成都理工大学

硕士学位论文

云南勐满金矿床成矿物质来源分析

姓名：王翔

申请学位级别：硕士

专业：地球化学

指导教师：罗梅

20080501

云南勐满金矿床成矿物质来源分析

作者简介：姓名 王翔， 性别 男，1982 年 11 月生，师从成都理工大学罗梅教授，2008 年 06 月毕业于成都理工大学地球化学专业，获得理学硕士学位。

摘 要

云南省勐海县勐满金矿床所在研究区，大地构造位于怒江-澜沧江-金沙江（简称“三江”）褶皱系最南部。“三江”地区是我国重要的多金属矿产成矿区，“三江”流域及相依的横断山脉地区，包括青藏高原东南部及滇西和滇西南高原,自中生代以来，一直为中国大陆三大构造单元所夹持，并受青藏高原地壳物质相对向 SSE 方向侧向位转的强烈作用，这种特定的大地构造背景和区域构造应力场，使本区在经过多期构造运动之后，形成了相当复杂的构造图景。

研究区内出露赋矿地层岩性有上元古界澜沧群曼来组浅变质岩系，中侏罗统花开左组碎屑岩系和第四纪风化坡残积层。金矿化按产出部位、地层岩性及矿床成因分为微细浸染型和红土型两种类型。本文主要通过元素地球化学，同位素地球化学及地球化学热力学计算来探讨勐满金矿床的成矿物质来源。

通过研究发现勐满金矿床是一个沉积改造的低温热液微细浸染型金矿床，研究区属于断裂构造，金矿体主要沿研究区内几大断裂分布。通过矿床地质特征、控矿地质条件、矿石物质组成等研究，认为本区金矿不具典型层控特征；再结合硅同位素地球化学和硅质阴极发光研究方法追踪硅质来源，成功地证明了成矿作用的硅质不是由围岩提供的，即勐满金矿床成矿作用受区域大地构造的发展、演化的控制，金矿床的形成与区域深断裂带及热液活动密切相关。

矿区流体氢-氧同位素组成数据显示 δD‰值为-91～-94‰；$\delta^{18}O_{H2O}$‰值（计算）为 0.01～1.18‰，铅同位素测定结果表明矿石 Pb^{206}/Pb^{204} 的变化范围 18.496-18.706，Pb^{207}/Pb^{204} 的变化范围 15.592-15.677，Pb^{208}/Pb^{204} 的变化范围 38.621-38.959，勐满金矿床矿石硫同位素（$\delta^{34}S$‰）由黄铁矿组成，为负值，硫同位素组成（$\delta^{34}S$‰）比较稳定，分布范围为负值-2.194±0.003‰～-2.974±0.005‰，平均为-2.638‰。

通过研究认为勐满金矿床成矿物质主要来源于燕山晚期上地幔热液。中侏罗世之后的燕山晚期（燕山构造阶段），本区再次爆发强烈造山运动，使原有封闭的深大断裂再度复活，形成超壳深断裂，使聚集于深部的上地幔分异成矿流体穿越壳-幔界面进入地壳；而流体在穿越界面时，由于高压和蒸汽的共同作用，使流体中的 Au 呈纳米级微粒自然金胶粒，伴随燕山运动发育的深部岩浆活动（为成矿流体运移提供热动力源，而非矿源），及随着同生断裂构造活动，使这些成

矿流体以喷流沉积的形式分布在沉积地层中，导致其上部沿断裂、层间构造带、不整合面控制的沉积地层初始富集，从而形成大量的含矿建造。本区沿构造带及不整合面上、下分布的中侏罗世花开左组和曼来组的金含量在这种大地构造背景和成矿作用下以初始矿源层为基础进一步变富，从而形成了现在的勐满金矿床。

通过本文的研究，初步对该区的成矿物质来源有了理论上的了解，在理论和实践上指导该区的金矿找矿。

关键词：云南勐满　金矿床　元素地球化学 同位素

The Anlysis of Yun Nan Meng Gold Deposit Ore-forming Meterials

Introduction of the author: Wangxiang, male, was born in Nov, 1982 whose tutor was Professor Luomei . He graduated from Chengdu University of Technology in Geochemistry major and was granted the Master Degree in June, 2008.

Abstract

The research area where the Meng Man gold deposit which is in Meng Hai county, Yun Nan province lies, the tectonic structures lie in the fast south of Nu River-Lan Cang River-Jin Sha River(for short 'the three river') fold system. 'The three river' area is our country's important metallogenic province which contains kinds of metal minerals. 'The three river' basin and its dependent transecting mountain range, including southeast of Qing Zang plateau, Dian Xi and Dian's southwest plateau, which are retained by mainland's three big tectonic units from the mesozoic era, and are endured the strong lateral turning effect by Qing Zang plateau's crustal material towards the SSE direction, this specific tectonic structures background and regional structure stress field make this area forming a quite complicating structure prospect after multi-phase structure actions.

The bearing ore stratigraphic lithology unveiled in the research area include upper proterozoic erathem Lan Cang Group Man Lai Group metamorphosed rock series, Middle Jurassic Series Hua Kai Zuo Zu clastic rock series and the Quaternary period weathering slope eluvium. Gold mineralization can be divided as micro fine type(that is Carlin type, gold mineralization lies in the lower basement rock series) and lateritic type(gold mineralization lies in the upper residual-slope sedimentary rocks) according to the producing position, stratigraphic lithology and ore genesis. This thesis discusses the source of Gold deposit's metallogenic materials through elemental geochemistry, isotope geochemistry and geochemical thermodynamics calculation.

Through the research, it finds that Meng Man Gold Deposit is a sedimentary reformatic low-temperature hydrothermal micro fine type gold deposit. The research area belongs to fault structure, the gold deposit mainly distributes along some big fractures in the research area. Through the research of geological features of ore deposit, ore controlling geological condition and ore substance composition, it regards that this gold deposit does not have the typical strata-bound characteristic, and combining with the silicon isotope geochemistry and silica cathode luminescence research method to track the silica source have proved successfully that mineralization silica is not provided by surrounding rocks, that is , the gold deposit mineralization of

Meng Man is controlled by the regional geotectonics'development and evolution, the formation of the gold deposit is closely connected with the deep fracture zone and hydrotherm activities.

The research area H-O isotope date show that the date of δD‰ is -91～-94‰;the date of δ18OH2O‰ is 0.01～1.18‰,the date of Pb show that the range of Pb206/Pb204 is 18.496-18.706,the range of Pb207/Pb204 is 15.592-15.677,the range of Pb208/Pb204 is 38.621-38.959。 The research area S isotope（δ34S‰）is make up of iron pyrites,the date of S isotope is -2.194±0.003‰～-2.974±0.005‰,the average date of S isotope is -2.638‰。.

Through the research, it regards that the resource of Meng Man gold deposit metallogenic materials are mainly from Yan Shan advanced stage upper-mantle hydrotherm. Yan Shan advanced stage(Yan Shan tectonic stage) after Middle Jurassic, this area erupted strong orogenetic movements once more, making the original closed deep fault revived again, and forming super crust deep fracture, it makes the differential ore-forming fluid aggregated on deep upper mantle crossing the crust-mantle interface, then entering into crust; however, when fluid crosses the interface, because of the interaction of high pressure and steam which make the Au in fluid showing as nanometer grade powders natural gold colloidal particle. With Yan Shan motion development's deep magmatic activity(it provides heat dynamic resource for ore-forming fluid transaction, not ore source) and contemporaneous fault tectonic activity, they make the those ore-forming fluid distribute in the sedimentary strata in a way of exhalative sedimentation, with a result, the upper part preliminarily enriched along with the fracture, interlayer structural belt and unconformity surface controlling sedimentary strata, thus, it forms massive ore containing construct. Gold content in the this research area which is along with the structural belt, and which is in Middle Jurassic Hua Kai Zuo Zu distributes on the upper and lower unconformity surface and Man Lai group's gold content in the background of this tectonic structure and the mineralization, it becomes more rich on the basis of the original ore source bed, thus, it forms the Meng Man Gold Deposit nowadays.

Through this paper research,we have a basic understanding about this areas's Ore-forming Meterials,this understanding guides next step's ore-finding in theory and practice.

Keywords: YunNanMengMan Gold deposit element geochemistry isotope

独创性声明

本人声明所呈交的学位论文是本人在导师指导下进行的研究工作及取得的研究成果。据我所知，除了文中特别加以标注和致谢的地方外，论文中不包含其他人已经发表或撰写过的研究成果，也不包含为获得 成都理工大学 或其他教育机构的学位或证书而使用过的材料。与我一同工作的同志对本研究所做的任何贡献均已在论文中作了明确的说明并表示谢意。

学位论文作者签名：王等利

2008 年 6 月 25 日

学位论文版权使用授权书

本学位论文作者完全了解 成都理工大学 有关保留、使用学位论文的规定，有权保留并向国家有关部门或机构送交论文的复印件和磁盘，允许论文被查阅和借阅。本人授权 成都理工大学 可以将学位论文的全部或部分内容编入有关数据库进行检索，可以采用影印、缩印或扫描等复制手段保存、汇编学位论文。

（保密的学位论文在解密后适用本授权书）

学位论文作者签名：王等利

学位论文作者导师签名：

2008 年 6 月 25 日

引 言

本文得课题来源为云南地矿资源股份有限公司科研项目“云南勐满金矿床成矿分布规律与找矿方向研究”.

近年来，随着金属矿藏的使用量越来越大，国际市场上的金属交易价格呈现出迅猛的上升势头，尤其是黄金的价格持续攀升,不断刷新黄金价格的历史记录。我国虽然金矿数量较多，但多属于中小型矿床，大型特大型的金矿床极少，这就决定了我们的金矿资源处于较分散的状态,随着我国经济的不断发展,人民生活水平的不断提高,我国每年的黄金使用量持续增大,这就使得金矿找矿就成为了一个迫在眉睫的事情。

自1962年美国内华达州卡林金矿发现以来，在世界各地掀起微细浸染型金矿勘查开发的热潮，且至今不衰。微细浸染型金矿已成为三大主要类型金矿之一(砾岩型、绿岩型和微细浸染型)，备受世界各国的重视。在中国，微细浸染型金矿的勘查研究虽起步较晚，但已取得较大突破。中国南部,尤其是西南部已展示出滇黔桂、川甘陕和湘中等三个集中区，数百处矿床(点)，且有多处可能为超大型矿床，累计资源远景超千吨，使我国成为世界微细浸染型金矿的主要分布区。

目前，对于微细浸染型金矿的称谓较多，诸如卡林型、微粒浸染型、细粒浸染型、细脉浸染型、超微粒型和碳硅泥型等。微细浸染型金矿的概念有狭义和广义两种。狭义的微细浸染型金矿即卡林型金矿，为产于沉积岩中、主要由非岩浆热液作用形成、金呈显微—次显微状、矿化受组构控制很弱的金矿床。广义的微细浸染型金矿为产于沉积岩、浅变质沉积岩、火山沉积岩中,主要由非岩浆热液作用形成,金呈显微—次显微状,矿化受组构控制很弱的金矿床。

微细浸染型金矿具有如下共性：1) 矿化受组构控制程度很低；2) 金呈显微—次显微状；3) 围岩蚀变弱，矿化与围岩界线不明显；4) 矿石呈浸染状、细脉浸染状；5)具有中低温元素和矿物组合，元素组合为Au、As、Sb、Hg、Tl、Ba，矿物组合为自然金、毒砂、雄(雌)黄、辉锑矿、钅它矿物和重晶石等；6) 矿床中Au/ Ag 值大于1。微细浸染型金矿定年方法的选择，对于弄清矿床的形成机制并指导找矿具有重要意义。常见的定年方法有以下几种。

1) 传统的地质推断法，确定矿体与其他地质体的时间顺序以推测矿体的形成时间。

2) 同位素和ESR定年法 矿物和矿石进行Rb-Sr 、K-Ar、铅和ESR法等测定,以获取成矿年龄信息。如戈塘金矿石和桥桥上矿床蚀变矿物的Rb-Sr 等时线年龄分别为172 Ma和167 Ma[1,2]，显示矿床形成于燕山期。

研究微细浸染型金矿矿源的可能途径有以下几种：

1) 微量元素：a 以区域背景值为标准，将作为可能来源的地质体的丰度与

其对比；b 利用 Au 及其相关元素(As、Sb、Hg 等) 在各地质体中的变异系数推知这些地质体中成矿元素的可活化性，c 利用 Au 及其相关元素和它们的矿化、异常在各地质体中的空间分布特征，分析金矿与各地质体的空间联系及可能的成因联系．d 利用热液矿物与成岩矿物之间微量元素的关系分析矿质来源，如郑明华等[3]通过对四川东北寨金矿床热液黄铁矿和成岩黄铁矿的微量元素进行 Q 型聚类分析，发现两者关系密切，从而推知矿质主要来自沉积地层。

2) 稀土元素，利用金矿化(矿石及矿物) 与地质体的稀土元素地球化学特征对比，以分析矿化和各地质体的成因联系[4]，如通过对甘孜丘洛成矿带金矿的稀土元素地球化学特征对比[5]，发现矿化主要与泥砂质岩系有关。

3) 同位素，利用矿石矿物和脉石矿物的同位素特征分析矿质来源。例如：a 由矿石中硫化物矿物的硫同位素指示矿化体系的硫源；b 由脉石碳酸盐矿物，有机碳和碳酸盐岩等含碳地质体的碳同位素特征分析成矿体系的碳源，如通过对中国微细浸染型金矿碳同位素的对比研究，认为碳质主要来自地层中的碳酸盐岩，其次来自地层中的有机质[6]；c 由包裹体水溶液的氢氧同位素组成来推定流体介质的来源；d 利用矿化(矿石、矿物) 的铅同位素组成与成矿时各围岩地质体的铅同位素组成进行对比推测矿化体系中铅及金的可能来源[6,7,8]；e 新近提出并开始运用的，由脉石矿物与各地质体的硅同位素对比，以指示矿化体系中硅质的来源，如刘家军等通过分析四川若尔盖县拉尔玛金矿床热液石英、沉积硅岩和火山作用成因玛瑙的硅同位素组成，认为热液中硅质主要来自沉积硅岩。

4) 浸淋实验，利用对各种围岩地质体进行不同条件尤其是成矿条件下的模拟浸淋实验，以分析矿质的可能来源。例如，笔者在常温常压下对炉霍裂谷三叠系岩屑砂岩的浸淋实验[9]表明，不同介质对岩石的金浸出率为1.33 %～3.92 %，且以近中性介质的浸出率较高，说明矿质可以来自岩屑砂岩。

5) 可活化性实验，这种方法是由不同介质对地质体进行溶样，以确定其中可活化金的比例，从而推断金源[10]。例如，对炉霍裂谷各类岩石的可活化性实验表明，除泥砂质岩石外，凝灰岩、凝灰质板岩和玄武岩含有相当比例的可活化金，说明裂谷区较高的海底火山作用也提供了金属矿质[9]。

6) 岩石有效孔渗性对比，分析对比各类岩石的有效孔渗性，推测热液流体对各类岩石中矿质淋滤萃取的可能性，相应间接地指明矿质的可能来源。例如，吴江[10]对桂西北中三叠统砂岩的有效孔渗性研究后认为，热液极难进入完整的中三叠统岩层中流动并萃取金元素，换言之，矿质的主要来源不是中三叠统岩石。由上可知，迄今为止人们对微细浸染型金矿物质来源的研究方法，大多数仍属间接性推断，从而造成对该类金矿物源的认识争论很大。主要的观点有以下几种：a 矿质源于赋矿围岩，这种观点为狭义的侧分泌论，持此观点的学者有：Radtke等[11]、Romberger[12]等。b 矿质源于上地壳，这种观点为广义的侧分泌论，持此观点的学者有Nesbitt[13]、Shalton 等(1988)、Aichier 等(1989) 和

Cunncngham 等[14] 。c 矿质源于喷流岩，持此观点的学者有German (1989) 、Hanington 等(1986 、1988 、1989) 、Huston & Large (1989) 等。d 矿质源于岩浆，持此观点的学者以Sillitoe & Bonham [15] 为代表。e 矿质源于宇宙尘，对宇宙物质在金矿床形成过程中的贡献，国内外学者涉足较少。郑明华等 [16] 研究四川南坪马脑壳金矿床时提出，宇宙尘作为金和砷的潜在载体进入含矿地层中，为后成金矿的形成提供了部分矿质。

云南勐满金矿床位于云南省勐海县勐满镇西南方约 2km，矿区中心地理坐标为：东经 100° 07′ 20″，北纬 22° 09′ 55″，面积约 3.3Km^2。金矿床所在研究区，大地构造位于怒江-澜沧江-金沙江（简称“三江”）褶皱系最南部。“三江”流域及相依的横断山脉地区，包括青藏高原东南部及滇西和滇西南高原，自中生代以来，一直为中国大陆三大构造单元所夹持，并受青藏高原地壳物质相对向 SSE 方向侧向位转的强烈作用，这种特定的大地构造背景和区域构造应力场，使本区在经过多期构造运动之后，形成了相当复杂的构造图景。

“三江”地区是我国重要的多金属矿产成矿区，近 30 年来，有许多地质矿产研究人员从不同方面对该区进行过系统研究。陈炳蔚、王铠元等（1987）在槽-台基本理论基础上，按板块构造观点对该区大地构造演化进行了系统研究，认为“三江”地区及邻区的构造格架主要是经燕山运动和喜玛拉雅运动最终成形的，其中三大构造系统经过不同的发育形成阶段：印支晚期运动形成了三江弧形构造；印支-燕山运动形成 NE 向构造；喜玛拉雅运动晚期（新第四纪）出现新生的网格状断裂构造。该区地质构造活动强烈，正由于多期、多次强烈的构造活动，造就了本区独特的地层建造、岩浆火山活动、变质作用和深大断裂构造体系，为燕山期至喜山期的成矿作用提供了条件。

自 20 世纪 90 年代初在滇西南地区的潞西发现上芒岗微细浸染型金矿床以来，近十多年来在该区又相继发现了马脖子、河边寨等多个中小型微细浸染型金矿床。勐满金矿床也是与上芒岗相似的微细浸染型金矿床。这些金矿床产出于不同的地层、时代和岩性中，成矿控制作用也各不相同，但在成因上都与“三江”地区大地构造演化有着非常密切的关系。

本文所研究的勐满微细浸染型金矿床赋矿层位为上元古界澜沧群幔来组（浅变质碎屑岩）及不整合覆于其上的中侏罗世细碎屑岩，矿化岩石的热液（水）交代作用及石英脉与硅化和粘土化等围岩蚀变发育。而与本文所研究的勐满微细浸染型金矿床相似的上芒岗微细浸染型金矿床赋矿层位为下二叠统沙子坡组及不整合覆于其上的中侏罗统勐嘎组（容矿岩石为砂泥质岩和泥硅质灰岩），金矿化受断裂构造及不整合面控制，热液交代作用及石英脉与硅化、黄铁矿化和粘土化等围岩蚀变发育。上述金矿床产出的层位、岩性和受控构造等都是区域大地构造演化的必然产物。

本文通过对元素地球化学、同位素地球化学以及地球化学热力学的研究来探

讨勐满金矿床的成矿物质来源。

2005 年 8 月开展第一阶段野外地质调研与取样工作，2005 年 9～12 月开展室内工作，同时对第一阶段工作进行了及时小结. 2006 年 1 月对勐满矿区进行野外补充调研及采样，随即开展室内测试、资料整理与报告编写等各项工作，具体完成的实物工作量如表 1.

表 1　勐满金矿科研项目完成的实物工作量一览表

序号	完　成　项　目	数量	完　成　单　位	备　注
1	野外实地勘查、调研和取样（3 次）	共 20 天	项目组成员（包括本人）	
2	编录取样钻孔共 4 个	共 514.47m	项目组双方合作成员	
3	钻孔岩（矿）石化学分析 Au 样	112 件	勐满金矿地质组和化验室提供	Au 副样
4	钻孔、剥土与矿体露头取样	共 152 件	项目组双方合作成员	
	其中：钻孔岩（矿）石薄片系统取样	（91 件）	（同上）	标本实物照片 88 张
	剥土与矿体露头岩（矿）石取样	（61 件）	（同上）	标本实物照片 58 张
5	岩（矿）石薄片磨制与鉴定	91 片	四川省地矿局华阳地矿检测中心与成都理工大学地球科学院	薄片镜下照相 46 张
6	矿石光片磨制与鉴定	3 片	四川省地矿局华阳地矿检测中心与成都理工大学地球科学院	光片镜下照相 14 张
7	岩（矿）石硅酸盐全分析样	29 件	成都理工大学材料化工学院实验中心	
8	中子活化微量-稀土元素多项分析样	90 件	成都理工大学地学核技术四川省重点实验室	
9	岩（矿）石 Au 单项化学分析样	22 件	四川省地矿局华阳地矿检测中心与成都理工大学材料化工学院实验中心	
10	矿石人工重砂挑黄铁矿	3 件	四川省地矿局华阳地矿检测中心	
11	扫描电镜分析 6 件	12 照片	中国地科院成都地质矿产研究所	
12	X 射线粉晶衍射分析样	20 件	成都理工大学材料化工学院实验中心	
13	黄铁矿稳定硫同位素样	3 件	中国科学院地质与地球物理研究所岩石圈演化国家重点实验室	
14	石英流体包裹体气、液成分分析样	2 件	中国地质科学院矿产资源研究所	
15	石英流体包裹体均一法测温样	2 件	成都理工大学地球科学院	制样 4 件
16	石英单矿物氢、氧、硅同位素分析样	2 件	中国地质科学院矿产资源研究所	
17	矿（岩）石全岩氧、硅同位素分析样	10 件	中国地质科学院矿产资源研究所	
18	石英 ESR 测年样	1 件	成都理工大学地学核技术四川省重点实验室	
19	矿（岩）石全岩铅同位素分析样	4 件	成都理工大学地学核技术四川省重点实验室	
20	矿（岩）石电子探针分析样	3 件	中国地科院成都矿产综合利用研究所	

第 1 章 勐满金矿床成矿区域大地构造背景特征

1.1 怒江-澜沧江-金沙江地区地质构造基本特征

1.1.1 “三江”地区主要构造单元划分及其基本特征

1.1.1.1 “三江”地区主要构造单元划分

“三江”地区（包括相邻地区）的构造单元，陈炳蔚、王铠元等（1987）运用历史分析法和多旋回构造运动观点，依据区域沉积建造、构造变动、岩浆活动、变质作用、成矿作用及地球物理与地球化学等资料，参照 1:100 万全国大地构造图的命名方案和 1980 年出版的《中国大地构造及其演化》中大地构造单元划分的及别系统和原则，划分为 7 个一级构造单元和 15 个二级构造单元。本项目研究区即位于三江褶皱系（III）的江达-普洱褶皱带（III_2）的临沧-景洪褶皱束（III_{2-3}）南部（参见图 1-1）。

由图 1-1 可看出，研究区所在的三江褶皱系（III）西以北澜沧江-双江缝合带与左贡-耿马褶皱系（II）为界，东以金沙江及红河缝合带与松潘-甘孜褶皱系（IV）、扬子准地台及华南褶皱系（VI）为界。三江褶皱系（III）进一步划分为昌都-囊谦、江达-普洱、金沙江三个褶皱带，其中的江达-普洱褶皱带（III2）进一步划分为 5 个三级构造单元。本研究区所在的是临沧-景洪褶皱束（III2-3），该褶皱束为结隆-德钦褶皱束之南西延伸物，北东为兰坪-思茅坳陷所覆，大致以临沧-勐海花岗混合片麻岩带西缘为其西界，南延出国境。

1.1.1.2 三江褶皱系临沧-景洪摺皱束地质构造特征概述

临沧-景洪褶皱束内出露的地层主要为晚古生代以来的地层，但其分布不均一，总体有：元古界澜沧群，古生界泥盆系、石炭系和二叠系，中生界三叠系、侏罗系和百垩系，新生界第三系和第四系。

元古界澜沧群为本区目前所见最低层位，岩性主要为一套浅变质的复理石建造。古生界泥盆系岩性主要为砂泥质碎屑岩建造-火山碎屑岩建造、碳酸盐岩夹泥质硅质岩建造。晚石炭世末的华力西运动使区内地层受强烈挤压而褶皱，伴有区域变质和基、中性及酸性岩浆沿断裂带的浅成脉状侵入活动。华力西运动之后本区强烈上升，缺失早三叠世沉积。中三叠统出现磨拉石建造，普遍与下伏古生界不整合接触。

由于强烈的印支造山作用，在山间坳陷中发育了上三叠统磨拉石，不整合于印支摺皱之上，造山运动延续到侏罗纪，在景谷、景洪等地澜沧江两岸多处见到中侏罗统红色磨拉石超覆不整合于中、晚三叠世变质火山岩及上古生界之上（本研究区为中侏罗世灰色细碎屑岩超覆不整合于元古界澜沧群之

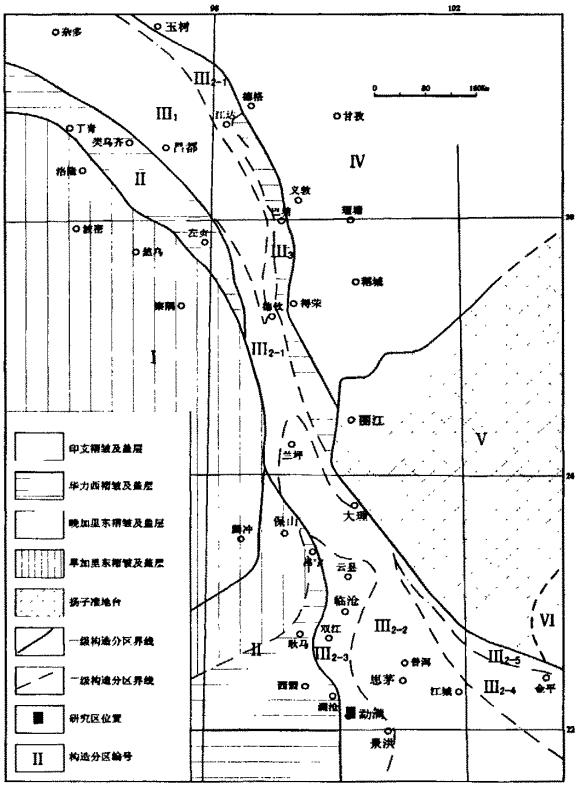


图 1-1 "三江"地区大地构造分区图（据陈炳蔚等 1987）

上）。燕山运动表现为构造断裂的继承性活动和区域性挤压上升，并伴有中、酸性岩浆多阶段侵入和与晚期侵入有关的钨锡等成矿作用。喜马拉雅运动十分显著，使山间坳陷中的中生代红层造成以短轴为主的花边状构造（本项目研究的勐满地区即以短轴为主的花边状构造明显），沿断裂带发生强烈的错动变质作用，并有小型酸性岩浆侵入。

1.2 "三江"地区主要深断裂和板块俯冲带特征

1.2.1 断裂构造格局与深断裂系划分

"三江"地区位于特提斯-喜马拉雅构造域中、南段，此处正是挤压、褶皱最为强烈的地带。晚元古代以来，由于古大洋向其北侧塔里木-中朝准地台和东侧扬子准地台西缘古岛弧带的挤压、俯冲，以及燕山末期印度板块向北东方向的强烈挤压、俯冲和碰撞，终于形成长时间、多阶段、极强烈而复杂的多旋回地槽褶皱。在尕仲至泸水长约 400Km 的一段，构造线-地质体挤压十分紧密，出现了仅次于帕米尔的亚洲第二个"构造结"。使本区总体成为一个中间紧密而两端撒开的哑铃状。由于各时期主应力方向的不断改变和交替出

现，在这里形成了中国大陆境内极重要、极密集而且数量甚多的巨大线状弧形深断裂系，并使各重要断裂带多具分支、合并或平行组合等多变特点。它们一般都呈现出 NNW-NW 向，在弧形的转折段落自然地出现有近 S-N 的方向；在某个地段或某个时期也出现有 NNE-NE 方向的少数断裂带。不论方向如何均为压性-压剪性质。这些弧形断裂系既是“三江”地区断裂构造骨架，又是“三江”地区最重要的岩浆-变质-成矿带。

本区深断裂系的划分有不同方案。早期任纪舜等（1980）把三江弧形深断裂分为三个主要断裂系，即怒江-澜沧江、金沙江-红河和玉龙-龙门山深断裂系。后来陈炳蔚等（1987）将其改为：班公湖-怒江、北澜沧江-双江、金沙江-藤条江和金河-洱海-红河（或称龙门山-红河）四个断裂系，共 14 条深断裂带（图 1-2）。上列四个深断裂系的主断裂带可能都是不同时期、不同等级的板块俯冲带（或缝合带）。

下面重点阐述与本项目研究区有关的主要断裂带特征及板块俯冲带（或缝合带）特征:

1.2.2 昌宁-景洪地区主要断裂带特征

昌宁-景洪地区的主要断裂，有昌宁-双江深断裂带和南澜沧江断裂带两条，其次为柯街-耿马断裂带。这些断裂带都属于澜沧江断裂系。

1.2.2.1　昌宁-双江深断裂带特征

该深断裂带北起云龙崇山，向南延经昌宁、双江、澜沧直延入缅甸，在云南境内长 380Km。其间为 NE 向南定河断裂和 NW 向沧源-景洪断裂明显地错移成三段（图 1-2）。

昌宁-双江深断裂带是一条华力西期及印支期强烈活动的岩石圈断裂，即华力西期及印支期向东俯冲的板块缝合带，被认为是冈瓦纳的东界。沿该断裂带发育有蛇绿岩套、基性超基性岩、中酸性侵入岩及喷出岩，发育有混杂岩及双变质带。这些现象都是与昌宁-双江深断裂带作为一条板块活动边界分不开的。

1.2.2.2 昌宁-双江构造-岩浆-变质带与板块活动的关系

根据构造-岩浆带和变质带的发育历史可判断板块活动，特别是板块俯冲活动的历史，包括其俯冲方向、速度、强度和阶段等特征。昌宁-双江构造-岩浆-变质带，自西向东可分为：俯冲带-海沟/蛇绿岩带和双变质带-高压亚带（I）、低压亚带-岛弧前缘隆起带/花岗岩化-混合岩化带（II）、火山岛弧带（III）和弧后带-弧后盆地带（IV）四个带。双变质带占据了沟-弧间隙，板块是由西向东而俯冲，并发育有完整的沟-弧-盆构造体系（图 1-2）。

1.2.2.3 南澜沧江断裂带特征

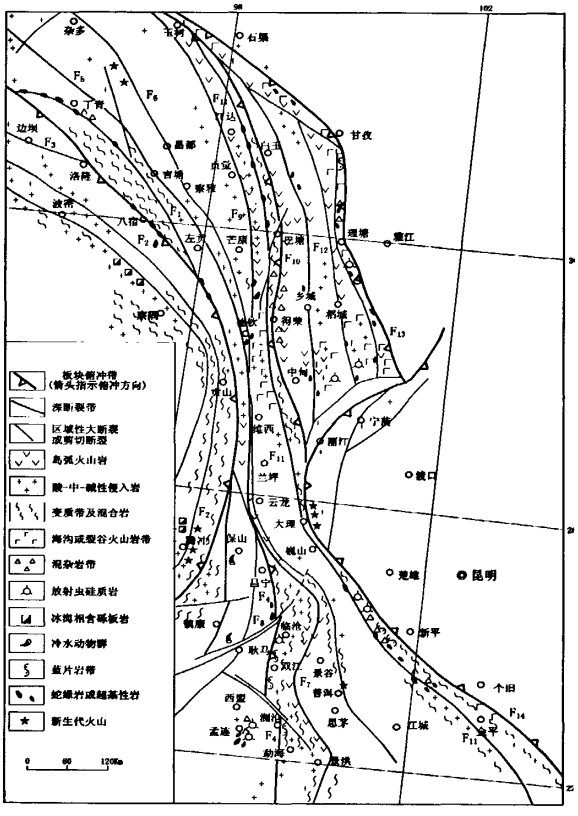


图 1-2"三江"地区深断裂带和板块俯冲带分布略图

（据陈炳蔚等 1987）

该深断裂带北起云龙崇山东侧,向南经杉阳、云县北,过景洪东向西南弯曲入缅甸，在云南境内长约 400Km，呈波状延伸展布。它是中、晚三叠世岛弧火山岩与兰坪-思茅盆地（弧后盆地）的分界线。 沿该断裂带，燕山-喜马拉雅期岩浆活动强烈，有大量中-酸性岩侵入及少量基性、超基性岩活动，但岩体一般较小。 测得数个岩体同位素年龄值为 141～33Ma。南澜沧江断裂是一条形成于印支期，强烈活动于燕山期，叠加活动于喜马拉雅期的切割硅镁层的壳断裂。断裂带虽然未见俯冲现象，但仍然可视为西临昌宁-双江俯冲带的次生扩张产物。

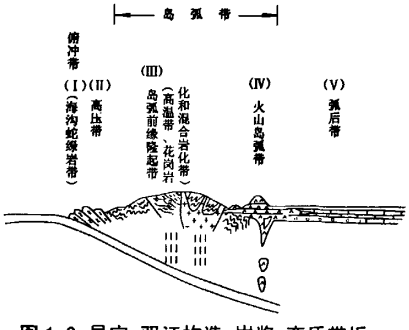


图 1-3 昌宁-双江构造-岩浆-变质带板块俯冲与双变质带、岩浆活动关系图

（据陈炳蔚等 1987）

1.3 "三江"地区大地构造演化

据陈炳蔚等（1987），"三江"区大地构造演化大体可以分为三个重要阶段：1）

古生代槽-台演化及大陆敛合阶段；2）特提斯洋壳演化阶段；3）南来的（印度板块）强挤压及青藏高原形成阶段。

1.3.1 古生代槽-台演化及大陆敛合阶段

在古生代前，晚元古代晚期（扬子旋回）的褶皱运动，在东面（大致沿红河-金沙江一线以东及隐伏的甘德-白玉深断裂以东）固结形成扬子准地台；西南面（大致在喜马拉雅南缘的主边界断裂以南)固结形成印度地台。进入古生代阶段，这里正处在上述东、西两大刚性块体之间，为软弱的活动地带（主要是冒地槽环境)。但这一宽广的冒地槽发育地区还残留有若干较坚硬的块体，如有印度地台向东分裂出的保山-掸邦地块及由扬子准地台向西分裂出的兰坪-思茅地块等。它们是这里地槽褶皱系之下的古老硬块。

早加里东亚旋回的地壳运动在西南侧首先固结，形成奥陶纪开始的地台环境，并与拉萨地区及喜马拉雅地区一并成为印度地台北缘及东缘的陆棚-浅海环境。晚加里东亚旋回的褶皱运动使扬子准地台西缘固结形成晚加里东褶皱带，并在晚古生代一段时期成为扬子准地台西缘的陆棚-浅海环境。

早石炭世末的华力西运动，古生代地槽大体沿他念他翁山一带封闭。这样，上述两个不断扩张的大陆壳基本连成一体，构成了自扬子准地台至印度地台可能近乎统一的大陆壳。

1.3.2 特提斯洋壳演化阶段

从晚石炭世开始，构造发展进入一个新的阶段，表现在原来可能残存的洋壳地带，如昌宁-双江带、藤条江带继续发展和扩张。北段的金沙江带、甘孜-理塘带解体形成新洋壳，前者和后者既都是所谓古特提斯洋的发育部位。晚石炭世末洋壳开始发生俯冲，一部分洋壳削减，大部分一直延伸到中生代，并控制了不同类型印支地槽带的发展。晚三叠世的俯冲作用，最终结束了洋壳和地槽的发展历史。古特提斯洋的关闭又导致了沿班公湖-怒江带，雅鲁藏布江带的扩张或裂开，形成这里两条巨大的中特提斯洋壳。中特提斯洋发展至侏罗-白垩纪发生俯冲消减作用，最后于白垩纪末关闭。

侏罗-白垩纪的俯冲作用及白垩纪末中特提斯洋的关闭，印度次大陆与亚洲大陆再次拼合。白垩纪以来不断扩张的印度洋推动着刚硬的印度地台向着形成不久的特提斯-喜马拉雅地槽褶皱区产生强大的挤压力。察隅、腾冲一带的断裂网格和混合花岗岩，滇西江层的纳布带、NE 向和 NW 向的剪切构造带、以及新生代中基性-碱性岩浆岩的喷发和中酸性-碱性小岩体的侵入，都是这种侧压力的直接产物。这一强大的挤压力到更北部，遇到古亚洲大陆南缘的几个刚性硬块，如塔里木地块、柴达木地块和中朝、扬子准地台的抵抗反作用，结果使本区地壳急

剧重叠加厚、地表大幅隆起，形成了当今宏伟的青藏高原和我国西部各大山系。

1.3.3 区域大地构造演化对区域金成矿的影响

在“三江”地区南部，即滇西南地区，目前已发现微细浸染型（亦称卡林型）、变质碎屑岩型金矿床，这些金矿床产出于不同的地层、时代和岩性中，成矿控制作用也各不相同，成因上都与“三江”地区大地构造演化有着非常密切的关系[2][7]。

1)对区域卡林型金矿成矿的影响

自 20 世纪 90 年代初在滇西南地区的潞西发现上芒岗微细浸染型金矿床以来，近十多年来在该区又相继发现了马脖子、河边寨等多个中小型微细浸染型金矿床。勐满金矿床也是与上芒岗相似的微细浸染型金矿床[17][18]。

勐满微细浸染型金矿床赋矿层位为上元古界澜沧群幔来组（浅变质碎屑岩）及不整合覆于其上的中侏罗世细碎屑岩，矿化岩石的热液（水）交代作用及石英脉与硅化和粘土化等围岩蚀变发育。上芒岗微细浸染型金矿床赋矿层位为下二叠统沙子坡组及不整合覆于其上的中侏罗统勐嘎组（容矿岩石为砂泥质岩和泥硅质灰岩），金矿化受断裂构造及不整合面控制，热液交代作用及石英脉与硅化、黄铁矿化和粘土化等围岩蚀变发育。上述金矿床产出的层位、岩性和受控构造等都是区域大地构造演化的必然产物[9]。

2)对区域变质碎屑岩型金矿成矿的影响

位于三江褶皱系哀牢山变质带的墨江金矿床（又称金厂金矿）[19]，是一个产于上古生代浅变质碎屑岩系中的经区域变质和后期岩浆热液蚀变叠加改造作用，金多次富集的变质碎屑岩型金矿床。在该成矿带上还有镇沅金矿床（又称老王寨金矿）等金矿床和矿点多处。

墨江金矿床成因有不同认识，高振敏等（2002）综合各家观点后认为，在海西期成矿物质预富集（初期成矿）基础上，于喜马拉雅早期的拉张构造背景下，富 S、C 等矿化剂深源流体由深向浅运移，加入浅部断裂系统内循环的贫矿化剂流体中，形成富矿化剂并能大量浸取和迁移金的流体，浸取石炭系金厂组富金岩石和海西期超基性岩石中的金产生富金流体，并在有利构造部位由于构造运动造成的热动力改变而沉淀成矿[20]。

第 2 章 勐满金矿床区域与矿区地质构造特征

2.1 区域地层概况

勐满金矿床区域地质构造位于临沧-景洪褶皱束之临沧-澜沧复背斜南部，区内出露的地层主要为晚古生代以来的地层，总体有：上元古界澜沧群，上古生界石炭系，中生界侏罗系和百垩系，新生界第四系（图 2-1）。

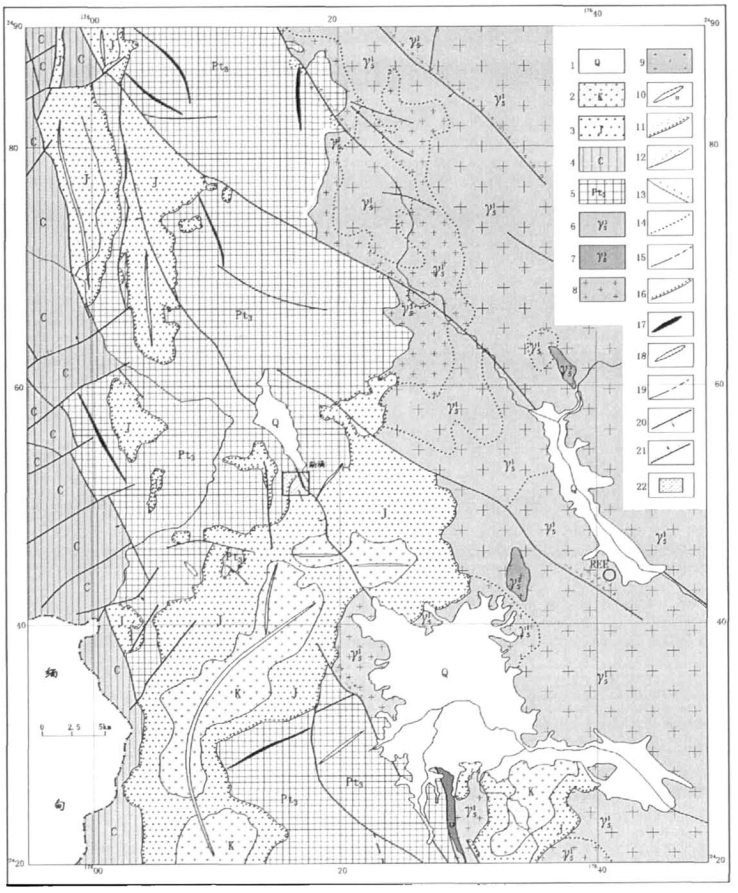


图 2-1 勐满金矿床区域地质图（据《云南省地质志》等编绘）

1.第四系;2.白垩系;3.侏罗系;4.石炭系;5.上古生界;6.燕山期花岗岩;7.印支期花岗岩;
8.细粒花岗岩;9.中粒及中细粒花岗岩;10.基性与超基性岩脉; 11.角岩化;12.矽卡岩化;
13.碎裂岩及碎斑岩带;14.岩相分界线;15.实测与推测地质界线; 16.不整合地质界线;
17.背斜轴;18.向斜轴;19.实测与推测断层;20.逆断层;21.正断层;22.金矿区位置

2.1.1 新元古界澜沧群（Pt_3）

新元古界澜沧群（Pt_3）总体为一套以复理石建造为主，间夹多期中-基性火山喷发岩的沉积地层，岩石普遍遭受一定的变质作用，构成本区褶皱变质基底。本区出露的新元古界澜沧群包括有巴夜组上段（Pt_3b^2），勐井山组（Pt_3m），曼来

组（Pt_3m^1），惠民组（Pt_3h）和南坑河组（Pt_3n），各组岩性组合虽以复理石建造为主并经过浅变质作用，但仍有一些差异，有的间夹多期中-基性火山喷发岩。

新元古界澜沧群地层中 Cu、Zn、Co、Ni、Fe_2O_3 含量普遍高于其它地层，尤其是惠明组（包括部分曼来组）基性岩中金元素含量高出其它岩石含量的几倍至十几倍，具原始矿源层特征。该套地层经后期岩浆活动和变质作用，形成本区火山喷发-沉积改造型中-大型铁矿床一个，中-小型铁矿床多处。该套地层为区域金矿的形成提供矿源，在该套浅变质岩系中，区域上已发现了勐满金矿、西定金矿、曼纳金矿和吉量金矿等多处金矿床。

2.1.2 上古生界石炭系（C）

本区石炭系主要发育有石炭系下统南段组（C_1n），南段组进一步分为南段组下段（ C_1n^1 ） 和南段组上段（C_1n^2）。石炭系下统地层主要分布于本区西部，并主要以断层形式与新元古界澜沧群相接触，或与中侏罗统相接触，南部部分地段为中侏罗统不整合沉积覆盖。南段组下段（C_1n^1） 岩性主要为粉砂质页岩、板岩、岩屑砂岩夹生物碎屑灰岩、层凝灰岩，局部夹砾岩。南段组上段（C_1n^2）岩性主要为灰岩、生物碎屑灰岩，局部夹页岩、粉砂质页岩。

2.1.3 中生界侏罗系（J）和白垩系（K）

本区中生界出露有侏罗系中统（J_2）和白垩系下统（K_1），主要为一套陆相红色碎屑含盐建造，岩性主要是红色中细砂岩、粉砂岩及泥岩，局部夹膏盐薄层，构成本区盖层。

侏罗系中统（J_2）见有花开左组（J_2h）和坝注路组（J_2b）两组地层，岩性都为红色碎屑岩，如紫红色、灰色及浅灰色含砾砂岩、细砂岩、粉砂岩夹泥岩。花开左组（J_2h）为本区主要赋矿层位，岩性主要为细砂岩和粉砂岩，其特征下面详述。

2.1.4 新生界第四系（Q）

新生界第四系主要发育全新统（Q），主要为低洼谷地堆积、河谷冲洪积层、山丘残坡积层等。由于各地段下伏基岩不同，谷地堆积与山丘残坡积层岩性也各有特点。岩性一般为杂色或灰色砾石、砂砾石及砂、粉砂与红色粘土等。

本区以含矿的新元古界澜沧群曼来组和中侏罗统花开左组为基底的金矿化区内，在其洼地中堆积的红色黏土金含量很高，最厚可达 50m 以上，已构成本区重要的红土型金矿床。

2.2 矿区地层岩性特征

勐满金矿床矿区内出露的地层主要有新元古界澜沧群曼来组（Pt_3m^1）(图 1-1)，中生界侏罗系中统花开左组下段本（J_2h^1）和新生界第四系（Q）(图 2-2)。

2.2.1 新元古界澜沧群曼来组（Pt_3m^1）

曼来组（Pt_3m^1）在矿区内分为上、下两段。

1）曼来组上段（Pt_3m^12）　分布于矿区南西部（F3、、F4 断层以南），岩性为浅灰色、灰绿色绢云石英片岩、石英片岩夹石英岩，底部为白色变粒岩。本层未见矿，厚度 1304.0m。

2）曼来组下段（Pt_3m^11）　分布于矿区北东部，岩性为灰色、深灰色、灰白色长石绢云片岩、石英云母片岩、斜长绿泥绢云片岩，以及二云母片岩夹碳

质片岩与基性火山岩等。岩石普遍遭受硅化、粘土化、糜棱岩化等蚀变，为本区主要赋矿层位，厚度 1425.0m。

2.2.2 侏罗系中统花开左组下段（J_2h^1）

花开左组下段（J_2h^1 ）在矿区内分为上、下两个亚段。

1）花开左组下段上亚段（J_2h^{1-2}）

分布于矿区中部和东南部，岩性为紫红色、灰至浅灰色细砂岩、粉砂岩、粉砂质泥岩、泥岩或夹泥灰岩，局部见含砾砂岩。岩石普遍遭受硅化、褐铁矿化和粘土化等蚀变，为本区最主要赋矿层之一，厚度 349.8m。

2）花开左组下段下亚段（J_2h^{1-1}）　主要分布于矿区东南部，不整合覆盖于澜沧群曼来组之上。岩性主要为灰色、灰紫红色厚层粗粒岩屑石英砂岩、砂砾岩、砾岩。本层未见矿，厚度 57.6m。

2.2.3 第四系（Q）

第四系在矿区内主要有冲洪积层（Q^{pal}）、坡残积层（Q^{edl}）。

1）冲洪积层（Q^{pal}）　分布于矿区北部、东北部和东南部河流沟谷，岩性主要为杂灰色、灰色砾石、砂砾、砂、粉砂及粘土等。矿区东南部沿河流、沟谷有温泉出露，因此局部地段见泉华堆积。

2）坡残积层（Q^{edl}）　在矿区内分布较广，主要分布于中北部、东南部山坡及低洼地带，厚度由不足 1m 到 50 余 m。由于其下伏基岩不同而岩性也各有特点。

曼来组浅变质片岩区的残坡积层，根据岩性自上而下可划分为腐植土层、红色粘土层、含砂砾粘土层 3 层。侏罗系红层区的残坡积层，自上而下可划分为腐

植土层、红色粘土层、含砂砾粘土层及角砾碎块层（角砾为硅质岩、石英、砂泥岩等）4层。

分布于矿区中北部山坡及洼地中的残坡积层（红色粘土层），金品位普遍较高，构成本区红土型矿床的主体。

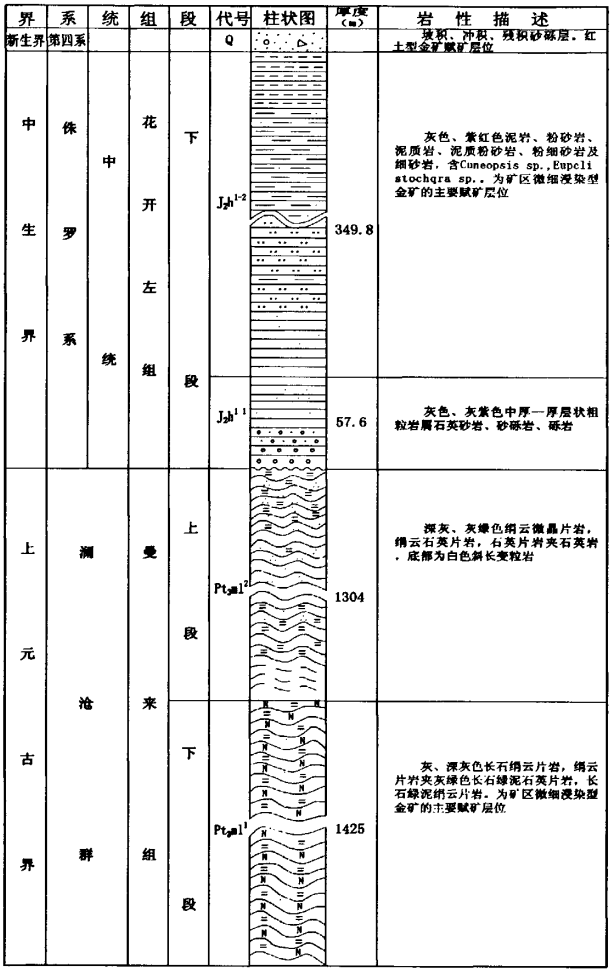


图 2-2　勐满金矿床地层柱状图

2.3 区域构造特征

2.3.1 矿区构造特征概述

勐满金矿床研究区内主要为断裂构造，曼来组浅变质岩与覆于其上的中侏罗统花开左组碎屑岩理应为单斜地层，由于受断裂构造多次活动及蚀变影响，地层岩性及产状都有很大的变化，原始产状已面目全非。

本区断裂构造非常发育，受区域断裂构造带的影响，本区断裂主要呈NW向

展布，从北东至南西分布有 F1、F2、F3、F4 四条较大的断裂破碎带，并出它们控制本区金矿的分布。断裂构造实际为多次活动的破碎带，破碎带中岩石呈角砾状，硅化、粘土化等近矿围岩蚀变非常强烈，为主要金矿体的控制边界（图 2-3）。

2.3.2 主要断裂构造特征及其对金矿分布的控制

1）F1 构造　分布于矿区北东部，产出于曼来组浅变质片岩区，为压性逆冲断层，断裂带走向 315°左右，倾向 SW，倾角 60°左右。该断裂破碎带规模大，斜贯本区北东部（两端均延伸出图外），钻孔控制断裂破碎带宽度 18～20m。

2）F2 构造　分布于矿区中部，产出于中侏罗统花开左组碎屑岩区，为压性逆冲断层，断裂带走向 300°左右，倾向 SW，倾角 60°～70°。该断裂破碎带规模大，横贯本区中南部（两端均延伸出图外），钻孔控制断裂破碎带宽度 10～12m。

F1 与 F2 构造为本区最重要的两条断裂构造，它们的夹持区为光贺矿段，分布和控制着勐满金矿床北部的矿体。

3）F3 构造　F3 构造为一条与 F2 断裂近于平行的次级构造，分布于矿区南西部，产出于曼来组与花开左组地层中，为压扭性逆断层。该断裂产状要素与 F2 构造基本相似，只是规模较小，延伸不远（矿区内出露长约 700m）。断裂破碎带钻孔控制宽度 5m 左右。

4）F4 构造　F4 构造为 F2 的一条次级分支断裂构造，分布于矿区南部，产出于曼来组浅变质岩与花开左组碎屑岩中，为压扭性逆断层。断裂带近 EW 走向，倾向 S，倾角 70°左右。该断裂破碎带钻孔控制宽度约 5m，控制了热水塘矿段金矿体的南部边界。该断裂切割曼来组与花开左组地层，使花开左组平面分布出现不连续，F4 断裂南盘向东平移了 450 m 左右。

F4 为 F2 断裂南侧的一条次级断裂，这两条断裂构造的夹持区为热水塘矿段，分布和控制着勐满金矿床南部的矿体。

2.4 矿区围岩蚀变特征

勐满金矿床矿区内围岩蚀变强烈，围岩蚀变明显沿构造带发育。成矿期热液蚀变的类型主要有硅化、绢云母化和粘土化（高岭石化、伊利石化），其次有褐铁矿化，此外还见有少量黄铁矿化；表生作用期主要是褐铁矿化和粘土化。

本节重点讨论与金矿化关系密切的围岩蚀变，主要是硅化、粘土化及褐铁矿化等近矿围岩蚀变。

2.4.1 硅化

本区发育最主要和最广泛的围岩蚀变是硅化，并且与金矿化的关系也最为密

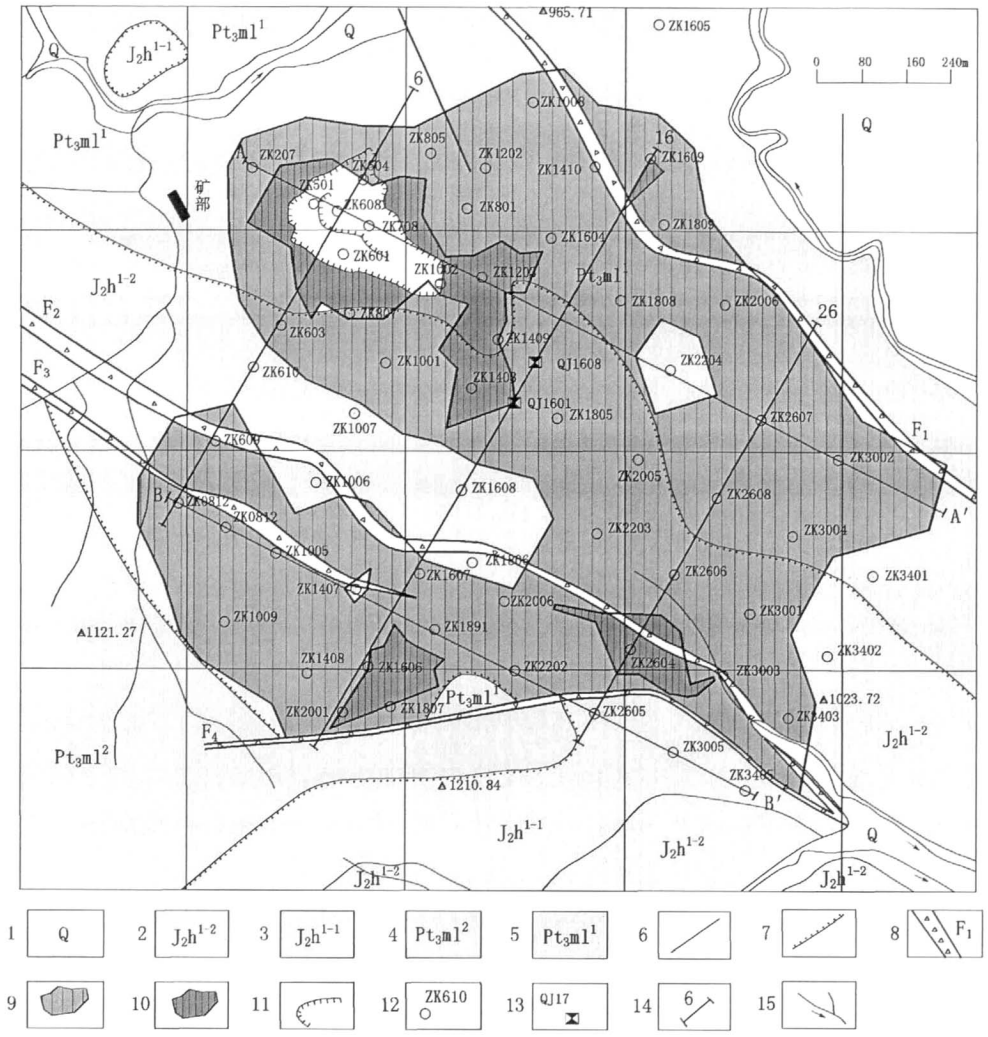


图 2-3　勐满金矿床地质图（据云南地矿局 5 大队）

1.第四系;2.花开左组下段上亚段;3.花开左组下段下亚段;4.曼来组上段;5.曼来组下段;6.地质界线;7.不整合地质界线;8.断裂破碎带及编号;9.贫金矿体(Au0.3-1g/t);10.金矿体(Au＞1g/t);11.采空区边界;12.钻孔位置及编号;13.浅井位置及编号;14.勘探剖面线及编号;15.河流小溪

切。本区硅化有三个阶段：第一个阶段主要为热液作用引起的硅化蚀变石英，一般为细粒，呈半自形-它形石英细脉充填交代围岩，第二阶段为细晶及微晶硅质岩沿构造带及构造带两侧地层在一定范围内呈面状分布；主期热液活动硅化蚀变，石英粒度较粗，集合体呈脉状沿主构造带及旁侧次级裂隙分布，呈垂直或水平(图版 1-6)；晚期硅化蚀变也是沿断裂构造带及旁侧一定范围呈面状分布，形成隐晶质蛋白石硅质岩；晚期硅化石英还呈细脉状分布，主要呈脉状充填于裂隙中及早期破碎角砾岩中，或呈细脉状切割、交代早期粗粒石英脉(图版 2-1~2)，而且常见有细小空洞，石英在空洞中呈晶簇产出。各期硅化石英脉沿围岩裂隙充填，与其紧邻的围岩中的沉积碎屑石英一般无交代溶蚀现象，表明石英为异地迁移而来。第三阶段硅化蚀变为矿后热液蚀变，多形成细晶石英脉与褐铁矿化及高

岭石粘土化等表生作用产物伴生，充填交代与切割早期粗晶或中细晶石英脉。硅化蚀变与金矿化密切相关，有的原生矿石中金品位随硅化强度的增强而增高。

与金矿化关系密切的硅化作用主要有以下特点：

（1）硅化石英脉沿围岩的裂隙或节理充填，硅化石英与粘土矿物及黄铁矿等共生，矿物组合也是典型的中低温热液组合。因此这种硅化作用为典型的外来热液物加入并沉淀结晶所致；

（2）成矿期的硅化石英透明度较好，在阴极发光下不发光，形成温度较低（石英包裹体均一法测得温度为 250℃以下）；

（3）硅化石英本身不含金。

研究区内赋矿地层中侏罗统花开左组（J_2h^{11}）石英砂岩普遍硅化，特别是裂隙发育地段硅化强烈，局部地段（如 ZK2604 孔等部位）使石英砂岩强烈硅化成石英岩（含水石英），金矿体即产于硅化蚀变带内。沿 F1 和 F2 断层（特别是 F2）破碎带及其两侧的构造裂隙发育地段硅化最为强烈，局部地段（如 ZK1409 孔深 52.08～120.38m、ZK1609 孔深 7.015～35.31m、ZK1606 孔深 26.67～43.54m 和 84.86～103.05m、ZK2604 孔深 4.36～96.21m 和 ZK1806 钻孔、ZK3003 钻孔及 ZK807 钻孔等）有的使石英片岩及石英砂岩完全硅化交代成石英岩。硅化砂岩中沉积碎屑石英颗粒次生加大现象十分普遍，同时有细小不规则结晶完好的石英脉穿插其中，金矿体即产于此硅化蚀变带内，可见硅化是与金矿化关系密切相关的蚀变。

2.4.2 黄铁矿化

黄铁矿化在研究区内非常发育，其主要是由热液作用引起，但也有部分是沉积地层在成岩阶段形成的。黄铁矿化常与硅化、褐铁矿化相伴产出，大部分黄铁矿氧化成褐铁矿但还保留原黄铁矿形态的假象。黄铁矿在显微镜下呈稠密浸染状、胶状、结晶立方体状等。研究区黄铁矿形态复杂，呈自形、半自形、它形等，其形成阶段和过程与金矿化呈多期叠加特征相符，特别是胶状黄铁矿化、密集浸染状黄铁矿化、网脉状黄铁矿化等是典型热液活动产物，它们常与硅化相伴，是与金矿化同期的矿化蚀变（热液主期）。

研究区广泛发育的黄铁矿化可分为成岩期和成矿热液期两个不同有时期，其中，成岩期黄铁矿化形成的黄铁矿含金量不高。而成矿热液早期阶段的黄铁矿含金量也不高，表现为颗粒细小的立方体黄铁矿呈浸染状分布于地层内；成矿热液主期黄铁矿含金量高，主要表现为颗粒较粗的自形-半自形黄铁矿，呈疏密不均的浸染状分布或呈细脉状和网脉状分布。

大量测试表明，黄铁矿为主要载金矿物（参见表 3-2），含砷高的部位金是乎也相对较高，黄铁矿的矿化部位与某些硅化、褐铁矿化相同，但大部分已氧化成褐铁矿，且金品位有所提高。此现象在光贺矿段的蚀变硅质岩与硅化片岩中常

见(图 1-8)，在热水塘矿段硅化石英砂岩和硅质岩中也可见到。

2.4.3 褐铁矿化

褐铁矿化是由氧化作用所引起的，或者与矿后热液及表生期酸性淋滤作用有关。褐铁矿化的分布范围与硅化分布范围大体一致。褐铁矿化明显受断裂构造带控制，在岩石裂隙和破碎带发育地段，褐铁矿化更强。在一般硅化地段，若褐铁矿化越强金矿化也越强。褐铁矿主要由黄铁矿和砷黄铁矿等含铁的硫化物氧化而成，而这些含铁的硫化物是主要的载金矿物，所以褐铁矿化越强，往往金矿化也越强(图版 1-9)，说明氧化作用使金从原生矿石中迁出，并被褐铁矿吸附从而富集起来，所以褐铁矿成为氧化矿石中的主要载金矿物。

上述三种近矿围岩蚀变在本区关系密切，常相伴产出，硅化蚀变分布范围最广，反映出硅化蚀变是本区围岩蚀变中最基础的且与金矿化关系最密切；黄铁矿化是本区最重要的近矿围岩蚀变，高品位的金矿化都与其相关；褐铁矿化蚀变除了热液成因和表生淋滤作用成因外，均为黄铁矿氧化的产物，黄铁矿氧化形成的褐铁矿，不少氧化矿石还保留着黄铁矿的假象(图版 1-3)，具有多孔状或蜂窝状构造；因为黄铁矿与褐铁矿为金的载体，所以热液黄铁矿和矿后热液形成的褐铁矿与金矿化关系密切，若多期次热液活动及多种蚀变作用叠加，则金矿品位更高。

2.4.4 绢云母化

绢云母化是由热液作用引起的一种常见围岩蚀变，在光贺矿段和热水塘矿段矿化蚀变围岩中都有发育。绢云母化一般为细小鳞片状白云母不均匀杂乱分布于蚀变岩石中，有的也可集中分布于碎屑岩的胶结物中。绢云母化蚀变在本区与硅化作用关系密切，常相伴产出，其分布是乎与硅化作用分布范围相当。但发育最强的绢云母化蚀变受断裂构造带控制明显，在岩石裂隙发育地段、破碎角砾岩及糜棱岩发育地段，绢云母化蚀变更强。

2.4.5 粘土化

粘土化在热液成矿阶段和表生作用阶段都有发育，只是不同阶段形成的粘土矿物不同。在热液成矿阶段形成的粘土矿物是水云母，表生作用阶段形成的是高岭石和伊利石等粘土。粘土矿物结晶极细（多呈隐晶质），用手捏粉末有滑感，在显微镜下见其多呈不规则的团块状、脉状、条带状或斑块状产出(图版 2-8)。粘土矿物以其特有的层状结构和具有吸附性而成为载金矿物，特别在表生作用阶段，伴随原生矿石的风化和氧化作用，金被释放出来后常被同时形成的表生褐铁矿与粘土矿物吸附(图版 2-10)，使氧化作用阶段引起的粘土化围岩蚀变使金品位有所提高。

第 3 章 微细浸染型金矿石物质组成特征及成矿期次

3.1 微细浸染型金矿石的矿物组成特征

3.1.1 金矿石矿物类型

根据矿石薄片与光片镜下鉴定、电子探针分析、扫描电镜分析、X 射线粉晶衍射分析等多项测试方法和手段研究，勐满金矿床矿石矿物可划分为以下几类：

(1)自然元素矿物类

自然元素矿物主要是自然金。自然金是本区最富的金矿石，在热水塘矿段东部 F2 断裂附近（QJ17 浅井）硅化褐矿化石英砂岩（Au 4.05g/t）中存在，其载金矿物可能是褐铁矿；其次，在本区中部 F2 断裂附近（ZK1806 钻孔深 52m 处）硅化黄矿化石英岩中的黄铁矿（Au 4.13g/t）中存在，载金矿物是黄铁矿。

(2)硫化物类

研究区主要的载金矿物是黄铁矿和砷黄铁矿。

(3)氧化物类

氧化物类矿物主要出现有针铁矿。针铁矿有一部分可能为矿后热液及表生酸性淋滤成因，部分可能为次生矿物（黄铁矿氧化的产物），是构成褐铁矿的主要矿物成分。

(4)粘土矿物类

粘土类矿物是研究区常见的矿石矿物，主要为高岭石和伊利石，其它粘土矿物如水云母和绿泥石等较少见。高岭石和伊利石是本区主要的载金矿物，它们在原生矿石和氧化矿石中都有分布。

(5)次生矿物类

次生矿物（或称表生矿物）是矿床氧化带中最常见的一类矿物，研究区小发育的与金矿化关系密切的氧化物主要是褐铁矿（含针铁矿）等。

(6)脉石矿物类

最常见的主要脉石矿物为石英，石英在这里指的主要是热液交代与充填作用形成的脉石英，强烈蚀变作用形成的硅化石英，即包括结晶质石英与隐（微）晶质硅质岩（蛋白石及玉髓等）。

3.1.2 主要矿物特征（各论）

主要矿物包括：金矿物（自然金）；载金硫矿物（黄铁矿及其氧化物）；载金粘土矿物（高岭石和伊利石）。

3.1.2.1 金矿物

研究区金矿物主要是自然金。在热水塘矿段北部靠近 F2 断裂的黄铁矿化硅化石英岩与石英砂岩中，发现本区最富的金矿石，其金品位达 4.13g/t，研究认为载金矿物可能是黄铁矿、褐铁矿及高岭石等粘土矿物。

本次矿石光片镜下鉴定和扫描电镜分析未发现自然金，黄铁矿（光片）电子探针分析随机点测含有金（表 3-1），说明自然金的确存在，主要分布于黄铁矿中，只是自然金颗粒太细，不能在显微镜下被发现，呈微细浸染状分布于金矿石中。

3.1.2.2 载金矿物

研究区载金矿物主要是黄铁矿及其氧化物（褐铁矿），其次是高岭石、伊利石等粘土矿物。

黄铁矿（FeS_2） 等轴晶系

（1）黄铁矿物理特征　研究区黄铁矿产出形态有结晶体和胶体两种：结晶体黄铁矿有的呈细粒分散状（成岩作用形成），有的呈密集粒状或较粗粒状（热液作用形成），还有的分布在细小石英脉晶洞中。黄铁矿形态主要有立方体状和五角十二面体状；胶体黄铁矿主要由热液作用形成，呈脉状分布于矿化蚀变砂岩与硅质岩中。结晶体黄铁矿在镜下切面多呈四边形、五边形，胶体黄铁矿在镜下切面呈它形。

（2）黄铁矿化学成分特征　黄铁矿化学成分见电子探针分析结果（表 3-1）。由表可知，黄铁矿化学成分主要是：硫（S 52.19%）和铁（Fe 46.39%），S/Fe=1.13；其它元素除金（Au 0.13%）外，所含主要微量元素是砷（As 1.01%）、锌（Zn 0.08%）、钴（Co 0.07%）、锑（Sb 0.05%）、镍（Ni 0.05%），其次是铜（Cu 0.03%）和银（Ag 0.02%）。

本区载金矿物黄铁矿（由富黄铁矿的矿石中挑出的单矿物）进行了中子活化分析，其微量元素与稀土元素成分分析结果列入表 3-2、表 3-3。

由表 3-2 可知，黄铁矿的微量元素成分与其产出的围岩（矿石）相比，主要是砷（As 9101×10^{-6}）、锑（Sb 727×10^{-6}）和钨（W 726×10^{-6}）高；其次高的是锌（Zn 332×10^{-6}）、锆（Zr 296×10^{-6}）；较高的有钴（Co 89.4×10^{-6}）和银（Ag 80.1×10^{-6}）；而镍含量很低（Ni 6.27×10^{-6}）。据 T.A.Grigoryeva 和 L.S.Sukneva（1981）实验证实，在碱性溶液中加入 As、Sb 硫化物后，Au 的溶解度可增加 3 个数量级，即碱性溶液中 As、Sb 的存在对 Au 的迁移起着显著的作用，这是 As 和 Sb 与 Au 形成配合物进行迁移的重要原因。

矿物中 Co/Ni 比值能反映该矿物的成因。通常岩浆期后热液及其产物相对富集 Co 而使 Co/Ni 比值较大（Co/Ni＞1）（因 Ni 易进入早期硅酸盐矿物），沉积岩相对富集 Ni 而使 Co/Ni 比值较小（Ni 易于被离解进入水溶液中及被粘土吸附）。由表 3-1 可知，本区载金矿物黄铁矿 Co/Ni 比值变化范围 1.25～1.8（平均 1.38），都大于 1。可以认为本区的载金矿物黄铁矿与热液作用密切相关，即成矿物质可能主要来源于深部岩浆期后热液。

表 3-3 列出的是黄铁矿稀土元素成分分析结果可知，研究区载金矿物黄铁矿的稀土元素总量不高（变化范围 33.15～54.82×10^{-6}，平均 47.48×10^{-6}），为富轻稀土类型（ΣCe/ΣY 变化范围 4.3～5.36×10^{-6}，平均 4.76×10^{-6}）。从稀土参数看，为负 Eu 异常（δEu 平均 0.77）和负 Ce 异常（δCe 平均 0.62）。与黄铁矿产出的围岩（矿石）相比，黄铁矿的稀土总量低许多（片岩与碎屑岩为 123.93×10^{-6} 与 105.38×10^{-6}），但主要是轻稀土明显低许多，而重稀土只是稍低一些。从稀土参数负 δEu 异常看，黄铁矿稍高一些（片岩与碎屑岩负 δEu 异常为 0.55×10^{-6} 与 0.63×10^{-6}），而片岩与碎屑岩的负 Ce 异常值接近。

用表 3-3 数据作出黄铁矿稀土元素分布模式图（图 3-1），由图 3-1 也可直观地看出，模式图为右倾型，即富轻稀土，但三个黄铁矿的轻稀土有一定差异，主要 2 号样品（2ZS-2Fe）轻稀土右倾较陡，重稀土较平坦，Eu 负异常值（δEu）不及另两样品，稀土总量低。1 号样品（2ZS-1Fe）轻稀土右倾曲线开始缓和近于水平然后变得很陡，Eu 负异常值（δEu）最低，重稀土相对变化不大（缓倾斜）。3 号样品（2ZS-3Fe）的中稀土总量最高，重稀土元素右倾曲线较陡。

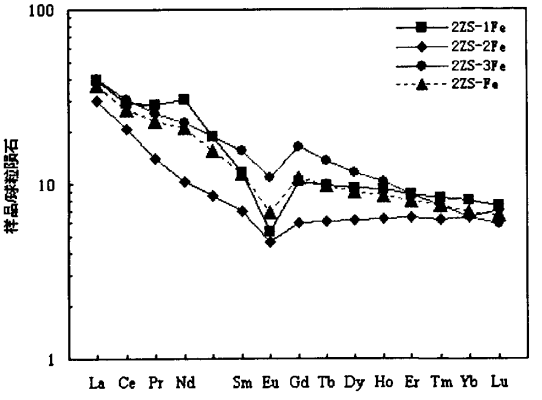


图 3-1 勐满金矿床黄铁矿稀土模式图

上述现象说明这三件黄铁矿的来源与后期成矿作用改造有区别，特别是 2 号样品与热液成矿作用有密切关系（金品位最高），蚀变岩石（矿石）硅化非常强烈，已出石英砂岩变成石英岩。3 号样品蚀变相对最弱。

（3）黄铁矿含金特征　由表 3-1 可知，黄铁矿含金变化为 0～0.18%，一般为 0.02～0.10%，只有少数样品 Au>0.10%。本区最富的金矿石样品（黄铁矿–辉锑矿化蚀变辉绿岩）Au 含量为 12.82g/t，但该矿石样品经人工重砂分选出的黄铁矿（单矿物）Au 含量为 1.92g/t（表 3-2 中样品号 1ZS-3Fe），说明金在矿石中赋存于多种载金矿物中，不仅仅是黄铁矿。

由于黄铁矿是多期次形成，不同期次和不同成因黄铁矿含金量不同。成岩期黄铁矿晶粒细小、分散、一般不含砷（表 3-2 中样品号 1ZS-6-3），含金也少；热液成矿期黄铁矿晶粒较大，晶形完整，呈胶状、脉状产出，普遍含砷（表 4-1 中样品号 1ZS-1、2、3），含金也较高。从表 3-2 看，产于沉积岩中黄铁矿 As、Sb、Au 含量都较低（样品号 1ZS-5 Fe、6 Fe）。

（4）黄铁矿的氧化物特征　黄铁矿在氧化条件下很不稳定，易分解形成铁的氢氧化物，如针铁矿（$Fe_2O_3·H_2O$），该类氢氧化铁脱水后形成稳定的褐铁矿，这种褐铁矿往往保留黄铁矿外形的假象。研究区褐铁矿多呈浸染状分布，或沿矿

化岩石裂隙充填，或胶结破碎角砾矿石，颜色呈棕褐色、暗红褐色。

（5）黄铁矿的 S/Fe 比值及其成因意义　黄铁矿的 S/Fe 比值与黄铁矿中的微量元素成分及矿物成因有关。理论上黄铁矿的化学成分为 S 53.45% 和 Fe 46.55%，S/Fe 比值＝1.148。由于黄铁矿含有其它微量成分，自然界黄铁矿的 S/Fe 比值变化较大。从表 3-2 可知，研究区黄铁矿的 S/Fe 比值变化范围较大，为 1.11～1.21 之间，平均为 1.146，低于理论值。黄铁矿 S/Fe 比值最低的是 1ZS-1+1 号样和 1ZS-4 号样品，为 1.11～1.12±，为热液成因；最高的是 1ZS-2-1 号样和 1ZS-6-3 号样品，为 1.16～1.18±，与改造及沉积岩有关。通常沉积岩中的黄铁矿富硫（S/Fe＞1.148），内生矿床中的黄铁矿亏硫（S/Fe＜1.148）。上述金矿石中黄铁矿 S/Fe 比值的变化特征表明，研究区载金矿物黄铁矿有来自深部热液的，也有来自沉积岩的，但主要还是来自深部，但在低温热液渗滤成矿作用过程中，受到围岩较大的改造。

2）高岭石（$AI_4[Si_4O_{10}][OH]_8$）三斜晶系

高岭石是一种粘土矿物，为（1：1 型二层结构）层状铝硅酸岩，因其可吸附金而作为载金矿物。高岭石通常认为是在酸性介质环境里，由富含硅铝的长石、云母等矿物经风化作用或低温热液交代作用形成[21]，本区高岭石也不例外，是经矿后热液作用及表生酸性淋滤作用形成。我们称其为高岭石化（也称粘土化）蚀变作用的产物。

本区高岭石为白色、灰白色隐晶质致密块状集合体，往往与硅化作用相伴产出。高岭石的化学成分经扫描电镜能谱多点测试，数据（原子）变动范围为：

O 61.05～70.55%、AI 8.74～14.90%、Si 17.57～23.25%；还含少量混入物：K 0.36～1.16%和 Fe 0.83～2.01%等。

在镜下，高岭石化蚀变作用主要表现为对长石、石英等矿物碎屑颗粒的侵蚀和交代，显然是表生作用阶段的产物。在扫描电镜下，高岭石单晶体形态为六方板状，其聚合体杂乱堆积(图 3-1)，有的开始向伊利石转化。

3）伊利石（$K,AI[(AISi_3)O_{10}](OH)_2 \cdot mH_2O$）　单斜晶系

伊利石同高岭石一样，也是粘土矿物，不同的是伊利石为（2：1 型三层结构）层状铝硅酸岩，在二层结构单元层之间有阳离子或水化阳离子充填排列，也因其具有吸附金的特征而作为载金矿物[11]。伊利石同高岭石一样是在酸性介质环境里，由云母等矿物经风化作用、低温热液交代作用或表生酸性淋滤作用形成的。

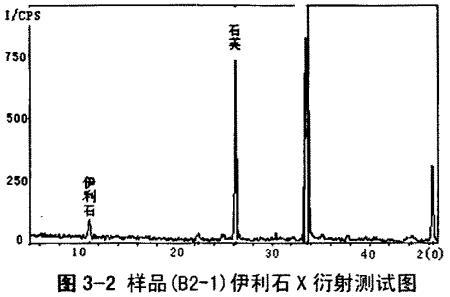


图 3-2 样品(B2-1)伊利石 X 衍射测试图

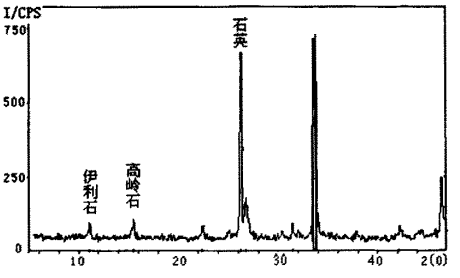


图 3-3 样品(B3-1)伊利石 X 衍射测试图

研究区伊利石为隐晶质致密块状集合体，往往与硅化、高岭石化作用相伴产出。矿石样品（B2-1 和 B3-1）所含伊利石，经矿物结构的 X 衍射测试证实，测试的（2θ°）角在 11.2°处有明显峰值（图版 3-2、3）。

3.2 矿床成矿期次与矿物生成顺序

3.2.1 矿床成矿期次划分

研究区金矿化的成矿可分为成岩成矿期、热液期、表生期三个阶段，成矿作用主要发生在热液期，表生期也有重要的意义。在微细浸染型金矿化的基础上，本区发育红土化，形成了微细浸染型金矿化体之上的残坡积红土型金矿化体。

1）成岩成矿期

勐满金矿床的赋矿地层包括新元古界澜沧群曼来组（Pt_3ml）和不整合覆于其上的侏罗系中统花开左组（J_2h）。这些地层经历了沉积成岩及浅变质（曼来组）作用，使地层岩石金品位有一定提高，构成初始矿源层，为金在该层位富集成矿奠定了基础。

2）热液期

研究区热液期的成矿热液的温度不太高，金矿物（自然金）的颗粒少而细，并多进入黄铁矿等热液矿物中，呈微细浸染型产出和分布。本处热液为广义热液，包括深处循环的层间热卤水、变质热液、岩浆期后热液等。由于温度不高，所淬取的成矿物质有限，这是本区无明显多金属矿化阶段出现的主要原因。

3）表生期

表生期以原生矿物的表生氧化为标志。如黄铁矿转化为褐铁矿等。表生期的另一种重要作用是酸性溶液淋滤改造作用，及矿后热液（微细石英）充填与粘土化（高岭石等泥质物充填）作用。

3.2.2 热液期成矿阶段划分

热液期是最主要的成矿作用期，划分为以下三个成矿阶段。

1）石英-黄铁矿阶段

以形成硅化、金属硫化物化为特征，成矿温度 220℃±，自然金呈微细浸染状分布于金属硫化物化中。

2）石英-黄铁矿-绢云母阶段

以石英充填与交代作用、金属硫化物化、绢云母化围岩蚀变为特征，经石英包裹体测温（均一法）成矿温度 189～164℃（平均 178℃），为主矿化阶段，自然金呈微细浸染状分布于黄铁矿和砷黄铁矿等硫化物中。

3）微粒石英-方解石-粘土阶段

以形成微粒石英脉、方解石脉状充填与高岭石粘土充填为特征，经石英包裹体测温（均一法）成矿温度 130～180℃（平均 150℃），自然金呈微细浸染状分布于高岭石、伊利石等粘土矿物中。

3.2.3 矿物生成顺序

勐满金矿床的成矿作用包括成岩成矿期、热液期和表生期，三期成矿作用都形成相应的能代表该环境特征的矿物及其组合。下面列出勐满金矿床成矿作用过程及各期形成的矿物（表 3-1），它实际上是勐满金矿床形成的一个缩影。

表 3-1 勐满金矿床成矿期及各期矿物生成顺序表

成矿期与成矿阶段 / 矿物名称	成岩成矿期	热液期			表生期
		早期	主期	晚期	矿后-表生溶液
		石英-黄铁矿	石英-黄铁矿-绢云母	微粒石英-方解石-粘土	褐铁矿-粘土
石英	——	———	———	——	—
黄铁矿	——	———	———	—	
长石	——				
水云母		—	—		
砷黄铁矿			——		
白铁矿			——		
绢云母			——		
方解石			—	———	—
伊利石				———	—
玉髓				———	——
高岭石				——	———
绿泥石				——	——
针铁矿				—	———
褐铁矿				—	———
蛋白石				———	——
自然金			——	——	——

表 3-2 勐满金矿床黄铁矿（单矿物）化学成分电子探针分析结果表（%）

样品号	矿物	产出岩石	As	S	Ag	Sb	Fe	Co	Ni	Cu	Zn	Au	总 量	S/ Fe
2ZS-1-1	黄铁矿	含黄铁矿粉砂泥岩	0	52.86	0	0	46.72	0.08	0.04	0.01	0.1	0.2	100.01	1.13
2ZS-1-2	黄铁矿	含黄铁矿粉砂泥岩	0	53.27	0	0.14	46.22	0.09	0.03	0.09	0.15	0.01	100	1.15
2ZS-1-3	黄铁矿	含黄铁矿粉砂泥岩	0	53	0	0.12	46.54	0.1	0.09	0.01	0.15	0	100.01	1.14
黄铁矿（2ZS-1）平均值			0	53.04	0	0.09	46.49	0.09	0.05	0.04	0.13	0.07	100	1.14
2ZS-2-1	黄铁矿	黄铁矿化硅质岩	0.86	52.28	0.11	0.11	46.08	0.1	0.03	0	0.07	0.36	100	1.13
2ZS-2-2	黄铁矿	黄铁矿化硅质岩	0	52.98	0.08	0	46.73	0.05	0.02	0.04	0.02	0.16	100.08	1.13
2ZS-2-3	黄铁矿	黄铁矿化硅质岩	0	52.55	0.02	0	47.08	0.01	0.09	0.09	0.1	0.05	99.99	1.12
2ZS-2-4	黄铁矿	黄铁矿化硅质岩	0	52.42	0.01	0	47.11	0.05	0.02	0.02	0.08	0.29	100	1.11
2ZS-2-5	砷黄铁矿	黄铁矿化硅质岩	3.88	50.21	0	0.14	45.32	0.03	0.06	0	0.01	0.36	100.01	1.11
黄铁矿（2ZS-2）平均值			0.95	52.09	0.04	0.05	46.46	0.05	0.04	0.03	0.06	0.24	100.01	1.12
2ZS-3-1	砷黄铁矿	含黄铁矿石英砂岩	4.84	50.24	0.02	0	44.74	0.08	0.06	0	0.03	0	100.01	1.12
2ZS-3-2	黄铁矿	含黄铁矿石英砂岩	0	52.23	0	0	47.51	0.07	0.07	0.03	0.08	0	99.99	1.1
黄铁矿（2ZS-3）平均值			2.42	51.24	0.01	0	46.13	0.08	0.07	0.02	0.06	0	100.03	1.11
平　均　值			1.01	52.19	0.02	0.05	46.39	0.07	0.05	0.03	0.08	0.13	100.02	1.13

注：表中数据由中国地质科学院成都矿产综合利用研究所分析测试中心电子探针室测试

表 3-3　勐满金矿床黄铁矿（单矿物）微量元素分析结果表

样品号	矿(岩)石名称	微量元素含量 ($\times10^{-6}$)																			Au (g/t)	Co/Ni
		Sc	Cr	Co	Ni	Zn	Rb	Sr	Cs	Ba	Zr	Hf	Ta	Th	U	As	Sb	W	Se	Ag		
2ZS-1Fe	黄铁矿	0.92	10	108	7	266	9	40	1.2	176	35	8.6	0.23	4.89	1.3	3765	710.5	157	10.6	40.5	0.88	15.43
2ZS-2Fe	黄铁矿	0.41	8	79.2	6	357	6	159	2.4	50	384	4.6	0.42	2.72	1.2	19608	959.2	256	3.9	155	4.13	13.2
2ZS-3Fe	黄铁矿	0.78	13	80.9	5.8	373	5	273	1.7	61	470	5.9	0.15	3.21	1.9	3931	512.5	1765	7.6	44.1	0.92	13.95
平均值		0.7	10.3	89.4	6.27	332	6.7	157	1.8	95.7	296	6.4	0.27	3.61	1.5	9101	727.4	726	7.4	80.1	1.98	14.2
片岩矿石平均值		5.91	29.5	4.68	7.16	48.6	35.6	34.4	6.97	327	98.1	2.11	0.7	9.84	1.42	354.8	64.76	3.21	95.8	1.18	1.21	0.65
碎屑岩矿石平均值		6.92	57.4	7.92	17.4	43	82.4	42.6	10.9	217	84.8	2.74	0.85	6.88	1.63	679.8	117.5	6.21	101	1.28	1.19	0.46

注：表中数据由地学核技术四川省重点实验室中子活化分析室测试

表 3-4 勐满金矿床黄铁矿（单矿物）稀土元素分析结果表

样品号	矿(岩)石名称	稀土元素含量 ($\times10^{-6}$)														稀土参数				Au (g/t)
		La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	ΣREE	ΣCe/ΣY	δEu	δCe	
2ZS-1Fe	黄铁矿	9.36	17.9	2.73	14.2	1.77	0.31	2.11	0.37	2.4	0.53	1.45	0.21	1.36	0.19	54.82	5.36	0.6	0.61	0.88
2ZS-2Fe	黄铁矿	7.16	12.6	1.34	4.85	1.08	0.27	1.24	0.23	1.57	0.36	1.06	0.16	1.1	0.18	33.15	4.62	0.88	0.6	4.13
2ZS-3Fe	黄铁矿	9.47	18.8	2.41	10.5	2.37	0.63	3.34	0.51	2.97	0.59	1.44	0.19	1.09	0.15	54.48	4.3	0.83	0.65	0.92
平均值		8.66	16.4	2.16	9.84	1.74	0.4	2.23	0.37	2.31	0.49	1.32	0.19	1.18	0.17	47.48	4.76	0.77	0.62	1.98
片岩矿石平均值		25.1	48	5.92	25	4.31	0.62	4.78	0.74	4.3	0.85	2.11	0.28	1.65	0.21	123.93	7.92	0.55	0.63	1.21
碎屑岩矿石平均值		21.2	38	4.98	22.3	4.05	0.72	4.45	0.70	4.1	0.81	2.02	0.27	1.57	0.22	105.38	6.61	0.63	0.61	1.19

注：表中数据由地学核技术四川省重点实验室中子活化分析室测试

第 4 章 成矿流体热力学参数计算

成矿流体地球化学热力学参数计算是研究矿床地球化学研究的重要内容，通过分析和研究成矿热液作用中形成的流体（石英）包裹体，并进行热力学参数计算，从而可查明热液成矿作用中流体的性质、演化规律，以及物理化学条件改变对金溶解迁移与沉淀的影响。

4.1 成矿流体成分

勐满金矿床热液成矿作用中形成的流体（石英）包裹体成分的测试，由中国地质科学院矿产资源研究所完成，分析结果列入表 4-1。由 4-1 可看出以下特征：

（1）气相成分中，以 CO_2 含量高为特征，其摩尔浓度一般在 3.589～4.232mol/kg · H_2O 范围（平均 3.91mol/kg · H_2O），该范围内的 CO_2 主要为幔源碳（刘显凡等，1996）。

（2）气相成分中，CH_4 含量较高，其摩尔浓度一般在 0.055～0.059mol/kg · H_2O 范围（平均 0.057mol/kg · H_2O），可以认为较高的 CH_4 主要也是来自上地幔（刘显凡等，1996）；CO 含量基本稳定在微量上，这可能与碳的价态居于氧化与还原之间有关，因而也间接揭示了流体为幔源混染壳源的演化特征。

（3）流体的离子成分中：阴离子以 CI-含量较高且稳定为特征（Cl^-平均 0.2 mol/kg · H2O），并且 $Cl^- > SO_4^{2-} > F^-$；阳离子只测到钠离子（Na^+），Na^+变化范围 0.247～0.361mol/kg · H_2O（平均 0.304 mol/kg · H_2O）。

4.2 成矿流体（石英）包裹体温度测定

4.2.1 石英包裹体特征

勐满金矿床成矿热液（石英）包裹体特征研究，是将石英磨制成 0.4～0.5 mm 厚的包裹体薄片在显微镜下观察，有以下特征：

（1）石英包裹体较小，一般小于 10μm（个别达 15～20μm）；包裹体形态以浑圆状、椭圆状和不规则状为主，如样品 Bg1-1。

（2）石英包裹体较多，大小不一，小者 3μm 以下，大者可达 20μm（可测包裹体一般为 6～12μm）；包裹体形态多呈不规则状，个别为椭圆状或长条形和六边形，如样品 Bg1-2。

测温石英包裹体有：H_2O 包裹体、CO_2 包裹体和 CO_2-H_2O 包裹体三种类型：

（1）H_2O 包裹体　H_2O 包裹体又分为气液水包裹体和液相水包裹体，气液水和液相水无色透明，偏光显微镜下无色。

（2）CO_2 包裹体　CO_2 包裹体为气相包裹体，在室温下呈灰色，包裹体在石英中呈星散分布。

（3）CO_2-H_2O 包裹体　CO_2-H_2O 包裹体含有气体和液体，气体和液体比为2～5%，加热时气泡逐渐缩小，最终气泡消失，均一成液相。

4.2.2 石英包裹体温度测定及其特征

勐满金矿床成矿热液石英包裹体均一温度测定，由成都理工大学地球科学院矿床教研室完成，结果列入表 4-2。

表 4-2　勐满金矿床成矿热液（石英）包裹体温度测定结果

顺号	样品号	样品名称	产出岩性	矿化阶段	均一温度（℃）		产出矿段
					变化范围	平均温度	
1	Bg1-2	石英	蚀变绢云片岩 2 号脉	主阶段	164～189	178 (3)*	光贺矿段
2	Bg1-1	石英	蚀变绢云片岩 1 号脉	晚阶段	130～180	150 (10)	光贺矿段

注：表中数据由成都理工大学地球科学院矿床教研室李葆华测试　　(3)*--测试包裹体个数

由 4-2 可看出以下特征：

（1）勐满金矿床成矿热液石英包裹体样品采自光贺矿段，石英产于强烈硅化蚀变的绢云母片岩 1、2 号石英脉。

（2）2 件石英包裹体测定的温度变化范围不一（如 Bg1-2 样温度 164～189℃，Bg1-1 样温度 130～180℃），为使测定值有代表性，少则 3 个多则 10 个测点，取它们的平均值。

（3）据石英包裹体的温度变化范围分两段：一段为 164～89℃（平均 178℃）；另一段为 130～180℃（平均 150℃）。这种结果为勐满金矿床热液成矿阶段的划分奠定了基础。

4.3 成矿流体物理化学参数计算

根据石英包裹体成分进行成矿流体的物理化学参数计算，Grerar（1976）、王真光等（1988）和徐文炘（1991）等多人进行过论述，本文依据勐满金矿床石英包裹体成分分析结果（表 4-2），综合运用王真光等人论述的方法进行计算，结果列入表 4-3。

成矿流体的物理化学参数计算，主要运用的公式和计算方法如下：

4.3.1 离子重量摩尔浓度换算与盐度（S）计算

1）离子重量摩尔浓度换算

流体包裹体成分的测试结果，通常给出的包裹体（气相和液相）重量单位是

μg/g 或 10^{-6}，有的气相给出的单位是 mol%。为了进行流体的物理化学参数计算，包裹体的气相和液相成分要换算成离子重量摩尔浓度。

$$mi=Gi\times1000/(Mi\cdot GH2O) \quad (4-1)$$

$$epmi=GiZi\times106/Mi\ (\sum Gi+GH2O)$$

$$ni=Gi/Mi$$

$$Xi=ni/\sum ni$$

式中：m_i—组分 i 的重量摩尔浓度（mol/kgH_2O）；

Gi —组分 i 的重量（10^{-6}）；

G_{H2O}—组分水的重量（10^{-6}）；

Mi —组分 i 的原子量（分子量）；

epm_i—离子 i 的百万分当量，即 10^6 溶液中离子 i 的克当量数；

n_i—气体 i 的摩尔数；

$\sum n_i$—气体摩尔总数；

X_i—气体 i 的摩尔分数。

2）盐度（S）计算

$$S=\sum Gi\times100/(\sum Gi+G_{H2O}) \quad (4-2)$$

式中：S — 盐度，单位为重量百分浓度（wt%）；

∑Gi —i 个组分的总参重量（10^{-6}）；

G_{H2O}—组分水的重量（10^{-6}）。

4.3.2 成矿流体的逸度计算

1）二氧化碳逸度（f_{CO2}）计算

根据表 5-2，包裹体主要成分主要有 CO_2、CH_4、H_2O 和 CO 等，溶液达到平衡时可建立以下反应式：

$$CH_4(L)+2H_2O(L)=CO_2(L)+4H_2(L) \quad (4-3)$$

$$CH_4(L)+3CO_2(L)=2H_2O(L)+4\,CO(L) \quad (4-4)$$

二氧化碳逸度（f_{CO2}）的计算由以上反应式导出，

由（3）可得：

$$\log f_{CO2}=\log K_3-2\log f_{H2O}+\log K'_{CH4}-4\log K'_{H2}-\log X_{CH}-4\log X_{H2}$$

由（4）可得：

$$\log f_{CO2}=2/3\log f_{H2O}+3/4\log K'_{CO}-1/3\log K'_{CH4}-1/3\log K_4+4/3\log X_{CO}-1/3\log X_{CH4}$$

式中：K_i —反应式 i 的平衡常数；

K'_i—水溶气体 i 的亨利系数；

X_i —水溶气体 i 的摩尔分数；

f_{H2O}—水蒸汽饱和蒸汽压值。

2）硫逸度（f_{S2}）计算

硫逸度（f_{S2}）的计算与热液硫化物的矿物共生组合系列有关，不同矿物的平衡条件不同，因而计算用矿物平衡方程式与计算方法不同。

A）当热液金属硫化物只出现黄铁矿时，建立以下反应式：

$$2FeS + S_2 = 2FeS_2 \qquad (4-5)$$

则： $K_1 = \alpha^2_{FeS2}/\alpha^2_{FeS}\cdot f_{S2}$

$\log K_1 = \log(1/f_{S2})$

$= -\log f_{S2}$

即： $\log f_{S2} = -\log K_1$

当温度为 150℃时，$\log K_1$ 为 15.95(*)，

所以得：硫逸度 $\log f_{S2} = -15.95$

((*)—查表据涂光炽等编著.中国层控矿床地球化学(第三卷)[M],北京：科学出版社,1988)

B）当热液金属硫化物共生组合出现黄铁矿与毒砂时，建立以下反应式：

$$2FeAsS + S_2 = 2FeS_2 + 2As \qquad (4-6)$$

则： $K_2 = \alpha^2_{FeS2}\cdot\alpha^2_{As}/\alpha^2_{FeAsS}\cdot f_{S2}$

即： $\log f_{S2} = -\log K_2$

当温度为 150℃时，$\log K_2$ 为 13.55(*)，

所以得：硫逸度 $\log f_{S2} = -13.55$

4.3.3 pH 值和 Eh 值计算

1）酸碱度（pH 值）计算

根据表 4–1，本区流体包裹体主要成分属 H_2O–NaCl–CO_2 体系，根据 Grerar（1976）推导的公式：

$$(a_{H^+})^2 = (2K_{H2CO3}\cdot K_{HCl}\cdot P_{CO2})/[Kg(2K_{HCl}+K_N)]\times[1.0+K_N/(2K_{NaHCO3})] \qquad (4-7)$$

其中，$K_N = -K_{NaCl} + (K^2_{NaCl} + 4K_{NaCl}\cdot\sum Na)^{1/2}$；

$\sum Na = m_{NaCl} + m_{Na^+} = [(2m_{Na^+} + K_{NaCl})^2 - K^2_{NaCl}]/(4K_{NaCl})$；

式中：K_{NaCl}、K_{HCl}、Kg、K_{NaHCO3}、K_{H2CO3}—反应平衡常数；

P_{CO2}— CO_2 分压；

m_{Na^+}— Na 离子的重量摩尔浓度

2）氧化–还原电位（Eh 值）计算

根据表 4–1，碳在流体包裹体中主要有下列三种平衡形式：

$$CH_4+H_2O=CO+6H^++6e \quad (4-8)$$

$$CH_4+2H_2O=CO_2+8H^++8e \quad (4-9)$$

氧化-还原电位（Eh 值）计算出以上反应式导出

由（4－8）可得：

$$Eh=E^0_8+3.31\times10^{-5}T(\log(m_{CO}/\ m_{CH4})\cdot6pH$$

由（4－9）可得：

$$Eh=E^0_9+2.48\times10^{-5}T(\log(m_{CO2}/\ m_{CH4})\cdot8pH$$

式中：E^0_i— 反应（i）式的标准氧化-还原电位；

m_i— 组分 i 的重量摩尔浓度（mol/kgH_2O）；

T— 成矿温度（^{0}K）；

pH— 酸碱度。

表 4-1 勐满金矿床流体（石英）包裹体成分分析结果表

顺号	样品号	流体包裹体成分重量摩尔浓度（mol/kg.H_2O）										气相摩尔百分浓度（mol%）					
		CH_4	CO_2	CO	N_2	K^+	Na^+	Ca^{2+}	Mg^{2+}	F^-	Cl^-	SO_4^{2-}	$CH_4(\times10^{-4})$	CO_2	CO	H_2O	O_2	N_2
1	Bg1-2	0.055	4.232	0.01	1.395	0	0.247	0	0	0.009	0.128	0.052	0.538	1.377	0.01	96.08	0.101	2.361
2	Bg1-1	0.059	3.589	0.01	1.404	0	0.361	0	0	0.013	0.271	0.091	0.533	1.073	0.01	96.534	0.136	2.181
平均值		0.057	3.911	0.01	1.4	0	0.304	0	0	0.011	0.2	0.072	0.536	1.225	0.01	96.307	0.119	2.271

注：表中数据由中国地质科学院矿产资源研究所分析

表 4-3 勐满金矿床成矿热液物理化学参数计算结果表

顺号	矿化阶段	样品号	均一温度(℃)	气相成分(μg/g)				液相成分(μg/g)			物理化学参数计算结果					
				H_2	CH_4	CO_2	CO	Na^+	K^+	SO_4^{-2}	lgf_{CO2}	lgf_{S2}	lgf_{O2}	pH	Eh(v)	盐度(Wt%)
1	早阶段		220													
2	主阶段	Bg1-2	178	0.01	0.201	42.192	0.01	1.286	0	1.125	-2.70	-15.12	-51.9	5.1	0.003	1.53
3	晚阶段	Bg1-1	130	0.01	0.183	30.742	0.01	1.614	0	1.704	-2.78	-16.61	-52.0	5.2	0.007	2.64

注：表中数据由中国地质科学院矿产资源研究所分析

4.5 成矿流体中金迁移沉淀作用机理

在勐满金矿床的形成作用机理研究中，对成矿流体中金迁移作用的认识很重要。可以认为金在广泛发育的硅化围岩蚀变中，主要是呈金-硅配合物形式迁移的（樊文苓等，1993，1995）。另外还有一种认识，认为金的配合物的稳定性很有限，在地壳深处缺氧条件下金很难呈离子态存在于溶液中等，认为金极有可能是呈纳米级微粒自然金形式迁移的（张振根等，1993；李景春，1995）。

因此，在下面的论述中，热液成矿作用中金的迁移问题，涉及金-硅配合物形式迁移、金-硫配合物形式迁移、金-砷配合物形式迁移、金纳米级微粒形式迁移等几方面内容.

4.5.1 金-硅配合物形式迁移与沉淀

樊文苓等（1993，1995）通过实验研究，标定了 Au 在碱性富硅溶液中与 SiO_2 之间的配合关系：

$$Au^{+}+H_3SiO_4=AuH_3SiO_4^{0} \qquad (4-10)$$

在 80～250℃温度范围内，其平衡常数为：

$$lgK_1=-1.9889+10085.18/T \qquad (T—为绝对温度)$$

樊文苓等论证了各温度下平衡常数（$lg^{K1}=-1.9889+10085.18/T$）与 Au-HCl-$SiO_2$-$H_2O$ 体系中得到的结果一致，这表明无论是碱性还是酸性溶液，SiO_2 都作为配位体与 Au 形成 $AuH_3SiO_4^0$ 在热液中溶解、迁移。$AuH_3SiO_4^0$ 作为金的一种迁移形式，它在热液中的稳定性受体系温度、压力、Eh、pH 及组分等多种因素控制。

由于地壳条件下成矿流体中 SiO_2 浓度比硫的总浓度（$\sum C_S$）高得多，因此 Au 首先以金的硅配合物形式（$AuH_3SiO_4^0$）进行一定距离迁移。该流体在上升过程的演化中存在局部地壳或地层硫的加入，以及伴随流体温度、压力降低，SiO_2 先于硫化物晶出，导致流体中硫浓度（$\sum C_S$）升高，进而产生金-硫配合物形式的短距离迁移。从动态演化的角度分析，成矿流体中物理化学条件由早期→主期→晚期成矿阶段，温度、压力、f_{s2} 由高至低变化，Eh 值则由低至高变化，f_{o2} 保持极低状态，pH 值处于弱酸性至弱碱性，流体中成矿物质的迁移逐渐变得不稳定，最终在适宜的条件下（构造与层间破碎带及不整合面等）沉淀出来。

实验表明，在一定 f_{O2} 下，Au 的溶解度将随 SiO_2 含量的增大而提高，随着 SiO_2 的沉淀（硅化）耗减溶液中的 SiO_2，必然导致 $AuH_3SiO_4^0$ 的不稳定，促使反应（5-1）向左进行，沉淀出 Au 。这是硅化与金矿化密切相伴的本质原因。由于自然界 SiO_2 大量存在，而 Au 却远非取之不尽，因此在许多情况下，溶液中的 $AuH_3SiO_4^0$ 达不到与实际 $H_4SiO_4^0$ 浓度相平衡的含量。所以，只有当溶液中 SiO_2

消耗到一定程度后，硅才能引起 Au 沉淀。而 Au 沉淀后，又造成 $H_4SiO_4^0$ 浓度过大。这可能就是为什么在早期、主期和晚期硅化中，一般早期和晚期硅化仅伴随弱金矿化的原因。

然而，矿化蚀变中硅质热液是运载矿质的流体，但硅质在沉淀结晶过程中往往与成矿物质发生分离（SiO_2）结晶过程中的排它性，后面论述），而矿质在沉淀时选择硫化物和粘土矿物为载体，这是造成硅化蚀变岩石中金属硫化物和粘土矿物富金的重要原因之一。

4.4.1.1 金-硫配合物形式迁移与沉淀

在含硫化物热液的运移过程中，温度、压力、硫逸度（f_{S2}）的降低，氧化性（f_{O2}）的增加，pH 在近中性范围内，均能引起金-硫配合物的分解和金的沉淀。

在勐满金矿床的富金矿石中有黄铁矿出现，即在热液成矿期主阶段矿物组合中，金与矿石中黄铁矿的含量密切相关，实际上金是与硫化物黄铁矿共同迁移与沉淀的结果。与金结合的硫阴离子团有：$[AuS_2]^-$、$[AuS_3]^{3-}$、$[AuS]^-$、$[Au(HS)]^0$、$[Au(S_2O_3)_2]^{3-}$等。在含有这些硫化物（金-硫配合物）的热液运移过程中，当物理化学条件改变时将会引起金-硫配合物不稳定，以致破坏而沉淀，有以下反应：

$$2[AuS_2]^- + 2Fe^{2+} \rightarrow 2Au + 2FeS_2$$
$$2[AuS_3]^{3-} + 3Fe^{2+} \rightarrow 2Au + 3FeS_2$$
$$4[Au(HS)]^0 + 2Fe^{2+} + 2O^{2-} \rightarrow 4Au + 2FeS_2 + 2H_2O$$
$$[Au(S_2O_3)_2]^{3-} + 2Fe^{2+} + 12H^+ \rightarrow Au + 2FeS_2 + 6H_2O$$

4.4.1.2 金-砷配合物形式迁移与沉淀

在勐满金矿床的富金矿石中，矿石光片电子探针分析发现砷黄铁矿，砷黄铁矿与黄铁矿密切伴生在一起，可以认为在本区成矿热液运移过程中，存在砷及金-砷配合物形式（或硫-砷金配合物）迁移的可能性。

与金结合的砷配合物、硫-砷配合物离子团有：$[AuAs]^{2-}$、$[Au(AsS_2)]^0$ 和 $[Au(AsS_3)]^{2-}$等。当物理化学条件改变时，配合物不稳定分解和金沉淀的反应式如下：

$$[AuAs]^{2-} + H_2S + FeO \rightarrow Au + Fe\,AsS + H_2O$$
$$[Au(AsS_2)]^0 + 2Fe^{2+} + H_2S + O^{2-} \rightarrow Au + Fe\,AsS + FeS_2 + H_2O$$
$$[Au(AsS_3)]^{2-} + 2Fe^{2+} \rightarrow Au + Fe\,AsS + FeS_2$$

4.4.1.3 金纳米级微粒形式迁移与沉淀

20 世纪 90 年代初开始出现的一门全新科学——纳米学，物质在呈纳米级状态时，与同一物质的块状体相比，它所发生的一系列物理化学性质变化，称“纳米效应”。例如块状黄金的熔点是 1055℃，为纳米级金微粒的熔点却只有 327℃。由于物质颗粒减小，其表面积急剧增大，导致表面与界面效应，从而极大地增加了物质微粒的活性。

张振根等（1993）、李景春（1995）认为金络合物的稳定性很有限，且在地

壳深处缺氧条件下金很难呈离子态存在于溶液中等，提出金极有可能是呈纳米级微粒自然金形式迁移的见解（称“纳米成矿论”）。该理论认为金不需要以络合物等形式进行迁移，更无需先溶解变成某种配合物，再将配合物分解然后沉淀出金这种复杂过程，它就以纳米级微粒自然金的状态就可进行迁移和再沉淀。

研究区金矿石中金的赋存状态研究表明，Au 在原生矿石中主要存在于黄铁矿和粘土矿物中，其赋存状态主要呈微细粒金（或称微包体金），该微包体金实际上就是纳米级微粒自然金包体。这种纳米级微粒具有极强的活性，在成矿流体中该微粒金与流体中其它组分，如 SiO_2、$(HS)^-$等组成稳定的水溶液，而不是配合物溶液。因此，这些自然金微粒之间不会发生聚合沉淀，只能伴随成矿流体物理化学条件的改变，SiO_2、硫化物、粘土矿物从溶液中晶出而随之沉淀富集。这就是为什么该类型金矿中 Au 多呈显微和超显微状产出，并分散于热液硫化物和粘土矿物中呈胶状微包体金的原因。

石英的晶体结构是硅氧四面体全部角顶共用连接组成的架状结构，仅管结构不属紧密堆积型，但由于电价平衡，离子电位高，且化学键力呈四维均等方向平衡，因此结构中基本不存在（极难发生）Al^{3+}替代 Si^{4+}现象，其它杂质更难进入。又由于石英晶体一般不出现晶格缺陷，表面不带电荷，不发生吸附作用。由于石英有上述特征，较其它许多晶体为更严密的自身封闭晶体，使它在成矿热液中结晶出来时，与 Au 发生分离，并且硅化越强金矿化不一定就越好的原因。

第 5 章 元素地球化学分析

元素地球化学分析法是研究成矿物质来源的一种最常用的方法，包括常量元素地球化学分析法、微量元素地球化学分析法和稀土元素地球化学分析法三种。本章将通过这三种方法对成矿物质来源进行分析。

5.1 常量元素地球化学

5.1.1 矿石主要（常量）元素化学成分特征

在进行矿石化学成分（元素）研究时，首先将全部矿石分为金矿石（Au＞0.3g/t）和围岩（Au＜0.3g/t）两类。然后考虑到上元古界曼来组片岩与中侏罗统花开左组碎屑岩的差别，进一步按片岩和碎屑岩分别论述。勐满金矿床金矿石常量元素化学成分分析成果列于表 5-1。

从表 5-1 可看出，研究区碎屑岩型金矿石（Au＞0.3g/t）最主要特征是：碎屑岩类金矿石富硅（SiO_2 平均 86.1%）和富三价铁（Fe_2O_3 平均 5.96%），贫钾（K_2O 0.23%）和贫铝（AI_2O_3 平均 3.1%）；碎屑岩类围岩富铝（Al_2O_3 平均 11.6%）和富钾（K_2O 2.46%），相对贫三价铁（Fe_2O_3 平均 2.75%）。这说明金矿石的硅化和褐铁矿化普遍较强，蚀变交代作用使铝显著降低，易溶解组分钾在成矿过程中流失明显。矿石中硅含量增高是由热液带来的；硅化（SiO_2）蚀变与金矿化有密切关系，碎屑岩与浅变质岩型金矿石（包括富、贫金矿石）硅化作用都很强，但硅化不是金矿化的唯一相关因素，有的样品（如 B1-2 和 B1-3 绢云片岩）硅化并不强烈，但金含量仍然高，表明硅与金矿化有较特殊关系。矿石中的常量元素除 SiO_2 含量较高外，主要是 AI_2O_3 和 Fe_2O_3 高，相对较高一点的是 CaO 和 K_2O（K_2O＞Na_2O）。矿石中 Na_2O、MnO、MgO 和 FeO 含量较低。矿石与围岩都具有 Fe_2O_3＞FeO，说明本区氧化作用强烈，这与本区的实际情况相符

5.1.2 常量元素聚类分析研究

由表 5-1 的数据作出的 R 型聚类分析成果见图 5-1。

矿石与围岩常量元素 R 型聚类分析

用勐满金矿床矿石与围岩的常量元素作 R 型聚类分析得图 5-1，由图 5-1 可看出以下主要特征：

1）取相似水平(标尺)为 20 时,矿（岩）石常量元素分为三类

第一类：硅（SiO_2）与钙（CaO）聚为一类，代表较为特征的一类主要成分。

第二类：Au 独立为一类，代表较为独立的主成分。

第三类：除 SiO_2 与 CaO 以外的其他成分聚为一类。

2）取相似水平(标尺)为 10 时,矿（岩）石常量元素分类有如下特征

第一类：硅（SiO_2）与钙（CaO）分离为各自呈一类。

第二类：Au 独立为一类。

第三类：分离为三亚类，特征为：

①Na_2O、K_2O、MgO 及 FeO 聚为一类，它们正是除 SiO_2 和 CaO 以外最主要的成员，在矿（岩）石中这些常量元素含量都不很高，与金矿化关系也不是很密切。

②Al_2O_3、Fe_2O_3 及 P_2O_5 聚为一类，Al_2O_3 和 Fe_2O_3 是除 SiO_2 以外含量最高的一类，代表造岩和相对氧化的组成元素，与金关系非常密切，是除黄铁矿以外最主要的载金矿物成分。

③TiO_2 和 MnO 聚为一类，它们在矿（岩）石中含量都较低，与金关系不密切

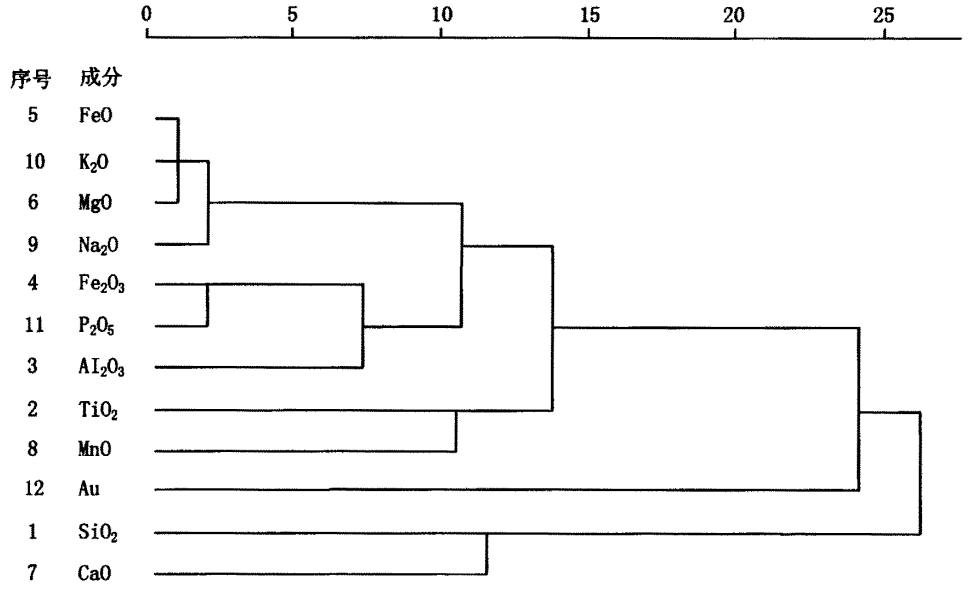


图 5-1 浅变质岩型矿石常量元素 R 型聚类谱系图

3）取相似水平（标尺）为 5 时，矿（岩）石常量元素聚类特征

矿石中的常量元素除 Na_2O、K_2O、MgO 和 FeO 仍然聚为一类，Fe_2O_3 和 P_2O_5 还在一起外，其它元素全部分离。

从表 5-1 数据上不易看出金与许多常量元素之间的来源关系，但经处理得图 5-1，就能很好地看出本区金与金矿石（围岩）中常量元素的特征现状，及主要常量元素的相互关系和它们的来源[22]。

5.2 微量元素地球化学

研究区金矿石在进行微量元素化学成分研究时，也是按照浅变质岩和碎屑岩分别论述。勐满金矿床金矿石微量元素化学成分分析数据列于表 5-2 和表 5-3。

5.2.1 碎屑岩型金矿（岩）石微量元素成分特征

从勐满金矿床碎屑岩型金矿石和围岩微量元素分析数据（表 5-2）可看出，矿石普遍发育硅化和褐铁矿化。矿石微量元素成分有以下一些特征和差异：

（1）矿石含砷、锑、银和硒等元素含量比克拉克值及围岩高，如砷（As360.4～1240×10^{-6}，平均 679.79×10^{-6}）、锑（Sb20.4～444.2×10^{-6}，平均 117.5×10^{-6}）、银（Ag 平均 6.21×10^{-6}）和硒（Se 平均 1.28×10^{-6}），围岩中砷（As 平均 303.93×10^{-6}）、锑（Sb 平均 22.47×10^{-6}）、银（Ag 平均 2.8×10^{-6}）和硒（Se 平均 0.14×10^{-6}）。

（2）围岩含铷、铯、钡、铬和钴等元素比矿石高，如铷（Rb 平均 166×10^{-6}）、铯（Cs 平均 18.8×10^{-6}）、钡（Ba 平均 492×10^{-6}）、铬(Cr 平均 57.4×10^{-6})和钴(Co 平均 7.92×10^{-6})，而矿石中铷（Rb 平均 82.4×10^{-6}）、铯（Cs 平均 10.9×10^{-6}）和钡（Ba 平均 217×10^{-6}）、铬(Cr 平均 85.7×10^{-6})和钴(Co 平均 10.6×10^{-6})。

（3）其他微量元素成分在矿石和围岩中含量变化不大。

矿石与围岩的微量元素总体特征较相似，即除 Au 以外，As、Sb 和 Ag 含量都很高，表明这些微量元素与 Au 矿化有很密切的关系。

5.2.2 浅变质岩型金矿（岩）石微量元素成分特征

勐满金矿床浅变质岩型金矿石和围岩的微量元素分析数据列于表 5-3，金矿石普遍发育硅化和褐铁矿化。矿（岩）石微量元素成分有以下一些特征和差异：

（1）矿石含砷、锑、银、钨和硒等元素比克拉克值及围岩高，如砷（As 平均 354.8×10^{-6}）、锑（Sb 平均 64.8×10^{-6}）、银（Ag 平均 3.21×10^{-6}）、钨（W 平均 95.8×10^{-6}）和硒（Se 平均 1.18×10^{-6}），而围岩中砷（As 平均 218.3×10^{-6}）、锑（Sb 平均 23.7×10^{-6}）、银（Ag 平均 2.43×10^{-6}）、钨（W 平均 49.2×10^{-6}）和硒（Se 平均 0.27×10^{-6}）。

（2）围岩含铷、钡、铬、镍和钴等元素比矿石高，如围岩中铷（Rb 平均 146×10^{-6}）、钡（Ba 平均 512×10^{-6}）、铬（Cr 平均 49.3×10^{-6}）、镍（Ni 平均 15.2×10^{-6}）和钴（Co 平均 7.81×10^{-6}），而矿石中铷（Rb 平均 35.6×10^{-6}）、钡（Ba 平均 327×10^{-6}）铬（Cr 平均 29.5×10^{-6}）、镍（Ni 平均 7.16×10^{-6}）和钴（Co 平均 4.68×10^{-6}）。

（3）其他微量元素成分在矿石和围岩中含量变化不大，如铀（U）、钍(Th)、钪(Sc)、锶(Sr)和铯(Cs)等；与克拉克值相比，矿石-围岩中锆（Zr）和铪（Hf）及矿石中铬（Cr）和铷（Rb）低于克拉克值。

矿石与围岩的微量元素总体特征较相似，即除 Au 以外，As、Sb 和 Ag 含量都很高，表明这些微量元素与 Au 矿化有很密切的关系。除上面提到的几个微元素外，矿石与围岩含 W、Co、Cs、Se 和 Ta 等微量元素较高（比其克拉克值高出几倍至五十倍以上）。表明这些微量元素与金矿化有正相关关系。

5.2.3 微量元素地球化学研究

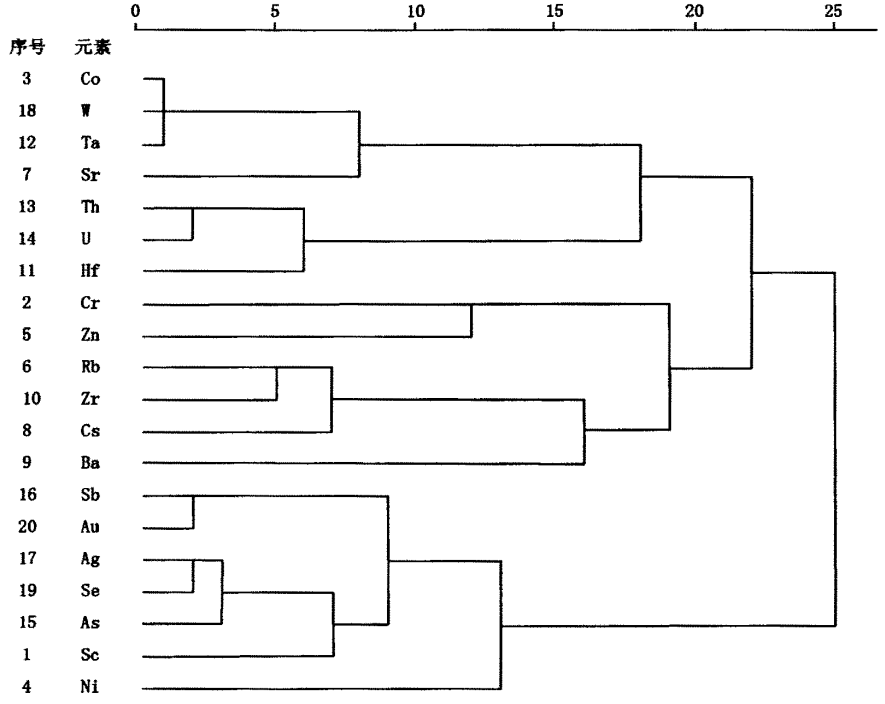


图 5-2 碎屑岩型金矿石微量元素 R 型聚类谱系图

第一类：Au 与 As、Sb、Ag、Se、Sc 和 Ni 聚为一类，为矿石中与金矿化最密切的微量元素，特别是 As、Sb 和 Ag 等元素是除 SiO_2 外含量最高的（高于其克拉克值的 100～600 倍）；除 Au 和 Ni 外，都是上地壳较典型的组分，表明深部来源的金在上升迁移经过地壳时受到混染，As 和 Sb 等还是助金迁移的主要微量元素。

第二类：Ba、Cs、Zr、Rb、Zn 和 Cr 聚为一类，除 Cr 为深源外，都为上地壳较主要的分散元素（Rb 和 Cs）和弱矿化元素，在矿石中含量不高，与金矿化关系不密切。

第三类：U、Th、Hf、Ta、Sr、W 和 Co 聚为一类，除 Co 为深源外，都为上地壳较主要的成分，在矿石中含量不高，与金矿化关系不密切。

2）取相似水平(标尺)为 10 时，矿石微量元素聚分特征为

第一类和第二类中使深源组分 Ni 和 Cr 等从该类中分离出来独成一类，表明

其成矿和物质来源的独特性；第三类 U 和 Th 等放射性元素从该类中分离出来独成一类，表明其成矿和来源的独特性。

综合上述分析可以得出：

①Au 与 As、Sb、Ag 等含量相对较高的元素聚为一类，说明金与它们在成矿物质来源上和成矿作用上的密切关系。

②具有下地壳及幔源特征的微量三元素（Co、Ni 和 Cr）被分开聚为三类，这种分散作用是由表生风化-迁移-沉积作用形成的，这正反映了陆源碎屑沉积岩的特征。

③Au 是深部来源的（下地壳及幔源），但与幔源特征的微量三元素（Co、Ni 和 Cr）关系不太密切了，倒是与壳源物质 As 和 Sb 等有更密切的成因关系。

5.2.3.2 微细浸染型金矿浅变质岩型矿石微量元素 R 型聚类分析

为探讨勐满金矿床微细浸染型金矿浅变质岩型矿石微量元素之间的相互关系及其来源，用表 5-3 的数据作了 R 型聚类分析（图 5-3）。由图 5-3 可看出以下主要特征：

1）取相似水平(标尺)为 24 时，矿石微量元素聚分为两类

第一类：Au 与 Ag 、As、Sb、Se 和 Sr 聚为一类，为矿石中与金矿化最密切的微量元素，特别是 As、Sb 和 Ag 等元素是除 SiO_2 外含量最高的（高于其克拉克值的 100～360 倍）；除 Au 外，都是上地壳较典型的组分，表明深部来源的金在上升迁移经过地壳时受到混染，As 和 Sb 等还是助金迁移的主要微量元素。

第二类：除上述 6 个元素以外的其他微量元素都聚于此，除钨（W）等个别元素外，它们在矿石中含量不高，与金矿化关系不密切。

2）取相似水平(标尺)为 15 时，矿石微量元素聚分特征为

第一类：锶（Sr）从该类中分离出来独成一类，表明其成矿和物质来源的独特性。

第二类：分离出三个亚类，它们含量不高，与金矿化关系不密切，不再详述。

综合上述可以得出：

①Au 与 Ag、As 和 Sb 等含量相对较高的元素聚为一类，说明金与它们在成矿物质来源上和成矿作用上的密切关系。

②具有下地壳及幔源特征的微量三元素（Co、Ni 和 Cr）被分开聚为两亚类，这种分散作用与前面沉积碎屑岩型金矿石的情况相似，这反映本区澜沧群浅变质岩仍然具有陆源碎屑沉积岩的某些特征。

③Au 是深部来源的，与幔源特征的微量三元素（Co、Ni 和 Cr）有一定关系，与前面碎屑岩型金矿石的情况相似，金成矿与壳源物质 As 和 Sb 等有更密切的成因关系。

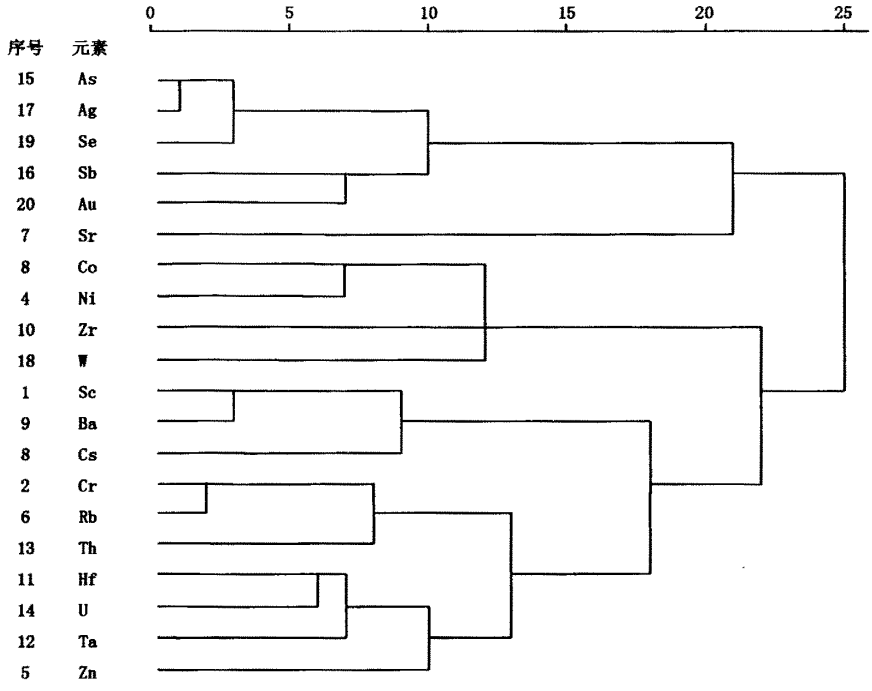


图 5-3 浅变质岩型金矿石微量元素 R 型聚类谱系图

5.3 稀土元素地球化学

在进行稀土元素化学成分研究，还是按照常量和微量元素的分类方法进行分析。勐满金矿床金矿（岩）石稀土元素化学成分分析结果列于表 5-4 和表 5-5。

5.3.1.碎屑岩型金矿（岩）石稀土元素成分特征

从勐满金矿床碎屑岩型金矿石（Au>0.3g/t）和围岩（Au<0.3g/t）的稀土元素分析结果（表 5-4）可看出：

（1）各种矿石的稀土总量变化范围在 45～165×10^{-6} 之间（平均值 105.38×10^{-6}），最低的是硅质岩，其稀土总量为 45.45×10^{-6}；最高的硅化石英砂岩稀土总量为 164.67×10^{-6}。

（2）各种矿（岩）石的稀土元素都是轻稀土富集型（即∑Ce/∑Y>1），其中矿石的比值相对较低（平均∑Ce/∑Y=6.61），围岩该比值相对较高（平均∑Ce/∑Y为 7.14）。

（3）各种矿石的稀土参数 δEu 变化范围为 0.39～0.91 之间（平均值为 0.63），说明本区金矿石稀土元素总体属中等 Eu 负异常型；各种矿石的稀土参数 δCe 变化范围为 0.55～0.74 之间（平均值为 0.61），说明本区金矿石稀土元素总体属中等 Ce 负异常型。

（4）围岩的稀土总量比矿石的高（围岩稀土总量为 150.76×10^{-6}；矿石为

105.38×10^{-6}），而且主要是轻稀土相对较高，其他的变化不大。

5.3.2 浅变质岩型金矿（岩）石稀土元素成分特征

从勐满金矿床浅变质岩的稀土元素分析结果（表 5-5）可看出：

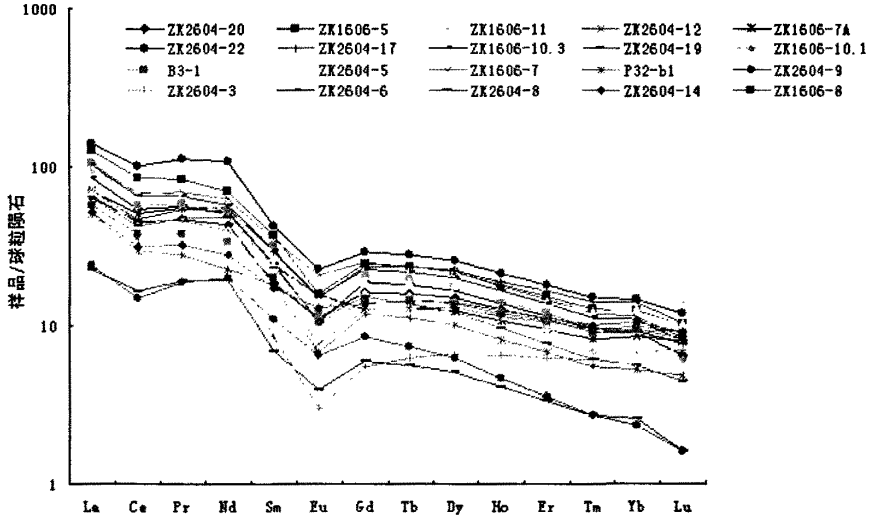


图 5-4 碎屑岩型矿石、围岩稀土元素分布模式图

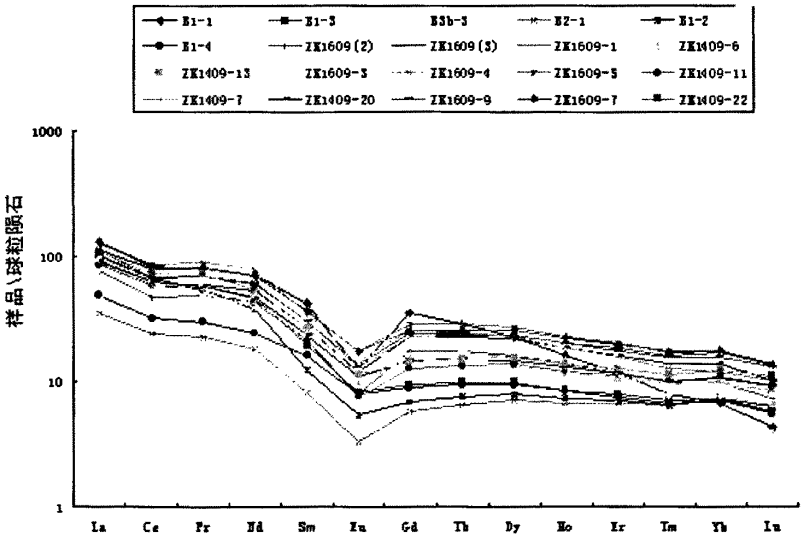


图 5-5 浅变质岩型矿石、围岩稀土元素分布模式图

（1）矿石稀土总量变化范围在 $56.38\sim193.44\times10^{-6}$ 之间，平均值 123.93×10^{-6}；围岩稀土总量变化范围为 $137.5\sim205.45\times10^{-6}$，平均值为 166.7×10^{-6}。

（2）各种矿（岩）石的稀土元素都是轻稀土富集型（即$\sum Ce/\sum Y>1$），其中

矿石的比值相对较高（变化范围：∑Ce/∑Y 为 5.56～14.09，平均∑Ce/∑Y＝7.92），围岩该比值相对较低（变化范围：∑Ce/∑Y 为 6.02～9.04，平均∑Ce/∑Y 为 7.58）。

（3）矿石稀土参数 δEu 变化范围为 0.38～0.72 之间（平均值为 0.55），围岩稀土参数 δEu 平均值为 0.6，说明本区矿（岩）石稀土元素总体属中等 δEu 负异常型。

（4）矿石稀土参数 δCe 变化范围为 0.55～0.68 之间（平均值为 0.63），围岩稀土参数 δCe 平均值为 0.64，说明本区金矿石稀土元素总体属中等 δCe 负异常型。

（5）围岩的稀土总量比矿石的高，而且主要是轻稀土相对较高，重稀土变化不大。

表 5-1　勐满金矿床矿（岩）石常量元素分析结果表（%）

类型	样号	矿(岩)石名称	分析项目及其含量(%)													Au (g/t)
			SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	MnO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	H_2O^+	H_2O^-	灼减量	
侏罗统花开左组碎屑岩型	B3-1	褐铁矿硅化石英粉砂岩	73.3	0.65	5.48	15.4	0.09	0.14	0.19	0	0.022	0.52	0.18	3.54	0.76	4.12	4.05
	ZK2604-5	硅化褐铁矿化硅质岩	87.4	2.52	3.4	3.22	0.53	0.22	0.2	0.01	0.015	0.17	0.14	2.14	0.3	2.46	1.51
	P32-b1	褐铁矿化硅质角砾岩	87.3	0.18	2.23	6.45	0.19	0.07	0.16	0.01	0.026	0.14	0.37	1.63	0.34	2.33	1.46
	ZK2604-9	灰色强硅化硅质岩	91.5	0.04	3.2	0.85	1.27	0.18	0.35	0.01	0.018	0.23	0.09	1.46	0.13	1.59	1.02
	B3b-3	褐铁矿化硅质角砾岩	81.1	0.1	2.85	9.42	0.32	0.07	0.31	0.01	0.023	0.21	0.88	1.63	0.38	4.59	0.73
	ZK1806-b1	褐铁矿化硅化石英岩	96.1	0.06	1.46	0.39	0.31	0.01	0.15	0.01	0.008	0.12	0.07	0.7	0.21	0.87	0.41
	矿石（Au>0.3g/t）平均值		86.1	0.59	3.1	5.96	0.45	0.12	0.23	0.01	0.018	0.23	0.29	1.85	0.35	2.66	1.53
	ZK1606-11	灰白色碎裂石英岩	76.9	0.44	11.6	3.69	0.38	0.28	0.25	0.01	0.027	1.33	0.3	4.07	1.17	4.53	0.19
	2ZS-3	含黄铁矿细砂岩	68.3	0.71	15.5	2.72	1.79	1.22	0.26	0.01	0.078	3.7	0.14	3.94	0.87	5.17	0.1
	2ZS-2	黄铁矿化硅化石英岩	89.8	0.1	4.3	0.33	0.53	0.3	0.98	0.01	0.02	1.16	0.13	1.13	0.33	1.61	0.07
	2ZS-1	含黄铁矿粉沙质泥岩	69.2	0.7	14.8	3.58	1.02	1.58	0.17	0.02	0.072	3.64	0.12	3.8	0.83	4.59	0.06
	围岩（Au<0.3g/t）平均值		76.1	0.49	11.6	2.58	0.93	0.85	0.42	0.01	0.05	2.46	0.17	3.24	0.8	3.98	0.11
上元古界曼来组片岩型	B1-1	硅化绢云母石英片岩	78.2	0.28	11.8	4	0.2	0.2	0.07	0.01	0.018	0.29	0.09	4.08	0.3	4.65	2.83
	B1-3	灰色钠长石化绢云片岩	86.2	0.4	8.56	0.44	0.04	0.07	0.23	0	0.008	0.06	0.03	0.96	0.53	3.34	2.02
	B2-1	硅化绢云母化石英片岩	93.3	0.35	3.35	0.61	0.04	0.04	0.19	0.01	0.008	0.03	0.01	0.1	0.18	1.44	1.33
	B1-2	弱硅化绢云母片岩	85.5	0.26	7.52	2.18	0.08	0.11	0.17	0	0.014	0.1	0.08	2.75	0.47	3.17	1.23
	B1-4	灰色硅化绢云石英片岩	95	0.34	2.36	0.4	0.07	0.04	0.29	0	0.011	0.04	0.01	0.77	0.13	1.16	0.91
	矿石（Au>0.3g/t）平均值		87.6	0.33	6.72	1.53	0.09	0.09	0.19	0.01	0.012	0.1	0.04	1.73	0.32	2.75	1.66
	ZK807-b1	粉红色蛋白石硅质岩	89.1	0.2	4.04	3.39	0.36	0.15	0.21	0	0.024	0.31	0.09	1.84	0.24	1.98	0.30
	ZK1409-4	黄灰色不等粒石英砂岩	77.7	0.46	11.3	3.08	0.25	0.15	0.25	0.01	0.005	0.28	0.12	4.47	0.41	5.67	0.26
	ZK1409-7	灰色硅化斜长云母片岩	80	0.44	8.91	3.33	1.32	0.57	0.22	0.01	0.046	2.62	0.12	1.56	0.37	1.93	0.13
	围岩（Au<0.3g/t）平均值		82.3	0.36	8.08	3.27	0.64	0.29	0.23	0.01	0.025	1.07	0.11	2.62	0.34	3.19	0.23

注：表中数据由地学核技术四川省重点实验室测试

表 5-2 勐满金矿床微细浸染型金矿碎屑岩型矿石微量元素分析结果表

矿化	样品编号	岩矿(石)名称	微量元素含量 ($\times 10^{-6}$)																		Au (g/t)
			Sc	Cr	Co	Ni	Zn	Rb	Sr	Cs	Ba	Zr	Hf	Ta	Th	U	As	Sb	Ag	W	Se	
矿石	B3-1	褐铁矿硅化石英砂岩	12.2	58	1.4	20	25	29	40	6.1	50	71	3.1	0.39	11.5	3	1240	444.2	8.2	111	2.5	4.05
	ZK2604-5	硅化褐铁矿化硅质岩	5.78	32	0.6	57	22	14	31	7.5	111	41	1.3	0.29	4.97	1.2	722.1	188.8	6.7	17.2	0.5	1.51
	ZK1606-7	硅化水云高岭石粘土	8.32	54	1.7	6	46	218	40	19.6	295	267	3.2	0.66	9.93	1.9	555.5	43.3	4.8	14.8	0.7	1.48
	P32-b1	褐铁矿化硅质角砾岩	10.3	22	4.4	40	20	11	40	8.8	597	10	0.5	0.03	3.59	0.6	1199	143	13.2	70.6	5.1	1.46
	ZK2604-9	灰色强硅化硅质岩	2.98	109	17.3	5	63	24	40	15	206	10	1.4	1.41	1.79	0.6	360.4	46.3	3.4	211	0.7	1.19
	ZK2604-3	硅化褐铁矿化硅质岩	4.07	53	0.4	6	74	22	20	8.6	108	12	2.8	0.24	7.07	1.6	549.4	109.4	5.4	11.7	0.8	0.71
	ZK2604-6	灰色硅化硅质岩	5.93	50	7.5	5	34	40	67	5.8	95	99	4	0.25	8.49	1.8	779.9	94.3	7.8	86.7	1.1	0.43
	ZK2604-8	灰色硅化硅质岩	4.66	52	42.7	22	41	102	68	6.2	166	69	4.3	4.55	6.59	2.3	407.5	62.7	4.3	465	0.9	0.41
	ZK2604-14	褐铁矿硅化粉砂岩	8.01	96	1.2	5	39	170	40	13.7	164	26	2.8	0.47	7.66	1.7	410.5	20.4	3.5	9.5	0.1	0.34
	ZK1606-8	水云母高岭石粘土	7.05	48	2	8	66	194	40	18	374	243	4	0.2	7.14	1.6	573.6	22.2	4.8	14.3	0.4	0.32
矿石 (Au>0.3g/t) 平均值			6.92	57.4	7.92	17.4	43	82.4	42.6	10.9	217	84.8	2.74	0.85	6.88	1.63	679.79	117.5	6.21	101	1.28	1.19
围岩	ZK2604-20	浅黄色硅质岩	5..47	132	33	13	95	111	38	13	344	102	2.5	1.59	4.15	1.3	396	31	3.4	348	0.4	0.31
	ZK1606-5	褐灰黄色硅质岩	10.6	69	1.3	6	41	241	40	18.7	383	211	3.9	0.36	11.8	3.4	468.7	17.9	3.9	10.5	0.1	0.28
	ZK1606-11	灰白色碎裂石英岩	10.3	98	23	16	49	221	40	52.1	1730	72	3.6	0.68	11.6	2.1	197.1	20.5	1.9	37.3	0.1	0.19
	ZK2604-12	褐铁矿化硅化硅质岩	6.89	56	0.6	28	43	144	92	16	211	45	3.4	0.38	6.17	1.5	481.5	59.7	4.4	4.9	0.1	0.16
	ZK1606-7A	碎裂泥质粉砂岩	6.73	56	1.6	<6	81	184	40	17.1	519	227	3.9	0.25	6.89	1.5	374.5	15.8	4.6	17.4	0.1	0.15
	ZK2604-22	高岭石水云母粘土岩	11.2	77	9.3	26	48	256	40	14.7	726	53	2.6	0.53	10.5	2	290.1	23.5	2.1	44.1	0.1	0.13
	ZK2604-17	褐铁矿化硅质角砾岩	5.44	69	19	5	45	164	40	17.2	261	56	2.7	0.48	6.01	1.6	375.1	20.9	3.2	192	0.2	0.11
	ZK1606-10.3	强硅化绢云石英片岩	6.3	66	1.2	6	64	158	71	14.2	359	102	4.3	0.48	10.6	1.8	257.8	14.5	3	4.6	0.1	0.10
	ZK2604-19	灰色硅质岩	1.65	188	12.6	5	61	44	40	13.2	202	41	0.6	0.1	0.85	0.3	64.1	15.9	0.5	138	0.1	0.10
	ZK1606-10.1	碎裂细砂岩	3.89	46	4.7	34	72	138	30	11.3	188	258	2.5	0.45	8.32	1.8	134.4	5	1	57.9	0.1	0.07
围岩 (Au<0.3g/t)平均值			7	85.7	10.6	15.4	59.9	166	47.1	18.8	492	117	3	0.53	7.69	1.73	303.93	22.47	2.8	85.4	0.14	0.16
克拉克值(砂岩)(据涂和魏,1961)			1	35	0.3	2	16	60	20	0.n	n×10	220	3.9	0.0n	1.7	0.45	1	0.0n	0.0n	1.6	0.05	0.00n

注：表中数据由地学核技术四川省重点实验室测试

表 5-3　勐满金矿床微细浸染型金矿浅变质岩型矿石微量元素分析结果表

矿化	样品号	矿(岩)石名称	微量元素含量 ($\times10^{-6}$)																		Au (g/t)
			Sc	Cr	Co	Ni	Zn	Rb	Sr	Cs	Ba	Zr	Hf	Ta	Th	U	As	Sb	Ag	W	Se	
矿石	B1-1	硅化绢云石英片岩	3.45	37	7.4	20	14.2	11	30	5.7	203	52	0.1	0.59	14.2	1.6	350.9	108	4.5	174	2	2.8
	B1-3	钠长石化绢云片岩	6.04	41	4,6	6	6.2	5	36	3.2	148	74	1.8	1.19	11.3	2.3	24.7	12.1	0.4	84.7	0.2	2.02
	B3b-3	褐铁矿化硅质角砾岩	14.5	23	2.5	16	24	14	36	10	989	161	0.1	0.04	1.69	0.4	1727	143	13.2	70.6	5.1	1.46
	B2-1	硅化绢云石英片岩	1.42	12	5.2	5	65	5	33	4	76	276	5	1.14	4.77	1.4	36.9	42.8	0.6	190	0.7	1.33
	B1-2	弱硅化绢云母片岩	3.91	31	9.6	2.6	76	10	40	6	141	62	1.2	0.79	14.6	1.2	287.9	41.4	3	133	0.1	1.23
	B1-4	硅化绢云石英片岩	2.09	13	8.6	5	97	11	36	6.2	159	155	2.3	1.23	9.3	1.9	40.2	25.4	0.9	116	0.4	0.91
	ZK1609(2)	灰色绢云石英片岩	6.42	28	0.8	4	37	45	30	8.7	350	15	0.6	0.43	8.72	1.2	317.3	136	2.3	114	1.1	0.86
	ZK1609(3)	灰色石英片岩	5.87	31	1.2	5	48	62	40	7.5	387	89	3.9	0.32	9.65	1.2	180.5	71.2	1.1	11.9	1	0.73
	ZK1609-1	硅化长英质糜棱岩	7.58	40	2.6	5	54	125	28	14.2	493	72	4.6	0.86	12.4	1.5	174.2	45.3	1.2	13.1	0.3	0.42
	ZK1409-6	细粒岩屑石英杂砂岩	7.8	39	4.2	3	65	68	35	4.2	327	25	1.5	0.42	11.7	1.5	408.5	22.4	4.9	51.5	0.9	0.31
矿石(Au>0.3g/t)平均值			5.91	29.5	4.68	7.16	48.6	35.6	34.4	6.97	327	98.1	2.11	0.7	9.84	1.42	354.8	64.8	3.21	95.8	1.18	1.21
围岩	ZK1409-13	灰色白云母斜长片岩	10.2	57	5.6	5	42	201	38	8.4	552	100	2.3	0.93	11.4	1.5	294.5	12.5	3.1	47.1	0.1	0.24
	ZK1609-3	灰色白云母石英片岩	8.41	45	6.1	11	89	148	35	12.7	877	91	4.1	0.95	11	3.5	163.1	34.5	1	44.9	0.3	0.21
	ZK1609-4	碎裂白云母石英片岩	8.04	50	2.8	15	61	97	34	9.2	431	145	6.7	1.06	16.1	3.2	211	39.4	2.2	29.5	1	0.16
	ZK1609-5	绢云黑云石英片岩	9.64	53	12.1	6	73	158	45	9	594	76	4.9	1.57	16.3	3.2	71.3	16.3	0.6	32.7	0.3	0.15
	ZK1409-11	硅化白云母斜长片岩	10.7	54	2.7	5.6	36	186	15	7.4	477	176	3.5	0.97	14	1.8	277.3	12.5	3.2	13.8	0.07	0.13
	ZK1409-7	硅化斜长云母片岩	9.17	43	3	11	35	129	32	5.6	322	107	2.6	0.34	12.6	2	705.6	46.3	8.7	29.2	0.6	0.13
	ZK1409-20	硅化白云母斜长片岩	7.86	46	19.4	64	54	135	28	5.7	427	278	3.8	0.94	13.2	1.7	131.3	6.7	1.5	199	0.1	0.13
	ZK1609-9	灰色白云母石英片岩	7.53	43	9.6	24	85	147	35	7.8	584	116	6.9	1.22	13.4	3	105.4	30.5	1.4	22.3	0.08	0.11
	ZK1609-7	灰色白云母石英片岩	8.01	48	11.7	4.8	50	105	34	7.6	469	79	4.8	1.49	14.8	2.3	111.6	29.3	1.3	29	0.07	0.09
	ZK1409-22	灰色斜长白云母片岩	9.34	54	5.1	5.4	67	150	32	5.4	383	312	2.6	1.51	13.9	1.7	112.2	8.7	1.3	45.1	0.08	0.09
围岩(Au<0.3g/t)平均值			8.89	49.3	7.81	15.2	59.2	146	32.8	7.88	512	148	4.22	1.1	13.7	1.47	218.3	23.7	2.43	49.2	0.27	0.14
克拉克值(砂岩)(据涂和魏,1961)			1	35	0.3	2	16	60	20	0.n	n×10	220	3.9	0.0n	1.7	0.45	1	0.0n	0.0n	1.6	0.05	0.00n

注：表中数据由地学核技术四川省重点实验室测试

表 5-4 勐满金矿床微细浸染型金矿碎屑岩型矿（岩）石稀土元素分析结果表

矿化	样品号	矿(岩)石名称	稀土元素含量 (×10⁻⁶)														稀土参数				Au (g/t)
			La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	ΣREE	ΣCE/ΣY	σEu	σCe	
矿石	B3-1	褐铁矿硅化石英砂岩	33.9	54.7	7.15	31.8	6.33	0.85	6.46	0.98	5.52	1.05	2.5	0.32	1.76	0.29	153.61	7.13	0.5	0.55	4.05
	ZK2604-5	硅化褐铁矿化硅质岩	23	40.4	5.35	24.1	4.83	1.02	5.78	0.94	5.67	1.16	2.96	0.4	2.39	0.32	118.32	5.03	0.72	0.59	1.51
	ZK1606-7	硅化水云粘土粉砂岩	23.5	43.5	5.5	23.7	3.84	0.56	3.89	0.65	4.02	0.84	2.2	0.31	1.87	0.28	114.66	7.15	0.55	0.62	1.48
	P32-b1	褐铁矿化硅质角砾岩	16.3	27.9	3.32	13.5	3.63	0.49	3.69	0.56	3.15	0.6	1.42	0.18	1	0.15	75.89	6.05	0.5	0.58	1.46
	ZK2604-9	灰色强硅化硅质岩	7.78	14.1	2.24	12.1	2.17	0.47	2.63	0.37	1.92	0.34	0.75	0.09	0.45	0.05	45.45	5.89	0.74	0.57	1.19
	ZK2604-3	硅化褐铁矿化硅质岩	18.9	32.7	4.09	17.4	1.69	0.22	1.72	0.31	2.07	0.47	1.31	0.2	1.3	0.22	82.6	9.87	0.39	0.58	0.71
	ZK2604-6	灰色硅化硅质岩	33	61.1	7.88	34.6	5.91	1.11	7	1.08	6.18	1.2	2.89	0.37	2.1	0.25	164.67	6.81	0.65	0.74	0.43
	ZK2604-8	灰色硅化硅质岩	20.7	39.7	5.77	28.5	4.61	0.8	4.69	0.69	3.76	0.7	1.6	0.2	1.06	0.14	112.92	7.8	0.65	0.62	0.41
	ZK2604-14	褐铁矿硅化粉砂岩	16.8	29.7	3.84	16.9	3.46	0.94	4.28	0.71	4.37	0.91	2.37	0.33	1.99	0.28	86.88	4.7	0.91	0.59	0.34
	ZK1606-8	水云母高岭粘土粉砂	18.5	35.9	4.62	20.2	4.01	0.77	4.36	0.71	4.28	0.87	2.23	0.3	1.8	0.26	98.81	5.67	0.68	0.64	0.32
矿石(Au>0.3g/t) 平均值			21.2	38	4.98	22.3	4.05	0.72	4.45	0.70	4.1	0.81	2.02	0.27	1.57	0.22	105.38	6.61	0.63	0.61	1.19
围岩	ZK2604-20	浅黄色硅质岩	21.1	42.1	5.67	26	3.72	0.81	5.07	0.8	4.68	0.93	2.29	0.3	1.74	0.2	115.41	6.2	0.69	0.65	0.28
	ZK1606-5	褐灰黄色硅质岩	40.4	80.6	9.99	42.1	7.54	1.17	7.61	1.18	6.79	1.32	3.21	0.42	2.36	0.32	205.01	7.83	0.58	0.66	0.28
	ZK1606-11	灰白色碎裂石英岩	29.3	53.9	6.91	30.1	5.34	0.95	6.75	1.12	6.9	1.44	3.74	0.52	3.15	0.45	150.57	5.26	0.59	0.61	0.19
	ZK2604-12	褐铁矿化硅化硅质岩	33.6	63.8	8.4	37.6	7.09	1.51	7.81	1.19	6.73	1.29	3.07	0.39	2.18	0.26	174.92	6.63	0.76	0.62	0.16
	ZK1606-7A	碎裂泥质粉砂岩	23	47.8	6.6	31	4.87	1.14	3.94	0.64	3.85	0.79	2	0.27	1.61	0.25	127.76	8.57	0.97	0.66	0.15
	ZK2604-22	高岭石水云母粘土岩	45.3	95.3	13.5	64.8	8.53	1.67	8.95	1.39	8.01	1.56	3.8	0.49	2.8	0.37	256.47	8.37	0.72	0.67	0.13
	ZK2604-17	褐铁矿化硅质角砾岩	22.6	44.1	6.54	33.1	5.82	1.1	7.35	1.17	6.91	1.38	3.45	0.46	2.67	0.32	136.97	4.77	0.63	0.62	0.11
岩	ZK1606-10.3	强硅化绢云石英片岩	27.4	50.6	6.77	30.7	4.91	0.76	5.83	0.9	5.15	1	2.42	0.31	1.76	0.24	138.75	6.88	0.53	0.61	0.1
	ZK2604-19	灰色硅质岩	7.3	15.6	2.28	11.4	1.38	0.29	1.85	0.28	1.57	0.3	0.7	0.09	0.49	0.05	43.58	7.17	0.68	0.67	0.1
	ZK1606-10.1	碎裂细砂岩	30.6	66.5	7.93	32.1	5.2	0.97	4.92	0.76	4.35	0.84	2.04	0.23	1.49	0.19	158.12	9.67	0.72	0.71	0.07
围岩(Au<0.3g/t) 平均值			28.1	56	7.46	33.9	5.44	1.04	6.01	0.94	5.5	1.09	2.67	0.35	2.03	0.27	150.76	7.14	0.69	0.65	0.16
桂北地区砂岩（据胡云中等，1985）			37.6	73.4	8.37	31.6	6.1	1.06	5.83	0.89	4.88	1.02	2.75	0.45	2.65	0.44	177.02	8.69	0.66	065	-

注：表中数据由地学核技术四川省重点实验室测试

表 5-5　勐满金矿床微细浸染型金矿浅变质岩型矿（岩）石稀土元素分析结果表

矿化	样品号	矿(岩)石名称	稀土元素含量（×10⁻⁶）														稀土参数				Au (g/t)
			La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	ΣREE	ΣCE/ΣY	σEu	σCe	
矿石	B1-1	硅化绢云石英片岩	35.2	73.1	9.52	42.1	8.36	0.91	10.7	1.41	6.92	1.15	2.38	0.26	1.27	0.13	193.44	6.99	0.38	0.68	2.8
	B1-3	钠长石化绢云片岩	29.5	58	6.79	27	3.89	0.58	2.87	0.48	2.98	0.62	1.64	0.23	1.4	0.18	136.15	12.09	0.65	0.66	2.02
	B3b-3	褐铁矿化硅质角砾岩	15.9	26.5	3.55	16.2	2.53	0.33	2.71	0.42	2.41	0.47	1.14	0.15	0.84	0.12	73.21	7.86	0.47	0.55	1.46
	B2-1	硅化绢云石英片岩	11.1	22.2	2.64	10.7	1.59	0.24	1.76	0.32	2.15	0.49	1.39	0.21	1.4	0.19	56.38	6.13	0.54	0.66	1.33
	B1-2	弱硅化绢云母片岩	31.4	61.3	6.35	22.4	2.47	0.39	2.11	0.37	2.41	0.53	1.46	0.21	1.37	0.19	132.89	14.09	0.64	0.67	1.23
	B1-4	硅化绢云石英片岩	15.6	29.9	3.54	14.3	3.17	0.57	2.75	0.46	2.85	0.6	1.56	0.22	1.33	0.17	76.97	6.74	0.72	0.64	0.91
	ZK1609(2)	灰色绢云石英片岩	24	43.1	5.76	26.1	4.23	0.57	5.39	0.85	4.97	0.98	2.43	0.32	1.84	0.22	120.88	6.11	0.45	0.6	0.86
石	ZK1609(3)	灰色石英片岩	29.7	53.6	7.03	31.3	5.36	0.88	7.06	1.13	6.71	1.35	3.38	0.45	2.64	0.31	150.98	5.56	0.53	0.6	0.73
	ZK1609-1	硅化长英质糜棱岩	33.2	62.1	8.16	36.5	5.97	1	7.36	1.19	7.14	1.45	3.68	0.5	2.94	0.4	171.55	5.96	0.57	0.62	0.42
	ZK1409-6	细粒岩屑石英杂砂岩	25.7	50.3	5.9	23.5	5.5	0.77	5.09	0.78	4.43	0.85	2.05	0.26	1.47	0.2	126.83	7.38	0.55	0.65	0.31
矿石(Au>0.3g/t)平均值			25.1	48	5.92	25	4.31	0.62	4.78	0.74	4.3	0.85	2.11	0.28	1.65	0.21	123.93	7.92	0.55	0.63	1.21
	ZK1409-13	灰色白云母斜长片岩	28.6	56.9	6.79	27.6	4.83	0.81	3.82	0.64	3.97	0.84	2.19	0.31	1.88	0.24	139.39	9.04	0.7	0.66	0.24
	ZK1609-3	灰色白云母石英片岩	31.3	54.6	7.49	34.9	4.56	0.96	6.12	0.94	5.35	1.03	2.48	0.32	1.79	0.25	152.02	7.32	0.68	0.58	0.21
围	ZK1609-4	碎裂白云母石英片岩	41.8	80.6	10.5	46.8	6.97	1.06	7.88	1.21	6.89	1.33	3.2	0.41	2.3	0.31	211.34	7.98	0.54	0.63	0.16
	ZK1609-5	绢云黑云石英片岩	40	78.3	9.64	40.4	7.28	1.29	8.78	1.4	8.29	1.66	4.15	0.55	3.23	0.42	205.31	6.21	0.6	0.65	0.15
	ZK1409-11	硅化白云母斜长片岩	27.1	54.3	6.35	25.3	4.23	0.54	3.89	0.66	4.15	0.88	2.35	0.33	2.06	0.28	132.41	8.07	0.5	0.67	0.13
	ZK1409-7	硅化斜长云母片岩	29.5	53.9	6.35	25.4	5.12	0.69	5.08	0.81	4.79	0.96	2.4	0.32	1.86	0.26	137.5	7.34	0.51	0.62	0.13
	ZK1409-20	硅化白云母斜长片岩	29.3	58.6	6.92	27.8	4.7	0.8	4.51	0.74	4.5	0.93	2.38	0.33	1.96	0.28	143.72	8.19	0.63	0.67	0.13
岩	ZK1609-9	灰色白云母石英片岩	34.8	64.8	8.14	34.7	5.98	0.93	7.11	1.17	7.14	1.48	3.81	0.52	3.15	0.41	174.1	6.02	0.53	0.64	0.11
	ZK1609-7	灰色白云母石英片岩	41.6	76.8	9.77	42.3	7.05	1.25	7.75	1.27	7.72	1.59	4.08	0.56	3.35	0.42	205.45	6.68	0.64	0.61	0.09
	ZK1409-22	灰色斜长白云母片岩	34.5	67.7	8.56	32.2	5.38	0.84	4.43	0.75	4.71	1	2.65	0.37	2.32	0.34	165.72	8.97	0.64	0.65	0.09
围　岩(Au<0.3g/t)平均值			33.9	64.6	8.05	33.7	5.61	0.92	5.94	0.96	5.75	1.17	2.97	0.4	2.39	0.32	166.7	7.58	0.6	0.64	0.14
桂北地区砂岩（据胡云中等，1985）			37.6	73.4	8.37	31.6	6.1	1.06	5.83	0.89	4.88	1.02	2.75	0.45	2.65	0.44	177.02	8.69	0.66	065	-

注：表中数据由地学核技术四川省重点实验室测试

第 6 章 同位素地球化学

稳定同位素方法是研究成矿物质来源的有效的方法。本文通过对硫、氢-氧、铅及硅同位素的研究对金矿床的成矿物质来源进行分析。

6.1 硫同位素地球化学

硫同位素方法就是通过研究与矿床成因相关联的黄铁矿的稳定硫同位素组成特征及其变化，来分析判断矿床成因与成矿物质来源。陨石的硫同位素组成可代表上地幔的硫同位素组成，因此推测地幔硫的 $\delta^{34}S$ 的平均值约为 1～2‰（魏菊英等，1988）。同时，有人测定了地幔包裹体硫化物的 $\delta^{34}S$ 值，并推测出初始地幔的硫同位素组成 $\delta^{34}S$ 值为 0.05‰（Chaussidon et al.,1989）。勐满金矿床矿石成矿物质中，最主要的载金矿物是黄铁矿。勐满金矿床矿石硫同位素组成测定结果见表 6-1，用表 6-1 数据作硫同位素分布图如图 6-1。

从表 6-1 和图 6-1 可看出，研究区矿石硫同位素（$\delta^{34}S$‰）由黄铁矿组成，为负值，硫同位素组成（$\delta^{34}S$‰）比较稳定，分布范围为负值-2.194±0.003‰～-2.974±0.005‰，平均为-2.638‰。

表 6-1 勐满金矿床硫同位素组成测定结果表

顺号	样品号	产出岩性	矿物	$\delta^{34}S$(‰)	σ‰	Au(g/t)	产出矿段(部位)
1	2ZS-1Fe	含黄铁矿泥质粉砂岩	黄铁矿	-2.747	0.006	0.88	热水塘矿段(近 F_2)
2	2ZS-2Fe	含黄铁矿蚀变硅质岩	黄铁矿	-2.974	0.005	4.13	热水塘矿段(近 F_2)
3	2ZS-3Fe	含黄铁矿岩	黄铁矿	-2.194	0.003	0.92	光贺矿段(Zk3402)

注：表中数据由中国科学院地质与地球物理研究所岩石圈演化国家重点实验室稳定同位素室测试

研究区热液硫化物最初应为幔源硫和深源硫（零值附近），随着热液沿深断裂上升过程中，不可避免受到其他源硫的混染（即从围岩中汲取或交换部分硫），从而改变自己的硫同位素组成，其改变的方向和程度与围岩性质有关[23]：如果混染了海水或海相硫酸盐硫，混合硫便向正方向发展，以相对富 $\delta^{34}S$ 为特征；如果混染了生物成因硫，混合硫便向负方向发展，以相对富 $\delta^{32}S$ 为特征。如本区硫同位素组成为负值，可能与混染了地层中的生物成因硫有关。

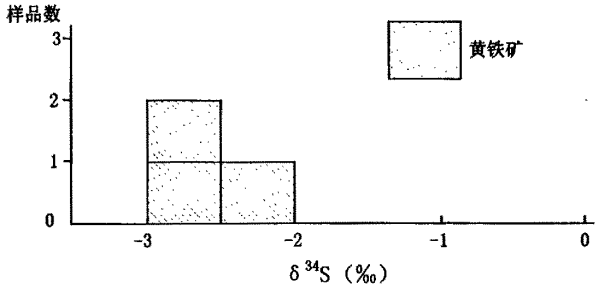


图 6-1 勐满金矿床硫同位素组成直方图

6.2 氢-氧同位素地球化学

矿石流体包裹体氢-氧同位素组成分析法，历来都是研究金矿床成矿流体性质和来源的有效方法。勐满金矿床矿石中石英脉包裹体氢-氧同位素组成测定结果见表 6-2，用表 6-2 数据作氢-氧同位素 δD-$\delta^{18}O$ 关系图如图 6-2。

表 6-2 勐满金矿床矿石中石英脉包裹体氢-氧同位素组成测定结果

顺号	样品号	产 出 岩 性	样品名称	$\delta^{18}O_{V\text{-}SMOW}$ ‰	$\delta^{18}O_{H2O}$ ‰（计算）	$\delta D_{V\text{-}SMOW}$ ‰	产出矿段
1	Bgl-1	含黄铁矿蚀变脉辉绿岩	石 英	15.5	0.01	-91	光贺矿段
2	Bgl-2	含黄铁矿蚀变脉辉绿岩	石 英	14.4	1.18	-94	光贺矿段
Taylor（1974）确定的岩浆水范围				-	7.0～9.5	-50～-80	-

注：表中数据由中国地质科学院矿产资源研究所同位素室测定

由表 6-2 可知，研究区矿石中，石英的 δD‰值为-91～-94‰；$\delta^{18}O_{H2O}$‰值（计算）为 0.01～1.18‰。与 Taylor 的岩浆水 δD‰值域-50～-80‰比较，勐满金矿床石英的 δD‰值偏低；与 Taylor 的岩浆水 $\delta^{18}O_{H2O}$‰值域 7.0～9.5‰比较，勐满金矿床石英的 $\delta^{18}O_{H2O}$‰值也偏低。

图 6-2 是标有岩浆水、变质水及雨水线为背景的 δD-$\delta^{18}O$ 关系图。该图的变质水 δD-$\delta^{18}O$ 计算范围 δD 值变化小而 $\delta^{18}O$ 变化很大（呈长方形），是因为变质水的氧同位素组成受原岩影响很大（变质前沉积岩和岩浆岩的原始 $\delta^{18}O$ 值变化很大），相反由于岩石中氢含量低，因而对变质水的 δD 值影响较小。岩浆水 δD-$\delta^{18}O$ 计算范围，据泰勒（Taylor）1994 确定为：$\delta^{18}O$ 值由 7.0～9.5‰；δD‰值由-50～-80‰。

由图 6-2 看可看出，勐满金矿床金矿石流体包裹体的 δD 值和 $\delta^{18}O$ 值与岩浆水和变质水相比都偏低，位于“正常” 岩浆水及变质水的同位素组成范围以外（左下方靠近大气降水线方向），说明研究区成矿流体（热液）由深部初始来源的岩浆水（或与此相似的上地幔分异流体），在沿深断裂系统上升过程中，不可避免地明显混入了地层水，在到达近地表浅处，又不可避免地混入了部分大气降水和地表水。

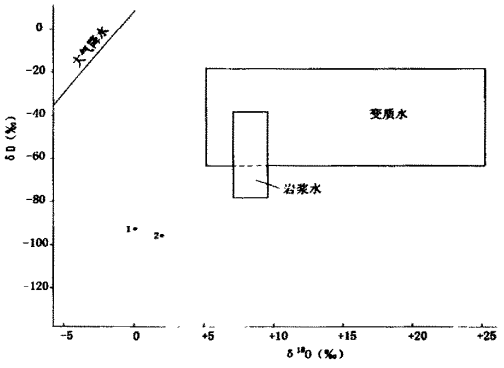


图 6-2 勐满金矿床氢-氧同位素 δD-δ18O 关系图

6.3 硅同位素地球化学与硅质阴极发光分析

6.3.1 矿石硅同位素地球化学

硅同位素是新兴的一种能有效进行示踪分析的方法，目前用于硅同位素地球化学研究的是 ^{29}Si 和 ^{30}Si 两种相对丰度低的稳定同位素，它们与 ^{28}Si 的比值，可以用来观察硅同位素组成的变化，此处常用 $\delta^{29}Si$（‰）和 $\delta^{30}Si$（‰）值（千分偏差）表示。由于分析精度的提高，它在追踪成矿物质来源、解决岩石和矿床成因方面愈来愈显示出它的有效性和可靠性[24][25]。目前使用较广的标准为美国国家标准局的石英砂标准 NBS-28，经 Molini-Velsco 测定其相对 NBS-28 的 $\delta^{30}Si$ 值为-0.28。

表 6-3 勐满金矿床石英与金矿石氧、硅同位素组成测定结果

序号	样品号	产出岩性	样品名称	地层	$\delta^{18}O$ (‰)	$\delta^{30}Si$ (‰)	Au (g/t)	产出矿段
1	Bg1-1	硅化绢云片岩中石英脉	石 英	Pt_3ml	15.5	-0.1	-	光贺矿段
2	Bg1-2	绢云石英片岩中石英脉	石 英	Pt_3ml	14.4	0.0	-	光贺矿段
3	2ZS-2	黄铁矿化硅化石英砂岩	全 岩	J_2h	11.3	0.7	0.07	热水塘矿段
4	Zk1409-4	灰色不等粒石英砂岩	全 岩	J_2h	10.9	0.5	0.26	光贺矿段
5	2B3-1	褐铁矿硅化石英粉砂岩	全 岩	J_2h	10	0.6	4.05	热水塘矿段
6	Zk1606-3	灰白色高岭石粘土岩	全 岩	J_2h	10.7	0.0	0.35	热水塘矿段
7	Zk2604-5	褐铁矿化硅质岩	全 岩	J_2h	8.3	-0.3	1.69	热水塘矿段
8	Zk1609-1	硅化长英质糜棱岩	全 岩	Pt_3ml	10.1	-0.7	0.42	光贺矿段
9	2B1-1	硅化绢云石英片岩	全 岩	Pt_3ml	10.5	-0.9	2.8	光贺矿段
10	Bg1-1	灰白色硅化绢云片岩	全 岩	Pt_3ml	13.9	-0.8	0.85	光贺矿段
11	Zk1606-1	红色粉砂粘土岩	全 岩	Q	9.7	-0.4	1.32	热水塘矿段
12	Ht-7	砖红色粘土	全 岩	Q	10.7	-0.3	0.66	光贺矿段

注：表中数据由中国地质科学院矿产资源研究所同位素室

为进行硅同位素地球化学研究，首先须对自然界硅同位素的分布情况进行了

解，根据已积累的数据，基本划定了硅同位素在自然界分布的轮廓。如陨石的硅同位素值很低，一般其 $\delta^{30}Si_{NBS-28}$ 值为 0.0‰左右；硅化岩和石英脉的硅同位素 $\delta^{30}Si_{NBS-28}$ 值变化较宽，可能与蚀变前的原岩性质及蚀变热液来源有关。

1、矿石氧-硅同位素地球化学特征

勐满金矿床金矿（岩）石的氧、硅同位素分析结果列入表 6-3，用表 6-3 数据作矿石的氧-硅同位素分布图如图 6-3。

由表 6-3 和图 6-3 可看出，勐满金矿床石英、矿石和围岩的氧-硅同位素分布主要有以下特征：

（1）石英流体包裹体（2 件）的氧同位素值较高（$\delta^{18}O$ 为 14.4～15.5‰），而其硅同位素值较低（$\delta^{30}Si$ 为-0.1～0.0‰），因此两者的分布范围分离（II1 和 II2）。

（2）碎屑岩型矿石（全岩，共 5 件）氧同位素（$\delta^{18}O$）变化范围 8.3～11.3‰，平均 9.8‰；其硅同位素（$\delta^{30}Si$）变化范围-0.3～0.7‰，平均 0.2‰；两种同位素变化范围都较小，在图上两种同位素分布范围近于重叠（I 1 和 I 2）。

（3）浅变质岩型矿石（全岩 3 件和石英 2 件，共 5 件）氧同位素（$\delta^{18}O$）变化范围 10.1～15.5‰，平均 12.8‰；其硅同位素（δ30Si）变化范围 0.0～-0.9‰，平均-0.5‰；两种同位素变化较大，氧同位素（$\delta^{18}O$）为较高的正值，而硅同位素（$\delta^{30}Si$）都为负值，在图上两种同位素分布范围不重叠而相距较远（II_1 和 II_2）。

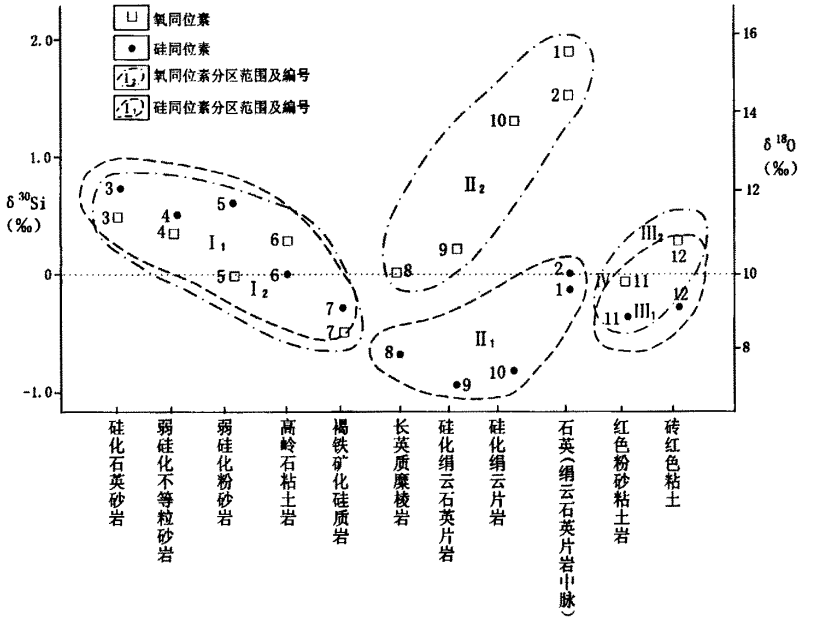


图 6-3 勐满金矿床氧-硅同位素分布图

（4）红土型金矿石（2 件）的氧同位素值接近（$\delta^{18}O$ 为 9.7‰和 10.7‰），其硅同位素值为负值，也相近（$\delta^{30}Si$ 为-0.3‰和-0.4‰），因此两者分布范围重叠（III_1 和 III_2）。

综上所述，可以得出以下结论：

（1）勐满金矿床石英（流体）和其产出的围岩及矿石（全岩）氧-硅同位素（$\delta^{18}O$-$\delta^{30}Si$）能较好反映矿石的同位素特征：石英（流体）氧同位素值（$\delta^{18}O$）最高，硅同位素（$\delta^{30}Si$）为零左右，说明其成因与来源与围岩有较大差异。

（2）浅变质岩型矿石（全岩）与碎屑岩型矿石（全岩）在氧-硅同位素（$\delta^{18}O$-$\delta^{30}Si$）特征上有较大差异，浅变质岩型矿石（全岩）氧-硅同位素（$\delta^{18}O$-$\delta^{30}Si$）变化相对较大，表明其在成岩-变质-成矿过程中发生了较大的同位素分溜；而碎屑岩型矿石（全岩）氧-硅同位素（$\delta^{18}O$-$\delta^{30}Si$）分溜较小。

2、矿石硅同位素组成及其地球化学特征

勐满金矿床金矿石的硅同位素组成分析结果列入表 6-3。用表 6-3 数据作的矿石硅同位素组成直方图如图 6-4。

1）矿石硅同位素组成直方图特征

（1）勐满金矿床矿石硅同位素组成变化于-0.9～0.7‰之间，变化范围较宽，与本区岩石形成环境多样性及不同物质来源与演化有关。

（2）本区矿石流体包裹体（石英）的硅同位素组成（$\delta^{30}Si$）变化于-0.1～0.0‰之间（变化范围很小），与陨石及幔源物质的硅同位素组成相当，因此，可认为本区矿石流体（石英）硅质来源与地幔分异流体有关。

（3）矿石全岩的硅同位素组成（$\delta^{30}Si$）按晚元古代浅变质岩和不整合覆于其上的侏罗纪陆源碎屑岩分为明显的两类，说明其形成环境与成岩演化的差异。

①晚元古代浅变质岩型矿石硅同位素组成（$\delta^{30}Si$）为负值，变化于-0.7～-0.9‰之间（平均值-0.8‰）。

②侏罗纪陆源碎屑岩类型矿石硅同位素组成（$\delta^{30}Si$）为正值，变化 0.5～0.7‰之间（平均值 0.6‰）。

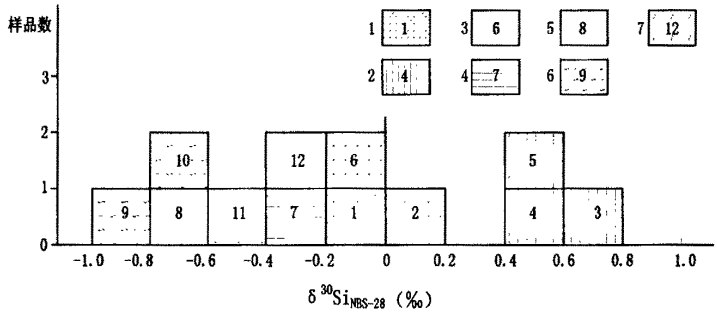


图 6-4 勐满金矿床矿石硅同位素组成直方图

1. 石英(1,2 产于硅化绢云片岩中的石英脉); 2.(3-5)花开左组碎屑岩型矿石; 3.(6)高岭石粘土岩; 4.(7)褐铁矿化硅质岩; 5.(8)硅化长英质糜棱岩; 6.(9,10)曼来组浅变质岩型矿石; 7.(11,12)红土型矿石.(注：直方框中数字与表 6-3 中样品序号相同).

（4）经断裂破碎和强烈硅化、褐铁矿化蚀变改造的金矿石的硅同位素组成为负值，如硅化长英质糜棱岩（8 号样）和褐铁矿化硅质岩（7 号样）（$\delta^{30}Si$ 为-0.7

和-0.3‰）。

2）石英脉（流体）与相应产出围岩硅同位素组成差异及地球化学意义

勐满金矿床石英脉（流体）硅同位素组成与相应产出围岩的硅同位素组成列入表 6-4。

从表 6-4 可看出，热液成矿作用晚期阶段石英脉与热液主期阶段石英脉的硅同位素组成都为负值且相近，说明成矿晚期与成矿主期热液的来源相同；热液石英的硅同位素组成为接近零的负值和零，说明硅质来源可能为深源（幔源）成矿流体分异演化产物[26]；石英脉产出的围岩的硅同位素组成为较低的负值和正值，说明围岩与石英脉硅质有很大差异，即热液流体（石英）不是从围岩浸出的，而是深部来源的，而且是带来金（矿质）的重要依据。

6.3.2 矿石硅质阴极发光

勐满金矿床矿金矿化作用最主要的是硅化和黄铁矿化，硅化围岩蚀变是金矿化的基础。硅化和黄铁矿化与金矿化关系密切，所以追踪硅质的来源是查明成矿物质来源的一个直接和有效的途径[27][28]。

1）样品的选择

样品的选择应有代表性，尽可能包括本区各种矿化岩石和围岩类型，

表 6-4 勐满金矿床石英脉（流体）与相应产出围岩或矿石硅同位素对比表

成矿阶段	石英脉（流体）				矿石与岩石（围岩）				位置
	样品号	矿物	产出围岩岩性	$\delta^{30}Si$	样品号	岩石	岩石名称	$\delta^{30}Si$	
主阶段	Bg1-2	石英	绢云母石英片岩	0.0	2B1-1	全岩	硅化绢云母石英片岩	0.0	①
					Zk1609-1	全岩	硅化长英质糜棱岩	-0.7	①
					Zk1409-4	全岩	灰色不等粒石英砂岩	0.5	①
					2B3-1	全岩	褐铁矿化硅化粉砂岩	0.6	②
					2ZS-2	全岩	黄铁矿化硅化石英岩	0.7	②
					Zk2604-5	全岩	褐铁矿化硅质岩	-0.3	②
晚阶段	Bg1-1	石英	硅化绢云母片岩	-0.1	Bg1-1	全岩	硅化绢云片岩	-0.8	①
					Zk1606-3	全岩	灰白色高岭石粘土岩	0.0	②
表生阶段					Ht-7	全岩	红色粘土岩	-0.3	①
					Zk1606-1	全岩	砖红色粘土	-0.4	②

注：表中数据由中国地质科学院矿产资源研究所同位素室测试。取样位置：①--光贺矿段；②--热水塘矿段。

通过阴极发光研究，阐明本区各种矿石、硅化蚀变岩中石英的阴极发光特征与硅质来源。本次研究选择的围岩和矿石如下：

代表性围岩：

①碎屑岩（细粒石英砂岩、泥质粉砂岩等）

②含黄铁矿硅化石英砂岩、石英岩、蛋白石硅质岩

③绢云母石英片岩、绢云母片岩

代表性矿石：

①黄（褐）铁矿化硅化蚀变岩

②硅化石英砂岩、粉砂岩、硅质岩

③褐铁矿化硅质角砾岩

④硅化绢云母石英片岩、硅化绢云母片岩

2）硅质阴极发光

勐满金矿床矿石与围岩中，分布最多和最主要的矿物是石英，热液成矿作用形成的矿物亦是如此，并与金矿化关系密切。在特征和产状上，热液作用形成的石英与沉积岩的自生石英可明显区分；在发光特征上，热液作用形成的石英也与其它岩类石英明显不同。因此，运用阴极发光技术可以追踪硅质的来源，进而判断成矿流体的来源，为成矿作用分析提供依据。

3）认识与结论

表 6-5　勐满金矿床各类硅质和石英的阴极发光特征一览表(参见图版)

岩类	岩　性	镜下特征	发光特征
围岩	硅化含黄铁矿细粒石英砂岩	细粒不等粒结构，石英颗粒菱角及次圆状，分选好	沉积碎屑石英发暗棕紫色光，钙质胶结物发明亮的桔黄色光
	含细粉砂石英泥质岩	不等粒粉砂泥质结构，石英颗粒呈菱角及次圆状	石英发暗棕色光，泥质物呈负突起，不发光
	硅化石英质角砾岩	角砾被晚期石英脉及隐晶硅质蛋白石环带包裹，晚期石英脉切穿环带	岩石中石英脉不发光，但石英脉边缘及石英脉中方解石发橙色光，环带中钙质物发橙色光，方解石脉切穿环带
	蛋白石硅质岩	蛋白石硅质岩中穿插细晶方解石脉；粉晶硅质构成窗格环带状	方解石脉发桔黄色光，窗格内钙质物发橙红色光；隐晶硅质及硅质构成的窗格环带不发光，窗格内粉晶物发蓝色光
矿石	蛋白石隐晶硅质岩	蛋白石隐晶硅质岩，穿插细晶硅质与方解石脉	方解石脉发桔黄色光，微晶和隐晶石英不发光
	硅化绢云母石英片岩，	硅化绢云母石英片岩，石英和云母定向排列	石英不发光，云母也不发光，裂隙及粒间晚期钙质充填物发橙色光
	硅化泥质粉砂岩	硅化泥质粉砂岩中有细晶石英脉穿插，岩石裂隙中有褐铁矿脉状充填	基质微细晶石英不发光，石英颗粒间钙质发橙黄色光，石英脉中钙质(脉)发橙黄色光，褐铁矿脉不发光
	褐铁矿化微晶硅质岩	微晶硅质岩中穿插粗晶方解石脉，褐铁矿呈网脉状切穿方解石脉与基质	方解石脉发橙红色光，微晶石英与隐晶硅质不发光，褐铁矿脉不发光

注：表中阴极发光测试与照相由成都理工大学油气藏国家重点实验室完成。

本次阴极发光研究是在成都理工大学油气藏国家重点实验室阴极发光室进行的，使用的仪器是英国生产的 CL8200MK5 型阴极发光仪，工作条件是：束电压 10KV，束电流 500μA，配用数码照相机手动完成拍照，曝光时间为 1.7～6.5 s

不等。

(1)沉积碎屑石英发暗紫色及棕紫色光，微晶与隐晶硅质物（蛋白石环带或窗格）不发光；窗格内粉晶物发明亮的蓝色光；石英脉不发光，但石英脉中穿插的方解石及钙质物等碳酸盐发橙红色或桔黄色光，它们在岩石中能很好区分。

(2)碎屑石英发暗紫色光，表明其来源于高温岩浆岩或高温变质岩（温度573℃以上）；沉积碎屑岩中的自生石英（包括微晶石英与隐晶硅质物等）和热液石英脉不发光，表明其形成温度在300℃以下。这两类石英通过阴极发光能较好区分其成因与来源。

(3)Zk608、Bg1-5 和 Zk2604-5 等样品中，热液石英脉不发光，而石英脉边缘及石英中穿插的方解石脉与晚期钙质脉（晚期碳酸盐化产物）发橙红色与桔黄色光。此现象在一般岩石薄片鉴定中是不能鉴别的，而阴极发光却很好地将它们分辩出来。

6.4 铅同位素地球化学与 ESR 测年研究

6.4.1 矿石铅同位素地球化学

铅同位素地球化学可以确定所测矿物与岩石的形成年龄，进而可帮助判断成岩、成矿物质的来源。因此，铅同位素地球化学研究在矿床学的研究中有非常重要的意义[21]。

1）铅同位素地球化学方法原理

岩石和矿物中的铅有正常铅和异常铅两种：正常铅又可分单一来源正常铅和多来源铅混合后再经均一化形成的正常铅；异常铅即放射成因铅，通常是由热液铅和围岩中的放射成因铅不同程度混合而成的。无论是上地幔还是地层的单一来源的铅都是正常铅，而异常铅一般都是混合来源的铅，但经均一化后的混合铅即可转变为正常铅。因此，正常铅样品就包含了不同来源的铅的综合信息。研究中用正常铅可以计算源区特征，尤其是通过 μ 值可直接反映出铅的初始来源和分辨出异常铅，因而达到既简化运算又解决实际分析问题的目的[10]。

勐满金矿床铅同位素研究中，选定了载金矿物黄铁矿及其它代表性矿石（共4件），研究成果列入表 6-7，编制铅同位素组成坐标图如图 6-5。

2）铅同位素地球化学示踪研究结论：

（1）本区所有样品的铅同位素组成都投在造山带曲线下及地幔曲线之间，1、2 和 3 号样品铅同位素组成投点呈一字排开，但红土矿投点与三者相对较远，说明前三者的成岩成矿物质来源接近或有继承性特征。

（2）新元古界澜沧群曼来组硅化绢云石英片岩（Pt_3ml）的铅同位素组成与造山运动改造有关，其 270Ma 的铅同位素年龄也说明其受到该阶段（华力西晚

期）造山运动改造。

（3）含载金矿物黄铁矿石英砂岩与黄铁矿单矿物的铅同位素模式年龄为99～130Ma，硅化绢云母石英片岩中石英的 ESR 测年结果为 69.5±7.0 Ma，这些结果较一致，说明本区金成矿作用主要是受燕山晚期造山运动的影响。

（4）红土型金矿石的铅同位素模式年龄为 86Ma，是因为红土为下伏地层风化剥蚀的产物，其铅同位素模式年龄母岩的相近，成岩后没有受到强烈的改造

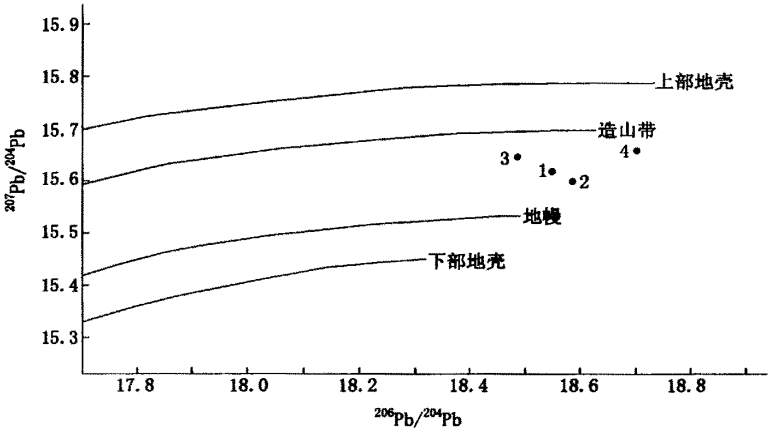


图 6-5 勐满金矿床铅同位素组成坐标图

（5）本区 4 件样品的铅同位素组成都不含异常铅，说明勐满金矿床主要为单阶段热液成矿作用的产物。

6.4.2 脉石英热活化 ESR 年龄测定

1）脉石英热活化 ESR 测年原理

石英晶体的硅-氧四面体结构在 γ、β、α 射线轰击下，能形成一些正 2 价的氧空位。由于岩石中存在大量自由电子，一个氧空位可以捕获一个自由电子，产生一个顺磁中心。石英年龄越古老，岩石中放射性越强则顺磁中心浓度也越高。根据已建立的顺磁中心浓度与年龄及岩石放射性元素含量的实验关系可确定出石英的结晶年龄。

较复杂的石英脉的顺磁中心浓度一般包含两个部分：一部分是石英脉自结晶以来形成的顺磁中心，另一部分是石英脉形成之后又经历了二次构造活动叠加形成的顺磁中心。前一部分简称为“本底”，与二次构造活动年龄无关，后一部分则与二次构造活动年龄有关。模拟实验表明：如果二次活动足够强烈（例如温度短时升高达 450℃）则“本底”值完全可以归零，此时 ESR 给出的年龄实为后期强烈构造活动的年龄。

2）脉石英热活化 ESR 年龄测定

（1）ESR 测年设备

本次研究样品的ESR测年工作，由地学核技术四川省重点实验室ESR测年室完成。顺磁中心浓度测定用设备为德国ER-200D-SRC型电子自旋共振仪，样品放射性用KJD-2000N低本底伽玛仪和微机数据采集系统测定。

（2）样品的处理方法

样品的处理包括石英脉产出的围岩样品和石英（单矿物）样品两种：

①石英脉产出的围岩样品　采样重500g粉碎为0.125～0.20mm粒度，用KJD-2000N低本底伽玛仪和微机数据采集系统测定α和γ天然放射性，同时进行含水量效正。

②石英（单矿物）样品　采样重120mg粉碎为0.2～0.45mm粒度，进行热活化处理，冷却一周后用ER-200D-SRC型电子自旋共振仪测定，然后计算并给出样品的年龄值。本区石英热活化ESR测年结果如表6-8。

表 6-6 勐满金矿床铅同位素组成及有关参数计算综合表

顺号	样品号	岩 性	产出地层(代号)	分析结果			模式年龄	计算参数				矿 段
				$^{208}Pb/^{204}Pb$	$^{207}Pb/^{204}Pb$	$^{206}Pb/^{204}Pb$	(Ma)	Φ 值	μ 值	Δβ	Δγ	
1	2ZS-3Fe	黄铁矿(单矿物)	J_2h	38.637	15.606	18.543	130	0.5801	8.862	18.01	31.14	光贺矿段
2	2ZS-3	含黄铁矿石英砂岩	J_2h	38.621	15.592	18.579	99	0.5763	8.94	17.09	30.72	光贺矿段
3	B3-1	硅化绢云石英片岩	Pt_3ml	38.751	15.641	18.496	270	0.587	8.627	20.29	34.19	光贺矿段
4	Ht-7	红色粘土(矿石)	Q	38.959	15.677	18.706	86	0.5667	9.084	22.64	39.74	光贺矿段

注：表中数据由地学核技术四川省重点实验室同位素室测定

表中有关参数计算条件和公式：

①计算 φ 值所用的 a_0 和 b_0 值据 Tatsumoto et.al.(1973), $a_0=9.50$, $b_0=10.36$, φ 值$=(^{207}Pb/^{204}Pb-b_0)/(^{206}Pb/^{204}Pb-a_0)$;

②据 φ 值查表计算模式年龄(t)用 Doe(1994)编制的单阶段演化模式铅同位素年龄计算表;

③计算 μ 值所用常数：$\lambda_{238}=0.155125\times10^{-9}/a$, 地球年龄 $T=4.51\times10^{-9}a$, μ 值$=(^{206}Pb/^{204}Pb-a_0)/(e^{\lambda238T}-e^{\lambda238t})$;

④$\Delta\beta=[(\beta-\beta_M)/\beta_M]\times1000$, $\Delta\gamma=[(\gamma-\gamma_M)/\gamma_M]\times1000$;

β=样品的 $^{207}Pb/^{204}Pb$, γ=样品的 $^{208}Pb/^{204}Pb$;

β_M=地幔的 $^{207}Pb/^{204}Pb=15.33$, γ_M=地幔的 $^{208}Pb/^{204}Pb=37.47$.

⑤正常普通铅 μ 值变化范围：8.686～9.238

表 6-7 勐满金矿床石英热活化 ESR 测年结果

样品号	矿 物	产出围岩	顺磁中心浓度 (E*15Sp/g)	铀当量含量($\times10^{-6}$)	年 龄 (Ma)	样品采集地点
2B1-2	石 英	硅化绢云母石英片岩	0.33	0.95	69.5±7.0	光贺矿段采场(Zk601 孔)南矿壁

注：表中数据由地学核技术四川省重点实验室梁兴中测定

第 7 章 勐满金矿床成因分析

7.1 “三江”地区大地构造背景与区域初始金来源分析

金沙江、澜沧江和怒江地区（“三江”地区）为我国重要的铜、铁、铅锌与金等多金属矿产集中分布区。这些矿床的形成和分布普遍认为与区域大地构造发展、演化有关，对成矿的物质来源问题，多数学者认为与地幔分异的物质和成矿流体有关。对于金矿床来讲，不少矿床含矿层初始金的来源认识存在分歧。如位于三江褶皱系哀牢山变质带的墨江金矿床（又称金厂金矿），是一个产于上古生代浅变质碎屑岩系中的经区域变质和后期岩浆热液蚀变叠加改造作用形成的大型金矿床， 对于墨江金矿床含矿层初始金的来源及矿床成因就有不同认识。高振敏等（2002）认为，在海西期成矿物质预富集（初期成矿）基础上，于喜马拉雅早期的拉张构造背景下，富 S、C 等矿化剂深源流体由深向浅运移，加入浅部断裂系统内循环的贫矿化剂流体中，形成富矿化剂并能大量浸取和迁移金的流体，浸取石炭系金厂组富金岩石和海西期超基性岩石中的金产生富金流体，并在有利构造部位由于构造运动造成的热动力改变而沉淀成矿。对夹持于金沙江-哀牢山深断裂带与程海深断裂带之间的北衙金矿床，是产于富碱斑岩体中的热液金矿床，赋矿岩性为富碱斑岩，其成因是原始岩浆在上侵过程中分异结晶作用派生的产物，富碱斑岩体的形成及其中热液金矿床的形成都与区域大地构造演化有关。本区域还有镇沅金矿床（又称老王寨金矿）等金矿床都有含矿层初始金来源问题及矿床成因问题有不同认识。

可以认为，具有明显的特定赋矿层位和岩性的金矿床，通常都存在含矿层初始金的来源问题，包括赋矿岩性为富碱斑岩（北衙金矿床）这类与深大断裂和岩浆活动有明显关系的矿床。三江褶皱系的发展演化是有阶段性的，其强烈活动的几个时期（主要是海西期、印支期和喜马拉雅期），都不可避免地发生强烈和大规模的成矿作用，即成矿物质由深部向浅部扩散和运移，许多金矿床的含矿层初始金的来源也是在这种情况下形成的。

7.2 勐满地区初始矿源层的形成

勐满金矿床微细浸染金矿化有两套地层，即新元古界澜沧群曼来组浅变质碎屑岩系和不整合覆于其上的中侏罗世细碎屑岩系。曼来组浅变质碎屑岩的原岩主要是澜沧群复理石建造和多期中-基性火山岩喷发建造，即澜沧群碎屑岩-基性火山变质岩系，构成本区变质岩基底。地层中 Cu、Zn、Co、Ni、Fe_2O_3 含量普遍高于其它地层，尤其是惠明组（及部分曼来组）地层中的基性岩金元素含量高出

其它岩石含量的几倍至十几倍，具原始矿源层特征。本区该套地层经后期岩浆活动和变质作用形成火山喷发-沉积改造型中-大型铁矿，也为金矿的形成提供了矿源，如在该套浅变质岩系中，目前在区域上已发现了西定金矿、勐满金矿、曼纳金矿等等多个金矿床。

侏罗纪时期该套浅变质岩系之上沉积了中侏罗统细碎屑岩，中侏罗统碎屑岩来源于该套浅变质岩系，中侏罗统细碎屑岩与澜沧群曼来组碎屑岩-基性火山变质岩成为勐满金矿床微细浸染型金矿化的两套赋矿地层。

中侏罗世之后的燕山晚期（燕山构造阶段），本区再次爆发强烈造山运动，使原有封闭的深大断裂再度复活，形成超壳深断裂，使聚集于深部的上地幔分异成矿流体穿越壳-幔界面进入地壳；而流体在穿越界面时，由于高压和蒸汽的共同作用，使流体中的 Au 呈纳米级微粒自然金胶粒，伴随燕山运动发育的深部岩浆活动（为成矿流体运移提供热动力源，而非矿源），及随着同生断裂构造活动，使这些成矿流体以喷流沉积的形式分布在沉积地层中，导致其上部沿断裂、层间构造带、不整合面控制的沉积地层具有较高的金含量或初始富集，从而形成大量的含矿建造。如本区沿构造带及不整合面上、下的中侏罗世地层和曼来组在这种大地构造背景和成矿作用下使初始矿源层进一步变富。

7.3 勐满金矿床原生矿形成机理分析

由矿石的氢-氧同位素分析可知，勐满金矿床的成矿流体组成主要为地层水，因而推断勐满金矿床中金主要来源于勐满金矿床的下覆地层。根据石英热活化 ESR 测年结果（年龄 69.5±7.0Ma），勐满金矿的成矿时期应属于燕山晚期-喜马拉雅期。这一阶段的岩浆活动促使深部成矿物质进一步上涌，造成局部地热场，形成构造-岩浆-热液循环体系，促使地下水的加热循环和区域分散金的活化，产生富金、砷和硫的含矿热液；含矿热液沿勐满金矿的断裂破碎带运移，沿途大量淬取成矿物质，矿质浓度显著提高形成成矿热液。伴随着物理化学环境条件的改变，在断裂破碎带的浅部地段、特别是与不整合面复合的地段，热液蚀变交代容矿地层，初步形成与硅化、黄铁矿等硫化物有关的微细浸染型金矿床。

热液成矿作用不是一次完成的，热液期可进一步细分为以石英-黄铁矿为典型组合的早阶段，以石英-黄铁矿-绢云母为典型组合的中阶段，以微粒石英-方解石-粘土为典型组合的晚阶段三个阶段。包裹体均一法测得成矿热液的温度为 130～189℃之间，可分为 189～164℃和 180～130℃两个区间，大致可对应前面划分的中、晚两个成矿阶段（早阶段中细晶石英脉没有采到包裹体样品供测温，估计为 220℃）。随着断裂构造的进一步活动，深部含矿热液（主要为富 Au、Si、S、As 的热液）沿切割较深的断裂带（F_1 和 F_2）侵入，在构造带及不整合面上、下的中侏罗世地层和曼来组地层中进一步叠加富集成矿。

结 论

本文研究了勐满金矿床矿体特征，矿物特征，元素地球化学，同位素地球化学，流体包裹体特征，重点探讨了勐满金矿床的地质地球化学特征，成矿物质来源及成矿机制，得出以下几点认识：

1)勐满金矿床是一个沉积改造的低温热液微细浸染型金矿床，赋矿地层为新元古界澜沧群曼来组和侏罗系中统花开左组下段，区内成矿作用可以分为石英-黄铁矿阶段、石英-黄铁矿-绢云母阶段、微粒石英-方解石-粘土三个阶段。

2）通过矿床地质特征、控矿地质条件、矿石物质组成等研究，认为本区金矿不具典型层控特征；再结合硅同位素地球化学和硅质阴极发光研究方法追踪硅质来源，证明成矿作用的硅质不是由围岩提供的，即金矿床的形成与区域深断裂带及热液活动密切相关。

3）通过对矿床中流体包裹体的系统研究，得出研究区的流体包裹体为气相、液相两项包裹体。主要成分属 H_2O–NaCl–CO_2 体系，均一温度在 150^0C~220^0C，气相成分中，以 CO_2 含量高为特征，CO_2 主要为幔源碳。气相成分中，CH_4 含量较高，CH_4 主要也是来自上地幔。流体的离子成分中：阴离子以 Cl^- 含量较高且稳定为特征，并且 $Cl^- > SO_4^{2-} > F^-$；阳离子只测到钠离子（Na^+），Na^+ 变化范围 0.247～0.361mol/kg · H_2O 成矿流体总体上应属于 Na-Cl 型流体。

4)矿区流体氢-氧同位素组成数据显示 δD‰值为-91～-94‰；$\delta^{18}O_{H2O}$‰值（计算）为 0.01～1.18‰。流体包裹体的 δD 值和 $\delta^{18}O$ 值与岩浆水和变质水相比都偏低，说明本区成矿流体（热液）由深部初始来源的岩浆水（或与此相似的上地幔分异流体），在沿深断裂系统上升过程中，不可避免地明显混入了地层水，在到达近地表浅处，又不可避免地混入了部分大气降水和地表水。

5）矿区矿石的铅同位素测定结果表明矿石 Pb^{206}/Pb^{204} 的变化范围 18.496-18.706，Pb^{207}/Pb^{204} 的变化范围 15.592-15.677，Pb^{208}/Pb^{204} 的变化范围 38.621-38.959。矿石铅的 U 值在 8.627-9.084 的范围之间波动。铅同位素组成投点呈一字排开，说明了成岩成矿物质来源接近或有继承性特征。

6）勐满金矿床矿石硫同位素（$\delta^{34}S$‰）由黄铁矿组成，为负值，硫同位素组成（$\delta^{34}S$‰）比较稳定，分布范围为负值-2.194±0.003‰～-2.974±0.005‰，平均为-2.638‰。本区热液硫化物最初为幔源硫和深源硫（零值附近），随着热液沿深断裂上升过程中，不可避免受到其他源硫的混染（即从围岩中汲取或交换部分硫），从而改变自己的硫同位素组成。

7）将硅质地球化学和硅质阴极发光示踪研究，结合元素地球化学和其它同位素地球化学的系统研究，证明本区金成矿作用的硅质与成矿物质同源，本区强烈广泛的硅化围岩蚀变属同一成矿硅质流体所为，它们主要直接来自上地幔分异的成矿流体。

8）联系实际矿床地球化学条件，引用纳米理论和纳米效应，并结合 Au 迁移形式的热力学讨论，阐明了本区成矿流体中金在深部最初主要以纳米级微粒自然金形式迁移，当流体运移至上地壳中，流体物理化学条件改变达到一定条件时才可能部分出现金-硅配合物或金-硫配合物等形式在一定范围迁移。

总之，该区成矿物质主要来源于燕山晚期上地幔热液，随着同生断裂构造活动，使这些成矿流体沉积在地层中，导致其上部沿断裂、层间构造带、不整合面控制的沉积地层具有较高的金含量或初始富集，从而形成大量的含矿建造。如本区沿构造带及不整合面上、下的中侏罗世地层和曼来组在这种大地构造背景和成矿作用下使初始矿源层进一步变富，从而形成了现在的勐满金矿床。

致 谢

时光如梭，光阴似箭，三年的研究生生活转眼即逝。回首这三年的生活，是充满汗水和辛勤、收获成果和希望、包含老师、家长、同学关心和帮助的三年。

首先，我要深深地感谢我的导师罗梅教授几年来对我的关心和培养，使我不仅在专业知识、学术成果及科研能力方面，而且在人生观、价值观以及生活、工作的态度上都获益匪浅。

论文的选题、研究内容的具体完成和论文的撰写、修改、定稿都凝聚着导师罗梅教授的精心指导。在整个研究生阶段，他渊博的学识、严谨的治学作风、敏锐超前的学术意识以及忘我的工作态度，给我树立了榜样，将使我受益终生。谨以此论文再一次向导师罗梅教授表示衷心的感谢和深深的敬意。

在论文的研究和写作过程中，得到了李巨初教授、李佑国教授、何明友教授等的帮助和支持，在此向他们表示诚挚的感谢。

感谢孙建萍老师在整个研究生学习期间对我的关心和帮助。

在这三年的学习生活中，得到了于林松、李杰、赵丹、赵永利等也给了我很大的帮助，在此对他们表示诚挚的感谢。

感谢何苗同学对我的英文摘要提出宝贵意见，在此特提出感谢。

衷心感谢对我论文进行评审和答辩的各位专家、教授，感谢对我论文的指导和提出宝贵的意见。

同时也得到了核技术与自动化工程学院的有关领导、老师和同学的帮助，在此表示感谢。

最后，特别感谢的是我的家人这么多年来对我的鼓励和支持。

谨以此论文献给所有支持和帮助过我的人！

参考文献

[1] 刘东升等. 我国卡林型金矿地质特征及成因探讨. 矿山地质, 1985 , (4) : 3～14

[2] 朱炳玉. 四川桥上金矿床形成条件及成矿过程分析:[学位论文] . 成都: 成都地质学院, 1992

[3] 郑明华, 顾雪祥, 周渝峰. 论四川东北寨微细浸染型金矿床的成矿物质来源. 见: 秦巴金矿论文集. 北京:地质出版社, 1993

[4] 卢汉堤. 滇黔桂地区卡林型金矿床稀土元素地球化学研究及成因初探. 见: 中国地质学会矿床专业委员会. 第五届全国矿床会议论文集. 北京: 地质出版社, 1993. 221～224

[5] 张振儒等. 某些矿物中次显微金及晶格金的研究. 地质找矿论丛, 1987 , 2 (4) : 70～76

[6] Wang Xiaochun. On isotope geology of microdisseminated type of gold deposits in China. In : Liu Yikanged. Geology and Mineral Resources Proceedings of Min2istry of Metallurgical Industry. Beijing : International Academic Publishers. 1996. 109～113

[7] 王小春. 普弄巴金矿同位素地质学研究. 地质找矿论丛, 1992 , 7 (2) : 85～977

[8] 王小春. 川西北地区微细浸染型金矿同位素地质研究. 沈阳黄金学院学报, 1994 , 13 (4) : 309～316

[9] 王小春. 裂谷作用与微细浸染 型金矿床: [学位论文] . 成都: 成都理工学院, 1995

[10] 高占林, 林尔文. 金厂峪金矿有关岩石金丰度的研究. 长春地质学院学报, 1987 , 17 (1) : 65～72

[11] 吴江. 金矿床矿源岩分析的新思路. 地质科技情报,1993 , 12 (3) : 57～60

[12] Radtke A S , et al. Geology and stable isotope studies ofthe Carlin gold deposit , Nevada. Econ. Geol. , 1980 ,75 : 641～672

[13] Romberger S B. Ore deposits q : Disseminated gold de2posits. Geoscience Canada , 1986 , 13 (1)

[14] Nesbitt B E. Gold deposit continuum: A genetic modelfor lode Au mineralization in the continental crust . Geology , 1988 , 16 (11) : 1044～1048

[15] 林为源等. 矿床成因论. 福州: 福建科学技术出版社, 1991

[16] Sillitoe N H , Bonham H F J r. Sediment - hosted golddeposits: Distal products of magmatic – hydrothermal systems. Geology , 1990 , 18 (1) : 157～161

[17] 郑明华等. 喷流型与浊流型层控金矿床. 成都: 四川科学技术出版社, 1994

[18] 高振敏.李红阳等. 滇黔地区主要类型金矿的成矿与找矿. 北京:地质出版社. 2002.10: 1-240

[19] 李红阳.高振敏等. 滇西上芒岗卡林型金矿床地球化学特征. 黄金. 2001. （6）： 1-5

[20] 张志兰.张树发.袁海华等. 云南墨江金厂金矿的同位素地质特征及成因探讨. 成都地质学院校报 1987（4）：P29-41

[21] 周茂基. 黔西南卡林型.次生富集型金矿. 黄金地质1996.2（4）：P15-20

[22] 倪师军.刘显凡等 滇黔桂三角区微细粒侵染型金矿成矿流体地球化学. 成都：成都科技大学出版社.1997

[23] 沈谓洲 同位素地质学教程。北京：原子能出版社.1998. 1~287

[24] 丁悌平等. 硅同位素测量方法及其地质应用. 矿床地质. 1998.17（4）

[25] 丁悌平. 氢氧同位素地球化学. 北京:地质出版社. 1980.4:1-172

[26] Fournier.RO et al. The solubility of amorphous silica in water at hightemperatures and high pressures. Amer.,Mineral,1977.62:1052-1056

[27] 宋志敏.阴极发光地质学基础.北京:中国地质大学出版社.1993.2:1-190

[28] 王英华.张绍平.潘荣胜.阴极发光技术在地质学中的应用.北京:地质出版社.1990.11:1-104

[29] 谭运金. 滇黔桂地区微细浸染型型金矿床的矿床地球化学类型. 矿床地质. 1994.（4）：308-321

[30] 涂光炽等著.中国层控矿床地球化学（第三卷）.北京: 科学出版社. 1988.8:1-380

[31] 袁海华 .同位素地质年代学.重庆:重庆大学出版社.1987.12:1-220

[32] 张理刚. 稳定同位素在地质科学中的应用—金属活化热液成矿作用及找矿. 西安：陕西科学技术出版社. 1985.4

[33] 刘显凡 倪师军 苏文超 滇黔桂微细浸染型金矿同位素地球化学特征与深源流体成矿.矿物岩石 1996.12 (4):106~111

[34] 王平安 董洗宪 刘建民等 江西大背坞金矿床地质、地球化学特征（包体、同位素流体岩浆源） 矿床地质，1998.17（1）：57~69

[35] 刘家军, 郑明华, 周德安. 拉尔玛层控金矿床的成矿物质来源分析. 矿物岩石地球化学通讯, 1993 , (3)

[36] Douthitt.C.B. The geochemistry of the stable isotope of silicon. Geoch.et Cosmoch.Acta,1982.(46) (8):1449

[37] Well J D et al. Gold-bearing arsenian pyrite determind by microprobe analysis,Cortez and Carlin gold mines.Econ.Geol.,1973.68920;187-201

图版及说明

图版 1

1、满金矿床光贺矿段露天采矿场,正面山顶为南方,坡壁白色、黄白色者为新元古界澜沧群曼来组浅变质岩矿石.正面山顶红土层较薄,图左边(山坡角)红色调者为主红土型金矿分布区边部。

2、野外照片(采矿壁) 红土型金矿剖面下部红土特征, 红土剖面下部为桔红色红土带,其基底为白色、灰白色曼来组浅变质岩. (矿石) Au 1.34 g/ t

3、野外照片(采矿壁) 红土型金矿剖面底部红土特征, 红土剖面底部含有巨砾不匀均分

布,其基底不平坦, 基底下为灰白色曼来组片岩. (矿石) Au 0.59 g/ t.

4、野外照片(采矿壁) 红土型金矿顶部开始采样照片, 红土剖面第一层(表土带) 为灰黑色含植物根系的有机质粘土. (矿石) Au 0.49 g/ t.

5、野外照片(采矿壁) 红土型金矿剖面中部采样照片, 红土为块状构造. (矿石)Au0.57g/t.

6、光贺矿段露天采矿场矿壁上曼来组浅变质岩中产出的白色石英脉(近于直立者),为主期石英脉

7、Zk1409-11 (标本) 曼来组浅变质岩中产出的白色石英脉.石英可能沿片理方向贯入(石英脉平行片理方向). (围岩) Au 0.13 g/ t.

8、野外照片(采矿壁) 硅化褐铁矿化石英云母片岩矿石.矿石破碎, 矿石裂隙中有褐铁矿脉状充填. 标本采自光贺矿段. (矿石) Au ＞1.00 g/ t.

9、野外照片(采矿壁) 硅化褐铁矿化硅质岩,矿石破碎成角砾状,褐铁矿呈脉状充填角砾之间,形成胶结角砾状矿石.(矿石)Au＞1.00 g/ t.

图版 2

1、2ZS-2 (薄片) (+)×100 细粒晚期石英脉充填交代早期粗晶石英脉

2、Bg1-1-2 (薄片) (-)×100 细粒晚期石英脉充填交代早期粗晶石英脉. (矿石) Au 0.85 g/ t.

3、Bg1-5 (薄片) (+) (×50) 中细晶石英脉穿插贯入隐晶硅质岩中. (矿石) Au 1.10 g/ t.

4、Bg1-9 (薄片) (+) (×50) 晚期细晶石英脉穿插贯入隐晶硅质岩中, 并切割早期粗晶石英脉.

5、Ht-7 (薄片) (-) (×100) 红土为含不等粒砂泥质结构, 砂屑成分主要为石英和硅质岩,基质为褐铁矿和高岭石粘土.(矿石)Au 0.66 g/ t

6、Ht-7 (薄片) (+) (×100) 与左图同视域(正交偏光), 红土(基质)中含的砂屑不等粒、菱角状,排列无规律性. (矿石)Au 0.66 g/ t

7、Zk1609-2 (薄片) (+) (×50)硅化长英质糜棱岩,岩石强烈挤压破碎成糜棱状结构的糜棱岩, 岩石中分布有较多的细晶白云母(绢云母).Au0.25 g/ t

8、Zk1609-4 (薄片) (+) (×50)粘土矿物(褐色) 呈斑块状分布,胶结白云母石英片岩碎屑. (岩石)Au0.16 g/ t.

9、Zk2604-16 (薄片) (+) (×50) 褐红色胶状细粒褐铁矿呈稠密浸染状分布于岩石中石英脉之间,并局部交代石英脉. (矿石) Au 0.36 g/ t

10、Zk1609-4 (薄片) (+) (×50) 暗褐色胶状褐铁矿和粘土(浅褐色)分布于白云母石英碎裂岩角砾裂隙中,呈充填胶结结构. (岩石) Au0.16 g/ t

图版 3

1、Bg1-1 (电镜扫描照片) 高岭石化蚀变粘土岩,原岩为硅化绢云母石英片岩, 高岭石具典型六边形片状单晶. (矿石)Au 0.85 g/ t

2、Ht7(电镜扫描照片) 红土剖面第 3 层(砖红色粘土带),高岭石具典型六边形单晶,只是晶体表面不光滑平整. (矿石) Au 0.66 g/ t.

3、Ht13(电镜扫描照片) 红土剖面底部层位 (桔红色粘土),高岭石六边形单晶依稀可见(左下角), 聚集体呈片状和长条状. (矿石)Au 1.34 g/ t.

4、Zk1409-1(电镜扫描照片) 红土高岭石六边形单晶依稀可见(左下角), 聚集体呈片状形态. (矿石)Au0.66 g/ t.

5、Zk608-b1 (+) (×50) 硅质角砾岩. 角砾被晚期石英脉及隐晶硅质蛋白石环带包裹, 晚期石英脉切穿环带. (围岩) Au 0.23 g/ t

6、Bg1-8 (+) (×50) 蛋白石硅质岩中穿插细晶方解石脉; 粉晶硅质构成窗格环带状. (围岩) Au 0.05 g/ t

7、Zk608-b1 (发光) 石英脉不发光,但石英脉中方解石(脉)发橙黄色光, 环带中钙质物发橙色光.

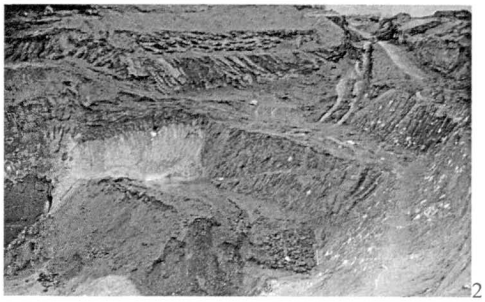
8、Bg1-8 (发光) 图右边方解石脉发桔黄色光,左上窗格内钙质物发橙红色光; 隐晶硅质及硅质构成的窗格环带不发光,窗格内粉晶物发蓝色光.

9、Bg1-5 (发光) 方解石脉发桔黄色光,微晶和隐晶石英不发光.

10、B1-1 (发光) 方解石脉发橙红色光, 微晶石英与隐晶硅质不发光,褐铁矿脉不发光.

图版 1


1

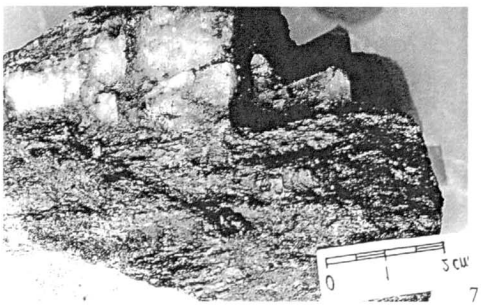

2


3


4

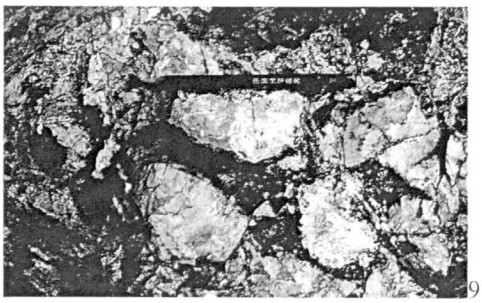

5


6



7


8


9