中国地质大学(武汉)学术著作出版基金
广西壮族自治区黄金管理局科研基金 联合资助

广西高龙卡林型金矿的成矿与找矿

胡明安　庄新国　赵颖弘　著

中国地质大学出版社

图书在版编目(CIP)数据

广西高龙卡林型金矿的成矿与找矿/ 胡明安,庄新国,赵颖弘著 .—武汉:中国地质大学出版社,2003 .3
ISBN 7-5625-1750-9

Ⅰ 广…
Ⅱ .①胡…②庄…③赵…
Ⅲ 广西高龙-卡林型金矿-成矿与找矿
Ⅳ .P61

广西高龙卡林型金矿的成矿与找矿　　胡明安　庄新国　赵颖弘　著

责任编辑:赵颖弘　　技术编辑:阮一飞　　责任校对:张咏梅

出版发行:中国地质大学出版社(武汉市洪山区鲁磨路 31 号)　　邮编:430074
电话:(027)87482760　　传真:87481537　　E-mail:cbo @ cug . edu . cn
经　　销:全国新华书店

开本:787 mm×1092 mm 1/ 16　　字数:396.8 千字　印张:15.5
版次:2003 年 3 月第 1 版　　印次:2003 年 3 月第 1 次印刷
印刷:中国地质大学出版社印刷厂　　印数:1—300 册

ISBN 7-5625-1750-9/ P·595　　定价:40.00 元

如有印装质量问题请与印刷厂联系调换

前　　言

关于卡林型金矿,目前国内外地质学家都存在各种不同的看法。这类矿床最早源于1962年在美国内华达州卡林(Carlin)地区发现的卡林金矿。后来由卡林金矿推广为卡林型(Carlin Type)金矿。卡林型金矿最典型的特点是容矿围岩为细碎屑岩(如浊积岩类)及碳酸盐类(如灰岩、白云岩)沉积岩石,岩石变质程度较浅(最多达板岩级)或未经变质,矿体产于角砾岩化、渗透性好的薄层含有机质泥砂质岩石、碳酸盐岩石和细粒硅化岩及似碧玉岩中,并受到高角度断层控制。矿石的矿物共生组合及围岩蚀变都显示了中低温热液成矿作用的特点(成矿温度小于250℃)。金矿物和载金矿物均具有微细粒、超微细粒结构的特点,矿石为浸染状构造,金矿中As、Hg和Sb含量很高,围岩中出现异常,并有它们的硫化物伴生,成矿作用与有机质有关。对于卡林型金矿的成因,国内外地质学界提出过多种不同的观点,作过不少成矿模式,但争议很大,至今尚未有定论。例如,对于这类矿床的称谓,有的认为这类矿床应为微细浸染型金矿床、超微粒金矿,也有的认为是浅成低温热液型金矿床,或渗流热卤水型金矿床,或称之为碳硅泥岩型金矿床,或为碳酸盐岩型金矿床或浊积岩型金矿床,或热泉型金矿床等等。在美国,根据成矿方式,卡林型金矿又被称为热液细粒浸染交代型金矿(Radtke et al., 1974; Radtke, 1975, 1985)。对于这类矿床的成因,也有多种说法,主要有:① 地层改造成矿;② 层控成矿;③ 岩浆热液成矿;④ 热泉成矿;⑤ 混合成矿;⑥ 浅成低温热卤水成矿。

由于世界上的矿床是千差万别的,就是同属于相同一个成因大类的不同地区的矿床也如此,在迄今为止已发现的千万个实际矿床中,还没有找到两个完全雷同的矿床,尽管它们作为一个大的类型来说其主要特点是一致的。还有,不少地质工作者在给这类矿床命名时,往往强调了矿床的某一个侧重点,如微细浸染型金矿主要强调了矿石及矿石矿物的结构和构造上的特点。浸染,不是指金的赋存形式,也不是专指金的成矿方式,而是指矿床的成因方式。由于只有在极少数卡林型金矿的矿石中,在常规光学显微镜下尚可见到部分金粒,而极大多数卡林型金矿床中的金即使在高倍显微镜下也难以发现。因此,镜下未见到的金往往被称为“不可见金”。即使是现在,高科技的发展,高级、大型、精密及新式测试仪器不断被研制出来,如高性能的电子探针、质子探针和离子探针,也未能确定金在黄铁矿、砷黄铁矿和毒砂等硫化物类载金矿物中的赋存形式。这些金究竟是以晶格金的形式存在(Radtke et al., 1985; Cook et al., 1990; Arehart et al., 1993),还是呈超显微包体金的形式赋存(王奎仁等,1994),尚不确知。此外,金的大多数载金矿物,如黄铁矿、毒砂等,其粒径多数为零点零零几到几毫米,这在常规的显微镜下可以见到,有时甚至用肉眼就可发现。因此,中国许多学者又称卡林型金矿为微细粒浸染型金矿(刘东升等,1994;罗镇宽,1995)。然而,有的学者将其命名为超微粒型金矿,笔者似觉有些不妥。因为如果说这种超微粒指的是金在硫化物或硫砷化物中的存在形式,也不尽符合实际。因为有部分金呈显微粒状,还有的金甚至呈细粒状,也有部分金则呈晶格金的形式,因此,这种命名未涉及金的全部。而如果说这种“超微粒”指的是载金矿物,但绝大部分卡林型金矿中的黄铁矿等载金矿物多呈细粒,而不属于微细粒或超微细粒级序。根据国内外研

究结果可知,卡林型金矿中的金有很大部分为不可见金,而不可见金可能是晶格金,即以固溶体形式存在于主矿物晶格中。因此,用粒来命名这类金矿床尚觉不够确切。浅成低温热液型金矿着重指明了成矿流体的地球化学性质及成矿物化条件,而且还包括了产于火山岩地区并与火山活动有成因联系的浅成低温热液矿床,以及沉积岩地区与火山活动关系不明显的浅成低温热液矿床两大类。渗滤热卤水型金矿床则体现了成矿流体的来源及性质,至于碳硅泥岩型金矿、碳酸盐岩型金矿及浊积岩型金矿,则突出显示了这类矿床的赋矿围岩特性。

正是由于上述这两方面的原因,才使这类矿床在归类问题上,以及在成因观点上,目前尚存在不少争议。笔者不打算对矿床的名称作过于深入的研究,也无法将其统一起来,但为了论述的方便起见,也为了便于与国内外相同类型矿床对比,认为用卡林型金矿这个名字为好。卡林型金矿是指:产于碎屑岩及碳酸盐岩类沉积岩或极浅变质的沉积岩中,显示中低温的矿物共生组合和围岩蚀变特点,金的粒度主要为次显微—显微级的浅成中低温热液金矿床。

上述定义包括了三个方面的涵义(张贻侠等,1996)。

(1) 金矿床的容矿围岩为未经变质或变质程度极浅的沉积岩,主要为细碎屑岩和碳酸盐类岩石;

(2) 金矿中矿石矿物的共生组合和围岩的热液蚀变,均具有中低温热液成矿作用的特点;

(3) 金矿物及载金矿物都显示了微细粒结构的特点,矿石则以浸染状构造为主。

以上三个特点不仅是卡林型金矿的本质特征,而且是鉴别某个矿床能否归入卡林型金矿的主要标志。

广西地处环太平洋构造成矿带与古地中海-喜马拉雅构造成矿带的复合部位,区域地质情况复杂。在漫长的地质年代中,广西大地几经变迁,经历过多旋回的构造运动和岩浆活动,沉积地层十分发育,广泛分布在广西全境,出露面积达 21 万平方公里,形成广西独具特色的地质环境,成矿条件优越,矿产种类繁多。广西是壮族人民的聚居地,是中国少数民族中壮族人口最多的省份。广西地处南疆,人杰地灵,矿产资源丰富,矿业活动历史悠久。广西著名的“贺锡”(贺县一带的锡矿)、“宜砂”和“桂粉”等自古名扬天下。经过广西地质工作者的辛勤劳动,截至 1992 年底,广西境内已发现固体矿产 102 种,其中探明储量并列入矿产储量表的矿产有 70 种,共有矿产地(大、中、小型矿床)1 003 处。广西矿产资源优势是 Mn、Ti、Sn、Al、Sb、Pb、Zn、W、ΣREE 和建材等。金不是优势矿产,且分布不均匀,规模主要是中、小型。在广西全境迄今为止已探明储量的岩金矿床共 16 处,砂金矿床 5 处,伴生金矿床 5 处,均为中、小型矿。主要类型有石英脉型、卡林型(微细浸染型)及破碎带蚀变岩型。尤其是桂西北地区的卡林型金矿的发现是广西找金的重大突破,扩大了找金的前景。

广西介于北纬 21°～26°之间,位于亚热带,年平均温度 17～23℃,全年降雨量 1 200～2 600mm。全新世古地磁赤道与现今赤道相近,气候条件与当今基本一致,为亚热带高温、湿润气候。广西全境表生风化作用发育,第四系砂矿、氧化矿、残坡积矿、风化壳矿遍及全区。这类矿产裸露地表、易采易选,在广西占有重要地位。

高龙金矿床大地构造位置处于特提斯-喜马拉雅构造域与环太平洋构造域的接合部位,地处中国大陆大兴安岭-太行山-雪峰山-武陵山-桂西山系这一重要的斜贯中国东部的 NNE 向重力梯度带的南端,矿床赋矿的地层主要为中三叠统百逢组(T_2b)粉砂岩、泥质粉砂岩、砂质钙质泥岩等细碎屑岩,受桂西坳陷的西林-百色断陷带西段高龙穹隆的控制。三叠系百逢组浊

积岩的下部为二叠系长兴组(P_2c)白云岩、白云质灰岩和灰岩,二叠系和三叠系地层为断层接触。矿体主要产于接触带及其上盘的细碎屑岩硅化带中,而高龙穹隆四周接触带 F_3、F_2、F_1 和 F_4 等构成的环形断裂则是矿体赋存的有利部位。矿石的矿物共生组合为黄铁矿(含砷)-毒砂-辉锑矿-方解石-重晶石,围岩蚀变主要为硅化、黄铁矿化和碳酸盐化,黄铁矿和毒砂为主要载金矿物,氧化矿石中 94.31%的金呈超显微自然金状态(粒径 < 0.001mm),而仅有 5.69%为显微可见金(粒径 > 0.001mm)(国家辉等,1992)。因此,从高龙金矿床的主要特征上看,该矿床应归属于卡林型金矿一类。田林高龙金矿是新中国成立之后,广西发现的一个重要的大型金矿床。高龙金矿床位于田林县城西 60km 处,高龙乡政府所在地周围,面积 49km^2。矿区有公路至田林县城,距南(宁)昆(明)铁路 70 多公里,交通尚属方便。

早在 1958 年,当时桂西综合地质大队四分队在高龙进行煤矿普查,发现高郭和鸡公岩锑矿点。1970 年和 1980 年,广西壮族自治区地质矿产局区域地质测量队和广西壮族自治区地质矿产局第二地质队普查组李正海等先后多次对矿区锑矿进行过普查评价。1981 年,邻近的贵州册亨地区在三叠系地层中发现微细粒金矿后,广西壮族自治区地质矿产局组织第二地质队李正海等人赴现场参观学习。1982 年后,李正海等人通过对桂西北锑矿点已有资料和以锑矿为主采集的数千件样品的分析研究,首次在高龙矿区发现含金高达 1×10^{-6} ~ 2×10^{-6} 的微细粒金矿,接着在坡岩、马蒿也发现相似的微细粒金矿,并总结出“金与锑在宏观上呈正相关,在微观上呈负相关”的关系。1983 年李正海等人在《高龙锑矿区普查地质报告》中提及高龙矿区存在贵州板其式金矿(即微细粒金矿)的找矿线索。此后,在 1985 年、1986 年先后发现第 1 ~ 4 号金矿体和第 6 号工业矿体。1990 年 12 月,广西壮族自治区地质矿产局第二地质队提交高龙金矿区金的探明储量为11 510kg,并于 1991 年 5 月获自治区矿产储量委员会审查批准。在以后的地质勘查工作中又陆续发现矿区北部第 10 号矿体、西部金龙山矿段第 54 和 55 号矿体。鸡公岩矿段现由自治区黄金公司建矿开发,远景可望扩大。

区域地质背景、围岩性质及构造因素,为高龙金矿床的形成提供了有利的成矿条件。目前已在鸡公岩、鸡公岩南段、金龙山、龙爱等矿段进行了勘探及详查普查,该地具备了形成大型-超大型金矿床的有利条件。

田林高龙地区火成活动不发育,这与美国典型的卡林型金矿不同,而与我国其他卡林型金矿一致;高龙矿区的地表氧化矿石十分丰富,与美国广泛分布的同类矿床相似,又有别于国内其他卡林型金矿。因此高龙金矿具有独特的成矿地质条件和矿床矿石特征,因而具有特殊的理论研究意义和实际找矿价值。由于氧化矿石易探易采易选,具有广阔的开发利用前景,因此是高龙矿区重要的开采对象,且已显示出很大的经济效益。尽管矿区附近和外围有着良好的找矿前景,目前地探效果也比较好,但由于矿山保有储量远远不能满足生产和发展的需要,现有矿山储量的服务年龄有限。尽管每年有新增储量,但新增与消耗差距很大,因此必须加大找矿力度,以解燃眉之急。经过多年矿山开采所获得的实际经验,人们深切注意到:对于这个已经产生明显经济效益、具有开采远景、又具有特殊成矿地质环境的金矿山,其矿床地质的理论研究程度还很低,对于高龙金矿的矿床成因、成矿条件和成矿规律也认识不够,矿床找矿勘探的理论研究远远不能为开采服务。扩大矿区远景,新增金矿储量,以及进行矿床成因和成矿规律的理论研究,以便进行科学指导找矿、成矿理论预测增储,均是十分重要和必要的。因此,本项研究的实施与完成,对于高龙及桂西北地区卡林型金矿的矿床成因探讨,对于提高高龙金矿

的理论研究水平,以及对于指导高龙金矿下步找矿工作,无疑将具有明显的理论意义和实际意义。

本课题研究目的为:通过矿床地质学、矿床地球化学、矿床生物-有机地球化学综合研究,弄清高龙金矿床形成的地质背景、控矿因素、形成机理;了解高龙金矿床与地层、构造的关系;探明高龙金矿成矿规律,并运用新理论、新方法,确定成矿模式;在全面深入研究的基础上,在研究区内圈定 1～2 个找矿靶区。

主要研究内容是:

(1) 研究高龙穹隆的形成机理、矿区断裂构造的特点、演化历史及其与成矿的关系;

(2) 研究工作区内石炭系、二叠系及三叠系的岩性组合,含矿容矿性质、变形机制及其与金矿化的关系;

(3) 查明区内地质热动力性质及其过程,研究地质热事件与地层变形、断裂构造和成矿的关系;

(4) 研究区内各时代地层中有机质类型、性质、成熟程度、演化产物及其对成矿的影响;

(5) 研究成矿物质来源、成矿机制、成矿时空规律;

(6) 确定高龙金矿成矿模式、找矿方向,确定找矿靶区。

自 1998 年 9 月正式接受任务起,三年来,由于全体研究人员的共同努力,栉风沐雨,室内野外,克服了种种困难,圆满地完成了项目所规定的任务。在三年科研工作中,计完成了实物工作量主要有:

——观察地质剖面(地质路线)共约 88km

——草测地质剖面 10 条,共 16km

——野外采集、室内整理和文字描述岩矿标本 218 块

——磨制薄片 132 张

——磨制光片 46 块

——磨制测温片 19 张

——磨制电镜探针片 14 块

——有机质氯仿抽提分析 32 件

——有机碳含量测试分析 34 件

——有机质 MAB 三元抽提分析 12 件

——有机质镜质体反射率研究 32 件(包括桂西北其他地区)

——稀土元素测试分析 11 件

——主要元素含量测试分析 11 件

——微量元素 Au、Ag、Hg、As 含量测试分析 20 件

——S、C、O、H (D)稳定同位素分析 16 件

——电镜扫描分析 14 件

——电子探针 X 射线分析 14 件

——矿物流体包裹体测温 12 件

——矿物流体包裹体成分分析 2 件

——矿物包裹体显微形态分析 35 件

——显微激光拉曼探针分析 35 件

——有机质气相色谱-质谱-计算机联仪(GC－MS)分析 12 件

——地质数据与图件的计算机处理 68 小时

本项目的圆满完成,首先得益于广西壮族自治区黄金管理局局长项开文高级工程师的指导,在项目的设立、构思,课题的设计和任务的实施,以及每年度的科研工作阶段汇报诸个环节,项局长都给予具体指导和热情帮助。项局长还在百忙的工作中抽出宝贵时间参加课题讨论、聆听项目进展汇报、科研报告章节的设置与编写,事无巨细,都亲自过问,热情关怀。

在项目的实施过程中也倾注了高龙黄金矿业有限责任公司张展新总经理的关心和照顾,为了项目的顺利实施,对于项目的全部进程以及经费的安排,张总提供了许多及时的指导、有益的建议和周到的安排。

广西壮族自治区黄金管理局范长智处长、黄毓和副处长、张星辉副处长、杨俊卿主任、文爱国工程师,广西壮族自治区地质矿产局第二地质队李甫安总工,高龙黄金矿业有限责任公司冉秀炳副经理、黄明贵副经理、杜锦秀主任、黄忠慧主任、罗贤能主任、张永祥队长、王学敏部长、农运兵高工、韦宇平工程师,他们从各自不同的工作岗位,从不同的角度,在各个方面,为本项目的研究工作提供了宝贵的知识和实践经验,对于课题的完成作了毫无保留的支持和无私帮助。本科研小组成员几年来多次到高龙矿山作地质工作,自始至终都是在广西壮族自治区黄金管理局和高龙黄金矿业有限责任公司提供的良好的工作条件及生活环境中,在彼此真诚相处、相互信任、相互支持、相互学习的友谊气氛中圆满完成的。本课题所取得的些许成绩,也凝聚着他们的辛勤劳动和聪明才智。

忠心感谢我国著名的矿床学家、中国科学院院士、中国地质大学博士生导师翟裕生教授对科研工作的支持和指导,翟老师将他的最新经典著作——《区域成矿学》、《成矿系列研究》、《长江中下游铜金矿床矿田构造》以及多篇科研论文送给了笔者,这使得本课题组成员在项目实施的关键时刻,及时地细读了专著,从中吸取精华。课题组的成员们正是学习了其中的精辟理论和最新观点,并适时地用于指导当前高龙金矿床的科学研究活动,这使得我们对于高龙金矿床的认识有了长足的进步,对于高龙金矿床的科学研究有了更大的收获,最后编写的高龙金矿床科研专著也上了一个新的台阶。

我们还要忠心感谢中国地质大学校、院、系各级主管部门、领导及同行们对本项目的实施给予的极大的关心和支持。中国地质大学副校长、博士生导师姚书振教授对本项目给予了大力支持,他不仅对项目的立论和规划提供了宝贵的指导性意见,而且对于项目的实施以及研究工作指导思想的确立,都给予了毫无保留的支持与指导。笔者反映在报告中的许多新颖的理论观点、许多正确的认识,都是在与姚书振教授交谈之后,在认真学习了他与翟裕生院士等人合著的《成矿系列研究》、《长江中下游铜金矿床矿田构造》及其他有关论文中取得的。

我们要对张本仁教授致以深深的谢意,当我们就高龙金矿床及桂西北地区的地球化学方面的问题向他请教时,这位我国著名的地球化学家、中国科学院院士、中国地质大学博士生导师张本仁教授总是不厌其烦地给予详尽的解答。

中国地质大学博士生导师索书田教授曾在右江地区作过科研工作,并出版了他们的专著《极低级变质作用——以右江中生代构造带为例》,他在构造地质学及右江地区构造与卡林型金矿成矿关系的研究方面具有很深的造诣。当我们就高龙金矿床及桂西北地区构造地质学及

右江地区构造与卡林型金矿成矿关系方面的问题向他请教时,我们总是能得到索书田教授的悉心指导。

湖北省地质矿产局教授级高工、美国斯坦福大学博士论文外籍导师、中国地质大学兼职教授刘源骏先生认真、仔细地审阅了专著原稿,并对专著中出现的问题提出了宝贵的意见。他以其渊博的矿床学知识、丰富的科学实践经验,给笔者提供了及时、有益的指导。

科研项目的负责人为胡明安教授,参加科研工作的有庄新国教授、侯光久教授、赵颖弘副教授、瞿金蓉副教授、张振飞教授、张红军讲师,硕士研究生向才富,何谋春高级工程师做了激光拉曼测试、研究工作。中国地质大学分析测试中心郑曙高级工程师,资源学院流体包裹体研究中心伍刚副教授、栗春芳老师,资源学院矿床学研究室王苹副教授、陆建培老师,石油系中心实验室李水福高级工程师、张征瑞工程师,地球科学学院谢树成教授,中国地质科学院同位素研究与测试中心,原地质矿产部武汉综合岩矿测试中心,中国科学院武汉水生生物研究所,湖北省地球表层系统开放实验室等有关分析测试科技人员,对于标本的测试分析及成果解释,付出了他们的辛勤劳动和聪明才智。中国地质大学绘图室方敏老师、资源学院硕士研究生柳庆武、信息工程学院学生张维维、资源学院学生李阳东为本专著的绘图、打字及计算机制图也付出了他们的辛勤劳动。

笔者愿借此机会,向广西壮族自治区黄金管理局和高龙黄金矿业有限责任公司的领导及同行们,向本校及上述有关单位的领导和科技界同行,深表诚挚的谢意。假若没有他们的大力支持与无私帮助,本专著的圆满完成是不可能的。

本书各章节的作者是,第一章:赵颖弘、胡明安;第二章:胡明安、庄新国、赵颖弘;第三章:侯光久;第四章、第五章:胡明安;第六章:胡明安、庄新国、赵颖弘;第七章:庄新国、胡明安;第八章:胡明安、庄新国、赵颖弘;第九章和小结:胡明安。全书由胡明安统稿。

由于受到科研项目经费及任务性质等有关因素的影响,加之笔者的水平能力和实践经验有限,书中肯定存在不少错误之处,敬请读者批评、指正。

著　者

2003 年 2 月

目　　录

第一章　高龙金矿床形成的区域地质背景 …… (1)
一、概述 …… (1)
二、金的成矿作用与大地构造 …… (2)
三、高龙金矿床成矿作用的时间—空间—成矿物质 …… (5)
四、高龙矿区及滇黔桂成矿区的大地构造运动特点 …… (9)
五、高龙金矿床的形成与中国陆区地球物理场 …… (16)
六、区域地球化学场与中国卡林型金矿床的形成 …… (23)
第二章　高龙金矿床的含矿岩系——右江盆地的构造演变过程及其沉积物特征 …… (27)
一、区域地层 …… (27)
二、矿区地层 …… (29)
三、右江盆地格局 …… (32)
四、右江盆地构造演化和沉积充填特征 …… (33)
五、右江盆地中三叠统百逢组浊积岩地层及其沉积学特征 …… (37)
六、右江盆地中三叠统百逢组浊积岩的沉积学研究 …… (41)
七、右江盆地中三叠统浊积岩及初步分析 …… (52)
第三章　高龙矿区构造变形特征及其对金矿床的控制 …… (56)
一、构造变形组合分析 …… (56)
二、构造变形序列 …… (62)
三、控矿构造分析 …… (63)
第四章　高龙金矿床的两大成矿系统——原生的微细浸染型金矿与氧化的风化壳型金矿 …… (69)
一、矿床形成的地质背景 …… (69)
二、矿体、围岩及围岩蚀变 …… (74)
三、矿石 …… (84)
四、金的赋存状态 …… (89)
五、成矿期与成矿阶段 …… (92)
六、原生的微细浸染型矿石与氧化的风化壳型矿石 …… (94)
第五章　高龙金矿床的成矿地球化学特征 …… (98)
一、高龙矿区和桂西北地区地层及岩浆岩的含金丰度 …… (98)
二、高龙矿区岩石及矿石的主要化学组成 …… (101)
三、高龙矿区围岩地层及矿石的微量元素组成 …… (103)
四、高龙矿床稀土元素地球化学 …… (106)
五、高龙金矿床同位素地球化学 …… (120)
六、高龙金矿床矿物流体包裹体地球化学 …… (133)

七、高龙矿区标本的显微激光拉曼探针分析的微观信息 …… (136)
第六章　高龙金矿床中的有机质——矿床有机地球化学及生物成矿 …… (144)
一、矿床中有机质的显微岩相沉积学特征 …… (144)
二、矿床中有机质的含量、分布及其成矿地球化学意义 …… (145)
三、矿床中有机质的抽提溶解及其产物的成矿地球化学意义 …… (146)
四、矿床中有机质易溶有机化合物的族组成分析 …… (148)
五、矿床有机质中生物标志化合物的成矿地球化学意义 …… (149)
六、有机质多项参数的地质地球化学意义 …… (164)
七、矿区有机质镜质体反射率及有机质成熟度 …… (168)
八、矿床有机质的显微激光拉曼探针分析 …… (172)
第七章　高龙金矿床的形成原因与盆地流体 …… (174)
一、盆地流体的类型及成因 …… (174)
二、盆地流体和岩石的相互作用——矿源岩与成矿流体 …… (176)
三、高龙金矿床形成的地质热事件 …… (178)
四、盆地流体的迁移机制 …… (179)
五、盆地流体的成矿 …… (187)
六、高龙金矿床的表生变化及次生富集 …… (191)
第八章　高龙金矿床的成矿地球化学障及成矿模式 …… (200)
一、盆地演化对成矿物质来源的控制 …… (200)
二、盆地演化对含矿流体形成的控制 …… (201)
三、成矿地球化学障 …… (202)
四、矿床成因、成矿过程及成矿模式 …… (206)
第九章　高龙卡林型金矿床的成矿规律及找矿靶区 …… (209)
一、主要特征 …… (209)
二、成矿规律 …… (225)
三、找矿靶区 …… (228)
小　结 …… (231)
参考文献 …… (235)

第一章　高龙金矿床形成的区域地质背景

一、概　述

高龙金矿区行政区划隶属于广西壮族自治区西北部的田林县高龙乡(图 1－1)。在桂西北地区现已发现的卡林型金矿床,除了高龙金矿外,还有金牙、明山、龙川和浪金等。这些金矿床,与黔西南地区的板其、丫他、紫木凼、烂泥沟、砂子岭、大海子、三岔口、大厂,以及滇东南地区的堂上等共同组成我国重要的滇黔桂金三角卡林型金矿床成矿区。

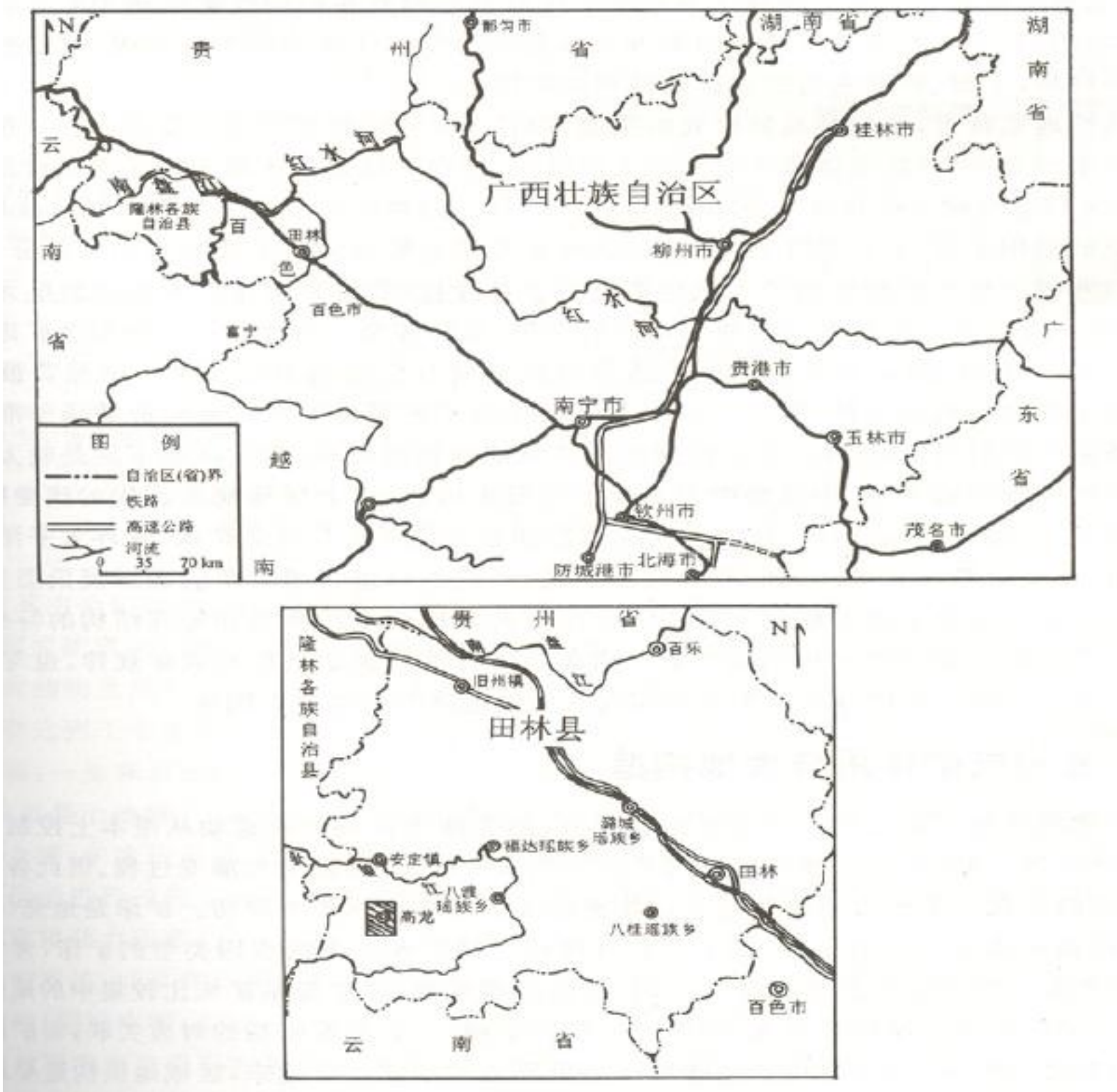


图 1－1　广西田林高龙金矿床地理位置图

(据广西美术出版社 2000 年出版《广西地图册》P2～3 和 P122 图改编,2000)

此外,我国其他地区还有几个重要的卡林型金矿床分布区,它们是:陕甘川金三角卡林型金矿床成矿区,分布在陕西、四川和甘肃三省交界的地区,主要有东北寨、桥桥上、马脑壳、丘洛、嘎拉、大水、忠曲、拉日玛、坪定等金矿床。秦岭东西向卡林型金矿床成矿带,其主要分布地区自东向西为山阳—镇安—周至—太白—凤县—礼县,带内发现的金矿床有李坝、安家岔、庞家河、双王、八卦庙、马鞍桥、金龙山等。在湘中地区(衡东石峡)和粤西也有类似的卡林型金矿床产出。

在这一章里,我们将重点讨论高龙金矿床(以及滇黔桂卡林型金矿区)的区域地质成矿背景,将高龙金矿床放到整个滇黔桂成矿区的范围内,甚至放在整个中国大陆区的大地构造范围内,讨论其形成的地质背景和控矿条件,分析高龙金矿床在大地构造中的特殊位置以及在区域性广大范围内的成矿规律性,以便找出高龙金矿床形成的时间界限、空间区段和物质组成特点。根据现有的地质资料以及前人的大量研究结果可知,高龙金矿是一种较为典型的卡林型金矿床,它与滇黔桂地区分布的其他卡林型金矿床具有相同或相似的成矿作用和矿床特点。因此,在本章中,我们将高龙金矿床与滇黔桂地区相同类型矿床作为一个矿床组,讨论整个矿床组的共同性质,了解、研究它们的成矿条件和成矿规律。

区域性地质背景,不仅是地质研究的基础,而且也是讨论成矿作用的重要条件。按照传统大地构造学的观点,该区主体属于右江印支地槽区,其西北部分地区属于扬子准地台西南倾伏端。从板块构造学理论的角度来看,高龙矿区处于扬子陆块与右江造山带的边缘过渡地带。在更加广泛的范围上讲,矿区位于古地中海-喜马拉雅构造域与滨太平洋构造边缘结合部位(王砚耕等,1994)。高龙矿床所处的大地构造位置非常独特,若将其所在的大地构造单元再加细分,高龙矿区所在地应跨越扬子陆块和右江造山带。滇黔桂金三角地区的卡林型金矿床均在二者之间的结合部位,而高龙矿区则位于结合部位偏向右江造山带的一侧。按照黄汲清等人(1980)的中国地质构造分区,高龙矿区以及滇黔桂成矿区即位于古华夏构造域扬子准地台与华南褶皱系的交汇地区(图 1－2)。根据邻区区域地球物理资料,它的基底下层是晚太古代—早元古代的中深变质杂岩,中层是中元古代的变质火山岩系,上层是晚元古代的浅变质岩系。它们构成了“三层式”基底结构。高龙矿床同滇黔桂金三角地区其他金矿床,在环太平洋成矿带与特提斯-喜马拉雅成矿带之间的复合构造地区,构成了一组我国重要的微细浸染型金矿床。由于高龙矿区以及整个滇黔桂金三角成矿区所处的区域性地质背景和地壳结构的特殊性,因此这个地区具有区别于美国相同类型金矿床集中区特殊的成矿条件和成矿规律,也与我国陕甘川等其他卡林型金矿床分布区不完全相同的区域地质背景与控矿因素。

二、金的成矿作用与大地构造

成矿作用是地壳演化的一个重要组成部分,地壳演化以及地壳运动从根本上控制了成矿作用、构造活动、岩浆侵位以及变质作用乃至沉积作用的发生、发展和演变过程。因此各种矿床的形成、空间分布以及产出规律都与大地构造的发展演变关系极为密切。矿床是地壳(以及地幔)中有用物质高度浓集的结果,而不同矿种或同一种矿种的不同成因类型的矿床,常常较为集中地分布在一定的区域地质构造单元内,并组成成矿带,成矿带是矿床比较集中的地区。换句话说,一定的区域地质构造单元,会产生一定的矿种。二者具有密切的对应关联,而矿床成因类型和成矿带,则是区域地质构造特殊性质的重要表现形式。反过来,区域地质构造受地壳运动的制约。地壳演化不同阶段的变化是不同的,各有其差异,因而形成的区域地质构造也各不相同。因此,从这个角度上讲地壳的演化控制了各种矿床成因类型形成时间和空间分布

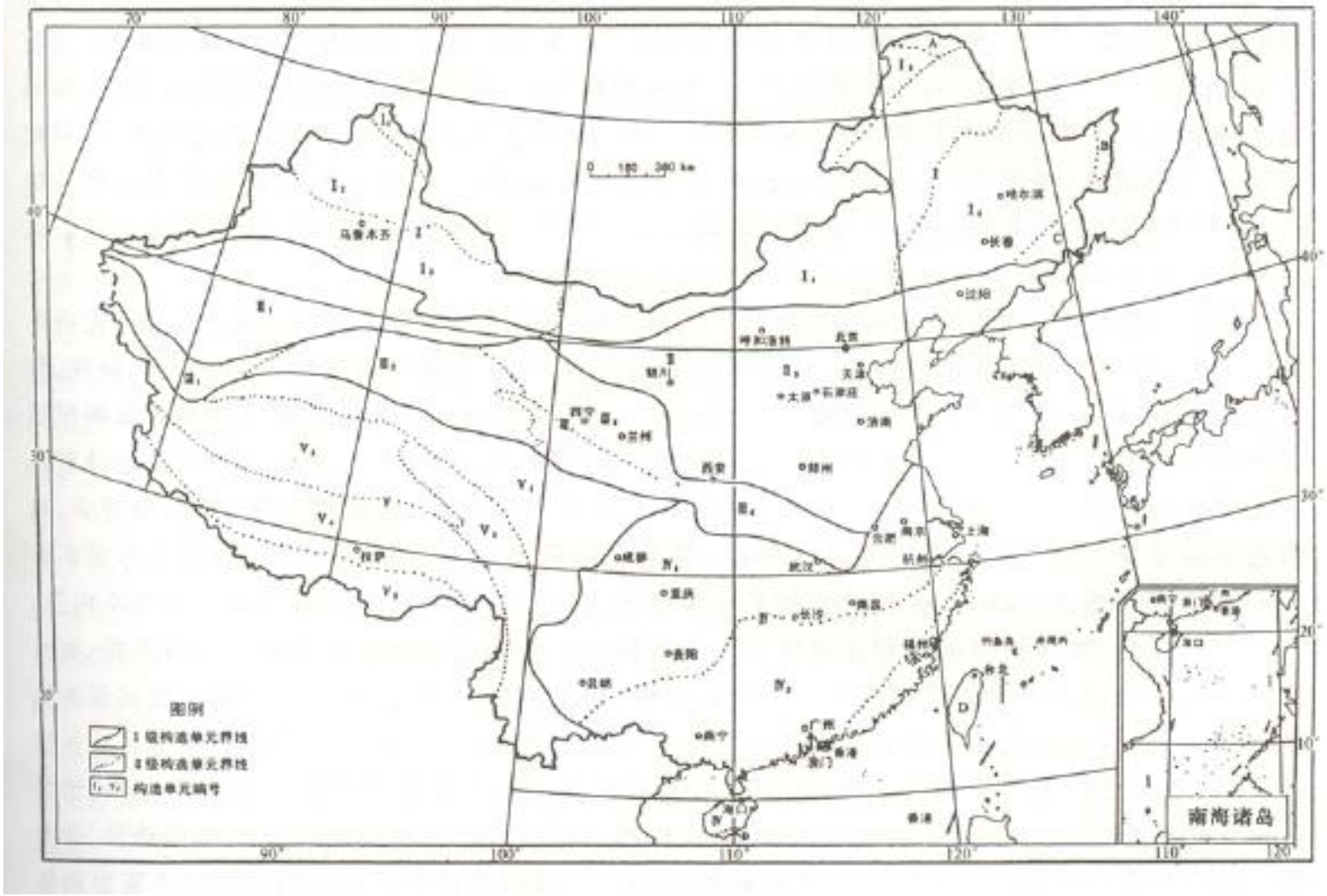


图 1－2　中国构造域划分图

(据陈毓川等 1999 引自黄汲清等资料修改,2000)

Ⅰ. 古亚洲构造域: I_1. 阿尔泰褶皱系; I_2. 准噶尔优地槽褶皱系; I_3. 天山褶皱系; I_4. 内蒙古大兴安岭褶皱系; I_5. 额尔古纳褶皱系; I_6. 吉黑褶皱系; Ⅱ. 塔里木-华北构造域: II_1. 塔里木地台; II_2. 华北地台; Ⅲ. 昆仑-秦祁构造域: III_1. 西昆仑褶皱系; III_2. 东昆仑褶皱系; III_3. 祁连褶皱系; III_4. 秦岭褶皱系; Ⅳ. 古华夏构造域: IV_1. 扬子准地台; IV_2. 华南褶皱系; IV_3. 东南沿海褶皱系; Ⅴ. 特提斯构造域: V_1. 松潘-甘孜褶皱系; V_2. 喀喇昆仑唐古拉褶皱系; V_3. 三江褶皱系; V_4. 冈底斯念青唐古拉褶皱系; V_5. 喜马拉雅褶皱系

的宏观格局,而其中金矿床的表现更突出。

根据成矿理论可知:各种矿床都是地壳物质发展运动的结果。随着地壳形成和演化,许多组成地球的物质成分在地球变化运动过程中发生分异和迁移,一些成矿元素在有利的构造部位富集而达到工业指标的要求者,于是就构成了矿床。概括起来讲,地壳中成矿物质主要来自两个方面:一是来自地壳本身,即在地壳演化形成过程中所获得的物质;二是来自地球深部的地幔(主要是上地幔)。地壳发生运动,同时也产生地壳和地幔物质的分异、迁移和富集。从这个意义上讲,矿床仍是以地壳运动作为总的机制驱动成矿元素发生活化、迁移富集的产物,而在地壳运动进行过程中发生的各种构造作用以及岩浆活动、变质作用、地热作用等,则是矿床形成的直接动力因素。

如前所述,成矿作用的过程是地球物质的一种独特形式,而地球物质运动的基本形式则是构造运动(翟裕生等,1999)。大型及巨型构造不仅是地壳或者岩石圈受力变形的产物,而且它的成生过程和演变周期控制着在地壳中以及在地壳表层发生的种种地质作用。因此,区域性大地构造的内涵不仅涉及到地质体的形变和改造,也包括新地质体的形成。例如,从构造-成岩-成矿的观点出发,人们常将成矿的构造动力学体制,作为划分成矿系统大类的主要依据。

常见的构造动力学体制,可按其所反映的地壳变形场分为七种基本类型(翟裕生等,1999):①伸展(拉张)、②收缩(挤压)和③走滑,主要表现为裂谷、大型生长断层和同生断层、盆岭构造、变质核杂岩构造、板块俯冲带、大型推覆构造、大型逆冲构造,以及转换断层、走滑断层系等,这些动力学体制反映了地壳的水平运动;④隆升和⑤沉降,主要表现为地幔柱上升、地壳热隆、底辟构造以及沉积盆地、坳陷带等,反映地壳在垂向上的调整运动;⑥大型韧性剪切和⑦大型撞击构造,主要表现为结晶基底的逆冲、正滑和走滑韧性剪切带以及古陨石坑和相伴的侵入杂岩。这七种大地构造运动类型,也具有相应的七种成矿系统类型。

当前,在矿床学理论研究领域和在矿产勘查实际应用领域有两个备受关注的焦点(翟裕生等,1999):其一是矿床模型的建立、改进和逐步完善;其二就是成矿地质构造背景系统研究。前者解决找什么矿的问题,后者则主要针对到何处去找矿的问题,也即是要阐明各种矿床类型和矿床模型形成和分布的地质背景及环境,研究成矿作用的区域性特点。由于大地构造运动对区域性成矿作用起着关键和主导的作用,因此,各家大地构造学派,包括槽台学、板块构造学、地质力学以及深大断裂构造控矿等基本学说,都十分强调大地构造或区域性大型构造对成矿时空分布的控制意义。因此,构造成矿控矿作用已成为区域成矿学研究的重点课题和基本内容。

不言而喻,地球科学的新理论新学说极大地拓宽了全球金的成矿作用研究的新思路,有力地促进了金矿找矿工作的发展和矿产资源的勘查。例如,在 20 世纪 60 年代中期勃然兴起的板块构造学说,就是当代地球科学重大变革中最为重要的表现之一。在这一新颖学说的影响和推动下,构造学也得到了很大的发展,大陆构造研究也成了当今构造学研究的前沿和重点,诸如造山带构造、剪切带构造、逆冲推覆构造、薄皮构造、伸展构造、滑脱构造以及构造运动学、动力学和流变学等,都是研究的新热点(王砚耕等,1994)。目前世界上矿床学研究的一个重要趋势是不再孤立地研究单个的矿床本身,而是研究矿床形成的区域地质背景、成矿环境和演化过程,研究同类型矿床的大地构造条件及区域性分布规律,将一个矿床或一组矿床视为全球构造演化的一个组成部分。也就是说人们注重将矿床(或矿床组)放在其形成的区域性地质环境中去研究,把矿床的形成和变化与地质环境的演变有机地结合起来,从地壳的时空结构与演化整体认识矿床。根据这一思路,研究成矿作用与地质背景的关系,首要的因素就是构造,地处特殊大地构造位置和地壳结构的滇黔桂金三角成矿区,构造变形强烈、构造形式复杂、构造景观多样,并且与该区卡林型金矿的形成、发展有着极密切的联系。

从力学角度来分析,板块运动可以被看作是地壳运动开、合、剪的产物(杨巍然,1992)。离散的板块边缘,构造作用以张应力为主,一般形成盆地、裂谷、拗拉槽和大洋等,这些地质环境有利于金等成矿物质的初始堆积与聚集;会聚板块边缘,构造作用以挤压应力为主,通常形成褶皱、形成高山或隆升形成陆地。在这个过程中除了可以形成规模宏大的俯冲带、对接带、地缝合线等板块构造外,还由于巨大的动力对板块内部产生强烈作用并派生出板内盆地、裂谷、走滑断层、推覆构造、滑脱构造、构造岩浆岩等板块内部构造;转换断层则以剪切应力为主,可以派生出种种层次的变质变形带。这些转换边界或敛合边界有利于成矿物质的活化、迁移与富集。从这种认识出发,板块运动涉及到的板块增生、消减和转换,必然在成矿作用以及地质构造、沉积作用、岩浆侵入和变质活动等方面发生重大影响,促使这些板块的边界成为构造热事件的多发地区,直接及间接地为金成矿作用提供物源、水源、热源和构造空间,构成致矿的地球化学障,有利于金矿的形成与聚集。

从全国范围来讲,我国地处三大板块的交接部位:北部的欧亚板块、东部的太平洋板块和

南部的印度板块。中国大陆地区的金矿成矿作用,与这三大板块的成生、演变和消亡过程密切关联。中国大陆经过了长达四十余亿年漫长的地质发展演变过程。根据地质、地球物理和地磁等资料的综合分析,在晚古生代之前,组成亚洲大陆的几个古老地块彼此分隔,其形状与现在的不一样,并非是一个统一的整体。其中印度板块原属于统一的冈瓦纳古陆的一部分,位于当时的南半球。只是到白垩纪时期,由于发生板块运动,印度板块方从冈瓦纳古陆中裂解出来。不同的大地构造演变、发展时期,金的成矿作用的类型和成矿作用都不一样。从总体上看,在原始地壳演化的早期,由洋壳转变为陆壳,大量的镁铁质岩石组成地壳的基底。与镁铁质火山岩系有关的太古宙绿色含金岩石,即产于古老的陆壳中,伴随着地质构造运动相应地发生了绿岩带型金矿成矿作用。而由于我国所处的特殊的大地构造位置,这套含金岩系与外国地盾区典型的含金岩带,不论在岩石组合还是在金的成矿特征方面均存在明显的不同。在元古宙时,扬子地块由若干新太古代微体组成,固结于晋宁期,并经历大陆边缘发展演化阶段逐步形成扬子-华南板块。由于各部分的大地构造差异,在大陆边缘或克拉通沉积了有利于金成矿的含炭浊积岩系。

在早古生代,扬子-华南板块以及西伯利亚板块和中朝-塔里木板块各自经历了大陆边缘的发展阶段。板块间的运动,总体趋势是由南向北移动。由于三大板块运动的差异性,而在不同演化阶段出现相对拉张和相对挤压的大地构造环境。如拉张环境有利于大洋盆地沉积,而挤压环境则产生褶皱造山带。在地壳中拉与张交替重复出现的地段有利于金的沉淀、活化、迁移和富集。到晚古生代,扬子-华南板块与西伯利亚板块和中朝-塔里木板块相继碰撞聚合,使中国大陆区成为古亚洲陆壳的一部分。这一重要的构造热事件促使了金的迁移和富集。各板块间由于基底成分与结构的差异,开始形成中国陆区南北分异、东西走向的构造格局。因而,华力西造山期,也是中国古亚洲构造域重要的金成矿时期。

中、新生代,中国陆区地壳经历了重大的构造变革。东部地区遭受太平洋板块的俯冲挤压,而在整个中国陆区范围更是经历了印支、燕山和喜马拉雅多期构造演化,出现了一系列北北东走向的大型构造-岩浆带、隆起带和盆地坳陷带相间的大地构造格局,同时也形成了以前寒武纪古老的变质岩系为基底,中生代构造岩浆岩成矿,或中、新生代地下热卤水溶液成矿为特色的多种类型的金成矿作用。自晚古生代以后,由于古地中海经历过扩张与消减,至晚白垩世时,特提斯洋消亡关闭,扬子陆块与印度陆块连为一体,滇黔桂地区出现多条深大断裂带,因而为该区金的成矿作用提供了成矿的构造条件。而地处滨太平洋构造域与特提斯-喜马拉雅构造域结合部位的滇黔桂三省交界地区的卡林型金矿床,则是这个时期金成矿作用的典型代表。

总而言之,中国陆区地壳经历了前寒武纪原始地壳的形成和发展阶段,古生代欧亚板块活动阶段和中、新生代接受太平洋板块及印度板块俯冲挤压产生叠加的构造阶段,因此形成中国陆区各部分各具特色的金的成矿构造环境,从而导致金成矿的控矿因素复杂,金矿类型繁多、金的成矿作用具有多期、多阶段和多类型的特点,并且还兼有叠加、改造等有别于国外金矿床的特征。这正是中国陆区地壳所处特殊的大地构造部位、特殊的成矿地质环境与多期成矿作用的综合产物。因此,在中国陆区几十亿年期间发生陆壳演变过程中形成的滇黔桂、陕甘川、秦岭地区以及湘中粤西等地的卡林型金矿床,既有它们之间进行可比的相同性质,也有各自区别于其他同类矿床的特殊性质。

三、高龙金矿床成矿作用的时间—空间—成矿物质

人们在进行矿床的区域性地质背景研究时,首先要搞清楚三个关键性的问题,即成矿作用的时间、空间与成矿物质。成矿作用的时间主要是指大地构造运动以及热液活动、岩浆侵入、变质作用等成生演化的阶段性,矿床的形成与发展及其在大地构造演化过程中的位置,成矿作用的有利时期和多期多阶段性与大地构造以及热液、岩浆-变质作用的关联;成矿空间则主要包括矿床形成的大地构造部位与背景、成矿作用与热液活动、岩浆侵入及变质改造等地质作用的空间共生展布关系、成矿物质沉淀富集的有利构造类型和具体构造空间、矿床类型及矿体形状产状的构造控制因素、区域性成矿规律;成矿物质则涉及成矿物质的组成、性质及来源,成矿物质的活化、迁移及沉淀富集,赋矿岩石及矿体的地球化学性质,等等。总之,在做成矿机理研究时,区域性地质背景的三要素可以用一句话来概括,那就是成矿物质于合适的地质演化阶段在有利的地质构造发生活化、迁移、聚合、沉淀、富集而形成矿床。

翟裕生等(1999)从区域成矿学的角度精辟地论述了研究成矿作用过程中区域性背景的“时间、空间和物质”三者的重要性所涉及的内容及它们之间的紧密联系。地壳中一个矿床的形成,是成矿物质高度富集作用产生的。许多矿床在一个区域内集中在一起构成成矿带,它们都是地球在漫长的地质演变历史过程中的特定产物。从运动学的角度看,成矿作用是地球动力作用的一种表现形式,各类成矿系统是地球物质系统的一个特殊组成部分。由于区域成矿作用受到许多条件的制约,而这些条件又受到更深刻的地质背景,即它们所处的地质历史阶段和地球动力学背景所控制,因此在作矿床成矿作用研究时,首先要从全球的地质构造宏观背景来认识局部的成矿作用,要从整个地球的演化历史来了解特定的成矿阶段,要从整个地球物质-热构造-化学运动来探索成矿物质在一定时空域中的高度富集机制。这也就是说,将矿床和整个成矿区带的形成与全球范围的地质背景有机地联系起来,立足于全球整体来探索认识区域和单个的矿床。在所有的地质因素中,构造运动是地球物质运动的一种基本的主导形式。基于这种认识,人们就可以了解到:大型构造是促使地球各圈层物质作大规模的运动和分异,形成各类岩石建造的主导因素。岩石建造形成过程中或形成后所发生的次级构造运动和化学运动又使成岩物质进一步发生分异,促使其中的成矿物质高度浓集而形成矿床。

在矿床形成过程中,促使成矿物质从分散状态到浓集状态,其因素和地质作用形式是多种多样的。不同的具体地质环境、不同的成矿系统类型,都有不同的矿床产生。概括起来,基本的成矿动力形式有:边界成矿,包括边缘成矿、界面成矿;转换成矿,包括温度压力转换、岩相转换、构造应力场转换、各类物理化学参量的转换,尤其是在地球化学障中转换条件急剧变化的部位;多场耦合成矿,指矿源场、流体场、热场、应力场、空间场和时间域等;叠加改造成矿,指叠加成矿、复合成矿、多期成矿、改造成矿等。这些基本成矿动力形式的耦合是形成大矿、富矿和成矿区的基本条件(翟裕生等,1999)。由此可见,这些边界、转换、耦合成矿的动力形式是促使成矿物质由分散到集中富集成矿的基本因素。它们既包括了宏观形式,如不同板块构造边界、大地构造单元的结合部位、大型盆地、大型剪切带、裂谷等,也包括了微观形式,如矿物晶体的边界、裂隙、空隙。

成矿物质是成矿过程中的物质基础,它主要包括金属元素、非金属元素、有机物质及其化合物。这些成矿物质主要来自地壳、地幔和水圈。按其来源可细分为:壳源、幔源、壳幔源、大气降水源、海水源及陨石源,其中壳源和幔源最为重要。成矿物质最主要来自已初步聚集某些成矿物质的矿源岩,也可以直接来自一般岩石。各种成矿物质在地质演变过程中通过地质流

体的作用,形成含矿流体。具有成矿意义的地质流体主要包括岩浆、各种成因的热液、初生水、大气降水、海水等。地质流体的作用是从矿源岩中,或从一般岩石中溶解萃取、搬运和沉淀、聚集成矿物质,是沟通矿源场、运移场和储矿场的纽带和媒介,因而是成矿系统中最为活跃的要素(翟裕生等,1999)。

不同类型的矿床组合都具有一定的时空结构,时间上往往显示成矿作用的阶段性和叠加性,空间上常常表现为矿床的集群性和分带性,物质组成上一般体现互补性,即一个成矿系列中矿床规模有大有小,说明成矿物质在各个矿床中聚集强度的不一致性和成矿条件的不相同性。根据大量矿床成因研究资料,翟裕生等(1999)将发生成矿的条件概括为两种:① 突变成矿(转变成矿),即各种控制因素和成矿参量的突变;② 界面成矿(边缘成矿、临界成矿),即地体边缘、岩体边缘、地层界面、岩相界面、地下水界面、氧化还原界面等。突变成矿和界面成矿二者相辅相成,是物质运动从量变到质变的不同表现形式。突变成矿和界面成矿都涉及到时间和空间因素,突变是在一定时空条件下发生的,界面也存在于一定的时空条件下。

20 世纪 60 年代初期,美国在内华达州卡林地区发现了世界上的第一个卡林型金矿床。在这以后的 70 年代和 80 年代,由于成矿理论和找矿方法传入中国,中国地质工作者在短短的一二十年时间内,在全国范围相继找到五六十个大中小型卡林型金矿床。中国大陆地区发现的这些卡林型金矿床,与美国的同类型矿床相比,其主要成矿机理、成矿过程、矿床特点以及矿床分布规律基本是相同的。因此从大的方面来看,其找矿标志和找矿方法也是相同的。这就使得相距一万多公里的太平洋东西两岸大陆区卡林型金矿床具有明显的可对比性。但是,由于太平洋东西两岸的区域地质背景还存在很大差别,因而两个大陆区内的相同类型金矿床在致矿时间、赋矿空间以及成矿物质诸方面还存在许多的不同之处。例如,位于太平洋东岸的美国陆区卡林型金矿床的形成时间主要为晚白垩世—新生代,尤其新生代是美国卡林型金矿床的形成主要时期。而且,成矿过程中岩浆活动十分明显,对金的成矿起了十分重要的直接作用。岩浆活动既为金的活化、迁移和富集提供了能量,也为金矿的形成提供了成矿物质。但是,位于太平洋西岸中国大陆区的卡林型金矿床,其成矿时间稍早,大部分矿床的成矿时间为中生代早期,仅少数在新生代。另外,在成矿期间,岩浆活动并不重要,或不直接。在许多卡林型金矿床中,甚至多个矿床构成的矿床组分布的区域性范围内,根本见不到岩浆活动的证据。本专著研究的主要对象——高龙金矿床及滇黔桂金三角成矿区便是一个典型的实例。实际上,同类型矿床在太平洋两岸表现出来的这种成矿作用时间、空间及物质上的差异是与太平洋两岸构造演化的不对称协调性和差异性有关的。

如前所述,中、新生代是世界上卡林型金矿床形成的最重要的时期。因为这个时期全球板块最为活跃,产生了西太平洋岛弧活动带及其伴随的弧间弧后盆地;地球上其他地区同时也出现了大西洋被动大陆边缘、安第斯型活动大陆边缘;全球范围内的大陆边缘前陆盆地、陆表海、大洋裂谷,大洋内的大洋裂谷、转换断层、热点等构造环境。其间,在大陆边缘、裂谷地区、弧后盆地、弧间盆地以及陆表海等相对活动但又比较还原的环境中,形成了卡林型金矿床的赋矿地层和矿源层。因为在这样的大地构造单元中,含有丰富的有机物质和同生沉积形成的草莓状黄铁矿,具有较高的金丰度,这些条件都为其后卡林型金矿床的成矿作用提供了物质基础(张贻侠等,1996)。而且在这种区域性构造活动地带,还具备成矿作用必需的热动力、热流体和有利的构造条件。

地质热事件促使成矿物质的活化、迁移、沉淀和富集,是卡林型金矿床形成过程中的主要能源。与金成矿作用密切相关联的地质热事件最为重要的是构造热事件,人们又称其为‘构造

-岩浆热事件”(韦永福等,1994)。构造热事件不仅是研究地壳发展演化、划分构造运动时期的主要依据,同时也是研究成矿机理、划分成矿期成矿阶段的基础。根据地壳运动和岩石圈发展演化的特点,地壳演变总的形式是拉张与挤压交替发生。在较长的相对平静的时期一般是持续缓慢的拉张运动,伴随着岩浆的喷溢或沉积作用,造成成矿物质的初始聚集,构成矿源层。在较短的相对强烈的构造运动时期通常发生板块挤压、碰撞、俯冲,并伴随着断裂、褶皱、岩浆的重熔作用。由于热能的大量产生,有利于原始沉积的矿源层中的成矿物质活化、迁移与富集(韦永福等,1994)。因此,构造热事件与金的成矿作用的关系极为密切。中国陆区地质构造复杂,因而构造热事件也具有鲜明的特点。根据地壳构造运动及其发展演化,中国陆区构造热事件可以划分为 12 个构造时期,由老到新为:迁西期、阜平期、五台期、吕梁期、四堡期、晋宁期、震旦期、加里东期、华力西期、印支期、燕山期和喜马拉雅期。每个构造期都伴随有相应的沉积作用、构造变动、变质改造和成矿作用的发生。但就金矿而言,并非每个构造期的地质热事件都可以形成具有工业价值的金矿床。根据我国金矿床时空分布情况,在金的成矿作用中以前寒武纪、晚古生代和中新生代的地壳运动形成的地质热事件对金矿的形成有较重要的影响(韦永福等,1994)。其中,卡林型金矿床的形成时期又主要发生在中新生代地壳运动时期。

在中新生代,中国大陆地区发生了多次地质热事件,但是以中生代发生的两次重大地质热事件对卡林型金矿床的影响最为重要:一次是太平洋板块向欧亚板块的俯冲运动,其结果导致中国东部地区在前中生代构造格局的基础上叠加了北北东向大型构造岩浆带和大型隆起及坳陷带,形成滨太平洋大地构造域;另一次是印度板块向欧亚板块的俯冲运动,形成青藏高原的抬升,并将从冈瓦纳大陆上分裂出来的一些小地块和散布于古地中海中的一些小地体都拼接到中国陆块上形成特提斯-喜马拉雅大地构造域。而高龙金矿区以及整个滇黔桂金三角成矿区即处于上述两大构造域相交接的特殊的过渡地区。在中生代发生的印支构造作用,是中国地质构造发展的一个重要转折时期,其最明显的一个特点是统一的中国陆壳发生急剧的解体和裂陷,与滇黔桂金三角卡林型金矿有关的右江-南盘江“再生地槽”,便是在印支构造期形成的一个富有特色的大地褶皱构造单元。而中国另一个重要的卡林型金矿分布地区——陕甘川金三角成矿区则成为华北地块、扬子地块及印度地块这三大地块所夹持的倒三角形过渡地带——松潘甘孜印支褶皱带(韦永福等,1994)的一部分。

从以上事实还可以看出:构造旋回的兴起、变化与衰减同时也决定了沉积盆地的成生、发展和消亡,亦即沉积盆地的演变与构造旋回同步进行(刘宝 等,1993)。滇黔桂沉积盆地自古生代开始形成,直到晚三叠世结束,始终与构造作用息息相关。在早奥陶世,中国南方继承了寒武纪晚期岩相古地理特征,即扬子地台上仍保持碳酸盐台地及边缘斜坡的沉积格局;到晚奥陶世,扬子板块上的川滇古陆急剧向东扩大并与滇黔桂古陆连接。志留纪时,华南海成为逆冲造山带,产生强烈的向北西方向的推挤作用,导致滇黔桂古陆、川滇古陆和华夏古陆连成一片,构成除钦防海槽外的巨型南方板块雏形。发生于志留纪与泥盆纪之间的广西运动,使南方板块在泥盆纪时进入沉积盆地阶段,使南方大陆的中部及西南部发展成为滇黔桂海、湘桂海和下扬子海。石炭纪时滇黔桂海域受古地中海平面波动的影响,发育了浅水碳酸盐台地和台间深盆。二叠纪是中国南方最大的海侵时期,滇黔桂海盆地进一步沉陷,同时还发育了一套火山碎屑浊积岩。根据刘宝 等(1993)的意见:自广西运动开始起的晚古生代,是中国南方板块进入“板内活动”的时期。这时,板内活动以大陆裂谷作用为主。其中,右江-南盘江裂谷带是康滇大陆裂谷系的组成部分。特提斯裂谷带是板内活动阶段形成的重要的裂谷带,也是特提斯裂谷系的组成部分。特提斯裂谷作用将印支地块从中国南方板块中分裂出去,在两者中间形成

哀牢山-黑水河海峡。广西运动之后,中国南方进入了新的发展阶段,扬子板块和华夏板块缝合,形成了一个统一的中国南方板块,并从泥盆纪开始发生的海西-印支造山旋回中,地史演变的主要特点是受特提斯裂谷作用的控制,成为特提斯构造域的组成部分。在这个期间形成的右江-南盘江裂谷带呈半月形环绕在越北地块的北部。在右江地区,自南而北,由北西西向的广南-靖西地堑、隆林-百色地堑、河池-紫云地堑以及位于其间的地堑组成,构成右江段特有的构造景观:往西裂谷呈弧形转折,并急速向西南收敛成窄口,通向藤条江盆地,即构成南盘江段。右江段的南东段,地堑分叉,一支转向南东东,通向钦防盆地,是海西早期海水从钦防盆地向右江-南盘江裂谷带侵进的主要通道;另一支则呈弧形转向,先转为东西,然后转为北北东,与湘桂粤盆地混为一体。海西早期盆地的这种格局清晰地显示出旋转地界边界条件的制约作用(刘宝 等,1993)。

进入中生代的三叠纪,中国南方大地构造发生了重大的变化,因而影响到沉积作用的显著变化。简洁说来,早三叠世格局继承了晚二叠世大地构造和沉积作用的特点;中三叠世则开始了板内运动,至晚三叠世板内运动达到顶峰,结束了中国南方的海相沉积历史。中三叠世,由于板内构造运动导致大规模海退的发生,南方板块的西部表现为上扬子台地朝西缘方向变浅,同时发生强烈的中、酸性火山喷发,使整个上扬子区及部分中扬子区覆盖了一层火山灰(“绿豆岩”)。在南方板块的东部,下扬子断陷盆地发展成为蒸发盆地。处于中间地区的滇黔桂沉积盆地此时是中三叠世早期的欠补偿盆地,由于哀牢山-黑水河裂谷带东北侧的越北地块开始隆升,中三叠世发生强烈的中酸性火山喷发,成为右江-南盘江盆地浊积岩沉积的物源区,因而逐渐发展成为陆源碎屑浊积岩充填盆地。碎屑成分复杂,具鲍玛序列,沉积厚度最大超过了3 000m(刘宝 等,1993)。晚三叠世时,中、晚三叠世发生的陆内俯冲和邻区板块的挤压,导致了扬子稳定地块东南及北缘的前陆冲断作用,发育了山麓磨拉石的河流、冲积沉积物。三叠纪末期,海水从中国南方完全撤退,中国南方从此形成新的陆相沉积古地理格局。至三叠纪结束,南方板块的北缘发育为秦岭印支造山带,与北方大陆连接起来,东南缘与印支板块相连,构成多向挤压的造山褶皱带。因此,从晚三叠世开始,中国发生了强烈的印支运动,中国南方进入了一个全新的大地构造发展阶段。

由于印支运动的影响,右江-南盘江裂谷带、哀牢山-黑水河裂谷带以及特提斯洋和秦昆海槽等先后消亡,中国南方从此由海盆变成陆地,南方板块在周边地壳消减的全方位挤压作用下发生陆内汇聚作用(刘宝 等,1993),古老的深大断裂带全部复活。在这种汇聚应力的持续作用下,在燕山-喜马拉雅期在所有地块的边缘发展为广泛分布的推覆构造和大型走滑带。其中,分别与滇黔桂、陕甘川和秦岭这三个卡林型金矿成矿区有关的湘桂滇、龙门山-锦屏山和南秦岭等推覆构造带就是在这种大地构造时期形成的典型代表。与推覆构造形成的同时,中国南方地台型沉积盖层也随之遭受褶皱和冲断变形。

四、高龙矿区及滇黔桂成矿区的大地构造运动特点

大地构造运动是岩石圈深部,尤其是软流圈热动力显著变化所导致的地球物质的大规模运动(翟裕生等,1999)。大地构造运动引起地球内部上部圈层的物质运移、能量动量传递,影响岩石圈的演化。从区域性大范围来看,大地构造运动往往能诱发并促使沉积、岩浆、变质和流体作用,改变区域性地球物理场的特征。在一定的时空域中,一定性质的构造环境和构造运动影响了成岩和成矿作用,并具有其特定的物源、热源、物理化学的动力学的条件。所谓‘物源’,即指地幔和岩石圈的不同结构层及其不同的岩性组合;所谓‘热源’,即指构造运动产生的

磨擦生热、地幔流体对地壳岩石的加温、软流层上涌或热点、地壳变厚增温等;物理化学条件包括岩层静压力与地温梯度、构造运动应力场与地温的改变、流体与挥发分的分压等;动力学条件则包括板块离散与俯冲速率、构造应力的拉张、挤压及其速率,以及俯冲、底辟(diapir)和垫托作用(underplating)等造成的动力学因素。而这些因素又直接或间接地影响区域成岩、成矿的环境、因素和作用的过程。因此,区域构造背景尤其是深部构造背景的研究对于认识区域成矿规律具有至关重要的意义。

大地构造变形带通常是地球能量集中、聚集、传递、转化和释放的有利地带,也是地球物质变化、萃取、运移、沉淀和富集的有利部位。在这种构造物质活动中,即构造地球化学过程中,金元素表现出非常强烈的活动性,并发生迁移和富集成矿。这个作用被人们称之为"金的构造成矿作用"(陈国达,1984,1990;黄瑞华,1984,1989,1990)。地球上的大型构造和巨型构造是从最大规模的深度上和广度上影响金矿床,尤其是控制金成矿区的最为重要的大地构造类型。人们一般将那些地质构造的空间尺度十分广阔、其深度可贯通地壳并可影响到上地幔的超壳构造称之为大型和巨型构造。这些构造的长度为 100～1 000km 或更长,深度可达几十公里到上百公里。常见的并被详细研究过的大型—巨型构造类型有:与挤压构造有关的大型逆冲断层、大型推覆构造、构造混杂岩带;与伸展构造有关的裂谷、拗拉槽、大型同生断层、盆岭构造、变质核杂岩构造;与地壳水平剪切变形有关的转换断层、大型走滑断层等(翟裕生等,1999)。

中国东部大地构造复杂,地质演化历史曲折,在中新生代中国东部广大地区属于太平洋板块与欧亚板块强烈作用形成的活动大陆边缘,也是环太平洋成矿带一个富有特色的重要组成部分(胡受奚等,1998)。中国东部大陆地区发育有许多重要的、类型多样的金成矿带和成矿区,滇黔桂三省(区)交界处的卡林型金成矿区便是在中国东部大陆地区大地构造复杂的地质背景下形成的典型代表。从区域性大地构造位置看,金矿床的空间分布是不均匀的,它们只是在一定的区段相对集中。一般说来,中国大陆区金矿集中区所处的大构造位置主要有(韦永福等,1994):① 不同大地构造单元的交界处;② 大型隆起或坳陷的过渡地段;③ 切割较深的断裂带;④ 两期主干断裂交叉地带;⑤ 多次成矿作用叠加地带。

我国地质工作者通常将贺兰山—六盘山—龙门山—横断山—哀牢山一带作为中国大陆区东西两大部分地质构造的分界线有的资料亦称东经 103°为其分界线(胡受奚等,1998)。中国地壳东西两部分在大地构造特点及地史演化方面都存在很大差异。中国东部地区是以前寒武纪变质岩系为基底的中新生代构造岩浆岩活化区。基底变质岩系是金成矿作用的基础,中新生代构造岩浆活动是最重要的热源。基底-热源-构造断裂作用三位一体,形成了中国东部大陆胶东、桦甸—清原、小秦岭、冀东、冀北、雪峰及云开等地区多样化的金成矿作用。中国西部地区以显生宙以来的地壳活动为主,形成以晚古生代沉积岩为容矿岩系的北山、天山、准噶尔、阿尔泰等金矿集中区。此外,在西南部以燕山-喜马拉雅期构造岩浆成矿作用为主,形成三江、哀牢山金矿集中区。而处于中国东、西部的过渡转换地带的滇黔桂及陕甘川三省交汇地区则以印支期褶皱造山带为典型特征。在一定程度上这些边缘地带遭受太平洋板块和印度板块燕山期强烈活动的影响,发育了以地下水热液为特征的卡林型金矿床(又称其为"微细浸染型金矿"),形成中国重要的松潘-甘孜金矿集中区和滇黔桂金矿集中区。

由于大地构造单元的演化控制着区域构造、沉积、岩浆、地热、流体、变质等成矿因素,因而从宏观上制约着矿床的形成和分布。翟裕生等(1999)以大地构造单元作为划分成矿区带的背景和基础,以区域构造、成矿时代和区域岩石圈三者结合作为依据,将中国境内的成矿区划分

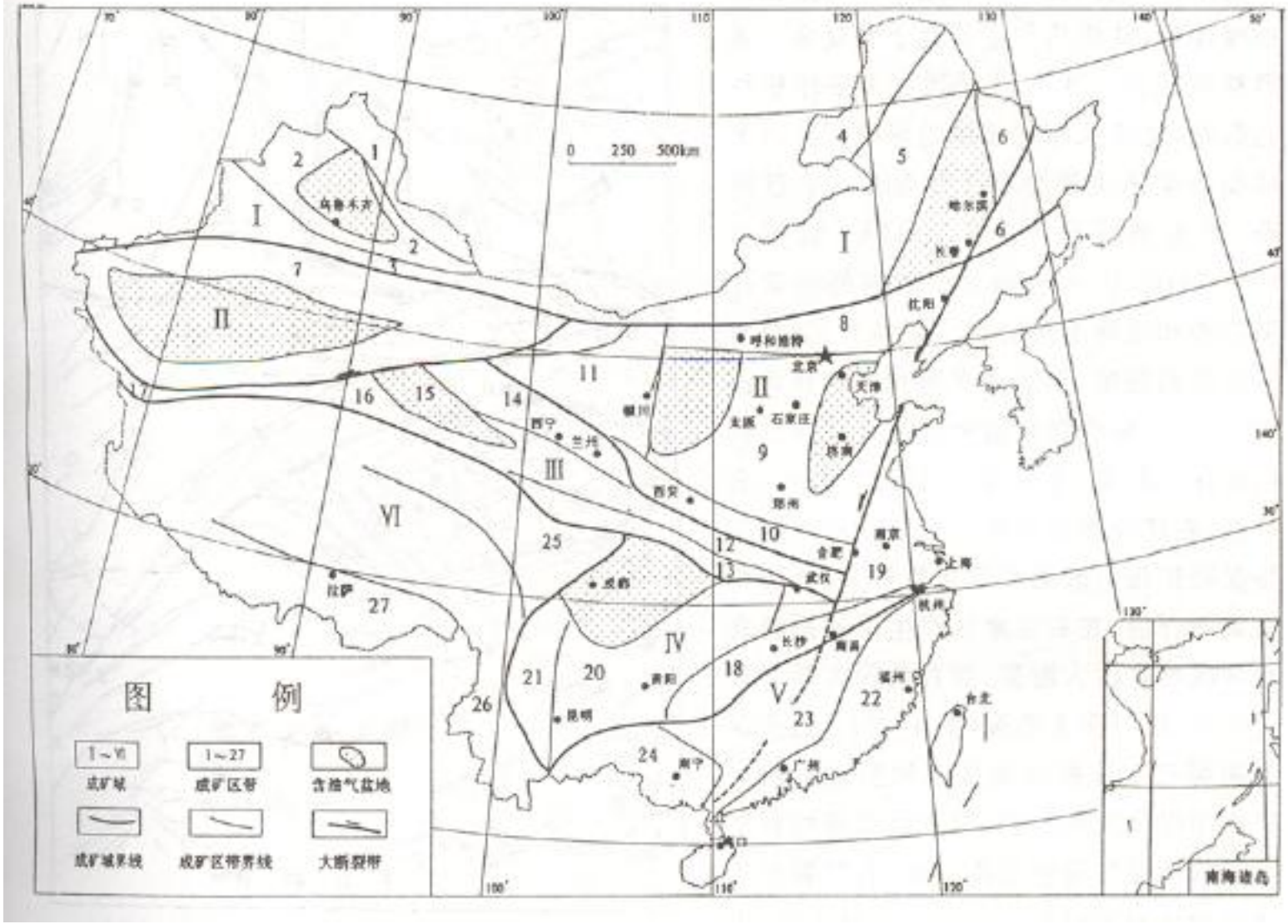


图 1－3　中国大陆成矿域划分图

(据翟裕生等,1999)

Ⅰ. 天山-兴蒙成矿域;Ⅱ .塔里木-华北成矿域;Ⅲ .秦-祁-昆成矿域;
Ⅳ 扬子成矿域;Ⅴ .华南成矿域;Ⅵ .喜马拉雅-三江成矿域

为六个成矿域和 27 个成矿区带(图 1－3)。其中,高龙矿区和滇黔桂成矿区的一部分属于华南成矿域右江成矿带(24)。而且,滇黔桂成矿区的另一部分还属于扬子成矿域的上扬子成矿带(20)。因此,滇黔桂卡林型金矿区地跨扬子及华南两大成矿域,处于华南成矿域与扬子成矿域的交接边缘地区。此外 ,该图也显示出中国另一个重要的卡林型金矿区——陕甘川金矿区,属于喜马拉雅-三江成矿域,亦位于秦-祁-昆成矿域、扬子成矿域与喜马拉雅-三江成矿域交汇区内。

右江成矿带位于华南成矿域的西部,主要包括广西西部、贵州南缘和云南东南隅。成矿带的西部为康滇地块,东北为江南地块,广泛发育有三叠系的地层。总的构造格架呈向北突出的弧形复式向斜带。右江地区在早古生代时具有南岭地槽发展的经历,其西部为厚层碳酸盐岩建造,呈现出宽缓的褶皱变形。东部为一套浅海相类复理石建造,呈紧密线性褶皱。从泥盆纪开始,华南海入侵,右江地区在加里东褶皱基底上发育一套上古生界地台型盖层沉积,为相对稳定的伸展构造环境。从三叠纪起右江地区又趋向活动,发育巨厚的沉积岩和火山沉积岩系,以及与大陆裂谷有关的辉绿岩、辉长辉绿岩等。中三叠世末的印支运动强烈,使上古生界和三叠系褶皱变形,形成广西最年轻的褶皱山系。右江褶皱系又被称为上扬子台褶带,带内变质基底很少出露。古生代地层尤其晚古生代地层发育,浅表层次构造复杂,岩浆活动微弱,志留纪末期的广西运动使扬子地台整体抬升。区内发育的断裂-褶皱复合构造既是导矿运矿的通道,

又是容矿储矿的场所。大规模浅表层次的地质流体主要是热卤水,是成矿的基本介质(翟裕生等,1999),在扬子陆块与华南褶皱系的边缘地带形成了该区广泛分布的卡林型金矿床。

从环太平洋巨型成矿带理论来看,滇黔桂金三角成矿区与美国西部内华达州-犹他州的卡林型金矿一样,均分布于环太平洋巨型成矿带外带的后部(胡受奚等,1998),即与稳定地块相邻的边缘过渡带。前者是中元古代造山带与西南克拉通相邻的边缘地带,以及中元古代造山带与加里东造山带相邻的边缘地带;后者是北美洲科迪勒拉造山带与北美洲克拉通相邻的边缘地带。在这两种大地构造单元相连接的边缘地带,其地质构造演化十分复杂。滇黔桂地区在中生代既受到古太平洋板块的影响,又受到印支板块的影响。区内卡林型金矿床主要分布于南盘江—右江海西-印支裂谷区中(图 1-4)。面积达$1\times10^5\ km^2$。区内包括北东走向的南盘江裂谷带和北西走向的右江裂谷带,以及富宁弧形断裂带。裂谷体系最初发生在晚泥盆世,此时特提斯洋沿金沙江—红河拉张形成深大断裂(陈炳蔚等,1992)。因此,南盘江-右江裂谷的早期成生与发展主要与特提斯扩张引起的弧后张裂有关。伴随特提斯的开启,在右江地区产生了一系列北西向区域性深大断裂,如百色深大断裂和金沙江-红河深大断裂(图 1-5)。这些深大断裂对于滇黔桂地区卡林型金矿的成矿作用以及沉积作用、岩浆活动等均有重大影响。早二叠世是南盘江-右江裂谷活动最为强烈的时期。地壳大规模扩张,出现强烈的盆岭分隔局面。二叠纪茅口末期地壳进一步分裂拉张,大量地幔物质上涌,在深大断裂带及其两侧发生基性岩浆的侵入和喷溢。火山岩主要沿富宁深大断裂和右江-百色断裂呈带状分布。华南板块西南部的滇黔桂地区,在早二叠世晚期由于地幔柱的强烈上升,不仅导致大部分地区隆起于海面,而且广泛喷溢"峨眉山玄武岩",造成该地区上、下二叠统之间的平行不整合。玄武岩的喷发一直延至早三叠世。中生代开始,滇黔桂地区海西-印支坳陷受到古太平洋板块和特提斯造山带的双重影响,导致盆-岭构造的复杂化。而在南盘江-右江裂谷演变历史中,裂谷环境、地幔上升和长期大规模岩浆的侵入和喷溢,正是造成滇黔桂地区地热异常的主要因素,因而也是形成该区卡林型金矿的重要热源。而且,深部侵入岩浆活动也可能起了较大作用,但它们的影响主要是间接作用(刘觉生,1988;陈国达等,1997)。

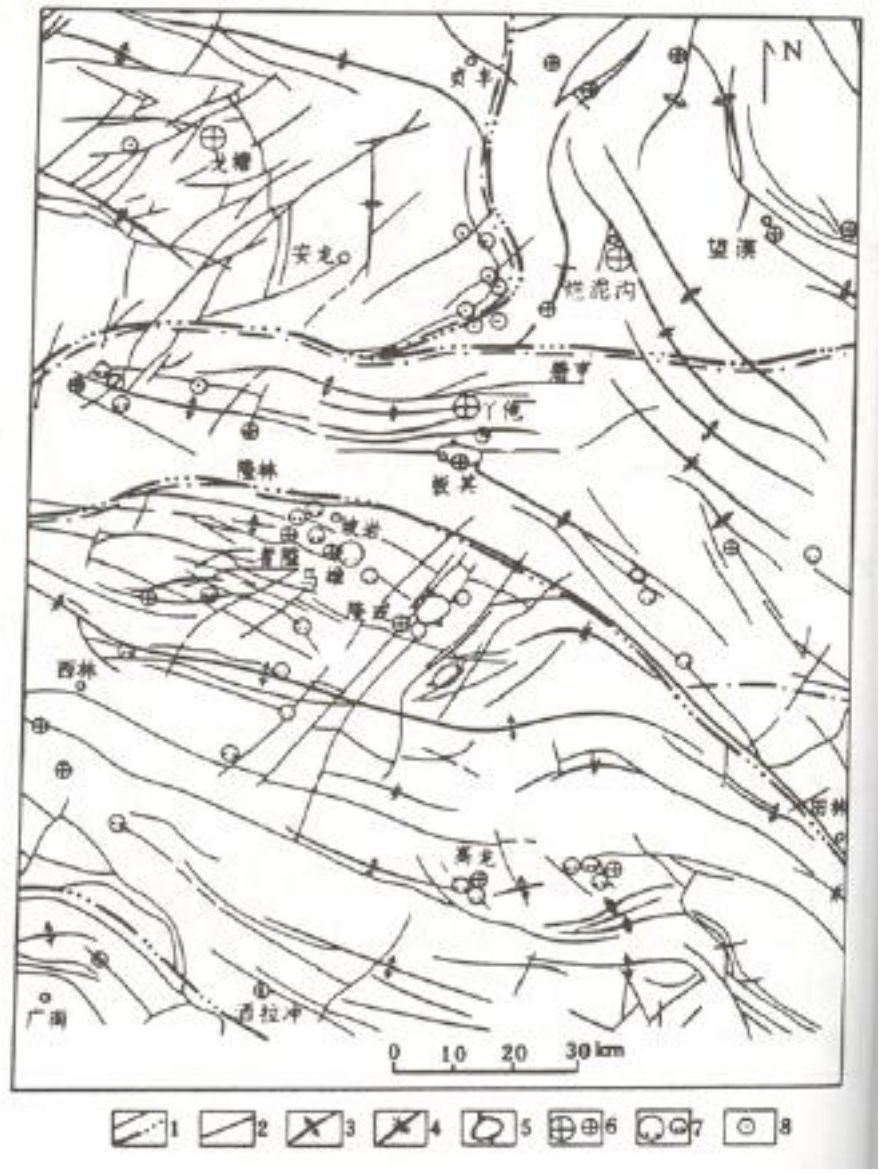


图 1-4 南盘江成矿带

(据胡受奚等,1998)

1.深大断裂和隐伏深大断裂;2.一般断裂;3.背斜轴;4.向斜轴;5.穹隆;6.金矿床或金矿点;7.锑矿床或锑矿点;8.汞矿

如前所述,滇黔桂金三角成矿区位于板块运动的边缘地带、多个大地构造域的结合部位与过渡地区。并且,区内有深大断裂等大型构造存在。这些大型构造不仅是地壳或岩石圈受力

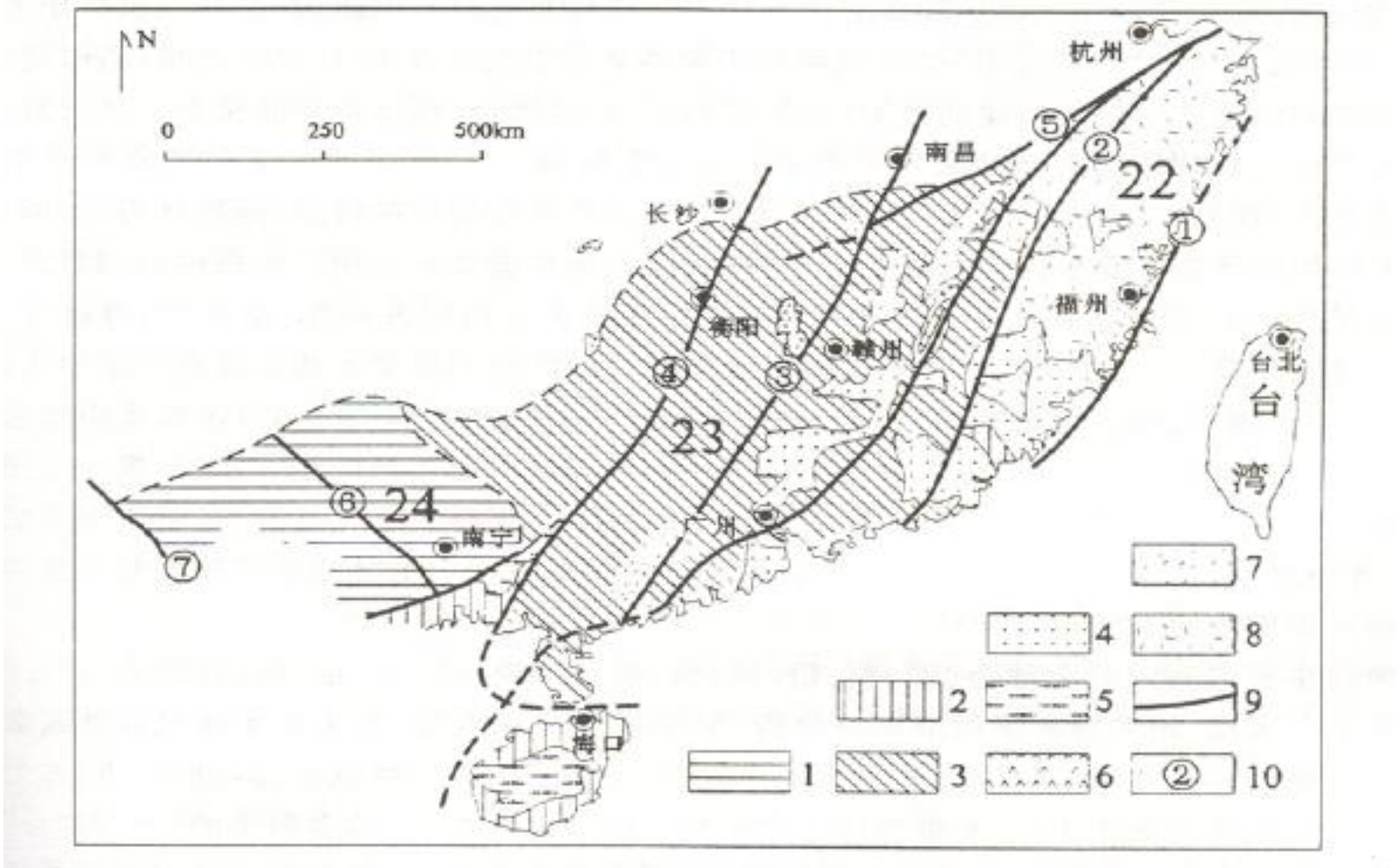


图 1－5　华南成矿域的成矿区带

(据翟裕生等,1999)

1 .印支期褶皱带;2 .海西期褶皱带;3 .加里东期褶皱带;4 .燕山期花岗岩;5 .海西期花岗岩;6 .加里东期花岗岩;7 .混合岩带;8 .燕山期中酸性花岗岩;9 .深断裂;10 .深断裂代号:① 长乐-厦门深断裂;② 丽水-海丰深断裂;③ 赣江深断裂,吴川-四会深断裂;④ 宿松-灵山深断裂;⑤ 江山-绍兴深断裂;⑥ 百色深断裂;⑦ 金沙江-红河深断裂 .22 东南沿海成矿带(含台湾、海南);23 .湘赣粤桂成矿带; 24 .右江-钦州成矿带

变形的产物,而且它们的形成和演化控制了相关的沉积、岩浆、变质、流体等地质作用。因此它们的内涵不仅包括地质体的形变,也包括了新的地质体的形变。大型构造的表现形式通常是构造-岩浆带、构造-沉积盆地带、构造-变质带或构造-蚀变带等。大型构造通常不是单一的构造形迹,而是多种低序次构造的有机组合。它们常表现为不同级别、不同形式的构造要素组成的一个构造系统。大型构造常常具有长时期活动的历史,可经历不同时代、不同层次、不同应力体系和不同强度的变形,造成不同期次的构造活动产物的叠加,造成其内部结构的复杂性和多样性。大型构造还具有明显的贯通性,它们有相当的深度,可以贯通地壳不同的圈层,甚至可达上地幔和软流圈,有的就是不同圈层的转换带。因此,大型构造能促成、加剧各圈层、各地体和各构造层之间的物质与能量的交换,并能沟通不同圈层内的流体,起着串联各圈层的作用,是壳幔物质循环和再循环的动力和基本条件。由于大型构造、深部构造的规模巨大,因此能影响到地幔热状态,在其运动过程中能释放出大量的热能,这些被释放的能量又可为其他地质作用提供能源。而地壳或岩石圈热状态的显著变化,如地幔热柱上升,也会引起新的构造活动或引起先存深部构造的活化。因此,可以说:大型构造、深部构造不仅使地球不同圈层相互作用,特别是壳幔相互作用的基本枢纽,也是决定区域地质构造格局,并导致各种成矿物质迁移、富集到沉淀成矿的主要制约条件(翟裕生等,1999)。

陈国达等(1997)从地质构造的角度,将金的构造成矿作用划分为九种类型:微构造成矿作

用、裂隙构造成矿作用、褶皱构造成矿作用、断裂构造成矿作用、环形构造成矿作用、深部构造成矿作用、地震构造成矿作用、大地构造成矿作用和宇宙构造成矿作用。从微观上看,显微裂隙系统能增强岩石的渗透性,并强化渗透机制,能大幅度地增加岩石的表面积,有利于成矿溶液的进入与储存,并为金的沉淀富集提供空间。主矿物的晶格位错可以导致金元素向高应变区迁移聚集,通过杂质原子的偏聚作用而相对增高金的含量来降低应变能,可将金元素带至载体矿物晶格或亚晶界,从而有利于金的后期迁移及再富集。所以显微构造作用所产生的位错、破碎晶面、颗粒边界等可以促进含金流体的产生、扩散、迁移和沉淀。因此,在卡林型金矿床的矿石中,金主要以超显微‘不可见金’的形式赋存于黄铁矿等载金主矿物的晶体之间、晶体裂隙中、晶体内部的包裹体中以及晶体的格架中,形成晶间金、晶隙金、包体金和晶格金。从宏观上看,不同类型的大地构造过程会导致不同类型的金成矿作用,而不同的金成矿作用必然会引起金的聚集方式、规模、程度及状态等方面存在差异,并具有各自的成矿特点。陈国达等(1997)将在不同大地构造体制中发生的金的成矿作用,称之为大地构造成矿作用。根据他们的观点,大地构造成矿作用涉及到成矿大地构造类型、大地构造成矿作用的方向性、递进性、专属性、继承性、阶段性、差异性(不平衡性)、控制性、改造性和生因性。金的成矿大地构造类型被分为四类:前地槽型、地槽型、地台型和地洼型,而卡林型金矿床(即微细浸染型金矿)则与地洼型金成矿作用有关。因为在地台阶段,金常常形成矿源层。而在地台活化期的地洼阶段,发生了强烈的中酸性和酸性岩浆的侵入和喷发活动。岩浆活动除了本身携带了金元素外,还对先期形成的矿源层、含金岩系、甚至矿床(化)中的金起着改造与转移的作用。卡林型金矿床就是在地洼阶段形成的一类重要的金矿床类型。

翟裕生等(1999)对全球金、银、铜、铅、锌、钨、锡、钼、镍、锑、汞、铬、铀、金刚石、稀土 15 个矿种近千个大型、超大型矿床的编图与分析,发现有 95%的大型、超大型矿床呈线性或面状分布在板块构造的边界地区以及前寒武纪地壳省中,反映了大陆边缘成矿作用的特点。古大陆的边缘在漫长的地史演化中,一般都经历了多种构造格局的演变,包括多期次的‘开’与‘合’的作用过程。按照古大陆边缘的构造动力学特征,可划分为离散型、汇聚型和转换型等三类基本的大陆边缘系统(B .C .Burchfiel,1980)。

离散型大陆边缘是在伸展构造作用改造下大陆发生破裂解离的产物。在这种作用过程中,由于地壳拉张减薄裂解,导致软流圈物质上涌,朝向岩石圈浅部和地壳运移、聚集。同时,长时期的陆源风化产物也向大幅度沉降的槽谷内堆积,这就构成深源和表生物质大规模汇集的构造环境。这些环境包括了大陆边缘裂谷、裂陷槽和坳拉谷等大地构造单元。在这些构造单元中,汇集了丰富的成矿物质,大量的并具有一定温度的地热流促成成矿物质的溶解和迁移,有多种来源多种性质的流体,还有可以提供硫、氟等矿化剂因而有利于在还原条件下形成金属硫化物堆积的火山喷出物和蒸发岩系地层;还有同生断层等断裂构造充当了含矿流体良好的运移通道,而封闭良好的局部坳陷则可以保持成矿物质的不被流失和持续堆积,裂谷盆地后期的沉积层又可覆盖已形成的矿层,起到屏蔽保护作用。正是由于这些构造单元中具备了上述成矿条件,因此在这类型裂谷等拉张构造环境中,构成有利的综合性成矿系统,因而能产生出相当多的矿床类型。

当古大陆边缘处于挤压状态时,会形成完全与离散型陆缘成矿作用不同的汇聚型陆缘构造成矿系统。从大地构造学的理论来看,汇聚型陆缘有两种:一种是大陆板块与大洋板块汇聚,即洋壳消减俯冲;另一种是两个陆块碰撞焊接。在地质历史时期,这两种作用常常表现为一个大运动过程的两个阶段,即先期发生的洋壳俯冲消减以及其后的陆块的碰撞造山。当发

生大陆板块与大洋板块碰撞时,密度较大的洋壳俯冲到密度较小的陆壳之下。于是,洋壳中富含水和金属的沉积物被带至俯冲带深处,经过加热后局部发生熔融,形成以钙碱性成分为主的岩浆岩和热液系统,再沿着深大断裂上升到地壳浅部甚至喷出地表,从而促使幔源和壳源的成矿物质在岛弧区和弧后盆地的局部地段富集。随着俯冲深度的增大,幔源和深部的物质加多,岩浆、热流体和矿质成分发生系统的变化,矿化沿着垂直于俯冲带的方向上做有规律的分带。于是,在平行于大陆边缘的区域构成构造-成岩-成矿带。环太平洋构造带是典型的中新生代活动陆缘的成矿带。其中以大陆边缘弧成矿系统和火山岛弧链成矿系统最为发育(翟裕生等,1999),主要成矿金属有金、银、铜、锌、钼、锡、钨等,形成的矿床类型主要有微细浸染型(即卡林型)金矿,以及斑岩型、黑矿型、火山热液型、接触交代型和热泉型等。而大陆-大陆碰撞型构造-成矿系统是在挤压、收缩应力条件下,两个彼此分开的大陆块的相向运动,并产生碰撞对接,以致产生出构造混杂岩、大型推覆构造、大型逆冲断层或隆升成山、地层变质、局部地壳重熔及同构造期火成岩类侵位等。地质作用的影响,促进并加剧了原始地壳的活化改造。由于大陆物质经过重新组合,从而提供了成矿物质重新活化、转移和聚集的机会。亦即在陆-陆碰撞过程中,引起地层挤压褶皱、变质隆起以及大规模的碰撞型花岗岩类岩浆的活动侵位,使先期形成的矿源层岩石受到热动力改造,促使矿源层中的成矿元素受到岩浆热能和构造热能的叠加改造游离出来,聚集而形成矿床,处于陆-陆碰撞构造地区的卡林型金矿床就是其典型成矿实例。由于陆缘挤压构造环境的成矿多以岩浆热液成矿系统为主,因此矿床类型多样,矿化也呈区域性带状分布,成矿空间结构的集约度高、聚矿能力强,矿床规模大、中、小型都有。

转换型大陆边缘(也称走滑型大陆边缘),即指大陆与大洋板块之间发生相对的水平运动,并以走滑构造带相连接,常形成宽而复杂的构造变形带(翟裕生等,1999)。在板块边界系统中,走滑边界长度在总的板块边界长度中占有很大的比例,即相当长的板块边界是由大型走滑断层系构成的。这些规模巨大的走滑断层深切地壳,直达地幔,产生明显的热动力异常,并伴随有广泛的流体运动,可诱发岩石圈不同壳层物质的熔融,造成花岗岩类、煌斑岩类岩浆的上侵,导致金、铜的成矿作用。世界上著名的大型走滑断层有北美洲的圣安德列斯断裂系和中国境内的郯(城)-庐(江)断裂系。这两个巨型走滑断裂系分别位于太平洋板块-北美板块的边界和欧亚板块东缘—太平洋板块的毗邻地域。它们自中生代以来一直有显著活动,水平位移距离均达到 400～500km,对区域性的岩石圈结构和物质运动均产生了重大影响。

如前所述,中国大陆地处古亚洲构造域、滨太平洋构造域和特提斯-喜马拉雅构造域的交接地带。地质历史漫长,地质构造复杂。在各种地质、地球物理和地球化学的运动过程中,形成了许多重要的成矿区带和成矿系统,充分地表现出了地质成矿作用的复杂性和多样性,并显示了依据大地构造动力背景及其演变的特殊性所决定的区域成矿的若干特点。中国大陆区主要由中朝陆块的华北陆块、扬子陆块和塔里木陆块及柴达木、羌塘、佳木斯等若干个微陆块组成(翟裕生等,1999)。与世界上一些大型的克拉通相比较,如非洲、北美和西澳,中国大陆区的陆块组成具有体积较小、数量较多、比较分散的特点。在中国大陆区,许多陆块与微陆块拼接、镶嵌、组合,这些接合部位构成造山带。正因为陆块小、数量多,陆块的边缘活动带和陆块间的结合带就占有较大的面积,因此古大陆边缘构造在中国陆区十分发育,且具有其复杂的构造动力学类型和形成扩展增生的历史(王鸿祯等,1995;翟裕生,1998),并为金的成矿作用提供了多种有利因素。中国主要的成矿区带和许多大型、超大型矿床多产在古陆块边缘,环绕古陆块边缘的裂谷带或增生褶皱带分布。

总体说来,构造-成矿作用的成生、发展和形成的机理是一个极为复杂的过程。它往往涉

及到物理的、化学的以及生物化学的地质作用,其核心问题是构造与含矿流体之间的形成、演化和运动,以及与成矿作用的联系。从构造学理论上讲,构造对成矿作用的控制因素主要包括三个方面(陈国达等,1997):

(1) 应力因素。应力是控制成矿化学反应的一种主导因素,它能够增加物质的化学活动性,促进化学反应的进行,又能增强物质的扩散能力。因此应力因素是金成矿作用的"驱动力",因而应力因素又可称为"应力-化学因素"。但是,应力因素的这种化学效应是复杂的。它与应力的性质、大小、力差、梯度、组合、序列和途径,以及交变方式等密切相关。

(2) 应变因素。又可称为应变-化学、应变-成矿作用。在构造作用的应力积累、作用和活动一开始,一般是按线性规律来进行的,但是当达到某一临界值时,构造地质体或岩石或矿物遭到破坏,产生应变或变形。此时已破坏了岩石的原始状态,应力也会被突然释放、降低、转化和消失。应变作用不仅提供空间和通道,以及成矿物质停积的场所,而且由于应变作用导致物理、化学环境与物质环境会产生巨大变化,产生更大规模的化学作用,从而引起物质和元素的活化、迁移和沉淀。金矿床(矿化)多分布在构造最发育的地域,其原因之一便是这种应变的化学效果。应变因素的空间变化产生了巨大的虹吸和抽提作用,因此不论是地下水热液,还是变质热液、岩浆热液或深部流体、应变构造热流和围岩物质等,都趋向于朝应变区流动和汇集。应变的脉动性还产生了强烈虹吸作用,引起了成矿溶液的流动以及减压沸腾和液压致裂等,结果又反过来促进了化学反应的进行。应变作用产生的新鲜界面,既产生了气、液等物质,又增加了化学反应的表面积,有利于化学反应的不断进行。一般来说,一个矿床的形成通常是在多期次的应力-应变作用下完成的,所以金矿床就是构造-成矿流体-岩石共同相互多次发生应力-应变作用和应变-化学作用的地质体。这也是当今矿床同位素测定和研究得出多解性的主因,也是造成一个矿床具有多因复成的基本原因。

(3) 元素本身的物理化学性质。金元素有着不稳定的性质。它具有很高的电子亲合力,亲氯和亲硫,并能与氯和硫等形成易溶络合物。这种性质有利于金的活化和转换。溶液的酸碱度和氧化还原电位的变化有利于金元素的沉淀堆积。金的电子层结构决定了它常呈原子状态或自然金的形式赋存。由于金具有上述物理和化学性质,因此当发生构造运动时,由构造运动产生的热电等物理和化学环境的改变以及外来物质加入,必然会引起金元素活化、迁移、沉淀和叠加富集,形成金矿床。

五、高龙金矿床的形成与中国陆区地球物理场

如前所述,高龙金矿床与滇黔桂三省交界地区的三十余个卡林型金矿床构成了滇黔桂金三角成矿区。这种大的成矿区其边界常常表现为区域性地球物理梯度带、大型断层、地球化学急变带、构造层界面以及巨型岩体边界带等(翟裕生等,1999)。区域性地球物理场可以清楚地反映大地构造分区、地壳—上地幔的构造和质量分布,因而可以从更深的层次上去反映金的成矿背景,而区域重力场、地壳厚度变异带和地磁场空间展布状态,更可以明显地反映金成矿的大地构造格架。重力梯级带和重力异常带以及磁力异常带都有可能表示深大断裂带或板块之间的边界存在,而这些地段恰恰是控制金成矿的地壳结构的活跃部位。

(一) 区域布格重力场与中国金矿床的关系

布格重力异常是对实测异常经过中间层校正、高度改正和正常场改正后的异常,消除了海平面到观测点的影响。因此,它能突出地反映地表浅层和深层的地质构造、物质分布和横向不均匀性。通常情况下布格重力异常在山区常为负值,在海洋为正值。山脉越高、海洋越深,布

格重力异常的绝对值就越大。其中,经过滤波后得到的 1°×1°平均布格重力场,由于消除了浅表影响,因此它反映了地壳深部的地质构造的物质分布不均一的重力效应。中国大陆区布格重力异常的分布具有图 1-6 所示的特征(殷秀华等,1988;丁国瑜等,1991;韦永福等,1994;李思田等,1997;陈毓川等,1999)。

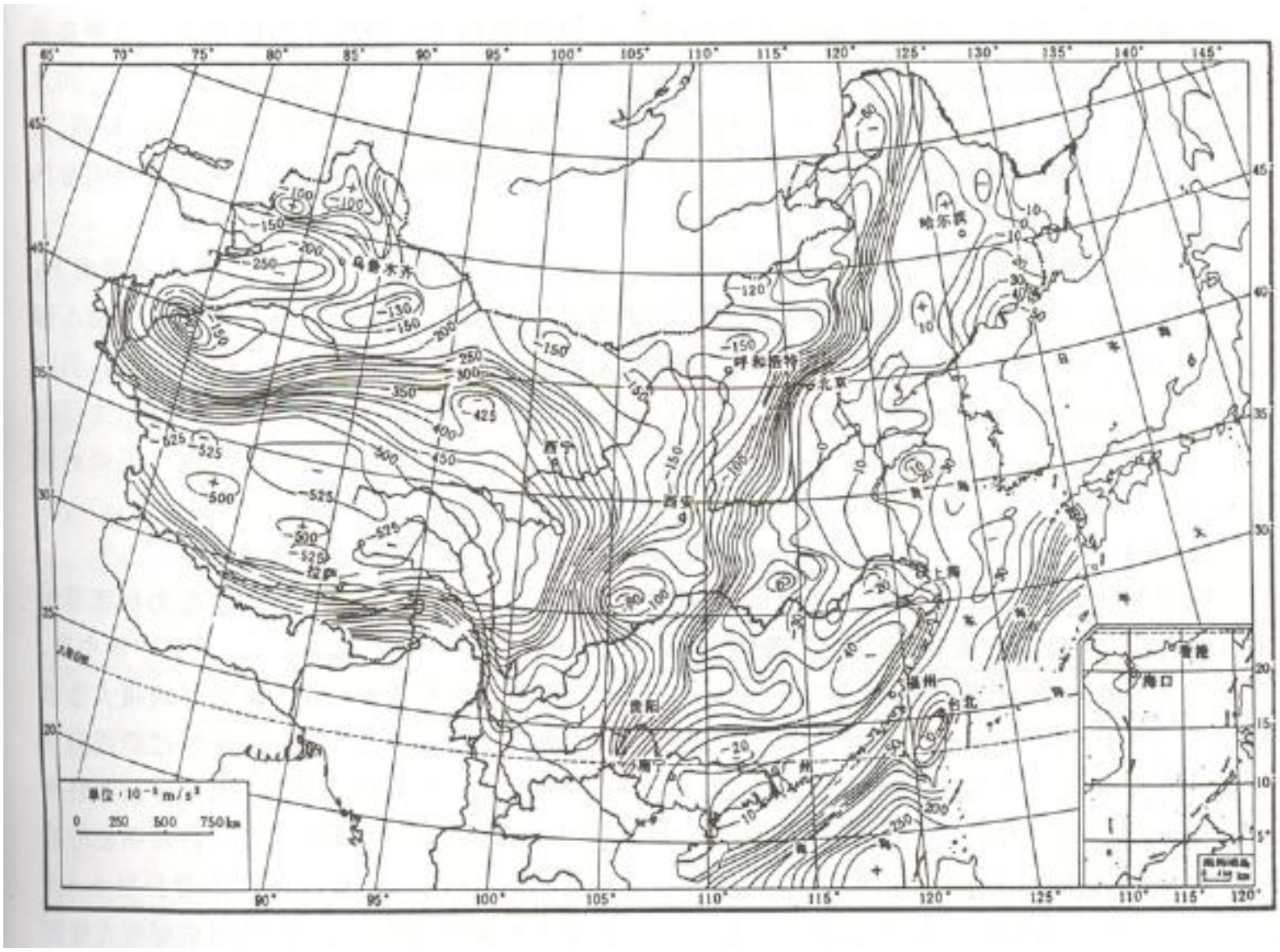


图 1-6　中国 1°×1°平均布格重力异常图

(据殷秀华,1988)

从中国陆区东部的东部沿海到西部的青藏高原,平均布格重力异常总的变化趋势是自东部向西南不均匀地降低,最高值在东海海域。在东部沿海的胶东和辽东一带,最大值为 $+50\times10^{-5}$ m/s^2,区域异常的最大平均值可达 $+30\times10^{-5}$ m/s^2。最低值出现在西部,青藏高原的唐古拉山为 -550×10^{-5} m/s^2 以下。这种情况表明中国陆区地壳厚度变化的总体趋势是由东部沿海向西南高原逐渐加厚。根据重力和地壳测深资料推算出,东部沿海地区莫霍面的平均深度约为 30km,而西藏南部一带可能深达 70km 以上。

区域重力异常的零值线围绕的正异常都在东部地区,即从北部的三江平原往南,到松辽平原、华北平原、江苏、浙江、福建、广东和滇黔桂,是中国大陆一个特殊的异常区。

在中国平均布格重力异常图上,还分布着几条十分重要的重力梯级带。所有这些巨大的重力梯级带,大多与中国陆区的主要褶皱山系相平行或相重合,这表明中国主要构造体系与地壳深部构造,特别是莫霍面的急剧起伏有关。它们构成了中国陆区重力场的基本格局。

1. 大兴安岭-太行山-武陵山重力梯级带(又称中国东部重力梯级带)

它是中国东部一条呈北北东向延伸展布的规模巨大的重力梯级带。它斜贯中国大陆的东

部,北起大兴安岭,经过太行山、秦岭、武陵山一直延伸到滇黔桂地区的百色、富宁之间进入越南境内。梯级带全长约 4 000km,宽约 100～200km。这条巨型重力梯级带基本沿山区发育,连续性较好。在大约北纬 34°～35°和北纬 40°～42°处,它分别与两条近东西向的秦岭和阴山重力异常带近于正交。交汇处彼此重叠、干扰而使重力异常复杂化,并产生明显的 S 形弯曲转折。而这些弯曲的位置又恰好与秦岭及阴山等呈东西向分布的山系是一致的。

此重力梯度级带东西两侧重力场特征具有明显的差别,东侧重力异常的等值线方向和局部异常轴线方向多数为北东向,而其西侧为南北向。从该带到东南沿海是中国重力异常最高值分区,几乎全部正值都分布在此区内。该带以东地区异常变化平缓,一般在 0～ + 20 × 10^{-5} m/ s^2 之间,只是在靠近梯级带时才出现负值。在此梯级带以西地区,异常值均由东向西,呈现平缓下降的趋势,并出现较大的负值。这说明该带东西两侧的地壳结构和地壳厚度有明显的不一致性。

重力梯级带均是构造带存在的部位,许多金矿床以及金矿成矿区都分布在重力梯级带上,而重力梯级带与其他方向的重力梯级带交汇处的弯曲转折部位常常是不同方向构造的交汇部位,也往往是金矿成矿的有利部位。在这一重力梯级带上已发现的大型金矿成矿地段有:滇黔桂三角区(亦即高龙金矿床所在地区),以及呼玛河-法别拉河地段、华北地块北缘地段、太行山中段、秦岭-伏牛山地段、雪峰山-幕阜山地段、湘西地段等。其中,该梯级带与燕山交汇处的雪峰山-幕阜山西段都是形成大型金矿床的地区。

2. 贺兰山-六盘山-龙门山-乌蒙山重力梯级带(又称中国中部重力梯级带)

该带是将中国分成东西两大部分的一条主要的巨型重力梯级带。中国中部重力梯级带北起内蒙古磴口、经过宁夏银川、固原、灌县,贵州水城,到云南河口,走向近南北,贯穿中国中部,全长 2 000 多公里,梯级带宽度 100～200km,多处出现 S 形弯曲转折。这条重力梯级带大致沿东经 104°～106°附近展布。当其向南经过龙门山、大凉山及五莲峰后,再向东南绕过黔西滇东乌蒙山进入贵州与中国东部梯级带汇合,经黔西滇东南一部分直接进入越南,大部分向西拐穿过哀牢山、澜沧江和怒江,沿北西西方向进入缅甸。其东部和西部在异常形态上存在明显的差别。该带两端较宽,中部成都区段较窄,异常幅度为 230 × 10^{-5} m/ s^2,最大梯度为每公里 1.3 × 10^{-5} m/ s^2。该带的东部异常形态走向以北北东为主或近于南北方向。上述‘中国东部重力梯级带’即为东部地区的典型代表。而该带的西部,异常轴走向近乎东西方向,异常值由北向南呈波浪式由高向低递降。最北部的准噶尔盆地异常值为 - 100 × 10^{-5} m/ s^2 左右,向南到藏中高原降到 - 525 × 10^{-5} m/ s^2,线性异常走向以北西或北西西为主。因此,该带东西两侧的异常曲线走向几乎正交。另外,该带两侧的地壳厚度也有明显的差别,地壳结构以及构造运动方向都有明显的不同。因此,它是中国大陆区一条重要的构造分界线。

在贺兰山-六盘山-龙门山-乌蒙山重力梯级带上成矿的有利地段已发现有陕甘川地段,即中国另一个重要的卡林型成矿区、陕甘川金三角成矿区的分布地区;西秦岭地段,即西秦岭卡林型金矿成矿区的分布地区,以及川滇地段、哀牢山地段。其中,西秦岭地段处于呈近南北走向的贺兰山-六盘山-龙门山-乌蒙山重力梯级带与呈东西走向的秦岭构造带相交汇的部位;哀牢山地段处于该梯级带与北西走向的可可西里-金沙江-哀牢山弧形断裂带的北东向分支盐源-龙门山-大巴山-南秦岭断裂带相交汇的部位。

此外,在中国东部还有三条重要的重力梯级带,以及中国西部两条重要的重力梯级带,它们是:

(1) 台湾东部重力梯级带:该带分布于台湾省的东岸及海域,全长 300 余公里,宽 40km。

(2) 东南沿海重力梯级带:该带北起浙江宁波,经浙江、福建、广东沿海向西南沿伸,在广东陆丰附近进入南海,呈北东向展布。该带全长 800km,宽 80～120km。

(3) 依兰-伊通-郯城-庐江-宜春-湛江重力异常带:该带北起黑龙江省的萝北,经过依兰、伊通、营口、潍坊、郯城、庐江、宜春、贺县,进入北部湾,全长 3 600km。

(4) 西昆仑山-阿尔金山-祁连山-岷山-大雪山弧形重力梯级带(又称中国西部重力梯级带):该带走向近东西,过祁连山转向南,在岷山、龙门山一带与中国中部重力梯级带相遇。中国西部重力梯级带全长 4 000km,宽 200～300km,它将中国西部分为南北两大部分。

(5) 喜马拉雅重力梯级带:此带沿喜马拉雅山分布,走向近东西,全长 2 000km,宽 200～300km。

(二) 1°×1°自由空气重力异常与中国金矿床的关系

自由空气异常是最简单形式的重力异常,是对实测的重力异常作高度校正和正常场校正后的异常。它代表近地表剩余质量分布所引起的重力变化。它主要反映地表和接近地表质量分布的短波长效应,对地形高程的依赖关系主要取决于地形块体的厚度,可以根据它来圈出大的山脉及盆地的正、负构造界线。因此,自由空气重力异常在地形起伏不大的地区变化小,地形起伏大的区域变化剧烈。经过滤波后的 1°×1°自由空气重力异常形态主要受地质构造的影响。从 1°×1°自由空气异常图(图 1-7)可以看出:大体以东经 104°线为界线分为东西两大部分,中国东、西两大部分存在着明显的差异。因此,这条以东经 104°线为界线将中国陆区划分为东西两大部分的分界线,其本身则代表了重力异常的陡变转换地带,而高龙矿区的地理位置处于东经 105°37′48″～105°40′55″,北纬 24°10′32″～24°14′20″,正好位于陡变转换地带。

东部地区异常的变化平缓、形态比较规则,线性异常走向以北东和北北东为主。在东部还存在着两个明显的正线性异常带:一条沿东北的老爷岭、长白山、辽东半岛、山东半岛和浙江、福建山脉延伸,其中老爷岭、长白山等地区异常值都在 6×10^{-4} m/s^2 以上;另一条沿大兴安岭、太行山,然后越过秦岭一直延伸到鄂西、湘西诸山脉,大兴安岭、太行山地区的异常值都在 4×10^{-4} m/s^2。在中国西部,自由空气重力异常形态复杂、正负相间、变化幅度大、走向主要为北西或北西西向。西部存在着三条明显的正线性异常带:北带沿天山山脉延伸,最高异常值达 18×10^{-4} m/s^2;中带沿昆仑山、阿尔金山、祁连山脉延伸,其中昆仑山、阿尔金山异常值均为 14×10^{-4} m/s^2;南带沿喜马拉雅山脉展布,异常最高值在中尼边境线上,异常值为 16×10^{-4} m/s^2。

(三) 中国陆区莫霍界面与中国金矿床的关系

莫霍面形态是一种重要的深部构造类型,它的形成是受到多种地质综合作用的结果。莫霍面的形态与大地构造关系密切,对于矿床的形成起着重要的控制作用。莫霍界面是地球物质的一个重要的分界面,它在各地的埋藏深度是通过一定面积内的平均布格重力异常值来确定的。莫霍界面的埋藏深度与平均布格重力异常呈线性关系。因此,可以通过 1°×1°平均布格重力异常图定性地求出中国陆区莫霍面深度变化规律。从总的情况看,中国境内莫霍界面深度变化总趋势是西深东浅。西部青藏高原的深度最大,一般超过 70km(宋中和等,1986);而东部南海盆地的深度最小,只有十几公里。

按照中国莫霍面深度变化特征,可将中国陆区地壳分为两个莫霍界面陡倾带以及四个莫霍界面缓变区(王懋基等,1981;丁国瑜等,1991;韦永福等,1994;陈国达等,1997)。

两条莫霍界面陡倾带是:

1. 中国东部莫霍界面陡倾带(又称东部地幔陡坡带)

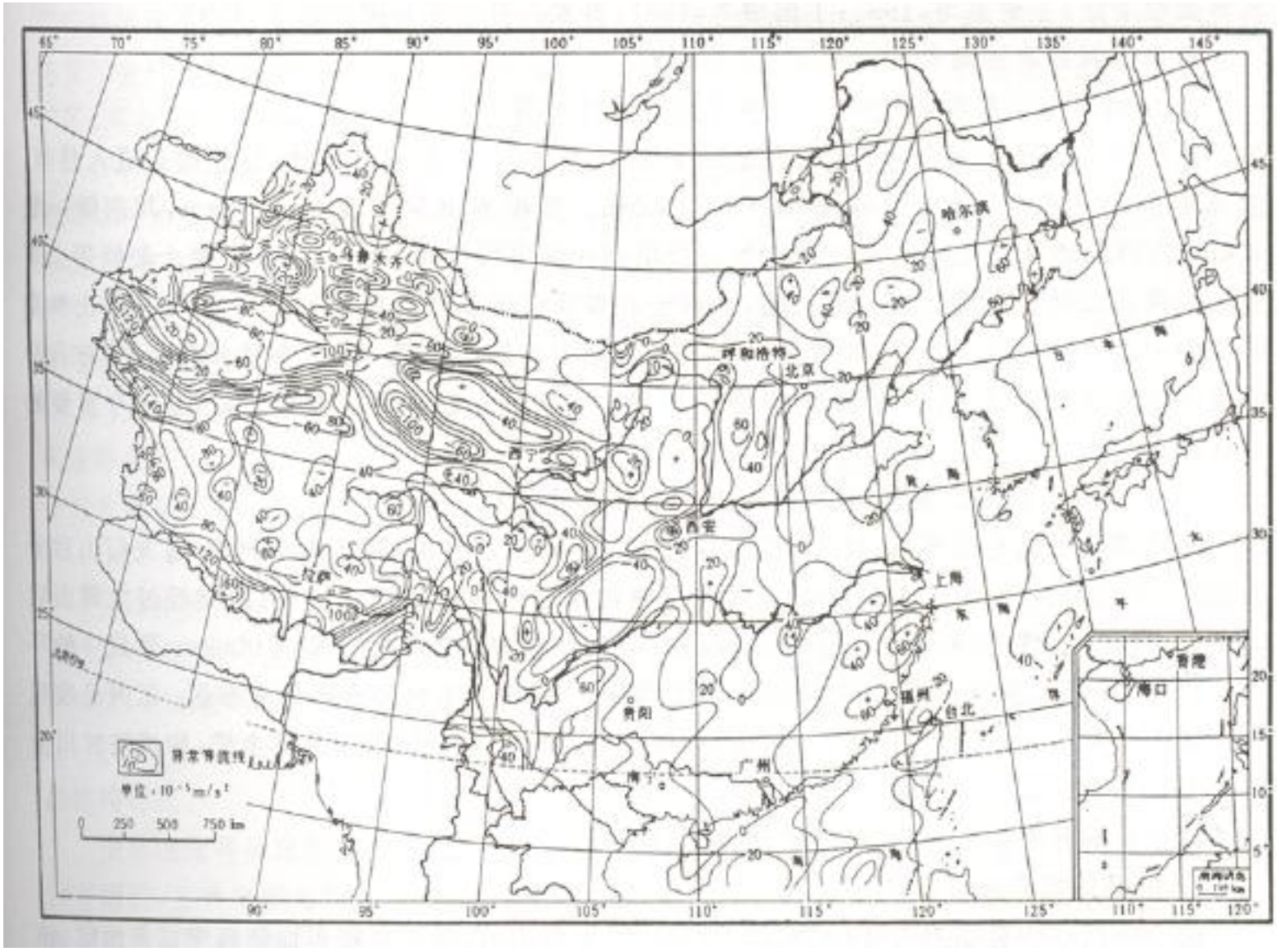


图 1-7　中国 1°×1°自由空气重力异常图

(据殷秀华,1987)

该陡倾带北起大兴安岭、向南经过太行山、武陵山,在广西境内田林、百色附近进入越南,总体走向北北东,全长 4 000km,宽 80～150km。莫霍界面深度变化 4～5km,其东侧一般 36km,向西侧增加到 41km,自东向西每百公里变化幅度可增 4 000m 左右。在整个陡倾带上有三处东西向山脉交汇而出现 S 形扭曲,从南至北有受南岭影响出现 S 形扭曲段、受中条山和秦岭影响出现豫西双 S 形扭曲段、受燕山影响出现燕山 S 形扭曲段。在这条陡倾带上,分布有秦岭等多处金矿集中区,其中湘西南-黔东金矿集中区内的黔东南锦屏同古金矿,是一个重要的卡林型金矿床。

2. 中国西部莫霍界面陡倾带(又称西部地幔陡倾带)

该陡倾带自昆仑山东延、经过柴达木盆地北缘,沿阿尔金山、祁连山转向南,过龙门山后分为两支:东支沿乌蒙山西侧向西转,大致与中越边境平行而进入缅甸境内;西支经过大雪山后向南转与喜马拉雅陡倾带相连,围绕着青藏高原。该带规模较大,全长约 4 000km,形成一种环形分布的陡倾带。在该环带东段的龙门山北,是我国重要的卡林型金矿床分布区。区内已发现有许多大型金矿,主要有东北寨、马脑壳、桥桥上、拉尔玛、联合村和新关等金矿,构成陕甘川金三角卡林型金矿成矿区。

四个莫霍界面缓变区(或称地幔台坪区)是:

1. 东部莫霍界面缓变区

位于中国东部莫霍界面陡倾带,即大兴安岭-太行山-武陵山莫霍界面陡倾带以东地区。

该缓变区内莫霍界面比较浅,而且变化平稳,最大变化深度从 34km 到 38km。在这个地区,金矿床类型较多,主要是斑岩型、变质热液型和多因复成型金矿。

2. 中部莫霍界面缓变区

位于东部莫霍界面陡倾带与西部莫霍界面陡倾带之间的地区。该区莫霍界面深度变化较小,总体由东向西缓慢倾斜。其中北部地区莫霍界面埋深 42～46km,南部 40～44km。滇黔桂地区的紫木凼、板其、烂泥沟、金牙、高龙、革档等卡林型金矿床,以及秦岭地区的李家沟、双王、二台子和马鞍桥等卡林型金矿,均位于该缓变区内。因此,中部莫霍界面缓变区是我国卡林型金矿最为发育的莫霍面形态区。

3. 西南莫霍界面缓变区

青藏高原莫霍界面深度最大,可达 70km 以上,是我国地壳厚度最大的地区,而且变化稳定。该区主要发育有石英脉型、构造蚀变岩型、次火山热液型金矿床。

4. 西北莫霍界面缓变区

主要指准噶尔盆地、哈密盆地和塔里木盆地一带。该区莫霍界面深度为 42～44km,主要见有构造蚀变岩金矿床。

从中国莫霍界面的展布与已知金矿床产出地段的关系来看,可发现以下特点:

(1) 不同厚度的地壳相对聚集着不同的成矿元素和发育不同类型的金属矿床。一般认为较薄的地壳富集金和铜,中等厚度的地壳富集铅和锌,较厚的地壳富集钨和锡。我国东部地壳比西部地壳厚度小得多,因此东部地区含金性大大强于西部。东部地区已发现有包括滇黔桂地区卡林型金矿成矿区在内的十余个重要的金矿成矿区。

(2) 莫霍面隆起区与金矿关系密切,最典型的莫霍面隆起区为位于中部地幔缓变区内的四川地幔隆起区。该隆起区内岩金矿并不十分发育,但在其四周地区金矿却十分发育:其北为陕甘川金三角卡林型金矿区和小秦岭金矿区,其南为滇黔桂金三角卡林型金矿区,西为川南金矿区,东为湘黔金成矿带。

(3) 莫霍界面的变异部位或陡倾带,亦是金矿分布的有利地段。因为这些地段,多为地球深部结构的变异部位和深部断裂构造带之所在。这些深大断裂尤其是切穿到上地幔的超壳大断裂,有利于幔源成矿物质上涌,为金的成矿作用提供了良好的构造-岩浆条件,因而控制了成矿区(带)的空间展布,其中滇黔桂金三角成矿区及陕甘川金三角成矿区均位于莫霍界面陡倾带与缓变区的变异部位。

(4) 中国东部莫霍界面陡倾带出现三处 S 形扭曲转折端,均为北北东向构造带与东西向构造带交汇部位,也都是金矿集中区,而许多大型矿田,如滇黔桂、陕甘川、秦岭等均分布于这样的 S 形交汇处。

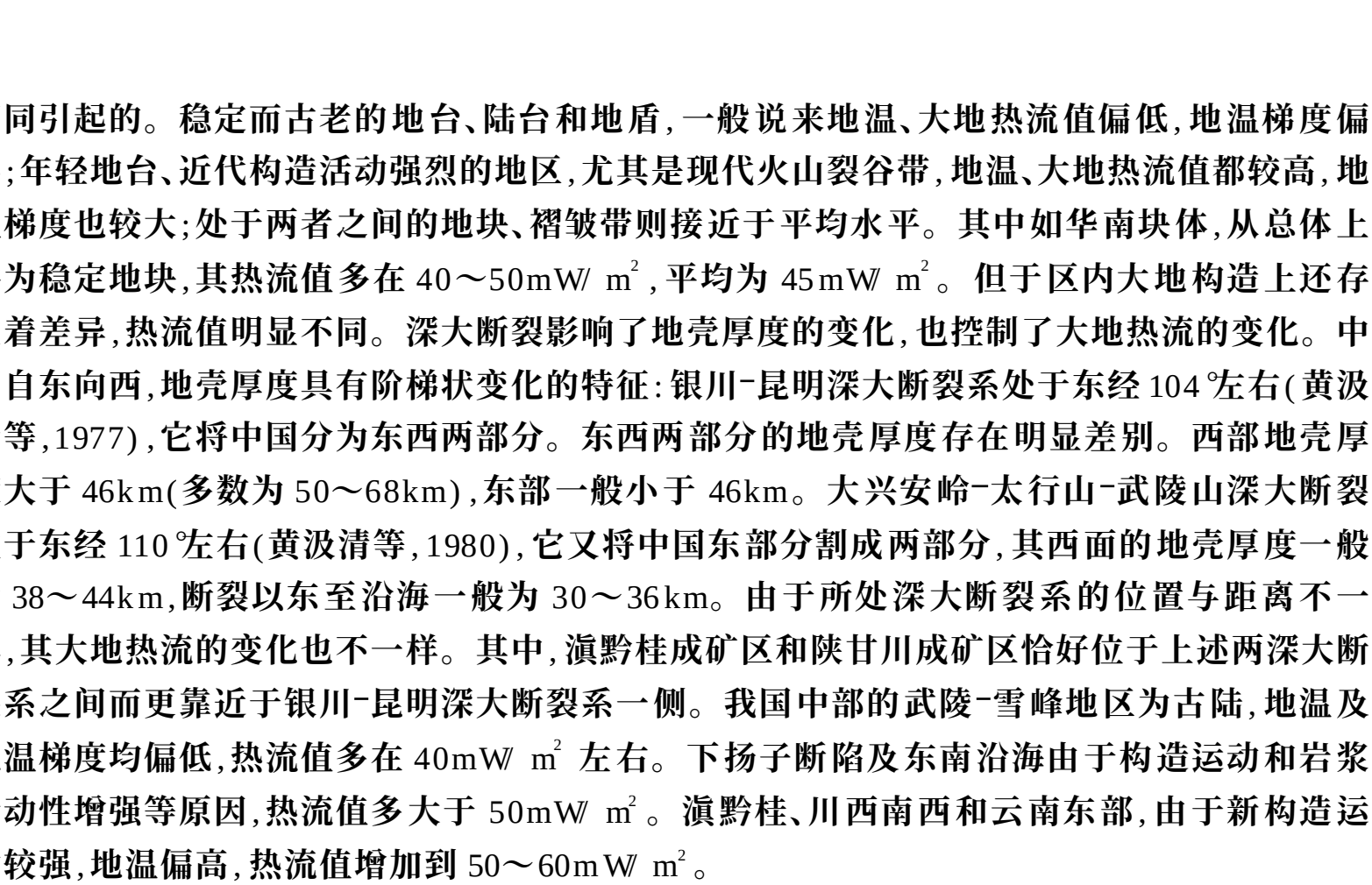
(四) 中国大地热流的分布规律与中国金矿床的关系

大地热流是地球内部的热能在单位面积上和单位时间内向太空散发的热量,是一种综合性的地球物理量,比单一的地温、地温梯度更能全面地反映地区的地温特征。大地热流的分布受地壳、上地幔热状态的控制,与区域地质构造、深部地质构造密切相关。热流反映地壳的活动性,与布格重力异常、莫霍界面变化等其他地球物理量相配合,可以全面地反映地壳和上地幔的结构特征。

中国地壳各地区物质热状态和热过程存在明显的差异。出现这种现象的原因,从大的区域性方面讲,主要与所处的构造位置、结晶基底形成时代、近期活动性、上地幔顶面的埋深及莫霍界面的变化有关。而局部地区的热异常一般是由断裂性质、构造部位和壳内各处生热能力

不同引起的。稳定而古老的地台、陆台和地盾,一般说来地温、大地热流值偏低,地温梯度偏小;年轻地台、近代构造活动强烈的地区,尤其是现代火山裂谷带,地温、大地热流值都较高,地温梯度也较大;处于两者之间的地块、褶皱带则接近于平均水平。其中如华南块体,从总体上讲为稳定地块,其热流值多在 40～50mW/ m^2,平均为 45mW/ m^2。但于区内大地构造上还存在着差异,热流值明显不同。深大断裂影响了地壳厚度的变化,也控制了大地热流的变化。中国自东向西,地壳厚度具有阶梯状变化的特征:银川-昆明深大断裂系处于东经 104°左右(黄汲清等,1977),它将中国分为东西两部分。东西两部分的地壳厚度存在明显差别。西部地壳厚度大于 46km(多数为 50～68km),东部一般小于 46km。大兴安岭-太行山-武陵山深大断裂位于东经 110°左右(黄汲清等,1980),它又将中国东部分割成两部分,其西面的地壳厚度一般为 38～44km,断裂以东至沿海一般为 30～36km。由于所处深大断裂系的位置与距离不一样,其大地热流的变化也不一样。其中,滇黔桂成矿区和陕甘川成矿区恰好位于上述两深大断裂系之间而更靠近于银川-昆明深大断裂系一侧。我国中部的武陵-雪峰地区为古陆,地温及地温梯度均偏低,热流值多在 40mW/ m^2 左右。下扬子断陷及东南沿海由于构造运动和岩浆活动性增强等原因,热流值多大于 50mW/ m^2。滇黔桂、川西南西和云南东部,由于新构造运动较强,地温偏高,热流值增加到 50～60mW/ m^2。

我国的地温、地温梯度和热流值的分布与莫霍界面的埋藏深度还存在着极为密切的关系。总的规律是,从东南沿海到青藏高原,莫霍界面的埋深由 30～32km 增大到 60～70km,其热流值则由东部地区的 60～70mW/ m^2 逐步下降到西部地区的 40mW/ m^2 左右。其中,东部地区的松辽盆地和华北盆地的中部均可达 100mW/ m^2 左右。大兴安岭、太行山、大巴山、巫山、雪



计算出东部大陆地区平均地温梯

图 1-8　中国热流等值线与金矿分布图

(据韦永福等,1994)

度为 29.1℃/ km,平均大地热流值为 65.65mW/ m^2。这两个值基本代表了中国东部大陆地热场的背景值。根据对比,中国东部大陆平均地温梯度低于地壳平均地温梯度(30℃/ km),而低于 Champman 和 Rybach(1985)所得最新全球热流平均值(76mW/ m^2),平均大地热流值高于 Lee(1970)所得的全球大陆平均热流值(61mW/ m^2)。

在中国热流等值线与金矿分布图(图 1-8)上,金矿床多分布在热流等值线 40～60mW/ m^2 区间范围内,为热流中值区间,属于高热流值与低热流值的过渡性地带。其中,滇黔桂等金矿区的热流大多出现在这个范围内。另外,板块间的接合部位,地幔隆起的边缘地区,都是热流值变化较大的部位,最有可能是金矿形成的有利地段。

六、区域地球化学场与中国卡林型金矿床的形成

金矿床的形成和分布是区域地球化学作用和区域地质构造演化作用的结果。而化学元素在地壳和岩石圈中的分布是不均匀的,它随着时间和地点的不同而存在明显的差异。在不同的区域地球场,化学元素的丰度、分布和分配状态,该区域地质演化过程中元素的迁移活动历史以及区域地球化学系统的成分、作用和演化,成矿物质的来源、输运、浓集机制和成矿环境等各方面均有很大的不同。在中国已经完成区域化探扫面任务的土地上,地球化学勘查和地质勘查人员全面测定了 500 多万平方公里、33 种主要元素的区域丰度,圈出了若干个单元素或多元素的地球化学块,为区域成矿预测提供了十分宝贵的直接信息(翟裕生等,1999)。其中,下面几个地球化学块可以作为区域找矿靶区(谢学锦等,1998):① 川、黔、桂接壤区地球化学块,金矿靶区;② 川、滇、黔接壤区地球化学块,铜、镍、铂、钯矿靶区;③ 粤、桂边区地球化学块,金矿靶区;④ 南岭区地球化学块,钨矿靶区等。

金是一种稳定性很强的惰性元素,在自然界中常常呈自然金的形式产出。而在地质作用过程中,金同时又是一种较为活泼的不稳定性元素。因为它容易受构造-岩浆作用的活化,发生迁移和再沉淀。涂光炽等(1988)指出,在卡林型金矿以及太古宙绿岩型金矿和变质碎屑岩金矿等的成矿模式中,金是后期地质事件中从先期形成的矿源岩(层)中被活化出来的,热源及挥发分都是促使金发生活化的重要因素。而矿源岩附近的花岗岩质岩浆活动可起到提供热源和挥发分的作用(翟裕生等,1999)。地壳是在不断运动、变化和发展的,各种矿床都是地壳发展过程中的产物。随着地壳的形成和演化运动的进行,某些物质成分发生分异和迁移,一些成矿物质便在有利的构造部位聚集。其中达到工业品位者,就形成了矿床。地壳中成矿物质的来源主要有两种类型:一类是来自地壳本身,亦即在地壳形成过程中所获取的物质;另一类是直接来自深部地幔。由于地壳的不断运动和变化,同时也导致成矿物质发生不断的分异、迁移和富集。从这个意义上说,矿床就是以地壳运动作为总的机制驱动成矿元素发生活化、迁移富集的产物(陈国达等,1997)。而在地壳行进过程中发生的各种构造作用、地热作用、岩浆作用、变质作用等,乃是矿床形成的直接动力因素。在金成矿作用的研究方面,陈国达等(1997)通过递进成矿理论(也称地洼成矿理论)较好地解释了金的初始聚集-活化-迁移-富集、沉淀形成金矿床的一系列成矿过程与地壳发展演变二者之间的内在联系。递进成矿理论认为:

(1) 不同体制和类型的大地构造单元,由于其发展过程、沉积建造、岩浆作用、变质作用、构造地球化学特征、岩石地球化学特征、地球物理特征、深部构造、形成历史背景等方面各不相同,因而除共性的成矿条件外,还有各自的成矿条件特点。这就形成了不同类型大地构造单元在一定程度上的成矿专属性。

(2) 任何一种构造单元,它一方面既有其本身的专属矿产组合,另一方面又可继承前期多

次矿产的继承矿产,累积一起构成矿床叠加,形成矿产的继承性和递进性。

(3) 先期形成的构造单元的各种成矿作用,又可以为后成构造单元提供成矿的物质基础,如矿源层或微弱的矿化,形成成矿作用的叠加和改造。

(4) 在一个较大的地球化学场,成矿作用不只一次发生,而是具有多期多阶段多因复成矿床。其主要特点是:大地构造成矿阶段多、成矿作用多、成矿物质来源多、成因类型多、控矿因素多。

按照递进成矿理论:在不同的大地构造发展阶段,金的地球化学性质存在着不同的优势或差别,因而显现出不同的大地构造地球化学性质和成矿作用(陈国达等,1997)。

1. 地槽阶段的壳体运动特点及金的大地构造地球化学性质

地槽区发展的初期,由于地幔的分散式蠕动流活跃,相邻的大陆型与大洋型壳体之间产生的槽型裂谷,通常表现为海槽或海沟。随着海槽的扩张,火山活动频繁、地幔高温物质上涌、大地热流增高。从邻侧陆壳运来的碎屑沉积物与火山物质一起沉积,形成了巨厚的地槽沉积。由于这种沉积是在拉离运动-幔源火山作用下,伴随着频繁振荡运动的大地构造动力环境中形成,因此,一般以超镁铁质基性、超基性岩浆杂岩为特色,构成了蛇绿岩套,并与上覆的地槽沉积物一起,构成了蛇绿岩建造。到了地槽区发展后期,由于地幔蠕动转为汇聚式,并使有关地段的壳体运动方式相应地转变为汇聚挤压式,致使海槽闭合,并使海槽中沉积物遭受强烈褶皱及逆掩,形成褶皱带山脉,这就是通常所称的‘地槽回返”。

在地槽阶段,金的大地构造地球化学和成矿作用具有四个特点:

(1) 金显现出具有特色的‘亲超基性”,即在地槽阶段的构造-岩浆作用中,形成发育了蛇绿岩套,其中超基性岩类构成了重要的组成部分。它们含金丰富,因而形成了与超基性岩有关的金矿床。

(2) 金与海相火山作用关系密切,特别显示出‘亲基性”,具体表现在有一系列与细碧-角斑岩系有关并与铜伴生的金矿床。

(3) 在地槽褶皱带期,金表现出与花岗岩类关系密切,表现出较强的‘亲酸性”。

(4) 在地槽阶段的外生作用过程中,金具有较强的‘亲硅铁性”,其典型代表是古老变质砾岩型金矿。

由于我国地槽构造层十分发育,分布广泛,因此,相应的地槽构造层内的‘金矿源层”也十分发育。在地槽阶段的内生和外生地质作用影响下,地槽型金矿十分发育。其中,陕西李家沟及湖南高家坳微细浸染型金矿即与震旦系地槽构造层有关,甘肃拉尔玛卡林型金矿与下古生界地槽构造层有关,四川东北寨卡林型金矿则与中生界地槽构造层有关。

2. 地台阶段的壳体运动特点及金的大地构造地球化学性质

地壳演化至地台阶段,由于此时其下的地幔蠕动已转为相对平静时期,平向蠕动流微弱,分异不显著,并使壳体体内水平差异运动较少,垂向差异运动也不大,表现为以大范围内整体和缓升降为主的造陆运动。在这一时期,在地槽阶段形成的褶皱带型高山脉已在槽台转化过程中被削低夷平,转化为准平原地貌。由于这时热流低,岩浆活动微弱,又因壳体内部各个地段的差异运动不显,断裂作用和火山作用罕见。

由于地台阶段属于壳体演化-运动史中一个相对稳定的大地构造阶段。其构造、岩浆、变质等内生作用相对缓和,内生金矿成矿作用微弱。但是,由于地台构造层是在地槽构造层的基础上,甚至在前地槽构造层的基础上发展起来的,因而在一定的层位和区域,也显示出有含金量较高或聚集的特征。也由于地台构造层往往又受到地洼阶段构造-岩浆作用的改造,因而又

赋存叠加了较多的地洼阶段形成的金矿。地台构造层是属于比较稳定性质的构造层,因此碳酸盐建造和砂页岩建造特别发育,因而其中的含金性及其地球化学性质有别于属于相对活动性质的地槽构造层和地洼构造层。其中,鄂东南地区的震旦系地台构造层以及江苏省下古生界地台构造层中,是卡林型金矿床产出的有利层位,而贵州苗龙卡林型金矿即产于上寒武统地层中。

3. 地洼阶段的壳体运动特点及金的大地构造地球化学性质

壳体演化到了地洼阶段,正是地幔蠕动又进入了新的活动时期。这是由于地幔蠕动速度增大、分异强度加剧所致。壳体的不同地段相应地出现明显的水平和垂直差异运动。这时应力场复杂,拉张、挤压和剪切交织在一起,并可派生出弯力及扭力,形成了多种多样的构造型相,其中褶皱、推覆构造、韧性或脆性剪切带、块状断裂、铲状断裂,以及拱曲、环状构造等最为发育。这些各种各样的构造成分,构成了多种多样的复杂的构造体系。其中挤压区主要为褶皱型和推覆构造型或压性断层堑垒型盆岭,而拉张区则主要为张性块断型盆岭。这时由于来自地幔的热能补给增多,大地热流增高,岩浆活动、变质作用也相应地增强。这些特征尤其见于地洼体制发展的中期,即激烈期的显示最为典型。

由于地洼阶段是一个新的活动区型大地构造阶段,地壳运动强烈,褶皱、断裂、岩浆活动和沉积作用发育、深部地质作用复杂、构造反差强度大,因此金的成矿作用非常活跃。一方面地洼阶段的内力作用带来了丰富的金成矿物质,另一方面地洼阶段的地质作用对先前形成的金矿源层进行改造、再造和叠加,因而形成了多种多样的地洼型金矿。对于这类金矿床的形成过程,很显然具有两个阶段的递进性成矿作用的特点:在地台阶段,地台构造层中以上古生界地台构造层最为广泛。在晚古生代地台区内,金的沉积作用十分发育,因而构成重要的‘金矿源层”。在地洼阶段,受地洼构造阶段的构造-岩浆作用的显著影响,促使金进一步活化、富集,因此上古生界地台构造层内多成因的金矿床也十分发育,尤其是赋存有大量的卡林型金矿床。滇黔桂金三角区的上古生界地台构造层中金含量很高。这些层位在其后的地洼阶段构造-物质活动作用下,发生金的聚集和富化,产生一系列的卡林型金矿床,如桂西北地区三叠系中的高龙、金牙、坡岩、八渡、明山、叫曼、那桃、龙川、逻楼、马郎和乐北金矿床

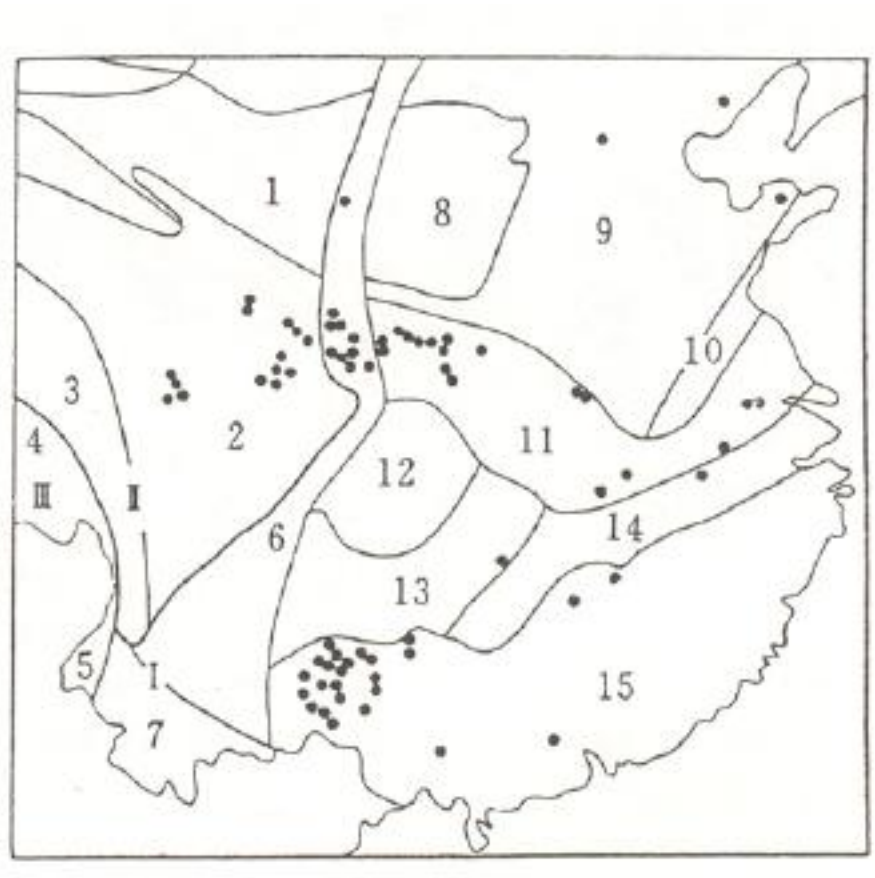


图 1-9　中国地洼构造与微细浸染型金矿分布关系略图

(据陈国达等,1997)

Ⅰ.东亚壳体;Ⅱ.中亚壳体;Ⅲ.南亚壳体。1.青甘地洼区;2.巴颜喀拉地洼区;3.藏北地洼区;4.冈底斯地洼区;5.喜马拉雅地洼区;6.南北地洼区;7.滇西地洼区;8.伊陕地台区;9.华北地洼区;10.胶辽地洼区;11.华中地洼区;12.四川地台区;13.云贵地洼区;14.江南地洼区;

15.东南地洼区。黑实圆点示微细浸染型金矿床(点)

(化),黔西南的册亨、马雄、大厂、三岔口、紫木凼、丫他、板其等金矿床(化),滇东南的堂上、乍拉等金矿床(化)。而且,滇黔桂金三角区的上古生界地台构造层中的卡林型金矿与陕甘川金三角地槽构造层中的卡林型金矿,基本上同属于地洼型多成因金矿床,它们均为地洼阶段的产物。此外,上古生界地台构造层中的卡林型金矿床还见于湖南的石峡和高家坳等地。

按照地洼成矿理论(陈国达等,1997),我国卡林型金矿床主要分布于东南地洼区、巴颜喀拉地洼区、南北地洼区、华中地洼区和华北地洼区,如图 1-9 所示。其中东南地洼区内的卡林型金矿床分布较多且广泛,包括了滇黔桂金三角区内的卡林型金矿以及湖南的石峡、高要、王家坑等。巴颜喀拉地洼区的卡林型金矿主要分布在其东部地区,包括西秦岭、川北和川西北的一些金矿床,如拉尔玛、东北寨、马脑壳、丘洛等。南北地洼区的卡林型金矿主要分布在该构造区的中部,即甘肃和陕西交界毗邻一带的金矿床,如金场子、八卦庙和庞家河等。华中地洼区内的卡林型金矿主要有二台子、张海、花梅脑等。上述这些卡林型金矿床的形成时期,大致可分成三个年龄区组:① 印支-燕山早期:主要指秦岭地区的卡林型金矿床的形成时代;② 燕山期:东南地洼区内的卡林型金矿床主要生成于这个时期,整个中国东部华夏型地洼区的卡林型金矿的生成时代也主要为这一时代;③ 燕山末期-喜马拉雅期:川北和川西北的卡林型金矿主要在这个期间形成。

第二章　高龙金矿床的含矿岩系

——右江盆地的构造演变过程及其沉积物特征

矿区区域构造单元属华南准地台右江再生地槽桂西坳陷的西林-百色断褶带,地质情况比较复杂(图 2-1),现将其特点简述如下。

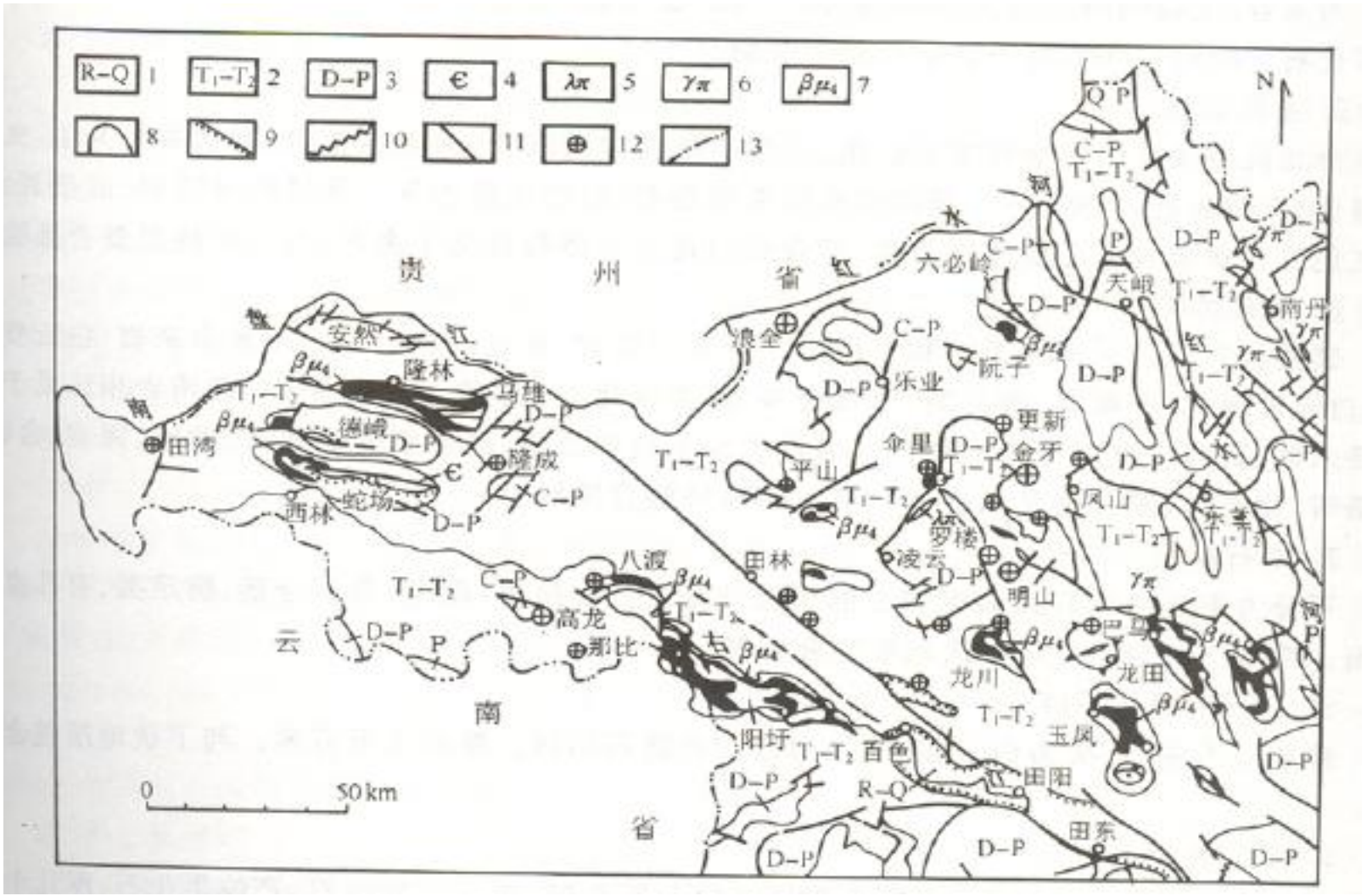


图 2-1　桂西北地区地质略图及金矿分布图

(据国家辉等,1992)

1. 第三至第四系;2. 下中三叠统;3. 上古生界:泥盆至二叠系;4. 寒武系;5. 燕山期石英斑岩;6. 燕山期花岗斑岩;7. 华力西期基性岩;8. 地质界线;9. 不整合界线;10. 三叠系相变界线;11. 断层;12. 金矿;13. 省界

一、区域地层

区域上出露地层有寒武系中上统、泥盆系—三叠系下中统及第三系。其中寒武系中统和上古生界仅出露于较大背斜、隆起的轴部附近,第三系则仅见于新生代断陷盆地之中,分布最广为三叠系下、中统。现由老至新简述如下。

1. 中寒武统

为灰色块状白云岩、泥质条带灰岩、鲕状灰岩夹少量砂岩、泥岩及硅质岩。产三叶虫 *Kaotaia magnum* 等华北型生物群化石。厚约 6 800m。

2. 上寒武统

为浅灰、灰黑薄—中层白云岩变白灰色薄层状泥质条带灰岩。产 *Saukia* sp .等三叶虫化石。厚约 1 171m。与下伏地层整合接触。

3. 下泥盆统

下部郁江组为褐灰、灰黄、灰绿色泥岩、粉砂质泥岩、泥质粉砂岩及砂岩夹泥灰岩、灰岩,化石丰富。上部部分地区为黄■山组浅灰至灰黑色中厚层白云岩夹白云质灰岩、灰岩,化石稀少;部分地区相变为莫丁组泥质灰岩、白云质灰岩、灰岩夹硅质岩、磷块岩或硅质夹硅质页岩、泥岩、含磷硅质岩,化石丰富。厚约 300m,与下伏地层角度不整合接触。

4. 中泥盆统

为灰岩、生物碎屑灰岩夹少量白云岩、白云质灰岩,局部以硅质岩、泥岩为主。产腕足类、珊瑚等化石。厚约 300m,与下伏地层整合接触。

5. 上泥盆统

分北流型融县组和南丹型榴江组、五指山组两类型沉积。前者以灰岩、鲕状灰岩为主,夹白云岩、白云质灰岩,含腕足类、珊瑚和介形虫等化石。后者主要为灰—灰黑色硅质岩、硅质页岩、肉红色扁豆状灰岩夹泥质条带灰岩,产介形虫化石。厚数百至千余米,与下伏地层整合接触。

6. 下石炭统

碳酸盐岩相区可分岩关阶和大塘阶。分布于西林、乐业、天峨一带,主要由灰岩、白云质灰岩、白云岩组成,产珊瑚、腕足类、海百合茎、 类等化石。厚数十至千余米。硅质岩相区见于田林县八渡、百色市龙川等局部地区。岩性为深灰色硅质岩、硅质页岩夹灰岩、砂岩、泥岩,含锰、磷条带,化石少,厚百余至四百米。与下伏地层整合接触。

7. 中石炭统

可分为下部白云岩大埔组和上部灰岩黄龙组。含 类、珊瑚、海百合茎、腕足类、有孔虫等化石。厚 24～1 190m,与下伏地层整合接触。

8. 上石炭统马平群

以灰岩为主,其次为白云质灰岩,白云岩夹燧石结核。厚数十至百米。与下伏地层整合接触。

9. 下二叠统

可分为栖霞阶和茅口阶,主要为灰岩夹白云质灰岩、白云岩或燧石,产 类化石。厚几十至数百米。与下伏地层整合接触。

10. 上二叠统

分两沉积相区,即碳酸盐岩相区分布于西林、隆林、凌云、乐业及凤山等地,为一套灰岩夹碳质页岩及煤层,底部为铁铝岩和铝土矿。按 类不同分下部合山组和上部长兴组,合山组产 *Codonofusiella* 等 类动物群,长兴组产 *Palaeofusulina* 等 类动物群。厚 46～368m。与下伏地层为平行不整合接触。硅质岩、碎屑岩相区仅见于隆林县领薿、田林县八渡、利周、百色市龙川等地,由硅质岩、砂岩、页岩、火山喷发岩、凝灰岩组成。厚约 101m,与下伏地层整合接触。

11. 下三叠统

罗楼群以浅海相泥质灰岩为主,夹少量粉砂岩、细砂岩、灰岩,局部夹有硅质岩、硅质页岩、砾岩及火山碎屑岩。菊石、瓣鳃类化石丰富。厚 37～2 024m。与下伏地层整合接触。

12. 中三叠统

分百逢组和河口组。主要由浊流形成的陆源碎屑砂、泥岩组成,为一套类复理石式、复理石式浊积岩建造。瓣鳃类化石丰富。残留厚度 267～9 190m。与下伏地层整合接触。

13. 第三系

主要为砂岩、泥岩,属内陆湖盆沉积,有煤、石油和膨润土等矿产。厚几十至数千米。与下伏地层为角度不整合接触。

二、矿区地层

高龙矿区位于西林-百色断褶带西段南西侧的高龙穹隆核部附近,面积 49km^2。矿区内未见岩浆岩出露,断裂、褶皱发育,构造较复杂,沿断裂带中低温热液蚀变比较普遍。根据金矿化所处构造位置和工作部署情况,将矿区划分为鸡公岩矿段、金龙山矿段和龙爱矿段。鸡公岩矿段位于矿区东部。金龙山矿段已发现工业矿体四个。龙爱矿段地质工作程度较低。

矿区出露地层有中、上石炭统(C_{2+3})、下二叠统(P_1)、上二叠统合山组(P_2h)和长兴组(P_2c)、下三叠统罗楼群(T_1ll)、中三叠统百逢组(T_2b)和河口组(T_2h)。其中,中、上石炭统类化石丰富,与田林县平山圩剖面马平组和黄龙组相当,由于上下岩性差异不大,未详细划分。下二叠统亦与田林县平山圩剖面茅口阶和栖霞阶层位相当,岩性相似。上二叠统合山组产 *Codonofusiella* 等 类化石,长兴组产 *Palaeofusulina* 等 类化石,与区域上划分相一致。下三叠统罗楼群与西林县石炮剖面罗楼群层位相当,仅岩相略有差异。中三叠统大致与田林县百逢-河口剖面划分相一致。

(一) 矿区出露地层

现将矿区出露地层由老至新简述如下。

1. 中上石炭统(C_{2+3})

分布于矿区中心,构成穹隆核部。为厚层—块状(以厚层为主)生物灰岩、生物碎屑灰岩夹少量白云质灰岩,呈浅灰色,具微—细晶结构,单层厚一般为 50～80cm,个别大于 2m,产有孔虫、珊瑚、 类等化石,其中上部产 *Pseudoschwagerina* sp 、*Triticites* sp 、*Pseudofusulina* sp 、*Schwagerina* sp 、*Boultonia* sp 、*Caniniatrinkleri Schindewolf*、*Pseudocarniaphyllum* sp 、*Lonsdaleia* sp 、*Paracarruthersella* sp .等,下部产 *Fusulinella* sp 、*Tetratazis* sp .等。厚度大于 240m。与下伏地层的接触关系不明。

2. 下二叠统(P_1)

分布于穹隆核部附近,为中层—块状微晶灰岩、生物碎屑灰岩,浅灰色,生物碎屑—微晶结构。单层厚一般为 40～80cm,部分达 2m 以上。矿物成分以方解石为主,含少量白云石。上部含硅质、白云质团块,大小一般为 10～20cm。生物化石种类较多,主要为有孔虫、 类、珊瑚、腕足类、海百合茎、藻类、苔藓虫等,其中有 *Neoschwagerina* sp 、*Kahlerina* sp 、*Schubertella* sp 、*Misellian claudiae*、*Schwagerina Moellev*、*Verbeekina* sp .等。厚度大于 329m,与下伏地层为断层接触。

3. 上二叠统合山组(P_2h)

下部为砾岩夹生物碎屑灰岩,碳质泥岩夹煤层(Ⅰ煤,厚 0～0.87m)。砾岩呈灰白—灰色,基底式胶结。胶结物为钙质,砾岩成分为生物灰岩、生物碎屑灰岩及少量假碎屑灰岩,为浑圆状、次棱角状,大小 2～10cm,见早二叠世 *Neoschwagerina* 等化石。中部为厚层状生物碎屑微晶灰岩,生物灰岩夹煤层(Ⅱ煤,局部为碳质泥岩,厚 0.4～1.88m)。灰岩呈灰—深灰色,具生

物碎屑—微晶结构。单层厚 30～50cm。矿物成分主要为方解石,含少量白云石、黄铁矿。局部夹有硅质和白云质团块,大小为 5～10cm。产 *Codonofusiella* sp .、*Nankinella* sp .、*Chenia* sp .等化石。本组厚 122 .48～179 .83m。与下伏地层平行不整合接触。

4. 上二叠统长兴组(P_2c)

下部为中层状微晶生物灰岩,含生物碎屑微晶灰岩夹煤层(Ⅲ煤,0～1.05m)。灰岩呈灰—深灰色,具微晶生物结构。单层厚 30～50cm。矿物成分以方解石为主,含少量白云石。产有孔虫、棘皮动物、 类等化石。其中 类主要有 *Palaeofusulina* sp .、*Nankinella* sp .、*Reichelina* sp .等。上部为厚层—块状白云岩,白云质灰岩夹生物灰岩。一般为浅灰色,粉晶—细晶结构,厚层—块状构造。层理不清,断口粗糙,风化外貌如刀砍状。矿物成分为白云石和方解石。在白云质灰岩中夹有厚约 8m 的生物灰岩,呈灰色,具微晶生物结构,块状构造,矿物成分主要为方解石。产腕足类、 类等化石,其中有 *Squamularia inaeguilateralis* 等。本组厚度大于 150.98m。与下伏地层整合接触。具辉锑矿化。

5. 下三叠统罗楼群(T_1ll)

为中层状泥质条带白云质灰岩、生物碎屑灰岩,浅灰色,微—细晶生物碎屑结构,中层状构造为主,局部厚—巨厚层状,泥质条带宽 1～5cm。波状弯曲,缝合线构造较发育。矿物成分主要为方解石及白云石,含少量星点状黄铁矿。生物化石主要有介形虫、瓣鳃类、菊石等,其中有 *Owenites*、*Dienerocer as* 等。厚度大于 58.16m,与下伏地层断层接触。具辉锑矿化、金矿化。

6. 中三叠统百逢组下段(T_2b^1)

为薄—中层状粉砂岩、泥岩夹少量厚—巨厚层状细砂岩。粉砂岩与泥岩原生色为灰黑色,风化后呈褐色。泥质与粉砂质相互混杂,微水平层理发育,断口参差状。风化外貌如鳞片状。单层厚一般 8～20cm。细砂岩,呈灰色,单层厚一般为 70～200cm,含泥质较多。矿物成分以石英为主,含长石和云母碎片。

本段以岩石粒度较细、单层较薄、独特的鳞片状风化外貌、鱼鳞蛤化石较常见及底部菊石化石丰富为特征。鱼鳞蛤有 *Daonella* cf . *ignobieis* Grabb、*D .pseudomoussoni* Riebr、*D .producta* Hsu 等。菊石有 *Balatonites* sp .、*Paraerochordiceras* sp .、*Cuccoceras* sp .等。厚度大于 166 .55m。与下伏地层整合接触。

7. 中三叠统百逢组中段(T_2b^2)

为厚—巨厚层状细砂岩夹薄—中层状泥岩、粉砂岩、细砂岩。

细砂岩,呈青灰色,细砂结构,单层厚 60～200cm,个别达 700cm,矿物成分以石英为主,含少量长石、岩屑。粉砂岩,呈青灰色,粉砂质结构,单层厚 5～30cm,具底模构造。

本段以岩石粒度较粗、砂岩单层较厚为特征。不产或少产鱼鳞蛤化石,生物碎屑层也较少见而别于河口组上段砂岩层。背斜南翼见菊石 *Balatonites* sp .。厚度大于 488.64m。与下伏地层整合接触。

8. 中三叠统百逢组上段(T_2b^3)

为薄—中层状钙质泥岩、钙质粉砂岩夹微—薄层生物碎屑层及厚层—块状含钙质细砂岩,透镜状泥灰岩、灰岩、砂质白云岩。钙质泥岩,呈灰黑色,风化后呈粉红色、褐色,单层厚 8～30cm,以十几厘米较为常见,局部含钙较高成为泥灰岩、灰岩。钙质粉砂岩,呈灰黑色,风化后呈粉红色、褐色,含泥质粉砂结构,单层厚 12～40cm,正粒序层变化明显,顶部常有 1～5cm 厚泥质,底模构造发育,鲍玛序列 C 段层理。生物碎屑层,呈褐色,由大量小个体瓣鳃类组成,其中以海浪蛤为主。单层厚 1～5cm。细砂岩,呈褐灰色,单层厚 50～200cm,具褐色、灰黑色,白

色相间条带,含钙质、泥质。含钙质较高时成为砂质灰岩或砂质白云岩。

本段以普遍含钙质,发育鲍玛序列 C 段层理,风化后呈粉红色、褐色为特征。西部含钙较高;东部含钙质相对低些,且粉砂岩、砂岩相对增多,本段产菊石 *Balatonites* sp .。厚度大于 430 .22m。与下伏地层整合接触。

9. 中三叠统河口组下段($T_2 h^1$)

为薄—中层状泥岩、粉砂岩,微—薄层状生物碎屑层夹厚—块状细砂岩。一般呈灰色,风化后为土黄色,韵律变化明显,粉砂岩和砂岩正粒序层发育,不含钙或含钙较低,滴酸不起泡或起泡微弱。泥岩单层厚 5～40cm,常见鱼鳞蛤化石;粉砂岩单层厚 10～50cm,具底模构造;细砂岩单层厚 50～200cm;生物碎屑层单层厚 1～2cm,其中鱼鳞蛤化石个体较大。本段鱼鳞蛤以 *Daonella producta*、*D* .cf .*ignbilis* Chen 等较常见。厚 131.80～158.37m。与下伏地层整合接触。

10. 中三叠统河口组上段($T_2 h^2$)

下部为厚层—巨厚层状(以巨厚层状为主)细砂岩夹少量薄—中层状泥岩,微—薄层状生物碎屑岩层。细砂岩,呈青灰色,单层厚 50～150cm,个别达 300cm 以上,具底模构造;泥岩,呈灰绿色,单层厚 5～40cm;生物碎屑层厚数毫米。中部为薄—中层状粉砂质泥岩夹中层粉砂岩,微—薄层生物碎屑层。顶部发育一层厚 5m 滑塌岩。粉砂质泥岩,一般呈灰色,水平层理发育,风化后易沿层理剥开;生物碎屑层一般厚 1～2cm,最厚可达 7cm。上部中—巨厚层状(以厚层状为主)细砂岩夹薄—中层状泥岩和少量微—薄层生物碎屑层,发育一层厚 3m 的滑塌岩。细砂岩单层厚 30～220cm,具泥质条带构造和底模构造;生物碎屑层一般厚数毫米。产 *Daonella luganesis* Rieber、*D* .*producta* Hsu、*D* .cf .*shitunensis* Gan 等鱼鳞蛤化石。本段厚度大于 313.30m。与下伏地层为整合接触。

在鸡公岩矿段勘探工作中,对百逢组上段和河口组下段作了进一步的划分,现分述如下。

(二) 百逢组

百逢组上段划分为九个分层,由老至新各分层特点为:

1. 百逢组上段第一分层($T_2 b^{3(1)}$)

为中层状泥质粉砂岩、钙质粉砂岩,呈黄褐色,正粒序层明显,顶部常有 1～5cm 厚泥岩,鲍玛序列 C 段层理和底模构造发育,新鲜岩石滴酸起泡。厚度大于 69.20m。

2. 百逢组上段第二分层($T_2 b^{3(2)}$)

为薄—中层状泥岩、粉砂质泥岩夹中—厚层状粉砂岩、泥质粉砂岩,呈黄褐色,水平层理发育,泥质与粉砂质相互混杂,黄铁矿结核较多。厚度大于 48.40m。为主要赋矿层位。

3. 百逢组上段第三分层($T_2 b^{3(3)}$)

为一沉积旋回。下部为厚—巨厚层状含泥质细砂岩,灰色,风化后呈粉红色、灰黑色、白色、褐色,颜色条带相间发育,层理平直,单层厚 90～200cm。上部为中层状泥岩、粉砂质泥岩,褐色,水平层理极发育,单层厚 10～40cm,具黄铁矿结核。厚 19.19～21.70m。

4. 百逢组上段第四分层($T_2 b^{3(4)}$)

为一沉积旋回,下部为厚—巨厚层状含泥质粉砂岩,黑色、白色与褐色条带相间发育,层理平直,单层厚 50～120cm,黄铁矿小晶体呈星点状分布;上部为中层状泥岩、粉砂质泥岩,水平层理较发育。厚 35.39m。

5. 百逢组上段第五分层($T_2 b^{3(5)}$)

为厚—巨厚层状含泥质细砂岩夹少量中层状泥岩,灰色、褐色。细砂岩单层厚 50～

150cm,泥岩单层厚 10～15cm,层理不发育。厚 14.95m。

6. 百逢组上段第六分层($T_2b^{3(6)}$)

为薄板状泥岩、钙质泥岩夹少量泥灰岩、粉砂岩、泥质细砂岩。泥岩呈黑色,风化后为灰白色,水平层理发育,风化易破裂成薄板状,局部含碳质较高。粉砂岩、泥质细砂岩单层厚 20～140cm 不等。厚 66.34m。

7. 百逢组上段第七分层($T_2b^{3(7)}$)

为薄—厚层状(以中层为主)泥岩夹中—巨厚层状粉砂岩、细砂岩。泥岩呈灰色,风化较深,呈粉红色,含钙质,部分新鲜岩石达 5%以上,单层厚 5～70cm 不等,一般以十几厘米的单层较常见,质地较细腻,纹理不十分发育。粉砂岩与细砂岩单层厚 10～200cm,部分具底模构造。厚 172.83m。

8. 百逢组上段第八分层($T_2b^{3(8)}$)

为块状泥岩,黄绿色,层理不清楚,质地细腻,贝壳状断口。厚 9.89m。

9. 百逢组上段第九分层($T_2b^{3(9)}$)

为中层状泥岩及薄层状生物碎屑层夹薄层状粉砂岩。泥岩,呈灰色,单层厚 15～20cm,层面平直,粉砂岩,呈黄绿色,单层厚 50～60cm,生物碎屑层单层厚 1～2cm。厚 27.96m。

(三) 河口组

河口组下段分四个分层,由老至新各分层特点如下:

1. 河口组下段第一分层($T_2h^{1(1)}$)

为中—巨厚层状(以中层为主)泥质砂岩夹少量薄—中层状泥岩。泥质砂岩,呈灰色,单层厚 10～140cm,正粒序变化明显,每一单层粒度变化由下往上为细砂质—粉砂质—泥质,而以细砂质为主;泥岩单层厚 8～15cm,底部常含 1～2cm 厚粉砂岩。厚 36.95m。

2. 河口组下段第二分层($T_2h^{1(2)}$)

为一薄—中层状泥岩夹微—薄层状生物碎屑层。泥岩单层厚 5～10cm,底部含 1～10cm 厚粉砂岩,层理平直。生物碎屑层单层厚 0.5～1cm。厚 46.60cm。

3. 河口组下段第三分层($T_2h^{1(3)}$)

为中—厚层状细砂岩夹薄—中层状泥岩。细砂岩单层厚 12～60cm,具正粒序层序,部分发育底模构造,纹理不发育。厚 21.87m。

4. 河口组下段第四分层($T_2h^{1(4)}$)

由薄—中层状泥岩、粉砂岩、薄层状生物碎屑层和厚—巨厚层状细砂岩组成。韵律变化明显,每一韵律变化常以一较厚较粗的砂岩单层开始,向上为单层厚度及粒度逐渐变小的粉砂岩、泥岩、生物碎屑层。第一韵律厚 2～6cm。砂岩、粉砂岩正粒序层明显。生物碎屑层单层厚 1～3cm,产丰富的个体较大的鱼鳞蛤化石。厚 52.95m。

三、右江盆地格局

桂西北地区与黔西南及滇东南三省相邻地带内的金矿床,形成了我国著名的滇黔桂金三角成矿区。该区大地构造位置处于扬子准地台与华南褶皱系西南缘的接合部位,属华南准地台桂西坳陷右江再生地槽(右江盆地)。根据广西、贵州和云南三省区域地质志(1985,1987,1990)对构造单元的划分,结合中三叠世时期浊积岩的分布情况以及前人的研究(侯方浩等,1984;陈洪德等,1990),右江盆地的地理分布范围大致划分为:云南红河断裂以东、弥勒-师宗断裂至贵州安定-贵定断裂以南,贵州贵定-荔波断裂至广西环江-合山断裂以西、广西宁明-邕

宁断裂以北的滇黔桂地区,其长(即北东-南西向)约440km,宽(北西-南东向)约400～430km,总面积约18万平方公里(吴江,1991)。按照板块学说,右江盆地是从泥盆纪至中三叠世发育于华南板块西缘的一个陆缘复合盆地,其主体位于扬子板块之上,其东以钦防海槽为界,南邻特提斯洋盆(王鸿祯,1986;卢重明,1986;郑荣才等,1989;陈洪德等,1990,1994;曾允孚等,1992;刘文均等,1993;周怀玲等,1994)。本专著所研究的主要对象——田林高龙金矿区即位于右江盆地中部偏西的位置。

右江盆地内沉积岩发育,出露的地层主要有寒武系、泥盆系、石碳系、二叠系、三叠系,其中尤其以三叠系分布广泛,且总体层厚巨大,总厚近5 000m,绝大部分为碎屑岩相,仅下统为碳酸盐岩和碎屑岩交互相。上古生界呈孤岛状散布,寒武系仅零星出露。总体说来,泥盆系—下三叠统以海相碳酸盐建造和含煤、铝土矿为主,中三叠统发育浊积岩,以含Ca、Fe质陆源碎屑建造为主,并为该区金、锑的重要赋矿层位。海西期基性—中基性和印支期—燕山期基性—中酸性两个构造旋回的岩浆活动发育。此外,盆地内地质构造复杂,断裂发育。

四、右江盆地构造演化和沉积充填特征

现今保存的右江盆地是经过强烈改造变形的结果。其北缘为扬子地台,原始界限已被破坏而大大变形缩小,晚古生代各时代的沉积在桂西北及黔西南都产生明显的相变带(贵州省地质志编写组,1987;刘宝 等,1992)。盆地的其他几个方向的边界都为规模巨大的、向着盆地中心方向仰冲的推覆和逆冲-走滑构造带。由上可知,今天的右江盆地是因多期多时代的构造破坏、变形而被大规模压缩的沉积盆地。

右江盆地是在特提斯和滨太平洋构造域复合作用下经历了活动特征不同的海西期和印支期两大构造阶段形成的。盆地演化相应经历了泥盆纪—早二叠世($D—P_1$)被动大陆边缘裂谷盆地阶段、晚二叠世—早三叠世($P_2—T_1$)弧后盆地阶段和中三叠世—晚三叠世早期($T_2—T_3^1$)快速坳陷盆地阶段,晚三叠世后为陆内挤压褶皱隆升成陆阶段。

1. 泥盆纪—早二叠世被动大陆边缘裂谷盆地阶段

从泥盆纪到早二叠世右江盆地经历了初始裂陷、被动陆缘裂谷和相对稳定的发展阶段。从泥盆纪到早石炭世区域构造演化以裂陷作用为特征,受NE、NW和EW向三组基底断裂的控制形成断槽与断隆(主要以水下断隆的形式,一般表现为局限碳酸盐台地)相间的格局。断槽中充填了半深水—深水沉积,如硅质岩和浊流以及火山凝灰岩,在深坳陷部位累计厚度可达5 000m(陈洪德等,1989,1994)。中、晚石炭世到早二叠世盆地构造活动相对稳定,主要以沉积充填作用为主,较深水的台间断槽逐步变浅收缩,盆地边缘台地和部分盆内台地沉积间断形成风化不整合面,部分发育泥盆沼泽沉积。

2. 晚二叠世—早三叠世弧后盆地阶段

早二叠世后,右江盆地西部主体部分受哀牢山洋盆向北东方向俯冲,形成弧后边缘海盆地,晚二叠世后到早三叠世盆地以弧后扩张裂陷为主,并导致北西向广南那坡断裂带、紫云-罗甸断裂带及北东向开远-平塘断裂带及凭祥-南宁断裂带的活动。晚二叠世裂陷活动在西南最强最深。早三叠世盆地裂陷规模进一步扩大,基底快速下降,水体加深。盆地内部明显受断裂控制的差异断陷形成隆凹格局(图2-2)。而右江盆地东部由于环太平洋带斜滑碰撞引起陆内压扭变形,钦防海槽褶皱造山,并在褶皱带前缘形成快速坳陷盆地。在$P_2—T_1$时,高龙地区沉积环境属于深水陆棚相。

3. 中三叠世—晚三叠世早期快速坳陷盆地阶段

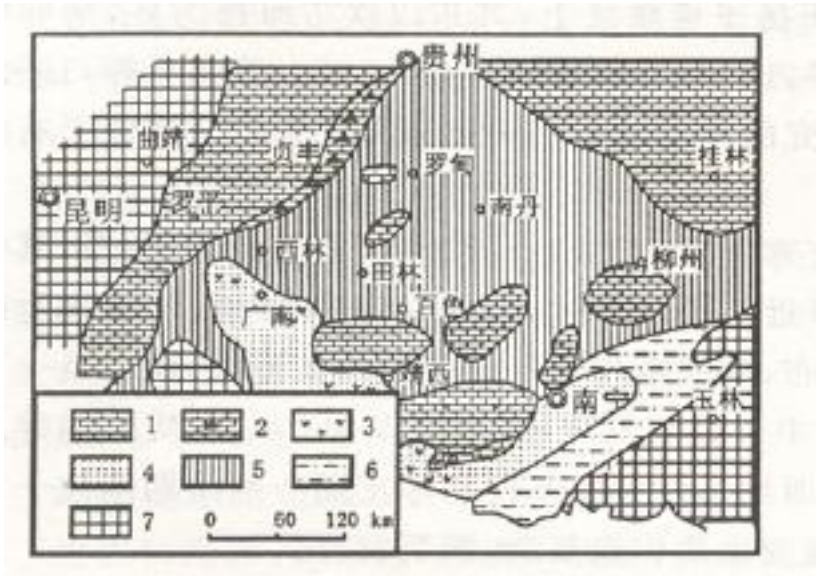


图 2－2　右江盆地早三叠世盆地格架及古地理略图

(据张锦泉等,1994)

1.浅水台地;2.台地边缘斜坡;3.火山岩;4.浊积盆地;5.深水陆棚;6.陆棚—滨岸;7.古陆

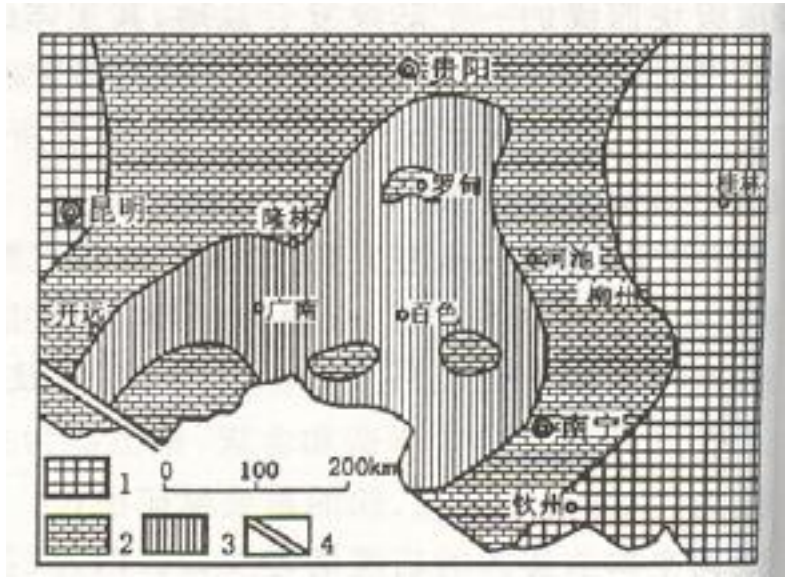


图 2－3　右江盆地中三叠世早期盆地格架及古地理略图

(据曾允孚等,1992)

1.古陆;2.浅水台地;3.深水台盆;4.大断裂带

中三叠世随着哀牢山洋盆向北东进一步俯冲收缩挤压造山,在南部逆冲前缘形成前陆盆地。盆地东部进一步挤压隆升,盆地向西收缩。中三叠世盆地以坳陷补偿充填为主(图 2－3),早三叠世孤立的碳酸盐岩台地大部分被淹没。而以百色、隆林一带为沉降中心,沉积厚度可达 6 000～8 000m。中三叠世末右江盆地向西迁移萎缩呈北东向窄的坳陷盆地,沉积中心位于紫云、贞丰一带。晚三叠世盆地进一步充填萎缩直至关闭,并局部发育泥炭沼泽。沉积厚度可达 2 000 余米。在 T_2—T_3 时,高龙矿区位于深水台盆相沉积环境。

4. 晚三叠世后陆内挤压褶皱隆升阶段

晚三叠世盆地消亡后,在燕山晚期和喜马拉雅期,由于陆内挤压,十万大山盆地北侧一系列巨大的逆冲构造向北逆冲,云南东南部文山—西畴地区一系列平面上呈弧形向北凸出的逆冲、推覆断裂带向北逆冲,对右江盆地形成了强烈的由南至北的挤压,使右江盆地褶皱成山。

右江盆地由于后期构造破坏,地层抬升剥蚀强烈,原形盆地和充填地层格架的恢复比较困难。但根据区域构造运动和盆地演化特征,以东吴运动为界,其充填序列可分为两个Ⅰ级构造层序($Ⅰ_a$ 和 $Ⅰ_b$)(图 2－4),即泥盆纪到早二叠世大陆边缘裂谷充填层序($Ⅰ_a$)和晚二叠世到晚三叠世弧后和前陆坳陷充填层序($Ⅰ_b$)。$Ⅰ_a$ 构造层序可分为三个Ⅱ级构造层序($Ⅱ_a$、$Ⅱ_b$、$Ⅱ_c$)。$Ⅱ_a$ 构造层序由泥盆纪地层组成;$Ⅱ_b$ 构造层序由石炭纪地层组成;$Ⅱ_c$ 构造层序由早二叠世地层组成。$Ⅰ_b$ 构造层序也可分为三个Ⅱ级构造层序($Ⅱ_d$、$Ⅱ_e$、$Ⅱ_f$)。$Ⅱ_d$ 构造层序由晚二叠世和早三叠世地层组成;$Ⅱ_e$ 构造层序由中三叠世地层组成;$Ⅱ_f$ 构造层序由晚三叠世地层组成。构成Ⅰ级和Ⅱ级构造层序的界面为大尺度和中尺度的区域构造运动面,它们在大部分地区均形成了沉积间断。本次研究尚未对其层序地层的划分进行详细工作,下面以地层时代为单元简单叙述盆地充填地层的岩性岩相特征。

1. 早泥盆世

早泥盆世早—中期,由于盆地初始裂陷,沿北西向断裂带发育狭长的深水陆棚,充填地层主要以陆源深灰—灰黑色泥岩夹粉砂岩和少量灰岩为特征。早泥盆世晚期,盆地进一步强烈拉张裂陷,海侵扩大,除古陆、岛屿边缘为碎屑滨岸沉积外,海域大部分地区发育碳酸盐岩沉积,包括碳酸盐岩斜坡、局限地台、开阔台地及生物礁、滩、潮坪沉积。台盆中心以深灰色、黑色

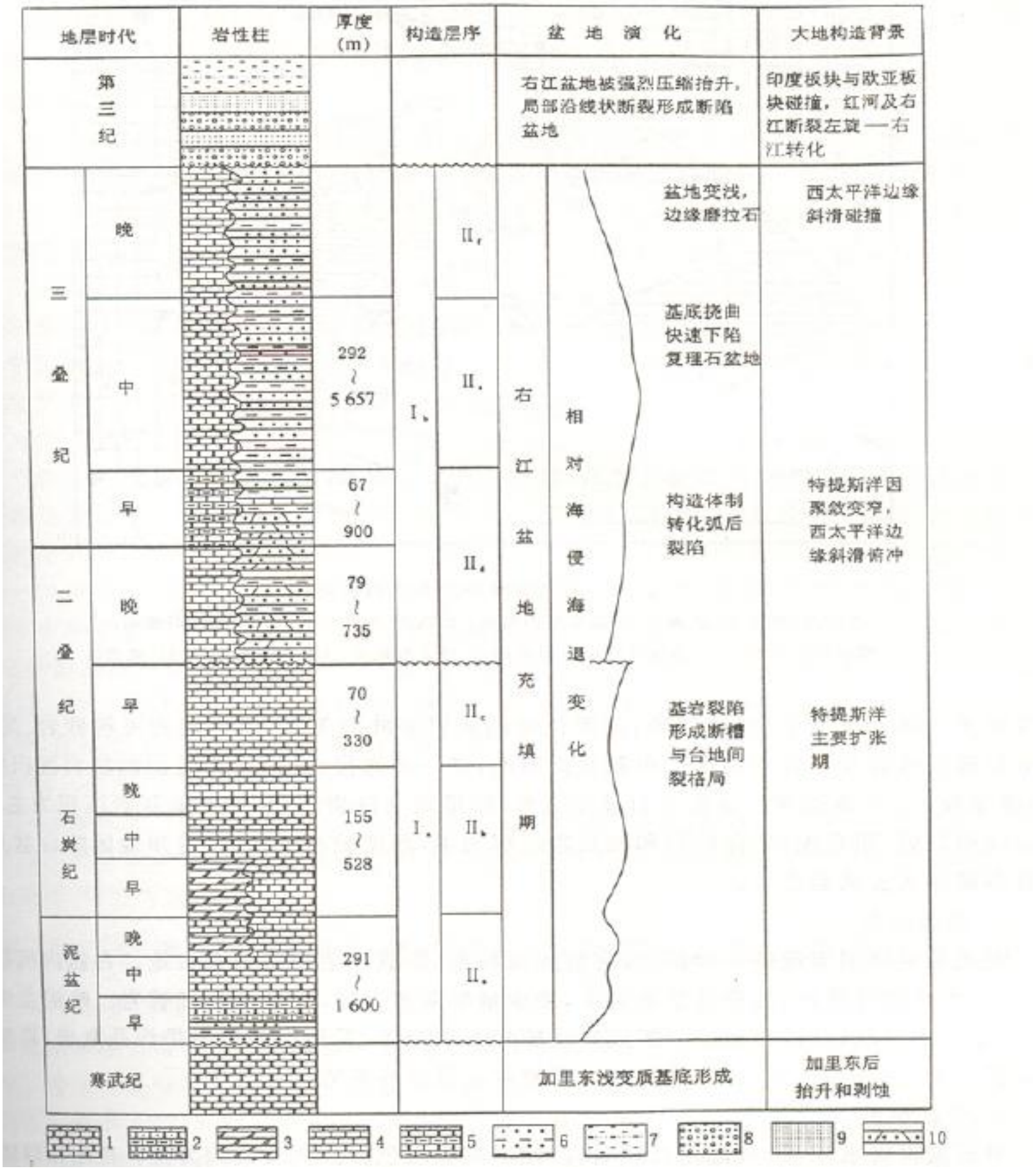


图 2－4　右江盆地黔南、桂西北区盆地演化、构造层序及地层充填特征

1.白云岩；2.砂泥质白云岩；3.硅质岩；4.灰岩；5.泥质白云岩；6.砂泥岩互层；7.砂质泥岩；8.砂质泥岩；9.砂岩；10.火山碎屑岩和凝灰岩

泥岩沉积为主，包括竹节石泥岩和陆源碎屑沉积岩组合，硅质岩、泥灰岩及含竹节石的藻层灰岩组合。广西那坡、田林八渡、百色阳圩一带尚有许多层火山岩夹于硅质泥岩和硅质岩中，钦防海盆以黑色泥岩及硅质沉积为主，防城平旺地区硅质岩中尚夹有若干由层火山角砾岩、层凝灰岩、凝灰质硅岩与泥质岩组成的火山碎屑流海底扇沉积。

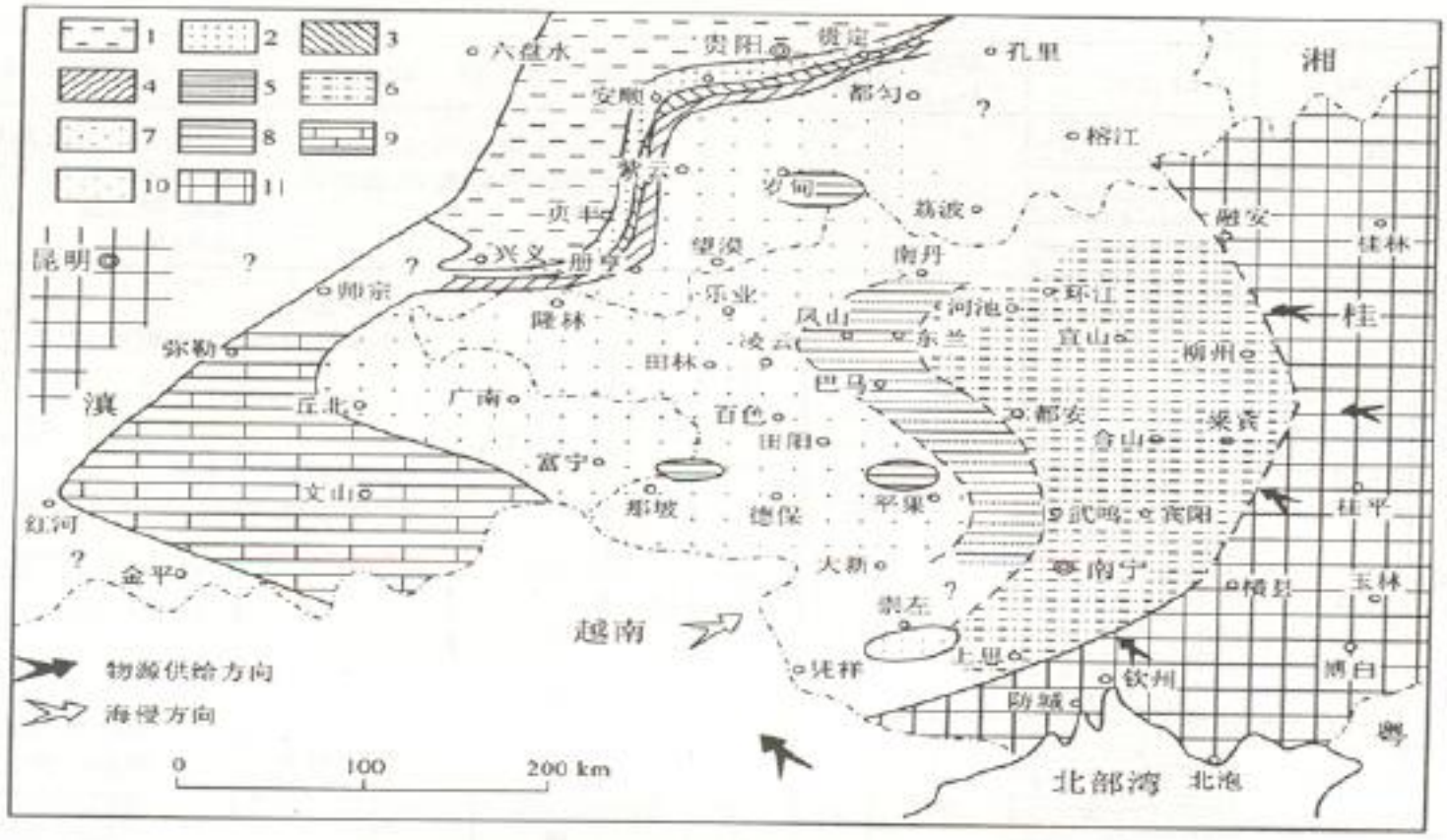


图 2－5　右江盆地中三叠世古地理图

1.浑湖-潮坪相；2.滩后坪相；3.生物滩相；4.陆相-斜坡相；5.陆棚相；6.斜坡相；7.槽盆浊积沉积相；8.孤立碳酸盐岩台地相；9.浅水沉积区；10.火山熔岩区；11.隆起区

2. 中泥盆世

中泥盆世早期表现为相对海退期，除盆地南缘为碎屑岩与碳酸盐岩混合沉积外，台盆中主要沉积黑色藻层硅质岩、硅质泥岩，灰黑色微晶灰岩夹硅质泥岩，黑色泥岩夹粉砂岩、泥灰岩，局部出现细砂岩及砾岩海底扇。中泥盆世晚期，进一步海侵，台地上各类碳酸盐岩沉积广泛分布，厚度较大。台地边缘广泛发育斜坡相沉积，以滑塌角砾岩、碎屑流砾屑灰岩沉积为主。台盆中以硅质页岩、黑色泥岩、硅质岩和泥灰岩沉积为主，厚度较小。靖西、龙州地区的台盆及其边缘有多期海底玄武岩喷发。

3. 晚泥盆世

晚泥盆世早期海侵进一步扩大，台盆加深加宽，形成一些小型独立台地。台盆内沉积以黑色、暗灰色藻层硅质岩、泥质硅质岩为主，夹少量凝灰岩夹层，局部夹有细碧岩。晚泥盆晚期海退，海盆收缩变浅，盆地东缘以碎屑滨岸陆棚相沉积为主。其他以藻层条带泥晶灰岩、扁豆状灰岩沉积为主，台地相以亮晶、泥晶胶结的颗粒灰岩及微晶灰岩沉积为主。

4. 早石炭世

早石炭世海水加深，台盆相以硅质岩、泥岩夹深灰色微晶灰岩沉积为主。台地相以碳酸盐岩沉积为主。在盆地北缘为碎屑滨岸沼泽沉积。

5. 中、晚石炭世

中、晚石炭世盆地处于相对稳定环境，主要以沉积充填为主。中石炭世主要以台地相碳酸盐岩为主，仅少量台盆内为泥岩、粉砂质泥岩和深灰色微晶灰岩，以及钙屑泥岩沉积。石炭纪末期，浅水台地区沉积间断，仅在深水台盆地区有连续沉积。

6. 早二叠世

早二叠世广泛海侵,盆地沉积区宽广,沉积区内孤立台地比较发育。早二叠世早期孤立台地相主要以生物灰岩、虫藻屑灰岩、藻灰结核灰岩夹泥晶生物屑灰岩、礁灰岩沉积为主。正常浅盆相主要以黑、灰黑色含硅质灰岩、硅质泥岩夹硅质岩和生物碎屑灰岩沉积为主。早二叠世晚期,孤立台地相以藻-海绵礁灰岩、藻粘结岩、亮晶虫藻屑灰岩、泥晶生物碎屑灰岩沉积为主。正常陆棚相以泥晶-粉晶生物屑灰岩、含泥质灰岩、硅质灰岩、硅质岩沉积为主。

7. 晚二叠世

早、晚二叠世间,区域性海平面下降,形成沉积间断,台地隆起,暴露剥蚀。晚二叠世初期,盆地弧后裂陷,并形成孤立台地与深水盆地相间的格局。深水盆地中主要充填硅质岩、硅质泥岩、火山碎屑岩、浊积岩及火山岩沉积。孤立台地主要以灰岩、礁灰岩、泥晶生物灰岩沉积为主,局部发育煤层。

8. 早三叠世

早三叠世基本保持了晚二叠世的沉积格局,在广南、富林一带形成大量火山岩堆积,西林、百色一带为薄—中厚层状泥岩或粉砂岩夹层凝灰岩沉积。乐业、凌云广海陆棚为薄-中厚层状泥岩或泥灰岩沉积。盆地南部和东南部发育浊积沉积。

9. 中三叠世

中三叠世右江盆地快速沉降,东部边缘造山隆起,在中三叠世早期右江盆地主体演化为典型的复理石盆地(图 2-5)。沉积物以浊流等水下重力流沉积为主,在桂西北地区为一套具有复理石特征的典型碎屑浊积岩系。浊积岩系具有完整的鲍玛序列(Ta—Te)和不完整的鲍玛序列(Tb—Te 和 Tc—Te 较多)。浊积砂底界面有丰富的底痕模,如槽模、沟模、重荷模等。海相泥岩夹层中有较丰富的菊石化石。一些台地边缘具有水下滑塌构造。根据岩石中指向构造的测量,中三叠世的浊积体古流向由东向西撒开,在南缘那坡一带古流向向北,表明物源主要由东部供给,在南缘有部分小的物源区供给。盆地沉积和沉降中心主要位于乐业—田林一带。中三叠世晚期,盆地明显变浅,并可见风暴陆架沉积。

10. 晚三叠世

右江盆地在晚三叠世时向西迁移萎缩呈北东向窄狭的坳陷盆地。其中,早期在紫云、贞丰一带仍为砂质浊积沉积,并向上逐渐过渡为三角洲含煤沉积。晚三叠世末期,海水全部退出,右江盆地关闭,隆升为陆地。

五、右江盆地中三叠统百逢组浊积岩地层及其沉积学特征

(一) 中三叠统地层划分

高龙金矿床主要赋存于石炭纪—二叠纪碳酸盐岩与中三叠世百逢组浊积岩接触带,但更靠近中三叠统百逢组浊积岩一侧,因此,中三叠统百逢组浊积岩相细碎屑岩是高龙金矿的主要容矿岩石。最早,人们称中三叠统为“平而关关系”(徐瑞麟,1932)、“平而关页岩”(李捷、丘捷,1935)、“平而关组”(赵金斜,1959)。20 世纪 60 年代初,广西石油普查大队在东兰县兰木洎工作时,首次将中三叠统划成“板纳组”和“兰木组”(1962)。1975 年,广西区测队在田林县利周建立了“百逢组”和“河口组”,分别对应于“安尼阶”和“拉丁阶”。在 1974 年,广西区测队在作“田东幅”填图工作过程中,曾发现中三叠统的下部由碎屑岩相变为碳酸盐岩,据此建立“果化组”,其层位相当于“百逢组”。

(二) 中三叠统地层岩性与岩相学特征

根据中三叠统岩性古地理特征的显著差别,将桂西北地区的中三叠统地层划分为陆源碎

屑岩相区和碳酸盐岩相区。前者在桂西北地区大面积出露,广泛分布。后者仅在右江盆地的周边见有分布,即主要在右江盆地南部的德保—平果一带,以及在盆地北部的隆林北部和天峨北部一带南盘江附近。

1. 陆源碎屑岩相区

根据滇黔桂石油地质科学研究所(1983)和吴江(1991)所选择标准剖面(为紧邻桂西北地区的云南省广南县者太—底旭及丘北羊七沟 - 平寨剖面)的研究成果,该组地层岩石学主要有以下特征。

(1) 百逢组(T_2b)(又称板纳组 T_2b):本组岩石地层特征总体呈现灰绿色、深灰色,由中—厚层砂岩、粉砂岩和泥岩、页岩组成频繁互层。该组地层岩性单调,只存在其顶部夹有泥晶灰岩层。该组地层又分四个岩性段,自下而上为:

① 下韵律层段(T_2b^1):厚 256m,由绿灰、深色色中层状粉砂岩、泥岩及两者过渡岩类组成明显而频繁的韵律,偶夹细砂岩和泥晶灰岩薄层。层内常见不完整的鲍玛层序,主要化石有:菊石 *Danubites* sp .,*Gymnites* sp .,*Acrochordiceras* sp .,*Paracrochordeceras* sp .,*Procladiscites* sp .,*Cuccoceras* sp .;瓣鳃类 *Daonella boeckhi*, *Posidonia* sp .,*P* .sp .nov 等。

② 砂岩段(T_2b^2):厚 427m,以灰绿色厚层块状细砂岩、粉砂岩为主,上部泥质粉砂岩、粉砂质泥岩增多。砂岩层中底痕发育,普遍可见沟模、槽模、负荷模等,层内还常见粒序特征,层间有大量植物碎片化石。产菊石 *Balatonites* sp .,*Gymnites* sp .,*Acrochordiceras* sp .,*Paracrochordeceras* sp .,*Procladiscites* sp .,*Danubites* sp .,*Cuccoceras* sp .;瓣鳃类 *Posidonia* sp .,*P* .cf .*pannonia*;腕足类 *Lingula* sp .等。本段是桂西北地区内的填图标志层。

③ 上韵律层段(T_2b^3):厚 97m,为灰、深灰色中—薄层泥岩、粉砂岩、细砂岩组成多个韵律,层内鲍玛层序十分发育,其中砂岩层的底面普遍可见沟模、槽模、负荷模等。产菊石 *Acrochordiceras* sp .,*Paracrochordiceras* sp .,*Leiophyllites* sp .;瓣鳃类 *Posidonia* sp .等。

④ 泥晶灰岩段(T_2b^4):厚 164m,为深灰色泥岩、灰质泥岩、粉砂岩与薄层泥晶灰岩互层,此岩性段中仍然发育粒序层和底面印痕槽模、沟模、锥模等。产菊石 *Balatonites* sp .,*Cuccoceras* sp .;瓣鳃类 *Pleuronectites* sp .,*P* .*diffornis* 等。

百逢组(即板纳组)在云南省广南县者太—底旭剖面上总厚为 944 .40m,但在桂西北地区内的厚度变化在 62～3 187m 之间,其中在百色百康附近形成中三叠世早期的沉积中心,是本区最大沉积厚度,达 3 187m。百逢组内地层中发育了典型而丰富的浊积岩特征。下三叠统顶部为中、薄层钙质泥岩夹泥质、粉晶灰岩薄层或透镜体,与百逢组底部的中、厚层泥岩和中、厚层状至中细粒砂岩组成的韵律层是划分中、下三叠统界线的岩性标志。

(2) 河口组(T_2h)(又称兰木组 T_2l):河口组与其下的百逢组呈整合接触,地层特征为深灰色及黄绿色细砂岩、粉砂岩、泥岩及它们的过渡类岩石组成频繁交替出现的韵律层。在云南丘比县羊七沟-平寨剖面上,该组地层总厚可达 3 143m,人们将其分为五个岩性段,自下而上是:

① 泥岩段:厚 126m,为灰、深灰色厚层-块状灰质泥岩,偶夹泥质粉砂岩,粒序不明显。产菊石化石 *Protrachyceras* sp .,*Parasageceras* sp .,*Monophyllites* sp .;瓣鳃类化石 *Daonella* sp .,*Halobia* sp .,*H* .*planicosta*, *Posidonia* sp .,*Enteropleura* sp .等。

② 下砂岩段:厚 1 428m,灰、深灰色中至厚层状砂岩、粉砂岩与泥岩互层,砂岩-粗粉砂岩层厚约占 66%,底面槽模构造发育。产菊石化石 *Joannites* sp .,*Protrachyceras* sp .,*Trachyceras* sp .,*Monophyllites* sp .,*Velebites* sp .,*Rimkinites* sp .,*Sageceras* sp .,*Megaphyllites*

sp .;瓣鳃类化石 *Halobia planicosta, H .rugosoides, H* .sp ., *Posidonia* sp ., *P* .cf .*wengensis, Daonella sp* .等。该段砂岩相对集中,野外容易识别,一般作为区内的填图标志。

③ 下韵律层段:厚 1 130m,为灰、深灰色薄至中层粉砂岩、岩屑砂岩、泥岩组成韵律层,夹深灰色粉晶至泥晶灰岩及生物碎屑灰岩薄层或透镜体,底痕构造和鲍玛层序均较发育。产菊石化石 *Protrachyceras costulatum, P . deprati, P . douvillei, P* .sp ., *Trachyceras sinense, T* . sp ., *Monophyllites* sp .;瓣鳃类化石 *Halobia phanicosta, H* .sp ., *H .subcomata, Daonella lommeli, D .bulogensis bifurcata, D* .sp ., *Posidonia* sp .等。

④ 上砂岩段:厚 404m,为灰—深灰色厚层岩屑砂岩-粉砂岩夹薄至中层泥岩,砂-粗粉砂岩层厚占 65%左右,粒序层发育,底面偶见槽模等印痕。产菊石化石 *Protrachyceras Ladinum, P .archelaus, P .costulatum, P* .sp ., *Monophyllites* sp ., *Trachyceras sinense, T* .sp .;瓣鳃类化石 *Daonella lommeli, D* .sp ., *Halobia rugosoides, H .planicosta, H .Kui, H .subcomata* 等。

⑤ 上韵律层段:厚 55m,为黄灰、深灰色薄至中层粉砂岩、岩屑砂岩、泥岩组成韵律层,见有不完整的鲍玛层序。产菊石化石 *Protrachyceras Ladinum, P* .sp ., *Trachyceras* sp .;瓣鳃类化石 *Halobia rugosoides, Daonella lommeli* 等。

河口组亦普遍发育浊流沉积结构、构造特征,该组总厚度为 230～3 143m。百逢组顶部的中、薄层灰质泥岩夹薄层泥、粉晶灰岩与河口组底部的厚层块状泥岩夹泥质粉砂岩之间的岩性与层理厚度差别可以将两个组分开。此外,古生物化石的不同亦可将两组分开。应该指出的是,由于在整个滇黔桂地区的岩性仍有一定的差别,因此上述岩性段的划分有一定的人为性,尤其是段与段之间的界面位置,在不同的地区还有一定的差别。由于分段的不确定性,在整个大区用岩性段进行横向对比就显得有些困难。因为从沉积学的理论上讲,主要为水道充填沉积组成的砂岩段,其前方应主要为扇状体沉积组成的韵律层段。而盆地大面积存在的砂岩段,在不同区应属同相异期产物,其形成机制应归因于随着盆地向北西挠曲及充填的进行,水道向前推移,从而使水道充填形成的砂岩段逐渐占据盆地的大部分地带。因此在同一时期沉积的产物具有不同的岩相。

(三) 中三叠统生物地层特征

如上所述,滇黔桂地区中三叠统地层中的生物已发现有菊石、瓣鳃类、牙形刺、腕足类及蠕虫等。由于菊石和瓣鳃类化石产出层位较多,易于识别,且又研究得详细清楚,因此在本专著中主要引用滇黔桂石油地质科学研究所同行(1983)的研究成果。根据他们的认识来划分地层,中三叠统百逢组及河口组各生物带的特征及其生物地层位置列于表 2-1 中。

表 2-1 百逢组和河口组生物分带特征表

(据滇黔桂石油地质科学研究所,1983,略有修改)

化石 / 地层	瓣鳃类	菊石
河口组(兰木组)	*Daonella lommeli* 延伸带	*Protrachyceras deprati-P .costulatum* 组合带
百逢组(板纳组)	*Daonella ignobilis* 顶峰或 *D .boeckhi* 顶峰带	*Balatonites-cuccoceras* 组合带
		Japonites-danubites 组合带

(1) 百逢组(板纳组):化石 *Daonella ignobilis, D .boeckhi* 广泛分布于滇黔桂地区,从底

界开始出现,直至顶界,时有个别种类的化石可延伸至上部地层中。带内常见 *D .Producta, Posidonia ussurica* 等化石。菊石的底部组合带大致相当于板纳组第一段的中、下部地层,带中常见 *Judicarites* sp ., *Procladiscites* sp ., *Danubites* sp ., *Leiophyllites* sp ., *Japonitse* sp . 等;上组合带则对应了板纳组第一段中上部及第二、三、四段地层,偶尔还可见上下二组合带有部分重叠。上组合带中的主要分子有 *Balatonites* sp ., *Cuccoceras* sp ., *Paracrochordiceras* sp ., *Acrochordiceras* sp ., *Gymnites* sp 等。

(2) 河口组(兰木组):化石 *Daonella lommeli* 可见于整个河口组,另外,常见的化石还有 *D .indica, D .bulogensis bifurcata, Halobia planicosta, H . Kui, H .rugosoides, H .subcomata, Posidonia wengensis* 等。据广西地质志(1985)资料,在桂西北地区河口组地层仅有 4～5 个属种菊石化石,而在反映当时水体较深的云南丘比平寨剖面则见有 8 个属、15 种以上,其中 *Protrachyceras* 属占绝对优势,有六七个种,次为 *Trachyceras*。带内主要有 *Protrachyceras deprati, P .costulatum, Trachyceras sinense* 等,常见 *P .douvillei, P .tribullum, P .ladinum, P .archelaus, P* .sp ., *Trachyceras* sp .等,其次还有 *Gymnites* sp ., *Joannites* sp ., *Rimkinites* sp ., *Megaphyllites* sp ., *Monophyllites* sp 等。

(四) 桂西北地区岩相古地理特征

根据广西地质志(1985)和国家辉等(1992)的研究可知:在桂西北地区,发生于志留纪末期的广西运动使本区曾一度隆起形成陆地,同时使隆起成陆的早古生代地层暴露至地表遭受风化,被剥蚀、夷平,在晚古生代时缓慢下降,接受沉积。其间,从晚古生代至中三叠世的海相沉积可以划分为两个沉积演化时期:① 泥盆纪至二叠纪为陆棚台盆型沉积期;② 早中三叠世为陆棚-广海型沉积时期。

泥盆系总体反映为海进序列,自下而上为砂岩-泥岩-碳酸盐岩组合,表现为一个较大的完整的沉积旋回。其中,早泥盆世主要为陆屑滨海滩相—浅海台地相沉积,形成下泥盆统郁江组泥质粉砂岩及砂岩夹泥灰岩、灰岩和四排组的白云岩夹灰岩。中、上泥盆统属台沟相,由厚层灰岩、白云质灰岩、生物碎屑岩及硅质岩、硅质页岩构成,主要分布于隆林、百色和南丹罗富等地,多呈不规则带,面积一般不大,宽几公里至几十公里,推测其海域范围多在浪基面之下,部分在浪基面附近。泥盆纪各阶段的沉积相和古地理既有一定的继承性又有一定的差别,其总体特色体现为台沟交错的沉积环境。

晚泥盆世至晚二叠世,尤其在晚二叠世,该地区发生强烈的地壳运动,形成陆壳活化裂隙作用带、往西南方向发生局部开裂并达到洋壳化的程度,同时还伴有基性岩浆侵入和喷溢。这种现象曾被某些研究者称为‘桂西裂谷”作用(李甫安,1990)。其间,在晚泥盆世时只是台沟作用加剧,局部分裂导致基性岩浆喷发。

在石炭纪和早二叠世,该地区保持比较稳定的局面,沟台间的差异比较小,岩相差异已不十分明显,只是较深水区仍有少量硅质岩沉积或灰岩中夹有少量燧石条带和结核。

晚二叠世,地壳大规模张裂,形成隆起坳陷交错的局面。隆起区为台地相,坳陷区为台盆相。由于大部分地区坳陷,只有局部小面积地区相对隆起。因此台地相隆起区呈弧岛状、半岛状散布在坳陷区中,如其中较小的隆起区有高龙、朝阳等,较大的有乐业、凌云等等。随后,伴随着地壳的升降、海水的进退,这些隆起区或为古岛,或为水下隆起。

综上所述,滇黔桂地区晚二叠世的岩相古地理环境特征,除了在台盆边缘斜坡相带发育各种重力流沉积、隆起边缘相带发育生物滩、礁、丘外,大部分地区为台盆相,局部隆起区为台地相。这种局面影响并决定了该地区三叠纪的岩相古地理,并奠定了中生代乃至今日的地质构

造格架。

早三叠世开始,地壳处于相对稳定下降时期,海侵范围继续扩大,桂西北地区较大范围下沉,形成广海盆地。下三叠统罗楼群大部分地区属浅海较深水盆地相,局部隆起区属浅海碳酸盐台地相、陆棚相和台地边缘相。其中有些孤立的台地在早三叠世曾隆起遭受剥蚀,导致下三叠统在局部地区发生不同程度的缺失。

中三叠世海侵扩大,台地缩小,盆地加深,桂西北地区形成广阔的半深海-深海盆地,广泛发育浊流沉积。除隆林等地有零星的台地相碳酸盐沉积外,大部分地区中三叠统百逢组、河口组为具有鲍玛序列的浊积岩,属半深海浊流形成的槽盆相。河口期之后,强烈活动的印支期造山运动使本区上升为陆,遭受剥蚀。因此,区内缺失上三叠统—白垩系。

第三纪时全区地壳处于不断抬升隆起过程中,仅出现了小面积的山间盆地、断陷盆地的陆相沉积,其中沉积物多以湖泊相砂泥岩和沼泽相泥岩为主,山麓相砾岩次之,如百色盆地中有煤、石油等矿产产出。

晚第三纪末期喜马拉雅造山运动使全地区回升,从而结束了陆相湖盆沉积的历史,并形成了多级夷平面和阶地。

六、右江盆地中三叠统百逢组浊积岩的沉积学研究

(一) 浊流沉积与鲍玛层序

1. 浊流的搬运与沉积

现代海洋地质科学研究证实了现代浊流作用具有极大的规模,其分布范围可以自大陆开始直达海洋底部,达数百乃至数千公里之遥。这是现代海洋地质学的重大研究成果之一。早在 1936 年,达利(R .A .Daly)在研究海底峡谷的成因时,首次提出峡谷的形成与沿着海底运动的浊流有关联。此后,约翰逊(Johnson,1939)提出了“浊流”(turbidity current)这个术语用以表示这种“高密度泥质流”的性质,并以此区别于由于温度或盐度的变化而形成的其他种类的密度流。后来,奎南(Ph .H .Kuenen,1950)在 20 世纪 50 年代又作过许多重要的研究。但直到 20 世纪 60 年代,鲍玛(A .H .Bouma)对于浊流及其相应的沉积物“浊积岩”(turbidite)的特点、组成与形成原因进行了系统细致的研究,提出了著名的“鲍玛层序”(Bouma sequence),或“鲍玛旋回”(Bouma cycle)。

当前,对于现代浊流的研究,主要集中在海底峡谷的成因、浊流的性质及水力学特点,即其成因、流速、体积、侵蚀能力、运行距离、覆盖面积以及沉积载荷方式等问题。但是由于影响因素太多,其中仍有许多重大问题未获得解决。在 20 世纪 70 年代,诺马克等(W .R .Normark and F .H .Dickson,1976)在研究苏必利尔湖人工浊流的环境破坏时,获取了浊流的水力学性质。由于李瑟夫矿产公司不断地将铁矿尾矿倾入苏必利尔湖,从而在施而维尔湾(Silver Bay)形成了浊流,他们在 1972～1973 年对水下浊积扇—扇体上的分支水道以及天然堤坝等地貌单元上流经的浊流进行了观测。从总的搬运能力判断及实测结果,浊流的流速为 30cm/ s。浊流的流速受到很多因素的影响,它们之间形成如下的关系(Komar, 1969; Bognold, 1962; Normark 等,1976):

$$(\rho - \rho)/\ \rho\, g h(\gamma \cdot \sin\beta - \omega) = (1 + \alpha)\, a\, v^3$$

式中:ρ 为浊流密度;ρ为湖水密度;g 为重力加速度;h 为流动厚度;$\sin\beta$为水道斜率;ω为悬浮沉积物的沉速;α为底部牵引流动上界面牵引物的相对数量(它与福氏值有关);a 为牵引

系数;v 为颗粒的沉速。对于浊流来说,福劳德值 $Fr=\frac{u}{\sqrt{\frac{\rho_s-\rho}{\rho}gh}}$,$u$ 为水的平均运动速度。

2. 浊积物(岩)的特点

根据对现代深海浊流沉积的研究可知,浊流沉积物主要为粉砂以下粒级的物质,最粗可到中砾,浊积层越厚粒度越粗,其分选性中等至好,粒度越细分选性越好。浊积层中可见粒序性。浊流沉积中的碎屑成分主要是石英、长石、海绿石、云母等。石英呈棱角状。有些浊积物中富含浅海生物,可见植物碎片。与之互层的是含远洋生物的深水软泥。单个浊积层厚几毫米至6m,整个浊积建造的厚度巨大,并可覆盖深海的很大面积。

浊积岩并不是一种单独的岩石类型,而是岩石的一种特殊的成因组合(刘宝 等,1980),因此它在岩石分类表中并未占有位置。浊积岩中的碎屑物质成熟度较低,如岩屑、矿屑,有时还含有有机物。可以见到页岩质砾岩,其填隙物大部分是碎屑及泥质。它的分选性很差至较好,颗粒/ 杂基比值较低,呈页岩与砂岩的韵律状互层,其中也含有继承性的圆化颗粒。

浊积岩中没有大型的交错层理,而存在大量的特征的粒序层理。单层侧向延伸稳定,底面有印模,如槽模、沟模、工具模、跳模、刷模等。还常见有不对称的沙纹层理、包卷层理、生物爬痕、虫迹等构造。浊积岩体长可达若干公里,相当平直,但有时也可能有枝状及分叉状,向海延伸,其指向构造与砂体形状有密切关系。重要产状为席状和似毯状。与浊积岩共生的岩石也很特征,在垂直方向上一般有其他海成页岩和浊积砂岩(如杂砂岩),在横向上岩性差异少。

浊积岩的主要类型有:

(1) 按形成作用的方式可分为:① 类复理石:以滑塌作用为主,主要由砾质泥岩、砂质砾岩、滑动岩块组成。② 滑动浊流岩:通常是由滑动加上流动作用而造成。沉积物中缺乏清楚的印模和粒序性;在粒序层中可见滑塌构造、包卷层理、砂球、撕裂屑和巨大漂砾。③ 正浊积岩:是真正的浊流沉积。

(2) 按成分可分为:① 陆屑浊积岩:由砂—泥组成。② 碳酸盐浊积岩:与生物礁的礁前堆积作用有关。③ 火山碎屑浊积岩:火山喷发的碎屑在水中及在大气中均可形成浊流,其堆积与陆屑浊流堆积相似。

(3) 按形成环境可分为:① 深海浊积岩:通常所指的真正的浊积岩都属于此种类型。② 浅水浊积岩:如由于暴风浪的扰动而形成的“浪成浊积岩”(undaturbidite)。③ 湖泊浊积岩:由河流注入大湖中而形成,如法国—瑞士的罗纳河(Rhone)注入日内瓦湖(Lake de Geneve)即形成此种浊积物(岩)。

(4) 浊积岩的鉴别特征:① 岩石颜色较深暗;② 岩层中发育粒序层及鲍玛层序;③ 巨厚的、单调的二组元互层;④ 古地理位置为浅水陆棚沉积以外,或碳酸盐台地以外;⑤ 浅水生物与远洋生物交互生长的水体环境;⑥ 单层厚度稳定,几厘米厚的浊积层可延续数千至上万平方公里的面积;⑦ 有滑动及沉积物“液化”的证据——包卷层理、滑塌构造、重荷模;⑧ 有高密度流动的侵蚀痕——槽模、沟模、工具痕。但如果岩层中发育有如下构造时,就不会是浊积岩:如席状砂、浪成浪痕(浅水波痕)、海滩构造、沙垅构造、大型交错层理、泥裂(暴露标志)、膏盐、生物礁、根土岩、河流沉积、沼泽沉积……

单独一个浊积岩层不可能包括上述所有特征,也不可能只将某一个岩层就确定为浊积岩,因为“浊积岩”是一个综合性的整体概念(刘宝 等,1980)。

3. 鲍玛层序(Bouma sequence)

鲍玛根据许多地区的研究资料,总结得出浊积岩在垂直方向上的变化组合特征。它是一个理想的层序,一般很难在同一条剖面上完整地同出现。其剖面结构的层序自上而下可描述为(图 2－6)。

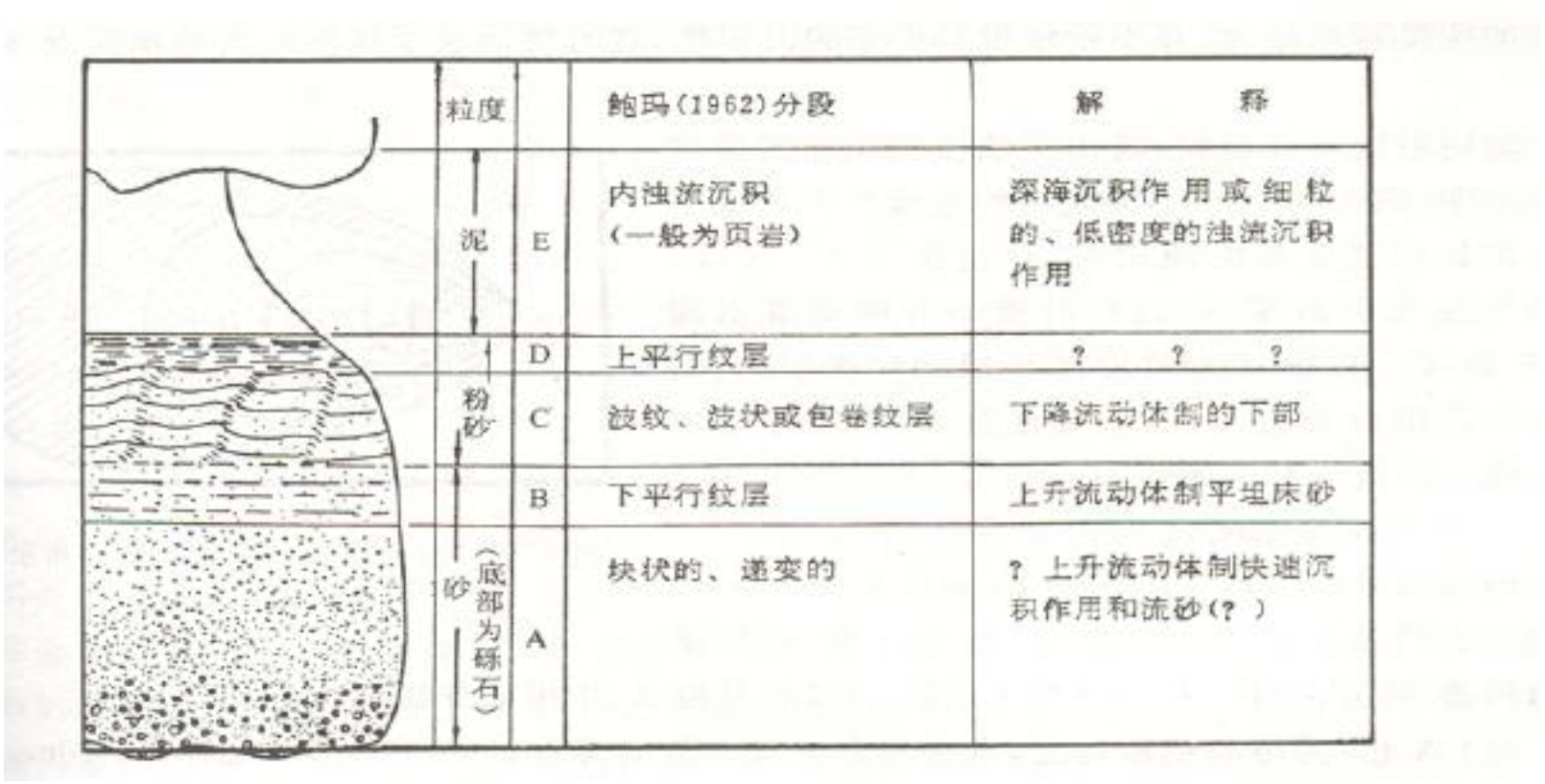


图 2－6　鲍玛层序

(据 Bouma, 1962)

A 段:一般由砂级颗粒组成,为块状层或粒序层,靠近底部含砾石,其粒径一般小于 10mm。底面上具有冲刷-充填构造和多种印模构造。砂岩中还见有其中被充填的生物潜穴。有撕裂碎屑。A 段厚度常较大,代表一种快速堆积的环境。

B 段:粒度较 A 段中砂为小,具有平行的纹理,它与 A 段都是上部水流动态的产物。

C 段:一般为粉砂级颗粒,具有流水沙纹层理及包卷层理,它是下部水流动态的产物。

D 段:为具有水平层理的粉砂级沉积。与 B 段相对应,也有人称之为上平行纹层(将 B 段称之为下平行纹层),为薄的边界层流所造成,厚度也不大。

E 段:通常为远洋沉积的页岩或泥岩。有时也具有水平纹理,因此与 D 段不易分开,它是远洋或次深海的细粒降落沉积物。

在上述 A、B 段中,有经过搬运的浅水生物群,最上部的 E 段内,则有深水动物群。

4. 浊流的形成及其分布

根据鲍玛(1962)的研究成果,浊流的形成与运动可以分为以下四个阶段:

(1) 三角洲阶段:这指的是河流在沉积盆地岸边形成的巨厚三角洲沉积时期,这些快速堆积而饱含水分的三角洲沉积物,主要来源于大陆风化剥蚀物质,被河水搬运至盆地边缘,固结度很低,在外力的影响下,它们随时可能滑动和迅速“液化”并形成浊流整体向海洋处移动。这是浊流的物质准备阶段。

(2) 滑动阶段:这时沉积物没有完全与海水混合,还只是开始“液化”作用。这时,沉积物的滑动速度是很慢的,但随着海水的逐渐加入,沉积物的粘度逐渐减小,滑动的速度就逐渐加快。

(3) 流动阶段:当滑动的沉积物还未完全与水混合,部分物质仍保持高度内聚粘结状态时,粗颗粒也没有集中到底部前锋。有可能就在这种情况下停止运移而堆积下来,这样的沉积

物被称为滑动浊积岩。但只要有一定的坡度,运动的物质就不会停积,并将以渐增的速度继续流动到盆地中心。

(4) 浊流阶段:在环境适合条件下,流动的沉积物可能形成完全的浊流。在浊流中,粗粒的物质集中到靠近底部的前锋(“鼻部”),流速可能继续增加。根据坡度的大小和坡的长短,浊流可以达到最高的流速。它们与大量海水混合,会变成巨大的呈悬浮状态的高密度的浊流。由于浊流的速度越来越大,并不断地带起更多的沉积物,这时便形成了规模巨大的浊流及浊流沉积物。

鲍玛根据研究材料,提出了浊流沉积物的圆锥形分布图(图 2－7)。一个大规模的浊流在开始沉积地段可以形成完整的浊积层,它包括了 A—E 段,它的厚度大但范围小,而后沿流动方向相继出现 B—E 段、C—E 段、D—E 段和 E 段的浊积层,它们的分布范围愈来愈大,但厚度逐渐变薄,在盆地中就形成了浊流沉积的圆锥。

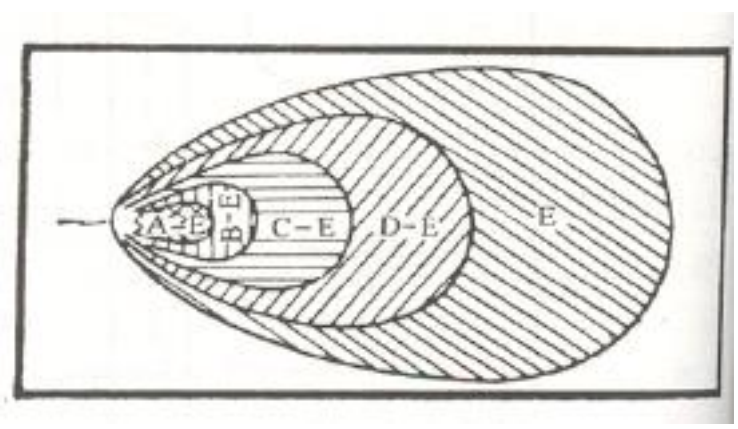


图 2－7　浊流沉积物的圆锥形分布示意图
(据 Bouma,1962)

5. 浊流相与相模式

玛蒂和里奇·卢基(Mutti E . and Ricce-Luchi F .,1972)将浊流沉积划分成 A—G 七个相,以后沃克和玛蒂(Walker R .G . and Mutti E .,1973)又将 A、B 相细分成几个亚相。

(1) A 相:为厚的粗砂岩层,有些地方含有分散的砾石,形成砾岩。单层厚 1～10m,界面很不规则。

A_1 相:杂乱的砾岩,为细砾至巨砾,砂为基质,泥质较少。成层性不规则,厚度一到数米,无层理,无粒序性,无叠瓦构造。

A_2 相:有清晰沉积组构的砾岩,基质为砂。具正粒序及逆粒序层理和原始的平行层理及叠瓦排列,单层厚几十厘米到数米,砾石直径几厘米至一米,平行层理,也有单向交错层理。

A_3 相:无组构的砾质砂岩,又称为滑动浊积岩,岩石为粗粒或巨粒砂岩,含砾(砾径达 10cm),粒序层理罕见,单层厚 50cm～5m(10m)。页岩夹层很薄或缺失。砂岩/ 页岩 > 10。

A_4 相:有组构的砾质砂岩,粒序层理发育,无逆粒序层理。单层厚度一般为 20cm～2m。底面有大型槽模、冲刷痕等。页岩夹层薄而少见,砂岩/ 页岩 > 10。如砾石含量少,A_4 相可过渡为 B_2 相。

(2) B 相:由中至细粒再至粗粒砂岩组成,分选性较 A 相好。呈厚的块状透镜体产出,横向上的连续性也较 A 好。

B_1 相:具盘状构造的块状砂岩,砂岩厚 50cm～2m,常有冲刷的底面,可有包卷层理或平行纹理。

B_2 相:无盘状构造的块状砂岩,底部由粗砂至细砾组成,砂岩为块状,有时有发育较差的平行层理,层的顶部缺乏沙纹交错纹理。砂岩/ 页岩≈ 10。单层厚几十厘米到 2m,底面有冲刷痕。

(3) C 相:典型的浊积岩,又称为近基浊积岩,它由鲍玛层序的 A 段开始,有平坦的底面,规则成层,横向连续性好。砂岩厚 10cm～1m,砂岩/ 页岩 = 5。典型的近基浊积岩是鲍玛层序中的 A、E 段,而不是完整的 A—E 段。C 相由一系列的 A、E 段组成,C 相与 B_2 相是过渡的,但 B_2 为一系列 A 相组成。

(4) D 相:典型的浊积岩,但常缺失 A 段,甚至缺失 B 段,因而是切蚀了底部的 BCDE 型

或 BDE 型或 CDE 型层序。这些层序属于远基浊积岩,即位于海底扇的下部,或盆地的平坦区。底部界线清晰、平坦、粒序性明显,粒度为细砂至粉砂。单层厚 1～10cm,砂岩/ 页岩 = 1 或小于 1。岩层的底部有爬痕和潜穴。

(5) E 相:它与 D 相近似,但具有较高的砂岩/ 页岩比率,单层较薄,但更不规则,或单层更不连续。砂岩底部常无粒序,与上覆页岩之间可有清晰界面。这是与沿水道的漫滩沉积有关的局部地段的产物。

(6) F 相:是一些在沉积之后又顺着斜坡向下发生重力滑动而产生的浊积岩层,其沉积物十分混杂,层理被破坏,甚至出现褶皱。该相包括砂流、泥流、生物层、砾质泥岩、滑塌角砾岩和扰动沉积层等。

(7) G 相:为远洋与次深海的页岩和泥灰岩,有清晰的和发育的纹理及平行的纹理。该相形成于浊流沉积前后两相之间,成为两个主要浊积岩序之间的夹层而与之共生。其沉积作用较慢,为悬浮物的降落沉积类型。

浊流和浊积岩的研究,超出并丰富了传统的机械沉积分异作用的理论,也引导人们重新认识了某些原本被认为属于复理石和类复理石沉积的成因,浊流沉积的理论很好地解释了这些沉积作用类型的机理。浊流沉积理论的建立,促使人们有必要对沉积作用、古地理、大地构造以及金属非金属矿床的某些经典理论进行重新认识与总结。尤其是最近以来,世界各国在浊积岩广泛分布的地区内,发现了赋存其中极富工业意义的“卡林型金矿”,人们对浊积岩及其矿床学意义的深入系统研究,更是上了一个新的台阶。

(二) 中三叠统浊积岩的岩石学特征

高龙矿区及桂西北地区中三叠统,主要为一套陆源碎屑岩。仅在局部地区,在百逢组 T_2b (或板纳组 T_2b)的第四段及河口组 T_2h(或兰木组 T_2l)的第四、五段,夹有薄层和透镜状泥灰岩、灰岩,或含生物碎屑(小壳化石密集层)的钙质泥岩。

表 2-2　桂西北地区中三叠统浊积岩的粒度百分含量与岩石定名

(吴江,1991,有增改)

样号	采样地点	地层层位	砂、粉砂、泥(三者按 100% 计算)			砂、粉砂(二者按 100% 计算)		岩石定名	Bouma 段
			砂(%)	粉砂(%)	泥(%)	砂(%)	粉砂(%)		
G44	田林高龙	T_2b	50.40	27.68	21.92	64.55	35.45	含泥质粉砂质细砂岩	Ta
B5	田林八渡	T_2b	23.29	47.35	29.36	32.97	67.03	泥质细砂质粉砂岩	Ta
L34	田林潞城	T_2b	63.33	4.50	32.17	93.65	6.35	泥质含粉砂质细砂岩	Ta
L35	田林潞城	T_2b	20.02	41.10	38.88	29.51	70.49	泥质细砂质粉砂岩	Tb
L42	田林潞城	T_2b	27.31	43.81	28.88	38.40	61.60	泥质细砂质粉砂岩	Tb
L46	田林潞城	T_2l	32.51	42.38	25.11	33.43	66.57	泥质细砂质粉砂岩	Tb
L51	田林潞城	T_2l	16.10	58.79	25.11	21.50	78.50	泥质含细砂质粉砂岩	Tb
L62	田林潞城	T_2l	5.41	63.96	30.63	7.80	92.20	泥质含细砂质粉砂岩	Tb
D4	东兰兰木	T_2l	45.05	23.92	31.03	65.32	34.68	泥质粉砂质细砂岩	Ta
J19	凤山金牙	T_2l	40.52	30.88	28.60	56.75	43.25	泥质粉砂质细砂岩	Ta
Z2	田东作登	T_2b	14.92	54.56	30.52	21.48	78.52	泥质含细砂质粉砂岩	Tb
L57	田林潞城	T_2l	27.56	28.69	43.75	49.00	51.00	泥质细砂质粉砂岩	Tb
X3	西林石炮	T_2b	7.06	52.93	40.01	11.77	88.23	泥质含细砂质粉砂岩	Tb
N8	那坡百合	T_2b	26.47	51.83	21.70	33.81	66.19	含泥质细砂质粉砂岩	Ta

注:“砂”按“细砂”、“中砂”以及“粗砂”级三分,但本区“中砂”和“粗砂”含量小于 10%,故未参加定名。

吴江(1991)及本科研小组选择桂西北地区田林高龙、潞城、八渡及凤山金牙等八个采样点,在远离矿床(点)地层中采集了160余块正常沉积岩标本,进行分析、测试,研究该区浊积岩的特点。浊积岩在碎屑成分的粒级上常是连续的,尤其是细粒浊积岩中,砂(0.05～2mm)、粉砂(0.005～0.05mm)和泥(<0.005mm)之间的组合形成了三者之间过渡的岩石类型。

依据表2-2中岩石粒度分析结果计算的砂、粉砂和泥质三者的百分含量与岩石定名可知,高龙矿区及整个桂西北地区鲍玛序列的绝大部分粗端(Ta段或Tb段)为含泥质粉砂质细砂岩或泥质细砂粉砂岩。在连续粒级中,最粗者可达"中砂"级,如采自凤山金牙J19样的粒级可达0.37mm(吴江,1991)。在所采样中,最大的"斑状"颗粒粒级为0.61mm,成分为石英,岩石"背景"为泥质粉砂岩。总而言之,高龙矿区乃至桂西北地区浊积岩的粒级较细(此处所涉及的"粒级",并不包括泥砾以及碳酸盐岩碎屑的大小)。

根据对16个粉砂质细砂岩和细砂质粉砂岩的薄片研究,采用统计法统计矿物成分(表2-3)可知,岩石中石英含量在16.20%～41.68%之间,其中,多晶石英为1.79%～9.45%;长石类为1.09%～7.97%;岩屑为12.59%～45.02%,燧石为0.31%～3.19%;云母类为(多为绢云母或蚀变黑云母)0.47%～9.82%,碳酸盐岩(含假杂基颗粒)为7.93%～32.60%;杂基为19.15%～50.57%。对各种长石质碎屑颗粒的电子探针分析表明(表2-4),区内浊积岩中长石质碎屑无论是否具有聚片双晶性质,均为钠长石。按其分子式计算可知,少数长石还含有3%的钙(Ca)和2%的钾(K)。

表2-3　桂西北地区中三叠统砂岩矿物成分统计结果(%)

(据吴江,1991,有删改)

采样地点	样号	层位	岩性	石英	多晶石英	长石	岩屑	燧石	云母	碳酸盐岩颗粒	基质	端元		
												Q 石英	F 长石	R 岩屑
高龙	B42	T_2h	1	25.55	4.21	1.09	45.02	0.31	1.40		22.43	33.54	1.43	65.03
高龙	B44	T_2h	2	27.11	4.29	2.30	41.35	2.60	2.14		20.21	34.91	2.96	62.13
潞城	L5	T_2h	3	37.52	2.64	3.17	13.34	2.51	3.17	18.49	19.15	6.340	5.36	31.24
潞城	L18	T_2h	4	36.89	3.66	7.32	23.17	2.29	4.16	7.93	14.63	5.011	9.98	39.71
潞城	L34	T_2b	5	27.62	4.89	3.15	25.70	0.52	8.22	10.14	19.26	14.63	5.09	50.28
潞城	L42	T_2b	6	27.20	9.45	2.77	19.71	1.47	6.19	9.45	23.78	44.88	4.57	49.45
潞城	L46	T_2h	7	16.20	3.20	2.40	14.00		2.60	32.60	29.00	45.25	6.70	48.05
潞城	L57	T_2h	8	27.32	2.86	4.11	13.92		4.29	25.71	21.79	56.66	8.52	34.82
石炮	X3	T_2b	9	16.40	3.70	5.79	30.55		3.86		39.71	29.06	1.026	60.68
八渡	B5	T_2b	10	29.35	5.98	7.97	21.38		5.43		29.89	45.38	12.32	42.30
兰木	D2	T_2b	11	27.86	1.79	3.39	27.14		9.82		30.00	46.29	5.63	48.08
百南	N2	T_2h	12	20.51	2.05	4.51	12.59	1.50	8.07		50.57	49.81	1.095	39.24
百合	N8	T_2h	13	41.68	2.48	5.67	20.90	3.19	4.49		21.61	56.39	7.67	35.94
作登	21	T_2b	14	26.57	4.49	4.85	26.75		6.28		31.61	42.40	7.74	49.86
金牙	J30	T_2b	15	33.85	3.90	1.56	26.83		0.47	10.76	22.62	51.18	2.36	46.46
金牙	J19	T_2b	16	35.96	3.46	1.92	26.82		1.15	11.92	18.65	52.68	2.81	44.51

注:1. 含泥质粉砂质细砂岩;2. 含泥质粉砂质细砂岩;3.泥质细砂质粉砂岩;4.含泥质粉砂质细砂岩;5.泥质含粉砂质细砂岩;6.泥质含粉砂质细砂岩;7.泥质含粉砂质细砂岩;8.泥质含粉砂质细砂岩;9.泥质含粉砂质细砂岩;10.含泥质粉砂质细砂岩;11.泥质粉砂质细砂岩;12.泥质含细砂质粉砂岩;13.含泥质粉砂质细砂岩;14.泥质粉砂质细砂岩;15.泥质粉砂质细砂岩;16.泥质粉砂质细砂岩。

表 2－4　桂西北地区中三叠统岩石中长石质碎屑电子探针分析结果及长石定名

(据吴江,1991,有增改)

采样地点	样号	质量百分比(%)												总重量(%)	定名
		Na_2O	MgO	Al_2O_3	SiO_2	K_2O	CaO	TiO_2	MnO	Cr_2O_3	NiO	FeO	Au	Ag_2O	
石炮	X14	11.17	0.00	18.74	69.79	0.12	0.10	0.10	0.00	0.26	0.00	0.14	0.00	0.00	100.42	钠长石
八渡	B5	10.13	0.05	18.56	69.69	0.09	0.07	0.00	0.00	0.82	0.18	0.10	0.00	0.00	99.69	钠长石
潞坡	L12	10.85	0.00	18.32	69.99	0.00	0.00	0.00	0.00	0.21	0.14	0.14	0.00	0.00	99.65	钠长石
潞坡	L20	0.05	0.54	15.50	75.28	3.81	0.07	0.12	0.00	0.18	0.00	1.04	0.80	0.06	97.45	云母
潞城	L7	0.03	0.51	2.73	3.03	0.10	52.8	0.00	0.90	0.90	0.00	1.36	0.00	0.04	62.4	方解石
潞城	L7	0.42	10.48	2.16	4.33	0.09	26.2	0.00	0.45	6.18	0.00	13.25	0.10	0.00	63.66	方解石
兰木	D2	10.27	0.00	18.03	69.21	0.01	0.52	0.04	0.00	0.84	0.00	0.41	0.98	0.00	100.30	钠长石
百南	N5	10.98	0.00	18.51	69.78	0.00	0.05	0.03	0.08	0.12	0.03	0.00	0.13	0.00	99.70	钠长石
百合	N13	11.07	0.00	18.89	70.03	0.14	0.14	0.00	0.00	0.20	0.00	0.15	0.00	0.01	100.63	钠长石
金牙	T19	0.20	10.73	0.03	3.57	0.03	0.56	0.20	0.29	0.12	0.00	44.94	0.00	0.00	60.67	铁白云石
金牙	T19－1	0.87	11.62	0.44	4.35	0.17	0.30	0.45	0.10	0.00	0.15	42.56	0.00	0.17	61.17	铁白云石
金牙	T16	0.00	9.43	0.00	0.02	0.00	29.92	0.00	1.68	0.29	0.05	13.26	0.00	0.14	54.93	方解石
金牙	T16－1	0.30	0.28	13.76	56.14	3.52	0.41	0.00	0.02	2.65	0.00	0.75	0.00	0.00	77.95	粘土基质

(测试者:中国地质大学(北京)电子探针室陈进)

区内浊积岩中的岩屑因颗粒很细,并且有成岩作用和后生作用的影响,因而难以划分类型。但根据一些颗粒具有极细粒石英、细条状长石和玻璃质组成的特点综合分析,可初步确定为火山岩屑,另外还有泥质岩屑等(吴江,1991)。

浊积岩中所见的重矿物主要有金红石、电气石、磷灰石、榍石和锆英石,这些重砂矿物均呈圆粒状,磨圆度中等至较好。这种观察结果与方道年(1989)和吴江(1991)等归纳的重矿物鉴定结果(表 2－5)相一致,反映了该区浊积物具有再改造沉积的特点(何镜宇等,1982)。

表 2－5　右江盆地中三叠统浊积岩中重矿物鉴定统计表

重矿物含量 / 采样地点	重矿物		
	主要	次要	较少
田林高龙鸡公岩	电气石、金红石	锆英石、榍石	锡石、磁铁矿
田林高龙金龙山	电气石、磁铁矿	锆英石、榍石	锆英石、磷灰石
田林潞城	电气石	锆英石、榍石	榍石、金红石
田林利周	金红石	电气石、锆英石	榍石、白钛石
田阳玉凤	金红石	电气石、榍石	锆英石、磷灰石、白钛石
田东作登	金红石	电气石、锆英石	
东兰兰林	金红石	电气石、榍石	锆英石、绿帘石
凌云下甲	金红石	电气石、锆英石	磷灰石、白钛石
那坡百合	金红石	电气石、锆英石	榍石、白钛石、磷灰石
南丹火幕	金红石	电气石、锆英石	榍石、白钛石
上林塘红	金红石	电气石、锆英石	榍　石
武鸣灵马	金红石	电气石、锆英石	榍石、白钛石

注:表中除田林高龙鸡公岩和田林高龙金龙山两处标本为本课题小组所作之外,其余各地标本均为方道年(1989)和吴江(1991)的资料综合。

吴江(1991)曾对浊积岩中粒级小于 2μm 的 10 个提纯粘土样进行过 X 射线衍射分析测试(表 2－6)。他指出:在这些粘土的矿物成分中,伊利石占 90%以上,绿泥石约占 1%～6%,个别样品中高岭石占 3%,并还有极微量的蒙脱石。这些粘土矿物也在电镜图像上得到了显示。

表 2－6　桂西北地区中三叠统浊积岩粘土成分 X 射线衍射分析结果(%)

(据吴江,1991,有增改)

采样地点	样号	地层层位	伊利石	绿泥石	高岭石	蒙脱石	云母	石英	原岩岩性
田林高龙	B7	T_2b	99	1				极少	含矿白云石质粉砂岩
田林高龙	B14	T_2b	100				极少	极少	含矿泥质粉砂岩
田林高龙	B34	T_2b	100					极少	含矿粉砂质泥岩
田林潞城	L43	T_2b	90	6	4	?			泥质粉砂岩(Tc)
田林潞城	L44	T_2b	94	6				极少	粉矿质泥岩(Td)
田林潞城	L45	T_2b	> 95	< 5					泥岩(Te)
田林潞城	L64	T_2l	> 95	< 5					粉矿质泥岩(Td)
田林潞城	L65	T_2l	> 95	< 5					泥岩(Te)
凤山金牙	J15	T_2b	> 95	< 5			极少		含矿粉砂质泥岩
凤山金牙	J103	T_2b	> 95	< 5			极少		含矿粉砂质泥岩

(测试者:中国地质大学(北京)X 射线衍射光室陈荣秀)

由于这些岩石所处层位较低,主要为百逢组 T_2b(或板纳组 T_2b)和河口组(T_2h)(或兰木组 T_2l)下部,它们经历了深埋作用,尤其重要的是区内的区域岩浆热液作用的影响,造成粘土矿物向着稳定的伊利石和绿泥石方向转化,由此可以推断原始沉积岩中高岭石和蒙脱石还应更多一些。另外,由于砂岩组成中的长石主要为钠长石,火山碎屑中的长石呈细条状,并见蚀变黑云母,重矿物主要为锆英石、金红石、电气石。

粘土矿物组成中含有高岭石等,由此可综合判断出本区浊积岩的源区物质应为中酸性岩石,并在沉积过程中混夹有碳酸盐质(吴江,1991)。

岩石的含金性根据所收集到的田林潞城剖面中非含矿地段中三叠统岩石标本的含金性资料分析(吴江,1991)可知:当剔除两个异常高金含量值 16.9×10^{-9} 和 16.7×10^{-9} 的样品之后(由于“块金效应”而导致金分布的极不均匀),对表 2－7 中所列数据分不同鲍玛层段所计算的平均值(表 2－8)来看,粗端的 Ta、Tb 含金略高。从总体上看,可以认为无明显差异,并且两个组鲍玛层段的含金情况也大致相同。

与黎彤(1976,1990)得出的地壳金丰度值 3.5×10^{-9} 相对比,本区中三叠统浊积岩的原始含金值是比较低的。这种现象可能与其物源为中酸性,而非基性有关,亦即其母源本身含金量就低少。另外,根据吴江(1991)的意见,在浊积岩的粘土矿物组成中,90%以上为伊利石(表 2－6),而不是吸附性较好的蒙脱石,这势必影响了粘土矿物对海水中金的吸附能力,因而这些因素使得本区中三叠统浊积岩层在总体上的初始含金性就比较差。

表 2-7　田林潞城非含矿地段中三叠统不同鲍玛层段元素分析数据(Au 的单位为 10^{-9},其余为 10^{-6})

(据吴江,1991,有增改)

序段	样号	层位	Au	Ag	Hg	Sb	As	Cu	Pb	Zr	Mn	Fe	Ca	Mg
Ta	L12	T_2b	3.3	未作分析										
	L18	T_2l	2.0	未作分析										
	L20	T_2l	1.7	未作分析										
	L23	T_2l	1.0	未作分析										
	L34	T_2b	1.6	0.033	0.016	4.23	10.2	24.3	12.0	93.3	385	3.81	4.77	1.18
Tb	L30	T_2b	3.8	0.040	0.033	3.33	11.1	23.1	8.2	120.5	897	2.93	11.23	0.95
	L35	T_2b	1.5	0.036	0.016	2.40	13.4	17.8	6.2	72.3	541	3.06	5.60	0.88
	L38	T_2b	1.3	0.072	0.022	2.90	14.4	39.4	16.3	99.0	623	3.53	3.09	0.89
	L45	T_2l	2.5	0.45	0.051	0.80	150	31.3	17.6	92.1	20.72	3.10	5.00	0.83
	L51	T_2l	1.9	0.046	0.034	0.50	3.8	32.3	7.4	85.9	1 217	3.63	7.06	0.95
	L57	T_2l	2.1	0.050	0.059	0.45	4.8	31.3	14.3	108.1	1 199	3.51	4.75	0.91
Tc	L31	T_2b	16.9	0.035	0.050	3.40	13.2	31.3	10.2	99.4	636	3.56	8.11	1.10
	L39	T_2b	1.6	0.028	0.023	2.29	12.9	30.8	4	106.4	781	4.10	5.47	1.12
	L47	T_2l	1.3	0.050	0.019	0.71	5.9	30.9	11.4	70.3	1 382	3.72	5.90	1.02
	L52	T_2l	1.1	0.032	0.020	0.63	2.4	28.2	38.2	116.1	627	5.76	4.20	1.34
	L53	T_2l	1.3	0.030	0.024	0.64	4.6	25.0	15.8	119.0	473	5.92	3.26	1.38
	L58	T_2l	0.9	0.030	0.020	0.50	2.4	22.8	9.5	101.8	757	4.82	5.52	1.24
Td	L32	T_2b	1.3	0.010	0.008	6.18	9.4	28.4	6.0	75.5	380	3.83	4.45	1.41
	L36	T_2b	1.7	0.053	0.012	3.51	22.6	17.6	13.0	76.7	424	3.17	12.59	0.90
	L40	T_2b	1.0	0.129	0.018	9.32	14.4	43.5	23.7	52.4	1 106	2.40	12.59	0.70
	L48	T_2l	1.4	0.57	0.021	1.27	7.8	22.0	17.0	76.5	665	4.90	3.34	1.28
	L54	T_2l	1.4	0.036	0.034	1.09	6.7	27.4	15.8	121.6	719	5.41	3.81	1.31
	L59	T_2l	1.1	0.033	0.021	0.70	4.4	31.3	8.9	107.7	550	5.75	0.51	1.29
Te	L33	T_2b	16.7	0.026	0.028	6.63	9.8	32.1	4.1	84.2	328	3.43	3.56	1.41
	L37	T_2b	1.4	0.071	0.043	3.91	15.2	45.8	13.7	149.8	940	3.07	9.71	0.95
	L41	T_2b	1.3	0.035	0.007	3.37	1.13	24.7	5.0	62.1	253	3.71	1.42	1.21
	L13	T_2b	1.2	未作分析										
	L49	T_2l	1.1	0.042	0.016	0.70	6.1	35.3	7.8	75.8	262	3.98	0.56	1.16
	L55	T_2l	1.1	0.030	0.011	0.61	4.2	42.2	9.8	72.0	308	4.08	1.73	1.19
	L60	T_2l	0.8	0.035	0.012	0.57	4.0	47.5	9.5	87.8	225	4.26	1.30	1.24
	L19	T_2l	1.9	未作分析										
	L21	T_2l	1.3	未作分析										
	L24	T_2l	1.5	未作分析										

(测试单位:湖北省地质实验研究所)

表 2－8　田林潞城非含矿地段中三叠统不同鲍玛层段含金平均值(10^{-9})

(据吴江,1991)

鲍玛层段 / 地层层位	Ta	Tb	Tc	Td	Te
T_2b	2.45(2)	2.20(3)	1.6(1)	1.33(3)	1.30(3)
T_2l	1.57(2)	2.17(3)	1.15(4)	1.33(3)	1.28(16)

注:括号内数字为参加统计的样品数。

(三) 沉积构造与古流向、古坡向

本专著收集了多位研究者在桂西北所作的辛勤劳动成果,他们(洪庆玉、侯方浩,1979;滇黔桂石油地质研究所,1983;吴江,1991)系统地观察并细致地描述了中三叠统浊积岩中的槽模、沟模、戳模(或锥模)、重荷模、鲍玛层序、包卷层理,以及浪成波痕、波状交错层理、U形障碍冲蚀痕、横向冲刷模、大型滑动模和少量遗迹化石。根据其产出形态,可将在桂西北地区中三叠统浊积岩中见到的各种沉积构造划分为如下类型。

1. 层面构造

(1) 波痕;(2) 冲蚀构造;(3) 压刻构造;(4) 负荷构造;(5) 实体化石及遗迹化石。

2. 层内构造

(1) 块状和递变层理;(2) 平行层理与旋卷(或包卷)层理;(3) 小型交错层理;(4) 小型波状交错层理;(5) 水平纹理与砂泥水平薄层互层层理;(6) Bouma(鲍玛)序列。

3. 滑塌构造

(1) 包卷层与杆状构造;(2)“混杂构造”或滑塌角砾岩;(3) 同沉积断层。

对古流向及古斜坡倾向的分析,关系到对古代浊积岩系几何形态、分散型式和沉积物质来源方向的判断。本课题小组未作专门研究,但收集了前人的大量研究成果。根据洪庆玉、侯方浩(1979)、滇黔桂石油地质研究所(1983)、吴冲龙(1984)、秦建华(1989)、王国田、方道年(1989)和吴江(1991)等的资料,他们对反映主要和次要古流向的各种沉积构造,如槽模、沟模、纵向沟脊、大型滑动模等,以及对反映斜坡方向和水道边坡方向的包卷层轴面、滑塌面作了测量,对同一观察点所测的标志面及地层层面产状,采用计算机进行了原始标志面产状的换算(吴冲龙等,1984),最后得出古流向和古坡向的方位角数据(表 2－9)。

由表 2－9 中数据资料可以看出,百逢期(或板纳期)时水流方向在 214°～347°之间,大多数在 260°～340°之间,40 个测量数据的平均值为 300°。河口期(或兰木期)时在 260°～346°之间,19 个测量数据的平均值为 298°。两个沉积时期的平均值基本一致,表明浊流流动方向是相当稳定的。

吴江(1991)曾对凤山金牙盘弄等地出露的滑塌包卷层轴面、滑塌面进行了测量(表 2－10)。换算结果表明:金牙盘弄百逢组(板纳组)第三段中滑塌面的倾向在 250°～348°之间,倾角为 18°～24°。由于滑塌面常常是一个上凹面,因此相对于较小倾角的斜坡(通常为 3°左右)来说,较大的滑塌面倾角可能反映了滑塌面上部的特征。滑塌包卷层轴面的倾向与滑塌面的倾向,在凤山县金牙盘弄地区存在两种关系:同向和反向。由于发生滑塌运移时,前方比后方所受的阻力要大,因而才可能形成包卷层。若运移速度较慢,后方所受阻力略小于前方时,则可形成包卷层轴面倾向与滑塌面倾向同向;若运移速度较快,后方所受阻力大大小于前方阻力时,则易形成两者倾向反向的效果。因此使用包卷层的轴面倾向来考虑斜坡坡向时,要结合滑

塌面的倾向换算结果和古流方向。对金牙盘弄地区反映的古坡向结果求其平均值可得,滑塌面为 299°,包卷层轴面为 332°,两者的总平均值为 322°。这一数据可综合代表斜坡的古坡向。在那坡百南兰木组 $T_2 l$ 第二段中所测值的平均坡向为 307°,均与本区内平均主要古流向 300°相近。

表 2-9　桂西北地区中三叠统浊积岩沉积时期古流向数据表

(据吴江,1991 等,有增改)

地点	层位	最小值～最大值 平均值(点数) 古流向(°)	沉积构造类型
高龙	$T_2 h$	291(1)	F
百逢	$T_2 b$	268～341 300(3)	F .LG
河口	$T_2 h$	278～345 316(4)	F
定安	$T_2 b$	262～295 279(3)	F .G
潞城	$T_2 b$	268～307 290(8)	F .G
潞城	$T_2 h$	282～346 296(5)	F
标屯	$T_2 b$	270～330 293(3)	F .G
者夯	$T_2 h$	260～280 273(2)	F
底旭	$T_2 b$	260～275 268(2)	F
五洛河	$T_2 h$	300(1)	F
田东作登	$T_2 b$	214～287 246(3)	F
凤山金牙	$T_2 b$	302～347 327(5)	F .LC
那坡百合	$T_2 b$	286～340 323(8)	F .G
那坡百南	$T_2 h$	310(1)	F
田林标屯	$T_2 h$	270(1)	G
东兰兰木	$T_2 h$	290～330 313(3)	F .G
百色百康	$T_2 b$	300～330 317(5)	F .G
板其、丫他	T_2	270±	F
总　　计	$T_2 b$	214～342 300(40)	
	$T_2 h$	260～346 298(19)	

注:F 为槽模,G 为沟模,LG 为纵向沟脊,LC 为小水道透镜砂体。

表 2－10　桂西北地区中三叠统浊积岩中滑塌构造和换算数据与推测坡向

(据吴江,1991,有增改)

地点	层位	产状(°)	标志面产状(°)	原始产状(°)	标志面类型	坡向(°)	综合古流方向推测向(°)
凤山金牙	T^2_b(自上而下)	55∠40 40∠23 T^2b	35∠43	330∠14	A		330　s
			16∠37	345∠18	B	348	
			3∠35	326∠21	B	326	
			10∠60	358∠41	A		358　s
			0∠46	337∠31	A		337　s
			16∠28	325∠11	A		325　s
			70∠30	117∠15	A		297　r
			66∠21	154∠10	A		334　r
			336∠20	273∠23	B	273	
			28∠23	305∠5	A		305　s
			320∠12	250∠24	B	250	
			125∠25	167∠32	A		347　r
			82∠17	172∠15	A		352　r
			225∠30	233∠39	C		233 或 53
			195∠30	209∠36	C		209 或 29
			310∠22	202∠43	C		202 或 22
			87∠54	80∠29	A		260 或 80
	T_2h		74∠41	46∠49	A		226 或 46
兰木	T_2l		294∠43	326∠25	B	326	
百南	T_2l		210∠13	108∠20	A		288　r

注:表中 A 为滑塌包卷层的轴面,B 为滑塌面,C 为杆状构造;s 和 r 分别表示 A、B 两类面的关系为反向和同向。

综合上述资料分析可知,在右江盆地中三叠世沉积时存在着斜坡带,因而顺着古流水向下进入盆地后首先形成了浊积体系的近端部分。总体上说,右江盆地东部和东南部存在一条不宽的斜坡带。在斜坡下部发育有大量滑塌沉积,在斜坡上部则发育泥质浊流、悬浮物质沉淀所产生的细粒岩相。宽阔的水道沉积顺斜坡下部可一直伸展到盆地中央;水道口前缘为扇状体及分支水道沉积;水道间为洼地细粒相沉积,一些溢堤流也充填其中。由于物源区供给的沉积物颗粒较细,造成右江盆地浊积岩沉积模式上独特性,而与一般的沉积模式不完全相同。另外,根据右江盆地下三叠统、中三叠统百逢组(板纳组)、河口组(兰木组)的地层等厚线可以推测出盆地内存在许多沉积厚度较小的地区,这反映出盆地内部相对隆起状态,如田林高龙、凤山金牙、凌云逻楼等地。但这些相对隆起地区浊流的流动方向与周边地区的浊流流动方向仍保持一致,表明这些隆起并未形成足以改变古流方向的睦档,因而深刻反映出它们的基底具有同沉积背斜的性质,它们的形成与发展与后期微细浸染型金矿床的形成具有密切的关系。

七、右江盆地中三叠统浊积岩及初步分析

(一) 右江盆地的形态

根据西南石油学院和广西石油队联队(1978)、滇黔桂石油地质研究所(1983)、广西、贵州

和云南三省区域地质志(分别为 1985、1980 和 1990)以及吴江(1991)等的实际剖面和文字研究资料可知,现存的右江中三叠统浊积岩主要分布在广西那坡—武鸣—南丹—贵州平坝—贞丰—云南丘北所围限的地区内。根据浊积岩形成原理,浊积岩的形成条件需要海洋环境水深 50m 以上并有足够长度的斜坡(Stow,1986),因此上述围限地区还只可能是右江盆地的一部分,而盆地分布范围应该比其更大。综合考虑大地构造单元分界,以及浊积岩相向东—东南方向与细碎屑岩过渡(如向都安庭律及宜山各洛过渡),向西—西北方向与碳酸盐岩过渡等特点,吴江(1991)将右江盆地的边界拟定为:北界自云南红河—师宗至贵州安顺—贵定,东界自贵定至广西环江—合山,南界自广西凭祥至宾阳,西界为云南红河断裂,其长(北东-南西向)约 440km、宽(北西-南东向)约 420km,总面积约 180 000km^2,呈一近等边形的北宽南窄之梯形状。但由于该区褶皱及压扭性断裂比较发育,因此原始盆地的规模很可能比现在所看到的范围要大。

(二) 基底同沉积构造

根据右江盆地内部发育的深、大断裂带两侧的岩相及其厚度变化、带内岩浆活动,可以推测出,在该区右江、那坡-广南、田林-巴马、南丹-昆仑关、宜山-柳城以及下雷-灵马等深大断裂带中,除右江断裂之外,其余断裂均至少对晚古生代的沉积起到了控制作用。由于中三叠统的沉积厚度比晚古生代任何一个相当绝对年龄的统的厚度大一个数量级左右,因此中三叠世的拗陷幅度及相应表现出的受力强度都比晚古生代要大,上述诸条断裂(除右江断裂外)在中三叠世时应该发生了较强烈的活动,并且对该地区中三叠统的沉积作用具有明显的控制意义。

根据区内下三叠统、百逢组(板纳组)和河口组(兰木组)的地层等厚线图可以看出,右江盆地存在明显的沉积中心区,如云南阳瞀—广西百色百康,以及沉积厚度较小的地区,广西田林高龙、凤山、凌云、巴马等地。由于中晚三叠世水体逐渐淤浅,右江盆地应属于补偿和过补偿类型,因而沉积物厚度与基地沉降幅度呈正相关性,地层厚度等值线的面貌大致反映了盆地基底沉积状态(吴江,1991)。

(三) 区域沉积演化及物源区

综合分析前人(滇黔桂石油地质研究所,1983;贺自爱,1983;刘宝 ,1987;吴江,1991)的研究成果可知,右江盆地在中晚三叠世时期的沉积演化具有以下特点。

1. 安尼西期(Anisian stage)

这一时期即为百逢组(或板纳组、许满组、果化组)等同时代地层的形成时期,其浊流沉积向北可达贵州的望漠、许满等地。浊流分布区以北的贵州兴义—贞丰—贵阳一线,可分出北部的滩后坪相亚带、中部的生物滩相亚带和南部的陆棚-斜坡相亚带。浊流向西可达滇东南的丘北、广南、富宁等地,并见到具有玛瑙结构、含生物碎屑及藻屑结构、鲕状结构等浅水特征的厚层状碳酸盐岩(据云南区域地质志,1990)。浊积岩南界的广西凭祥、南宁、钦州等地,则可见到一套夹薄层煤线的上三叠统平峒组等海陆交互相碎屑岩沉积,不整合于印支期花岗斑岩之上。值得注意的是,在钦防残余海槽区,在晚二叠世—早三叠世于防城—钦州一带的山前坳陷堆积了上万米的陆源碎屑沉积,但缺失中三叠统;浊积岩东界的南丹—武鸣一带,在以东的宜山洛岩—都安庭律地区为浅水细粒碎屑岩沉积(方道年等,1981),在桂林地区,可见下侏罗统不整合于下三叠统马脚岭组之上;玉林—容县地区上三叠统超覆于志留系和泥盆系之上(苟汉成,1985),均缺失中三叠统。

根据上述情况推测,本区的海水应由西南方向的越南进入,结合古流向、古坡向(平均约 300°)资料及上述地层超覆情况判断:物源区应该在桂东和桂东南地区,盆地的最大水深和最

大沉积中心、最大基底沉降区相基本一致,即均在云南广南拥村至广西百色百康一带(吴江,1991)(图 2－7)。

2. 拉迪尼亚期(Ladinian stage)

该期即为右江盆地域内河口组(或兰木组、杨柳井组、拖味组等)等地层的形成时期。浊流沉积总体上偏西北分布,在贵州安顺—平坝之间的羊昌河区,在相当于兰木组的第二段和第三段的层位中,见有具槽模鲍玛层序的浊积岩覆盖于夹有灰-泥灰岩的泥岩之上(滇黔桂石油地质研究所,1983),在云南丘北县温牛纳赛—普格一带,兰木组中段与拖味组之间有一北北西向的相变界线,西侧为拖味组白云岩及灰岩,东侧为兰木组中段的泥岩和砂岩,两者在平面上呈指状交错(云南区测队,1980;丘北幅,1∶20 万)。在师宗等地,则见有兰木组上段与拖味组上段的相变,反映出随着时代的变新,相变界线有向西迁移的趋势。刘宝 等(1987)在丬纳黔西南及黔南中三叠统沉积特征时指出:拉迪尼亚期的陆源碎屑沉积覆盖了安尼西期陆棚-斜坡相带的大部分地区。这些现象表明:右江盆地在北西-南东向挤压应力的作用下,存在由南东向北西迁移、因而造成浊流沉积向北西发育的趋势。

3. 卡尼-诺利克期(Carnian-Norian stage)

右江盆地在卡尼期,仅在云南的开远、丘北、罗平,贵州的遵义、贞丰至贵阳一带有沉积。卡尼期尚残存有浊流沉积,覆盖于浅水的碳酸盐岩之上。在云南丘北平寨,与中三叠统兰木组连续沉积的卡尼期红湾组,在北西 20km 的石汪地区与中三叠统拖味组厚层石灰岩连续沉积;贵州贞丰龙场地区卡尼期的赖石科组浊积岩,与法郎组的竹杆坡组石灰岩连续沉积(苟汉成,1985)。浊积岩之上沉积了卡尼期晚期富含海相浅水底栖生物化石的把南组砂岩、泥岩,以及诺利克期海陆交互相的火把冲组含煤岩系地层。在贞丰地区,把南组顶部夹有 5～6 层劣质煤层(苟汉成,1985)。

由上述资料可以看出,右江盆地沉积区自晚三叠世开始有明显变化,发生强烈的北西向迁移,并自卡尼期盆地淤塞变浅形成海陆交互相沉积,最终结束了右江盆地浊积岩的演变历史。

(四) 右江浊积盆地演化及古水深分析

在下三叠统地层中,产出了一套火山碎屑浊积岩及其伴生的富含放射虫、硅质海绵骨针的硅质岩,而同期其相近地区则存在叠层藻、富含克氏蛤的粉砂岩、泥岩和亮晶生屑灰岩等(侯方浩等,1984)。据此吴江认为(1991):早三叠世时盆地最大水深不会超过 1 000m。而在中三叠统中,未见前人报导过发现有放射虫及硅质海绵骨针。

右江地域在早三叠世时,有菊石化石 64 属 210 余种,而至中三叠世时仅 28 属 42 种,并且多产在中三叠统下部的板纳组中,上部的兰木组仅有 4～5 个属种;同期与之相伴的瓣鳃类化石属种数量却略有升高,早三叠世有 18 属 38 种,中三叠世 16 属 73 种(广西区域地质志,1985;殷鸿福等,1988)。此外,在桂西北地区,当一进入兰木组地层时即无菊石化石。但在云南丘北剖面上,自兰木组一段直至卡尼早期的红湾组都可见到菊石化石,这似乎表明拗陷幅度随时间推移有向西部增大的趋势。由于水体变浅,会使呈浮游状态生存的菊石的生成空间变小,而呈底栖及浮游状态的瓣鳃类,所受影响则较小。

根据上述古生物种属的分布情况,可以推知,安尼西期和拉迪尼亚期盆地的水深可能小于早三叠世。结合中三叠世时槽盆中存在具有鲕粒、介屑、棘屑、藻屑、腕足碎片及有孔虫的碳酸盐岩台地,而台地沉积时为砂泥质覆盖,使得台地碳酸盐岩局部出现砂岩、泥岩夹层来推断,台地与盆地之间的高差不大,盆地水深在 300～500m 左右(方道年等,1989;吴江,1991)。

综合研究表明,拉迪尼亚期的菊石化石在桂西北区仅有 4～5 属种,且只位于水深较大的

广西百色百康,在水深较大的云南丘北等地则见有 8 属 15 个种(滇黔桂石油地质研究所,1983)以及兰木组中产有较多植物化石碎片,可知当时盆地水深已进一步变浅。由于自兰木组第一段开始出现风暴浪基面以上才应有的大量浪成波痕、浪成波状交错层理,因此推知拉迪尼亚期该区主体部分的水深已减小至 200m 以内(吴江,1991)。

在卡尼早期,还在贵州贞丰龙场、云南丘北平寨等地尚存有反映深水环境的浊流沉积,到卡尼晚期即转变为含薄层煤层的海陆交互相沉积,这表明水体深度已减小至 30m 以内了。

由上所述不难看出,右江盆地在三叠纪浊积岩发育时期,早三叠世时可能达到最大水深,随后便逐渐淤塞变浅,浊积盆地也随之由发生→发展→消亡。

从演化特点方面分析,右江浊积盆地是右江沉积盆地形成全部过程中的一幕,其出现直至消亡与特定的构造背景有关。在早三叠世末,由于板块的持续挤压与碰撞,原钦防海槽在早二叠世末褶皱抬升,并再沉降接受巨厚沉积之后,再次结束了其晚二叠世至早三叠世的沉积历史,上升为陆。与此同时,在晚古生代裂陷作用过程中形成的右江盆地,却因挤压挠曲而加大了基底下沉的幅度。这样一来,钦防区的隆升与右江区的下沉所造成的地形相对高差,为浊流的产生准备了必要的沉积盆地斜坡条件。桂东南、桂东早三叠世的沉积则因形成的时间距离这个时期较近,因而当时大多数沉积物尚未固结或稍经固结,这又为产生大规模浊流的发生创造了物源条件,而这一时期及以后的挤压所造成的应力释放与地震活动,为诱发滑塌及产生重力流打下了基础。正是由于同时具备了上述三个条件,才使得右江地域有可能在不算长的时间内(< 10Ma),形成平均厚度在 3 000～5 000m 的中三叠统浊积岩系。

尽管由于持续挤压而使地形相对高差一直维持在一定水平,但终因浊流沉积对盆地基底下陷的过度补偿,而使水体逐渐淤浅。再由于盆地沉积到一定厚度后,地壳发生了重新调整,地壳的抬升运动促使桂西北地区迅速隆起为陆,浊流沉积也很快只局限在一窄条带内的贵州贞丰、云南丘北等地,最终因为破坏了形成所必需具备的水深和足够长的斜坡等条件,从而结束了浊流沉积以及相应的浊积盆地发育史。总体说来,右江浊积盆地物源的单侧供给,自下三叠统至中三叠统所表现出来的基底起伏、迁移,浊流沉积在拉迪尼亚期时向北西超覆于安尼西期碳酸盐岩沉积区,而在卡尼早期浊流沉积的进一步向西迁移等等事实,均反映出右江盆所具有的挤压状态下的挠曲盆地性质,而非洋盆型浊积盆地(吴江,1991)。

第三章　高龙矿区构造变形特征及其对金矿床的控制

一、构造变形组合分析

如前所述,高龙地区大地构造位置位于华南-东南亚板块,靠近特提斯-喜马拉雅构造域与濒太平洋构造的接合部位,细分属于右江造山带。它的中下层基底是太古代—中元古代的中深变质岩系,上层基底则是新元古代至早古生代的浅变质岩系,泥盆纪以来为盖层沉积,早三叠世主要是被动大陆边缘沉积,中三叠世沦为陆源碎屑复理石盆地。印支期—燕山期是主要构造变形期并伴有浅层区域变质作用。构造变形虽不算十分复杂,却也算得上丰富多彩。主要有东西向构造、南北向构造、北西西向构造、X 型断裂以及滑脱构造(图 3-1)。

(一) 东西(或近东西)向构造

规模较大的东西向构造发育在西北部的隆林县—西林县一带。该处出露基底岩性为寒武系,上古生界以角度不整合覆于其上,形成于加里东—印支期。其余均较零星。高龙金矿区,典型的东西向构造不多见,仅见发育走向北西西的(近东西向)褶皱及断裂构造。

1. 东西向褶皱

高龙地区东西或近东西向褶皱构造较为发育,尤其是在三叠系碎屑岩系十分普遍。高龙金矿区在总体上,以灰岩台地为核,往南、北两侧渐次变新,尤其是台地以南较明显,T_2b^2—T_2b^3—T_2h^1—T_2h^2 地层依次排列,其地质界线也基本近东西走向,构成一背斜式构造。

从岩层产状的变化来看,次级褶皱很发育。岩层走向在 260°～290°区间摆动,倾向向南或向北,倾角 20°～70°,局部产状平缓或出现大倾角甚至倒转。在渭闷村南东方向约 800m 处,在砂岩夹泥岩的 T_2b^2 地层里,岩石层理产状为 145°∠72°,而泥质岩里发育的劈理产状则为 150°∠40°,说明地层明显倒转(图 3-2)。

渭闷村西约 1 500m 地带产状变化频繁,并出现倒转产状(图 3-3),形成正常或倒转褶皱。又如鸡公岩南矿段的南东方向、小山村西沟的中三叠统百逢组中段地层里,出露宽度不足 3km,就连续发育了 7 个背斜 7 个向斜(图 3-4)。这些褶皱多属平行褶皱或相似褶皱,褶皱影响宽度几十米到百余米,延伸长度数百米,长宽比为 3∶1～6∶1,为线型正常-斜歪倾伏褶皱。

2. 近东西向断裂构造

东西或近东西向断裂构造,在高龙地区较为发育,也十分醒目,在南北宽 7km 的地域内就有十余条长度大于 3km 的断裂。

近东西走向断裂,大多具有形成的继承性、活动的多期性以及力学性质的复杂性等特点,由于多期的叠加复合,易形成断裂破碎带和性质复杂的构造角砾岩。这在某种程度上给断裂力学性质的鉴定(如判断断层正、逆性质等)带来困难。通过构造解析和综合研究,认为近东西向断裂存在三四期性质不尽相同的活动。

第一期,表现为压性逆冲断层性质,与近东西走向的褶皱相伴而生,如 F_{13}、F_{12}、F_{11}、F_6 等(图 3-1、图 3-3、图 3-4),断裂 F_{12}、F_{13} 表现为由南往北的逆冲,近断裂处地层明显发生牵引变形,而 F_{11} 则表现为由北往南的逆冲,形成时限为印支期。

第二期,表现为张性正断层性质,断层上盘下滑,形成张性角砾岩带。该区大多数近东西

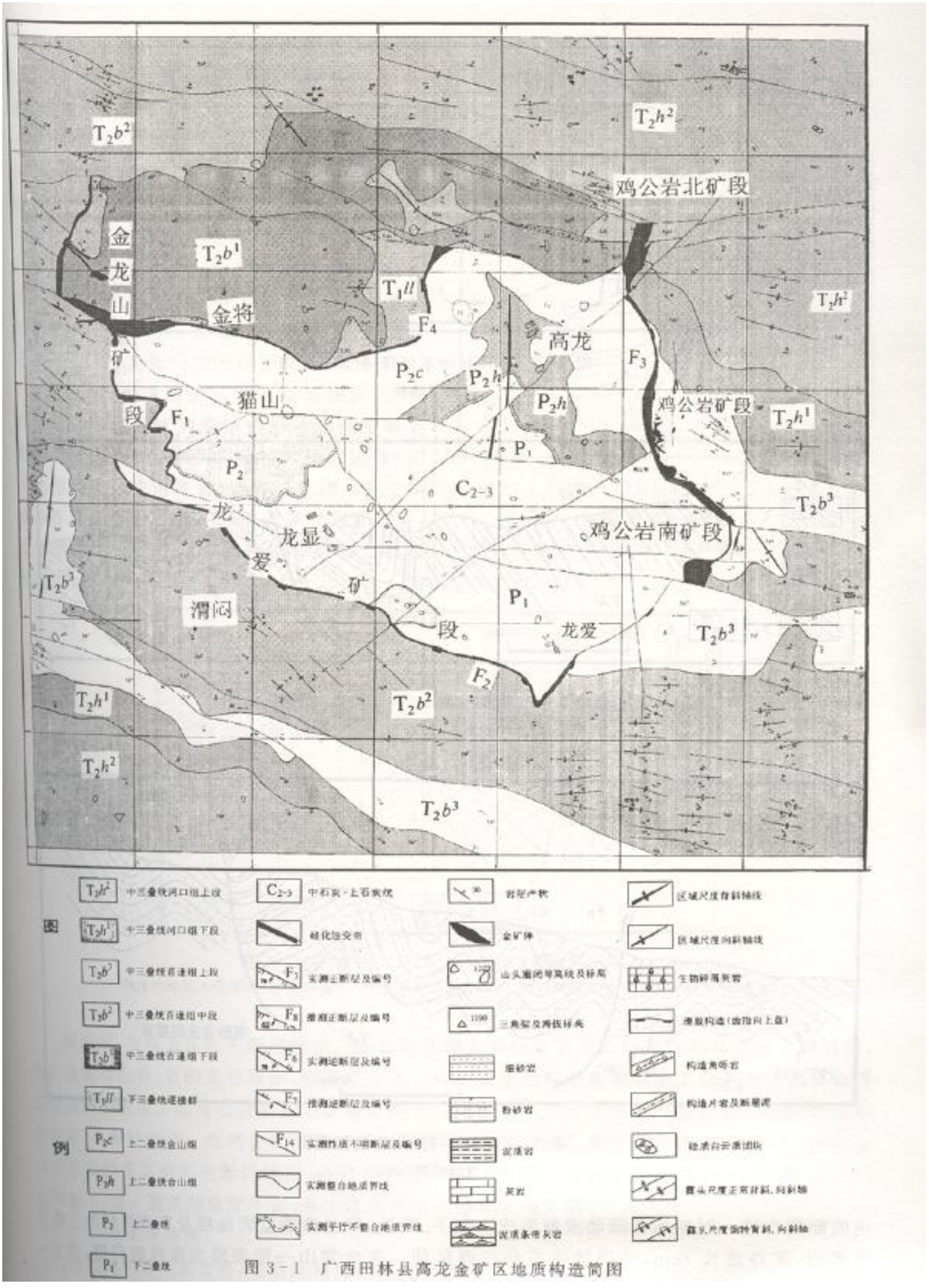


图 3-1 广西田林县高龙金矿区地质构造简图

图 3－1 广西田林县高龙金矿区地质构造简图

(据广西高龙黄金矿业有限责任公司资料改编,2002)

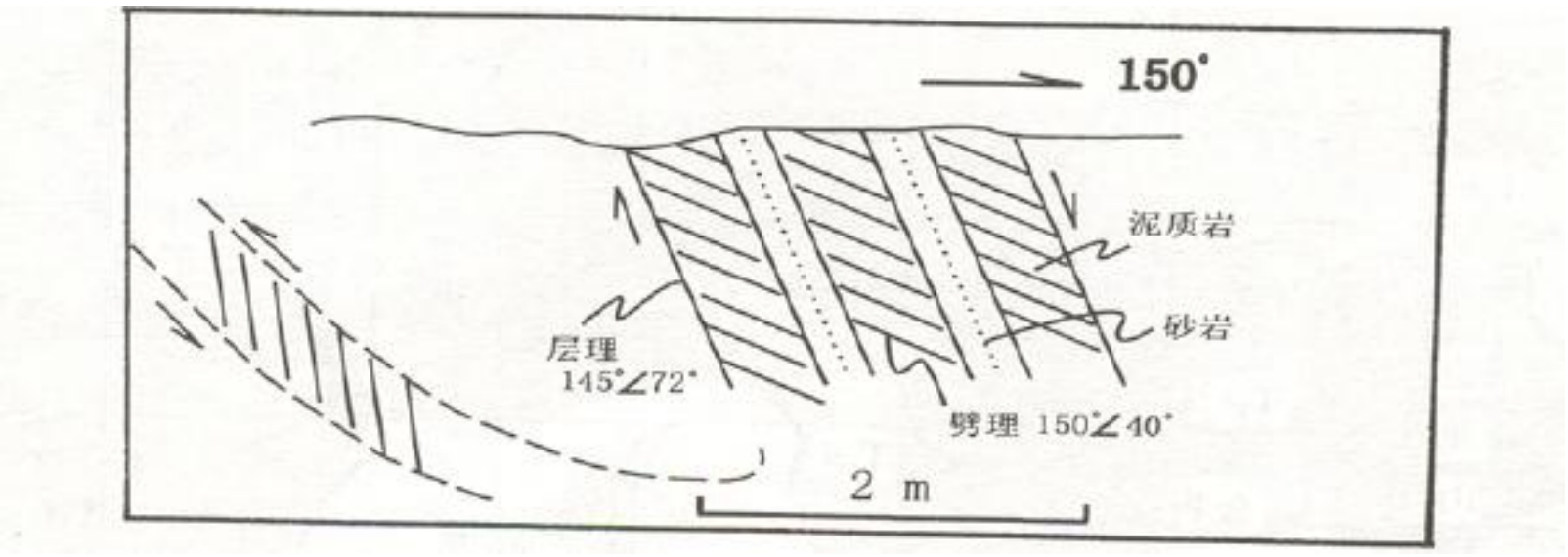


图 3－2　渭闷村南东层理-劈理关系图

示地层倒转

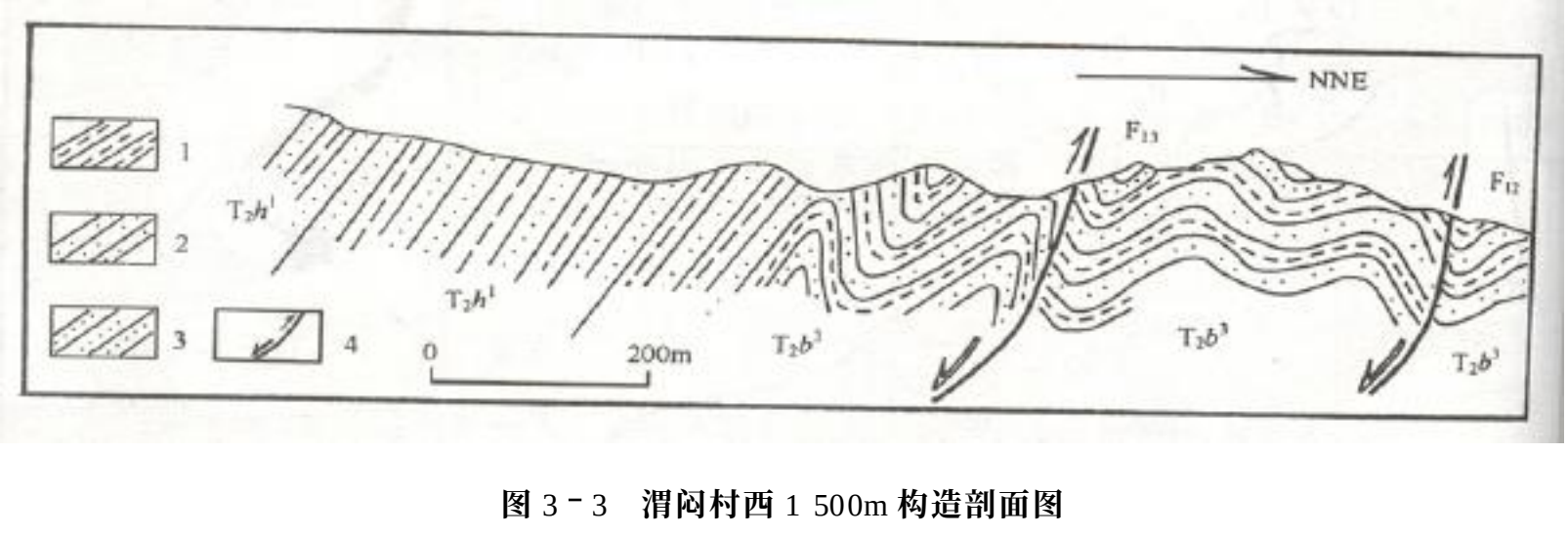


图 3－3　渭闷村西 1 500m 构造剖面图

1 .泥质岩;2 .粉砂岩;3 .砂岩;4 .断层(先逆后正)

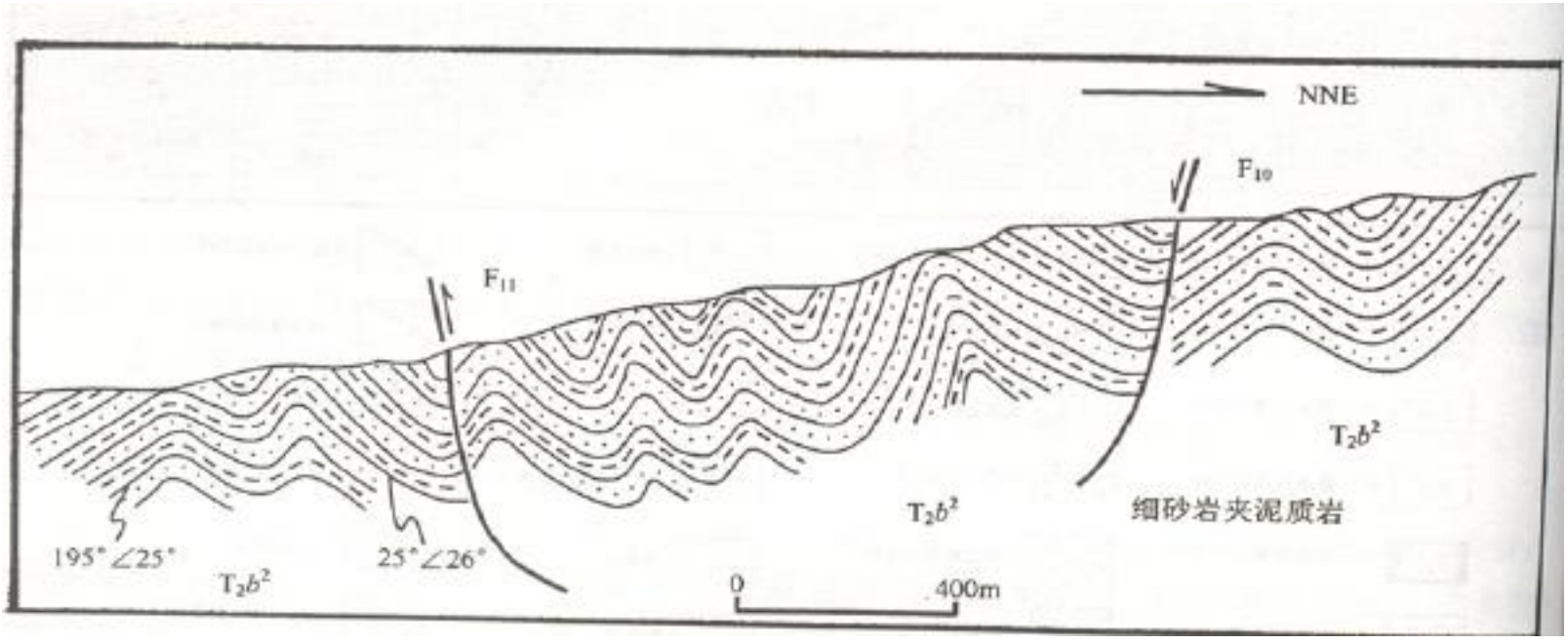


图 3－4　小山村西沟构造剖面图

图例同图 3－3

走向的断裂在这一时期均有活动或新形成。如 F_9 断裂,穿过碳酸盐岩地层及东西两侧的三叠系碎屑岩,东西延长 7km,并继续往东和往西延伸。在金龙山一带表现为张性破碎带,宽 2～

10m,带内有张性断层角砾岩,角砾成分有灰岩、硅化灰岩、脉石英、泥质岩及粉砂岩等,大小不等,砾径小的仅有毫米级,大的达数十厘米,多为棱角状,被泥质铁质胶结,尚未完全固结成岩,显褐铁矿化,总体呈红褐色,局部形成蜂窝状构造。

在高郭村北部公路壁上的 F_6 断裂以北,中三叠统河口组上段(T_2h^2)碎屑岩层里另发育一断层,断层产状为 360°∠68°,显两期构造角砾岩,早期碎裂岩带宽近 2m,有两组面理将岩石分割成菱形块体状,配合地层牵引判断,主压应力为近水平方向作用所致;晚期断层角砾岩宽 10 余厘米,上盘地层正向牵引,显然是近水平方向的主张应力的作用结果(图 3-5)。

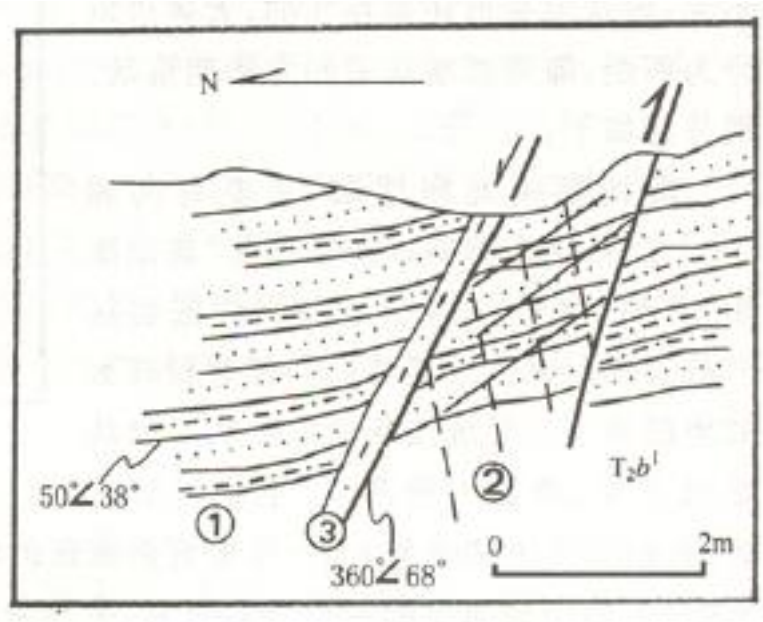


图 3-5　高郭—田林公路上 F_6 北 300m 处断裂剖面素描图

① 砂岩夹粉砂质泥岩;② 构造碎裂岩;③ 断层泥

第三期,表现为挤压性逆断层性质,将先期形成的具棱角状的胶结松散的张性角砾岩再一次挤压破碎,并形成新的构造透镜体(透镜体里包含张性角砾岩)及挤压片理,如 F_6 断裂高郭北公路边所见。总的破碎带宽数十米,仅部分露头就能见及多期构造角砾岩及构造面理(图 3-6)。

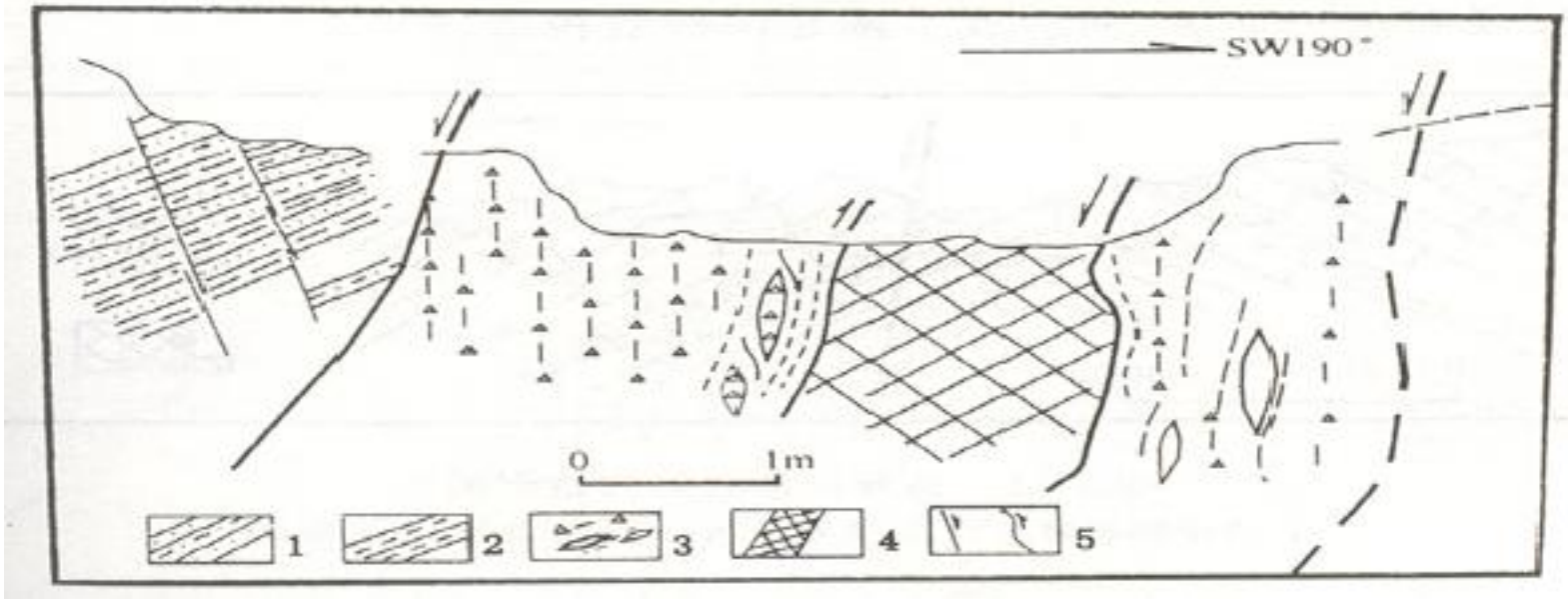


图 3-6　F_6 断裂 (1089 .1 高地南) 剖面素描图

1 .砂岩粉砂岩夹泥质岩;2 .断层泥;3 .构造角砾岩透镜体;4 .硅化褐铁矿化金矿体;5 .正、逆断层

第四期,表现为张性正断层性质。高龙地区绝大多数近东西走向断裂都具有这一期活动,有的表现稍强烈,有的反应微弱,但都或多或少地生成张性构造角砾岩或上盘下滑。部分地段还生成新的断层。如鸡公岩第 6 号矿体采坑中可观察到不少于 3 条近东西走向(北倾)的断裂破碎带,未固结成岩。在鸡公岩南矿段硅化岩里形成新的断面,断面产状为 180°∠65°,断面上的擦痕和阶步显示其正断层性质,并见该断层切割了近南北走向的矿化带或矿体(图 3-7)。总的看来,这一期活动强度不大,新生成的断裂延伸长度很有限。

(二) 南北向构造

南北向构造不太发育,桂西北地区仅有零星分布,在高龙地区出现的一些南北向褶皱或断

裂,一般规模都不大,不甚醒目。

1. 南北向褶皱

高龙地区的南北向褶皱构造虽规模不大,但这组变形还是存在的。大体可以分为两期,即海西期褶皱和龙华期褶皱。现分述如下:

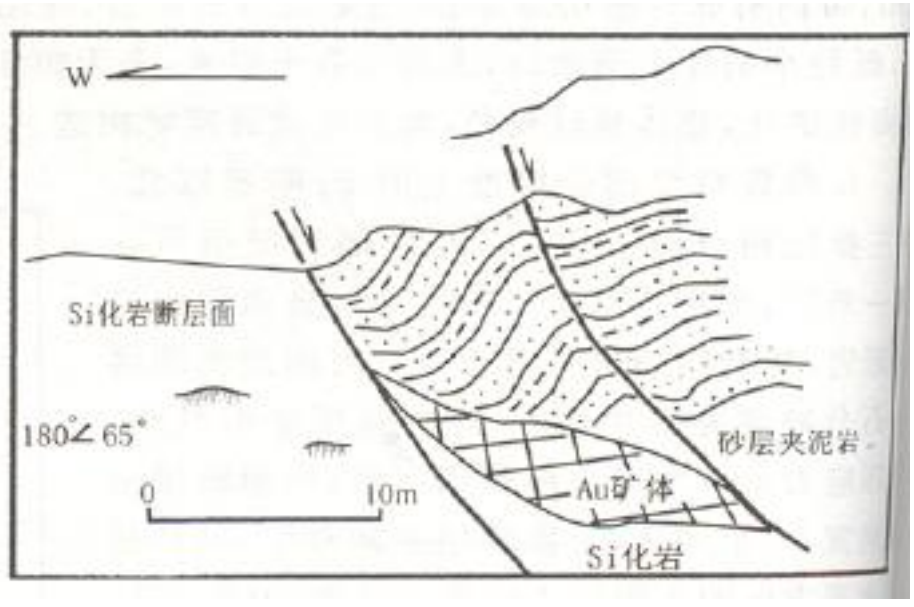


图 3-7　鸡公岩南矿段开采面剖面素描图

海西期南北向褶皱,主要有高郭(龙)背斜、猫山背斜以及龙显北(猫山南东)背斜,由 C_2—P_2 的地质界线或岩层产状表现出来。组成高(龙)郭背斜核部的地层是下二叠统浅灰色中层状—块状微晶灰岩、微晶生物灰岩、生物碎屑灰岩、含白云质生物碎屑灰岩,构成背斜翼部的地层依次为上二叠统合山组下部砾岩夹生物碎屑灰岩,上部中层状生物碎屑微晶灰岩、生物灰岩夹煤层或碳质泥岩,再往上是上二叠统长兴组灰—深灰色中层状微晶生物灰岩、灰白—灰色厚层状—块状白云岩、白云质灰岩夹生物灰岩(图 3-8)。西翼产状倾向北西,倾角 16°～35°,东翼产状倾向北东,倾角 18°～35°,构成一两翼基本对称的向北倾状的宽缓背斜构造。南北长约 1 800m,东西宽 1 200m,往北被 F_4 断裂所切,延伸状况不详,往南没有过 F_9 断裂。"东吴革命"造成该区上二叠统平行不整合覆于下二叠统之上,海西运动波及到这一地区,便形成了南北向褶皱构造。

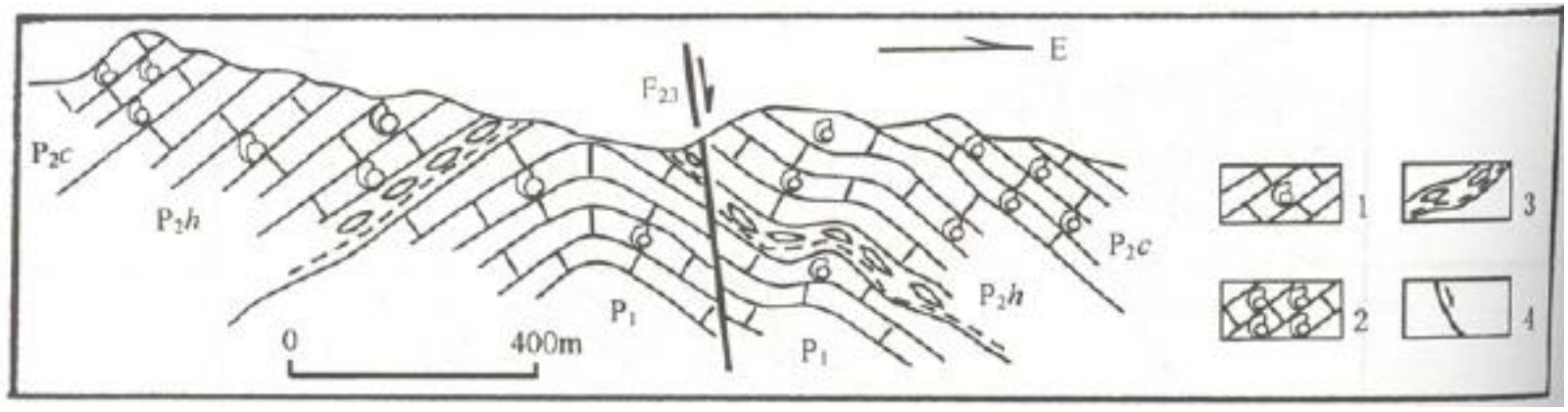


图 3-8　高郭南沟背斜构造剖面图

1.含生物碎屑灰岩;2.生物碎屑灰岩;3.砾岩;4.正断层

龙华期南北向褶皱,主要发育于渭闷村西部地区,由中三叠统百逢组上段灰色薄层—中层状钙质泥岩、钙质粉砂岩及极薄层状生物碎屑层构成向斜的核部,两翼为中三叠统百逢组中段灰色厚层—巨厚层状细砂岩夹薄层—中层状泥岩、粉砂岩,东翼产状 28°～40°,西翼产状 30°～70°,总体为一不太对称的向北仰起的宽缓向斜。由于后期近东西向构造的叠加干扰,使其界线延伸不规则,岩层产状变化频繁。其他南北向褶皱仅以局部地段的岩层产状变化表现,不再赘述。

2. 南北(或近南北)向断裂

高龙地区的南北(或近南北)向断裂构造主要有两条,即 F_1 断裂和 F_3 断裂。F_3 断裂位于高郭(龙)镇的东侧,F_1 断裂位于西部地区金将村以西。由于这两条断裂有诸多相似,故一并对比描述之。

断裂走向为南北或近南北向,局部地段走向北北西或北北东,F_1 断裂向西倾斜,倾角为

50°～70°,F_3 断裂向东倾斜,倾角 40°～75°(图 3－9a)。断裂基本沿袭了碳酸盐岩台地的西部和东部边界,导致走向不甚规则,倾角也有陡缓变化,并形成断层角砾岩带。

断裂带具有多期活动特点,而现在所见到的是叠加复合的综合图象。通过构造解析和综合研究,认为近南北向断裂至少存在三期活动。早期,张性正断层性质,在近南北向挤压应力作用下,沿着二叠系与三叠系的不正常接触面产生滑脱,形成滑脱破碎带,时限为印支运动或中三叠世末的龙华运动。中期,压性逆断层性质,虽然逆冲幅度(断距)不大,但挤压性特征明显,挤压应力将原来的破碎带进一步改造,并形成构造透镜体,局部产生构造片理。往深部,将断裂与含矿断裂沟通,促使含矿热液向合适的构造空间输导并充填于构造裂隙,与构造角砾岩进行交代作用,形成该金矿区的第一期矿化蚀变,时限为燕山运动早期。晚期,蚀变矿化的岩石再一次破碎,产生新的角砾岩或断层泥,由于其形成构造层次浅且时间较晚,有的尚无胶结成岩,时限为燕山运动中晚期。

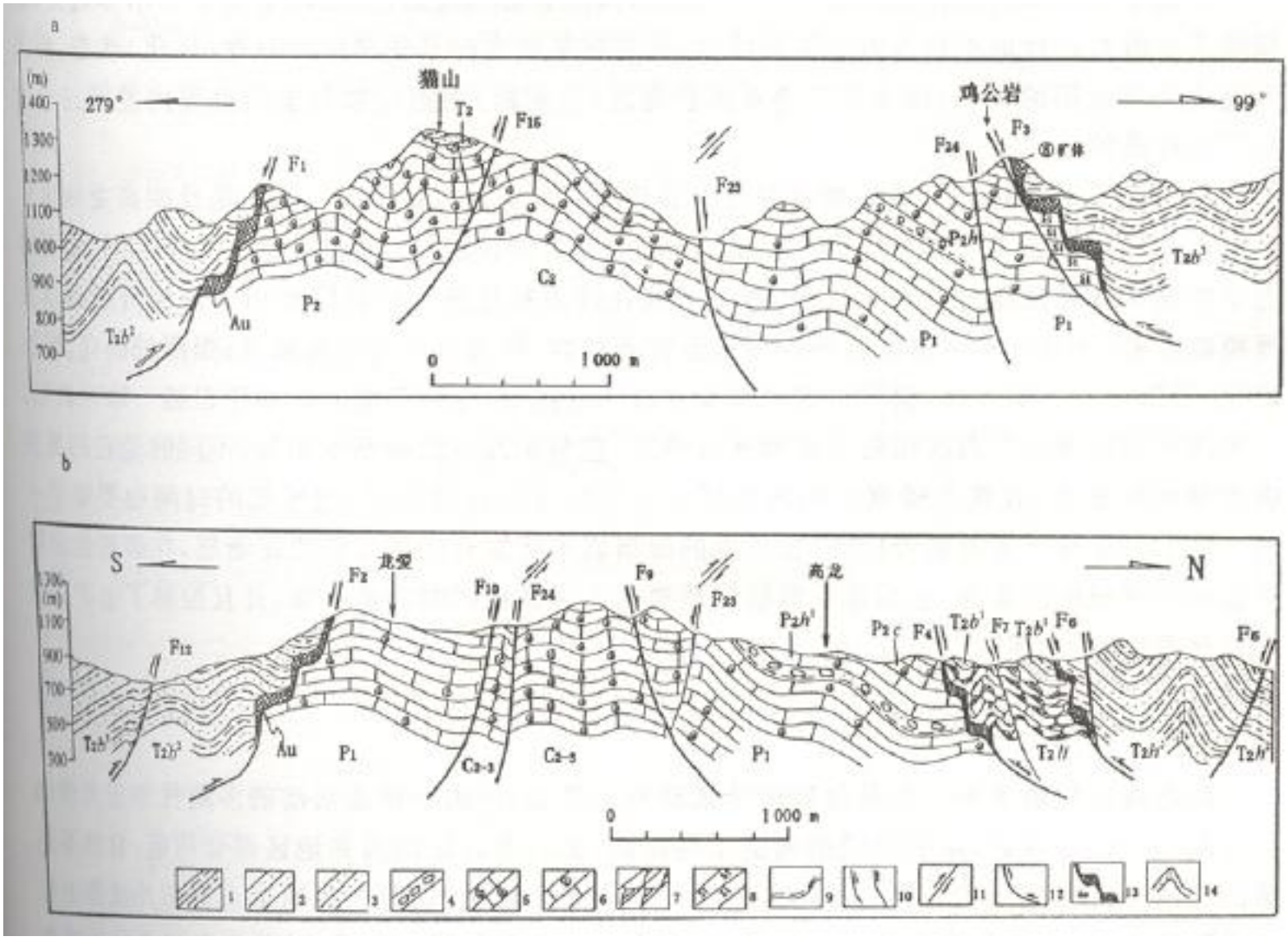


图 3－9　高龙矿区(近)东西向(a)及南北向(b)剖面图

(根据高龙矿区资料改编,2002)

1 .泥质岩;2 .粉砂岩;3 .砂岩;4 .砾岩;5 .生物碎屑灰岩;6 .含生物碎屑灰岩;7 .泥质团块灰岩;8 .硅化蚀变岩;9 .平行不整合地质界线;10 .正、逆断层;11 .平移断层(走滑断层);12 .先逆冲后滑脱断层带;13 .金矿体;14 .层理—劈理

(三) X 型断裂

X 型断裂是指平面形态呈 X 状的具有成生联系的两组断裂。从高龙地区地质构造简图(图 3－1)中可以看出,除了近东西向和近南北向的断裂外,在图的中间地带,还有一组北东走向的断裂和一组北西走向的断裂,北东走向断裂早期具有右行剪切性质,切断地质界线,水平断距 100m 以上,北西走向断裂不太发育,可能是先期存在北西西(近东西)向断裂而应力随之

释放之故,早期力学性质显左行剪切,二者彼此交叉、切割组成共轭 X 型构造,反映挤压应力方向为近东西向,这显然是南北向断裂(F_1、F_3)压性时期的配套构造成分。北东、北西向断裂在晚期力学性质不变,仍以走滑为主,其运动方向则表现为各自向相反的方向运动,反映挤压应力方向为近南北向,这可能是南北向断裂由压性转为张性的配套构造继承前期断裂活动的表现。这就进一步证明了,该区挤压应力作用方向是南北向与东西向交替进行的论断。

(四) 滑脱构造

高龙地区地壳浅层结构较为简单,加里东基底埋藏较深,地表未见出露,现今剥露的表现为中间地带是石炭系—二叠系碳酸盐岩,四周是三叠系碎屑岩系构成的穹隆构造。前人对穹隆的成因看法不尽相同,一种观点认为是断层造成,另一种意见则认为是古地理——台地所致。就我们看来,二者都没有错,但都不全面。笔者认为,它是以碳酸盐岩台地古地形为基础,接受三叠系沉积,在后来的构造作用下,沿着接触带这一构造薄弱地带产生滑脱,经风化剥蚀而成。

古地形的影响表现在接触边界在走向上和倾向上的不规则性,尤其是北部和东部边界,这反映了碳酸盐岩台地不是方方正正的块体,而是在某些方向某些部位的自然(风化)状态。但又不完全是古地形的影响,因为在三叠系沉积南北(或东西)相距仅数公里的范围内差异这么大是不大可能的。

滑脱断层对接触边界的改造表现得十分清楚(图 3－9),其中图 3－9a 是反映高龙地区东西方向的结构形态及变形特点,东西(或近东西)方向的伸展作用,导致上下时代不同、岩石的力学性质有差异的接触带产生破裂,进一步便在体力和拉张力的共同作用下形成滑脱面以及滑脱破碎带。图 3－9b 中的滑脱破碎带里发育碎粒岩、碎粉岩等构造角砾岩,强烈的硅化、褐铁矿化,局部见脉石英充填,碳质页岩局部集中并强烈揉皱,变形环境达低绿片岩相—绿片岩相,反映高龙地区南北方向的结构形态和变形特点,它与东西方向的基本相似,不同的是它的滑脱破碎带规模要大,表现为较宽的构造角砾岩带和很宽的硅化岩带,他形成的时间也要略早一些。除了上述这一主滑脱带以外,在外围的碎屑岩里还发育次级滑脱或正断层,在碳酸盐岩层里也有不同程度的表现。正是这一滑脱构造奠定了高龙地区的构造格架,并且控制了金矿的形成和展布(详见后述)。

二、构造变形序列

高龙地区构造变形比起其他造山带来算不上复杂,但由于构造活动的多期性和应力作用方向的多变性等因素,前后形成的构造不尽相同,上一节讨论的高龙地区四套构造,自然不是该区内的全部构造现象,有一些构造的归属并未完全解决,也有一些构造未曾归并或作出接近实际的解释,即使作了归并和解释的,也还有一些显得勉强。但是,从分解和组合的原理来讲,方法和思路是正确的,认识基本接近实际。每一套变形样式,是紧紧抓住构造应力作用这一主线,从不同尺度的构造三维几何学特点、运动学特点及变形物理环境等方面来认识、理解构造现象,进而进行组合和解释构造现象。

同样,在确定各套构造发育的相对时间关系和建立总体变形序列时,也是采用类似的思维和工作方法。特别是在缺乏必要的同位素年代学资料情况下,综合运用各种地质标志,确立和鉴定各项变形事件的相对先后关系,就显得更为重要了。

构造形迹之间的叠加、改造与控制关系分析,仍然是鉴定变形事件相对顺序的主要原则。断裂力学性质的改变是遵循固体力学的原理和变形结果分析。三叠系碎屑岩里近东西走向的

褶皱较发育,但在龙爱矿段(F_2)以南和 F_6 断裂以北地区,局部岩层产状被改造成 EW—NE—NEE—SE,形成轴向近南北的褶皱,通过它们的变形形态和延伸情况,可以准确判断近东西向构造是早期变形,近南北向构造是后期叠加的。形成东西走向的褶皱,构造主压应力必然是南北方向,在平面应力状态下,东西方向便为拉张应力,这就促使岩层东西向褶皱形成的同时,南北走向断裂处于拉张状态而形成滑脱。

综上所述,高龙地区构造-变形序列的特点简单总结于表 3-1。

表 3-1　桂西北地区构造-变形序列简表

序列	构造组合	变形特征	地壳运动	变质作用	岩浆活动及矿化
D_7	构造抬升	总体隆升,核部抬高,周围再次下滑,切割深	燕山运动	未变质	硅化、弱金矿化
	东西向断裂(逆)	东西向断裂继承性活动且反转,表现为逆冲,北东、北西向断裂反向运动			
	南北向断裂(逆)	南北向断裂在滑脱基础上反转,表现为逆冲,北东、北西向为走滑断裂			
D_6	东西走向断裂滑脱	东西走向断裂产生南北向伸展滑脱		浅层变质作用	主成矿期
	近南北向褶皱	龙爱矿段以南及 F_6 以北的近东西向褶皱被改造成 EW—NW—EW—NEE—SE,形成叠加褶皱			
D_5	南北走向断裂滑脱	南北走向断裂产生东西方向伸展滑脱	印支运动	区域浅层变质作用	
	近东西向褶皱	下三叠统—中三叠统碎屑岩广泛褶皱,轴向近东西			
D_4	南北向构造(褶皱)	金龙山矿段 F_1 西南侧,中三叠统百逢组上段(T_2b^3)地层半圈闭,构成近南北向向斜,在 T_{10} 南侧则形成一背斜构造		成岩变质作用	早三叠世酸性喷发岩(λ)
D_3	东西向构造(褶皱)	F_{10} 断裂北侧的中上石炭统灰岩里,发育一向斜构造,猫山南西的晚二叠世灰岩里发育一组近东西(或 NEE)向褶皱	海西运动		二叠纪基性喷发岩(βμ)
D_2	南北向构造(褶皱)	高郭(龙)一带,下二叠统—上二叠统地层分布构成南北走向滑斜;猫山北二叠系灰岩里岩层产状变化以及猫山南东中石炭统灰岩各自成一背斜			
D_1	东西向构造褶皱—断裂	隆林县南、大新县东等地,见晚古生代地层呈角度不整合覆于寒武系之上,构造线近东西走向构成基底	加里东运动	区域中浅层变质作用	

三、控矿构造分析

控矿因素中,构造至为重要。经过长期生产实践,人们逐渐认识到构造不只是单纯地提供有利的成矿空间,更重要的是构造控制着成矿作用的发生和发展。断裂带一般是低能位的扩容带,故断裂带的某些部位也就是物质迁移过程中重新定位的场所,金矿成矿物质在断裂活动中,也将随之发生活化、迁移和重新分配,在有利的构造部位可能富集成矿,在断裂带或周围循环的流体将加速金的活化、迁移和再分配的进行。断裂构造的分带性、多级性、等距性及脉动性严格控制着内生矿产(包括金矿)的形成与展布。对于岩金矿床,尤其是热液型金矿床中,矿

体形态产状和矿化类型等通常主要取决于控矿断裂的几何特点和力学性质。

(一) 断裂构造的多期活动对成矿演化的控制

高龙金矿床主要含矿断裂具有多期次继承性活动的特点,其后的构造多沿袭老的构造面发生,多期次活动表现在强度、性质上有改变,但总体产状基本一致。成矿前和成矿期构造活动特点,对矿化类型以及多阶段矿化的发育具有重要的控制作用。

综合研究表明,矿区内主要含矿断裂在成矿前已经形成,伴随成矿过程而发展演化,成矿后又有活动。如近南北走向的 F_1、F_3 断裂带,在前燕山期,表现为石炭系—二叠系碳酸盐岩(小)台地与三叠系碎屑岩沉积的接触带,被后来的 F_1、F_3 断裂利用,并为金矿体赋存提供了空间。根据断裂带内次级断裂的切割关系、构造岩特征、脉体穿插及矿物蚀变交代等,将其控矿活动划分为三大期 6 个阶段(表 3-2),兹分述于后。

表 3-2　F_1、F_3 断裂活动与金成矿的关系

断裂活动					围岩蚀变		成矿作用		说　明
期		阶段	性质	强度	类型	强度	阶段	强度	
喜山期	成矿后	Ⅴ	张性	弱	碳酸盐化	弱	伟晶状方解石大脉(或团块)	极弱	断裂再次破碎,成矿作用结束(表生富集除外)
燕山期	主成矿期	Ⅳ	压性	弱	硅化、碳酸盐化	较弱	石英脉、方解石脉	很弱	构造活动减弱,少量石英方解石脉充填
		Ⅲ	张性	较强	硅化、褐铁矿化	极强	乳白色石英大脉	弱	形成东西走向的断裂破碎带,如第 6 号矿体、金龙山矿段等地的次级断裂,部分地段矿化叠加
		Ⅱ	压性	强	硅化、水云母化	强	宽硅化带(灰色石英脉)	弱	过强的硅化,不利于成矿
		Ⅰ	压性	强	硅化、多金属硫化物化	较强	金矿化	强	形成滑脱构造,造就容矿断裂空间,含矿热液胶结交代构造角砾岩,主期成矿
前燕山期	成矿前	0	张性	强					
			在石炭系—二叠系碳酸盐岩(小)台地的周围沉积了三叠系以碎屑岩为主的高金背景值的岩性,构成金的矿源层。小台地的西、南、东边接触带,为构造薄弱部位,易于破坏,分别被后来的 F_1、F_2、F_3 断裂所利用,形成滑脱破碎带					

1. 成矿前断裂活动演化对成矿的控制

矿区内主要含矿断裂大都经历了破碎—蚀变、矿化—再破碎的复杂过程。高龙地区的断裂构造大都形成于燕山期或燕山期以后,控矿断裂尤其如此。不过,前燕山期形成的石炭系—二叠系碳酸盐岩台地地形为后来的断裂构造(如 F_3、F_1 等)奠定了基础。台地周围沉积了一套以砂岩、粉砂岩、泥质岩为主要成分的碎屑岩,其含金量普遍较高,尤其是其中的砂岩、粉砂岩岩性,具有较高金、砷背景值。三叠系碎屑岩系实际上构成了金的矿源层。而其中的泥质岩则起到了某种程度的对含矿液体的隔挡屏蔽、留矿富集的作用。灰岩与碎屑岩的接触带,由于其物性差异较大,是构造薄弱部位,易于破坏,分别被后来的断裂所利用,形成滑脱破碎带。

2. 成矿期断裂活动演化对成矿的控制

高龙金矿具有多阶段矿化的特点。根据野外观察和室内研究,可将高龙金矿成矿(矿化)活动划分为五个阶段,由早至晚为:硅化、多金属硫化物阶段—水云母化、二氧化硅热液阶段—

二氧化硅热液(乳白色石英脉)阶段—二氧化硅、碳酸盐热液阶段—碳酸盐热液阶段。围岩蚀变表现出较强—强—极强—较弱—弱的变化趋势,而成矿作用则有强—弱—较弱—很弱—极弱的演化特点。凡有第一、三阶段矿化叠加的地段,均能形成较好的工业矿体。

主要含矿断裂在成矿期产生多次活动,且以继承性为主(部分为复合),表现为各阶段产物的多次叠加。矿区构造变形的受力方式上表现为近南北向的挤压和近东西向的挤压交替进行。多期次的构造活动,促使含矿热液间歇性脉动上升,导致矿化的多阶段发育。含矿断裂叠加活动强烈部位,岩石强烈破碎,有利于含矿热液交代充填,正是不同类型、不同阶段热液蚀变和矿化叠加的有利部位。

成矿期的多次构造脉动性活动是构造能量的集中和释放的间歇性、周期性表现,而脉动的总趋势是构造活动强度逐渐减弱,相应各阶段的蚀变和矿化的发育程度也逐渐减弱。

3. 成矿后断裂活动对金矿的影响

成矿后,部分断裂再次发生继承性活动,使矿体或围岩再破碎,局部形成尚未固结的断层角砾岩或断层泥。但一般活动强度不太大,对矿体的产出空间位置影响不强烈或无多大影响。在高龙地区出现弱碳酸盐化,表现局部地段发育方解石伟晶岩脉或团块,其规模有限,标志着热液成矿作用的结束。

(二) 滑脱构造与高龙金矿床的关系

高龙金矿区目前已查明的金矿体或金矿化带,都分布在石炭系—二叠系碳酸盐岩与三叠系碎屑岩的接触带或附近,自印支运动以来,沿接触带产生了多期(阶段)的滑脱变形,形成主滑脱带(图 3－1、3－9),并在其内外侧(尤其是外侧的碎屑岩里)形成多个次级滑脱带。这与贵州的戈塘金矿和板其金矿非常相似。

1. 滑脱带控制了主蚀变矿化带

高龙地区的金矿化蚀变较为强烈,分布范围较大,其蚀变类型主要有硅化、黄铁矿化等。从图 3－1 和图 3－9 中可以清楚地看出,主蚀变矿化带的产出空间位于石炭系—二叠系的碳酸盐岩与三叠系的碎屑岩接触带—滑脱带。主滑脱带严格控制了主蚀变矿化带。这正是主滑脱带的构造破碎为含矿热液提供通道并渗透、变代的结果。F_3 控制了鸡公岩矿段,F_2 控制了龙爱矿段,F_1 控制了金龙山矿段等。

2. 矿体的形态产状取决于滑脱带的

金矿体多呈似板状、豆荚状或透镜状

基本上就是矿体长轴延伸方向,而在倾向

趋势(图 3－10)。

高龙地区金矿体的空间产出形态大

因为构造应力的曲线分布、波状传递导致

造强度直接影响蚀变矿化所造成的。

3. 多级滑脱造就了多“层”矿

前已述及,碳酸盐岩小台地与周围

(碳酸盐岩)或外侧(碎屑岩)常有次级滑

带平行。它们分别在成矿有利部位储存

金矿(段)主滑脱带形成强大的硅化角砾岩带,硅化带的外侧是第 2 号金矿体,在第 2 号金矿体东侧约 30m 碎屑岩里,是另一正断层控制的小型金矿体(图 3－13)。

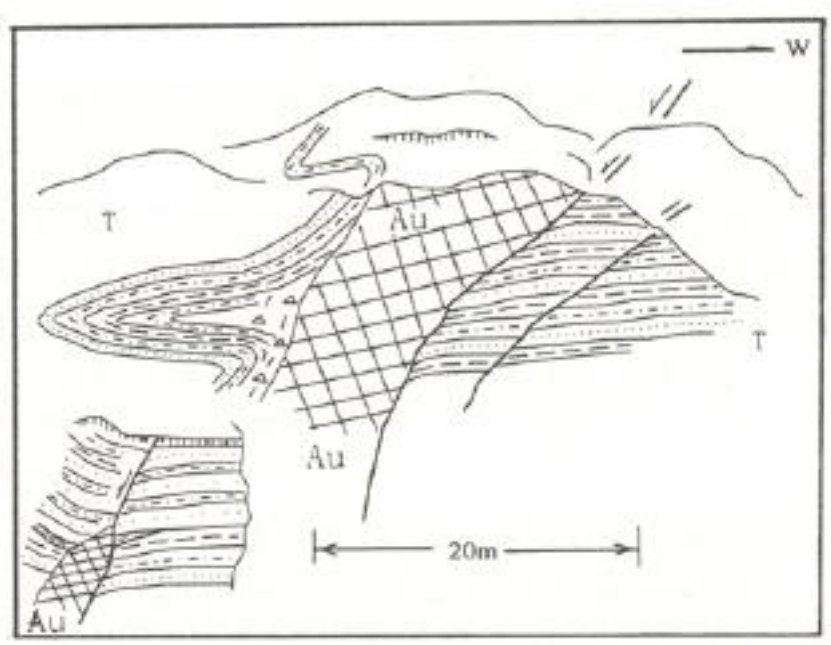


图 3－14 第 1 号金矿体北东侧“五百公斤”矿体露采剖面示意图

在第 1 号矿体北东侧碎屑岩里,发

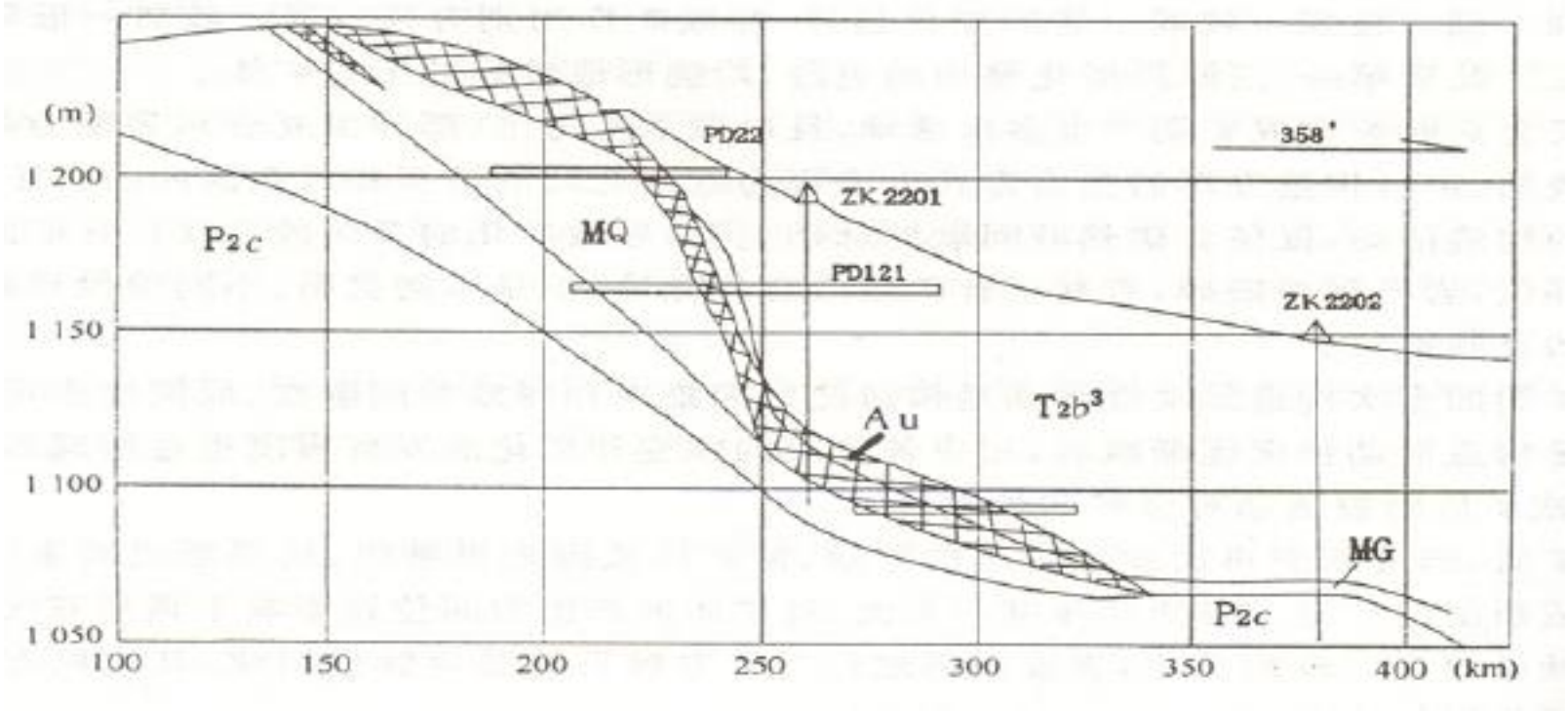


图 3－10　鸡公岩矿段第 22 勘探线剖面图

(据广西高龙黄金矿业有限责任公司资料改编,2002)

P_2c .二叠系灰岩;MQ .石英脉;MG .构造角砾岩;T_2b^3 .百逢组上段砂泥岩;Au .金矿体

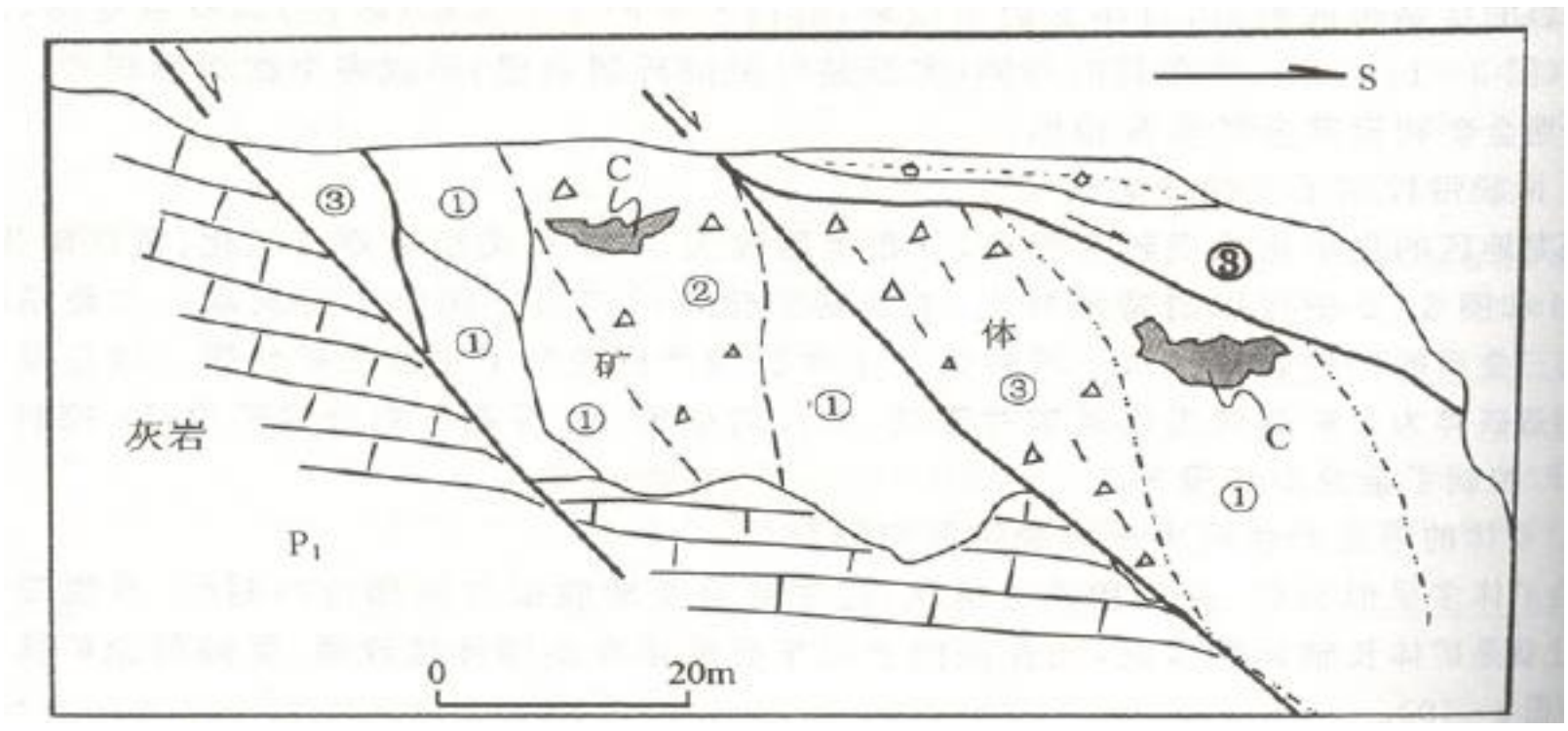


图 3－11　龙爱村南金矿体剥离开采面素描图

① Au 品位在 3×10^{-6}以上; ② Au 品位在 1×10^{-6}左右;③ Au 品位小于 0.5×10^{-6}

育一次级滑脱带,形成近 10m 宽的破碎带,其上盘的砂岩、粉砂岩夹泥质岩地层明显褶皱变形,形成平卧-翻卷褶皱,指示上盘下滑,在上盘和下盘还见有更次一级的正断层发育。滑脱破碎带被蚀变矿化,Au 的品位达到 $1.5\times10^{-6}\sim2.5\times10^{-6}$,局部更富,构成金矿体(图 3－14)。

4. 矿化(体)的产出与主滑脱带的距离呈负相关

纵观高龙金矿的分布,不难看出金矿体或金矿化蚀变与滑脱带的关系极为密切,大多数矿体就产在主滑脱带,少数分布在接触带内侧或外侧,矿化强度随着与接触蚀变带的距离增大而减弱乃至消失,呈明显的负相关关系。

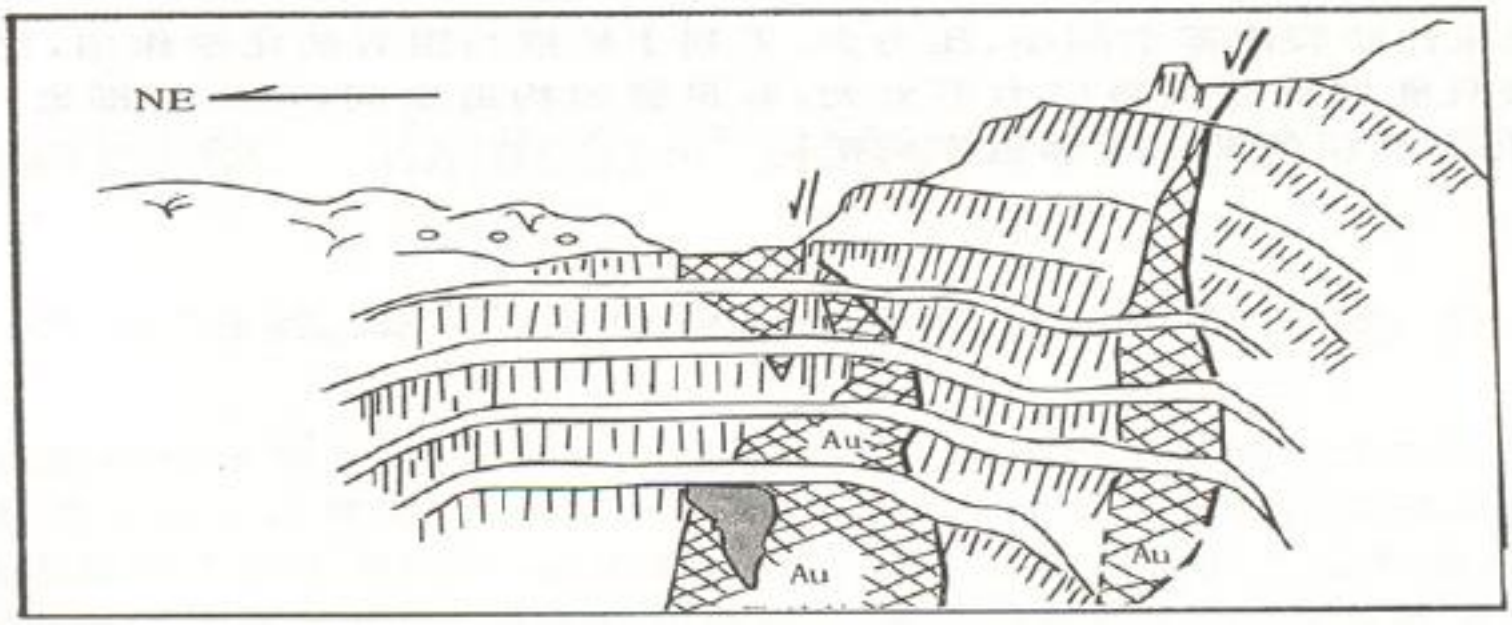


图 3－12　鸡公岩矿段 TC23 南东露天采场示意图

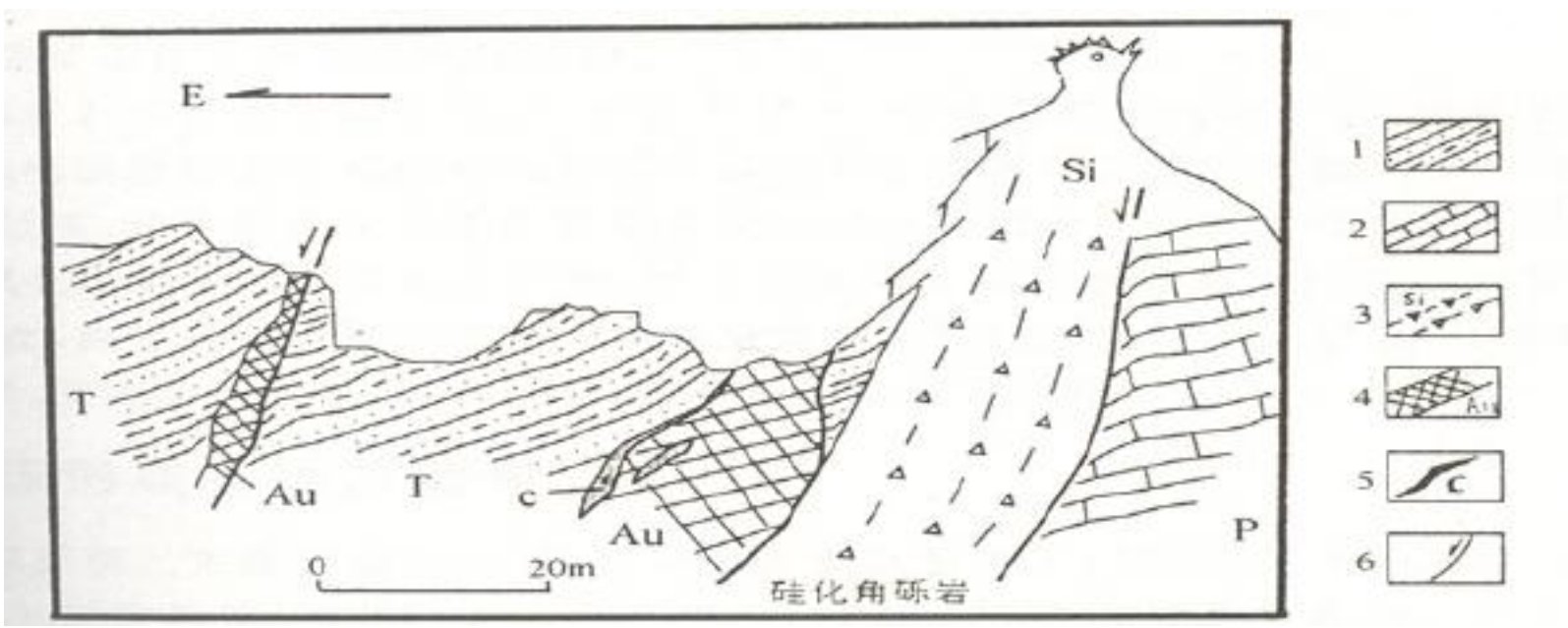


图 3－13　鸡公岩金矿(段)TC22 北 2 号矿体剖面图

1. 砂岩及泥质岩;2. 灰岩;3. 硅化角砾岩;4. 金矿体;5. 炭质泥岩;6. 滑脱正断层

(三) 导矿构造

高龙金矿区地处右江断裂带的南西侧,一条具有区域性规模的大断裂,即百色-高龙-古障断裂,经过该区。此断裂北西西(近东西)走向,高龙金矿区的 F_{12}、F_{13} 断裂就是其组成部分。从桂西北地区金矿的分布及其与右江断裂的关系来看,右江断裂应是区域一级导矿构造,而百色-高龙-古障断裂构造则构成区域二级导矿构造。二级导矿构造即为矿田(或矿区)导矿构造。也就是说,在构造应力作用下,北西走向的右江断裂活动,将地壳深部的含(金)矿热液沟通并输导到地壳浅部,由于其内部压力太大,矿液难以停留,而是继续向地壳浅部的区域断裂(如北西西走向的百色-高龙-古障断裂)输导。我们知道,规模较大切割较深的断裂往往是压性断裂,这些压性断裂内部空间小、压力大,不利于矿液与围岩的化学作用,更不利停留乃至成矿,含矿热液只能向那些构造应力不太大,有足够的构造空间,可以与围岩(包含构造角砾岩)发生物理、化学作用的部位运移进而成矿。

第四章　高龙金矿床的两大成矿系统

——原生的微细浸染型金矿与氧化的风化壳型金矿

从矿床形成的过程来考虑,高龙矿床中金的工业富集作用主要经历了两个大的成矿时期,即热液成矿期和表生改造富集期。这两期富集作用分别形成了原生的微细浸染型金矿石(即卡林型金矿)和氧化的风化壳型金矿石,它们都构成了高龙矿区主要的工业类型金矿石。尤其是风化壳型金矿石,由于暴露于地表,风化作用破坏了原生的黄铁矿、毒砂等载金矿物,使金游离出来,在表生氧化环境中重新富集起来,构成风化壳中的重要金矿工业类型。这类矿石易采易选,是目前高龙矿山重要的开采利用对象。

这两大类矿石不论在空间分布上、矿体形状上,还是在矿床成因方面,彼此之间都有密切联系。原生的微细浸染型矿石的形成为其后氧化的矿石风化壳型矿石提供了物质基础和空间分布格架。反过来,氧化的风化壳型矿石则是原生的微细浸染型矿石风化作用的结果及暴露在地表最外部氧化环境中的风化改造产物,因而也是寻找地下深处原生的微细浸染型金矿的最直观标志。因此,原生的微细浸染型金矿的地质背景、形成原因、控矿因素、矿体形状、矿石组成以及分布规律,又决定了风化层中氧化改造型金矿的分布特性。

一、矿床形成的地质背景

本专著依据前人大量的研究成果,其中尤其重点整理了广西壮族自治区地质矿产局第二地质队(1991)、国家辉等(1992)、关广岳和李力(1994)、广西田林高龙黄金矿业有限责任公司(1998)、索书田等(1999)以及本课题小组的研究资料,综合归纳了高龙金矿床原生和风化两大成矿系统形成的区域以及矿区地质背景。

(一) 矿区地层及岩相古地理

关于区域性地层及矿区地质特征和岩相古地理已在第二章中作了详细介绍,本章不再赘述。

(二) 矿区褶皱构造

根据矿区出露地层的岩性组合特征和构造表现形式,可将高龙矿区内的地层划分为两个构造层(国家辉等,1992):① 台地沉积型碳酸盐岩,中上石炭统至二叠系,为华力西旋回中后期沉积的岩系地层,主要分布于高龙隆起区,其物理性质属于较为刚性的岩层,构成坳陷区的基底地层。② 陆棚斜坡至深海沉积型泥灰岩和陆屑砂泥岩,其岩性属于相对柔软的岩层,形成于印支构造旋回早中期的沉积产物,其主要沉积时代为早中三叠世,构成坳陷区的盖层,多出露于高龙隆起的周边。

高龙金矿位于桂西坳陷西林-百色断褶带的西部高龙隆起的边缘,矿区内褶皱、断裂发育,但以断裂构造为主。矿区为一不完整的背斜构造—穹隆构造。从构造形态上看可能属于东面八渡背斜的西延部分,而后被矿区东西两侧的 F_1 和 F_3 两条南北向的断层切割破坏,使两端地层下降,形成中间相对隆起、四周坳陷的岩相古地理景观,造成隆起区出露上古生界,四周为三叠系地层。穹隆长轴走向北西西,其核部即为高龙隆起区,为上古生界石炭系—二叠系碳酸盐

岩构成。核部地层倾角平缓,部分有陡缓起伏,断裂构造较发育。其周围即为坳陷区,系三叠系砂泥岩。下三叠统以泥灰岩为主,岩层倾角一般较缓,东西两侧靠核部处小规模平卧褶曲或倒转褶曲。隆起区边缘发育有两组断裂控制的一个较为完整的、并向四周倾伏的环状硅化带。金矿体主要分布于硅化带的上部及紧邻的中三叠统百逢组细碎屑岩地层中,向两侧矿化强度逐渐减弱并消失。

如上所述,高龙矿是个轴向近东西展布的背斜构造,长短轴之比大约为 3∶1。由于其核部地层为碳酸盐岩石,相比之下,单层厚度较大,岩性相对刚性。因此,显示了宽缓的褶皱形迹,但断裂相对发育。穹隆四周为三叠系细碎屑岩系,其单层厚度较小,多为薄层构造。而且粉砂岩、泥岩和粉砂质泥岩等均显示出相对柔软的性质,因此褶皱构造较为发育。按其轴向产状可将三叠系地层中的褶皱分为东西和南北两组:前者主要发育于高龙矿区的南北两侧,规模较大;后者多分布于矿区的东西两端,规模相对较小,轴长仅为 1～1.3km,倾向较为平缓。在靠近高龙隆起边缘的滑脱面附近,次级褶皱较为发育,但规模较小,其轴长多为数米至数十米,轴面有歪斜、平卧甚至倒转,轴向多变。

高龙矿区核部与其四周的地层时代及岩性由于有很大差别,因此在高龙背斜内外两侧次级褶皱的形态也截然不同,总体上核部上古生界碳酸盐岩区次级褶皱的两翼开阔对称,枢纽水平,轴向以北西西向为主,个别呈南北向和北东向。周边中生界分布区的歪斜倒转、规模变小,轴向变化不定,但总体以北西西向为主,尤其是这些褶皱构造的轴部往往成为有利的矿化部位(广西壮族自治区地质矿产局第二地质队,1991)。远离接触带,三叠系地层中褶皱的两翼变得开阔对称,规模稍大,轴向北西西向为主,只少数近南北向。

(三) 矿区断裂构造

矿区断层十分发育,按其走向可划分为三组:近东西向、近南北向及北西西向。其中,前两组断裂的 F_1、F_2、F_3 和 F_4 发育于矿区内上古生界石炭系—二叠系碳酸盐岩与中生界三叠系细碎屑岩之间,为两大套地层的接触界线。这四条断层由高廓村经由金将、龙显、龙爱、青刚岭、鸡公岩等地联合组成一个不规则的环状断裂系统,其走向长,断距大,破碎带宽。其直径约 4km,向外倾斜,倾角 45°～80°。破碎带内硅化发育,宽数米至百余米,构成前人所称的构造石英岩、硅化构造角砾岩、复合角砾岩(国家辉等,1992),硅化带抗风化能力强,形成突兀的正地形,地貌表现雄伟壮观。环状断裂多次继承性活动,控制了热液的运移和停聚,是矿区重要的导矿、运矿和容矿构造。而第三组北西西向断层的形成晚于上述两组断层。矿区内主要断层的特征描述如下(广西壮族自治区地质矿产局第二地质队,1991;国家辉等,1992)。

1. 近东西向断层组

(1) F_2 位于矿区南部,长约 6.1km,向南倾斜,倾角一般较陡,硅化破碎带宽 2～10m,大部分地段分带不明显,多以构造石英岩为主,局部可见糜棱岩化,具金矿化,但目前尚未发现具较大价值的工业矿体。

(2) F_4 位于矿区北部,长约 4.8km,其中部走向呈南北向变化,两端走向主体为北西西至近东西向。在矿区东北部,F_4 与北西西向断裂 F_8 重合衔接,为南北向断裂与北西西向断裂之复合、联合的典型产物,F_4 的中部倾向西,破碎带宽 2～150m,一般宽十几米,分带不明显,带内金矿化较弱,至今尚未发现具较大工业价值的金矿床,但锑矿化较强,其北部亦为民采锑矿地段。

2. 近南北向断裂组

(1) F_1 位于矿区西部,长约 3km,走向近南北,断层面向西倾斜,倾角 45°～70°,中部与 F_9

复合处的附近,向东部与 NWW 向的 F_4 呈弧形联合,并在该处往北进入中三叠统地层大约 1.1km 之后,被断层 F_9 截切限制。F_1 内硅化破碎带宽 20～100m,大部分地段分带明显,分带特征与下述 F_3 断层相似,亦是金龙山矿段的主要含矿构造。

(2) F_3 位于矿区东部,长约 2.85km,由于 F_3 内硅化作用强烈,地表差异风化作用的结果,在地貌上形成正地形,基本上构成为一条走向南北的山脊地形。F_3 总体走向呈南北向,向东倾斜,在鸡公岩矿段第四勘探线以东转为南东走向,向北东倾斜,倾角一般 50°左右,局部稍缓,或稍陡,产状变化明显。硅化破碎带宽 10～130m,分带明显。

根据广西壮族自治区地质矿产局第二地质队(1991)的描述:由内向外(即由高龙穹隆核部石炭纪—二叠纪碳酸盐岩向中三叠世碎屑岩过渡),可划分出构造石英岩和硅化构造角砾岩两个岩带。各带特点为:

① 构造石英岩带:主要由构造石英岩组成,地表出露宽 0～55m,向深部变窄小,约在海拔标高 1 080m 处尖灭,呈楔形。构造石英岩总体外观呈白色,显微-微花岗变晶结构,块状构造,矿物组成几乎全为石英,但具有角砾"踪影"。石英中含碳质及方解石微细包体,可能是灰岩角砾交代而成。由于受后期构造活动的影响,构造石英岩与二叠系灰岩呈断层接触。界面附近发育灰岩角砾岩带,断层面一般不平整,角砾呈棱角状、次棱角状,无胶结物,松散。沿灰岩角砾岩带常发育有溶洞。洞穴内堆积物主要由黄色粘土、黑色锰质粘土、浑圆状燧石、构造石英岩碎块等组成。当该岩带与灰岩的断层面倾角变缓时,则断层面切割岩带以及其上部的硅化构造角砾岩带和金矿体。构造石英岩带具金矿化,但一般不构成工业矿体,向上与硅化构造角砾岩带分界不明显。

② 硅化构造角砾岩带:地表出露宽度 0～80m,该岩带主要由硅化构造角砾岩组成,向深部变窄,角砾呈棱角状、次棱角状,大小混杂,一般为十几厘米,局部岩块达几十米。角砾成分主要为砂岩、泥岩,被热液石英交代,各处交代不均一,其中大部分角砾仍以原岩成分为主,少部分被彻底交代。总的趋势是往内侧和浅部硅化增强,与构造石英岩带界线不明显。角砾之间一般为石英胶结,较紧密。局部受后期构造活动影响再次破碎,碎块之间为粘土充填,松散。该带与上覆硅化砂泥岩之间接触面呈波状弯曲,部分较为平直,有擦痕,擦痕线倾伏方向与接触面倾向一致,在接触面附近是矿体产出的主要位置。

(3) F_{14} 位于矿区中部偏东,断面性质不很明显,东盘下降,西盘上升,在二叠系灰岩地区表现为热液石英脉碎块。石英脉中具辉锑矿化。在中三叠统碎屑岩地区尚未直接观察到破碎带。

(4) F_{18} 位于鸡公岩矿段,规模较小。

3 .北西西向断裂组

该组断裂最发育,延伸较远,不仅贯穿整个矿区,且向外延伸,倾角一般 60°～80°。角砾岩以棱角状、次棱角状为主,有构造透镜体。具有先张后压的特征,角砾棱角常被磨光,部分构造透镜体由棱角状角砾组成,常发育不十分明显挤压片理。擦痕线的倾伏方向常与断面倾向一致,主要为正断层或逆断层。本组断裂是主要控矿构造之一,切穿环状硅化破碎带,沿断裂热液活动明显,普遍存在着硅化、黄铁矿化。其中 F_8、F_9 具金矿化和锑矿化。下面将组中较重要的、典型的断裂构造作简要叙述。

(1) F_6 位于矿区北部,矿区内长 5.85km,两端延出矿区,被 F_4 切割。倾向北为主,东段转向南陡倾,倾角 80°～87°。北盘下降,南盘上升,断距百余米。破碎带 5m 至 20 余米,上下断面清楚,具擦痕、磨擦镜面、阶步。断层角砾呈棱角状、次棱角状,大小混杂,成分为砂岩、泥

岩,被轻微硅化,局部具构造透镜体,胶结物主要为石英,少量铁质,见星点状黄铁矿。

(2) F_8 位于矿区北部,矿区内长 7.2km,两端延出矿区外。倾向北,倾角 50°～75°,为正断层。错动 F_8,又被 F_4 切割。破碎带宽 1m 至 10 余米,上、下断面一般较清楚,较平直。断层角砾以棱角状、次棱角状为主,少量呈透镜体,大部分地段具硅化。在与环状断裂重接处及附近,硅化最强,构造岩和附近围岩常被彻底交代。这一地段具辉锑矿化。

(3) F_9 位于矿区中部,大致沿高龙穹隆长轴展布,矿区内长 7.3km,两端延出矿区。北盘下降,南盘上升。被 F_{14} 切割,错动了环状断裂,在鸡公岩矿段作为第 6 号矿体的东南自然边界。总体倾向北,局部地段倾向南,倾角 65°～88°。破碎带宽 2～18m,局部地段断面较清楚,光滑波状弯曲。在灰岩区及环状断裂附近,以热液石英岩组成为主,局部混入一些未硅化的棱角状灰岩角砾。在地貌上常呈墙状凸起,或沿断裂热液石英断块呈线状分布。具金矿化和锑矿化。碎屑岩区远离环状断裂处,则以张性角砾岩为主,角砾无硅化或轻微硅化,胶结物为脉状石英。

(4) F_{10} 位于矿区南部,矿区内出露长 7.2km,两端延出矿区,破碎带宽 6～25m。向南倾斜,倾角 50°～80°。断层角砾大小混杂,棱角状、次棱角状,局部具构造透镜体,角砾棱角被磨光,并具硅化、绿泥石化。在灰岩区,角砾成分为灰岩,胶结物为方解石,碎屑岩区角砾成分则为砂岩、泥岩,胶结物为网脉状石英。

(5) F_{12} 位于矿区南部,为正断层。倾向南,倾角 60°～88°。沿北西西向冲沟发育,大部分为浮土覆盖。局部破碎带出露宽达 50m。断层角砾大小混杂,棱角状、次棱角状,构造透镜体亦较发育,硅化,局部见星点状黄铁矿,石英胶结较紧密。见牵引构造,沿断裂发育一岩层陡立带。

(6) F_{17} 位于鸡公岩矿段北部,为正断层,长 320m。向南倾斜,倾角 58°～75°。F_3 硅化破碎带被水平移动 56m。地貌上表现为一陡崖,断面清楚,擦痕、镜面、阶步发育,擦痕线倾伏方向与断面倾向一致。

现将高龙矿区各主要断裂的特征列于表 4－1。

表 4－1　高龙矿区主要断裂特征简表

特征 / 编号	出露位置	长度 (km)	地层断距 (m)	轴向	倾向	倾角 (°)	断层性质	破碎带宽度(m)	破碎带特征	矿化
F_1	西部	3.0	166～526	近南北	W	45～70	正断层	20～100	硅化	Au、Sb
F_2	南部	6.1	224～526	近东西	S	较陡	正断层	2～10	硅化	Au
F_3	东部	2.85	1 025～1 230	近南北	E	50～80	正断层	10～130	硅化	强 Au、弱 Sb
F_4	北部	4.8	十几～100	近东西	N	较陡	正断层	2～150	硅化	强 Sb、弱 Au
F_6	北部	> 5.85	> 100	北西西	NEE 为主	80～87	正断层	5～20	角砾岩,微硅化	偶有 Au
F_8	北部	> 7.2	几十～100	北西西	NEE	50～75	正断层	1～10	角砾岩,大部分硅化	有 Sb 矿化
F_9	中部	> 7.3	224～360	北西西	NEE 为主	65～88	剪切	2～18	角砾岩,部分硅化	
F_{10}	南部	> 7.2	326～1 015	北西西	SSW	50～80	正断层	6～25	角砾岩,东部不明显	
F_{12}	南部	> 6.0	十几～200	北西西	SSW	60～88	正断层	局部地段达 50	角砾岩,东部不明显	
F_{14}	中部			近南北			性质不明		灰岩硅化	Sb
F_{17}	东部	0.32	56	北西西	S	58～75	正断层			
F_{18}	东部	规模较小		近南北						

注:资料来源于① 广西壮族自治区地质矿产局第二地质队(1991);② 国家辉等(1992);③ 本课题小组(1990,2000)。

从总体上看,高龙矿区断裂活动具有以下特征:① 由走向为近南北向的断层 F_1 和 F_3 以及走向为近东西向的 F_2 和 F_4 联合组成环状断裂。② 构成环状断裂的四条断层 F_1、F_2、F_3 和 F_4 均为控矿、含矿构造,其中 F_3 和 F_1 延长规模较小,但破碎带宽,形态复杂,含矿性最好。F_2 和 F_4 延长规模较大,破碎带宽度不如 F_3 和 F_1,形态也较简单,含矿性远不如 F_3 和 F_1。③ 和区域性深大断裂系统相匹配,走向呈近东西向的 F_2 和 F_4,以及与走向呈 NWW 向的断裂,如 F_6、F_8、F_9、F_{10}、F_{12}、F_{13} 和 F_{17} 等,应是区域性百色-高龙-古障深大断裂在矿区范围的表现,它们应是矿区内的容矿构造,但更应是导矿构造,其含矿性不如 F_1 和 F_3。F_3 和 F_1 应是区域性深大断裂的次级构造,是高龙矿区的主要储矿构造。④ 环状断裂具多次继承性活动,因此与成矿作用的热液活动、围岩蚀变关系极为密切,是造成矿区成矿作用具有多期多阶段性的主要原因。尤其是在与近东西走向的导矿构造相交切的断层 F_3 和 F_1,以及在构造复合部位,更有利于工业矿体的形成。其中,矿区内最具工业意义的鸡公岩矿段,即是 F_3 发育的地段。

(四) 矿区岩浆活动

从总体上说,整个桂西北地区内沉积岩十分发育,但岩浆活动较为微弱,区域上火成岩分布零星,出露面积不大(广西壮族自治区地质矿产局第二地质队,1991;国家辉等,1992;关广岳和李力,1994)。单就高龙地区而言,至今更未发现有火成岩的出露。因此,下面仅就桂西北地区、右江盆地范围的区域性岩浆活动作一简要介绍。

据广西地质志(1985)、王国田等(1989)和刘文均等(1993)的研究资料,右江盆地在盆地形成时期,从泥盆纪到中三叠世火山岩层达 25 层之多,最大累计厚度超过 3 000m。在桂西北地区,岩浆活动主要发育于两个时期,即华力西期基性-中基性和印支-燕山期基性-中酸性-酸性两个旋回。

1. 华力西期

岩浆活动较为强烈,具基性-中基性旋回演化特征,但以基性为主。华力西期岩浆活动又可分为两期:① 早期为晚泥盆世到早石炭世,岩浆活动强度较大,主要表现为基性岩侵入和海底喷溢,其火山主要以碱性及过碱性玄武岩或细碧岩为主;② 晚期指早二叠世的火山活动,主要以基性岩为主。华力西期岩浆活动主要出现在右江盆地的南部,集中分布于北西向的广南-那坡断裂带和百色断裂带上,前者包括富宁、那坡、靖西、龙州等地,后者包括隆林、西林、八渡、阳圩、龙川、玉凤、百色、平果、隆安等地。

2. 印支-燕山期

岩浆活动主要出现在晚二叠世及早中三叠世,该期岩浆活动具基性-中酸性-酸性旋回演化特征,其中印支期以海底喷溢为主,燕山期以酸性侵入岩浆活动为主。晚二叠世火山活动主要分布于右江盆地的北侧,以基性为主,包括玄武质熔岩及各类玄武质火山碎屑岩,并在右江盆地范围内由北向南碱性程度逐渐增加。三叠纪火山活动主要集中于右江盆地南侧的广南-那坡断裂及百色断裂带上。而且由西向东迁移,至中三叠世主要分布于宁明、崇左一线。三叠纪火山岩,由早到晚由中基性岩向中酸性岩变化。早三叠世以海底喷发为主,西端那坡一带以基性岩为主,包括细碧岩、角砾熔岩、凝灰岩及橙玄玻璃角砾岩等。东部凭祥一带,以酸性、中酸性、中性熔岩为主和少量玄武岩。

燕山期的酸性侵入岩多发育在田林-巴马东西向隐伏断裂两侧,在凌云、凤山、龙川、龙田、巴马等隆起区和背斜构造多见石英斑岩,巴马地区还见有花岗斑岩岩脉(国家辉等,1992)。在右江沉积盆地消亡以后,在褶皱期仍伴有岩浆活动,侏罗纪主要表现为基性辉绿岩侵入,分布比较广泛。白垩纪主要有一些小规模酸性岩脉沿断裂分布。此外,根据地球物理遥感影像的

环形构造分析推断,本区深部可能存在大量隐伏岩体。

从以上华力西期和印支-燕山期岩浆活动的特点来看,桂西北地区的岩浆活动总体上表现为多期性的特点,而且,岩体的分布范围和分布方向与区域性总体构造线走向一致,体现了岩浆活动与区域地质构造演化关系密切。

根据王国田等(1989)的研究资料(表 4－2),桂西北地区内的火成岩中,基性火山碎屑岩中含金量最高,基性岩次之,略高于地层含金丰度,可能为金的成矿作用提供了部分矿源。酸性岩含金丰度低,岩石多呈脉状产出,规模小,可能对金的成矿作用不能提供金源。

表 4－2　桂西北地区各类火成岩含金丰度(10^{-9})

火成岩类型	标本采集地点	标本数	金丰度	离差
基性岩	桂西北地区	8	2.82	2.56
基性火山碎屑岩	田林、西林、凌云、巴马等地	35	3.15	2.43
石英斑岩	凌云、巴马	3	1.63	0.28

二、矿体、围岩及围岩蚀变

高龙矿区面积约 49km^2,现已发现并开采的矿段主要有鸡公岩矿段、金龙山矿段(二工区)、龙爱矿段以及猫山矿段、鸡公岩南矿段、鸡公岩北矿段(一工区)等。其中,鸡公岩矿段矿体规模最大,矿化最好,是矿区最主要的含矿地段,也是目前最主要的黄金开采生产部位。经过广西壮族自治区地质矿产局第二地质队以及高龙黄金矿业有限责任公司的详查勘探地质工作,已提交鸡公岩矿段勘探储量 11.5t,鸡公岩矿段深部阶段性储量 1.16t,南矿段已控制储量 3t(表 4－3)。

表 4－3　高龙矿区各主要矿段累计探明金矿储量

(据高龙黄金矿业有限责任公司,1998)

矿　段	储量级别	报告级别	矿石量(10^4t)	金品位(10^{-6})	金属量(kg)	备　注
鸡公岩矿段	C＋D	勘探	310	3.71	11 510	广西壮族自治区地质矿产局第二地质队
鸡公岩矿段深部	C＋D	勘探	32.65	3.56	1 162	广西壮族自治区高龙黄金矿业有限责任公司
金龙山矿段	C＋D	详查	149.31	2.88	4 300	广西壮族自治区地质矿产局第二地质队
龙爱矿段等	C＋D	普查	2 555.56	1.80	4 600	广西壮族自治区地质矿产局第二地质队
鸡公岩南矿段	C＋D	预获			3 000～5 000	广西壮族自治区高龙黄金矿业有限责任公司

(一) 矿体

高龙矿区金矿体的总体形态、规模和分布主要受到高龙背斜四周环状断裂及其破碎带的产状和形态的控制。矿体形态为较规则的似层状到规则的透镜状,沿走向和倾向均有分支、复合、膨胀、狭缩乃至尖灭的现象。矿体规模一般长 90～850m,斜深 8～7 200m,厚 3.33～17.60m,矿体的厚度从地表向深部有变薄的趋势。

目前,高龙矿区鸡公岩矿段(包括南矿段等)由自治区高龙黄金矿业有限责任公司开采、生

产、经营,地质勘探资料齐全、管理规范、金矿储量准确。其余几个矿段大都由地方民营联采,或由乡民集体采矿,地质勘探资料不全、资源总貌不清,因而无法进行详细深入的研究。下面仅就鸡公岩矿段(还包括其南矿段和北矿段)为代表进行全面介绍。

早期的(1985—1990)地质勘探工作已基本查明鸡公岩矿段有 9 个矿体(高龙黄金矿业有限责任公司,1998),其中以第 6 号矿体金矿储量最大(表 4－4),占已交总储量 11.5t 的 95%以上,其余第 1、2、3、4、5、7、8 和 9 号矿体共占 4.4%。鸡公岩矿段的金矿储量已达中型规模。又据 20 世纪 90 年代以及最近的地质勘探成果表明,在鸡公岩矿段的深部及其南、北矿段,均有新的发现,金矿储量还在不断地增大,显示了该矿段具有良好的找矿前景。

表 4－4　高龙矿区鸡公岩矿段各矿体规模简表

(据广西壮族自治区地质矿产局第二地质队,1990)

矿体编号	矿体长度(m)	矿体宽度(m)	矿体真厚度(m)	金品位(10^{-6})	厚度变化系数(%)	品位变化系数(%)	金属储量(C+D 级)(kg)
1							
2	430	6.8～56.15	2.24～4.46	0.84～3.0 (1.54)			
3	50	12～32	1.43～2.15	1.42～2.15			
4	28	<10	0.75～2.31	0.76～1.18			
5	130	<15	2.00～5.20	0.71～1.48			
6	800	15～370	0.31～73.52 (18.08)	0.76～10.08 (3.71)	56～112 (98)	92～116 (116)	11 007
7	85	25	6.53～9.73 (8.13)	2.10～2.60 (2.32)		72	77
8	100	50	0.54～6.81 (2.94)	1.62～4.07 (3.35)			88
9	220	1～28	1.04～8.04	0.92～8.49 (4.41)			338
金储量合计(kg)							11 510

注:第 1、2、3、4、和 5 号矿体未计算储量;括号中的数字为该栏平均值。

1. 第 6 号矿体

第 6 号矿体和其余八个矿体均受 F_3 断裂带的控制,赋存于中三叠统百逢组细碎屑岩与二叠系碳酸盐岩的接触带,但更靠近细碎屑岩一侧的百逢组地层中,受 F_3 断裂次级构造挤压带控制,形成脉状、透镜状、似层状及似囊状矿体。第 6 号矿体亦产于 F_3 断裂构造硅化破碎带中,主要位于 F_3 断裂内的硅化构造角砾岩与其上盘的硅化砂岩、泥岩及粉砂岩接触界面附近,出露于矿段内的最高山脊附近(图 4－1)。矿体出露标高 1 265～1 180m,接近于矿段内山脊最高点 1 285m,沿着山脊的坡向展布。

第 6 号矿体已控制走向长 800m,剖面宽 15～370m,矿体平均真厚度 18.08m。矿体中,金是唯一有利用价值的元素,单样最高金品位 40.75×10^{-6},单工程平均品位为 0.76×10^{-6}～10.08×10^{-6},一般品位为 2.4×10^{-6},矿体总体平均品位 3.71×10^{-6}。矿体呈脉状、透镜状产出,且具有西厚、东薄,地表厚,往深部变薄后又变厚的特点。矿体产状与 F_3 在该地段的产状基本一致,总体走向 300°～320°,倾向北东,倾角一般 50°左右,但局部有变陡、变缓的变化,总体呈波状起伏。综观矿体形态、品位、厚度等的变化情况,均受 F_3 断裂的产状变化情况控制。

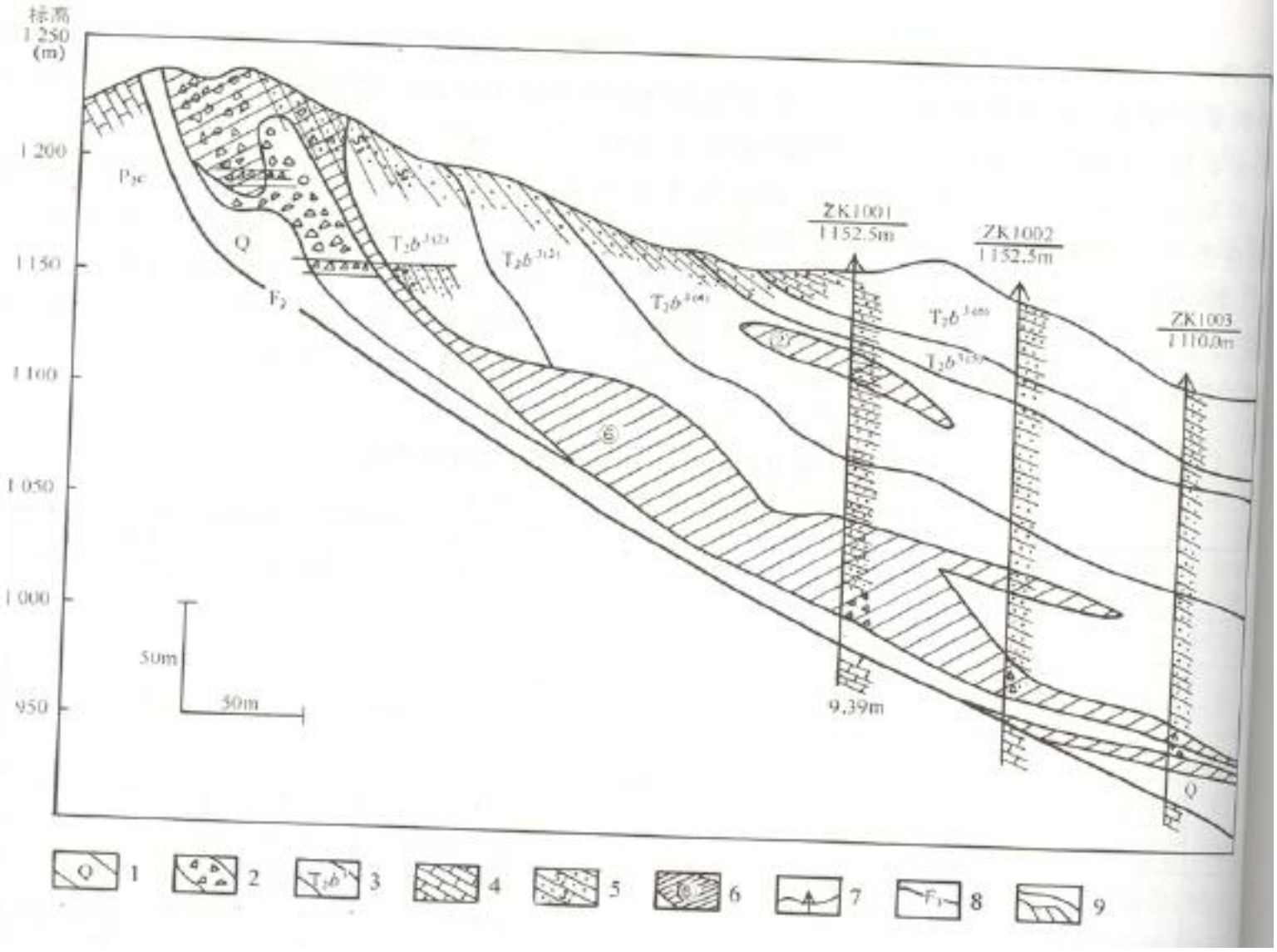


图 4－1　田林高龙金矿区鸡公岩矿段第 10 号勘探线剖面图

(据广西高龙黄金矿业有限责任公司,1997 年资料修编)

1. 石英脉;2. 构造硅化角砾岩;3. 三叠系细碎屑岩;4. 二叠系硅酸盐岩;5. 硅化带;6. 矿体及编号;7. 钻孔;8. 断层;9. 第四系坡积物

F_3 断裂产状变陡之处,矿体分岔,厚度变薄,形态相对比较复杂,品位变贫;反之,产状变缓处,矿体厚度大,品位富,形态也比较规整。这些均说明 F_3 是鸡公岩矿段控制矿体的主要因素。第 6 号矿体顶部直接暴露地表,由于表生风化淋滤作用的影响,矿体的地表及浅表部分已被风化为氧化矿石,在氧化层中金的平均品位为 3.1×10^{-6}。

2. 第 1 号矿体

第 1 号矿体位于勘探地段的北部,目前仅有少量工程控制,矿体情况不明。

3. 第 2 号矿体

矿体位于勘探地段北部,在地表出露展布方向近南北,与 F_3 断裂在该地段的走向大致一致,沿 F_3 断裂带的东侧出露,矿体产于 F_3 东侧(上盘)揉皱褶曲破碎带的弱硅化砂岩、泥岩之中,沿揉皱褶曲破碎带产出,呈起伏波状于地表山坡出露,形态不规则。矿体真厚度 2.24～4.46m,矿体内单个样品最高含金品位 11.78×10^{-6},一般为 1×10^{-6}～2×10^{-6},平均品位 1.54×10^{-6}。在第 8 号勘探线的 ZK802 钻孔中,第 2 号矿体距第 6 号矿体的垂直距离为 101m,距 F_2 断裂为 110m。在第 10 号勘探线的 ZK1001 钻孔中(图 4－1),第 2 号矿体距第 6 号矿体垂直距离为 60m,距 F_3 上界面为 85m,而在第 0 号勘探线上,第 2 号矿体距 F_3 的距离更近,为 20～30m(图 4－2)。

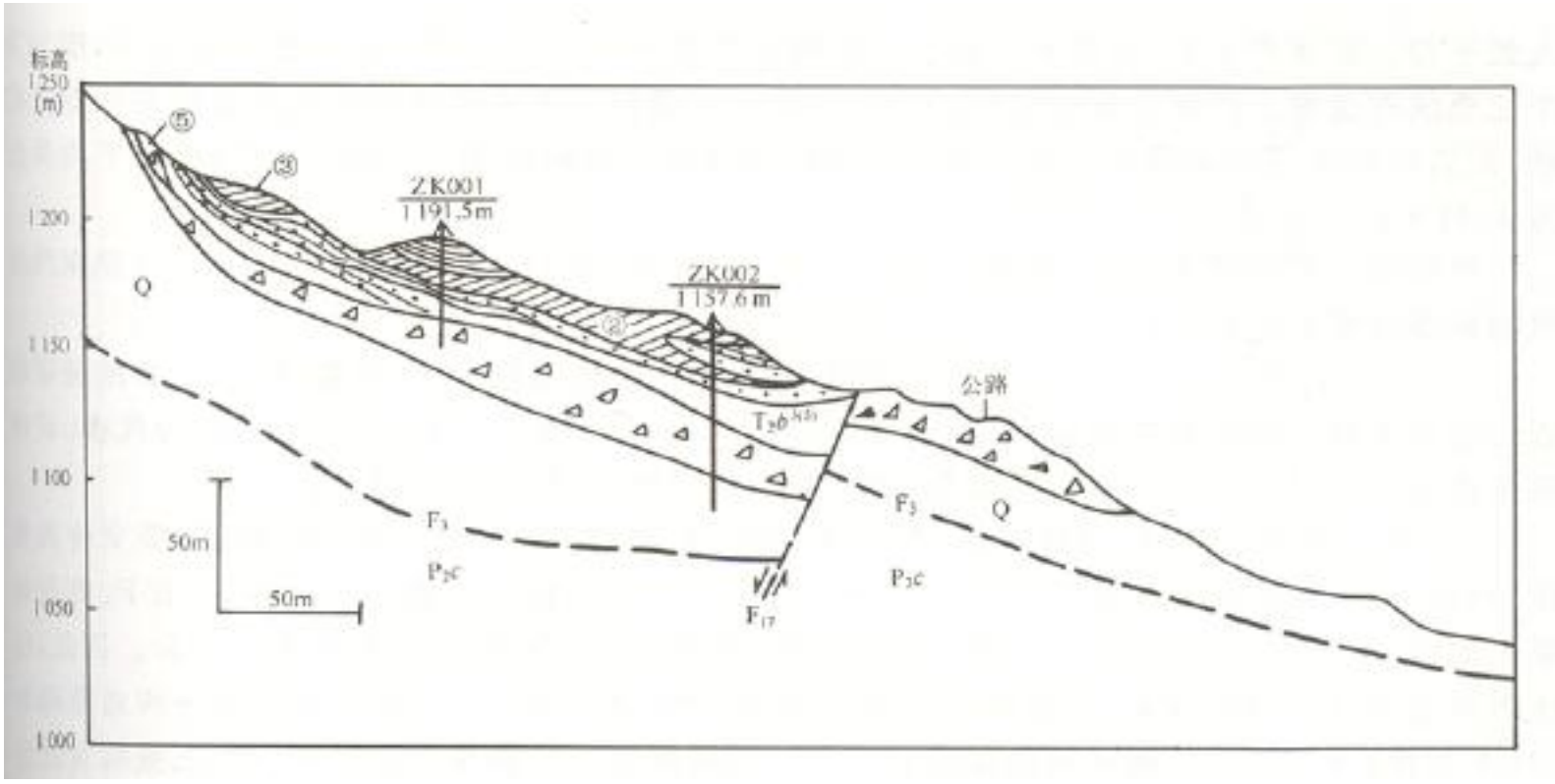


图 4－2　田林高龙金矿区鸡公岩矿段第 0 号勘探线剖面图

(据广西高龙黄金矿业有限责任公司,1997 年资料修编)

图例同图 4－1

4. 第 3 号矿体

矿体产于揉皱破碎带弱硅化砂岩、泥岩中。据综合分析,第 3 号矿体很可能是第 2 号矿体不同构造部位的延长部分,矿体产状距第 2 号矿体很近(图 4－2),但规模小,品位低,工业平均品位为 1.43×10^{-6}～2.15×10^{-6}。

5. 第 4 号矿体

矿体产于揉皱破碎带弱硅化砂岩、泥岩中,该矿体与第 3 号矿体一样,很可能属于第 2 号矿体的一部分,矿体分布特点与第 2 号矿体十分相似。矿体单工程平均品位 0.76×10^{-6}～1.18×10^{-6},品位低,规模小。

6. 第 5 号矿体

矿体位于 F_3 断裂带的北东侧,走向 310°左右,与 F_3 在该地段的走向大体平行。矿体产于 F_3 北东侧的次一级断裂破碎带硅化构造角砾岩中(图 4－2)。地表探槽工程平均品位 0.71×10^{-6}～1.48×10^{-6},矿体品位低,规模小。

7. 第 7 号矿体

位于第 6 号矿体的北侧,并与其平行展布,出露标高为 1 190～1 176m,产于 F_3 断裂上盘的小褶曲揉皱破碎带中,距 F_3 上盘界面 20m 左右,矿体围岩为弱硅化的粉砂岩、泥岩。单样最高金品位为 6.64×10^{-6},平均品位为 2.32×10^{-6}。

8. 第 8 号矿体

矿体为一盲矿体,见于 1 160m 中段,位于第 6 号矿体南侧,并与其大致平行。矿体产于硅化构造角砾岩和硅化砂岩、泥岩中,矿体主体为 F_3 断裂带中局部地段存在的硅化砂泥岩角砾形成的矿体(广西壮族自治区地质矿产局第二地质队,1991)。矿体内单样最高金品位为 8.37×10^{-6},平均品位 3.35×10^{-6},与第 6 号矿体一样具有矿体厚度大、品位高的变化特点。

9. 第 9 号矿体

从第 40 号勘探线剖面图上可以看出,该矿体位于第 6 号矿体附近,并与第 6 号矿体和 F_3

大致平行。矿体产于 F_3 断裂带上盘小褶曲破裂带的硅化砂泥岩和构造硅化角砾岩中,围岩为中三叠统百逢组上段第六分层的砂、泥岩。矿体内可见到石英脉热液或团块沿破碎裂隙或硅化砂、泥岩的原生层理面呈不规则分布。矿体内单样金品位最高为 29.45×10^{-6},矿体平均品位为 4.41×10^{-6}。

根据鸡公岩矿段第 0 号、第 8 号、第 10 号、第 12 号、第 14 号、第 22 号和第 40 号勘探线地质剖面综合观察可知:

(1) 主要矿体产于二叠系灰岩与三叠系细碎屑岩接触部位的 F_3 断裂带内,以及断裂带靠近三叠系地层一侧的细碎屑岩中,其中以第 6 号矿体(以及第 5 号和第 8 号矿体)为代表。矿体的延伸展布、产状变化、形态特征以及规模大小,均受到 F_3 断裂的控制(图 4-1)。

(2) F_3 断裂带已被石英脉充填,但沿着倾向,F_3 断裂带表现出膨胀狭缩、陡缓交替的变化。因此,受其控制的金矿体(如第 6 号矿体)亦表现出膨胀狭缩厚薄交替的变化。在 F_3 断裂的膨大部位,石英脉十分发育,断裂带内石英主脉、角砾岩、网脉等分带清楚(图 4-3)。因此,往往表现出明显的分带现象,即由断裂带的下盘向上盘,可分出:上二叠统灰岩带→构造角砾岩带(不发育)→石英主脉带→构造角砾岩带→石英网脉带→石英稀疏细脉带→中三叠统百逢组细碎屑岩。

(3) 部分矿体产于 F_3 断裂带上部中三叠统百逢组细碎屑岩地层中,其中以第 2 号(还有第 3 号、第 4 号、第 7 号和第 9 号矿体)为代表(图 4-1 和图 4-2),矿体距 F_3 断裂带一般仅 20~110m,其产状与第 6 号矿体相似。这些矿体均未受到后期构造破坏,石英脉穿切截割不重要,或仅有少量稀疏的石英细脉分布。硅化不强烈,或显弱硅化特征。硅化均匀,黄铁矿颗粒细小,分布亦较均匀,显示微细浸染型矿石特征,是矿区内未经后期热液活动叠加、未发生后期构造破坏的原生卡林型金矿体。

(4) 值得说明的是,前人所称构造石英岩(使用符号“MQ”)的提法不妥,与之配套使用的所谓强硅化、中弱硅化也混淆不清。所谓石英岩,原本是一种变质岩,一般指的是硅质沉积岩(尤其常见的是胶结物为硅质的石英砂岩或各种硅质岩等沉积岩)经区域变质作用或接触热变质作用改造后形成的一种变质岩叫石英岩(此外,由中酸性喷出岩经过气水热液变质后也可以形成次生石英岩)。很显然,石英岩主要分布于区域变质作用的地区,是以石英为主的区域变质岩或接触热变质岩,有时可有少量其他变质矿物,如云母、长石、石榴石、磁铁矿。常为粒状变质结构,石英呈粗粒。石英岩质地坚硬,大多数石英岩在标本上即使用放大镜也分不开石英颗粒之间的界限。

但是,高龙矿区鸡公岩矿段十分发育的所谓石英岩是构造活动造成岩石断裂、破碎,又被热液活动充填、交代而形成的 F_3 破碎带构造岩,与变质作用无关,应为石英脉。F_3 断裂破碎带内岩石破裂十分强烈,节理密集。在局部地段,由于摩擦和挤压严重,岩石原有的层理被破坏,碎成角砾、细粉。这些角砾大小不一,从几毫米到几十厘米形成具多角状的岩石碎块,大小混杂。构造角砾岩中的成分与 F_3 断裂带所穿过的岩石性质相同。由于石英脉主要沿着构造薄弱地带发育,因此石英脉主要穿越了金矿体。但在局部地段也在无矿的地层中分布,因此,石英脉体中的角砾,既有先期形成的矿石,亦有未硅化未矿化的围岩地层。胶结物为热液石英和被压成微细粒状、粉尘状的原岩。

在这种石英脉体的宽厚膨大之处,石英主脉及其两侧的构造角砾岩(或称断层角砾岩)均十分发育,出现构造分带现象,此时可分出石英主脉带、构造角砾岩带、石英网脉带和石英稀疏细脉带。其中,石英主脉带即为石英脉的主体,主要由纯净的热液成因石英组成,石英含量约

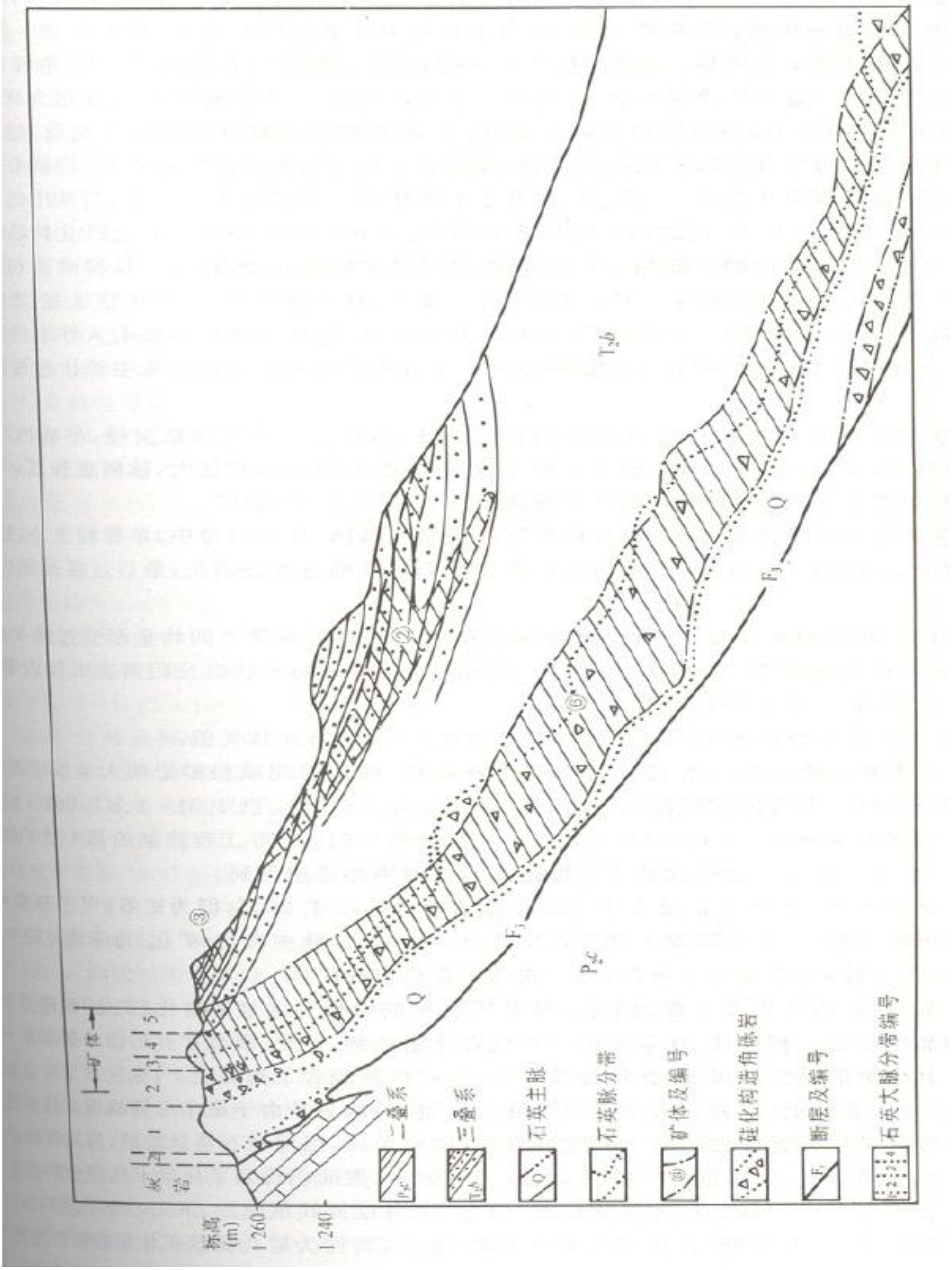


图 4－3　田林高龙矿区金矿体与石英脉的空间共生分布关系示意图

1.石英主脉带;2.构造角砾岩带;3.石英网脉带;4.石英细脉带;5.石英砂岩

占 95%～100%,角砾和金属矿物均很少。这一部分,也即为前人所称构造石英岩(MQ)。构造角砾岩带分布于石英主脉的两侧,尤其在其上盘的三叠系碎屑岩地层中更为发育。构造角砾岩带内角砾主要由三种成分组成:① 角砾岩Ⅰ:分布于石英主脉下盘的石炭-二叠系灰岩一侧,其角砾主要是灰岩及硅化灰岩碎块。这种角砾岩不发育,仅在局部地方零星见到。② 角砾岩Ⅱ:靠近石英主脉上盘中三叠统百逢组一侧,其角砾主要是已经硅化、黄铁矿化的百逢组含矿粉砂岩、细砂岩和泥质粉砂岩等,即原生的金矿石,经过 F_3 断裂构造的破坏后形成了角砾,这种角砾本身由于硅化而显得坚硬、致密、抗风化性强,经过表生风化后呈现褐红色色调,因而在以石英为胶结物的构造角砾岩中显得十分醒目。这种角砾岩在鸡公岩矿段十分发育,当其中的角砾含量大于 80%时,即为金矿石,反之则不能被开采利用。这种角砾岩被前人称为硅化构造角砾岩(MG)。③ 角砾岩Ⅲ:其中的角砾是未发生硅化、无黄铁矿化的百逢组粉砂岩、细砂岩和粉砂质泥岩等。这些角砾相对于角砾岩Ⅱ中的角砾,硬度要小,致密性稍差,抗风化性也差,地表风化后呈灰色色调,而不出现褐色,含金性差,往往不构成矿体。这种角砾岩常被前人称为构造角砾岩。按其产出的空间位置,角砾岩Ⅲ比起角砾岩Ⅱ更远离矿体而更靠近未发生矿化的百逢组地层一侧。

石英网脉带主要是分布在地层岩石中的石英小脉,这些石英小脉纵横交错,形成网状构造,将原岩分割、穿切。一般说来,在靠近石英主脉一侧,石英网脉的密度大,脉幅也较宽,与石英主脉呈渐变过渡关系,其中所围限的岩石块移动性大而不具“可拼性”。

石英细脉带是由石英细脉组成,分布位置更加远离主脉体。在细脉带中,单脉幅度小,脉体稀疏,所穿切的岩石具“可拼性”。逐渐远离石英主脉而石英细脉逐渐消失,最后过渡到原生岩石地层。

石英主脉带、构造角砾岩带、石英网脉带和石英稀疏细脉带各带之间均呈渐变过渡关系。主要按其中角砾的含量多少、石英脉体的幅宽、稀密程度、角砾的产状以及距离主要构造带的位置等因素,大致划分,其间的界线多是模糊的。

(5) 鸡公岩矿段的金矿体表现出了明显的规律性,以第 6 号矿体为例:

① 金矿体主要由角砾岩Ⅱ和硅化黄铁矿化粉砂岩、细砂岩泥质粉砂岩两大类型矿石组成。在鸡公岩矿段第 10 号勘探线剖面图上(图 4-1),由 TC1001、TC1001-1、BT1001-1 和 PD 等工程控制的地表矿体,由 CD11010、3#川以及钻孔 ZK1001 等工程控制的第 6 号矿体,均清楚地显示了这一特点。这种现象在其他勘探线剖面中亦普遍见到。

② 在角砾岩Ⅱ中,若角砾含量大于 80%,石英脉含量小于 20%,即为矿石,可供开采利用。反之即不可称为矿石。这种情况尤其是在靠近石英主脉时,脉中硅化(矿化)角砾成分较少,直至过渡到石英主脉,此时金品位很低,构不成具工业价值的矿体。

③ 一般来说,在角砾岩Ⅱ发育的部位,即角砾岩中的角砾为大量的硅化(矿化)细碎屑岩时,此时金的品位较高。相应地,在靠近中三叠统百逢组一侧,硅化、黄铁矿化的细碎屑岩亦十分发育,此时其中金的品位亦很高。在这种情况下,金矿体既包含了角砾岩Ⅱ,也包含了硅化黄铁矿化细碎屑岩。实际上,后者即为原生的微细浸染型矿石,只是由于成矿后期的构造热液活动,原生卡林型金矿体靠近接触带的一侧破碎强烈,形成角砾,因而被石英脉胶结,构成角砾岩Ⅱ;靠近上盘百逢组地层一侧,破碎不明显,或未发生破碎,因而仍保留了原生卡林型金矿石的结构构造,或者仅有较少的稀疏石英细脉穿切。在第 10 号勘探线剖面图 ZK1001 钻孔资料中,从 55 号分析样到 70 号分析样(孔深 107.82～128.78m),岩性为硅化黄铁矿化粉砂岩和泥质粉砂岩,金品位为 0.44×10^{-6}～17.60×10^{-6},16 件样的金品位平均为 5.53×10^{-6}。而紧

接往下孔深为 128.78～148.64m,为构造角砾岩Ⅱ,分析样号从 71～84,14 件样的金品位为 0.10×10^{-6}～10.48×10^{-6},平均为 3.55×10^{-6}。

很显然,构造角砾岩Ⅱ中的金品位的高低,与其紧邻的未发生破碎的原生矿石相一致。因此,第 6 号矿体在该段的范围是从孔深 107.82m 至 148.64m,厚度达 30.82m。这即是说,在这层矿体中,包括了两种类型的矿石,即从孔深为 107.82m 至 128.78m 的"硅化黄铁矿化粉砂岩和泥质粉砂岩型矿石"(未被后期石英脉穿切的原生矿石)和从孔深 128.78m 至 148.64m 的"构造角砾岩Ⅱ型矿石"。这种现象,在第 10 号勘探线剖面的平硐 CD12010、CD11010、CD8010、ZK1002 和 ZK1003 中,第 12 号勘探线剖面的 CD7012、CD12012、CD11012,钻孔 ZK1201 中以及第 8 号勘探线剖面的 CD1808、CD1208 和钻孔 ZK801 中都可见到。

④ 当角砾岩Ⅲ中的角砾为未硅化的细碎屑岩时,其含金量一般小于 1×10^{-6},不具工业价值,这些角砾为无矿角砾,不能构成矿体。这时,在角砾岩Ⅲ邻近的上盘百逢组地层中,亦未发生硅化,其含金性亦低,大都小于 1×10^{-6}。这说明在成矿活动之后,石英脉穿过了无矿部位,使原岩发生破碎,形成角砾,构成角砾岩Ⅲ。由于原岩不含矿,此时角砾岩中及其附近的百逢组地层中,金的含量极低,尽管其中角砾含量大于 80%,仍构不成矿体。

在第 10 号勘探线 ZK1002 钻孔资料中,孔深 153.28～168.34m 为角砾岩Ⅱ,厚达 15.06m,角砾成分为泥质岩石、粉砂岩和细砂岩,未发生硅化和黄铁矿化,分析样从 61 号至 69 号,金含量为 0.00×10^{-6},9 件样平均为 0.00×10^{-6}。其上段地层为黄色、灰白色泥岩,金含量为 0.00×10^{-6}～0.12×10^{-6},4 件样平均含量为 0.08×10^{-6}。同样地,在孔深 182.08～195.26m,厚达 13.16m 的角砾岩Ⅲ中,角砾成分亦为未发生硅化和黄铁矿化的细碎屑岩,其中金的含量为 0.00×10^{-6}～0.59×10^{-6},6 件样的平均含量为 0.25×10^{-6}。在其下段为二叠系灰岩,金含量为 0.00×10^{-6}～0.37×10^{-6},4 件灰岩样平均含量为 0.12×10^{-6}。而在这两段角砾岩之间,即从孔深 168.34～182.08m,也是未经硅化和黄铁矿化的细碎屑岩,其含金量为 0.00×10^{-6}～1.25×10^{-6},7 件样平均金品位为 0.49×10^{-6}。

在第 22 号勘探线 ZK2202 钻孔资料中,尽管钻孔打到了厚达 19.5m 的石英网脉带、石英细脉带和 10.82m 厚的构造角砾岩Ⅲ,但由于 F_3 断裂带在此处只是穿越了无矿的百逢组岩石地层,原岩中原本未发生硅化和黄铁矿化,因而不含金矿。因此,尽管该处石英网脉、细脉和构造角砾岩均十分发育,但其金的含量分别仅为 0.06×10^{-6} 和 0.21×10^{-6},均构不成工业矿体。此种现象在第 10 号勘探线钻孔 ZK1003 中、第 12 号勘探线钻孔 ZK1201、ZK1202 和 ZK1203 中表现特别明显。尤其在第 0 号勘探线剖面的南部(图 4－2),由于断层 F_{17} 的活动使角砾岩Ⅲ上升暴露至地表。尽管此处角砾岩厚达 17m,其下的石英主脉厚达 28m,但探槽 TC16 和 TC101－2 测试结果表明这种角砾岩中不含金矿。

⑤ 石英主脉中金的含量很低,例如在第 10 号勘探线 ZK1001 钻孔资料中,从孔深 148.64～164.62m,为石英主脉带,其中金含量为 0.07×10^{-6}～0.87×10^{-6},10 件样分析的金含量平均为 0.37×10^{-6}。这在矿区几乎所有的钻孔及坑道化验资料中均表现出了明显的特点。由于石英主脉是成矿之后发生的构造活动及热液交代充填的产物,其中金属硫化物含量极少,主要由纯净的石英构成,一般不含金,因此纯净的石英主脉带不是矿区的开采对象。矿区采金人员甚至得出这样一条经验:在角砾岩(即本专著的角砾岩Ⅱ)中,石英脉的成分不能太多,一般石英脉含量应小于 20%,或越少越好,金的品位才高;若石英含量大于 20%,则含金性不好。另外,在矿体靠近石英主脉一端,矿化也不好,或品位大大降低。这些现象,正是说明金不含在石英脉中,石英脉为成矿期后热液活动的产物。前人的报告中也常常提到:中等硅化至弱硅

化,则金矿化好,强硅化则不利。这里指的"硅化"应为石英脉,而应与成矿期的硅化区别开。

⑥ 金矿化期的‘硅化”与成矿期后石英脉发育的所谓‘硅化”,有明显区别,不可混为一谈。金矿化期的硅化一般形成微晶—隐晶或细晶质的石英,分布较为均匀,并伴随细小他形—半自形的黄铁矿化,黄铁矿分布亦十分均匀。因此,这种硅化使矿化了的岩石致密坚硬,但仍保留原岩的组构特征。经表生风化后,形成颜色均匀的褐红色褐铁矿化。这种硅化岩石,或构成角砾岩Ⅱ中的角砾(即前人所谓的 MG),或未被石英脉穿切而仍保留原生卡林型矿石特征(即前人所谓的 QM)。而成矿期之后的硅化则表现出粗大的石英脉体,或形成石英主脉,或形成石英网脉、石英稀疏细脉,构成各种角砾岩的充填胶结物。一般说来,这种硅化大都为结晶完好且颗粒粗大的石英。这种硅化不含矿,因此当其含量较多时,对成矿不利。

(6) F_3 断裂带下盘的上二叠统 P_2c 灰岩一般未发生矿化,因此也不构成金矿体。本区的找矿勘探工作,一般以此灰岩作为金矿体的底界。

在第 10 号勘探线 ZK1002 钻孔资料中,孔深 195.26～216.68m,为二叠系灰岩,4 件样品的金含量为 0.00×10^{-6}～0.37×10^{-6},平均为 0.12×10^{-6}。在第 22 号勘探线,钻孔 ZK2202 穿过了 33.55m 厚的二叠系灰岩地层,但其中的金的含量很低,仅为 0.04×10^{-6}～0.62×10^{-6},平均含金量为 0.09×10^{-6}。另外,在从其他许多钻孔岩芯等样品的化验分析资料中,均可得出相同的结论。

(二) 矿体围岩与围岩蚀变

按照矿床学的定义,矿体的围岩是指矿体周围的岩石。矿体与围岩的空间关系又存在两种情况:一是矿体与围岩在组构上和有用组分的含量上有显著的差别,二者的接触界线清楚截然,例如脉状充填矿体;二是矿体与围岩的界线是模糊不清的,二者之间呈渐变过渡关系。由于二者之间没有明显的界线,这时需要通过系统的采样和化学分析,按照一定的工业指标进行圈定,例如浸染状矿体。高龙金矿床的原生矿体属于卡林型金矿,为微细浸染状金矿体,矿体与围岩的界线应该是渐变过渡的。

根据前述统计资料可知,高龙矿区的金矿体,大多产于由 F_1、F_2、F_3 和 F_4 所组成的环状断裂带内,并严格受到环状断裂构造带的控制。而这种环状断裂构造带则主要沿着高龙穹隆四周石炭-二叠系碳酸盐岩地层与其上覆的三叠系细碎屑岩地层之间的接触部位发育。由于构成环状断裂带的断层多次继承活动,在原生的微细浸染型金矿体形成之后,大致沿着主要断裂构造带又发生多期次热液作用。由于多期石英脉对早先形成的原生金矿体进行穿切、破碎、充填、交代和胶结,以致形成现在被热液活动多次叠加、破坏和改造的金矿体。

从上述认识出发,从大的方面来说,高龙矿区金矿体的近矿围岩应该是石炭-二叠系碳酸盐岩和三叠系细碎屑岩。但更具体地讲,金矿体主要产于上述两大套岩石地层接触带附近而更靠近三叠系细碎屑岩一侧,至今在碳酸盐岩地层中尚未发现有金矿体。因此,金矿体的直接围岩应该是:

(1) 中三叠统百逢组细碎屑岩 T_2b:这是高龙矿区最主要的容矿岩石。区内大部分金矿体均赋存其中,构成矿体的顶、底板。按照百逢组地层的不同岩性,矿体的直接围岩还可以再分出上、中、下三段:

① 百逢组下段(T_2b^3):是鸡公岩矿段的赋矿层位,也是整个高龙矿区最主要的直接围岩,其中金矿储量最大的第 6 号矿体即产于其中。岩性为薄层至中厚层粉砂岩、泥岩夹厚层至块状细砂岩、透镜状泥灰岩、砂质白云岩及微薄层生物碎屑岩,岩石大多含钙质,具底模构造,变形层理发育,产海浪蛤、菊石等化石。矿区内岩石厚度大于 430.22m,与下伏地层呈整合接触

(国家辉等,1992)。

② 百逢组中段($T_2 b^2$):是龙爱矿段的含矿地层,为厚层至巨厚层细砂岩夹薄层至中厚层泥岩和粉砂岩,具底模构造,南段偶见菊石化石。矿区内岩石厚度大于 488.64m,与下伏地层呈整合接触。

③ 百逢组上段($T_2 b^1$):为金龙山矿段(二工区)的赋矿层位,在该矿段零星出露,仅在矿段北部见有露头。岩石为薄层至中厚层粉砂岩、泥岩夹少量厚层至巨厚层细砂岩。具水平层理,鱼鳞蛤化石常见,底部菊石化石丰富。在该矿段地层厚度大于 166.55m,与下伏地层呈整合接触。

(2) 石英主脉:由几乎纯净的石英组成的石英主脉,脉体厚约十几厘米、几十厘米到几米、十几米,往往构成了高龙矿区大部分金矿体的底板。其中,鸡公岩矿段的第 6 号矿体表现最为明显。石英主脉本身构不成矿体,没有开采价值。但由于石英脉化学性质稳定、抗风化能力强,在地表常形成突兀的正地形,因而是一种明显的找矿标志。

(3) 下三叠统逻楼群($T_1 ll$):该层为金龙山矿段的含矿层位之一,仅分布于高龙穹隆的北侧。岩石为浅灰色中厚层泥质条带灰岩、生物碎屑灰岩,微晶-细晶生物碎屑结构,产介形虫、瓣鳃类、菊石等化石,矿区内岩层厚度大于 58.16m,与下伏地层呈断层接触。

(4) 上二叠统长兴组($P_2 c$):下部为中厚层状灰岩、含生物碎屑微晶灰岩;上部为厚层至块状白云岩、白云质灰岩夹灰岩,浅灰色,粉晶至细晶结构,产腕足类、棘皮、有孔虫及 类化石,岩石厚度大于 150.98m,与下伏地层呈整合接触。偶在少数钻孔中发现长兴组灰岩地层作为第 6 号矿体的底板岩石,如在鸡公岩矿段第 12 号勘探线 ZK1202 钻孔资料中,明显表示出第 6 号矿体与其底部的长兴组灰岩直接接触,并且二者的界线清楚截然(金品位由矿体的 2.86×10^{-6} 变为灰岩中的 0.28×10^{-6} 和 0.07×10^{-6})。

围岩蚀变是指在热液矿床的形成过程中,矿体周围的岩石受到热液作用的影响发生一系列旧矿物被新的更稳定的矿物所代替的各种交代作用。影响围岩蚀变的因素主要有热液的性质、成分、温度、压力、围岩的性质和成分等。

依据围岩蚀变的定义,应该是在热液矿床形成过程中矿体的围岩发生的交代变化才称为围岩蚀变。而与成矿作用无关的仅只在空间上共生的一些岩石岩性变化,或者在后期由于表生氧化作用形成一些风化成因矿物,严格地讲不能算为围岩蚀变。尤其是当成矿作用具有多期多阶段性的特点时,更要注意区别出主要的成矿阶段和与之相应的围岩蚀变特征。而不应该将在空间上有共生关系,但与成矿作用没有成因联系的岩石交代作用混在起,不分时间先后,不讲成因关联,不辨成矿过程。若是这样,就会将矿床的成矿作用弄错了。因而在进行找矿勘探靶区预测时,会出现引导上的错误。

高龙矿区的金成矿作用,主要受环状断裂带的控制,由于断裂构造的继承性活动,因此导致热液的多次活动。但金的成矿富集作用发生的时间相对最早,形成微细浸染型(即卡林型)矿床。在成矿作用之后,又发生构造断裂的活动,同时导致产生多期多阶段的石英脉和碳酸盐脉等的充填和交代。在部分地段,这些成矿后期发生的构造活动,切割矿体,并使矿体破碎形成角砾,同时被石英脉等所充填胶结,以致在这样的地段形成角砾状矿石(即本专著前述‘构造角砾岩Ⅱ”)。以后,这些原生的金矿石暴露在地表,在表生风化环境中经过改造形成风化型矿体。关于成矿的过程,在后面相关的‘成矿期次’的章节里,本专著还要详细地论述。

在高龙矿区,与原生金矿体有成因联系的围岩蚀变主要有硅化和黄铁矿化,其次有毒砂化和辉锑矿化。另外,在局部地段,绢云母化、方解石化和高岭土化也有发现。

(1) 硅化:这是矿区分布最为广泛,与成矿作用最为重要的一种蚀变类型。前人对高龙矿区的硅化进行了仔细的研究,也曾将其分了几个明显的硅化期,比如称其为构造石英岩期(代号 MQ)、硅化构造角砾岩期(代号 MG)和粗晶石英脉期(代号 QM)等等。本课题小组在矿山经过深入细致的野外调查,又详细查阅了矿区有关地质资料和钻孔等工程数据,认为高龙矿区与成矿作用有关的硅化的表现形式只有一种,即为细粒石英化。细粒石英化主要见于环形断裂带两侧的岩石,而尤其发育于断裂带附近紧靠三叠系细碎屑岩一侧,使中三叠统百逢组细碎屑岩变得坚硬、致密。由于这期硅化十分均匀,蚀变矿物石英的颗粒十分细小。因此,发生硅化岩石的外观显得比较致密、细腻,岩石的断口多呈贝壳状。显微鉴定表明,这种细粒石英一般呈他形粒状,紧密镶嵌排列,均匀分布,或局部集中,构成微细脉状。这期细粒石英岩化,往往与黄铁矿化密切共生,是和成矿作用关系最为紧密的硅化。发生硅化的细碎屑岩,往往形成矿区重要的原生矿石——微细浸染型金矿石,以及其旁侧的蚀变围岩。这些原生矿石及其蚀变围岩在成矿以后的多次热液活动中,又被石英脉和石英-碳酸盐脉穿切破坏,成为各种脉体内的角砾。

(2) 黄铁矿化:这亦是矿区最为发育,并且与金的富集成矿最为重要的一种蚀变类型。由于成矿期黄铁矿化的结构构造既与沉积-成岩期的细小草莓状黄铁矿化不同,也和成矿期之后石英脉中粗大的黄铁矿有别。

这期黄铁矿化与成矿期的硅化(细粒石英化)紧密共生,多呈细小的他形-半自形粒状碎粒状黄铁矿,少数亦成细粒半自形粒状晶体。在反光镜下呈现浅黄色,高反射率。当后期石英脉穿切破坏了矿体时,这些黄铁矿便集中在由矿石构成的角砾中,形成与石英脉中的黄铁矿明显不同的组构特征。

(3) 毒砂化:只在鸡公岩矿段有所发现,其分布范围和蚀变强度远远不如上述细粒石英化和黄铁矿化。毒砂多为柱状、短柱状,半自形-自形,反光镜下呈亮白色,高反射率。晶形断面常为菱形、楔形。常与细粒半自形黄铁矿共生。另外,根据高龙矿业有限责任公司(1998)的资料,由于毒砂颗粒细小,当其处于表生氧化地带时,由于风化作用毒砂已不存在,难以见到。

(4) 辉锑矿化:在鸡公岩矿段一工区见有辉锑矿,形成不规则的团块产于硅化岩石中。手标本上呈铅灰色-钢灰色,柱状晶体,集合体呈束状、放射状,金属光泽,在反光镜下呈灰白色,反射十分明显,常与半自形-自形粒状黄铁矿共生,且显示被后者交代的明显特征。

(5) 碳酸盐化:在矿区分布并不广泛,目前仅见于鸡公岩矿段,主要为细小粒状碳酸盐矿物。它们主要与细粒石英化密切共生,由于矿物颗粒十分细小,在常规显微镜下未能分辨出这些碳酸盐蚀变矿物是方解石,还是白云石。

三、矿　石

(一) 矿石的类型

1. 按矿石的氧化程度,可将矿区矿石划分为三种类型

三种类型为:氧化矿石、原生矿石和混合矿石。人们曾用元素硫的物相分析来确定矿石的氧化程度,即以硫化物中的硫与全硫之比值 $S_{硫化物}/S_{全}$。当这个比值大于 90%者为原生矿石,比值为 70%～90%者为混合矿石,比值小于 70%者为氧化矿石(广西壮族自治区地质矿产局第二地质队,1990)。

(1) 原生矿石:根据广西壮族自治区地质矿产局第二地质队的资料,原生矿石一般为深灰色,与矿区中三叠统百逢组地层岩石一致。但由于原生矿石受到细粒石英化影响,因此显示出

硬度较大、致密的特点。另外,黄铁矿含量较一般地层高,且均匀分布,褐铁矿化不明显。原生矿石中硫化物与全硫比值应大于 90%。由于矿区矿体均处于构造破碎带中,目前已发现并经过开采的金矿体均位于矿区石炭系-二叠系碳酸盐岩岩溶水活动的最低水位线之上。地下水的渗透排泄活动,使矿区现已开采的矿石大都发生了明显的氧化,因此原生矿石不易获得。

(2) 氧化矿石:这类矿石是矿区目前的主要开采利用对象,矿石呈褐、褐红、灰、灰白以及杂紫、红等颜色,褐铁矿化十分明显,硫物相分析结果表明,硫化物硫与全硫比值小于 70%。由于风化强烈,原岩沉积岩的结构构造大部分破坏,黄铁矿全部或大部分已被风化形成褐铁矿。严格说来,处于完全氧化带内的矿石不可能保留有原生的金属硫化物,而且矿石主要呈松散土块状,氧化矿石主要分布于地表或破碎带内。

(3) 混合矿石:根据硫物相分析资料,这类矿石的硫化物硫与全硫比值为 70%～90%。在这样的矿石中,可以观察到原生黄铁矿及其他硫化物与氧化成因的褐铁矿共生。因此矿石总体颜色呈褐红色调,而且矿石的组构也多以块状为主,但主要视其氧化程度而定:氧化程度偏高者,其颜色为褐红、杂紫和红色,而且结构疏松,致密性差;氧化程度偏低者,多呈浅灰、灰色,略带浅红色色调,矿石坚硬致密。混合矿石分布于地下水面之上,地表氧化带之下。根据广西壮族自治区地质矿产局第二地质队的资料:目前调查到的矿区岩溶地下水露头最低点标高(1号泉)为 840m,据此推测矿区在 840m 标高之上不应存在本义上的原生矿石,而应该以混合矿石为主。事实上,不论在手标本上,还是在显微镜下观察,均可看到黄铁矿、毒砂和辉锑矿等原生金属硫化物与褐铁矿共生的现象。

2. 按照矿石的组构,可划分出以下四种类型

(1) 构造角砾岩型矿石:这是矿区分布最广泛的一种矿石类型,矿石主要由硅化黄铁矿化的原生金矿石的角砾构成,后被热液石英胶结形成致密坚硬的构造角砾岩,其中的角砾位移大,不具“可拼性”。根据矿区采矿经验,当这种角砾岩中的角砾含量大于 80%,或石英胶结物含量小于 20%时,可形成品位较高的金矿石。否则不能被开采利用。在地表或浅表环境中,角砾岩中的原生金属硫化物黄铁矿等容易被氧化而形成褐铁矿,将角砾染成明显的褐红色色调。由于此类矿石角砾已发生原生硅化,角砾岩的胶结物亦为热液石英,因此抗风化能力强。即使处于地表风化带,此类矿石除了发生黄铁矿的褐铁矿化之外,构造角砾岩的结构构造几乎未发生明显改变。

(2) 网脉型矿石:这亦是矿区最为重要的一种矿石类型,主要表现为原生矿石被后期石英网脉所穿切,其原生矿石组成、石英脉的胶结性质等均与构造角砾岩型矿石相同。所不同者,网脉型矿石中石英脉体成分较前者少,脉体稀疏,多呈细脉,交织成网状,其中的原生矿石角砾位移不大,或未发生位移,因此具明显的"可拼性"。按照其生成的地质位置,这类矿石处于离石英主脉更远的部位。

(3) 块状矿石:这类矿石主要表现为硅化与黄铁矿化了的百逢组粉砂岩、细砂岩和粉砂质泥岩,均匀细致,坚硬致密,没有或极少石英脉穿切,基本上保留了百逢组细碎屑岩的层理特点及地层的其他性质。严格地讲,这类矿石应该是矿区的原生矿石,颜色应为灰色、深灰色。但由于目前勘探采矿深度处于地下水位之上,因而氧化作用影响较大,所采集到的原生矿石多呈褐红色。

(4) 土块状矿石:矿石呈松散碎石、土块状,矿石主要由粘土矿物和岩石、矿石的碎块组成,多分布于地表以及破碎带中,是原生矿石经地表风化作用改造而成。

(二) 矿石的化学组成

在前一小节中,本专著曾根据矿石中硫元素的含量组成,将矿区的矿石分成原生型、氧化型和混合型三种类型。但由于前人研究程度较低,本次研究也因其相关资料的缺少未能如愿,因此矿区内三种类型的矿石尚未进行准确的划分。目前,经过资料的综合整理,只能暂时进行经验性的归纳分类,因而下面的化学分析资料的归并(表 4-5)只能反映出这三大类矿石的大概情况。

表 4-5 高龙矿区金矿石化学全分析结果

组分 / 标本	Au (10-6)	SiO_2	Al_2O_3	TiO_2	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	H_2O^+	H_2O^-	S	烧失
氧化型矿石(%)																
GL17	9.03	69.34	10.89	0.50	10.82	0.38	0.01	0.10	0.16	0.21	2.45	0.46				3.85
GL15	8.80	48.87	30.98	1.39	3.06	0.52	0.03	0.95	0.30	0.41	5.73	0.28				5.58
平均	8.91	59.11	20.94	0.95	6.94	0.45	0.02	0.53	0.23	0.31	4.09	0.37				4.71
混合型矿石(%)																
GL87	12.2	67.92	15.25	0.64	3.82	—	0.00	0.46	0.08	0.14	4.71	0.18	3.37	0.62	2.71	6.88
G66	23.32	88.87	3.72	0.19	1.99	1.84	0.05	0.50	0.28	0.14	0.63	0.14	—	—	—	1.49
G104	6.80	91.20	1.39	0.04	3.00	1.48	0.013	0.48	0.34	0.13	0.21	0.08	—	—	—	1.24
G141	17.85	90.80	3.47	0.28	2.33	0.69	0.01	0.01	0.04	0.04	0.70	0.09	—	—	—	0.96
HQ1	9.01	85.98	4.13	—	2.92	0.57	—	0.168	0.11	0.04	1.06	—	—	—	—	0.63
HQ3	11.83	77.88	9.86	—	4.75	0.27	—	0.33	0.08	0.07	1.93	—	—	—	—	3.09
HQ4	5.42	85.04	6.71	—	2.99	0.03	—	0.20	0.11	0.04	0.97	—	—	—	—	2.32
HQ5	1.68	84.43	4.86	—	2.93	0.27	—	0.17	0.09	0.03	0.75	—	—	—	—	1.98
HQ6	10.97	76.00	12.05	—	3.91	0.84	—	0.30	0.01	0.20	2.77	—	—	—	—	3.22
HQ10	10.14	85.21	6.17	—	2.70	0.33	—	0.26	0.30	0.06	1.57	—	—	—	—	1.80
平均	1.04	83.33	6.76		3.13	0.71	0.00	0.29	0.14	0.09	1.53					2.46
原生型矿石(%)																
GL202	1.04	62.72	18.04	0.89	5.84	—	0.00	0.36	0.06	0.16	5.15	0.22	3.14	0.32	4.29	6.64
GL205	2.30	84.32	5.94	0.69	2.09	—	0.00	0.23	0.10	0.04	1.87	0.08	2.02	0.26	1.76	4.68
G101	9.02	60.68	17.96	0.75	5.61	0.61	0.01	0.43	0.22	0.21	4.31	0.17	—	—	—	8.51
HQ8	4.61	69.69	18.05	—	2.31	1.53	—	0.48	0.14	0.40	4.60	—	—	—	—	5.06
HQ9	5.31	13.10	14.74	—	4.36	0.87	—	0.36	0.14	0.33	3.64	—	—	—	—	4.32
G73	23.30	80.51	8.04	0.30	3.85	1.33	0.009	0.55	0.29	0.05	1.85	0.12	—	—	—	2.31
G74	13.28	70.90	14.62	0.54	4.53	0.41	0.005	0.83	0.19	0.18	3.58	0.12	—	—	—	3.56
HQ2	2.42	73.73	14.64	—	4.84	0.21	—	0.44	0.08	0.13	3.68	—	—	—	—	3.20
HQ7	16.78	73.59	14.34	—	4.30	0.45	—	0.39	0.09	0.26	3.44	—	—	—	—	3.67
平均	8.67	72.14	14.04		4.19	0.77	0.005	0.45	0.15	0.20	3.57					4.66

注:上述测试资料中,GL87、GL202 和 GL205 为本课题小组测试结果;G66、G104、G141、G73、G74、G101 引自国家辉等(1992);HQ2、HQ7、HQ8 和 HQ9 引自李正海等(1990)。

由于在划分上述三种类型的矿石标本时缺乏一个精确的含量标准和依据,因此对于氧化

型、原生型和混合型的区别也不是十分准确的。尤其是对于混合型矿石的划分,在本次研究工作中,在目前尚无明确标准的情况下,暂以镜下鉴定资料为准:当矿石中黄铁矿与褐铁矿共生时,暂定为混合型矿石;基本上看不到黄铁矿,而且矿石呈疏松粉尘状时,则定为氧化型矿石;当其中的黄铁矿未发生风化,并且矿石致密坚硬,整体颜色为灰色、深灰色,标本一般取自钻孔深部岩心,或取自深部坑道,则定为原生型矿石。表中所列混合型矿石,全为构造角砾岩Ⅱ型矿石,因为风化作用黄铁矿已转为褐铁矿,矿石呈褐红色色调。但由于矿石中石英含量较多(一般小于 20%),充填胶结,抵抗风化力强,因此尽管此类矿石处于风化层中,仍然致密坚硬。

尽管如此,从表 4-5 中仍可发现下述规律:

① 各类矿石中,主要元素的含量大致相近,SiO_2、Al_2O_3 含量较高,二者含量高达 80%～90%,而 CaO 含量较低,为 0.13%～0.23%,显示含矿岩石为富硅富铝的泥质岩石和硅质岩石,而不是富钙的碳酸盐岩。

② 与原生型矿石相比,氧化型矿石中金的品位相对较高,显示出氧化富集的因素特点,但富集作用不太明显;氧化层中的 SiO_2 相对有所淋失,而 Al_2O_3 则相对残集;还原铁 FeO 的含量明显低于原生矿石,而氧化铁 Fe_2O_3 则有所增加。

③ 混合型矿石由于是构造角砾岩Ⅱ构成,因此其化学组成主要取决于其中角砾岩Ⅱ(即原生矿石)和石英脉的相对含量。在这类矿石中,金的含量相对较高,这是否为风化淋滤造成金的富集作用还难以下结论。SiO_2 含量高于原生型和风化型矿石,而 Al_2O_3 则较少,这很可能与矿石中石英脉的含量有关。此外,FeO 高于氧化型矿石而低于原生型矿石,应与表生风化作用有关。

(三) 矿石的结构构造

高龙矿区的金大部呈超显微、显微不可见金的形式赋存于黄铁矿及粘土类载金矿物中,因此,这种金矿床中矿石的结构构造主要涉及的是各类载金矿物的产出特点以及它们的共生组合性质。

1. 矿石的结构

(1) 草莓状结构:主要是指黄铁矿的细小集合体,形成草莓形状的结构,这种草莓黄铁矿一般是沉积阶段的产物,其成因与微生物作用有关。

(2) 他形-半自形晶粒状结构:主要指黄铁矿呈细小的他形-半自形粒状晶体,这种黄铁矿通常是矿区最主要的载金矿物。

(3) 自形晶粒状结构:黄铁矿呈结晶完好的五角十二面体和立方体晶形。此外,毒砂也多呈结晶完好的柱状、短柱状晶体。

(4) 环带状结构:结晶粗大的黄铁矿发生交代作用形成环带状结构。

(5) 包含结构:环带状黄铁矿内部呈现包含结构。

(6) 交代结构:细小半自形-自形黄铁矿交代了自形程度较好的粗大黄铁矿,构成交代结构。另外,柱状辉锑矿交代了粗大粒状黄铁矿。

2. 矿石构造

(1) 块状构造:这主要是指原生微细浸染型金矿石,由于硅化和黄铁矿化均匀分布,基本上不存在后期脉体穿切,而使矿石变得致密坚硬形成块状矿石。

(2) 角砾状构造:是指后期构造活动使原生金矿体发生破碎,石英脉或石英-碳酸盐脉穿切、胶结了由原生矿石碎块形成的角砾,构成角砾状构造的矿石。这是矿区最主要的矿石构造类型。

(3) 网脉状构造:是指成矿后期较为密集的石英脉或石英-碳酸盐网脉穿切了原生矿体,形成网脉状构造。在这种矿石中,矿石角砾位移不大,还具有一定的“可拼性”,原生矿石未发生明显的破碎。

(4) 细脉状构造:指成矿后期的稀疏的石英脉或石英-碳酸盐脉穿过原生矿体,形成细脉状构造。在这种构造中,原生矿石基本上未发生破碎,因而原生矿石的组构基本上保存完整。

(5) 层状构造:指原岩经过不太强烈的硅化和黄铁矿化,形成矿石,但仍保留了原岩的结构构造特点,显示层状性质。通常这种矿石的金品位不太高,而且离开主构造活动带稍远,如第 2 号矿体。

一般说来,上述五种构造类型呈渐变过渡关系,从石英脉主体向外,依次为:角砾状构造→网脉状构造→细脉状构造→块状构造→层状构造。

(6) 泥土状构造:指原生矿石在地表经过明显的表生风化作用,原生矿石遭到破坏而解体,形成松散泥土状,堆积在地表。

(7) 蜂窝状构造:原生矿石中含硫化物较多的部位,由于表生风化作用而造成硫化物中易溶组分的流失,其中较稳定的硅质和铁质、铝质等残留原地,形成蜂窝状。

(8) 微细浸染状构造:主要指原生矿石中黄铁矿等蚀变矿物呈细小的浸染状晶体,均匀分布在矿石中。

(四) 矿石的矿物组成

广西壮族自治区地质矿产局第二地质队(1990)、国家辉等(1992)、关广岳和李力(1994)及广西高龙黄金矿业有限责任公司(1998)对高龙矿区矿石的矿物组成先后进行了细致的研究,甚至鉴定出 40 多种矿物。尤其是国家辉等(1992)更是作了系统的矿物学测试分析。鉴于这种情况,本科研小组未设立专题研究,只是在对前人资料进行全面收集、整理和消化的基础上,根据需要又作了进一步的分析、研究。下面综合这些研究结果,将矿石的主要矿物组成列入表 4-6。其中,黄铁矿、褐铁矿及粘土类矿物是矿区最为重要的几种载金矿物。黄铁矿有多个世代,它们的含金性还不尽相同。根据镜下鉴定结果,可将矿石中的黄铁矿分为以下几个世代:

表 4-6　高龙矿区矿石的矿物组成简表

矿物组成 / 矿石类型	主　　要	次　　要	少　　量
氧化矿石	粘土矿物,石英(晶体)、石英(碎屑)	褐铁矿	黄铁矿、方解石、白云石
原生矿石	粘土矿物,石英(晶体)、石英(碎屑)	黄铁矿、有机质、方解石、白云石	毒砂、辉锑矿、黄铜矿(微量)、闪锌矿(微量)、方铅矿(微量)、绿泥石

注:① 当矿物含量大于 10%者为“主要”;含量在 1%～10%者为“次要”;含量小于 1%者为“少量”。② 粘土矿物:指水云母、蒙脱石、高岭石等的集合体。

(1) 草莓状黄铁矿:集合体构成单个的草莓状,球形,有时多个“草莓”聚合在一起形成“草莓群”。此外,草莓状黄铁矿还以某些生物碎屑为依托,形成草莓群。这种黄铁矿多产于细碎屑岩沉积岩中,为沉积作用的产物,其成因与微生物有关。在成岩阶段,“草莓”中的黄铁矿还发生重结晶,形成无数个细小的晶形完好的五角十二面体。

(2) 他形-半自形黄铁矿:黄铁矿一般呈他形至半自形,极少数呈结晶完好的五角十二面体或立方体自形晶,晶体细小,粒径一般 0.001～0.002 5mm。这种黄铁矿一般为成矿期产

物,通常与细晶石英化密切伴生,是矿区重要的载金矿物。

(3) 自形粗晶黄铁矿:这种黄铁矿一般结晶完好,而且颗粒粗大,粒径为 0.2～0.25mm 或更大。这期黄铁矿一般与后期粗大的石英共生,为后期热液石英脉活动的产物,含金性不好。

(4) 环带状黄铁矿:这种黄铁矿由于交代作用,形成包含结构,构成环带状构造,多呈晶形完好的五角十二面体和立方体,粒径大都为 0.1～0.3mm。

(5) 褐铁矿:褐铁矿一般产于风化层中,构成氧化型矿石和混合型矿石中最重要的载金矿物。褐铁矿主要是由原生黄铁矿等金属硫化物氧化而成,因此还常常依黄铁矿为假象,保留了黄铁矿的晶体外形。在手标本上,由于褐铁矿的产生,常将标本染成褐红色色调,是重要的找矿标志。

值得说明的是,由于黄铁矿在表生风化过程中,其中间产物为硫酸亚铁 $FeSO_4$。由于 $FeSO_4$ 溶解度较大,构成溶液易于流动。$FeSO_4$ 在表生环境中极不稳定,它还会被继续氧化,形成 $Fe_2(SO_4)_3$,继而形成 $Fe_2O_3 \cdot nH_2O$,最后变成化学性质稳定的褐铁矿集合体,在岩石的裂隙、甚至矿物的裂缝、空隙中沉淀下来,形成细小脉状,并显示出褐红色色调。很显然,这部分褐铁矿不是黄铁矿原地风化的产物,而是经过了一定距离的迁移,再在他地形成褐铁矿。从这个意义上讲,这种褐铁矿应为“迁积型”,而不是“原积型”,因此其找矿的标志意义就不很重要。从称呼上讲,应称其为“褐铁矿染”为宜,而不应称为“褐铁矿化”。

四、金的赋存状态

本课题小组进行了大量的测试分析,在常规光学显微镜下观察了 58 块矿石标本的光片总计约 1 100 个观察点,由于金的粒度极其微小,始终未能发现金矿物的晶体形态。甚至在放大倍数为 400 倍和 1 000 倍的电子显微镜下,电子探针也未能发现具有一定外观形状的金粒。矿石中自然金颗粒的这种“不可见”性质,也正是反映了“微细浸染型金矿床”的最具典型性的特点。根据国内外同类矿床的实际资料和理论研究可知,微细浸染型金矿床中的金主要呈“不可见金”的形式赋存于载金矿物中,或是包裹体金,或呈晶格金,或呈晶间金,或呈晶隙金,或呈(被)吸附金等的形式产出。而“可见金”则只占极小的比例。根据电子探针结合电镜扫描分析,对于高龙矿床中金的赋存状态仅有个大概的了解。

(一) 主要载金矿物的电子探针成分分析

1. 黄铁矿

表 4-7 列举了本科研小组所作的高龙金矿床主要金属硫化物电子探针分析结果(表 4-7)。从表中可以看出,草莓状黄铁矿中含有较高的金,最高可达 760×10^{-6},三块标本共 9 个测点的平均金含量为 482×10^{-6}。相比之下,细小立方体($d=30$～$50\mu m$)黄铁矿含金最高,最高者可达 923×10^{-6},七块标本共 27 个测点的平均含量高达 602×10^{-6}。环带状黄铁矿尽管粒度也较小,$d=8$～$20\mu m$,但其含金量最少,三块标本的含量为 0.00×10^{-6}～122.5×10^{-6},10 个测点平均 40.83×10^{-6}。粗粒黄铁矿($d>100\mu m$)的含金量变化较大,为 0.00×10^{-6}～865×10^{-6},五块标本共 18 个测点平均为 420×10^{-6}。细粒他形黄铁矿($d=20\mu m$)中也有较高的金,但变化较大,为 60×10^{-6}～547×10^{-6},三块标本共 9 个测点的平均值为 275×10^{-6}。

一般认为草莓状黄铁矿是沉积期的产物,其成因与外观形态与生物有关。矿区由草莓状黄铁矿以其较高的含 S 量(三块标本平均硫含量为 54.36%)、较低的含 As 量(砷平均为 0.036%)、较低的 Ni 含量(平均 0.013%)、较高的 Cu 含量(平均 0.70%)、较高的 Co 含量(平均为 0.02%),而区别于热液期生成的细粒及粗粒立方体黄铁矿、他形黄铁矿及环带状黄铁矿。

2. 辉锑矿

矿区辉锑矿也是一种重要的载金矿物,这些辉锑矿主要产于石英脉中,成巨大的他形-半自形与石英共生,或呈他形-半自形柱状晶体产于硅化泥岩中,与黄铁矿共生。两块不同类型矿石标本中的辉锑矿不论在其金的含量,还是在其 Sb、S 及 As 等主要元素和 Fe、Co、Ni、Cu 等次要元素组成上,均有十分相近的性质,这可能反映了这些辉锑矿为同一期次的产物。两块标本的含金量为 640×10^{-6}～782×10^{-6},10 个测点的平均值为 711×10^{-6},显示了较高的含金性。

表 4-7　高龙金矿床主要金属硫化物电子探针发现结果(%)

矿物	标本	测点	Au (10^{-6})	Fe	S	Sb	As	Co	Ni	Cu	Co/Ni
草莓状黄铁矿	GL87	3	407	45.29	54.52	0.007	0.00		0.01	0.08	5
	GL91	3	760	43.07	54.32	0.100	0.107	0.05	0.02	1.95	18
	01	3	280	45.49	54.34	0.05	0.00	0.36	0.01	0.07	2
	平均		482	44.58	54.36	0.052	0.036	0.02	0.013	0.70	10
他形黄铁矿	GL1-2	3	60	45.41	48.83	0.04	5.60	0.14	0.09	0.00	1
	010	3	547	46.34	53.27		0.11	0.09	0.016		64
	GL3	3	217	44.89	50.04	0.11	4.67	0.102	0.01	0.21	4
	平均		275	45.55	50.71	0.07	3.46	0.04	0.039	0.11	2
细粒立方体黄铁矿	GL91	4	510	45.85	53.87	0.01	0.07	0.057	0.002	0.09	285
	GL202	3	850	46.19	51.31	0.017	2.19	0.04	0.01	0.15	4
	05	3	767	46.28	53.14		0.50	0.037	0.01		3.7
	GL63-2	5	596	45.62	52.38		1.83	0.04	0.07		0.56
	06	5	62	43.60	50.29		6.05	0.05	0.004		12.5
	09	3	507	45.14	51.83		2.90	0077	0.063		1.1
	01	4	923	46.73	52.39	0.01	0.81	0.04	0.01	0.0015	4
	平均		602	45.63	52.16	0.012	2.05	0.049	0.024	0.083	
粗粒立方体黄铁矿	GL63-2	3	283	44.51	51.11		4.23	0.053	0.01		5.3
	GL13	5	312	45.68	54.10	0.012	0.02	0.044	0.004	0.136	11
	GL202	3	000	46.45	50.59	0.014	2.86	0.018	0.008	0.00	2.2
	GL1	4	865	45.80	47.65	0.0125	6.135	0.045	0.153	0.125	0.29
	GL1-2	3	640	46.29	48.48	0.007	4.92	0.04	0.03	0.20	13.3
	平均		420	45.75	50.39	0.011	3.63	0.04	0.036	0.117	1.11
环带状黄铁矿	GL87-2	3	0.00	45.58	53.60	0.05	0.67	0.043	0.02	0.113	2.15
	GL1	4	122.5	45.51	48.99	0.045	5.09	0.044	0.08	0.228	0.55
	GL87-2	3	0.00	45.98	53.96	0.02	0.00	0.030	0.033	0.01	10
	平均		40.83	45.69	52.18	0.038	1.92	0.039	0.044	0.117	
辉锑矿	GL3	5	640	0.004	25.76	71.262	2.91	0.01	0.002	0.000	
	011	5	782	0.006	25.57	71.81	2.55	0.006	0.01	0.000	
	平均		711	0.005	25.67	71.54	2.73	0008	0.006		

(测试单位:中国地质大学(武汉)分析测试中心电子探针室)

(二) 黄铁矿的电镜扫描图象分析

根据电镜扫描结果可知: Au 以及 Fe、S、As 等元素较均匀地分布。电镜扫描图象也反映出晚期方解石脉中结晶完好的立方状黄铁矿中含金性不好。另外,具草莓结构的黄铁矿在高倍数(1 000 倍)的电子显微镜下,也呈现出微生物结构的明显特征。

(三) 风化层中金的赋存状态

前人利用多种手段和方法研究矿床中金的赋存状态。原地质矿产部郑州矿产综合利用研究所、广西壮族自治区地质矿产局研究同类型金矿床广西凤山金牙金矿床时,采用高倍显微镜、电子探针、溶矿法、人工重砂富集重找金,但均未发现可见金(关广岳、李力,1994)。人们只是依据电子探针化学物相的分析结果,推测矿石的主要载金矿物是黄铁矿、毒砂和辉锑矿等金属硫化物,金多以超显微粒度金的形式存在。

据冶金部长春黄金研究所和原地质矿产部郑州矿产综合利用研究所的研究结果可知,在高龙矿区氧化矿石中,94.31%的金呈超显微粒自然金状态,主要赋存于粘土类矿物(水云母、高岭石等)和褐铁矿中,其金的配分率高达 87.76%。少量金赋存在石英中,占 6.56%(表 4-8)。

表 4-8 高龙金矿氧化矿石中金的配分

(据国家辉等,1992,有删改)

项目 \ 配分类别	超显微金($d<0.001$mm)				显微可见金
	粘土矿物	褐铁矿	黄铁矿	石英	
矿物含量(%)	23.5	7.9	0.006 3	68	
单矿物含量(10^{-6})	13.0	11.86	11.40	0.44	
矿物中金的配分(%)	66.96	20.57	0.22	6.56	
合计	94.31%				5.69%

黄铁矿单矿物中金含量为 11.40×10^{-6},只是由于在氧化矿石中黄铁矿含量极少,因此大大影响了其中金的配分率,仅达 0.22%。褐铁矿应是黄铁矿等金属硫化物氧化而来,单矿物含金量(达 11.86×10^{-6})和金的配分率(达 20.57%)均较高,可能与黄铁矿的含金性有关。电子显微镜观察证实,金在粘土矿物和褐铁矿中多呈细分散胶粒吸附金的形式存在,在矿物的表面和边缘,但不进入矿物的晶格中。

氧化矿石中的显微可见金仅占 5.69%。但是,前人资料表明原生矿石中尚难发现显微可见金,据此推知矿石在氧化过程中,由于原生载体矿物黄铁矿等的氧化解体,在地表水的淋失和渗流作用下,原生矿物中的超显微金活化、迁移、聚集变大而形成显微可见金,这些金粒多赋存于风化矿物的颗粒之间。长春黄金研究所对风化层中显微可见金进行了详细的研究后,指出:这些金粒的粒度较为均一,最大者为 $0.012\times0.02\times0.011$mm,最小者为 0.003 8mm^3,但大部分为 0.01～0.05mm^3(表 4-9)。金粒形态简单、规则,以近等轴粒状为主(占 61.05%),次为浑圆状(占 25.67%)、麦粒状(10.36%)、长角粒状(2.92%)。其赋存形式为粒间金、裂隙金和包裹体金三种形式(表 4-10)。

在混合型矿石中,粘土矿物和黄铁矿是重要的载金矿物(表 4-11),黄铁矿单矿物中金的含量高达 138.00×10^{-6},金的配分率为 38.36%,如加上褐铁矿,其配分率可达 44.83%。

原地质矿产部郑州矿产综合利用研究所对金粒进行了电子探针分析,结果表明自然金粒纯度大,成色高(表 4-12)。

表 4－9　高龙金矿风化层氧化矿石中显微可见金的粒度分布

(据国家辉等,1992,有删改)

粒度(mm)	> 0.01	0.01 ～ 0.005	< 0.005
含量(%)	21.64	73.03	5.33

表 4－10　高龙金矿风化层氧化矿石中显微可见金的赋存方式

(据国家辉等,1992)

赋存方式		含量(%)	
粒间金	脉石矿物颗粒之间	65.76	71.09
	褐铁矿与脉石矿物颗粒之间	5.33	
裂隙金	褐铁矿裂隙金	10.66	10.66
包裹体金	脉石包裹体金	5.13	18.25
	褐铁矿包裹体金	13.12	

表 4－11　高龙金矿混合型矿石中金的配分

(据国家辉等,1992,有删改)

矿物 / 项目	粘土矿物	石英	褐铁矿	黄铁矿
矿物含量(%)	60.44	34.00	2.40	1.50
单矿物含金量(10^{-6})	4.42	0.90	14.55	138.00
矿石中金的配分率(%)	49.50	5.67	6.47	38.36

表 4－12　高龙金矿自然金粒成色

分析号	Au(w_B%)	Ag(w_B%)	成色
Au(1)－1	99.79	0.21	997.9
Au(2)－2	100.0	0.00	1 000.0
Au(3)－1	99.98	0.02	999.8
Au(3)－2	99.65	0.35	996.5

(四) 原生矿石中金的赋存状态

由于高龙矿区风化层厚度大,现行的采矿活动仅限于风化层中的氧化矿石和混合型矿石,因此至今尚未获取真正意义的原生矿石的测试分析结果。本专著仅引用邻区同类型矿床——广西凤山金牙金矿的分析资料,以作参考。在金牙金矿床的原生矿石中,金的赋存状态有三种,即显微和超显微自然金、胶体吸附金和类质同像晶格金(国家辉等,1992)。其中,小部分金呈类质同像晶格金的形式产于黄铁矿和毒砂中,以 Au^{+} 替换 Fe^{2+};大部分金则以显微、超显微粒状金($d=0.2\sim3\mu m$)的形式散布于黄铁矿和毒砂等载金矿物中;还有部分金呈胶体状态被水云母、蒙脱石、高岭石以及碳质物质等吸附。

五、成矿期与成矿阶段

高龙金矿的原生矿床为卡林型微细浸染金矿类型,其成因与含矿溶液的充填、交代作用有

关。从形成的地质过程来讲,高龙矿床经历了两个主要的成矿时期及若干地质阶段,即热液成矿期和表生风化期。

在矿床形成之前的沉积成岩期,主要以沉积作用为主。三叠纪时期的海陆变迁及海水的深浅变化,以及三叠纪海盆附近古大陆风化产物的陆源供应特点,形成了中三叠统百逢组富有特色的巨厚浊积岩地层。在这个沉积时期,海盆地细碎屑沉积的同时,也伴随着金元素的初始富集,尤其是在沉积过程中形成的草莓状黄铁矿。由于微生物的对金元素选择性聚集作用,不仅构成了黄铁矿具生物结构的草莓状球体,而且导致金的初始富集。如上所指,草莓状黄铁矿中的金含量可达 482×10^{-6},这就为其后金的活化转移并重新沉淀富集,形成微细浸染型矿床,提供了部分成矿物质,构成了金的矿源层。

(一) 热液成矿期

这是卡林型金矿形成的主要时期,各种成因的热液作用,不仅从地下深部,也从矿源层中溶解萃取了大量成矿物质,构成含矿热液。当含矿热液沿着深大断裂迁移,并到达石炭系—二叠系碳酸盐岩地层与三叠系细碎屑岩系地层接触带等构造薄弱地带时,接触带处的构造应力突变作用形成的断裂构造系统,为矿液的运动和停聚提供了有利的储藏空间和运移通道。在这样的构造部位,由于物化条件明显变化,形成对成矿有利的“成矿地球化学障”,造成含矿溶液的急剧变化,成矿物质溶解度变小,原有的热液地球化学平衡被打破,于是金便从溶液中沉淀出来。在这两种不同岩性接触的构造薄弱地带,构造活动的继承性,也促使含矿热液活动的脉动性。因此,在高龙矿床的热液成矿期,又形成了几个成矿阶段。

1. 细粒石英-黄铁矿阶段(简称 Q1)

这是矿区最主要的成矿阶段,也就是原生的微细浸染型金矿形成的重要阶段。细小粒状石英和细小他形-半自形黄铁矿共生,均匀分布,使中三叠统百逢组细碎屑岩岩石变得致密坚硬,颜色为灰色。由细粒石英产生的硅化作用明显增强了岩石的坚硬程度,并形成原生的金矿石。当它们处于表生风化层时,由于其中细小且分布均匀的黄铁矿的风化作用形成褐铁矿,因此这些原生矿石往往产生的褐红色色调也均匀一致。在常规光学显微镜下可看到这期石英均呈十分细小的他形-半自形粒状,均匀地分布于细碎屑岩中,或构成细小微脉状。由于这期原生矿石形成时间较早,因此往往被后期热液活动破坏,构成了矿区内广泛分布的构造角砾岩中的角砾。这种现象,不论在手标本上,还是在显微镜下,都显现得非常清楚。这时形成的微细浸染型矿体,被后期构造活动及热液石英脉穿切破坏,除了形成构造角砾外,在离石英脉主体由近到远的位置上,还依次形成网脉状矿石和稀疏脉状矿石。

2. 中粒深灰色石英阶段(Q2)

这个阶段形成的石英,一般呈半自形柱状、粒径较 Q1 大,手标本上呈现深灰色;在显微镜下,石英晶体中含有大量细小的碳酸盐矿物、粘土矿物及有机质包裹体,因此使显微镜视域中“杂质”较多。这期热液活动成矿意义不重要,而且分布不广泛,仅在鸡公岩矿段和鸡公岩北矿段(一工区采场)见有分布。

3. 粗粒石英-黄铁矿-辉锑矿阶段(Q3)

这是矿区分布最广泛、硅化作用最强的一次热液活动,它主要是由粗粒他形柱状石英晶体构成粗大的石英脉体。石英脉体膨胀狭缩,尖灭再现。在膨大处,其厚度可达几十米至上百米,这时石英脉体显示出了明显的分带,即从脉体中心向外,构成石英主脉带—构造角砾岩带—石英网脉带—石英稀疏细脉带—原岩或原生矿体(图 4-3)。这期石英脉,由于规模较大,将原生矿体切割、破碎,构成重要的构造角砾岩型矿石或构造角砾岩。由于抗风化作用强,

因此它们往往在矿区形成突兀的正地形。除了石英(占 99%以上)外,石英脉中还含少量粗大立方体状黄铁矿及粗晶状辉锑矿。由于这些硫化物含量少,因此它们的含金性也不太重要。在显微镜下,这种石英晶体中杂质包裹体较少,视域显得“干净”,晶体直径也比 Q1 和 Q2 都要大得多,而且还切割、穿插了 Q1 和 Q2,并将它们破碎成脉内的角砾。

4. 细粒-非晶质石英阶段(Q4)

这个阶段热液活动的最明显的特点就是先期形成的 Q1、Q2 和 Q3 均成为角砾,而被细小他形的石英非晶质的蛋白石等硅质以及岩石碎粉胶结,有时其中的角砾相互之间为支撑式接触,留下大量空洞。在显微镜下,这个阶段的石英及硅化明显表现出细小他形或非晶质、以及岩粉的特点。一般说来,这期热液活动中硫化物极少,含金性很差,分布范围主要在鸡公岩矿段南矿区,在地表形成坚硬突兀的正地形。

5. 石英-碳酸盐阶段(Q5)

这期热液活动主要形成了石英-碳酸盐脉,脉体主要由他形石英(约占 90%)以及板状碳酸盐矿物(约占 10%)(方解石或白云石)组成,偶见黄铁矿等,另外也见有构造角砾被其胶结。这期热液活动含矿性不好,分布不广泛,仅在鸡公岩矿段东露天采场见到,因此其成矿意义不大。

6. 方解石-石英脉阶段(Q6)

主要由粗大的方解石和少量石英组成脉体,方解石结晶完好,晶粒可达 5～10cm,脉体组成中石英较少,约占 5%。脉体内见有大量角砾,角砾主要由前期形成的 Q1、Q2 和 Q3 等构成。这期热液脉主要分布于两大套地层的接触带,在接触带下部的石炭系—二叠系碳酸盐岩地层中,均可见到粗大的方解石脉体。这期热液活动分布不广泛,含矿性较差。

(二) 表生风化期

原生矿石中含有黄铁矿等金属硫化物,这些硫化物也是超显微金的载体矿物。金主要呈类质同象晶格金、包裹体金、晶间金、晶隙金的形式赋存于载金矿物中。

高龙矿区地处我国南方的多山地区,气候特点属于亚热带地带。区内温暖潮湿多雨,生物作用强烈,因此表生风化作用,尤其是化学风化和生物化学风化作用十分发育。当原生卡林型金矿体暴露至地表或近地表时,在表生富水、富氧、富生物的常温常压环境中,原生矿石中的黄铁矿被氧化,逐渐形成褐铁矿残留原地,沉积岩岩石中的硅酸盐矿物(碎屑)如长石、云母类等也发生变化,经过风化形成粘土类矿物。由于原生载金矿物的破碎与解体,赋存于其中的金便随之被活化、裸露、脱落,形成金胶体或极细的微粒,从载金矿物中解离出来。金的赋存状态发生了明显的改变,于是在地表的风化条件下,发生迁移、重新沉淀,有的次生加大,或被粘土、褐铁矿等吸附。

表生风化作用的结果,使原先坚硬致密的原生矿石破碎、解体,金的赋存方式也随之产生了重大的变化,它们从载金矿物中脱离,在风化层的中、下部产生富集。这样,风化层中的矿石便容易被开采利用,也容易被堆浸提取。同时由于金的富集作用,也提高了矿石的利用价值。

六、原生的微细浸染型矿石与氧化的风化壳型矿石

(一) 原生的微细浸染型矿石

如前所述,在热液成矿期,由于热液的迁移、运动带来了大量的成矿物质。这些热水溶液,当流经矿源层时,与岩石发生积极的水岩反应,溶解并萃取了岩石中的金,或者从深部带来一定数量的金,从而变成含矿热液。

在石炭系—二叠系碳酸盐岩与其上覆三叠系中统百逢组细碎屑岩接合的部位,由于不同时代不同岩性地层的物理化学性质上的明显差异,因而极易发生构造变动。构造运动使接触带附近的地层发生破裂、压碎、断层、角砾,产生空间,形成一种具有特殊物化性质的"地球化学障"。当含矿的热液流到这种接触带部位时,便停聚下来,热液中的组分即与围岩发生积极的交代反应,产生蚀变。更由于接触带物化条件的改变,使含矿热液原有的物化平衡被破坏,其中金的溶解度急剧变小,达到饱和—过饱和状态,从而从矿液中沉淀析出,呈超显微状态以及显微可见金的状态赋存于黄铁矿等蚀变矿物的晶格中、晶体裂隙中、晶体内部以及晶体颗粒之间,或被粘土类矿物和有机物质吸附,形成原生的微细浸染型金矿,或称"卡林型金矿"。

(二) 氧化的风化壳型矿石

1. 矿区气候

桂西北地区地处亚热带,位于云贵高原的东南部分,其北面与贵州相接,西面与云南相邻,气候湿润。区内最高气温 38℃,最低气温 -7℃,年平均气温 15.6℃,一年温差为 45℃,昼夜温差可达 18℃。年日照量为 1 400～2 200h,年降雨量为 1 217.52～1 500mm,年相对湿度 80%左右,干燥度指数为 1～0.75。

2. 矿区地形

田林高龙地区为中山地貌环境,山岭起伏,山脉海拔标高多在千米上下。高龙矿区位于北面的驮娘江和南面的西洋江两流域的分水岭上。鸡公岩矿段则处于分水岭北侧斜坡位置,矿段西南部为岩溶中山地形,中部、东北部为构造侵蚀中山地形,最高标高 1 285.53m,东北部边缘绳坳沟为矿段最低侵蚀基准面,标高 1 034m,侵蚀高差 251.53m。矿区山高谷深坡陡,自然坡度一般 20°～40°,靠山顶矿体分布地段相对较陡,一般坡度 38°～43°,局部达 50°以上。矿体出露最大标高 1 265m,最小 1 180m,绝大部分矿石均在 1 080m 标高之上(国家辉等,1992),即处于当地侵蚀基准面之上。

3. 水文地质

根据国家辉等(1992)、关广岳和李力(1994)等的研究结果,矿区水文条件由上而下可划分为裂隙水和裂隙岩溶水两个系统。

裂隙水系统由上部中三叠统百逢组赋矿砂泥岩类细碎屑岩和下部构造角砾岩构成。岩石成分主要为硅泥质,化学性质相对稳定,但岩石易破碎,风化裂隙和构造裂隙十分发育,其中含有裂隙水,但水量较少。枯水季节泉水流量仅 0.14l/s,枯径流模数为 2.07l/s·km。由于径流流程短,矿化度仅为 0.08g/l,水化学类型为 HCO_3^--Ca·Mg·Na 型,pH 值为 6.2～6.5。该系统的水主要赋存于地表风化壳及深部构造破碎带和一些裂隙发育的砂岩中,含水性不均一。构造角砾岩因硅质为其主要组分,岩石化学性质更加稳定,因此风化作用微弱,但挤压破碎裂隙发育,含有一定量的裂隙水。未见地下水露头,水量贫乏。

裂隙水系统内的地下水主要由地表大气降水补给。雨水渗入地下后大部分在表层风化带中沿陡坡作短程径流,在沟谷沿地表排泄构成片流和径流,仅有少部分渗入深部以地下径流形式补给下伏含水层。裂隙水的流量随季节变化而变化,最小为 0.45l/s,最大为 12l/s。

裂隙岩溶水系统主要位于下部的石炭系—二叠系碳酸盐地层中,岩石中岩溶作用中等程度,裂隙和断裂也较发育,但发育程度明显低于其上覆细碎屑岩地层。在岩溶洞穴、裂隙和断裂中,含有裂隙溶洞水,水量丰富。矿区内未见地下水露头,水位标高 1 010～1 045.6m,埋深达 144.5m,水化学类型主要为 HCO_3^--Ca 型,局部为 HCO_3^--Ca-Mg 型,矿化度为 0.21～4.3g/l,pH 值为 7～7.8(国家辉等,1992)。这种裂隙岩溶水主要由上覆裂隙水系统的下渗水

和出露区大气降水以及西南部灰岩地区的地下径流补给,以地下径流方式自东南向西北和北方流出。随季节变化水位发生升降,变幅达 2.06m(国家辉等,1992)。

4. 金的次生富集

根据所测的风化矿体矿石中金的含量分析,在风化层中褐铁矿发育的地段含金量明显增多(关广岳和李力,1994),表明高龙矿区风化层型金矿体系由原生金矿体风化而来,载金矿物主要为黄铁矿或其他硫化物。原生矿体的围岩经风化作用改造,被剥蚀流失或风化得较为彻底而呈高岭土化或高岭石化。从矿区矿体中现存褐铁矿的组构来看,多为蜂窝状、土块状、假晶或骨格结构,部分结构保持了原晶体的晶形,如保持了黄铁矿的立方体晶形等,部分蜂窝状褐铁矿中还呈菱形网状骨架,说明这些褐铁矿为黄铁矿和方铅矿等金属硫化物经过风化而残留原地的。

由于表生风化作用,使得风化层中的金发生一定程度的次生富集作用。高龙矿区氧化带中金品位最高可达 41×10^{-6}(关广岳和李力,1994),ZK007 孔 31m 处断层泥的含金量为 23.58×10^{-6}(国家辉等,1992)。在风化层中,从地表向下,高龙金矿的矿石品位依次为 1.91×10^{-6}、0.038×10^{-6}、5.67×10^{-6}、7.9×10^{-6}、2.63×10^{-6}、2.08×10^{-6}。而在氧化矿石与其深部的原生矿石过渡地段的金品位则从 3.25×10^{-6} 降为 0.065×10^{-6} 和 0.1×10^{-6}(关广岳和李力,1994)。矿区氧化层中最高金品位(41×10^{-6})即位于氧化带下部。

从金含量高低可以看出,高龙矿区氧化层的分带性比较明显。金的最大富集作用并非发生于地表风化作用相对最强烈的风化层中,而是在氧化层下部的潜水面之上。

在氧化层的上部,位于地表的矿体由于遭受风化作用相对最为彻底,因此基本上无原生矿物存在,尤其是黄铁矿类硫化物。该层主要由粘土类矿物及植物根系和腐殖质组成,金的品位较低,仅为 $0.2\times10^{-6}\sim1\times10^{-6}$(关广岳和李力,1994),大部分钻孔中仅为 0.00×10^{-6}。该带中金的保留量仅为 0.6%,因此反映金在此带中的流失极为强烈。

氧化层中部可称为“淋滤带”,金的保留量为 2.2%(关广岳和李力,1994),此带中除了含石英、褐铁矿、高岭石、绿泥石等氧化矿物外,还有少量蓝铜矿、铜蓝等高价硫化物,反映了一种过渡性的地球化学环境。

氧化层下部,金的增加量可达 7.75%(关广岳和李力,1994),此带中出现有次生的黄铁矿和胶黄铁矿,还见有铜蓝和蓝铜矿等,说明硫化物和金的次生富集现象十分明显,反映在氧化带上部解脱出来的金一部分可由氧化成因的次生矿物如石英、褐铁矿、绿泥石、绢云母、高岭石、有机质所吸附,另一部分则可呈络合物的形式被地下流水带走,而进入氧化层下部的次生富集带的还原环境中。在潜水面附近,由于 pH 值和 Eh 值发生改变,从而使金的络合物被破坏,使金重新沉淀集中。

(三) 氧化型矿石的工业意义

矿区地处低纬度,北回归线附近,属于亚热带气候区域,日照长,气温高,雨水丰富。一年四季,夏热冬暖,夏湿冬干,冷热同季,因此表生风化作用比较发育。地表的风化作用,使原岩破碎、松散、解体。尤其是当原生矿石及原岩中含有黄铁矿、辉锑矿及毒砂等硫化物时,风化作用更容易进行。风化作用的结果,黄铁矿等硫化物中的硫便率先氧化变成硫酸和硫酸盐溶液迁离原地,而使原生硫化物解体。矿物中的低价铁(Fe^{2+})被氧化成高价铁(Fe^{3+}),并形成溶解度小的褐铁矿残留原地,将风化层染成褐红色色调。由于黄铁矿等载金主矿物的解体,原先呈类质同象晶格金、包裹体金以及晶隙金、晶间金形式存在的金,便从中解脱出来,在风化层中重新沉淀集中。

由于矿区所处亚热带气候地带,岩石的表生风化作用不可能彻底。从风化程度上讲不可能到达红土型风化作用阶段,而只能形成粘土型风化壳。从土壤学的角度讲,应属于强淋溶土(中国科学院《中国自然地理》编委会,1985)。在矿区坡度不大的低缓地区,风化剖面发育较为完整,从地表向下的风化剖面形态特征是:

① 地表为枯枝落叶覆盖,厚度不一。

② 腐殖质层为灰棕色至暗棕色土层,厚约 10～20cm,具粒状或核粒状结构。

③ 粘土化层为通常为红色、棕红色或橘红色,水分较多时为黄色或腊黄色,粘土或砂粒、碎块,厚度变化很大,15～100cm 以上,垒结紧实,质地粘重,呈块状或棱块状结构,在结构面上可见 Fe－Mn 质暗色胶膜;此层下部有时可见 Fe 质结核或黄白色斑状网纹。

④ 半风化层为常保留母岩大量碎块,或半风化岩块,与风化粘土、细砂、碎块混在一起,厚度变化很大,可达几百米,主要视地形及潜水面情况而定。

⑤ 基岩为未风化的原生岩石。

强淋溶土由于受到强烈淋溶作用,地表土壤酸度大,pH 值为 5.0～6.0,以铝离子为主。粘粒的化学组成表明 Fe、Al、Si 等稳定组分淋失不严重。粘土矿物主要为高岭石、水云母和三水铝矿,并含有褐铁矿、赤铁矿等氧化矿物。

尽管矿区的风化作用不可能进行得完全彻底而只能形成粘土型风化壳,但由于表生风化作用的结果,对于金的找矿勘探和回收工作产生了积极的意义:

① 使坚硬的原生矿体破裂、松散、易于开采。

② 使致密的原生矿石破碎,金属硫化物氧化解体而使载金矿物中的金脱离出来,容易被堆浸回收。

③ 原生矿石中的黄铁矿等载金矿物的风化作用形成褐铁矿残留原地而将含矿部位染成褐红色色调,成为明显的找矿标志。

④ 由于风化作用使载金矿物中的某些活泼组分发生一定的流失,而金则相应集中,从而在风化层中造成金的轻度富集。

⑤ 从主矿物中游离出来的晶格金、晶隙金、晶间金和包裹体金,由于次生加大作用,增大了金的粒度。

⑥ 由于地表氧化作用使原生碳等有机质被氧化而消失,原先呈吸附状态赋存的金便解脱出来,有利于回收。

第五章　高龙金矿床的成矿地球化学特征

科研小组在野外进行深入细致的调查研究,并采集了大量标本,用作室内系统研究和必要的测试分析。在此之前,广西壮族自治区地质矿产局第二地质队等地勘单位和科研院校也曾作过一系列的矿石及岩石化学成分分析。本章主要讨论本科研小组此次所做的最新分析数据,同时也引用前人对该区所作的测试结果,将有关高龙金矿床的地球化学测试分析资料进行系统整理、归纳综合,对前人已获资料进行二次开发利用,以期对高龙金矿床的成矿地球化学特征有个全面的了解。

一、高龙矿区和桂西北地区地层及岩浆岩的含金丰度

本科研小组对采自高龙矿区的几种主要类型的岩石及矿石作了金以及银、砷、锑、汞和有机碳的含量分析,其结果见表 5－1。

表 5－1　高龙矿区岩石及矿中 Au、Ag、As、Sb、Hg 及有机碳含量(10^{-6})

类型		标本	Au	Ag	As	Sb	Hg	C	备　　注
地层		GL61	0.004	0.153	145	25.3	331	0.60	泥质粉砂岩,黄铁矿较少,有机质均匀分布
		GL76	0.005	0.043	17.5	4.18	81.4	0.33	粉砂质泥岩,有少量草莓状黄铁矿
		GL90	0.002	0.063	3.9	1.1	17.8	0.30	粉砂质泥岩,含碳酸盐矿物
		GL94	0.007	0.071	6.1	0.7	16.4	0.35	灰黑色泥质粉砂岩
		GL97	0.002	0.041	45.3	3.7	17.6	0.18	浅灰色粉砂岩
		GL71	0.001	0.556	1.4	1.1	44.2	0.32	中厚层状生物微晶灰岩,为二叠系地层
		平均	0.003 5	0.155	36.5	6.01	84.7	0.35	
石英		GL32	0.017	0.091	79.2	4 480	323		全为粗晶石英脉组成,偶见立方体状黄铁矿
含碳地层		GL3	0.046	0.234	96	29.6	729	2.95	碳质泥岩,有草莓状黄铁矿
		GL84	0.051	0.047	870	11.5	381	1.06	含碳泥质粉砂岩,有草莓状黄铁矿
		平均	0.049	0.141	483	20.55	555	2.01	
矿体	矿化岩石	GL43	0.035	0.090	9.5	9.4	161		角砾岩,角砾为硅化粉砂岩,石英
		GL44	0.049	0.075	208	80	416		硅化泥质粉砂岩,有石英细脉
		GL65	0.027	0.133	33.9	39.7	151		硅化泥质粉砂岩,有石英细脉
		平均	0.037	0.099	83.8	43.03	242.7		
	金矿石	GL2	1.16	0.114	3 952	16.2	1 455		硅化粉泥质砂岩,有两个世代的黄铁矿
		GL73	0.88	0.225	177	119	1 229		角砾岩,角砾为硅化粉砂岩,石英
		GL87	12.2	0.094	780	79.4	5 892	1.35	角砾岩,角砾为硅化粉砂岩,大量黄铁矿
		GL103	2.76	0.143	1 530	46.8	1 424		硅化黄铁矿化泥质粉砂岩
		GL104	0.50	0.074	2 510	104	1 030		硅化泥质粉砂岩,有黄铁矿
		GL202	1.04	0.264	2 680	36.1	1 107	1.22	含碳硅化泥质粉砂岩,有两个世代黄铁矿
		GL204	0.62	0.138	512	223	1 353		残坡积层中的土块状矿石
		GL205	2.3	0.299	534	54.3	4 950	1.48	含碳硅化粉砂质泥岩
		平均	2.68	0.169	1 584.4	84.9	2 305	1.35	

(测试单位:中国地质大学(武汉)分析测试中心和资源学院有机地球化学实验室)

由表 5－1 可以看出:

① 高龙矿区地层中金的含量变化不大,六件测试标本为 0.001×10^{-6}～0.007×10^{-6},平均为 $0.003\ 5\times10^{-6}$,与地壳中金的丰度值 0.003×10^{-6}(刘英俊,1991)相近,但低于 Boyle(1979)所列举的页岩、泥岩、粉砂岩、泥板岩统计数值(0.008×10^{-6})。一件二叠系灰岩标本(GL71)的含金量为 0.001×10^{-6},也低于 Boyle(1979)灰岩、白云岩中含金量平均为 0.003×10^{-6}的统计数值。

② 含有机质较多地层中金的含量明显升高,二件标本中的含金量平均为 0.049×10^{-6},有机碳平均含量为 2.01%。尽管这些标本未发生硅化和矿化,其采集地点远离矿体,但是金的含量平均可达 0.049×10^{-6},大大高于上述含有机质较低的岩石,有机质含量丰富地层中的含金量相当于后者的 13 倍。根据镜下鉴定结果,这两块标本中含有大量细小的球粒形草莓状黄铁矿,而硅化及后期黄铁矿化不明显,反映在沉积时期,由于有机物质的存在,导致金的初步富集。金的初步聚集与生物成因的草莓状黄铁矿关系极为密切。

③ 含矿地层为中三叠统百逢组,金的富集成矿作用与硅化黄铁矿化关系密切。矿石中金的含量变化不大,八件矿石标本中,除一件标本中金的含量高达 12.2×10^{-6}外,其余为 0.50×10^{-6}～2.76×10^{-6},平均为 2.68×10^{-6}。

④ 金的成矿富集作用与 As、Hg 和 Sb 等微量元素的含量成正比,八件矿石标本中 As、Hg 和 Sb 的平均含量分别为 $1\ 584.4\times10^{-6}$、$2\ 305\times10^{-6}$和 84.9×10^{-6},是不含矿标本 As、Hg 和 Sb 平均含量(分别为 36.5×10^{-6}、84.7×10^{-6}和 6.01×10^{-6})的 43.4 倍、27.2 倍和 14.1 倍,反映金的富集作用与 As、Hg 和 Sb 有密切的成因联系,而与 Ag 关系不明显。

⑤ 在三件含矿标本中,有机质含量较高,有机碳平均高达 1.35%,表明金在富集过程中,有机碳曾起着积极的浓集作用。有机物质的存在,有利于金的沉淀聚集。

⑥ 一般说来,矿化岩石中金的含量未达到工业要求,往往构成工业矿体的外围,其与矿体的界线是渐变的、模糊的,二者界线的划分,仅能依据工业要求进行人工划开。从手标本上看,这些矿化岩石或是硅化黄铁矿化较微弱,原生矿石含金本来就不高;或者原生矿石被后期热液活动的石英脉所穿切,形成角砾,而且其中后期石英脉体所占比例较大,使原生矿石贫化。尽管这些矿化岩石含金不高而构不成矿石,但其成矿作用的特征仍表现较为明显,其硅化黄铁矿化性质仍与矿石相同,而且也表现出 As、Hg 和 Sb 的含量较高的特点。

⑦ 成矿后期形成的石英脉含矿性不好。如在石英主脉 QⅢ中,金的含量(0.017×10^{-6})仅比克拉克值稍高,但远远达不到工业品位的要求。这种现象与矿区所做的大量的钻探测试分析结果相符合,即以石英为主的石英主脉不含矿,因而不是矿区开采金的对象。根据矿区采矿经验,甚至在构造角砾岩型矿石中,若石英脉体所占的比例大于 70%时,其含金性较差而不被开采利用,进一步证实矿区的石英脉、石英大脉、网脉等成矿意义不大,不是主要的成矿活动阶段。

广西壮族自治区地质矿产局第二地质队(1990)所作的测试结果(表 5－2)表明,矿区中三叠统地层中金含量的背景值偏低,小于金的克拉克值(4×10^{-9})。其中,含矿地层百逢组比较接近克拉克值,而非含矿地层河口组更低于这个值域,而与本科研小组的上述研究结果基本吻合。

另据王国田(1989)及沈阳地质矿产研究所等的测试分析资料(表 5－3)可知,不同研究者所测试的结果明显不同。王国田等(1989)的测试分析与上述广西壮族自治区地质矿产局第二地质队有关结论基本吻合,而沈阳地质矿产所的结果则表明矿区大部分地层金的平均含量明

显高于克拉克值,尤以赋矿层位 T_2b 更高。这种现象可能有两种解释,其一表明矿区地层中局部地段有含金背景值较高的部位,反映其背景含量不均匀的特点;其二是各家测试方法不一样,而背景值明显高出克拉克值与其他几家测试结果相矛盾,是系统误差引起的,故只能作为参考。

表 5-2　高龙矿区中三叠统不同岩性中金的平均含量(10^{-9})

(据吴江,1991,有删改)

含量/地层	样品数	平均含量(10^{-9})	岩　性	含量/地层	样品数	平均含量(10^{-9})	岩　性
T_2b	8	2.68	泥质粉砂岩	T_2h	6	0.65	细砂岩
	9	3.94	粉砂质泥岩		8	1.09	泥质粉砂岩
	6	2.86	泥岩		7	0.84	泥岩
	4	2.54	泥灰岩				
	平均	3.12			平均	0.88	

表 5-3　高龙矿区不同时代地层中金的平均含量(10^{-9})

(据沈阳地质矿产研究所,2002;据王国田等,1989)

层位		样品数	含金量	层位	样品数	含金量	采样地点
T_2h		3	10.00	T_2h	22	1.47	高龙Ⅵ、Ⅶ剖面
T_2b	T_2b^3	6	9.0	T_2b	29	3.08	高龙Ⅵ、Ⅶ剖面
	T_2b^2	5	20 .00	T_1ll	6	2.03	高龙Ⅵ剖面
	T_2b^1	2	114 .00				
T_1ll		3	1 .00	P_1	2	2.73	高龙Ⅵ剖面
P_2c		2	18 .00				

王国田等(1989)对桂西北地区地层含金性作了系统测试和统计(表 5-4)。从表 5-4 中可

表 5-4　桂林西部地区各时代地层平均含金量(10^{-9})

(据王国田等,1989,有删改)

地层/地区	T_2			T_1			P		
	样数	含量	离差	样数	含量	离差	样数	含量	离差
高龙矿区	51	2.39	1.93	6	2.03	2.71	5	1.24	1.71
金牙矿区及外围	105	0.72	0.51	9	1.08	0.95	11	3.11	3.42
叫曼外围	98	2.80	1.85				3	1.42	0.81
田林—利周等地	96	3.56	1.97	3	1.86	0.88	7	4.41	2.21
西林—界廷地区	15	2.23	1.95	5	2.31	0.71	8	3.34	1.91
乐业地区	30	2.86	1.45						
凌云—龙川	27	2.90	2.24				10	2.13	1.89
巴马—田阳	11	1.94	1.40	8	5.56	2.50	10	3.31	2.43
总平均值	433	2.45	1.66	31	2.69	1.55	54	2.87	1.95

以看出,桂西北地区地层含金丰度比较接近或低于地壳平均值,甚至在大部分地层中金的平均含量明显低于克拉克值。总体看来,这些测试结果与本科研小组所作的工作相吻合。从桂西北整个地区来看,T_2、T_1 和 P 是区内重要的含矿赋矿地层,金的平均含量较低,而且平均含量变化较大。从表 5－4 可以看出:含量最低者为金牙地区,平均含量仅为 0.72×10^{-9};最高者为田林、利周等地的二叠系地层,平均含量可达 4.41×10^{-9},二者相差 6 倍之多,表明区内地层含金背景的不均匀性。又据王国田等(1989)对桂西北地区火成岩的含金量分析可知(表 5－5),区内各种火成岩的平均含金量略低于 Boyle(1979)所列举的世界同类岩石的平均水平(辉长岩—玄武岩等基性岩为 7×10^{-9},花岗岩—流纹岩等酸性岩为 3×10^{-9})。

表 5－5　桂西北地区各类火成岩的含金量(10^{-9})

岩性	样品数	含金量	离差	采样地点
基性岩	8	2.82	2.56	桂西北地区
基性火山碎屑岩	35	3.15	2.43	田林、西林、凌云、巴马
石英斑岩	3	1.63	0.28	凌云、巴马

二、高龙矿区岩石及矿石的主要化学组成

根据本科研小组所做的矿区岩石及矿石的测试分析结果,可知其主要化学组成具有以下特点(表 5－6):

表 5－6　高龙矿区岩石及矿石的主要化学组成(%)

分类 / 组成	岩石								矿石				
	GL3	GL61	GL76	GL84	GL90	GL94	GL97	平均	GL91	GL87	GL202	GL205	平均
SiO_2	52.64	63.25	55.92	62.32	60.46	61.60	70.52	60.96	0.36	67.92	62.72	84.32	71.65
Al_2O_3	14.83	17.54	17.60	19.06	15.41	11.30	11.60	15.27	0.08	15.25	18.04	5.94	13.08
TFe_2O_3	6.66	5.94	6.28	5.04	5.80	4.44	5.08	5.61	0.03	3.82	5.84	2.09	3.92
MgO	1.82	0.36	1.96	0.45	2.08	2.17	1.13	1.42	0.65	0.46	0.36	0.23	0.35
CaO	4.95	0.07	2.54	0.26	4.22	7.36	1.97	3.05	55.20	0.08	0.06	0.10	0.08
Na_2O	0.16	0.50	0.85	0.42	1.24	1.28	0.93	0.77	0.03	0.14	0.16	0.04	0.11
K_2O	4.52	4.30	4.32	4.60	3.10	2.06	1.60	3.50	0.00	4.71	5.15	1.87	3.91
H_2O^+	2.81	3.28	3.40	3.67	3.20	3.41	3.25	3.28	0.47	3.37	3.14	2.02	2.84
H_2O^-	0.24	0.54	0.16	0.40	0.20	0.04	0.26	0.26	0.04	0.62	0.32	0.26	0.40
TiO_2	0.52	0.77	0.72	0.76	0.67	0.56	0.64	0.66	0.02	0.64	0.89	0.69	0.74
P_2O_5	0.49	0.05	0.17	0.27	0.17	0.15	0.17	0.21	0.00	0.18	0.22	0.08	0.16
MnO	0.07	0.00	0.06	0.03	0.07	0.07	0.04	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
S	2.45	4.23		3.47				3.38		2.71	4.29	1.76	2.92
烧失量	13.06	7.38	9.72	6.86	6.84	9.02	6.30	8.45	43.40	6.88	6.64	4.68	6.07
Au(10^{-6})	0.046	0.004	0.005	0.051	0.002	0.007	0.002	0.016		12.20	1.04	2.30	5.18
有机碳	2.95	0.60	0.33	1.06	0.30	0.35	0.18	0.82		1.35	1.22	1.48	1.35

(测试单位:中国地质大学(武汉)分析测试中心和资源学院有机地球化学实验室)

七件岩石标本的主要化学组成 SiO_2 含量变化为 52.64%～70.52%,平均为 60.92%; Al_2O_3 变化范围为 11.30%～19.06%,平均 15.27%。这个组成与常见的页岩、粘土岩类细碎屑岩的主要化学组成相近(表 5－7),也与岩浆岩的平均化学组成相似,而与石英砂岩明显不同,也不同于岩屑砂屑岩、杂砂岩和长石砂岩。矿区少数地层的 SiO_2 和 Al_2O_3 组成(标本 GL97: SiO_2 为 70.52%, Al_2O_3 为 11.60%)界于杂砂岩和长石砂岩之间,说明这些岩石为砂岩—细砂岩类岩石。这些组成特征显示矿区地层为粉砂岩和泥岩及其过渡类型岩石。

表 5－7　泥质岩石和砂岩类岩石主要类型的化学成分及与岩浆岩平均化学成分的对比

	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO_2	61.39	60.14	61.01	95.4	66.1	66.7	77.1	60.88
TiO_2	1.01	0.14	0.20	0.20	0.30	0.6	0.3	0.81
Al_2O_3	17.95	12.53	12.68	1.1	8.1	13.5	8.7	15.27
Fe_2O_3	8.22	0.74	1.31	0.4	3.8	1.6	1.5	2.67
FeO	8.22	0.01	0.42	0.20	1.4	3.5	0.7	3.49
MgO	2.32	2.32	4.63	0.10	2.4	2.1	0.5	3.82
CaO	0.56	5.21	1.65	1.60	6.2	2.5	2.7	4.92
Na_2O	1.35	0.27	0.13	0.10	0.9	2.9	1.5	3.43
K_2O	3.04	2.74	8.28	0.20	1.3	2.0	2.8	3.10
H_2O^+		14.17		0.30	3.6	2.4	0.9	0.49
H_2O^-		2.68	5.37	-	0.7	0.6	-	1.45
CO_2			4.52	1.1	5.0	1.2	3.0	
P_2O_5	0.45			-	0.1	0.2	0.1	0.29
SO_3				-		0.3	-	
有机碳				-		0.1	-	
烧失量								
其　他								

注:1 .页岩平均成分(魏克曼,1954);2 .蒙脱石粘土岩(河北宣北,何镜宇等,1983);3 .绿豆岩(水云母粘土岩,川西南,何镜宇等,1983);4 .正石英砂岩(F. J. Pettijohn, 1975);5 .岩屑砂屑岩(F .J .Pettijohn,1975);6 .杂砂岩(F .J .Pettijohn,1975);7 .长石砂岩(F .J .Pettijohn,1975);8 .岩浆岩平均成分(克拉克,1924)。

矿区地层中 TFe_2O_3 含量可达 5.61%,大大高于表 5－7 中蒙脱石粘土岩、水云母粘土岩、正石英砂岩和杂砂岩,而与以富含沉积型黄铁矿为特征的页岩较为靠近,说明矿区细碎屑岩中含有一定量的沉积型黄铁矿,这与镜下发现大量草莓状黄铁矿的现象吻合。

矿区地层中 CaO 含量平均为 3.05%,明显高于页岩、水云母粘土岩、正石英砂岩。个别标本中 CaO 甚至高达 7.36%(GL94),更说明矿区地层中含有一定钙质,可称为钙质细碎屑岩。矿区地层中普遍含有有机碳,其含量变化范围为 0.18%～2.95%,平均为 0.82%。

与上述化学组成相比,四件矿石标本的 SiO_2 平均为 71.65%, Al_2O_3 平均为 13.08%。矿石中 SiO_2 组成明显增加,但 CaO 含量明显减少(平均值为 0.8%)。这些现象说明矿石中石英含量上升,钙质下降, Al_2O_3 也有下降,反映成矿过程中由于硅化作用,带入了一定量的 SiO_2,形成石英,而带出了一定量的 CaO。矿石中其他组成的比例大体未发生显著的变化。

GL91 是一件采自二叠系地层的微晶灰岩,其主要化学组成(CaO 为 55.20%,MgO 为 0.65%,烧失量为 43.40%)与纯石灰岩的理论成分(CaO 为 56%,CO_2 为 44%) (华东石油学院,1982)相近,但混有一定量的杂质以及少量白云质。

国家辉等(1992)还对蚀变围岩的化学组成作了专门测定,并将其与围岩进行对比(表 5-8)。从表 5-8 可以看出:硅化岩石和构造角砾岩砾岩中 SiO_2 含量明显高于围岩地层,但 Al_2O_3 含量明显低于后者。而且,发生硅化之后,CaO 的含量也显著减少。这种主要成分含量上的变化趋势,在石英脉中表现得更为突出。这种现象表明,在成矿过程中,围岩地层中的活泼组分 CaO 析出而消耗。由于硅化作用的结果,SiO_2 含量明显增加,而 Al_2O_3 含量相应减少。前人的测试分析结果,与本科研小组的研究结论相一致。

表 5-8 高龙金矿围岩及蚀变岩石化学组成分析结果(%)

类型 / 组分	围岩地层				构造角砾岩			硅化岩石				石英脉
	G13	G15	Bg45	平均	G64	G66	平均	G67	G68	Bg26	平均	G63
Au	0.037	0.008	0.001	0.015	0.011	23.32	11.67	0.51	0.028	0.036	0.191	0.008
SiO_2	68.24	61.16	70.59	66.66	95.22	88.87	92.05	83.91	86.23	80.12	83.42	95.84
TiO_2	0.54	0.75	0.38	0.47	0.02	0.19	0.105	0.35	0.31	0.48	0.38	0.02
Al_2O_3	10.24	19.64	14.65	14.84	1.23	3.72	2.48	7.84	7.02	11.29	8.72	1.30
Fe_2O_3	1.01	3.66	2.92	2.53	0.05	1.99	1.02	2.10	1.59	1.96	1.88	T
FeO	2.69	2.80	0.84	2.11	1.44	1.84	1.64	0.63	0.66	0.28	0.52	0.96
MnO	0.066	0.039	0.005	0.037	0.017	0.05	0.034	0.005	0.002	0.085	0.031	0.008
MgO	1.66	1.48	1.23	1.46	T	0.50		0.28	0.17	0.34	0.26	0.31
CaO	4.27	0.24	0.85	1.79	0.34	0.28	0.31	0.43	0.58	0.85	0.62	0.48
Na_2O	0.30	0.29	0.86	0.48	0.01	0.14	0.075	0.11	0.08	0.16	0.12	0.04
K_2O	2.25	3.81	3.56	3.21	0.06	0.63	0.345	1.74	1.53	2.72	2.00	0.07
P_2O_5	0.01	0.18	0.15	0.14	T	0.14		0.03	0.06	0.07	0.053	T
烧失量	7.98	5.68		1.03	1.49	1.26	1.83	1.70			0.59	
H_2O^-			3.58							2.53		
CO_2			0.16							0.13		

注:标本 Bg45 和 Bg26 来自吴江(1991),其余标本化验资料引自国家辉等(1992),本专著有增改。

三、高龙矿区围岩地层及矿石的微量元素组成

前人的研究工作,已对高龙矿区的矿石及围岩作了大量的微量元素组成测试分析,积累了许多研究资料。本科研小组对前人的测试数据进行了消化、整理,现列表如下(表 5-9)。从表 5-9 可以看出:

矿石中除金的含量明显高于围岩地层而达到工业要求之外,Ag、As、Sb、Hg 等得到了明显的富集,Cu、Zn 和 S 也有富集,说明金的富集成矿作用与 Ag、As、Sb、Hg 以及 Cu、Zn 和 S 等元素成正相关性,这些元素很可能是与金一起被成矿溶液携带的。

原生矿石在地表经过风化后,总体说来金的次生富集作用不重要,这主要是与原岩及原生矿石的风化改造作用的程度较低级(仅达粘土型风化阶段)有关。只是在局部地段的风化层中

金的富集较为明显,其含量可超过 10×10^{-6}。另外,在风化型矿石中 As 和 S 的含量还有所下降。这可能与原生矿石中毒砂等含砷硫化物的风化解体作用有关。

表 5-9　高龙矿区金矿石及围岩中微量元素分析结果(10^{-10})

(据李正海等,1990;国家辉等,1992,综合整理)

类　型		样品	Au	Ag	As	Sb	Hg	Se	Cu	Pb	Zn	Co	Ni	S(%)
矿石	Ⅰ	2	8.82	0.50	455.5	611.3	7.57	0.21	305.49	37.13	66.53	0.00	20.00	0.05
	Ⅱ	9	9.91	2.82	707.17	423.42	13.71	3.78	104.49	42.48	107.27	12.45	22.02	0.12
	Ⅲ	8	10.06	1.48	641.13	177.84	20.89	1.24	160.99	41.36	65.67	9.53	22.29	0.72
	平均		9.60	1.6	601.27	404.19	14.06	1.74	190.32	40.32	79.82	10.99	21.44	0.30
岩石地层	T_2b^3	6	0.009	0.11	157.89	10.85	0.12	0.42	156.63	23.1	94.63	15.08	74.42	0.17
	T_2b^2	5	0.02	0.08	39.85	9.72	0.18	0.24	88.36	24.16	83.42	20.2	82.2	0.16
	T_2b^1	2	0.114	0.09	7.78	6.18	0.19	2.47	99.55	24.15	88.25	54.2	544.8	0.03
	T_1ll	3	0.001	0.10	41.6	6.9	0.139	4.18	122.0	34.4	87.5	3.8	17.87	0.02
	P_2c	2	0.018	0.03	56.52	5.5	2.58	2.12	78.3	13.0	37.65	12.5	18.0	0.16
	平均		0.034	0.082	60.73	7.83	0.642	1.89	108.97	21.66	78.29	21.16	147.46	0.108
Ⅳ			0.004	0.08	2.2	0.6	0.089	0.08	63	12	94	25	8.9	0.04

注:Ⅰ.粘土,断层泥;Ⅱ.构造角砾岩;Ⅲ.硅化黄铁矿化矿石;Ⅳ.克拉克值。

在未发生矿化的围岩地层中,Au、As、Sb、Hg 等的平均含量大大低于矿石中的含量,但明显高出克拉克值许多倍,表明矿区范围内岩石地层中成矿元素达到了一定程度的浓集。而主要成矿元素 Au,在矿区主要的赋矿地层中,其浓集程度更为突出。这种现象可能有两种解释:其一是赋矿地层中在原生沉积阶段,Au 等成矿元素出现了初始聚集,形成异常区;其二是在微细浸染型金矿成矿过程中,矿区地层受到含矿热液的不同程度的影响改造。

由于矿区风化层厚度较大,目前的采矿活动基本上仅限于潜水面之上的风化—半风化层,也由于该地区的风化程度仅达到粘土型风化壳阶段,所以在作原生矿石及风化矿石的分类处理时,由于没有一个定量的区分标准,因此在对其化分结果进行归类整理时往往会产生偏差。实际上,有许多原生矿石标本,也发生了一定程度的风化作用。也有部分风化矿石标本,其中还包含有未被完全风化瓦解的原生残留体。但不论怎样,本科研小组的野外实习观察以及标本测试分析,与前人所做的研究结论基本上是一致的,即对于划分矿石与围岩、原生矿石与风化矿石、矿区范围与矿区外围,尽管其间可能存在着某些过渡类型,但它们之间的不同性质、不同组成、不同组构等特征的总趋势,经过对比分析,还是可以明确地显现出来的。

国家辉等(1992)曾对上述测试数据作过 R 型聚类分析,并指出 Co、Ni 相关性最好,矿石和岩石中 Co/ Ni 比值小于 1(粘土和断层泥除外),表明二者具成因联系,而且其来源一致,可能与地层中基性岩、基性火山碎屑有关。而 Au 与 Co 和 Ni 密切相关,说明 Au 的来源与地层中基性岩石同源。

另外,吴江(1991)还对远离高龙矿区的田林潞城地区中三叠统不同地层进行了微量元素分析,其结果见表 5-10。这些分析数据表明:区域性中三叠统地层中金的背景值含量总体说来是均匀的,而且含量明显低于克拉克值。其中三叠统兰木组 T_2l(即河口组 T_2h)的平均含量为 1.38×10^{-9},板纳组 T_2b(即百逢组 T_2b)的平均含量为 4.18×10^{-9}。若除去两个最高值

16.9×10⁻⁹和16.7×10⁻⁹(吴江认为系测试分析过程中的"块金效应"所致),则板纳组的平均含量为1.65×10⁻⁹。整个中三叠统的平均含量为1.52×10⁻⁹。这种结论是与本科研小组以及与他人的测试结果吻合的,即区域上及矿区范围内中三叠统地层的金背景值含量偏低。

表5-10　田林潞城中三叠统不同地层岩石元素含量分析(10⁻⁶)

层位	样品	Au	Ag	Hg	Sb	As	Cu	Pb	Zn	Mn	Fe	Ca	Mg
T_2l	L35	2.5	0.45	0.051	0.80	15.0	31.3	17.6	92.1	20.72	3.10	5.00	0.83
	L51	1.9	0.046	0.034	0.50	3.8	32.2	7.4	85.9	1 217.0	3.63	7.06	0.95
	L57	2.1	0.050	0.059	0.45	4.8	31.3	14.3	108.1	1 199.0	3.51	4.75	0.91
	L47	1.3	0.050	0.019	0.71	5.9	30.9	11.4	70.3	1 382.0	3.72	5.90	1.02
	L52	1.1	0.032	0.020	0.63	2.4	28.2	38.2	116.1	627.0	5.76	4.20	1.34
	L53	1.3	0.030	0.024	0.64	4.6	25.0	15.8	119.0	473.0	5.92	3.26	1.38
	L58	0.9	0.030	0.020	0.50	2.4	22.8	9.5	101.8	757.0	4.82	5.52	1.24
	L48	1.4	0.570	0.021	1.27	7.8	22.0	17.0	76.5	665.0	4.90	3.34	1.28
	L54	1.4	0.036	0.034	1.09	6.7	27.4	15.8	121.6	719.0	5.41	3.81	1.31
	L59	1.1	0.033	0.021	0.70	4.4	31.3	8.9	107.7	550.0	5.75	0.51	1.29
	L49	1.1	0.042	0.016	0.70	6.1	35.3	7.8	75.8	262.0	3.98	0.56	1.16
	L55	1.1	0.030	0.011	0.61	4.2	42.2	9.8	72.0	308.0	4.08	1.73	1.19
	L60	0.8	0.035	0.012	0.57	4.0	47.5	9.5	87.8	225.0	4.26	1.30	1.24
	平均	1.38	0.11	0.026	0.71	5.55	31.35	14.08	94.98	646.48	4.53	3.61	1.16
T_2b	L34	1.6	0.033	0.016	4.23	10.2	24.3	12.0	93.3	385.0	3.81	4.77	1.18
	L30	3.8	0.040	0.033	3.33	11.1	23.1	8.2	120.5	897.0	2.93	11.23	0.95
	L35	1.5	0.036	0.016	2.40	13.4	17.8	6.2	72.3	541.0	3.06	5.60	0.88
	L38	1.3	0.072	0.022	2.90	14.4	39.4	16.3	99.0	623.0	3.53	3.09	0.89
	L31	16.9	0.035	0.050	3.40	13.2	21.3	10.2	99.4	636.0	3.56	8.11	1.10
	L39	1.6	0.028	0.023	2.29	12.9	30.7	7.4	106.4	781.0	4.10	5.47	1.12
	L32	1.3	0.010	0.008	6.187	9.4	28.4	6.0	75.5	380.0	3.83	4.45	1.41
	L36	1.7	0.053	0.012	3.51	22.6	17.6	13.0	76.7	424.0	3.17	6.43	0.90
	L40	1.0	0.129	0.018	9.32	14.4	43.5	23.7	52.4	1 106.0	2.40	12.59	0.70
	L33	16.7	0.026	0.028	6.63	9.8	32.1	4.1	84.2	328.0	3.43	3.56	1.41
	L37	1.4	0.071	0.043	3.91	15.2	45.8	13.7	149.8	940.0	3.07	9.71	0.95
	L41	1.3	0.035	0.007	3.37	11.3	24.7	5.0	62.1	253.0	3.71	1.42	1.21
	平均	4.18	0.047	0.023	4.29	13.16	29.06	10.48	90.97	607.8	3.43	6.37	1.06
总平均		2.72	0.08	0.024	2.43	9.2	30.25	12.35	93.04	627.92	4.00	4.93	1.11

注:① 数据来源于吴江(1991),本专著有增改;② 兰木组T_2l与河口组T_2h相当,板纳组T_2b与百逢组T_2b相当;③ 测试单位为湖北省地质实验研究所。

Ag、Hg、Sb、As和Pb等的总含量也偏低,甚至比高龙矿区内的非矿化地层还要低,反映在成矿期间区域地层未受到含矿热液的影响,而且这些元素在板纳组和兰木组地层中含量分布比较均匀,变化幅度不大,说明为沉积作用的特点。

不论是在兰木组地层中,还是在板纳组地层中,铁的含量较高,二者平均含量分别可达4.53%和3.43%,而且分布较为均匀。根据光学镜下鉴定及其他测试资料证实,岩石中的铁主要是以黄铁矿等含铁硫化物的形式出现,即在沉积成岩阶段形成的草莓状黄铁矿。

此外,在这些中三叠统地层中,Ca的含量也较高,分别可达3.61%和6.37%,说明中三叠统原岩沉积岩地层中碳酸盐组分含量较高。碳酸盐是一种较为活泼的组分,它在后期含矿热液活动期间发生水-岩反应过程中容易被溶解,促进原岩的解体,有利于金的活化迁移。

四、高龙矿床稀土元素地球化学

稀土元素(REE,即Rare Earth Element)一般是指元素周期表中第57号到第71号镧系元素组,包括镧(La)、铈(Ce)、镨(Pr)、钕(Nd)、钷(Pm)、钐(Sm)、铕(Eu)、钆(Gd)、铽(Tb)、镝(Dy)、钬(Ho)、铒(Er)、铥(Tm)、镱(Yb)和镥(Lu)15个元素。除钷(Pm)外,其余都是自然元素。由于钷(Pm)的同位素衰变太快(如Pm^{145}和Pm^{147}衰变得最慢,其半衰期也仅有几年!),因此在自然界中尚未被测定出来。由于第39号元素钇(Y)与稀土元素的地球化学性质相似,故常放入到稀土元素组中讨论。

在研究工作中,按稀土元素质量数的差别,可分为轻、重稀土元素:轻稀土元素(LREE,即Light Rare Earth Element),或称之为铈族元素,包括La、Ce、Pr、Nd、Sm和Eu;重稀土元素(HREE,即Heavy Rare Earth Element),或称之为钆族稀土,包括Gd、Tb、Dy、Ho、Er、Tm、Yb、Lu和Y。有时还采用三分法,即轻稀土元素(LREE):La、Ce、Pr、Nd;中稀土元素(MREE):Sm、Eu、Gd、Tb、Dy;重稀土元素(HREE):Ho、Er、Tm、Yb、Lu和Y。

在元素周期表中,随着原子序数的增加,各稀土元素之间由于晶体化学因素、碱性差异、电价的差别、元素的不同络合作用,以及稀土元素被吸附的能力等原因,因此它们之间存在着原子结构、晶体化学性质等方面的差异,从而导致了稀土元素在自然界中的分离并与其存在的地质环境、物理和化学条件有联系。因此,人们就有可能通过对不同地质体中REE组分(配分)的特征研究来解释、追索该地质体形成过程中的地质、物理、化学及环境条件,利用REE作为成矿作用地球化学指示剂。

表5-11列出了本科研小组所采集、分析的11件岩石和矿石标本的15种稀土元素的测试结果。另外,科研小组还收集了前人所做的13件岩石及矿石标本的14种稀土元素含量的分析资料。由于在采样过程中对标本类型的划分标准还不一定准确,尤其是对原生矿石与氧化矿石的区别标准尚不确切,因此在归类统计时难免存在误差。此外,表5-11统计的是两个单位两次测试分析结果,这样也会产生误差。尽管可能存在上述技术处理方面的种种问题,但经过认真归纳、整理之后,各类标本的稀土元素含量还是出现了明显的差别和规律性。

从表5-11可以看出:

矿区所有测试标本,包括矿体围岩、矿石、石英脉、辉绿岩及黄铁矿,其稀土元素含量总值均大于26个球粒陨石平均含量总值。

泥岩及粉砂岩类细碎屑岩中稀土元素总量较高,9件标本中14种元素含量变化范围为82.21×10^{-6}～153.50×10^{-6},平均为133.22×10^{-6}(15种元素含量为163.36×10^{-6})。这个含量明显低于Piper(1974)所指出的"平均页岩组合样"的14种稀土元素总含量(204.15×10^{-6})但与W. B. 南斯(张虎才,1997)所作的澳大利亚古生代及中生代沉积岩中REE含量(105×10^{-6}～296×10^{-6})以及沉积岩的总平均含量($171\pm41\times10^{-6}$)符合,也与黎彤(1976)所推荐的地壳中15种稀土元素的丰度(165.35×10^{-6})相近。相比之下,灰岩中稀土元素含量要

低得多,二件标本的平均含量为 20.34×10^{-6}。稀土元素含量上的明显差异,反映了该区两种不同沉积物的物源特征和沉积学性质。

表 5-11　高龙矿区稀土元素组成及含量(10^{-6})

类型	标本	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Y	丰度
地层	1	0.32	0.94	0.12	0.60	0.20	0.07	0.31	0.05	0.31	0.07	0.21	0.03	0.19	0.03	1.96	3.46
	2	28.8	61.3	6.68	27.4	6.44	1.52	7.31	0.99	5.51	1.02	2.84	0.43	2.80	0.45	32.0	185.5
	3	30.2	65.7	7.01	27.4	4.90	1.09	3.83	0.60	391	0.79	2.37	0.42	2.57	0.43	23.2	174.42
	4	29.2	63.3	7.10	27.4	5.18	1.10	4.62	0.74	4.56	0.90	2.75	0.44	2.89	0.46	27.0	177.63
	5	27.9	61.4	689	27.6	4.68	1.01	3.67	0.58	3.65	0.78	2.38	0.40	2.64	0.43	22.4	144.0
	6	29.7	612	6.82	26.5	4.92	1.06	4.50	0.70	4.27	0.87	2.53	0.41	2.70	0.43	24.8	146.62
	7	19.8	51.8	557	20.1	3.99	1.73	3.30	0.55	3.27	0.65	1.79	0.30	1.92	0.35	18.9	115.12
	8	22.0	47.0	5.06	19.6	3.89	0.95	3.95	0.61	3.63	0.71	2.07	0.33	2.17	0.36	21.8	134.13
	9	17.6	29.0	4.30	16.2	3.70	0.65	3.24	0.58	2.53	0.62	1.70	0.27	1.59	0.23		82.21
	10	30.0	52.0	6.60	30.0	5.60	1.16	4.92	0.91	4.40	100	2.86	0.47	3.00	0.44		143.36
	11	26.1	54.7	6.23	24.7	4.81	1.14	4.37	0.70	3.97	0.82	2.37	0.39	248	0.40	24.3	163.16
	12	6.85	5.17	1.24	4.89	0.88	0.22	0.94	0.14	0.70	0.14	0.34	0.05	0.24	0.03		21.82
	13	5.20	420	0.80	3.60	120	0.16	1.10	0.20	1.35	020	0.54	0.08	0.19	0.03		18.85
	14	6.03	4.69	1.02	4.25	1.04	0.19	1.02	0.17	1.03	0.17	0.44	0.07	0.22	0.03	5.89	20.34
石英脉	15	9.10	17.5	2.20	8.80	1.50	0.31	1.32	0.24	1.60	0.35	0.90	0.13	0.76	0.12		44.83
	16	135	15.4	2.30	9.70	3.50	1.20	4.92	0.96	429	0.84	220	0.31	1.94	0.38		61.44
	17	10.3	40.0	0.39	6.20	1.50	0.23	1.28	0.47	1.14	0.24	0.93	0.27	0.69	0.20		63.84
	18	11	24.3	1.63	8.23	2.17	0.58	2.51	0.56	2.34	0.48	1.34	0.24	1.13	0.23		56.70
矿石	19	21.3	47.4	5.54	21.0	3.55	0.73	3.05	052	3.36	0.74	2.27	0.37	2.42	0.40	24.6	112.56
	20	28.6	61.6	6.95	28.0	2.67	1.15	4.77	0.73	4.38	089	2.63	0.42	2.82	0.45	24.4	149.06
	21	17.2	29.6	364	15.0	3.06	0.72	2.56	0.31	171	0.32	0.89	0.14	0.89	0.14	9.96	76.20
	22	39.0	64.0	7.40	320	560	093	4.30	0.65	4.20	0.70	1.90	0.30	1.70	026		162.94
	23	29.0	54.0	6.80	31.0	6.30	1.00	5.76	1.02	5.61	1.28	3.63	0.57	3.70	0.40		150.07
	24	38.0	580	7.30	33.0	4.60	0.75	2.90	0.40	2.75	0.60	1.75	027	1.60	0.25		152.17
	25	28.9	52.4	6.26	26.7	4.80	0.88	3.89	0.61	3.67	0.76	2.18	0.35	2.19	032	19.6	133.83
黄铁矿	26	9.20	23.2	1.56	12.0	3.64	0.52	3.05	2.56	1.68	0.64	2.20	0.52	1.00	2.72		64.48
	27	0.17	11.7	126	4.90	124	0.18	1.58	064	0.97	0.33	0.95	0.29	066	0.37		25.24
	28	6.56	18.4	2.80	1.08	2.04	0.28	2.20	1.52	1.24	0.72	1.52	0.44	0.96	1.52		51.00
29		23.0	93.0	3.80	19.0	5.30	2.10	6.36	1.08	5.94	1.25	3.41	0.53	3.70	059		169.06

注:① 凡有星号 * 者,转引自国家辉(1992)资料,本专著有删改;② 本科研小组所做测试分析的日期为 1999 年 9 月 9 日,测试单位为原地质矿产部武汉综合岩矿测试中心、湖北省地质实验研究所;③“原生矿石”即为硅化黄铁矿化矿石;④ 表中“丰度”一栏为 14 个元素总含量,不包括 Y;⑤ 表中“1.26 个球粒陨石平均”,数据转引自张虎才(1997)。标本:1.26 个球粒陨石平均;2.GL3 碳质泥岩;3.GL61 泥质粉砂岩;4.GL76 粉砂质砂岩;5.GL84 泥质粉砂岩;6.GL90 粉矿质泥岩;7.GL94 泥质粉砂岩;8.GL97 泥质细砂岩;9.G13-13* 粉砂岩;10.G15* 粉砂质泥岩;11. 平均;12.GL71 生物微晶灰岩;13.GG11* 生物碎屑灰岩;14. 平均;15.GG6* 石英脉;16.G154* 石英脉;17.G104* 石英脉;18. 平均;19.GL87 构造角砾岩;20.GL202 原生矿石;21.GL205 原生矿石;22.GL15-6* 原生矿石;23.G101* 原生矿石;24.GG16-1* 氧化矿石;25. 平均;26.G1* 地层中黄铁矿;27.G127* 石英脉中黄铁矿;28.G2* 矿石中黄铁矿;29.G165* 辉绿岩。

矿石中稀土元素总含量与地层岩石相近,14 种元素含量为 133.83×10^{-6},但明显高于矿区石英脉的相应含量,后者为 56.70×10^{-6},反映矿石为成矿期的热液活动对原岩进行交代、改造并将矿质留下而形成的产物,因此矿石仍保留和继承了原岩的稀土元素含量特点。而石英脉则为成矿主期之后的热液活动产物,石英脉中的硅质主要为热液从他地带来,并在地层的裂隙等构造空间经过充填、交代而成脉状石英,因此其稀土组成明显不同于原岩地层。而且,在 14 种(或 15 种)稀土元素组成中,每一种元素单独含量高低,也明显反映了矿区地层岩石与矿石之间的相似性,以及矿石、岩石与石英脉的明显不相同特征。

一件辉绿岩标本的稀土总量高达 169.06×10^{-6},与地壳中的平均含量(黎彤,1976)165.35×10^{-6}相近,明显高于球粒陨石(Anders et al., 1982) 5.37×10^{-6}。

14 件黄铁矿稀土元素含量变化范围为 25.24×10^{-6}～64.48×10^{-6},与矿区地层以及矿石明显不同,显示含量较低的特点,但与矿区石英脉中稀土总量靠近。而且,成因不同的三件黄铁矿标本,其稀土含量亦不相同。根据矿区各种标本中 14 种稀土元素含量的百分比组成(表 5-12),采用元素含量-原子序数法(张虎才,1997)绘制图解(图 5-1)。这种图解明显地反映了高龙矿区不同类型标本中稀土元素间的含量关系,同时也明显地表现出元素分布的偶数规则,即奥多-哈尔金斯规则(指偶数原子序数的稀土元素比奇数原子序数的稀土元素的丰度要高)。从表 5-12 及图 5-1 可以看出各类标本由于其稀土元素含量的不同,形成了明显的含量组成特征:

① 26 个球粒陨石稀土元素平均含量及矿区各种测试类型标本均显示了明显的偶奇法则,即奥多-哈尔金斯规则,偶数原子序数的稀土元素含量高于奇数原子序数,构成起伏明显的锯齿状图形。

② 9 件未发生矿化地层的细碎屑岩标本中稀土元素的含量百分比组成具有十分相似的特点,在图 5-1 中代表含量百分比的线条基本上重合在一起。

③ 在这九件地层标本中偶数原子序数的稀土元素含量百分比明显高于奇数原子序数的稀土元素,符合奥多-哈尔金斯规则。

④ 2 件灰岩标本的稀土元素组成与上述细碎屑岩明显不同,尤其是灰岩标本中 La 的含量明显增加,而 Ce 的含量显著减少。此外,尽管这两件灰岩标本的测试时间、测试单位均不相同,但它们的稀土元素含量组成具有十分相同的特征。

⑤ 3 件石英脉标本的稀土元素含量具有明显不同的性质,其中一件标本(GG6)与 9 件细碎屑岩基本相同。一件标本(G154)中的 La、Ce、Pr 和 Nd 等重稀土含量明显低于其他标本,但轻稀土较高。另一件石英标本(G104)则表现出了具有 Ce 极高含量(达 62.66%),而 Pr 极低(0.60%)的特征性质。稀土元素含量的不同组成,反映在不同时期形成的石英脉具有不同的稀土元素来源,因而具有不同含量组成。

⑥ 在部分矿石标本中(如 GL205、GG15-6 和 GG16-1 等),La 含量较未矿化的细碎屑岩高,而 Ce 则偏低,其余元素也具有不同程度的变化。但总体组成变化特征仍与未矿化的细碎屑岩大体一致。这反映在成矿过程中,由于成矿流体的影响,矿化地段一方面保留、继承了原岩细碎屑岩的特征,另一方面也体现了热液改造的性质。

⑦ 3 件黄铁矿标本中 La 的含量明显偏低,尤其是标本 G127,La 的含量极低,但 Lu 的含量明显高于矿区其他类型的标本。

⑧ 辉绿岩标本(G165)稀土元素含量的总体组成与石英脉(G104)相同 ,其中 Ce 的含量特高,但 La、Pr 和 Nd 明显低于其他标本。

表 5－12　高龙矿区稀土元素含量的百分比组成(%)

类型	标本	序数	57	58	59	60	62	63	64	65	66	67	68	69	70	71
		总量(10^{-6})	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
细碎屑岩	GL3	153.50	18.76	39.93	4.35	17.85	4.20	0.99	4.76	0.64	3.59	0.66	1.85	0.28	1.82	029
	GL61	151.22	19.97	4 345	4.64	18.12	3.24	0.75	2.53	0.40	2.59	0.64	1.57	0.28	1.74	0.28
	GL76	150.63	19.39	42.02	4.71	18.19	3.24	0.73	3.07	0.49	3.03	0.60	1.83	0.29	1.92	0.31
	GL84	144.00	19.38	42.11	4.78	19.17	3.25	0.70	2.55	0.40	2.53	0.54	1.65	0.28	1.83	0.30
	GL90	146.62	20.26	41.74	4.65	18.08	3.26	0.72	3.07	0.48	2.91	0.59	1.73	0.28	1.84	0.29
	GL94	115.12	17.20	45.00	4.84	17.46	3.47	1.50	2.87	0.48	2.84	0.56	1.55	0.26	1.67	0.30
	GL97	112.33	1959	41.84	4.51	17.45	3.46	0.85	3.52	0.54	3.23	0.63	1.84	0.29	1.93	0.32
	G13－13	82.21	21.41	35.28	5.23	19.70	4.50	0.79	3.94	0.71	3.08	0.75	2.07	0.33	1.93	0.28
	G15	143.36	20.93	36.27	4.60	20.93	3.91	0.81	3.43	0.63	3.07	0.70	1.99	0.33	2.09	0.31
灰岩	GL71	21.82	31.39	23.65	5.68	22.41	4.03	1.01	4.31	0.64	3.21	0.64	1.56	0.23	1.10	0.14
	GG11	18.85	27.59	22.28	4.24	19.10	6.37	0.85	5.84	1.06	7.16	1.06	2.86	0.42	1.01	0.16
石英脉	GG6	44.83	20.30	39.04	4.91	19.61	3.35	0.69	2.94	0.54	3.57	0.78	2.01	0.29	1.70	0.27
	G154	61.44	21.97	25.07	3.74	15.79	5.70	1.95	8.01	1.56	6.98	1.37	3.58	0.50	3.16	0.62
	G104	63.84	16.13	62.66	0.60	9.71	2.35	0.36	2.01	0.76	1.79	0.38	1.46	0.42	1.08	0.31
矿石	GL87	112.56	18.92	42.11	4.84	18.66	3.15	0.65	2.71	0.46	2.99	0.66	2.02	0.33	2.15	0.35
	GL202	149.06	19.19	41.34	4.66	18.78	3.80	0.77	3.20	0.49	2.94	0.60	1.76	0.28	1.89	0.30
	GL205	76.20	22.58	38.86	4.78	19.69	4.02	0.94	3.36	0.41	2.24	0.42	1.17	0.18	1.17	0.18
	GL15－6	162.94	2 394	39.27	4.54	19.64	3.44	0.57	2.64	0.40	2.58	0.43	1.17	0.18	1.04	0.16
	G101	150.07	1 932	35.97	4.53	20.66	4.20	0.67	3.84	0.68	3.74	0.85	2.42	0.38	2.47	0.27
	GG16－1	152.17	24.97	38.12	4.80	21.69	3.02	0.49	1.91	0.26	1.81	0.39	1.15	0.18	1.05	0.16
黄铁矿	G1	64.48	14.27	35.98	2.42	18.60	5.65	0.81	4.71	3.97	2.61	0.99	3.41	0.81	1.55	4.22
	G127	25.24	0.69	4 635	4.99	19.41	4.91	0.71	6.26	2.54	3.84	1.31	3.76	1.15	2.61	1.47
	G2	51.00	12.87	36.08	5.49	21.18	4.0	0.55	4.31	2.98	2.43	1.41	2.98	0.86	1.88	2.98
岩浆岩	G165	169.06	1 360	55.00	2.25	11.24	3.13	1.24	3.76	0.64	3.51	0.74	2.02	0.31	2.19	0.35
26 个球粒陨石平均		3.46	9.25	27.17	3.47	17.34	5.78	2.11	8.96	1.46	8.96	2.11	6.07	0.95	5.49	0.90

注:14 种稀土元素总量(10^{-6})见表 5－11。

⑨ 与球粒陨石相比,矿区所有被测试标本均发生了显著的轻、重稀土的分馏现象,即:

第一,在轻稀土元素区段,除一件黄铁矿标本(G127)之外,所有标本 La 含量的百分数比球粒陨石明显增大;对于 Ce 来说亦有类似的现象,即除了两件灰岩标本(GL71 和 GG11)以及一件石英脉标本(G154),其余所有标本的 Ce 含量百分数均大大高于球粒陨石。

第二,轻稀土中的第 59 号元素 Pr、第 60 号元素 Nd 和中稀土中的第 62 号元素 Sm 的变化不大,或变化不明显。

第三,随着稀土元素原子序数的变大,第 63 号元素以后的所有中、重稀土,包括 Eu、Gd、Tb、Dy、Ho、Er、Tm、Yb 和 Lu,与球粒陨石相比,矿区绝大部分标本中的含量百分比均有下降变小的现象,说明矿区标本中的轻重稀土呈分散趋势。其中,尤其是出现了显著的 Eu 亏损。

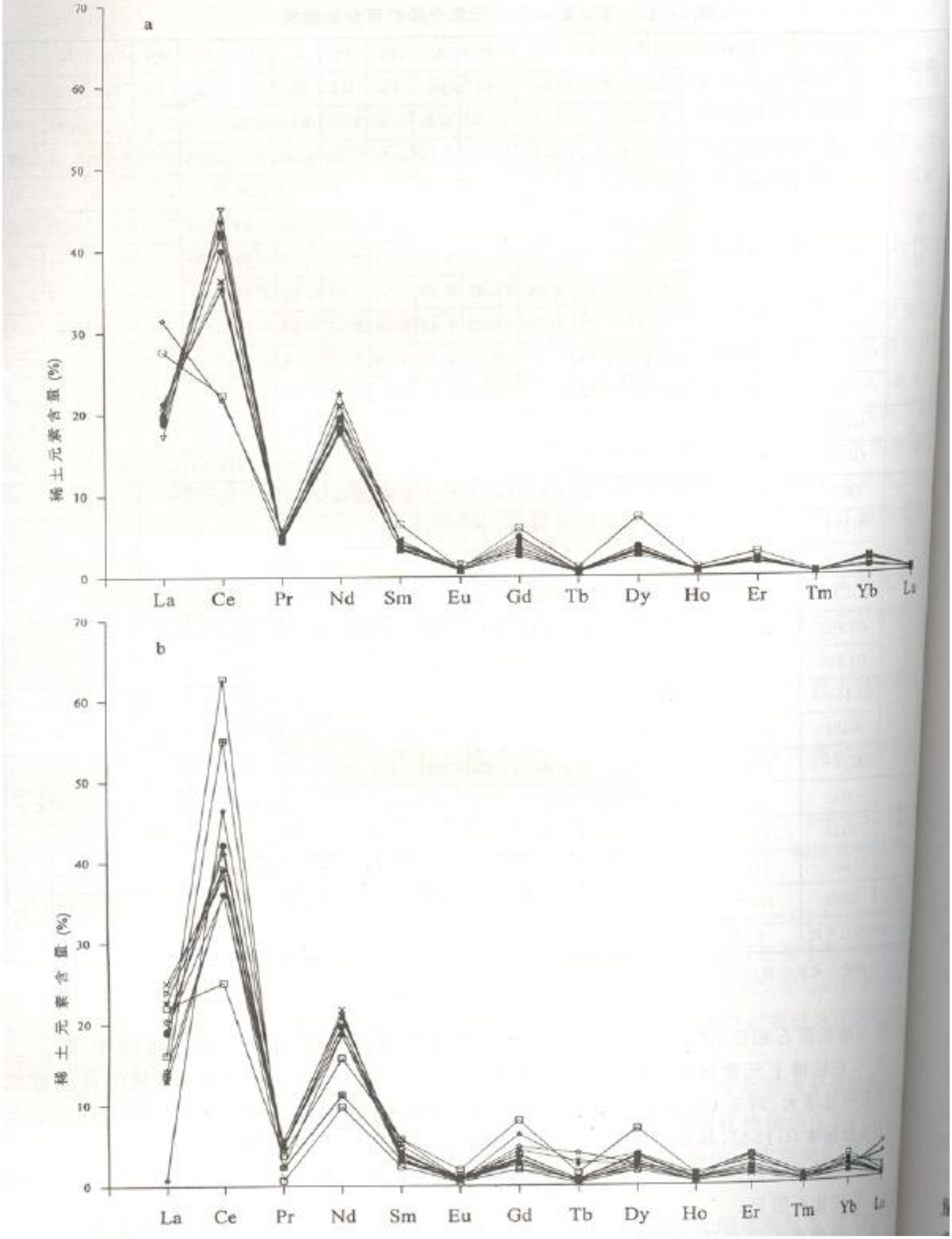


图 5－1　高龙金矿区各类标本中 14 种稀土元素含量的百分组成图

a .9 件细碎屑岩标本,2 件灰岩标本;b .3 件石英脉标本,
6 件矿石标本,3 件黄铁矿标本,1 件岩浆岩标本,1 件球粒陨石(平均值)

综上所述,高龙矿区标本中产生了明显的轻、重稀土元素的分馏,即与球粒陨石相比,矿区标本中轻稀土明显富集,而重稀土元素则明显分散。

表 5－13　高龙矿区稀土元素组成的标准化数值(10^{-6})

类型	标本	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
地层	1	90.00	65.21	55.67	45.67	32.2	20.82	23.58	19.80	17.77	13.97	13.52	13.03	14.74	14.52
	2	94.38	69.89	58.42	45.67	24.5	14.93	12.35	12.00	12.61	10.82	11.29	12.72	13.52	13.87
	3	91.25	67.34	59.17	45.67	25.9	15.07	14.90	14.80	14.71	12.33	13.10	13.33	15.21	14.84
	4	87.19	65.32	57.42	46.00	23.4	13.84	11.84	11.60	11.77	10.68	11.33	12.12	13.89	13.87
	5	92.81	65.11	56.83	44.17	24.6	14.52	14.52	14.00	13.77	11.92	12.05	12.42	14.21	13.87
	6	61.88	55.11	46.42	33.5	19.95	23.70	10.65	11.00	10.55	8.90	8.52	9.09	10.11	11.29
	7	68.75	50.00	42.17	32.67	19.45	13.01	12.74	12.2	11.71	9.73	9.86	10.0	11.42	11.61
	8	55.00	30.85	35.83	27.00	18.50	89.0	10.45	11.6	8.16	8.49	8.10	8.18	8.37	7.42
	9	93.75	55.32	55.00	50.0	28.00	15.89	15.87	18.2	14.19	13.7	13.62	14.24	15.79	14.19
	10	21.41	5.5	10.3	815	4.4	3.01	3.03	2.8	2.26	1.92	1.62	1.52	12.6	1.0
	11	16.25	4.47	6.67	6.0	6.0	2.19	3.55	4.0	4.35	2.74	2.57	2.42	1.0	1.0
石英脉	12	28.4	18.62	18.33	14.67	7.5	4.25	4.26	4.8	5.16	4.79	4.29	3.94	4.0	3.9
	13	42.2	16.4	19.2	16.2	17.5	16.4	15.9	19.2	13.8	11.5	10.5	9.4	10.2	12.3
	14	33.2	42.6	3.3	10.3	7.5	3.2	4.1	9.4	3.7	3.3	4.4	8.2	3.6	6.5
矿石	15	66.6	50.42	45.4	35.0	17.8	10.0	10.2	10.4	10.8	10.1	10.8	11.2	12.7	12.9
	16	89.4	65.5	57.9	46.7	28.4	15.8	15.4	14.6	14.1	12.2	12.5	12.7	14.8	14.5
	17	53.8	315	303	25.0	15.3	9.9	8.3	6.2	5.5	4.4	4.2	4.2	4.7	4.5
	18	121.9	68.1	61.7	53.3	28.0	12.7	13.9	13.07	13.5	9.6	9.0	9.1	8.9	8.4
	19	90.6	57.4	56.7	51.7	31.5	13.7	18.6	20.4	18.1	17.5	17.3	17.3	19.5	12.9
	20	118.8	61.7	60.8	55.0	23.0	10.3	9.4	8.0	8.9	8.2	8.3	8.2	8.4	8.1
黄铁矿	21	28.8	24.7	13.0	20.0	18.2	7.1	9.8	512	5.4	8.8	10.5	15.8	5.3	87.7
	22	0.5	12.4	10.5	8.2	6.1	2.5	5.1	12.8	3.1	4.5	4.5	8.8	3.5	11.9
	23	20.5	19.6	23.3	18.0	10.2	3.8	7.1	30.4	4.0	9.9	7.2	6.1	5.1	49.0
24		71.9	98.9	31.7	31.7	26.5	28.8	20.5	21.6	192	171	16.2	16.1	19.5	19.0

注:1.GL3 碳质泥岩;2.GL61 泥质粉砂岩;3.GL76 粉砂质砂岩;4.GL84 泥质粉砂岩;5.GL90 粉砂质泥岩;6.GL94泥质粉砂岩;7.GL97 泥质细砂岩;8.G13－13 粉砂岩;9.G15 粉砂质泥岩;10.GL71 生物微晶灰岩;11.GG11 生物碎屑灰岩;12.GG6 石英脉;13.G154 石英脉;14.G104 石英脉;15.GL87 构造角砾岩;16.GL202 原生矿石;17.GL205 原生矿石;18.GL15－6 原生矿石;19.G101 原生矿石;20.GG16－1 氧化矿石;21.G1 地层中黄铁矿;22.G127 石英脉中黄铁矿;23.G2 矿石中黄铁矿;24.G165 辉绿岩。

将所获得的矿区有关标本的各种元素含量除以 26 个球粒陨石中相应的稀土元素平均含量,进行分析数据整理的标准化(或归一化),目的是为了在计算及作图过程中,消除稀土元素含量奇偶数据的影响(即偶数原子序数的稀土元素比奇数原子序数的稀土元素的丰度值要大)。经过归一化处理后,其数值更能准确地反映稀土元素分馏的特征。表 5－13 列举了矿区各类标本稀土元素组成的标准化数值。在此标准化数值基础上,再进行相关的归类、整理、计

算,所得结果见表 5－14。从表 5－14 可以看出:

表 5－14　高龙矿区稀土元素组成的特征值

类型		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
细碎屑岩	GL3	440 .5	309. 57	130. 93	2. 36	80. 89	14. 87	4. 27	24. 46	49. 54	10. 31	0. 76	0. 92
	GL61	406. 97	307. 79	99. 18	3. 10	85. 98	10. 15	3. 87	22. 22	51. 2	11. 48	0. 86	0. 94
	GL76	417. 62	304. 4	113. 22	2. 69	84. 49	11. 16	4. 35	23. 09	50. 21	10. 10	0. 77	0. 92
	GL84	390. 27	293. 17	97. 1	3. 02	85. 97	9. 97	4. 06	23. 37	49. 72	10. 59	0. 83	0. 92
	GL90	404. 8	298. 04	106. 76	2. 76	84. 73	11. 13	4. 14	22. 88	49. 85	11. 01	0. 77	0. 90
	GL94	331. 96	240. 56	91. 4	2. 63	84. 50	11. 72	3. 78	21. 88	52. 98	10. 30	1. 63	1. 03
	GL97	315. 32	226. 05	89. 27	2. 53	83. 39	12. 23	4. 38	22. 81	50. 46	10. 15	0. 83	0. 93
	G13－13	246. 84	176. 08	70. 76	2. 49	81. 62	13. 77	4. 61	25. 71	44. 79	11. 09	0. 64	0. 69
	G15	417. 26	297. 96	119. 3	2. 50	82. 73	12. 55	4. 72	26. 35	45. 34	10. 01	0. 75	0. 77
	平均	374. 62	272. 62	101. 96	2. 67	83. 81	11. 95	4. 24	23. 64	49. 34	10. 56	0. 87	0. 89
灰岩	GL71	68. 18	52. 77	15. 41	3. 42	83. 13	13. 84	3. 03	28. 28	31. 99	28. 54	0. 82	0. 37
	GG11	63. 21	41. 58	21. 63	1. 92	73. 21	22. 34	4. 45	27. 8	36. 82	27. 32	0. 47	0. 43
	平均	65. 70	47. 18	1 852	2. 55	78. 17	18. 09	3. 74	28. 04	34. 40	27. 93	0. 65	0. 40
石英脉	GL6	126. 91	91. 77	35. 14	2. 61	83. 86	11. 87	4. 27	24. 56	47. 66	11. 94	0. 75	0. 82
	G154	230. 7	127. 9	102. 8	1. 24	66. 57	25 .57	7 .86	27 .38	40 .91	6 .59	0 .98	0 .58
	G104	143 .3	100 .1	43 2	2 .32	89 .1	763	3 .27	13 .18	67 .88	14 .94	0 .58	4 .07
	平均	166 .97	106 .59	60 .38	1 .77	79 .8	15 .0	5 .18	21 .71	52 .15	11 .28	0 .77	1 .82
矿石	GL87	314 .32	225 .22	8 .91	2 .53	84 53	10 .62	4 .85	23 .39	50 .54	8 .8	0 .74	0 .92
	GL202	414 .5	303 .7	110 .8	2 .74	83 .9	11 .8	42 .3	23 .74	49 .97	10 .15	0 .76	0 .91
	GL205	207 .8	165 .8	42 .0	3 .95	85 91	11 .39	2 .70	24 .22	46 .28	19 .30	0 .88	0 .87
	GG15－6	431 .1	345 .7	85 .4	4 .05	87 39	10 .06	2 .55	23 .45	46 .33	23 .02	0 .64	0 .79
	G101	443 .2	301 .6	141 .6	2 .13	80 .48	13 .98	5 .54	26 .92	46 .38	7 .82	0 .57	0 .80
	GG16－1	397 .1	329 .6	67 5	4 .88	89 58	7 .88	2 .54	24 .75	44 .0	23 .78	070	0 .73
	平均	368 .0	278 .6	89 .4	3 .12	85 31	1 096	3 .73	24 .41	47 .23	15 .48	0 .72	0 .82
黄铁矿	G1	306 .3	111 .8	19 .45	0 .57	71 27	18 .74	9 .99	26 .72	45 .79	9 .21	0 .53	1 .28
	G127	94 .5	40 .3	54 2	0 .74	71 .44	19 .57	8 .99	29 .43	57 .71	0 .26	0 .44	5 .14
	G2	214 .2	5 .4	118 .8	0 .80	75 .62	15 .68	8 .7	28 .47	44 .39	6 .85	0 .45	0 .90
	平均	205 .0	82 .5	122 .5	0 .67	72 .78	18 .00	9 .22	28 .21	49 .30	5 .44	0 .47	2 .53
辉绿岩 G165		438 .7	289 .5	149 .2	1 .94	82 .11	13 .02	4 .87	17 .02	63 .83	6 .21	1 .24	2 .07

注:① ΣREE、ΣLREE、ΣHREE 均为经过标准化之后有关值之和;② ΣLa－Nd、ΣSm－Ho、ΣEr－Lu 相应为 La + Ce + Pr + Nd、Sm + Eu + Gd + Tb + Dy + Ho 和 Er + Tm + Yb + Lu 相对百分含量之和;③ Σ(Nd + Gd + Er)和 Σ(Ce + Sm + Dy + Yb)分别为相关元素相对百分含量之和。类型: 1. ΣREE(10^{-6});2. ΣLREE(10^{-6});3. ΣHREE(10^{-6});4. LREE/MREE;5. ΣLa－Nd(%);6. ΣSm－Ho(%);7. ΣEr－Lu(%);8. Σ(Nd + Gd + Er)(%);9. Σ(Ce + Sm + Dy + Yb)(%);10. La/ Yb;11. δEu;12. δCe。

① 未矿化的细碎屑岩地层标本中稀土元素总含量变化范围为 246. 84×10^{-6}～440. 5×

10^{-6},平均值为 374.62×10^{-6}。相比较之下,矿石标本变化范围为 207.8×10^{-6}～443.2×10^{-6},平均值为 368.0×10^{-6},与细碎屑岩地层标本十分近似。这反映矿石具有细碎屑岩的稀土元素组成特点,与矿区含矿地层的岩性特征吻合。

未矿化的灰岩地层标本中稀土元素总含量变化范围为 63.21×10^{-6}～68.18×10^{-6},平均为 65.70×10^{-6},大大低于细碎屑岩地层,也与矿石标本明显不同。这反映矿区灰岩地层与矿石在稀土元素组成上的巨大差异,说明灰岩地层与成矿赋矿作用无关。

石英脉和黄铁矿中稀土元素总量明显低于细碎屑岩和矿石,但其中有个别黄铁矿标本(如 G1)的稀土元素组成与细碎屑岩或与矿石相近,这反映石英脉与主要的成矿作用关系不大,但有部分黄铁矿与成矿关系密切。一件辉绿岩标本的稀土元素组成特征与矿石相似之处,说明二者可能有成因联系。但由于所测标本数较少,因而不具代表性,故仅作参考。

上述现象,与未经标准化处理的测试数据所表现出来的特征十分相似。

② 除了 3 件黄铁矿标本之外,所有测试的标本,包括未矿化的细碎屑岩地层、灰岩地层、石英脉、矿石及辉绿岩,其轻稀土总量大于重稀土总量,即 LREE/ HREE 比值大于 1。其中,矿石标本的平均比值为 3.12,与细碎屑岩标本(平均值为 2.67)相近,且稍高于后者,但明显高于石英脉(1.77)和辉绿岩(1.94),反映它们与成矿关系不明显。黄铁矿标本中重稀土含量大于轻稀土含量,LREE/ HREE 比值小于 1。

③ 一般说来,在矿区所测试标本中,La + Ce + Pr + Nd 的含量最大,其中矿石和细碎屑岩地层含量最大并且相近似,分别为 85.31%和 83.81%。灰岩地层、石英脉以及黄铁矿均低于 80%,分别为 78.17%、79.8%和 72.78%。相应地,矿石及细碎屑岩中 Sm + Eu + Gd + Tb + Dy + Ho 含量则明显地低于其余标本。

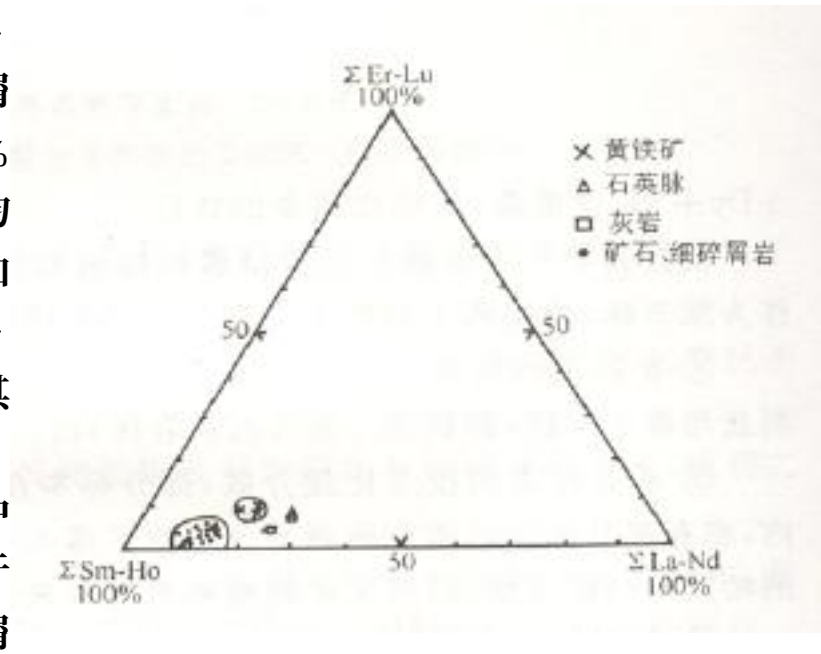


图 5－2　高龙矿床各类标本稀土元素含量百分比三角图解

因此,在稀土元素含量百分比三角图解中(图 5－2),矿区所测试的各类标本,均集中于靠近 ΣLa－Nd 的一端。并且,矿石及细碎屑岩标本较为相近,在图中分布较为集中。但黄铁矿与矿石及细碎屑岩标本明显不同。另外,石英脉和灰岩地层也存在不同的情况,因而其分布范围与矿石不重合。

④ 图 5－3 为矿区测试标本的稀土元素七组分图解,即分别计算 Nd + Gd + Er 和 Ce + Sm + Dy + Yb 的标准化值之和之后,再选用这两组数据作为纵坐标或横坐标,绘制七组分图解。七组分图解是基于偶数稀土元素间及奇数稀土元素间性质相似而建立的(张虎才,1997),直角坐标的两个轴均选择了偶数元素,间隔均为三个元素。从图 5－3 可以发现:矿石标本与细碎屑岩地层分布范围大体一致,并且二者发生部分重叠。地层中灰岩标本明显不同于细碎屑岩。此外,石英脉、黄铁矿及辉绿岩标本的分布范围不集中,分散性较大,说明黄铁矿具多个世代特征,而石英脉活动也不止一次。部分黄铁矿及部分石英脉与矿石分布范围一致,二者具一定联系。而且,在稀土元素七组分图上,清楚地显示了各类不同标本稀土元素组成的演化特点,即从灰岩到矿石(包括某些世代的黄铁矿和某些期次的石英脉)再到细碎屑岩,最后到辉绿岩,由 Nd + Gd + Er 含量高、Ce + Sm + Dy + Yb 含量低,逐渐演化到 Nd + Gd + Er 含量低、Ce + Sm

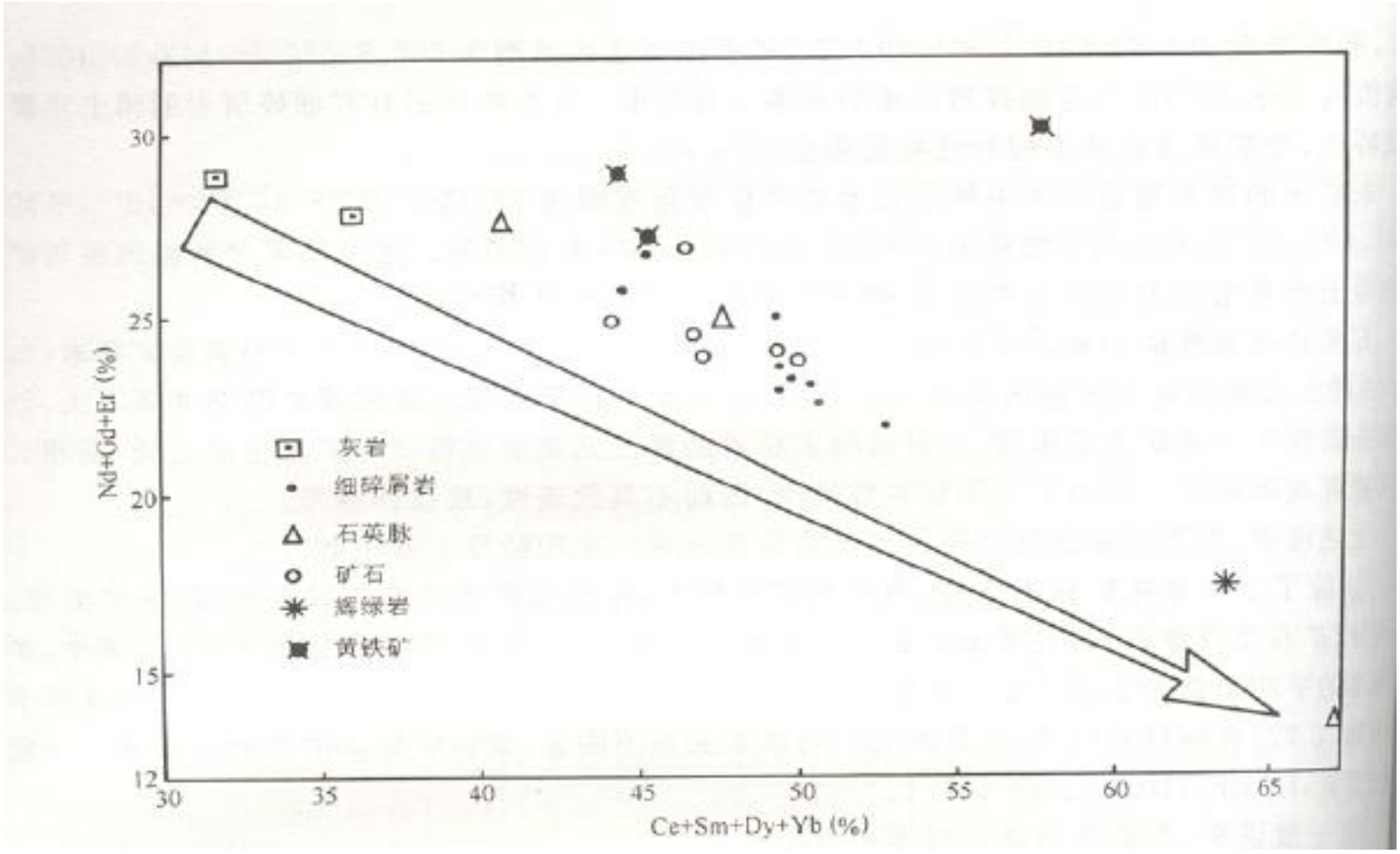


图 5－3　高龙矿床各类标本稀土元素七组分图解

+钙泥+镁铁含量高,呈线性渐变的特征。

根据表 5－14 中稀土元素组成特征值的计算结果,将 ΣREE 值作为横坐标,将 La/ Yb 值作为纵坐标,绘制稀土参数 ΣREE－La/ Yb 图解(图 5－4)。从图 5－4 可以看出:

① 矿区细碎屑岩的投点比较集中,变化范围不大,基本上聚集在一个狭小的分布区域内,而且均落于Ⅰ区(即钙质 、泥质沉积岩区)内。

② 矿石标本的投点比较分散,部分标本在细碎屑岩分布范围之内,或在其附近落入Ⅰ区内,亦有部分标本远离细碎屑岩分布地区落入Ⅲ区(即玄武岩区)内,反映二者的稀土组成特征的相同性与相异性,说明成矿物质来源既有来自地层矿源层本身的,亦有他地来源。

③ 灰岩标本由于稀土元素组成的明显差别而显示了明显不同的特点,而远离细碎屑岩及部分矿石标本的分布区,但亦落入Ⅰ区内,说明该区成矿作用及成矿物质来源均与灰岩关系不大。

④ 黄铁矿和石英脉标本的投点分布情况也出现较复杂的情况:部分黄铁矿和部分石英脉标本的投点,位于细碎屑岩与部分矿石标本的投点分布区内或其附近,但亦有部分标本远离该区,落于Ⅲ区。由于黄铁矿具多个世代成因,石英脉的形成亦具多期多阶段性,因此说明不同世代的黄铁矿和不同期次的石英脉活动,与成矿作用有不同的成因及共生关系。

⑤ 辉绿岩标本仅有一个测试数据,因此可信度较低,只能供参考。这种岩浆岩标本落入Ⅲ区,距离部分矿石较近。这反映在成矿过程中,可能有部分矿质来自辉绿岩。

表 5－14 还列举了矿区不同类型标本的稀土元素组成的异常系数 δEu 和 δCe。这种异常系数对体系的地球化学状态反映灵敏,故常被应用(张虎才,1997),例如可以反映岩浆的分异程度,也可以反映不同的物质来源。δEu 和 δCe 的计算公式分别是:

$$\delta Eu = Eu_N / \sqrt{Sm_N \cdot Gd_N} \text{ 和 } \delta Ce = Ce_N / \sqrt{La_N \cdot Pr_N}$$

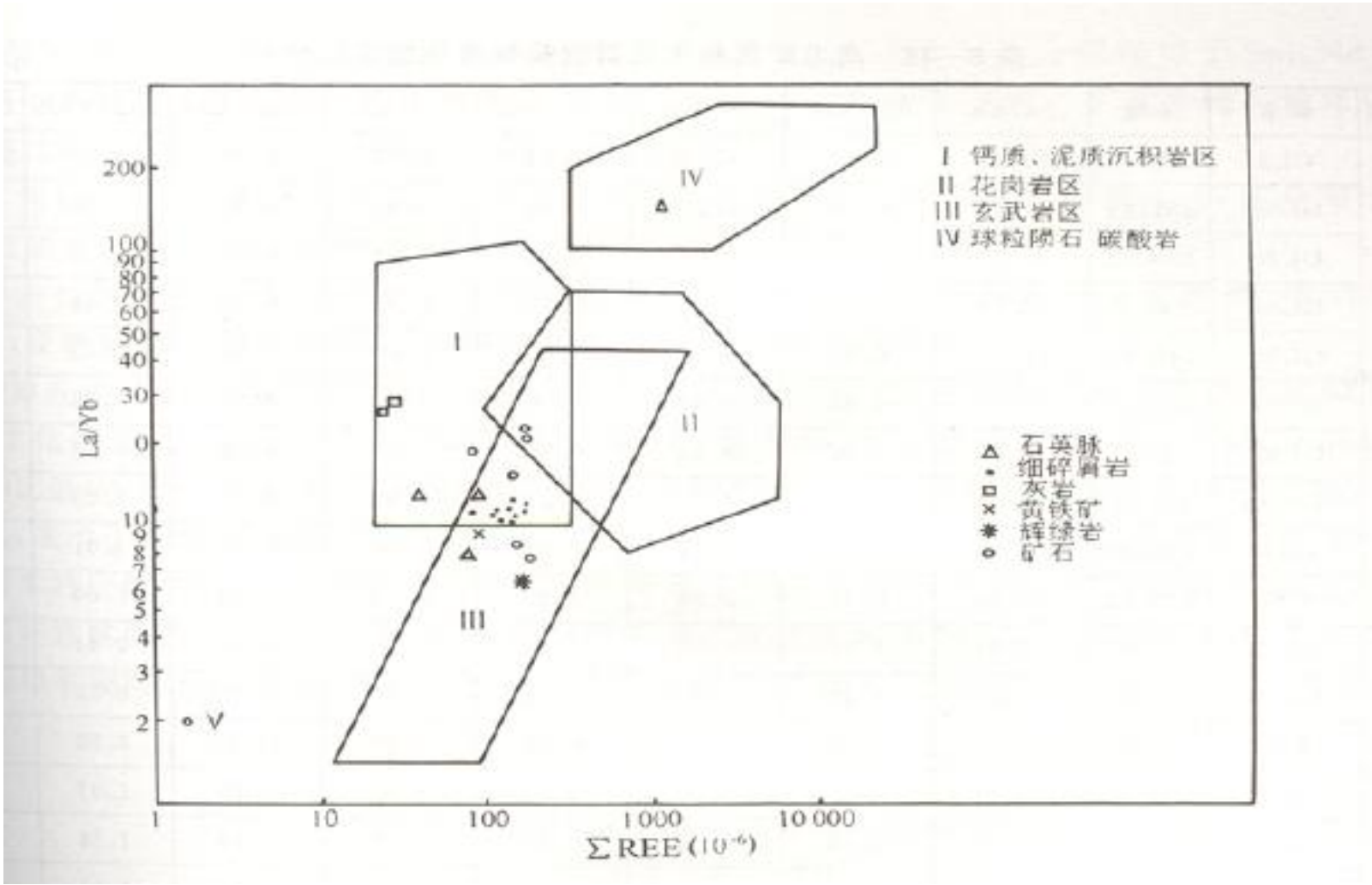


图 5－4　高龙矿床各类标本稀土元素含量参数的 ΣREE－La/ Yb 图解

式中 Eu_N、Sm_N、Gd_N、Ce_N、La_N 和 Pr_N 分别为这些元素的标准化值。这些异常系数反映了以下特点:

① 细碎屑岩的 δEu 值和 δCe 值除各有一个大于 1(GL94)外,其余标本的两值均变化不大,分别为 0.64～0.86 和 0.69～0.94,说明绝大部分标本为 Eu 和 Ce 亏损。

② 矿石标本的 δEu 值和 δCe 值均较小,其变化范围及平均值均与细碎屑岩相近,说明二者的密切联系。

③ 两件灰岩标本的 δEu 值和 δCe 值变化较大,且明显低于上述细碎屑岩和矿石标本,显示了矿区碳酸盐岩地层与赋矿岩石细碎屑岩以及与矿石具有明显不同稀土元素组成的特点。

④ 石英脉和黄铁矿的 δEu 值和 δCe 值也显示了复杂的组成特征,即部分标本的 δEu 值明显低于矿石,部分标本与矿石接近;部分标本的 δCe 值明显高于矿石,大于 1(如石英脉 G104 的 δCe 值为 4.07,黄铁矿 G127 的 δCe 值为 5.41),亦有部分石英脉和黄铁矿标本的 δEu 值和 δCe 值与矿石的相应值相近。上述现象说明不同世代的黄铁矿与不同期次的石英脉稀土元素组成不相同,并且显示了与成矿作用不相一致的关系。这种结论,与前述有关参数的性质一样。

⑤ 一件辉绿岩标本的 δEu 值及 δCe 值均大于 1,而与矿石标本明显不同,说明二者在稀土元素组成上的差异性,反映二者的成因关系不太密切。

将表 5－11 中某些稀土元素浓度以及表 5－13 中某些稀土元素组成的标准化数值经过一定的换算(表 5－15),并且绘制成图解,然后讨论不同类型标本的性质。因为采用单个元素比值的方法,可以较好地反映单一稀土元素之间的分馏特征。在不同成因的岩石中,这些比值差异较大,因此可以作为成因探讨的标志(张虎才,1997)。表 5－15 结果表明:

表 5-15　高龙矿区稀土元素含量标准化数值比值

类型	标本	丰度	La/Yb	La/Sm	Eu/Sm	Sm/Nd	Nd/La	$(La/Yb)_N$	$(Gd/Yb)_N$	$(La/Sm)_N$
细碎屑岩	GL3	153.5	10.31	4.47	0.24	0.24	0.95	6.12	1.60	2.80
	GL61	151.22	11.48	6.16	0.22	0.19	0.91	6.98	0.91	3.85
	GL76	150.63	10.10	5.64	0.21	0.19	0.94	6.00	0.98	3.52
	GL84	144.0	10.59	5.96	0.22	0.17	0.99	6.28	0.86	3.73
	GL90	146.62	11.01	6.04	0.22	0.19	0.89	6.53	1.02	3.77
	GL94	115.12	10.30	4.96	0.43	0.20	1.02	6.12	1.05	3.10
	GL97	112.3	10.15	5.66	0.24	0.20	0.89	6.02	1.12	3.53
	G3-13	82 21	11.09	4.76	0.18	0.23	0.92	6.57	1.25	2.97
	G15	143.36	10.01	5.36	0.21	0.19	1.00	5.94	1.01	3.35
	平均	133.22	10.56	5.44	0.24	0.20	0.94	6.28	1.09	3.40
灰岩	GL71	21 82	28.54	7.78	0.25	0.18	0.71	16 99	2.41	4.87
	GG11	18 85	27.32	4.33	0.13	0.33	0.69	16 25	3.55	2.71
	平均	20 34	27.93	6.06	0.19	0.26	0.70	16.62	2.98	3.79
石英脉	GG6	44 83	11.94	6.07	0.21	0.17	0.97	7.10	1.07	3.79
	G154	61 44	6.95	3.86	0.34	0.36	0.72	4.14	1.56	2.41
	G104	63 84	11.94	6.87	0.15	0.24	0.60	9.22	1.14	4.43
	平均	56.70	11.28	5.60	0.23	0.26	0.76	6.82	1.26	3.54
辉绿岩	G165	169.06	6.21	4.34	0.40	0.28	0.83	3.67	1.05	2.71
矿石	GL87	112.56	8.8	6.0	0.21	0.17	0.99	5.24	0.80	3.74
	GL202	149.06	10.15	5.04	0.20	0.20	0.98	6.04	1.04	3.15
	GL205	76 20	19.30	5.62	0.24	0.20	0.87	11.45	1.77	3.52
	GG15-6	162.94	23.02	6.96	0.17	0.18	0.82	13.70	1.56	4.35
	G101	150.07	7.82	4.60	0.16	0.20	1.07	4.65	0.95	2.88
	GG16-1	152.17	23.78	8.26	0.16	0.14	0.87	14.14	1.12	5.17
	平均	133.83	15.48	6.08	0.19	0.18	0.93	920	1.21	3.80
黄铁矿	G1	64 48	9.21	2.52	0.14	0.30	1.30	5.43	1.85	1.58
	G127	25 24	0.26	0.14	0.15	0.25	28.8	0.14	1.46	0.08
	G2	51 00	6.85	3.22	0.14	0.19	1.65	4.02	1.39	2.01
	平均		5.44	1.96	0.14	0.25	10 58	3.20	1.57	1.22

① 在矿区所有类型标本中,除一件黄铁矿(G127)之外,La/Yb 和 La/Sm 比值均大于 1,其 La 含量明显高于重稀土 Yb,也高于 Sm,显示了轻稀土浓集的性质。而且,作为细碎屑岩、灰岩以及矿石和石英脉等一个大类来说,轻稀土 La 相对于 Sm 的富集趋势是,其总的比值十分相近,平均值变化于 5.44～6.08 之间,变化范围不大。这反映在矿区范围内,作为一个整体的地球化学场,其 La 的浓集作用基本相似。但 La/Yb 比值存在不同情况,其中灰岩标本的 La/Yb 更高而有别于其他类型标本。矿石标本也存在不同情况,说明其组成复杂,来源不同。

② 相反,矿区绝大部分标本的 Eu/Sm、Sm/Nd 和 Nd/La 三个比值,均小于 1,只有个别标

本的比值略大于 1 或等于 1,说明在矿区范围内,其 Eu、Sm 和 Nd,分别相对于 Sm、Nd 和 La 来说,呈分散趋势,这也反映整个高龙矿区是一个统一的地球化学场。在这个统一地球化学场内,上述几种稀土元素的变化具有相同的比例组成。

③ 黄铁矿的情况较为复杂,尤其是 Nd/ La 比值,三个测试标本均大于 1,且分布十分分散,这可能是不同世代的黄铁矿具有不同来源的稀土元素组成所致。

④ 一件辉绿岩标本的比值总体上与细碎屑岩、灰岩、石英脉和矿石基本相似,但仍存在一定差别,反映辉绿岩与成矿作用及热液活动有一定的成因联系。

与地壳中不同类型岩石的 Eu/ Sm 比值(表 5-16)相比,细碎屑岩中 Eu/ Sm 比值平均为 0.24,变化范围为 0.18～0.43,除一件标本外,绝大部分比值均大于表 5-16 中沉积岩的 Eu/ Sm比值(0.20),说明矿区细碎屑岩中 Eu 含量偏高。两件灰岩标本 Eu/ Sm 变化较大,但总体偏低,显示了与细碎屑岩明显的不同。矿石标本及石英脉标本亦具有较复杂的 Eu/ Sm 组成:部分标本的比值大于 0.2,部分小于 0.2,而与表 5-16 中的花岗岩及古生代页岩靠近,说明矿石及石英脉成因复杂,部分与细碎屑岩地层有关。黄铁矿标本的 Eu/ Sm 比值均小于 0.2,与部分矿石标本相同,但与细碎屑岩不同。一件辉绿岩标本的 Eu/ Sm 值为 0.4,与玄武岩类火成岩相似。

表 5-16　地壳中不同类型岩石的 Eu/ Sm 比值

(转引自张虎才,1997)

岩石类型	Eu/ Sm	岩石类型	Eu/ Sm	岩石类型	Eu/ Sm
大洋玄武橄榄岩	0.44	粗玄岩(西伯利亚地台)	0.36	花岗岩	0.20
含铁石英岩	0.40	粗玄岩(保加利亚)	0.28	古生代页岩(欧洲、日本)	0.17
玄武岩(西伯利亚地台)	0.32	地壳	0.16	沉积岩	0.20

表 5-15 还列举了稀土元素浓度经过标准化处理后的比值,即$(La/Yb)_N$、$(Gd/Yb)_N$ 和$(La/Sm)_N$ 值,这种单个元素标准化的比值,比未经标准化处理的浓度比值更能反映稀土元素分馏的特征。这些数据表明:

① 除个别标本(G127)外,矿区绝大多数标本的$(La/Yb)_N$ 比值均大于 1,反映矿区轻稀土的富集,以及轻、重稀土的明显分馏现象。

② 细碎屑岩标本的$(La/Yb)_N$ 比值十分相近,组成稳定,具有相同的性质。灰岩标本以具有最大的$(La/Yb)_N$ 比值而区别于其他标本。相比之下,矿石标本的$(La/Yb)_N$ 比值变化较大,这可能与其来源的多样性有关。

③ 黄铁矿标本也反映了$(La/Yb)_N$ 比值变化范围较大的特征,亦可能与其多个世代的成因有关。

④ 各种测试标本的$(La/Sm)_N$ 和$(Gd/Yb)_N$ 的比值特点也与其$(La/Yb)_N$ 基本相似,但较后者更为复杂。其中尤其是细碎屑岩标本,其$(Gd/Yb)_N$ 比值变化范围较大,为 0.86～1.60,有些标本小于 1,说明 Gd 与 Yb 的富集程度不一样。

在 La/ Sm-Sm 和 La/ Sm-La(图 5-5)稀土参数图中,矿石与细碎屑岩标本的分布范围基本吻合,二者大体重叠,并且位于图解的右上部,显示了矿石与细碎屑岩在稀土元素组成以及轻稀土元素含量方面的相似性,同时也表现了在矿石及细碎屑岩标本中,La 与 Sm 的含量

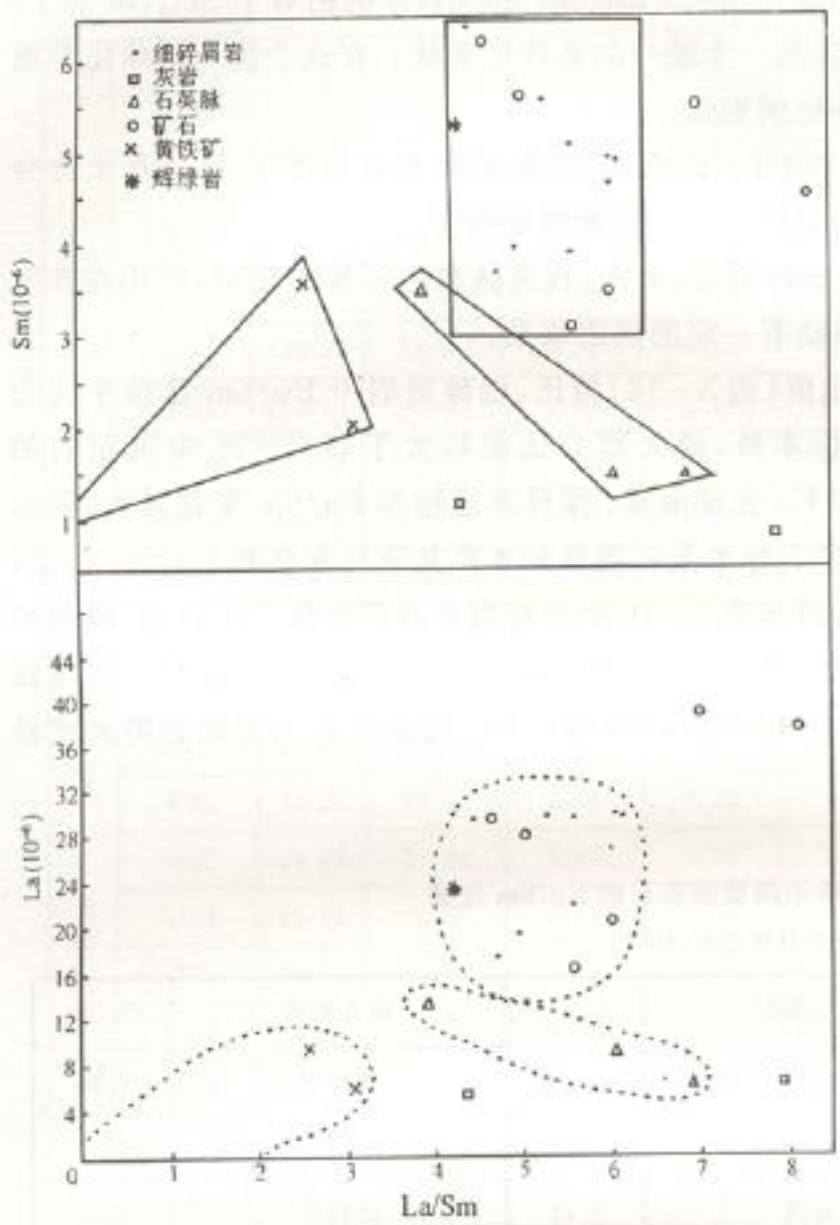


图 5-5　高龙金矿各类标本稀土元素参数图解

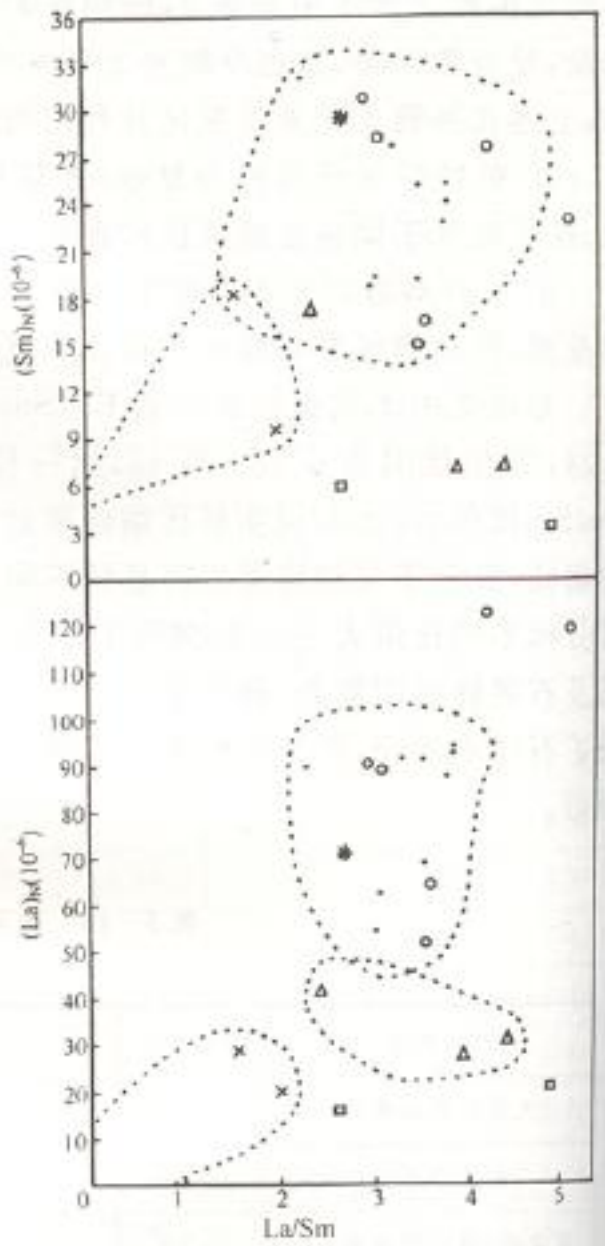


图 5-6　高龙金矿各类标本稀土元素 $(La/Sm)_N-(Sm)_N$ 和 $(La/Sm)_N-(La)_N$ 图解
图例同图 5-5

均高于其他类型标本。

相反地,黄铁矿标本的投点较为分散,并且因其 La 和 Sm 的含量较低,其投点主要分布于图解的左下部而有别于矿石及细碎屑岩,说明黄铁矿成因较复杂,可能为多个世代,因而其稀土元素组成有别。

石英标本的投点亦较分散,部分标本具有较高的 La 含量而分布于图解的右部,部分标本则比较靠近矿石—细碎屑岩分布范围,因而具有与之相似的稀土组成。这种现象可能是不同期次的石英脉,具有不同稀土元素组成所致。

灰岩标本则以具有较低含量的 La 和 Sm 为其特征,区别于细碎屑岩和矿石标本,显示灰岩与成矿作用关系并不密切。

辉绿岩标本仅有一件测试数据,尽管其代表性不强,但仍具参考意义,其分布位置靠近矿石—细碎屑岩分布的地区,反映它们之间具有相似的稀土组成。

在经过标准化处理的 $(La/Sm)_N-(Sm)_N$ 和 $(La/Sm)_N-(La)_N$ 稀土参数图(图 5-6)中,基本上表现了与图 5-5 相类似的分布特征,即显示了矿石与细碎屑岩具有相同的稀土组成而集

中在一起。黄铁矿与石英脉分布较为分散,但部分仍靠近矿石分布范围,表明不同世代形成的黄铁矿及不同期次成因的石英脉具有不相同的稀土组成。灰岩的稀土组成与细碎屑岩明显不同,也与矿石标本明显不同。一件辉绿岩标本的投点则表明其与矿石的密切联系。

在稀土元素分配型式图(图 5－7 和图 5－8)上,各类标本的分布图形均有不同,因而可以将它们区别开,其中:

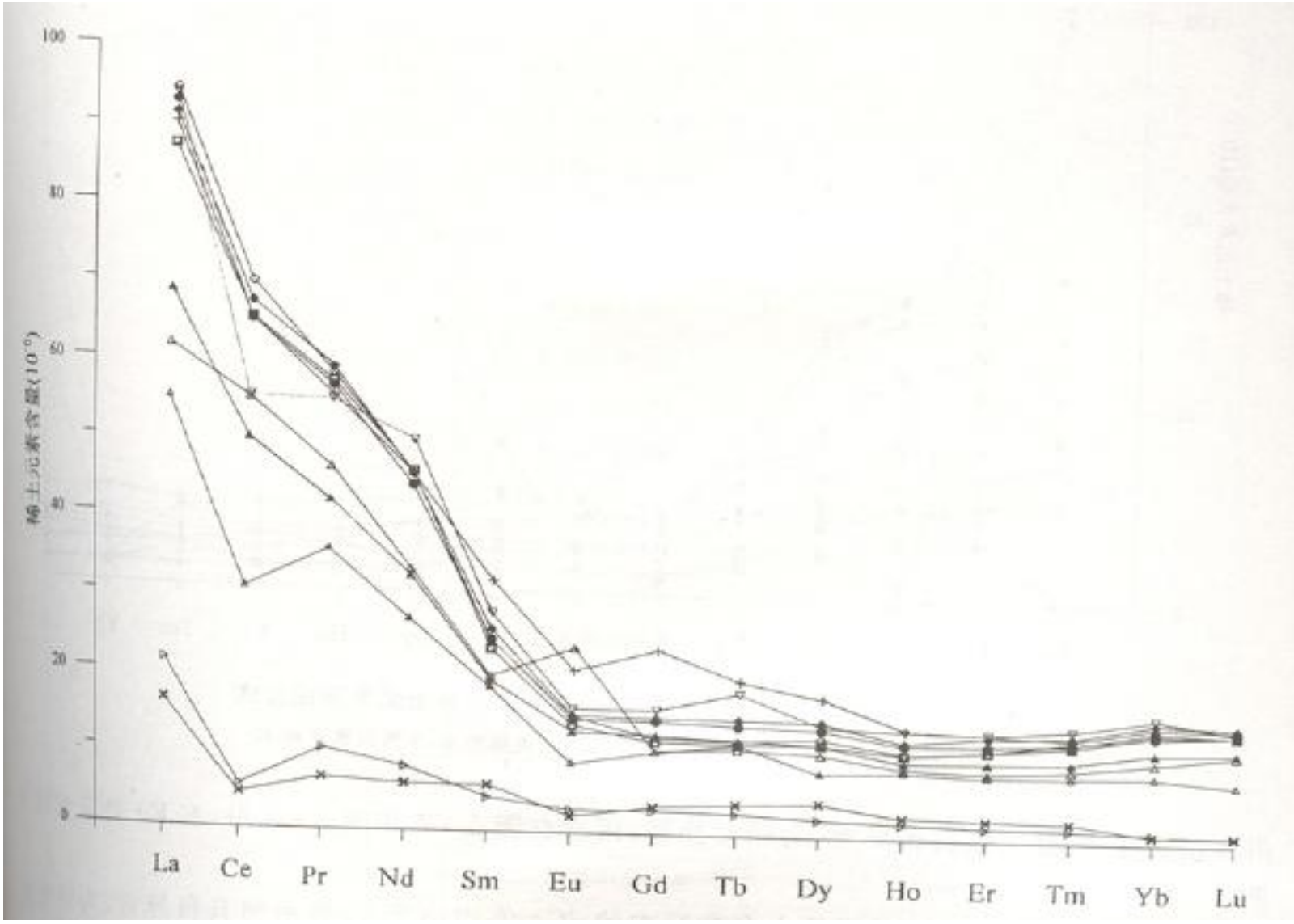


图 5－7　高龙金矿细碎屑岩及灰岩地层稀土分配型式

8 件细碎屑岩标本,2 件灰岩标本

① 细碎屑岩、矿石以及辉绿岩均表现了较高含量的稀土组成总量,它们的分配曲线均位于图解的上部。灰岩、石英脉以及黄铁矿稀土组成均为较低含量型,而分布于图解的下部。

② 细碎屑岩及矿石标本的稀土分配曲线均呈平滑的右倾斜式,即表示轻稀土(Ce 组)元素的富集型。矿区其他类型标本的分配曲线则表现了复杂的分布特征,其中灰岩、辉绿岩及部分石英脉呈现大体上的右倾斜分布,但部分石英脉及黄铁矿的倾斜现象表现不明显。

③ 矿石和细碎屑岩标本的分配曲线显示了轻、重稀土元素的分馏程度,即它们的轻稀土元素段为向右倾斜的斜线,而重稀土段则为一条几乎平坦的直线,表明分馏不明显,其分配型式为轻稀土分馏明显,重稀土分馏不明显的类型。矿区其余标本的分配型式不具明显特征,或呈不典型的稀土分馏不明显的类型。

④ 根据$(La)_N$、$(Ce)_N$ 及$(Yb)_N$ 的分配情况,除一件黄铁矿标本(G127)外,其余标本的$(La/Yb)_N$ 均大于 1;所有标本的$(Ce/Yb)_N$ 大于 1,这两类比值均反映矿区标本属于轻稀土富集型,其曲线总体呈右倾分布。

⑤ 矿区标本除一件细碎屑岩(GL94)和一件辉绿岩标本(G165)之外,绝大部分标本的

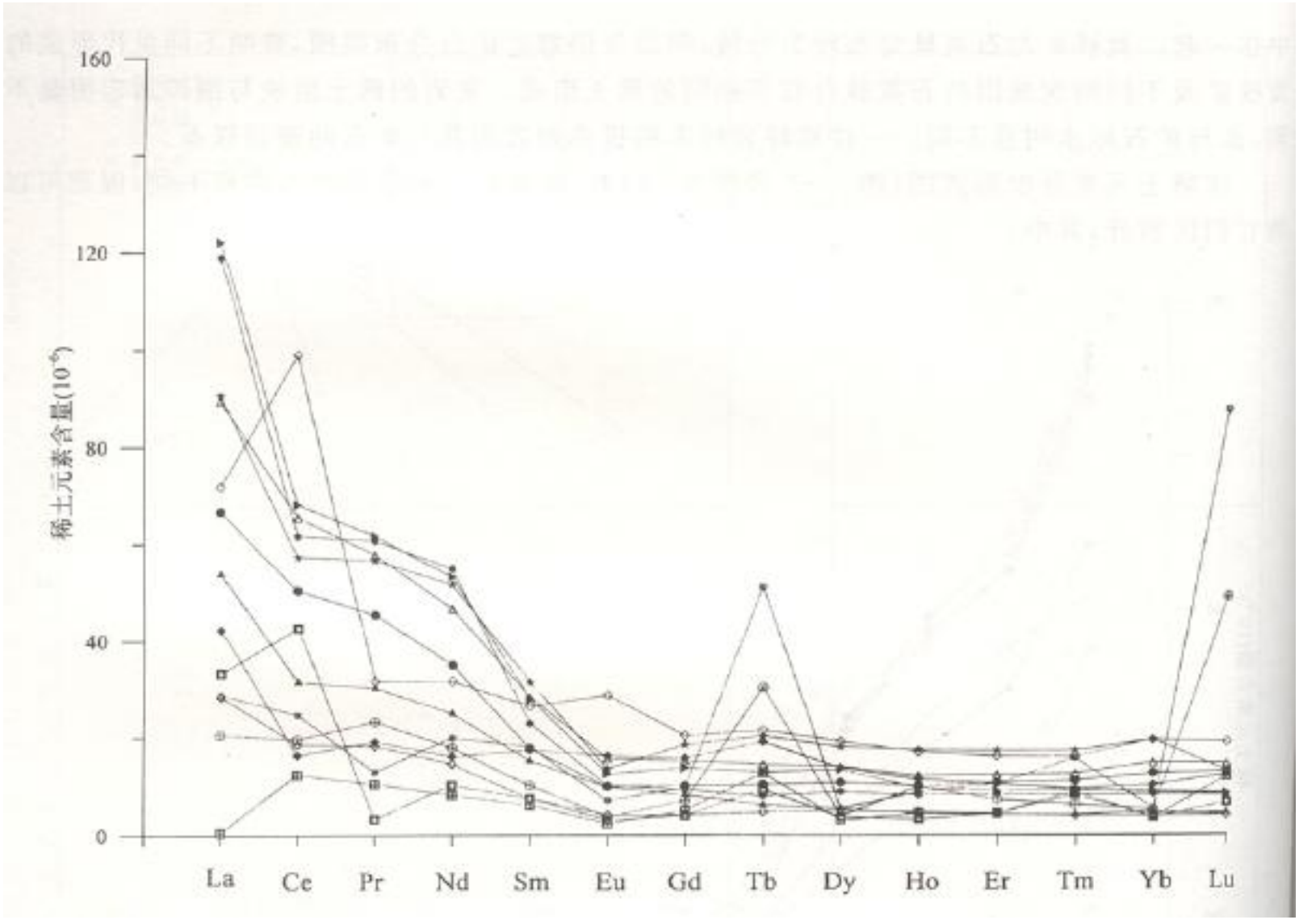


图 5－8　高龙金矿石英脉、金矿石及辉绿岩稀土元素分配型式

6 件金红石标本,1 件绿泥石标本,3 件石英脉标本,3 件黄铁矿标本

δEu 值大于 1,显示铕具负异常,为铕亏损型,因而在图 5－7 和图 5－8 中,在 Eu 处呈谷状下凹。

⑥ 除少数标本之外,矿区绝大多数标本的 δCe 值均小于 1,显示铈具负异常,为铈亏损型。其中,灰岩标本的 δCe 平均为 0.4,其铈亏损程度明显高于其他类型标本。黄铁矿及石英脉均出现了 δCe 值大于 1 和小于 1 的情况,反映部分标本为铈正异常,部分为负异常,这可能为不同世代及不同期次的成因所引起的。

综上所述,根据矿区不同类型标本的稀土元素组成,可以较好地区别出矿区不同类型的标本性质及其与成矿的关系。一般说来,细碎屑岩与矿石具有相同的稀土元素组成,因而它们之间具有成因上的联系。灰岩的稀土元素组成明显不同于细碎屑岩,也有别于矿石标本,因而与成矿作用关系不密切。石英脉和黄铁矿因是不同期次及不同世代的产物,部分石英脉及黄铁矿与矿石相同,因而具有成因联系。而部分则与矿石明显不同,不具成因联系。辉绿岩标本尽管其分析件数较小因而缺乏代表性,但仍具一定参考意义,其稀土组成表明与成矿作用具一定联系。

五、高龙金矿床同位素地球化学

(一) 硫同位素组成

根据本科研小组此次所做的硫同位素测试分析结果,以及前人的有关数据,进行综合分析,归纳整理,得出高龙矿区及其外围各类标本的硫同位素具有以下特征(表 5－17):

表 5-17　高龙金矿床各类标本的硫同位素组成($\delta^{34}S$值)特征(‰)

标本	编　号	$\delta^{34}S$	岩性简述	说　明
地层	GL3①	-4.80	碳质泥岩(-CDT)	Au=0.046×10⁻⁶,来自鸡公岩矿段
	GL61①	3.67	泥质粉砂岩	Au=0.004×10⁻⁶,来自鸡公岩矿段
	GL84①	6.60	含碳泥质粉砂岩	Au=0.051×10⁻⁶,来自鸡公岩矿段
	平均	1.82		
矿石	GL87①	7.10	构造角砾岩型矿石	Au=12.2×10⁻⁶,来自鸡公岩矿段
	GL202①	32.29	硅化泥质粉砂岩型矿石	Au=1.04×10⁻⁶,来自鸡公岩矿段
	GL205①	22.77	硅化粉砂质泥岩型矿石	Au=2.30×10⁻⁶,来自鸡公岩矿段
	平均	20.72		
黄铁矿	D314②	13.69	矿层中黄铁矿	来自 TC402
	D315②	7.25	矿层中黄铁矿	来自 TC402
	D316②	6.80	矿层中黄铁矿	来自 TC402
	G1③	0.36	矿层中黄铁矿	鸡公岩矿段
	G2③	4.41	矿层中黄铁矿	鸡公岩矿段
	G94③	15.64	矿层中黄铁矿	鸡公岩矿段
	G100③	15.54	矿层中黄铁矿	鸡公岩矿段
	G102③	8.96	矿层中黄铁矿	鸡公岩矿段
	G131③	9.01	矿层中黄铁矿	龙爱矿段
	G157③	11.70	矿层中黄铁矿	金龙山矿段
	157③	12.14	矿层中黄铁矿	金龙山矿段
	平均	9.59		
	D321②	10.00	T_2b^2 地层中黄铁矿	法国教堂东山沟
	D327②	13.22	T_2b^2 地层中黄铁矿	小山村北西山沟
	D276②	11.37	T_2b^2 地层中黄铁矿	弄南沟中部
	G13③	9.17	T_2b^2 地层中黄铁矿	
	高 3③	2.90	T_2b^2 地层中黄铁矿	
	平均	9.33		
	G98③	9.66	石英脉中黄铁矿	鸡公岩矿段
	G127③	1.73	石英脉中黄铁矿	鸡公岩矿段
	高 4④	7.00	石英脉中黄铁矿	
	Bg9④	12.50	石英脉中黄铁矿	
	平均	7.72		
辉锑矿	G27③	0.10	石英脉中辉锑矿	高郭公路边锑矿点
	G126③	-15.27	石英脉中辉锑矿	鸡公岩矿段
	高 1③	-1.40	石英脉中辉锑矿	高龙北沟
	高 2③	-12.50	石英脉中辉锑矿	鸡公岩矿段
	平均	-7.27		
毒砂	G1③	7.99	毒砂	鸡公岩矿段

注:资料来源于① 本科研小组测试数据,测试单位为中国地质大学(武汉)分析测试中心(1999),标准为(-CDT);② 广西壮族自治区地质矿产局第二地质队(1990);③ 国家辉等(1992);④ 吴江(1991)。

矿区非含矿的三叠系百逢组(T_2b)细碎屑岩的硫同位素组成变化很大,其 $\delta^{34}S$ 值为 -4.80‰～+6.60‰,极差为 11.40‰,平均为 +1.82‰。矿石标本的 $\delta^{34}S$ 值变化范围为 +7.10‰～+32.29‰,极差为 25.19‰,平均值为 +20.72‰。这反映矿区非含矿地层中硫同位素组成与矿石硫不同。但是,总体看来,地层和矿石中的硫均以富含重硫为主,即其 $\delta^{34}S$ 值大多数为正值,说明两者硫同位素组成大体相近。二者相比之下,矿石标本的 $\delta^{34}S$ 值较大,表明矿石中的重硫同位素比地层更为富集。

黄铁矿、毒砂与辉锑矿等硫化物的硫同位素也具有不同性质。但是,不同世代、不同成因的黄铁矿之间,其 $\delta^{34}S$ 平均值相差不大,反映它们轻、重硫同位素的总体比例特征基本相同。其中,矿体内黄铁矿的 $\delta^{34}S$ 值变化于 +0.36‰～+15.64‰之间,极差 15.28‰,平均值为 +9.59‰;地层黄铁矿为 +2.90‰～+13.22‰,极差 10.32‰,平均 +9.33‰;石英脉中黄铁矿为 +1.73‰～+12.50‰,极差为 10.77‰,平均为 +7.72‰。从这些简单的算术统计结果可知:矿体内黄铁矿的 $\delta^{34}S$ 值变化范围稍宽,其硫同位素组成更为复杂。这可能是矿体中产有多个世代的黄铁矿所致,即矿体中既有同生沉积的原生黄铁矿,又有成矿期的黄铁矿,还有后期石英脉活动期的黄铁矿。这些不同期次、不同成因的黄铁矿叠加、共生在一起,它们之间既有继承关系,也有改造关系,硫同位素组成也反映了多个世代黄铁矿的复杂组合关系。总体特征仍然以 $\delta^{34}S$ 值为正值,说明这些黄铁矿以富含重硫为主,因而与上述矿石及部分地层标本的硫同位素组成相同。

一件毒砂标本的硫同位素组成与黄铁矿基本相同,即为正值(+7.99‰),但与石英脉黄铁矿的硫同位素特征更为相近。尽管毒砂标本仅有一件而且代表性不强,但与其他硫化物相比较、综合,仍具有一定的参考意义。

矿区辉锑矿标本的 $\delta^{34}S$ 值为 -15.27‰～+0.10‰,变化幅度为 15.37‰,平均值为 -7.27‰,反映辉锑矿中以富含轻硫为其特征。这种性质,与上述地层、矿石以及黄铁矿、毒砂等硫化物明显不同。与国内外其他卡林型金矿床相比,高龙金矿床中硫同位素组成具有十分相近似的特点,但也有其特殊的性质(表 5－18)。从表 5－18 中可以看出:与国内滇黔桂相同成矿区内的卡林型金矿相比,除戈塘矿区的平均值较低(为 -20.02‰)之外,高龙等三个矿区地层中黄铁矿的 $\delta^{34}S$ 值绝大部分均集中于正值区内,平均值分别为 +9.33‰、+2.72‰和 +12.45‰。高龙矿区和烂泥沟矿区地层黄铁矿的硫同位素组成与三叠纪海相硫酸盐硫同位素组成 12.00‰(Faure,1986)大致相当,这说明岩石中的黄铁矿可能是由同期海水中硫酸盐通过有机质还原而成(Ohmoto and Rye,1979)。戈塘矿区地层黄铁矿硫具有有机硫成因的特点,金牙矿区也同样在一定程度上遭受过有机硫成因的影响,因而这两个矿区 $\delta^{34}S$ 出现负值。不同世代不同成因的黄铁矿,在不同的矿区其硫同位素组成亦不相同:高龙与烂泥沟矿区相同,即从地层黄铁矿到矿体黄铁矿,$\delta^{34}S$ 值变化不大(高龙矿区由 +9.33‰到 +9.59‰,烂泥沟为 +12.45‰到 +11.57‰),但从矿体黄铁矿到石英脉中辉锑矿,两矿床中的 $\delta^{34}S$ 值明显变小(高龙矿床石英脉辉锑矿为 -7.27‰,烂泥沟为 +9.17‰),反映在这两个矿床形成过程中,矿体中的硫继承了地层中的硫,因而具有地层硫的组成特点。在后期的石英脉形成阶段,有机硫明显加入。与这两个矿区相比,从地层到矿体,再到石英脉,金牙矿区黄铁矿的 $\delta^{34}S$ 值逐渐变小(由 +2.72‰到 -3.95‰再到 -7.20‰),反映轻硫逐渐加入;而戈塘矿区则与之相反,$\delta^{34}S$ 值逐渐增大,即由 -20.02‰到 -8.30‰再到 -3.53‰,轻硫逐渐减少。

表 5－18　国内外几个卡林型金矿床的硫同位素组成($\delta^{34}S$ 值)(‰)

地区 / 类型	高龙	金牙	戈塘	烂泥沟	美国卡林
围岩地层	-4.8～+6.60 (1.82)				
矿石	+7.10～32.29 (20.72)				
地层中黄铁矿	2.90～13.22 (9.33)	-7.44～+14.02 (+2.72)	-33.29～-13.29 (-20.02)	+11.7～+13.2 (+12.45)	+11.4～+14.3
矿层中黄铁矿	0.36～15.64 (9.59)	-7.76～-1.14 (-3.95)	-29.20～-8.92 (-8.30)	+9.1～+13.6 (+11.57)	
石英脉中黄铁矿	1.73～12.50 (7.72)				+4.0～+16.1
石英脉中辉锑矿	0.10～-15.27 (-7.27)	-12.74～-4.8 (-7.2)	-5.14～+1.90 (-3.53)	+8.4～+9.8 (+9.17)	
矿层中毒砂	7.99				
重晶石脉中闪锌矿					+10.1～+10.7
重石晶脉中方铅矿					+5.1～+6.5
雄　　黄					+15.2
热液重晶石脉					+27.8～+31.7

注:表中高龙、金牙、戈塘和烂泥沟 4 个中国金矿床的资料根据李文亢(1989)、王国田(1989)、广西壮族自治区地质矿产局第二地质队(1990)、吴江(1991)、国家辉等(1992)、张兴春等(1994),以及本科研小组(2000)等数据综合。美国卡林金矿资料来自 V.F.HollisFer(1988)。括号中的数据为平均值。

同美国内华达州的卡林金矿相比,高龙矿区地层中黄铁矿及石英脉中黄铁矿的 $\delta^{34}S$ 值具有相似的分布范围,说明中、外两个矿区具有相同的硫同位素组成。此外,美国卡林金矿床中的闪锌矿、方铅矿以及雄黄、重晶石等矿物的 $\delta^{34}S$ 值亦为正值,显示重硫型的组成特点,这也与高龙矿区除辉锑矿之外的绝大多数矿物、矿石及地层标本相同。在矿床各类标本的硫同位素组成 $\delta^{34}S$ 值直方分布图(图 5－9)上,总体呈现出塔式分布图形,并且 $\delta^{34}S$ 值主要集中于 +6‰附近,主要分布范围为 0‰～+16‰,显示以正值为主的特征,反映重硫型的组成性质。另外,高龙矿区所有标本的 $\delta^{34}S$ 值总体分布范围较宽,变化幅度为 -15.27‰～+32.29‰(图 5－10),极差达 47.56‰,表明矿区硫的组成及来源具有十分复杂成因的性质。与国内同地区同类型其他金矿床以及同美国卡林金矿床相比,高龙金矿床中 $\delta^{34}S$ 值分布幅度较大,覆盖了其他矿床或与其他矿床部分重合(如戈塘金矿),亦反映高龙金矿硫的来源具有多源性,即既有沉积地层硫来源,也有石油、煤的硫来源,可能还包含了少量岩浆岩和雨水雪水硫源。

(二) 氢氧同位素组成

流体包裹体的氢氧同位素组成是研究成矿物质及成矿流体来源的一种重要的地质地球化学信息。本科研小组在收集前人测试分析资料的基础上,又补作了矿区三叠系细碎屑岩以及灰岩标本的氢氧同位素组成测试(表 5－19)。这些测试资料表明:高龙矿区氢同位素组成总体变化较大,δD(SMOW)的分布范围为 -79.7‰～-8.46‰,极差为 71.26‰。但是,除个别标本外,绝大多数标本的 δD 值位于 -70‰～-50‰之间,说明它们的氢同位素主体组成具有较为单一的性质。其中一件黄铁矿的 δD 值为 -79.7‰,石英的 δD 值为 -76.5‰～-51.27‰,而方解石的 δD 值为 -64.85‰～-8.46‰。一般说来,矿区方解石脉是晚期热液活

表 5－19　高龙矿区及邻近矿区氢氧同位素组成特征(‰)

矿床	标本	测试对象	$\delta^{18}O_{矿物}$ (SMOW)	$\delta^{18}O_{水}$ (SMOW)	δD (SMOW)	$\delta^{18}O$ (－PDB)	资料来源
高龙	G154	石英	1 864	10.58	－76.5		①
	G4－2	石英	23.93	14.97	－72.5		①
	G125	石英	11.32	－2.84	－722		②
	GL3	碳质泥岩				－9.89	②
	GL71	生物微晶碳岩				－9.02	②
	GL76	粉砂质泥岩				－10.50	②
	GL90	粉砂质泥岩				－11.92	②
	GL94	泥质粉砂岩				－12.00	②
	GL97	泥质粉砂岩				－12.23	②
	GL127	黄铁矿	－4.50	－4.50	－79.7		①
	G57	方解石			－57.7		①
	D282	石英	11.35				③
	D288	石英	13.76				③
	D308	方解石	21.65		－8.46		③
	D193	T_2b灰岩地层	17.52			－12.46	③
		方解石	－19.74	－22.74	－54.49		③
		方解石	－11.84	－14.84	－30.47		③
		石英			－51.27		③
	G875	石英	13.76	3.25	－61 .18		④
	G819	方解石	18.51	8.36	－64.85		④
	G873	方解石	18.66	8.58	－48.27		④
戈塘		石英	12.34	3.27	－32.3		⑤
		石英	12.90	－0.62	－97.9		⑤
金牙		石英	17.84	1.26	－56.0		⑥
		石英	22.49	5.84	－56.8		⑥
		石英	22.29	5.65	－63.0		⑥
		石英	22.31	5.66	－64.2		⑥
		方解石	17.89	8.73	－55.3		⑥
		方解石	14.44	4.19	－57.3		⑥
		方解石	24.80	13.15	－30.9		⑥
		方解石	15.08	4.82	－69.7		⑥
		石英	21.97	7.12	－61.0		②
		石英	23.32	14.12	－53.5		②
烂泥沟		石英	19.4	7.2	－45.4		②
		石英	22.01	12.89	－51.8		②
		石英	22.51	10.54	－31.5		②
		石英	22.64	13.7	－66.3		②

注:资料来源于① 国家辉等(1992);② 本科研小组(1999,2000);③ 广西壮族自治区地质矿产局第二地质队(1990);④ 吴江(1991);⑤ 朱赖民等(1998);⑥ 马秀娟(1996)。

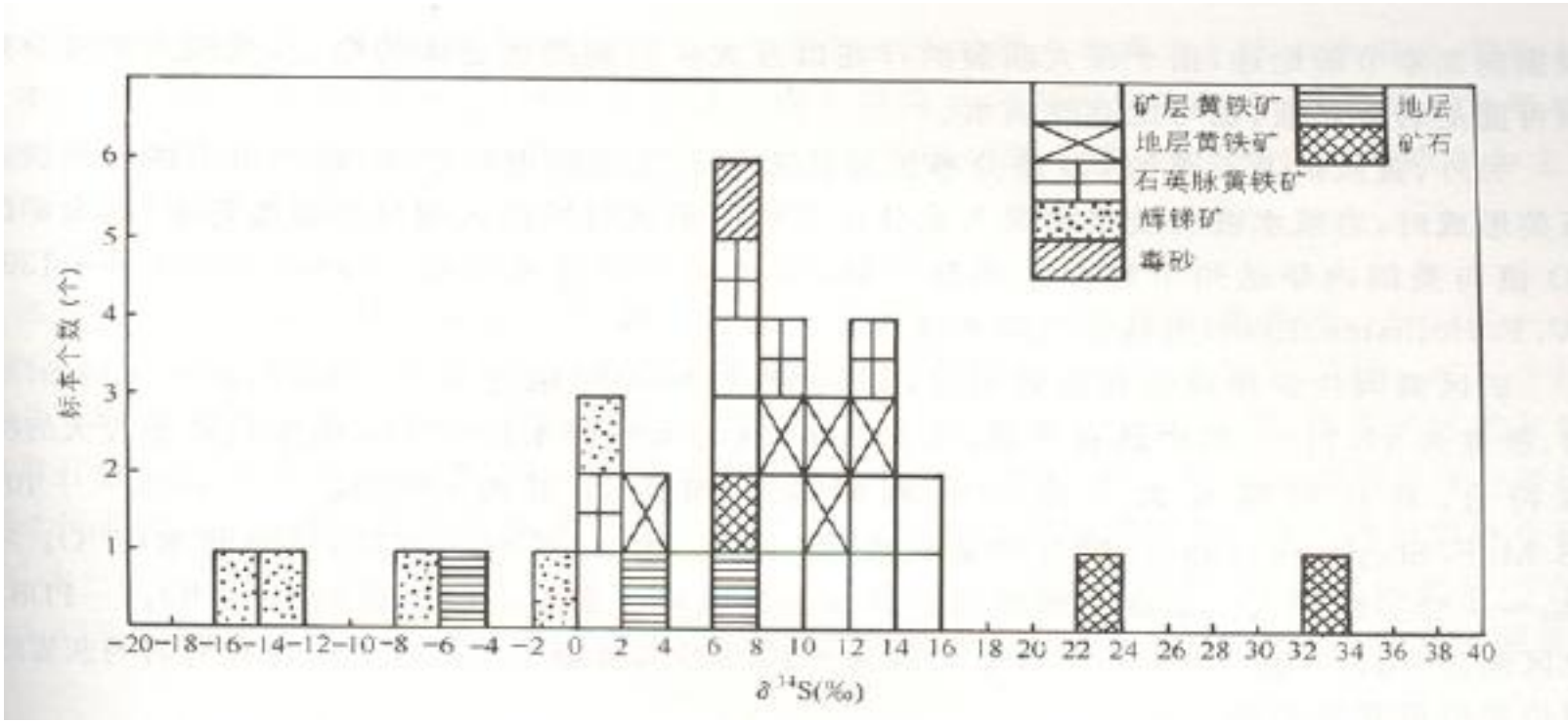


图 5－9　高龙金矿区各类标本硫同位素 $\delta^{34}S$ 值的直方图

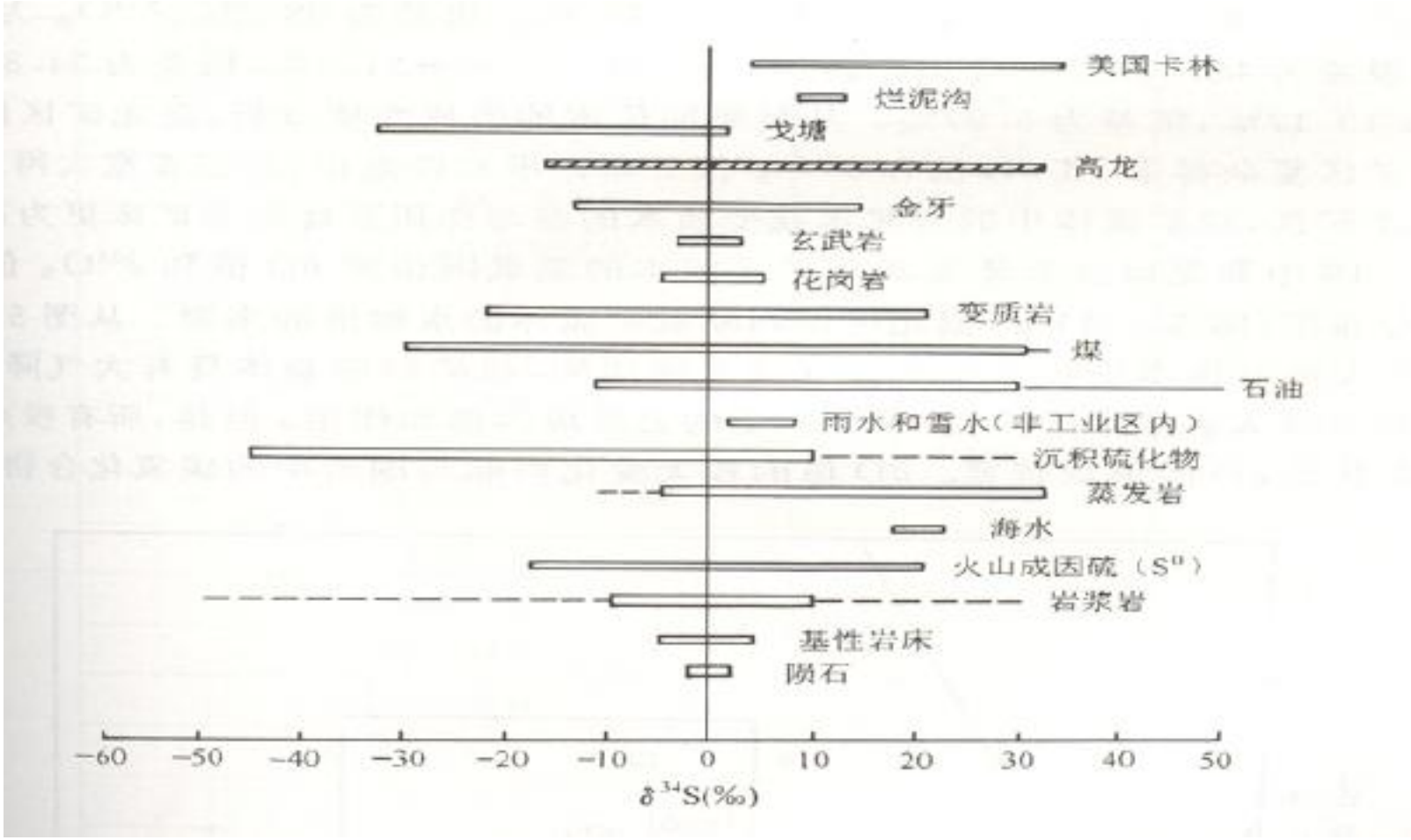


图 5－10　高龙等金矿区及其他各种标本硫同位素 $\delta^{34}S$ 值分布范围图

动产物。这表明热液活动从早到晚,其氢同位素也随之发生变化,δD 值逐渐变大。从氢同位素组成上看,矿区所有标本 δD 值分布范围落入大气降水(δD = - 340‰～ + 50‰)(S. M. F. Sheppard,1977)范围内,而与典型的海水(δD = 1‰±5‰)和同生水(氢氧同位素与海水相似)明显不同,也与标准的岩浆成因水(δD = - 80‰～ - 40‰)和变质水(δD = - 65‰～ - 20‰)稍有不同。或者说矿区标本的 δD 值显示成矿流体主要以大气降水为主,混有部分岩浆成因或变质成因水。由于桂西北地区出露的最老地层中寒武统尚未变质(广西区域地质志,1985),假定其底部的震旦系地层发生了区域变质,会产生变质水,因此推测这些古老的变质水

在成矿时也可能发挥作用。根据前面章节的论述,由于深大断裂的存在以及成矿同期隐伏岩体的推定,其混入的部分热液很可能是岩浆热液,也可能有变质水。

另外,黄铁矿及石英的 δD 值分布位置比方解石更为接近岩浆水,据此也可说明黄铁矿及石英形成时,岩浆水或变质水的混入成分比方解石形成时的混入成分要重要得多。高龙矿区的 δD 值与美国内华达州卡林金矿明显不同,后者的氢同位素组成(δD = - 160‰～ - 139‰)(V. F. Hollister,1998)更具大气降水成因。

矿区氧同位素组成变化亦较明显,其 $\delta^{18}O_{水}$(SMOW)值分布于 - 22.74‰～ + 14.97‰之间,极差为 37.71‰,其中既有正值,也有负值,这与大气降水的 $\delta^{18}O_{水}$ 值变化范围较大的特点相符合,并且也落入大气降水的氧同位素组成范围内($\delta^{18}O_{水}$ = - 40‰～ + 10‰)(S. M. F. Sheppard,1997),但有少量变质水($\delta^{18}O_{水}$ 为 + 5‰～ + 25‰)或岩浆水($\delta^{18}O_{水}$ 为 + 6‰～ + 8‰)的混入。矿区六件地层岩石标本的氧同位素组成较为近似,其 $\delta^{18}O_{水}$(- PDB)变化区间为 - 12.23‰～ - 9.02‰,平均值为 - 10.93‰,极差 3.21‰,反映细碎屑岩与灰岩的氧同位素组成基本相同。

戈塘矿区的 δD 为 - 97.9‰～ - 32.3‰,极差为 65.6‰;$\delta^{18}O_{水}$ 为 - 0.62‰～ + 3.27‰,极差为 3.89‰。金牙矿区 δD 值为 - 69.7‰～ - 30.9‰,极差为 38.8‰;$\delta^{18}O_{水}$ 为 + 1.26‰～ + 14.12‰,极差为 12.86‰。烂泥沟矿区 δD 为 - 66.3‰～ - 31.5‰,极差为 34.8‰;$\delta^{18}O_{水}$ 为 + 7.2‰～ + 13.17‰,极差为 5.97‰。从氢氧同位素的组成性质分析,高龙矿区比戈塘、金牙及烂泥沟等矿区复杂得多,其 δD 值和 $\delta^{18}O_{水}$ 值分布范围和极差比,后三者宽大得多。或者说,在金牙等三个矿区,成矿流体中的岩浆水或变质水的参与作用要比高龙矿床更为重要。

将表 5－19 中高龙以及金牙等四个矿区标本的氢氧同位素 δD 值和 $\delta^{18}O_{水}$ 值标于 $\delta D_{水}$－$\delta^{18}O_{水}$ 组成分布图(图 5－11)中,据此可以判断成矿流体的水溶液的来源。从图 5－11 可以看出,高龙矿区大部分标本的投点位于大气降水线两侧,成矿溶液总体具有大气降水来源的特点。小部分投点落入岩浆水区内,显示有一定的岩浆成因掺和作用。但是,所有投点较为分散,变化较大,尤其是 δD 的值域较宽。δD 值的较大变化可能与围岩中的碳氢化合物同硫化氢

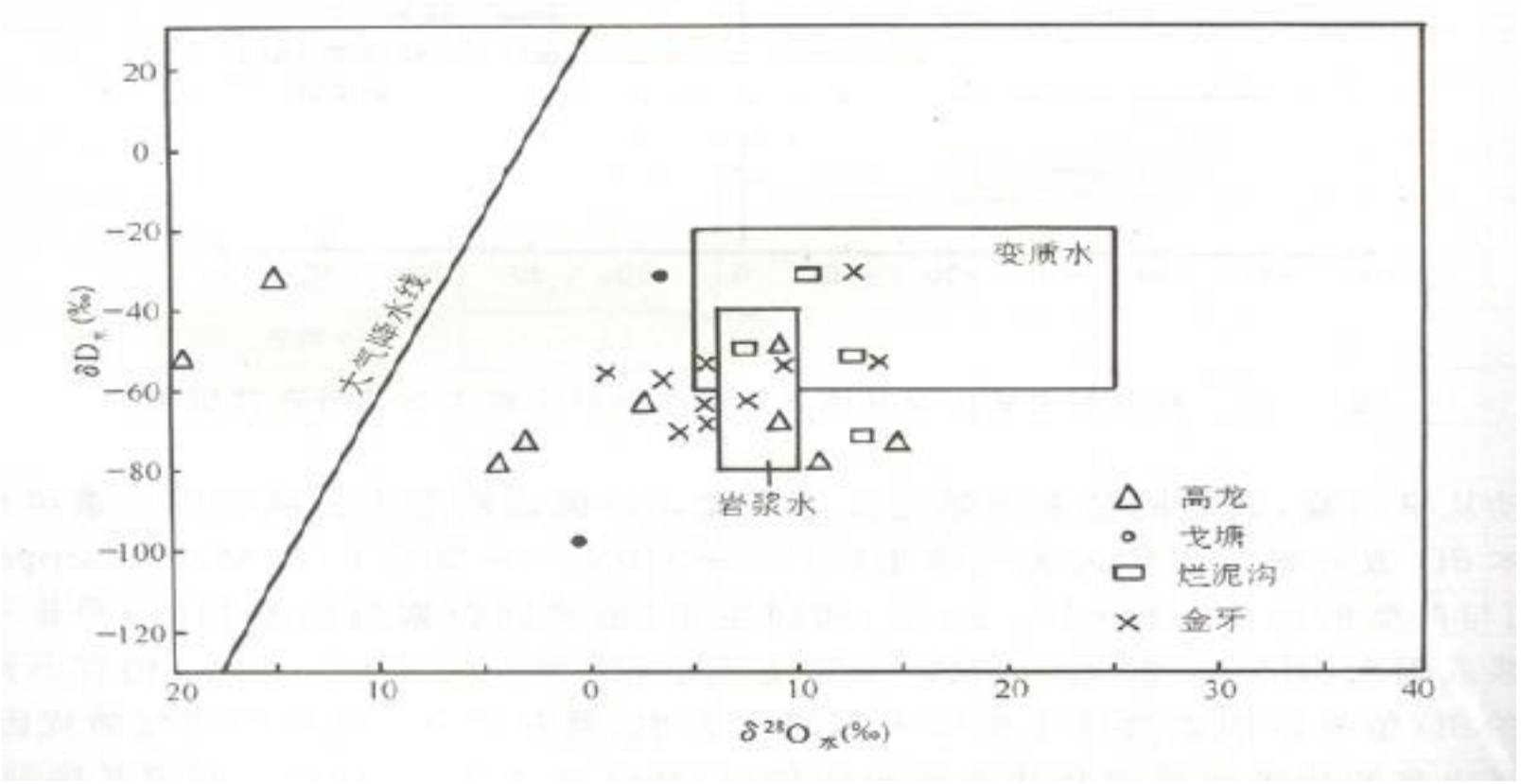


图 5－11　高龙等金矿区成矿溶液的同位素 $\delta D_{水}$－$\delta^{18}O_{水}$ 组成分布图

之间的同位素交换有关。戈塘、金牙以及烂泥沟等同类矿床的投点与高龙矿床大体相近,即投点分布较散,而且以大气降水为主,也有部分投点落入变质水区和岩浆水区内,这表明高龙等相同类型金矿床的成矿溶液具有相似的地球化学性质,其组成较为复杂,但都以大气降水为主,并混有岩浆水和变质水。

(三) 碳同位素组成

高龙矿区围岩地层标本的碳同位素组成比较稳定,其 $\delta^{13}C$ 值变化范围为 -5.56‰～+3.03‰(表5-20),极值差为8.59‰,两件方解石标本的 $\delta^{13}C$ 为2.104‰和2.323‰,矿区十件标本总平均值为-0.68‰,与沉积碳酸盐岩($\delta^{13}C$ 值为0‰)相近。一般说来,高龙矿区的灰岩及方解石的 $\delta^{13}C$ 值多为正数,而细碎屑岩主要为负数。高龙矿区 $\delta^{13}C$ 值分布范围总体与美国内华达州卡林金矿相似,但与我国非卡林型金矿床的碳同位素组成不同,如不同于秦岭金矿($\delta^{13}C$ 为-6.34‰～-3.19‰,平均为-4.65‰)(刘英俊、马东升,1991)和金厂沟金矿($\delta^{13}C$ 为-6.47‰～-5.19‰,平均为-6.22‰),也与生物成因的碳($\delta^{13}C$ 为-24‰～-29‰)明显

表5-20 高龙及戈塘等金矿床碳同位素 $\delta^{13}C$(-PDB)组成特征(‰)

矿床	标本	测试对象	$\delta^{13}C$	资源来源
高龙	GL3	碳质泥岩	-0.87	①
	GL71	生物微晶灰岩	3.03	①
	GL76	粉砂质泥岩	-5.56	①
	GL90	粉砂质泥岩	-2.56	①
	GL94	泥质粉砂岩	-2.09	①
	GL97	泥质细砂岩	-3.13	①
	D308	灰岩中的方解石	2.54	②
	D139	生物碎屑泥晶灰岩	-2.54	②
	方解石		2.104	②
	方解石		2.323	②
	平均		-0.68	
戈塘	围岩		1.01	③
	矿石中方解石		-1.09	③
	矿石中方解石		-0.9	③
	矿石中方解石		-0.55	④
	矿石中方解石		-3.2	④
	平均		-0.95	
烂泥沟	矿石中石英的包裹体		-9.9	①
	矿石中石英的包裹体		-11.5	①
	平均		-10.7	
金牙	矿石中石英的包裹体		-3.8	①
美国卡林	方解石与白云石		-6.2～+1.13	⑤

注:资料来源于① 本科研小组(1999年);② 广西壮族自治区地质矿产局第二地质队(1990);③ 朱赖民等(1998);④ 李文亢等(1989);⑤ V.F.Hollister(1998)。

不同。但是,高龙矿区细碎屑岩标本的 $\delta^{13}C$ 值分布范围与海水(-6‰～0‰) (朱上庆,1982)相同,但灰岩类标本高于典型的沉积型碳酸盐岩($\delta^{13}C$ 为 0‰)。高龙矿区方解石的 $\delta^{13}C$ 与灰岩地层相当,说明二者之间存在成因上的联系。由于高龙矿区矿石矿物的共生组合为黄铁矿-石英-方解石,因此石英-方解石的 $\delta^{13}C$ 可近似代表成矿热液体系的 $\delta^{13}C$ ΣC(Ohmoto et al .,1979)。但是尚未获得高龙矿区矿石中石英和方解石的碳同位素组成。

戈塘金矿和金牙金矿矿石中方解石和石英的 $\delta^{13}C$ 值平均为 -0.95‰和 -3.8‰,与海相碳酸盐岩平均值比较接近,也与海水的 $\delta^{13}C$ 值分布域值相等,据此可以认为矿液中的碳主要取自地层。高龙金矿原 $\delta^{13}C$ 值域范围及其平均值也与戈塘和金牙金矿大体相似,因此也可以推测高龙金矿成矿过程中,地层的碳也加入到了热液中。烂泥沟金矿矿石中石英包裹体的 $\delta^{13}C$ 值平均为 -10.7‰,低于上述三个矿床,这可能反映了石英结晶时流体中存在有机碳。另外,由于有机质在裂解时,其 $^{12}C—^{12}C$ 键断开的概率较 $^{13}C—^{13}C$ 键较大,因此有机质在分解过程中产生的 CO_2 以轻碳同位素 ^{12}C 为主。当这些 CO_2 与溶液中的 Ca^{2+} 结合形成方解石沉淀时,这种方解石以富 ^{12}C 为主,表现碳同位素为负值。包裹体分析中发现的大量的 CO_2 气体也证明了这一点,这也是有机质参与成矿的一个证据。

(四) 铅同位素组成

在自然界中,铅共有八种同位素形式,除四种具放射性的铅同位素外,剩下的 ^{204}Pb、^{206}Pb、^{207}Pb 和 ^{208}Pb 均属于稳定同位素。^{206}Pb、^{207}Pb 和 ^{208}Pb 一部分分别是由 ^{238}U、^{235}U 和 ^{232}Th 的放射性衰变形成的子体同位素,因而它们的含量与 U 和 Th 元素的衰变有关。^{204}Pb 自地球形成以来,几乎没有发生什么变化,其总量保持不变,是一种原生铅。在地球形成到现代的历史发展过程中,由于 U 和 Th 不断衰变为铅,因而 ^{206}Pb、^{207}Pb 和 ^{208}Pb 在不断增长。这样,铅同位素的组成随地质年代及体系中的 U/Pb 和 Th/Pb 比值变化而不断变化。

在铅同位素研究中,常用 $^{206}Pb/^{204}Pb$、$^{207}Pb/^{204}Pb$ 和 $^{208}Pb/^{204}Pb$ 的比值形式表示。地球的原始铅同位素组成是以陨石的陨硫铁中的铅同位素比值来代表。Patterson(1995)首次公布了原始铅的组成,其后不同学者又作了多次修正。其中 Tatsumoto(1973)的数据为:$^{206}Pb/^{204}Pb = 9.307$,$^{207}Pb/^{204}Pb = 10.294$,$^{208}Pb/^{204}Pb = 29.476$; Holms-Houtermans 的数据为:$^{206}Pb/^{204}Pb = 9.50$,$^{207}Pb/^{204}Pb = 10.36$。

地球的近代铅的同位素比值在不同的地点是有较大变动的,因此,不同地点的铅发展体系的铀/铅比值不同。目前一般以太平洋海泥中的铅同位素平均值为近代铅的代表,Doe 等(1974)的数据为 $^{206}Pb/^{204}Pb = 18.773$,$^{207}Pb/^{204}Pb = 15.681$,$^{208}Pb/^{204}Pb = 38.736$。

下面将收集到的前人关于高龙矿区 12 件金属硫化物标本的铅同位素组成测试数据列于表 5-21。同时,为了对比,也收集了 10 件金牙矿区标本。

从表 5-21 可以看出,高龙矿区 10 件黄铁矿标本的 $^{206}Pb/^{204}Pb$ 比值变化范围不大,为 18.270～18.700 3,平均值为 18.461 3,极值差为 0.430 3;$^{207}Pb/^{204}Pb$ 比值变化范围为 15.620～15.766 7,平均值 15.683 2,极值差 0.146 7;$^{208}Pb/^{204}Pb$ 比值变化范围为 38.266 7～39.051 3,平均值为 38.624 6,极值差为 0.784 6。反映矿区黄铁矿的铅同位素组成具有明显的相似性和一致性。

与之相比,矿区黄铁矿的铅同位素比值大大高于地球原始铅同位素组成的相应比值,表明矿区铅同位素组成中,由于 U 和 Th 的不断衰变为铅,^{206}Pb、^{207}Pb 和 ^{208}Pb 的含量已有明显的增加。与地球近代铅同位素组成的比值相比,高龙矿区出现了较为复杂的情况。其中,$^{206}Pb/^{204}Pb$ 比值低于或近于近代铅同位素组成的相应值(近代铅 $^{206}Pb/^{204}Pb = 18.773$),说明高龙矿

区铅同位素组成中^{206}Pb含量与近代铅相接近;部分$^{207}Pb/^{204}Pb$比值低于近代铅(15.681),部分则高于这个值,其平均值(15.683 2)则与近代铅基本相等。这反映高龙矿区铅同位素组成中^{207}Pb含量总体具有现代铅的特征。$^{208}Pb/^{204}Pb$比值的平均数据也略低于近代铅(38.736),说明矿区的铅同位素演化具有同近代铅同位素相类似的组成。但是,在高龙矿区的黄铁矿测试结果中,$^{207}Pb/^{204}Pb$和$^{208}Pb/^{204}Pb$比值均出现了明显高于近代铅相应比值的情况,尤其是标本 G13、G27 和 G144。考虑到这些标本为同一批测试,其过高的比值也可能是测试过程中的系统误差造成的。

表 5-21　高龙矿区及金牙矿区矿物的铅同位素组成及模式年龄

矿区	标本	测试矿物	铅同位素组成比值			φ值	模式年龄(Ma)	资料来源
			$^{206}Pb/^{204}Pb$	$^{207}Pb/^{204}Pb$	$^{208}Pb/^{204}Pb$			
高龙矿区	184	黄铁矿	18.270	15.630	38.31	0.595 3	237.36	①
	PD9	黄铁矿	18.470	15.680	38.65	0.587 8	152.26	①
	102	黄铁矿	18.320	15.630	38.40	0.592 0	200.4	①
	848	黄铁矿	18.360	15.650	38.47	0.591 6	195.92	①
	806	黄铁矿	18.280	15.620	38.45	0.593 6	218.32	①
	114-2	黄铁矿	18.450	15.710	38.74	0.592 4	204.88	①
	G13	黄铁矿	18.678 3	15.761 3	39.021 6	0.583 4	100.78	②
	G27	黄铁矿	18.691 9	15.734 5	38.886 0	0.579 7	60.0	②
	G144	黄铁矿	18.700 3	15.766 7	39.051 3	0.582 6	91.42	②
	G100	黄铁矿	18.392 5	15.649 2	38.266 7	0.589 4	170.98	②
	平均(黄铁矿)		18.461 3	15.683 2	38.624 6	0.588 7	162.79	
	G1	毒砂	18.708 3	15.705 4	38.995 2	0.575 6	0.0	②
	G126	辉锑矿	20.379 8	15.698 3	38.309 1	0.488 1	负值	②
金牙矿区	J200	黄铁矿	18.686 4	15.809 7	37.903 4	0.588 0	154.6	②
	D790	黄铁矿	18.423	15.591	38.443	0.581 1	73.87	③
	J376	黄铁矿	18.754 7	15.809 3	39.184 9	0.583 8	105.46	②
	JB29	黄铁矿	18.311	15.606	38.446	0.590 0	178.0	③
	U_3Pb_1	黄铁矿	18.459	15.556	38.361	0.575 0	0.0	③
	U_3Pb_2	黄铁矿	18.455	15.569	38.429	0.576 6	0.0	③
	U_3Pb_3	黄铁矿	18.561	15.646	38.610	0.578 3	10.0	③
	平均(黄铁矿)		18.522 8	15.655 2	38.482 5	0.581 7	80.89	
	J253	毒砂	18.603 6	15.663 7	38.756 9	0.577 6	10.0	②
	JB25-1	辉锑矿	18.067	15.634	38.564	0.609 6	393.68	①
	D797	雄黄	18.420	15.690	38.779	0.592 1	201.52	③

注:资料来源于① 吴江(1991);② 国家辉等(1992);③ 李正海、陈尚迪(1990)。φ值为计算值,其中 a_0 和 b_0 为 9.307 和 10.294。

高龙矿区的一件毒砂标本和一件辉锑矿标本,其三种比值数据大部分均高于近代铅的相应比值,部分小于近代铅,这也说明毒砂和辉锑矿中铅同位素组成总体上与黄铁矿相近似,但

亦存在测试过程中的系统误差。

在金牙矿区黄铁矿的铅同位素组成中，$^{206}Pb/^{204}Pb$ 为 18.311～18.754 7，平均值为 18.522 8，极值差为 0.443 7，$^{207}Pb/^{204}Pb$ 为 15.556～15.809 7，平均值为 15.655 2，极值差为 0.253 1；$^{208}Pb/^{204}Pb$ 为 37.903 4～39.184 9，平均为 38.482 5，极值差为 1.280 6。与高龙矿区相比，其铅同位素的总体组成比较相似。这反映高龙、金牙两个矿区铅同位素的组成、演化、来源、形成时间和形成原因，均有十分相类似的性质。此外，金牙矿区的毒砂、辉锑矿和雄黄等，其铅同位素的总体组成与黄铁矿相同，但略有差别，这也反映矿区黄铁矿与辉锑矿、毒砂及雄黄具有相类似但亦存在一定差别的来源与成因。

将表 5－21 中的铅同位素比值数据投点于正常铅的 $^{207}Pb/^{204}Pb-^{206}Pb/^{204}Pb$（图 5－12）和 $^{208}Pb/^{204}Pb-^{206}Pb/^{204}Pb$（图 5－13）直角坐标图中，可以看出高龙矿床的铅同位素组成与金牙矿床具有非常相似的特点，即两个金矿床的铅同位素组成均为正常铅。而且，所有收集到的数据，除一件辉锑矿标本（G126）之外，其余标本的投点均集中于一个狭小的分布范围内，反映矿区铅同位素组成比较均一。

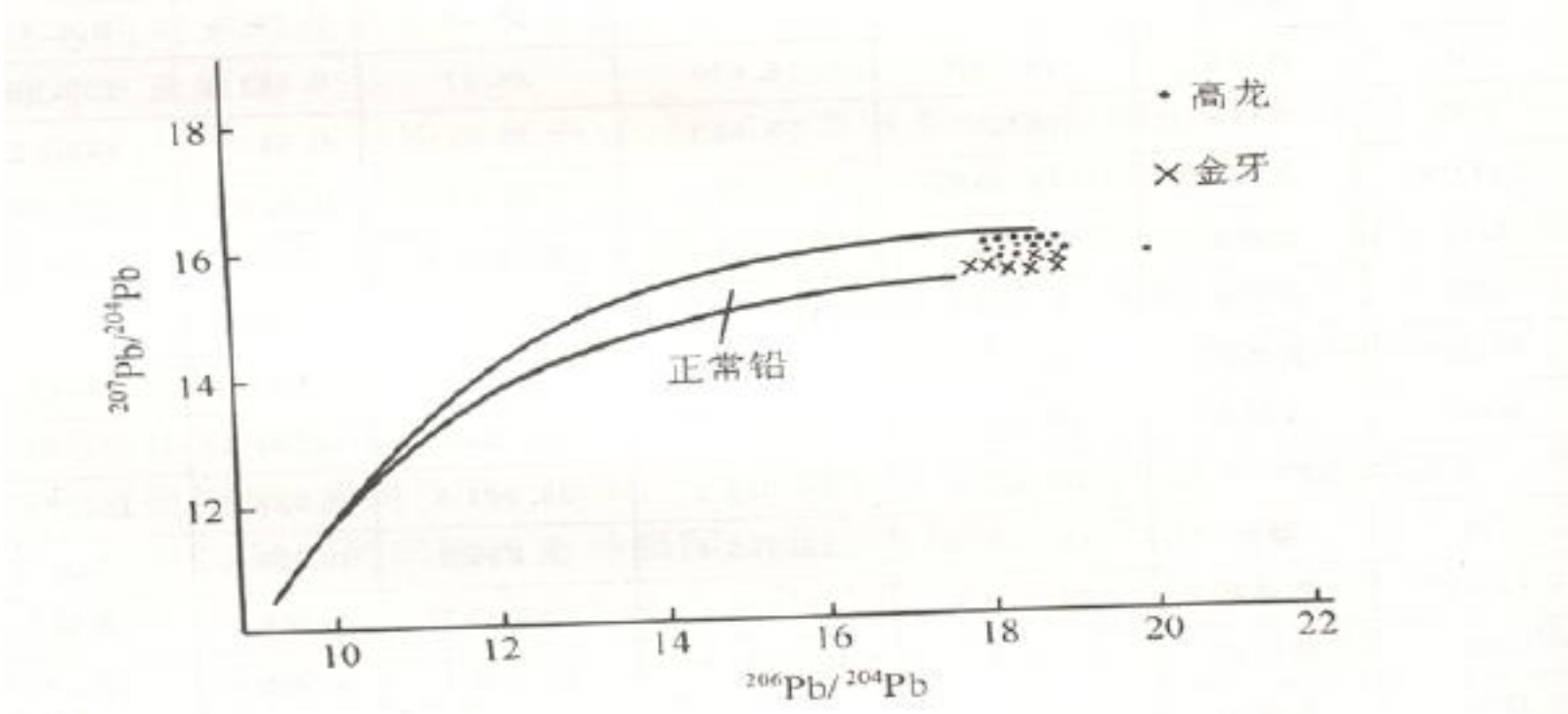


图 5－12　高龙及金牙矿区铅同位素 $^{207}Pb/^{204}Pb-^{206}Pb/^{204}Pb$ 比值在正常铅范围内的投影图

Doe 和 Zartman（1979，1981）在研究世界上各种类型矿床的大量铅同位素数据的基础上，曾提出铅同位素的构造模式，这种模式将铅同位素组成与地质环境和时间联系起来。该模式表明，在地质历史进程中，基本上只有三种广义的地质环境或“铅储库”存在，即地幔、上地壳和下地壳。此外还有一种不同于上述三种地质环境而短期存在的造山带环境，其铅同位素组成可被视为地壳和地幔物质发生不同比例混合作用的结果。将表 5－21 中的铅同位素比值投点于地球不同圈层铅的演化曲线图（图 5－14）中，便可发现高龙和金牙两矿床铅同位素组成投点大部分集中于上地壳和造山带之间的区域，说明这两个金矿床的铅来源总体说来具有相同的特点。但是，高龙矿床铅同位素主要集中于“上地壳铅”的演化曲线两侧，其中有部分位于单阶段上地壳铅演化曲线之上部，部分落于该曲线附近的下部，只有小部分位于上地壳与造山带演化曲线之间。这些特征表明高龙矿区的铅主要来自上部地壳，即来源于沉积岩地层，小部分来源于造山带，在以地层来源为主的基础上，混入了少量的深源造山带铅。

金牙矿区的铅同位素投影点分布范围较大，不如高龙矿区那样集中。其中有大部分集中

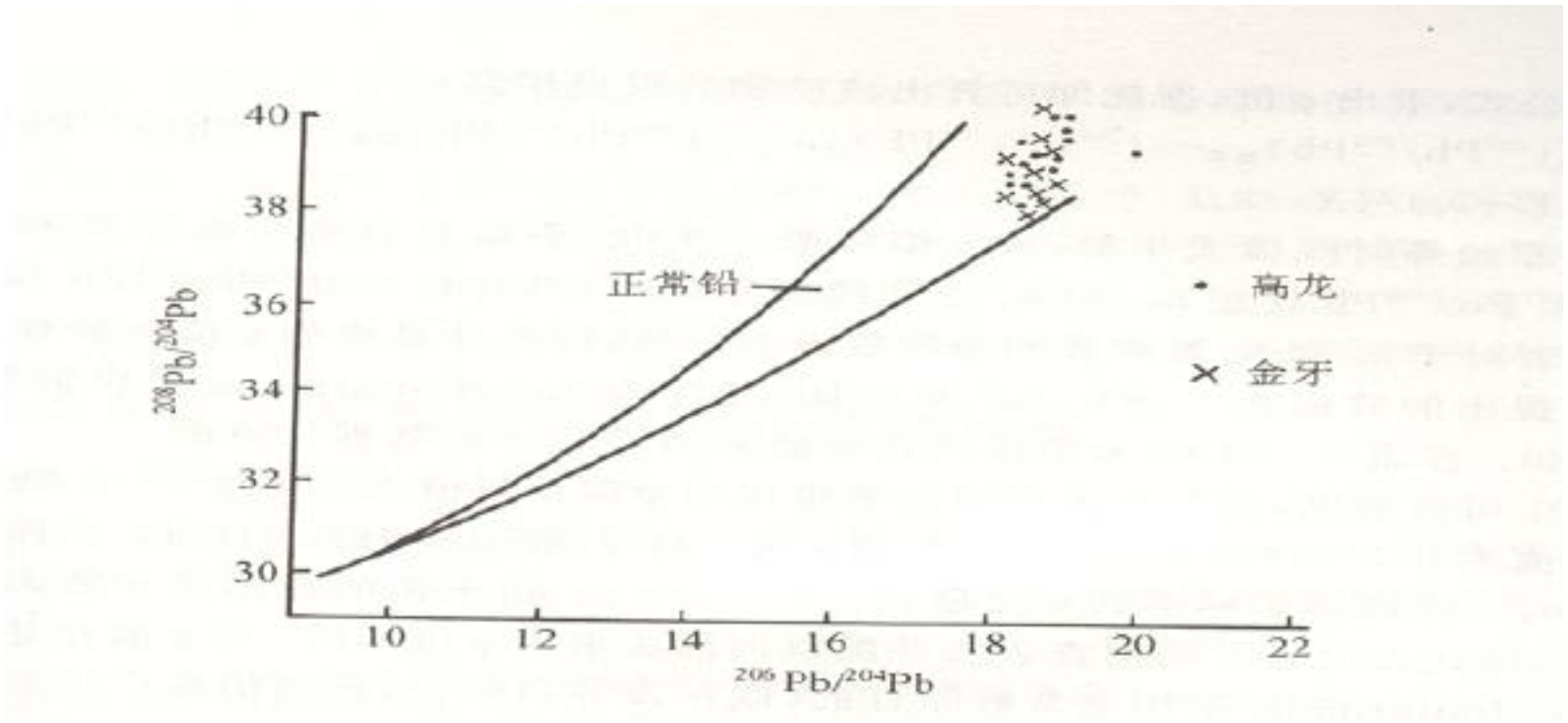


图 5－13　高龙及金牙矿区铅同位素$^{208}Pb/^{204}Pb$－$^{206}Pb/^{204}Pb$比值在正常铅范围内的投影图

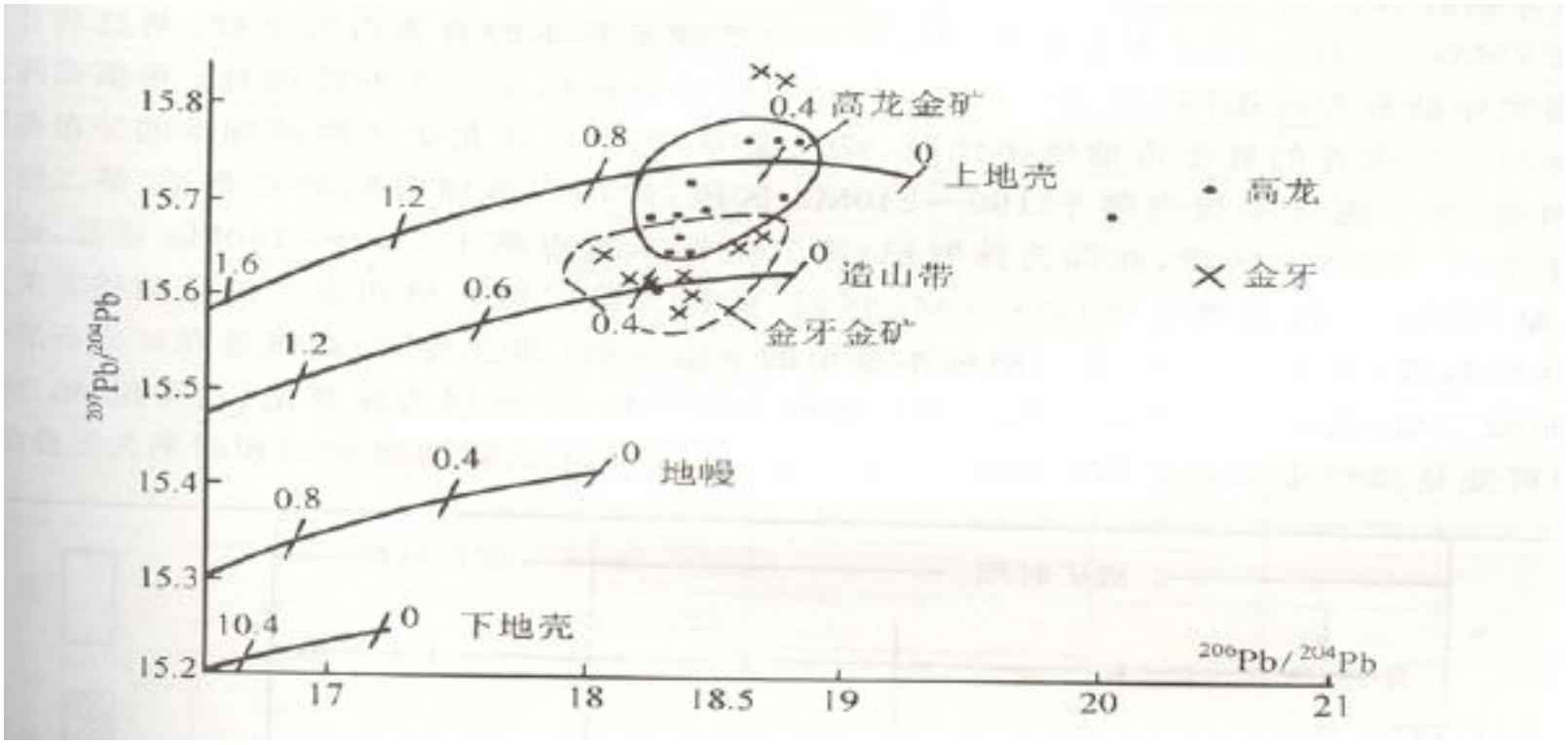


图 5－14　高龙等矿区铅同位素$^{207}Pb/^{204}Pb$－$^{206}Pb/^{204}Pb$相对于地球不同圈层演化曲线上的投影图

(据 Doe 和 Zartman, 1979)

演化曲线上的数字为距今的时间, 单位为 10^4 Ma

于造山带铅演化曲线上及其两侧,小部分则位于上地壳铅演化曲线的上部。这说明金牙矿区的铅主要来自造山带,与深部幔源有关,并有上地壳铅的混入,反映它们在形成时,无论是沉积-成岩时,还是成矿时,都处于一种类似于造山带的环境中。

H .L .Barnes(1985)认为造山带铅的形成机理是:在地质历史演化过程中,各种地质作用,包括岩浆作用、火山作用、变质作用、沉积作用以及地壳表面的氧化侵蚀作用,将地幔、上地壳和下地壳的铅进行充分的混和,形成具有特殊组成的造山带铅,因此造山带铅可以包含多种成因多种来源的铅同位素组成。

对于每一种含铅矿物来说,在获得了$^{206}Pb/^{204}Pb$和$^{207}Pb/^{204}Pb$的计算值后,便可将其代入

铅的原始增长公式,求出 φ值,据此即可算出该矿物的形成年龄:

$$\varphi = [(^{207}Pb/^{204}Pb)_{标本} - (^{207}Pb/^{204}Pb)_{标样}]/[(^{206}Pb/^{204}Pb)_{标本} - (^{206}Pb/^{204}Pb)_{标样}]$$
$$= (Y - b_0)/(X - a_0)$$

此年龄称原始等时线模式年龄,或 φ值年龄。式中, X 和 Y 分别代表年龄为 t 时标本的 $^{206}Pb/^{204}Pb$ 和 $^{207}Pb/^{204}Pb$ 比值, a_0 和 b_0 分别代表原始铅(即标样)的 $^{206}Pb/^{204}Pb$ 和 $^{207}Pb/^{204}Pb$ 比值。不同学者对于 a_0 和 b_0 等常数的选取数值不一样,因此计算出的 φ值年龄有所不同。例如 Doe(1974)提出的数据为 $a_0 = 9.307$, $b_0 = 10.294$; Holms-Houtermans 提供的数据为 $a_0 = 9.50$, $b_0 = 10.36$。在表 5－21 中,φ值或模式年龄采用了 Doe 的数据计算的。

从表 5－21 可以看出,高龙矿区铅同位素组成的 φ值计算值为 0.488 1～0.593 6,其中 10 件黄铁矿的 φ值为 0.579 7～0.593 6,平均值为 0.588 7,极值差为 0.013 9。一件毒砂标本的 φ值为 0.575 6,一件辉锑矿标本的 φ值最低,为 0.488 1。由于铅的原始增长公式的数学计算过程十分复杂,因此人们通常采用查表法并配以内插法求得 φ值年龄。与 φ值相对应的模式年龄表是 Holms-Houtermans 采用老常数制订的(戚长谋等,1987),目前仍被广泛采用。高龙矿区 φ值年龄计算值变化范围为 0.00～237.36Ma,其中 10 件黄铁矿为 60.00～237.36Ma,平均为 162.79Ma。一件毒砂标本为 0.00Ma,而一件辉锑矿标本的查表值为负数。将这些计算值投点于模式年龄分布范围图(图 5－15)中,其分布趋势显示出了一定的阶段性。根据国际地质年代学会(1965)推荐的显生宙地质年代表(戚长谋等,1987),高龙矿区测试标本的分布范围可以划分四组:第一组标本投点落于 190～240Ma 区段,此即为地质时期的三叠纪;第二组标本投点落于 140～190Ma 区段,此即为侏罗纪;第三组标本投点落于 70.0～140Ma 区段,此即为白垩纪;第四组标本投点落于 0.00～70Ma 区段,此即为第三纪和第四纪。综合前述有关地质资料及测试数据,本专著认为:第一组标本显示的 φ值年龄(即三叠纪)应该是赋矿岩石的沉积时期。而第二组、第三组以及第四组标本显示的 φ值年龄(即分别为侏罗纪、白垩纪、第三纪和第四纪)可能是细浸染型金矿床的成矿时期。即高龙金矿床赋矿地层的沉积时期为三

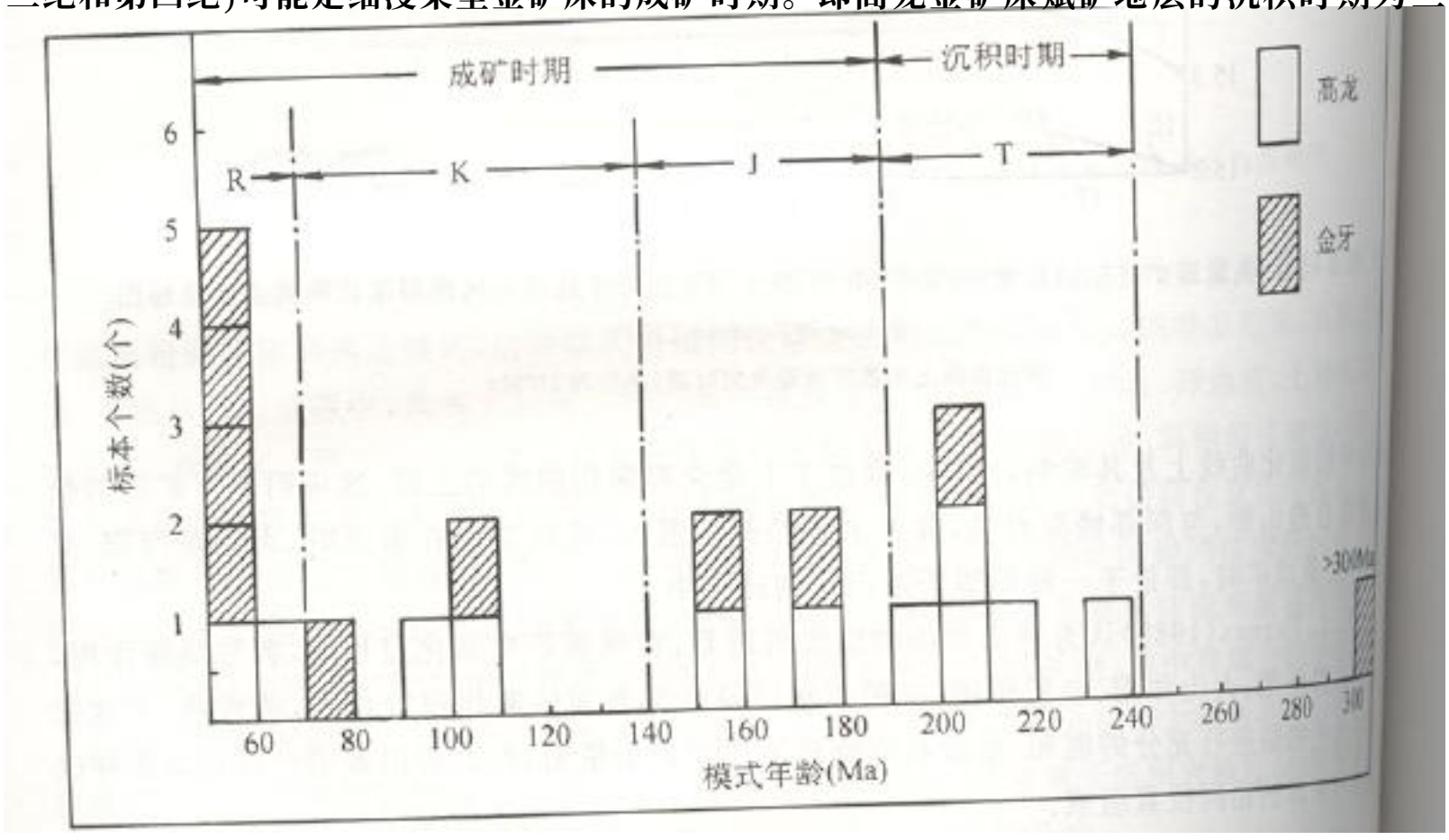


图 5－15　高龙和金牙金矿床铅同位素模式年龄分布范围

叠纪,此时也形成了金矿的(部分)矿源层;在其后的侏罗纪和白垩纪,是金矿床的主要形成时期,这个成矿时间还可能一直延伸到第三纪。

将金牙矿床测试标本的 φ值年龄计算值投入图 5－15 中,其投点分布趋势与高龙矿床相类似,说明这两个金矿床的成矿作用及成矿时间基本属于同一类型。但有一件辉锑矿标本,其 φ值计算年龄为 393.68Ma(标本 JB25－1),应属于泥盆纪,与高龙和金牙其他标本明显不同。这可能反映部分成矿物质来自深部古老地层,但也不排除测试过程中的技术误差。

六、高龙金矿床矿物流体包裹体地球化学

(一) 流体包裹体的类型及均一温度

高龙金矿含有流体包裹体的透明矿物主要有石英,其次有方解石。这次主要测试了几种类型石英中的流体包裹体,其几何形态主要为不规则的形状,其次还有管状及椭圆状、浑圆状(图 5－16)。

表 5－22　高龙金矿床矿物流体包裹体物理化学参数表

类型	标本编号	测试矿物	均一温度(℃)			包裹体大小(μm)		气液比(%)	
			总数(个)	范围	平均	范围	平均	范围	平均
石英主脉	GL32	石英	3	289～347	317	5～6	5.3	5～15	8.3
	GL72	石英	9	228～328	270	3～8	5.2	5～10	7.5
	平均		12	228～347	282	3～8	5.3	5～15	7.7
构造角砾岩	G4	石英	3	268～330	296	5～5	5	5～10	7
	GL33	石英	5	152～309	233	5～8	6.2	5～10	8
	GL41	石英	11	124～384	268	5～10	7.5	5～20	10
	GL43	石英	4	324～430	374	3～5	4.5	5～10	7.5
	GL73	石英	2	33～291	162	3～5	4	5～5	5
	平均		25	33～430	273	3～10	6.2	5～20	8.6
石英小脉	G2	石英	5	270～335	310	5～6	5.4	5～10	8
	G3	石英	12	154～311	244	5～10	7.8	5～20	11
	GL44－1	石英	14	161～361	235	3～8	5.9	5～10	9.3
	GL65	石英	4	271～242	229	5～6	5.5	5～5	5
	GL207	石英	13	119～186	153	5～15	7.2	5～10	8.1
	平均		48	119～361	222	3～10	6.5	5～20	9.0
总平均			85	33～430	245	3～10	6.2	5～20	8.7

(测试单位:中国地质大学(武汉)资源学院地质流体实验室)

表 5－22 列出了高龙金矿矿物流体包裹体物理及化学参数。这 12 件石英标本的 85 个均一温度测试数据分布范围较广,为 33～430 ℃,跨度达 397 ℃。包裹体大小比较均一,为 3～10μm,但主要集中于 5～8μm。包裹体内气液比为 5%～20%,但大部分标本为 5%～10%。根据包裹体均一法测温数据,含矿性以及标本的野外产出状态,可将高龙矿区的矿物流体包裹体分为以下三类:

第一类:石英主脉。这类标本主要取自石英主脉中,以 GL32 和 GL72 为代表,测试矿物为石英,其均一温度分布范围为 228～347 ℃,平均为 282 ℃,12 个测点的温度变化范围为 119°

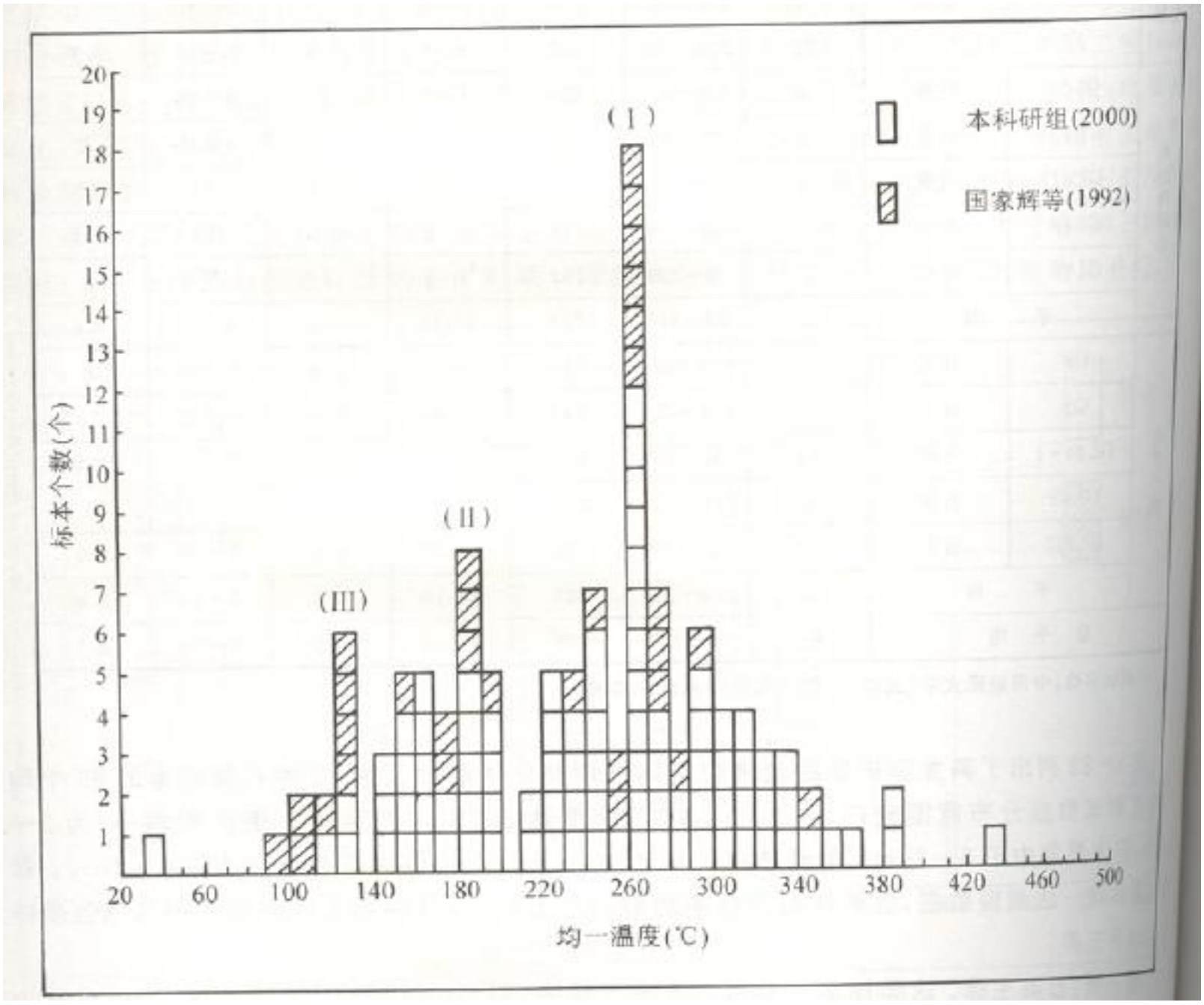


图 5-16　高龙矿区矿物流体包裹体均一温度(T_h)频率分布直方图

犉。在这类标本中,包裹体大小为 3～8μm,平均为 5.3μm;气液比为 5%～15%,平均为 7.7%。

第二类:角砾岩。这类标本以 G4、GL33、GL43 和 GL73 为代表,它们采自构造角砾岩,其均一温度分布范围为 33～430℃,平均温度 273℃,25 个温度测点的极值差为 395℃,变化范围大。包裹体大小为 3～10μm,平均为 6.2μm;气液比为 5%～20%,平均 8.6%。

第三类:硅化岩石及粉砂岩类岩石中的石英小脉。这类标本以 G2、G3、GL44-1、GL65 和 GL207 为代表,它们采自硅化粉砂岩、硅化粉砂质泥岩及粉砂岩和泥岩中,其均一温度变化范围为 119～361℃,48 个温度测点的极值差为 242℃,平均为 245℃,变化范围较大。在这类包裹体中,包裹体大小为 3～10μm,平均为 6.5μm,气液比为 5%～20%,平均 9.0%。

从总体来看:从石英主脉向外,过渡到构造角砾岩带,再过渡到石英细脉-网脉带,其均一温度平均值由 282℃降低到 273℃,至细脉-网脉带则降至 222℃。这反映由石英主脉向外,温度逐渐下降。而且,在石英主脉中,均一温度变化范围明显小于其外侧的构造角砾岩带和石英细脉-网脉带。此外,从石英主脉带到构造角砾岩带到石英细脉-网脉带,其包裹体的平均大小也由 5.3μm→6.2μm→6.5μm,气液比则由 7.7%→8.6%→9.0%,具有逐渐变小变低的趋势,反映石英脉在形成过程中,由于物化环境的差别,也产生了均一温度、包裹体大小及气液比的规律性变化。这些规律性的变化,也证实在高龙矿区表现最为强烈的石英主脉(即 $Q_{Ⅲ}$ 级石英

细脉、网脉和相关的构造角砾岩,是为同一期热液活动的产物。这时期热液活动应当在微细浸染型金矿化形成之后发生。

将矿区 12 件标本 85 个温度测点值,以及收集到的 9 件标本的 31 个测点值投点于均一温度频率分布直方图(图 5－17)中。从图 5－17 中可以发现:均一温度范围主要分布于 100～340℃区段,塔式效应比较明显,说明石英形成的温度范围比较集中。从 21 件标本 116 个测点数据的分布情况分析,矿区石英的形成大致可以分成三个温度区段,即(Ⅰ)中-高温阶段:形成温度范围为 360～220℃,但主要为 240～280℃ 区段,平均约为 260℃;(Ⅱ)中温阶段:形成温度范围为 200～140℃,主要集中于 170～190℃ 区段,平均约为 180℃;(Ⅲ)低温阶段:形成温度范围为 130～90℃,主要为 110～130℃,平均值约为 120℃。这种温度变化逐渐降低的现象,反映了不同世代石英的生长温度条件。

(二) 流体包裹体的组成

高龙矿区矿物流体包裹体的气液相组分含量的分析数据和各种组分的克分子浓度换算结果列于表 5－23 中。表 5－23 的统计数据表明:

① 高龙矿区石英包裹体中的气相成分主要是 H_2O,其次有 CO_2,还有少量 CH_4、H_2 和 CO。在两件测试石英标本中,H_2O 的克分子浓度相对比例占气相总量的 99.25%～99.54%,其余四种气相组分仅占总量的 0.75%～0.46%。

② 在采自构造角砾中的石英标本(GL4－2)中,其包裹体气相组分的含量与石英主脉石英中的气相包裹体含量大体相近,分别为 508.12×10^{-6} 和 492.99×10^{-6},而且 H_2O、CO_2、CO、H_2 和 CH_4 各组分的克分子浓度相对比例也十分相同,反映二者的来源和成因相同。

③ 两件石英标本中的还原参数[$(CO+H_2+CH_4)/CO_2$]分别为 0.429 2 和 0.657 0,比值较为接近,说明这两种石英形成时的氧化还原性质相近似。但是,CH_4、CO 和 H_2 的总含量较低,分别为 0.003 13～0.003 13M,0.005 4～0.001 8M 和 0.055～0.045M,反映在石英形成时还原气体的含量极低。

④ 液相成分中,阳离子以 K^+、Na^+、Ca^{2+} 为主,Mg^{2+} 次之,Li^+ 最少。在两件石英标本中,$Ca^{2+}>Mg^{2+}$,$Na^+>K^+$,反映两种石英在生成时金属阳离子的组成比例相同。

⑤ 液相组成中的阴离子主要是 Cl^-,其次有 SO_4^{2-} 和 F^-,而 HCO_3^- 则未探测出来。在两件石英标本中 Cl^- 的含量占液相组分总量的 32.445%～34.450%,因此是包裹体中最为重要的组分。

⑥ 两件石英标本中液相组分的总重量分别为 10.715×10^{-6} 和 8.625×10^{-6},二者含量十分相近。而且,其中的阳离子和阴离子的克分子浓度组成比例也十分相同。

⑦ 两件石英标本的 pH 值均小于 7,分别为 6.70 和 6.60,二者 pH 值十分相近,显示石英形成时的热液为弱酸性。

综上所述,标本 GL4－2 和 GL72－2 取自不同地质位置,分别采自构造角砾岩带和石英主脉带。但是其石英包裹体的气相和液相组成基本相同,阳离子与阴离子的克分子浓度组成比例也十分相近,反映二者在形成时具有相同的来源与成因。

但是,正如前章所讨论的那样,由于在原生的微细浸染型金矿成矿作用形成之后,又发生了几次石英的穿插与破坏。其中,$Q_{Ⅲ}$ 所形成的石英主脉-构造角砾岩及石英细脉-网脉,更是对原生金矿体进行穿插、切割。原生矿石往往形成角砾被石英脉充填、胶结,构成构造角砾岩。由于原生的微细浸染型金矿体中,硅化作用比较均匀,石英颗粒十分细小。因此,在采样、制样及测试过程中,其工作的对象往往是石英主脉系统(即 $Q_{Ⅲ}$)中容易提纯、挑选的粗晶石英晶

体,那么其测试的结果也仅能说明石英主脉系统的物理化学性质,而与微细浸染型金矿的关系不大。这样一来,对于矿区的石英、方解石一类矿物的流体包裹体的研究结果的解释,一定要慎重。本科研小组比较全面地收集并详细研究了前人所做的矿区石英、方解石等矿物的流体包裹体并分析测试资料,均发现存在这个问题。

表 5-23　高龙矿区矿物流体包裹体成分及其相应的特征值表

标本编号			GL4-2	GL72-2	GL4-2		GL72-2	
采样地点			鸡公岩矿段 6 号矿体角砾岩	鸡公岩矿段 6 号矿体石英脉	克分子浓度 (M)	相对比例 (%)	克分子浓度 (M)	相对比例 (%)
测试矿物			石　英	石　英				
组分名称	气相、液相成分		组分含量	组分含量				
	气相 (10^{-6})	H_2O	501.30	489.45	27.85	99.25	27.19	99.54
		CO_2	6.51	3.35	0.148	0.527	0.076	0.278 2
		CO	0.15	0.05	0.005 4	0.019 2	0.001 8	0.006 59
		CH_4	0.05	0.05	0.003 13	0.011 1	0.003 13	0.011 46
		H_2	0.11	0.09	0.055	0.196 0	0.045	0.164 7
		合计	508.12	492.99	28.061 53	100.00	27.315 93	100.00
	液相 (10^{-6})	K^+	1.28	1.91	0.032 7	0.149	0.048 8	18.627
		Na^+	1.68	1.62	0.073 0	22.656	0.070 5	26.910
		Ca^{++}	2.31	1.36	0.057 6	17.877	0.033 9	12.940
		Mg^{++}	0.88	0.37	0.036 2	11.235	0.015 2	5.802
		Li^+	0.005	0.005	0.000 72	0.223	0.000 72	0.275
		F^-	0.11	0.10	0.005 79	1.80	0.005 26	2.008
		Cl^-	3.95	3.01	0.111	34.450	0.085	32.445
		SO_4^{2-}	0.50	0.25	0.005 2	1.613	0.002 6	0.992
		HCO_3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
		合计	10.715	8.625	0.322 21	100.00	0.261 98	100.00
酸碱度(pH 值)			6.70	6.60				
组分比	K^+/Na^+		0.76	1.18	0.448		0.692	
	F^-/Cl^-		0.028	0.033	0.052 1		0.061 9	
	SO_4^{2-}/Cl^-		0.127	0.083	0.046 8		0.030 6	
	CO_2/H_2O		0.013 0	0.006 8	0.005 31		0.002 80	
	H_2/H_2O		0.000 22	0.000 18	0.001 97		0.001 66	
	H_2/CO_2		0.016 9	0.026 9	0.372		0.592	
	CO/CO_2		0.023 0	0.014 9	0.036 5		0.023 7	
还原参数 $(CH_4+CO+H_2)/CO_2$					0.429 2		0.657 0	

(测试单位:中国地质科学院同位素研究与测试中心)

七、高龙矿区标本的显微激光拉曼探针分析的微观信息

显微激光拉曼光谱(Laser Raman Spectrum)探针分析是一种测定物质分子成分的微观分

析技术,激光拉曼光谱是一种激光光子与物质分子发生非弹性碰撞后,改变了原有入射频率的一种分子联合散射光谱。当一束波数为 υ0 的单色光照射到被研究、被测试的物质(固体、气体、液体)分子上时,一部分光谱被透射,一部分被反射,还有一部分向四周散射。在散射光中,除了与入射光波数 υ0 相同的光谱外,还包含有一系列波数为 υ0 + (-)△υ 的光谱成分,其中的△υ 即为“拉曼位移”。拉曼位移△υ 不受入射光 υ0 的影响,而直接决定于参与散射的物质分子内部的能级,即拉曼位移△υ 仅仅是由物质分子结构的振动能级决定的,而与辐射光源无关,这即是拉曼效应的基本内涵。不同物质由于分子基团的结构不同,因而其拉曼特征也不同。据此可以获得许多有用信息,达到鉴定和研究物质分子基团结构的目的。在利用光谱图进行解译判断时,要注意图谱的以下性质:① 峰数,即图谱上波峰的个数,峰数多少是不同物质成分决定的。② 峰形,即波峰的形状,波峰分裂的程度。③ 峰位,即波峰所处位置以及波峰之间的相对位置,位移的程度。④ 峰值,即波峰的高低,峰值的大小。⑤ 峰裂,即波峰的分裂情况,分裂程度。

本科研小组所在的中国地质大学资源学院新近购置并得到极好开发利用的仪器,为英国 Renishaw 公司生产的 MK1 - 1000 型显微激光拉曼光谱仪。该仪器结构主要由激光发光源(激光)、拉曼信号探测器以及微机控制处理三大系统组成(何谋春、张志坚,2001),辅以高倍光学显微镜,具有微观(微区、微量)、原位、多相态(固态、液态和气态)、分辨率高、稳定性好等特点,因而应用领域十分广泛。

表 5 - 24 列举了本科研小组测试的 8 件岩石标本和 6 件有机质抽提物的分析结果。从表 5 - 24 以及显微激光拉曼光谱图(图 5 - 17、5 - 18 和 5 - 19)可知:

表 5 - 24　高龙矿区岩石、矿物及有机质标本的显微激光拉曼探针分析结果

样品编号	谱图号	分析结果		备　注
		主峰拉曼位移(cm^{-1})	矿物名称	
GL91	Hu - GL91 - 1	222. 288. 339. 374. 424. 1 337. 1 605	黄铁矿等	粉砂质泥岩中的草莓状黄铁矿
	Hu - GL91 - 2	340. 376. 427	黄铁矿	泥岩中的草莓状黄铁矿集合体
	Hu - GL91 - 3	340. 376. 427 .1 364 .1 609	黄铁矿等	草莓状黄铁矿,单个呈五角十二面体
	Hu - GL91 - 4	1 347 .1 604	有机质	粉砂质泥岩中的原生有机质
	Hu - GL91 - 5	140 .204 .229 .542 .662 .709	方解石等	泥岩中的原生有机质及方解石
	Hu - GL91 - 6	462 .1 604 .1 342 .126	石英、云母	石英为碎屑物质
GL1	Hu - GL - 1	462 .203	石英	含碳粉砂质泥岩中的石英碎屑
	Hu - GL - 2	334 .366 .484	黄铁矿	立方体状黄铁矿
	Hu - GL - 3	248 .185 .142	淡红银矿	石英细脉中的淡红银矿
GL3	Hu - GL3 - 1	337	硫砷铜矿	碳质泥岩石英细脉中的硫砷铜矿
	Hu - GL3 - 2	278 .342 .429	白铁矿	石英细脉中的白铁矿
	Hu - GL3 - 3	463 .203 .126	石英	碳质泥岩中的石英细脉
GL202	Hu - GL202 - 1	365 .333 .422	白铁矿	碳质泥岩石英细脉中的白铁矿
	Hu - GL202 - 2	1 590 .1 374	有机质	碳质泥岩中的原生有机质

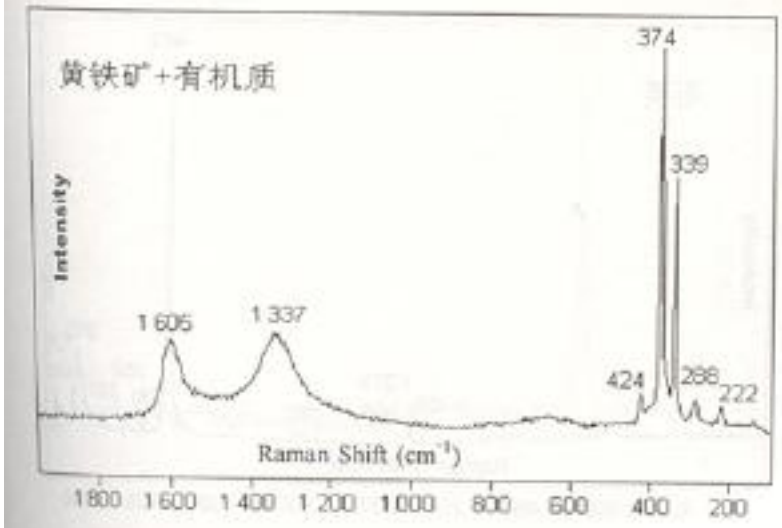
续表 5－24

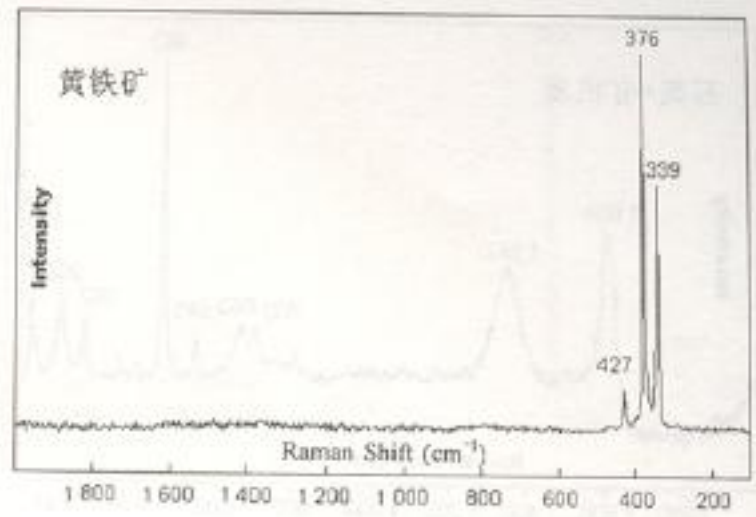
样品编号		谱图号	分析结果		备注
			主峰拉曼位移(cm^{-1})	矿物名称	
有机质抽提物	H－y－1	H－y－1	1 590 .1 374	有机质	碳质泥岩中的有机质抽提物
	H－y－10	H－y－10	1 590	有机质	泥质粉砂岩中的有机质抽提物
	H－y－11	H－y－11	1 599	有机质	泥质粉砂岩中的有机质抽提物
	H－y－2	H－y－2	2 909	有机质	泥质粉砂岩中的有机质抽提物
	H－y－4	H－y－4	1 579 .1 376	有机质	泥质粉砂岩中的有机质抽提物
	H－y－5	H－y－5	2 852 .2 876 .2 933	有机质	泥质粉砂岩中的有机质抽提物
G3		Hu－g3	300 .281 .192	辉锑矿	粉砂岩石英脉中的辉锑矿
		Hu－g3A	463 .204 .127	石英	粉砂岩中的石英脉
0011		Hu－0011	308 .283 .235	辉锑矿	硅化岩中的辉锑矿
		Hu－0011A	463 .204 .126	石英	硅化岩型矿石
		Hu－0011B	463 .199 .158	石英	硅化岩型矿石
0009		Hu－0009	463 .200 .260	石英	硅化岩型矿石
		Hu－0009A	463 .204	石英	硅化岩型矿石
		Hu－0009B	609 .444 .238	金红石	硅化岩中金红石
0012		Hu－0012	462 .202	石英	第二期硅化 Q_I 中的石英
		Hu－0012B	1 085 280 .462	方解石等	硅化岩型矿石
		Hu－0012C	462 .202	石英	硅化岩型矿石
		Hu－0012D	461 .197	石英	硅化岩型矿石

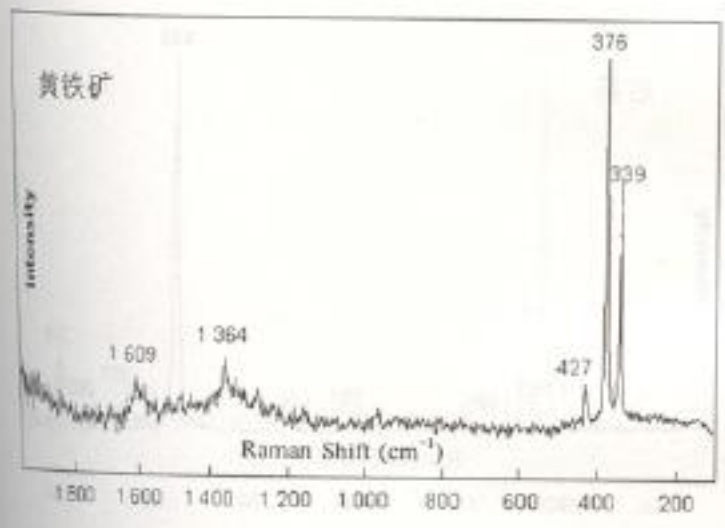
注:测试单位为中国地质大学(武汉)资源学院微观信息成矿预测实验室;测试者为何谋春;测试仪器为 MKI－1000 型显微激光拉曼光谱仪 G92255;测试类别为激光拉曼分析;测试依据为 DZD6014 .39－2000;测试日期为 2000 年 11 月 27 日;测试条件为激光波长 514 .5nm,激光器输出功率 20mW,狭缝宽度 12 .5μm。

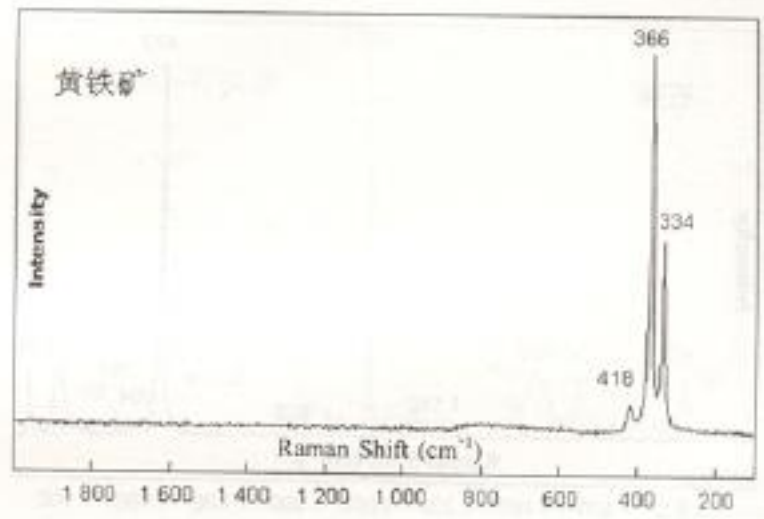
① 图 5－17 中的四件黄铁矿及二件白铁矿标本,其波峰的基本特征大体近似,即出现一个主峰、一个次峰和一个小峰。但是,不同成因、不同世代的黄铁矿均有不同的波峰,甚至还有白铁矿。其中,三种草莓状黄铁矿标本的光谱图,其波峰基本上相同;它们的一个主峰位于 374～376cm^{-1},一个次峰位于 339～340cm^{-1},一个小峰位于 424～427cm^{-1},这些草莓状黄铁矿波峰的峰数、峰形、峰位、峰值及波峰分裂情况均具有十分相似的性质,表明这些黄铁矿的来源、成因及组成均十分相同。草莓状黄铁矿一般为同生沉积成因,为胶体形成,其特殊的草莓状结构显示了生物成因的特点。草莓状黄铁矿在后期的成岩变化及改造过程中,胶状黄铁矿会发生重结晶,形成许多细小的五角十二面体晶形,但集合体乃保留了草莓状外形(标本)。因此,草莓状黄铁矿也有细微的差别,彼此之间又可能存在某些微小的不同。例如标本 GL91 的波峰分裂程度较其余的两件标本强,在 288cm^{-1} 和 222cm^{-1} 处还出现另外二个小峰。

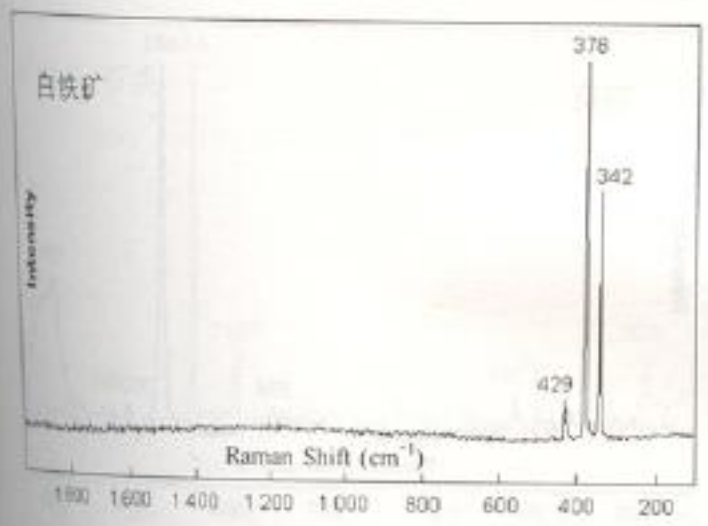
② 相比之下,石英脉中的黄铁矿(图 5－17),其波峰组成与草莓状黄铁矿大不相同。从总体情况来看,这些后期热液成因黄铁矿,其波谱图形仍由三个波峰组成,但波峰的位置却表现了明显的不同性质:主峰位置变化较大,分布位置较宽,为 365～378cm^{-1};次峰为 333～342cm^{-1},小峰为 422～484cm^{-1}。这类黄铁矿波峰的基线平直,波峰形状简单,分裂程度不高。黄铁矿的晶形也多呈结晶完好的粗大的立方体和五角十二面体状。另外,GL03－2 和

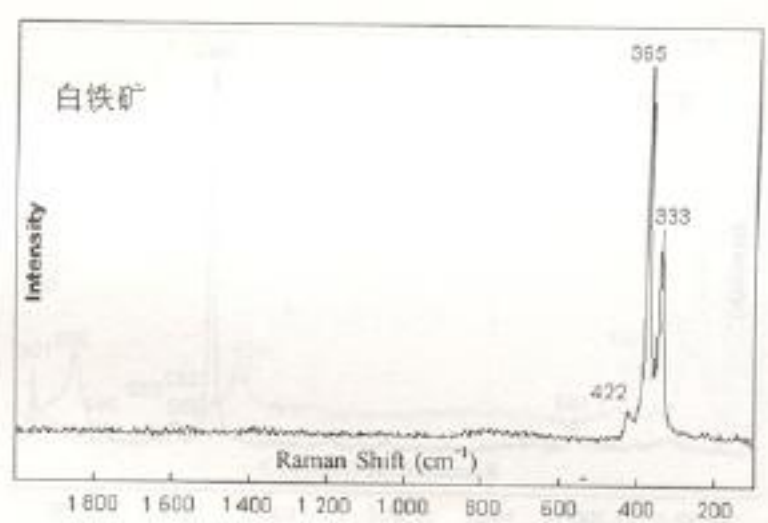


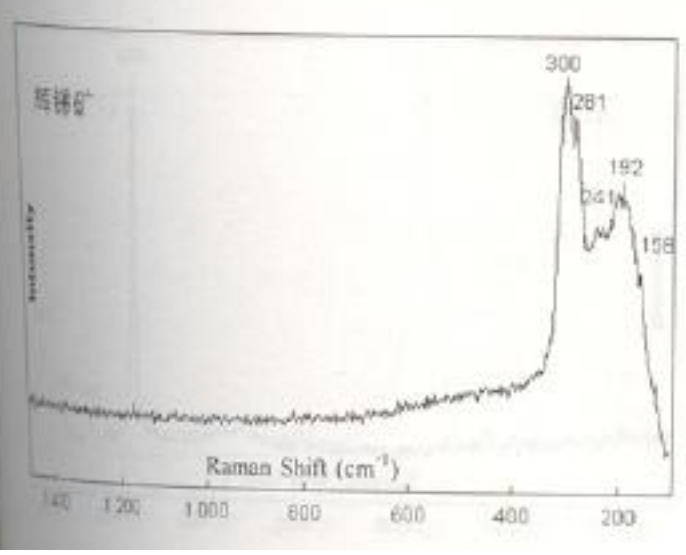












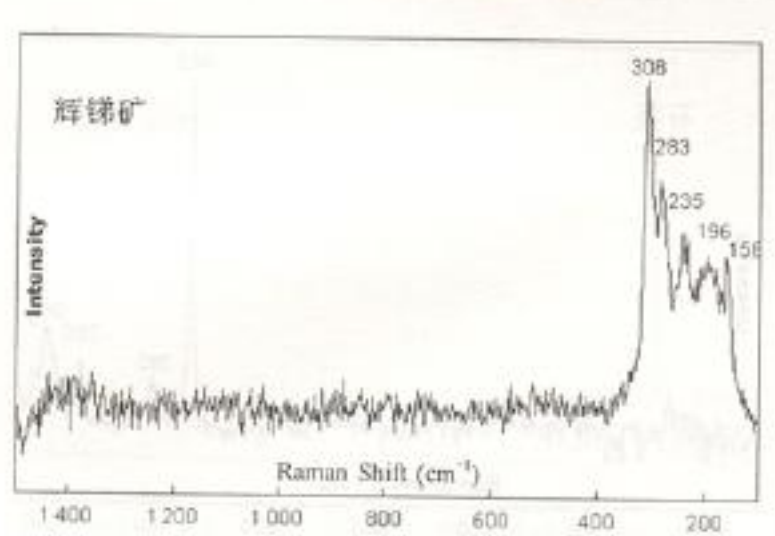


图 5－17　高龙金矿床中黄铁矿、白铁矿和辉锑矿的显微激光拉曼谱图

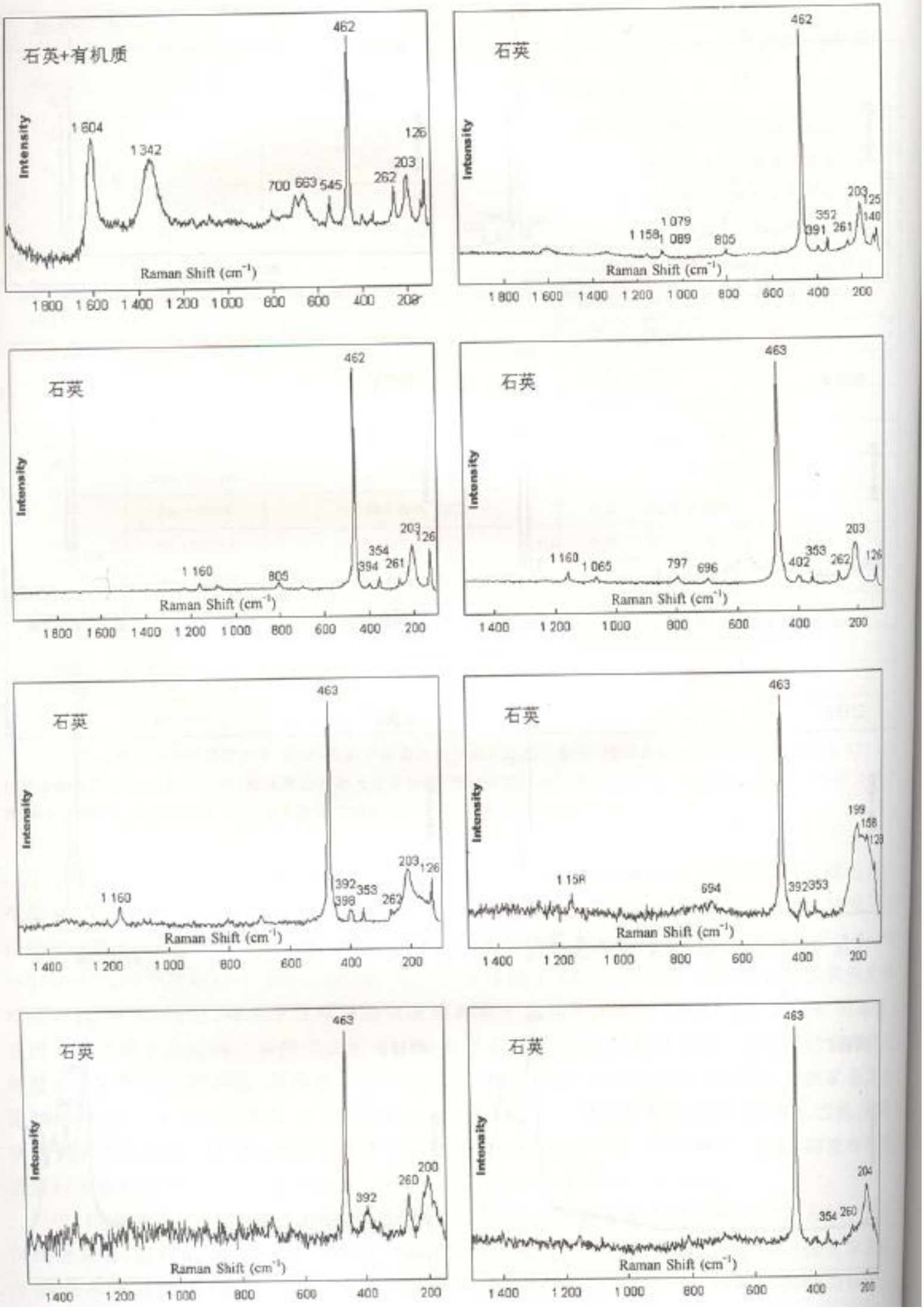
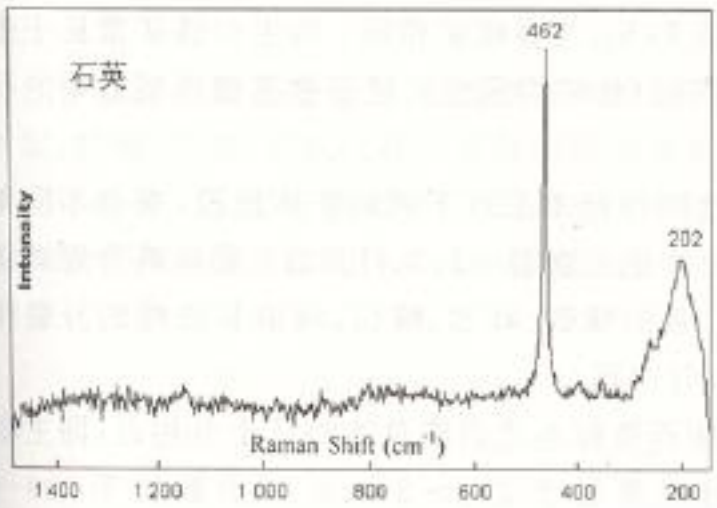
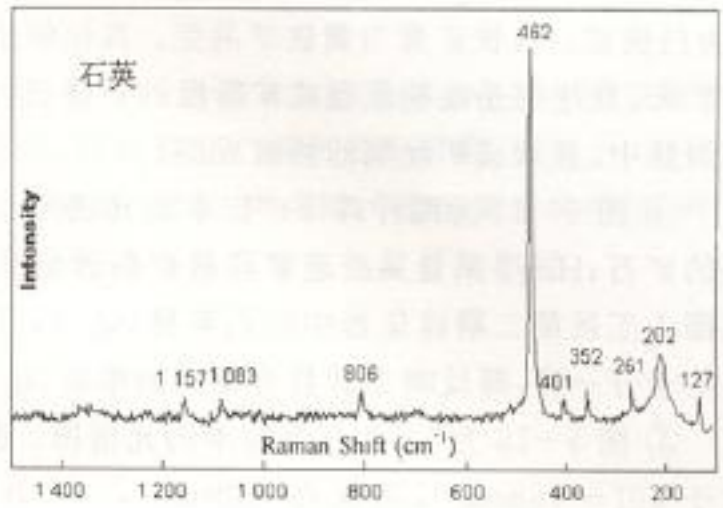
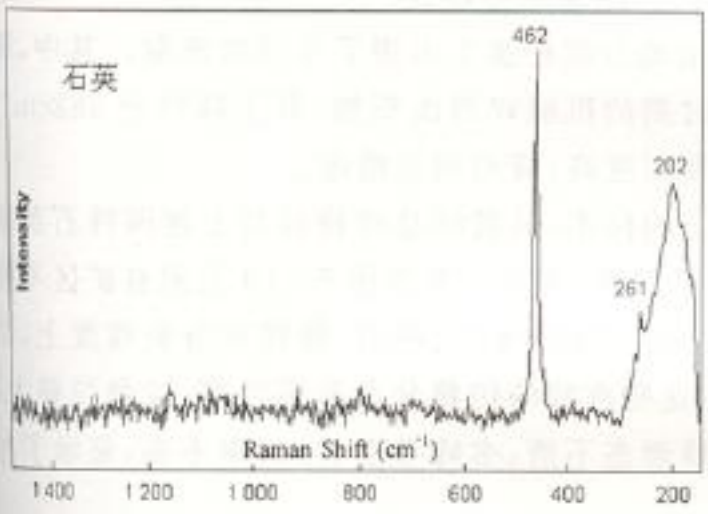
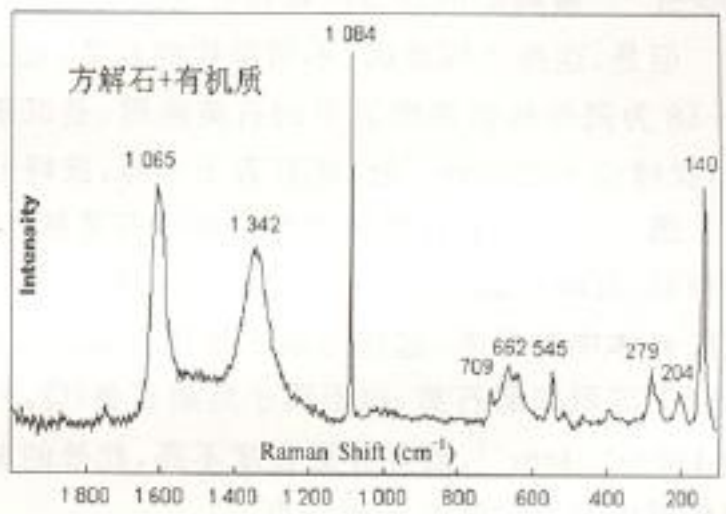


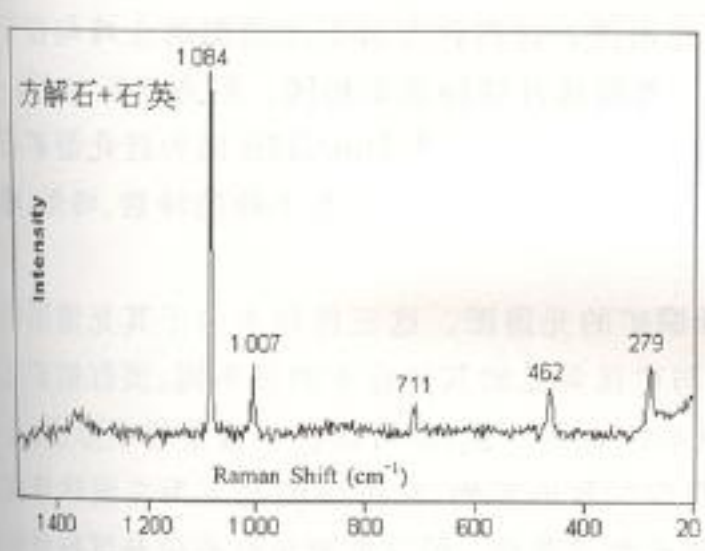
图 5－18　高龙金矿床中石英的显微激光拉曼谱图

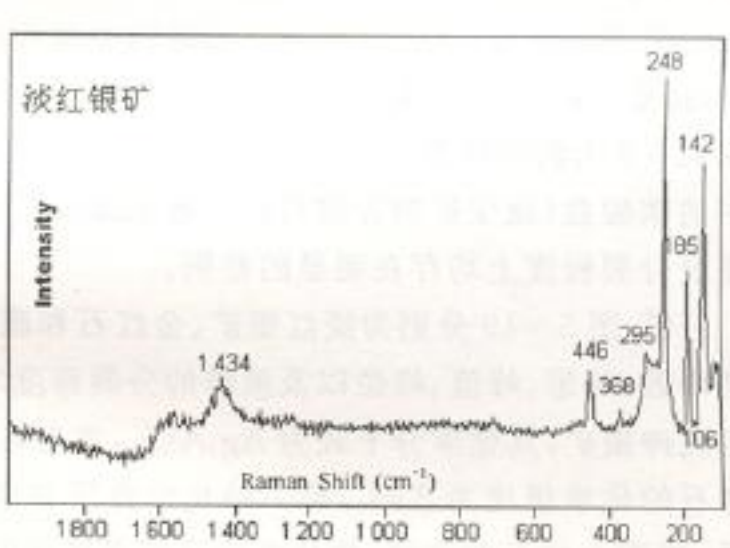


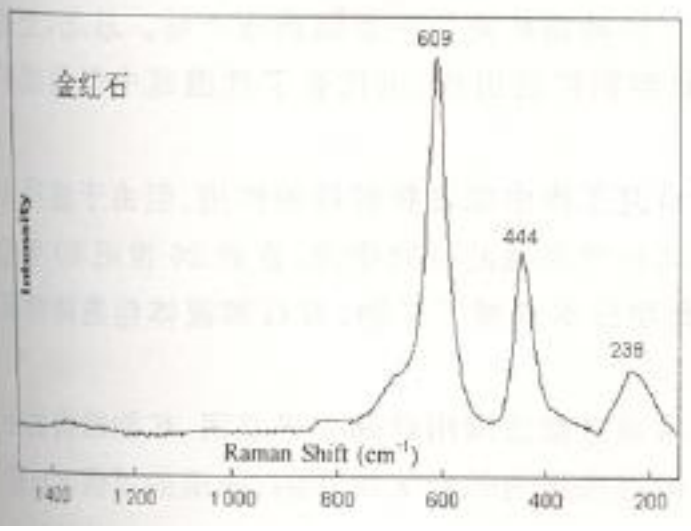












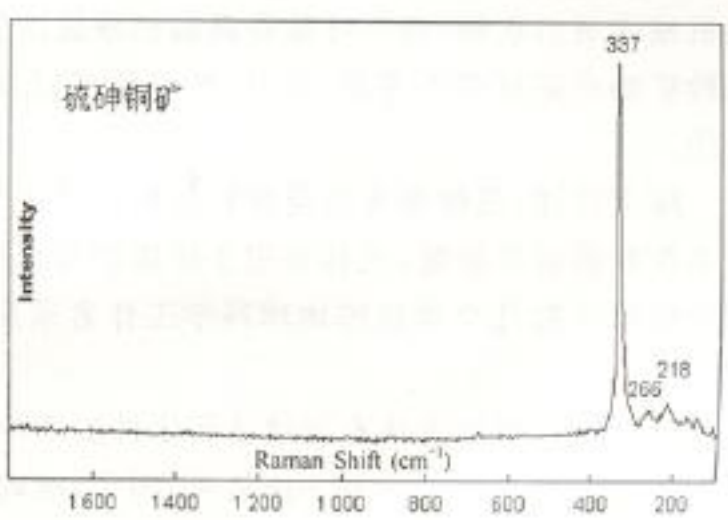


图 5－19　高龙金矿床中石英、方解石、有机质、淡红银矿、金红石和硫砷铜矿显微激光拉曼谱图

GL202－1 为白铁矿。白铁矿常与黄铁矿共生。其化学组成 FeS_2,与黄铁矿相同。内生白铁矿常见于热液矿床,且往往是晚期低温成矿阶段的产物。这两件白铁矿均采自矿区三叠系细碎屑岩中的石英细脉中,显示成矿晚期的热液成因。

③ 图 5－17 为两件辉锑矿标本的光谱图。这两件标本采自不同的矿体地段,来自不同类型的矿石;Hug3 采自鸡公岩矿段硅化粉砂岩矿石中的石英脉($Q_{Ⅲ}$),Hu0011 采自鸡公岩矿段北部Ⅰ工区第二期硅化岩中的石英脉($Q_{Ⅱ}$),但二者的峰数、峰形、峰位、峰值和波峰的分裂程度均十分一致,即反映二者具有相同的来源,组成与成因。

④ 图 5－18 为 11 件石英标本的光谱图。这些石英标本光谱图总体特征十分相近,即主峰位于 461～463cm^{-1},其次在 462cm^{-1},一个次峰主要位于 203～204cm^{-1},少数位于 199～200cm^{-1}。波峰的形状及位移特点均说明石英的化学组成十分相近。

但是,这些不同成因、不同世代的石英,在波谱的分裂程度上出现了不同的现象。其中,图 5－18 为两件粉砂质泥岩中的石英碎屑,是沉积时期的机械碎屑沉积物,其主峰位于 462cm^{-1} 处,次峰位于 203cm^{-1} 处,还有若干小峰,波峰分裂程度高,峰形明显清晰。

图 5－18 为采自泥岩和粉砂岩中石英脉($Q_{Ⅲ}$)的标本,其波峰总体特征与上述两件石英极为相似,反映矿区石英主脉(即 $Q_{Ⅲ}$)的来源,与地层有关。图 5－18 至图 5－19 为采自矿区不同地段矿体中的标本,这些与成矿作用有关的石英,在次峰的峰位、峰形、峰移及分裂程度上,均不同于沉积碎屑石英,也不同于后期石英($Q_{Ⅲ}$)。这些次峰的位置分布范围较宽,拉曼位移大,为 197～204cm^{-1},而且分裂程度不高,此处的波峰形态不清,多峰重叠,分辨率不高,显示了与非矿成因石英的明显不同特点。

⑤ 图 5－19 为采自两种不同成因方解石的光谱图。这两种方解石光谱图的主峰均位于 1 084或 1 085cm^{-1},次峰为 279～280cm^{-1},说明二者组成及结构基本相同。但由于标本 Hu－Gl91－5 为粉砂质泥岩中的沉积型钙质重结晶而成的方解石,标本 Hu0012B 则为硅化型矿石中的碳酸盐(蚀变矿物方解石),二者来源及成因明显不同。因此,二者在小峰的峰数、峰形、峰高及分裂程度上均存在明显的差别。

⑥ 图 5－19 分别为淡红银矿、金红石和硫砷铜矿的光谱图。这三件标本由于其光谱图中的峰数、峰形、峰值、峰位以及波峰的分裂程度均与矿区常见的其他标本明显不同。淡红银矿又名硫砷银矿,其化学分子式为 Ag_3AsS_3,常为热液矿床晚期产物,亦可在次生富集带中形成。金红石的化学组成为 TiO_2,是一种化学性质非常稳定的重砂矿物,在内生情况下为高温热液成因。根据金红石的产状、物化性能及高龙矿区的成矿地质条件,可以推测金红石应是沉积岩中的机械碎屑沉积物,而不可能是高温热液成因的。硫砷铜矿则为中低温热液产物。总之,上述三种矿物在矿区并不多见,并且,淡红银矿以及硫砷铜矿的出现,也代表了低温或中低温成矿条件。

综上所述,显微激光拉曼探针分析在矿床学研究工作中能发挥较好的作用。但由于这项新技术在我国起步较晚,尤其是用于矿床学乃至地球科学领域的研究更晚,直到 20 世纪 80 年代才开始有少数几个单位的地球科学工作者采用此项技术开展了矿物、岩石和流体包裹体的研究。

拉曼谱图解析方法有直接法和定性法两种,所谓直接法即用已知分子基团、矿物结构的标准拉曼谱图作对比。这种方法简单、明了、准确,但目前国内外尚无统一的、标准的可供对比使用的拉曼谱图。另外,拉曼测试中荧光干扰问题是目前难以解决的问题之一。由于拉曼散射光极弱,而荧光的强度往往比拉曼散射光强度大得多,这就存在着测试过程中荧光光谱干扰的

问题。

尽管存在着上述难题,但显微激光拉曼探针分析是一种高新科学技术,它是一种以高级、大型、精密、尖端、新式仪器为支撑的新型测试技术,因而有着广阔的开发前景。事实上,本次科研工作也是一次富有意义的尝试。随着未来社会对重要、紧缺、新型矿产资源需求的增加,作为为矿床学研究提供微观信息的显微激光拉曼探针分析必将发挥起来越重要的作用。

高于黄铁矿。毒砂矿物的含金性一般比较好,绝大多数矿床中的毒砂中金含量大于 75×10^{-6}。但是由于在大部分卡林型金矿床中毒砂的矿物含量比黄铁矿少得多,因此毒砂的总体载金量远远低于黄铁矿。只有少数金矿床中当毒砂的矿物含量大大超过黄铁矿时,毒砂才成为主要的载金矿物。毒砂矿物的粒度较细,一般在 0.05～0.005mm 之间(宋丹波等,1990;王立金,1991)。

(3) 粘土矿物:粘土矿物也是较为重要的载金矿物。由于在许多卡林型金矿床中,粘土矿物的矿物含量较高,因此这类矿物中金的配分比较高,金的总含量也较高。粘土矿物中最为常见的是水云母。水云母呈细小鳞片状,一般小于 2μm,有时亦为隐晶质(宋丹波等,1989)。粘土矿物本身的金品位并不算高,多数位于 $n\times10^{-6}$～$n\times10^{-5}$ 之间。但由于矿物的总含量较大,因此在许多卡林型金矿床可成为最主要的载金矿物。在水云母类粘土矿物中,细小粒状包裹金分布于粘土矿物的集合体中(Bakken et al .,1989)。

(4) 石英(和硅质矿物):在美国内华达州—犹他州的卡林型金矿床中,具有以微晶石英、玉髓、似碧玉、燧石和非晶质蛋白石硅质成分为基质的含金矿石,其中的金很难浸出回收。目前只能通过超细磨的方法可以明显提高其金的回收率。但是这类金矿石在我国尚未发现,或很不重要。我国卡林型金矿床中石英的含金量都很低,一般小于 1×10^{-6},再加上回收困难,因此这类金矿石在我国尚不重要。

4. 控矿构造

首先,从大的区域性范围来看,美国西部的卡林型金矿床与我国卡林型金矿床均处于稳定地块的边缘与造山型构造带的接壤部位。例如,我国滇黔桂成矿区即位于特提斯-喜马拉雅与濒太平洋构造域的交接带,跨越扬子陆块及右江印支-燕山造山带。在这样的特定构造背景下,沉积作用、岩相古地理、变形特点都比较复杂,而且具有规律的变化和转换特点,标志着作为大的构造边界特有的过渡性质(刘宝 等,1987)。构造边界通常呈地壳或岩石圈内部的应变软化带或构造“缺陷”,而沿着这种大的构造边界堆积了富含金元素的岩石,为金矿的形成准备了矿源层。另外,在稳定地块与增生褶皱地带的过渡地区,构造分带和变形分解作用明显,往往分布有深部断裂或剪切带,地壳活动性较强,热流值高,均有利于应力、压力和热梯度的变化,促进成矿元素的活化、迁移、沉淀和富集。

在矿区范围内,各种构造在卡林型金矿床的形成过程中起着十分重要的作用,尤其是断裂构造更为突出 。断裂构造在矿床的形成中主要起着两个方面的作用:一是作为成矿流体的运移通道;二是成矿物质沉淀集中的场所。在卡林型金矿成矿区内,断裂构造往往十分发育,有的构造破碎带实际上控制了整个金矿带,如陕甘川成矿区内的拉日玛金矿。在成矿活动过程中,金矿带内一般在早期形成穹隆或背斜构造,这种穹隆或背斜很可能就是成矿物质的有利“圈闭”构造。在后期,多期次的断裂活动叠加于背斜或穹隆构造之上,形成所谓“背斜核部加一刀”的构造体系。例如:美国卡林金矿床产于塔斯卡罗拉山背斜地区,受罗伯茨山逆冲断层下盘的高角度正断裂的控制。而我国卡林型金矿床普遍受断裂控制,并且往往与背斜、穹隆等褶皱构造有关(张贻侠等,1996)。

有人曾作过统计(苏欣栋,1988),在所统计的 42 个矿床或矿化点中,有 76.2%的矿床矿点产于背斜核部、翼部、穹隆构造之中,并且大多数矿床就位于切割背斜或穹隆核部(或翼部)的断裂破碎带及次级断裂带中。断裂破碎带的走向通常与褶皱轴向平行。部分矿床与层间断裂破碎带有关。例如,滇黔桂成矿区的黔西南卡林型金矿床大多产于切割背斜或穹隆的近东西向断裂破碎带及层间破碎带中。陕甘川成矿区的甘肃拉日玛金矿床就位于切割背斜的东西

向断裂破碎带中。在卡林型金矿区内,还有多期多阶段活动的区域性深大断裂通过,有的已深及下地壳,有利于地壳深部乃至上部地幔中的金向上运移而成矿。但是,这种区域性深大断裂本身往往不含矿化,实际上仅起到导矿运矿的作用。它们的次级断裂既是导矿构造又是储矿构造,共同组成金矿的控矿系统。张贻侠等(1996)认为:驱使断裂构造形成以及多期活动的构造应力场,也是一种能量场。在这种能量场的作用下,很可能促进地层中的金发生活化而被萃取,并驱使热液流动。另外,构造活动产生的热也有可能是成矿过程中不可忽视的热源,而断裂活动形成的局部张开空间,又为含矿流体发生成矿反应、矿质沉淀、富集而成矿提供了有利的场所。

5. 矿体围岩

现有资料研究表明,国内外卡林型金矿床的容矿围岩岩性可归属为四大类:细碎屑岩、碳酸盐岩、硅质岩和钠长碳酸盐化角砾岩,其中又以前二者最为重要。金矿体通常产于细碎屑岩与碳酸盐岩界面附近靠近碎屑岩的一侧,岩石中常含有大量碳质类有机质,而且有机质与成矿关系极为密切。从围岩与金矿化的成生关系方面去分析,可以认为卡林型金矿床具有明显的“层控性”特点。这样,也充分说明了地层围岩与金矿床之间的内在联系(张贻侠等,1996)。

在成矿过程中,围岩地层主要起到 3 个方面的作用:① 提供成矿物质,充当矿源层;② 较大的孔隙率和较好的渗透性,有利于矿液的流动;③ 有利的物理和化学性质,形成开放空间,构成地球化学障,有利于矿液的停聚、储集以及成矿反应。

如何确定容矿地层是否即为卡林型金矿床的矿源层,这是一个极为复杂的课题,也是众多研究者们多年来一直十分关注并且花了极大精力致力研究的一个重要问题。然而,国内外学者们至今尚未找到一个普遍公认的行之有效的方法判别成矿物质的确切来源,尤其是提出判定矿源层的方法。由于对于现今测定地层中金丰度值高或低的地球化学意义难以判别,因此,所测定地层岩石中含量的多少与否,对确定矿源层无多大帮助。例如,如果所测定的地层中金的丰度较高,由此可以断定该地层为矿源层,因为该地层具备提供成矿物质的能力;而如果被测定地层中金的丰度值偏低,出现贫化现象,据此也可以判定该地层即为矿源层,因为在成矿过程中,地层中原有丰富的金元素被活化萃取,游离出来构成了矿床,因而出现含金量的负异常。这样一来,在依据围岩中成矿物质丰度值高低来判断矿源层的问题上就会产生判断准则上的混乱。

我们认为:在确定矿源层时,除了地层中金的丰度值是一个重要判据之外,还应综合考虑其他地质因素,主要有:

(1) 成矿元素的原始赋存状态,是以单质的形式,还是以离子的形式。很显然,呈离子的形式被结合于其他矿物晶格中的成矿元素,在活化过程中必须待主矿物解体破坏后才可被萃取。

(2) 成矿元素的产出方式也很重要。成矿元素如果是被结合于硫化物、碳酸盐中,还是硅酸盐中,其被活化萃取的难易程度也大不一样。例如,成矿元素被结合于硫化物或碳酸盐矿物中,其活化性要比结合在硅酸盐矿物中大得多。

(3) 在对成矿元素活化萃取过程中,溶液的地球化学性质也十分重要。溶液本身温度高低、内部压力的大小以及酸碱性和氧化还原电位等,决定了溶液的地球化学活度及其活化萃取的能力。很显然,地球化学活度大,溶解萃取能力强的溶液,其获取成矿元素的能力就大,甚至连呈硅酸盐形式赋存的成矿元素也能活化出来,形成含矿热液。

(4) 围岩地层所处的大地构造位置以及构造活动的性质,也是影响成矿元素能否被有效

活化萃取的重要因素。很显然,在构造活动强烈并伴随着火山活动的地区,例如在不同大地构造单元交接部位,岩石发生破碎、变形,地区热流值高。由于地层岩石的破碎、变质作用,明显增大了岩石化学反应的表面积,同时也增加了溶液流通的通路及停聚汇集的空间,相应地也提高了成矿元素被活化萃取的机率和能力。

(5) 围岩地层本身的岩石物理性质和化学性质同样是决定其是否能成为有利矿源层的重要因素。围岩如果脆性强、化学性质活泼,很显然,在构造应力作用下就容易发生破碎、断裂,有利于溶液的流动和化学反应的进行。

现在,也有不少研究者借助同位素方法研究岩石及矿石的硫、碳、磷、铷-锶同位素组成以及稀土元素地球化学方法,确定成矿物质的来源,判断矿源层的存在,但得出的结果及解释很少有令人信服的实例。尽管人们在很多研究文章中提到金矿床的容矿地层很可能提供了部分成矿物质,因而是卡林型金矿的矿源层,但也不可以排除金元素的其他来源的可能性。例如地壳深部来源、其他地层来源、岩浆远成热液来源等。总而言之,不能因为卡林型金矿床产于沉积岩地层中,就简单认为成矿物质一定全部来自围岩,围岩就是矿源层。而应考虑到成矿物质还可能有岩浆来源、下地壳来源、上地幔来源。一个卡林型金矿床中,矿质可能是多种来源的混合物。

人们也常常发现卡林型金矿床中金矿体多位于碎屑岩与碳酸盐岩接触界面靠近碎屑岩一侧的事实。这也是一个值得深入研究的现象。这种界面很有可能是一种对成矿有利的地球化学障,是成矿的有利部位。这也反映了卡林型金矿的成矿作用对围岩地层的时代没有严格的选择性,可以产于古生代—中生代地层中。但对围岩的岩性表现了明显的成矿专属性,尤其是当碳酸盐岩中夹有细碎屑岩时,或者二者呈互层产出时,这种岩性组合可能有利于热液的交代反应。当岩石富含还原性的黄铁矿和有机质时,更有利于金的沉淀(张贻侠等,1996)。

国内外卡林型金矿床的围岩中常常含有较多的有机质,岩石因富含有机碳而呈现出深暗色调,有时呈现黑色。研究者们认为:金的初始聚集、活化萃取、沉淀富集直到形成矿体,岩石中的有机质均起着十分重要的作用,并且还影响到金矿石的选冶工序。美国内华达州—犹他州地区卡林型金矿石中有机碳含量为 0.13%～0.95%,有时高达 5%。我国滇黔桂金三角成矿区黔西南金矿床中具多个富含有机质的金矿化层位。陕甘川地区的陕西二台子金矿产于含碳质板岩的地层中。地层中有机碳含量为 0.05%～0.94%。四川东北寨金矿的容矿围岩为三叠纪海相黑色板岩;甘肃拉日玛金矿床即赋存于震旦系—寒武系太阳顶群碳质硅质岩及碳质板岩中,岩石中有机碳含量为 0.12%～8.14%(张贻侠等,1996)。因此,卡林型金矿床中普遍存在的有机质,与金的成矿作用具有密切的关联。

6. 成矿流体

卡林型金矿床是在流体中形成的,人们将形成矿床的流体称为成矿流体。成矿流体是卡林型金矿床形成过程中成矿元素活化溶解、迁移、富集的重要介质,因此是研究成矿过程的重要因素。成矿流体的研究也是当前国际地球科学研究的重点前沿课题。流体是指在应力作用下能发生流动并且与周围介质处于相对平衡状态的物质(卢焕章等,1995)。从这个定义出发,地壳中各种成因的水、岩浆、热液、气体、甚至发生形变中的岩石均可作为流体。但是,对卡林型金矿床形成有成因意义的流体主要是水溶液。研究者们在矿床地质、矿床地球化学和矿床同位素研究的基础上,以研究水的来源为主导,将卡林型金矿床形成的成矿流体划分为以下几种类型(张景荣等,1993,1995;胡受奚等,1998):

(1) 大气降水成因的成矿流体

大气降水落到地表然后进入地下或储存于湖泊、河流和岩石的蓄水层中。这些下渗的大气降水在地层岩石中循环时可以与岩石发生水岩交换反应,溶解和萃取岩石中的金元素等成矿物质,构成卡林型金矿床成矿流体。

(2) 盆地卤水和油田卤水成因的成矿流体

这种水主要来自封存于地层中的孔隙水、吸附水和矿物结构水及结晶水,这些水又称地层建造水。它们经过成岩压实固结脱水作用和动力构造作用,被排挤释放出来。在富含有机物质的黑色岩系和碳质页岩地层中,由于在成岩过程中孔隙水、结构水和结晶水排出的同时,有机物质遭受热作用而发生降解,产生烃类物质和各种有机酸。这些有机化合物一旦与建造水混合就会形成有机化合物 + 盐 + 成矿物质含量较高的油田卤水。由于地层建造水和岩石经过长时期充分的水岩交换反应,这些被排挤释放出来的盆地卤水可以溶解并汲取地层岩石中的金元素等成矿物质而形成含矿溶液。

(3) 海水成因的成矿流体

海水本身含有较多的盐类物质,当海水沿着海底裂隙下渗,在岩石地层中进行长时期长距离的循环流动时,它们也有较强的溶解、萃取岩石中成矿元素的能力,并构成卡林型金矿床的成矿流体。当这种海水成因的成矿流体又重新沿着海底断裂喷出,就会形成矿床。它们在海底大洋中脊或构造缝喷出气体和液体,形成‘热泉”和‘热点”,形成所谓‘黑烟囱”的金属硫化物矿床。

另外,在世界各地沿着大洋板块边界分布着的地热田、温泉、喷泉、硫磺泉等,也与海水成因的成矿流体有关。

(4) 岩浆水成因的成矿流体

这种水溶液主要来自岩浆活动。有许多金矿床在空间上及在成因上与小型中酸性侵入岩体有密切关系。这种成因的水溶液在岩浆活动的晚期携带着金等大量成矿元素沿着有利的构造,离开母岩体沿地层方向迁移,最后在合适的构造空间停聚下来形成矿床。

上述几种成因的流体在地层岩石中的流动循环过程中,流体和岩石在一定温度、压力条件下发生水岩之间的相互作用,流体与岩石中的矿物发生反应,使原来的岩石矿物组合转变为另一组新的、在新的条件下更加稳定的新矿物。在这种水岩交换过程中流体的成分也随之发生改变,岩石中的活泼元素如金等会被释放出来转入到溶液中,使发生反应后的流体与新产生的矿物组合达到平衡状态。换言之,通过水岩两者的相互作用,不仅使地层岩石的矿物组合发生了变化,而且也改变了原始流体的成分,形成了含矿流体。在这个过程中,地层岩石起着提供成矿物质的‘矿源层”的作用。流体与岩石矿物相互作用的研究是最近二十余年间才发展起来的,并且也召开过多次国际性的学术讨论会。

一般说来,在一个具体的卡林型金矿床形成过程中,成矿流体往往以一种来源为主,同时可或多或少地混入其他来源的流体,而且上述几种成矿流体同时都出现。在一个具体的卡林型金矿床中,有时也会出现成矿热液的多期活动、成矿流体的叠加成矿和复合成矿现象。前者多半以某种成因的流体为主,而叠加有其他成因的流体,而后者则指两种成因的流体均起重要的作用。

在卡林型金矿床的形成过程中,成矿流体搬运金元素等成矿物质的方式主要有以下几种类型:

(1) 呈络合物的方式

这是金元素在成矿流体中最主要的搬迁方式。由于成矿流体中常含有大量的络合物质,

如 F^-、Cl^-、S^{2-}、HS^-、CO_3^{2-}、OH^- 等,这些络合剂与金等成矿元素易结合形成络合物。络合物具有很大的溶解度,络合物的形成,增强了金元素等成矿金属离子的迁移能力。

(2) 呈胶体溶液的方式

部分金元素可以形成金溶胶,使金呈胶体溶液的方式搬运。胶体是一种其颗粒直径介于真溶液和碎屑之间的物质,胶体还带有电荷。同种性质胶体带有相同性质的电荷。金溶胶通常带有负电荷,金的胶体溶液在没有和带相反电荷的他种胶体中和的情况下,在自然界中亦可被搬运较远的距离。

(3) 呈被吸附的方式

在卡林型金矿床的形成过程中,胶体的吸附现象是普遍存在的。这主要是指带有负电荷的粘土质胶体,以及地层中存在的大量有机物质,它们对金、银、汞和钒等金属元素具有很大的选择吸附能力。

其次,金元素还可能呈真溶液和机械破碎物的形式,被成矿溶液所携带。不过,这些搬运并不重要,或在卡林型金矿床的成因机制中并不占主导地位。而不论金元素呈何种形式搬运,其驱动力不外乎是温度差、压力差、浓度差和重力差。即一般说来,成矿流体在携带金等成矿元素发生搬迁运移的过程中,总是由温度高的地段向温度低的地段流动,由压力大的地段向压力减小的方向运移,由浓度高的地区向浓度低的地区搬运,以及在重力场中由重力高的部位向重力低的部位运动。

呈迁移流动状态的成矿流体,其地球化学性质是处在平衡状态的,亦即此时被携带的金等成矿元素不会从成矿流体中沉淀出来。只有当发生流体相的分离作用(成矿流体的沸腾)、几种不同性质流体的混合作用、水岩之间的反应,以及温度压力等外界条件的改变,才会打破成矿流体的这种地球化学平衡状态,使金达到过饱和,从流体中分离出来,沉淀并聚集在有利部位,构成具开采价值的金矿体。

而不论是在成矿流体的搬迁运移过程中,还是在成矿物质从成矿流体中沉淀析出期间,构造因素始终是影响卡林型金矿床形成的极为重要的外界条件。构造因素一方面有利于成矿元素的搬运,是成矿流体流动的通道;另一方面又是成矿流体的停聚汇合、成矿反应发生和成矿物质堆积的场所。一些大的断层、不整合面以及区域性断裂带,都可能成为成矿流体运移的通道,构成所谓导矿构造或运矿构造,而区域性深大断裂的次一级断裂系统、张性破碎带、透水层、裂隙系统、整合面、褶曲的转弯部位以及不同性质岩石地层的接触面,都可能成为成矿流体汇合聚集、发生成矿反应以及容纳成矿物质的有效空间,构成所谓储矿构造或容矿构造。

7. 岩浆岩

作为成矿活动的一个大的类型,卡林型金矿床在形成过程中与岩浆活动有着直接的或间接的密切关系。事实上,在世界上许多卡林型金矿区内都不同程度地发育有岩浆岩。美国内华达州卡林(Carlin)金成矿区内发现了石英斑岩、石英闪长岩和花岗闪长岩的岩株以及流纹岩、流纹英安岩,岩浆活动时间为早白垩世(120Ma)。美国内华达州格彻尔(Getchell)卡林型金矿地区发育有花岗闪长斑岩、英安斑岩和安山岩岩脉,其岩浆活动时间为晚白垩世(105～87Ma)。美国内华达州科特兹(Cortez)卡林型金矿区岩浆岩为黑云母-石英-透长石斑岩,岩浆活动时间为渐新世(34Ma)。美国内华达州金亩(Gold Acres)地区发育有晚白垩世(99Ma)的霏细岩和石英二长岩岩墙,曼哈顿卡林型金矿区则发现有玄武岩和流纹岩岩脉,与金矿化有密切关系。美国的这些卡林型金矿区内的岩浆活动均早于金的成矿期,并且金矿带内的构造带中还发现多处火山热液成因的浅成低温热液型金矿床(张贻侠等,1996)。此外,在美国上述

地区的金矿床中还发现有与岩浆、火山作用有关的 Tl 元素。

在我国,中西秦岭地区李坝金矿床中发育有复式深成岩体,湖南—湖北地区卡林型金矿床中有闪长岩、花岗闪长斑岩、闪长玢岩等。在甘肃拉日玛金矿区内也见有闪长玢岩脉,有的脉岩即为金矿。在我国滇黔桂金三角成矿区内,总体说来岩浆岩分布不广,与卡林型金矿床的成因关系也不明显。该区出露较少的岩浆岩,按成因有两类,一是侵入岩,一是喷出岩。侵入岩主要有偏碱岩超基性岩—基性碱性岩及辉绿岩等,零星分布于贵州贞丰、镇宁及望谟县的少数地区。岩体呈岩脉、岩墙或岩枝,个别呈岩筒状产出(李文亢等,1989)。这些侵入体与卡林型金矿床的成因联系,目前尚未有确切的研究答案。人们只是凭借与金共生矿物的包裹体充填温度测试资料、地层有机质镜质体反射率计算的古地温数据以及布伽重力异常资料(李文亢等,1989)推测出滇黔桂地区的地温异常多沿大断裂分布,一些相对的高热点出现在主断裂或构造隆起部位。而且,在贵州贞丰白层等地,发现有基性、超基性岩体产出,其侵位年龄为 120～130Ma。此外,在黔西南到桂西北地区存在两条大致平行的隐伏花岗岩带,其岩性特点与活动时间可与广西境内大明山区的花岗岩岩体(年龄为 120Ma)相对比。这些岩体形成的时代比较接近,因此它们很可能在该区卡林型金矿床的形成时期提供热源及部分成矿物质。但由于这些隐伏岩体目前无法验证其真实的存在,因此其研究工作仅局限于推测。

滇黔桂地区的喷出岩均为玄武岩,主要分布于两个地区,即滇黔桂金三角成矿区的西北部,属峨眉山玄武岩的东南边缘;另外在该区南部的桂西北隆林县一带也有出露。据分析,这些玄武岩均来自上地幔,因受陆壳的同化混染而具有大陆拉斑玄武岩的特征。玄武岩中金的平均含量高达 23.8×10^{-9}～46.6×10^{-9},比克拉克值高出几倍到十几倍。银、砷、汞及硫等元素的含量也高于克拉克值的几倍到十几倍。这些玄武岩的喷发,很可能成为该区金矿成矿的初始来源之一。这种由火山喷发作用提供的成矿物质,其形成方式可能有两种:一种是海解作用,即由于海水对玄武质岩石的渗滤,分解其中的分散金。又由于温度差别和密度差别等原因使介质产生对流,一部分金、硫、砷、锑等被带至沉积盆地的低洼处沉积。另一种形式是由火山喷气及灰流带入,即当发生火山喷发时,金等组分呈气体状态随火山气体喷出,进入空气中,或进入水体中遇冷形成粉末状的灰分落于海盆地。这些来源的金元素,当物化条件发生变化,它们便和沉积物一起沉积,形成背景值较高的矿源层,而为其后成矿热液的活动提供物质基础。

此外,在美国的卡林型金矿床以及在我国甘肃拉日玛金矿床的流体包裹体中还见有大量纯气相包裹体。这说明成矿流体在晚期发生过沸腾(张贻侠等,1996)。我国拉日玛金矿床还发现了与沸腾有关的隐爆角砾岩。这种现象与产在火山岩地区的热泉型金矿相类似。因此,国内外研究者们认为卡林型金矿床的形成与岩浆活动有某种联系。但是,在我国现已发现的卡林型金矿地区,除了上述几例发育有岩浆岩之外,大部分矿床在矿区范围内,乃至在区域上均未见到与成矿作用有关的侵入体和火山岩出露。例如在陕甘川金三角的四川东北寨、滇黔桂金三角几乎所有卡林型金矿床中,与金矿化成矿有联系的火成岩确实不发育,也没有足够的证据证实矿区附近一定范围内存在有岩浆活动,或在矿床深部的某个位置有隐伏岩体存在。在黔西南卡林型金矿床分布的地区还广泛发育有与金矿化同时代的浅成低温热液型汞矿化。因此,总体看来,我国现已研究过的卡林型金矿床,除了前述几个矿床实例外,包括滇黔桂、陕甘川以及湘鄂地区的大部分矿区,成矿作用与岩浆活动的关系不明显,或者至少是它们二者之间的成因联系还有待深入研究。这种现象,是与美国卡林型金矿床明显不相同的。

在那些与岩浆活动有密切成因关系的卡林型金矿地区,岩浆活动对于金成矿作用的影响,概括起来有如下三点:

(1) 提供成矿流体和成矿元素

在岩浆活动的晚期或间歇期,形成大量热液(通常为低温或远温热液)。这种岩浆成因的低温热液常携带有金元素等成矿物质。

(2) 提供热能

岩浆活动带来的热能,是驱动含矿流体发生流动并使其温度升高、增强其对岩石地层中金等成矿元素溶解萃取能力的重要能量。

(3) 形成有利的成矿构造条件

岩浆在上侵就位过程中,由于产生的巨大应力,对周围的地层岩石挤压,形成地层褶皱、断裂和破碎。而合适的褶皱构造、断裂系统和破碎带正是为成矿流体运移、汇聚以及发生成矿反应并产生成矿物质沉淀富集准备了有利的场所。

总体说来,在卡林型金矿床的形成过程中,岩浆活动的影响,尚无确切证据证实,目前国内外的研究水平也仅停留在部分测试手段及理论推导方面,岩浆活动与成矿二者之间时间空间以及物质成分上的内在联系,还有待于深入研究。

8. 地质热事件

在卡林型金矿床中,广泛见有围岩蚀变现象,其中最主要的围岩蚀变类型有硅化、黄铁矿化、毒砂化、粘土矿化、绿泥石化、绢云母化、方解石化以及雄黄化、雌黄化、重晶石化等等。围岩蚀变是热液活动的证据,而热液活动则显示了地质热事件的存在。矿物流体包裹体测温资料也表明卡林型金矿床形成的地质温度为 150～200 ℃ 左右,少数矿床可达 300 ℃ 左右,其形成深度约 1.0～1.5km,少数矿床达 2.0km。从成矿温度和成矿深度的角度看,卡林型金矿床是一种典型的浅成低温热液型矿床。因此,从这个意义上说,在卡林型金矿床的成矿过程中,地质热事件是一种重要的地质因素。

所谓地质热事件,是指在地质作用过程中能够产生热量、能提供热能的事件。对成矿具有影响意义的地质热事件可归纳为六类:地热增温、岩浆侵入、热液活动、变质作用、构造运动、放射性元素的蜕变(胡明安,1997)。

(1) 地热增温

这是最为常见的一种地质热事件。主要是由于沉积岩的深埋造成的。它是在沉积物的同生沉积及其后的固结成岩过程中,随着地层埋藏深度逐渐加大,正常的地热增温作用使岩石的环境温度逐渐增高。当地表大气降水转入地下,在地层岩石的裂隙系统中循环流动时会被不断地加热。这时,原先为较冷的地表降水会慢慢因温度的上升变成热水。于是,温度的升高就会提高这种热水与岩石之间的水岩反应速度,增强热水对岩石中成矿元素的溶解萃取能力。水岩反应的结果,使原本较为“纯洁”的地表“冷水”,变成携带大量成矿物质的“含矿热液”。

(2) 岩浆侵入

岩浆是地球内部一种最重要的热源。岩浆的侵入与就位,会带来大量的热能,使地层岩石发生显著的升温。岩浆侵入作用的结果,一方面可以带来大量的成矿元素和含矿热液,对卡林型金矿床的形成起到直接供应成矿物质的作用。另一方面,岩浆产生的巨大热能,也可以使地层岩石中的溶液被加热和升温,增强水岩反应的能力,促使溶液最大限度地溶解活化矿源层中的成矿元素。其次,也由于岩浆的上拱侵位活动,使得周围的地层岩石发生褶皱、弯曲、变形,产生更大量的断层、裂隙及破碎带,这些有利构造的产生,无疑会给卡林型金矿的汇聚和富集提供合适的导矿通道和容矿空间。

(3) 热液活动

这主要是指各种成因的热液,既有地热增温形成的、有岩浆活动和变质作用产生的热液,也有构造变动和放射性元素蜕变作用成因的热液。这些热液具有一定的温度,无疑也具有一定的热量和热能。它们在热能的驱使下,向着减温减压的方向迁移。在它们流经矿源层时,会与岩石发生复杂的化学反应,将其中的成矿物质活化出来,进行迁移。此外,具有较高温度和较大内压力的热液对于周围的岩石还产生较强的水力压裂作用。它们能挤压岩石,并使其破裂而产生大量裂隙、破碎和断层。更为重要的是:当这些富含成矿物质的热液在岩石的各种裂隙、断层、破碎角砾岩带、褶曲虚脱部位等相对开放的空间以及孔隙度高、渗透性强的岩石中迁移并到达有利构造部位产生停聚和滞留时,由于此时物理化学条件的改变,如压力降低、温度下降,或遇到另一种性质不同的流体,造成一种“地球化学障”,结果会破坏含矿热液的平衡,这样不但有成矿物质的沉淀析出,还会因热液与围岩的交换反应,形成蚀变矿物,构成蚀变围岩。

(4) 构造运动

构造运动不仅能在岩石中产生破碎角砾岩、断层、裂隙或褶曲,为矿液的运移和停聚提供通道和空间,而且还因为发生岩石之间的挤压磨擦和碰撞,产生大量热能。很显然,由构造运动产生的热事件仅仅发育于构造活动频繁的地区,热事件效应的范围也仅仅局限于构造作用两侧有限距离内的岩石中。尽管如此,由于许多金矿床的形成与各种构造关系极为密切,因此由于构造运动产生的地质热事件在成矿过程中具有较大控制意义。例如,当富含有机物的黑色页岩受到构造破坏时,岩石内部会产生大量剪切断裂,由于构造挤压产生的巨大热能,导致构造带内的页岩变质形成片岩(胡明安,1997),其中的有机质也变质成石墨,构成石墨片岩(J. S. Springer,1985)。由于构造作用产生的热能导致原生有机物质的热成熟作用,增强了有机质的还原、活化性能,为后期含矿热液中金等成矿元素提供了“捕集机制”,有利于成矿物质的沉淀。由有机物质的成熟作用生成的石墨和次石墨也为自然金的聚集和沉淀充当了“核晶生长点”。

(5) 变质作用

这种热事件的研究对象,主要是针对发生变质作用的各类沉积岩地区。在发生变质作用的地区,由于变质作用产生了大量热液以及由于地层中原生有机物质的热成熟作用所形成的更为活泼的有机化合物,从而增强了变质热液的化学性质,这显然对于变质岩分布地区的成矿活动起到了积极的作用。

(6) 放射性元素的蜕变

这主要涉及铀等具有放射性特点元素的成矿作用,因此,它并不普遍存在且不具有广泛性的代表意义。

上述六种地质热事件,对于成矿物质的初步富集,再次分配活化转移、重新改造都发挥过不同意义的直接与间接作用。但是,地质热事件的性质不同,也具有不同的成矿意义。

在高龙等卡林型金矿床的成矿机制中,只有地层深埋增温、热液活动、构造运动和岩浆侵入四种地质热事件具有明显的控制意义。综合起来讲,这些地质热事件对卡林型金矿床形成的意义在于:① 提供成矿流体和成矿物质;② 驱使成矿流体的迁移;③ 形成有利的构造空间;④ 提高成矿流体的水岩反应能力和携带成矿物质的能力;⑤ 增强矿源层中成矿元素的活动能力,从而有利于成矿元素被萃取和携带;⑥ 促使地层中原生有机质产生热成熟异常,形成迁移型、过渡型和残留型有机化合物,从而影响成矿活动;⑦ 构成热异常,发生围岩蚀变,指示热事件的性质及演化阶段,因而是一种有效的找矿标志。

国家辉(1992)和秦建华(1996)等在研究滇黔桂地区卡林型金矿床的成因时,探讨过该区

右江-六盘水-丘北广南三向裂谷系的形成、演化和发展,并指出在裂谷系的局部地段曾使地壳拉薄、断开至洋壳化的程度。在这一过程中,伴随着大量基性岩的侵入和喷出(其中包括大洋拉斑玄武岩)。胡受奚等(1998)也明确提出:裂谷环境、地幔柱上升和大规模岩浆的侵入和火山喷溢,正是造成地热异常的根源,同时又是形成卡林型金矿的重要能源之一。

9. 区域地球化学

(1) 成矿元素组合

在国内外卡林型金矿床中,成矿元素的组合特征以低温元素组合金-锑-砷-汞最为普遍(张贻侠等,1996)。但是,各个地区各个单个具体矿床又有各个独特的元素组合性质。美国内华达州广泛分布的卡林型金矿床(包括卡林、科特兹、格彻尔、金亩等矿床)主要成矿元素组合为金-锑-汞-砷-银-钡-(铊),而我国滇黔桂地区贵州板其金矿床中主要成矿元素组合为金-砷-锑-汞-银,贵州丹寨苗龙金矿为金-砷-汞-钡-银-锑,陕甘川地区四川东北寨金矿主要成矿元素组合为金-汞-砷-锑,甘肃拉日玛金矿主要元素组合为金-砷-锑-锶-钡-汞-铀-钼,湖南衡东石峡金矿主要元素组合为金-砷-汞-锑-银。

构成卡林型金矿床矿石的主要矿物共生组合及围岩蚀变,也显示了低温—中低温热液成因的特点,主要的矿物组成有黄铁矿、毒砂、雄黄、辉锑矿、辰砂、白铁矿、砷黝铜矿、闪锌矿、方铅矿、自然金、石英、粘土矿物、方解石、白云石、铁白云石、重晶石、高岭石、有机物质等,而各个卡林型金矿床的贯通矿物有黄铁矿、自然金、石英、重晶石和方解石。

(2) 硫同位素组成

在美国卡林型金矿床中,矿石中热液型黄铁矿的硫同位素 $\delta^{34}S$ 为 +4.2‰ ～ +16.1‰,围岩地层中成岩期黄铁矿的 $\delta^{34}S$ 为 +1.7‰ ～ +14.3‰,其他成因的黄铁矿的 $\delta^{34}S$ 为 +4.0‰ ～ +16.1‰,说明成矿过程中所需要的硫绝大部分取自沉积地层,可能来自矿床之下的早古生代碳酸盐岩地层中的成岩期黄铁矿(拉德克,1987)。

我国黔西南戈塘、板其、丫他等金矿床中,黄铁矿及辉锑矿等矿石矿物中 $\delta^{34}S$ 的总平均值为 +3.66‰,变化范围为 -29.4‰ ～ +14.3‰,极差为 43.7‰。该区围岩地层中硫同位素组成:中下三叠统 $\delta^{34}S$ 为 +4.5‰ ～ +8.2‰,上三叠统 $\delta^{34}S$ 为 -16.62‰～+0.63‰,偏向负值,为沉积硫的特点。紫木凼矿区稍有不同,其 $\delta^{34}S$ 为 +0.16‰ ～ +17.91‰。板其金矿硫化物的 $\delta^{34}S$ 为 +12.0‰,而热液成矿期硫化物的 $\delta^{34}S$ 为 +7.2‰ ～ +14.7‰。丫他金矿硫化物的 $\delta^{34}S$ 为 +1.55‰,而热液成矿期硫化物的 $\delta^{34}S$ 为 -2.3‰ ～ +8.0‰;戈塘金矿围岩中硫化物为 -16.62‰,而热液成矿期硫化物的 $\delta^{34}S$ 为 -29.4‰ ～ +10.9‰。这说明板其、丫他金矿床中矿石硫主要来自沉积地层,戈塘金矿床中矿石硫具有地层有机质还原作用形成生物硫的同位素特征。

我国陕甘川成矿区甘肃舟曲九源金矿床中矿石硫化物的 $\delta^{34}S$ 为 +0.63‰ ～ +10.47‰,围岩中黄铁矿的 $\delta^{34}S$ 为 +6.938‰ ～ +15.90‰,平均为 9.993‰,矿石硫同位素组成与围岩的硫同位素组成接近(韦永福等,1994)。

甘肃碌曲拉日玛金矿床中硫同位素 $\delta^{34}S$ 的变化范围为 -25.20‰ ～ +11.36‰,极差达 36.56‰,具有离散度大、塔式分布效应不明显的特点(李文亢等,1993;韦永福等,1994)。但不同矿化阶段有一定变化,矿化早期呈负向偏离,主要矿化阶段及晚期矿化则呈正向偏离,以富集重硫为特点。矿区围岩硫化物的硫同位素 $\delta^{34}S$ 组成为 +9.15‰ ～ +11.36‰,而矿床中主要矿化阶段和矿化晚期的硫同位素组成与之相近,表明成矿作用与围岩地层之间的密切联系。

广西凤山金牙金矿成矿主期矿石黄铁矿的 $\delta^{34}S$ 值为 -4.24‰ ～ -2.64‰,平均为

-3.44‰,成矿晚期硫化物雄黄的 $\delta^{34}S$ 的变化区间为 -6.30‰ ～ -2.02‰,平均为 -4.16‰。地层中黄铁矿的 $\delta^{34}S$ 值为 -7.44‰ ～ +14.02‰,与矿石硫化物的硫同位素组成存在一定的差别(韦永福等,1994)。这可能是由于在热液作用中成矿流体对地层硫化物的改造而导致轻硫相对增加的原因。这表明成矿作用并非在单一的封闭体系中进行的。

我国其他卡林型金矿床中硫同位素组成也反映了相似的特征(张贻侠等,1996)。从围岩和矿物中硫化物的 $\delta^{34}S$ 值对比分析,二者具有一致性,即说明绝大部分卡林型金矿床中成矿期的矿石硫主要来自围岩地层的海相硫酸盐。此外,生物硫在成矿过程中也起了部分作用。这个特点与美国卡林型金矿床极为相似。

(3) 碳同位素组成

美国卡林型金矿床矿石中方解石和白云石的碳同位素组成 $\delta^{13}C$ 变化范围为 -6.2‰～+1.13‰,围岩中方解石和白云石的 $\delta^{13}C$ 值为 +0.2‰ ～ +0.6‰(Frank W. Dickson 等,1988)。这表明成矿溶液中的碳来自围岩。在我国的卡林型金矿床中,矿石中 $\delta^{13}C$ 值变化范围较为窄小,与海相碳酸盐岩 $\delta^{13}C$ 平均值大致相当,与围岩的 $\delta^{13}C$ 值相近似。其中滇黔桂成矿区内的黔西南板其、丫他、戈塘等矿区矿石中方解石的 $\delta^{13}C$ 值主要分布范围为 -1.26‰ ～ +1.84‰(朱裕生等,1997),而与海相碳酸盐的 $\delta^{13}C$ 平均值大体相近似,其中册亨板其金矿 $\delta^{13}C$ 值在 -1.26‰ ～ +2.49‰之间,这些均表明成矿溶液中的碳大部分来自围岩。贵州紫木凼矿石 $\delta^{13}C$ 值则为 -8.55‰ ～ -4.92‰。

(4) 氧同位素组成

据 Frank W. Dickson 等(1998)的测试资料,美国卡林金矿床矿石中的方解石和白云石的氧同位素组成(SMOW)$\delta^{18}O$ 值变化范围为 +2.5‰ ～ +25.2‰,而围岩中方解石及白云石的 $\delta^{18}O$ 值变化范围为 +21.2‰ ～ +23.00‰。

我国滇黔桂成矿区黔西南卡林型金矿床中 $\delta^{18}O$ 值变化范围为 +11.0‰ ～ +27.51‰,大部分为 +20‰ ～ +26‰,落在一般沉积岩的氧同位素组成范围内(朱裕生等,1997);但矿物包裹体水 $\delta^{18}O$ 值一般为 -5.24‰ ～ -9.22‰,接近常温淡水的 $\delta^{18}O$ 值。这表明在成矿期间有地表水参与。其中,贵州册亨板其金矿中 $\delta^{18}O$ 值一般为 +9.61‰ ～ +23.00‰,与一般沉积岩的氧同位素组成(+5‰～+25‰)相似。甘肃舟曲九源金矿的 $\delta^{18}O$ 值变化范围为 +16.966‰ ～ +23.639‰,氧同位素值较高(韦永福等,1994)。而甘肃碌曲拉日玛金矿的 $\delta^{18}O$ 值为 +13.184‰ ～ +16.548‰(李文亢等,1993)。广西凤山金牙金矿床的 $\delta^{18}O$ 值为 -4.11‰,表明成矿热液以大气降水为主,并混有其他来源的溶液(韦永福等,1994)。

(5) 氢同位素组成

美国内华达州卡林金矿床中氢同位素组成 δD 值具有分布范围集中的特点,其中热液成矿期重晶石的 δD 值为 -149‰ ～ -139‰;石英的 δD 值为 -153‰,方解石的 δD 值为 -143‰～-142‰,而矿区火成岩脉的全岩 δD 值为 -160‰ ～ -145‰(Frank W. Dickson 等,1998)。

我国黔西南板其、丫他、戈塘等金矿床中脉石英、方解石和石膏的液体包裹体的水 δD 值变化范围为 -88.64‰ ～ +103.2‰,与矿区温泉水、雨水及大气的 δD 值均较接近,表明矿化期流体与大气降水有成因联系(朱裕生等,1997)。其中,贵州册亨板其金矿床 δD 值为 -51.1‰ ～ -88.64‰,与该地区温泉水的 δD 值和雨水 δD 值相近。丫他矿区 δD 值为 -94.88‰,戈塘矿区 δD 值为 -103.2‰。

广西凤山金牙金矿床中氢同位素组成在主要成矿阶段 δD 平均值为 -59.65‰,在晚期成

矿阶段 δD 值平均为 - 53.84‰,介于桂西北地区中生代大气降水(δD 约为 - 70‰)和现代大气降水(δD 约为 - 50‰)之间(韦永福等,1994),表明成矿期间热水溶液以大气降水来源为主,但掺有其他来源的溶液。

甘肃舟曲九源金矿的 δD 值为 - 75.921‰～ - 74.891‰,甘肃碌曲拉日玛金矿的 δD 值为 - 102.595‰～ - 90.866‰,均显示雨水来源的热液特点。

(6) 铅同位素组成

我国滇黔桂成矿区黔西南金矿区内金矿石的铅同位素组成的平均值为(张贻侠等,1996): $^{206}Pb/^{204}Pb = 18.61$, $^{207}Pb/^{204}Pb = 15.62$, $^{208}Pb/^{204}Pb = 38.43$,通过数据整理得($^{208}Pb + ^{207}Pb + ^{206}Pb$)/$^{204}Pb = 72.66$, $^{207}Pb/^{206}Pb = 0.839$。广西凤山金牙金矿床金矿石铅同位素组成为: $^{206}Pb/^{204}Pb = 18.305$, $^{207}Pb/^{204}Pb = 15.630$, $^{208}Pb/^{204}Pb = 38.185$,计算得出的($^{208}Pb + ^{207}Pb + ^{206}Pb$)/$^{204}Pb = 72.12$, $^{207}Pb/^{206}Pb = 0.853$。陕甘川成矿区四川松潘东北寨金矿床金矿石铅同位素组成的变化范围为: $^{206}Pb/^{204}Pb = 18.384$～$18.439$, $^{206}Pb/^{204}Pb = 15.605$～$15.677$, $^{208}Pb/^{204}Pb = 38.440$～$38.670$,计算得出的($^{208}Pb + ^{207}Pb + ^{206}Pb$)/$^{204}Pb = 72.429$～$72.786$, $^{207}Pb/^{206}Pb = 0.848$～$0.850$。

我国其他地区卡林型金矿床中金矿石的铅同位素组成也与之相似。不同地区不同金矿床的铅同位素值变化很小,其组成基本相似,这种现象反映了成矿物质有一种统一的来源。如此均一的铅同位素组成,尤其是($^{208}Pb + ^{207}Pb + ^{206}Pb$)/$^{204}Pb$ 比值和$^{207}Pb/^{206}Pb$ 比值,均反映了矿质的内生来源特点。

根据上述稳定同位素组成特点综合分析,张贻侠等(1996)认为:中国卡林型金矿床铅同位素组成反映了内生铅的特征。铅同位素非常均一的组成特点,这要用大气降水萃取沉积岩地层中成矿物质的观点,很难给予解释。而硫、碳则主要来自沉积岩地层,金和成矿物质可能由岩浆提供。尽管在中国有些卡林型金矿区内岩浆岩在地表露头不发育,岩浆岩与金矿化的关系还有待于继续深入研究,而铅同位素组成特点提供的内生来源信息不能被忽视。

(7) 成矿的物理化学条件

① 成矿温度:卡林型金矿床的成矿温度范围为 100～250 ℃,属低温、中低温(张贻侠等,1996),主要矿化阶段的成矿温度集中在 100～240 ℃ 之间(朱裕生等,1997),并且不同矿化阶段变化趋势总是从早期到晚期温度逐渐降低。

② 成矿压力:按 CO_2 浓度法推算,除丫他稍高(为 2.3×10^7 ～2.9×10^7 Pa)外,多数卡林型金矿床的成矿压力均小于 10^7 Pa,其中戈塘最低,为 2×10^6 ～ 6×10^6 Pa。按热力学平衡法计算为 2.3×10^6 ～ 2.6×10^6 Pa。其中板其为 2.6×10^6 Pa,丫他为 2.3×10^6 Pa,戈塘为 2.5×10^6 Pa。

③ 分压氧逸度: f_{O_2} 变化范围为 3.01×10^{-32} ～ 3.09×10^{-40} Pa,属氧逸度较低范畴。

④ 分压硫逸度:$\lg f_{S_2}$ 变化范围为 - 12～ - 32。

⑤ 酸碱度:矿物包裹体测定结果 pH 值为 6.08 ～ 6.42,选用 CO_2 - NaCl - H_2O 体系计算结果为 pH 为 4.29 ～ 5.43。

⑥ 氧化还原电位:矿物包裹体成分测定计算值为 Eh = - 0.35 ～ 0.68eV,其中以 - 0.5eV占多数。

⑦ 溶液的成分:在矿物形成时被捕获的原生包裹体,其成分可以反映当时溶液的正负离子成分及浓度。据沈阳地质矿产研究所(1989)对滇黔桂成矿区黔西南地区金矿床的分析研究结果可知含盐度变化范围为 1.02 ～ 5.68 w_B%,仅少数小于 1 w_B%,或大于 5 w_B%。最底者

为 0.09 w_B %(戈塘矿区一件标本),最高者可达 7.48 w_B %。矿化度一般为 10.01 ～ 60g/l,最低者仅 3.5g/l(戈塘矿区),最高者 97.32g/l。如果按照总矿化度对水溶液性质的划分标准,即小于 1g/l 为淡水,1～3g/l 为微咸水,3～10g/l 为咸水,10～50g/l 为盐水,大于 50g/l 为卤水,则可判断出贵州册亨板其金矿的矿物相当于卤水,丫他矿区相当于盐水,而戈塘矿区则相当于咸水。

水溶液中富含 Cl^-、SO_4^{2-} 和 F^- 等阴离子,且其中大多数 $Cl^- > F^- > SO_4^{2-}$,仅丫他矿区一件标本例外,为 $F^- > Cl^-$。阳离子包括 Na^+、K^+、Ca^{2+}、Mg^{2+} 等,其中 $Na^+ > Ca^{2+} > K^+ > Mg^{2+}$,仅个别 $K^+ < Mg^{2+}$。总体来看,被研究矿区中以 Na^+ 离子占优势。这表明金元素在成矿流体中主要呈某种络阴离子的形式转移,因而未消耗相应的阳离子。

矿物包裹体中还含有一定量的不混溶液体,如 CO_2、CH_4 等。它们的来源可能与沉积岩有关。

矿物包裹体中还常含有 Cu^{2+}、Pb^{2+}、Zn^{2+} 等,其浓度与矿化作用有一定联系。如在贵州册亨板其的含金高的部位,包裹体中 Cu^{2+}、Pb^{2+}、Zn^{2+} 浓度最高,其含量分别可达 0.001 5%、0.001 5%和 0.099 5%。

二、成矿规律

1. 大地构造与卡林型金矿

我国的卡林型金矿床主要产于扬子地台周边的古生代和中生代褶皱带内,这些矿床往往集中分布,成群成带出现。在一个集中区内,常常有一个甚至多个大、中型金矿床(张贻侠等,1996)。我国比较重要的卡林型金矿成矿区主要分布于扬子地块周边,其中主要有滇黔桂金三角和陕甘川金三角,其次还有湘鄂赣成矿区等。因而,扬子地块的生成、发展与演化,以及周边环境的大地构造背景,控制了我国卡林型金矿床的主要成矿区。从成矿作用来看,不同大地构造单元的边缘或活动边缘,不仅有利于金元素初始富集,同时更有利于成矿阶段的热液改造(韦永福等,1994)。而扬子地块周边的构造环境,为中国重要的卡林型金矿床的形成与产出,提供了极为有利的大地构造条件。

卡林型金矿床的成矿作用是发生在中新生代特定的地质环境中,由构造运动、岩浆作用、地热活动、地壳深部乃至上地幔变动等等多种地质作用共同作用的产物(张贻侠等,1996)。

根据国内外卡林型金矿床的研究对比,这类矿床成矿区所处的大地构造背景,都处于不同大地构造单元的交接带或衔接带上,矿区所在地的深部一般存在基底深大断裂。从斯米尔诺夫(1944)的‘环太平洋巨型成矿带”的观点来看,美国西部内华达州—犹他州的卡林型金矿和我国滇黔桂金三角成矿区的卡林型金矿,都分布于环太平洋巨型成矿带外带的后部,亦即与稳定地块相邻的过渡地带。在美国,这是指卡林型金矿产在北美克拉通西缘与科迪勒拉优地槽造山带的衔接带上,而且沿界线存在一条近南北向深大断裂带(胡受奚等,1998)。在我国的滇黔桂地区,卡林型金矿床则产于中元古代造山带与西南克拉通相邻的地带,以及中元古代造山带与加里东造山带相邻的地带,亦即产于华南加里东褶皱系西南右江印支褶皱带与晚前寒武纪扬子准地台西南的衔接带上(朱裕生等,1997)。而在右江断陷带与扬子地台之间即存在着一条北东向的深大断裂。在我国的陕甘川地区、四川松潘东北寨金矿即产于松潘-甘孜褶皱系巴颜喀拉褶皱带东缘与秦岭褶皱系南秦岭褶皱带交接的复合部位,其东南缘为扬子地台,区内发育有岷江、荷叶、虎牙、雪山等深大断裂。

从板块构造理论来看,我国卡林型金矿床与美国内华达州—犹他州卡林型金矿形成时期

的构造环境有许多相似的特点,但却更为复杂。二者的相同之处主要表现在:在中新生代,都处于受古太平洋-太平洋板块俯冲影响的活动大陆边缘弧后扩张后部,与克拉通相邻的地带,其构造环境为弧后拉张环境下的盆岭地区。二者的不同之处主要反映在我国滇黔桂湘地区的卡林型金矿区还受到特提斯或印支板块的影响,使构造复杂化。这除了受推覆断层的控制外,还受高角度正断裂的控制。

晋宁运动导致扬子陆壳的固结,中新元古代的褶皱变形由其上覆的震旦系不整合或假整合接触体现了这次运动的存在。晋宁运动的结果,导致扬子地块与华北地块拼合,形成统一的中国古陆壳。而在晋宁运动之后发生的兴凯运动,促使中国古陆又开始裂解。

2. 盆地演化与卡林型金矿

在扬子地块以南,早古生代为活动陆缘,右江盆地等地区的沉积特点是由碳酸盐岩过渡到以陆源碎屑为主的复理石或类复理石沉积为主。在志留纪末期发生的广西运动,使该区整体上升。于是,从泥盆纪到二叠纪该地区进入了地台发展阶段,形成地台碳酸盐岩和泥质、泥灰质及硅质沉积。其间由于继承性活动仍较频繁,张性断裂和裂陷发育,海底地形复杂,在低洼地带常形成金元素含量相对较高的含金岩系。此外,在扬子地台的西南部还出现了大规模的玄武质岩浆喷溢,相应带来部分金元素,提高了原始沉积的金含量。处于扬子地块南缘的右江地区,从三叠纪时就开始强烈沉陷,形成桂西坳陷的一部分,并呈现出由北向南,由台盆、斜坡到广海的沉积相带,形成了以复理石为主,部分地区为碳酸盐岩及少量火山岩建造,构成了滇黔桂地区中、下三叠统重要赋金层位。

在扬子地块之北,由于强烈的南北拉张而形成一系列近东西向巨型张性断裂带。这些断裂带进一步发育、下切、裂开而发展为海槽,并被卷入秦岭-祁连-昆仑褶皱造山带中。处于扬子地块与华北地块之间的秦岭褶皱造山带,从古生代到三叠纪,经历了发生、发展到消亡的演化过程。其间虽有多次拉张与挤压,但总的趋势是早期以拉张作用为主,形成了近东西向的槽形洋盆,构成以火山-碎屑岩建造及复理石或类复理石建造为主的沉积。晚期由于扬子地块逐渐向华北地块靠拢,海槽向北消减,因而表现为以挤压作用为主。到中晚三叠世,海槽逐渐闭合,经印支运动改造而褶皱回返。从晚古生代早期开始,随着向北朝着华北地块俯冲作用的加强,促使原有断裂活动加剧,在秦岭一带形成由南向北逐级加深的断陷海盆,结果使中、晚泥盆世出现三个有明显差异的沉积相带,其中南带为滨海海滩及滨海潮坪的碳酸盐岩—泥质岩及碳酸盐岩—碎屑岩沉积,中带为浅海陆棚相的粉砂岩,北带则为浅海边缘斜坡相,以陆源碎屑沉积为主,形成巨厚的类复理石建造。其中,泥盆系是扬子地台以北地区金矿的主要赋矿层位,尤其是以中泥盆统最为重要。

扬子地块的东南部,早古生代表现为活动大陆的边缘,在其东部为湘、鄂、赣等地区,早古生代的早期,以泥质、硅质及泥灰质沉积作用为特点,而在早古生代的晚期,则沉积了巨厚的具类复理石特点的泥质岩石。

在扬子地块的西部,早古生代显示了稳定型沉积作用特点,与扬子地块本身属于同一种构造环境,而晚古生代则处于大陆地壳与大洋地壳的过渡位置,形成了碎屑岩及碳酸盐岩沉积,其间构成了多层含金岩系。在中、晚三叠世,该区沉陷强烈,沉积了一套巨厚的复理石或类复理石建造,并构成含金岩系,成为这个地区重要的金矿赋矿层位。

3. 成矿时代

如前所述,卡林型金矿床成矿时代主要为中新生代,由此可以看出,其成矿时代也正是全球地壳的大变化时期。在这个时期,地壳强烈活动、岩浆侵入、火山喷发、沉积作用发育,尤其

是在不同大地构造单元的接合部位,稳定大陆边缘裂谷带,正是地壳活动最强烈的部位,这些地区也是脆性断裂构造活动最明显的地区,而且也往往是卡林型金矿最发育的部位。断裂构造一方面既可构成卡林型金矿成矿流体之通道,也是成矿物质沉淀的场所。另外,断裂构造往往切割了不同地层、不同的岩体,有些深大断裂切割地壳甚至深达上地幔。因此,这些被切割的不同地质体中的金元素很可能被活化带出,成为卡林型金矿的物质来源。断裂构造,特别是那些深达上地幔的深大断裂,既是岩浆活动的通道,也是岩浆侵入体就位的空间场所,这样既可能为矿床的形成提供矿质来源,又可能为矿床的形成提供所需的热源。

最近的研究还表明,卡林型金矿的成矿作用还与裂谷的活动有密切关系。例如,我国滇黔桂卡林型金矿区与加里东—印支期发育的右江-南盘江-六盘水裂谷有关,秦岭地区卡林型金矿床与秦岭加里东裂谷活动有关,而陕甘川卡林型金矿区内的川西北金矿床则与古生代—晚三叠世陆内裂陷槽有关(刘东升,1994)。综上所述,卡林型金矿床的集中分布地区也即是一种地壳构造活动区。

4. 成因假说

自从 1962 年美国内华达州的卡林地区首次发现了一种微细浸染型金矿床——卡林型金矿床以来,人们对这类金矿进行了几十年的详细系统的研究。作为一类具有重要工业价值的金矿床类型,国内外许多研究者提出了各种成因模型及成矿方式,但由于各地区各个单个的金矿床具体情况不尽雷同,它们除了有其共同的特点之外,还具有许多各自的独特性质,因此国内外的研究者们对于卡林型金矿床的形成原因尚未取得共有的认识,尤其是对于其中的若干重大问题的看法,诸如金矿物质的来源、控矿条件、矿质的沉淀富集机制以及成矿规律等,人们曾提出过多种观点。这些观点概括起来有以下 4 种。

(1) 浅成低温热泉成矿说

这主要是 L. J. 布坎南(1981)、B. R. 伯格(Berger, 1983)、V. F .霍利斯特(Hollister, 1987)等的观点。他们认为卡林型金矿与火山热泉型金矿床有相似的特征,都属于浅成低温热液矿床,只是一个产于火山岩中,一个产于沉积岩中,是两个重要的分支。这种观点强调金矿的形成与中新生代热泉活动有关。

(2) 地层改造成矿说

这是目前国内外许多研究者比较能认同的观点,如刘东升(1985,1994)、龙伯格(1986)、拉德克(1987)等。这种成因观点的中心思想是:地层是金的矿源层,成矿热液从地层中萃取了金、砷、汞、锑、钡等元素,再在断裂构造的有利部位使矿质沉淀形成矿床。对于这种观点的人们来说,他们在成矿作用过程中的热性质与来源、热事件的性质以及矿源层等重大问题上又都存在不同的看法。

(3) 岩浆热液成矿说

A .潘捷列夫(1986)、H .西里托(1990)等认为,卡林型金矿的矿源和热源均来自岩浆活动,而赋矿的沉积岩系地层仅仅是有利于成矿的容矿层位,卡林型金矿是岩浆热液体系的远源低温产物。

(4) 多源成矿说

这种观点认为卡林型金矿的成矿流体以大气降水(即天水)为主,但成矿物质是多源的(张贻侠等,1996),其中主要有岩浆来源、地层来源、深部来源以及地壳表层来源,在成矿过程中都可能提供了部分成矿物质,而不可能具单一的来源。赋矿地层也可能提供了一定量的成矿物质,也有可能是成矿的有利场所。

从容矿围岩的特点来看,卡林型金矿主要是一类以古生代以及中生代未经变质或极低级变质沉积岩系为直接围岩的金矿床。根据赋矿岩石的组合特征,卡林型金矿床的含金岩系可划分为四大类,即泥质细碎屑岩系、碳酸盐岩系、硅泥质岩岩系和钠长碳酸盐化角砾岩岩系。

赋存于泥质细碎屑岩系中的金矿床是国内外目前发现的最重要的卡林型金矿类型。它无论是从矿床的数量、规模及储量均居其余三种含金岩系金矿床之首。目前在我国已探明的大型金矿床有广西的金牙、高龙,贵州的紫木凼、烂泥沟、戈塘,四川东北寨、丘洛等。泥质细碎屑岩岩系主要由粉砂岩、细砂岩、粉砂质泥岩及泥质灰岩等组成,岩石还常含有钙质、白云质及碳质。有的矿区因受区域浅变质作用的影响,这些岩石有时还形成板岩、千枚岩、变质粉砂岩及变质砂岩等。美国内华达州的卡林金矿即产于志留系罗伯茨山组地层中。在多数情况下,岩系中不同岩性递变频繁,韵律明显,层系发育。许多矿床中还具有特征的粒序层理或不太完整的鲍玛层序,构成了复理石、类复理石建造或浊积岩系,反映出海相沉积环境,产出于一定地质发展阶段,并受构造及岩相古地理控制;产出于沉积环境相对稳定的陆相浅海及其延伸的斜坡和深水相带。

与前者相比,赋存于碳酸盐岩系中的金矿床,无论是已发现矿床的数量还是规模,均占次要地位。根据成矿特点及成矿方式,这类金矿床又可分为两种类型:

① 呈浸染状或细脉浸染状产出,如甘肃舟曲九源金矿;

② 呈脉状产出,即呈含金方解石脉或含金石英方解石脉的形式产出,如广西田阳叫曼金矿。

这类金矿床含矿主岩岩系包括两个大类:

① 由纯碳酸盐岩组成,如田阳叫曼金矿床的含矿岩系主要是灰岩、白云岩、生物碎屑灰岩及结晶灰岩等,而且含金岩系的上下地层也均为厚层灰岩。

② 由不纯的碳酸盐岩与碳酸盐岩组合而成,甘肃舟曲九源金矿的含矿围岩即为这种类型,含金岩系由薄层灰岩、泥质灰岩、泥灰岩、泥质条带状灰岩、角砾状灰岩等组成。金矿化的产出受到断裂作用形成的挤压破碎带的控制。

赋存于硅泥质岩岩系中的金矿床有甘肃碌曲拉日玛和邛莫金矿,这种金矿床有时又被称为碳硅泥岩型金矿。含金岩系主要由硅质岩、含细碎屑的泥质岩构成,岩性包括厚层块状硅质岩、硅质板岩、碳质板岩 、绢云母板岩、粉砂质板岩、绢云母粉砂质板岩及含硅质条带硅质团块板岩等。偶见灰岩透镜体,其中硅质岩主要呈灰—灰黑色,泥晶、微晶、细晶结构,常具有球粒状、层纹状及窗孔状构造等。这种含金的硅泥质岩岩系出现于褶皱造山带内,其形成的岩相古地理环境为浅海和深水相区。沉积物质除来自陆源外,有时还有海底火山喷气的参与,于是形成了富硅、富碳的泥质岩石。

钠长碳酸盐化角砾岩岩系,是我国一种独特的含金岩系。金矿体均产于以钠长石质岩石或碳酸盐岩为主要成分的角砾岩中,角砾岩体在区域上呈带状分布。产于钠长碳酸盐化角砾岩中的金矿床是我国独具特色的一类金矿,其分布比较罕见,目前仅见于秦岭地区,已知矿床有陕西双王和二台子两个金矿以及多处矿点、矿化点。但是,亦有人认为此类金矿不应属于典型的卡林型金矿,与火成活动亦无成因联系,应该是与碳酸盐岩浆活动有关的金矿床(韦永福等,1994)。

三、找矿靶区

根据高龙矿区和桂西北地区成矿条件以及矿床成因综合分析,笔者认为该区新的找矿工

作应该注意 3 个问题:

① 金矿化主要赋存于石炭系—二叠系碳酸盐岩地层与三叠系百逢组细碎屑岩这两大套不同时代、不同岩性地层之间的构造破碎带内,但更靠近三叠系细碎屑岩一侧,而且距离接触带不宜超过 1 000m 的范围。

② 金矿化主要赋存于南北向的断裂(如 F_1 和 F_3)中,其次在东西向断裂(如 F_2 和 F_4)中,尤其是在南北向断裂与东西向断裂交汇的地段,更值得注意。

③ 在石炭系—二叠系碳酸盐岩地层与三叠系细碎屑岩的接触带处,找矿工作要避开现代岩溶作用所形成的落水洞地貌的影响。这种接触带本应是找矿的有利地段。但是,由于现代岩溶作用的影响,使得在接触带处原本有的金矿体因石炭系—二叠系碳酸盐岩地层的大量溶失、垮塌,形成巨大的落水洞类岩溶地形,从而严重破坏了原有的金矿体。于是,在这样的接触带上,在落水洞周围,堆积了大量经过位移的岩溶垮塌物和岩石碎块,而金矿石则极少留下。

根据上述考虑,高龙矿区的下一步找矿工作应注意以下靶区(图 9-1):

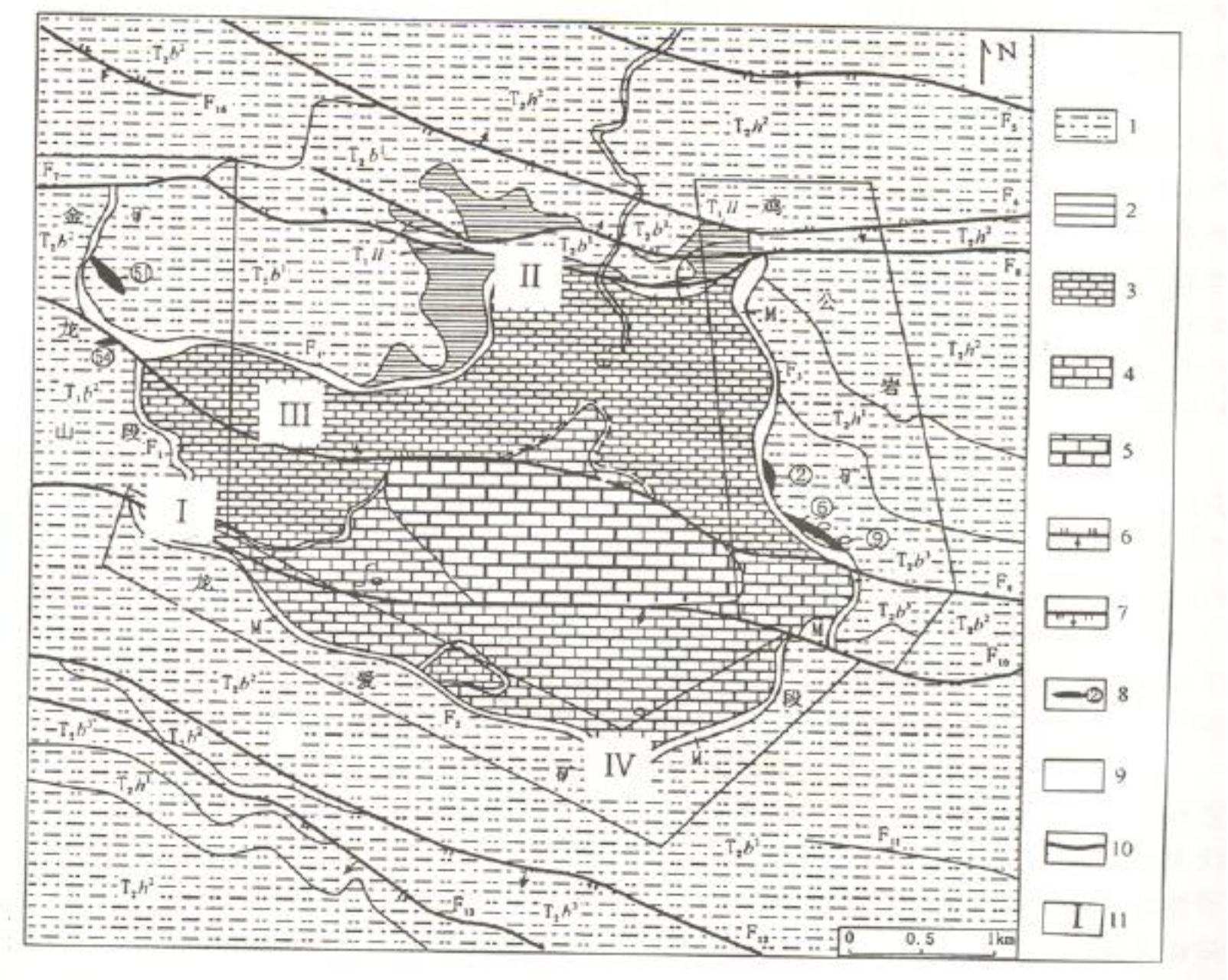


图 9-1 广西田林县高龙金矿区找矿靶区

(据广西高龙黄金矿业有限责任公司资料绘编,2000)

1. 中三叠统;2. 下三叠统;3. 上二叠统;4. 下二叠统;5. 中上石炭统;6. 逆断层;7. 正断层;8. 金矿体及编号;9. 硅化带;10. 矿段;11. 金矿预测靶区

① 金龙山主峰以南的西坡,至龙显村西北山坡,即 F_1 断层的南段,尤其是 F_1 与 F_2 交汇

处(Ⅰ)。

② 高龙镇西北方向,F_4 断层的拐弯部位。此处地表有硅化脉体,由于差异风化作用,硅化脉体突兀地表,形成明显的找矿标志(Ⅱ)。

③ 猫山主峰西侧山坡,在石炭系—二叠系碳酸盐岩地层(C—P)与三叠系细碎屑岩(T)的接触面上,寻找“猫山式”矿体(Ⅲ)。

④ 在已有矿体的外侧,以及深部,即在矿体深部(但不宜超过 500m)和外侧 1 000m 范围内,寻找新的矿体。例如,鸡公岩矿段的外侧 1 000m 范围内,该矿段的南北两端,即其北端的尾矿填至一工区一带,其南端的第 9 号矿体南延部分;另外,还有龙爱矿段(Ⅳ)。

小　　结

本专著在前人工作的基础上,运用矿床地质学、矿床地球化学、成矿有机地球化学、盆地沉积学、流体包裹体地质学、稳定同位素及稀土元素地球化学、区域成矿学,以及显微激光拉曼探针分析微观信息、色谱-质谱-计算机联仪和电镜扫瞄、电子探针等新理论新方法,经过科研小组 3 年的努力,取得了显著的进展,完成了合同书所规定的全部任务,并取得了许多新的认识。但由于地理条件限制、研究时间的短促以及科研经费等原因,对一些问题研究的深度和广度受到一定的局限。尤其是一些与成矿关系密切的问题,还有待深入探讨,有些结论也有待补充和完善。取得的新认识主要有:

1. 本专著在研究高龙金矿时是不再孤立地研究单个的矿床本身,而是研究矿床形成的区域地质背景、成矿环境和演化过程,研究同类型矿床的大地构造条件及区域性分布规律,将一个矿床或一组矿床视为全球构造及区域构造演化的一个组成部分。也就是说本专著注重将矿床(或矿床组)放在其形成的区域性地质环境中去研究,把矿床的形成和变化与区域性地质环境的演变有机地结合起来,从地壳的时空结构与演化整体认识矿床。根据这一新理论和新思路,研究成矿作用与地质背景的关系,首要的因素就是构造,而地处特殊大地构造位置和地壳结构的滇黔桂金三角成矿区,构造变形强烈、构造形式复杂、构造景观多样,并且与该区卡林型金矿的形成、发展有着极密切的联系。

2. 将高龙金矿床放到整个滇黔桂成矿区的范围内,甚至放在整个中国大陆区的大地构造范围内,讨论其形成的地质背景和控矿条件,分析高龙金矿床在大地构造中的特殊位置以及在区域性广大范围内的成矿规律性,以便找出高龙金矿床形成的时间界限、空间区段和物质组成特点。从区域成矿学的观点研究成矿过程中区域背景的时间、空间和物质三者的重要性及其互相联系。由于高龙矿区以及整个滇黔桂金三角成矿区所处的区域性地质背景和地壳结构的特殊性,因此这个地区具有有别于美国相同类型金矿床集中区特殊的成矿条件和成矿规律,也与我国陕甘川等其他卡林型金矿床分布区不完全相同的区域地质背景与控矿因素。

3. 系统总结了含矿岩系——浊积岩的形成原因、沉积学原理、岩相古地理环境和岩性组合特点。浊流和浊积岩的研究,超出并丰富了传统的机械沉积分异作用的理论,也引导人们重新认识了某些原本被认为属于复理石和类复理石沉积的成因,浊流沉积的理论很好地解释了这些沉积作用类型的机理。浊流沉积理论的建立,促使人们对沉积作用、古地理、大地构造以及金属非金属矿床的某些经典理论有必要重新认识与总结。尤其是最近以来,世界各国在浊积岩广泛分布的地区内,发现了赋存其中极富工业意义的‘卡林型金矿”,人们对浊积岩及其矿床学意义的深入系统研究,更是上了一个新的台阶。浊积沉积理论也很好地解释了高龙矿区赋矿地层沉积作用与机理。

4. 跨越成矿区域的尺度,从右江盆地演化和充填地层格架特征入手,分析了右江盆地的变化过程、区域造山过程以及与卡林型金矿床的成因关系,分析了右江盆地从成生、发展到消亡等演化历史中,卡林型金矿床从“盆地地层水(以及大气降水)→热水→热卤水→含矿热卤水→矿体形成”的演化过程。

5. 根据构造应力作用的理论,从不同尺度的构造三维几何学特点、运动学特点及变形物

理环境等,深入分析、认识和理解高龙区 F_1、F_2、F_3 和 F_4 等主要控矿构造。这些构造不仅仅是单纯的一次张性或压性应力所形成的,而是具有多期次、多种性质应力作用的结果。总的说来,在早期,是以压应力为主,南北向的挤压与东西向的挤压长时间多期多次地交替进行;在晚期,则以伸展滑脱作用为主,形成张性断裂和充填,形成张性角砾。因此具有多期次继承性活动的特点,这样形成的断裂构造不只是单纯地提供有利的成矿空间,更重要的是控制着成矿作用的发生和发展。这些断裂带一般是低能的扩容带,因此是金矿物质发生活化迁移、重新定位和重新分配的场所。

6. 高龙穹隆(背斜)的形成,是以石炭系—二叠系碳酸盐岩台地古地形为基础,接受三叠系浊积岩的沉积。在后来的构造作用下,沿着两大套不同时代不同岩性地层接触带这一构造薄弱地带产生滑脱,再经过地表风化剥蚀而形成。因此高龙穹隆(背斜)的形成应该是古地理——台地和断层两种因素所造成的。滑脱断层对接触带边界的改造表现得十分清楚,反映高龙地区东西方向的结构形态及变形特点,东西(或近东西)方向的伸展作用,导致上下时代不同、岩石力学性质有差异的接触带产生破碎,形成主要滑脱面和主要滑脱破碎带。南北向的结构形态及变形特点与东西向基本相似,但南北向滑脱破碎带规模更大。正是这种滑脱构造奠定了高龙地区的构造格架,并且控制了金矿的形成和展布。金矿体主要产于滑脱带,少数产于其内外两侧的次级滑脱带中,矿化强度随着与主滑脱带的距离增大减弱乃至消失,呈明显的负相关关系。

7. 成矿过程主要有两期,即热液成矿期和表生风化期,前者形成了卡林型金矿,后者则形成了风化壳型金矿。

由于构造活动的多期多阶段性,也导致含矿热液活动的脉动性,因此高龙金矿床热液成矿期又可分为 6 个成矿阶段,即从早到晚依次为:

(1) 细粒石英-黄铁矿阶段(Q1);

(2) 中粒深灰色石英阶段(Q2);

(3) 粗粒石英-黄铁矿-辉锑矿阶段(Q3);

(4) 细粒-非晶质石英阶段(Q4);

(5) 石英-碳酸盐阶段(Q5);

(6) 方解石-石英阶段(Q6)。

其中,Q1 是卡林型金矿形成的主要时期,但矿化强度与硅化强度不成正相关关系。Q3 是硅化最强烈的热液活动,但矿化不好,在矿区表现最为明显,形成粗大的石英脉体。在 Q3 脉体膨大处,显示出明显的分带现象,即从主脉体向两侧,依次出现:石英主脉→构造角砾岩→石英网脉→石英稀疏细脉→原岩(或原生卡林型矿体)。卡林型金矿体往往被 Q3 等后期热液活动穿插、破坏,构成其中的角砾。

8. 在表生风化期,尽管矿区的风化作用不可能进行得完全彻底而只能形成粘土型风化壳,但由于表生风化作用的结果,对于金的找矿勘探和回收工作产生了积极的意义:

(1) 使坚硬的原生矿体及其围岩破裂、松散,易于开采;

(2) 使致密的原生矿石破碎,金属硫化物氧化解体而使载金矿物中的金脱离出来,容易被堆浸回收;

(3) 原生矿石中的黄铁矿等载金矿物的风化作用形成“原积”褐铁矿残留原地而将含矿部位染成褐红色色调,成为明显的找矿标志;

(4) 由于风化作用使载金矿物中的某些活泼组分发生一定的流失,而金则产生相应集中,

从而在风化层中造成金的轻度富集;

(5) 从主矿物中游离出来的晶格金、晶隙金、晶间金和包裹体金,由于次生加大作用,增大了金的粒度;

(6) 由于地表氧化作用使原生碳等有机质被氧化而消失,原先呈吸附状态赋存的金便解脱出来,有利于回收。

从金含量高低可以看出,高龙矿区氧化层的分带性比较明显。金的最大富集作用并非发生于地表风化作用相对最强烈的风化层中,而是在氧化层下部的潜水面之上。

9. 根据矿区地层及岩浆岩的含金丰度、矿石和岩石主要及微量元素含量、矿床稀土元素组成、有机地球化学特征、硫-氧-氢-碳-铅同位素和矿物流体包裹体综合测试资料以及矿区标本显微激光拉曼探针分析的微观信息多项研究结果,确定金等成矿元素主要来源于赋矿地层本身,即高龙地区以及桂西北中三叠统百逢组浊积岩是高龙卡林型金矿床的主要矿源层。

判断是否为矿源层(或矿源岩)应注意以下问题:

(1) 岩石中含有丰富的成矿元素;

(2) 成矿元素在矿源岩中的赋存方式;

(3) 成矿元素载体矿物的类型;

(4) 盆地流体的物理化学性质;

(5) 矿源岩的化学组成及其物理性质;

(6) 矿源岩所处的大地构造位置;

(7) 矿源岩的力学性质及破碎程度;

(8) 矿源岩所处的深度以及所处的地球化学场。

10. 矿区地层中的有机质为Ⅱ型干酪根,并混有少量Ⅰ型干酪根,这些有机质在地热增温和含矿热液等地质热事件的联合作用下,发生成熟—过成熟作用,有机质发生热降解,生成分子量短小的 CH_4 等气、液态烃等有机化合物和 H_2S、H_2、CO、CO_2,构成还原性极强的有机流体。当有机流体与含矿热液混合时充当还原剂,便与之发生积极的氧化还原反应,破坏热液的地球化学平衡,金硫络合物或金氯络合物被还原而解体,金便从中沉淀析出,形成自然金富集。

生物标志化合物研究结果表明,在成矿过程中有下渗大气降水以及细菌类微生物的参与,也有从他地迁移来的有机流体的掺和。这表明金的成矿机理包含了不同物理化学性质流体的混合作用,成矿反应时的温度不高,一般不应高于 100℃;成矿时深度不大,不应超过 2 000m。

11. 高龙金矿床的形成,主要与右江盆地在演化过程中形成的盆地流体有关,盆地流体与成矿关系的研究,在国际地球科学界属于前缘领域。右江盆地流体主要包括 4 种成分,即同生水、地下水、油田水和深部水;根据动力学原理又可划分为 3 种基本类型,即热动力流体、压实流体和重力流体。这些盆地流体含有大量 Na、K、Ca 和 Mg 阳离子,以及 Cl^-、SO_4^{2-} 和 HCO_3^- 等阴离子,其密度大于 1,显示弱酸性或弱碱性。盆地流体在循环运移过程中,温度不断升高,不断溶解、萃取矿源岩中的盐类物质和成矿元素,变成含矿热液。金元素在含矿热液中的赋存方式通常是呈金硫络合物、金氯络合物以及金硅配合物的形式迁移。

12. 高龙地区的近东西走向的区域性深大断裂(以 F_2 和 F_4 为代表)是成矿热液运移的良好通道,而呈南北走向的次级断裂(以 F_1 和 F_3 为代表)是成矿作用有利的反应场所和成矿物质合适的储集空间。当含矿热液沿着导矿构造运移至次级断裂的有利部位时,由于成矿地球化学障的存在,例如与先期到达的不同物理化学性质的其他流体的混合,或与有机流体混合,或由于环境的温度及压力骤然降低,导致含矿热液地球化学平衡被打破,促使金从中沉淀析

出,在一个有限的空间里聚集形成矿床。

13. 高龙金矿床的形成原因主要受到以下几种因素的控制,即成矿物质、成矿流体、地质热事件、导矿与储矿构造、有机流体。高龙金矿床的形成过程和成矿模式主要归纳为 4 个时期,即初始聚集期、盆地流体期、成矿作用期和表生风化期。

14. 高龙金矿形成时代为侏罗纪和白垩纪,即印支造山期末至燕山造山期始,其矿床类型为产于中三叠统细碎屑岩中的卡林型金矿床,其形成与发展主要受到区域地质背景、右江盆地演化、矿区控矿构造以及盆地流体与有机流体的联合控制,并由于在有利的构造空间存在成矿地球化学障的结果。本专著认为该区新的找矿工作应该注意 3 个问题:

(1) 金矿化主要赋存于石炭系—二叠系碳酸盐岩地层与三叠系百逢组细碎屑岩这两大套不同时代、不同岩性地层之间的构造破碎带内,但更靠近三叠系细碎屑岩一侧,而且距离接触带不宜超过 1 000m 的范围。

(2) 金矿化主要赋存于南北向的断裂(如 F_1 和 F_3)中,其次在东西向断裂(如 F_2 和 F_4)中,尤其是在南北断裂与东西向断裂交汇的地段,更值得注意。

(3) 在石炭系—二叠系碳酸盐岩地层与三叠系细碎屑岩的接触带处,找矿工作要避开现代岩溶作用所形成的落水洞地貌的影响。这种接触带本应是找矿的有利地段。但是,由于现代岩溶作用的影响,使得在接触带处原本有的金矿体因石炭系—二叠系碳酸盐岩地层的大量溶失、垮塌,形成巨大的落水洞类岩溶地形,从而严重破坏了原有的金矿体。于是,在这样的接触带上,在落水洞周围,堆积了大量经过位移的岩溶垮塌物和岩石碎块,而金矿石则极少留下。

因此,矿区下一步的找矿靶区可以选定为以下几个地段:

(1) 断层 F_1 的南段,即二工区金龙山矿段以南、龙显村西北山坡,尤其注意 F_1 与 F_2 断层的交汇部位;

(2) 高龙镇西北方向 F_4 断层与 F_8 断层的交接拐弯部位;

(3) 猫山主峰西侧山坡石炭系—二叠系碳酸盐岩地层(C—P)与三叠系细碎屑岩地层(T)的接触面。

另外,在已知矿体的外侧约 1 000m 范围之内、深部约 500m 深度以内,鸡公岩矿段的北段尾矿坝至一工区一带,其南端第 9 号矿体的南延,以及龙爱矿段,都应注意寻找新的矿体。

参考文献

陈国达、黄瑞华、王伏泉,地洼构造与金成矿,1997,北京:地质出版社。

陈纪明等,中国金矿地质概论,1997,北京:地质出版社。

陈毓川等,中国重要成矿区带矿产资源远景评价,1999,北京:地质出版社。

第八届国际矿床成因协会科学讨论会论文集:矿床成因论,1991,福州:福建科学技术出版社。

丁国瑜等,中国岩石圈动力学概论,1991,北京:地震出版社。

关广岳,金属矿床氧化带微生物地球化学,2000,北京:科学出版社。

关广岳等,中国金矿床表生地球化学,1994,沈阳:东北大学出版社。

广西卷编委会,中国矿床发现史(广西卷)1996,北京:地质出版社。

广西壮族自治区地质矿产局,广西壮族自治区区域地质志,1985,北京:地质出版社。

贵州卷编委会,中国矿床发现史(贵州卷),1996,北京:地质出版社。

国家辉,桂西北超微粒浸染型金矿成矿地质条件及找矿模式,广西地质,1994,7(2):37—49。

国家辉等,桂西北超微粒型金矿及其成矿和找矿模式,1992,北京:地震出版社。

国外黄金矿床,译文集翻译组译,国外黄金矿床译文集,1985,北京:冶金工业出版社。

何谋春、张志坚,显微激光拉曼光谱在矿床学中的应用,岩矿测试,2001,20(1)(总第 77 期),43—47。

侯宗林、杨庆德,滇黔桂地区微细浸染型金矿成矿条件及成矿模式,地质找矿论丛,1989,4 (3):1—3。

胡明安,低温成矿系列中生物有机质的矿床学意义,地球科学,2000,25(4):375—379。

胡明安,地质热事件-有机质-金属成矿作用的联系,地质科技情报,1997,16(2):67—72。

胡明安,流体烃的他地迁移、生物降解及生物成矿,地球科学,1996,21(6):625—628。

胡明安,与细菌活动有关的成矿作用,矿床地质,1997,16(1):61—70。

胡明安、罗学常、高广立,有机质成熟异常及生物标志物的矿床学意义,1998,武汉:中国地质大学出版社。

胡明安、杨铸生、贺金良,四川石棉田湾金矿床中原生型和迁移型有机质及成矿意义,地质科技情报,1999,18(1):55—59。

胡明安、章传玲,四川石棉田湾金矿床韧性剪切构造带地球化学障的成矿意义,地质科技情报,2000,19(2):33—36。

胡受奚等,中国东部金矿地质学及地球化学,1998,北京:科学出版社。

季克俭、吴学汉、张国炳,热液矿床的矿源、水源和热源及矿床分布规律,1991,北京:科学技术出版社。

李甫安,桂西北主要金矿床地质特征,广西地质,1990,3。

李甫安,桂西北主要金矿床地质特征,广西地质,1990,3(3):49—64。

李思田、路凤香、林畅松等,中国东部及邻区中、新生代盆地演化及地球动力学背景,1997,武汉:中国地质大学出版社。

李文达等,华南红土化作用地球化学及红土型金矿形成的可能性,1995,北京:地质出版社。

李文亢,黔西南微细浸染型金矿床地质及成矿特征,沈阳矿产地质研究所刊,1986,7。

梁祥济,水-岩相互作用和成矿物质来源,1995,北京:学苑出版社。

刘宝 、许效松、潘杏南、黄慧琼、徐强,中国南方古大陆沉积地壳演化与成矿,1993,北京:科学出版社。

刘东升,中国卡林型(微细浸染型)金矿,1994,南京:南京大学出版社。

刘东升等,我国卡林型金矿的地质特征、成因及找矿方向,地质与勘探,1987,12。

刘建明、刘家军,滇黔桂金三角区微细浸染型金矿床的盆地流体成因模式,矿物学报,1997,17(4):448—462。

刘金钟、范德廉,桂西北金牙金矿床的物质来源探讨,矿床地质,1992,11(3):233—240。

刘全根、史斗、谷治成,世界黄金科学技术发展现状和趋势以及我国对策的建议,1990,兰州:甘肃科学技术出版社。

刘英俊等,金的地球化学,1991,北京:科学出版社。

卢焕章,成矿流体,1997,北京:北京科学技术出版社。
卢焕章、池国祥、王中刚等,典型金属矿床的成因及其构造环境,1995,北京:地质出版社。
栾世伟等,金矿床地质及找矿方法,1987,成都:四川科学技术出版社。
苗昌德,国内外金银矿床图册,1993,北京:冶金工业出版社。
欧阳自远、倪集众、项仁杰,地球化学:历史、现状和发展趋势,1996,北京:原子能出版社。
秦鼐等,中国金矿主要类型区域成矿条件,1988,北京:地质出版社。
任纪舜、陈廷愚,中国东部及邻区大陆岩石圈的构造演化与成矿,1990,北京:科学出版社。
沈阳地质矿产研究所编,中国金矿床主要类型区域成矿条件文集(6 黔西南地区),1989,北京:地质出版社。
苏欣栋,我国微细浸染型金矿床地质特征及找矿方向,黄金,1984,4。
索书田、毕先梅、赵温霞等,右江盆地三叠纪岩层极低级变质作用及地球动力学意义,地质科学,1998,33(4):395—405。
索书田、毕先梅、周汉文,极低级变质作用——以右江中生代构造带为例,1999,北京:地质出版社。
索书田等,右江中生代极低级变质带的变质变形过程,1996,北京:地质出版社。
涂光炽等,低温地球化学,1998,北京:科学出版社。
王恩德、关广岳,金矿床的有机地球化学研究——腐殖酸对金银迁移沉淀作用,地球化学,1993,(1):57—62。
王国田,桂西北微细浸染型 JY 金矿床形成机理初探,广西地质,1989,2。
王启军、陈建渝,油气地球化学,1988,武汉:中国地质大学出版社。
王小春,中国微细浸染型金矿矿质迁移沉淀机制,地质找矿论丛,1998,13(2):47—55。
王砚耕、索书田、张明发等,黔西南构造与卡林型金矿,1994,北京:地质出版社。
王砚耕、王立亭、张明发等,南盘江地区浅层地壳结构与金矿分布模式,贵州地质,1995,12(2):91—183。
韦永福、吕英杰等,中国金矿床,1994,北京:地震出版社。
魏菊英、王关玉,同位素地球化学,1988,北京:地质出版社。
吴江、李思田等,桂西北微细浸染型金矿成矿作用分析,广西地质,1993,6(2):39—51。
翟裕生、姚书振、崔彬等,成矿系列研究,1996,武汉:中国地质大学出版社。
翟裕生、姚书振、周宗桂、吕新彪等,长江中下游铜金矿床矿田构造,1999,武汉:中国地质大学出版社。
翟裕生等,区域成矿学,1999,北京:地质出版社。
张虎才,元素表生地球化学特征及理论基础,1997,兰州:兰州大学出版社。
张锦泉、蒋廷操,右江三叠纪弧后盆地沉积特征及盆地演化,广西地质,1994,7(2):1—13。
张理刚,稳定同位素在地质科学中的应用,1983,西安:陕西科技出版社。
张贻侠、寸圭、刘连登等, 中国金矿床进展与思考,1996,北京:地质出版社。
郑明华等,四川东北寨浸染型金矿成矿物理化学条件和成矿过程分析,矿床地质,1990,2。
中国科学院地球化学研究所有机地球化学与沉积学研究室,有机地球化学,1982,西安:科学出版社。
中国科学院矿床地球化学开放研究实验室,矿床地球化学,1997,北京:地质出版社。
朱赖民、刘显凡、金景福等,滇-黔-桂微细浸染型金矿床时空分布与成矿流体来源研究,地质科学,1998,33(4):463—473。
朱裕生等,金银矿预测,1997,北京:地质出版社。
R .W .博伊尔,金的地球化学及金矿床,马万钧等译,1984,北京:地质出版社。
H .G .里丁,沉积环境和相,周明鉴等译,1986,北京:科学出版社。
J .C .萨玛玛,矿田与大陆风化,1991,武汉:中国地质大学出版社。
Bernard Durand, Kerogen-insoluble organic matter from sedimentary rocks, Can .J . Earth Sci .1980 .
Gatillier J . P .,Disnar J . R .,Carbon in Arechen rocks of the Abitibi belt(Ontario—Quebec) and its relation to gold distribution, Can . J . Earth SCI .,1995,22(1):1945—1951 .
Hu Mingan,Disnar J .R .,Sureau,J .F ., Organic geochemical indicators of biological sulphate reduction in early diagenetic Zn-Pb mineralization:the Bois-Madame deposit(Card, France), Applied Geochemistry,1995,10

(4):419—435 .

Hubert L .Barnes, Geochemistry of hydrothermal ore deposits, Third edition,1997, New York .

Jean-Pierre G ., Jean-Robert D ., Organic matter and gold-ore association in a hydrothermal deposit, France Appl . Geochem ., 1989(4):143—149 .

Macqueen R .W .and Powell T .G ., Organic geochemistry of the pine point lead-zinc ore field and region, Northwest Territories, Can . Econ . Geol ., 1983,78:1—25 .

Montacer M ., Disnar F .R ., Orgeval J .J .and Trichet J ., Relationship between Zn-Pb ore and oil accumulation processes: example of the Bou Grine deposit (Tunisia), Org .Geochem ., 1988,13:423—431 .

Palmer S ., Effect of water washing on crude oils from NW Palawan, Philippines, Am .Assoc .Pet .Geol .Bull ., 1984,68:137—149 .

Peters K .E ., and Moldowan J .M ., The biomarker guide,363 pp, Prentice Hall, Englewood Cliffs, 1993 .

Philp R .P ., Fossil fuel biomarkers: applications and spectra,293 pp, Elsevier Amsterdam,1985 .

Poul Emsbo et al ., Syngenetic Au on the Carlin trend: implications for Carlin-type deposits, Geology, 1999, 27 (1):59—62 .

Reuter P ., Rabus R ., Wilkes H ., Aeckersberg F . A ., Jannasch H .W . and Widdel F ., Anaerobic oxidation of hydrocarbons in crude oil by new types of sulphater-reducing bacteria, Nature,1994,372:455—458 .

Rickard D .T ., Willden M ., Marde Y . and Ryhage R ., Hydrocarbons associated with lead-zinc ores at Laisvall, Sweden, Nature,1975,255:131—133 .

Rubinstein I . and Strausz O .P ., Geochemistry of thiourea adduct from an Alberta petroleum, Geochem .Cosmochim .Acta,1979,43:1387—1392 .

Schulze T . and Michaelis W ., Structureand origin of terpenoid hydrocarbons in some German coals, Org ., Geochem .,1990,16:1 051—1 058 .

Sicree A . A ., and Barnes H . L ., Upper Mississippi Valley district ore fluid model, the role of organic complexes,1996,11:105—131 .

Springer J .S ., Carbon in Archean rocks of the Abitibi belt(Ontario Quebec)and its relation to gold disribution, Can .J .Earth .Sci .,1985,22:1 945—1 951 .

Sverjensky D .A ., The diverse origins of Mississippi Vally-type Zn-Pb-Ba-F deposits, Chron .Rech .Min ., 1989,495:5—13 .

Sverjensky D .A ., The origin of a Mississippi Valley-type deposit in the Viburnum Trend, southeast Missouri, Econ .Geol ., 1981,76:1 848—1 872 .

Tissot B .and Welte D .H ., Petroleum Formation and Occurrence,2nd ed .,700 pp, Springer, Berlin,1984 .

Trudinger P .A ., Chambers L .A . and Smith J .W ., Low-temperature sulphate reduction: biological versus abiological, Can .J .Earth .Sci .,1985,22:1 910—1 918 .

Van dorsselaer A . and Albrecht P ., Marqueurs biologiques: origin, evolution et applications, Bull .Centre .Rech .Pau-SNPA, 1976, 10, 1:193—200 .

Williams P .F .V . and Douglas A .G ., Organic geochemistry of the British Kimmeridge clay, 1: composition of shale oil produced from Kimmeridge sediments, Fuel,1985,64:1 062—1 069 .

Hu Mingan, Disnar J .R ., L .Barbanson et I .Suarez-Ruiz, Processes d'alterasion thermique, physico-chimique et biolobique de constituans organiques et genese d'une mineralization sulfure: le gite Zn-Pb de la Florida (Cantabria Espagne), Can .J .Farth .Sci .1998,35:936—950 .

Montacer M ., Etude de la matiere organique de la formation“ Bahloul ”(Cenomano— Turonien) dans l'environnement sedimentaire du gisement Zn-Pb de Bou Grine (Nord-Ouest de la Tunisie), These, Orleans,1989 .

Naden J, et al ., Role of methane and Carbon dioxide in gold deposion, Nature,1989, 342:793—795 .

Ramanampisoa L ., Etude des mecanismes responsables de l'accumulation de la matiere organique dans les ar-

giles du Kimmeridgien-Yorkshire(UK) : approches geochimiques et petrographiques organiques, These, Orleans, 220 pp, 1993 .

Schmid J .C ., Marqueurs biologiques soufres dans les petroles, These, Strasbourg, 263 pp, 1986 .

Tissot B ., Pelet R ., Roucache J . and Combaz A ., Utilisation des alcanes fossiles geochimiques indicateurs des environnements geologique, Advances in Organic Geochemistry 1975, 117—154, Enadimsa, Madrid, 1977 .