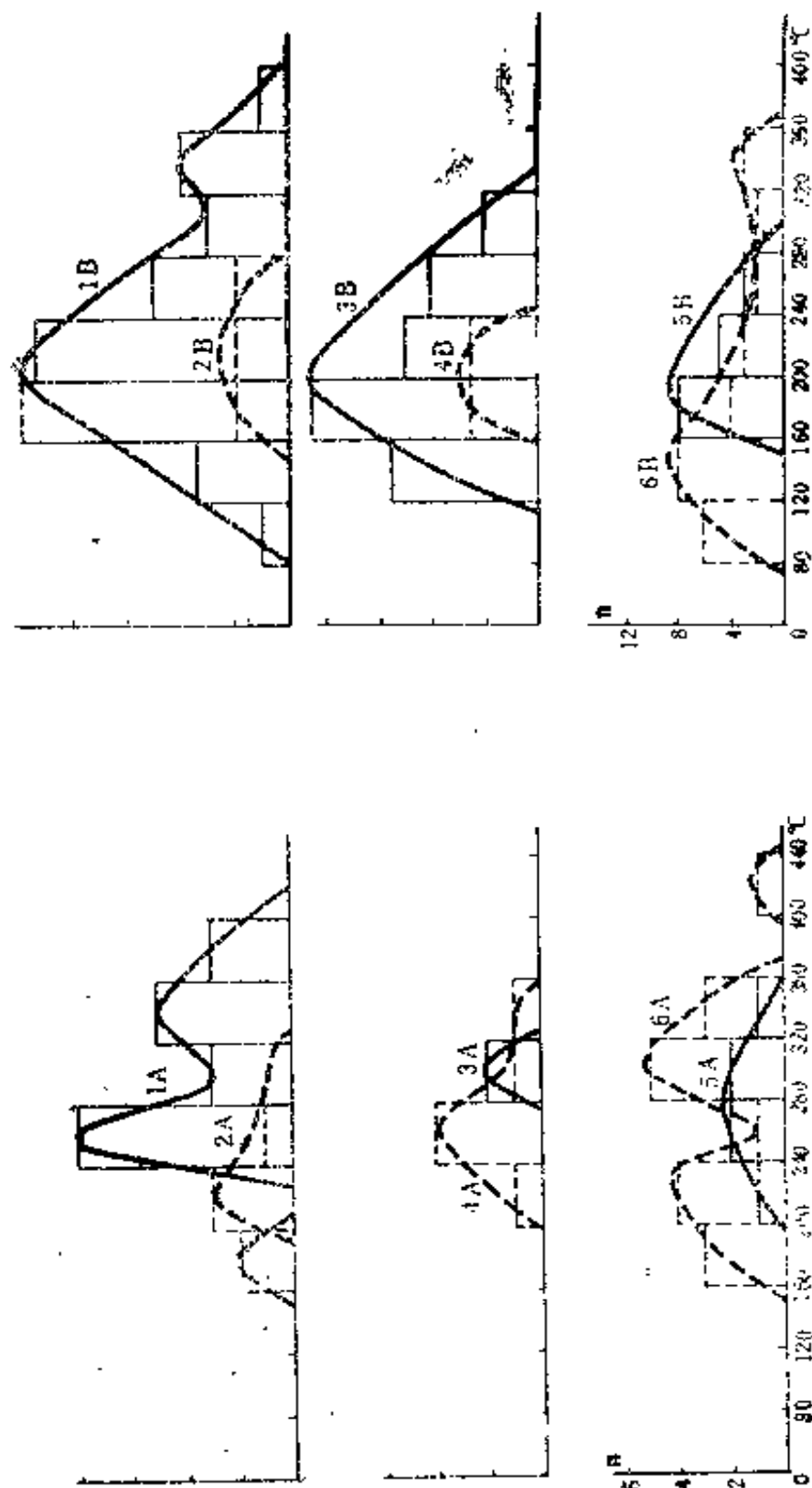
之上的金银矿带与矿液“沸腾带”大体吻合。已经确定,从不变质带到近浅变质带、浅—深变质带直至变质作用中心带,矿物包裹体流体成分依次主要为较高分子量的碳氢化合物到 CH_4 、 H_2O 直至 CO_2 。根据T. S. Smith等1985年的报导,对加拿大安大略省提敏斯的霍林格-麦金太尔金矿床的流体包裹体研究表明,在矿化区周围地区的石英脉中,流体包裹体的 CO_2 含量低,小于4mol%,而 CO_2 含量达4mol%或4mol%以上的流体包裹体只限于矿石级矿化区的石英脉样品。

由于存在地温梯度,矿体顶部的形成温度与矿体根部的形成温度有所不同。在典型矿体上确定了这两个温度之后可以用于与其它矿体对比,以推测其他矿体的剥蚀深度。已经查明,矿物气-液包裹体中的 CO_2 含量随深度加大而降低,这也可以用于估计矿体剥蚀深度和评价矿体深部远景。石英的爆裂测温工作对于找矿可以提供重要的信息。信息量最大的是爆裂的总强度(I_0)、主峰值强度(I_m)以及爆裂结束温度(T_K)和爆裂起始温度(T_H)的差值($T_K - T_H$)。对于某些热液型金矿床来说,金矿化的强度与 I_0 、 I_m 、($T_K - T_H$)成正相关关系,这些数值最高的地段就是富矿柱。在某些脉状、网脉状矿床和稀有金属伟晶岩矿床中,富矿地段(矿柱) I_0 值为一般背景值的3~10倍, ($T_K - T_H$)值为一般背景值的2~3倍。

现举浙江火山岩区金矿床的矿物包裹体研究为例说明其成因与找矿意义(地质概况见本书第三章有关部分)。

由浙江火山岩区金矿床主要矿物包裹体的测温资料编制出“分布密度曲线图”(图1-2)可知:

1. 成矿温度



B

A

图1-2 浙江火山岩区主要矿物爆裂、均化测温值分布密度曲线图

A, 爆裂测温值曲线 B, 均化测温值分布密度曲线 1A、1B—银坑山矿区 2A、2B—罗山矿区
3A、3B—八宝山矿区 4A、4B—弄坑矿区 5A、5B—中香矿区 6A、6B—璜山矿区

各矿区和矿化区的成矿温度均有一较宽广的范围(160、200~360、400℃),反映有多次矿化活动。而主要矿化阶段的成矿温度则多在200~280℃之间,晚阶段的热液温度可降至80~160℃。

2. 成矿压力和成矿深度

据经验公式:

$$T_0(\text{初始温度}) = 374 + 920 \times N$$

(成矿溶液的盐度)(℃) (1)

$$P_0(\text{初始压力}) = 219 + 2620 \times N$$

(成矿溶液的盐度)(10^5 Pa) (2)

$$H_0(\text{初始深度}) = P_0 \times 1/300 \times 10^5 (\text{km})$$

(3)

$$P_1(\text{成矿压力}) = P_0 \times T_1$$

(矿区实测成矿温度)/ T_0 (10^5 Pa) (4)

$$H_1(\text{成矿深度}) = P_1 \times 1/300 \times 10^5 (\text{km})$$

(5)

对银坑山金银矿床来说,成矿溶液的盐度平均为1.6~8.02 $w_B\%$ NaCl,中间值为4.81 $w_B\%$,由(1)式计算出银坑山矿床的初始温度 T_0 为388.72~447.78℃,中间值为418.25℃。由(2)式计算出银坑山矿床的初始压力 P_0 为 $260.92 \times 10^5 \sim 429.12 \times 10^5 \text{ Pa}$ 、中间值为 $345.02 \times 10^5 \text{ Pa}$ 。由(3)式计算出银坑山矿床的初始深度 H_0 为0.8697~1.4304km,中间值为1.1501km。

再由(4)式求出银坑山金银矿床的成矿压力 P_1 为 $206.23 \times 10^5 \sim 247.47 \times 10^5 \text{ Pa}$ (T_1 取矿床主要成矿温度250℃或300℃, P_0 取中间值);由(5)式求出银坑山金银矿床的成矿深度 H_1 为0.6874~0.8249km,即为浅成热液矿床。此结果与由NaCl-H₂O体系相图推断成矿压力 P_1 为 $25 \times 10^5 \text{ Pa}$,以

及根据 H_2O-CO_2 体系浓度、温度、压力关系图解推断成矿压力为 $2 \times 10^7 \sim 3 \times 10^7$ Pa的结论吻合。

另外, 根据成矿压力 P_1 与造矿矿物包裹体中 CO_2 气体含量成正比例的原理, 当银坑山矿床的 P_1 、 H_1 和气相 CO_2 含量以及罗山、中嵛、璜山三矿区(矿化区)造矿矿物包裹体中气相 CO_2 的重量百分含量都为已知数值(银坑山为0.25、罗山为0.1125、中嵛为0.1131、璜山为0.275), 可以推算出后三个矿区的成矿压力 P_1 和成矿深度 H_1 (表1-32)

表1-32 浙江火山岩区金矿床的成矿压力和成矿深度

数据 项目 矿区	成矿压力 P_1 (Pa)	成矿深度 H_1 (km)
银坑山	20623000~24747000	0.89~0.83
罗山	9280000~11136000	0.31~0.37
中嵛	13405000~16086000	0.45~0.54
璜山	22685000~27222000	0.76~0.91

3. 矿液成分

浙江火山岩区各金矿床含矿溶液的液相成分共同具有 Na^+ 大于 K^+ ($Na^+/K^+ > 1$)、 Cl^- 远大于 F^- ($Cl^-/F^- > 10$)、 SO_4^{2-} 和 HCO_3^- 之作用显著($SO_4^{2-}/Cl^- > 0.5$ 、 $HCO_3^-/Cl^- > 0.5$)的特点, 矿液属 $HCO_3-SO_4-Na-Mg$ 型、 $SO_4-Cl-Mg$ 型或 $Cl-HCO_3-Na-K$ 型。这些特点反映其与岩浆活动无直接关系的“热卤水”有明显的差异(“热卤水”为高纯度氯化物热卤水, 其 SO_4^{2-}/Cl^- 和 HCO_3^-/Cl^- 比值均小于0.01, 系富含有机质的 $Cl-Na-Ca$ 型卤水)。浙江火山岩区各金矿

床成矿溶液液相成分的上述特点说明岩浆热液参与了成矿作用。就含矿溶液的气相成分来看, $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O}$ 的克分子比值银坑山为0.029、罗山为0.012、中岙为0.019, $\text{CO}_2/(\text{CH}_4 + \text{H}_2)$ 中岙为177.5。这些与国内外浅成火山热液型金矿床的特点($\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O}$ 克分子比值多为0.02~0.03、 $\text{CO}_2/(\text{CH}_4 + \text{H}_2)$ 比值可达到200~300的高数值)较为接近。

4. 成矿流体的相态

从浙江火山岩区金矿床造矿矿物包裹体的组合类型均为液体型、气液比多为5~25%、包裹体均一状态都为液态, 可知成矿流体的相态为液态, 即均为热液矿床。

总之, 对矿物的包裹体特征研究可以帮助分析矿床的形成之物理-化学条件和地质条件, 确定矿床成因类型, 以上浙江火山岩区金矿床主要矿物包裹体标型特征即说明了这一点。除具有成因意义之外, 包裹体特征还具有找矿意义, 例如银坑山金银矿床, 其成矿温度高于同样产于前寒武系陈蔡群变质岩中的罗山金银矿化; 另外产于侏罗系上统远景较大的“八宝山金银矿床”的成矿温度高于远景较差的弄坑金银矿化。

(六) 矿物的同位素标型特征

尽管一般地质学中应用同位素研究早于本世纪30年代已经开始, 但到70年代才积累了同一种矿物在不同形成条件下同位素组成特点有差异的大量资料, 使矿物的同位素组成特点具有标型意义。我们认为把矿物的同位素研究纳入标型性理论范畴是很必要的。矿物的同位素标型特征研究可以提供成岩、成矿温度、物质来源(壳源、幔源或混合源)、形成物理-化学条件及演化历史的资料。

用稳定同位素组成资料研究金矿矿源不仅对探索成矿作用过程、矿床成因和成矿模式具有重要的理论意义，而且对明确找矿方向、预测找矿靶区具有重要的实用价值。例如我们研究了河北平泉下营房金矿床产于石英砂岩中的金矿化类型铅同位素组成特征（表1-33）后，可以推测矿源不是来自上地壳的沉积岩，而是来自岩石圈深部（上地幔和下地壳），从而判断这种金矿化不是“卡林式微细浸染型金矿（应在有利的地层、沉积岩岩性和构造圈闭中找矿）”，而是“次火山岩型金矿（宜在有利的岩浆岩、火山机构和构造圈闭中找矿）”。

表1-33 下营房金矿床石英砂岩中黄铁矿铅同位素组成
（附对比补料）

矿床(矿物)	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$
下营房石英砂岩型金矿石 (黄铁矿)	16.324	15.155	38.062
美国卡林型金矿床	19.920	16.040	40.100
地 幔	18.100	15.420	37.700
下地壳	17.270	15.290	38.570
上地壳	19.330	15.730	39.080

1982年在加拿大安大略省西部新发现了赫姆洛(Hemlo)特大型金矿（金储量达600吨以上），它不同于产在太古代绿岩带地层下部的南非巴伯顿山地金矿床，而是产在绿岩带地层上部经过变质的由凝灰岩再沉积而成的火山沉积岩和变质岩的接触带。该矿床的成因目前主要有两种观点：一种认为系陆上次火山活动的温泉成因；一种则认为金矿床的成矿物质来源于海底火山喷气作用、后受变质作用和构造剪切活动的改造富集成矿。经测定，赫姆洛金矿床矿石中重晶石的

$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值为0.7017, 显著不同于赫姆洛金矿床西35km处的科尔德韦尔港碱性杂岩的锶同位素比值(0.7035), 而与矿区内各矿岩石和该区太古代变质火山岩的锶同位素比值一致。这样就可从矿源研究上排除金矿化与碱性岩浆活动的关系, 而推测与太古代的火山沉积-变质成矿作用有关。找矿方向与碱性杂岩体无关, 层位、岩性、剪切构造等则成为赫姆洛金矿的找矿重要因素。即应在绿岩带地区找金矿, 还应特别注意成岩期层流沉积物中金矿床的发现。

据Б.Доу和Дж.Стейси(1977)报导, 世界上许多巨大的有色金属和贵金属矿床存在着特殊的铅同位素组成, 指明它的演化处于几乎是近单阶段系统的条件下。在此情况下, 从地球形成时候开始, 矿源中不应当发生任何的 U/Pb 比值和 Th/Pb 比值的变化, 仅为铀和钍的放射性衰变所控制。即巨大矿床以普通铅为特征, 而小的矿床铅的演化经历了比较复杂的过程。正如这两位作者指出的, 对矿床规模总评价时, 应考虑到在巨大多金属矿床中 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 比值不大于20, 而在巨大的有色金属和贵金属矿床中 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 比值不大于40。

第二章 矿物的标型性研究在 金矿找矿评价中的应用

矿物标型性研究的成果可以广泛应用于地质找矿领域以提高普查找矿勘探工作的经济效益。应用的主要方面有：

一、评价岩体的含矿性

不同侵入杂岩体含矿性的研究对于确定找矿靶区具有重要意义。А. Ф. Коробейников(1982)、Н. Д. Шилин和А. В. Колосков(1982)以及Г. К. Цнай(1981)对比研究了苏联含金的和不含金的花岗岩类岩体和碱性岩中副矿物磁铁矿之后确定：无矿花岗岩体磁铁矿含金7.2~14.6ppb、比较均匀（含金量变化系数为50~80%）；含矿的花岗岩体磁铁矿含金极不均匀（含金量变化系数为80~150%）、一组含金18.7~25.9ppb、另一组含金3.6~9ppb。无矿碱性岩体中磁铁矿含镁较高（含铁较低）、氧化程度较低分子数为47%，而含矿岩体为46.2~50.3%）。含矿的碱性岩体中磁铁矿较之不含矿碱性岩体富含锌、铅（2~3倍），铜（2~3倍）和钒（3~4倍）。不含矿碱性岩中磁铁矿较之含矿碱性岩体富含镁、铬、钴、镍和金（高出约一个数量级）。另有资料报道与金矿化有关之花岗岩类岩体中副矿物磁铁矿以含 TiO_2 0.98%、 Cr_2O_3 0.05%、 V_2O_5 0.23%、 MnO 0.24%为特

征。此外,不含金矿的花岗岩中黑云母含金量小于 16.5ppb,含金矿的花岗岩中黑云母含金高达 35ppb;不含金矿花岗岩中的石英,其含金变化系数为 25.8~67.2%,含金量为 1.6~2.6ppb;而含金矿的花岗岩中石英,其含金变化系数为 73.5~77.2%,含金量仍为 1.6~2.6ppb;不含金矿之花岗岩类岩体内伟晶岩中长石含金量为 1.1~3.6ppb,而含金矿花岗岩类岩体内伟晶岩中之长石含金量为 11.4ppb。

二、评价铁帽与氧化带

由氧化带表生矿物和残留原生矿物的标型特征评价深部原生矿床的远景是当前找矿工作中重要的新课题。众所周知,在环太平洋矿带与白垩纪—第三纪火山成矿作用有关的金—银矿床中有较大量的蔷薇辉石、菱锰矿、锰方解石、锰白云石、红硅钙锰矿、锰钙辉石等产出。这些锰的硅酸盐和碳酸盐矿物容易风化成为硬锰矿、钾硬锰矿、软锰矿、水锰矿、锰土等。因此在中—新生代火山岩及其围岩地段氧化带中这些锰的氧化物、氢氧化物矿物含金百万分之零点几、含银百万分之几十以上时则标示深部很有可能找到具有工业价值的金—银矿化。又如我国长江中下游若干铁帽含金性评价的微量元素标志是:(1) $Cu \times As$ 大于 0.01 (均为重量百分比),含金量大于 1g/t 则可望找到独立金矿;(2) $Mn(\%) + Pb(\%) + Zn(\%)$ 大于 0.5%,含银量大于 5g/t 时可能找到伴生银矿。

三、评价矿化点远景

各类金矿床中一般都有黄铁矿产出,当黄铁矿平均含金达每吨几十克时,则指示可能找到具有独立工业意义的金矿。

床；当黄铁矿含金达每吨几克时则指示可能找到具有综合利用意义的伴生金矿床；当黄铁矿含金小于 0.1g/t 时则矿化点远景不佳。此外，许多类型金矿床中有辉锑矿产出，据62件样品分析平均含金量高达 110g/t ，且以含金量不低于 4g/t 为特征。而在汞、锑、铅锌矿床中产出的辉锑矿平均只含金 0.96g/t ，且最高不超过 3.4g/t 。

四、评价矿化强度

A. П. Карасев等指出金的富矿石中黄铁矿的热电动势属空穴导型（p型、正数值）和电子导型（n型、负数值）的混合类型，且M. C. Сахова据半导体电化学实验结果提出富金黄铁矿的热电系数绝对数值较高。如浙江火山岩区金矿床中，富金的银坑山金矿石中的黄铁矿热电系数平均值约为 $+394.45\text{mV/}^{\circ}\text{C}$ ；不富金的银坑山铅锌矿石中黄铁矿的热电系数值约 $+332.12\text{mV/}^{\circ}\text{C}$ 、硫铁矿石中黄铁矿则为 $+272.20\text{mV/}^{\circ}\text{C}$ 。据M. И. Новгородца等1986年的资料，在苏联中亚产于花岗闪长岩中的石英脉型金矿床中含金最富的中段，矿石内黄铁矿、毒砂、磁黄铁矿、黄铜矿的Sb、As含量最高。由样品化验结果和数理统计分析发现，矿石中金的含量与矿石的Ag、As、Sb、Bi含量以及矿体中毒砂、铋矿物和含这些元素的硫化物矿物的数量成正相关关系。特别是含毒砂越多和黄铁矿中含As量越高，金矿石就越富。还有文献报导，金矿床中的毒砂在富矿柱中 $\text{Fe}/(\text{S}+\text{As})\geq 0.5$ 、 $\text{As}/\text{S}\leq 1$ 。

又如长江中下游若干铁帽型金矿床的垂直分带情况：位于地表向下约20多米的氧化富集亚带为富金部位，该带矿石呈海绵状构造及土状构造，矿物组合主要是粉末状针铁矿

(含Au 1.2g/t)、赤铁矿、锰的氧化物和氢氧化物(黑锌锰矿含Au 880g/t)、铜蓝及少量残余黄铁矿(含Au 0.1g/t)等则为其标型特征,而地表的强氧化亚带并不富金。

五、评价矿化规模

众所周知,矿体的厚度与矿化规模密切相关。据Г. А. Юргенсон 1985年资料,在苏联浅成火山热液型金银矿床中,矿石内石英的晶胞参数与矿脉的厚度成正比例关系。另在我国浙江火山岩区金矿床中,金-银系列矿物的粒度越小,矿床的规模越大。如遂昌银坑山大型金银矿床,金银矿的粒度小于0.1mm、银金矿的粒度小于0.037mm;龙泉八宝山中小型矿床金银矿的粒度大于0.25mm;而工业意义不大的东阳罗山矿化点金银矿粒度可达1~3mm。又如银坑山金银矿石中石英的铝碱总量为0.92%、金平均为2.18g/t、晶胞体积 V_0 为113.021 Å³而罗山的石英铝碱总量为0.58%、Au平均为0.017g/t、 V_0 为112.988 Å³。

实践表明,规模巨大的金矿床还常具有多成分、多建造矿石,多种内生矿物(特别是自然元素矿物),多种多型变体的特点。另外,矿体中若干参数(如载金矿物、金矿物的晶体形态参数,载金矿物的含金量,金矿物的数量和粒度,石英的晶胞体积,黄铁矿、毒砂、方铅矿的热电系数,黄铁矿晶面生长条纹的明显程度等)梯度变化小也是巨型金矿床的重要矿物学特征。

六、评价蚀变带的含矿性

已被人们公认的对斑岩模式分析能为评价斑岩型伴生金

矿床，甚至独立金矿床的含矿性提供有用的矿物学标志。例如在斑岩型铜矿模式中，石英绢云母带和钾化带交接部位有可能为伴生金产出部位。而该带的金红石晶体长、宽之比约为1.5，另该带常可含5~10%热液成因的磁铁矿，故呈弱磁异常。苏联远东地区下Примурье金-银矿床8号矿体中段的矿物学填图表示，蚀变围岩绢云母化发育地段与金矿化的关系最为密切。

七、评价重砂晕

重砂晕区内某些重砂矿物的标型特征对于预测寻找某种工业矿床的远景可起重大作用。利用砂金的成色可以追索原生金矿。这是由于在风化、搬运过程中水对金的溶解作用，使金的成色比原生金矿床中要高。所以越是远离原生金矿床，重砂晕中金的成色就越高。如南非砾岩型金矿原生金的成色平均约为915，搬运不到5km砂金成色增至921，5km为951，25km为962，80km为996，100km以上为998。

据1986年苏联文献报导：某金矿床其原生矿床中仅发现成色为856~874，而在该矿区的重砂晕中发现有成色近900的自然金。此外还有另一成色为680左右的自然金，由此提示在该区还存在有低成色金的矿化。经过矿物学填图工作，在矿区的侧翼找到了成色为630~663的晚期矿化新类型金矿。

八、估计成矿深度、矿体部位和剥蚀面水平

估计成矿深度、矿体部位和剥蚀面水平是找矿、评价及预测矿床（矿化点）远景的重要新课题。对于金矿床来说，通过找矿矿物学研究能够提供经济、有效的依据。现分别简述如下：

(一) 矿物形态标志

自然金的形态可为判断矿床形成深度提供信息。例如乌克兰产于新生界中的浅成金矿床之自然金晶体以完整的理想八面体为主，产于上古生界中的中深金矿床以菱形十二面体为主，产于下古生界和前寒武系中的深成金矿床以不完整的八面体（具圆形的顶和棱）为主。此外，自然金的树枝状结构可以作为浅成金矿床的标型特征。在生长过程中受力沿（111）面滑移产生堆积、层错作用造成片状自然金中的“生长阶梯”也是浅成金矿床的形态标型特征。

利用金矿床中黄铁矿的晶形可以帮助判断矿体的深度。据苏联Н. С. Белевская (1981) 报导，黄铁矿晶形自金矿体下部到上部，或从含石英脉边部到中心，其晶形由立方体向立方体和五角十二面体聚形、再向五角十二面体、五角十二面体和八面体聚形、最后向八面体晶形转变。据任英忱 (1986) 资料，山东招远地区金矿体黄铁矿的晶形，自矿尾到矿中到矿头的变化也符合上述规律：即由 $\{100\} + \{210\}$ 变为 $\{210\}$ 到 $\{111\} + \{210\}$ 、 $\{111\} + \{100\}$ 到 $\{111\}$ 。

据А. Ф. Коробейников等 (1985) 统计，金矿体由浅部往深部，黄铁矿晶面生长条纹明显程度逐渐减弱。

(二) 矿物的化学成分标志

这是帮助判断矿体部位和剥蚀面水平的重要矿物学标型特征。研究实践表明，在矿体的不同部位分布的同一种矿物在化学成分上有自己独特的特点，据此可以分析所研究样品（矿化露头或一定深度的标本）处于矿体的何种部位（如矿上晕、矿体上部、矿体中部、矿体下部、矿下晕），借之评价矿床深部的远景（见表2-1、表2-2）。

**表2-1 苏联古生代褶皱带矿床中金矿体
不同部位黄铁矿化学成分标型特征**

产出部位	微量元素特征
矿上部和矿体上部	含Ba、Hg、Ag、Sb(As) 较多
矿体中部	显著富集Au、Cu、Pb、Bi(Ag)
矿体下部和根部	含Ni、Co、Ti、Cr(As、Cu)较多

**表2-2 用于评价金矿床深部远景的
矿物化学成分标型特征**

矿 物	随深度加大而增加的 标型元素比值
岩浆热液金矿床中的石英	Li_2O/K_2O 、 Li_2O/Na_2O
岩浆热液金矿床中的黄铁矿	U/Th
岩浆热液金矿床中的毒砂	S/As
浅成火山热液型金银矿床中 的黝铜矿族矿物	(Ag/(Te+Bi))

采用中子活化方法分析金矿床中石英的稀土元素含量可帮助分析判断成矿的深度。由表2-3、表2-4资料和进行相关分析后得知：①深成金矿床中石英的稀土元素混入物含量很低（小于2ppm），浅成金矿床中石英的稀土元素混入物含量相对最高（不包括Nd、Yb即达9.28ppm），中深成金矿床中石英的稀土元素混入物含量中等（不包括Tb为3.04ppm）；②深成金矿床中石英的稀土元素和金呈正相关关系（可信度为95%时相关系数为0.52）；③中深金矿床中石英的稀土元素和金不存在相关关系，且富含轻稀土元素（镧族元素）。中深多建造金矿床不同世代石英的稀土元素含量不等，以细脉浸染状黄铜矿-辉钼矿矿化交代体中的石英稀土元素含量最

表2-3 金矿床中石英的稀土元素和金的含量(ppm)

(据H. B. Петровская等)

元素	深成金矿床		浅成金矿床 (金-银建造)	中深多建造金矿床 (铜-钼建造)
	南乌拉尔(30)	叶尼塞山(48)	库拉明山区(43)	泽兰尚山区(22)
La	0.39	0.32	2.07	0.77
Ce	0~1.1	0.61	0.13	1.2
Nd	0.61	未测定	未测定	0.94
Sm	0.09	0.15	0.63	0.074
Eu	0.02	0.092	0.13	0.0306
Tb	0.032	0.066	未测定	未测定
Yb	0.11	0.094	0.23	0.015
Lu	0.01	0.012	0.07	0.009
ΣTR	1.262	1.33(不包括Nd)	9.28(不包括Nd, Yb)	3.039(不包括Tb)
Au	0.0083	0.0043	132.1	0.7

注：表中数据系中子活化分析的结果，圆括号中的数字为分析样品数

表2-4 中深多建造金矿床中各种石英
的稀土元素混入物含量(ppm)

(据H. B. Петровская等, 1985)

元素	含金石英网脉中的石英	含金石英网脉 中重结晶的石英	细脉浸染状黄铜矿- 辉钼矿矿化交代 体中的石英	含金硅化砂卡 岩中的石英
La	0.206	0.038	1.672	0.144
Ce	0.290	0.099	2.233	0.177
Nd	无	无	3.086	0.280
Sm	0.028	0.018	0.139	0.085
Eu	0.031	0.018	0.076	0.370
Yb	0.005	0.011	无	0.058
Lu	0.010	0.002	无	无
ΣTR	0.563	0.186	7.206	1.414

高(达7.206ppm);④南乌拉尔和叶尼塞山深成金矿床中石英的稀土元素配分模式显示球粒陨石型特征,表示成矿物质来源于下地壳;库拉明山区浅成金-银建造矿床中石英的稀土元素配分模式显示穹窿拱状特征,表示在成矿作用过程中有围岩物质组分加入矿液系统。因此,金矿床中石英的稀土元素含量及配分特征不但可以作为估计成矿深度的矿物学标志之一,而且还是分析金矿建造以及矿质来源的“指示计”之一,具有重要的成因及找矿标型意义。

自然金的成色也可作为帮助估计、判断成矿深度的标志。据统计,世界上10个深成和中深成金矿床中自然金的成色平均为864.3;8个浅成金矿床中自然金的成色平均为641.2。苏联远东地区51个深成和中深成金矿床中自然金平均成色为886.7;40个浅成金矿床中自然金平均成色则为647.3。苏联乌克兰成矿区金矿床中金的成色自产出深部到中部到浅部为950~860到850~750到750~650。总起来看,矿床的形成深度越大,金的成色越高;形成深度越浅,金的成色越低。从同一个金矿床来考查,也存在有形成深度愈深、金的成色相对愈高的趋势。如某一矿化深度达到地面往下1457m的深成金矿床,其浅部金的成色为800、含银13.1%,矿石中看不到毒砂,中部成色增为878.7,含银量降为10.1%,细粒毒砂占2%,深部成色继续增为918.4,银再降到7.83%,粗粒毒砂占25%。从这个观点出发考虑,我国山东招远、掖县一带有的“玲珑式石英脉型”金矿脉(金的成色平均为748.26)往下可变为“焦家式蚀变岩型”大型金矿床(金的成色平均为775.66)。

(三)矿物的物理性质标志

金矿床中黄铁矿的热电效应在空间和时间上都具有规律性的变化,这可为判断金矿体剥蚀程度提供有效的依据。对热液金矿床来说,从矿体上部到中部到下部,黄铁矿的热电性导型由空穴导型到混合导型到电子导型。苏联达拉松金-硫化物矿床第一世代黄铁矿热电效应属电子导型,然后析出的为混合导型,最后析出的为空穴导型。浙江银坑山金银矿床中,黄铁矿在500m标高以上为空穴导型,较深部出现混合导型;八宝山金银矿床上部黄铁矿为空穴导型,下部为混合导型。据此可以推测银坑山、八宝山金银矿床的深部还有远景。

在苏联少硫化物石英脉型金银矿床中,石英的热发光强度随深度加大有相对增强的趋势。

(四)矿物共生组合标型特征

查明矿物共生组合随深度增加的变化规律,对于确定矿体深部远景非常重要。例如浅成热液贵金属矿床由上往下可分为泉华带、硅帽、交代金银矿带、角砾及网脉金银富矿带、层状角砾胶结金银矿带和贱金属矿带。“泉华带”的标型矿物组合为黄钾铁矾-针铁矿-赤铁矿-硅质物-自然硫-碳氧化物组合。“硅帽”的标型矿物组合为高岭石-明矾石-黄钾铁矾-萤石-白钛石-硬水铝石-石英-玉髓-蛋白石-方解石-重晶石-硬石膏(石膏)-铁氧化物-黄铁矿-白铁矿-毒砂-辉锑矿-雌黄-雄黄-白钨矿组合。三个“金银矿带”的标型矿物共生组合为金银矿-银金矿-自然银-银硫化物及硫盐(螺状硫银矿、银黝铜矿、深红银矿、脆银矿等)-贱金属硫化物-雌黄、雄黄-辉锑矿-石英-冰长石-重晶石-萤石-方解石-钠长石-高岭石-伊利石-蒙脱石组合。贱金属矿带的标型矿物共生组合为方铅矿-闪锌矿-黄铜矿-硫砷铜矿-黝铜矿-

砷黝铜矿-辉银矿-绿泥石-蒙脱石-钠长石-黄铁矿-绿帘石-石英-方解石组合。美国V. F. Hollister等(1985)的研究表明这种垂直分带中矿物组合变化对于评价矿床很有意义。该项研究还指出矿物组合中出现冰长石会提高矿床的远景；大型矿床矿物组合中一定有明矾石存在；若硅帽中富含高岭石、明矾石而缺失硅矿物（碧玉、玉髓、石英、蛋白石等）则标示下面不存在贵金属矿床。火山热液型金-银矿床的蚀变组合也随深度加大而变化（表2-5），据此可以帮助确定矿床类型（成矿深度条件）和侵蚀面（剥蚀截面）水平。

表2-5 成矿深度条件不同的金银矿床蚀变矿物组合垂直分带

侵蚀面水平 蚀变矿物组合	矿床类型	近地表矿床				浅成矿床				中深矿床	
		矿体	矿体	矿体	矿下	矿体	矿体	矿体	矿下	矿体	矿体
		上部	中部	下部	晕	上部	中部	下部	晕	中部	下部
石英-高岭石-水云母组合		++	—	—	—	—	—	—	—	—	—
石英-绢云母-水云母组合		++	++	—	—	++	—	—	—	—	—
石英-绢云母-冰长石组合		—	+	++	+	—	++	+	—	—	—
石英-绢云母组合		—	—	—	++	—	—	++	—	+	—
石英-钠长石-绢云母组合		—	—	—	—	—	—	++	++	++	+
青盘岩化组合		—	—	—	—	—	—	—	++	—	++

注：“++”表示显著发育；“+”表示发育良好；“—”表示发育较差或不出现。

又如金-汞复合矿床，其垂直分带十分明显。浅部有迪开石-雄黄-辰砂标型矿物共生组合（包括石英、萤石、迪开

石、辉锑矿、辰砂、黑辰砂、较纯闪锌矿、雄黄、雌黄、柱硫锑铅矿、粗粒自然金、高岭石等)；深部为黄铁矿-硫盐矿物标型共生组合(包括石英、黄铁矿、白铁矿、毒砂、铁闪锌矿、微细粒自然金、砷黝铜矿、黄铜矿、硫铜锑矿、脆硫锑铅矿、辉锑铅矿、硫锑铅矿、黝铜矿、银黝铜矿、黄锡矿、车轮矿、方铅矿、辉锑银矿、斜辉铅锑银矿、辉铜矿、碳酸盐矿物等)。这样，可由浅部的迪开石-雄黄-辰砂贫金组合追索深部的黄铁矿-硫盐矿物富金组合(О. Е. Вершкова等, 1985)。

九、评价原生晕、次生晕

这是当前地质找矿工作中最迫切的新课题之一，具有重要的理论意义和实际意义。

各类金矿床原生晕总的分带序列为F-B-Ba-Sb'-As'-Ag-Pb-Zn-Au-Cu-Mo-Sb''-Bi-Ni-Co-As''-Be-W，而一般热液矿床的分带序列为Ba-Sb'-As-Hg-Cd-Ag-Pb-Zn-An-Cu-Bi-Ni-Co-Mo-U-Sb''-Be-W。可见前者铜在金之后，钨为“矿上晕”，后者铜也在金之后，而钨为“前缘晕”。二者中钨与金均不紧紧相邻。而我国陕西二台子产于沉积岩中的微细浸染型金矿床原生晕异常的组分复杂，但均是Au、Ag、Cu、As、Ba、Mn(Pb、Zn)组合，其中以As、Ba两元素最为明显。而且垂直分带序列由上而下依次为Pb-As-Sb-Cu-Zn-Ag-Ba-Au-Co-Ni-Mo-Mn。该矿床Au-As相关系数达0.536~0.75，其原因除金矿石有极微量的砷黝铜矿、毒砂产出外，主要是本类型金矿床黄铁矿具有含砷较高的标型特征所致(美国此类金矿床黄铁矿含砷平均达2.25%、陕

西二台子金矿床中黄铁矿含砷1.18%)。该矿床Au-Ba相关系数为0.157~0.577,是由于该矿床广泛发育重晶石(是富含钡的高纯氧化物卤水特征产物)所致。有意义的是,钡和金的这种密切关系在其他类型金矿床中并不存在,而且与其他各种热液矿床原生晕地球化学垂直分带(Ba为“前缘晕”或“矿上晕”)不同,该矿床Ba在原生垂直分带序列中却与Au紧紧相邻,为前缘晕与尾晕(矿下晕)之间的“矿体、矿带晕”。由于该矿床砷黝铜矿的含量远远超过黄铜矿的量,也造成该矿床原生晕地球化学垂直分带上的另一特殊性,即Cu晕不是在Ba、Ag、Zn、Au晕之下而是在它们的上面发育。该矿床原生晕的以上特征只有结合矿物标型性研究才能得到较充分、合理的解释,并提供了可能找到二台子式“沉积岩中微细浸染型金矿床”的重要信息。次生晕中铋的浓度较大,若查明地表氧化物含铋时则指示深部可能有Ag、Au和Sn的盲矿体。我国宁夏金场子“微细浸染型金矿床”由于地处西北干旱地区,氧化带发育(可深达200多米),其次生晕资料说明:①As、Pb仅在地表富集,往地下则急剧降低;②Au、Ag、Ba、Mo富集于氧化带上部,于20m深处最富集;③Cu、Co富集于氧化带下部。即地表往下的元素分带为As、Pb-Au、Ag、Ba、Mo-Cu、Co。从相关系数分析来看,Mo、Pb、As、Ba可作为找Au、Ag之次生晕的指示元素。

十、预测找矿方向

众所周知,对矿床成因这一重要问题的认识不同会导致找矿方向上的极大差异,而找矿矿物学研究能为矿床成因分析提供有用的信息,——并对找矿方向作出有根据的预测。现

举例说明如下。我国陕西商县铁炉子块状硫化物型金矿床为我国秦岭地区主要类型金矿床之一,其矿体埋藏浅(延深13.5~70m)、金矿石品位较富(总平均为7.59g/t),并为综合矿石(可同时开采铅、锌、硫铁矿,矿石平均含硫12.57%),具有一定的工业意义。对该矿床成因曾有“岩浆热液”和“变质热液改造再造成因的含金黄铁矿型金矿床”两种看法。徐国风等(1984)通过野外地质调查及室内矿物标型性研究后提出该矿床有属于“沉积变质成因的层控块状硫化物型金矿床”的可能性,并认为矿床某些主要特征(如赋矿层位、矿石成分和组构等)似乎可以与辽宁凤城地区产于下辽河群中的白云金矿相对比,故这些特征具有较重要的找矿意义。

该矿区出露的主要地层为下元古界宽坪群和陶湾群的绿片岩相变质岩,其主要岩性为中厚层大理岩、云母片状大理岩、斜长角闪片岩、云母石英片岩夹有斜长黑云母石英片岩和绿泥钠长片岩(变中—基性火山岩)。区域主要构造为一纬向大断裂带由断层泥、碳质物、石英角砾、挤压片岩组成。区域岩浆活动有元古代的闪长玢岩和中—基性火山岩出现(在闪长玢岩两侧或中—基性火山岩中有硅化、绿泥石化、黄铁矿化等蚀变现象),区域西部有中生代花岗岩出露。

陕西商县某金矿床已查明有含金铅锌矿体十多个、独立金矿体十余个。上述矿体主要产于下元古界陶湾群的中厚层大理岩内。矿体呈似层状、透镜状沿层展布,与岩层产状一致。矿石主要由黄铁矿、磁黄铁矿、闪锌矿和铁闪锌矿、方铅矿、黄铜矿、银金矿和金银矿、绢云母、绿泥石、石英等矿物组成。矿石构造有块状、变余层状、条带状、浸染状等构造,矿石结构以多种变晶结构和压碎结构为主,晶粒内部双

表2-6 陕西商县某金矿床矿石中

元素	数据 单位	矿物	黄 铁 矿		
			细粒	粗粒	平均
Au	g/t		16.67	5.67	11.17
Ag	g/t		33.43	18.36	25.9
As	ppm		910	1030	970
Sb	ppm		21	21	21
Se	ppm		1	1	1
Te	ppm		1	2	1.5
Co	ppm		21	21	21
Ni	ppm		31	43	37
Bi	ppm		93	74	84
Mo	ppm		3	6	5
Re	ppm		0	0	0
Tl	ppm		6	6	6
Ga	ppm		6	17	4
Ge	ppm		2	10	9
Cd	ppm		0	<10	10
V	ppm		10	46.80	<10
Fe	%		<10	52.96	47.11
S	%		47.42	0.044	52.68
Cu	%		52.39	0.038	0.044
Pb	%		0.044	0.0106	0.032
Zn	%		0.026		0.0105
Mn	%		0.0103		
In	%				

主要金属矿物化学成分特征

磁黄铁矿	闪 锌 矿			方 铅 矿	黄 铜 矿
	铁闪锌矿	含 铁 闪 锌 矿	平均		
2.03 15.92	1.06 88.52	0.39 85.98	0.725 87.25	1.02 737.7	0.0094 630
32				10 1300	94 0
0					
2					
21	<10	62	<36		42
32	<10	10	<10		45
				0	0
5	1	1	1	1	15 0
	5	5	5		
	7	2	5		
	0	0	0		
	3944	4720	4332	103	21
11					10
60.49	10.27	4.62	7.45	0.383	32.03
39.34	33.05	33.45	33.25	13.76	34.34
0.082	0.079	0.0092	0.0441	0.030	33.41
0.034				85.09	0.047
0.016	55.98	61.32	58.65		0.115
	0.104	0.103	0.104		
	0.093	0.0053	0.0492		

晶结构发育。矿体蚀变主要为绢云母化、硅化、绿泥石化。

银金矿和金银矿赋存于共生硫化物中,粒度为 $0.0045\sim 0.046\text{mm}$,系“显微金”,多呈不规则粒状和薄片状。以细粒黄铁矿含金最高(16.67g/t),粗粒黄铁矿(5.67g/t)、磁黄铁矿(2.03g/t)、铁闪锌矿(1.06g/t)和方铅矿(1.02g/t)次之,闪锌矿(0.39g/t)和黄铜矿(0.0094g/t)更次之。

下元古界中厚层大理岩具有较高的含金背景值,一般含金在 $0.1\sim 0.3\text{g/t}$ 以上。

该矿床含金硫化物在产状上的特点是受一定的层位(下元古界陶湾群)控制,硫化物矿物含量多在60%以上并部分呈层状聚集。另一特点是以铁的硫化物为主要的硫化物类型,闪锌矿、方铅矿为重要的硫化物有用矿物。这些含金硫化物的化学成分特征(单矿物化学定量全分析结果)如表2-6所示。

结合上述矿床地质特征考虑含金硫化物的化学成分等标型特征,在确定陕西商县某金矿床成因类型归宿时应进行综合考虑。

1. 虽然区域西部有中生代花岗岩出露,但该金矿床与此酸性岩浆岩的热液作用无关。论据有:

(1) 岩浆热液金-多金属矿床中黄铁矿含硒、碲、锑、砷较高($\text{Se } 14\sim 62, \text{Te } 9.5\sim 33, \text{Sb } 114, \text{As } 2637\sim 7670\text{ppm}$),而且 S/Se 值小($0.9\sim 1.3\times 10^5$), Co/Ni 值大于1,但该矿床黄铁矿硒、碲、锑、砷含量较低($\text{Se } 1, \text{Te } 1.5, \text{Sb } 21, \text{As } 970\text{ppm}$)而 S/Se 值大(52.68×10^6), Co/Ni 值小于1(0.57)。该矿床黄铁矿的维氏硬度值(1163.3km/mm^2)也小

于热液矿床黄铁矿的显微硬度值(1436.5km/mm^2)。

(2) 岩浆热液矿床中方铅矿铋的含量为 $15\sim 860\text{ppm}$,而该矿床的方铅矿几乎完全不含铋。

(3) 岩浆热液矿床中磁黄铁矿的钴含量高($1500\sim 1600\text{ppm}$)并 Co/Ni 值及 Se/Te 值均大于1(Co/Ni 为 $1.36\sim 5.3$ 、 Se/Te 为 $13.6\sim 3$)，但本矿床磁黄铁矿的钴含量低(21ppm)、 Co/Ni 值为 0.68 、 Se/Te 值远小于1。

(4) 岩浆热液矿床中黄铜矿含铋、铼、镉较高($\text{Bi } 76\sim 1330$ 、 $\text{Re } 1.6$ 、 $\text{Cd } 76\sim 83\text{ppm}$)，而该矿床黄铜矿铋、镉、铼含量都较低(Bi 、 Re 几乎为零， $\text{Cd } 21\text{ppm}$)。

2. 该矿床与古生代、中生代碳酸盐建造中的层控铅-锌矿床不同。其论据有：

(1) 碳酸盐岩建造中铅锌矿床闪锌矿的镉含量特高(Cd 平均为 8.2% 、 Zn/Cd 值为7、 Cd 的浓集系数为 30.3)。而该矿床闪锌矿中镉的含量(Cd 平均为 0.4332% 、 Zn/Cd 值为 135.4 、 Cd 的浓集系数为 1.6)，远低于上述标型数值。碳酸盐中闪锌矿含镓、锗、铊都高($\text{Ga } 75.5$ 、 $\text{Ge } 176$ 、 $\text{Tl } 80\text{ppm}$)，而本矿床闪锌矿($\text{Ga } 5\text{ppm}$ 、不含 Ge 、 $\text{Tl } 5\text{ppm}$)也远低于标准值。碳酸盐建造中沉积—热液叠加改造低温型闪锌矿含铁、铟很少($\text{Fe } 0.55\%$ 、 $\text{In } 2\text{ppm}$)，该矿床闪锌矿($\text{Fe } 7.45\%$ 、 $\text{In } 492\text{ppm}$)则远高于上述典型值。

(2) 碳酸盐建造中层控型低温热液矿床的黄铁矿含硒、铋较高($\text{Se } 30$ 、 $\text{Tl } 150\text{ppm}$)，含铜较低($\text{Cu } 110\sim 260\text{ppm}$)和 Co/Ni 值很低($0.077\sim 0.098$)；该矿床黄铁矿含硒、铋较低($\text{Se } 1$ 、 $\text{Tl } 6\text{ppm}$)，含铜较高($\text{Cu } 440\text{ppm}$)但 Co/Ni 值不很低(0.57)。

(3) 碳酸盐建造中沉积-热液叠加改造型方铅矿含铋、铜较高(Bi 357、Cu530ppm)、Sb/Ag值较大(2.42), 该矿床方铅矿铋、铜含量较低(Bi 几乎为零、Cu300ppm)而Sb/Ag值也较小(1.76)。

3. 该矿床还与古生代产于细碧-角斑岩系中典型的海底喷发沉积和黄铁矿型金矿床有所不同。论据有:

(1) 细碧-角斑岩系中黄铁矿型金-多金属矿床(如我国甘肃小铁山)的黄铁矿含硒、碲、镉、钴、镍、锌较高(Se 80、Te 10、Cd 34、Co 110、Ni 130、Cu 2500、Zn 2300ppm), 而该矿床闪锌矿中上述元素含量都低(Se 1、Te 1.5、Cd<10、Co 21、Ni 37、Cu 440、Zn 105ppm)。

(2) 黄铁矿型铜矿床和黄铁矿型多金属矿床中磁黄铁矿含硒130和6ppm、碲35和2.3ppm, Te/Se值为0.27和0.38(都小于1)。该矿床磁黄铁矿含硒、碲少(Se 几乎为零、Te 2ppm)且Te/Se值极大。

(3) 黄铁矿型铅锌矿床中黄铜矿的含砷量较高(As 1000ppm), 而该矿床黄铜矿的含砷量(As 94ppm)低于一个数量级以上。

(4) 火山沉积岩内黄铁矿型铜、铅、锌矿床的闪锌矿含镓、锗较富(Ga 30ppm、Ge 30ppm), 含铟较贫(In 25ppm)而该矿床闪锌矿则含镓、锗极少(Ga 5ppm、几乎完全不含Ge)且含铟很高(In 492ppm)。

另从海相火山沉积矿床中黄铁矿的锗含量较高(黄铁矿型多金属矿床内黄铁矿含Ge 2ppm、海相火山岩型铁矿床内黄铁矿含Ge 0.9ppm等)考虑。该矿床黄铁平均含Ge 9ppm可能反映该矿床含矿岩系是海相火山沉积物经变质作用形成

的变质火山沉积岩系（夹有绿泥钠长片岩-变中-基性火山岩）。

该矿床在成因上似可与前寒武纪沉积变质型黄铁矿铅锌矿床（如澳大利亚的Broken Hill矿床）对比。论据主要有：

（1）沉积变质型铅、锌、黄铁矿矿床中方铅矿含Sb 1010 ppm、Ag 620 ppm、Sb/Ag值为1.63，而此矿床方铅矿与之相近（Sb 1300、Ag 737.7 ppm、Sb/Ag值为1.76）。

（2）该矿床黄铁矿含有一定数量的锗、铜、铅、锌、砷可能反映其由沉积变质作用生成的特点。

（3）该矿床黄铜矿含钴低（Co 42 ppm）和含银较高（Ag 630 ppm）的特点与沉积变质成因黄铜矿相符。

综上所述可以推测陕西商县某金矿床在成因上不同于岩浆热液矿床、浅海相胶体化学沉积矿床、碳酸盐建造中沉积-热液叠加改造矿床和地槽相海底火山沉积变质矿床，而与前寒武纪沉积变质矿床相近。为受下元古界一定层位控制、硫化物矿物含量多在60%以上并部分呈层状聚集的“层控块状硫化物型金矿床”。从地质发展历史角度来考虑，在鞍山运动到溱沔运动期间，地壳演化出现质变，即地槽、地台开始分化，陆壳大范围增生。由于高的地温梯度已经变化，火山活动也逐渐局部化，出现较稳定的大陆块。陆源碎屑岩，特别是碳酸盐岩逐渐大范围发育、早元古代层控型铅、锌矿床赋存在海相沉积的海进海退和海水（较深水）动荡的粘土质和碳酸盐质或火山碎屑质岩石交替的岩层中。从华北陆台南缘下元古界赋存陕西商县某层控块状硫化物型金矿床来考虑，仅陕西秦岭地区商县金矿带长大于11km、宽4km，面积约48 km²的金矿成矿区即很有潜在远景。与此相当层位的五台群、吕

梁群、胶东群、二道洼群（燕山地区）和下辽河群（我国东北地区）都有类似的层控型铅锌矿产出，辽宁凤城新近发现了在某些地质特征方面可能与该矿床相似的白云金矿，更进一步表明在我国北方地区下元古代地层中具有寻找上述层控块状硫化物型金矿床的重要实际意义。十分明显，由陕西商县某金矿的地质特征单独划出沉积变质成因的层控块状硫化物型金矿床还具有重要的理论意义。因为这种类型金矿床既不同于元古代铁硅质建造中的“赫姆斯塔克型”沉积变质金矿床，和古生代细碧角斑岩系中的黄铁矿型火山沉积变质金矿床也不同于绿岩带或其它变质岩中的变质热液型金矿床，具有其自身“受一定层位控制、呈层状产出、硫化物特别富集”的特点。特别是考虑到成矿作用的继承性，在太古代富金地区周围早元古代地层和有利构造部位中寻找该类型金矿床是很可能有所突破的。

第三章 金矿找矿矿物学的应用实例

本章选用了笔者等在近期从事金矿找矿矿物研究的若干实例供读者们参考。

一、浙江火山岩区金矿床找矿矿物学研究

(一)浙江火山岩区金矿床地质概况

浙江火山岩区金银矿床主要分布于我国东南沿海褶皱系江山-绍兴深大断裂和丽水-余姚深大断裂之间的隆起区及其两侧邻近地区内。该区主要有两个构造层，前寒武系陈蔡群变质岩基底和上侏罗统磨石山组火山岩盖层。火山岩与下伏岩系间为“上叠式”的关系，即较新的火山岩系直接盖在较老的变质岩基底之上，两者之间地层缺失。

该区比较重要的独立金银矿床，为产于或主要产于陈蔡群变质岩中的脉状及蚀变岩型金银矿床（以遂昌银坑山大型金银矿床和东阳罗山小型金银矿化点为代表）和产于或主要产于磨石山组火山岩中的蚀变岩型、石英脉型、破碎带蚀变岩型金银矿床（以龙泉八宝山中型金银矿床和武义弄坑小型金银矿化点为代表）；而该区最重要的伴生金矿床，为产于中生界火山岩系中含金铅锌银矿床（以黄岩五部大型铅锌银矿床和以天台大岭口中小型铅锌银矿为代表）。以上两类矿床隶属于环太平洋矿带亚洲分支岛弧型金矿成矿域内之“中国东

南沿海金矿成矿区”的一部分，系沿会聚板块边缘分布，且与海洋板块的俯冲、消亡作用有关的浅成火山热液型金银矿床和伴生矿床。

浙江有金银矿（化）点三百多处，大多受断裂构造和破碎带控制。都具有围岩蚀变和火山热液矿物组合的特点。按照各类型金矿床的主要特点划分为表3-1中所示的两类五亚类八式。

表3-1 浙江火山岩区金矿床分类

类	亚类	主要特点	代表性产地(式)
A 类 产于中生界火山岩或元古界陈蔡群变质岩中的燕山期浅成火山热液型金银矿床	A-a 亚类	产于或主要产于陈蔡群变质岩中的金银矿床	遂昌银坑山(I式) 东阳罗山(II式)
	A-b 亚类	产于或主要产于磨石山组火山岩中的金银矿床	龙泉八宝山(III式) 武义弄坑(IV式)
	A-c 亚类	产于中生界火山岩系中的含金之铅锌矿银床	天台大岭口(VI式) 黄岩五部(VII式)
	A-d 亚类	产于燕山期火山通道爆发角砾岩筒中之含金的银矿床	永康柏岩(V式)
B 类 产于元古界双溪坞群中的雪峰期浅成火山热液型铜金矿床	B亚类	产于前寒武系双溪坞火山岩及混合岩中之含铜的金矿床	绍兴中嵛和诸暨璜山(VIII式)

由表3-1看出，浙江火山岩区分布有成矿时代为燕山期和雪峰期的两大类金矿床，晚期金银矿化为A类矿床，早期铜金矿化为B类矿床。燕山期成矿的A类矿床包括产于或主要产于陈蔡群变质岩中的金银矿床(A-a亚类矿床)产于或主要产于磨石山组火山岩中的金银矿床(A-b亚类矿床)、产于

磨石山组火山岩系之中含金的铅锌银矿床（A-c亚类矿床）和产于燕山期火山通道爆发角砾岩筒中之含金的银矿床（A-d亚类矿床），这四种亚类矿床均与燕山期地壳重熔型酸性岩浆活动及其衍生的浅成火山热液成矿作用有关。前寒武纪成矿的B类矿床只有一种产于前寒武系双溪坞群火山岩及混合岩中之含铜的金矿床，由元古代岛弧火山热液成矿作用形成。

以下浙江火山岩区金矿床成矿模式图（图3-1）表达了该地区内各种浅成火山热液金矿床的关系，可以帮助了解浙

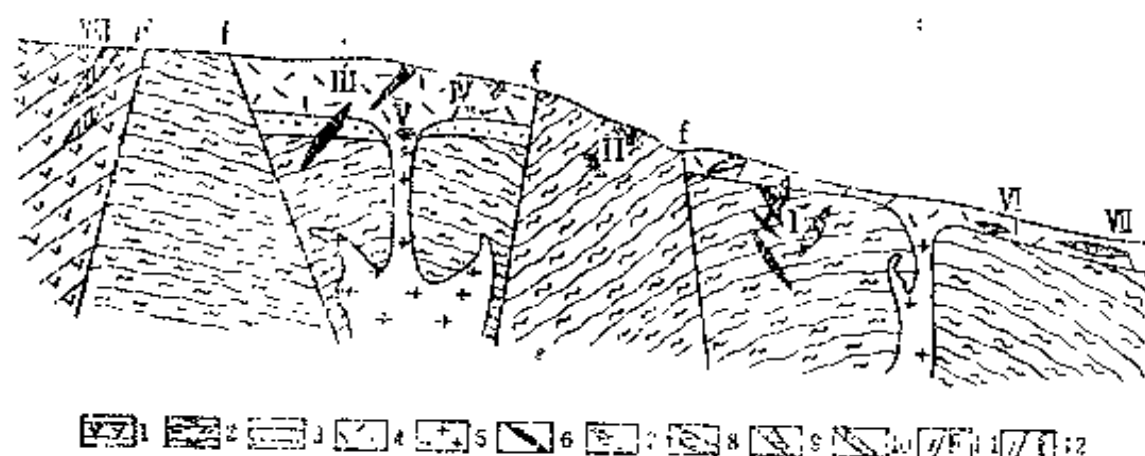


图3-1 浙江火山岩区金矿成矿模式图

- I. 银坑山式金银矿床 II. 罗山式金银矿化 III. 八宝山式金银矿床
IV. 弄坑式金银矿化 V. 柏岩式金银矿化 VI. 大岭口式金银矿床
VII. 五部式含金铅锌银矿床 VIII. 中岙（璜山）式含铜金矿床

1. 前寒武系双溪群古岛弧火山岩及混合岩（包括后期脉岩） 2. 前寒武系陈蔡群角闪岩相变质岩及混合岩（包括后期脉岩） 3. 侏罗系下、中统砂砾岩及凝灰岩 4. 侏罗系上统磨石山组熔岩和火山碎屑岩（包括燕山期脉岩） 5. 燕山期地壳重熔型花岗岩类 6. 燕山期脉状金银矿体 7. 燕山期金银矿化及部分浸染状金银矿石 8. 燕山期铅锌银矿体及矿化 9. 燕山期硫铁矿体 10. 元古代含铜金矿体 11. 区域性深大基岩断裂 12. 区域性断裂

江火山岩区金矿床的成矿地质背景。

从图1可以看出，以区域性深大基底断裂为界，一侧为产于陈蔡群、磨石山组及燕山期火山通道中的A-a、A-b、A-c及A-d四种亚类金银矿床；另一侧为产于双溪坞群中的B类铜金矿床。

关于浙江火山岩区金矿床的成因有以下三种不同看法：

(1) 因金矿产于陈蔡群老变质岩中，认为系变质热液成因；

(2) 因有燕山期岩浆火山活动产物叠加于陈蔡群老变质岩之上，认为系“古变质成矿作用（金矿化）叠加中生代火山热液成矿作用（银矿化）的复式成因”；

(3) 基于矿床在大片火山岩区内的老变质岩构造窗出露地区产出，认为系浅成火山热液成因。

(二) 浙江火山岩区金矿床找矿矿物学研究

对本区金矿床中的重要造矿矿物进行标型性研究后得出以下的结果：

1. 成因标型分析

表3-2列出本区各产地不同类型矿床中黄铁矿的化学成分特征。

表3-2的数据可为矿床的成因分析提供有用的依据。

本区34件黄铁矿样品平均含Co 129.3 ppm，与岩浆热液矿床中黄铁矿的含量（>100ppm）相近，既不同于沉积矿床的标型数值（沉积型含铜砂岩矿床和镍钼矿床黄铁矿含Co都是18ppm，近代沉积和前寒武纪同生沉积矿床黄铁矿多数含钴几十ppm），也不同于沉积变质型矿床中黄铁矿的含钴量（2000、3550ppm）；34件样品Co/Ni比值平均值为2:25，

也与沉积变质矿床中黄铁矿的 Co/Ni 比值 (4.67~13.33) 不符。16件样品平均含 Se 15.53ppm, 与热液矿床中黄铁矿的标型数值 (2~50ppm) 一致, 而与沉积矿床中黄铁矿的含硒量 (0.5~2ppm) 不符。16件黄铁矿样品的 S/Se 平均值为34000, 超出沉积矿床 S/Se 比值的标型范围 (1069000~267250), 而处于热液矿床的标型范围 (267250~10690) 之内。本区16件黄铁矿样品的 Se/Te 平均值为0.29, 与中温热液矿床的标型数值 (0.2) 相近。本区15件黄铁矿样品平均含 Ga 1.2ppm, 与热液矿床的标型数值 (0.65~1.6ppm) 一致。本区黄铁矿样品 Cu/Zn 和 Ag/Zn 的平均值为0.13和0.39, 黄铁矿样品 Pb/Ni 平均值为29.0, 都与变质矿床的标型数值 (Cu/Zn 为0.2~0.3, Ag/Zn 为0.006~0.08, Pb/Ni 为0.02~0.14) 不符。

不同类型黄铁矿的化学成分也有差别。

表3-3、表3-4分别说明了该区A、B类矿床中黄铁矿主

表3-3 A类及B类金矿床中黄铁矿主成分对比

A类	Fe+S含量等于99.176	因类质同象混入物Pb、Zn、Mo、Sn、As、Sb、Bi等较多, 说明矿床形成时代较新
B类	Fe+S含量等于99.86	类质同象混入物较A类少, 说明矿床形成时代较老

表3-4 A类及B类金矿床中黄铁矿微量元素含量对比

A类	① Co 、 Ni 、 Se 、 Te 含量显著低 ② Pb 、 Zn 、 Mo 、 Sn 、 As 、 Sb 、 Bi 含量显著高 ③ Ag/Au 、 Pb/Ni 、 $\frac{\text{As}+\text{Sb}+\text{Bi}}{\text{Se}+\text{Te}}$ 比值高	均为年轻金矿床的特点
B类	① Co 、 Ni 、 Se 、 Te 含量显著高 ② Pb 、 Zn 、 Mo 、 Sn 、 As 、 Sb 、 Bi 含量显著低 ③ Co/Ni 、 Ag/Pb 比值低	均为古火山岩金矿床的特点

要化学成分及微量元素含量的差异。

关于不同世代黄铁矿的化学成分特点,表3-5所提供的资料数值可以帮助鉴别成矿时的黄铁矿和成矿前及成矿后黄铁矿。由表3-5可知,银坑山和八宝山金银矿床成矿时黄铁矿较之成矿前及成矿后黄铁矿具有富含Au、Ag、Co以及Co/Ni、Ag/Pb比值显著较大的特点。

表3-5 本区金银矿床中不同世代
黄铁矿的化学成分特征 (g/t)

矿区、世代	Au	Ag	Co	Pb	Zn	Co/Ni	Ag/Pb
银坑山成矿前黄铁矿 (Py-I)	1.31	204.5	23.0	4080	300	0.74	0.0501
银坑山成矿时黄铁矿 (Py-I)	197.65	3449.9	395.5	4715	4120	4.85	0.7317
银坑山成矿后黄铁矿 (Py-III)	0.684	13.9	19.6	3862	3844	0.80	0.0038
八宝山成矿前黄铁矿 (Py-I)	0.06	7.3	23.0	85	240	0.56	0.0859
八宝山成矿时黄铁矿 (Py-I)	62.95	162.5	88.0	800	385	2.84	0.2031
八宝山成矿后黄铁矿 (Py-III)	0.21	18.3	36.5	360	245	0.90	0.0508

2. 找矿的矿物学标志

基于对该矿区矿床控矿因素、成矿机理和找矿方向的认识,提出以下找矿标志,这些标志包括有:矿物组合及矿石结构特征;主要矿物的找矿标型特征;同位素组成特征;包裹体特征(表3-6)。

3. 评价矿床(矿化点)的矿物学标志 (1) 评价矿床

表3-6 浙江火山岩区主要金矿床的矿物学找矿标志

矿床类型	矿物组合及矿石结构特征
I 式银坑山式金银矿床	以金银矿、黄铁矿、螺状硫银矿、含铁闪锌矿、方铅矿、碲银矿、自然银、碲金银矿、六方碲银矿、碲铋银矿、碲铋矿、碲银矿、碲银矿、碲银矿、黄铜矿、辉钼矿、黑硫银锡矿、硫铜铁矿及其他多种硫盐类矿物、石英、玉髓、菱锰矿、蔷薇辉石、冰长石、绢云母、绿泥石、绿帘石、萤石等矿物组合为特征。矿石发育热液充填和热液交代构造，常见内生胶状构造，未见变质构造。矿石发育溶液结晶结构、交代结构和固溶体出溶结构，未见“结晶物质”再结晶结构
II 式八宝山式金银矿床	以金银矿、螺状硫银矿、自然银、金银矿、黄铁矿、毒砂、含铁闪锌矿、方铅矿、黄铜矿、石英、玉髓、绢云母、冰长石、方解石、水云母等矿物组合为特征。矿石以热液充填构造和热液交代构造为主，未见变质构造。矿石结构主要为从溶液中晶出结构、交代结构和固溶体出溶结构等
III、IV 式大岭口、五部含金铅锌银矿床	以金银矿、辉银矿（螺状硫银矿）、深红银矿、银黝铜矿、黄铁矿、闪锌矿、方铅矿、黄铜矿、玉髓、石英、菱锰矿、蔷薇辉石、绢云母等矿物组合为特征。以热液充填和交代构造为主，交代残余结构发育
V 式中希（琅山）含铜金矿床	以自然金、黄铁矿、黄铜矿、黝铜矿、自然铜、碲银矿、螺状硫银矿、含铁闪锌矿、石英、方解石、绿泥石、绢云母、绿帘石等矿物组合为特征。完全缺失金银矿、玉髓、银硫酸和锰的硅酸盐（蔷薇辉石）、碳酸盐（菱锰矿）、硫化物（硫银矿）。以热液充填矿石构造为主，不发育变质矿石构造，矿石结构以溶液结晶结构、交代结构和压力结构为主

续表3-6

74

造 矿

矿物类型	自然金-自然银系列矿物	石英	黄铁矿
I 式银坑山式金银矿床	金银矿(成色220~480)为主要贵金属矿物,以含0.37~0.97%的砷,0.07~0.3%的碲为特征。粒度大小不等,一般为0.1~0.01mm。银金矿(成色540~820)为次要贵金属矿物,以含1.59%的砷,0.01~0.3%的碲为特征。粒度较细(小于0.01mm)。自然金(成色900~910)为微量贵金属矿物,以含Se1.07%、Te0.04%为特征。晶粒内金、银分布不均匀	赋矿石英中结构铝和碱质含量较高,金、银、铜、锡杂质多(Au可达1g/t以上)。红外吸收光谱显示3100~3900cm ⁻¹ 宽峰。晶胞体积大于113Å ³ ,比重值较低(2.61左右)。热发光曲线较平缓,系烟灰色细粒他形石英类	赋矿黄铁矿以含Co104、Pb3700、Ag751、Au45g/t和Co/Ni为2.7、Ag/Au18.6、Pb/Ni101.6、Co+Nl/Pb+Zn0.022为特征。红外吸收光谱多显示290~293、344~348、413~416cm ⁻¹ 吸收峰,a ₀ 值平均约为5.4174Å
II 式八宝山式金银矿床	金银矿(成色200~380)为主要贵金属矿物,粒度较大(0.5~0.25mm)的占50%。银金矿(成色600左右)为次要贵金属矿物。自然金为微量贵金属矿物,晶粒内部金、银分布不均匀	赋矿石英中铝碱和金的含量较高,红外光谱显示3100~3900、592~693、511~512cm ⁻¹ 吸收峰。晶胞体积约为113Å ³ ,比重平均值为2.62	赋矿黄铁矿以含Co54、Pb481、Ag737、Au25.3g/t和Co/Ni为1.46、Ag/Au2.92、Pb/Ni13、Co+Nl/Pb+Zn0.117为特征,a ₀ 平均为5.4175Å
VI、VII式大岭口、五郎含金铅锌银矿床	金银矿和自然银为次要或微量贵金属矿物	赋矿石英为烟灰色和灰白色细粒石英	赋矿黄铁矿以含Co12、Pb8000、Ag786、Au20g/t和Co/Ni为0.5、Ag/Au39.8、Pb/Ni>333、Co+Nl/Pb+Zn0.0045为特征
VIII 式中乔(瑛山)含铜金矿床	自然金(成色910~930)为主要贵金属矿物,多在黄铜矿中呈浑圆状包体产出。矿物晶粒内部金、银分布均匀,自然金含铜较高(可达2.19%)	赋矿石英中铝碱含量较高,含金、银大于0.1g/t,红外吸收光谱显示3100~3900、692~693、511~512cm ⁻¹ 吸收峰。晶胞体积为112.95~112.98Å ³ ,相对密度平均值为2.732~2.74。热发光曲线近似水平线,系烟灰色极细粒石英	赋矿黄铁矿以含Co408、Pb37.3、Ag220、Au83.1g/t和Co/Ni3.32、Ag/Au2.68、Pb/Ni0.344、Co+Nl/Pb+Zn4.06为特征。红外吸收光谱多显示292~297、347~350、419~420cm ⁻¹ 吸收峰,a ₀ 值平均约为5.4179Å

续表3-6

矿床类型	矿 物 找 矿	方 铅 矿
I 式银坑山式 金银矿床	赋矿闪锌矿以含铁锰(>6%)、Au(10~34g/t、Sn(10~100ppm)高和含Cd(<0.5%)Hg(<12ppm)、Ag(<1000g/t)、Bi(<10ppm)、As(<1ppm)较低为特征。 α_0 值高于5.4170Å, 相对密度值为3.98~4.02。红外光谱显312或313 cm^{-1} 吸收峰, 反射率较高(比纯闪锌矿高0.24~0.61%)	赋矿方铅矿的粒度很细(小于0.1mm)的占63.3%。具有Sb/Ag比值平均为2.91, Ag、Cu、Bi有一定含量以及含金与硒(Au 0.68~164g/t, Se 8ppm)的特点。 α_0 值为5.9354Å(纯方铅矿为5.362Å), 热电系数为-380到-700 $\mu\text{V}/^\circ\text{C}$ 。反射率低于纯方铅矿5.17~7.23%
II 式八宝山式 金银矿床	赋矿闪锌矿含一定的铁质, 其中广泛发育黄铜矿或磁黄铁矿之乳滴状细小出溶物。 α_0 值为5.4170Å, 相对密度值为3.99(小于纯闪锌矿的4.08)。反射率比纯闪锌矿高1.36~1.61%	方铅矿作为综合利用回收矿物可较多产出, 热电系数为电子导型, α 为-369.17 $\mu\text{V}/^\circ\text{C}$ 。其他找矿标型特征未作详细研究
V、VI 式大岭口、五部含金铅锌银矿床	赋矿闪锌矿以含Ag(>2000g/t)、Bi(20ppm)、As(100ppm)较高和含铁锰(<4%)、Sn(<10ppm)、Au(<10g/t)为特征。 α_0 值为5.4167Å, 相对密度值为4.04, 红外光谱显310 cm^{-1} 吸收峰	方铅矿作为主要矿石矿物大量产出, 其找矿标型特征未作详细研究
VII 式中香(瑛山)含铜金矿床	只有很少量的含铁闪锌矿产出, 其找矿标型特征未作详细研究	很少有方铅矿产出, 对其找矿标型特征未作详细研究

续表3-6

矿床类型	标 型	特 征
I 式银坑山式金银矿床	黄 铜 矿	蔷薇辉石
II 式八宝山式金银矿床	黄铜矿	蔷薇辉石
III 式大岭口、五部含金铅锌银矿床	黄铜矿	蔷薇辉石
IV 式中条（琅山）含铜金矿床	黄铜矿	蔷薇辉石

金矿物与黄铜矿连生的仅占1.7%。黄铜矿多在石英及其他硫化物中呈细脉状和细粒浸染状、叶片状分布。黄铜矿粒度极细（小于0.01mm的几乎达90%），呈微量产出，其找矿标型特征未作详细研究

作为固溶体出溶物呈微细乳滴状分布在含铁闪锌矿之中，对其找矿标型特征未作详细研究

赋矿黄铜矿产于闪锌矿和银黝铜矿之中，具有富金（含Au50g/t、Ag 800g/t）和贫砷（As<100ppm）的特点。相对密度值为4.23，较纯黄铜矿（相对密度4.20）略大

赋矿黄铜矿具有特富金（含Au800g/t、Ag1400g/t）且砷、镍含量较高（As 1100ppm、Ni 500ppm）的特点。晶胞棱长 c_0 （10.408Å）比纯黄铜矿（ c_0 为10.400Å）略大，反射率比纯黄铜矿低0.3~3.3%。热电系数为电子导型， α 大于 $-405 \mu V/^{\circ}C$ ， H_{V80} 约为203kg/mm²，比纯黄铜矿（平均195kg/mm²）略高

含金蔷薇辉石的化学组成为含（Ca, Mg）SiO₃分子10%、FeSiO₃ 0.5%，热发光性强，与发光曲线具明显峰形，主要红外吸收峰向较短波长方向移动3~11cm⁻¹，折射率和反射率略高于纯蔷薇辉石，相对密度和硬度略低于纯蔷薇辉石，差热曲线在1214°C或1114°C附近有吸热谷，在其前后出现一小谷

暂未发现蔷薇辉石，未作详细研究

蔷薇辉石含银2ppm，为地壳中银的平均丰度的25倍

无蔷薇辉石产出

续表 3-6

矿床类型	同位素组成特征	包裹体特征
I 式银坑山式金 银矿床	硫同位素 $\delta^{34}\text{S}$ 值小于 +7‰, x 小于 +4.5‰, R 小于 4‰, σ 小于 1.1; 不同矿物同硫同位素处于平衡; 镭同位素 $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 多数分布图显塔式效应。铅同位素大于 15.5~15.7, 个别样品大于 16.0, $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 多数为 38.5~39.0, 个别样品大于 39.0	主要矿化阶段造矿矿物包裹体爆裂温度为 250~280°C, 均一温度以 210~300°C 为主, 计算成矿压力为 200~300 bar, 成矿深度为 0.5~1 km。矿液属 $\text{HCO}_3\text{-SO}_4\text{-Na-Mg}$ 型, 气相成分 $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O}$ 的克分子比值为 0.029
II 式八宝山式金 银矿床	硫同位素 $\delta^{34}\text{S}$ 值在 +4‰ 到 +6‰ 之间, x 小于 +5.5‰, R 小于 +2‰, σ 小于 0.5; 不同矿物同硫同位素处于平衡; 镭同位素 $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 为 15.40~15.75, $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 多数为 38.3~38.8, 个别样品大于 39.0	造矿矿物包裹体爆裂温度多为 180~320°C, 均一温度多为 140~255°C。包裹体液相成分 Na^+/K^+ 大于 4, Cl^-/F^- 大于 10 , $\text{SO}_4^{2-}/\text{Cl}^-$ 大于 9
III 式大岭口、 五都舍金铅锌 银矿床	与 II 式八宝山式金银矿床相似	造矿矿物包裹体爆裂温度为 150~270°C
IV 式中香(瑞山) 舍铜矿床	硫同位素 $\delta^{34}\text{S}$ 值从 +7‰ 到 11‰, x 小于 +9‰, R 小于 +4‰, σ 小于 1.2, 镭同位素分布图显塔式效应。铅同位素以 $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 多数低于 17.7, $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 多数小于 37.5 以及 $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 多数小于 15.46 为特征	造矿矿物包裹体爆裂温度以 240~300°C 为主, 均一温度为 180~250°C。计算成矿压力约为 220~280 bar, 成矿深度为 0.5 km 左右。矿液属 $\text{Cl-HCO}_3\text{-Na-K}$ 型, $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O}$ 为 0.019, $\text{CO}_2/(\text{CH}_4+\text{H}_2)$ 比值接近 200

规模的矿物学标志 在浙江火山岩区产在前寒武系陈蔡群变质岩中的遂昌银坑山金银矿床和东阳罗山金银矿化区，以及产在上侏罗统磨石山组火山岩中的龙泉八宝山金银矿床和武义弄坑金银矿化区，矿床的规模大小悬殊。根据我们的经验，由金-银系列矿物、石英、黄铁矿的标型性研究成果可以帮助评价矿床规模的大小。

比如金-银系列矿物的粒度，一般是粒度小的矿床工业意义较大。银坑山大型矿床金银矿（Kustelite）粒度小于 $0.1 \times 10^{-8} \text{m}$ ，银金矿（Electrum）粒度小于 $0.037 \times 10^{-8} \text{m}$ ，八宝山中小型矿床金银矿粒度大于 $0.25 \times 10^{-8} \text{m}$ ，罗山矿化点金银矿和银金矿的粒度更大。

造矿矿物石英的铝碱总量（ $\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} + \text{Li}_2\text{O}$ ）和含金量也能反映金矿床的规模大小。如银坑山大型矿床石英的铝碱总含量为0.92%，平均含金2.18 g/t；而同样产在陈蔡群变质岩中的罗山矿化点，石英的铝碱总含量为0.58%，含金0.017 g/t。石英的单位晶胞体积受石英中铝碱含量的制约，因而也可用以评价矿床的规模大小（晶胞体积越大，矿床规模越大）。如银坑山石英的单位晶胞体积为 113.021 \AA^3 ，罗山则只为 112.988 \AA^3 ，八宝山为 113.000 \AA^3 ，弄坑只为 112.965 \AA^3 。相应石英的相对密度越大则矿床的规模越小。如罗山石英的相对密度为2.62，银坑山则只为2.61，弄坑为2.68，八宝山只为2.62。同样进入石英晶格的铝碱等杂质可导致石英的红外吸收光谱发生细微的变化，借此也可以评价矿床规模。比如大型金银矿床石英的 698 和 513 cm^{-1} 红外吸收峰显示 692 和 511 cm^{-1} 峰，中小型金矿床显示 $696 \sim 694$ 和 $512 \sim 513 \text{ cm}^{-1}$ 红外吸收峰。

造矿矿物黄铁矿储藏有较多的矿化信息，其化学成分标型特征（表3-7、表3-8）可以帮助评价浙江火山岩区金矿床的规模大小。

由表3-7可以看出，工业意义巨大的银坑山金银矿床黄铁矿比之工业意义较小的罗山金银矿化区黄铁矿具有含Co、Sn、Pb、Au、Sb、Bi、Te较高和Ag/Au、Ag/Pb、Cu/Zn、Se/Te、(As+Sb+Bi)/(Se+Te)比值较小以及S/Se、Pb/Ni比值较大的特点。这些特点是由于银坑山金银矿床矿物组合复杂（如具有碲化物、铋硫酸盐、锡硫酸盐矿物等）而决定。同样，表3-8也提供了评价浙江产于中生代火山岩中金银矿床规模大小的黄铁矿微量元素找矿标型特征：经济价值较大的八宝山金银矿床较之工业意义小的弄坑金银矿化区黄铁矿具有含Co、Pb、Zn、Au、Sb、Bi较高和Ag/Au、Ag/

表3-7 银坑山、罗山金矿中黄铁矿的微量元素标型特征

矿床类型	微量元素(g/t)							微量元素比值
	Co	Sn	Pb	Au	Sb	Bi	Te	Ag/Au
工业意义巨大的银坑山金银矿床	104	109	3699	44.6	1803	1702	57.6	18.6
工业意义较小的罗山金银矿化	40	<1	1757	15.1	87	1.3	3.7	76.6

矿床类型	微量元素比值						
	Ag/Pb	Cu/Zn	Se/Te	$\frac{As+Sb+Bi}{Se+Te}$	Co/Ni	S/Se	Pb/Ni
工业意义巨大的银坑山金银矿床	0.2	0.03	0.04	65	2.67	253271	102
工业意义较小的罗山金银矿化	0.66	0.22	1.95	431	0.61	73431	26.6

表3-8 八宝山、弄坑金矿中黄铁矿的微量元素标型特征

矿床类型	微量元素(g/t)					
	Co	Pb	Zn	Au	Sb	Bi
经济价值较大的八宝山金银矿床	54	481	300	25.3	3460	11
经济价值小的弄坑金银矿化	13	148	158	0.98	1685	1

矿床类型	微量元素比值					
	Ag/Au	Ag/Zn	Se/Te	Co/Ni	S/Se	Pb/Ni
经济价值较大的八宝山金银矿床	2.92	0.25	0.29	1.46	246050	13
经济价值小的弄坑金银矿化	250	1.55	1.29	0.59	91241	6.71

、Ag/Zn、Se/Te比值较小以及Co/Ni、S/Se、Pb/Ni比值较大的特点。

有意义的是、银坑山金银矿床的成矿温度（以及液体包裹体的盐度）高于罗山金银矿化区；八宝山高于弄坑；产于前寒武系双溪坞群古岛弧火山岩及混合岩中的金铜矿床，规模相近的绍兴中岙矿区和诸暨璜山矿区成矿温度相差不大。这些可能与矿液温度较高可以导致“沸腾面”在较深部发育而加大了矿化垂深以及深部“岩浆水受大气水的稀释作用”较弱而含矿溶液盐度相对较高有关。还有矿液的氢离子浓度pH值也可以帮助评价矿床的规模大小，如规模大的银坑山矿床石英中流体包裹体的pH值（4.56~5.14）低于规模小的罗山矿化区（pH值为5.78~5.93）。

（2）评价深部找矿远景的矿物学标志 据黄铁矿热电性

导型在空间上的分布特征、矿床浅部为空穴导型、矿床中部为混合导型、矿床深部为电子导型。按我们的研究结果，银坑山金银矿床中黄铁矿的热电系数在500米标高以上为空穴导型、较深部(45号钻孔)开始出现混合导型(空穴导型和电子导型都出现)；八宝山金银矿床上部黄铁矿为空穴导型、下部为混合导型。据此可以推测银坑山、八宝山金银矿床目前勘查深度可能只达矿体中部，提供了深部还可能有一定远景的找矿信息。

(3) 评价矿石质量的矿物学标志 造矿矿物石英中液态和固态包裹体越多、包裹体成分中 CO_2 越高，矿石的含金量越高。由于成矿前的强烈碎裂作用和重结晶作用对于富金矿石形成有利，故金矿富矿体中的石英常具较高的爆裂温度值和较低爆裂强度。从浙江火山岩区金矿的研究成果来看，富矿体中石英具有3640、3100~3900、2840~2848、692、513 cm^{-1} 吸收峰和不出现3100~3700 cm^{-1} 宽峰；贫矿石中石英则以具有3100~3700 cm^{-1} 宽峰、694~966、512~513 cm^{-1} 吸收峰和不出现3640、3100~3900 cm^{-1} 吸收峰为特征。石英热发光性(热激发的磷光)特征也可以帮助评价金矿石的质量，一般是富矿的热发光弱，贫矿热发光强，在浙江，含金最富的中岙铜金矿石石英热发光强度小于 $1.5 \times 10^{-10} \text{lm}$ ，且热发光曲线近似为一条水平线，次富的银坑山金银矿石内石英的热发光强度为 $8 \times 10^{-10} \text{lm}$ 并为较平缓、无大峰谷的热发光曲线，含金性较差的弄坑金银矿石石英的热发光强度最高达 $33 \times 10^{-10} \text{lm}$ 且热发光曲线具有较宽发光峰，含金性最差的罗山金银矿石石英之热发光强度最大达到 $70 \times 10^{-10} \text{lm}$ 并显示有很窄发光峰的热发光曲线。

造矿矿物黄铁矿的含金量也可以直接表示矿石的贫富：中岙（95.29g/t）、银坑山（45.59g/t）、八宝山（25.27g/t）、罗山（15.11g/t）。富金矿石中黄铁矿多显示 417.418cm^{-1} 红外线吸收峰，贫金矿石中黄铁矿则显示 $413-416\text{cm}^{-1}$ 或 419cm^{-1} 以上的红外吸收峰。

黝铜矿族矿物不含金者热电系数为 $+140$ 到 $+400\mu\text{V}/^{\circ}\text{C}$ （实测云南样品为 $+121.3$ 到 $+227\mu\text{V}/^{\circ}\text{C}$ ）；含金较贫者为 -100 到 $-130\mu\text{V}/^{\circ}\text{C}$ 、含金较富者为 $-300\mu\text{V}/^{\circ}\text{C}$ （陕西二台子实测为 $-327\mu\text{V}/^{\circ}\text{C}$ ），这也可以帮助评价矿石质量。

（4）评价矿床类型的矿物学标志 造矿矿物的标型特征研究对于评价矿床类型和矿石类型也具有实用的意义。如表3-9所列闪锌矿的资料可以帮助区分浙江产于火山岩和变质岩中的独立金矿床及产于火山岩中的伴生金矿床（银铅锌矿床）。

表3-9 浙江火山岩区闪锌矿的化学成分标型特征

矿床 类型	Fe+Mn (%)	Zn (%)	Au (g/t)	Ag (g/t)	Sn (ppm)	Bi (ppm)	As (ppm)	Au/ Ag	Zn/ Fe+Mn
独立 金矿 床	>6	55~58	10~20	<1000	10~100	<10	<1	>0.01	<9.7
伴生 金矿 床	<4	>60	<10	>2000	<10	20	100	<0.005	>15

另外，黄铜矿的热电系数也能帮助评价金矿床类型：热电系数在 $-450\mu\text{V}/^{\circ}\text{C}$ 以上标示系独立金矿床， $-320\mu\text{V}/^{\circ}\text{C}$ 以下可能指示黄铜矿含金极少。

（5）评价矿石类型的矿物学标志 因为在一个地区或一个矿床内往往产出几种矿床或几种矿石，故评价矿石类型在

普查找金初期阶段具有非常重要的实际意义。如表3-10所列浙江银坑山不同类型矿石（金银矿石、铅锌银矿石、硫铁矿

表3-10 银坑山不同类型矿石中黄铁矿的化学成分特征

数据 项目 矿石类型 (样品数)						
	Ag (g/t)	Au (g/t)	Pb (ppm)	Co (ppm)	Ag/Pb	Co/Ni
金银矿石中的黄铁矿 (7)	57.15	1054.28	3958.57	127.71	0.266	2.99
铅锌矿石中的黄铁矿 (1)	1.00	59.49	7560.00	27.00	0.0079	0.82
硫铁矿石中的黄铁矿 (1—2)	0.30	34.14	890.00	15.00	0.0397	0.80

石)中黄铁矿的化学成分特征可以帮助区分矿石类型。金银矿石中黄铁矿具有富含Au、Ag、Co以及Ag/Pb、Co/Ni比值大的特点。铅锌矿石中黄铁矿具有富含Pb以及Ag/Pb比值小的特点。硫铁矿石则具有Au、Ag、Pb、Co含量低、Co/Ni比值小的特点。有意义的是，还可由Ag/Pb比值为 10^{-1} 数量级、 10^{-2} 数量级和 10^{-3} 数量级以及Ag含量(按g/t计算)为 10^{+1} 数量级、 10^{-1} 数量级和 10^0 数量级直接判定量金银矿石、硫铁矿石和铅锌矿石。银坑山在矿脉空间垂直分带上有“上贱(金属)下贵(金属)”的规律更能指导找矿勘查工作顺利进行。

3. 浙江火山岩区金矿床的找矿方向和找矿靶区

前已述及，对浙江火山岩区金矿床成因的认识存在三种

不同看法，由此将导致找矿方向上的极大差异。比如浙江遂昌冶岭头银坑山中一大型金银矿床，在矿床成因上有“变质热液”与岩浆热液（浅成火山热液）”两种成因观点的争议，涉及到进一步在大片变质岩区找矿还是在大片火山岩区找矿的找矿方向问题。基于前述找矿矿物学的研究，笔者等认为应属于浅成火山热液成因观点，主张于大陆边缘火山岛弧带之火山拗陷中的隆起地带找矿，推测在岩浆火山活动不发育的前寒武系陈蔡群变质岩大面积出露地区找矿远景不佳。其论据为：（1）矿床产出的地质特征——银坑山脉状金银矿体及由矿化蚀变岩达到工业品位而加厚的不规则矿脉，产于大陆边缘火山带内之基底岩石前寒武系陈蔡群变质岩中，受火山机构的控制；在陈蔡群变质岩及不厚的中侏罗统磨石山组火山岩盖层中都有铅锌矿脉、多金属硫化物脉及黄铁矿脉产出（黄铁矿脉还切穿燕山晚期的霏细斑岩，却又被更晚的霏细岩所切穿）；（2）围岩蚀变类型——以硅化、黄铁矿化、绢云母化、绿泥石化为主，其次为碳酸盐化（菱锰矿化等）、绿帘石化、水白云母化、冰长石化、叶腊石化等；（3）矿石的矿物组合——以金银矿、螺状硫银矿、黄铁矿、含铁闪锌矿、方铅矿、石英、玉髓、菱锰矿、蔷薇辉石、冰长石等为主，另有少量银金矿、自然银、自然金、碲金银矿、六方碲银矿、硒银矿、硒辉银矿、硒硫锑铜银矿、黄铜矿、硫锰矿、绢云母、辉钼矿、绿泥石、碲铋矿、碲铋银矿、黑硫银锡矿、萤石、硫铜铁矿及其他多种硫盐类矿物产出。有意义的是，金的成色很低（金银矿成色多为232.5~481.2，少量为539.2~820.2，金-银系列矿物成色平均约为436.6），且Au、Ag在贵金属矿物内部分布不均匀，自然金-自然银系

列矿物都含有一定数量的硒（银坑山金银矿含Se 0.37~0.97%、银金矿含Se 1.59%、自然金含Se 1.07%、自然银含Se 0.01~0.27%以及方铅矿含Se 8ppm），标示矿床系浅成火山热液成因（银金矿含Se 0.7~2.2%、金银矿含Se 可达0.8%、自然银含Se 可达0.2%、方铅矿含Se 0~20000 ppm）。从矿石建造方面考虑，银坑山金银矿石中有菱锰矿、蔷薇辉石、硫锰矿、锰铝榴石等含锰的矿物，与产在环太平洋中新世代火山带、阿尔卑斯中新世代火山带、红海裂谷中新世代火山带内的锰金银矿石建造极相似。矿石Au/Ag比值小于0.05。环太平洋矿带第三纪火山岩型金银矿床中无例外地都发育有由玉髓和石英晶体互层组成之美丽条带，这种条带在银坑山矿床中也有产出。通常见于年轻（中、新生代）的金矿床（如墨西哥和美国西部）中之冰长石在银坑山矿床也已发现。这些都说明银坑山金银矿石建造为较年轻的火山热液型复杂锰金银矿石建造，而明显有别于古老变质热液型简单矿石建造；（4）矿石组构——矿石构造发育热液充填构造（角砾状构造，细脉状构造、胶状构造等）和热液交代构造（浸染状构造、块状构造等），常见胶状构造以及未见变质矿石构造，表明矿石不是变质成矿作用形成；矿石结构发育溶液结晶结构（中粒半自形粒状结构，中粒、细粒和微细粒他形粒状结构）、交代结构（镶边结构、文象状结构、骸晶结构、残余结构等）和固溶体出溶结构（叶片状结构、乳浊状结构）；未见由造矿矿物变晶组成的“结晶物质再结晶结构”（如花岗变晶结构、斑状变晶结构、定向变晶结构）这正标示矿石的“非变质成因”；（5）矿物包裹体标型特征——银坑山金银矿床主要矿化阶段造矿矿物石英、

黄铁矿、闪锌矿的包裹体爆裂温度为 $250\sim 280^{\circ}\text{C}$ ，石英、冰长石、蔷薇辉石、菱锰矿、萤石、方解石中气液比多为 $5\sim 20\%$ 之液体型包裹体，均化为液态的均一温度为 $140\sim 360^{\circ}\text{C}$ （以 $210\sim 300^{\circ}\text{C}$ 为主）；由包裹体盐度、 $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ 体系和 $\text{NaCl}-\text{H}_2\text{O}$ 体系相图推测成矿压力为 $2\times 10^7\sim 3\times 10^7\text{Pa}$ 、成矿深度小于 1km （比如 $0.69\sim 0.83\text{km}$ ），属近地表浅成热液矿床的压力、深度范围，与变质矿床不符；且包裹体捕获的含矿溶液具有 Na^+ 大于 K^+ （ Na^+/K^+ 比值为 1.02 ）、 Cl^- 远大于 F^- （ Cl^-/F^- 比值为 12.77 ）、 SO_4^{2-} 和 HCO_3^- 的作用显著（ $\text{SO}_4^{2-}/\text{Cl}^-$ 比值为 3.61 、 $\text{HCO}_3^-/\text{Cl}^-$ 比值为 3.17 ）等特点，矿液属 $\text{HCO}_3-\text{SO}_4-\text{Na}-\text{Mg}$ 型，表明岩浆热液参与了成矿作用；包裹体的气相成分 $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O}$ 的克分子比值为 0.029 ，与浅成火山热液金矿床的特征（ $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O}$ 克分子比值多为 $0.02\sim 0.03$ ）相符；（6）造矿矿物的硫同位素组成特征——黄铁矿、闪锌矿、方铅矿31件样品的硫同位素组成 $\delta^{34}\text{S}$ 值为 $+1.47\text{‰}$ 到 $+6.9\text{‰}$ 、平均值 \bar{x} 为 $+4.39\text{‰}$ 、 $\delta^{34}\text{S}$ 极差 R 为 3.66‰ 、 $\delta^{34}\text{S}$ 标准差 σ 为 1.099 ，不同矿物间硫同位素处于平衡，且硫同位素组成频数分布图显塔式效应，这些特征基本上与我国再生-重熔岩浆热液型金矿床的特点（硫同位素组成 \bar{x} 值为 -0.3‰ 到 $+5.0\text{‰}$ 、 R 值小于 5‰ 、 σ 值小于 1 ）相符；银坑山 σ 值略高反映在近地表条件下有大气水参予、氧逸度稍高（但仍处于低氧逸度范畴）之不稳定环境下形成；矿液中总硫的同位素组成 $\delta^{34}\text{S}_{\Sigma\text{S}}$ 为低正值反映矿床硫源除了深源硫（来自下地壳或上地幔）以外还有上地壳的陈蔡群副变质岩的硫加入，此系太平洋西岸重熔岩浆成矿作用的特点；银坑山金银矿床硫同位素组成特征与沉积-变质

(再造)矿床的特点(\bar{x} 为-25‰到+13‰、 R 可达22.2‰、 σ 可高达6.2)截然不同;(7)造矿矿物的铅同位素组成特征——银坑山7件黄铁矿样品和2件方铅矿样品的铅同位素组成数值表明其基本上为中生代太平洋西岸岛弧铅,绝大多数样品 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 数值较低(15.548~15.663),反映成矿物质可能与火山岩有关并来源较深。个别样品 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 比值特高(高达16.093)表明铅的演化在地球历史的早期阶段即处在高 μ 值($^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$)环境中(该样品 μ 值为12.08),导致 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 有较大的增长,即铅可能来自极古老的上地壳(16亿年的上地壳物质)。另1件样品 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 比值高于39.00也是由于受上地壳物质的影响而超出中生代岛弧铅的范围。总之,银坑山金银矿床的铅源为下地壳或上地幔与上地壳的混合来源,矿石铅主要是在中新生代岛弧区造山带地质环境内演化的,铅同位素特点完全与我国岩浆热液型金矿床相符,而根本不同于太古代绿岩带中的变质热液型金矿床;(8)氢氧同位素组成特征——银坑山矿床造矿矿物石英中包裹体捕获水的氢氧同位素组成特征与浅成火山热液型金矿床的特点(δD 值为-50‰到-108‰, $\delta^{18}\text{O}$ 为-13‰到+12.5‰)相符,反映含矿溶液以大气水为主,并有少量岩浆水的混合矿液,显然有别于变质水含矿溶液。总起来看,根据以上地质学、矿床学、特别是找矿矿物学的研究成果,我们认为银坑山金银矿床属于浅成火山热液型矿床,系具有不明显的火山岩壳(厚度仅200~300m)之基底岩石及次火山岩中的金银矿化。处于浅成(成矿深度不足1km)、中温(以210~300℃为主)、弱酸性—中性、低氧逸度条件下,于岛弧区造山带地质环境内,由与太平洋会聚板块俯冲

作用有关之重熔火山热液成矿作用形成。成矿作用与地热流体对流体系有关。浙江遂昌银坑山金银矿床和浙江龙泉八宝山金银矿床等构成隶属于太平洋矿带亚洲分支岛弧型金矿成矿域内之“我国东南沿海金矿成矿区”的一部分。

据以上对浙江火山岩区主要金矿床成因类型的认识和分析，则该区燕山期浅成火山热液型金银矿床受火山构造带、断裂构造和火山机构的控制。重要的是，产于陈蔡群变质岩中的银坑山大型金银矿床，如持有“变质热液”成因观点或“早期变质作用成矿、晚期岩浆火山热液叠加”成因观点，则金银的成矿时代为前寒武纪（或前泥盆纪）或两个成矿时期，即前寒武纪（前泥盆纪）加燕山期。在地区上找矿方向则迥然不同：采用“变质成矿论”指导找矿则应在大片陈蔡群变质岩区寻找靶区；采用“变质-火山叠加成矿论”则应在大片陈蔡群变质岩区中有小范围磨石山组火山岩叠加地区找矿；采用笔者等主张的“浅成火山热液成矿论”则宜在大片火山岩区内有小块陈蔡群变质岩出露地区（构造窗），在那些主要受火山构造带、断裂构造和火山机构控制的部位找矿。我们认为，浙江火山岩区“浅成火山热液”金银矿床的形成与分布受大地构造、矿田构造类型、构造位置、岩浆建造和岩相以及蚀变作用的制约。形成该区金银矿床有利的大地构造位置为大陆边缘火山岛弧带，由此笔者等推论浙东南沿海及邻近地区（如绍兴-遂昌-龙泉-庆元成矿带和浙东南沿海成矿带可望找到“银坑山式”新的大型金银富矿床）比浙西成矿带有利（可能只找到缺失火山岩和次火山岩而产在火山带基底岩块边缘的“罗山”小型金银矿化）。找矿有利的矿田构造类型为强烈分异的穹形和块状隆起（由基底断块

出露，各火山构造被地垒、地堑、补偿拗陷等复杂化），如处于火山拗陷中之隆起地带的遂昌金银矿田中发育有具不明显火山岩壳（厚度不大）之基底岩石及次火山岩中的大型金银矿床。有利的容矿构造主要为区域性高角度正断层及其侧羽状裂隙，如遂昌银坑山 F_1 正断层及其派生侧羽状裂隙即为银坑山金银矿床Ⅲ、Ⅳ号矿体之导矿和容矿构造。适宜的含矿岩浆建造为钙碱系列（ K_2O 与 Na_2O 之和达8~9%、 K_2O/Na_2O 比值多大于1，并可高达50）的分异显著之斑状火山岩系列（钾质酸性喷出岩及次火山岩），多沿大陆边缘和岛弧发育。对成矿作用有利的岩相则为熔岩、凝灰熔岩、火山碎屑岩、古火山机构造成的内部裂隙侵入体和后期覆盖的裂隙侵入体、喷出岩体、次火山岩体、岩株、岩脉以及爆发角砾岩体等。

结合浙江火山岩区地质背景和已知金银矿（矿化点）分布的情况，笔者等认为寻找最有远景“银坑山式”大型金银富矿靶区应在火山拗陷的隆起地带，即上侏罗统磨石山组火山岩系盖层不厚、小面积出露下伏前寒武系陈蔡群变质岩系（系断块隆起）且火山机构发育（特别要注意环状及放射状构造裂隙）的地区。在火山岩盖层及基底变质岩中发育的铅锌矿脉多金属硫化物脉及黄铁矿脉可能为与金银矿脉同源但不同期的产物，可应用“银坑山式”矿床在空间垂直分带方面之“上贱（金属）下贵（金属）”和“上贫”（含金低）下富（含金高）的规律找矿。因此推测，银坑山式金银矿床较佳的找矿远景地区为遂昌、板桥、高亨、龙泉、庆元等地小面积变质岩断块出露地区。

关于该区较有远景的“八宝山式”金银矿床，笔者等认

为应在火山洼地边缘发育有厚度巨大的磨石山组富晶屑熔结凝灰岩或碎斑流纹岩的破火山口地区寻找。如八宝山、霹雷尖、板桥、下坞、仓岱等都是进一步找矿的靶区。特别是龙泉八宝山与遂昌之间为矿化集中区，西屏-庆元火山岩断陷带中也有可能找到具有工业意义的“八宝山式”金银矿床。此外，弄坑、局下、小明源、西溪、宦塘等地都具有找到“八宝山式”金银矿床的远景，龙泉八宝山金银矿床深部还可能有所发现。

“大岭口式”金银矿床和“五部式”含金的铅锌银矿床则在浙东南沿海及邻近地区具有较佳的找矿前景。虽然“大岭口式”矿床独立金矿体规模较小和“五部式”矿床铅锌银矿石伴生金的品位不太高，但往往由于矿床总体规模非常大而导致贵金属的储量很可观。因此，应注意利用此类矿床所特有的“上贵（金属）下贱（金属）”垂直分带规律找矿。比如浙江瑞安、温州、青田、黄岩、三门、天台、宁海、定海以至舟山群岛都有找到此类矿床的前景。而且还应该对区内已知的大中型铅锌矿床（如龙王山、五部、抱店、英山、龙珠山等矿）进行金银复查（先组合样、后单样化验，求出贵金属储量）补充勘查工作。我们预期完全有可能在浙江找到新的大型伴生金矿床。关于Ⅱ式古浅成火山热液型铜金矿床，在绍兴平水、中嵛、寺坞岭、诸暨璜山、桐树林、型塘、石门玉、寺前、黄山后洞源等亦有良好的找矿远景。

最后应指出，虽然“罗山式”、“弄坑式”、“柏崖式”金银矿化的经济意义较小，但不排除找到可供地方工业利用之中小型富矿的可能。另外，由于浙江火山岩区受到不同程度的剥蚀作用，将部分含金物质转入砂砾，故该区还可

能发现具有工业价值的砂金矿床。如浙江新安江上游淳安境内即有砂金产出。我们认为应该重视“金源区”附近及其下游的砂金找矿工作。

二、陕西二台子金矿床找矿矿物学研究

(一)陕西二台子金矿床地质概况

陕西二台子金矿床位于秦岭地轴以南之秦岭地槽印支褶皱带北缘，主要赋存于泥盆系底部的古道岭组上部碳酸盐类岩石中，对金矿成矿作用有利的岩石为白云岩质角砾岩、蚀变大理岩、结晶灰岩和钙质灰岩等。矿体本身具有较强的多期矿化蚀变（以硅化、白云石化为主，重晶石化、钠长石化、铁碳酸盐化、绢云母化次之）外，矿体外侧岩石不具明显的蚀变。已知金矿体主要受东西向断裂控制。在东西向断裂与北东或北北东向断裂交汇处形成南东向侧伏的柱状金矿体；也可严格受北东向构造带或背斜鞍部之构造剥离空间控制，形成沿倾斜往往尖灭再现、膨大缩小、延深大于延长、规模小而富的铜金矿体。金矿床西南侧之水岔沟脑和钩鱼沟脑一带有印支期辉绿岩出现，岩体只含痕量金，围绕岩体成环带状分布的角砾岩含金均甚少。

矿石按成分和构造来划分，主要可分为浸染状金矿石、角砾状金矿石（角砾成分为蚀变白云岩、钙质粉砂岩等。胶结物为碳酸盐、石英等）、网脉状含铜金矿石和角砾斑杂状、致密块状含金铜矿石等矿石自然类型。另还可见到少量斑点状金矿石。矿石结构以各种凝胶再结晶结构和填隙交代结构为主。特别发育细粒黄铁矿的晶粒内部胶环结构和凝胶聚晶再结晶晶面堆砌边结构。矿石矿物成分主要为黄铁矿、自然

金、自然银、砷黝铜矿、毒砂、镍和钴的硫化物、辰砂、闪锌矿、黄铜矿、辉铜矿、白铁矿、石英、方解石、含铁白云石、重晶石、绢云母、钠长石等、氧化造矿矿物有褐铁矿、孔雀石、蓝铜矿、铜绿矾、高岭石、自然银及钴华等、角砾状金矿石中金主要与黄铁矿连生，多为超显微金和显微金。在胶结物中有极少量较粗大的单体金（部分为透明脉石矿物镶嵌在一起的“明金”）。94%以上的自然金粒径为0.072~0.001mm或更细。极少量粒度较大，最大可达0.72 mm。金的纯度较高，成色可达950以上，自然金只含极少量的铋和银。

关于该区金矿床的成因存在三种不同看法：(1)岩浆热液成因；(2)沉积-热液叠加复式成因；(3)系“卡林型”渗流热卤水成因。

(二)陕西二台子金矿床找矿矿物学研究

1. 主要矿物的标型特征

(1) 黄铁矿 在美国内华达州卡林金矿田内几个著名的金矿床（Carlin、Cortez、Getchell）中、金除了少量与毒砂有关之外，主要是与黄铁矿有关。有意义的是，含金最富的为微粒黄铁矿（粒径小于0.005mm，含金可高达4200g/t），其次是大颗粒的黄铁矿（中心部分含金可达700—900g/t，边缘部分含金可达1500g/t）。这些与金密切有关的黄铁矿，其最显著的特点是含砷很高，一般可达2.25%，上述微粒黄铁矿含砷最高可达7.4%，大颗粒黄铁矿也含砷0.29%，而未蚀变、未矿化之沉积岩中的黄铁矿含砷仅0.05%。这反映出卡林型金矿床黄铁矿在其独特的形成条件下造成的特点。

另据最近文献报导，绝大多数含金黄铁矿中有砷，且砷-金在黄铁矿中呈线性正相关关系。

该矿床金矿石中含金黄铁矿以细粒五角十二面体晶习为主（含金70.2~149.3g/t），围岩中黄铁矿则为较粗粒的立方体晶习或呈不规则形态（含金多在0.1364到0.72g/t之间）。前者（Py_I）总体视觉光泽暗淡、显灰绿色，后者（Py_c）则光泽较强，显较亮的浅黄色。其它标型特征数据如表3-11、表3-12所示。

表3-11提供了该区黄铁矿化学成分资料。

表3-11 陕西二台子金矿床黄铁矿化学成分特征(1V_B%)

Fe	S	As	Ni	Co	Cu	Au	Zn	Sb	Pb	Ag	V	Tl	Mo	Ga	Ge	Sc
46.50	52.36	0.83825	0.0813	0.0444	0.0255	0.002787	0.0288	0.01609	0.0107	0.00407	0.00272	0.00392	0.00219	0.00011	0.00011	0.00052

表3-12 陕西二台子金矿床黄铁矿标型特征

黄铁矿 类型	化学成分特点(g/t)				晶胞棱 长 a_0 (Å)	绿光反射 率 R_{444} (%)	反射色 浓度 P_c	热电系数 α ($\mu V/^\circ C$)	相对 密度	红外吸 收光谱 特征
	As	Co	Ni	Au						
Py _I	16211	643	1208	55.4	5.4175 ~ 5.4179	50.72	0.200	-136.4 ~ -190.4	4.85 ~ 4.88	远红外光 吸收性较 强，有四 个吸收 峰，特征 峰位于 417 cm^{-1}
Py _c	554	245	418	0.382	5.4171 ~ 5.4172	53.70	0.131 ~ 0.132			远红外光 吸收性较 弱，只有 二个到三 个吸收 峰，特征 峰位于 428, 423, 413 cm^{-1}

表3-12列出了该区黄铁矿某些重要标型特征的资料, 从数据中分析得知, 黄铁矿除了由于含镍、钴可增大它的单位晶胞参数 a_0 外, 含砷也能使 a_0 值增大。该矿床含金较富的细粒黄铁矿(Py_f)平均的 a_0 值为 $5.4175 \sim 5.4179 \text{ \AA}$ (纯黄铁矿 a_0 值为 5.4170 \AA), 反映含砷较高; 而含金较低的粗粒黄铁矿(Py_c)平均 a_0 值为 $5.4171 \sim 5.4172 \text{ \AA}$, 反映含砷较低。

(2) 石英 该矿床石英系硅化交代作用的产物, 有早、晚两期蚀变。晚期硅化作用与金矿化、含金黄铁矿化、碳酸盐化作用密切, 与自然金、含金黄铁矿(Py_f)、方解石或含铁白云石一起产于金矿石和含金角砾岩中。其主要标型特征数据见表3-13。

表3-13 陕西二台子金矿床石英的标型特征

矿床类型	化学成分特点(g/t)							红外吸收光谱特征
	Al_2O_3 (%)	K_2O (%)	Na_2O (%)	Au	Ag	As	Cu	
该矿床含金晚期石英	3.21	未测	未测	0.1	1.5	100	300	红外吸收性弱($800 \sim 796 \text{ cm}^{-1}$ 吸收峰弱, 特征峰位于 510 cm^{-1} 位置并特别弱)
岩浆热液石英脉型金矿床含金晚期石英	0.014 ~ 0.11	0.068	0.088	5	5	100	400	未测
变质热液石英脉型金矿床含金晚期石英	0.378 ~ 0.607	0.027 ~ 0.049	0.066	未测	3		20 ~ 100	红外吸收性较弱($800 \sim 796 \text{ cm}^{-1}$ 峰较弱或中度, 特征峰位于 510 cm^{-1} 位置并较弱)
云英岩型矿床早期无矿脉石英							50	红外吸收性较强($800 \sim 796 \text{ cm}^{-1}$ 峰特强, 特征峰位于 513 cm^{-1} 位置并比较强)

石英中杂质元素含量特征对于评价脉石英的含矿性具有重要的意义。对于含金性较好的石英来说,其中结构铝的含量较高。在石英中,由于类质同象混入物代替作用,结构铝代替硅需要钾、钠、锂、氢等加入才能平衡: $\text{Si}^{4+}-\text{Al}^{3+}+(\text{Na}^+, \text{K}^+, \text{Li}^+, \text{H}^+)$ 。因此,在金矿床中的脉石英在含结构铝较多的同时还含有较多的 Na_2O 、 K_2O 、 Li_2O ,即具有较高的碱质浓度。本矿床含金石英的 Al_2O_3 、Au、Ag、As、Cu等含量和其他对比矿床的资料列于表3-13,由该表资料可以看出,本矿床与金矿化关系密切的晚期石英和云英岩型矿床含矿石英及无矿石英对比具有 Al_2O_3 、Ag、Au、As、Cu含量较高的特点。本矿床含金石英与岩浆热液石英脉型金矿床石英-金-硫化物建造中的含金石英及变质热液石英脉型金矿床中含金石英对比,均具有较高的 Al_2O_3 含量。由于含金石英在化学成分上比较复杂,使其红外吸收性较弱。

该矿床石英中少量液相包裹体具有个体细小(一般都小于 $3\mu\text{m}$)、形状不规则(呈不规则多面体、柱状体)、气液比低(3~10%为主、15~20%者极少)、未见子矿物(反映含盐度较低、具大气水特征)以及另有纯液相(一相)包裹体等特点。均一温度为160、165、192、198、233、234℃,它与典型岩浆热液斑岩型矿床中无金石英的包裹体特征(个体较大(10~15 μm 者居多)、形状较规则、气液比高(40~70%者居多、25~30%者较少)、有NaCl子矿物(反映含盐度较高)、无纯液相(一相)包裹体)明显不同。它和老变质岩中金矿脉内的含金石英相比,后者以(气)液相包裹体含量较多、并普遍具有液态 CO_2 、气液比较高(10~25%)与之区别。从上述石英包裹体研究提供的信息可以推测本矿床

石英为不同岩浆热液和变质热液成因的渗流热卤水热液成因之石英。

(3) 砷黝铜矿 该矿床砷黝铜矿系铜金矿石、含金铜矿石的主要矿石矿物之一，它的特征列于表3-14。从表3-14资料可以看出，该矿床砷黝铜矿较之纯砷黝铜矿具有 α_0 值较大、反射率较高、红外吸收性较强的特点，这与其化学成分上含少量锑和铁有关。其热电系数为高负值反映其含金量较高。

(4) 重晶石 该矿床重晶石分布较为广泛，多呈网脉状、团块状、巢状集合体产出，且常与金铜矿化伴生。重晶石多呈板状集合体，单体粗大。其主要标型特征资料见表3-15。

2. 矿床成因分析

前已述及，对该矿床的成因有三种不同的看法，现根据矿物学研究提出的成因信息对该矿床的成因类型探讨如下：

(1) 指示矿床热液成因的标型特征 ①该矿床6件黄铁矿样品(矿石和围岩各3件)平均含Sb 160.9g/t、Cu 255 g/t、Zn 288g/t、Pb 107g/t以及Ga、Ge各1.1g/t(中温热液金矿床黄铁矿含锑114g/t、Cu 99.4g/t、Zn 134 g/t、Pb 70g/t和镓、锗含量较为丰富)。该矿床重晶石贫锰(仅30g/t)(热液重晶石含锰40g/t以下)。石英中银、金、砷、铜含量较高(Ag1.5g/t、Au0.1g/t、As 100g/t、Cu 300g/t)(岩浆热液金矿床中石英含Ag 5g/t、Au 5g/t、As 100g/t、Cu 400g/t)。②该矿床含金黄铁矿、晚期硅化石英、砷黝铜矿、重晶石的包裹体爆裂曲线均有明显突出的峰形，并具有较高的爆裂频次数，反映成矿时矿液的丰度和矿化强

表3-14 陕西二台子金矿床中砷铜矿的标型特征

矿 物	化学成分特点(%)						晶胞棱长 $a_0(\text{\AA})$	单色光(nm)反射率R(%)				热电系数 α ($\mu\text{m}/^\circ\text{C}$)	相对密度	红外吸收光谱特征
	Cu (Ag)	Fe	Zn (Hg)	As	b	S		480 (460)	546 (540)	589 (580)	656 (644)			
本矿床砷 铜矿 (含金 11.9克/ 吨)	41.64 (0.011)	8.82	0.61 (0.017)	19.23	2.12	27.46	10.225	31.14	30.53	29.46	(27.87)	-327	4.43	红外吸收性较强。 有344、320、277、 257、242 cm^{-1} 五 个吸收峰，峰线较 陡
含铁砷铜 矿	45.5	4.7		21.6		28.3		28.4			(27.3)(28.1)(24.2)	合金较贫： -100到 -130含 金较富： -300 不含金： +140到 +400(黝 铜矿族)		
含铁砷铜 矿	41.71	4.91	3.75	18.86	1.74	27.82	10.220							
纯砷铜 矿	50.3	0.4		19.4	1.3	28.4	10.190	(29.7)	(29.5)	(28.8)	27.9	+121.3 到+227 (云南产 不含金黝 铜矿)	4.60	红外吸收性较弱。 只有与344、320、 242 cm^{-1} 相当的三 个吸收峰，峰线较 平缓(纯砷铜矿)
	51.57			20.26		28.17								

表3-15 陕西二台子金矿床重晶石的标型特征

矿床类型	化学成分特点(重量%)					相对密度	红外吸收性特征	硫同位素组成特点($\delta^{34}\text{S}\%$)	包裹体特点
	Sr	Ca	Pb	Mn	Cu				
该矿床含金重晶石	1~10	4.04	≤ 0.001	0.003	0.003	4.426	红外吸收性较弱,四个特征带都弱, 450cm^{-1} 几乎没有显示,吸收峰 $986-1080\text{cm}^{-1}$ 一段峰线平缓、弯曲	富集重硫 $\delta^{34}\text{S}$ 为 $+24.62\sim+27.05\%$, 分散值较小 (2.43%)	热裂效应明显,具峰形宽峰线直的单峰正态曲线,包裹体形状较不规则,气泡液比较低,未见子矿物,个体较大
层控型矿床重晶石(锡矿山、施秉、大西沟)	1~10 — 4.57	1~10 — 4.61	0.001 ~0.1 0.003	0.0013	0.001			$\delta^{34}\text{S}$ 值为 $+32.33\%$ (锡矿山)	爆裂曲线峰形窄狭,峰高较低,热裂效应较弱
斑岩型矿床岩浆热液重晶石(灵宝)	0.35	未测	0.6	0.004	0.020	>4.5	红外吸收性较强, $986-1080\text{cm}^{-1}$ 一段峰线较陡直		包裹体形状规则,个体较大 ($2\sim 9\mu\text{m}$ 为主) 气泡比较大高 ($10\sim 15\%$)
沉积型重晶石(广西来宾)	未测	0.04 ~ 0.06	0.002 ~ 0.003	0.0125	0.003			富集重硫, $\delta^{34}\text{S}$ 为 $+22.0\sim+31.6\%$, 分散值较大 (9.6%) (湘博沉积岩)	热裂效应极弱,爆裂曲线无清晰形态,难以判读拐点爆裂温度值

注:表中横线之上为数值范围,之下为平均值。包裹体爆裂测温系西南冶金地质研究所岩矿室分析,硫同位素分析由中国地质科学院矿床所同位素地质研究室进行

度甚高。黄铁矿的爆裂温度为 $260\sim 280^{\circ}\text{C}$ 、与含金黄铁矿密切共生之石英的包裹体爆裂和均化温度为 $160\sim 234^{\circ}\text{C}$ 、重晶石为 $152\sim 280^{\circ}\text{C}$ 、含铁白云石和方解石等碳酸盐矿物为 $162\sim 218^{\circ}\text{C}$ 。包裹体中除了有大量液体（一相）包裹体外都有少量（气）液相包裹体。

（2）指示矿床不属于典型岩浆热液成因的标型特征

①该矿床黄铁矿含 Co 444 g/t、Ni 813 g/t、Co/Ni 值为 0.546、Se 5.2 g/t、（典型岩浆热液成因黄铁矿平均含 Co 60.6 g/t、Ni 22.6 g/t、Co/Ni 值大于 1、Se 20~50 g/t）。由于钴、硒含量都较低，Co/Ni 值远小于 5，故不属于典型火山热液成因（Co > 1000 g/t、Se > 56 g/t、Co/Ni 值远大于 5）。该矿床重晶石贫铅、富铋、贫铜亦与岩浆热液成因重晶石（富铅、贫铋、富铜）不同。该矿床自然金的成色高达 950 以上（微含铋、银）也标示不属于典型火山热液成因（自然金成色为 657~750）。该矿床重晶石贫铅也与典型岩浆热液成因重晶石的标型特征（富铅）不符。②该矿床石英、碳酸盐、重晶石中（气）液相包裹体具有个体细小（一般小于 $3\mu\text{m}$ ）、形状不规则、气液比低（3~8% 为主）的特点。典型岩浆热液矿床中包裹体个体较大（2~9 μm 为主，另有少数 10~18 μm 的二相气液包裹体、形状较规则、气液比较高——石英 40~70% 者居多、25~30% 者较少，重晶石 10~15%）。另黄铁矿、石英、砷黝铜矿、重晶石包裹体起爆温度至爆裂温度区间之热裂效应均不强烈，表明矿物形成后的热液改造作用微弱（典型岩浆热液矿床这种改造作用较强）。

（3）指示与沉积矿床有某种程度相似的标型特征 ①该

矿床黄铁矿含V 27.2g/t、Mo 21.9g/t(沉积黄铁矿含V、Mo较富)、Co/Ni<1、重晶石贫铅、富铋、贫铜(0.003%)。

②本矿床硫同位素组成特征:8件黄铁矿样品 $\delta^{34}\text{S}$ 值为+6.1~+18.5‰,平均值为+11.43‰、2件砷黝铜矿为+13.9‰和+14.4‰、黄铜矿为+10.9‰、2件重晶石样品为+24.62‰和27.05‰,具有富集重硫、趋向离散、不同矿物之间硫同位素组成不平衡(平衡时则由黄铁矿→黄铜矿、砷黝铜矿其 $\delta^{34}\text{S}$ 值依次下降)的特点。

(4) 指示与沉积矿床不同的标型特征 ①该矿床黄铁矿含Ag仅40.70g/t、Ni 813g/t(沉积黄铁矿含Ag 200~1542g/t、Ni大于3500g/t)。重晶石富Ca(4.04%)、贫Mn(沉积重晶石含锰125g/t)。②该矿床石英、重晶石、碳酸盐矿物、含金黄铁矿、含金砷黝铜矿的包裹体热裂效应明显,具二相气液包体,矿物形成温度多在200℃以上(典型沉积成因则爆裂曲线无清晰形态,难以判读拐点爆裂温度值、无二相气液包体和形成温度至少低于200℃)。③该矿床硫同位素组成在单个矿床范围内离散不太大,黄铁矿为12.4‰、砷黝铜矿为0.5‰、重晶石为2.43‰(如沉积型重晶石离散值达11.6‰)。而且黄铁矿等硫化物无生物硫源(特别富集轻硫)(沉积成因黄铁矿 $\delta^{34}\text{S}$ 有高负值)。

(5) 指示成因特点介于内生岩浆热液矿床和外生沉积矿床之间的标型特征 ①该矿床黄铁矿的S/Se值为100692(岩浆热液矿床多为9000~13000、沉积矿床多为250000~500000)。②该矿床黄铁矿的Ag含量为40.7g/t(中温热液金矿床为0.6g/t、沉积矿床为200~1542g/t)。③该矿床矿石和围岩中黄铁矿平均含As 0.83825%、矿石中黄铁矿含As 0.502~

3.1813% (平均高达1.6211%), 与成矿特点介于岩浆热液矿床和沉积矿床之间的美国内华达州卡林金矿田内几个大型、特大型金矿床黄铁矿的标型特征(一般含砷2.25%)相符。

此外, 在金矿石的人工重砂样品中我们发现与岩浆活动无直接成因联系的极少量辰砂产出(X光粉晶照相强谱线为3.35、3.15、2.85、2.06、1.978、1.73、1.672和1.30 Å)。综合考虑到油田水、深地层水含钡甚高(较海水高1~4个数量级)、某些地区碳酸盐岩石中重晶石的形成可能是与所谓“非岩浆含矿溶液”的“渗流热卤水”有关, 我们认为该矿床可能属于介于内生岩浆热液成矿作用和外生沉积成矿作用之间的“渗流热卤水热液矿床”。即在地下形成的富含氯、钠、钡、砷、硫等高纯度氯化物热卤水(SC^{2-}/Cl^{-} 值及 HCO_3^{-}/Cl^{-} 值均小于0.01、总矿化度达20~30%、水温44~370℃)在热能等驱动之下长期由高压区向压力释放区运移渗流过程中溶滤围岩中的Au、Cu、Hg等重金属使之呈重金属氯化物等形式作长距离迁移。在断裂带内由于能量突然释放(如压力、温度急剧降低)、与浅地层水混合(还可使矿液盐度降低)以及和围岩中碳酸盐矿物、含碳矿物发生化学反应(交换、交代反应——围岩中减少碳酸盐等而增加石英和黄铁矿)等, 导致重金属络合物在角砾岩化的白云岩, 蚀变大理岩、结晶灰岩等有利岩石中分解、沉淀重金属经过胶体阶段富集成矿。在热液沸腾时可变为富含 H_2SO_4 的热水, 下降时淋滤下伏岩石中的碳酸盐矿物重新析出晚期的方解石, 和钡结合形成在矿床中普遍分布的重晶石。因此, 该矿床的成因类型应属“渗流热卤水型热液矿床”。其主要地

质特征可与美国产于沉积岩中的“卡林型”金矿床类比。同时由于该矿床片状自然金中具有“超微细孔隙”和沿(111)面滑移堆积、层错形成之“生长阶梯”(平行片状金长轴的宽度仅为 $0.2\sim 0.5\mu\text{m}$ 之微细沟槽和突起)标示本矿床系在近地表条件下形成(深成金矿床不具以上超微细结构)。

3. 远景评价问题讨论

(1) 辉绿岩分布区找金远景讨论 该矿床铜金矿化与印支期辉绿岩有无成因联系问题对于矿区西南侧水岔沟脑和钓鱼沟脑一带远景评价关系极大。笔者们对钓鱼沟脑北坡12号槽辉绿岩中采集之黄铁矿样品进行矿物学研究发现其与本矿床铜金矿体中上述渗流热卤水成因之黄铁矿的标型截然不同:含Co 3651g/t、Ni 1022g/t、Co/Ni值为3.57、Cu 6355g/t、As 3115g/t、Au 1.82g/t, 这种黄铁矿的标型特征与岩浆作用有关之黄铁矿的标型特征(Co、Ni含量都高于1000 g/t、Co/Ni值大于1)相符。由于辉绿岩中黄铁矿含Au仅1.82g/t, 辉绿岩和沉积岩接触带上之角砾岩中的黄铁矿含Au仅0.4004g/t, 可说明本矿床辉绿岩分布的水岔沟脑、钓鱼沟脑一带金矿化远景不佳。

(2) 石煤层中金矿化的评价 该矿床16km外的陈家沟, 于下寒武系底部炭质千枚岩石煤层中, 在构造破碎带中有铜的矿化。过去曾采过15件样品, 有1件含金达5.4g/t。但是我们采样(ϵ -Py)研究发现黄铁矿 $\delta^{34}\text{S}$ 值特别高(+25.1‰), 具有沉积硫酸盐硫源的特征。又由黄铁矿(ϵ -Py)爆裂测温研究结果表明其整个爆裂效应均不强烈、拐点爆裂温度无法确定, 也可指示其沉积成因。但其起爆温度甚高($240\sim 260^\circ\text{C}$), 似表示其沉积后又受到“热卤水热液”的叠加改

造作用（若系岩浆热液叠加改造，则其热裂效应与典型岩浆热液矿床无异）。由 ϵ -Py含Ni 496g/t、Co 157g/t、Ni/Co值为3.16，As 431g/t也可以说明其不同于“单纯热卤水成因”（Ni/Co值为1.83）而系“沉积-热卤水叠加复式成因”。关于陈家沟矿化点找金远景评价问题，黄铁矿（ ϵ -Py）未检出金而只在碳质物（ ϵ -C）中含微量Au（0.29g/t），估计此微量金可能是由有机质吸附作用造成。沿断层破碎带发育的浸染状黄铁矿不含金和含砷甚少，表明此矿化点找到卡林型金矿的远景欠佳（一般黄铁矿每吨含金几十克可望找到独立金矿床、每吨几克为伴生金矿床、小于0.1g/t则找金矿的远景不佳）。

（3）大理岩中锑矿点金矿化远景探讨 对于区域范围内的马鹿坪产于方柱石大理岩中锑矿点金矿化远景问题，由于属热卤水成因之Ma-Py-2黄铁矿样品含Au仅0.275g/t、As含量也不高（716g/t），加上该矿点辉锑矿（Ma-1-Sb样品）含Au仅1.716g/t，也表明该锑矿点的金不具工业意义（金矿床中辉锑矿平均含Au高达110g/t、最低不低于4g/t，而铅、锌、汞、锑矿床中的辉锑矿平均只含Au 0.96g/t、最高不超过3.4g/t）。

（4）金矿化与铜矿化的关系 关于金矿化与铜矿化的关系，这涉及1号金矿体和10号铜金矿体的关系问题以及矿区外围铜矿中金的远景评价问题。我们认为该区以砷黝铜矿为主的铜矿化和金矿化一样都属于“渗流热卤水热液成因”的矿化。可能金矿化生成在前、铜矿化生成在后，铜矿化叠加于金矿化之上。有些地段铜矿化叠加作用极为微弱（如1号金矿体T₃平硐），有些地段铜矿化叠加作用十分强烈（如

10号铜金矿体，含Cu 1~30%、平均13%），有些地段介于中间状态（如483钻孔）。鉴于这三种典型地段的黄铁矿和砷黝铜矿的成因标型特征基本相同，故都同属“渗流热卤水”成因，是同一种成矿作用的产物。因此，在矿区外围以砷黝铜矿为主要矿石矿物的铜矿点，金非常可能具有工业意义，故应该充分重视进行金的地质找矿评价工作。

4. “二台子”式金矿床矿物学找矿标志

(1) 矿物的外表特征标志 如光泽暗淡、显灰黄绿色之细粒五角十二面体（不是亮浅黄色的粗粒立方体）黄铁矿、条痕黑色（不是黑褐色）的砷黝铜矿有利于寻找“卡林型”金矿。黄铁矿具晶粒内部胶环结构和凝胶再结晶变晶以及本矿床特征的矿石填隙交代结构也是重要标志。

(2) 矿物化学成分标志 含一定数量结构铝和相应的碱质以及银、金、砷、铜等杂质（不是成分纯净）的石英、含砷高、Co/Ni值小于1（不是含砷低或Co/Ni值大于1）的黄铁矿、富锗钙而贫铅铜锰（不是富铅贫锗）的重晶石和富铁铜贫锌银（不是富锌银、贫铜铁）的砷黝铜矿有利于寻找“卡林型”金矿。

(3) 矿物晶胞参数标志 a_0 为10.220~10.230 Å（不是小于10.220 Å和大于10.240 Å）的砷黝铜矿、 a_0 为大于5.4175 Å（不是小于5.4175 Å）的黄铁矿和 a_0 大于4.0775 Å（不是小于4.0772 Å）的自然金有利于寻找“卡林型”金矿。

(4) 矿物物理性质标志 主要有以下几项定量数据：

①反射率：绿光反射率 R_{548} 小于51%（不是大于54%）的黄铁矿。

②颜色指数：浓度 P_c 值高达0.2(不含金的0.131左右)之黄铁矿。

③热电系数 α ： α 为 $-100\mu\text{V}/^\circ\text{C}$ 以上之电子导型(不是空穴导型)的黝铜矿族矿物。

④相对密度：相对密度小于4.5(不是大于4.5)的重晶石和相对密度值小于4.6的砷黝铜矿。

⑤红外吸收光谱：红外吸收性较弱的石英、重晶石和红外吸收性较强的黄铁矿和砷黝铜矿。

再结合包裹体研究和同位素地质研究资料就可确定矿床是否属于“卡林型”金矿床并评价其含金性远景。总之，可以认为，含一定结构铝、碱质及Ag、Au、As、Cu杂质、红外吸收性较弱、包裹体气液比低(3~10%为主)并特别细(小于 $3\mu\text{m}$)的石英；光泽暗淡、灰绿黄色、低反射率、高颜色浓度、强红外吸收、较大晶胞参数、热电系数为高负值、富集重硫同位素的细粒五角十二面体含砷黄铁矿；相对密度较低(低于4.5)、红外吸收性较弱、贫铅、铜、锰，富锑、钙的含金重晶石和热电效应系电子导型、 α 为高负值、红外吸收性较强、相对密度较低(低于4.6)、富集重硫同位素的含金铁砷黝铜矿是在我国西北地区寻找“渗流热卤水热液成因”之“卡林型”金矿床的重要矿物学标志。

三、河北下营房金矿床找矿矿物学研究

(一)矿床地质概况

该区处于天山、阴山纬向构造与新华夏系构造带在平泉斜接之复合部位的南侧，兴隆-宽城凹陷东北部及龙须门中生代断陷盆地的东北边缘。区域地层有太古界迁西群、震旦

系、寒武系、奥陶系、侏罗系髻髻山组以及第四系等。区域构造主要为东西向及北东向构造带，形成东西-北东东-北北东的构造联合弧。区域岩浆活动频繁而强烈，以燕山期的中酸性岩浆活动为主，与之有关的金、银、铜、铅锌矿化带多集中在弧形断裂带的两侧。

矿区赋矿地层有前震旦系（斜长角闪片麻岩，含Au 0.029ppm）、震旦系高于庄组（含锰燧石条带白云岩、含金甚微）、震旦系常州村组（石英砂岩及含砾石英砂岩，含Au 0.005ppm）。另外的含矿围岩为蚀变正长花岗斑岩（次火山岩相的花岗斑岩，含Au 0.018ppm）。矿区近矿围岩蚀变明显，除黄铁矿化以外还有硅化、绢云母化、高岭石化、方铅矿化、碳酸盐化等。金矿化类型按其产出岩石可分为蚀变次火山岩型（2号平硐PD2及71、31、32号钻孔等）、石英砂岩型（9号平硐PD9）、白云岩型（20号平硐PD20及8号钻孔等）。矿石中不透明、半透明造矿矿物有黄铁矿、银金矿、方铅矿、闪锌矿、黄铜矿、辉钼矿、砷黝铜矿、磁铁矿等，透明造矿矿物有石英、白云石、方解石等。矿石构造主要有脉状、细脉状、浸染状、条带状、块状、晶洞状构造等；矿石结构以各种结晶结构和溶蚀交代结构为主，也有变晶结构和压力结构。

（二）找矿矿物学研究

1. 主要造矿矿物的标型特征

（1）黄铁矿 表3-16、表3-17、表3-18分别列出黄铁矿的化学成分、晶胞参数、物理性质、包裹体及同位素组成特征。

（2）石英 表3-19、表3-20、表3-21、表3-22分别列出该矿床石英的化学成分、晶胞参数、物理性质及包裹体特征

表3-16 下营房金矿床黄铁矿的化学成分和晶胞参数

矿物(样号)	常量元素(%)		微量元素(ppm)							晶胞参数 $a_0(\text{\AA})$
	Fe	S	As	Co	Ni	Tl	Au	Ag	V	
黄铁矿 (PD-2-Py)	46.371	53.393	590	1084	35	0	197	152	11	5.41755
黄铁矿 (PD-9-Py)	46.416	53.528	460	37	28	0	14.2	390	12	5.41752
黄铁矿 (PD-20-Py)	46.885	52.957	100	1033	423	0	<10	17	<10	5.41798

表3-17 下营房金矿床黄铁矿的物理性质特点

矿物 (样号)	在单色光(单位为nm)下的 反射率(%)				维氏硬度值 (kg/mm^2)		热电系数 $\alpha(\mu\text{m}/^\circ\text{C})$	相对 密度	红外光谱 吸收峰 (波数 cm^{-1})
	480	546	589	644	Hv_{100}	Hv_{200}			
黄铁矿 (PD-2-Py)	49.19	54.65	55.01	55.72	1048	1061	-154.325	5.12	415, 417; 345, 348; 292
黄铁矿 (PD-9-Py)	48.41	53.63	54.41	55.31	1059.5	1143.5	-192.095	5.08	418; 348, 349; 294
黄铁矿 (PD-20-Py)	48.60	53.14	55.08	55.46				5.19	420; 350; 295

表3-18 下营房金矿床黄铁矿的测温及同位素组成特征

矿物(样号)	同位素组成特征				$\delta^{34}\text{S}(\text{‰})$	爆裂温度 ($^\circ\text{C}$)(未经压力校正)
	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{208}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$			
黄铁矿 (PD-2-Py)	16.270	15.133	36.000		+2.4; +3.2; +4.3	260; 290; 293
黄铁矿 (PD-9-Py)	16.324	15.155	36.062		+4.6	305
黄铁矿 (PD-20-Py)					+7.4	244

表3-19 下营房金矿床石英的化学成分特点

矿物(样号)	SiO ₂ (%)	Al ₂ O ₃ (%)	K ₂ O (%)	Na ₂ O (%)	Li ₂ O (%)	Au (g/t)	Ag (g/t)	K ₂ O/ Na ₂ O	Li ₂ O/ Na ₂ O
石英 (PD-2-Q)	99.80	0.127	0.041	0.031	0.003	0.59	0.72	1.32	0.097
石英 (PD-9-Q)	99.87	0.033	0.040	0.050	0.002	0.01	0.00	0.80	0.040
平均	99.84	0.080	0.041	0.041	0.003	0.03	0.36	1.00	0.073

表3-20 下营房金矿床石英的晶胞参数

矿物(样号)	单位晶胞棱长 <i>a</i> ₀ (Å)	单位晶胞棱长 <i>c</i> ₀ (Å)	单位晶胞体积 <i>V</i> (Å ³)
石英(PD-2-Q)	4.91372	5.40504	113.01539
石英(PD-9-Q)	4.91303	5.40499	112.98280

表3-21 下营房金矿床石英的物理性质特点

矿物(样号)	相对密度	红外光谱特征吸收峰 (波数cm ⁻¹)	热发光峰 (°C)
石英(PD-2-Q)	2.74	2800~3000; 3640	220; 290
石英(PD-9-Q)	2.71	2800~3000; 3640	240; 340

表3-22 下营房金矿床石英的包裹体测试资料

矿物(样号)	爆裂温度(°C) (未经压力校正)	均一温度(°C) (未经压力校正)	盐度 (NaCl wt%)
石英(PD-2-Q)	316	270~532(主要为345~410, 气液比一般为20~30%)	—
石英(PD-9-Q)	270~305	120~310(多为150~240,气 液比一般为3~8%)	3.6~5.2
石英(PD-20-Q)	390	—	—

资料。

该矿床石英之包裹体中水的氢同位素组成 δ_D 为-81.8‰,氧同位素组成 $\delta^{18}O_{(H_2O)}$ 为+11.2‰。

(3) 银金矿 该矿床银金矿粒度较细(一般为0.01~0.12mm,个别达0.3mm),在黄铁矿、石英、闪锌矿中呈“包体金”产出,或在石英、黄铁矿颗粒间隙和裂隙中与方铅矿、闪锌矿、砷黝铜矿等成为“连晶”,呈“晶隙金”和“裂隙金”产出。个别情况下呈八面体细粒晶体,其化学成分经分析确定含Au 68.8%、含Ag 31%,还含有微量的Fe、Cu,成色为689.4。银金矿的 α_0 值为4.0820~4.0850 Å。该矿床银金矿具有“生长阶梯”、“生长孔隙”等浅成超显微结构,在单色光下测定,其反射率特征:480nm为55.41%、546nm为74.88%、589nm为79.23%、644nm为81.23%。

(4) 方铅矿 表3-23、表3-24、表3-25分别列出该矿物的化学成分、晶胞参数、物理性质、包裹体和同位素组成特征。

表3-23 下营房金矿床方铅矿的化学成分特点和 α_0 值

矿物 (样号)	Pb (%)	S (%)	As (%)	Sb (%)	Bi (%)	Fe (%)	Cu (%)	Au (g/t)	Ag (g/t)	晶胞参数 α_0 (Å)
方铅矿 (PD-2-Ga)	85.124	14.145	0.001	0.008	0.000	0.648	0.054		230	
方铅矿 (PD-9-Ga)	86.299	13.025	0.003	0.119	0.000	0.383	0.101	41	669	5.93270
方铅矿 (PD-20-Ga)	85.797	13.596	0.001	0.044	0.000	0.304	0.052	10	210	5.93462
平均值	85.740	13.589	0.002	0.056	0.000	0.445	0.069	26	367	

表3-24 下营房金矿床方铅矿的物理性质特点

矿物(样号)	相对密度	维克硬度值 $H_v(\text{kg/mm}^2)$	热电系数 $\alpha(\mu\text{V}/^\circ\text{C})$	红外光谱吸收峰 (波数 cm^{-1})
方铅矿(PD-2-Ga)	7.13	67.0	-447.37	1177; 1162; 1104
方铅矿(PD-9-Ga)	7.68	68.6		1178; 1165; 1103
方铅矿(PD-20-Ga)	8.64			1174; 1163; 1105

表3-25 下营房金矿床方铅矿的包裹体和同位素组成特征

矿物(样号)	爆裂温度($^\circ\text{C}$) (未经压力校正)	硫同位素组成 $\delta^{34}\text{S}$ (‰)
方铅矿(PD-9-Ga)	270	+1.6
方铅矿(PD-20-Ga)	260	+0.4

2. 矿床成因及找矿评价

前已述及, 该矿床主要有蚀变次火山岩型(PD-2)、石英砂岩型(PD-9)和白云岩型(PD-20)金矿化。燕山期次火山岩中之金矿化与后两种产于震旦纪沉积岩中之金矿化的关系问题以及后两种金矿化类型是否属于“产在沉积岩中的浸染型金矿床”(美国“卡林型”矿床)对于该地区的找矿评价工作十分重要。现据以上造矿矿物标型性研究成果来论证该矿床系浅成火山热液成因并总结出该地区的矿物找矿标型特征。

(1) 矿床成因探讨 笔者认为河北下营房金矿床系“浅成火山热液成因次火山岩型金矿床”而不属于“渗流热卤水成因”的“卡林型”金矿床的依据有:

①该矿床三种类型金矿化的造矿矿物黄铁矿之Co/Ni

比值为1.321~30.971、平均为4.475, 远大于1。此与浅成火山热液矿床中黄铁矿的成因标型特征(例如我国豫西某超浅成相次火山斑岩型矿床中黄铁矿的Co/Ni比值为4.52)一致, 而与渗流热卤水成因的“卡林型”金矿床中黄铁矿的成因标型特征(黄铁矿的Co/Ni比值小于1, 美国内华达州科特兹“卡林型”金矿床中黄铁矿的Co/Ni比值为0.666, 我国陕西镇安某“卡林型”金矿床中黄铁矿的Co/Ni比值为0.546)不符。

②该矿床金的成色相当低(为689.4成色的银金矿, 含Ag 31%, 与中、新生代浅成火山热液型金矿床的成因标型特征(金的成色为641~750, 含Ag 20~30.36%)吻合, 而与“卡林型”金矿床(金的成色在900以上, 含Ag 10%以下)不一致。

③该矿床三种金矿化类型金矿石中方铅矿具有富含铜、几不含铋、仅含极少量银和少量锑(Sb/Ag比值平均为1.51)的成因标型特征, 此与浅成火山热液成因之方铅矿(含Bi 0.0015%、Sb>0.025%)一致, 而与沉积成因方铅矿(Sb/Ag比值为6~6.7)以及渗流热卤水成因或沉积-热液叠加改造成因方铅矿(含Bi 0.0357%、Sb/Ag比值为2.42)不符。

④该矿床三种类型金矿石中黄铁矿含As仅0.01~0.059%、平均0.039%, 远低于“卡林型”金矿床中黄铁矿的含砷量(美国内华达州“卡林型”金矿床为0.29~7.4%、平均高达2.25%, 我国陕西镇安二台子“卡林型”金矿床为0.838%), 而与次火山岩型及斑岩型矿床(黄铁矿含砷0.013~0.2637%, 我国豫西银家沟超浅成相斑岩型多金属

硫铁矿、钼矿床中黄铁矿含砷0.00298%)相近。黄铁矿中含砷量反映在反射率上(含砷7%的黄铁矿之反射率显著降低—— $R_{54.6}$ 为46%、含As 0.838%的黄铁矿 $R_{54.6}$ 为50.72%)。该矿床黄铁矿的物理性质标型特征(反射率 $R_{54.6}$ 为53.14~54.65%)亦与“卡林型”金矿床不同而与斑岩型矿床($R_{54.6}$ 为55%)比较接近。此外,该矿床黄铁矿不含铊和含V低于11ppm也与“卡林型”金矿床(黄铁矿含Tl 39.2ppm、V 27.2ppm)不符。该矿床黄铁矿S/Fe比值为1.145,与亏硫较多的“卡林型”金矿床(S/Fe比值为1.126)及富硫的沉积矿床黄铁矿(S/Fe比值为1.166)不一致,而与微亏硫(纯黄铁矿S/Fe比值为1.148)的斑岩型矿床(S/Fe比值为1.145)相符。

⑤从该矿床造矿矿物黄铁矿、石英、方铅矿和闪锌矿的包裹体测温资料及黄铁矿平均含Cu 124、Pb 1243、Zn 837、Sb 340ppm,方铅矿含Cu 690ppm、闪锌矿含Fe 3.536%等数据分析下营房金矿床可能为中温热液型金矿床(黄铁矿含Cu 99.4ppm、Pb 70ppm、Zn 134ppm、Sb 114ppm;闪锌矿含Fe 3~10%)。

⑥该矿床石英包裹体中 $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O}$ 克分子比值为0.0231,与浅成火山热液矿床的特征($\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O}$ 克分子比值为0.02~0.03)相符。该矿床石英中包体水的氢同位素组成 δD 为-81.8‰、氧同位素组成 $\delta^{18}\text{O}_{(\text{H}_2\text{O})}$ 为+11.2‰,此与“卡林型”金矿床迥然不同(δD 为-153‰、 $\delta^{18}\text{O}_{(\text{H}_2\text{O})}$ 为+18.1到+21.8‰),而处在浅成火山热液型金矿床(δD 为-63.4到-108‰、 $\delta^{18}\text{O}_{(\text{H}_2\text{O})}$ 为+9.2到+17‰),范围

之内。表明该矿床系有大量大气水加入岩浆热液构成混合含矿溶液，在近地表环境氧逸度较高、温度较低条件下形成之火山岩次火山岩型金矿床。该矿床包裹体盐度资料（ NaCl 重量% 为3.6~5.2%）也证明成矿溶液系由岩浆水被大气水所冲淡，成为F-Ca-K-Na型矿液，不同于卡林型”金矿床的高纯度氯化物热卤水（Cl-Na-Ca型矿液）。据经验公式可计算出该矿床的成矿压力约为 $25 \times 10^6 \text{ Pa}$ 、成矿深度为0.8334km，即在浅成条件下成矿。该矿床银金矿的超显微结构（生长阶梯和生长孔隙）亦表明矿床形成深度很浅。而且石英砂岩型及白云岩型金矿化形成深度更浅于正长花岗斑岩型金矿化。按石英中 $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ 、 $\text{Li}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ 比值随其形成深度递增的规律也证明了石英砂岩型金矿化浅于正长花岗斑岩型金矿化的结论。

⑦从该矿床黄铁矿、闪锌矿、方铅矿的硫同位素组成特征来看， $\delta^{34}\text{S}$ 值为靠近陨硫的低正值（平均值 \bar{x} 为+3.55‰，极差R为7‰，标准差近于1）、硫同位素组成频数分布图具塔形效应、不同矿物间硫同位素组成基本上处于平衡状态。这些特点基本上均可与我国再生-重熔岩浆热液型金矿床的硫同位素组成特征（ \bar{x} 为-0.3到+5‰，R一般小于5‰， $\sigma < 1$ ，具塔形效应和硫同位素平衡）对比。

⑧该矿床矿石铅的铅同位素组成于 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ — $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 图中落于我国岩浆热液型金矿床矿石铅的范围内，主要反映深源铅（幔源或下地壳源）的特征。与密西西比河谷型矿床（ $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 为20.435、 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 为39.283）和我国陕西镇安二台子“卡林型”金矿床（ $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 为

18.677、 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 为16.024、 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 为39.373)及上地壳铅同位素组成($^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 为19.33、 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 为15.73、 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 为39.08)都截然不同,而与我国黑龙江团结沟超浅成次火山岩相斑岩型金矿床的矿石铅特征($^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 为15.799、 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 为15.382、 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 为35.159)相近。从该矿床矿石铅的模式年龄高达918.39~1190.3Ma来考虑,该区矿质来源除了主要来自深源的正长花岗斑岩外可能还混有部分来自太古界迁西群片麻岩的成矿物质。这两种岩石的含金量(0.018ppm和0.029ppm)远高于地壳平均丰度(0.0035ppm)也佐证了这一点。

⑨ 上述三种类型金矿化之造矿矿物的成因标型特征(包括矿物化学成分、晶体构造、物理性质、包裹体和同位素组成特征)大致相同,产于沉积岩中金矿石之造矿矿物的标型性与产于正长花岗斑岩中金矿石之同种造矿矿物的标型性无本质上的差别。

综上所述可以认为,河北下营房金矿床正长花岗斑岩、石英砂岩、白云岩中三种类型金矿化都属于内陆或大陆边缘火山带的金矿化。成矿物质主要来自与火山成矿作用有关的次火山岩正长花岗斑岩(部分来自围岩)。矿床系在近地表环境(成矿深度小于1km)氧逸度较高、温度较低条件下,混合含矿溶液(以大气水为主,岩浆水居次要地位)在构造、岩性有利地段沉淀造矿矿物而形成。因而该矿床与“层控矿床”不同,震旦系常州村组、高于庄组地层对本区矿化不具有层位控制意义。故应以次火山岩正长花岗斑岩为重点,并在岩体内及内外接触带构造、岩性适宜部位找矿较为有利。从黄铁矿、石英、方铅矿的含金量衡量,产于正长花

岗斑岩中之金矿化的工业价值优于产于石英砂岩和白云岩中的金矿化。

(2) 矿物的找矿标型特征 主要有以下几个方面:

①晶体化学方面: 含金性好的石英含有一部分结构铝和碱质, 导致石英的单位晶胞增大。从晶体化学理论得知, 在硅氧四面体中Si与Al的电负性以及Si-O键性与Al-O键性都很相似。但 r_{Al} 为 0.49 \AA , r_{Si} 只为 0.40 \AA , 故在石英中由有限的一部分铝替代硅占位必然导致单位晶胞体积加大。该矿床远景较好的正长花岗斑岩型金矿化之造矿矿物石英的晶胞体积 V 值为 113.01539 \AA^3 、远景较差的石英砂岩型金矿石之石英的 V 值为 112.98260 \AA^3 。对照苏联伟晶岩无金脉中石英 V 值为 112.924 \AA^3 、苏联黑钨矿无金脉中石英 V 值为 112.932 \AA^3 、苏联辉钼矿无金脉中石英 V 值为 112.912 \AA^3 以及不含金的纯石英(α -石英) V 值为 112.742 \AA^3 , 似可选定石英的 V 值小于 112.932 \AA^3 指示金矿远景不佳, 越大于 112.932 \AA^3 的石英远景越好。

②物理性质方面: 该矿床黄铁矿的热电系数都是电子导型(-154.32 到 $-192.09 \mu\text{V}/^\circ\text{C}$), 可能标示该金矿床已剥蚀到达矿床深部, 即矿体往下不会延伸太深、深部矿化远景不佳。因为矿物的热电系数表示矿物的热电动势, 取决于杂质元素进入矿物晶格的情况和矿物组合的情况, 所以热电性可反映矿物从热液中析出的顺序。一般早析出的为电子导型, 其后析出的为混合类型, 最后为空穴导型。据此可研究矿床的分带性: 深部为电子导型、中部为混合类型、浅部为空穴导型。

该矿床石英的热发光曲线有两个峰值, 表明该矿床有

一定远景，但矿床规模不会很大（远景很大的金矿床之石英，其热发光曲线平缓，无大的峰谷）。

总起来看，在该区寻找同类金矿床时可利用以下矿物找矿标型特征：

(1) 黄铁矿在化学成分上轻微亏硫(S/Fe 比值为1.145)， Co/Ni 值远大于1，含As、V较低，含Au达每吨几十克，含一定数量的Cu、Pb、Zn而不含Tl，红外吸收光谱具有 $292\sim 295cm^{-1}$ 弱吸收峰和 417 、 $418cm^{-1}$ 吸收峰、单位晶胞棱长 a_0 值略大于纯黄铁矿 5.417\AA ；

(2) 石英在化学成分上含有结构铝和碱质，晶胞体积大于 112.932\AA^3 、红外吸收光谱曲线具有(OH)、 H_2O 吸收峰($3640cm^{-1}$)和碳氢化合物吸收峰($2800\sim 3000cm^{-1}$)；

(3) 方铅矿在化学成分上几乎不含Bi、富含Cu、含极少量Ag和少量Sb(Sb/Ag 比值平均为1.51)，晶胞棱长与红外吸收光谱曲线与纯方铅矿近似，相对密度较大($7.13\sim 8.64$)、硬度较低(Hv_{50} 为 $67\sim 68.6kg/mm^2$)。

第四章 金矿矿物学填图

一、矿物学填图简述

矿物学填图是找矿矿物学的工作方法之一，它除了要建立成矿区域、矿床、矿体的时间-矿物学模型之外，更重要的是建立矿田、矿床、矿体的空间-矿物学模型。其主要目的是查明矿物在空间上分布的规律性。矿物学填图方法可在掌握重要矿石矿物和矿化指示矿物空间、时间分布规律的基础上，为预测新矿床、提高地质找矿勘探工作成效和实现矿产利用的集约化提供具有实际应用价值的图件。

在苏联，远在本世纪30年代就已作过矿床的矿物学图件工作，而“矿物学填图”这一术语最初是由H.B.彼得罗夫斯卡娅于1959年提出的。按她的意见，应将此术语理解为“在野外条件下(借助山地工程)追索和在图上圈定出有规律地重复出现的具有不同成分、不同结构和不同成因特征的矿物形成物的发育圈”。她据此为乌拉尔黄铁矿型矿床编制了矿物学平面图和剖面图。编写了一系列专门论述黄铁矿矿床和金矿床的矿物学填图资料。20多年来，苏联已对许多矿床（如多金属-黄铁矿型矿床、金矿床、水晶矿床、祖母绿矿床、锡石-硫化物矿床等）做了矿物学填图工作，为矿体厚度、分带性，为普查勘探、评价矿体及地质体等方面都起了相当重要的作用。她使地质找矿工作更加深入和精确。

1982年苏联地质部通过了在编制1:5万地质图中要求采用各种普查方法,其中包括矿物学方法的决议;1983年在塞克提夫卡尔的米阿斯城召开了题为“矿物学填图-含矿区的调查方法”会议;1984年苏联地质部技术负责人B.Φ.罗戈夫所作的《苏联地质勘探工作中的科学技术进步》报告中指出:在新的科学方法基础上,地质-矿物学填图这种新的区域调查模式已经制定,并已在采用;1987年,全苏矿物学协会第七次代表大会于1987年1月20~30日在列宁格勒城举行,大会宣读、讨论、交流了四大方面的学术报告,其中的一大方面就是矿化标志和矿物学填图(包括有:苏联吉尔吉斯苏维埃社会主义共和国若干金矿床矿物学填图方法和金矿储量平衡表的编制,评价预测稀有金属矿床时的矿物学-地球化学填图,关于矿物学填图的理论和实践,矿物学填图和预测评价实践,构造岩浆活动区找矿评价预测时矿物学填图方法的应用等)。

在我国,矿物学填图思想也早已具备,近期来,随着地质工作程度的提高和研究的深入,已开始注意在有关矿区进行矿物学填图的试验。由于这种工作是提高普查勘探和矿床开采效益的重要手段,笔者相信将会得到地质工作者的重视并不断地得到发展。

矿物学填图的一般工作原理与方法是根据任务选定填图的比例尺和填图要素,根据矿田、矿区或矿床的地质复杂程度及找矿任务决定填图类型。填图的比例尺可以是小比例尺(1:20万)、中比例尺(1:20万~1:5万)和大比例尺(1:2.5万或更大的)以及更大的比例尺(大于1:1万,如1:500等)。而在矿物学调查实践中,最常用的是大比例

尺。不同的比例尺其适用范围不同，见表4-1。

表4-1 不同比例尺的局部矿物学填图特征

图的比例尺	适用范围	矿物学填图的基本要素	主要的填图方法
小于 $1:1,000,000$	查明大区的一般矿物学面貌，在其范围内划分出矿物省，确定其矿物学特点和远景	矿物综合体和巨大矿物综合体，一定类型的矿物区	对中和大比例尺地质调查的资料以及对早先按最佳方案所作的专门矿物学调查、路线和面上矿物学调查的资料进行分析和总结
$1:1,000,000 \sim 1:200,000$	查明矿物省范围内矿物组合和矿物的分布规律，确定矿物省的局部矿物学特点和矿物成因特点及其经济意义	矿物建造和矿物组合、个别的矿物及其变种	矿物建造穿越法和追索法与基准客体的面上调查相结合
$1:100,000 \sim 1:25,000$	查明矿物省的某些矿物区、矿物结、矿田、矿床内的局部矿物学规律性	矿物共生组合、矿物及其变种、矿物性质及构成特点	路线的和面上的调查
大于 $1:25,000$	研究矿物体的成分和构造，研究矿物间的相互关系，查明矿物体内矿物的分布规律	矿物集合体类型、矿物及其变种，矿物性质及构成特点	面上的调查（原生露头 and 山地工程编录）

填图类型大致有以下三种：

(1) 综合性矿物学填图——其目的是通过多种填图要

素获取有关填图中所需要的最全面的规律性的矿物学资料，通过这些成分综合分析可反映出矿物建造、矿物共生组合、矿物化学物理性质、矿物个体及集合体的形态、空间分布规律，据此获得找矿预测和综合评价等。

综合性填图虽然比较全面，但很不经济，它既费时间又很费钱，因此较少被人们所采用。

(2) 局部性矿物学填图——根据任务及依据矿物信息量最多和可行性最佳的原则选用一种或几种填图要素（如矿物的形态、化学成分、晶胞参数、物理性质、矿物共生组合、矿石类型等）进行填图，以达到调查的目的。例如，为了查明中乌拉尔别列佐夫矿田的形态，搞清矿化分布及其形成的空间规律，B. B. 切斯诺科夫曾选定黝铜矿成分中的锑和砷的比值有函数关系的单位晶胞参数作为填图要素。在填图中正是由于利用这种标志才最为清楚地揭示出该矿田的空间矿物学结构和内生分带性。

这种局部性填图在实际工作中应用最为广泛，它是经济、有效和最可行的一种填图。

(3) 专门性矿物学填图——这种填图包括各种各样目的性不同的矿物学调查。例如：近矿蚀变填图，它适用在热液蚀变矿化发育区；碎屑-漂砾填图，适用于沉积区机械分散晕发育区；重砂填图，这是一种最古老的找矿矿物学方法，但目前的发展趋势是使方法最大限度地简化、最大限度地保存并提取有用的信息，特别是通过对砂矿物的标型性研究而提高找矿的效率及可信程度；定向要素填图，即矿物个体的形态和结构构造特点（或定向排列），藉此进行填图后可帮助分析岩浆流动构造方向并恢复机械应力场；矿物-工

艺学填图，这种填图是在已经开采或准备开采的矿床中进行，其目的是圈定矿石的工业类型，为制定矿物工艺流程、确定矿石工艺品级提供空间上分布的依据。这种填图方法在实际工作中也被广为应用。

矿物学填图既可以作为地质填图的组成部分而与其同时进行，也可以独立进行，与其它类型的区域调查无关。不论是采用哪种方法，都需进行出队前的准备工作，这些工作包括组织工作、前人工作资料的收集、野外实验室及个人的装备、观测路线及观测点的选定等，在野外工作阶段，由于矿物学填图任务的多样性和复杂性，所以不能作出统一规定。但在任何情况下，都应力图使填图客体有完整性和连续性，因此要有合理的观测点布局、合理的穿越法和追索法路线等。认真客观地进行野外观测和编录，则是整个填图工作成败的关键。对矿物学填图来说，仅仅通过直接的野外观察和测量获得的矿物学信息是不够充分的，所以还必须采集大量样品，以便进行室内研究。矿物学取样的目的是为了使用仪器对矿物进行鉴定、测定矿物的化学成分，研究矿物间的相互关系、形态、结构、性质特征，恢复矿物形成历史等。为此，必须在每个观测点上采集下列样品：

①用来研究矿物个体间的相互关系和备制光面用的搽块样品；

②用来在偏光显微镜和反光显微镜下研究光学性质、测定各种物理性质参数用的样品；

③用来备制研究微区特征的样品（如采用电子探针、激光显微分析等方法）；

④用来富集单矿物、供化学成分、X光结构测定、同位

素地质分析、红外吸收谱分析、差热分析、热电效应测定、热发光测定等用的样品；

⑤用来备制矿物包裹体特征测定用的样品；

⑥用来研究矿物形态、粒度及其定量关系用的样品等。

在获得一系列矿物学测试研究的资料之后，必须进行综合分析和对比。先进的工作方法是采用电子计算机，实现自动化，进行准确、科学的数理统计分析，在此基础上进行矿物学图件的制作，建立空间-矿物学模型，并对此模型进行矿物学规律的分析。

二、几种重要的矿物学填图方法

前已述及，要根据任务及地质情况选择填图类型及填图要素。当前最常用的是局部矿物学填图，根据不同的填图要素大致有以下几种主要的填图方法：

1. 矿物晶体形态填图

众所周知，矿物的结晶习性由于其形成条件不同而有所不同。因此在矿物晶体外形、主要晶面和晶面外观上都蕴藏着有关矿物发生、成长和后来生存历史的重要信息，有着不容忽视的成因标型和找矿标型意义。实践表明，在金矿田或金矿床范围内，矿物的晶体形态在空间分布上存在着一定的分带性。据此可以通过对未知地区或矿区进行晶体形态测量、填图，确定金矿化的建造属性、评价金矿化远景和预测找矿有利地段或深部延伸情况。重要的是，这种矿物晶体形态的普查、评价方法是高效、节省、实用的方法，而且能在野外条件下为广地质找矿勘探工作者所采用。苏联远东金矿床的矿物晶体形态填图经验指出，矿物晶体形态规律性

的变化（同一种矿物不同晶形的分带性）可以用作“带状沉淀过程”的标志。其理论基础是：认为金矿化在空间上的方向性变化是由“距离原始含矿溶液源越远，结晶产物则越晚”而决定的。

苏联学者A.И. 金兹堡等（1981）总结了苏联远东许多金矿床的垂直分带中黄铁矿晶体形态分布规律是：矿体下部以立方体晶形占优势；矿体中部以五角十二面体为主，或呈五角十二面体和立方体的聚形、或呈五角十二面体和八面体的聚形；矿体上部以八面体占优势。С.К. 斯米尔科娃（1983）报道，在苏联东乌兹别克斯坦金矿床中，从矿体下部到上部，黄铁矿晶形依次为 $\{100\} \rightarrow \{100\} + \{hk0\} \rightarrow \{hk0\} + \{111\} \rightarrow \{111\} + \{hk0\} \rightarrow \{111\}$ 。这种规律已被许多金矿床中黄铁矿形态实际所证实。因此，充分利用这空间分布的规律性，可将金矿田、金矿床中黄铁矿的晶体形态划分为以下五种类型（图4-1）。

以下公式可以定量地表达晶体形态特征：

$$X_{P_r} = (2C_V + C_W) - (C_{II} + 2C_I) \quad (1)$$

（1）式中， X_{P_r} 为黄铁矿的晶体形态参数值， C_V 、 C_W 、 C_{II} 、 C_I 为黄铁矿V、W、II、I型晶形的百分含量。大量统计资料表明，矿体深部的黄铁矿，其 X_{P_r} 值约为-100或更小（表明I型占优势）；矿体浅部的黄铁矿，其 X_{P_r} 值约为+100或更大（表明V型占优势）；富金矿柱中黄铁矿的 X_{P_r} 值多数为 $(-50) \pm 25$ （这是因为富金矿柱中的黄铁矿，其晶形常呈五角十二面体）。

图4-1展示了从深部到浅部含金石英脉中黄铁矿的晶体形态参数值的变化情况：从浅部到深部四个刻槽样（P-14、

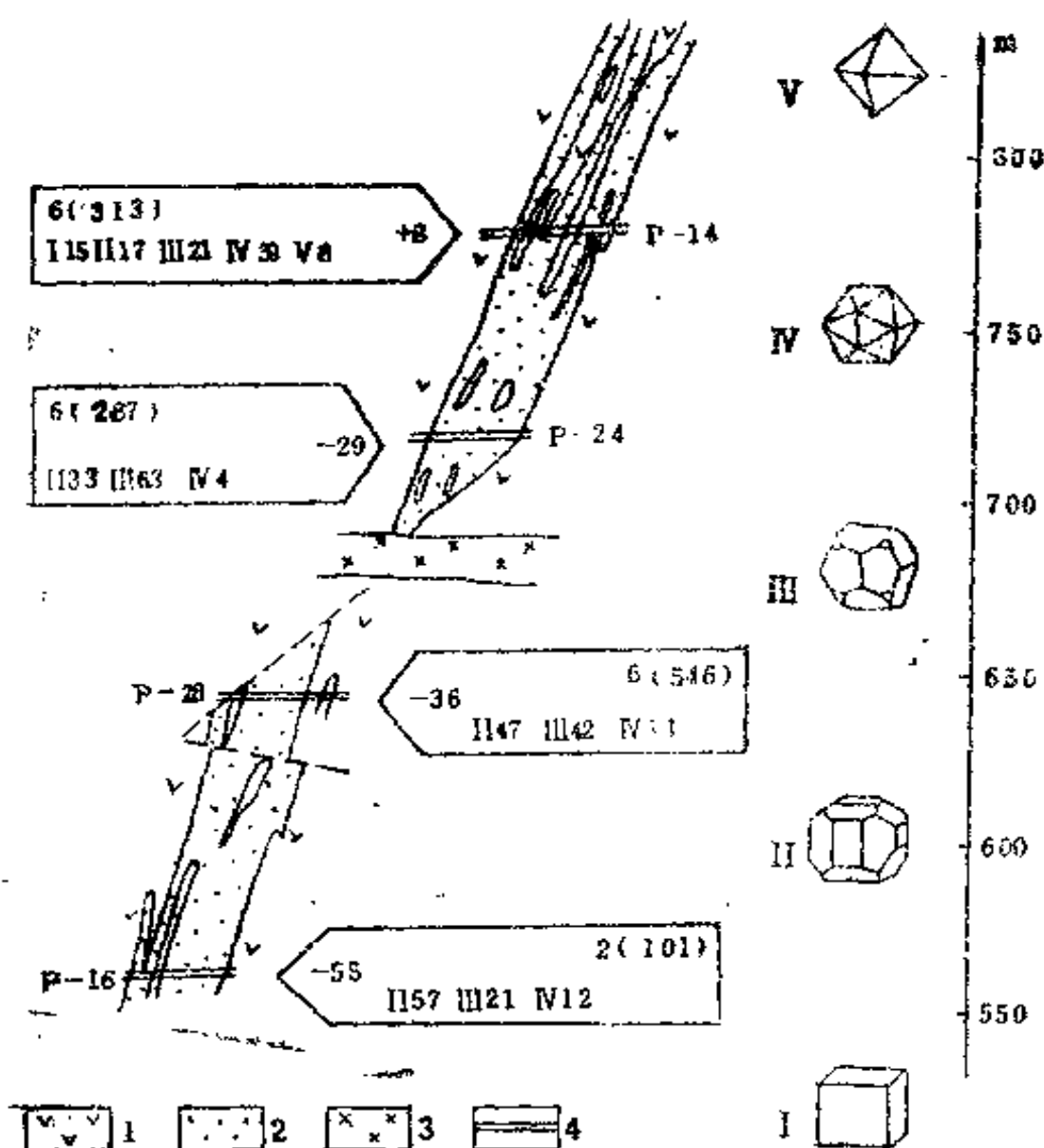


图4-1 沿含金石英脉上山方向黄铁矿晶习变化图

(据H.3.伊夫兹科娃, 1981)

带角的标记中表示刻槽样的数目和观测的晶体数目(括号中)。1. 青盘岩化安山岩 2. 石英 3. 闪长玢岩 4. 取样间隔。I为I型, {100}晶形 II为II型, {hk0} + {100}晶形 III为III型, {hk0} + {111}晶形 IV为IV型, {111} + {hk0}晶形 V为V型, {111}晶形

P-24、P-28、P-16) 中 X_p 值分别为 +8、-29、-36、-55, 分别说明 P-14 样中黄铁矿晶形以 IV 型占优势、P-24 样中 III 型占优势、P-28 则以 I、II 型占优势, P-16 样以 I 型占优势。

以下公式可定量地表达、计算金矿体延伸或剥蚀的程度:

$$L = \frac{X_{max} - X_{min}}{gh} \times 100 \quad (2)$$

$$L_b = \frac{X_b - X_{min}}{X_u - X_b} \times (h_u - h_b) \quad (3)$$

$$L_u = \frac{X_{max} - X_u}{X_u - X_b} \times (h_u - h_b) \quad (4)$$

(2)、(3)、(4) 式中:

L ——矿化的整个垂向延伸长度 (m);

L_b ——矿化由所测量的下部断面往下深处延伸的长度 (m);

L_u ——矿化由所测量的上部断面往上延伸的长度 (m);

gh ——晶体形态参数值垂向变化的梯度, 系 h 高度为 100m 时的 X 差值;

X_b ——下部断面测量出的晶体形态参数值;

X_u ——上部断面测量出的晶体形态参数值;

h_b ——下部断面的标高 (m);

h_u ——上部断面的标高 (m);

X_{max} ——为 +200 (V 型占 100%);

X_{min} ——为 -200 (I 型占 100%)。

现举二例说明公式(2)、(3)、(4)的用法。

例一：某火山型金矿床中黄铁矿，其 $X_u = +30$ 、 $X_b = -50$ ， $gh = 133.6$ （设由 h_u 位于 130m 高程处、 h_b 位于 70m 高程处求出），求 L_b 、 L_u 及 L 。

$$\text{代入公式(2): } L = \frac{+200 - (-200)}{133.6} \times 100 = 299.4\text{m}$$

$$\begin{aligned} \text{代入公式(3): } L_b &= \frac{-50 - (-200)}{+30 - (-50)} \times (130 - 70) \\ &= 112.5\text{m} \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} \text{代入公式(4): } L_u &= \frac{+200 - (+30)}{+30 - (-50)} \times (130 - 70) \\ &= 127.5\text{m} \end{aligned}$$

例二：某太古代绿岩带石英脉型变质金矿床中的黄铁矿，其 $X_u = +150$ 、 $X_b = +130$ ， $gh = 33.4$ （设由 h_u 位于 130m 高程处、 h_b 位于 70m 高程处求出），求 L_b 、 L_u 及 L 。

$$\text{代入公式(2): } L = \frac{+200 - (-200)}{33.4} = 1197.6\text{m}$$

$$\begin{aligned} \text{代入公式(3): } L_b &= \frac{+130 - (-200)}{+150 - (+130)} \times (130 - 70) \\ &= 990\text{m} \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} \text{代入公式(4): } L_u &= \frac{+200 - (+150)}{+150 - (+130)} \times (130 - 70) \\ &= 150\text{m} \end{aligned}$$

以上二例说明了火山型金矿床矿体延伸不太长（300m 左右），而太古代绿岩带石英脉型变质金矿床矿体延伸得长（1140m 左右）； gh 值前者大于后者，可示后者工业意义大于前者。

图4-2、图4-3分别说明受剥蚀程度不同的金矿脉中黄铁

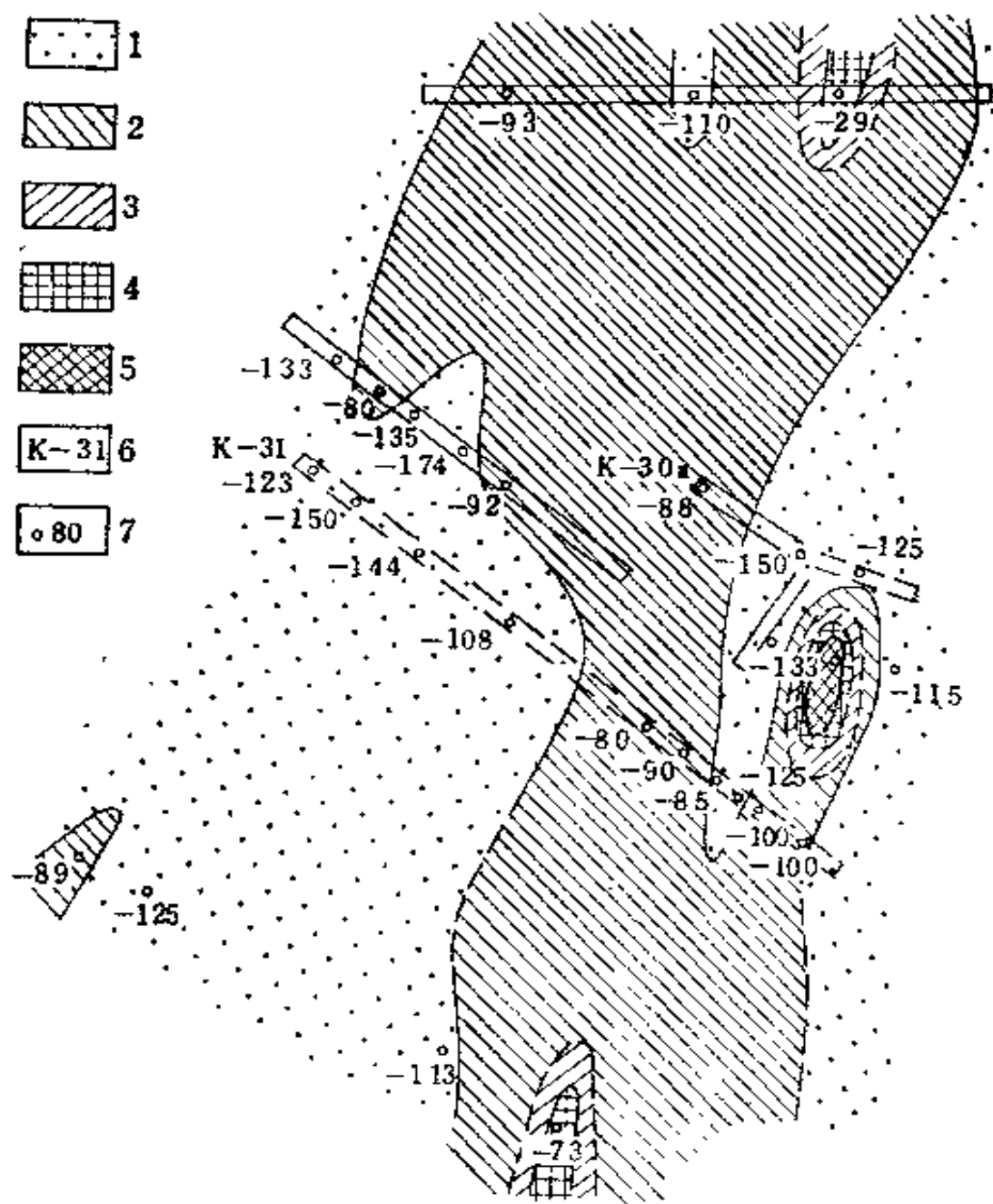


图4-2 受较深剥蚀金矿脉中黄铁矿晶体形态填图（平面图）

各类型黄铁矿的主要分布区：1. I+II型 2. II型 3. I+III型 4. III型 5. III+IV型 6. 探槽及其编号 7. 取样地点及晶体形态参数值

矿晶体形态填图的情况。图4-2中大片出露了II型黄铁矿，说明已受到较深的剥蚀；图4-3中大片出露了III型黄铁矿，

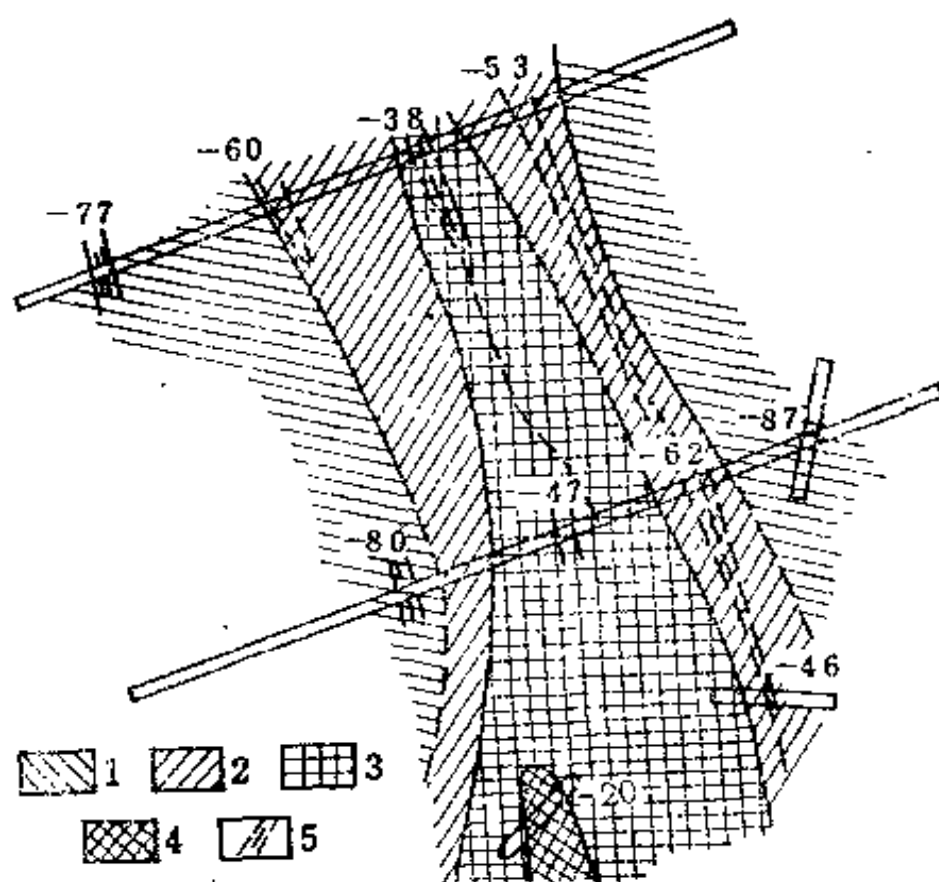


图4-3 受中等程度剥蚀金矿脉中黄铁矿晶体形态填图(平面图)
各类型黄铁矿的主要分布区: 1. I型 2. II + III型 3. III型 4. III + IV型 5. 石英细脉

说明已受到中等程度的剥蚀。

图4-4 是采用天然重砂中黄铁矿(或呈黄铁矿假象的褐铁矿)的晶体形态参数值 X_{Py} 编制的图件。从该图可见, 分布在最外部晕圈为 X_{Py} 等于(-200)到(-100)之黄铁矿分布圈, 可能系区域性“背景黄铁矿”造成的, 分布在 X_{Py} 为(-100)到(-75)和(-75)到(-50)两个中间晕圈内的黄铁矿, 则可能系近矿蚀变带中的黄铁矿和矿脉中黄铁矿混杂产物。由 X_{Py} 为(-50)到(-25)组成的中心晕

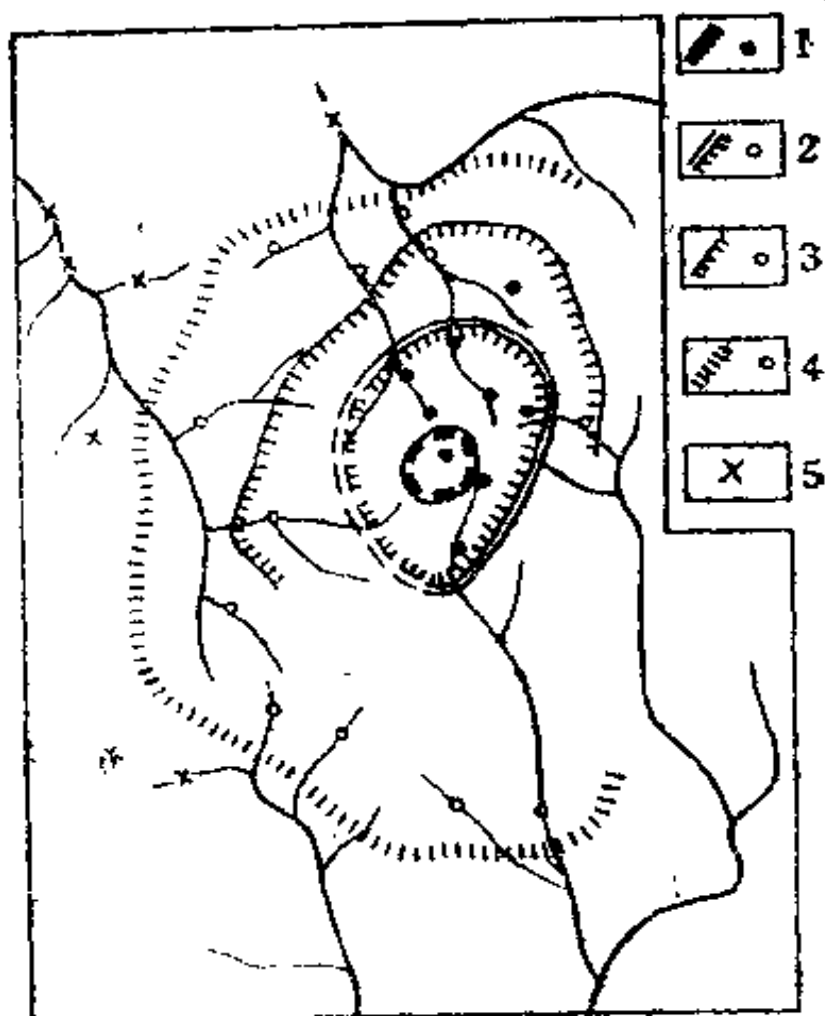


图4-4 苏联远东某金矿区天然重砂中黄铁矿
(褐铁矿)晶体形态填图

1. $X_{Py} = (-25)$ 到 (-50) 2. $X_{Py} = (-50)$ 到 (-75) 3. $X_{Py} = (-75)$ 到 (-100) 4. X_{Py} 小于 (-100) 5. 无黄铁矿晶体

圈(系 I、II、IV 型晶体为主)可能为有良好远景的金矿找矿“靶区”。事实上,此“中心晕圈”内天然重砂中的黄铁矿晶形为 $\{100\} + \{hk0\}$ 、 $\{111\} + \{hk0\}$ 和 $\{hk0\}$, 而且经过化验查明其含金性增高了, 后来在此“靶区”内找到了具有工业价值的自然金-多金属硫化物建造原生金矿床。

图4-5表示了利用黄铁矿晶体形态特征评价金矿床（或矿化点）远景的示意图。图4-5a为矿体上部的 X_{P_1} 特征（ X_{P_1} 由-60到+10）；图4-5b为矿体中部的 X_{P_1} 特征

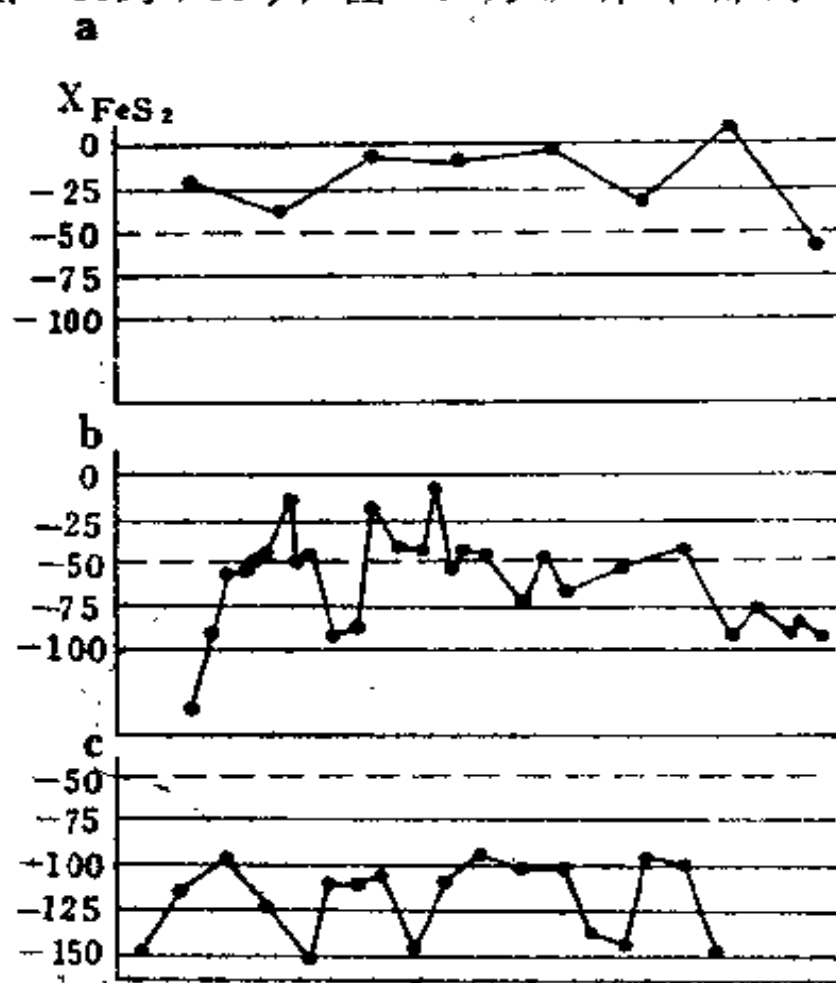


图4-5 根据黄铁矿晶体形态特征所作的不同层位含金脉示意图

虚线表示 $X_{P_1} \approx -50$ 之富矿柱位置。a为探槽 b、c为石门

（ X_{P_1} 由-160到-5，以近-50为主，属富金部位）；图4-5c为矿体下部的 X_{P_1} 特征（ X_{P_1} 为-150到-100）。此a、b、c分别表示了剥蚀程度由浅→中→深的情况。藉此有助于判断它们的深部远景。

关于自然金晶体形态，自深部到浅部也可划分为以下五

个类型：Ⅰ型—— $\{110\}$ ；Ⅱ型—— $\{111\}$ ；Ⅲ型—— $\{111\} + \{100\}$ ；Ⅳ型—— $\{100\}$ ；Ⅴ型—— $\{hk0\}$ 。定量表达自然金晶体形态特征的计算公式为：

$$X_{Au} = (2C'_V + C'_W) - (C'_I + 2C'_{II}) \quad (5)$$

(5)式中 X_{Au} 代表自然金的晶体形态参数值， C'_V 、 C'_W 、 C'_I 、 C'_{II} 分别为自然金Ⅴ、Ⅳ、Ⅲ、Ⅱ型晶形的百分含量。统计资料表明，金大量结晶的最佳条件为产于 $X_{Au} = (-100)$ 的位置上。表4-2说明了剥蚀程度不同的金矿床中自然金的晶体形态特征，A矿床 \bar{X}_{Au} 值为+75，说明受剥蚀程度较浅，B、C矿床 X_{Au} 值分别为-74、-78，说明受剥蚀程度较深，因此A矿床深部远景较大。

表4-2 不同金矿床地表矿脉自然金晶体的形态特征

金矿床	晶体 颗粒数	不同类型晶体的含量(%)					X_{Au}	平均值 \bar{X}_{Au}
		Ⅰ型	Ⅱ型	Ⅲ型	Ⅳ型	Ⅴ型		
A矿床	4	0	0	75	25	0	+25	+75
	1	0	0	0	100	0	+100	
	3	0	0	0	100	0	+100	
B矿床	11	0	82	10	8	0	-74	-74
C矿床	49	0	84	10	6	0	-78	-78

2. 矿物化学成分填图

现举苏联中亚石英脉型金矿床自然金成色填图(1987)为例说明之。

图4-6包括a、b、c、d四组图，每组图都有剖面图和平面两图，分别展示了苏联中亚石英脉金矿床矿物化学成分填图的有关资料。从所填的图件可知，金矿脉产于花岗闪长岩中(图4-6a)，主要呈NW向、极少呈NE向展布(图4-6b)。

金的成色在平面上有两个高成色中心，在剖面上往深部降低（局部升高）（图4-6c）。上述金成色空间分布复杂情况由该矿床系两种矿化（铁、铋、多金属硫化物金矿化和铜、钨、钼金矿化）叠加形成矿区中心部位叠加强烈，侧翼仅后一种矿化发育见（图4-6d）。

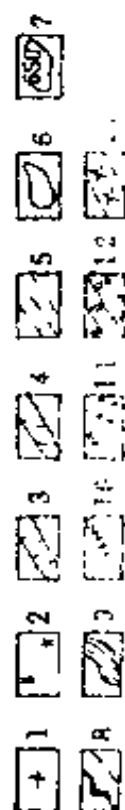
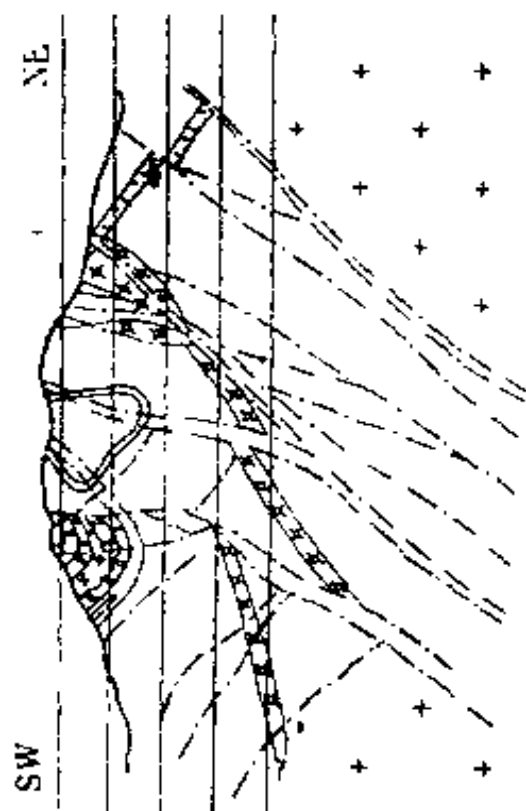
3. 矿物晶胞参数填图

下面介绍B.B.切斯诺夫发表的关于苏联“别列佐夫金矿床深部层位的矿物学填图”。别列佐夫金矿床已经开采了200余年，因此探讨深部层位的远景和查明矿床两翼的新工业区以扩大找矿远景就成为十分迫切的任务。

该矿床的含金硫化物石英脉产在南北走向的花岗岩类岩墙中，被称为“带状”矿脉或“梯状”矿脉。矿脉中主要的矿石矿物有黄铁矿、黝铜矿、方铅矿和黄铜矿。矿床属中等硫化物型矿床。自然金呈显微状，大部分含于黄铁矿中，少量存在黝铜矿、方铅矿和黄铜矿中。

在开展填图工作之前，先根据文献资料和在地下坑道观察的情况对矿床进行研究，并在矿田及其毗邻区进行路线踏勘工作。然后用线性方法来确定矿脉中的矿物含量。对主要井田和不同中段上的3000余条带状矿脉均作了研究。根据这些工作的结果，得出如下主要结论：①矿田不同部分的矿脉在其主要矿石矿物（黄铁矿、黝铜矿、方铅矿和黄铜矿）的组成上很相近；②在大多数矿脉中，矿石矿物的含量差别不是太大；③随着深度的加大没有发现主要矿石矿物的含量出现明显下降的现象。在确定矿脉中矿物含量的同时，还查明了矿石矿物和脉石矿物的含金性。测定结果，主要矿石矿物含金性由多到少大致排列如下：细粒黄铁矿、中粒和

剖面图



平面图

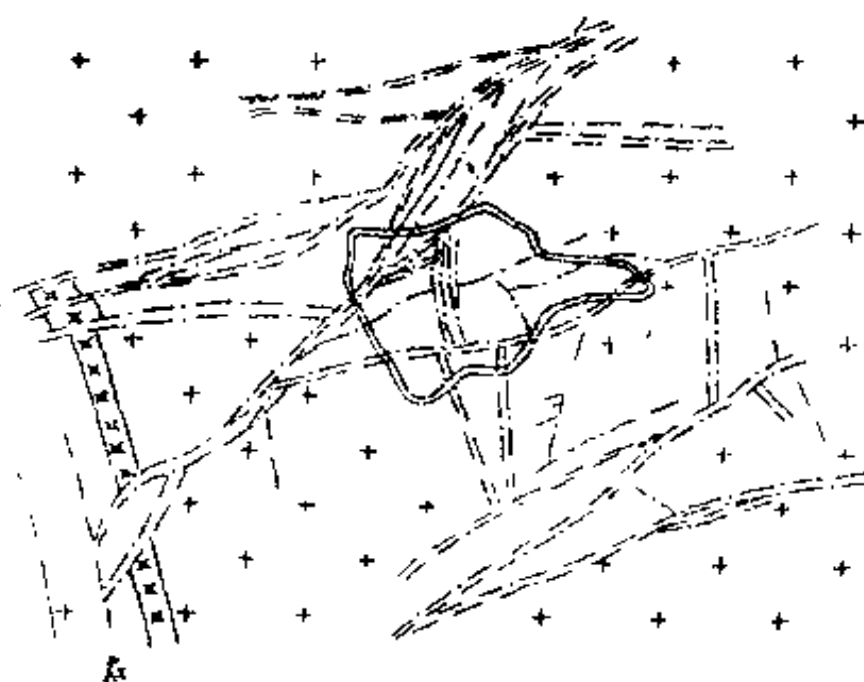


图4-6a 苏联中亚石英脉型金矿床填图——经取样分析圈定的矿体轮廓

1. 化岗闪长岩 2. 闪长玢岩 3. 细晶岩 4. 似玄武岩 5. 断裂 6. 金矿床边界 7. 金等成色线
8. 金矿化带 9. 白钨矿分布带 10. 铜-钨-钼矿脉 11. 钼白钨矿分布 12. 石灰岩和白云岩 13. 砂卡岩

平面图

剖面图



图4-6b 苏联中正石英脉型金矿床填图——含金矿物组合和铜-铅矿物组合分布图

图例见图4-6a

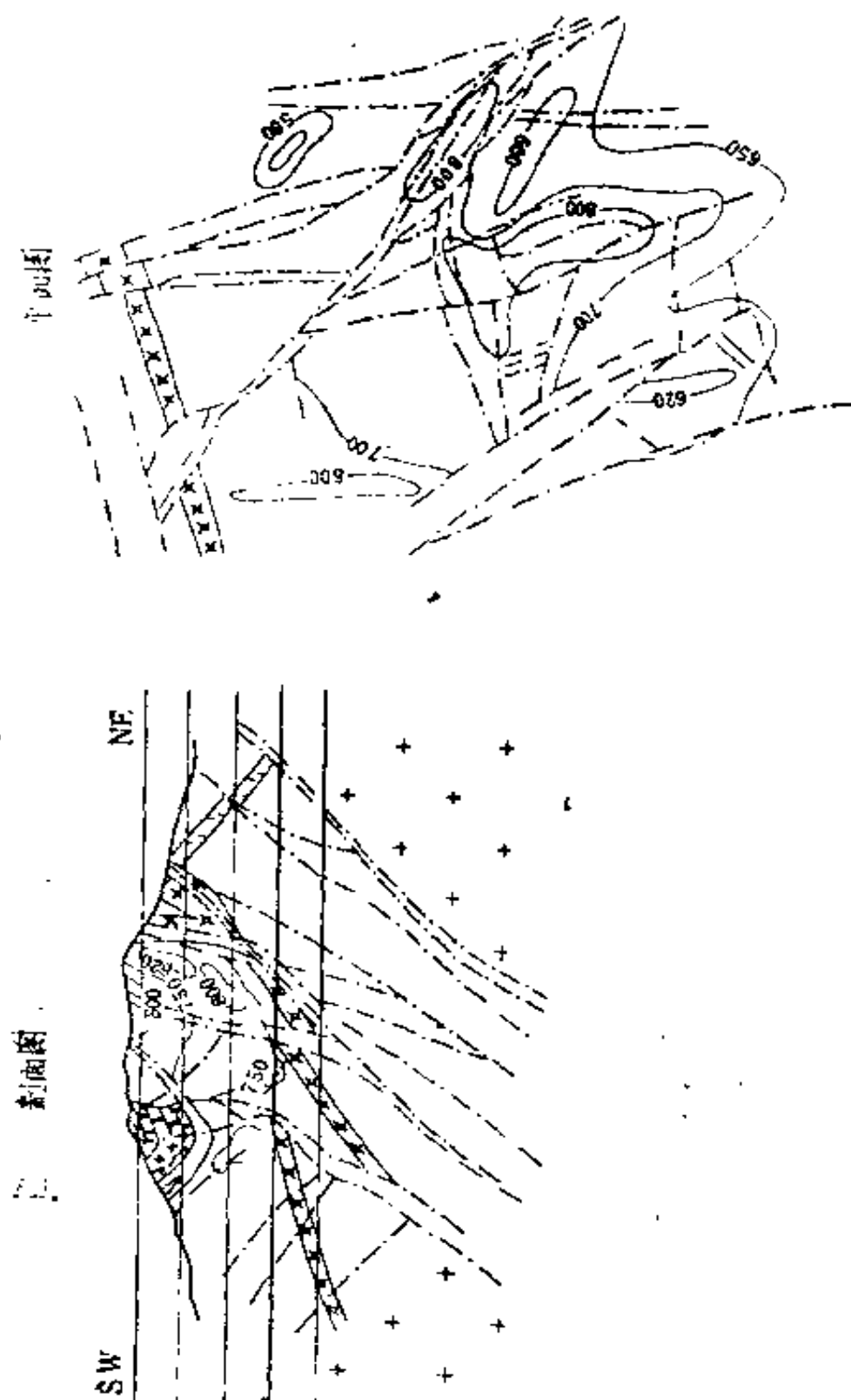


图4-6C 苏联中亚石英脉型金矿床填图——自然金的等成色图
图例见图4-6a

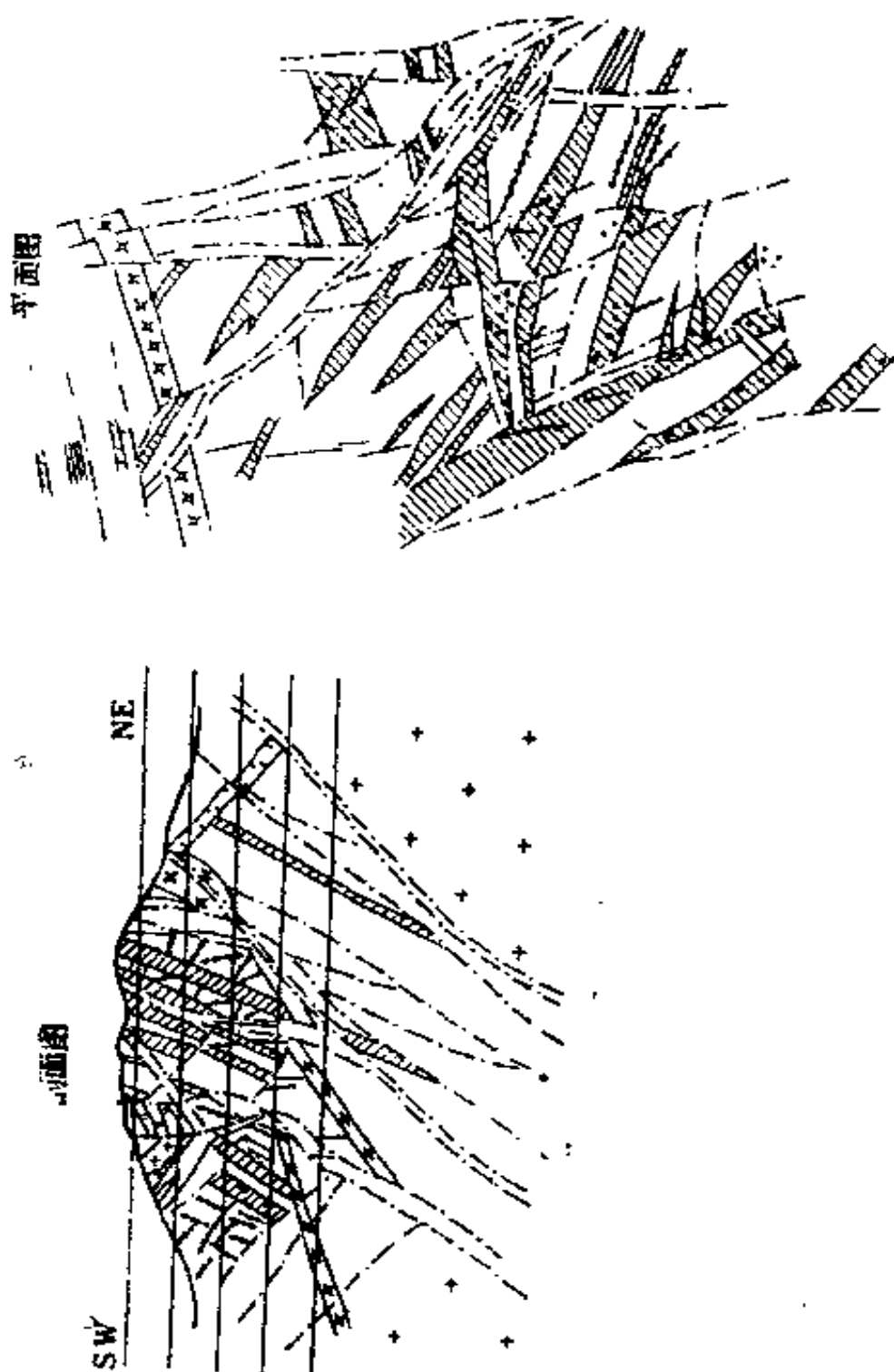


图4-6d 苏联中亚石英脉型金矿床集图——白钨矿和钼白钨矿分布图
图例见图4-6a

粗粒黄铁矿、黝铜矿、方铅矿和黄铜矿。对这些主要矿石矿物的形态、化学成分、晶胞参数、性质等均进行详细研究以后，发现矿田的不稳定性突出表现在黝铜矿的化学成分（由黝铜矿到砷黝铜矿的变化上。为此选择黝铜矿作为矿田内生分带性的指示矿物，即作为矿物异常的指示矿物。为了快速和准确地评价黝铜矿，选用晶胞参数 a_0 的线性变化（Sb和As含量变化引起的）为标志。

在研究区内采集了数百个黝铜矿样品，进行了晶胞参数 a_0 值的测定，由电子计算机进行数据处理，作出了 a_0 值的趋势面后，得出了图4-7所显示的三次趋势面图。该图在排布上与该区已知的脉状花岗岩类岩墙区的走向分布一致，为一个伸长的椭圆形，其较长的轴由南北方向向东偏离大约 10° 。该椭圆形的边缘部位为锑黝铜矿发育区，中心部位则为砷黝铜矿发育区。整个矿物学异常区覆盖了别列佐夫矿田并将其周围矿田合并成为一个整体。

别列佐夫矿床的黝铜矿中锑的含量随深度增加而提高，砷的含量随深度增加而减少。在矿田两翼黝铜矿的 a_0 值则随深度增加而加大（锑含量增加），其加大要比“砷黝铜矿最大值”区为快。有人指出，接近于砷黝铜矿的黝铜矿在相对年龄上要比锑黝铜矿年青。由此可以这样认为，在“砷黝铜矿含量最大值”的地带，含有较年青的矿床上部层位出露于地表。化学分析资料证明，在含砷黝铜矿地段，硫化物含金较高，据此，可以利用表现出黝铜矿特点的矿区内生分带性特征来评价矿区规模、矿石含金性及深部远景——趋势面等值线为 $10.340 \times 10^{-10} \text{m} \sim 10.360 \times 10^{-10} \text{m}$ 范围将成为扩大和追加的含金远景区，“砷黝铜矿含量最大值”区的往下层位

将成为矿化强度增加地段。

4. 矿物物理性质填图

(1) 黄铁矿的热电效应与金浓度关系填图 前已述及。在金矿找矿矿物学方法研究中，黄铁矿的热电效应被列为重要的物理性质，它有助于判断金矿床、矿体的深部远景及含金性评价。因此，利用黄铁矿的热电效应进行矿物学填图也越来越被广泛采用。下面图4-8示意性表达了这种填图的意义。由此图可知：具空穴导型及混合导型的黄铁矿分布在上部层位；具电子导型的黄铁矿分布在下部层位；金的浓度高与n-p型黄铁矿有较密切的关系；整个矿体深部黄铁矿以n

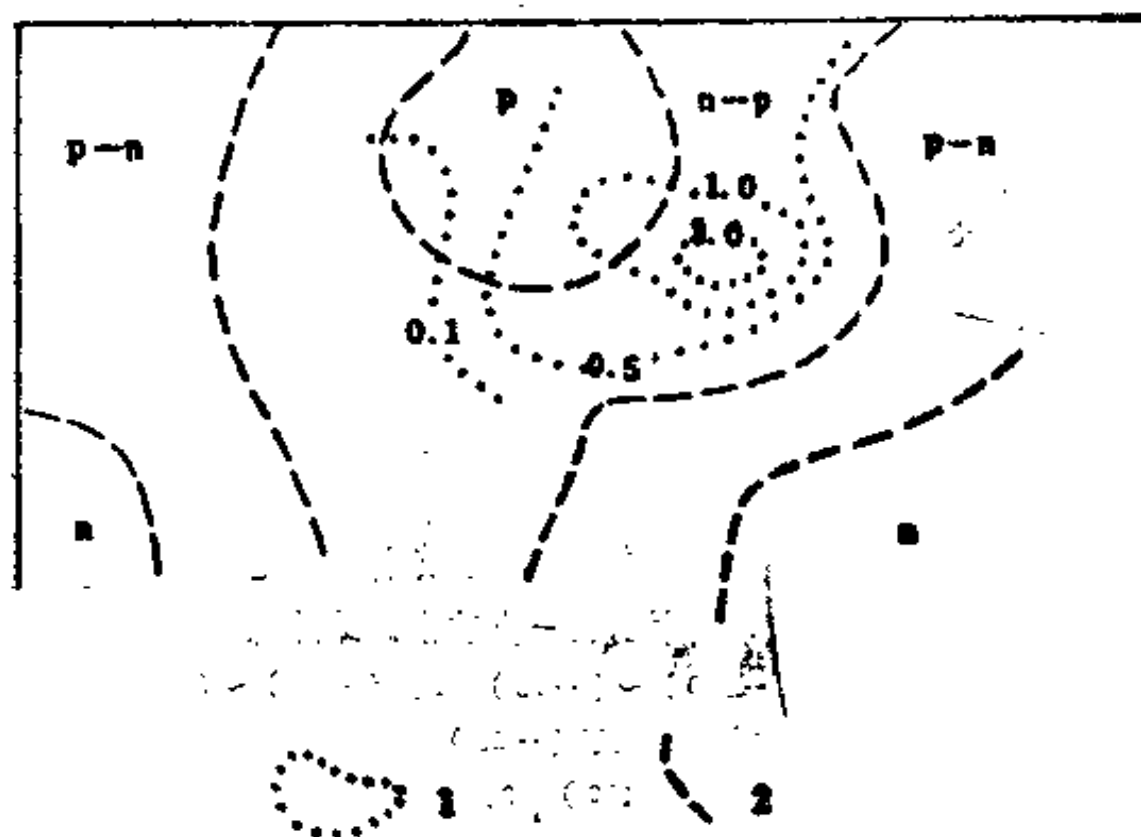


图4-8 黄铁矿热电类型与金的浓度分布示意图

1. 金的等浓度线（假定单位） 2. 不同热电类型场的界线

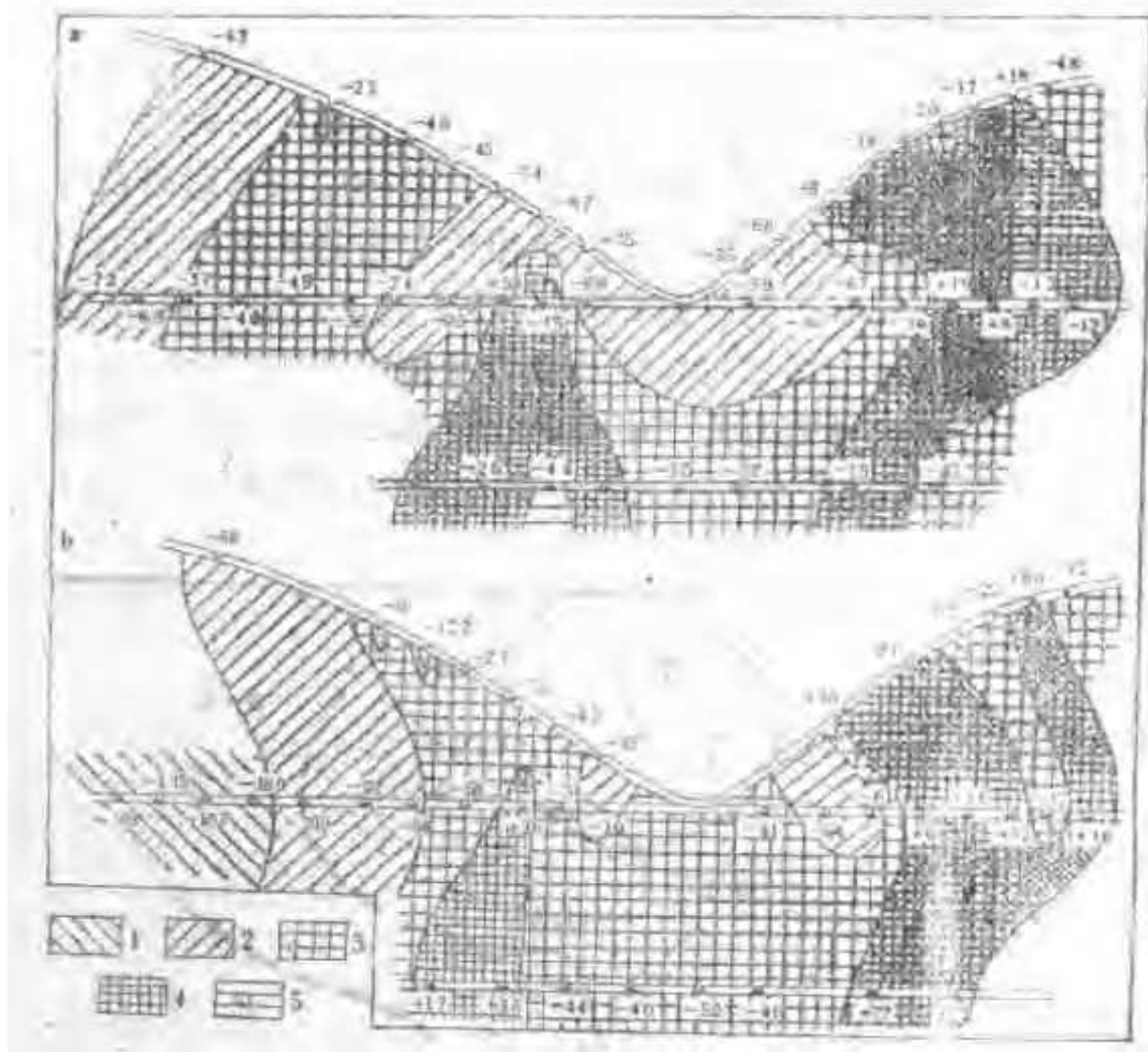


图4-9 根据黄铁矿晶体形态分析资料和热电性分析
资料编制的同一金矿体剖面图

- a. X_{pr} 的图例, 1. $(-100) \sim (-75)$ 2. $(-75) \sim (-50)$
3. $(-50) \sim (-25)$ 4. 大于 (-25)
- b. Y_{pr} 的图例, 1. 小于 (-100) 2. $(-100) \sim (-60)$
3. $(-60) \sim 0$ 4. 大于 0 5. 采样点及相应的 $(X, Y)_{pr}$

型为主。

(2) 黄铁矿的热电效应与晶体形态关系填图 首先将黄铁矿的热电系数 α 参数值用公式表达:

$$Y = (2f_V + f_N) - (f_I + 2f_{II}) \quad (6)$$

式中: Y 值为 $\alpha = (-200)$ 到 $(+200)$; f_V 、 f_N 、 f_I 、 f_{II} 分别代表样品中相应热电参数的黄铁矿含量百分比 (这些相应热电参数称为热电性类型) 划分为五型: f_I 型—— α 大于 $+200$; f_{II} 型—— α 为 $+100$ 到 $+200$; f_N 型—— α 为 $+100$ 到 0 ; f_V 型—— α 为 0 到 -100 ; f_V 型—— α 为小于 -100)

图4-9b表明了黄铁矿热电系数等值线图 and 图4-9a所表示的黄铁矿晶体形态填图大致吻合。

5. 矿石类型填图

以不同类型矿石进行填图对矿山开采、选冶等工艺流程均可提供经济有效的依据。图4-10介绍了我国湖南七宝山原生及氧化矿石填图的概况, 以启发思路。

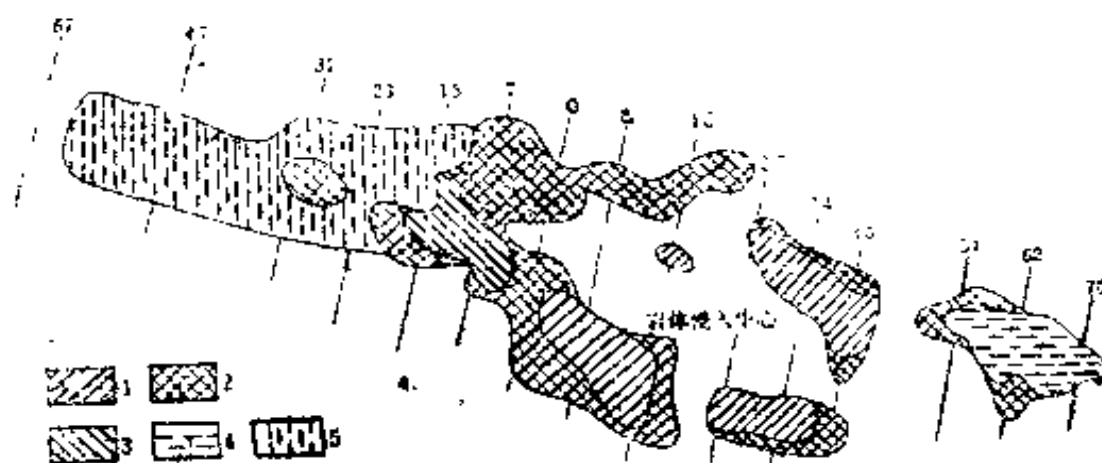


图4-10 湖南七宝山氧化及原生矿石类型分布示意图

1. 磁铁矿矿石 2. 黄铜、黄铁矿矿石及闪锌、黄铁矿矿石
3. 铅矿矿石 4. 氧化锌矿石 5. 氧化铅矿石

图4-10展示了磁铁矿矿石、黄铜矿-黄铁矿矿石及闪锌矿-黄铁矿矿石、铅锌矿石、氧化锌矿石及氧化铅矿石的分布情况。该矿区氧化矿石的工业价值是：金9.76吨、银389.47吨、铅17.98吨、锌8.32万吨、锰4.7万吨、铁1.052万吨。矿石类型填图指示出氧化矿石大致分布在侵入岩体的周围，而磁铁矿则分布在岩体的中心部位，因此可以有针对性地进行采选及冶炼，以节省经费和时间。

5. 综合矿物学填图

这是局部矿物学填图中比较复杂的填图方法。它是在进行地质填图的基础上，根据任务的需要及矿床具体情况选择多种填图要素所进行的矿物学图件制作结果。现举苏联远东地区下Приморье金银矿床填图经验为例简述如下：

图4-11为该矿床的地质图及主要剖面图，图中出露的10个矿体均产在下古新统火山岩中。图4-12、图4-13、图4-14均为该区8号矿体中段的平面图；图4-12为矿物-构造图，表明富含硫化物的8号矿体有青盘岩化、硅碱化、脉状石英化和矽卡岩化相伴产出。在青盘岩中由靠近矿体到远离矿体依次发育碳酸盐矿物—绿泥石组合的石英交代体和绿帘石—碳酸盐矿物—绿泥石交代体，最后转变为绿帘石—绿泥石交代体。黄铁矿在青盘岩中呈不规则浸染体和微脉状分布，含量常为1~3%，很少能达到5%。在硅碱质交代体由矿脉往外依次为石英化（绢云母—石英化和石英化）、正长石化（石英—正长石化，正长石—石英化和碳酸盐—正长石—石英化）和各种绢云母化（碳酸盐—绢云母—石英化，正长石—绢云母、石英化，石英—绢云母化和绢云母—石英化）。绢云母化以有极少量微细浸染状的黄铁矿发育为特征。图4-13表示

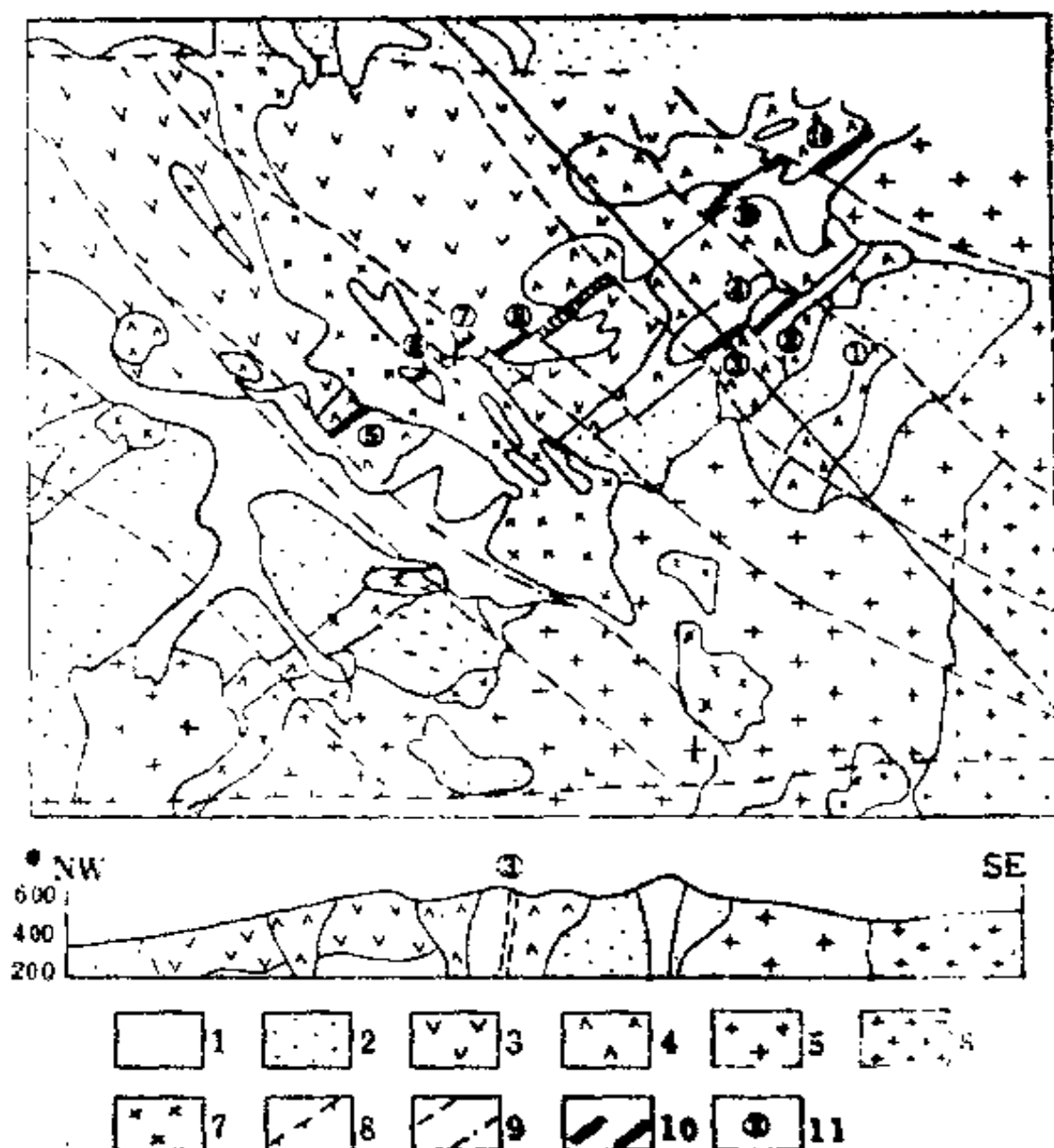


图4-11 苏联远东地区下Примурье金-银矿床地质图

1. 冲积物 2. 上侏罗统一下白垩统复理石浅海陆源沉积物 3. 下古新统高原火山岩 4. 下古新统火山口相火山岩和次火山岩 5—7为始新世侵入杂岩: 5. 花岗闪长岩类和二长花岗闪长岩类杂岩 6. 浅色细晶岩、伟晶岩、花岗岩类杂岩 7. 花岗闪长岩-斑岩类、石英闪长斑岩类和闪长斑岩类杂岩 8, 9为断裂, 8. 地块段边缘断裂 9. 块段内断裂 (a为确定的, 6为被冲积物掩盖的推想断裂) 10. 矿体 (a为暴露于地表的矿体, 6为盲矿体) 11. 矿体编号

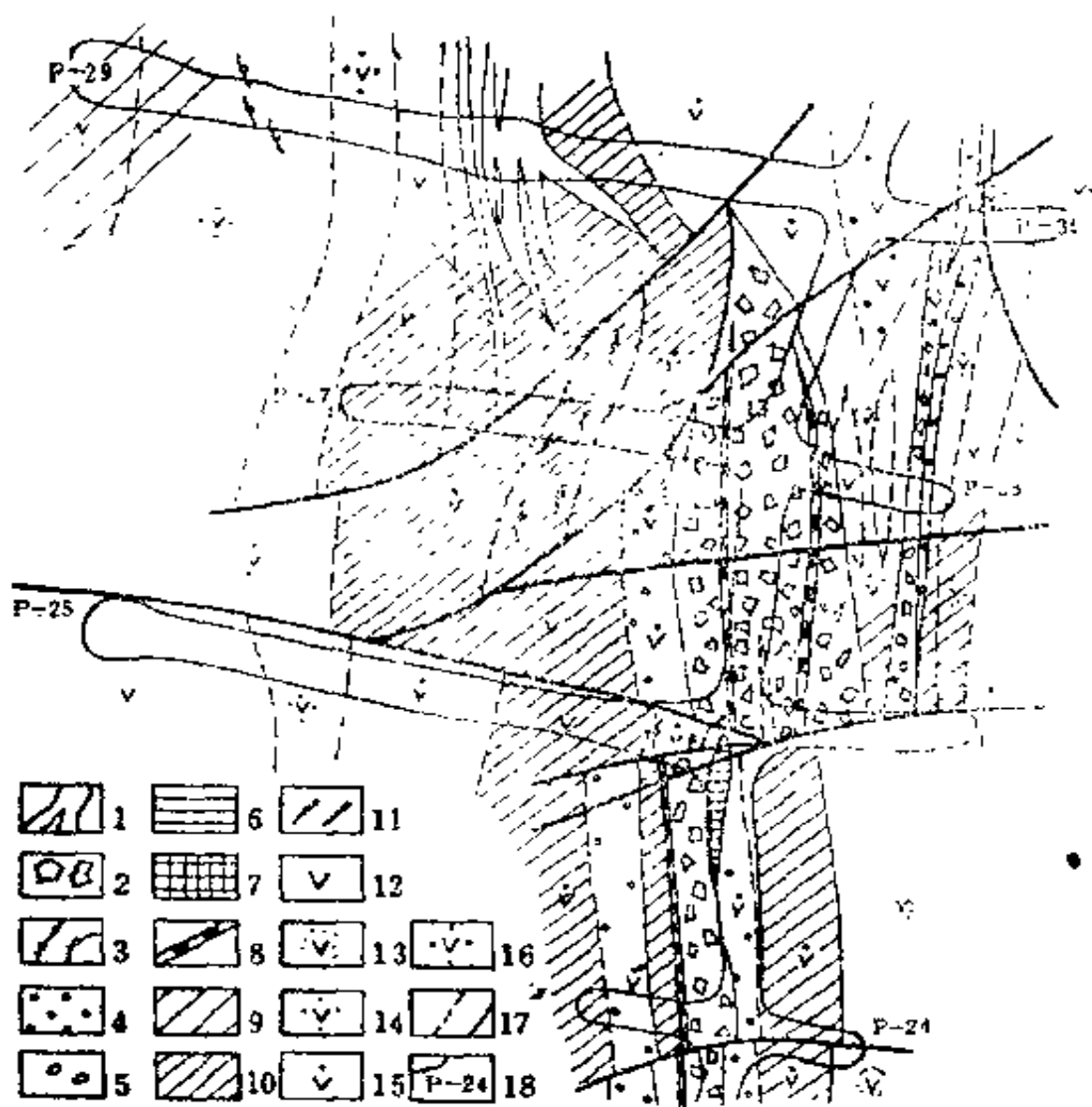


图4-12 苏联远东地区下Прнамурье金-银矿床8号矿体

中段矿物-构造图

1—4为石英集合体：1. 均匀结构石英 2. 角砾状石英 3. 石英细脉
 4. 硅化石英交代带 5—8为砂卡岩中的矿化：5. 方解石-蔷薇辉石-石英矿化
 6. 钙蔷薇辉石-碳酸盐矿化 7. 石榴石-角闪石-绿帘石矿化 8. 黄铁矿-绿泥
 石矿化 9—16为交代体：9. 弱绢云母化 10. 强绢云母化 11. 正长石化
 12. 石英化 13. 碳酸盐-绿泥石化 14. 绿帘石-绿泥石化 15. 绿帘石-碳
 酸盐-绿泥石化 16. 绿帘石-绿泥石化 17. 界线 18. 坑道及其编号

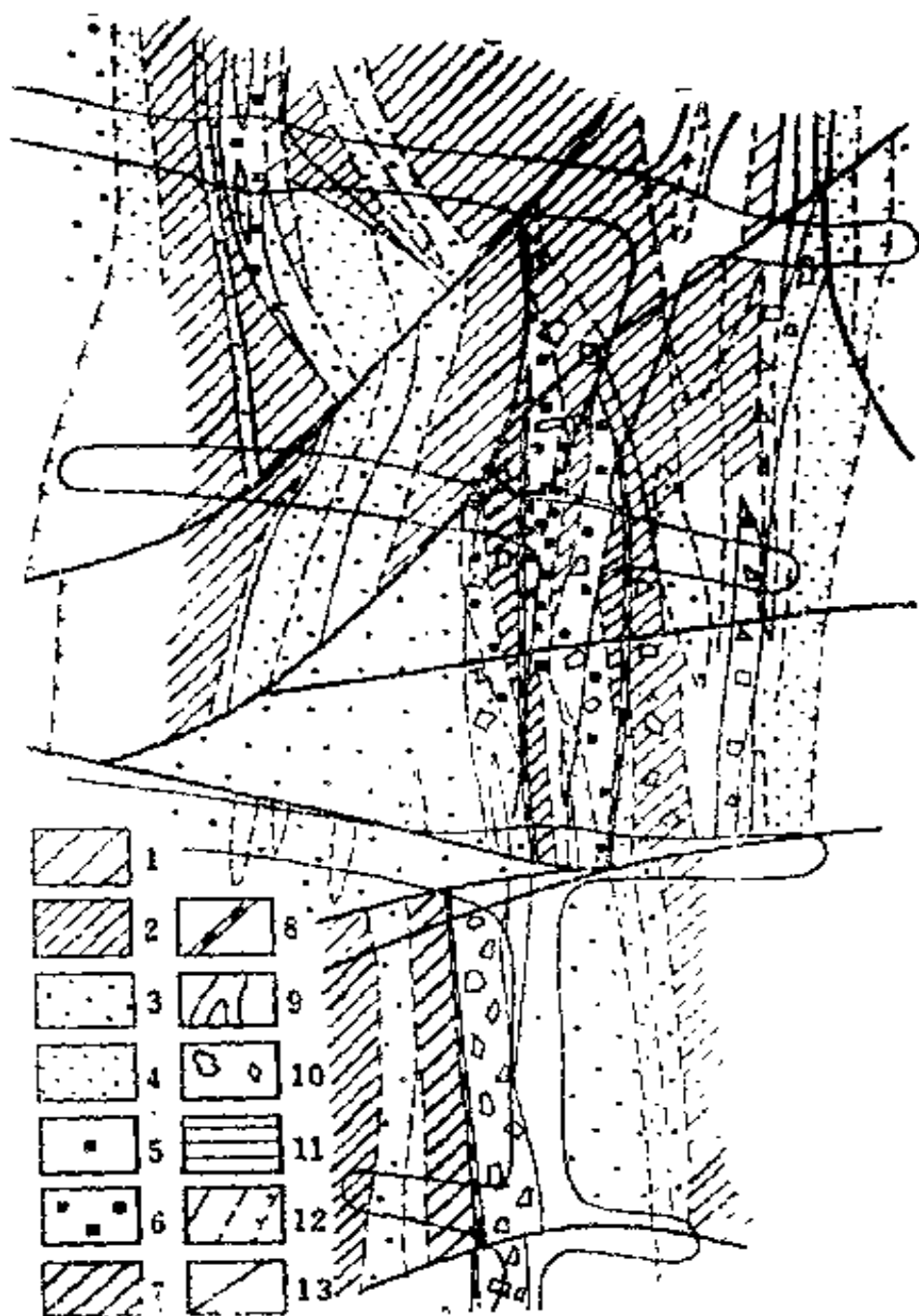


图4-13 苏联远东地区下Приморье金-银矿床8号矿体中段
黄铁矿分布图

1—7为按黄铁矿含量的等级：1. 低于1% 2. 1~3% 3. 3~5%
4. 5~10% 5. 10~15% 6. 15~20% 7. 20% 8—11为矿脉和类似的脉
体：8. 硫化物脉 9. 均匀结构的石英 10. 角砾状石英 11. 钙蔷薇辉石-碳
酸盐类脉体 12. 为界线 13. 构造破碎

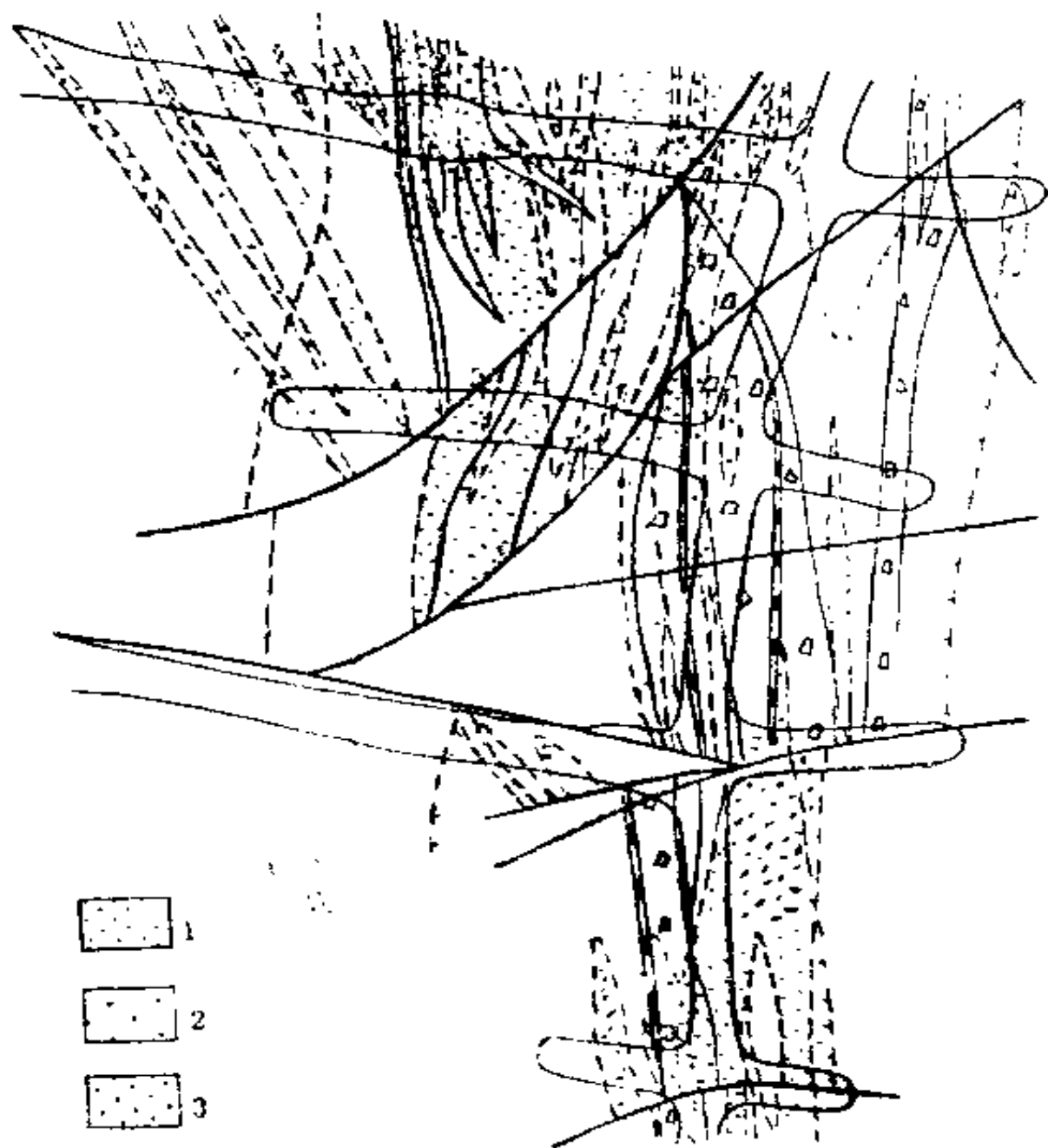


图4-14 苏联远东地区下Примурье金-银矿床8号

矿体中段金的浓集度平面分布图

1. 金低浓集度分布区 2. 金中浓集度分布区 3. 金高浓集度分布区

了8号矿体中段黄铁矿分布情况。按黄铁矿含量不同分为七个等级： $<1\%$ 、 $1\sim3\%$ 、 $3\sim5\%$ 、 $5\sim10\%$ 、 $10\sim15\%$ 、 $15\sim20\%$ 及 20% 。该图还表示出石英集合体复杂的情况：由石英脉往外为不规则石英细网脉和角砾状石英交代体。黄铁矿的分布特征为：石英交代体中黄铁矿小于 1% ，绢云母-石英交代体中黄铁矿为 $1\sim3\%$ ，石英细脉带中黄铁矿为 $3\sim5\%$ ，有时可达 $5\sim10\%$ ，而黄铁矿含量最大值则居于黄铁矿-绿泥石矿化发育带中。图4-14说明了该矿段金的浓集度平面分布情况：金的分布不均匀。金基本上与石英细脉发育带有空间关系，部分与均匀组构石英脉有关。在角砾状石英体中金则不太发育。

上述图件还可看出，黄铁矿富集程度与金的浓集显示负相关关系，即金的浓集度分布区与黄铁矿含量相对较低的地段（黄铁矿小于 5% ）吻合。矿体中仅有 2% 的面积中黄铁矿含量达到 $10\sim15\%$ 。图4-15还显示出金高浓集度区与绢云母化有空间的关系。

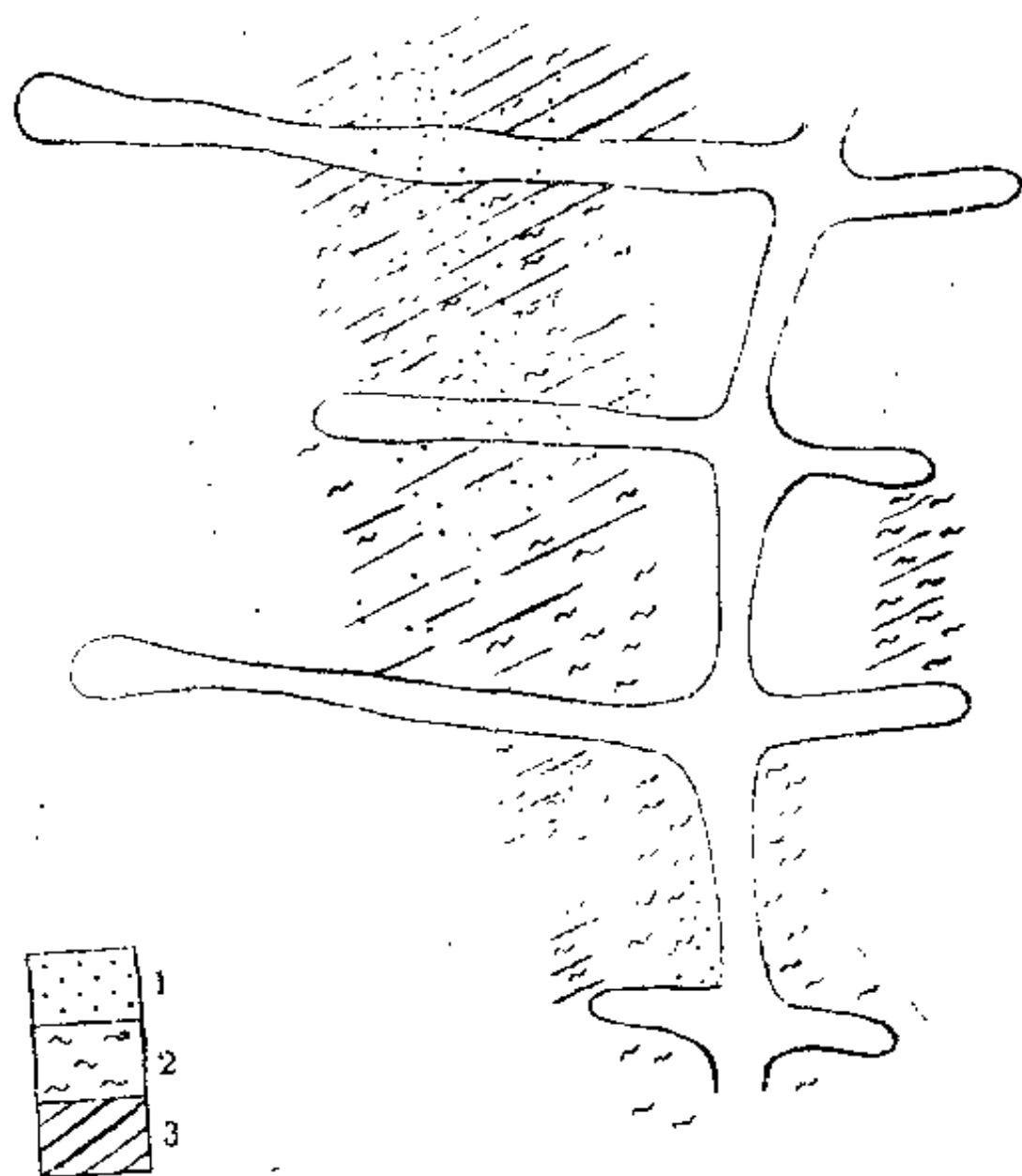


图4-15 苏联远东地区下Примурье金-银矿床8号矿体
中段金浓度集区与黄铁矿含量、绢云母化关系图
1. 金高浓度集区 2. 绢云母化区 3. 黄铁矿含量低于5%区

主 要 参 考 文 献

- 〔1〕 陈光远等, 1987, 成因矿物学与找矿矿物学, 重庆出版社。
- 〔2〕 邵洁涟等, 1987, 河北平泉某金矿床矿物成因及找矿标型性研究, 矿物学岩石学论丛3, 102—114页, 地质出版社。
- 〔3〕 邵洁涟等, 1987, 浙江火山岩区金矿床黄铁矿的找矿矿物学研究, 地质找矿论丛, 第二卷, 第1期, 55—65页。
- 〔4〕 邵洁涟等, 1986, 浙江火山岩区金矿床的矿物包裹体标型特征研究及其成因与找矿意义, 矿物岩石, 第6卷, 第3期, 103—111页。
- 〔5〕 李文达, 1986, 新西兰国际火山学会议上有关新金矿的讨论及我国中生代火山岩中找金可能性问题, 国外火山地质, 第2期, 1—18页。
- 〔6〕 邵洁涟, 1986, 石英的成因标型特征和找矿标型特征, 地质与勘探, 第8期, 33—35页。
- 〔7〕 徐国风等, 1986, 铁帽型金矿床的基本地质特征和找矿因素, 武汉地质学院地质科技情报, 第1期, 79—83页。
- 〔8〕 张文淮, 1985, 流体包裹体研究的新动向——27届国际地质大会流体包裹体论文综述, 武汉地质学院地质科技情报, 第1期, 70—76页。
- 〔9〕 卢焕章, 1985, 包裹体研究的现状, 中国地质, 第7期, 26—27页。
- 〔10〕 徐国风等, 1985, 矿物标型性研究在评价金矿床远景上的应用, 黄金, 第6期, 15—20页。
- 〔11〕 邵洁涟, 1985, 浙江遂昌某金矿床蔷薇辉石的研究, 岩石矿物及测试, 第1期, 23—30页。
- 〔12〕 王义文, 1985, 中国金矿床稳定同位素特征及其研究意义, 黄金, 第6期, 7—14页。
- 〔13〕 徐国风等, 1984, 陕西商县某金矿床的含金硫化物与矿床成因, 黄金, 第1期, 1—5页。
- 〔14〕 邵洁涟等, 1984, 河北平泉某次火山岩型金矿床的黄铁矿研究, 黄金, 第5期, 1—6页。
- 〔15〕 邵洁涟等, 1982, 陕西某“卡林型”金矿床石英的标型特征研究, 矿物岩石, 第1期。

- [16] 邵洁涟等, 1982, 陕西某金矿床重晶石的标型特征研究, 黄金, 第4期, 5—8页。
- [17] 邵洁涟等, 1982, 陕西某“卡林型”金矿床的黄铁矿研究, 岩矿测试, 第1卷, 第2期, 25—35页。
- [18] 邵洁涟, 1981, 脉石英含金性评价的矿物学标志, 地质与勘探, 第9期, 27—28页。
- [19] 李兆麟, 1981, 矿物中包裹体研究, 科学出版社。
- [20] 徐国风等, 1981, 金及相关金属矿物的成因标型特征, 地球科学, 第2期, 155—166页。
- [21] 陈毓蔚等, 1980, 我国显生代金属矿床铅同位素组成特征及其成因探讨, 地球化学, 第3期, 215—229页。
- [22] 徐国风等, 1980, 黄铁矿的标型特征及其实际意义, 地质论评, 第26卷, 第6期, 541—546页。
- [23] 徐国风等, 1979, 磁铁矿的标型特征及其实际意义, 地质与勘探, 第3期, 30—37页。
- [24] Bache, J. J., 1987, World Gold Deposits A Quantitative Classification, Elsevier Publishing Company, New York, Amsterdam, Oxford.
- [25] Taube, A., 1986, The Mount Morgan gold-copper mine and environment, Queensland, a volcanogenic massive sulfide deposit associated with pencontemporaneous faulting, Econ. Geol., v. 81, No. 6, p. 1322—1340.
- [26] Hinse, G. J., et al., 1986, On the origin of Archean Vein-Type Gold Deposits with Reference to the Larder Lake 'Break' of Ontario and Quebec, Mineralium Deposita, v. 21, No. 3, p. 216—227.
- [27] Harris, D. C., 1986, The diverse mineralogy of the Hemlo gold deposit, Hemlo, Ontario. Abstracts of the fourteenth General Meeting of the IMA, p. 120.
- [28] Hollister, V. F., 1985, Discoveries of Epithermal Precious Metal Deposits, Society of Mining Engineers of AIME.

New York, p. 169.

- (29) Radtke, A. S., 1985, *Geology of the Carlin Gold Deposit, Nevada*, U. S. Geological Survey Profesional Paper 1267, p. 113. WASHINGTON.
- (30) Foster, R. P. et al., 1984, *The Geology, Geochemistry and Genesis of Gold Deposits*, Geological Society of Zimbabwe Special Publication №1. A. A. Balkema/Rotterdam.
- (31) Mana, A. W., 1984, *Mobility of Gold and Silver in Late-teritic Weathering Profiles, Some Observation from Western Australia*, *Econ. Geol.* v. 79, №1, p. 38—49.
- (32) Schwertmann, U., et al., 1984, *The influence of crystallinity on the Mossbauer spectrum of Lepidocrocite*, *Miner. Mag.* 48, p. 507—511.
- (33) Harkonen, I., 1984, *The Gold-bearing Conglomerates of Kaarestunturi, Central Finnish Lapand*, p. 239—247 in *Geological Society of Zimbabwe Special Publication №1*. A. A. Balkema/Rotterdam.
- (34) Wilson, A., F., 1984, *Origin of quartz-free gold nuggets and supergene gold found in laterites and soils—A review and some new observations*, *Austra. Jour. Earth Sci.* v. 31, p. 303—316.
- (35) Patterson, G. C., 1983, *Exploration History in the Hemlo Area*, p. 226—229 in *The Geology of Gold in Ontario*, Ontario Geological Survey Miscellaneous Paper 110.
- (36) Fyon, J. A., et al., 1983, *The Carshaw and Malga Iron-Formation-Hosted Gold Deposits of the Timmins Area*, p. 98—110 in *The Geology of Gold in Ontario*, Ontario Geological Survey Miscellaneous Paper 110.
- (37) Louise du Boulay, 1983, *GOLD 1983, Consolidated Gold Fields PLC*, 1—55, London.
- (38) Vredenburg, L.M., 1982, *Tertiary gold-bearing mercury*

- deposits of the Coast Ranges, Calif. Geol., v. 35, No. 2, p. 3—6.
- [39] Smith, R. M., 1981, Source of Mother Lode Gold, California Geology, v. 34, No. 2, p. 99—103.
- [40] Jeason, L. S., 1981, The Gold Deposits in Kirkland Lake-Larder Lake Area, Ontario Geological Survey Miscellaneous Paper 97.
- [41] Russel, N., et al., 1981, Geology and Geochemistry of the Pueblo Viejo Gold-Silver Oxide Ore Deposit, Dominican Republic, Institution of Mining and Metallurg Section B, Earth Sci., v. 90, p. 153—181.
- [42] Murad, E., 1979, Mossbauer spectra of goethite: evidence for structural imperfections, Miner. Mag. 43, p. 355—361.
- [43] Sillitoe, R. H., 1979, Some Thoughts on Gold-Rich Porphyry Copper Deposits, Mineralium Deposita, 14, p. 161—174.
- [44] Doe, B. R., et al., 1979, Plumbotectonics, The phanerozoic, In: Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits, Edited by Hubert Lloyd Barnes.
- [45] Boyle, R., 1979, The geochemistry of gold and its deposits, Canada Geological Survey Bulletin 280, p. 584.
- [46] Bralio, A., et al., 1979, A Revaluation of the Co/Ni Ratio in Pyrite as Geochemical Tool in Ore Genesis Problems, Mineralium Deposita, v. 14, p. 353—374.
- [47] Giusca, D., et al., 1969, Metallogenesis associated to Neogene volcanism in the Roumanian Carpathians, Rev. Roumanian Geol. Geophys. et Geogr. Ser. geol. v. 13, No. 1, p. 11—27.
- [48] Борисова, Е. А., и др., 1986, Редкие разновидности блеклых руд одного из золоторудных месторождений, Зап. Всес. Минер. общ., ч. 115, вып. 1, с. 63—72.
- [49] Богданова, Л. А., и др., 1986, Турмалин золоторуд-

- ных месторождений Восточного Забайкалья, Зап. Всес. Минер. общ., ч. 115, вып. 2, с. 191—200.
- [51] Горобец, Б. С., 1986, Типоморфные люминесцентные свойства минералов, В сб. Типоморфизм минералов и минеральных ассоциаций, с. 50—59, М. Наука.
- [52] Петровская, Н. В., Шадлуи, Т. Н., и др., 1986, Значение периодических совещаний для развития исследований типоморфизма минералов и минеральных ассоциаций, В сб. Типоморфизм минералов и минеральных ассоциаций, с. 149—161, М. Наука.
- [53] Станкеев, Е. А., 1986, Генетическая минералогия, М. Недра, с. 272.
- [54] Новгородова, М. И., и др., 1986, Использование типоморфизма минералов и минеральных ассоциаций при минералогическом картировании полиформационных месторождений, В сб. Типоморфизм минералов и минеральных ассоциаций, с. 88—95, М. Наука.
- [55] Сахарова, М. С., и др., 1986, Типоморфизм минералов золото-серебряных месторождений, В сб. Типоморфизм минералов и минеральных ассоциаций, с. 77—88, М. Наука.
- [56] Ляхович, В. В., 1986, О типоморфизме акцессорных минералов, В сб. Типоморфизм минералов и минеральных ассоциаций, с. 112—115, М. Наука.
- [57] Петровская, Н. В., Чухров, Ф. В., 1986, Развитие Идей А. Е. Ферсмана в учении о типоморфизме минералов и минеральных ассоциаций, В сб. Типоморфизм минералов и минеральных ассоциаций, с. 5—13, М. Наука.
- [58] Яковлев, П. Д., 1986, Промышленные типы рудных месторождений, с. 215—236, Глава XVIII месторождения золота, "Недра", Москва.

- [58] Вознесенский, С. Д., и др., 1986, Современное минералообразование в золотой россыпи, Зап. Всес. Минер. общ., ч. 115, вып. 3, с. 301—310.
- [59] Царев, В. В., и др., 1985, Типоморфные свойства кварца как показатель условий его образования и продуктивности, Изв. высш. учеб. завед. Геол. и Разведка, 1985, № 9, с. 27—33.
- [60] Красников, Н. Н., 1985, Генетические особенности золотого оруденения в архейских зеленокаменных поясах, Советская геология, 1985, № 7, с. 33—40.
- [61] Степанов, В. А., Берзон Р. О., 1985, Выявление золото-ртутных руд на ртутных месторождениях, Разведка и Охрана недр, 1985, № 2, с. 27—29.
- [62] Нестерова, И. Н., 1985, Типоморфные особенности кварца из месторождения золото-кварцевой формации (Западное Забайкалье), Вестн. Моск. Ун-та, Сер. 4, Геология, 1985, № 4, с. 80—83.
- [63] Гамияни, Г. Н., и др., 1985, Полиформационное золоторудное месторождение, Геол. рудн. месторожд., 1985, № 5, с. 86—89.
- [64] Сустанов, О. А., Юргенсон, Г. А., Пшеничкин, А. Я., 1985, Картирование рудоносных территорий, с. 48—71, Уральский Научный Центр АН СССР.
- [65] Петровская, Н. В., и др., 1985, Примеси редких земель в кварце как индикаторы источника рудного вещества, Геол. рудн. месторожд., 1985, № 3, с. 66—74.
- [66] Пшеничкин, А. Я., 1985, Использование кристалломоρφологии пирита при минералогическом картировании золоторудных месторождений Алтае-Саянской складчатой области, В сб. Минер. картирование рудоносных территорий, с. 60—71, Уральский научный центр АН

СССР.

- (87) Юргенсон, Г. А., 1985, Минералогическое картирование при изучении жильного кварца. В сб. Минер. карто-
вание рудоносных территорий, с. 55—59, Уральский
Научный Центр АН СССР.
- (88) Сафронов, Д. Н., 1985, Использование количественных
соотношений между россыпной и коренной золотоносно-
стью для регионального прогноза, Геол. и полез. ископ.
зарубежных стран, с. 59—62.
- (89) Коробейников, А. Ф., Пшеничкин А. Я., 1985, Геохими-
ческие особенности пирита золоторудных месторожде-
ний, Геохимия, 1985, № 1, с. 93—104.
- (90) Евдокимов, А. Н., и др., 1985, Ильквиниты из кибберл-
итов и связанных с ними россыпей северо-востока Сибир-
ской платформы, Зап. Всес. Минер. общ., ч. 114, вып.
3, с. 200—212.
- (91) Кулындышев, В. А., Мельников В. Д., 1984, Золоторудные
формации в кн., Основные типы рудных формаций с.
264—297, М. Наука.
- (92) Портнов, А. М. и др., 1984, Люминесцентно-геохими-
ческий анализ шликера при оценке аэромагнитных аном-
алий, Геол. рудн. месторожд., 1984, № 2, с. 91—93.
- (93) Полевиков, В. П., 1984, Возможность выявления нового
типа месторождений золота в глинистых отложениях кай-
нозоя; Разведка и Охрана недр, 1984, № 10, с. 17—19.
- (94) Евзикова, Н. З., 1984, Поисковая кристалломорфология,
с. 82—128, М. Недра.
- (95) Китаенко, А. Э., 1984, Пирит как минералого-геохими-
ческий индикатор зональности окколорудного ореола Пер-
вомайского медно-цинковоколчеданного месторождения,
Геол. рудн. месторожд., Том 26, № 2, с. 77—86.

- (76) Кулындышев, В. А., и др., 1984, Золоторудные формации в кн., Основные типы рудных формаций, с. 264—297. М. Наука.
- (77) Латыш, И. К., 1984, Атлас морфологии, структур и ассоциаций структур и ассоциаций самородного золота Украины, Киев Наука Думка.
- (78) Павлишин, В. И., 1983, Типоморфизм кварца, слюды и полевых шпатов в эндогенных образованиях, Киев Наукова думка, с. 232.
- (79) Смирнова, С. К., и др., 1983, Применение типоморфных особенностей минералов для прогнозной оценки золотых рудопроявлений Восточного Узбекистана и определения уровня их эрозийного среза, В КН., Новые идеи в генетической минералогии, с. 108—113. М. Наука.
- (80) Рихвядов, Л. П., и др., 1983, Радиогеохимическая характеристика пирита золоторудных месторождений Алтае-Саянской складчатой области, Зап. Всес. Минер. общ., т. 112, вып. 1, с. 57—66.
- (81) Гамянин, Г. Н. и др., 1983, Значение изучения типоморфизма минералов при регионально-минералогических исследованиях, Минерал., сб. Львов Ун-Та, № 37/2, с. 17—25.
- (82) Сахарова, М. С., и др., 1983, Минералогия серебра гидротермальных вулканогенных образований, в кн., Минералогия рудных месторождений, с. 37—48, М. Наука.
- (83) Ольшеский, В. М., и др., 1983, Тунгстенил на Золотасульфидном месторождении центральной Чукотки, Докл. АН СССР, т. 270, № 8, с. 1453—1456.
- (84) Сахарова, М. С., Брызгалов И. А., 1983, Минералогия серебра гидротермальных вулканогенных образований, в кн., Минералогия рудных месторождений с. 37—48.

- (85) Крылова, В. В., 1983, Марганцевая минерализация как поисковый признак золото-серебряных руд, в кн.: Минералогия рудных месторождений с. 48—60.
- (86) Гаминия, Г. И., и др., Значение изучения типоморфизма минералов при регионально-минералогических исследованиях, 1983, Минерал. сб. Львов Ун-Та, № 37/2, с. 17—25.
- (87) Захарова, Е. М., 1983, Новые направления шлихового метода поиска, Вестн. Моск. Ун-Та, Сер. 4, Геология, 1983, № 4, с. 49—55.
- (88) Смирнов, В. И., 1982, Геология полезных ископаемых, Москва "Недра".
- (89) Футчук, В. Я., и др., 1982, Об источниках золота в россыпях одного из районов СССР, Изв. ВУЗ, ГЕОЛОГИЯ и РАЗВЕДКА, 1982, № 6, с. 53—59.
- (90) Спиридов, Э. М., и др., 1982, Новые минералы золота—плюмботеллуриды золота, меди, железа, серебра (группа Билибинскита), в кн.: Новые данные о минералах, с. 140—147, М. Наука.
- (91) Литвин, А. Л., Павлишин, В. И., и др., 1982, Типоморфизм конституции минералов в эндогенных образованиях; Магматический процесс, Минералогический журнал, т. 4, № 3, с. 3—11.
- (92) Гаврилов, В. И., Онихимовский В. В., 1982, Связи олова и золота, Совет. Геол. 1982, № 10, с. 63—67.
- (93) Коваленкер, В. А., 1982, Минералы олова и их парагенезисы близповерхностного золота рудного месторождения, Геол. рудн. месторожд., 1982, № 1, с. 31—41.
- (94) Константинов, М. М., и др., 1981, Основы прогноза золото-серебряного оруденения в вулканических областях, Совет. Геол. 1981, № 2, с. 29—42.

- (95) Хрушудян, Э. Х., 1981, Политипия минералов как типоморфное свойство, Ереван Изд. АН Арм. ССР., с. 121—243.
- (96) Берман, Ю. С., 1981, Марганцевые окислы—указание золото-серебро оруденения, Разведка и охрана недр, 1981, № 3, с. 32—35.
- (97) Монахов, В. С., и др., 1980, Типоморфные особенности кварца из золотоносных жильных образований докембрия Украинского щита, Зап. Всес. Минер. общ., 109, вып. 4, с. 43—50.
- (98) Юргенсон, Г. А., и др., 1979, Вариации состава и свойств жильного кварца месторождения золото-сульфидно-кварцевой формации как отражение рудной зональности и условий образования, Геол. рудн. месторожд., 21, № 3, с. 56—67.
- (99) Воляровян, М. П., и др., 1979, О возможности качественной оценки характера рудоносности кварц содержащего тела, Геол. Ж., 39, № 3, с. 110—114.
- (100) Спиридонов, Э. М., Чвилева Т. Н., 1979, Безсмертновит $\text{As}_2\text{Si}(\text{Te}, \text{Pb})$ —новый из зоны окисления месторождений Дальнего Востока, Докл. АН СССР, Том 249, № 6.
- (101) Спиридонов, Э. М., и др., 1978, Билибияскит—новый минерал золото-теллуридных месторождений, Зап. Всес. Минер. общ., ч. 107, вып. 3—4.