# 中国改造型金矿床地球化学

王秀璋 程景平 张宝贵
樊文苓 白正华 梁华英 著

科学出版社

ISBN 7-03-003046-X

P·603

定　　价：12.20元

科技新书目：272-103

# 序

《中国改造型金矿床地球化学》一书即将问世。这对研究我国金矿床形成机理、成矿模式、矿床成因和分布规律将起积极的促进作用。

在10多年前，国内外矿床学界都还没有认识到改造成矿作用在金矿床形成过程中的意义。但在今天不少人已接受了这一成因观点，即改造成矿作用在不少金矿类型中占重要地位，甚至主导的地位。

面对我国大量太古宇绿岩带型金矿床含矿岩系年龄老，而成矿年龄新（晚古生代、中生代）的事实，不少金矿专家认为，太古宇是矿源层，在显生宙造山运动中，金从矿源层中活化析离出来，经过运移在构造软弱地带富集成矿。这种金的活化析离运移富集过程就是金的改造成矿过程。

澳大利亚和加拿大近期的研究也说明，若干绿岩带型金矿的矿源层形成于2700—2900Ma前，而成矿则发生于2200—2600Ma前，成岩成矿之间也存在一定时差。有些学者认为，早元古代的造山运动使太古宇中金的活化运移而成矿，这当然就是改造成矿了。

对中国西南和美国内华达州广泛分布的卡林型金矿，许多学者认为古生代和三叠纪未变质的含碳沉积岩（主要是碳酸盐岩、细碎屑岩和硅质岩）是金的矿源层。在后期（晚中生代、新生代）地质作用中，伴随古地温梯度的增加，或岩浆侵入，或火山活动，热源和下渗大气降水使Au得以活化转移，在低温条件下富集成矿。无论冠之以古热泉还是古热水淋滤等成矿模式，其实质都是改造成矿作用。

在我国东部沿海广布的中生代陆相火山岩系及所挟持的古老变质岩系（建瓯群、龙泉群）中产出一系列在矿物组成（常有一些银矿物、碲化物、硫盐甚至硒化物出现）上和蚀变类型（除硅化、绢云母化等蚀变形式外，有时出现明矾石化、叶蜡石化、冰长石化等）上颇具特色的金银矿床。在这些矿床的形成历史中，改造成矿无疑起了重要作用：成矿物质是分散于变质岩和火山岩中的Au、Ag、Pb、Zn、Te、Se等，成矿溶液是下渗大气降水形成的环流，而热源则可能是次火山岩、火山岩。

在其他类型金矿床中，如变质碎屑岩型和侵入体内及内外接触带型金矿中，改造成矿也起了不容忽视的作用。

本书作者王秀璋同志在过去10多年中花费了大量时间与精力，对我国不同类型金矿床作了细致的野外及镜下观察和深入、系统的室内工作，包括气液包体、稳定同位素、微量元素及矿物学等。在此基础上，经过深思熟虑、综合分析，对我国改造型金矿床地球化学作了精辟阐述和讨论，并写成了此书。

祝愿此书的出版将有助于扩大对金矿形成机理和成因的视野和使改造成矿作用引起人们更多的注意。

涂光炽

1991年3月15日

# 前　言

改造作用是涂光炽教授60年代和70年代提出来的一种成矿作用理论和成矿方式，在80年代，涂光炽教授对改造作用进行了更加深入的研究，在沉积-改造、活泼元素改造矿床与油气矿床对比、改造矿床的矿源层及成矿机理等方面都进行了系统总结，并提出了一套比较完整的理论[1)—3)]（涂光炽，1986；涂光炽等，1984，1988），为改造作用继传统的沉积、变质、岩浆作用之后成为矿床学上的第四大成矿作用奠定了基础。目前改造成矿作用已得到国内学者比较普遍的接受和使用。

由于改造矿床的发育与多旋回的构造运动相关，中国地壳的多旋回特征（即活动性或活化作用）决定了中国的改造矿床异常发育。从矿种上看，不但活泼元素U、Sb、Hg、As形成了大量改造成因矿床类型，而且中等活泼元素Cu、Pb、Zn也构成了改造矿床，在传统上属于岩浆矿床及岩浆热液矿床的Ni、W、Sn也见到了其改造作用产物。从类型上看，改造矿床不仅大量出现于沉积岩（U、Sb、Hg、As、Cu、Pb、Zn、冰洲石、水晶）及火山沉积岩-火山岩内（Au、Ag、Pb、Zn、萤石），而且在浅变质沉积岩甚至中深变质岩中也有较多发现（Au、W、Sn），产在侵入岩中的改造矿床在我国也有一定分布（U、Au、Ni）。

国外的改造矿床发育程度不如中国，但一些资料说明环太平洋带及喀尔巴阡山的金矿（包括卡林型即沉积岩型、火山岩型、麦克劳林型即超基性岩型）、美国加利福尼亚州北塞拉内华达山丘变质带中的金矿、科罗拉多州前岭地区的铀矿都属于改造矿床，甚至在稳定地区——加拿大地盾上一些金矿床都有可能属于改造成因。

关于中国中深变质岩中的改造型金矿床，我们已在一些专文和论著中进行过讨论。这些矿床产在太古宇变质岩中，成矿为燕山期或海西期，它远年轻于区域变质时代（2 500 Ma、1 800Ma），成矿物质来自赋矿岩石，成矿流体主要为建造水或大气降水，它与附近的同期的花岗岩体间基本上没有组分上的联系，因此不属区域变质矿床，也不属岩浆热液矿床（王秀璋等，1983，1984）。美国前岭施瓦茨瓦尔泰(Schwartzwalter)铀矿产在1 700—1 800Ma的角闪岩相片麻岩中，成矿时代(64.3Ma)大大晚于区域变质时代（1 700 Ma），成矿物质来自变质火山岩及火山沉积岩，成矿溶液为建造水及大气降水（Wallace *et al.*，1986）。北塞拉内华达山丘变质带中的金矿产在早—中中生代变火山岩、变沉积岩中，岩石变质程度为绿片岩相-角闪岩相，矿化时代（115—120Ma）比区域变质时代（155Ma）为晚，组分来自变质岩，成矿流体亦为建造水及大气降水（Böblke *et al.*，1986）。这些说明了上述矿床属于活化区变质岩中的改造成因矿床。资料还证明加拿大锡格马（Sigma）金矿虽产在太古宇变质岩中，成矿亦为晚太古代，但成矿时代比区域变质时代（2 680Ma）晚100Ma（Simard *et al.*，1990；Robert，1990）。科珀兰德(Copper

1）涂光炽，1981a，初论沉积改造矿床。

2）涂光炽，1981b，活泼元素的沉积改造矿床、沉积变质矿床与背斜、铁的沉积变质矿床与向斜。

3）涂光炽，1984，沉积改造矿床的一些问题。

Rand)金矿产在太古宙变斜长岩中，但其中的块金（囊状富矿体）属元古宙建造水形成，比区域变质时代为晚（Guha *et al*., 1987）。这些也证明了在传统上属于稳定的地盾区内也可形成改造作用矿床。

对于环太平洋内带第三纪、第四纪火山岩中的金银矿床，Boyle（1979）认为其中许多矿床的部分或全部组分来自基底岩石（含黄铁矿石墨页岩、杂砂岩、石英岩），有的情况下为安山岩或其他岩石发生青盘岩化而析出的，另一些情况下为深部火山活动的热液使基底岩石中的成矿组分活化进入到上覆火山岩而成矿（Boyle，1979）。因此，这种矿床大多属于改造矿床，我们曾把这类矿床（包括属于环太平洋外带的我国沿海侏罗纪、白垩纪火山岩中的矿床在内）叫作火山-改造矿床[1]。现在西方学者仍习惯于过去的名词术语——浅成低温热液系矿床，同时把此型矿床进一步分为产于火山岩中的及产于沉积岩中的两类；前者还包括冰长石-绢云母亚型及酸性硫酸盐亚型，后者即卡林型。冰长石-绢云母亚型的组分来自火山岩系之下的深部地层，矿化与围岩（火山岩）年龄间常有大于1Ma的时差存在，溶液以大气降水占优势。酸性硫酸盐亚型组分来自火山岩及岩浆，矿化与围岩（火山岩）年龄相似（<0.5Ma），成矿溶液中虽以大气降水为主，但可能存在一定量岩浆成分（Hayba *et al*., 1985）。因此，火山岩中的冰长石-绢云母亚型矿床无疑属于改造成因矿床。

产于侵入体中的改造矿床过去很少被人注意到，但近几年来的研究成果表明这种矿床的确是存在的。如一系列华南花岗岩中的铀矿床，资料证明成矿时代比岩体凝结晚70—400Ma，甚至700Ma，成矿溶液又是大气降水（王联魁等，1987）。煎茶岭海西超基性岩体中的镍矿，其$\delta^{34}S$值为6.1—11.1‰，平均9.0‰（28个），张理刚（1985）认为，它系大气降水从围岩及超基性岩中淋出了S及从超基性岩中淋出Ni、Fe而成矿。这些都应归为改造作用形成的矿床。上面提到的加拿大科珀兰德金矿、麦克劳林型汞金矿也是岩体中形成的改造矿床之例。

因此，改造作用是一种非常重要的成矿作用，改造矿床有着比较广泛的分布。由于受目前认识水平和研究程度的限制，因此还有不少问题尚待探索和解决。我们相信，随着研究工作的深入开展，改造作用将会得到愈来愈多的证实。本书以中国改造型金矿床为讨论对象，力图通过以Au入手进一步阐明改造作用在矿床学上的意义和地位、改造矿床的分类及成矿机制。我们希望本专著能在这些方面作出一些探索和贡献。

本课题为国家自然科学基金委员会及中国科学院矿床地球化学开放研究实验室的资助项目。国家自然科学基金委员会资助项目编号为4860076，课题名称为“改造成矿作用与中国金矿的形成”，研究工作开展年限为1987—1989年。

本专著的执笔人有：前言（王秀璋）、第一章（王秀璋）、第二章（程景平）、第三章（王秀璋）、第四章（梁华英）、第五章（张宝贵）、第六章（樊文苓、白正华）、第七章（王秀璋）、结论（王秀璋）。书稿完成后，曾经刘英俊、涂光炽、李兆麟、杨敏之、冉崇英、王中刚、王永法组成的评审组进行评审，提出了许多宝贵意见。全书修改后经王秀璋统稿定稿，并由吴泽霖编辑加工。

中国科学院地球化学研究所同位素地球化学实验室、矿物分选实验室、包裹体实验

1）王秀璋、程景平，1993，中国金矿床成因类型讨论。

室、化学分析实验室、岩矿鉴定室、照相室、附属工厂等为本书做了大量矿石、岩石、矿物的磨片、选矿、分析、测试、鉴定、照相等工作，部分工作由院外有关单位完成。

在课题的开展及完成过程中，得到了涂光炽教授的指导和帮助，尤其是他的学术思想给我们工作以很大的启迪。还得到浙江省地质矿产局第七地质大队、遂昌金矿、贵州省戈塘金矿、册亨县政府、武警 00535 部队等单位的大力协助。工作中还参考了一些地质队、研究所、个人的研究资料及内部书刊，它们已在书中引用处逐一注明。

在此，谨向对本书提供过支持、帮助的单位和个人表示衷心的感谢。

由于研究时间不长，经费有限，加之作者水平有限，因此书中不妥之处欢迎读者批评指正。

# 目　　录

**序**
**前言**
**第一章　改造成矿作用和中国改造型金矿床的基本特点**…… 1
第一节　改造成矿作用与改造型金矿床的类型…… 1
第二节　中国改造型金矿床的主要特征及异常发育的原因…… 6
**第二章　太古宇变质岩中的改造型金矿床**……16
第一节　矿床地质概况……17
第二节　金矿化特征及物质组成……22
第三节　成矿物质来源……24
第四节　成矿热液特征及其来源……29
第五节　成矿时代……33
第六节　改造作用机理及成矿模式……34
**第三章　元古宇变质岩中的改造型金矿床**……36
第一节　区域地质背景……36
第二节　治岭头矿床特征……40
第三节　稳定同位素地球化学及成矿物质来源……43
第四节　成矿溶液性质及其来源……47
第五节　绍兴—龙泉成矿带相似金、银矿床特征比较……51
第六节　矿床成因问题……57
**第四章　元古宇浅变质沉积岩中的改造型金矿床**……59
第一节　地质背景……59
第二节　微量元素及稀土元素特征……62
第三节　铅、硫同位素特征……65
第四节　流体地球化学……68
第五节　矿床形成的物理化学条件……76
第六节　成矿机制……77
**第五章　古—中生界沉积岩中的改造型金矿床**……82
第一节　地质概况……82
第二节　主要金矿床的地质及地球化学特征……85
第三节　元素地球化学…… 103
第四节　流体包裹体地球化学…… 111
第五节　同位素地球化学…… 115
第六节　矿床组合…… 120

**第六章　改造型金矿床中与成矿有关元素的淋出、迁移和沉淀富集条件**…… 122
第一节　实验地球化学研究…… 122
第二节　热力学研究…… 137
**第七章　改造型金矿床的成矿机理及成矿模式**…… 151
第一节　矿源层及矿源岩…… 151
第二节　成矿流体…… 157
第三节　同期侵入体与矿床形成的关系…… 161
第四节　构造与成矿…… 163
第五节　成矿模式…… 165
**结论**…… 170
**参考文献**…… 173
**图版**

# 第一章　改造成矿作用和中国改造型金矿床的基本特点

## 第一节　改造成矿作用与改造型金矿床的类型

### 一、改造成矿作用的概念

#### 1．改造成矿作用

改造成矿作用是涂光炽教授60年代和70年代提出来的成矿作用术语。根据他的定义，“改造”专指矿床或矿化地层于沉积形成后在另一次或多次地质作用中处于不到绿片岩相变质程度的温度、压力范围（即温度低于300—400°C，压力小于1 000atm）、不均一围压和宏观破裂中的各种改变，宏观破裂表现在破碎带、断裂、层间破碎和剥离、裂隙带、角砾化带的产生，与此同时或稍后，部分或全部成矿物质发生重结晶、溶解、重新沉淀和富集成矿（涂光炽等，1984）。稍晚，他又进一步把改造作用概括为：所谓改造成矿，指地层、基底或深部（三者之一、二或三均可）的某些呈分散状态存在的成矿元素在后期地质作用或地壳运动中受到活化迁移，然后在构造软弱部位富集成矿（涂光炽等，1988）。实际上，前一定义是指沉积-改造而言的，后一定义具有更完整、更广泛的概念。

因此，改造矿床的特点是成矿物质可来自任何岩石甚至深部，赋矿岩石也可由各类岩石组成，矿体与赋矿岩石之间常有时差存在，成矿溶液主要为加热大气降水及建造水，它们将成矿物质从矿源岩石转移到赋矿岩石中（矿源岩石与赋矿岩石也可为同一岩石）形成矿床。

#### 2．改造矿床与其他成因矿床的关系

改造矿床与沉积矿床、变质矿床、岩浆作用矿床有明显的不同，其差异主要表现在下列方面（表1.1）：

（1）沉积矿床的围岩为沉积岩，包括普通沉积岩及热水沉积岩。变质矿床的围岩一般为绿片岩相以上变质岩。岩浆作用矿床的围岩为岩浆岩及接触带上的沉积岩或变质岩。而改造矿床的围岩可为任一类型岩石，但以沉积岩为主，其次为变质岩及岩浆岩。

（2）在矿床与围岩的关系方面，沉积矿床、变质矿床、岩浆作用矿床与围岩形成相对应的沉积作用、变质作用、岩浆作用基本为同时，而改造矿床比围岩形成时代为晚，甚至晚得很多。

（3）形成沉积矿床的流体对普通沉积矿床来说为大气降水，热水沉积矿床以加热海

表 1.1 改造矿床与其他成因矿床主要特征比较

| 项 目 | 沉 积 矿 床 | 变质矿床 | 岩浆作用矿床 | 改 造 矿 床 |
|---|---|---|---|---|
| 围岩种类 | 普通沉积岩、火山沉积岩、热水沉积岩 | 变质岩 | 岩浆岩及接触带附近沉积岩及变质岩 | 沉积岩，其次为变质岩、岩浆岩 |
| 成矿与围岩时间关系 | 同时 | 与变质作用同时 | 同时（岩浆岩）或晚(其他岩石) | 晚于围岩 |
| 矿体产状 | 顺层、热水沉积可部分穿层 | 顺层或穿层 | 顺岩体或穿岩体、顺层或穿层 | 顺层、穿层、穿岩体 |
| 成矿流体 | 大气降水（常温或热液）为主 | 变质热液 | 岩浆热液，大气降水 | 加热大气降水，建造水为主 |
| 溶液温度(°C) | 常温—400 | 300—400 | <300，直到 500 | <200—400<br>>400—500 |
| 成矿压力(bar) | 常压—几百 | >1 000 | 几百—>1 000 | <1 000 |
| $\delta^{34}S$ | 分散，变化大(一般沉积)，集中（热水沉积） | 强均一化 | 强均一化，平均值近于零 | 单个矿床强均一化，矿床间平均值变化大 |
| 铅同位素 | 反映沉积年龄 | 反映变质年龄 | 反映岩浆岩年龄或来源物质年龄 | 反映构造事件年龄、物质来源年龄或改造时代 |

水及大气降水为主，可能还有少量其他深部成因热液进入；形成变质矿床为变质热液；形成岩浆作用矿床为岩浆热液，有的有大气降水参加。而改造矿床形成的溶液主要为加热大气降水及建造水，也可能还有少量其他成因溶液进入。

(4) 形成沉积矿床的溶液温度为常温（普通沉积）至400°C（热水沉积），变质矿床的温度高于 300—400°C，岩浆作用矿床低于 500°C，改造矿床可从低于 200°C至400°C（沉积-改造）直到 500°C 以上（变质后改造矿床）。

(5) 沉积矿床的成矿压力可从常压（一般沉积）到几百巴（热水沉积），变质矿床一般大于 1kbar，岩浆作用矿床从几百到 1kbar 以上，而改造矿床大多小于 1kbar。

(6) 普通沉积矿床的$\delta^{34}S$值具分散特征，单值可远离零值，但热水沉积矿床呈集中分布，平均值可离开零，也可近于零；岩浆作用矿床均一化强，且近于零；改造矿床与变质矿床相似，均一化强，但不同矿床平均值变化大，可远离零，也可近于零。

(7) 铅同位素年龄对沉积矿床及变质矿床来说分别反映沉积年龄及变质年龄。岩浆作用矿床既可反映岩浆作用时代，也可反映来源岩石年龄（部分壳型岩体）。而改造矿床情形异常复杂，除少数情况下反映改造时代外，大部分代表来源岩石年龄或其遭受地质构造事件的时代。

当沉积物遭受区域热异常（包括热液）-区域压力事件时，沉积作用形成的分散成矿物质或矿床可随温度、压力增高相应形成改造矿床、变质矿床、混合岩化矿床及重熔岩浆作用矿床。此时改造作用处于沉积与变质、岩浆作用的中间位置，它与变质、岩浆作用矿床为同期地质作用产物。若仅存在局部热（热液）事件（若有应力也是局部的），任何含矿岩石（沉积岩、变质岩、岩浆岩）都可发生改造作用形成矿床，此时的改造作用发生在沉积、变质及岩浆作用之后，当然与此同时还可伴随新的岩浆作用发生。前一情况下，区域变质、区域混合岩化及重熔岩浆作用是改造作用的更高阶段产物，它们属

于一个连续的统一的区域成矿作用过程，即属于同一成矿系列，我们叫区域改造作用或造山期改造作用，以便于和区域变质相对应。在后一情况下，改造作用是在早期区域变质-重熔岩浆作用之后发生的，或直接发育在沉积岩上而不与区域变质作用相伴，它们属于不同成矿系列，我们叫活化期改造作用。这两种作用中，溶液的参与是不可缺少的因素。

与区域变质同时形成的产于浅变质沉积岩中的矿床，国内研究者一般列入区域变质矿床，这类矿床有的产在褶皱带中，有的产在地台活化带内，虽然它们和区域变质作用为同时发生，但岩石变质程度未达到绿片岩相。根据涂光炽的定义（涂光炽等，1984），本书列入了改造类型。

由于改造矿床与沉积、变质、岩浆作用矿床在成矿机制及成矿的地质与物理化学背景等方面有明显不同，涂光炽认为，改造矿床应进入矿床学分类，传统的三分（沉积、变质、岩浆矿床）应为四分（外加改造矿床）所代替（涂光炽等，1988）。

改造矿床在我国十分发育，我国大部汞、雄黄、雌黄、水晶等矿床，相当多的锑、铅锌、铜、铀、金、银矿床，部分钨、萤石等矿床属于改造矿床。涂光炽还专题讨论了改造矿床的形成机制（涂光炽等，1988）。

## 二、改造作用形成矿床的分类

改造矿床可按多种方式进行分类。

按改造作用性质分类，可分区域（或造山期）改造作用及活化期改造作用矿床。前者形成于造山期，具区域性面型分布，后者在造山期后形成，分布呈线型。中国改造型金矿床主要属于后者。前者大多见于褶皱带（古海洋板块）内，如吉林—内蒙古—北疆褶皱带中的金窝子201、二道甸子矿床以及松潘—甘孜褶皱带内的东北寨、李家沟矿床。此外，扬子地台南缘也有这种类型矿床产出。过去我们分出的变质后及混合岩化后改造矿床以及部分沉积-改造矿床（涂光炽等，1984）属于后一类型。

按改造作用强度分类，可分为改造矿床及遭受改造的矿床。前者原非矿床，只在改造作用影响下才富集成矿，后者仅是使早先形成的矿床遭到轻微改造。这种分类也适用于沉积、变质及岩浆矿床（表1.2）。涂光炽较早分出的沉积-强烈改造、沉积-轻微改造矿床（涂光炽等，1984）分别相当于此处的改造及受改造矿床。改造型金矿床以前一类型为主。

**表1.2 矿床按成矿作用强度分类**

| 分类 | 沉积作用 | 变质作用 | 岩浆作用 | 改造作用 |
|---|---|---|---|---|
| 由成矿作用形成的矿床 | 沉积矿床 | 变质矿床(变质热液矿床) | 岩浆矿床、岩浆热液矿床 | 改造矿床 |
| 遭受成矿作用影响的矿床 | 表生氧化矿床 | 受变质矿床 | 岩浆气液叠加矿床 | 受改造矿床 |

按矿床赋存岩石分类，可分沉积岩中的改造矿床、变质岩中的改造矿床及岩浆岩中的改造矿床三类，其下又可进一步按岩石性质分出亚类，中国改造型金矿床主要属前两类。

按矿源岩石性质分类，可分主要来自沉积岩矿源的改造矿床、主要来自变质岩矿源

的改造矿床、主要来自岩浆岩矿源的改造矿床以及多源形成的复杂成因改造矿床。

综合分类，即上面的几种分类结合起来进行分类。上述分类中，按改造作用性质分出的矿床突出了构造发育(造山期、活化期)与矿床形成的时间关系，但预先应知道矿床形成时代后才能划分，因此要求有一定的研究工作基础。按照改造作用强度及成矿物质来源划分类型是作者过去提出来的方案[1]。但按前一原则分出的受改造矿床本质上属于沉积矿床，或属普通沉积矿床，但更多属热水沉积矿床，因此不十分理想。而按后一原则进行划分难度更大，需要有较深入的工作程度才能确定，同时不少矿床成矿物质为多种来源，使类型划分复杂化。相比之下，按照赋矿岩石种类进行划分比较简单、直观，工作量比其他方法为少，具有明显的优越性。因此本书采取以赋矿岩石作为主要分类标准，并参考其他分类方法予以补充。

## 三、中国改造型金矿床的类型

根据本书的分类原则，首先可把中国改造型金矿床分为产于沉积岩中的矿床、产于变质岩中的矿床及产于岩浆岩中的矿床三大类，继而分为未变质沉积岩、浅变质沉积岩、低级变质岩[2]、混合岩化中深变质岩、火山-次火山岩、基性-超基性侵入岩、中-酸性侵入岩七类。各类矿床的简要特征如下：

### 1．未变质沉积岩中的改造矿床

以黔西南—桂西北及黔东南的微细浸染型金矿床（卡林型）为代表。前者的赋矿岩石为二叠—三叠系碎屑岩-细碎屑岩系，矿体呈似层状产在碎屑岩（板其）或角砾状粘土岩中（戈塘），也可呈脉状穿过地层（丫他）。与矿体相伴发生了蚀变作用，区内缺乏侵入岩浆活动，成矿属燕山期。黔东南矿床产在寒武系碳酸盐岩中，成矿属燕山期及加里东期。国外的卡林型矿床也属这个类型。

### 2．浅变质沉积岩中的改造矿床

含少量产于浅变质火山沉积岩及火山岩中的矿床在内。矿床产在千枚岩、板岩、变质砂岩、结晶灰岩、结晶白云岩、石英岩，甚至变质火山岩中。按成矿物质来源可分浅变质普通沉积岩、浅变质含火山物质沉积岩-火山沉积岩-火山岩、浅变质热水沉积岩-超基性岩及花岗岩等几种情况。这种类型的矿床主要为改造矿床，少见受改造矿床。改造矿床中矿源来自普通沉积岩-变质岩的有偏岩子及东北寨，前者产在震旦系白云岩及灰岩中，成矿物质可能来自前震旦系的康定群及三叠系千枚岩及板岩，后者发育在三叠系板岩及千枚岩中，三叠系浅变质细碎屑岩及二叠系灰岩提供了成矿组分。成矿物质来自浅变质含火山物质沉积岩-火山沉积岩-火山岩的矿床有金山、李家沟、漠滨、龙山及金窝子201矿等，其赋矿岩石为千枚岩、板岩及变质砂岩，围岩时代有中元古代(金山、李家沟）、晚元古代（漠滨、龙山）、寒武纪（桃花）、泥盆纪（金窝子）、二叠纪(老

1）王秀璋，1988，关于改造成矿作用。

2）浅变质沉积岩指未达到绿片岩相变质程度的岩石，如板岩、千枚岩，低级变质岩指已达到绿片岩相变质程度的变质岩，如绿泥石片岩、绢云母石英片岩。

主寨）。成矿物质主要来自浅变质热水沉积岩及超基性岩的有金厂，岩石时代相应为志留纪及海西期。成矿物质来自元古宇浅变质火山沉积岩-火山岩及加里东混合花岗岩的有留龙，其赋矿岩石为上元古界千枚岩及凝灰岩。受改造矿床见于南非及法国等地。南非的金铀砾岩产在下元古界中，改造期间的成矿物质也来自同一岩石。瑟尔西格内（Salsigne）矿床发育在寒武纪地层中叫特兰迪蒂奥纳尔（Tranditional）矿，热水沉积形成了毒砂、黄铁矿为主的块状硫化物层状金矿床，海西期的改造作用形成了脉状矿，前者具层纹状、条带状，后者显角砾状及其他结构（Tollon *et al.*，1989）。国内产于碧口群细碧岩中的石英岩型块状硫化物金银铅锌重晶石似层状矿床（东沟坝）可能属于此型[1]。

### 3．低级变质岩中的改造矿床

白乃庙金矿产在奥陶系绿色片岩及长英片岩中，原岩为火山岩-火山沉积岩。矿化为石英脉及破碎带细脉浸染型，矿体沿穿过奥陶系、石炭—二叠系及海西期花岗闪长岩的白乃庙断层分布。地层变质时代为加里东—海西期，成矿为海西或燕山早期。

### 4．混合岩化中深变质岩中的改造矿床

又可分为矿源来自由火山沉积岩-火山岩-侵入岩变来的混合岩化变质岩及矿源来自由含火山物质沉积岩（夹火山岩）变来的混合岩化变质岩。前者如产于我国太古宇变质岩中的小秦岭、夹皮沟、金厂峪矿床，地层遭受区域变质的时代为2 500Ma及1 800Ma，成矿发生在海西期及燕山期。后者如产于中元古界的治岭头矿床，地层变质时代为元古宙及加里东期，成矿为燕山期。

### 5．火山-次火山岩中的改造矿床

按成矿物质来源又可分为主要来自火山-次火山岩及主要来自基底变质岩两类。前者如八宝山，后者如弄坑、庄山。它们的赋矿岩石均为燕山期火山岩（侏罗系磨石山组）及次火山岩。但前者中的成矿物质主要来自赋矿岩石本身，后者主要来自下部的中元古界陈蔡群变质岩。

### 6．基性-超基性侵入岩中的改造矿床

按成矿物质来源包括两类：第一类如金厂，矿体发育在海西期超基性岩体内外接触带中，以外接触带为主，成矿物质来自超基性岩（少量）及被超基性岩侵入的志留系浅变质沉积岩；另一类如金家庄，矿体产在超基性岩体边部，也穿到太古宇变质岩中，但以岩体中为主。岩体时代未定（有海西期及元古宙两种观点）。成矿物质主要来自被超基性岩侵入的太古宇变质岩。

### 7．中-酸性侵入岩中的改造矿床

如夹皮沟地区王家店矿床产在元古宙的混合花岗岩中，成矿物质来自混合花岗岩的

---

1）余还荣，1989，秦岭金矿特征和稳定同位素的研究。

围岩太古宇变质岩。元阳大坪矿床产在早元古代闪长岩中，成矿时代可能为燕山—喜马拉雅期，成矿物质来自闪长岩、变质岩或深源[1]。一些资料表明，山东招远掖县地区、新疆金窝子、广西张公岭都有可能属于产于中-酸性侵入岩中的改造型金矿床。

矿床的分类情况见表 1.3。

**表 1.3　中国改造型金矿床分类**

| 类型 | | 改造期间成矿物质来源 | 实例 | |
|---|---|---|---|---|
| 大类 | 类 | | 受改造矿床 | 改造矿床 |
| 沉积岩中的改造矿床 | 未变质沉积岩(简称沉积岩)中的改造矿床 | 未变质沉积岩 | | 戈塘、丫他、板其、金牙、苗龙、丹寨、二台子 |
| | 浅变质沉积岩(包括浅变质火山沉积岩-火山岩)中的改造矿床 | 浅变质普通沉积岩、变质岩 | 南非金铀砾岩 | 偏岩子、东北寨、二道甸子 |
| | | 浅变质含火山物质沉积岩-火山沉积岩-火山岩 | | 龙山、漠滨、金窝子 201 矿、金山、李家沟、老王寨 |
| | | 浅变质热水沉积岩、基性火山岩、超基性岩 | 基尔西格内、东沟坝 | 金厂(主体) |
| | | 浅变质火山沉积岩-火山岩、花岗岩 | | 留龙 |
| 变质岩中的改造矿床 | 低级变质岩中的改造矿床 | 低级变质岩(源岩为火山沉积岩-火山岩)、花岗闪长岩 | | 白乃庙 |
| | 混合岩化中深变质岩(简称中深变质岩)中的改造矿床 | 混合岩化变质岩(源岩为火山沉积岩-火山岩-侵入岩) | | 小秦岭、夹皮沟、金厂峪 |
| | | 混合岩化变质岩(源岩为含火山物质沉积岩夹火山岩) | | 治岭头 |
| 岩浆岩中的改造矿床 | 火山-次火山岩中的改造矿床 | 火山-次火山岩为主 | | 八宝山 |
| | | 变质岩(基底)为主 | | 乔坑、庄山 |
| | 基性-超基性岩中的改造矿床 | 浅变质沉积岩为主，超基性岩其次 | | 金厂(次要) |
| | | 变质岩为主 | | 金家庄 |
| | 中-酸性侵入岩中的改造矿床 | 变质岩 | | 王家店 |
| | | 闪长岩、变质岩、深源(?) | | 大坪 |

上述类型中，未变质沉积岩中的改造矿床（以下简称沉积岩中的改造矿床）、浅变质沉积岩中的改造矿床及混合岩化中深变质岩中的改造矿床（以下简称中深变质岩中的改造矿床）在我国最为发育，分布最广，故本书选择了沉积岩中的黔西南金矿床、浅变质沉积岩中的龙山矿床及中深变质岩中的小秦岭、治岭头矿床作为实例进行解剖讨论。

## 第二节　中国改造型金矿床的主要特征及异常发育的原因

### 一、中国改造型金矿床的主要特征

中国改造型金矿床具有如下主要特征：

1）金世杰，1989，元阳大坪金矿床地质特征及矿床成因。

### 1. 分布广泛，类型独特

改造型金矿床是中国最主要的金矿床类型，其储量估计约占全国总金储量的一半左右，因此具有举足轻重的作用。从矿床分布考虑，几乎各种岩性的岩石中都有它的存在，几乎各个大地构造单元及各时期的地层中均有其产出，因此改造型金矿床是中国分布最广、意义最重要的金矿床类型之一。

改造型金矿床大多赋存在含金岩系中，含金岩系的时代可从太古宙直到白垩纪，在岩性上它可包括下列几类：①变质岩；②浅变质沉积岩；③沉积岩；④火山沉积岩及火山岩。一般来说变质岩形成时代最老，大多为太古宙—早元古代，少见中、晚元古代及早古生代。沉积岩时代最新，主要为晚古生代及中生代。浅变质沉积岩居于其间，主要形成时代为元古宙及古生代，个别为三叠纪。火山沉积岩及火山岩从早到晚都有出现，但主要时代为太古宙及中生代。在大地构造上含金岩系遍布在各个大地构造单位内，但

**表 1.4　中国改造型金矿床主要含金岩系的时空分布**

| 时代 | 华北地台活化带 | 扬子地台活化带 | 秦岭褶皱带 | 华南褶皱带 | 吉林—内蒙古—北疆褶皱带 | 松潘—甘孜褶皱带 | 三江褶皱带 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| K | | 大王山组<br>娘娘山组 | | | | | |
| J | | | | 磨石山组 | 屯田营组<br>义县组 | | |
| T | | $T_2$ 新苑组<br>$T_1$ 紫云组<br>$T_1$ 夜郎组 | | | | $T_3$ 寒风垭组<br>$T_2$ 浅变质黑色岩系 | |
| P | | $P_2$ 长兴组<br>$P_2$ 龙潭组<br>$P_2$ 大厂组 | | | 蛇岭沟组 | | $P_Z^{3-5}$ 岩性段 |
| C | | | | 黄龙组 | | | |
| D | | | 古道岭组 | $D_3$ 余田桥组<br>$D_2$ 莲花洞组 | 伞窝子组 | | |
| S | | | | | 菊花群 | | 金厂组 |
| O | | | | | 白乃庙群 | | |
| ∈ | | ∈$_3$ 三都组<br>∈$_2$ 杨家湾组<br>∈$_1$ 大发洞组 | | 水口群 | | | |
| $Pt_3$ | | 板溪群 | | Z 江口组<br>神山群 | | Z 灯影组<br>碧口群 | |
| $Pt_2$ | | 冷家溪群<br>双桥山群 | | 陈蔡群 | | 苦口群 | |
| $Pt_{1-2}$ | 辽河群 | | | | | | |
| Ar | 鞍山群<br>太华群<br>迁西群 | | | | | 宝定群 | |

最主要的产出单位为扬子地台活化带、华南褶皱带、吉林—内蒙古—北疆褶皱带及松潘—甘孜褶皱带。含金岩系产出的具体地层层位和分布情况见表 1.4。

国外发育的改造型金矿床与中国所见有重要差异。国外最主要的改造型金矿床产在火山-次火山岩中，其次产于沉积岩内，而我国以产于变质岩、浅变质沉积岩及沉积岩为主要类型。这是因为我国主要赋金火山岩-次火山岩比国外时代老，国内（大陆）为侏罗—白垩纪，国外（除原苏联外）主要为第三—第四纪，由于矿床形成于浅成环境，我国的矿床可能遭受了后期的剥蚀作用，保留较差，因此火山-次火山岩型在我国不占重要地位。另外，我国的变质岩（太古宇、下元古界）变质较深，普遍达到了角闪岩相，甚至麻粒岩相，在这种高温高压条件下，作为活动组分的 Au 不能沉出，只有在后期改造作用下才能成矿，构成中深变质岩中的改造矿床，而国外太古宇、下元古界岩石变质浅，一般只达到绿片岩相，因此在区域变质的同时就形成了矿床，但这种矿床已属变质矿床范围。由此可见，地质发育条件的差异决定了国内外改造矿床的发育程度及其类型都有重大不同。

### 2．空间分布上主要受大地构造单元边缘带控制

中国改造型金矿床主要产于地台（古大陆板块）活化带以及褶皱带（古海洋板块）内，具体矿床以发育在不同大地构造单元的边缘为特征，仅少数矿床见于板内断裂中。

改造型金矿床产出的地台活化带包括华北地台北缘、华北地台南缘、扬子地台南缘及扬子地台西南缘。改造型金矿床产出的褶皱带包括吉林—内蒙古—北疆褶皱带南缘、秦岭褶皱带、华南褶皱带北缘、松潘—甘孜褶皱带东缘及三江褶皱带东缘。除地台及褶皱带边缘控矿外，改造型金矿床还受中生代—新生代的板块运动所制约。由于太平洋板块从南东向欧亚板块俯冲，因此在欧亚板块东缘形成了几条相间的北北东向成矿带，它叠在呈近东西向延伸的华北地台、扬子地台、吉林—内蒙古—北疆褶皱带及华南褶皱带上，使金矿带分布具斜切网格状的复杂外貌。除此之外，在大地构造单元内部（既包括地台，也包括固结褶皱带）断裂中（即欧亚板块板内断裂）也有矿床分布，详见表 1.5。

由于金矿床在构造带中分布不均，因此有局部富集成团现象，尤其在构造带交叉处形成具有相似来源而成因类型不同的大量金矿床产出，这样构成了所谓的矿化集中区。

上述成矿带中最主要为华北地台北缘及南缘成矿带、扬子地台南缘及西南缘成矿带、欧亚板块东缘成矿带和板内断裂成矿带。

地台边缘、欧亚板块东缘及板内断裂中形成的矿床大多与活化作用有关，属于活化期改造作用产物，褶皱带中形成的矿床主体为区域改造作用所形成。

矿床主要集中产在大地构造单元边缘，即两个构造单元交接处，是由于该区为构造软弱带，是多组深断裂带最发育的部位，因此有利于金的活化、迁移形成矿床。

### 3．成矿时代新

成矿时代主要靠地质上的穿插关系来确定，由于我国大量改造型金矿床产在古老地层中，因此其上缺乏年轻盖层，难于直接采用地质关系确定时代。在这种情况下，我们采用了矿石的放射性同位素年龄及矿体与有年龄资料的脉岩关系，以及其他方法来予以肯定（表 1.5）。在国内有的研究者用Pb-Pb 法模式年龄代表成矿年龄，但在我国地壳

表 1.5　中国改造型金矿床的时空分布

| 成矿区划 | 加里东期 | 海西期 | 燕山期(印支—燕山) | 喜马拉雅期 |
|---|---|---|---|---|
| 华北地台北缘成矿带 | | 小营盘、夹皮沟、金家庄 | | |
| 华北地台南缘成矿带 | | | 小秦岭 | |
| 扬子地台南缘成矿带 | 漠滨、黄金洞、金山、沃溪、金良冲 | | | |
| 扬子地台西南缘成矿带 | | | 板其、丫他、戈塘、紫木凼、金牙 | |
| 吉林—内蒙古—北疆褶皱带南缘成矿带 | | 金窝子、二道甸子、白乃庙(?) | | |
| 祁连褶皱带 | | | 二台子 | |
| 华南褶皱带北缘成矿带 | | | 高家坳 | |
| 松潘—甘孜褶皱带东缘成矿带 | | | 李家沟、东北寨、偏岩子 | |
| 三江褶皱带东缘成矿带 | | | 金厂、大坪 | 老王寨 |
| 欧亚板块东缘成矿带 | | | 沿岭头、八宝山、铜井、秦林沟 | |
| 欧亚板块板内断裂成矿带 | 苗龙 | | 金厂峪、龙山、丹寨、留龙、苗龙 | |

遭受多次活化条件下，Pb法年龄值常介于成矿时代与赋矿岩石年龄值之间，大多为某一构造地质事件的时代、不能代表成矿时代（表 1.6），因此本书基本没有采用这种方法得出的时代。

研究结果表明，中国改造型金矿床的成矿时代有加里东期、海西期及燕山期（印支—燕山期），在滇、藏、台可能还有喜马拉雅期矿床形成（如老王寨），其中最主要的成矿时代为燕山期，只有东沟坝受改造矿床成矿时代较老，为中晚元古代，但遭受改造的时代仍为燕山期。在分布上，不同时代的矿床出现在一定的区域内，如加里东时期的矿床集中分布在扬子地台南缘，海西期成矿主要在华北地台北缘与相邻的吉林—内蒙古—北疆褶皱带南缘带中，其他成矿带内的矿床主要为燕山期（印支—燕山期）形成（表 1.5）。

地台边缘、欧亚板块边缘及板内断裂中所形成的矿床主要与构造活化时期相一致，褶皱带中形成的矿床大多与褶皱带造山时期相吻合，属于同期构造作用的产物。

由于矿床受构造带边缘控制，因此不同时期的矿床在分布上也显出方向性，如加里东期及海西期的矿床都在呈近东西方向构造带中，燕山期（印支—燕山期）的矿床既受松潘—甘孜褶皱带东部边缘的北东方向带控制，也受三江褶皱带东缘的北西向构造控制，还受太平洋板块向北西俯冲及印度板块向北推挤等作用所出现的北北东及东西向构造影响，因此燕山期矿床分布的构造带方向最多，有北东、北北东、北西及东西向，但以北东及北北东向为主。

矿化集中区的性质决定了有的集中区中以一种时代的矿床为主，如夹皮沟、金厂峪、黔西南区，但有的集中区可能出现多个时代的矿床，如绍兴—龙泉成矿带可见燕山期（治岭头）及加里东期（中岔）两期矿化。

表 1.6　我国一些改造型金

| 地点 / 时代 | 小东岭 | 金厂峪 | 小营盘 | 史家沟 | 白云山 | 治岭头 | 中壶 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 赋矿地层时代 | | Ar | | | $Pt_2$ | $Pt_2$ | |
| 成矿时代的放射性同位素年龄(Ma) | 矿石同位素测定值 | 微斜长石 K-Ar 66.5<br>Rb-Sr 208.1 | 钾长石 K-Ar 155<br>Rb-Sr 74.5 | 微斜长石 K-Ar 232—243[3] | 钾长石 K-Ar 161 | 钾长石 K-Ar 233—250 | |
| | | 钾霓岩 K-Ar 77 | 石英钾霓岩 206 95—125[1]<br>绢云母 K-Ar 169.5[2] | | | | |
| | 有关地质体时代 | 伟晶岩中长石(被矿穿) K-Ar 67.7<br>煌斑岩全岩(被矿穿) K-Ar 166<br>煌斑岩全岩(穿矿) K-Ar 147 | | 正长斑岩全岩(被矿穿) K-Ar 205—235<br>细晶岩全岩(穿矿) K-Ar 228<br>花岗闪长岩黑云母(二期矿化间) K-Ar 268 | | 长英质(被矿穿) K-Ar 124<br>石英闪长岩(被矿穿) K-Ar 87—111<br>细花岗岩脉(被矿穿) K-Ar 154 | 石英闪长岩(穿矿) K-Ar 370 |
| 成矿时代 | 燕山期 | | 海西朝 | | 海西期 | 燕山期 | 加里东期 |
| 铅同位素年龄(模式值或两次等时线最小交点值)(Ma) | 900,500 | 1 100 | 600(主)<br>200—300(少) | 1 400,1 000(主)<br>200—300(少) | 负值 | 530 | 700 |
| 文献 | 王秀玮等(1983) | | | | 徐光炽等(1984) | 罗镇宽等(1985)及丰淑芹等(1985)[4]，袁心强等(1986)[5] | 丰淑芹等(1985)[6] |

1）孙家树、杨应平，1986，冀东金厂峪金矿的控矿构造及金矿床的同位素地质年代学研究。
2）余昌海等，1986，冀东主要类型金矿床铅同位素研究。
3）宋瑞先、董淑，1983，小营盘金矿成矿地质条件及找矿方向。
4）丰淑芹、左大年、梅建明，1985，浙江某金矿床的矿化富集规律及矿床成因。
5）袁心强、徐国风，1986，浙江遂昌治岭头金银矿床矿石建造研究。
6）丰淑芹、左大年、梅建明，1985，浙江某金矿床的矿化富集规律及矿床成因。

不同时期矿化的主要特征对比见表 1.7。

### 4．矿床形成与赋矿围岩间存在较大时差

几乎每一个改造型金矿床的成矿时代与赋矿围岩形成年代之间都存在时差，时差大小不等，大者可达 2 500—2 700Ma，小者仅几十百万年。其中又以时差大者为多，这主要是由于中国改造型金矿床成矿时代新而赋矿岩石又较老所造成（表 1.8）。过去我们曾注意到产于地台活化带中的金矿床成矿时差比产于褶皱带中者为大(王秀璋等,1986)，若考虑到岩石变质程度随时代变新而减弱这一特点，则深变质岩中的矿床成矿时差最大，

**矿床的成矿时代**

| 新洲 | 金良冲（漠滨地区） | 西安（沃溪地区） | 坳林纹 | 苗龙 | 吉泡 | 金厂 | 老王寨 | 戈塘 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $Pt_3$ | | | | Z | | S | P | P |
| 绢云母<br>K-Ar<br>173—177 | 石英流体包裹体<br>Rb-Sr<br>350 | 蚀变岩<br>K-Ar<br>392—450 | 钾长石<br>K-Ar<br>340 | 石英流体包裹体<br>Rb-Sr<br>328 | | 矿石<br>Rb-Sr<br>117—178 | 铬水云母<br>Rb-Sr<br>29.3—39.2 | 矿石<br>Rb-Sr<br>172 |
| | | | | | 花岗斑岩（二期矿间）锆石 U-Pb<br>465 | | 煌斑岩（早于矿）<br>Rb-Sr<br>31.6—37.6[7] | |
| 燕山期 | 加里东期 | | | | | 燕山期 | 喜马拉雅期 | 燕山期 |
| 400—500<br>100—200 | 1 000，800（漠滨） | 600，300（沃溪） | | | 250 | 100—300 | | 负值 |
| 叶伯丹等（1988）<br>陈好寿等（1988） | 周德忠等（1989）[7]及余大龙（1987） | 万嘉敏（1986） | | 周德忠等（1989）[8] | 骆靖中（1988）[9] | 张志兰等（1987） | 哀牢山金矿组1988[10] | 刘东生等（1985） |

7），8）周德忠等，1989，湘黔地区内生金矿控矿条件及远景预测研究报告。

9）骆靖中，1988，广西某金矿床富矿囊的规律及成矿探讨。

10）云南第三大队哀牢山金矿组，1988，哀牢山北段金矿成矿条件初步探讨。

浅变质沉积岩中者次之，沉积岩及火山岩中者最小。

### 5．元素组合复杂，矿脉类型简单

中国改造型金矿床按相伴主要金属矿物的种类和数量可分为贫硫化物矿石、富硫化物矿石及富硫化物-氧化物矿石三类。其中以贫硫化物矿石为主，硫化物在矿石中的含量小于5%。富硫化物矿石及富硫化物-氧化物矿石并不多见。组成富硫化物矿石者如龙山锑金矿床，辉锑矿可形成团块。组成富硫化物-氧化物矿石者如沃溪金锑钨矿床，辉锑矿、白钨矿、黑钨矿均达到了独立利用水平。

矿床中与 Au 伴生又可综合回收的元素种类较多，有 Ag、Pb、Zn、Cu、Mo、W、Sb、As、Hg、S 等。按照元素的活动性可分两类：一为Au-Ag、Pb、Zn、Cu、Mo、W、

表 1.7　不同时期矿化的主要特征对比

| 项目 \ 时期 | 加里东期 | 海西期 | 燕山期 |
|---|---|---|---|
| 构造位置 | 地台活化带 | 地台活化带、褶皱带 | 地台活化带、褶皱带 |
| 含矿岩系（岩石） | 浅变质沉积岩 | 浅变质沉积岩、变质岩、火山岩、超基性岩、花岗岩 | 浅变质沉积岩、沉积岩、变质岩、火山岩、超基性岩、闪长岩 |
| 矿脉类型 | 石英脉型、破碎带细脉浸染型 | 石英脉型为主，破碎带细脉浸染型较次 | 石英脉型、石英脉-交代石英岩型、破碎带细脉浸染型 |
| 矿物组合 | 金-辉锑矿-白钨矿-黑钨矿型、单金型 | 金-多金属型、单金型 | 金-多金属型、金-辉锑矿型、金-银-多金属型、金-辉铅矿型、金-毒砂型、单金型 |
| 蚀变作用 | 硅化、绢云母化、黄铁矿化、碳酸盐化为主 | 钾长石化、硅化、绢云母化、黄铁矿化、绿泥石化 | 钾长石化、钠长石化、硅化、绢云母化、黄铁矿化、绿泥石化、冰长石化、粘土化 |
| 硫同位素 | 正值、近于零值、负值均有，均一化强 | 近于零值为主，还有负值出现，均一化强 | 正值，近于零值为主，少见负值出现，均一化强 |
| 铅同位素 | 混合铅，模式年龄或两次等时线年龄一般大于成矿年龄 | 混合铅为主，有异常铅发现，模式年龄或两次等时线年龄一般大于成矿年龄 | 高μ壳源铅、混合铅，模式年龄或两次等时线年龄一般大于成矿年龄 |

表 1.8　中国一些改造型金矿床的成矿时差

| 赋矿岩石时代 | Ar | $Pt_1$ | $Pt_2$ | $Pt_3$ | ∈ 加里东期 | S 海西期 | D | C—P | P | P—T | J—K | K |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 岩石变质程度 | 中深 | 中深 | 中深—浅 | 浅 | 浅 | 浅 | 浅—未 | 浅 | 浅 | 未 | 未 | 未 |
| 成矿时代 | 海西期 燕山期 | 海西期 | 加里东期 燕山期 | 加里东期 燕山期 | 加里东期 燕山期 | 燕山期 | 海西期 燕山期 | 海西期 | 喜马拉雅期 | 燕山期 | 燕山期 | 燕山期 |
| 大致时差（Ma） | 2 500—2 700 | 1 800 | 1 100—1 500 | 600—800 | 100—400 | 100—300 | 100—200 | 50—100 | 300 | 50—100 | 50 | 20 |
| 实例 | 小秦岭 金厂峪 | 白云山 | 黄金洞 治岭头 | 龙山 漠滨 | 苗龙 高凤 | 金厂 | 金窝子 石峡 | 二道甸子 | 老王寨 | 戈塘 板其 | 五坑 | 铜井 |

As（毒砂）、S；另为 Au-Sb、Hg、As（雌黄、雄黄）、S。其具体组合包括 Au-Ag、Au-AgPbZn、Au-CuPb（ZnW）、Au-Cu、Au-Pb、Au-Mo、Au-SbW、Au-Sb、Au-Hg、Au-As（毒砂或雄黄、雌黄）、Au-S（黄铁矿）、单金。其中最主要的组合为 Au-S、Au-As、Au-Sb、Au-CuPb（ZnW）、Au-AgPbZn 及单金型。

组成改造型金矿床的矿脉类型比较简单，有石英脉型、石英脉-交代石英岩型及破碎带细脉浸染型。其中石英脉型分布最广，石英脉-交代石英岩型见于治岭头、罗山、庄山、金厂等地，破碎带细脉浸染型见于八宝山、养坑、金山、黔西南等矿床。矿体既可顺层，也可穿切层理。

### 6．具有从简单到复杂的时代演化特点

中国加里东期形成的改造型金矿床属浅变质沉积岩型，海西期形成者为浅变质沉积岩、中深变质岩及侵入岩型，燕山期（印支—燕山期）形成者除上述类型外，还有沉积

岩型及火山-次火山岩型。因此随时代变新矿床类型愈益复杂多样。

在时间分布上，华北地台边缘及毗邻褶皱带（吉林—内蒙古—北疆、秦岭）以形成金-多金属及单金型为特征，属中深变质岩及浅变质沉积岩型矿床；扬子地台南缘与相邻华南褶皱带以浅变质沉积岩型 Au-Sb、Au-As、单金为主要组合；扬子地台西南缘形成沉积岩型，主要组合为单金、Au-As；松潘—甘孜及三江褶皱带中单金、Au-As 及 Au-Cu 型占重要地位，大多属浅变质沉积岩型；欧亚板块边缘以单金、Au-AgPbZn 型为主，类型复杂。因此华北及东部沿海以金-多金属组合为特征，华南、西南以 Au-Sb、As、Hg（Cu）为主要组合类型（表 1.9），显示出金矿床元素组合有一定的区域性，受地区岩石的区域地球化学因素所控制。

**表 1.9　各构造带中改造型金矿床的元素组合**

| 成矿区划 | 加里东期 | 海西期 | 燕山期(印支—燕山期) |
|---|---|---|---|
| 华北地台北缘成矿带 | | 4. Au-CuPb(ZnW)<br>4. Au-Pb<br>6. Au | |
| 华北地台南缘成矿带 | | | 4. Au-CuPb(ZnW) |
| 扬子地台南缘成矿带 | 2. Au-SbW<br>2. Au-As<br>2. Au-Sb<br>2. Au | | |
| 扬子地台西南缘成矿带 | | | 2 Au<br>2. Au-As |
| 吉林—内蒙古—北疆褶皱带南缘成矿带 | | 2. Au-PbZn<br>3. Au | |
| 秦岭褶皱带 | | | 1. Au-Cu |
| 华南褶皱带北缘成矿带 | | | 2. Au-Sb |
| 松潘—甘孜褶皱带东缘成矿带 | | | 2. Au<br>2. Au-Cu<br>2. Au-As |
| 三江褶皱带东缘成矿带 | | | 2,4. Au<br>7. Au-AgPb |
| 欧亚板块东缘成矿带 | | | 5. Au<br>4. Au-AgPbZn |
| 欧亚板块板内断裂成矿带 | 1. Au | | 4. Au-Mo<br>2. Au-Sb<br>1. Au-PbZn<br>1. Au-Hg<br>1,2. Au |

1. 沉积岩型　2. 浅变质沉积岩型　3. 低级变质岩型　4. 中深变质岩型　5. 火山-次火山岩型
6. 基性-超基性侵入岩型　7. 中-酸性侵入岩型

在时代上，加里东期形成的矿床为 Au-As、Sb、W 组合，海西期为金-多金属型，燕山期组合非常复杂，除上两种组合外，还有 Au-Cu、Au-Hg、Au-Mo 组合。此外，

各时代都普遍存在有单金型（表 1.9）。这些说明随时代变新组合类型增多，但具体出现的组合类型仍主要受地区的地球化学特征所控制。

## 二、我国改造型金矿床异常发育的原因

我国改造型金矿床异常发育的主要原因包括：

### 1．金的地球化学性质活泼

涂光炽根据元素的地球化学性质将成矿元素分为活泼、中等活泼及不活泼三类[1]。活泼元素的特征是克拉克值低，成矿浓集系数大，易溶易升华，如 Sb、Hg、As。不活泼元素是克拉克值高，浓集系数小，如 Fe、Mn。中等活泼元素介于其间，如Cu、Pb、Zn（表 1.10）。Au、Ag按照克拉克值具有活泼元素的特点，而按浓集系数介于活泼与中等活泼元素之间，但接近于后者。

**表 1.10　Au 及相关元素在地壳及上地幔中的分布**

| | Sb | As | Hg | Au | Ag | Pb | Zn | Cu | Fe | Mn |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 克拉克值(ppm)(Виноградов, 1962) | 0.5 | 1.4 | 0.083 | 0.004<br>0.0035(黎彤, 1976)<br>0.003(马东升, 1990) | 0.07 | 16 | 83 | 47 | 46 500 | 1 000 |
| 在地壳中的浓度(ppm)(黎彤, 1976) | 0.6 | 2.2 | 0.089 | 0.004<br>0.003(马东升, 1990) | | 12 | 94 | 63 | 58 000 | 1 300 |
| 在上地幔中的浓度(ppm)(黎彤, 1976) | 0.1 | 0.9 | 0.01 | 0.005<br>0.001(马东升, 1990) | | 2.1 | 60 | 40 | 95 000 | 1 600 |
| 浓集系数 | 20 000 | 14 364 | 12 046 | 750<br>857<br>1 000 | 1 143 | 625 | 120 | 107 | 6.5 | 80 |
| 元素类型 | 活泼元素 | | | 活泼-中等活泼元素 | | 中等活泼元素 | | | 不活泼元素 | |

按照 Szadeisky-Kardoss（1972）的活化度概念，不活泼元素的复合活化度<0.7，活泼元素之复合活化度>2，Au、Ag 按其活化度应属于中等活泼元素（表 1.11）。

由于在地球化学性质上 Au 具有活泼-中等活泼元素的特点，因此它既可与典型活泼元素Hg、Sb、As 构成组合，也可和中等活泼元素 Cu、Pb、Zn 等共生，Au的这种特性导致它在后期地质作用中容易活化、迁移、富集成矿，这就是 Au 大量形成改造型矿床的内部原因。

### 2．中国金的矿源层（岩）分布广泛

改造型金矿床的形成需要有物质基础，矿源层（岩）的广泛分布又是形成大量改造

1）涂光炽，1991，碳酸盐岩中金属矿床的几个问题。

表 1.11　Au 与相关元素的活化度

(据 Szadeisky-Kardoss, 1972)

| 元　素 | 熔融活化度 | 溶解活化度 | 复合活化度 | 元　素 | 熔融活化度 | 溶解活化度 | 复合活化度 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| As | 0.89 | 3.45 | 2.42 | Mo | 0.88 | 1.77 | 1.32 |
| Hg | 0.96 | 4.82 | 2.89 | Pb | 1.25 | 1.25 | 1.25 |
| Sb[a)] | 3.3 | 2.5 | 2.9 | W | 1.1? | 1.50 | 1.31 |
| Ag | 0.71 | 1.43 | 1.07 | Zn | 0.72 | 0.96 | 0.84 |
| Au[b)] | 0.86 | 1.00 | 0.93 | Fe | 0.58 | 0.7? | 0.65 |
| Cu | 0.43 | 1.21 | 0.82 | | | | |

a)，b）本书重算值。

型金矿床的必要条件。我国金的矿源层（岩）岩石类型繁多、时代广泛，几乎囊括了所有时代的地层及各类岩石，也几乎分布在各个大地构造单元内。矿源层（岩）的这种分布特征保证了成矿物质的大量供应，是我国改造型金矿床大量出现的重要因素，此点将在第七章中详细讨论。

### 3．中国地壳的高度活动性

中国地壳的发育特点是成核时间晚，遭受后期活化频率高。例如华北地台 1 800Ma 才发生固结，扬子地台南缘到加里东时期才基本达到硬化。我国大量褶皱带是在加里东、海西、印支—燕山期才回返褶皱，但它们在固结硬化后仍遭到后期构造活化。例如华北地台在加里东、海西时期由于吉林—内蒙古—北疆褶皱带的剧烈构造运动就使其北缘发生了活化，又如整个中国大陆不管是地台或褶皱带在燕山时期都受到了东南的太平洋板块及西南的印度板块影响发生了严重活化。活化表现在出现大量新生断裂，老断裂复活，从深处涌出大量岩浆，热流上升，地温增高，各种成因热水大量产生，最终导致矿源层（岩）中的成矿元素迁移、富集，形成矿床。我国地壳的高度活动性是我国改造型金矿床普遍而又大量发育的重要原因。在非洲、大洋洲西部、欧洲北部，由于地壳稳定，纵有矿源层（岩）分布也很少形成改造矿床，而环太平洋带在中、新生代时严重活化，因此该带也是改造型金矿床的主要产地。

# 第二章　太古宇变质岩中的改造型金矿床

我国产于太古宇变质岩中的改造型金矿为含金火山沉积建造经多期区域变质、混合岩化作用后再经改造作用形成的矿床，是我国最主要的金矿类型之一。据统计其储量占我国原生金矿总储量的28%左右[1]。

该类矿床产于华北地台的太古宙变质岩中，具体含矿层位在夹皮沟地区为鞍山群三道沟组；冀东地区为迁西群的上川组、马兰峪组；小秦岭地区为太华群，地层年龄为2 500—3 000Ma（王秀璋等，1983）。矿床赋存的岩石类型以斜长角闪岩、变粒岩为主，夹片麻岩、磁铁石英岩等。岩石普遍遭受了混合岩化。岩石变质程度主要为角闪岩相，有的地区可达麻粒岩相，恢复其原岩斜长角闪岩为拉斑玄武岩，片麻岩类为钙碱性火山岩，若将玄武岩类的岩石化学参数投入Pearce（1976）的$K_2O/MgO$与$Al_2O_3$图解中则可看出，其形成环境为大洋底喷溢沉积环境（转引自涂光炽等，1984）。

该类矿床发育的构造位置以产于地台活化带为特征，表现在岩石遭受了多次区域变质及混合岩化作用，并伴有大量岩浆活动。同位素年龄资料可提供佐证，如夹皮沟地区出现2 400—2 500Ma，1 600—1 800Ma，1 400Ma，1 000Ma，500—700Ma，200—300Ma，100—200Ma七组年龄，其中1 600—1 800Ma，1 000Ma，500—700Ma，200—300Ma，100—200Ma形成了混合花岗岩、侵入花岗岩及基性-超基性岩，尤以200—300Ma最强烈。小秦岭地区除2 400—2 600Ma，1 800—2 000Ma变质期外，在800—1 000Ma出现了广泛的混合岩化，形成了花岗岩及伟晶岩。在60—700Ma间有大规模花岗岩浆活动。冀西北小营盘有太古宙末、1 500Ma，1 000Ma，600—700Ma，200—300Ma，100—200Ma等几个活动期，再如冀东金厂峪有2 700—3 000Ma，2 200—2 400 Ma，1 400—1 500Ma，100—200Ma等时期。由上述资料可见，除前寒武纪的普遍活动外，海西及燕山运动也极强烈。

该类矿床的成矿物质来源，已被硫、铅同位素及微量元素地球化学特征等方面资料证实，是由太古宙时期与海相基性火山喷发有关的原始含金层提供的，故矿床具明显的层控性。

本类矿床与其他层控矿床一样，其形成具多时期的特点，至少有同生沉积（包括火山-沉积）时期和后生富集时期，其最大的特点是这两个时期的时差很大，长者可达2 500Ma。在同生沉积阶段一般只形成矿源层，成矿为改造作用产物。我国本类矿床矿源层形成时代为2 500—3 000Ma，而成矿作用则主要发生于燕山期，次为海西期，即成矿时代与活化期一致，故它与国外产于太古宇变质岩中的金矿（即绿岩带金矿）的成矿模式有明显的不同。

1）朱会增，1987，我国主要金矿资源简介。

现以小秦岭地区金矿为例，论述我国产于太古宇变质岩中改造型金矿床的地质地球化学特征及其成矿作用。

## 第一节　矿床地质概况

小秦岭矿田位于豫陕交界处东秦岭东西向构造带北缘，属华北地台南缘基底的一部分。

### 一、地层特征及含矿性

区内出露地层除周边见零星分布的中元古界、上白垩统、第三系及第四系外均为太古宇太华群，后者构成该区金矿的赋矿围岩。

前人对太华群做了很多工作，对地层划分提出过很多方案，在此不一一赘述。近年来对小秦岭地区太华群属上太古界已无甚争议。在具体划分上比较新的方案为河南省地质矿产局区调一队（1982）、陕西省地质矿产局地质大队(1982）及沈阳地质矿产研究所林宝钦等（1989）所提出的方案（表 2.1）。

**表 2.1　小秦岭地区部分太古宇划分方案**

（据林宝钦等，1989）

| 河南省地质矿产局区调一队(1982) | | 陕西省地质矿产局地质大队(1982) | | | 沈阳地质矿产研究所林宝钦等(1989) | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 上太古界太华群 | 抢马峪组 | 上太古界 | 上太华群 | 蔡仓口组 | 上太古界 | 太华群 | 上亚群 | 蔡仓口组 |
| | 观音堂组 | | | 三关庙组 | | | | 三关庙组 |
| | 阎家峪组 | | | 洞沟组 | | | | 洞沟组（抢马峪组） |
| | 焕池峪组 | | 中太华群 | 板石山组 | | | | 观音堂组（板石山组） |
| | 蒲峪组 | | 下太华群 | 大月坪组 | | | 下亚群 | 阎家峪双峰式岩套 |

区域地层的分布如图 2.1 所示。

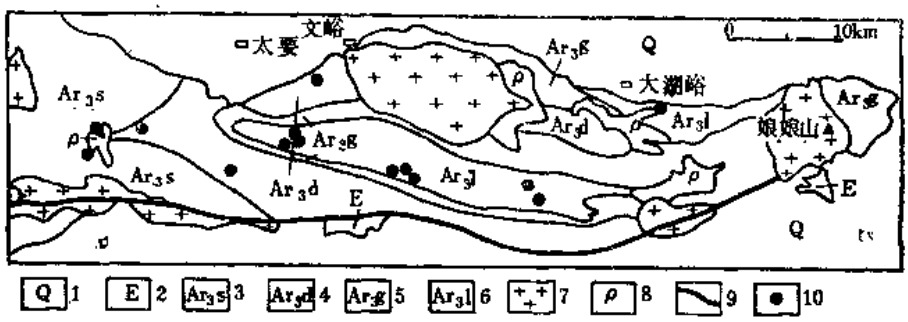



图 2.1　小秦岭地区地质略图

（据林宝钦等，1989 修改）

1. 第四系　2. 第三系　3. 三关庙组　4. 洞沟组　5. 观音堂组　6. 阎家峪双峰式岩套
7. 花岗岩　8. 伟晶岩　9. 断层　10. 金矿床

表 2.2 部分岩石化学分析(%)

| 序号 | 岩石名称 | $SiO_2$ | $TiO_2$ | $Al_2O_3$ | $Fe_2O_3$ | FeO | MnO | MgO | CaO | $Na_2O$ | $K_2O$ | $P_2O_5$ | $H_2O^+$ | $H_2O^-$ | $CO_2$ | 烧失量 | 合计 | 资料来源 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 1 | 斜长角闪岩 | 57.77 | 0.55 | 19.01 | 2.41 | 5.03 | 0.14 | 2.78 | 4.40 | 4.17 | 1.50 | 0.23 | 0.71 | — | 0.36 | — | 99.06 | 本文 |
| 2 | 片麻岩 | 68.63 | 0.30 | 15.79 | 1.08 | 2.06 | 0.04 | 1.63 | 1.20 | 3.85 | 4.40 | 0.20 | 0.63 | — | 0.28 | — | 100.07 | |
| 3 | 片麻岩 | 68.34 | 0.35 | 15.46 | 1.13 | 2.06 | 0.07 | 1.46 | 1.40 | 3.98 | 4.40 | 0.20 | 0.46 | — | 0.39 | — | 99.70 | |
| 4 | 片麻岩 | 64.61 | 0.33 | 17.44 | 1.65 | 2.53 | 0.05 | 1.44 | 3.92 | 4.20 | 2.12 | 0.15 | 0.34 | — | 0.64 | — | 99.41 | |
| 5 | 斜长角闪岩 | 54.31 | 0.50 | 18.89 | 2.68 | 5.86 | 0.17 | 5.18 | 6.00 | 3.63 | 1.54 | 0.40 | 0.21 | — | 0.62 | — | 99.99 | |
| 6 | 片麻岩 | 73.55 | 0.12 | 15.05 | 0.25 | 0.88 | 0.02 | 0.29 | 1.70 | 3.45 | 4.30 | 0.00 | 0.07 | – | 0.05 | — | 99.73 | |
| 7 | 斜长角闪岩 | 50.01 | 1.00 | 14.98 | 4.39 | 9.40 | 0.22 | 5.66 | 9.16 | 2.83 | 1.00 | 0.29 | 0.46 | — | 0.36 | — | 99.85 | |
| 8 | 角闪岩 | 46.90 | 1.00 | 15.65 | 3.59 | 10.73 | 0.21 | 7.67 | 9.10 | 2.20 | 1.50 | 0.40 | 0.29 | — | 0.33 | — | 99.57 | |
| 9 | 斜长角闪岩 | 46.71 | 0.90 | 14.31 | 6.87 | 9.44 | 0.36 | 6.48 | 9.75 | 2.84 | 1.10 | 0.40 | 0.45 | – | 0.43 | — | 100.04 | |
| 10 | 斜长角闪岩 | 49.72 | 1.10 | 14.53 | 4.10 | 9.12 | 0.22 | 6.00 | 9.40 | 2.77 | 1.13 | 0.29 | 0.92 | – | 0.49 | — | 99.79 | |
| 11 | 斜长角闪片麻岩 | 47.73 | 1.10 | 14.99 | 5.17 | 7.64 | 0.25 | 6.10 | 9.76 | 2.96 | 1.86 | 0.29 | 1.62 | – | — | — | 99.47 | |
| 12 | 混合片麻岩 | 66.30 | 0.46 | 16.14 | 1.64 | 2.45 | 0.07 | 1.78 | 2.93 | 5.09 | 2.45 | 0.14 | 0.71 | — | — | — | 100.16 | |
| 13 | 混合岩 | 63.44 | 0.45 | 14.97 | 3.82 | 1.19 | 0.02 | 3.17 | 3.29 | 4.05 | 1.87 | 0.15 | 0.95 | 0.54 | | 2.6 | 100.51 | 栾世伟等(1985) |
| 14 | 斜长角闪片麻岩 | 49.76 | 0.70 | 15.07 | 5.77 | 5.42 | 0.3 | 8.55 | 5.98 | 3.50 | 1.39 | 0.13 | 0.98 | 0.32 | | 1.4 | 99.24 | |
| 15 | 黑云斜长片麻岩 | 48.38 | 0.85 | 14.59 | 4.85 | 7.06 | 0.23 | 8.39 | 8.31 | 3.19 | 1.78 | 0.13 | 0.32 | 0.19 | | 0.72 | 98.99 | |

林宝钦等（1989）将太华群上、下两分，下亚群称阎家峪双峰式岩套，其主要岩石类型有斜长角闪岩和灰色石英长石片麻岩。斜长角闪岩都呈较大的透镜体，或与石英长石片麻岩互层，与我们在东桐峪所见相当于此层位的大月坪组的岩石组合相一致。上亚群为变质沉积岩主要岩石类型，包括石英岩、大理岩，含石墨变粒岩、磁铁石英岩、含石榴子石夕线变粒岩、黑云变粒岩和麻粒岩。

据王定国等（1989），在河南境内太华群变质岩系出露总厚度大于4 000m，属铁铝榴石角闪岩相，局部达麻粒岩相，混合岩化程度较高，岩石组合特征自下而上为：

焕池峪组：主要由金云透辉大理岩、透闪透辉大理岩、大理岩、条带混合岩组成，夹黑云斜长片麻岩、薄层石英岩等。

阎家峪组：岩性以黑云角闪条带混合岩夹斜长角闪片麻岩、斜长角闪岩、黑云均质混合岩及混合花岗岩为主。顶部夹石榴夕线黑云斜长片麻岩及薄层石英岩透镜体。

观音堂组：主要为石英岩，夹黑云片麻岩和含石墨、石榴子石、夕线石黑云斜长片麻岩及条带混合岩，偶见大理岩透镜体。

抢马峪组：岩性主要为斜长角闪片麻岩、黑云斜长片麻岩、条带状混合岩组成，其中有磁铁石英岩夹层发育。

上述各组中均见不同程度的金矿化，但下部矿化较强，尤其阎家峪组（包括前述的大月坪组）金矿化强度最大。

根据岩石化学特征，我们对部分岩石作了原岩恢复。岩石化学分析列于表2.2。根据$SiO_2$的含量，$SiO_2>53.5$(wt%)投入西蒙南(1953，转引自涂光炽等，1984)提出的利用尼格里值[(al+fm)-(c+alk)]-si的图解（图2.2），$SiO_2<53.5$(wt%)投入修改过的莫依内等提出的(Fe+Al+Ti)-(Mg+Ca)的图解(图2.3)。从图2.2可看出所投岩石均出现在火山岩区内。其中斜长角闪岩出现在火山岩范围内的左侧，而含石英、长石较多的片麻岩类则分布在中部和右侧，属中、酸性岩类。从图2.3可看出斜长角闪岩、角闪岩、斜长角闪片麻岩均落入基性岩区。图2.4利用都城秋穗(1974)的$SiO_2$-[(FeO)/MgO]图解（转引自涂光炽等，1984)，可看出斜长角闪岩、角闪岩、斜长角闪片麻岩和黑云斜长片麻岩的岩石类型属拉斑玄武岩系，而所有片麻岩均属钙碱质火山岩系。

小秦岭太华群的时代前人已作了不少工作，从地质依据了解其上与中元古界蓟县系

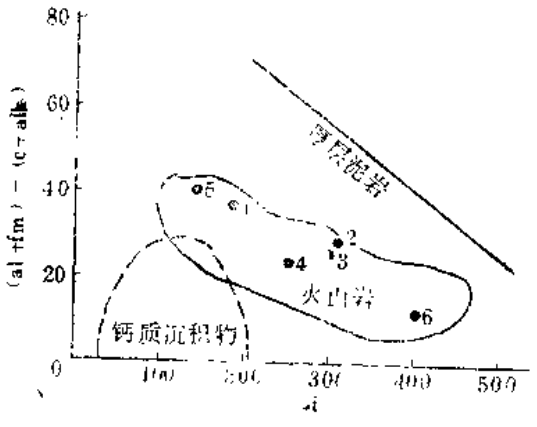



图2.2 [(al+fm)-(c+alk)]-Si图解
变质岩名称及序号同表2

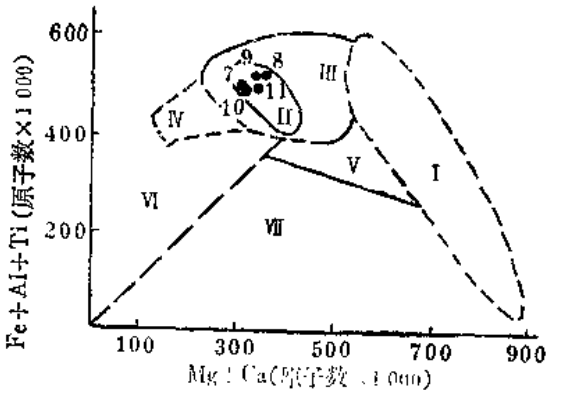



图2.3 (Fe+Al+Ti)-(Mg+Ca)图解
变质岩名称及序号同表2.2

高山河组（K-Ar 年龄 1 492Ma）为角度不整合关系，又被熊耳群中伟晶状花岗岩（1 553 Ma）侵入。在同位素年代方面也积累了较多的资料。据栾世伟等（1985），太华群成岩期为 2 940（?）—3 500Ma。故太华群应为太古宙形成。变质期有一组年龄，分别为 2 411 Ma，2 301Ma，2 223Ma 。另据 11 个样品用 Rb-Sr 法得到等时年龄为 1 835Ma，认为是该区太华群变质作用结束年龄。据林宝钦等（1989），采自东桐峪的片麻岩 Rb-Sr 等时年龄为 2 549 ±169Ma。因此太华群生成年龄可能为 2 500—2 600Ma，将其划归上太古界是合适的。太华群最早一期变质年龄为 2 200—2 400Ma。此外，本区尚有一批 K-Ar 年龄数据在 1 597—77Ma 之间，其中以大于 900Ma 占多数，表明太华群区域变质作用主要发生在晋宁运动之前。

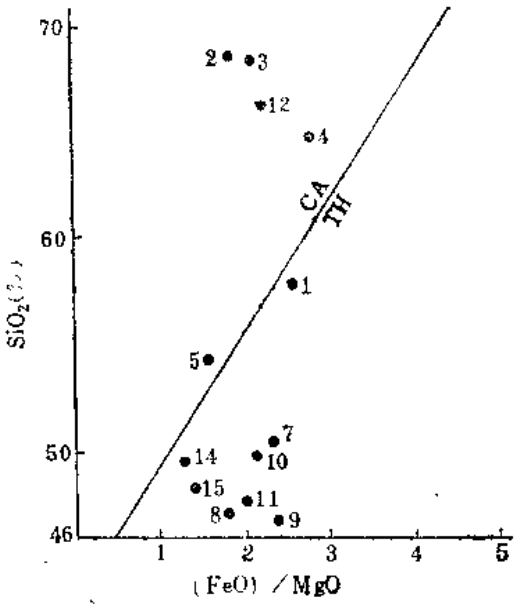



图 2.4 $SiO_2$-[(FeO)/MgO] 图解
CA. 钙碱质火山岩系 TH. 拉斑玄武岩系
变质岩名称及序号同表 2.2

太古宙时期地壳发生了全球性的大规模基性-超基性岩浆喷溢，给金矿床的形成提供了大量矿源，因此，太古宇是世界金矿的主要产出区。小秦岭太华群的岩石组合表明其为一套含有大洋底基性喷溢的火山-沉积建造，我们测得其中斜长角闪岩 Au 最高含量达0.03ppm，部分混合岩化产物如伟晶岩可达 0.1ppm，并在地层的重砂矿物中见到自然金，但总的看来小秦岭太华群的金丰度值较低（表 2.3）。

**表 2.3 小秦岭太华群主要岩石类型金含量**

| 岩石类型 | 样品数(个) | Au(ppb) | 样品数(个) | Au(ppb) | 样品数(个) | Au 含量范围(ppb) |
|---|---|---|---|---|---|---|
| 斜长角闪岩 | 8 | 4.0 | 112 | 7.2 | 3 | 0.60—3.4 |
| 斜长角闪片麻岩 | | | | | 27 | 0.21—5.8 |
| 斜长片麻岩 | 3 | 4.0 | | | 3 | 0.98—2.9 |
| 长英质片麻岩 | 3 | 2.0 | | | | |
| 混合岩 | | | 69 | 3.4 | 77 | 0.19—1.8 |
| 混合花岗岩 | | | 36 | 17.9 | | |
| 伟晶状混合花岗岩 | 1 | 1.0 | 68 | 4.8 | | |
| 大理岩 | | | 5 | 3.4 | 9 | 0.25—1.1 |
| 石英岩 | 3 | 2.0 | 8 | 2.2 | 11 | 0.29—1.4 |
| 资料来源 | 本章 | | 王定国等(1989) | | 栾世伟等（1985） | |

从本章和栾世伟等（1985）数据可看出，原岩为沉积岩和酸性岩的金含量明显低于基性岩类。

## 二、岩浆活动特征

区内岩浆活动频繁，在各个地质时期都有过不同规模的发生，且以酸性岩为主。加

里东早期形成了少量辉长辉绿岩脉，在中生代早期有辉绿岩脉出现，并在区内分布普遍。K-Ar 法测得后者的同位素年龄为 182—148Ma（栾世伟等，1985）。除此之外，在燕山晚期还有零星分布的煌斑岩脉，其 K-Ar 年龄为 76Ma（晁援等，1989），并见其被早期含金石英脉切穿。我们在灵湖峪取得伟晶状钾长花岗岩，用 K-Ar 法测得年龄为 58—63Ma（偏低），亦见其被含金石英脉切穿，它们应属本区岩浆活动最晚的产物。

燕山晚期的侵入活动是本区规模最大的一次岩浆活动，由西往东分布有华山花岗岩体、文峪花岗岩体和娘娘山花岗岩体，它们均侵入于太华群中。用 K-Ar 法测得它们的同位素年龄为 108—130Ma（晁援等，1989），故应属燕山晚期。上述花岗岩体含金亦不高。我们测得文峪花岗岩含金 2ppb，与表 2.3 所列的副变质岩和酸性岩类的金含量相当。据栾世伟等（1985），文峪岩体金丰度值为 0.71ppb。与地层金丰度值相当。区内金矿床均分布在以上三岩体的周围（图 2.1）。

## 三、构造特征

小秦岭金矿田位于秦岭纬向构造带北亚带、新华夏系太行山隆起带和祁吕贺山字型构造东翼的交汇部位。区域构造总体为一复式背斜，呈长轴状东西向展布，并以走向断裂广泛发育为特征（图 2.5）。

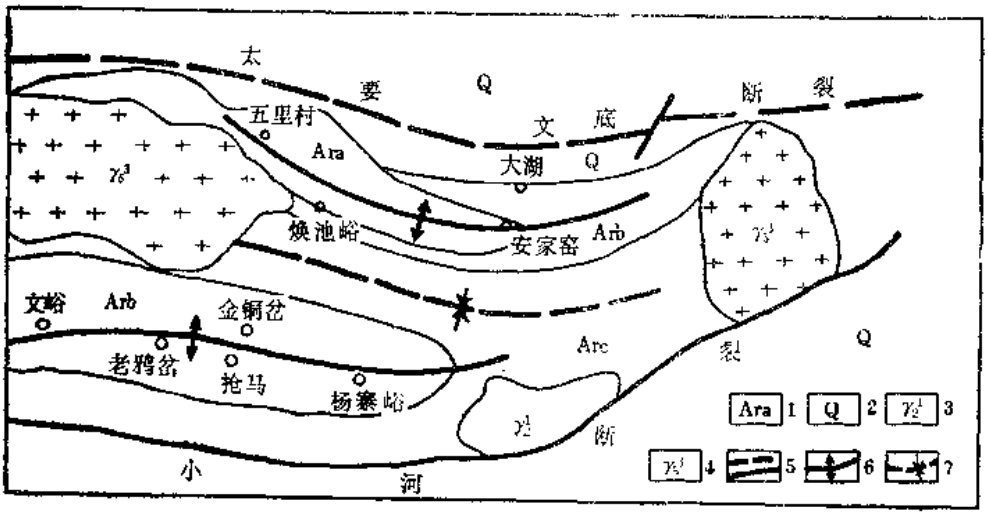



图 2.5　小秦岭金矿田构造纲要略图

（据岳铮生[1]修改）

1．太古宇太华群　2．第四系　3．元古宙花岗岩　4．燕山晚期花岗岩
5．断层　6．背斜　7．向斜

区内褶皱构造的主体为小秦岭复式背斜，它由老鸦岔主背斜、次级褶皱七树坪向斜和五里村—安家窑背斜组成，轴向近东西。

老鸦岔主背斜北翼较开阔，南翼褶皱紧密，局部倒转。

区内断裂有近东西向、近南北向、北东向及北西向四组，以东西向断裂规模最大，主要为层间断裂，局部切层，断裂带内构造岩发育，并有各类脉岩分布，是本区最主要

1）岳铮生，1987，对豫西贵金属矿田矿床的构造控制条件分析——以小秦岭杨寨峪矿区为例。

的控矿构造，其他三组断裂也不同程度地控制着金矿化。

总之，本区纬向构造如东西向复式背斜，矿田南北边缘的区域性断裂控制了金矿田的展布及区域岩浆活动。

## 第二节　金矿化特征及物质组成

区内已发现含金脉体1 000多条，已知大小矿床16个。金矿化程度不一，矿体的规模、形态及产状明显受地层和构造控制。

### 一、金矿化特征

金矿化主要以含金石英脉形式出现，部分有含金蚀变岩型。含金石英脉主要产于太华群的混合岩、黑云斜长片麻岩、斜长角闪岩、角闪片麻岩等变质岩中，主要分布在太华群的下部层位，上部层位也有强度较弱的金矿化。

矿田中各矿床的分布主要受近东西向的复式褶皱及大断裂的控制，出现了北、中、南三个矿化带。中部矿化带主要分布于复背斜轴部，集中了全区主要的金矿床。仅其中的金罗班、老鸦岔矿化区的含金石英脉约占全区总数的1/2。北部带受控于复背斜的次一级背斜轴部；南部带在复背斜的南翼太华群的上部层位。

含金石英脉的走向有近东西向、近南北向、北西向和北东向四组。其中主要为沿走向断层展布的近东西向一组，规模最大。已探明的储量基本分布于该组。近南北向者已探明一个中型金矿。北东、北西向金矿化均较弱，后三组均为穿层脉。

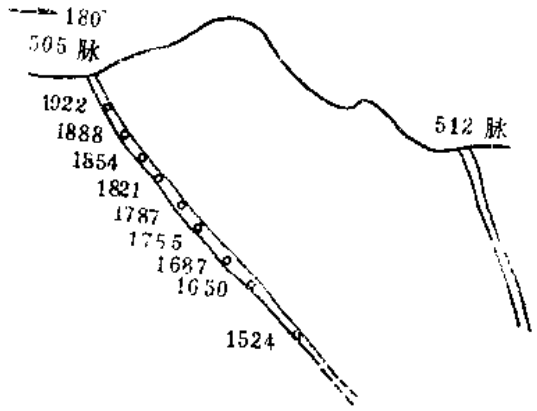



图2.6　文峪矿区505、512金矿脉
（据栾世伟等，1985）

含金石英脉的形态受裂隙构造控制，大多呈脉状、透镜状。规模大小不一，一般长数百米。最长者可达4 200m（如文峪505号脉）。一般脉厚0.5—1m，最厚可达10余米。延深可达900m。矿体的最大特点是倾向长往往大于走向长，约长2—3倍。矿体倾角一般不大于45°（图2.6）。含金石英脉以单脉型为主，常有膨胀、收缩、分支、复合等现象，与围岩的界限清晰。

### 二、围岩蚀变

各矿床的围岩蚀变普遍可见，但一般发育强度不大，但蚀变种类较多。在矿脉顶底板所见蚀变岩宽度大多在0.1—2m间，常见的蚀变类型有绢云母化、碳酸盐化、黄铁矿化、硅化、钾长石化、黑云母化、绿泥石化、绿帘石化及黝帘石化以及它们的组合类型。所发育的围岩蚀变类型及强度与围岩岩性有关，例如混合岩类主要发育绢云母化、钾长

石化、硅化、黄铁矿化等；斜长角闪岩及斜长角闪片麻岩主要发育碳酸盐化、绿泥石化、黑云母化、黄铁矿化、绢云母化及钾长石化。

与金矿化有关的蚀变类型为硅化、黄铁矿化、绢英岩化、黄铁绢英岩化，部分与绿泥石化有关。

对含金石英脉旁的围岩蚀变研究表明，其中微量元素的特征能指示含金性的好坏。据晁援等（1989）指出，不同类型石英脉旁侧的蚀变岩石中的微量元素是有差别的，如黄铁矿石英脉型的蚀变岩石与区域平均值比较，Au 普遍增高 1—2 个数量级，Cu 可增高 1 个数量级；以黄铁矿为主的多金属硫化物石英脉的蚀变围岩与区域平均值比较，Au、Cu、Pb 普遍增高，Au 可增高 1—3 个数量级，Cu、Pb 可增高 1 个数量级；以方铅矿、黄铁矿为主的多金属硫化物石英脉型的蚀变岩石与区域平均值对比，Au、Cu、Pb、Zn 等元素显著增高，特别是 Au、Pb 可增高区域平均值的 1—4 个数量级，Cu、Zn 可增加 1—2 个数量级。其他元素变化不大。上述变化均发生在蚀变构造岩中，在构造岩以外的蚀变岩石变化不显著。

## 三、含金石英脉的矿物组合及其成因意义

本区含金石英脉在不同矿床有不同的矿物组合，矿物复杂程度也不一致。石英和黄铁矿对任何矿床都是最主要的矿物，其他能成为主要矿物的还有方铅矿、黄铜矿、绢云母、白云石。在整个矿田范围内的次要和少量矿物约 30 余种，包括闪锌矿、磁铁矿、钛铁矿、菱铁矿、磁黄铁矿、黑钨矿、白钨矿、自然铋、辉铋矿、黝铜矿、辉铜矿、砷黝铜矿、辉锑矿、辉碲铋矿、碲铋矿、碲铅矿、白铁矿、方解石、铁白云石、金红石、榍石、锆石、重晶石、萤石、微斜长石及见于氧化带的 Fe、Cu、Pb、Bi 的多种氧化矿物及粘土矿物。金、银矿物以自然金为主。其成色较高，一般均大于 850，且大部分大于 900。其他还有自然银、银金矿、辉银矿，偶见金、银的碲化物等。

从以上矿物组合不难看出，它们的元素组合类型应是 Au-Cu-Pb-(Zn、W)(Zn 或 W 对本区部分矿床是非重要元素）组合，即为金-多金属硫化物型。我国金矿床可划分出不同的矿物成因组合[1]，亦即不同的元素组合类型，这种组合受控于矿床类型、矿源岩的岩性以及时、空分布。根据我们所划的我国层控金矿的矿床类型（涂光炽等，1984），本区应属沉积-变质后或混合岩化后形成的改造矿床，其矿源岩的原岩为火山沉积岩系，它们的矿物成因组合类型为金-多金属硫化物型。在我国这种类型矿床的形成时间为海西及燕山期，而且分布在地台活化带。由于我国太古宙变质深，达到了角闪岩相-麻粒岩相，不利于变质成因金矿床的形成，故我国尚未发现太古宙时期形成的金矿床。这是我国特定地质环境所决定的。因此也具有与国外不同的矿物成因组合。从全球看，金矿床矿物组合随时间演化的总趋势是：从黄铁矿-毒砂、金矿物向多金属、金银矿物方向演化，归纳我国金矿床在空间分布上按形成年代从地台→褶皱带→活化带方向移动，矿物组合种类则从 Au-W-Mo(Sb)、Au-Fe 向金-多金属、单金型方向演化，虽矿物组合上演化的总趋势与全球性总规律相吻合，但由于我国地壳所处的特殊环境使矿物类型有其独自的特

1）王秀璋，程景平，1984，中国金矿床的矿物成因组合。

点。虽在活化带较晚成矿，但又受到古老含金岩系的组分所制约，体现了金矿床和矿物组合的再生继承性。本区矿物组合正有这方面的表现。

### 四、成矿作用期及阶段

全区矿物有三个大的形成期。早期为矿源层形成期，此期的主体矿物为石英、长石、角闪石等造岩矿物及岩石中的副矿物，少量硫化物及微量自然金。本区的矿源层是同生沉积后经过多次区域变质及混合岩化所形成的最终产物。第二期为改造成矿期。是发生在一定构造条件下，在水热体系中成矿元素及相关元素的活化迁移、沉淀，到最终形成成矿期矿物组合。第三期为表生氧化期，形成各种氧化矿物。

根据改造成矿期矿物间的关系及共生组合，可进一步划分为：①黄铁矿-石英阶段；②石英-黄铁矿阶段；③石英-黄铁矿-多金属硫化物阶段和④石英-黄铁矿-碳酸盐阶段。上述四个阶段均有金矿物形成，但主要形成于②③阶段。

## 第三节　成矿物质来源

这类矿床的物质来源在过去相当长的时间里被认为是与矿床附近侵入于太古宇中的花岗岩有关。近年来，稳定同位素在地质中的应用，为这一问题的解决打开了新局面。本节将通过铅、硫同位素、微量元素等方面来讨论本矿床的成矿物质来源。

### 一、铅同位素特征

表 2.4 列出了本区铅同位素组成。

表 2.4 中矿石铅（序号 1—6）的同位素组成$^{208}Pb/^{204}Pb$ 在 16.800—17.649 范围内，极差为 0.849，变化百分比为 5.05%。$^{207}Pb/^{204}Pb$ 在 15.140—16.104 范围内变化，极差为 0.964，变化百分比为 6.36%。$^{208}Pb/^{204}Pb$ 变化范围为 36.990—39.873，极差 2.883，变化百分比达 7.79%。可见在矿床范围内矿石铅的组成是不很稳定的。区内地层铅（序号 8—12）的同位素组成亦不稳定，尤其是 $^{208}Pb/^{204}Pb$，个别样品含放射成因铅很高。$^{208}Pb/^{204}$ Pb范围为 16.561—19.233，极差 2.672，变化百分比高达 16.134%；$^{207}Pb/^{204}Pb$ 在 15.079—15.748 范围内变化，极差 0.669，变化百分比为 4.43%。$^{208}Pb/^{204}Pb$ 变化范围为 36.958—39.258，极差 2.300，变化百分比为 6.22%。从矿石铅和岩石铅的铅同位素变化百分比看，它介于铅同位素相对稳定的矿床与不稳定的之间。据地质部宜昌地质研究所同位素地质研究室（1979），铅同位素组成稳定的矿床，如水口山铅锌矿、大宝山多金属矿、小南山钨矿等的 $^{206}Pb/^{204}Pb$ 和 $^{208}Pb/^{204}Pb$ 值变化大多在分析误差范围以内，澳大利亚新南威尔士卡普顿斯—弗莱特矿床的七个方铅矿样品的$^{206}Pb/^{204}Pb$ 和 $^{208}Pb/^{204}Pb$ 值的变化小于 0.2%；秘鲁中部的一些矿床，垂直距离 1.5km，水平距离 130km 范围内，19 个方铅矿的$^{206}Pb/^{204}Pb$ 值变化不超过 0.5%，而同位素组成明显不稳定的矿床，它们的比值变化超过 10—20%，甚至达 60%以上。

将所测同位素比值投在$^{207}Pb/^{204}Pb$-$^{206}Pb/^{204}Pb$ 图（图 2.7）上，可看出：

1）除 10 号点外均分布在零等时线左侧，为正常型混合铅。

2）地层铅（序号 8—12）在图上的分布表现出由低 $\mu$ 值到高 $\mu$ 值均有，也就是既有幔源铅也有沉积铅（壳层铅）的存在。该区地层的建造类型与这一认识相吻合。图 2.7 中序号 8、9、10 的斜长角闪岩，其原岩为基性玄武岩类，11、12 为钙、硅质沉积，因此，地层建造中铅源的幔壳混合的认识在地质上是有根据的。从图 2.7 中可见，序号 8、10、11、12 点基本沿 $\mu=9.158$ 的增长曲线分布，序号 9 则靠近 $\mu=8$ 的曲线分布，故可能分别为两个不同的 U（Th）-Pb 系统。从图 2.7 所见，地层中铅同位素沿 $\mu=9.158$ 的演化至今尚未结束，点 10 已投影到零等时线的右侧。

3）矿石铅的分布均在零等时线的左侧，靠近 1 000Ma 等时线，呈线性分布，拟合直线的斜率大于等时线的斜率，故该线性分布不为异常铅的显示，而可能是 204 误差所致。

4）矿石铅分布的 $\mu$ 值范围亦较分散，与地层铅出现的 $\mu$ 值范围相近，大多数聚集在 $\mu$ 值为 8.5—9.2 范围内，仅有序号 3 的样品 $\mu$ 值接近 10，但仍靠近 1 000Ma 等时线分布，由此可见矿石铅与地层铅来源的一致性，并均为混合铅。

5）矿石铅拟合的直线为 204 误差线，其与增长曲线（$\mu=9.158$）的交点约在 900Ma 的位置上，这个时代似应看作铅脱离原始 U（Th）-Pb 系统的时间。

6）区内文峪花岗岩的铅同位素组成投影到 $^{207}Pb/^{204}Pb$-$^{206}Pb/^{204}Pb$ 图上出现在矿石铅与地层铅较集中的位置上，靠近 $\mu=9.158$ 增长曲线，模式年龄在 700—800Ma 间。这个时间应为文峪花岗岩铅脱离 U（Th）-Pb 体系的时间，其侵位时间在第一节中已述及，是属于燕山晚期。

从图 2.7 所反映的各种特点不难看出，本区的矿石铅、地层铅和花岗岩铅有相同的

**表 2.4　铅同位素组成及其他参数**

| 序号 | 样品号 | 岩　性 | 铅同位素组成 | | | $\Phi$值 | 多伊模式年龄（$10^8$a） | $\Delta\beta$ | $\Delta\gamma$ |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | $^{206}Pb/^{204}Pb$ | $^{207}Pb/^{204}Pb$ | $^{208}Pb/^{204}Pb$ | | | | |
| 1 | H-22 | 金厢岔矿石 | 17.157 | 15.407 | 37.864 | 0.6513 | 8.397 | 48.67 | 23.05 |
| 2 | H-20-1 | 金厢岔矿石 | 17.435 | 15.681 | 38.370 | 0.6628 | 9.360 | 51.32 | 24.73 |
| 3 | H-11 | 文峪矿石 | 17.649 | 16.104 | 39.873 | 0.6965 | 11.98 | 55.40 | 29.58 |
| 4 | H-18 | 灵湖峪矿石 | 17.572 | 15.725 | 38.167 | 0.6571 | 8.891 | 51.74 | 24.04 |
| 5 | H-72 | 西潼峪矿石 | 16.80 | 15.14 | 36.99 | 0.6467 | 8.003 | 46.10 | 20.21 |
| 6 | H-82 | 西潼峪矿石 | 17.13 | 15.34 | 37.96 | 0.6450 | 7.850 | 48.03 | 23.37 |
| 7 | H-26 | 文峪花岗岩 | 17.746 | 15.694 | 38.670 | 0.6399 | 7.391 | 51.44 | 25.67 |
| 8 | H-33 | 洞沟组斜长角闪岩 | 17.451 | 15.463 | 37.347 | 0.6347 | 6.924 | 49.21 | 21.37 |
| 9 | H-36 | 板石山组斜长角闪岩 | 16.561 | 15.079 | 36.958 | 0.6596 | 9.103 | 45.51 | 20.11 |
| 10 | H-40-1 | 大月坪组斜长角闪岩 | 19.233 | 15.748 | 39.258 | 0.5495 | 10.80 | 51.96 | 27.58 |
| 11 | H-45 | 大月坪组片麻岩 | 17.552 | 15.510 | 38.221 | 0.6326 | 6.731 | 49.67 | 24.22 |
| 12 | H-51 | 板石山组石英岩 | 18.205 | 15.595 | 38.909 | 0.6070 | 4.237 | 51.45 | 26.45 |

分析者：中国科学院地球化学研究所同位素室。

所用参数如下：

$a_0=9.307$，$b_0=10.294$，$c_0=29.476$，$\lambda_{238}=1.55125\times10^{-10}a^{-1}$，$\lambda_{235}=9.8485\times10^{-10}a^{-1}$，$\lambda_{232}=4.9475\times10^{-11}a^{-1}$，$\mu_0=9.58$，$\mu_w=7.8$，$k=4.069$，$Th/^{235}U=4.04$，$T=45.7\times10^8a$

所计算的等时线的斜率如下：

1．六个矿石：1.01537；2．五个地层和一个花岗岩：0.243137；3．除 H-40-1 外的四个地层：0.379797；4．五个地层：0.245546；5．六个矿石、五个地层和一个花岗岩：0.274071

来源和相关的演化历史，具多来源古老铅的特点。矿石铅来源于地层，花岗岩铅也为地层重熔产物，故来源与地层有一致性。

利用多伊的模式计算出的模式年龄列于表 2.4，序号 1—6 为矿石铅，它们的模式年龄在 800—1 100Ma 间，我们根据含金石英脉中的长石测得成矿时代为燕山晚期，再从矿床内矿石铅的组成不很稳定，该区太古宙以来地质事件频繁及燕山期的强烈活动等都预示着成矿的复杂性，模式年龄所表示的是在 900Ma 左右有一次 Pb 从 U (Th)-Pb 体系的分离。序号 7 为文峪花岗岩，算得其多伊模式年龄为 739.1Ma。用 K-Ar 法测得该区花岗岩的形成时代为 108—103Ma。显然，该模式年龄表示了古老铅的存在。故也可成为该岩体为地层重熔产物的一方面依据。序号 8—12 为地层铅，算得它们的模式年龄从 420—900Ma，再根据它们的 $\mu$ 值，以及 10 号点在铅同位素组成坐标图（图 2.7）上落在零等时线右侧，表明部分地层铅至今尚未从 U (Th)-Pb 系统中分离，因此这些模式年龄只是演化过程的反映。它们比地层年龄小，比成矿年龄大。

利用铅同位素的组成可以判断铅源区。我们采用扎特曼（Zartman）的铅构造模式图来讨论本区铅源的特征（图 2.8）。

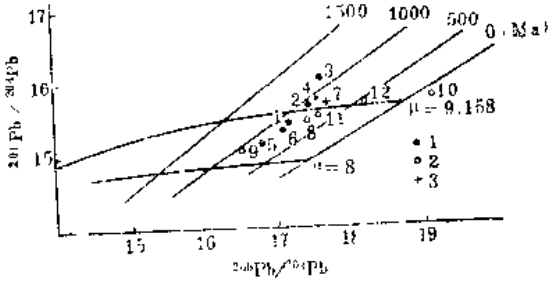



图 2.7 小秦岭金矿 $^{207}Pb/^{204}Pb$-$^{206}Pb/^{204}Pb$ 坐标图

1. 矿石铅及编号 2. 地层铅及编号 3. 文峪花岗岩全岩铅

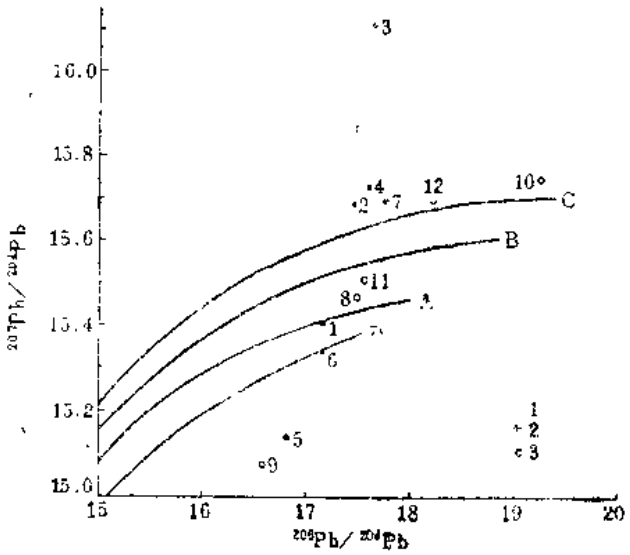



图 2.8 铅构造模式

A. 地幔 B. 造山带 C. 上地壳 D. 下地壳 1. 矿石铅 2. 文峪花岗岩岩石铅 3. 地壳岩石铅

从图 2.8 可以看出：

1）地层铅主要为地幔和上地壳来源；

2）矿石铅源区与地层铅一致，且有部分下地壳来源；

3）文峪花岗岩铅源区为上地壳，这也是它为重熔岩浆的又一依据。

从铅源区信息来看，矿石铅与地层铅源区有明显的一致性。

若根据朱炳泉等（1985）[1] 利用 $\Delta\beta$-$\Delta\gamma$ 关系（图 2.9）判断铅源区的结果，矿石铅、地层铅与花岗岩铅均为上地壳与上地幔混合铅。

1）朱炳泉、毛存孝，1985，中国太古代（现为太古宙）地质演绎成矿作用的铅同位素组成特征。

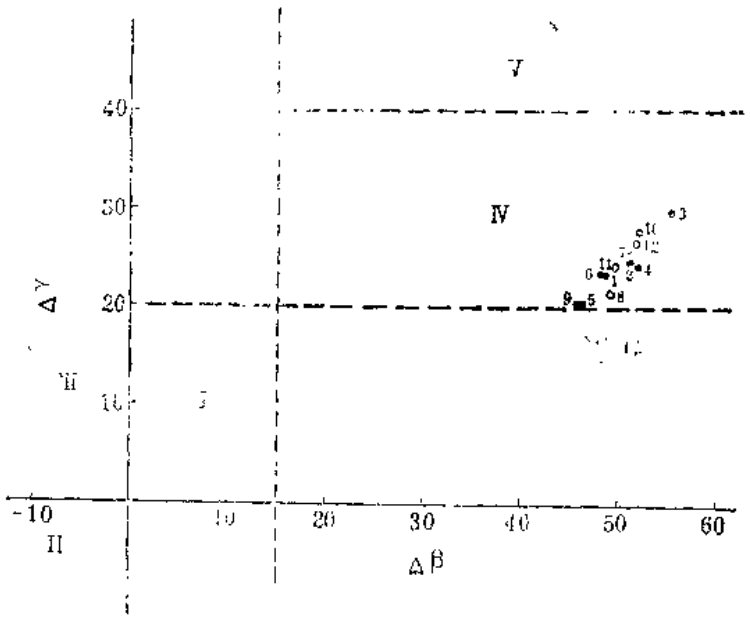



图 2.9 $\Delta\beta$ $\Delta\gamma$ 关系

I. 上地幔铅 II. 深下地壳或深下地壳与上地幔混合铅 III. 中下地壳或深下地壳与中下地壳混合铅
IV. 上地壳与上地幔混合铅 V. 上地壳或它与中下地壳混合铅 1. 矿石铅
2. 文峪花岗岩岩石铅 3. 地层岩石铅

## 二、硫同位素特征

在金矿床中，金属硫化物与金矿物是最常见的共生矿物，说明Au与S的关系密切，尤其是成矿实验证明S是Au的重要配合剂，它对于金的活化、迁移起了重要作用，即它与金的地球化学行为密切相关，是金成矿物质的重要组成部分，硫同位素的组成将提供其来源信息。

**表 2.5 小秦岭金矿部分矿石及围岩黄铁矿的硫同位素组成**

| 样品产地 | 杨寨峪 | | 金洞沟 | | 文峪 | | 灵湖峪 | | 东闯峪 | | 围岩 | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 资料来源 | 平均值 | 范围 | 平均值 | 范围 | 平均值 | 范围 | 平均值 | 范围 | 平均值 | 范围 | 平均值 | 范围 |
| 王秀璋等(1983) | +2.54 (38) | −0.49 — +4.52 | −4.6 (7) | −7.17 — −1.99 | −1.35 (2) | −1.31 — −4.0 | −3.16 (8) | −9.28 — +5.30 | | | +3.39 (3) | +1.41 — +5.81 |
| 河南冶金地质勘探公司[1] | +2.7 | −0.4 — +4.5 | +1.1 | +0.1 — +2.2 | +2.4 | +1.1 — +4.4 | −1.4 | −7.0 — +5.30 | | | +2.0 | −2.2 — +5.6 |
| 王常才[2] | +2.95 | −0.1 — +4.8 | | | | | −1.4 | −7.0 — +5.8 | +4.7 | +4.7 | +2.67 | −5.5 — +10.7 |
| 冒援等(1989) | −2.55 | −1.77 — +4.50 | 0.33 | −7.8 — +2.2 | +3.57 | −9.9 — +6.4 | | | −5.11 | +3.65 — +8.6 | | |
| 刘藤飞[3] | 全区137个样品矿石硫平均值为+2.71，范围−8.65—+15.3（多数集中在+0.5—+6.4） | | | | | | | | | | +2.67 | −5.9 — +10.7 |

1) 河南冶金地质勘探公司，1985，试论河南内生金矿成因类型及成矿地质条件。
2) 王常才，1986，小秦岭元太古代绿岩变质热液石英脉型金矿特征及矿源研究。
3) 刘藤飞，1987，我国小秦岭金矿床主要地质特征、成因及找矿远景。

本区硫同位素已做过相当多的测定，表 2.5 列出了部分矿石及围岩中黄铁矿的硫同位素组成。从所列出的测定结果看，矿石中黄铁矿的硫同位素组成极差不大，平均值大多在偏离陨石硫值不大的范围内，对于太华群斜长角闪岩中黄铁矿硫同位素测定的结果，其平均值与矿石硫的平均值很相近，仅正向偏离略大。太华群经历了漫长的历史，变质程度较深，达角闪岩相，故硫同位素均一化程度较强，使得硫同位素极差较小，同时太华群为一套火山-沉积岩系，基性-酸性火山旋回发育，尤其在下部，故带来了深源硫，使太华群硫同位素组成近陨石硫值。由于本区矿石硫与围岩硫同位素组成的一致性，故可认为太华群硫的来源，部分由沉积过程形成，另一部分由火山作用带来，在成矿作用过程中与 Au 共生的金属硫化物的 S 则来源于太华群。

## 三、地层的含金性

太华群部分代表性岩石的金含量已列于表 2.3，其中相当一部分低于 Au 在地壳中的平均丰度值。但它们并不代表地层的原始金含量，若形成本区金矿床的 Au 是从地层中活化出来，并在合适的构造部位集中成矿，则必然造成原地层中金的贫化。

对于小秦岭金矿床范围内金的区域背景值的了解，有助于认识本区金成矿的物质基础。栾世伟等（1985）做了这方面工作，他们计算的基础是假设金的区域丰度值由以下三组数据组成：①区域内各类岩石中金的平均值，即由地层、各期岩浆岩中金的平均含量用面积加权平均计算；②形成本区金矿资源量中的 Au。依据地质推断法求得 1 050m 以上金资源量，将其均分在整个区域内得出的值；③引起金异常的值，其含量高于分散在岩石中的 Au，但低于计算金资源量时所用样品中金的平均值，即未参与岩石金丰度值计算的部分金含量高的样品（大于岩石均值一个数量级）。将其金含量的总和均分在全区样品的平均值中。如此获得本区金的区域背景值为 2.02ppb；即代表成矿前地层中的金含量，比他们所测定现在太华群的金含量（0.71ppb）高约 3 倍，但本区仍属较低背景值条件下形成的矿床。

我们可从以下方面认识本区成矿的 Au 是来自地层。

1）太华群经历了漫长的地质历史，其中包括了多次区域变质及混合岩化作用，在这种温、压增加的条件下，Au 则被多次活化、排出。随着变质程度的加深，岩石中的金含量越来越低。虽然太华群变质程度已达角闪岩相，该岩石本身金含量较低，但从另一个角度考虑，若有合适的构造环境及物理化学条件，仍能形成金矿，即地层含金较低并不排除形成金矿的可能性。

2）在第一节中已谈到，本区燕山期花岗岩的金丰度值与本区地层的平均值相当。因其为地层重熔的产物，其中金含量也表现出继承性。但从花岗岩体与地层的分布体积考虑，前者较后者小，故地层的含金绝对值远远大于花岗岩。

3）表 2.3 所列太华群各类岩石的含金量，可看出原岩为基性喷发岩的岩石含金明显比原岩为酸性岩和沉积岩的岩石为高。这与一般认为太古宇含金建造的 Au 主要为基性喷发由深部带来的认识相吻合，即太华群也无例外地具有提供金矿源的条件。

4）在第一节中已谈到我们在本区太华群中见到了副矿物自然金的存在，并在部分地层中测到了较高金含量的岩石，而在附近花岗岩中尚未见有更高金含量的报道。

由上所述，可见该区地层乃是Au的主要来源。

## 四、矿石对围岩、地层的继承性

矿石与地层微量元素比值变化的一致性说明了矿石对围岩成分的继承关系(图2.10)。

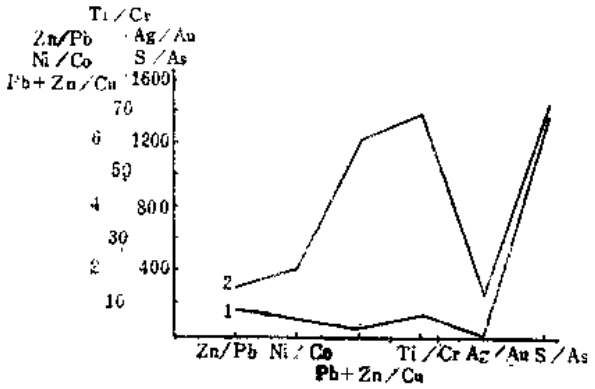



图 2.10　矿石与围岩中一些元素的比值关系

1. 矿石　2. 围岩

其他，如从包裹体成分上也可看出矿石对地层的继承关系，详见下节。

以上各方面资料表明Au及与其伴生的 Pb、S 和其他微量元素主要来自太华群。

# 第四节　成矿热液特征及其来源

通过对矿物包裹体研究，对本区成矿溶液的组分、特征及其来源获得了一些认识，研究的对象是矿脉、地层及花岗岩中的石英。

## 一、包裹体特征

分别对金硐岔、灵湖峪、东桐峪金矿脉中的石英、板石山组的石英岩及文峪花岗岩中的石英作了镜下包裹体观察。现将它们的特征分别介绍如下：

### 1. 矿脉中石英包裹体特征

金硐岔矿脉石英中的包裹体很发育，主要有气相包裹体、气液包裹体和含液体 $CO_2$ 包裹体。根据气液比可将包裹体分为两类：第一类气液比为 15—20%，均一时为液相；第二类是气液比>50%，均一至气相；第三类为气液比 40—50%之间，气相成分主要是 $CO_2$，也大多均一至气相。

灵湖峪矿脉的石英包裹体发育程度不均匀，有的片中不发育，但有的又很多。主要有气液包裹体和液体包裹体。气液比大多在 10—20%，最大不超过 40%。

东桐峪矿脉的石英包裹体亦不很发育，主要有气液包裹体和液体包裹体，有少量气体包裹体和含液体$CO_2$包裹体。包裹体气液比大多在15--20%之间。

**2．东桐峪板石山组石英岩的包裹体很发育**

主要有含子矿物包裹体、气液包裹体、纯气体包裹体、纯液体包裹体和含液体$CO_2$包裹体，气液比一般在15—20%，子矿物为立方体状，根据包裹体成分，推测是NaCl和KCl。

**3．文峪花岗岩石英的包裹体不发育**

主要有气液包裹体和液体包裹体，见个别含液体$CO_2$包裹体，气液比在20%左右，最大的可达50%。

## 二、包裹体成分

表2.6列出了本区部分矿脉、地层及花岗岩中石英包裹体的成分，测定了包裹体的气相成分、液相成分及微量成矿元素含量以及一些组分的比值及总浓度等。

从表2.6可看出：

1）镜下观察包裹体发育程度与所测$H_2O$量相吻合。如镜下观察金硐岔矿石、灵湖峪的部分矿石、东桐峪板石山组石英岩中包裹体极发育，取得它们的包裹体水也较多。

2）包裹体成分测定与镜下观察一致。如在金硐岔、灵湖峪及板石山组石英岩中均见液体$CO_2$包裹体。如表2.6所示，它们的气相成分中$CO_2$含量明显较高。再如板石山石英岩中包裹体含子矿物，说明其盐度高，在成分分析中$Cl^-$、$Na^+$、$K^+$含量也特别高，且总浓度值达33.3%。

3）从表2.6中所列各种比值来看，文峪花岗岩与地层和矿石均表现出较多的差别。如$CO_2/H_2O$值文峪花岗岩的明显低于矿石，而地层的则与矿石相接近。花岗岩的$Na^+/K^+$和$SO_4^{2-}/Cl^-$值明显低于矿石。花岗岩的F较高。再从其中微量元素Ag/Au值来看，地层与矿石的较接近，这表明成矿物质对地层的继承性，即成矿组分主要来自地层。

4）从液相成分看，含矿溶液属$Ca^{2+}$-$Na^+$-$SO_4^{2-}$-$Cl^-$型，成矿流体中阳离子主要是$Na^+$、$Ca^{2+}$和$K^+$，而$Mg^{2+}$含量较低，阴离子$SO_4^{2-}$、$Cl^-$含量较高，F在地层和矿石的包裹体中均较低，但在花岗岩包裹体中则高1倍。在气相成分中，$CO_2$在绝大部分矿石和地层中含量明显高，但在花岗岩中含量则不高，从绝大多数矿石包裹体的阳离子含量为$Na^+>Ca^{2+}>K^+\geqslant Mg^{2+}$；阴离子为$Cl^-$、$SO_4^{2-}>F^-$来看，与实验资料（王秀璋等，1983）所得的Au在水热体系中大多以金氯配合物、金硫配合物形式迁移相吻合。

5）从矿石的总浓度值来看，大部分为中—高浓度，与在镜下冷冻法所测的结果基本吻合。表2.7仅列出了金硐岔矿石及东桐峪石英岩的测定结果，其他矿床均因包裹体很小而无法测定。

以上资料表明，本区成矿溶液的组分特征与我国该类矿床总的特点是相吻合的，例如，$Na^+/K^+>1$，$Cl^-/F^->1$、富$CO_2$及S以及盐度较高等特征。

**表 2.6　本区部分矿脉、地层、花岗岩中石英包裹体成分**

| 样品产地及类型 | 样号 | 气相分析 (μg/g) | | | | | | 液相分析 (μg/g) | | | | | | | 微量金属元素 (μg/g) | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | $H_2O$ | $CO_2$ | $CH_4$ | $H_2$ | $N_2$ | CO | $F^-$ | $Cl^-$ | $SO_4^{2-}$ | $Na^+$ | $K^+$ | $Ca^{2+}$ | $Mg^{2+}$ | Au | Ag |
| 灵湖峪矿石 | H-14 | 210.0 | 5.2 | 0.24 | $1.7\times10^{-2}$ | 1.1 | 0.9 | 4.95 | 10.42 | 11.26 | 2.20 | 1.21 | 2.38 | 0.21 | 痕量 | 0.009 |
| | H-16 | 860.0 | 20.6 | 0.13 | $1.73\times10^{-2}$ | 0.6 | 0.8 | 3.69 | 3.79 | 10.73 | 1.98 | 1.17 | 2.60 | 0.18 | 痕量 | 痕量 |
| 金铜岔矿石 | H-19 | 540.0 | 187.5 | 0.16 | $5.24\times10^{-2}$ | 1.5 | 0.3 | 4.55 | 15.31 | 4.67 | 8.01 | 3.06 | 4.00 | 0.38 | 0.045 | 0.012 |
| | H-21 | 400.0 | 67.0 | 0.36 | $3.96\times10^{-2}$ | 0.8 | 1.3 | 4.24 | 9.09 | 8.60 | 4.82 | 4.52 | 2.86 | 0.23 | 0.045 | 0.012 |
| 东桐峪矿石 | H-61 | 200.0 | 20.6 | 0.20 | $3.79\times10^{-2}$ | 3.1 | 未检出 | 3.92 | 7.58 | 34.76 | 7.72 | 2.77 | 4.91 | 1.63 | 0.033 | 0.023 |
| 东桐峪板石山组石英岩 | H-51 | 820.0 | 122.4 | 0.54 | $1.53\times10^{-2}$ | 0.3 | 未检出 | 3.09 | 157.66 | 3.32 | 60.19 | 13.22 | 34.29 | 0.45 | 0.031 | 0.011 |
| 文峪花岗岩 | H-26 | 104.0 | 4.6 | 0.19 | $1.08\times10^{-2}$ | 0.4 | 0.5 | 7.36 | 14.86 | 5.52 | 2.13 | 1.81 | 2.63 | 0.27 | 0.033 | 0.023 |

| 样品产地及类型 | 样号 | 微量金属元素 (μg/g) | | | | | 比值 | | | | | | | 去离子水 pH | 溶液的 pH | 总浓度 (%) |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | Cu | Pb | Zn | Ni | Co | $CO_2/H_2O$ mol比 ×100 | $Na^+/K^+$ | $SO_4^{2-}/Cl^-$ | $Cl^-/F^-$ | Ag/Au | Ni/Co | Zn/Pb | | | |
| 灵湖峪矿石 | H-14 | 痕量 | 痕量 | 0.38 | 痕量 | 痕量 | 0.86 | 1.82 | 1.08 | 2.11 | | ~1(?) | | 6.32 | 6.26 | 15.7 |
| | H-16 | 痕量 | 0.13 | 0.45 | 0.076 | 0.18 | 1.0 | 1.69 | 2.83 | 1.03 | | 0.42 | 3.46 | 6.32 | 6.02 | 3.0 |
| 金铜岔矿石 | H-19 | 痕量 | 0.14 | 0.25 | 0.083 | 0.10 | 14.2 | 2.62 | 0.31 | 3.36 | 0.27 | 0.83 | 1.79 | 6.32 | 6.08 | 8.0 |
| | H-21 | 0.018 | 0.31 | 0.20 | 痕量 | 痕量 | 69 | 1.07 | 0.95 | 2.14 | 0.27 | ~1(?) | 0.65 | 6.32 | 6.14 | 8.7 |
| 东桐峪矿石 | H-61 | 0.037 | 痕量 | 0.51 | 0.092 | 0.71 | 4.2 | 0.99 | 4.59 | 1.93 | 0.69 | 0.13 | | 6.32 | 5.08 | 32.4 |
| 东桐峪板石山组石英岩 | H-51 | 0.018 | 0.14 | 0.38 | 0.18 | 0.10 | 6.1 | 4.55 | 0.02 | 51.02 | 0.35 | 1.8 | 2.71 | 6.32 | 6.52 | 33.3 |
| 文峪花岗岩 | H-26 | 0.037 | 痕量 | 0.51 | 0.092 | 0.71 | 1.8 | 1.18 | 0.37 | 2.02 | 0.70 | 0.13 | | 6.32 | 6.02 | 33.7 |

分析单位：中南工业大学中心分析室。

表 2.7　部分包裹体盐度

| 样品产地及类型 | 样　号 | 盐　度 (wt%) |
|---|---|---|
| 金铜岔矿石 | H-19 | 10.3—14.2 |
| | H-21 | 7.3—9.5 |
| 东铜峪板石山组石英岩 | H-51 | 30—35.5 |

## 三、温度测定

采用均一法测得温度列于表 2.8。所测矿石包裹体的温度范围在 138—299°C (未经压力校正)。大部分矿床在 250°C 左右，加上压力校正一般在 300°C 左右，可达到 400°C (林宝钦等，1989)。

表 2.8　包裹体均一温度

| 样品产地及类型 | 样　号 | 温度 (°C) 均一至液相 平均值 | 均一至液相 范围 | 均一至气相 平均值 | 均一至气相 范围 | 平均值 | 范围 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 金铜岔矿石 | H-19 | | | | | 270 | 245—299 |
| | H-21 | 230 | 200—242 | 260 | 247—272 | | |
| 灵湖峪矿石 | H-16 | | | | | 285 | 200—310 |
| 东铜峪矿石 | H-61 | | | | | 160 | 138—168 |
| 东铜峪花岗岩 | | | | | | 260 | 245—282 |
| 文峪花岗岩 | | 215 | 200—230 | | 253 | | |

在均一温度测定中，均一至气相所得温度一般比均一至液相约高 40°C 左右。

## 四、溶液的 pH 值

表 2.6 中所列 pH 值并不是成矿溶液真实的 pH 值，因为测定 pH 值是用水提取后测定的，虽已被稀释，但可从相对对比中作出粗略的估计。对比包括两方面：其一是在相同的提取条件下所测定的稀释溶液的 pH 值对比，另一是与所用的稀释去离子水的 pH 值对比，也就是说，如果成矿溶液是酸性的，绝不会因稀释而使 pH 值大于 7。同样，若成矿溶液是碱性，也绝不会因为稀释而使 pH 值小于 7。再与提取包裹体水用的去离子水的 pH 值比较，就可粗略估计包裹体形成的酸、碱环境，所以仍将它们列入表 2.6。结合地质情况可推测，早期矿液由于含大量 $Na^-$、$K^+$ 而显中碱性。随着 $Na^+$、$K^+$ 部分的沉淀，矿液变为中或微偏酸性使石英沉淀。在 Au 及金属硫化物析出时，溶液应呈中略偏碱性条件。到成矿作用最后阶段，硅酸盐析出，溶液呈弱碱性。

## 五、成矿溶液的来源讨论

对本区矿石作了少量包裹体水的氢氧同位素测定。$\delta D$ 用包裹体水直接测定；$\delta^{18}O$ 由包裹体载体矿物石英测定后换算成，结果列于表 2.9。

**表 2.9　部分矿石包裹体水的氢、氧同位素**

| 序　号 | 样　号 | 样品产地及类型 | $\delta D_{H_2O}$ | $\delta^{18}O_{H_2O}$ |
|---|---|---|---|---|
| 1 | H-14 | 灵湖峪矿石 | −93 | +0.07 |
| 2 | H-16 | 灵湖峪矿石 | −104 | −0.44 |
| 3 | H-19 | 金硐岔矿石 | −58 | −3.57 |
| 4 | H-21 | 金硐岔矿石 | −55 | −0.27 |
| 5 | H-61 | 东铜峪矿石 | −98 | −7.05 |

分析者：虞福基、申佑林。

将氢、氧同位素投入 $\delta^{18}O$-$\delta D$ 坐标图（图 2.11）上，投影点均偏向大气降水线，可见成矿溶液中大气降水占有很大的份量，故可认为成矿溶液是大气降水与建造水的结合。$\delta D$ 和 $\delta^{18}O$ 均偏低。

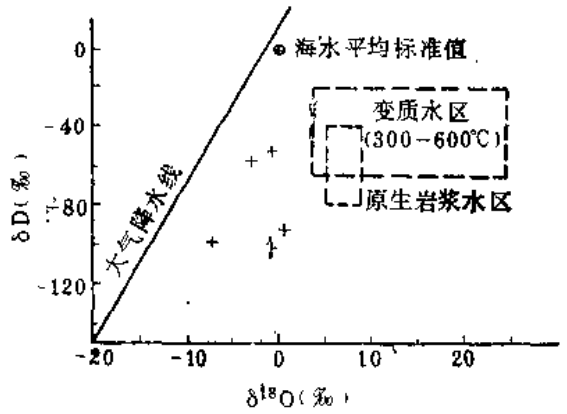



图 2.11　$\delta^{18}O$-$\delta D$ 坐标图

投影点编号同表 2.9 序号

## 第五节　成 矿 时 代

本类矿床从成矿作用过程考虑可分为两个大的成矿阶段，即同生沉积-变质及混合岩化阶段和后生改造成矿阶段。同生沉积阶段（包括沉积、成岩）、区域变质及混合岩化作用过程的作用时间在第一节中已述及。这个过程使原始沉积矿源层中的 Au 发生了重新分配，但这些过程未使 Au 构成工业堆积，仅是两次甚至多次形成了矿源层，工业矿体的形成发生在改造阶段，改造时代的确定可根据各方面的地质依据，即地质体之间的关系及放射性同位素资料来确定。

本区含金石英脉与一些岩脉紧密相伴，并可见穿叉关系。如在区内测得全岩年龄为 166Ma 的煌斑岩脉被含金石英脉穿过，表明含金石英脉形成晚于 166Ma。我们曾在灵湖

峪采得被含金石英脉穿过的伟晶花岗岩样。用K-Ar法测得其中的微斜长石，得年龄为58—63Ma（偏低）。本区部分矿床矿脉中有长石共生，故可用长石直接测年龄。我们测得其K-Ar年龄值为53—68Ma（偏低）。再据姜信顺[1]资料，该区蚀变岩全岩K-Ar年龄为77Ma。根据以上资料判断，本区金矿的成矿时代为燕山晚期，即为该区燕山期地台活动末期的产物。

## 第六节　改造作用机理及成矿模式

改造成矿作用是涂光炽教授70年代提出的。它是指地层、基底或深部的某些成矿元素在后期地质作用或地壳运动中受到活化迁移，然后在构造软弱部位富集成矿的过程，并把改造与岩浆、沉积、变质四种类型并列作为矿床学的分类。对于我国金矿来说，改造类型矿床占有重要的地位。我国产在太古宇变质岩中的改造型金矿床的成矿作用机理有以下几方面特点：

### 一、矿源层的形成

前面的资料已表明，本区金矿的矿源层是太华群火山-沉积岩系，其中的基性喷溢由深部带来了Au，构成了原始沉积矿源层。太古宙沉积后在漫长的地质历史中，本区经历了多次区域变质及混合岩化作用。它们对原始矿源层中的Au带来了影响。根据很多实验资料看出，岩石中金含量随区域变质作用的增强而减少。因此，Kerrich等(1979)，Phillips等(1984)提出区域变质时Au是从角闪岩相淋出迁移到绿片岩相中沉淀的。本区太华群的区域变质已达到角闪岩相，当时的Au处于活化环境，不利于它沉淀。在经过区域变质及混合岩化作用后，留在中高级变质岩及混合岩中的Au才成为变质及混合岩化后改造型金矿的直接物质来源，即矿源层。人工重砂研究表明，太华群Au的主要存在形式为自然金。至于在硅酸盐中Au还可能有其他存在状态。

### 二、改造成矿阶段Au及伴生组分的活化迁移

组分的活化迁移取决于温、压及溶液的性质等多方面条件。一般来说，构造条件决定了是否会发生转移，构造及热液性质又控制了迁移的距离等。

据Seward（1973）及我国近年来的实验结果（涂光炽等，1984）表明，Au在300°C以上以金氯配合物形式迁移。300°C以下时，以金硫配合物形式迁移。从本区矿石包裹体成分测定结果（表2.6）可看出，在液体相阴离子或分中，氯、硫的含量明显高于F，这显然对于金的活化迁移是有利的。

在金矿床的形成过程中，$SiO_2$显然是一种活动组分，本区金矿也不例外，不仅金矿体为含金石英脉，而且与金矿化相伴发育了硅化。因此，二氧化硅的溶解、沉淀条件也是成矿作用的重要组成部分。根据Kitahara（1960）的实验证明，NaCl的存在可提高石英的溶解速率和溶解度。本区成矿流体的盐度较高，且从包裹体水中的盐类成分看，Na、

1）姜信顺，1981，杨寨峪金矿床含金黄铁矿矿物学特征及其形成机理。

Cl 离子均高，可见该溶液具备较好的溶解 $SiO_2$ 条件。由于二氧化硅的溶解使溶液趋向中性。近期国内的实验(涂光炽等，1987)证明，300°C以内的改造溶液可同时溶解 $SiO_2$ 和金属元素，且两者呈正相关，特别是当热液富含金、银氯配合物时，对 $SiO_2$ 具特殊的溶解能力，即热液可同步活化它们。

## 三、改造成矿阶段金的沉淀

组分的沉淀主要取决于温压的降低，$f_{O_2}$ 的增大，pH 的变化以及与围岩的交代反应等。从本区的包裹体测温资料了解，矿脉形成的温度范围为 130—340°C。根据成矿温度及包裹体成分来判断，本区金的活化迁移在改造成矿作用阶段主要呈金硫配合物形式。它们在 300°C以下的热液中是比较稳定的，但实验（涂光炽等，1984）证明，单一的温度因素不是 Au 沉淀富集的重要条件，故本区成矿温度范围也较宽。由于 Au 是变价元素，因此体系的 $Eh$ 对金配合物的稳定性有重要影响。金硫配合物的稳定存在要求 $Eh$ 为还原环境。当环境 $Eh$ 升高，即可引起金硫配合物分解。从本区的热液阶段矿物的共生组合来判断，在整个改造热液活动阶段 $Eh$ 值时有变化，但体系总的来看不超出还原状态。本区的 pH 值在改造热液成矿阶段也是不断演化的，但不超出弱酸、中性至弱碱性范畴，当溶液向弱酸性方向变化时，有利于金硫配合物分解，若为碱性环境则有利于金氯配合物的分解沉淀。

金的沉淀除体系的各种物理化学条件外，构造条件决定了在何处成矿的问题。它不仅提供了成矿场所，也还直接影响体系的物理化学条件。

## 四、成矿模式

本区金的成矿作用可归纳为以下模式：

该区 2 600Ma 前太古宙时海域内发生了大规模的基性喷发，形成了多次火山-沉积旋回，其中的基性喷发从深部带来了 Au 及其他伴生组分，构成了金的矿源层。

太古宙以后，本区遭到了多次区域变质及混合岩化作用，其中 1 800Ma 左右为本区大规模区域变质结束的时代。混合岩化及构造岩浆活动在 1 500—400Ma 间(栾世伟等，1985）频繁发育，促进了金的活化和再分配。但这些作用仍未使 Au 富集成矿，而是形成了新的矿源层。直至中生代时期，地处华北地台南缘的本区，由于太平洋板块与印度板块交接带的推挤，至燕山运动晚期地台强烈活化，出现了区域性的近东西向深断裂及复式褶皱，并伴有强烈的热流而导致老地层的重熔及岩浆活动。由于地台的强烈活化，随着断裂的发育而使地层中的建造水加热并上涌，同时将地层中的Au、Si、Pb、S 等组分带出，并进入裂隙。在此过程中由于大量大气降水的下渗并加热，也参与了成矿作用。这种含矿溶液上升至一定的构造部位，当含矿溶液演化到合适的物理化学条件时，Au 及其他伴生组分将依次沉淀形成工业堆积。与此同时，在深部由于温度很高，并有深部物质的加入，致使地层重熔形成花岗岩浆。其分异体也往往沿含金溶液运行的裂隙上升。在同一空间或平行、交叉的构造中冷凝结晶，形成各种岩脉与含金石英脉共存或相互穿插。至此，在燕山晚期最终完成了变质及混合岩化后改造型金矿床的形成。

# 第三章　元古宇变质岩中的改造型金矿床

元古宇变质岩中的改造型金矿床，主要产于华北地台北东端及华南加里东褶皱系的绍兴—龙泉隆起带中，前者如辽河群中的白云山矿床，后者如陈蔡群中的治岭头矿床。本章以治岭头矿床为例进行讨论。

## 第一节　区域地质背景

### 一、大地构造位置

矿床位于华南加里东褶皱系北东端的绍兴—龙泉隆起带中，其东西两侧以深大断裂为界与其他构造单位相接，西部为浙西加里东褶皱带，东部为东南沿海海西褶皱带，其间的深大断裂分别为绍兴—江山断裂及余姚—丽水断裂，它们均呈北东走向，属韧性剪切断裂系，向南西分别延入江西省及福建省（图 3.1）。

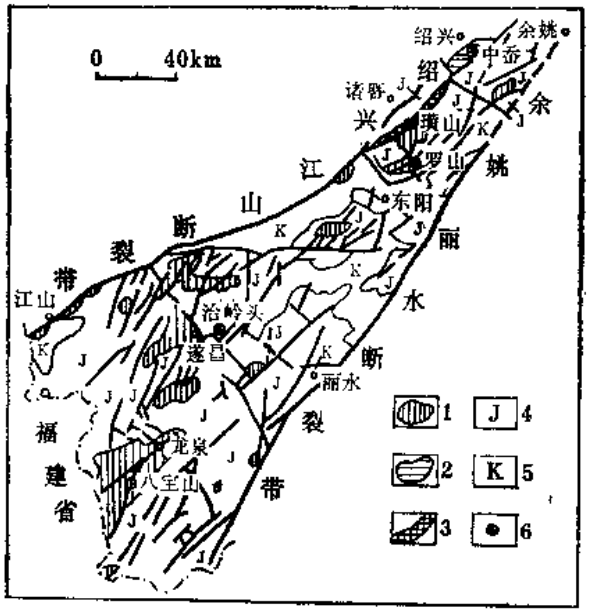



图 3.1　治岭头矿床的区域地质位置

（据徐步台，1988，略有修改）

1. 陈蔡群　2. 双溪坞群　3. 石英闪长岩　4. 侏罗系火山岩系　5. 白垩系火山岩系　6. 金银矿床

### 二、地层及其金银含量

绍兴—龙泉隆起带中的主要地层包括元古宇陈蔡群、双溪坞群，以及侏罗系和白垩

系。其中侏罗系分布最广，元古宇仅零星出露在侏罗系之间，白垩系构成盆地。

### 1. 陈蔡群

出露在地区西部，它由中深角闪岩相变质岩组成，在诸暨陈蔡所见标准剖面为（未见顶底）[1]：

d 段：斜长角闪岩、石榴夕线斜长片麻岩、黑云母斜长片麻岩、夕线黑云母片岩，厚度大于 2 557.9m。

c 段：大理岩、白云大理岩、含云母变粒岩、斜长角闪岩及角闪片岩，392.9m。

b 段：片状石英岩、变粒岩及斜长角闪岩，1 059.7m。

a 段：含石榴夕线黑云母石英片岩夹石墨石英片岩，顶部为大理岩，大于 313.7m。

治岭头矿区出露的陈蔡群相当于 d 段。

原岩恢复片麻岩大多属副变质岩，斜长角闪片岩属正变质岩，变粒岩两种成因均有，属中酸性火山岩-碎屑岩建造。岩石普遍遭到了混合岩化作用。

片麻岩的 Rb-Sr 全岩年龄有两组：一为 1 569Ma、1 680Ma、1 813Ma，另为 674Ma、718Ma、901Ma；三个碎屑锆石的上交点年龄为 1 438Ma、1 851Ma、2 004Ma，一个混合花岗岩结晶锆石上交点年龄为 891Ma（徐步台等，1988a）。因此，陈蔡群属于中元古界，形成时代大于 1 000Ma。徐步台等（1988a）并以 1 400Ma 为界将它分为上、下亚群。汤加富（1988）及贺同兴等（1988）根据锆石中出现 2 004Ma 值将它列入下元古界，蓝玉琦等（1988）根据龙泉出现 717.8Ma Rb-Sr 年龄认为该区应属震旦—寒武系。考虑到 2 004Ma 的碎屑锆石测值只代表来源岩石的年龄，混合花岗岩年龄 891Ma 又限定了地层沉积的上限时代，故 674—901Ma Rb-Sr 年龄应为沉积后遭受的构造热事件时代，而非沉积年龄，因此，陈蔡群目前以放入中元古界为宜[2]。

在龙泉东部出露一套主要由绿泥阳起片岩、绿帘角闪片岩（下部）、绿泥石英片岩、石英片岩夹大理岩（上部）组成的岩石，属绿片岩相，原岩为一套中基-中酸火山岩和浊积岩建造。由于变质较浅，与陈蔡群深变质岩为断层相接，曾被划为龙泉群，属下古生界[3]，蓝玉琦等（1988）将它列入震旦—寒武系，但胡桂明等（1983）认为它属陈蔡群的上部层位，贺同兴等（1988）视为系陈蔡群发生退化变质而形成[4]。

23 个 K-Ar 同位素年龄处理后得到 498.1Ma 及 381.5Ma 两个年龄值（梁子豪等，1985），说明岩石除经受了元古宙变质、混合岩化影响外，在加里东时期还经受了再次变质及混合岩化作用。

### 2. 双溪坞群

见于绍兴南东，由细碧岩、角斑岩、英安玢岩、熔岩及凝灰岩组成，岩石有片理化，局部形成片岩，属火山岩-火山沉积岩系。

双溪坞群缺乏年龄资料，由于穿过它的左溪石英闪长岩 K-Ar 年龄为 700Ma，因此，

---

1）治岭头金银矿专题研究组，1982，浙江省遂昌县治岭头金银矿地质特征及成矿条件研究报告。

2）胡雄健等，1990，浙西南陈蔡群（书中叫八都群）Sm-Nd 等时线年龄为 2 199Ma，划入早元古代。

3）浙江地质矿产局第七地质大队，1985，浙江省龙泉县八宝山金银矿区详查地质报告。

4）胡雄健等，1991，龙泉群的 Sm-Nd 等时线年龄为 1 370.5Ma，列入中元古代。

地层属于元古宇。它与陈蔡群的关系尚不清楚，过去一直将它放在陈蔡群之下，现在有的研究者认为与陈蔡群为同时（胡桂明等，1988），另一些人认为它比陈蔡群年轻，其中汤加富（1988）将它列入中元古界，与江西双桥山群相当，贺同兴等（1988）将它划入中上元古界。

### 3. 侏罗系

为陆相含煤沉积及陆相喷发火山熔岩及火山碎屑岩建造，尤以后者分布更广，遍及全区。在治岭头区域可分为：①下侏罗统枫坪组河相含煤沉积建造，210—770m；②中侏罗统毛弄组陆相碎屑含煤沉积建造夹凝灰岩，200—1 400m；③上侏罗统磨石山组，主要为陆相火山碎屑岩及火山熔岩。在治岭头矿区火山岩由球泡石泡流纹斑岩、脱玻珍珠斑岩（上）、凝灰质砂砾岩、安山质凝灰岩、流纹斑岩（中）、晶屑凝灰岩、熔结凝灰岩、集块岩及凝灰质砂砾岩（下）组成。在武义磨石山组上部（西山头组）强熔结凝灰岩中，黑云母 Ar-Ar 法年龄为 160.82Ma[1]。

### 4. 白垩系

为陆相碎屑岩夹少量火山岩，分布在盆地中，K-Ar 年龄为 111Ma[1]。

上述陈蔡群、双溪坞群及侏罗系磨石山组中均有金矿产出，这些地层尤其是矿床产出区的元古宇有较高的金含量，元古宇及上侏罗统也普遍含较高的 Ag（表 3.1），其含量为克拉克值的数至 10 余倍，地层的高含金银性与矿床发育在这些地层中有重要的因果关系。

**表 3.1 治岭头矿区及区域地层的金银含量(ppb)**

| 地层 | 元素 | 治岭头矿区 | | 遂昌 | 遂昌一带 | 诸暨一带 | 陈蔡[a] | 诸暨平交 | | 中岙 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 陈蔡群 | Au | 11.54(39) | 11.9(50) | 6.9(352) | 2.7 | | 3.5 | | | |
| | Ag | 1 582.3 | 600(20) | | | | 108 | | | |
| 双溪坞群 | Au | | | | | 6.21 | | 68.2(25) | 36.6(25)[b] | 17.5(17) |
| | Ag | | | | | | | 338.9(18) | 255.2(18)[c] | |
| 磨石山组 | Au | 5.2 | 1.78(74) | | | | | | | |
| | Ag | 533.3 | 567(3) | | | | | | | |
| | | (包括次火山岩) | (火山岩) | | | | | | | |
| | | | 1.23(24) | | | | | | | |
| | Au | | (次火山岩) | | | | | | | |
| 来源 | | 梁子豪等(1985) | 郑明华等(1986) | 许金坤[d] | 彭秀文[e] | | 刘英俊等(1982a) | | | 丰淑庄等[f] |

a), b), c) 为几何平均值，其他为算术平均值。

d) 许金坤，1985，浙江遂昌县治岭头金银矿床成矿条件与机理。

e) 彭秀文，1987，浙江省绍兴—龙泉不同成因类型金（银）矿床的成矿特征及分布规律探讨。

f) 丰淑庄、左大华、梅建明，1985，浙江某金矿床的矿化富集规律及矿床成因。

表中括号内的数字为分析个数。

1) 浙江省地质矿产局第三地质大队，1959，浙江省武义盆地宝石矿田地质特征及成矿规律研究报告。

## 三、侵入岩浆活动

地区侵入岩浆活动比较发育，它包括元古宙、加里东及燕山形成期。

元古宙侵入岩：分布在绍兴赵婆岙、马园里、法华岭及诸暨一带，前者为中酸-酸性岩，后者为混合石英闪长岩。如在诸暨璜山见到石英闪长岩产在双溪坞群中，岩石发生了片理化，其 K-Ar 年龄为 700Ma。此外，还有一些各种成分的脉岩产出。

加里东期侵入岩：加里东时期此区的元古宇发生了区域变质及混合岩化形成了混合岩及混合花岗岩，但岩体规模不大，分布不广。如诸暨（横山、石角）、东阳（大爽）、金华（北山）、龙游（冷水、罗家、上北山）；衢县（冷水）、遂昌（益山、翁山）、松阳（金罗石）、龙泉（径坑、下湾）所见岩株均侵入在陈蔡群中，K-Ar 年龄为 231—338Ma，它们又遭到了同期的变质及混合岩化作用。

燕山期侵入岩：本期侵入岩浆活动强烈，分布广泛，以中酸性岩类为主，呈岩株、岩枝、岩脉产出。具体岩性包括石英二长岩、花岗岩、花岗闪长岩及斑岩类。早期岩体侵入于上侏罗统火山岩及更老的地层中，K-Ar 年龄为 113.6—160.5Ma，晚期者侵入在下白垩统及更老岩石中，K-Ar 年龄为 88—125.2Ma。治岭头矿区的次火山岩包括钠长斑岩、霏细斑岩、安山玢岩、石英闪长岩、花岗斑岩，其脉岩种类有煌斑岩、霏细岩、微晶闪长岩、安山玢岩。

侵入活动与矿床形成虽不十分密切，但矿区内常见大量侵入体发育，有的地方矿床直接发育在侵入体中，有的地方岩脉与矿体紧密相伴，因此侵入岩浆活动与矿床就位有一定的时空联系。

## 四、金矿床分布

绍兴—龙泉成矿带中分布有大量的金矿床，按其围岩性质可分出下列几类：陈蔡群中的矿床、双溪坞群中的矿床、侵入体中的矿床、侏罗系磨石山组中的矿床（表 3.2），其中以产于陈蔡群中者具有更大的意义。

**表 3.2　金矿床类型**

| 围岩时代 | 围岩类型 | 岩　性 | 矿体类型 | 实　例 |
|---|---|---|---|---|
| 元古宙 | 陈蔡群 | 黑云母斜长片麻岩类 | 石英脉-交代石英岩型 | 治岭头、罗山（东阳） |
| 元古宙 | 双溪坞群 | 浅变质英安玢岩及凝灰岩 | 石英脉型 | 中岙（绍兴） |
| 元古宙 | 侵入岩 | 石英闪长岩 | 石英脉型 | 璜山（诸暨） |
| 侏罗纪 | 磨石山组 | 熔结凝灰岩 | 石英脉-交代石英岩型，破碎带细脉浸染型 | 八宝山（龙泉）<br>庄山（遂昌）<br>治岭头二三期矿 |

## 第二节　治岭头矿床特征

### 一、矿体产状及矿体类型

**1．矿体产状**

治岭头矿体产在陈蔡群变质岩中，呈脉状，围岩主要为黑云母斜长片麻岩，其次为浅粒岩及变粒岩，主要矿带（IV号）呈北东向延伸（170—150°∠45—55°），与地层走

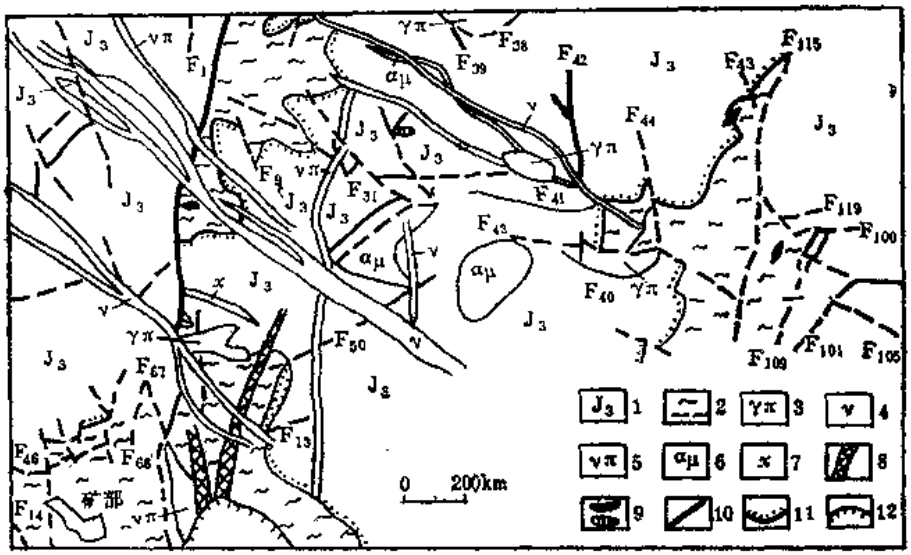



图 3.2　治岭头矿区地质略图

（据许金坤，1989）

1．上侏罗统火山岩　2．陈蔡群变质岩　3．燕山中、晚期花岗斑岩　4．霏细岩　5．霏细斑岩及霏细岩　6．安山斑岩　7．煌斑岩　8．黄铁矿带　9.a 金银矿脉，b．铅锌银矿脉　10．断层　11．不整合界线　12．矿石堆

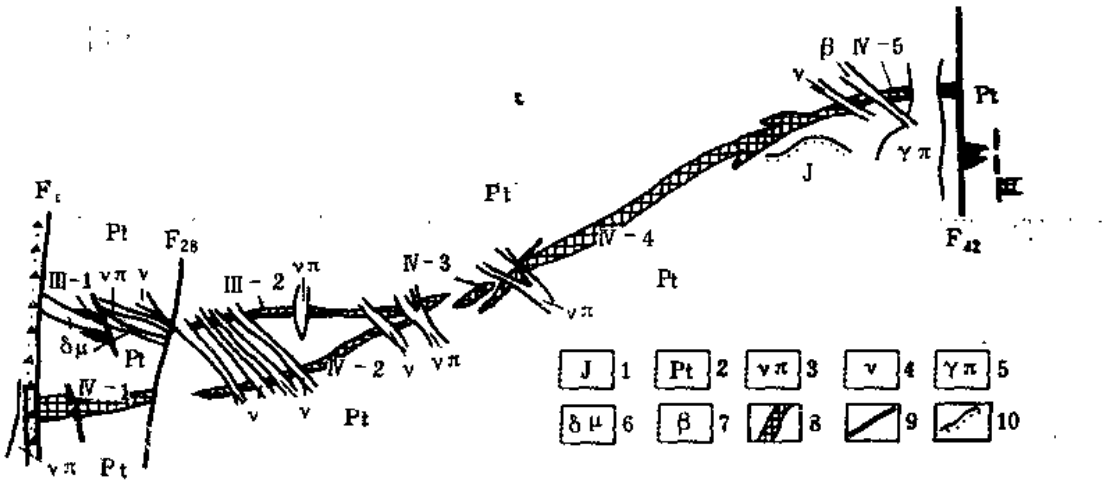



图 3.3　治岭头矿床 500m 中段平面示意图

（据罗镇宽等，1983）

1．磨石山组　2．陈蔡群　3．霏细斑岩　4．霏细岩　5．花岗斑岩　6．闪长玢岩　7．辉绿玢岩　8．金银矿体　9．断层　10．不整合面

向（220—240°∠30—40°）有一个较大的交角。IV 号带长约 1 850m，其西被 $F_1$ 南北向切断去向不明，西部有一东西向分支编为 III 号矿带，目前所知工业矿体由（西向东）III-2、IV-1、IV-2、IV-4、IV-5 组成，以 IV-4 为主。大部为隐伏矿体，仅西部的 IV-1 矿体有 50m 长出露地表，整个矿带被侏罗系火山岩覆盖，矿带与火山岩间未见直接接触关系，矿体被大量燕山期脉岩所穿切（图 3.2、图 3.3、图 3.4）。

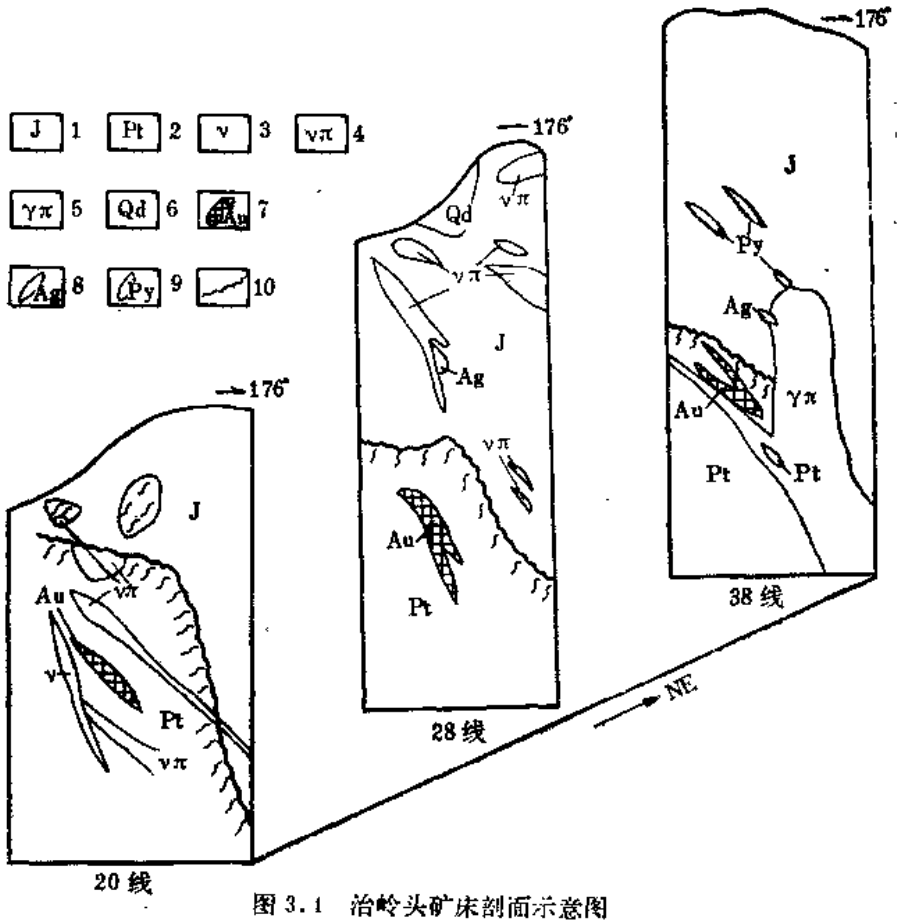



图 3.1 治岭头矿床剖面示意图

（据罗镇宽等，1983）

1. 磨石山组 2. 陈蔡群 3. 霏细岩 4. 霏细斑岩 5. 花岗斑岩 6. 英安质角砾熔岩 7. 金银矿脉 8. 铅锌银矿脉 9. 黄铁矿脉 10. 不整合面

**2. 矿体类型**

矿体为石英脉-交代石英岩的过渡类型，即矿脉中心为石英充填体，边部由于强烈硅化发育成交代石英岩。交代石英岩中也有石英细脉发育，有时构成条带状，显柔皱构造，充填与交代体间为过渡关系。由于围岩遭到了强烈交代作用，因此矿体界限难于识别，大多用化学分析方法圈定。矿体以富 Au、Ag 为特征，Au:Ag = 1:21.87，所伴 Pb、Zn、Cu、S 均可综合回收。

## 二、矿物成分及围岩蚀变作用

**1. 矿物组成**

组成矿体的金属矿物主要为黄铁矿，其次为闪锌矿、方铅矿、黄铜矿、少量磁铁矿、

赤铁矿、磁黄铁矿、碲铋矿、碲铅矿、硫锰矿。主要非金属矿物为石英，其次为蔷薇辉石、绢云母、绿泥石、方解石，少量锰铝榴石、菱锰矿、钾微斜长石、萤石。贵金属矿物成分复杂，主要为银金矿、金银矿、自然银、辉银矿（螺状硫银矿），少见自然金、碲银矿、碲金银矿、碲铋银矿、辉铜银矿、硒辉银矿、硒硫锑铜银矿。

**2．矿物形成阶段**

根据矿物组合间的共生及穿插关系，治岭头矿床可分为三个矿物形成期：

1）石英脉及交代石英岩金银多金属硫化物形成期：它又可分为三个形成阶段。第一阶段为石英阶段，可含少量蔷薇辉石及黄铁矿，第二阶段为金银硫化物阶段，是矿体的主要形成时期，第三阶段为碳酸盐阶段。此期以富 Au、Ag、Pb、Zn 为特征，矿体呈北东向，仅发育在陈蔡群中，为矿体的主体。

2）石英-蔷薇辉石-多金属硫化物脉形成期，它由含蔷薇辉石石英脉、石英蔷薇辉石脉及纯蔷薇辉石脉组成，含方铅矿、闪锌矿及黄铁矿，规模不大。它可呈脉穿过第一期矿脉，也可直接发育在上覆侏罗纪火山岩中，受北西及南北向断裂控制，为贫 Au 富 Ag、Pb、Zn 矿化形成期。

3）黄铁矿脉形成期：除主体矿物黄铁矿外，可含少量石英、闪锌矿及方铅矿。沿北西及南北向断裂产出，呈脉状穿过上述两期矿石，也切过上覆的侏罗系，含 Au、Ag 均贫。

上述第一期与梁子豪等（1985）的早期矿化（变质热液期）相当，也与罗镇宽等（1985）的一、二阶段相当；第二期矿化与梁子豪等（1985）的晚期矿化（火山热液叠加期）相当，也与罗镇宽等（1985）的三阶段对应；第三期相当于梁子豪等的后期黄铁矿脉及罗镇宽等的第四阶段。各期间除矿物成分、矿脉产状有别外，据罗镇宽等（1985）矿区花岗斑岩切割了金银矿脉，又被多金属硫化物脉及黄铁矿脉穿插，因此它们之间存在有时间中断。

在矿物组成上，第二期不同于第一期。在于出现了长石、毒砂及硫锰矿，它们在贵金属矿物成分上差别也很大，第一期形成金-碲化物、金-银系、银的硫化物组合，而第二期以出现自然金-螺状硫银矿-硫锑铜银矿及自然银-硒辉银矿-硒硫锑铜银矿组合为特征。因此前者富 Te，后者富 Se。

**3．围岩蚀变**

赋矿围岩普遍发育了强烈的近矿蚀变作用，主要蚀变有硅化、绢云母化、黄铁矿化、碳酸盐化、绿泥石化，其中硅化、绢云母化、黄铁矿化与成矿关系最紧密，碳酸盐化及绿泥石化出现在离矿体较远的围岩中。除外，在火山岩中水白云母化及叶蜡石化发育。

## 三、成矿时代

上述第二、三期矿化既穿过了第一期矿化，又穿过了上侏罗统，其时代属于燕山期是毫无疑问的，但对主要成矿期（第一期）的时代至今仍有不同的认识。一种观点是基于矿体仅局限在陈蔡群中，未见直接穿过侏罗系，矿体赋存的空间为加里东期极其活跃

的北东向断裂，因此，将它列为加里东期产物（梁子豪等，1985）。另一种观点是矿床属于印支期或印支期—燕山早期至燕山晚期之间形成，前者如王碧香等（1988）测出早期蔷薇辉石的 K-Ar 年龄为 227.25Ma，属于早三叠世，后者如郑明华等（1986）的观点，其理由是不整合在陈蔡群上面的磨石山组火山角砾岩中有下伏金银矿体的角砾，矿体又穿过了石英闪长岩，说明矿化早于侏罗纪火山岩而晚于石英闪长岩，由于石英闪长岩早于燕山晚期火山岩，本身又未遭到变质及混合岩化作用影响，因此应为印支期或燕山早期（前印支期花岗岩都有明显变质及混合岩化），这样就限定了矿床形成的时代范围。第三种观点为燕山期，袁心强等[1]测出矿体穿过的细粒碱性花岗岩脉为 154Ma，属燕山早期，提出与中侏罗统飞茅组火山活动有关；罗镇宽等（1985）根据被含金黄铁矿石英脉切过的细粒长英质脉 K-Ar 年龄为 124Ma，认为属中生代。

我们测得的成矿前石英闪长岩 K-Ar 年龄为 86.5—111Ma[2]，结合上述资料分析，可以认为第一期矿化也是燕山期产物。至于矿化是否早于上侏罗统磨石山组还难于肯定，因为郑明华等（1986）所提到的不整合面上的火山角砾岩有人认为属构造角砾岩，其砾石成分既有变质岩，也有金银矿石，还有火山岩本身。但不管怎样，三期矿化都属于燕山期产物，其中第二、三期肯定晚于上侏罗统火山岩的形成。

## 第三节　稳定同位素地球化学及成矿物质来源

### 一、稳定同位素地球化学

#### 1．硫同位素

三期矿化的 $\delta^{34}S$ 值比较相似，微富 $^{34}S$，平均值也相近，但第二、三期的 $\delta^{34}S$ 值比第一期稍大，它们均以极差小为特征（表 3.3）。在频率分布图上前两期有明显的塔式分布特征，第三期不太明显（图 3.5）。这些表明三期矿化的 S 可能具同一来源，且被热液发生了强烈的均一化作用。

表 3.3　治岭头矿床的 $\delta^{34}S$ 值（黄铁矿，‰）

| 矿化期 | $\delta^{34}S$范围 | $\delta^{34}S$平均值 | 极　差 | 来　源 |
|---|---|---|---|---|
| 第一期 | 3.01—6.9 | 5.44(43) | 3.89 | 本章 |
| 第二期 | 3.12—7.44 | 5.92(22) | 4.32 | 梁子豪等(1985)<br>罗镇宽等(1983) |
| 第三期 | 4.9—6.9 | 5.79(15) | 2.0 | |

#### 2．铅同位素

本章及其他作者所作的近 30 个方铅矿及黄铁矿的铅同位素分析资料（表 3.4）结果表明，第一期矿化在 $^{207}Pb/^{204}Pb$-$^{206}Pb/^{204}Pb$ 图上（图 3.6）沿 $\mu=9.158$ 正常铅演化线分

1）袁心强、徐国风，1986，浙江遂昌治岭头金银矿床的矿石建造研究。
2）谢锡才测定。

布，$\mu$ 值变化小，范围为 9.03—9.19，平均 9.08(17)，模式年龄在 700—450Ma 间，集中分布在 530Ma 处，属正常铅(均一高 $\mu$ 壳源铅)。第二期及第三期 Pb 主要沿与 $\mu=9.158$ 正常铅演化线交于 530Ma 的一直线分布，$\mu$ 值变化大，从 8.75—9.96，个别分布在模式年龄为近 400Ma 处的 $\mu=9.158$ 正常铅演化线上，说明第二、三期 Pb 为混合铅，来源复杂。在 $^{208}Pb/^{204}Pb$-$^{206}Pb/^{204}Pb$ 图上各矿化期所表现出的规律性大体上与上述特征一致（图 3.7），说明第二、三期矿化不但富 $^{238}U$，也富 $^{232}Th$。

在多伊扎特曼图（图 3.6）上第一期矿化主要为造山带铅，第二、三期矿化为造山带-上地壳铅。

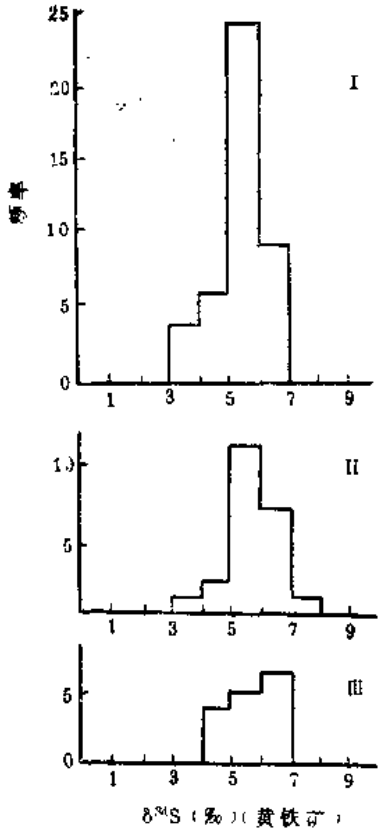



图 3.5 治岭头矿床硫同位素分布直方图（黄铁矿）

I、II、III为成矿期

### 3. 石英的氢氧同位素

第一期矿化石英的 $\delta^{18}O$ 变化较大，而包裹体水

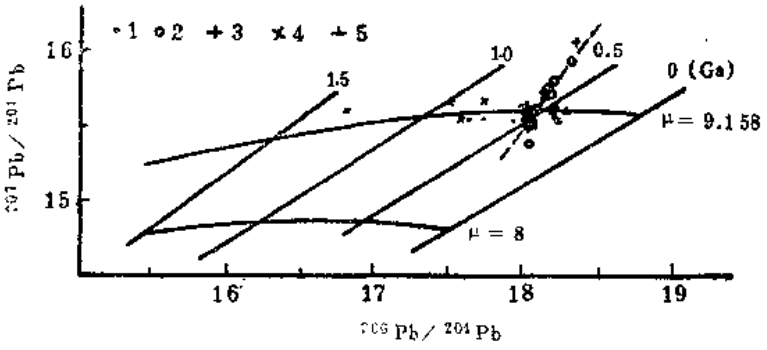



图 3.6 治岭头矿床的铅同位素图（$^{207}Pb/^{204}Pb$-$^{208}Pb/^{204}Pb$）

1. 第一期矿化 2. 第二期矿化 3. 第三期矿化 4. 陈蔡群 5. 磨石山组及燕山期侵入体

$\delta D$ 变化小，两者分别为 7.3—9.9‰，平均 8.36‰；−58.6—−63‰，平均−60.1‰。第二期石英 $\delta^{18}O$ 变化小，但 $\delta D$ 变化大，且绝对值都小于第一期，分别为 5.5—6.87‰、平均 6.3‰；−58—−73‰，平均−69‰。第三期石英 $\delta^{18}O$ 值介于第一、二期之间(8.3‰)，但 $\delta D$ 与第二期相同（−69‰）(表 3.5)。总的特点是从第一期向第二、三期石英的 $\delta^{18}O$ 及石英中溶液的 $\delta D$ 值有变小趋势。

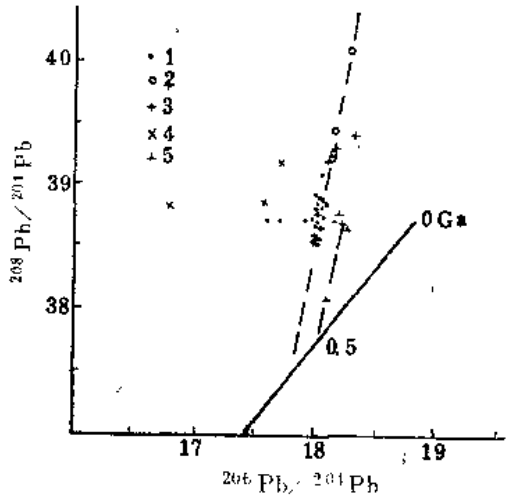



图 3.7 治岭头矿床的铅同位素图（$^{208}Pb/^{204}Pb$-$^{206}Pb/^{204}Pb$）

图例同图 3.6

### 4. 碳、氧同位素

根据资料，矿体中二个方解石的 $\delta^{13}C_{PDB}$、$\delta^{18}O_{SMOW}$ 分别为−9.96‰、16.13‰；−10.86‰、18.05‰，计算

**表 3.4　治岭头矿区的铅同位素成分**

| 产状 | 测定对象 | $^{206}Pb/^{204}Pb$ | $^{207}Pb/^{204}Pb$ | $^{208}Pb/^{204}Pb$ | 霍-侯模式年龄(Ma)[1] | $\mu$[2] | $\omega$[3] | $K=\omega/\mu$[4] | 来　源 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| I期矿化 | 方铅矿 | 18.0000 | 15.6250 | 38.9044 | 487 | 9.12 | 41.11 | 4.51 | 刘菊英测定 |
| | | 18.0441 | 15.6324 | 38.8456 | 464 | 9.13 | 40.66 | 4.45 | |
| | | 18.046 | 15.619 | 38.756 | 448 | 9.10 | 40.12 | 4.41 | |
| | | 17.941 | 15.581 | 38.725 | 678 | 9.04 | 40.25 | 4.45 | 罗镇宽等(1985) |
| | | 17.691 | 15.578 | 38.724 | 651 | 9.06 | 41.55 | 4.62 | |
| | | 17.592 | 15.572 | 38.722 | 714 | 9.06 | 42.46 | 4.69 | |
| | | 17.881 | 15.570 | 38.702 | 508 | 9.03 | 40.42 | 4.48 | |
| | | 17.960 | 15.620 | 38.570 | 511 | 9.16 | 39.87 | 4.35 | |
| | | 17.963 | 15.618 | 38.571 | 507 | 9.11 | 39.84 | 4.37 | 郑明华等(1986) |
| | | 17.963 | 15.639 | 38.926 | 530 | 9.15 | 41.61 | 4.55 | 徐国风(1987) |
| | 黄铁矿 | 17.966 | 15.575 | 38.718 | 451 | 9.03 | 39.98 | 4.43 | |
| | | 18.042 | 15.663 | 39.095 | 501 | 9.19 | 42.08 | 4.58 | |
| | | 18.007 | 15.590 | 38.667 | 441 | 9.05 | 39.68 | 4.38 | |
| | 方铅矿 | 17.960 | 15.620 | 38.576 | 510 | 9.11 | 39.59 | 4.38 | 许金坤(1985)[5] |
| | | 17.958 | 15.565 | 38.606 | 423 | 8.97 | 39.26 | 4.38 | 陈天虎等(1988)[6] |
| | | 17.988 | 15.648 | 38.648 | 522 | 8.91 | 41.19 | 4.62 | |
| | 黄铁矿 | 18.006 | 15.625 | 38.816 | 483 | 9.12 | 40.70 | 4.46 | |
| | | 17.966 | 15.575 | 38.719 | 453 | 9.03 | 40.01 | 4.43 | 林兵(1988) |
| II期矿化 | 方铅矿 | 18.151 | 15.830 | 39.462 | 611 | 9.49 | 44.78 | 4.72 | 许金坤(1985)[7] |
| | | 18.113 | 15.765 | 39.258 | 506 | 9.37 | 43.42 | 4.63 | 林兵(1988) |
| | 黄铁矿 | 17.984 | 15.421 | 38.535 | 252 | 8.75 | 38.98 | 4.45 | |
| | | 18.114 | 15.795 | 39.280 | 598 | 9.42 | 43.83 | 4.65 | 郑明华等(1986) |
| | | 18.258 | 15.974 | 40.088 | 691 | 9.74 | 48.47 | 4.98 | |
| III期矿化 | 黄铁矿 | 18.0889 | 15.7556 | 39.2222 | 572 | 9.35 | 43.32 | 4.62 | 刘菊英测定 |
| | 方铅矿 | 17.978 | 15.603 | 38.733 | 477 | 9.08 | 40.27 | 4.44 | 罗镇宽等(1985) |
| | 黄铁矿 | 18.164 | 15.596 | 38.714 | 336 | 9.05 | 38.99 | 4.31 | 徐国风(1987) |
| | | 18.008 | 15.586 | 38.665 | 436 | 9.05 | 39.62 | 4.38 | |
| | | 17.974 | 15.548 | 38.578 | 416 | 8.98 | 39.08 | 4.35 | |
| | | 18.299 | 15.093 | 39.401 | 784 | 9.96 | 46.37 | 4.66 | |
| 陈蔡群 | 岩石(片麻岩) | 18.029 | 15.640 | 38.860 | 479 | 9.14 | 40.85 | 4.47 | 刘菊英测定 |
| | | 17.569 | 15.562 | 38.869 | 719 | 9.04 | 43.19 | 4.78 | |
| | | 17.484 | 15.714 | 40.985 | 938 | 9.34 | 55.81 | 5.98 | |
| | | 17.706 | 15.699 | 39.140 | 777 | 9.29 | 49.65 | 5.34 | |
| | 钾长石 | 16.803 | 15.618 | 39.833 | 1 297 | 9.27 | 49.92 | 5.39 | 林兵(1988) |
| 磨石山组 | 晶屑凝灰岩 | 18.156 | 15.615 | 39.296 | 367 | 9.09 | 41.66 | 4.58 | 刘菊英测定 |
| | 流纹斑岩 | 18.162 | 15.662 | 38.706 | 416 | 9.17 | 39.63 | 4.32 | |
| | 英安斑岩 | 18.169 | 15.581 | 38.772 | 315 | 9.03 | 39.06 | 4.33 | |
| | 晶屑凝灰岩中的方铅矿 | 17.963 | 15.618 | 38.571 | 506 | 9.11 | 39.83 | 4.37 | 林兵(1988) |
| 燕山期侵入体 | 花岗斑岩 | 18.088 | 15.723 | 38.183 | 537 | 9.29 | 38.40 | 4.13 | 刘菊英测定 |
| | 石英二长岩 | 18.235 | 15.640 | 38.662 | 338 | 9.13 | 38.79 | 4.25 | |

1)，2)，3)，4) 本文计算值。

5) 许金坤，1985，浙江省遂昌县治岭头金银矿床成矿条件与机理。

6) 陈天虎、林文通，1988，浙江治岭头金矿床矿物标型特征及成矿机理。

7) 许金坤，1985，浙江省遂昌县治岭头金银矿床成矿条件与机理。

表 3.5 治岭头矿区石英或英包裹体的氢、氧同位素（‰）

| 产状 | $\delta^{18}O$ | $\delta D$ | 来源 | 产状 | $\delta^{18}O$ | $\delta D$ | 来源 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 第一期矿化 | 9.0 | | 徐步台(1988) | 第二期矿化 | 6.5 | | 徐步台(1988) |
| | 8.5 | −61.4 | | | 5.9 | | |
| | 8.6 | −58.6 | | | 5.5 | | |
| | 7.6 | −60.2 | | | 6.1 | −58 | |
| | 8.3 | | | | 6.1 | −73 | |
| | 8.2 | | | | 7.67 | −65 | 4) |
| | 8.62 | −63 | 3) | | 平均6.3 | −65.3 | |
| | 7.82 | | 陈天虎等(1988)[2] | 第三期矿化 | 8.3 | −69 | 徐步台(1988) |
| | 8.02 | | | | | | |
| | 平均8.30 | −60.1 | | | | | |
| 陈蔡群 | 10 | −60.4 | 徐步台(1988)[1] | | | | |
| 磨石山组 | 6.24 | −67 | 3) | | | | |
| | 8.83 | −66 | | | | | |
| | 平均8.54 | −66.5 | | | | | |

得到的 $\delta^{13}C_{\Sigma S}$ 值为 −12.9‰[2]。早期石英包裹体中 $\delta^{13}C = -0.12$‰，晚期石英脉（第三期）包裹体 $\delta^{13}C = -5.4 \sim -5.6$‰（徐步台等，1988b）。因此从第一期到第三期，从第一期的早阶段（石英）到晚阶段（方解石）溶液的 $\delta^{13}C$ 值都明显变小。

## 二、成矿物质来源

研究结果得出形成金（金银）矿床的有关成矿物质主要来自陈蔡群。

### 1. S

硫同位素分析结果说明第一、二、三期矿化阶段的 $\delta^{34}S_{FeS_2}$ 成分（表 3.3）与陈蔡群的 $\delta^{34}S_{FeS_2}$（2.83—6.64‰，平均 4.71‰，6 个）相近，但微高。侏罗系火山岩及次火山岩未见原生的黄铁矿测定结果，但产在其中的脉及细脉黄铁矿的 $\delta^{34}S$ 值为 5.73—6.70‰，平均 6.09‰（4）（梁子豪等，1985）。它与第二、三期矿化黄铁矿的 $\delta^{34}S$ 值（表 3.3）也是相近的，因此成矿所需的 S 都有可能来自陈蔡群。

### 2. Pb

在 $^{207}Pb/^{204}Pb$ $^{208}Pb/^{204}Pb$ 图上（图 3.6）陈蔡群变质岩的铅同位素与第一期矿化一样，也沿 $\mu = 9.158$ 正常铅演化线分布，但模式年龄最大值大于矿化值，而最终值一致（介于 1 300—530Ma 间），说明 530Ma 之前的运动仅使局部地区的陈蔡群岩石发生 U-Th-Pb 分离事件，直到强烈的加里东运动才使岩石中的 Pb 完全脱离 U-Th-Pb 系。同时还说明了矿化铅来源于陈蔡群，因此其 $\mu$ 值一致，且矿化主体铅来自 530Ma 时，从

1）谭福基测定 $\delta D$，申佑林测定 $\delta^{18}O$。

2）陈天虎、林文通，1988，浙江治岭头金矿床矿物标型特征及成矿机理。

3），4）谭福基测定 $\delta D$，申佑林测定 $\delta^{18}O$。

体系脱离出来的 Pb，只有少量来自该体系更早的分离体。第二、三期矿化铅除一部分来自陈蔡群及侏罗系火山岩外，还有较多的 Pb 来自一个高 $\mu$ 上地壳地质体。在 $^{208}Pb/^{204}Pb$-$^{206}Pb/^{204}Pb$ 图上也得出同样的结论(图 3.7)。

在 $\mu$-$K$ 图上（图 3.8）可进一步看出，第一期矿化铅（I）来自具高 Th 低 U 特点的陈蔡群（Gn）的低 U-Th 部分，上侏罗统火山岩（J）为陈蔡群（Gn）的低 U-Th 部分与高 U 低 Th 物质的混合体。第二、三期矿化（II+III）为陈蔡群（Gn）低 U-Th 部分、部分上侏罗统火山岩及更主要为一高 U-Th 地质体的混合。在 $\mu$-$W$ 图上也得到同样结果(图 3.9)。

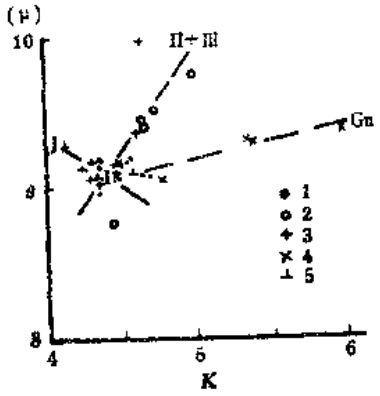



图 3.8 治岭头矿床铅同位素的 $\mu$-$K$ 图

1. 第一期矿化 2. 第二期矿化 3. 第三期矿化
4. 陈蔡群 5. 上侏罗统磨石山组及燕山期侵入体

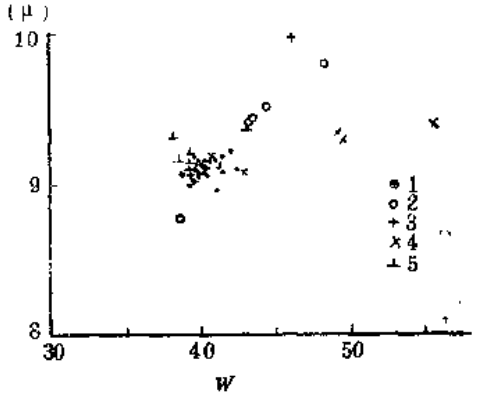



图 3.9 治岭头矿床铅同位素的 $\mu$-$W$ 图

图例同图 3.8

### 3. Au

Au 产在第一期矿化中，且与 S、Pb 紧密相伴，前面已经证明 S、Pb 均来自陈蔡群，加之矿体的 Au/Ag、Ni/Co 等相似微量元素比值也与陈蔡群相近，而与上侏罗统火山岩相差较大（表 3.6），因此成矿所需的 Au 及 Ag 来自陈蔡群。

**表 3.6 矿化与地层的微量元素特征**

| 元素比 | 第一期矿化 | 陈蔡群 | 磨石山组火山岩 | 来源 |
|---|---|---|---|---|
| Au/Ag | 1:21.87 | 1:50.4 | 1:312.2 | |
| Ni/Co | 2.38 | 2.14 | 1.19 | 郑明华等(1986) |
| Ti/V | 57.4 | 43.4 | 126.7 | |
| Y/Yb | 3.16 | 2.15 | 10.11 | |

## 第四节 成矿溶液性质及其来源

### 一、溶液性质

#### 1. 流体包裹体类型及成矿温度

第一期矿化石英中包裹体发育，成群成带出现，有的呈定向排列，形态规则—不规则，大小一般为 1—10μm，包裹体类型主要为液体包裹体，气液比 5—30%，有少量纯

表 3.7　治岭头矿床的流体包裹体成分

| 顺序号 | 地质体 | 测定对象 | $SiO_2$ | $Ca^{2+}$ | $Mg^{2+}$ | $K^+$ | $Na^+$ | $Fe^{3+}$ | $F^-$ | $Cl^-$ | $HCO_3^-$ | $SO_4^{2-}$ | $H_2O$ | $CO_2$ | CO | $CH_4$ | $N_2$ | 来源 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | ppm | | | | | | | | | | mg/100g | | | | | |
| 1 | 第一期矿化 | 石英(10个平均) | 0.77 | 0.99 | 1.58 | 1.8 | 1.02 | 0.76 | 0.25 | 4.05 | 14.83 | 11.15 | | 24.49 | 3.14 | 3.02 | | 梁子豪等(1985) |
| 2 | 第二期矿化 | 蔷薇辉石 | 3.66 | 0.29 | 0.11 | 0.09 | 0.14 | 0.08 | 0.45 | 0.60 | 12.20 | 0.50 | | 57.22 | 26.10 | 微量 | | |
| 3 | 第二期矿化 | 蔷薇辉石 | 6.50 | 0.37 | 0.16 | 0.28 | 0.74 | 0.15 | 1.08 | 2.12 | 5.02 | 3.01 | | 缺 | 缺 | 缺 | | |
| 4 | 第二期矿化 | 石英 | 0.24 | 0.46 | 0.24 | 2.41 | 2.66 | 0.26 | 0.15 | 0.08 | / | 16.40 | | 12.68 | 缺 | 缺 | | |
| 5 | 第三期矿化 | 水晶 | 0.28 | 0.09 | 0.01 | 0.10 | 0.33 | 0.45 | 0.065 | 0.05 | 5.49 | 4.10 | | 4.87 | 缺 | 缺 | | |
| | | | g/L | | | | | | | | | | ppm | | | | | |
| 6 | 第一期矿化 | 石英 | | 0.78 | 0.44 | 12.45 | 4.85 | | 0.41 | 18.44 | | 6.44 | 490.00 | 19.70 | 1.58 | 0.70 | 0.62 | a) |
| 7 | 第二期矿化 | 石英 | | 3.00 | 1.00 | 4.78 | 0.04 | | 0.44 | 23.74 | | 10.48 | 450.00 | 31.85 | 0.62 | 2.30 | 0.62 | |
| | | | g/kg | | | | | | | | | | ppm | | | | | |
| 8 | 第一期矿化 | 石英 | | 1.173 | 5.348 | 10.166 | 7.817 | | 1.710 | 12.408 | | 93.295 (S) | | 256.08 | 缺 | 16.32 | | 刘英俊等(1987b) |
| | | | 离子当量(%) | | | | | | | | | | | | | | | |
| 9 | 第一期矿化 | 石英 | | 11.38 | 24.28 | 23.50 | 40.84 | | 3.29 | 23.15 | 42.63 | 30.8 | | | | | | 邵洁涟等(1986) |
| | | | ppm | | | | | | | | | | mg/100g | | | | | |
| 10 | 陈蔡群片麻岩 | 石英 | 0.72 | 1.24 | 1.88 | 3.68 | 1.64 | 0.05 | 0.15 | 0.87 | 6.70 | 10.00 | | 50.81 | 4.10 | 2.30 | | 梁子豪等(1985) |
| | | | g/L | | | | | | | | | | | | | | | |
| 11 | 磨山石组火山岩 | 石英 | | 6.45 | 2.02 | 13.07 | 0.40 | | 0.61 | 31.52 | | 4.75 | 165.00 | 11.10 | 2.25 | 0.52 | 0.48 | b) |
| 12 | 磨山石组火山岩 | 石英 | | 4.14 | 1.17 | 7.75 | 2.43 | | 1.08 | 16.31 | | 2.52 | 185.00 | 9.05 | 1.18 | 0.25 | 0.33 | |

a)，b) 系中国有色金属工业总公司北京地质研究所测定。

液体、气体、$CO_2$及子矿物包裹体，盐度中等（5—8%NaCl）。第二期矿化石英中包裹体也较发育，局部成群成带出现，形态不规则，一般大小为1—10μm，包裹体类型以液体（气液比5—30%）为主，少见纯液体及气体包裹体，偶见子矿物包裹体，盐度4—7%NaCl。因此，两期矿化的包裹体类型有一定相似性。

第一期矿化的温度范围为161—335°C，第二期矿化为219—336°C（梁子豪等，1985）。

### 2．溶液成分及性质

由于各家对矿物包裹体溶液成分分析结果采用标准不一，不好直接进行对比，因此采用相关元素重量比方法来表现其特征性质。为了消除各家测定误差及分布的不均匀性，又利用了平均值进行比较。从表3.7中可见第一期矿化的溶液特征是$K^+ > Na^+$、$Cl^- > F^-$、$SO_4^{2-}$及$HCO_3^-$均大于$Cl^-$，$Na^+ + K^+ > Ca^{2+} + Mg^{2+}$，属于富$K^+$、$Cl^-$、$HCO_3^-$、$SO_4^{2-}$含中等$Mg^{2+}$、$Na^+$、$Ca^{2+}$的水溶液。第二期矿化溶液的特征是$Na^+ > K^+$，$Cl^- > F^-$，$Cl^- > SO_4^{2-}$，$HCO_3^- > Cl^-$。与第一期相比，NaCl增多，$Cl^-$相对于$SO_4^{2-}$增加，更有利于Pb、Zn呈氯配合物迁移。第三期矿化溶液$Na^+ > K^+$、$F^- > Cl^-$、$SO_4^{2-}$及$HCO_3^- > Cl^-$，大大增加了$SO_4^{2-}$的含量，因此，它有利于Fe呈硫配合物迁移，而不利于Pb、Zn移动。

在Na-K-(Ca+Mg)图上(图(3.10)从第一期向第二期再向第三期矿化方向，$Na^+$增大，$Ca^{2+} + Mg^{2+}$减少，$K^+$微减。在(Cl+F)-$SO_4$-$HCO_3$图上(图3.11)，第一期与第二期矿化$Cl^- + F^-$相等，但第二期$HCO_3^-$增大，第三期$Cl^- + F^-$、$HCO_3^-$减少，$SO_4^{2-}$增多。

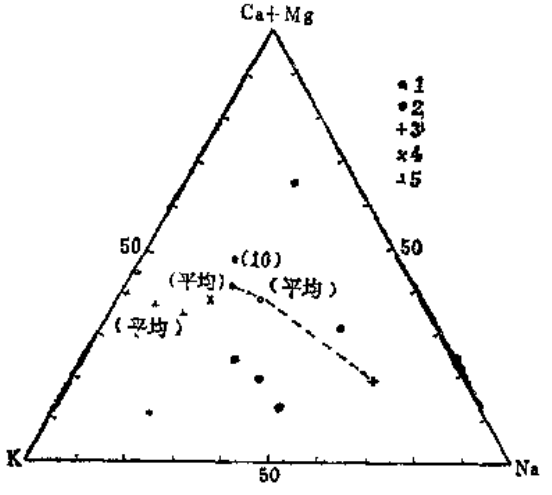



图3.10 治岭头矿床包裹体成分Na-K-(Ca+Mg)图

1．第一期矿化 2．第二期矿化 3．第三期矿化 4．陈蔡群变质岩 5．磨石山组火山岩

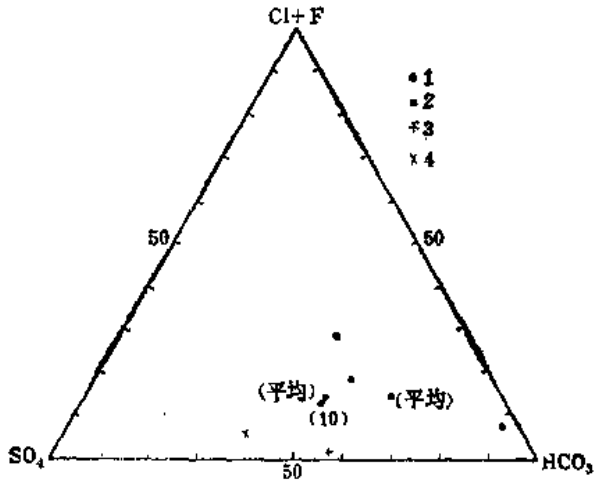



图3.11 治岭头矿床包裹体成分(Cl+F)-$HCO_3$-$SO_4$图

图例同图3.10

从$CO_2/(CH_4+CO)$值来看，第一期矿化与第二期矿化相似，说明形成时的氧化还原环境相似（表3.8），它小于陈蔡群的值而大于磨石山组火山岩表明，后两者与矿床形成环境及时间都不同。

### 3．成矿压力

矿床形成时压力不大，各家用流体包裹体方法得出的压力值是相近的，如刘建明

表 3.8 治岭头矿床流体包裹体成分比值特征

| 顺序号 | 地质体 | $Na^+/K^+$ | $Cl^-/F^-$ | $Cl^-/SO_4^{2-}$ | $Cl^-/HCO_3^-$ | $H_2O/CO_2$ | $CO_2/(CH_4+CO)$ | $(Na^++K^+)/(Ca^{2+}+Mg^{2+})$ |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 1 | 第一期矿化 | 0.567 | 1.62 | 0.363 | 0.273 | | 5.97 | 1.10 |
| 2 | 第二期矿化 | 1.56 | 1.33 | 1.20 | 0.05 | | 2.19 | 0.58 |
| 3 | | 2.64 | 1.96 | 0.70 | 0.42 | | | 2.17 |
| 4 | | 1.10 | 0.53 | 0.004 | | | | 7.24 |
| 5 | 第三期矿化 | 3.3 | 0.77 | 0.01 | 0.01 | | | 4.30 |
| 6 | 第一期矿化 | 0.388 | 44.98 | 2.87 | | 24.87 | 8.64 | 14.56 |
| 7 | 第二期矿化 | 0.098 | 53.95 | 2.27 | | 14.13 | 10.91 | 1.21 |
| 8 | 第一期矿化 | 0.77 | 7.26 | | | | | 2.76 |
| 9 | | 1.02 | 12.77 | 0.28 | 0.32 | 34.49 | | 3.55 |
| 10 | 陈蔡群片麻岩 | 0.446 | 5.8 | 0.087 | 0.13 | | 7.92 | 1.71 |
| 11 | 磨石山组火山岩 | 0.031 | 51.67 | 6.64 | | 14.87 | 4.01 | 1.59 |
| 12 | | 0.314 | 15.10 | 6.47 | | 20.44 | 6.33 | 1.92 |
| 平均 | 第一期矿化(13个) | 0.60 | 17.46 | 0.57 | 0.28 | 29.68 | 6.30 | 2.45 |
| | 第二期矿化(4个) | 1.35 | 12.20 | 1.04 | 0.24 | 14.13 | 6.55 | 2.80 |
| | 第三期矿化(1个) | 3.3 | 0.77 | 0.01 | 0.01 | | | 4.30 |
| | 陈蔡群 (1个) | 0.45 | 5.8 | 0.09 | 0.13 | | 7.92 | 1.71 |
| | 磨石山组 (2个) | 0.17 | 33.39 | 6.56 | | 17.66 | 5.17 | 1.76 |

(1990) 为 300bar，邵洁涟等 (1986) 为 206—247bar，梁子豪等 (1985) 得出的第一、二期矿化压力相应为 300bar、200bar。因此矿床形成深度不大，小于 2km。

## 二、成矿溶液来源

### 1. 溶液的氢氧同位素成分

从石英的 $\delta^{18}O$ 所计算的溶液 $\delta^{18}O$ 成分及石英包裹体 $\delta D$ 值列于表 3.9 中，它投影在 $\delta^{18}O$-$\delta D$ 图上 (图 3.12) 显出第一期矿液形成一个平行横坐标的水平线，其右边端点与陈蔡群黑云母斜长片麻岩相连，向左与大气降水线斜交。第二期及第三期矿液资料较少，可考虑形成另一个平行横坐标的线，其 $\delta D$ 较第一期线要小，右端与上侏罗统火山岩相接，向左交于大气降水线。上两线与大气降水线之交点均比矿区现代水的 $\delta D$ 为大。这些说明第一期矿液为较早的古大气降水与变质岩相互作用引起了氢同位素漂移，由于岩石中 $H_2$ 少，故溶液的 $\delta D$ 几乎不变化。第二及第三期矿液为较晚的古大气降水与上侏罗统火山岩相互作用引起的氢同位素漂移。由于第二期矿液成分有的落在第一期线上，因此，第二、三期矿液中可能还含有第一期溶液的成分或与变质岩也有过相互作用。第一期及第二、三期矿液都是古大气降水，但愈晚期的古大气降水 $\delta D$ 愈小，愈向现代大气降水的 $\delta D$ 值靠近。

### 2. 包裹体成分比较

第一期成矿溶液的 $Na^+/K^+$、$Cl^-/SO_4^{2-}$、$Cl^-/HCO_3^-$ 值与陈蔡群有一定的相似性，而与磨石山组火山岩差别较大 (表 3.7)。在 Na-K-(Ca + Mg) 图上第一期矿液的平均值也与陈

表 3.9 治岭头矿区流体氢氧同位素成分（石英）

| 地质体 | $\delta^{18}O_{水}$ (‰) | δD(‰) | 来源 |
|---|---|---|---|
| 第一期矿化 | 3.05 | −61.4 | 梁子豪等 |
| | 1.04 | −58.6 | (1985) |
| | −1.75 | −60.2 | |
| | −1.54 | −63 | a) |
| | 5.4 | −58.5 | 徐国风 |
| | −2.5 | −63.0 | (1987) |
| | 2.2 | −58.5 | 王岩香等(1988) |
| 第二期矿化 | −3.9 | −58 | 徐步台 |
| | −3.4 | −73 | (1988) |
| | −2.85 | −65 | b) |
| 第三期矿化 | −2.8 | −69 | 徐步台(1988) |
| 陈蔡群片麻岩 | 3.91 | −60.4 | 梁子豪等(1985) |
| 磨石山组火山岩 | −0.66 | −67 | c) |
| | −1.60 | −66 | |

a), b), c) δD 为澳福斯测定，$\delta^{18}O$ 为申伯林测定，本书作者计算。

蔡群接近(图 3.9)，说明第一期矿液与陈蔡群进行了充分的交换作用。第二期矿液的 $Cl^-/SO_4^{2-}$、$H_2O/CO_2$ 值与上侏罗统火山岩相近，但 $Na^+/K^+$ 值差别较大(表 3.7)，在 $Na^+$-$K^+$-$(Ca^{2+}+Mg^{2+})$ 图上两者之平均值也不十分接近，但个别点仍很靠近（图 3.9），反映了矿液成分与火山岩有一定关系。

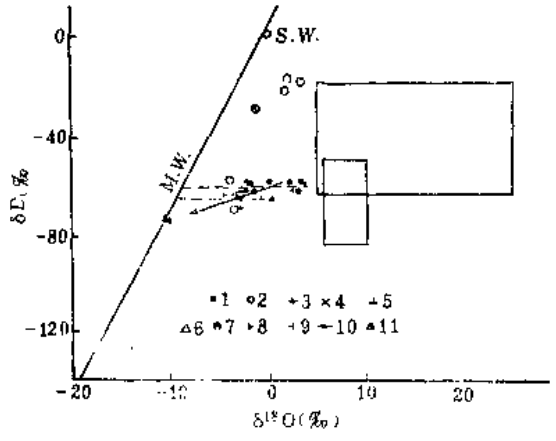



图 3.12 治岭头矿床及外围金银矿床的 δD $\delta^{18}O$ 图

(据刘建明，1990)

1. 治岭头第一期矿化 2. 治岭头第二期矿化 3. 治岭头第三期矿化 4. 治岭头陈蔡群 5. 治岭头磨石山组火山岩 6. 庄山矿床 7. 罗山矿床 8. 东风矿床 9. 八宝山矿床 10. 不同期矿液成分演化方向 11. 现代矿区大气降水

## 第五节 绍兴—龙泉成矿带相似金、银矿床特征比较

### 一、矿床地质简要特征

前面已经谈到绍兴—龙泉成矿带中分布有四种不同地质体中的金银矿床，即陈蔡群、双溪坞群、混合石英闪长岩及磨石山组火山岩中的矿床。一个地区的金、银矿床大多产在某一地质体中，但有的地区矿床同时发育在两个地质体内．如龙泉八宝山矿床。该地

一些矿体下面穿过陈蔡群，上部进入上侏罗统火山岩中，这点与治岭头的第二、三期矿化有点相似，但治岭头的第二、三期矿化基本上不构成矿床。本节将以产于陈蔡群、磨石山组及同时发育在此两地层中的矿床作为比较讨论对象。

### 1．地层位置与矿床类型

产于陈蔡群及磨石山组的矿床按照成矿元素可分金、银矿；银矿及银铅锌-黄铁矿三类，两类围岩中均发育有这三类矿床，如陈蔡群中的金、银矿床有治岭头及罗山，银矿有东风；磨石山组中的金、银矿床有庄山，银矿有弄坑。八宝山矿床同时发育在两种岩石中，但以产在磨石山组中者为主。矿床类型包括石英脉-交代石英岩、破碎带细脉浸染及石英脉型，以前两者为主，详细情况见表 3.10。

**表 3.10　绍兴—龙泉成矿带陈蔡群及磨石山组中的贵金属矿床特征**

| 围岩 | 金、银矿床 | | | 银矿床 | | | 银铅锌及黄铁矿矿床 | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | 围岩岩性 | 矿床类型 | 实例 | 围岩岩性 | 矿床类型 | 实例 | 围岩岩性 | 矿床类型 | 实例 |
| 陈蔡群 | 黑云母斜长片麻岩 | 石英脉-交代石英岩型 | 治岭头第一期矿化，罗山 | 黑云母斜长片麻岩 | 破碎带细脉浸染型 | 东风 | | | |
| 磨石山组 | 英安玢岩及脉岩闪长玢岩、二长斑岩 | 石英脉-交代石英岩型 | 庄山 | 熔结凝灰岩 | 石英脉及破碎带细脉浸染型 | 弄坑 | | | |
| 陈蔡群＋磨石山组 | 片麻岩(少)＋熔结凝灰岩(主) | 破碎带细脉浸染型(主要型) | 八宝山 | | | | 黑云母斜长片麻岩＋晶屑凝灰岩、球泡流纹斑岩 | 银铅锌石英脉型、黄铁矿石英脉型、黄铁矿脉型 | 治岭头第二期及第三期矿化 |
| | 片麻岩＋熔结凝灰岩 | 石英脉型 | | | | | | | |

### 2．矿物成分及蚀变作用

各类矿床所含矿物成分有较大的相似性，金属矿物以黄铁矿为主，有少量的铅、锌、铜的硫化物，不同的是大部分矿床毒砂缺乏，而八宝山却很发育。非金属矿物中都以石英、绢云母、碳酸盐为主，普遍有长石（冰长石）出现，部分矿床有萤石，只治岭头矿床见到蔷薇辉石。贵金属矿物成分复杂，主要为 Au-Ag 系、辉银矿-螺状硫银矿，大部分矿床有碲银矿，治岭头出现了复杂的银的硫盐矿物。所有矿床的蚀变作用都是相似的，主要为硅化、绢云母化、黄铁矿化，其次为与矿化不太紧密的碳酸盐化、绿泥石化、萤石化，火山岩中还出现叶蜡石化，详细情况见表 3.11。

### 3．成矿时代

产于陈蔡群中的矿床如治岭头前已证明属燕山期成矿，在东风银矿见到部分燕山期脉岩（微晶闪长岩、石英斑岩）遭到错动并被矿石胶结，因此亦属燕山期产物。产于陈蔡群＋磨石山组的八宝山矿体同时穿过了两个时代的地层，弄坑、庄山矿床直接发育在

**表 3.11　绍兴—龙泉成矿带金银矿床矿物成分比较**

| 围岩 | 金、银矿床 | | | 银矿床 | | 银铅锌及黄铁矿矿床 | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | 主要矿物 | 次要矿物 | 少量矿物 | 主要矿物 | 次要及少量矿物 | 主要矿物 | 次要及少量矿物 |
| 陈蔡群 | 黄铁矿 | 闪锌矿<br>方铅矿<br>黄铜矿 | 磁铁矿、赤铁矿、磁黄铁矿、碲铋矿、碲铅矿、白铁矿 | 黄铁矿 | 方铅矿<br>闪锌矿 | | |
| | 石英 | 蔷薇辉石、绢云母、绿泥石、方解石 | 锰铝榴石、菱锰矿、冰长石、萤石 | 石英<br>绢云母 | 方解石、绿泥石、高岭土 | | |
| | 银金矿、自然银、金银矿、辉银矿（螺状硫银矿） | | 自然金、碲银矿、碲金银矿、碲铋银矿、辉铜银矿、硒辉银矿、硒硫锑铜银矿 | 金银矿物不详 | | | |
| | 硅化、绢云母化、黄铁矿化、碳酸盐化、绿泥石化 | | | 硅化、绢云母化、黄铁矿化 | 萤石化、方铅矿及闪锌矿化 | | |
| 磨石山组 | 黄铁矿<br>闪锌矿 | 方铅矿、黄铜矿、斑铜矿、赤铁矿 | 斑铜矿、蓝辉铜矿、磁铁矿、方黄铜矿、白铁矿 | 黄铁矿 | | | |
| | 石英、绢云母、方解石、重晶石 | 长石、绿泥石、菱锰矿、萤石 | 绿泥石 | 石英 | 冰长石、绢云母、方解石 | | |
| | 碲银矿 | 银金矿 | 金银矿、自然银 | 辉银矿、金银矿、碲银矿 | | | |
| | 硅化、绢云母化、黄铁矿化、绿帘石化、绿泥石化、萤石化、方铅矿化及闪锌矿化 | | | 叶蜡石化、硅化、绢云母化、黄铁矿化 | | | |
| 陈蔡群+磨石山组 | 破碎带细脉浸染型 | | | | | | |
| | 黄铁矿、毒砂 | 方铅矿、磁铁矿、闪锌矿 | 方铅矿<br>黄铜矿 | | | | |
| | 石英、冰长石、绢云母 | 方解石<br>绿泥石 | | | | | |
| | 金银矿<br>银金矿 | 自然银 | 自然金 | | | | |
| | 硅化、绢云母化、黄铁矿化、绿泥石化、碳酸盐化 | | | | | | |
| | 石英脉型 | | | | | 脉型 | |
| | 毒砂、闪锌矿 | 方铅矿 | 黄铜矿<br>黄铁矿 | | | 黄铁矿<br>方铅矿<br>闪锌矿 | 黄铜矿、磁黄铁矿、毒砂、白铁矿、硫锰矿 |
| | 石英 | 绢云母<br>白云母 | 绿泥石 | | | 石英 | 蔷薇辉石、冰长石、云母、方解石、萤石 |
| | 金银矿 | 自然银、辉银矿 | 自然金 | | | 金-银系、辉银矿、碲银矿 | |
| | 硅化、绢云母化、黄铁矿化、绿泥石化、碳酸盐化 | | | | | 硅化、绢云母化、黄铁矿化、碳酸盐化、绿泥石化、水白云母化、叶蜡石化 | |

磨石山组火山岩中。这些证明上述矿床都是燕山期成矿作用产物。

## 二、稳定同位素特征及成矿物质来源

### 1．硫同位素

分析结果表明，除庄山矿床的 $\delta^{34}S$ 略偏负值外，其他矿床均为不大的正值且非常相似（表 3.12），表明它们与治岭头矿床具有同一来源，即来自陈蔡群。

**表 3.12　绍兴—龙泉成矿带金银矿床的 $\delta^{34}S$ 值（‰，黄铁矿）**

| 项目 | 陈蔡群中 | | 磨石山组中 | | 陈蔡群+磨石山组中 | |
|---|---|---|---|---|---|---|
| | 金银矿床 | | 金银矿床 | 银矿床 | 金银矿床 | 银铅锌及黄铁矿床 |
| | 治岭头第二期矿化 | 罗山[a)] | 庄山[b)] | 弄坑[c)] | 八宝山[d)] | 治岭头第二、三期矿化 |
| 范围 | 3.01—6.9 | 3.2—6.1 | −4.47——7.05 | 0.9—5.1 | 4.2—5.8 | (1) 3.12—7.44,<br>(2) 4.9 —6.9 |
| 平均 | 5.44(43个) | 4.65(4个) | −5.75(2个) | 1.75(15个) | 5.05(17个) | (1) 5.92, (2) 5.79 |

a) 徐国风，1987。

b) 浙江省地质矿产局第七地质大队，1984，浙江省遂昌庄山金银矿床普查评价报告。

c) 叶顺佳，1985，浙江省武义县弄坑银矿地质特征及成因探讨。

d) 浙江省地质矿产局第七地质大队，1985，浙江省龙泉县八宝山金银矿区详查地质报告。

### 2．铅同位素

从各家所测近 30 个矿石铅同位素资料（治岭头除外）表明，它们在 $^{207}Pb/^{204}Pb$-$^{208}Pb/^{204}Pb$ 图上（图 3.13）均沿 $\mu=9.158$ 线分布，其中产于陈蔡群中的罗山矿床与治岭头第一期矿化分布特征相似，前者之模式年龄在 750—500Ma 间，东风矿床分布在 800Ma 附近，因此，它们与治岭头第一期矿化一样均来自陈蔡群。产于上侏罗统火山岩中的庄山矿床铅同位素分布在 500Ma 处，弄坑矿床大部在 500Ma 附近，只有一个在上侏罗统火山岩近旁，说明成矿物质主要来自陈蔡群，少量由上侏罗统火山岩提供。产于陈蔡群＋磨石山组的八宝山矿床，大部铅同位素分布在治岭头的上侏罗统火山岩与零等时线间，模式年龄约 350Ma，只一个落在 500Ma 处，因此主要成矿物质来自上侏罗统火山岩，少部分为陈蔡群提供。

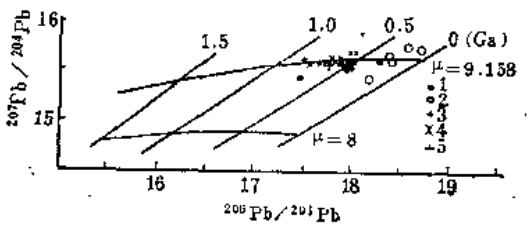



图 3.13　绍兴—龙泉成矿带金银矿床的铅同位素成分
1．弄坑[徐国风（1987）]　2．罗山[徐国风(1987)]，徐步台（1988）[1)]　3．八宝山　4．东风　5．庄山　[徐国风（1987），浙江地质矿产局第七地质大队，1985][2)]

硫、铅同位素资料表明，产于陈蔡群中的金银及银矿床（包括治岭头第一期矿化）成矿物质来自陈蔡群，产于上侏罗统磨石山组中的金银矿床及银矿床为混合来源，有的

1) 徐步台，1988。

2) 浙江地质矿产局第七地质大队，1985。

以来自陈蔡群为主(如弄坑),有的主要来自磨石山组火山岩。形成矿床的S来自陈蔡群。

## 三、成矿溶液及溶液来源

### 1. 溶液性质

所述矿床都以液态包裹体为主,气液比相似(5—30%),只治岭头矿床包裹体性质更为复杂。矿液温度均属中低温,大部在160—300°C间。成矿压力小于300bar。因此矿床形成的物理化学环境比较近似(表3.13)。

**表3.13 绍兴—龙泉成矿带金银矿床成矿溶液性质**

| 项目 | 治岭头第一期矿化 | 罗山(邵洁涟等,1986) | 庄山[a] | 弄坑[b] | 八宝山[c](邵洁涟等,1986) |
|---|---|---|---|---|---|
| 主要包裹体类型 | 液体(气液比5—30%)为主,其次为纯液体、气体、$CO_2$、子矿物包裹体 | | 液体(气液比10—30%)为主 | 纯液体-液体(气液比0—20%) | 液体(气液比5—35%)为主 |
| 温度(°C) | 161—345 | | 168—300 | 168—273 | 140—315 |
| 参考压力(bar) | 300 | 93—118 | | | 100 |

a) 浙江省地质矿产局第七地质大队,1984,浙江省遂昌庄山金银矿床普查评价报告。
b) 叶顺桂,1985,浙江省武义县弄坑银矿地质特征及成因探讨。
c) 浙江省地质矿产局第七地质大队,1985,浙江省龙泉县八宝山金银矿区详查地质报告。

在矿液成分上产于陈蔡群中的矿床,各种元素的比值大体相似,但东风银矿床中$Cl^- > SO_4^{2-}$,而治岭头及罗山金银矿床$Cl^- < SO_4^{2-}$、一般矿床以$Na^+ < K^+$为特征,只罗山矿床$Na^+ > K^+$。产于上侏罗统火山岩中的矿床(庄山)与陈蔡群中的矿床在$(Na^+ + K^+)/(Ca^{2+} + Mg^{2+})$、$Na^+/K^+$值上不同。产于陈蔡群及上侏罗统中的八宝山矿床兼具以上两种类型矿床的特征(表3.14)。

**表3.15 绍兴—龙泉成矿带金银矿床氢氧同位素成分**

| 矿床 | δD(‰) | $\delta^{18}O_{水}$(‰) | 来源 |
|---|---|---|---|
| 罗山 | −32 | 4.7 | 徐步台(1988)[a] |
| | −23 | 2.0 | |
| | −30 | −1.0 | |
| | −20 | 3.8 | |
| | −19 | 2.3 | |
| 八宝山 | −63 | 2.6 | |
| | −65 | −3.5 | |
| 庄山 | −66 | 0.50 | b) |
| 东风 | −64 | 4.47 | |

a) 徐步台,1988。
b) 虞福基测定δD,申佑兴测定$\delta^{18}O$后作者计算。

表 3.14　绍兴—龙泉成矿带金银矿床的包裹体成分(石英)

| 矿床 | $Na^+$ | $K^+$ | $Ca^{2+}$ | $Mg^{2+}$ | $Cl^-$ | $F^-$ | $SO_4^{2-}$ | $HCO_3^-$ | $H_2O$ | $CO_2$ | CO | $CH_4$ | $N_2$ | $Na^+/K^+$ | $\frac{Na^+ + K^+}{Ca^{2+} + Mg^{2+}}$ | $Cl^-/F^-$ | $\frac{Cl^-}{SO_4^{2-}}$ | $\frac{H_2O}{CO_2}$ | $\frac{CO_2}{CH_4 + CO}$ | 来　　源 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | g/L | | | | | | | | ppm | | | | | | | | | | | |
| 东风 | 2.30 | 10.37 | 0.44 | 0.04 | 12.78 | 0.33 | 7.00 | | 450.00 | 22.10 | 2.50 | 1.25 | 1.08 | 0.22 | 26.369 | 38.73 | 1.83 | 20.362 | 5.839 | a) |
| 治岭头第一期矿化 | | | | | | | | | | | | | | 0.60 | 2.54 | 17.46 | 0.57 | 29.68 | 6.30 | 邵洁涟等(1986) |
| 罗山 | | | | | | | | | | | | | | 5.72 | 13.79 | 20.67 | 0.31 | 83.33 | | |
| 芒山 | 0.48 | 0.11 | 1.55 | 0.05 | 17.57 | 0.64 | 25.21 | | 312.00 | 33.70 | 0.62 | 0.25 | 0.95 | 4.36 | 3.393 | 27.45 | 0.70 | 9.258 | 38.736 | b) |
| | g/kg | | | | | | | | | | | | | | | | | | | 刘英俊等(1987b) |
| | 29.66 | 39.88 | 8.02 | 12.64 | 185.76 | 0.95 | | | | 56.76 | | 10.42 | | 0.744 | 3.37 | 195.53 | | | 2.926 | |
| 八宝山 | ppm | | | | | | | | mL/100g | | | | | | | | | | | 浙江省地质矿产局第七地质大队(1985)c) |
| | 0.88 | 0.41 | 0.08 | 0.87 | 1.00 | 0.095 | 15.63 | 0.20 | | 4.4 | | 2.4 | | 2.15 | 1.46 | 11.47 | | | 5.042(重量比) | |
| | | | | | | | | | | | | | | 4.13 | | 10.67 | 0.11 | | | 邵洁涟等(1986) |

a)，b) 系中国有色金属工业总公司北京地质研究所测定。

c) 浙江省地质矿产局第七地质大队，1985，浙江省龙泉县八宝山金银矿区详查地质报告。

### 2. 氢、氧同位素成分

不同矿床矿液的 $\delta D$、$\delta^{18}O$ 值见表 3.15。

从 $\delta D$-$\delta^{18}O$ 图上可见，产于陈蔡群中的东风矿床及产在磨石山组内的庄山矿床均落在治岭头第二及第三期矿化线上，同时发育在陈蔡群及磨石山组上的八宝山矿床也落在治岭头第一期及第二、三期线上，只罗山矿床 $\delta D$ 值高，有着特殊的分布（图 3.12）。因此形成陈蔡群中的金银矿床、银矿床以及磨石山组中的矿床大多为相同古大气降水与岩石发生交换作用后的产物。形成罗山矿床的 $\delta D$ 较高，可能是由于局部因素引起水源成分变化或矿床形成于不同时期水源成分有别所造成。

从上可见，产于绍兴—龙泉成矿带陈蔡群及磨石山组的金银矿床及银矿床具有相似成矿物质来源，也为同样性质的矿液所形成，属于同一成因的矿床。

## 第六节　矿床成因问题

### 一、矿床的几种形成观点

对治岭头矿床有多种成矿观点，它主要包括：

#### 1. 岩浆热液成矿

这是 70 年代流行的观点。其根据是工业矿体全部产在变质岩中，火山岩中无矿，矿石 $^{206}Pb/^{207}Pb$ 模式年龄（253—270Ma）表明，矿床形成时代为海西期，因此，它与本区极其发育的加里东变质事件及燕山期火山活动均无关系。这样，只好和假设的海西期岩浆热液活动联系起来。

#### 2. 变质热液成矿

这是 70 年代末期到 80 年代初期流行的观点，现在已不占重要地位，但仍有这种看法存在。例如林兵（1988）认为治岭头矿床的铅同位素模式年龄为 700—400Ma，反映了成矿物质来自基底，为加里东期区域变质热液作用产物。

#### 3. 火山热液成矿

徐国风（1987）提出治岭头产于陈蔡群及磨石山组中的矿床成矿物质来自火山岩，少数来自古老上地壳物质，成矿溶液为大气降水加少量岩浆水，矿床属于浅成火山热液型。罗镇宽等（1985）基本上也持这种观点，但认为成矿物质来自陈蔡群。

#### 4. 层控地下水热液成矿

郑明华等（1986）认为元古宙海底火山沉积形成了矿源层，后期环流下渗雨水把陈蔡群中的成矿物质活化出来在张性断裂中聚集成矿。许金坤[1]也持这种观点，叫热水型

1）许金坤，1985，浙江省遂昌县治岭头金银矿床成矿条件与机理。

层控矿床。

**5．变质热液叠加火山期后热液成矿**

梁子豪等（1985）认为早期成矿物质来自陈蔡群，成矿与加里东期变质热液有关，晚期成矿物质来自燕山期火山热液，因此成矿为两种作用的叠加产物。徐步台（1988）[1]也有相似的观点。

对产于上侏罗统火山岩中的矿床，各研究者都持火山热液成矿观点。

## 二、矿床成因分析

**1．矿床形成的基本条件**

从上面各节的讨论中可以得出，形成治岭头金银矿床（即第一期矿化）的基本条件是：①矿体发育在陈蔡群中，陈蔡群提供了成矿物质 Au、Ag、Pb、S 等组分；②矿体为热液成因，热液主要为古大气降水组成，当它与陈蔡群岩石相互作用后产生了中等盐度的成矿溶液；③成矿晚于区域主要变质期——加里东构造运动，矿床形成于燕山晚期；④矿体分布受断裂控制，属石英脉-交代石英岩型；⑤成矿属中低温、低压浅成环境；⑥成矿溶液富 $Cl^-$、$SO_4^{2-}$、$HCO_3^-$。治岭头 Ag、Pb、Zn 及黄铁矿矿床（即第二、三矿化期）的形成条件与金银矿床有相似之处，但矿体穿过了上侏罗统火山岩，成矿物质来源更复杂，成矿流体为 $\delta D$ 值更低的古大气降水，成矿虽也属燕山期，但更晚。产于绍兴—龙泉成矿带陈蔡群及磨石山组火山岩中的其他矿床成矿物质，主要来自陈蔡群或陈蔡群＋磨石山组火山岩，流体性质与上相似，时代属燕山期。除罗山矿床外，溶液的氢氧同位素也一致。这些说明上述矿床具有相似的成矿条件。

**2．矿床成因**

上述特征表明，矿床既不是海西期的岩浆热液矿床，也不是加里东期的变质热液矿床。由于火山热液概念不明确，在 $\delta D$-$\delta^{18}O$ 图上没有一席之地，火山岩中出现的热液矿床又主要由大气降水组成（有时可能有少量岩浆水参加），因此不用火山热液术语为宜。本区矿床除部分产在火山岩中外，更主要的矿床出现在火山岩的基底岩石中，同时不管是在火山岩中或非火山岩中，其成矿机制均相似，加以这些矿床中还没有岩浆水出现的迹象，因此，将它们列入火山热液矿床显然是不适宜的。

从上述分析可以得出治岭头等矿床属于加热大气降水形成的矿床，其成矿过程可简单归纳为：燕山运动的强烈喷出-侵入岩浆活动使下渗大气降水加热，当此溶液在陈蔡群（及磨石山组）中环流时，萃取了其中的有用元素，并迁移到裂隙上部冷却带中形成矿床，因此，属于改造成矿作用产物。

在本火山岩区与加热大气降水形成的改造矿床，按照赋矿岩石及成矿物质来源可分为：①均为基底地层（治岭头、罗山）；②主要为火山岩（八宝山）；③赋存在火山岩中成矿物质主要来自基底地层（庄山，弄坑）等几种类型。

1）徐步台，1985。

# 第四章　元古宇浅变质沉积岩中的改造型金矿床

浅变质沉积岩中的改造型金矿床主要发育在扬子地台南缘、华南褶皱带北缘、吉林—内蒙古—北疆褶皱带南缘，松潘—甘孜及三江褶皱带东缘以及板内断裂中，赋矿地层时代从元古宙直到三叠纪。本章以产于元古宇浅变质沉积岩中的龙山矿床为例进行讨论。

湘西龙山一带产于中晚元古代板岩中的钨-锑-金及锑-金矿床是我国及世界上的一个特殊成矿域。本章所讨论的龙山矿床属于 Sb-Au 型。

## 第一节　地质背景

### 一、龙山金锑矿床区域地质和矿区地质概况

龙山金锑矿床位于白马山—龙山东西向构造与祁阳山字型构造北翼的交接处。东西向构造由一连串短轴背斜构成。区域出露震旦系至石炭系及第三系。赋矿地层为震旦系江口组上部轻微变质灰绿色含砾砂质板岩，区内火山及岩浆活动微弱，仅在龙山短轴背斜外缘南东的桃城里及柿香冲一带发现规模很小的花岗斑岩脉及石英斑岩脉侵入泥盆系中，呈弧形展布和雁式排列，其锆石年龄为157Ma，是燕山期的产物(图 4.1)。

区内经历了多次构造运动，加里东运动、印支运动及燕山运动都在本区留下痕迹，各期构造运动痕迹的组合形成了本区的构造格局，并控制了矿区内各矿体的分布。

褶皱构造主要是龙山短轴背斜，它呈 20×30km 的椭圆形，长轴方向北东，和区内构造线方向一致。核部地层由震旦系下统江口组含砾砂质板岩组成，向外依次变为莲沱组、南沱组、留茶坡组

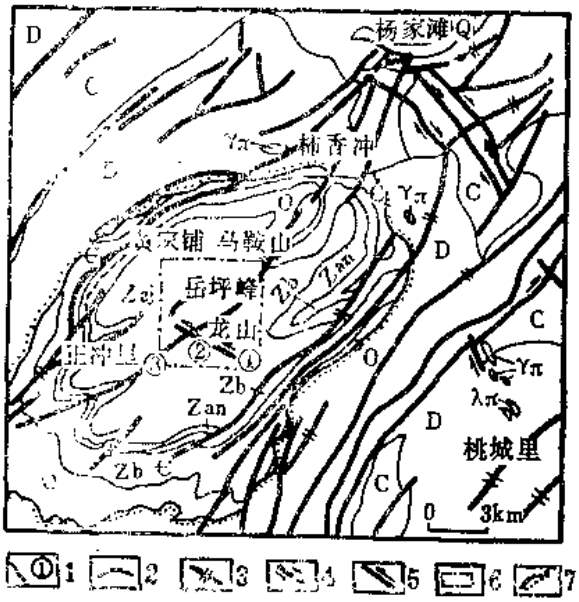



图 4.1　龙山金锑矿床区域地质构造略图

Q. 第四系　C. 石炭系　D. 泥盆系　O. 奥陶系　Є. 寒武系　Zb. 震旦系留茶坡组和陡山沱组　Zan. 南沱组　Zaj. 江口组　γπ. 花岗斑岩　λπ. 石英斑岩　1. 断层　2. 地层界线　3. 正断性断裂　4. 扭性断裂　5. 张扭性断裂　6. 矿区范围　7. 不整合面

**表 4.1　控矿地层岩石化学成分(%)**

| 编号 \ 含量 / 岩性 | | $SiO_2$ | $TiO_2$ | $Al_2O_3$ | $Fe_2O_3$ | FeO | MnO | MgO | CaO | $Na_2O$ | $K_2O$ | $H_2O^+$ | $H_2O^-$ | $P_2O_5$ | $CO_2$ | 总计 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| A-2 | 灰绿色含砾板岩 | 67.54 | 0.56 | 16.77 | 1.08 | 2.45 | 0.16 | 1.40 | 1.12 | 2.66 | 2.72 | 2.28 | 0.26 | 0.14 | | 99.99 |
| A-4 | 紫色板岩 | 66.07 | 0.56 | 16.90 | 4.37 | 1.29 | 0.08 | 1.09 | 0.37 | 2.77 | 3.48 | 2.10 | 0.09 | 0.16 | | 99.24 |
| C-40 | 紫色板岩 | 69.38 | 0.40 | 15.17 | 4.99 | 0.55 | 0.19 | 0.48 | 0.14 | 1.44 | 3.03 | 2.92 | 0.47 | 0.10 | | 99.16 |
| C-33 | 灰绿色板岩 | 64.03 | 0.50 | 17.83 | 1.61 | 3.50 | 0.15 | 2.32 | 0.69 | 1.99 | 2.93 | 3.26 | 0.20 | 0.18 | | 99.19 |
| C-29 | 灰黑色含砾板岩 | 67.89 | 0.40 | 15.83 | 1.69 | 2.17 | 0.16 | 1.44 | 2.00 | 2.49 | 2.76 | 2.60 | 0.22 | 0.10 | | 99.22 |
| 火-3 | 火山岩 | 66.39 | 0.50 | 16.23 | 3.84 | 1.13 | 0.11 | 0.67 | 0.17 | 5.50 | 1.02 | 1.70 | 0.30 | 0.08 | | 99.72 |
| $Zaj_1$ | 灰绿含砾砂质板岩(6个样平均) | 68.10 | 0.61 | 14.76 | 1.86 | 3.88 | 0.12 | 1.54 | 微 | 2.43 | 2.73 | 2.98 | | | | 99.95 |
| $Zaj_1$ | 紫色含砾砂质板岩(7个样平均) | 67.80 | 0.68 | 15.76 | 6.06 | 2.54 | 0.16 | 0.82 | 微 | 1.84 | 3.26 | | | | | |
| $Zaj_1$ | 绢云母板岩 | 75.80 | 0.50 | 11.21 | 4.44 | 2.55 | 0.11 | 1.45 | 微 | 2.30 | 2.22 | | | | | |
| $Zaj_2$ | 灰绿含砾砂质板岩 | 70.07 | 0.53 | 14.61 | 2.73 | 3.22 | 0.41 | 1.62 | 微 | 2.92 | 2.38 | 2.07 | | | | |
| $Zaj_2$ | 粉砂质绢云母板岩(1个样) | 74.95 | 0.60 | 14.62 | 1.94 | 0.70 | 0 | 0.17 | 微 | 4.78 | 1.70 | | | | | |
| $Zaj_2$ | 绿色板岩(1个) | 65.66 | 0.60 | 13.72 | 1.06 | 5.55 | 0.04 | 1.09 | 0.78 | 2.68 | 2.75 | 5.28 | | | | |
| $Zaj_3$ | 灰黑色含砾砂质板岩(2个) | 69.06 | 0.56 | 14.12 | 1.16 | 4.55 | 0.07 | 1.2 | 0.27 | 1.92 | 2.87 | 3.11 | | | | |
| 粘土页岩(51个)[1] | | 60.15 | 0.76 | 16.45 | 4.04 | 2.9 | | 2.32 | 1.41 | 1.01 | 3.6 | | 4.71 | 0.15 | 1.40 | |

$Zaj_1$，$Zaj_2$，$Zaj_3$ 资料据 15 支队，1983，湖南省新邵县龙山金锑矿区 1，2 号脉勘探地质报告。

1) 程裕淇，1983。

至石炭系，泥盆系跳马涧组与下志留统之间为一角度不整合。不整合下部地层次级褶皱发育，不整合上部地层倾角平缓。

矿区位于龙山短轴背斜的中心部位，赋矿地层为震旦系江口组上段，属轻微变质的绿色板岩系。据颜色、岩性及含砾石的不同，控矿地层由下而上可分为四层。第一层位于背斜核部是主要赋矿层位。以灰绿色含砾砂质板岩为主，夹浅灰绿绢云母板岩、三层紫红色含砾砂质板岩及紫灰-朱红色火山角砾岩。灰绿色含砾砂质板岩各矿物相对含量为：绢云母 50—60%，石英 10—15%，绿泥石 8—20%，硅质 5—10%，长石少于 3%，铁质、泥质约为 3%，岩屑少于 2%。第二层也位于背斜核部，是主要赋矿层位，由少砾粉砂质板岩组成，下部是少砾或不含砾的粉砂质绢云母板岩，夹透镜状长石石英砂岩。第三层以灰黑色含砾砂质板岩为主夹灰绿色含砾砂质板岩及绢云母板岩的透镜体。第四层主要是灰绿色含砾砂质板岩夹绢云母板岩，和第一层有些相似。控矿地层的化学成分见表4.1。由表 4.1 可知，各层的化学成分基本一致。二氧化硅、三氧化二铝含量较高，前者含量在 65—75%之间，后者含量 11—18%。紫红色含砾砂质板岩和其他岩石化学成分的主要区别是三氧化二铁含量较高，可知，紫红色是由 $Fe_2O_3$ 引起，绿色是由绿泥石所致。

控矿地层的岩石化学成分见表 4.1。由表 4.1 可知该区板岩的化学成分和标准页岩的基本一致(程裕淇等，1966)。在湘西一带江口组地层中发现大量火山物质，在矿区控矿地层中也发现一些紫红色火山角砾岩、凝灰岩等，因此矿区地层以沉积岩为主，夹少量火山沉积岩。

矿区构造发育，在约 $2km^2$ 范围内共有大小断裂 22 条，按走向可分为北北东向、北东向、北西向及北西西向等四组。北东方向断裂以压扭为主，显示出早压晚扭的特点；北西方向断裂以张扭为特点。两条主要控矿构造北西西向断裂在平面上呈右行侧幕状排列，交替重叠部分相距 40—57m。北西西向断裂破碎带，蚀变强，矿化好，其他方向断裂破碎带蚀变弱，矿化差。

## 二、矿床地质特征

矿体产于震旦系江口组地层中，受江口组第一层及第二层控制，矿体以充填为主，交代次之。矿体呈脉状、透镜状、细脉浸染状、角砾状产于破碎带中。辉锑矿大多呈脉状、透镜状，而毒砂、黄铁矿大多呈细脉状、浸染状及斑点状。矿体受破碎带控制，和围岩界线清楚。

金属矿物主要有辉锑矿、自然金、毒砂、黄铁矿，次之为方铅矿、黄铜矿、黝铜矿，极少量脆硫锑铜矿、脆硫锑铅矿，非金属矿物主要为石英、绢云母、碳酸盐、绿泥石等。

按矿物组合特点，可把矿体分成四种矿石类型：一是辉锑矿-毒砂-自然金，二是毒砂-黄铁矿-自然金，三是黄铁矿-自然金，四是黄铜矿-方铅矿-自然金。

矿体中金矿物主要是自然金，成色高，大于 980‰，含 Ag 低，Au/Ag 为 785.5[1]。金的粒度较细，大多小于 70μm。主要呈不规则状、薄片状、蜂窝状等形态产出，常与辉锑矿、黄铁矿、毒砂、石英及方解石等矿物共生。

1) 00535 部队，1981，湖南新邵县龙山金锑矿区金的赋存状态研究。

矿石构造主要有致密块状构造、角砾状构造、细脉构造等。矿石一般具片状结构、微晶等粒结构、半自形不等粒结构、反应边交代结构等。

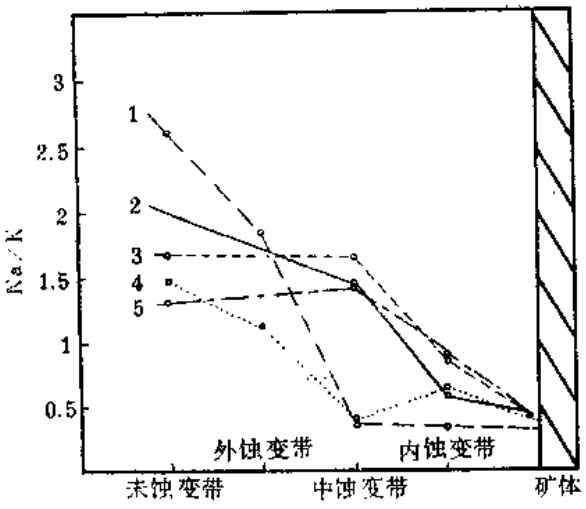



图 4.2 蚀变岩中 Na/K 摩尔值变化

1. PD630 中段 108 线上盘 2. LD26 (1-2) 矿化段 3. ZK76 208 线 4. PD630 中段 108 线下盘 5. PD630 中段 204 线

据野外观察和室内研究认为，矿化可分为两期：第一期是黄铜矿-方铅矿-金矿化期，第二期为毒砂-黄铁矿-辉锑矿-金矿化期。第一期矿化主要发育于 5 号矿脉西南段，规模小；第二期矿化发育于所有矿脉中，规模大。第二期矿化可分成四个成矿阶段：第一是毒砂-黄铁矿-金；第二是粗粒辉锑矿-黄铁矿（毒砂）-金；第三是细粒辉锑矿-金；第四是石英碳酸盐阶段。矿化主要和第一、第二及第三阶段有关，而第四阶段在各矿脉中都不发育，这可能是成矿溶液及矿源层中钙镁含量较低所致。

赋矿围岩遭受强烈蚀变，主要蚀变有硅化、绢云母化、毒砂黄铁矿化、碳酸盐化及绿泥石化。蚀变带宽度 10—90m，由近矿至远矿蚀变减弱，可分成三带：内带为黄铁矿-毒砂-绢云母化带，中带为碳酸盐绢云母化带，外带为绢云母化带。由未蚀变岩石至内蚀变带，氧化钾含量增加，氧化钠含量减少（图 4.2），说明成矿溶液带入 $K^+$ 而带出 $Na^+$。

## 第二节 微量元素及稀土元素特征

### 一、微量元素特征

为了探讨本区微量元素特征和矿床的成矿物质来源，笔者在龙山—太芝庙长约 8km 震旦系至寒武系剖面上系统地采集样品，并测定了 Au、Sb、As、Hg、Cu、Pb、Zn、W、Mo 等 9 种元素的含量（表 4.2）。结果表明，区域地层中 Au、Sb、As、Pb、Zn 等成矿元素的含量高于地壳的克拉克值，说明本区存在这些元素的富集层。

主要赋矿地层江口组第一层及第二层中金含量比第三层及第四层的高，显示前两层对成矿更有利。在江口组的第一层及第二层中，由近矿至远矿金和锑含量都呈“U”型曲线分布（图 4.3）。这显示控矿地层中的 Au 和 Sb 都经受了侧分泌淋滤作用，矿体中的 Au、Sb 来自控矿地层本身。

地球化学性质相似元素在矿体及围岩中的摩尔值基本相同（表 4.3）。矿体中（Pb／Zn）摩尔值在 0.1—0.3 之间，控矿地层 Pb/Zn 摩尔值在 0.09—0.26 之间；矿体及围岩 Cu／Zn摩尔值都在 0.1—0.4 之间；这说明控矿地层和矿体有密切联系，成矿物质来自控矿地层。

据控矿地层中成矿元素背景值高对成矿有利的原则，如果矿体中的成矿物质来自控

表 4.2　区域地层及矿体中成矿元素含量

| 元素含量 | ppb | | ppm | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 地层及矿体 | Au | Hg | Cu | Pb | Zn | Sb | As | W | Mo |
| 黄铜矿方铅矿金矿石 | 8 000 | 3 400 | 234 | 14.6% | 2.96% | | 418.4 | | 1.32 |
| 毒砂黄铁矿金矿石 | 13 000 | 306 | 50 | 150 | 380 | | 3.25% | 6.5 | 2.73 |
| 粗粒辉锑金矿石 | 13 800 | 2 718 | 50 | 120 | 200 | | 398 | 4.3 | 5.35 |
| 细粒辉锑金矿石 | 5 010 | 4 442 | 30 | 340 | 280 | | 247.5 | 5.8 | 1.73 |
| 蚀变带 | 90 | 5 | 50 | | 180 | 5.69 | 22.9 | | |
| 江口组第 1 层 | 17.4 | 37 | 52.5 | 62.5 | 320 | 1.80 | 7 | 1.9 | 2.2 |
| 江口组第 2 层 | 17.5 | 35.5 | 55 | 35 | 450 | 1.25 | 1.5 | 1 | 2 |
| 江口组第 3 层 | 10 | 49.6 | 50 | 60 | 460 | 2.0 | 15.1 | 0.8 | 2.15 |
| 江口组第 4 层 | 11 | 29 | 60 | 60 | 520 | 1.9 | 7.9 | 0.8 | 2 |
| 蓬沱组 | 9 | 35 | 20 | 155 | 180 | 1.94 | 4.5 | | |
| 留茶坡组 | 5 | | | | | 1.83 | | | |
| 火山岩 | | | | 50 | 250 | | 2.1 | 0.8 | |
| 克拉克组[1] | 4.3 | 83 | 47 | 16 | 83 | 0.5 | 1.7 | 1.3 | 1.5 |

1）《简明地球化学手册》编译组，1977。

表 4.3　矿体及控矿地层中微量元素摩尔值

| 矿石岩石 / 元素比 | 毒砂黄铁矿金矿石 | 粗粒辉锑矿金矿石 | 细粒辉锑矿金矿石 | 江口组第 1 层板岩 | 江口组第 2 层板岩 | 江口组第 3 层板岩 | 江口组第 4 层板岩 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Pb/Zn | 0.29 | 0.28 | 0.11 | 0.19 | 0.12 | 0.26 | 0.09 |
| Cu/Pb | 0.13 | 0.27 | 0.38 | 0.26 | 0.08 | 0.24 | 0.14 |

表 4.4　湘西湘中一带地层成矿元素背景值和矿床组合类型

| 矿床类型 | 产地 | 围岩 | 富集系数 | | | CaO (%) | 资料来源 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | Au | Sb | W | | |
| Au-Sb | 龙山 | 江口组 | 3.1 | 2.8 | <1 | 0.5 | 本书 |
| W-Au | 西安 | 马底驿组 | 7.1 | <1 | 1.7 | >2 | 曾从政[a]（1984） |
| W-Sb-Au | 沃溪 | 马底驿组 | 5 | 7.15 | 26 | 4.15 | 罗献林等（1984） |
| Au | 渣滨 | 五强溪组 | 7 | | 1.3 | 0.24 | 余大龙[b]（1987） |
| | 龙水 | 寒武系 | 4.1 | 0.3 | 2.4 | 0.75 | 刘英俊等（1983） |

a）曾从政，1981，湖南前震旦纪地层中金矿床层控性，黄金地质，第1期。
b）余大龙，1987，渣滨金矿成因（硕士论文）。

矿地层，那么高浓度克拉克值的成矿元素组合和矿床的成矿元素组合应具有一定的对应关系。被论证成矿物质来自控矿地层的湘西钨-锑-金矿床都具有这种对应关系（刘英俊等，1983）。龙山金锑矿床成矿元素组合和控矿地层中高浓度克拉克值的成矿元素组合也具这种对应关系（表 1.4）。如控矿地层中金、锑的浓度克拉克值分别为 3.2 和 2.8，钨

表 4.5 稀土元素含量

| 样号 | 岩石及矿石名称 | 元素含量 (ppm) | | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | La | Ce | Pr | Nd | Sm | Eu | Gd | Tb | Dy | Ho |
| 610-17 | 石英碳酸盐脉(粗粒辉锑矿-黄铁矿-金阶段矿石) | 16.19 | 31.71 | 3.87 | 11.77 | 1.99 | 0.33 | 1.23 | 0.24 | 1.04 | 0.20 |
| 630-6 | 石英碳酸盐脉夹少量绢云母(毒砂-黄铁矿-金阶段矿石) | 51.94 | 67.46 | 7.88 | 22.31 | 5.69 | 1.56 | 6.41 | 1.35 | 7.51 | 1.47 |
| 920-75 | 碳酸盐石英脉(石英碳酸盐阶段) | 4.14 | 10.58 | 2.07 | 12.37 | 10.12 | 3.62 | 10.83 | 1.92 | 10.17 | 1.91 |
| A-5 | 灰绿色板岩 | 34.50 | 60.87 | 8.38 | 30.22 | 6.45 | 1.37 | 5.50 | 0.91 | 5.22 | 1.05 |
| A-4 | 紫色板岩 | 38.63 | 69.03 | 8.87 | 31.17 | 6.38 | 1.45 | 5.69 | 0.92 | 5.42 | 1.09 |
| 610-39 | 蚀变板岩 | 31.16 | 57.60 | 7.36 | 25.44 | 5.29 | 1.14 | 4.36 | 0.74 | 4.41 | 0.89 |
| C-26 | 灰黑色板岩 | 30.92 | 51.03 | 7.41 | 25.79 | 5.28 | 0.96 | 4.34 | 0.78 | 5.04 | 1.09 |

| 样号 | 岩石及矿石名称 | 元素含量 (ppm) | | | | 元素比值 | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | Er | Tm | Yb | Lu | LREE/HREE | $(La/Yb)_n$ | $(La/Sm)_n$ | δCe | δEu |
| 610-17 | 石英碳酸盐脉(粗粒辉锑矿-黄铁矿-金阶段矿石) | 0.54 | 0.09 | 0.50 | 0.07 | 16.84 | 21.85 | 5.11 | 0.96 | 0.64 |
| 630-6 | 石英碳酸盐脉夹少量绢云母(毒砂-黄铁矿-金阶段矿石) | 3.44 | 0.56 | 2.65 | 0.32 | 6.16 | 13.21 | 5.74 | 0.80 | 0.78 |
| 920-75 | 碳酸盐石英脉(石英碳酸盐阶段) | 4.54 | 0.67 | 3.10 | 0.32 | 1.28 | 0.90 | 0.25 | 0.86 | 1.05 |
| A-6 | 灰绿色板岩 | 3.08 | 0.48 | 3.14 | 0.49 | 7.14 | 7.40 | 3.36 | 0.83 | 0.68 |
| A-4 | 紫色板岩 | 3.17 | 0.49 | 3.27 | 0.50 | 7.57 | 7.96 | 3.80 | 0.86 | 0.72 |
| 610-39 | 蚀变板岩 | 2.70 | 0.41 | 2.80 | 0.42 | 7.65 | 7.50 | 3.70 | 0.88 | 0.70 |
| C-26 | 灰黑色板岩 | 3.33 | 0.53 | 3.42 | 0.56 | 6.35 | 6.09 | 3.68 | 0.78 | 0.59 |

的浓度克拉克值约等于1，氧化钙含量较低，与之对应的是形成Au-Sb矿化而缺失在湘西普遍存在的白钨矿化。这种对应关系说明龙山金锑矿床的成矿物质主要来自控矿地层的本身，同时也说明在湘西湘中一带发育有从中晚元古界至震旦系的含金建造层。

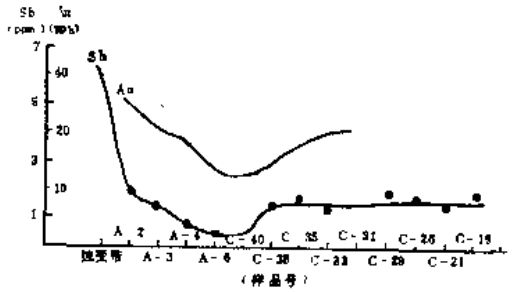



图4.3 Au和Sb在控矿地层中的含量变化

## 二、稀土元素特征

控矿地层中稀土元素含量(ΣREE)较高，在140—160ppm之间(表4.5)高于基性岩和超基性岩的含量；略低于沉积岩中的含量177（中国科学院地球化学研究所《简明地球化学手册》编译组，1977）。地层中稀土元素的分布模式及其他特征与欧洲古生代页岩、北美页岩及北美变质岩都很相似，表明板岩的性质以壳源为主，属于海相沉积的粘土质页岩、粉砂岩。

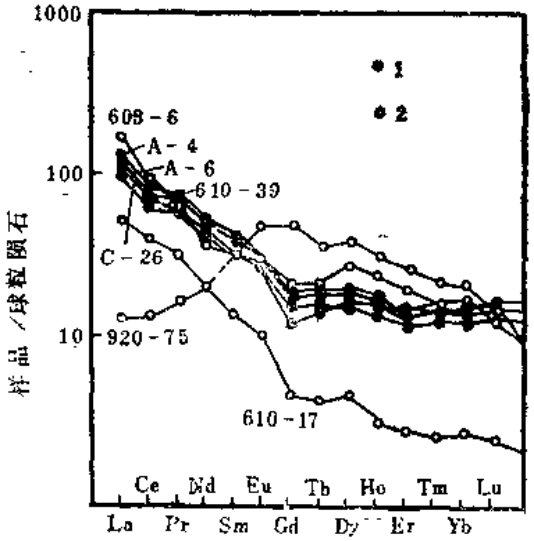



图1.4 地层和矿脉球粒陨石标准化稀土元素分布模式
1. 控矿地层 2. 矿体

成矿溶液的稀土元素分布模式由成矿溶液和其流经岩石相互作用及REE在流体中分布决定(Graf, 1984)。因此，研究矿体的稀土元素分布模式可提供金属来源的信息。由表4.5及图4.4可知，和辉锑矿-金矿化有关石英碳酸盐脉稀土元素分布模式和控矿地层的相似，都是相对富集轻稀土，其δEu及δCe的负异常值也基本一致，这表明成矿物质主要来自控矿地层。

微量元素及稀土元素特征都显示出龙山金锑矿床的成矿物质主要来自控矿地层。

## 第三节 铅、硫同位素特征

### 一、铅同位素特征

控矿地层及矿体铅同位素组成特点见表1.6及图4.5。铅同位素组成比较稳定，在

**表 4.6 铅同位素测定结果及模式年龄**

| 样品号 | 样品名称 | 铅同位素组成 | | | | 模式年龄 (Ma) | | | | | | $\frac{U}{Th}$ | 注释 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | $\frac{^{206}Pb}{^{204}Pb}$ | $\frac{^{207}Pb}{^{204}Pb}$ | $\frac{^{208}Pb}{^{204}Pb}$ | $\frac{^{206}Pb}{^{207}Pb}$ | $\phi$ | R.F.C $\frac{^{206}Pb}{^{204}Pb}$ | R.F.C $\frac{^{207}Pb}{^{204}Pb}$ | R.S.F. | 斯塔西正常铅两阶段 | $\mu$ | | |
| [illegible] | 5号脉方铅矿 | 17.051 | 15.459 | 37.715 | 1.103 | 970 | 953 | 669 | 916 | 921 | 9.38 | 4.20 | |
| [illegible] | 5号脉方铅矿 | 16.992 | 15.392 | 37.586 | 1.104 | 941 | 988 | 729 | 905 | 840 | 9.25 | 4.15 | |
| [illegible] | 辉锑矿 | 17.864 | 15.537 | 38.432 | 1.152 | 482 | 476 | 325 | 380 | 491 | 9.41 | 4.01 | |
| [illegible] | 辉锑矿 | 17.521 | 15.446 | 37.960 | 1.132 | 626 | 731 | 542.6 | 596 | 555 | 9.27 | 4.05 | |
| [illegible] | 辉锑矿 | 17.587 | 15.473 | 38.183 | 1.137 | 606 | 679 | 445 | 540 | 533 | 9.30 | 4.17 | |
| [illegible] | 辉锑矿 | 17.722 | 15.521 | 38.421 | 1.142 | 561 | 607 | 331 | 483 | 524 | 9.38 | 4.14 | |
| [illegible] | 辉锑矿 | 17.633 | 15.561 | 38.470 | 1.130 | 635 | 559 | 395 | 551 | 543 | 9.47 | 4.45 | |
| [illegible] | 江口组第一层板岩 | 17.656 | 15.501 | 38.710 | 1.139 | 589 | 642 | 191 | 517 | 561 | 9.38 | 4.3 | |
| [illegible] | 紫色板岩 | 17.566 | 15.477 | 38.230 | 1.134 | 633 | 695 | 423 | 537 | 564 | 9.32 | 4.14 | |
| C-25 | 江口组第二层板岩 | 17.664 | 15.450 | 37.988 | 1.143 | 523 | 638 | 539 | 471 | 424 | 9.25 | 3.94 | |
| C-[illegible] | 板岩 | 17.719 | 15.469 | 38.136 | 1.146 | 507 | 609 | 482 | 437 | 426 | 9.25 | 3.97 | |
| C-[illegible] | 板岩 | 17.823 | 15.568 | 38.469 | 1.145 | 547 | 553 | 308 | 449 | 540 | 9.47 | 4.16 | |
| C-[illegible] | 粉砂质板岩 | 17.592 | 15.430 | 38.249 | 1.142 | 561 | 607 | 331 | 483 | 488 | 9.22 | 4.38 | |
| 滨滨金矿方铅矿 | | 17.189 | 15.591 | 37.656 | 1.1025 | 1041 | 858 | | 922 | | | | 周德忠等 (1989) |
| 滨滨金矿方铅矿 | | 16.880 | 15.257 | 36.696 | 1.1064 | 902 | 1045 | | 879 | | | | |
| 滨滨金矿方铅矿 | | 16.899 | 15.250 | 36.779 | 1.1082 | 800 | 1036 | | 859 | | | | |

$^{207}Pb/^{204}Pb$-$^{206}Pb/^{204}Pb$ 坐标图上落在正常铅的范围，具正常普通铅特征。

辉锑矿的 $^{206}Pb/^{204}Pb$ 值为 17.488—17.864，$^{207}Pb/^{204}Pb$ 值为 15.446—15.561，$^{208}Pb/^{204}Pb$ 为 37.398—38.476；控矿地层铅同位素比值分别为 $^{206}Pb/^{204}Pb$17.566—17.832，$^{207}Pb/^{204}Pb$15.431—15.568，$^{208}Pb/^{204}Pb$37.988—38.710。矿控地层全岩铅和第二期矿化辉锑矿铅具较一致的铅同位素组成。其 $\mu$ 值集中在 9.3 的演化线附近（Faure，1986）。辉锑矿铅和控矿地层铅各种单阶段演化模式年龄及斯塔西正常铅两阶段模式年龄基本一致（Stacey，1975）。辉锑矿的 $\phi$（多伊）模式年龄 482—640Ma，平均 573Ma，控矿地层的模式年龄为 507—633Ma，平均 558Ma，这些模式年龄和加里东运动具对应关系。

龙山金锑矿床辉锑矿铅和控矿地层铅同位素组成如此一致，说明第二期矿化辉锑矿铅和控矿地层铅是同源的。第二期矿化铅来自控矿地层，这和微量元素及稀土元素研究所得的结论一致。

模式年龄和加里东运动具对应关系，说明是加里东运动使地层铅脱离其原来的生长系统，后来没有新的放射性铅的加入。

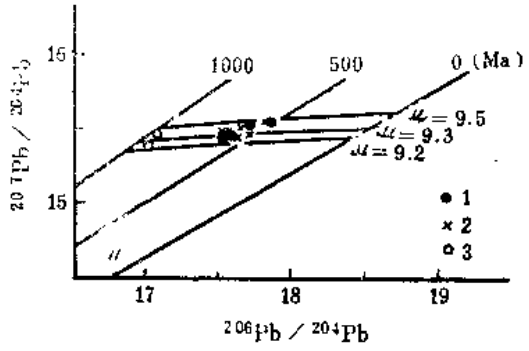



图 4.5 铅同位素组成

$a_0=9.307$ $b_0=10.294$ $T=4430$Ma $\lambda=0.155125\times10^{-9}a^{-1}$ $\lambda=0.9848\times10^{-9}a^{-1}$ 1. 辉锑矿 2. 全岩 3. 方铅矿

主要产于 5 号脉的第一期黄铜矿-方铅矿-金矿化方铅矿铅同位素组成和控矿地层及辉锑矿的明显不同（图 4.5）。其铅同位素组分分别为：$^{206}Pb/^{204}Pb$ 16.692—17.051，$^{207}Pb/^{204}Pb$ 15.392—15.459，$^{208}Pb/^{204}Pb$ 37.568—37.751。其 $\phi$（多伊）模式年龄为 941—970Ma，大于控矿地层的最大年龄。铅同位素组成和控矿地层的明显不同，说明地层铅和黄铜矿-方铅矿-金矿化铅的关系不大，其成矿物质不是来自控矿地层。模式年龄大于控矿地层的最大年龄 800Ma，说明其 U-Pb 脱离事件发生在控矿地层形成前。因此，其成矿物质来自深部更老地层，属于后成矿床（涂光炽等，1984）。其铅同位素组成和产于其西部的漠滨金矿的相似，模式年龄也基本相同，因此，推测 5 号脉黄铜矿-方铅矿-金矿化的成矿物质可能来自板溪群。正是由于第一期矿化和第二期矿化成矿物质来源不同，因此，两种矿化的特征及蚀变均有显著差异。

由上可知，龙山金锑矿床两期矿化成矿物质来源不同，第一期矿化成矿物质来自深部更老地层，第二期矿化成矿物质来自控矿地层。

湘西—龙山一带金矿铅同位素具有很多共同特征，如都属于正常普通铅，各矿床矿石铅同位素组成和各自控矿地层基本相同，铅同位素组成大多分布在 $\mu=9.3$—$9.8$ 演化线之间，模式年龄可分为两组：一组为 550Ma，一组约为 1 000Ma。这一方面说明这些矿床的成矿物质主要来自这些控矿地层本身，另一方面也说明在湘西—龙山一带存在着从中元古界至震旦系的含金建造层。模式年龄 550Ma 和 1 000Ma 与本区前寒武纪地层经历的两次构造运动具对应关系，因此，可以认为 U-Pb 脱离事件是构造运动造成的。

## 二、硫同位素地球化学特征

不同地质体硫同位素组成有一定的差异，控矿地层中分散微粒状黄铁矿的 $\delta^{34}S$ 为 9.33‰，立方体状黄铁矿的 $\delta^{34}S$ 为 3.25‰，矿体硫同位素组成比较稳定，不同硫化物测得的 $\delta^{34}S$ 值 −3—+5‰之间[图 4.6(a)]。矿体硫和地层中原生微粒状黄铁矿的硫相比，矿体硫相对更富集轻硫，而和地层中次生黄铁矿立方体的硫同位素组成相似。矿物硫同位素组成受很多因素制约，既受成矿溶液总硫同位素组成影响，又受氧逸度、pH 值等物理化学因素的影响，因此，要探讨硫的来源，必须确定成矿溶液总硫同位素组成。据大本模型(Ohmoto，1972) 换算成矿溶液总硫 $\delta^{34}S_{\Sigma S}$ 在 −0.5—+6.7‰，平均 3.5‰，极差 7.2‰[图 4.6(b)]。

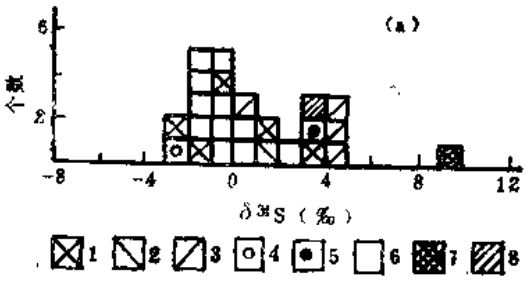



图 4.6(a)　龙山金锑矿床硫同位素组成

1. 毒砂　2. 黝铜矿　3. 黄铁矿　4. 方铅矿　5. 黄铜矿　6. 辉锑矿　7. 地层中微粒状黄铁矿　8. 地层中次生黄铁矿立方体

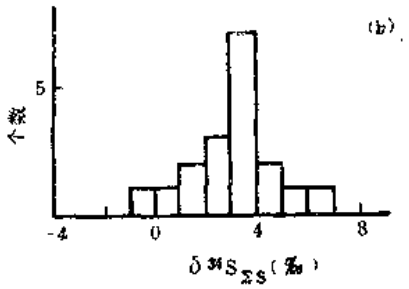



图 4.6(b)　成矿流体硫同位素组成

一般成矿溶液硫具三种来源：一是岩浆硫，二是海水硫酸盐还原硫，三是混合来源硫(Rye *et al.*, 1974)。本矿床成矿溶液总硫 $\delta^{34}S_{\Sigma S}$ 值虽然落在岩浆硫区域，但由于本区的火山及岩浆活动微弱，控矿地层中也只发现少量次火山物质。因此矿床硫是岩浆硫的可能性不大。如果矿体硫全部来自控矿地层，则成矿溶液总硫和地层硫化物的硫同位素组成应具对应关系。龙山金锑矿床成矿溶液硫同位素组成比地层中原生微粒状黄铁矿的相对更富集轻硫，说明矿体中的 S 不是单一来自控矿地层，而有富轻硫同位素组成的 S 混入。是循环地热水把上部富 $^{32}S$ 的 S 带入控矿地层，并在溶解迁移地层硫、成矿元素及成矿过程中发生了硫同位素的均一，因而导致矿体硫同位素组成相对富集轻硫，而硫同位素组成也相对较均一。泗顶铅、锌矿床及布留别尔(Blubell) 矿床的研究表明，不同同位素组成 S 在成矿溶液及成矿过程中可达到同位素均一(Rye，1974)。

# 第四节　流体地球化学

## 一、矿床包裹体地球化学特征

龙山金锑矿床含多种类型包裹体，主要有气体包裹体，气液包裹体和纯液体包裹体，偶见含液体 $CO_2$ 包裹体。矿化好处包裹体发育，类型复杂，各矿化期矿化阶段包裹体特征见表 4.7。

**表 4.7 包裹体特征**

| 地质产状 \ 包裹体特征 | | 包裹体形态 | 气液比(%) | 颜色 | 发育程度 | 主要类型 |
|---|---|---|---|---|---|---|
| 矿体 | 黄铜矿-方铅矿-金矿化期 | 椭圆状、不规则状、 | 10—20 | 暗灰 | 中等 | 气液 |
| 矿体 | 毒砂-黄铁矿-金矿化阶段 | 椭圆状、不规则状 | 15—25 | 暗灰 | 中等 | 气液 |
| 矿体 | 粗粒辉锑矿-黄铁矿(毒砂)-金矿化阶段 | 椭圆状、浑圆状、不规则状 | 10—20 | 暗灰 | 发育 | 气液、纯液体、气体、含气体二氧化碳 |
| 矿体 | 细粒辉锑矿-金矿化阶段 | 椭圆状、不规则状 | 8—15 | 暗灰、气液边界线粗 | | 气液、纯液体 |
| 矿体 | 石英碳酸盐阶段 | 椭圆状 | <10 | 浅灰 | 不发育 | 气液、纯液体 |
| 成矿前石英脉(宏观上呈柔肠状，脉旁没蚀变) | | 长条状、长轴呈定向排列 | <20 | 浅灰 | 发育 | 气液 |
| 区域变质形成的石英 | | 浑圆状、规则状、 | 20—40 | 暗灰气相棕黑色 | 中等 | 气液、含液体二氧化碳 |
| 板岩中石英脉石 | | 浑圆状 | <11 | 浅灰 | 发育 | 气液、纯液体 |

矿床形成均一温度 110—260°C，各矿化期矿化阶段均一温度列于表 4.8。第一期黄铜矿-方铅矿-金矿化期均一温度 170—260°C，第二矿化期黄铁矿-毒砂-金阶段均一温度 190—270°C，粗粒辉锑矿-黄铁矿(毒砂)-金阶段均一温度 160—250°C，细粒辉锑矿-金阶段均一温度 140—200°C，石英-碳酸盐阶段均一温度 90—130°C。图 4.7 为各矿化期矿化阶段均一温度分布直方图。矿床最佳成矿温度在 150—250°C 之间，第二矿化期由早到晚成矿温度逐渐降低。

**表 4.8 成矿均一温度**

| 产状 \ 成矿温度 | | 均一温度(°C) | 最佳温度(°C) |
|---|---|---|---|
| 矿体 | 黄铜矿-方铅矿-金成矿期 | 170—260 | 180—230 |
| 矿体 | 毒砂-黄铁矿-金矿化阶段 | 190—270 | 200—260 |
| 矿体 | 粗粒辉锑矿-黄铁矿(毒砂)-金成矿阶段 | 160—250 | 170—220 |
| 矿体 | 细粒辉锑矿-金成矿阶段 | 140—190 | 150—180 |
| 矿体 | 石英碳酸盐成矿阶段 | 90—130 | 100—130 |
| 成矿前石英脉(宏观上呈柔肠状，脉旁没蚀变) | | 210—310 | 240—270 |
| 区域变质形成的石英 | | 260—360 | 280—330 |
| 板岩中石英脉石 | | 130—180 | 140—170 |

成矿溶液盐度低至中等，集中分布在 5—10% 之间。成矿溶液的盐度和温度有一定的正相关关系(图 4.8)。从粗粒辉锑矿-黄铁矿-(毒砂)-金阶段至细粒辉锑矿-金阶段，成矿溶液大致有从中温中盐度到低温低盐度的变化趋势，两者有重叠关系。发育于 5 号脉的黄铜矿-方铅矿-金矿化期和辉锑矿-金矿化期的成矿溶液在温度-盐度图上分布不同，也无重叠关系。这可能显示两成矿溶液的来源或性质不同。从图 4.8 我们还可以看到，和矿化无关石英包裹体的盐度和温度的相关关系不明显。

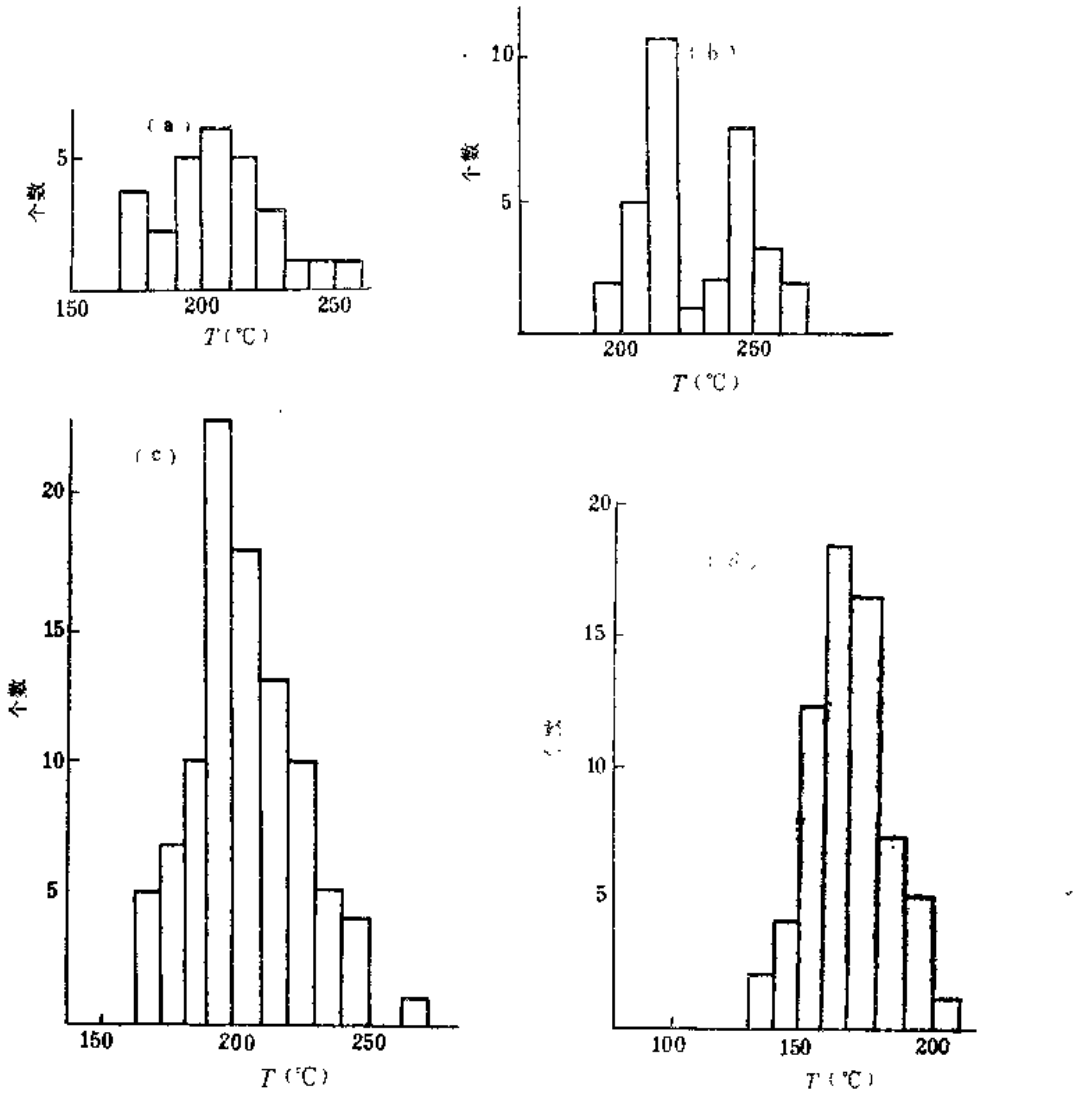



图 4.7　各矿化期矿化阶段均一温度分布直方图

(a) 黄铜矿-方铅矿-金矿化期　(b) 毒砂-黄铁矿-金阶段　(c) 粗粒辉锑矿-黄铁矿（毒砂）-金阶段
(d) 细粒辉锑矿-金阶段

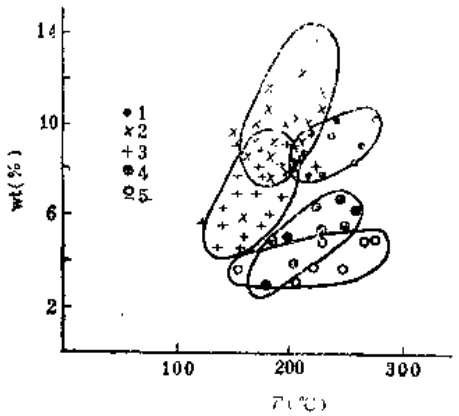



图 4.8　成矿溶液盐度-温度分布

1. 毒砂-黄铁矿-金阶段　2. 粗粒辉锑矿-黄铁矿（毒砂）-金阶段　3. 细粒辉锑矿-金阶段　4. 黄铜矿-方铅矿-金矿化期　5. 和矿化无关成矿前石英脉

在成矿温度-盐度-密度关系图上确定成矿溶液密度在 0.8—1.1g/cm³(Ahmade *et al.*, 1984)，在温度-密度-压力关系图上求得成矿压力约为 600—700bar，粗估成矿深度约为 3 000m。

成矿溶液成分见表 4.9，其中阳离子主要是 $Na^+$、$K^+$，其次是 $Ca^{2+}$、$Mg^{2+}$，阴离子主要是 $Cl^-$、$SO_4^{2-}$，气相中二氧化碳含量较高。镜下也偶见一些含液体二氧化碳包裹体，估计成矿溶液中阴离子 $HCO_3^-$ 也较高。因此，成矿溶液属于 $Na^+$-$K^+$-$Cl^-$-$S^{2-}$-C 型。

不同成矿期包裹体成分有一定的差异。第

**表 4.9 包裹体成分**

| 单位 | | ppm | | | | | | g/L | | | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 成分<br>样号 | 产状 | $H_2$ | $CH_4$ | CO | $CO_2$ | $H_2O$ | $F^-$ | $Cl^-$ | $SO_4^{2-}$ | $Na^+$ | $K^+$ | $Ca^{2+}$ | $Mg^{2+}$ | $Na^+$, $K^+$ | $\frac{Na^+}{(Ca^{2+}+Mg^{2+})}$ | $\frac{F^-}{Cl^-}$ | $\frac{(CH_4+CO+H_2)}{CO_2}$ | $\frac{CO_2}{H_2O}$ |
| 5-2 | 黄铁矿-方铅矿-金矿化期石英 | 0.05 | 0.30 | 0 | 70 | 620 | 0.63 | 9.21 | 3.05 | 11.50 | 4.03 | 5.02 | 0.10 | 4.76 | 3.79 | 0.14 | 0.06 | 0.2 |
| 540-6 | 毒砂-黄铁矿-金成矿阶段石英 | 0.01 | 0.20 | 0 | 65 | 1300 | 0.54 | 48.6 | 87.34 | 49.30 | 11.51 | 12.4 | 0.46 | 7.29 | 0.48 | 0.02 | 0.01 | 0.1 |
| 500-22 | 毒砂-黄铁矿-金成矿阶段石英 | 0.05 | 0.20 | 0 | 40 | 980 | 0 | 0.47 | 0.78 | 7.74 | 2.78 | 1.35 | 0 | 4.75 | 9.89 | 0 | 0.03 | 0.1 |
| 4 | 粗粒辉锑矿-金成矿阶段石英 | 0.05 | 0.10 | 0 | 90 | 1000 | 1.4 | 17.70 | 3.75 | 6.51 | 1.34 | 1.10 | 0.12 | 8.35 | 7.83 | 0.15 | 0.02 | 0.4 |
| 520-1 | 粗粒辉锑矿-金成矿阶段石英 | 0.05 | 0.30 | 0 | 55 | 400 | 0 | 21 | 2.70 | 10.50 | 6 | 5.40 | 0.60 | 9.72 | 6.80 | 0 | 0.03 | 0.1 |
| 530-801 | 细粒辉锑矿-金成矿阶段石英 | 0.05 | 0.20 | 0 | 55 | 830 | 0 | 3.53 | 0.46 | 3.40 | 1.43 | 0.24 | 0.10 | 4.11 | 14.90 | 0 | 0.03 | 0.03 |
| 610-16 | 石英碳酸盐阶段石英 | 0.05 | 0.30 | 0 | 46 | 400 | 0.71 | 11.90 | 5.40 | 6.80 | 8.35 | 0.70 | 0.30 | 1.38 | 9.90 | 0.11 | 0.04 | 0.5 |
| 920-3 | 成矿前石英脉 | 0.05 | 0.30 | 0 | 75 | 650 | 0.65 | 10.70 | 6.65 | 4.80 | 6.68 | 2.50 | 0.18 | 1.28 | 2.98 | 0.11 | 0.03 | 0.5 |
| A-8 | 板岩中石英小脉 | 0.05 | 0.30 | 0 | 15 | 350 | 0.60 | 20.70 | 6.17 | 13.60 | 16.70 | 6.17 | 0.69 | 1.43 | 3.22 | 0.054 | 0.13 | 0.02 |

·成矿期和第二成矿期包裹体成分的主要差异是，前者含 $Ca^{2+}$ 大于 $K^+$，$Na^+/(Ca^{2+}+Mg^{2+})$ 摩尔值低，只有3.8，后者含 $K^+$ 大于 $Ca^{2+}$，$Na^+/(Ca^{2+}+Mg^{2+})$ 摩尔值在5—15之间。第一期矿化成矿溶液中 $(CH_4+CO+H_2)/CO_2$ 摩尔值为0.06，第二期矿化的比值在0.01—0.03之间。

第一期矿化和第二期矿化成矿溶液的差异可由下列两因素造成：一是成矿前成矿溶液的化学成分就不同；二是成矿前成矿溶液的化学成分相同，在成矿过程中发生蚀变的不同而造成成矿溶液的化学成分不同。铅同位素证据显示两期矿化成矿物质来源不同，因此，第一期矿化及第二期矿化成矿溶液化学成分不同，主要是第一种因素造成的。这也为两期矿化成矿物质来源不同提供了佐证。

成矿溶液的化学成分与区域变质时形成石英小脉的化学成分也有一定的差异，主要表现为成矿溶液的 $(CH_4+CO+H_2)/CO_2$ 值小于0.06，而区域变质热液的值大于0.12。这表明成矿热液不是变质成因的。

## 二、成矿热液的原始成分探讨

我们测定包裹体成分只能代表成矿时成矿流体的成分，而不能反映成矿流体的原始成分。因而有必要据现有的资料对成矿流体的原始成分进行探讨，以了解哪种类型成矿流体对成矿更有利。

龙山金锑矿床赋矿围岩发生了强烈蚀变，蚀变宽度在10—90m之间。由远矿至近矿蚀变增强，由未蚀变岩带至内蚀变岩带，蚀变岩中含 $K_2O$ 增加，$Na_2O$ 减少（表4.10）。这表明成矿溶液和围岩发生交换时成矿溶液中有大量的K进入围岩，而围岩中Na进入成矿溶液。下面我们再从包裹体进一步探讨这个问题。

第二期矿化中，和矿化关系密切的成矿热液 $Na^+/K^+$ 摩尔值大于4。而矿化很弱或未矿化成矿热液的 $Na^+/K^+$ 摩尔值小于1.5。成矿热液 $Na^+/K^+$ 摩尔值大小和成矿热液与赋矿围岩的交换程度有关，$Na^+/K^+$ 摩尔值大，显示成矿热液与围岩交换强烈，成矿溶液中 $K^+$ 大量进入围岩，而使围岩发生强烈的绢云母化，而围岩中的Na进入成矿溶液将导致成矿流体中钠含量增大。这和宏观上看到的矿化好处蚀变强，矿化差处蚀变弱一致。因为 $Na^+/K^+$ 值大小反映了成矿热液与围岩的交换程度，$Na^+/K^+$ 值愈小，表明成矿热液和赋矿围岩的交换程度愈弱，因此，$Na^+/K^+$ 值趋向最小时，便可反映成矿溶液原始的 $Na^+$、$K^+$ 成分。从包裹体资料可知，成矿流体原始 $Na^+/K^+$ 值在1.2左右。钠和钾含量几乎相同。在我国和世界很多金矿中都发现，金矿的蚀变岩中钾含量都增多，这可能说明富K的成矿流体更易于溶解和搬运矿源层中的Au。就龙山金锑矿而言，包裹体中Na/K值大是其主要成矿标志之一。

成矿溶液的化学成分和矿源层化学成分及成矿溶液流经岩石的化学成分有一定的关系（Propp，1979）。龙山金锑矿床和围岩交换微弱成矿流体中 $Na^+/K^+$ 及 $Na^+/(Ca^{2+}+Mg^{2+})$ 的摩尔值和控矿地层的基本相同（表4.11）这表明成矿热液的化学成分和围岩的化学成分有关，这也为第二期矿化成矿物质来自控矿地层提供了佐证。

龙山金锑矿床成矿热液的原始化学成分 $Na^+\simeq K^+>Ca^{2+}$，$Ca^{2+}$ 浓度很小，这和湘西一带钨-锑-金矿床、二道甸子金矿床、白云山金矿床等的明显不同（涂光炽 等，1984），

表 4.10　不同蚀变带岩石化学成分(%)[1]

| 地　点 | 部位 | 原岩或蚀变带名称 | $SiO_2$ | $TiO_2$ | $Al_2O_3$ | $Fe_2O_3$ | FeO | MnO | MgO | CaO | $Na_2O$ | $K_2O$ | $P_2O_5$ | 烧失量 | S | 总量 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| PD630中段108线穿1-4矿化段上下盘 | | 灰绿色含砾砂质板岩 | 66.9 | 0.67 | 15.29 | 0.88 | 5.60 | 0.05 | 1.75 | 0 | 4.09 | 2.33 | 0.11 | 2.69 | 0.09 | 100.36 |
| | 上盘 | 外　带 | 67.69 | 0.53 | 14.44 | 1.42 | 4.20 | 0.06 | 1.53 | 0 | 3.04 | 2.48 | 0.11 | 4.03 | 0.02 | 99.55 |
| | | 中　带 | 64.74 | 0.67 | 14.51 | 1.04 | 5.15 | 0.11 | 2.14 | 0 | 0.70 | 3.08 | 0.11 | 7.30 | 0.08 | 99.57 |
| | | 内　带 | 66.78 | 0.67 | 13.88 | 2.24 | 4.25 | 0.07 | 0.92 | 0 | 0.64 | 2.80 | 0.11 | 7.12 | 0.80 | 100.21 |
| | 下盘 | 内　带 | 60.20 | 0.53 | 15.49 | 2.04 | 5.80 | 0.04 | 0.86 | 0 | 1.56 | 3.52 | 0.11 | 6.35 | 0.66 | 101.16 |
| | | 中　带 | 63.80 | 0.53 | 14.6 | 1.81 | 4.45 | 0.03 | 1.64 | 0 | 0.92 | 3.44 | 0.15 | 7.61 | 0.02 | 99.24 |
| | | 外　带 | 64.23 | 0.60 | 14.71 | 3.58 | 3.10 | 0.02 | 2.17 | 0 | 2.92 | 3.24 | 0.15 | 5.11 | 0.05 | 99.85 |
| | | 紫红色含砾砂质板岩 | 64.27 | 0.67 | 13.72 | 3.91 | 4.00 | 0.02 | 1.61 | 0 | 2.96 | 3.06 | 0.11 | 5.88 | 0.02 | 100.23 |
| LD26(1-2)矿化段 | 下盘 | 灰绿色含砾砂质板岩 | 67.80 | 0.60 | 12.08 | 1.60 | 4.00 | 0.09 | 2.54 | 0 | 3.32 | 2.40 | 0.15 | 5.08 | 0.07 | 100.38 |
| | | 中　带 | 65.25 | 0.43 | 14.82 | 1.08 | 4.25 | 0.09 | 1.98 | 0 | 2.96 | 4.08 | 0.23 | 6.14 | 0.22 | 100.53 |
| | | 内　带 | 69.31 | 0.43 | 12.62 | 2.62 | 3.25 | 0.06 | 1.44 | 0 | 1.36 | 3.52 | 0.23 | 5.82 | 0.52 | 101.64 |
| FD630中段204线 | 上盘 | 中　带 | 64.62 | 0.63 | 16.34 | 0.81 | 5.20 | 0.06 | 1.92 | 0.07 | 2.40 | 2.60 | 0.12 | 5.85 | 0.22 | 100.84 |
| | | 内　带 | 62.99 | 0.60 | 18.25 | 3.13 | 4.70 | 0.01 | 0.50 | 0 | 2.06 | 3.28 | 0.12 | 5.00 | 0.28 | 100.92 |
| ZK 76 208 线 | 上盘 | 紫色板岩 | 65.54 | 0.55 | 16.40 | 1.28 | 3.60 | 0.03 | 1.62 | 0.07 | 3.14 | 2.83 | 0.20 | 4.09 | 0.04 | 99.53 |
| | | 中　带 | 64.65 | 0.70 | 12.72 | 3.90 | 3.90 | 0.06 | 1.86 | 0 | 3.20 | 2.88 | 0.20 | 5.03 | 0.15 | 99.25 |
| | | 内　带 | 65.42 | 0.40 | 13.54 | 4.35 | 4.35 | 0.13 | 2.02 | 0.67 | 1.09 | 2.92 | 0.20 | 6.75 | 0.22 | 102.56 |

1) 中国人民解放军武警00535部队，1983，湖南省新邵县龙山金锑矿区1、2号脉勘探地质报告。

表 4.11　龙山金锑矿控矿地层和成矿溶液的 $Na^+/(Ca^{2+}+Mg^{2+})$ 摩尔值

| 产状 \ 元素摩尔比 | $\frac{Na^+}{K^+}$ | $\frac{Na^+}{(Ca^{2+}+Mg^{2+})}$ |
|---|---|---|
| 控矿地层 | 1.5 | 2.6 |
| 脉旁蚀变弱成矿溶液 | 1.25—1.5 | 2.98—3.22 |
| 脉旁蚀变强成矿溶液 | 4—5 | 4.8—15 |

后者成矿溶液中 $Ca^{2+}$ 浓度较大，其离子排列顺序一般是 $Na^+>Ca^{2+}>K^+$ 或 $Ca^{2+}>Na^+>K^+$。这些差异主要是由于龙山金锑矿控矿地层中钙含量较低所致，也说明成矿流体成分受到矿源岩影响。

## 三、成矿流体氢氧同位素组成特征

为了探讨成矿流体来源，我们测定 8 个石英样品及 5 个辉锑矿样品的氢氧同位素组成，其结果见表 4.12。

地层中侧分泌石英小脉的 $\delta^{18}O$ 为 17‰，矿体中不同矿化期次的 $\delta^{18}O$ 在 17.1—

表 4.12　龙山矿区石英氧同位素及成矿溶液氢氧同位素组成

| 样品号 | 成矿期 | 成矿阶段 | 矿石类型 | 测试矿物 | 均一温度(℃) | $\delta^{18}O$(‰) 矿物 | $\delta^{18}O$(‰) 成矿溶液 计算值 | $\delta^{18}O$(‰) 成矿溶液 实测值 | $\delta D$(‰) |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 5-2 | I | | 黄铜矿-方铅矿-金-石英 | 石英 | 210 | 17.1 | 4.5 | | −62 |
| 800-22 | II | 1 | 毒砂-黄铁矿-金-石英 | 石英 | 250 | 18.0 | 6.6 | | −58 |
| 840-6 | | | | | 215 | 17.9 | 5.6 | | −61 |
| 920-1 | | 2 | 粗粒辉锑矿-黄铁矿(毒砂)-金-石英 | 石英 | 200 | 18.8 | 5.5 | | −62 |
| 46 | | | 粗粒辉锑矿-金-石英碳酸盐 | | 190 | 18.1 | 4.2 | | −60 |
| 630-801 | | 3 | 细粒辉锑矿-金-石英碳酸盐 | 石英 | 165 | 17.9 | 2.1 | | −64 |
| 840-13 | | 2 | 粗粒辉锑矿 | 辉锑矿 | 190 | | | 5.1 | −59 |
| 古6 | | | | | | | | 4.3 | −63 |
| 910-1 | | 3 | 细粒辉锑矿 | 辉锑矿 | | | | | −63 |
| 610-22 | | | | | | | | 0.4 | −66 |
| 610-2 | | | | | 160 | | | −1.1 | |
| 920-3 | | | 成矿前石英 | 石英 | 250 | 15.3 | 5.5 | | −59 |
| A-8 | | | 板岩中侧分泌石英 | 石英 | 310 | 17.3 | 9.5 | | −56 |
| 630中段裂隙水 | | | | | | | | −10 | −66 |
| 沃溪金矿裂隙水(罗献林等，1984) | | | | | | | | −7.1 | −46.9 |

18.8 之间，两者比较接近，这表明矿体中的硅质和地层中的硅质具密切的内在联系而和岩浆来源的硅质关系不大。

成矿溶液的 $\delta D$ 值变化范围很窄，在 −55‰ 和 −65‰ 之间，和温度相关性不明显，也未

观察到和盐度的关系。这表明在整个成矿过程中成矿溶液氢同位素组成基本稳定。其值和当地大气降水值可对比。

在氧同位素组成与石英平衡的成矿热液中，成矿热液的 $\delta^{18}O$ 值可据石英-水的平衡方程计算出来。为了减少误差，我们测定石英氧同位素组成及其对应样品的形成温度，计算采用方程是 $1000\ln\alpha = 3.57\times10^{6}T^{-2} - 2.73$(Rye, 1974)。由此方程计算出的成矿溶液的 $\delta^{18}O$ 在 2.1—6.6‰之间，随着温度的降低成矿溶液的 $\delta^{18}O$ 值减少(图 4.9)。在粗粒辉锑矿-黄铁矿-金成矿阶段，由石英-水的平衡方程计算值和由辉锑矿中包裹体的实测值基本一致，这说明计算值和实测值都是可靠的。而在细粒辉锑矿-金成矿阶段，实测辉锑矿包裹体的氧同位素组成和由石英换算的值有一定的差异，这显示出在细粒辉锑矿-金成矿阶段，成矿溶液的氧同位素组成发生了明显的变化。也许是由于成矿溶液的变化导致成矿物理化学环境的变化，与之对应的是形成了快速堆积的细粒致密块状构造的辉锑矿。这种氧同位素组成的变化主要是由于成矿流体和另一种氧同位素组成相似而氧同位素组成有一定差异的流体相混造成的。

在 $\delta^{18}O$-$\delta D$ 关系图上，成矿溶液的氢氧同位素组成点落在大气降水和变质水之间，氢同位素组成稳定，和当地大气降水基本一致，而氧同位素组成则变化较大，演化线有向大气降水演化的趋势(图 4.10)，其氢氧同位素组成特征和Craig(1961) 所叙述的许多地区的热卤水的同位素组成相似，也和成矿热液为热卤水的卡林金矿的氢氧同位素组成相似(Radtke *et al.*, 1980)。这充分显示出成矿热液为热卤水而不是变质水。热卤水的氢氧同位素组成和当地大气降水的一致，表明热卤水主要为大气降水。其 $\delta^{18}O$ 较大是因为大气降水和硅酸盐矿物发生了氧同位素交换而使大气降水的氧同位素发生漂移，由于矿物的氢含量很低，因而其对成矿溶液的 $\delta D$ 值影响不大。因此成矿溶液的 $\delta D$ 值基本不变。

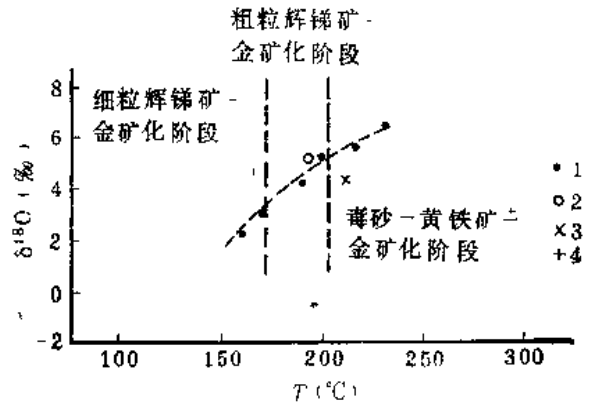



图 4.9 成矿溶液的 $\delta^{18}O$ 和温度关系

1. 由石英换算的成矿热液 2. 硫化物中包裹体水
3. 第一期矿化石英换算成矿热液 4. 区域变质热液

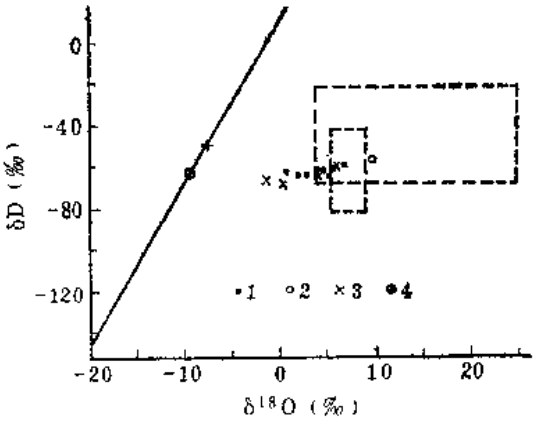



图 4.10 成矿溶液氢氧同位素组成

1. 硫化物包裹体水 2. 由石英换算成矿溶液
3. 区域变质水 4. 630 m 段裂隙水

龙山金锑矿床成矿热液的 $\delta^{18}O$ 值变化达 7.7‰，这显然不是由简单的冷却历史所致，造成成矿热液的 $\delta^{18}O$ 变化较大有两种原因：一是一种大气降水在较大的温度范围内与各种围岩发生了不同程度的交换而产生各种 $\delta^{18}O$ 值，二是两种和围岩发生不同氧同

位素交换的大气降水的混合(Radtke *et al.*, 1980)。

龙山金锑矿床硫化物的粒度细晶形差，显示了快速沉淀析出的特点，说明成矿时，成矿溶液的物理化学性质发生了显著的变化。因此，成矿溶液氧同位素组成的变化主要是由两种和围岩交换程度不同的大气降水的混合。正是这种混合作用造成金、锑的快速沉淀析出。

第一期黄铜矿-方铅矿-金矿化成矿热液的 $\delta^{18}O$ 值比相同温度下第二期矿化成矿热液 $\delta^{18}O$ 值小1‰左右(图4.9)。这说明第一期矿化和第二期矿化成矿热液不同。但从氢氧同位素组成上看，其成矿热液的主要成分也是大气降水。其 $\delta^{18}O$ 和第二期矿化的差异主要是由于其和成矿溶液进行氧同位素交换反应的岩石不同造成的。

综上所述，龙山金锑矿床的成矿热液主要为大气降水，在细粒辉锑矿-金阶段发生了两种和围岩交换程度不同的大气降水的混合。第一期矿化和第二期矿化成矿热液有一定的差异。

## 第五节 矿床形成的物理化学条件

矿物共生组合受成矿物理化学环境的制约，据矿物共生组合，可估算矿床形成的物理化学环境。

龙山金锑矿第二期矿化主要金属矿物为毒砂、黄铁矿、辉锑矿，少量黝铜矿，脉石矿物为碳酸盐，而缺石膏、石墨、自然硫等。据上述矿物组合可圈定矿物沉淀析出时成矿的氧逸度和硫逸度的变化范围(表4.13)。第一期矿化和第二期矿化的矿物组合不同，主要矿物是方铅矿、黄铜矿，少量斑铜矿、黄铁矿等，脉石矿物有方解石而缺石膏。据此也可大概确定成矿时的成矿物理化学参数(表4.13)。把第一期矿化和第二期矿化在

**表4.13 矿石沉淀时的物理化学参数**

| 成矿期成矿阶段 | 温度(°C) | $-lgf_{O_2}$ | $-lgf_{O_2}$ | $-lgf_{S_2}$ | $-lgf_{S_2}$ | pH | $m_{\Sigma S}$ (mol/kg水) | $m_{\Sigma S}$ (mol/kg水) |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 黄铜矿-方铅矿-金成矿期 | 210 | 41.5—38.4 | 39.9 | 14—10.6 | 1.23 | 5.4—5.53 | 0.0014 | |
| 毒砂-黄铁矿-金成矿阶段 | 240 | 41.4—40.7 | 41 | 11.4—12.8 | 13.6 | 4.58—5.57 | 0.0039 | 0.1—0.15 |
| 粗粒辉锑矿-黄铁矿-金成矿阶段 | 190 | 43.1—41.3 | 41.9 | 12.1—6.1 | 9.5 | 5.2—6.07 | 0.014 | |
| 细粒辉锑矿-金成矿阶段 | 160 | 46.1—43.8 | 44 | 12.8—7 | 10.5 | 5.3—6.2 | 0.01 | |

同一温度下比较，可以看出，第一期矿化硫逸度相对较低而氧逸度相对较高，显示出不同的成矿环境。

成矿溶液的pH值和离子成分及活度有关，其pH值大小可由脉石矿物组合反映出来，在毒砂-黄铁矿-金阶段，蚀变矿物主要是绢云母和石英而缺失碳酸盐，也未发现钾长石及粘土矿物，因此可用下列平衡反应确定成矿溶液pH上下限(Hemley, 1959; Shade, 1974)。

$$3KAlSi_3O_8 + 2H^+ \longleftrightarrow KAl_3Si_3O_{10}(OH)_2 + 6SiO_2 + 2K^+ \quad (1)$$

$$pH = -\frac{1}{2}lgK_1 - lgm_{K^+} - lg\gamma_{K^+}$$

$$2KAl_3Si_3O_{10}(OH)_2 + 2H^+ + 3H_2O \rightleftharpoons 3Al_3Si_2O_5(OH)_4 + 2K^+ \qquad (2)$$

$$pH = \frac{1}{2}lgK_2 - lgm_{K^+} - lg\gamma_{K^+}$$

在其他矿化阶段，一般有碳酸盐沉淀析出，因此，以碳酸盐的沉淀-溶解平衡线作为pH下限。据钾长石绢云母平衡反应及碳酸盐的溶解沉淀，确定其他成矿阶段成矿溶液pH的上下限，具体数字见表4.13。由表4.13可知，矿石沉淀时，成矿溶液为弱酸性至中性，这和现代热水沉积矿床成矿溶液的pH值一致(Weisberg，1969)。

## 第六节 成矿机制

### 一、矿源层及物质来源

龙山金锑矿床在大地构造上属于加里东褶皱带(黄汲清，1980)，加里东运动使本区发生区域变质作用，江口组矿源层变质形成板岩。铅同位素证据可以说明这点。据薄片鉴定、稀土元素分布模式等证据，说明板岩是以页岩、粉砂岩为主的沉积岩，成矿物质以来自古陆本身为主的沉积岩。在湘西—湘中一带江口组地层的不同层位中发现了火山碎屑沉积岩类、沉积火山碎屑岩类及火山碎屑熔岩类、即玄武质角砾岩。在矿区的矿源层中也发现朱红色火山角砾岩、在矿区的矿源层中湘西—湘中一带江口期火山活动频繁，火山活动具长期性和间隙性。火山活动物质和沉积岩类形成了本区的矿源层。矿源层中Au、Sb等元素的含量较高，为成矿提供了丰富的物质基础。

在龙山金锑矿区控矿地层中高浓度克拉克值的元素组合和矿床的元素组合具对应关系，由近矿至远矿，控矿地层中成矿元素呈U型曲线分布，控矿地层和矿体稀土元素分布模式相似。铅同位素组成及模式年龄基本相同等资料，显示出龙山金锑矿床的成矿物质主要来自控矿地层的本身，而第一期矿化的成矿物质来自深部更老地层。结合湘西钨-锑-金矿带地球化学资料，有理由认为在湘西—湘中一带发育有中元古代至震旦纪的含金建造层。在适宜环境下，矿源层中的成矿元素可被溶解出来而形成矿床，这可解释为什么在湘西—湘中一带发育的钨-锑-金矿床受元古宙至震旦纪的矿源层控制。

矿源层中成矿元素的赋存状态的不同，会影响成矿元素从矿源层中溶解活化出来的能力，因而有必要探讨Au在矿源层中的赋存状态。金的原子结构特点使Au在自然界大多以自然元素的形式出现。在漠滨、桃花及龙山板岩及砂页岩的人工重砂样品中均见到自然金，因此地层中主要以自然金状态存在于矿源层中，它一般与黄铁矿相伴。

### 二、金的溶解活化和迁移

Au从矿源层中活化及淋出有两个必要条件：一是温度增高产生合适热液，二是出现断裂使成矿流体流动从而使成矿元素不断溶解和迁移出来。因此，这两个条件相辅相成，缺一不可。

从龙山金锑矿床形成的物理化学环境可知，龙山金锑矿床是在中酸性环境中形成的，因此溶解地层中的Au及伴生元素的成矿流体必然是中碱性的。龙山金锑矿床伴生有大

是石英，从构成成矿溶液的主体为石英考虑，原始成矿溶液也应是碱性溶液。对溶解后的Au在成矿流体中的赋存形式，现在还有不同的看法。一般认为在300°C以上时，Au可呈$Au_2Cl_2(HCl_2)_2(H_2O)_n$、$AuCl_4^-$、$AuCl_2^-$等形式转移，300°C以下，金的主要迁移形式为$AuS^-$、$Au_2(HS)_2S^{2-}$及$Au(HS)_2^-$。有些矿床中$Au(Te_2)^-$、$Au_2(Te)_2$、$Au(Te_2)_2^{3-}$、$Au(AsS_2)$、$Au(Sb_2S_4)^-$、$Au(AsS_3)^{2-}$均有可能为其迁移的重要形式(Seward, 1973; Henley, 1973)。

成矿实验及理论计算表明(Weisberg, 1969, 1970; Boyle, 1969; 涂光炽等, 1988)，在中低温碱性溶液中，Au主要以硫配合物形式迁移，其主要迁移形式为$Au(HS)_2^-$，次为$AuS_2^-$。龙山金锑矿床成矿温度小于300°C，而成矿溶液为中碱性。因此，金硫配合物应为龙山金锑矿床金的主要迁移形式。

现代热液沉积矿床中，Au和Sb大多共生在一起，人们发现富金锑的矿柱产于贫金锑的矿体中(Некрасов и др., 1982)，在Au、Sb矿体中发现了金锑配合物$AuSb_2$，龙山金锑矿床的Au、Sb具正相关关系，这显示出Au、Sb具某种内在联系，含Sb的成矿溶液有利于形成金硫配合物或金锑配合物在成矿溶液中迁移(Некрасов и др., 1982)。这可解释为什么在很多低温矿床中Au、Sb共生。

在讨论了本矿床Au在成矿溶液中的存在形式之后，我们再讨论本矿床Au及伴生元素的溶解、淋滤过程。

由氧同位素研究可知，其成矿流体主要为大气降水，而硫同位素组成显示成矿过程中发生了富轻硫同位素硫和富重硫同位素组成硫的混合作用。据此推测金锑的溶解过程为：大气降水在向下渗透过程中，被加热并溶解了年轻地层中富轻硫同位素组成S。这种流体进入矿源层后和围岩发生反应，地层中的$K^+$、$Na^+$进入成矿溶液而使成矿溶液呈弱碱性。由于控矿地层中钠、钾含量几乎相同，因而导致成矿溶液的钠、钾含量也几乎相同而使其阳离子成分偏离大气降水的值。这种流体溶解了控矿地层中富重硫同位素组成S，并在同时或稍后溶解了控矿地层中的Au、Sb、As等元素。由实验可知，含Sb的成矿溶液能提高Au在成矿溶液中的溶解度(Некрасов и др., 1982)，因而地层中锑的溶解又进一步提高了金的溶解。Au、Sb溶解可能反应形式为：

$$2Au + 2H_2S + \frac{1}{2}O_2 \longleftrightarrow 2AuS^- + 2H^+ + H_2O$$

$$Au + 2HS^- + \frac{1}{4}O_2 + H^+ \longleftrightarrow Au(HS)_2^- + \frac{1}{2}H_2O$$

$$2Au + 3HS^- + \frac{1}{2}O_2 + H^+ \longleftrightarrow Au_2S(HS)_2^{2-} + H_2O$$

$$2H^+ + \left|Sb\begin{matrix}S\\S\end{matrix}\right]^- + [Au-S] \longleftrightarrow \left[Au-S-Sb\begin{matrix}HS\\HS\end{matrix}\right]$$

在循环热液作用下，造岩矿物和热液中的$Cl^-$，$HCO_3^-$等反应，使类质同像状态存在于造岩矿物内的Au、Sb也进入成矿溶液。在构造应力和地热的影响下，成矿热液向压力低的构造破碎带迁移。

## 三、龙山金锑矿床金锑的沉淀

金硫配合物的稳定性受温度、压力、氧逸度、pH及还原硫浓度的影响。因而上述物理化学参数发生变化时，金硫或金锑配合物便解体而导致金的沉淀。实验及热力学计算表明，金的溶解度随着温度的降低而降低，温度低于250°C时，Au在硫化物溶液中的溶解度随压力的降低而降低（Seward，1973）；Au在硫配合物溶液中的溶解度，随氧逸度的增加或还原硫含量的减少而减少，其溶解度也随着锑含量的减少而减少；pH值在中性至弱碱性时，Au在硫化物溶液中的溶解度最大、pH值向酸性或碱性变化都会使金的溶解度降低；稀释作用也可导致金的沉淀，下面我们具体讨论龙山金锑矿的沉淀机制。

在构造活动期，龙山金锑矿控矿地层在构造活动的影响下，形成龙山穹窿和断裂破碎带，释放出构造应力，使穹窿地区的压力降低，成矿流体从各个方向向压力较低的龙山穹窿迁移。当成矿溶液迁移至构造破碎带时，由封闭体系进入开放体系，温度、压力降低、*Eh*增高而导致成矿元素的沉淀。

龙山金锑矿床的Au大多发育于硫化物边缘或裂隙处，硫化物与Au虽然发育于同一阶段内，但硫化物略早于金的沉淀。因此，金的沉淀可能是由于硫氢配合物遭受破坏引起硫化物沉淀而造成成矿溶液中硫含量减少所致。

在毒砂-黄铁矿-金阶段，当成矿溶液进入破碎带时，成矿溶液和围岩中绿泥石等矿物发生反应，从后者释放出Fe，此Fe和成矿溶液中的$S^{2-}$、As等结合起来形成黄铁矿、毒砂等。这些硫化物的析出又使成矿溶液中硫含量减少，导致金的沉淀并产于毒砂黄铁矿边缘。由于成矿溶液和围岩反应而使成矿溶液中的$K^{+}$进入围岩导致成矿溶液的pH降低，也引起金的沉淀。

在粗粒辉锑矿-黄铁矿（毒砂）-自然金阶段，当成矿溶液进入龙山穹窿及构造破碎带时，下列因素导致金的沉淀：①当成矿溶液进入破碎带时，温度、压力降低导致金、锑的沉淀；②成矿溶液进入开放体系时，*Eh*增高导致金锑的沉淀，③成矿溶液中的$S^{2-}$、As和围岩中的Fe等反应形成毒砂、黄铁矿，使金硫配合物解体导致金的沉淀；④成矿溶液进入破碎带时，成矿溶液和围岩反应，成矿溶液中的$K^{+}$进入围岩形成发育的绢云母蚀变，使成矿溶液的pH值向酸性方向变化而导致金的沉淀；⑤辉锑矿的沉淀析出导致成矿溶液中锑浓度及硫浓度降低而导致Au沉淀于辉锑矿边缘或裂隙间。

在细粒辉锑矿-金阶段，除上述因素导致金的沉淀外，还有一重要因素导致金锑的沉淀，那就是稀释作用。氢同位素资料显示，在细粒辉锑矿-金阶段发生了两种和围岩氧同位素交换程度不同的大气降水的混合。正是这种混合作用导致金锑的快速沉淀析出。

矿床形成后，受后期构造作用影响不明显，成矿元素沉淀是各种因素相互作用的结果，上述只是就其主要方面进行探讨，由于地质作用非常复杂，我们这种简化了的分析是带有一定的局限性的。

由于第一期矿化的资料较少，因此现在还难于对其沉淀机制作深入的分析。

## 四、成矿时代与成矿环境

龙山金锑矿床的成矿时代问题目前看法不一，主要原因是区内缺乏适合的年龄样品，辉锑矿及全岩铅的模式年龄大多为500Ma左右，但部分产在湘南一带泥盆系中的铅锌矿的铅模式年龄也为500Ma左右。因此，铅的模式年龄不一定能反应成矿年龄，只能说明在500Ma左右发生过一次U、Pb脱离事件。

成矿作用发生在构造活动和岩浆活动期，构造活动一方面使地层发生断缝或褶皱而形成容矿构造或导矿构造。另一方面，不均衡的构造应力又使成矿流体流动。火山及岩浆活动既能提供适当的热源，也能使成矿流体流动。因而上述两作用较强烈时，成矿的可能性增大。

在龙山金锑矿区，具区域性且发育有Cu-Pb-Au矿化的北东向断裂将龙山穹窿切成两半，而且也切割了泥盆系，说明成矿应在加里东运动之后。在距龙山约60km的紫云山矿点见含金石英脉切割燕山期的花岗斑岩脉，在符竹溪、合心桥、王家村等金锑矿区见金锑石英脉切割中酸性脉岩，据此推测它们应在燕山期成矿，龙山金锑矿床和上述矿床具相似的矿化特征，因此，龙山金锑矿在燕山期成矿的可能性较大。

在湘中—湘西一带燕山运动强烈，大面积出现燕山期花岗岩。在龙山矿区周围泥盆系中出露燕山期花岗斑岩脉，矿区内也见一些零星次火山岩出露。据物探资料，在龙山矿区深部，有和白马山岩体(燕山期)走向一致的隐伏岩体。这说明本区燕山运动强烈。本区在燕山期处于高地热环境，能为燕山期成矿提供有利的地热条件。

综上所述，可以认为本区的成矿时代为燕山期，但由于本区加里东运动也较强烈，在未获准确的同位素年龄之前，也不能完全否定加里东期成矿的可能性。

## 五、矿床的成因类型与成矿模式

本矿床的矿源层在震旦纪形成，而成矿作用发生在燕山期，是燕山期的构造活动和

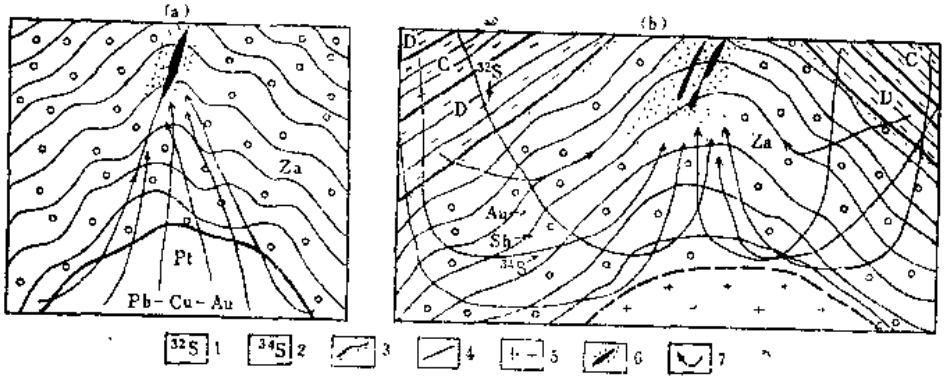



图4.11(a) 黄铜矿-方铅矿-金矿化期成矿热液迁移示意图

图4.11(b) 辉锑矿-金矿化期成矿热液迁移示意图

1. 富$^{32}S$地层 2. 富$^{34}S$地层 3. 地层不整合面 4. 地层界线 5. 燕山花岗岩体 6. 矿体及铀矿 7. 成矿流体及成矿元素迁移方向

岩浆侵入加热了循环的大气降水。这些循环的热水溶解、淋滤矿源层中 Au、Sb 等成矿元素，然后在构造应力和热能的影响下，迁移至构造的软弱部位而沉淀析出形成矿床。它是在矿化地层形成后，在另一次地质作用(燕山运动）中，热液将矿源层中的成矿物质溶解、迁移、沉淀和富集成矿。其成矿过程符合涂光炽教授关于层控矿床的定义，属于典型的改造矿床。

在讨论了本矿床的成因类型后，我们可用下列方框(表 4.14）表示成矿模式：

**表 4.14　龙山金锑矿床的成矿模式**

中、晚元古界古大陆风化剥蚀的泥质、砂质和深部火山喷发物质经沉积成岩作用形成矿源层

↓

武陵运动，加里东运动使岩石发生区域变质而形成板岩

↓

燕山运动使岩石发生破裂而产生压力差，火山岩浆活动使本区温度增高而形成本区最佳成矿环境

↓

→ 早期中酸性成矿热液溶解淋滤较老地层的成矿物质，然后迁移至浅部破碎带，形成以 5 号脉为代表的北东向 Cu-Pb-Au 矿化，图 4.11a 为其成矿溶液迁移示意图

→ 晚期向下渗透大气降水把富轻硫同位素组成硫带入控矿地层，热液进入控矿地层后被进一步加热并和控矿地层发生反应，造岩矿物中Na、K 进入成矿溶液而使成矿溶液呈中碱性，中碱性的成矿热液溶解、淋滤控矿地层中的成矿物质，然后迁移至构造破碎带，形成以 1、2 号脉为代表的 Au-Sb 矿化，图4.11b 为其成矿热液迁移示意图

# 第五章　古—中生界沉积岩中的改造型金矿床

沉积岩中的改造型金矿床是金矿的重要类型。60年代在美国发现的卡林金矿就是改造型金矿床中的一种类型。近20年来先后在美国西部、澳大利亚、欧洲、亚洲等地发现了类似卡林型金矿产地多处。在中国黔、桂、湘、鄂、陕等省（区）相继发现类似卡林型的改造型金矿床，通称微细浸染型金矿。本章以产于古生界和中生界沉积岩中的黔西南改造型金矿床为例进行讨论。

## 第一节　地质概况

黔境改造型金矿床主要分布在黔西南和黔东南两地区。经贵州省地质矿产局先后发现和探明的矿床和矿点有30多个。其中包括板其、丫他、戈塘、紫木凼等矿床[1]。黔境主要改造型金矿床和矿点见图5.1。

黔西南改造型金矿床位于南岭东西向复杂构造带西段北侧，即黔南台陷和黔北台隆西南部（李存登，1987），属于黔桂滇三省（区）交界部位汞锑砷金成矿带的组成部分，面积上万平方公里。已知金矿都沿近北东向的广西裂谷和下甘河断裂分布（图5.2）。金矿产出受晴隆弧、兴仁弧和南盘江弧控制。矿带呈东西向，向北突出的弧形展布。区内进行较多工作的矿床有四个，即册亨县的板其和丫他，安龙县的戈塘和兴仁县的紫木凼。

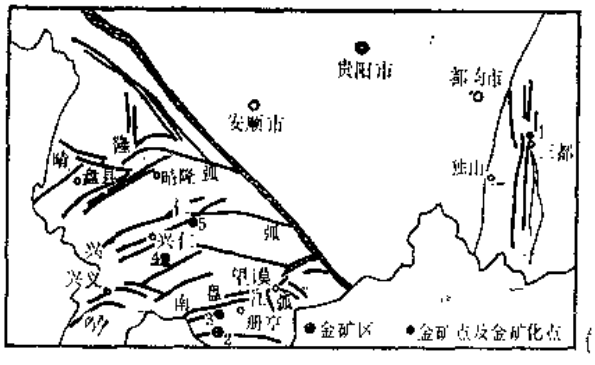



图5.1　贵州省微细浸染型金矿分布略图
（据刘幼平，1987，略有修改）
1. 苗龙　2. 板其　3. 丫他　4. 戈塘　5. 紫木凼

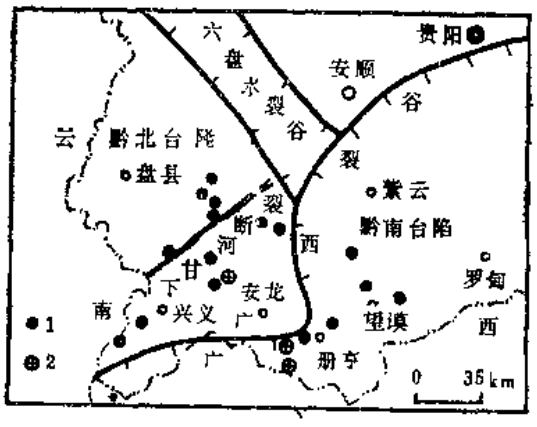



图5.2　黔西南区金矿床（点）分布略图
1. 金矿点　2. 金矿床

1）刘幼平，1987，贵州微细浸染型金矿地质特征和成矿。

出露地层自古生界到中生界均有，多层控矿，其中以三叠系矿化普遍。主要赋矿层为三叠系和二叠系。板其金矿含矿层位为下三叠统紫云组；丫他金矿为中三叠统许满组；紫木凼金矿赋矿层为下三叠统夜郎组和上二叠统长兴组；戈塘金矿含矿层位于上二叠统龙潭煤组底部和下二叠统茅口组浸蚀面之上的“大厂层”中。

区内岩浆活动有两类：一类是零星分布的燕山期偏碱性超基性岩类，侵入到二叠至中三叠统；另一类是晚二叠世喷发的峨眉山玄武岩及其有关的辉绿岩。在黔桂交界地区中下三叠统中还广泛分布有火山碎屑沉积的浊积岩，如绿豆岩等。火山喷发和岩浆活动对改造型金矿床形成没有重大影响。事实上，在贵州西部分布的玄武岩、辉绿岩，包括零星分布的超基性岩中至今尚未发现有远景的金矿床（点），汞锑砷矿亦如此。在已知的几个金矿区如板其、丫他、戈塘、紫木凼和三岔河等，勘探过程中均未见到各种火成岩，并且峨眉山玄武岩中金平均含量仅 3.51ppb（李存登，1987）。显然岩浆活动与成矿没有明显关系。

黔西南、黔东南金成矿带与汞锑砷矿带重叠，有成因关系，并伴有萤石化和重晶石化等。在矿物组合、元素组合、围岩蚀变、成矿物理化学条件诸方面与美国西部卡林型金矿有相似之处。金矿品位虽低，但稳定，一般品位 5—7 g / t 。金赋存状态主要呈超显微自然金，粒度极细，肉眼不可见。显微可见 Au 仅占 1—3%。金矿床中伴生矿物、金载体矿物、矿石类型、围岩蚀变和元素组合等列入表 3.1 中。

矿体形态受地层和构造双重控制，故形态多样，变化各异。主要矿体形态有似层状、透镜状，亦有脉状和囊状等。矿石中矿物有自然金、黄铁矿、毒砂、辉锑矿、白铁矿、黄铜矿、磁黄铁矿、闪锌矿、方铅矿、雄黄、雌黄、重晶石、萤石、石英、水白云母、高岭土、迪开石、方解石和白云石等。矿石主要构造有浸染状、条带状、角砾状、块状和晶簇状等。矿石有自形和半自形粒状、环带状和环边状、参差镶嵌状、交代溶蚀状和重结晶等结构。

改造型金矿床围岩蚀变多种多样，但最重要的蚀变是硅化和硫化物化。硅化本身硅质物不是含金载体，只有与硅化同时生成的硫化物才是含金载体矿物。显微和超显微不可见 Au 都寓于其中。从与硅化相伴的硫化物普遍含 Au 较高，在黄铁矿、含砷黄铁矿和毒砂中含Au 分别可达 45.89 g /t、50.73 g /t 和 75g/t，而蚀变岩中石英含 Au 甚微，大多小于 1g/t 就说明这一问题。改造型金矿不同层位的赋矿岩石中，都含有典型的 Au、As、Sb、Hg 元素组合，丰度高低随地质环境和元素本身地球化学性质而各异。在区域上它们有共性，表现几种元素成矿带重叠，但在局部成矿上它们又有对立性即各自形成独立矿床或矿化的特点。故在区域上形成不同矿种的矿床组合，如汞矿、雄黄雌黄矿、锑矿、金矿等，而不形成或很少形成多矿种共存的矿床。黔西南改造型金矿床虽伴有Hg、Sb、As，但含量甚微，仅有地球化学意义；晴隆锑矿虽属大型矿床，但伴生 Hg 、As 、Au 低，不够工业价值；汞矿、雄黄雌黄中伴生元素亦有类似例子，多数不能或达不到利用价值。

关于矿床成因众说不一，有沉积说，沉积改造说，沉积-渗滤改造说，沉积-地下水热液改造说，火山沉积-改造-淋集说和渗流热卤水成矿说（刘东升等，1985）。概括来说，黔西南微细浸染型金矿是改造矿床中的一种类型（涂光炽，1986），成因与区域相伴的汞、锑、雄黄雌黄有相似之处。它们的控矿条件和物质来源是类同的，仅局部成矿特征有所

**表 5.1　改造型金矿床地质特征一览表**

| 矿床 / 地质特征 | 控矿构造 | 赋矿地层含矿岩石 | 围岩蚀变 | 元素组合 | 伴生和独立金矿物 | 矿石类型 | 矿体形态矿石品位 | 矿床规模 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 板　其 | 矿区位于近东西向纳板短轴穹窿南翼，受近东西向的压扭性断层控制 | 下三叠统紫云组上段；粘土岩、粉砂岩、细砂岩 | 硅化、高岭土化、碳酸盐化、白铁矿化、黄铁矿化、毒砂化、重晶石化、迪开石化、白云母化 | Au，As，Sb，Ag，Cu，Pb，Cr，Zn，Ni，Co，V，Ba | 辉锑矿、黄铁矿、毒砂、白铁矿、含砷黄铁矿、石英、方解石、水白云母、重晶石等；水白云母、毒砂、含砷黄铁矿 | 粘土岩型<br>粉砂岩型<br>硅质岩型<br>黄铁矿型<br>毒砂型 | 透镜状<br>似层状<br>5g/t | 中　型 |
| 丫　他 | 矿区位于东西向褶皱带内的磺厂背斜南翼和碱厂向斜的次级褶皱和断裂之中 | 中三叠统许满组；细砕屑岩、粘土岩 | 硅化、黄铁矿化、毒砂化、雄黄化、碳酸盐化、高岭土化 | Au，As，Sb，Ag，Hg，Pb，Cu，Co，V，Ni，Cr，Ba， | 雄黄、雌黄、黄铁矿、毒砂、辉锑矿、水白云母、迪开石等；黄铁矿、毒砂、水白云母 | 细砂岩型<br>泥质粉砂岩型<br>粉砂岩型<br>碳质页岩型 | 透镜状<br>脉　状<br>网脉状<br>1—3g/t | 中　型 |
| 戈　塘 | 矿区位于六盘水断陷带中南大坝背斜之上，属于单斜层构造，矿体受层间破碎带控制 | 下二叠统茅口组第四段即大厂层；硅化粘土角砾岩、硅质角砾岩 | 硅化、黄铁矿化、辉锑矿化、萤石化、高岭土化、角砾岩化 | Au，Sb，As，Hg，Mo，Ag，Ba | 辉锑矿、萤石、黄铁矿、褐铁矿、石英、高岭石、迪开石、水白云母等；自然金、褐铁矿、水白云母、迪开石、黄铁矿 | 硅质角砾岩型<br>硅化粘土岩型 | 透镜状<br>1—3.5g/t | 大　型 |
| 紫木凼 | 金矿体受灰家堡背斜近轴部断层破碎带控制 | 下三叠统夜郎组，上二叠统长兴组、大隆组；泥灰岩、细碎屑岩 | 硅化、黄铁矿化、雄黄化、褐铁矿化 | Au，As，Hg，Sb，Ag，Ba | 黄铁矿、白铁矿、毒砂、褐铁矿、方解石、白云石、石英、雄黄、水白云母；自然金、黄铁矿、褐铁矿、粘土矿物 | 粘土岩型<br>碳酸盐型<br>黄铁矿型<br>褐铁矿型<br>雄黄型 | 似层状<br>透镜状<br>脉　状 | 大　型 |

不同。各矿种的成矿特征除有赖于地质环境外，还取决于各元素本身的地球化学性质。

改造成矿，指地质体中不够经济价值的元素经过后期地质作用改造，形成可供工农业利用的矿床。地质体主要指矿源层，但也可以是花岗岩类的岩浆岩。当然亦包括喷发沉积的各种类型火山岩。改造成矿发生于开放体系中，伴随着成矿物质不同程度的活化与不同距离的搬运。这是改造成矿与变质成矿，成岩成矿最主要的区别。

从黔西南有色和贵金属成矿区中的 Au、As、Hg、Sb 元素组合及矿床组合分析表明，它们属于沉积-改造型矿床有较充分的证据（张宝贵，1987）。成矿物质主要来源于矿源层，而不是来自岩浆岩。在黔西南，黔东南几个微细浸染型金矿区中没有岩浆岩出露就是最有力的证据。黔北、川南、桂北、湘西等地的汞矿、锑矿和砷矿区没有岩浆岩出露，也间接支持了黔西南改造型金、汞、锑、砷矿床组合形成与岩浆岩成矿无明显关系。岩浆活动和火山喷发是可以给矿源层或含矿建造带来一定数量的成矿物质。但对沉积改造矿床来讲，多数情况下，成矿是在矿源层形成后，经不只一次改造作用后才形成矿床的。当然，改造矿床的形成不排除受晚期岩浆活动和火山喷发的影响，使含矿建造或地质体中的成矿元素活化迁移和富集起一定影响。但与构造活动，深循环热水等改造作用相比，毕竟居次要地位。

## 第二节　主要金矿床的地质及地球化学特征

Au 是变价元素，易在高价态迁移，低价态沉淀，又是厌氧亲硫元素，易成自然金状态，大多与金属硫化物密切相伴。Au 在所有金矿床中无例外的都保持着这种地球化学性质。但地质环境对金的迁移、富集、成矿同样起着重要作用。即使同种类型金矿，由于所处地质成矿条件差异，表现在金矿地质上亦各异。本节是在前人研究资料的基础上对黔西南板其、丫他、戈塘和紫木凼四个有代表性矿床的地质地球化学研究现状进行回顾，以期对矿床有概貌了解。

### 一、板其下三叠统中的金矿床

#### 1. 矿床构造

矿区主要为一近东西向短轴穹隆构造即纳板穹隆，轴部开阔平缓，两翼倾角较陡，局部有倒转现象。矿区的主要矿段（埃进、弄丁、松林坡矿段）位于纳板穹隆的南翼，呈一北缓南陡的单斜膝状构造（图 5.3）。矿区主要断层 $F_1$ 为近东西走向的压扭性断层。断层带压性结构面明显，由含碳粘土岩、泥灰岩、粉砂岩之压碎岩及断层角砾岩组成，局部具糜棱岩化。金矿体常赋存于断层向南弯曲的部位[1]。

#### 2. 赋矿地层

矿床主要赋存在下三叠统紫云组上段含金粉砂岩和粘土岩中。矿层之下为紫云组薄至中厚层砾状灰岩和生物碎屑灰岩。矿层之上为中三叠统新苑组下段的泥质灰岩、砂岩

1）廖长海，1986，贵州板其金矿床地质特征。

和粘土岩互层。埃进矿段地层剖面[1]由上至下依次描述如下：

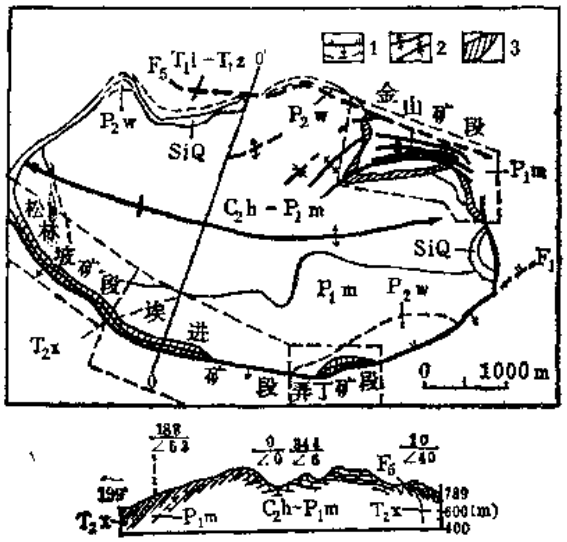



图 5.3　板其金矿床地质略图

（据李存登，1987）

$T_2x$．中三叠统许满组　$T_1l-T_1z$．下三叠统罗楼组—紫云组　$P_2w$．上二叠统吴家坪组礁灰岩　$P_1m$．猴子关灰岩茅口阶礁灰岩　$P_1m-C_2h$．猴子关灰岩茅口阶—滑石板阶　SiQ．硅化灰岩　1．实测及推测断层　2．背、向斜轴　3．含金矿带

上覆中三叠统新苑组下段（$T_2x^1$）

——断层接触——

下三叠统紫云组上段（$T_1z^2$）：

(1) 灰黑色薄层状、透镜状含碳角砾状粘土岩。角砾呈尖棱角状，角砾成分主要为粘土岩，次为粉砂岩。厚度≤1m。

(2) 深灰色厚层至块状含碳粘土质粉砂岩-细砂岩，夹透镜状含碳粘土岩，具斜交层纹构造。黄铁矿呈浸染状、层纹状分布。常见硅化石英细脉及碳酸盐化白云石方解石细脉呈不规则的网状分布。厚度 2—5m。

(3) 深灰色-灰色薄层至中厚层状含碳粘土质粉砂岩与薄层状粘土岩互层，具水平层纹构造。厚度 1—3m。

(4) 灰至灰白色薄层状铝土质粘土岩。厚度≤1m。

——整合接触——

下三叠统紫云组下段（$T_1z^1$）：

(1) 上部为灰至灰白色薄层至中厚层状砾状灰岩，砾石成分为灰岩，滚圆度较好。厚度<1m。

(2) 下部为灰至灰白色薄层至中厚层状生物碎屑岩，富含菊石化石。厚度 0—38m。

——岩溶不整合——

下覆地层为上二叠统吴家坪—长兴组（$P_2w-c$）：为生物礁灰岩，本区主要含金层的底板。顶部常硅化为硅化蚀变岩，其顶面即是古侵蚀面，岩性稳定，是本区找金标志层。

### 3．矿体和矿石

矿体产状与地层产状一致。矿体形态呈透镜状、似层状。矿体与围岩界线渐变，肉

1）廖长海，1986，贵州板其金矿床地质特征。

眼难以区分。根据含金特点可将金矿石分为三种类型，即粘土岩型、砂岩型和角砾岩型。粘土岩型主要由水白云母、铁白云石、黄铁矿、毒砂、石英和碳质组成。黄铁矿、毒砂等硫化物大多呈粒状星散分布，亦可形成稠密浸染的条带状矿石。硫化物矿物颗粒一般为几微米至十几微米。硫化物矿物含量一般为5%左右，局部可达10%以上。该类型矿石含金由几克/吨至几十克/吨（蒲含科，1987）；砂岩型主要由石英碎屑、粘土岩岩屑和硅质岩岩屑组成。胶结物为水白云母、细粒石英、铁白云石、黄铁矿和有机质等。该类矿石含金从1g/t至数十克/t；角砾岩型，以其角砾状构造为特征。角砾成分系含矿地层中所见各种岩石。主要为水白云母粘土岩，次为杂砂岩、石英碎屑，偶见石英岩角砾。角砾大多呈次棱角状及棱角状。角砾无分选性，杂乱堆积，大小极不均匀，从小于1mm到数十毫米。胶结物主要为粘土质、石英和黄铁矿等。角砾和胶结物中均有硫化物分布。胶结物中硫化物分布比较均匀，大多呈浸染状，而不同角砾中硫化物粒度大小、分布特点和组构上都有较大变化。显然，角砾中硫化物主要是原岩中已经存在的，而胶结物中的硫化物主要是角砾化过程中及其之后伴随胶结物的硅化作用而形成的。这类矿石含金性一般都比较好，大多为富矿石。

矿区内各种类型矿石均含黄铁矿、毒砂、白铁矿、含砷黄铁矿、闪锌矿和黄铜矿等。它们在矿石中的组合大体有两种类型，即黄铁矿-白铁矿-含砷黄铁矿和毒砂-黄铁矿-白铁矿-含砷黄铁矿。前者又称黄铁矿质矿石，后者称毒砂质矿石。

### 4. 金的赋存状态

Au在矿石与围岩中含量相差悬殊，高出矿层上下围岩中金含量几十至几百倍。但矿层上部岩石中Cu、Pb、Zn、Co、Ni等明显高于矿石中的含量。矿石和岩石中As普遍高，与金含量呈正相关趋势（表5.2）。

**表5.2 板其岩矿石中微量元素平均含量**

（据陈远明等，1987）

| 层位 | 岩类 \ 元素 | 元素含量 (ppm) Au | As | Cu | Pb | Zn | Co | Ni |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 矿层上部 | 泥质灰岩 | 0.02 | 480 | 97 | 120 | 180 | 35 | 110 |
| | 砂岩 | 0.20 | 2433 | 688 | 53 | 333 | 23 | 135 |
| | 粘土岩 | 0.11 | 753 | 98 | 137 | 130 | 53 | 127 |
| 矿层 | 矿石（粉砂岩） | 31.19 | 6184 | 46 | 16 | 90 | 20 | 73 |
| | 矿石（粘土岩） | 5.3 | 1793 | 52 | 20 | 127 | 26 | 46 |
| 矿层下部 | 生物碎屑灰岩 | 0.56 | 543 | 83 | 20 | 102 | 13 | 73 |

Au主要赋存在水白云母中，水白云母占矿石矿物总重量的40.11%[1]。Au在水白云母中分布率为92.99%。水白云母颗粒极细，电镜观察呈片状，表面洁净，透明至半透明。集合体微粒大多在2μm以下。X射线粉晶分析属伊利水云母，结构近似白云母，故本

1）廖长海，1986，贵州板其金矿床地质特征。

章称谓水白云母。Au呈超显微粒包裹在水白云母粘土微粒中。毒砂和黄铁矿中含金亦比较高，硫化物矿物占矿石总重量的3.85%，是金的载体矿物。碳质含金可达53.6g/t，仅占Au在各类矿物中分布率的0.9%（表5.3）。

**表5.3 板其CD-10穿脉各种矿物中金的分布**

（据刁淑琴，1987）

| 矿物名称 | 黄铁矿 | 毒 砂 | 水白云母粘土矿物 | 碳质 | 石英[1] | 碳酸盐 | 钛铁矿 | 褐铁矿 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 矿物重量(g) | 725.0601 | 26.7722 | 8201.8412 | 10.7 | 1142.414 | | 41.2851 | 22.9739 |
| Au在各种矿物中含量(g/t) | 45.89 | 75 | 75 | 53.6 | 1.76 | 0.03 | 2.94 | 6.50 |
| Au在各种矿物中分布率(%) | 5.03 | 0.39 | 92.99 | 0.90 | 1.55 | | 0.02 | 0.02 |

1）石英中含少许水白云母，故石英含金增高。

Au在矿石和矿物中分布是不均匀的。同一地点，同一种矿物金含量和分布率都有变化，不同矿物更是如此。与表5.3相比，同一地点另一个样品中黄铁矿含金为33.53g/t，分布率10.25%；水白云母和粘土矿物含金14.7g/t，金分布率88.96%；石英和碳酸盐含金0.08 g / t，金分布率0.66%（刁淑琴，1987），因此金含量变化较大，但分布率总趋势是相似的。

应指出的是，板其金矿黄铁矿中普遍含砷，故把含砷高的黄铁矿称含砷黄铁矿。在矿石中含砷黄铁矿大多呈环带状和环边状结构，其核部大多为黄铁矿，含砷低或不含砷。边部环带含砷较高，含砷可高达5.22%，含金可达45.89—50.73 g / t。金矿石和含金岩石中毒砂和含砷黄铁矿的多少，决定金含量的高低。显然，砷含量的高低是金矿床找矿和圈定矿化范围的重要标志。

## 二、丫他中三叠统中的金矿床

### 1. 矿区构造

矿区以东西向褶皱为主，由巴金—磺新复背斜、新洛艾复背斜及尾勒复向斜组成。含金矿带主要在尾勒复向斜中的次级褶皱磺厂背斜南翼和磺厂向斜的次级褶皱和断裂之中（图5.4）。磺厂背斜已知轴长3km，走向近东西，两翼倾角35—75°。北缓南陡，为一紧密线状褶皱。两翼发育东西向次级褶曲和挤压断裂带，控制含金矿带的分布。已揭露的九个金矿带，大致等间距地沿东西向平行展布，其中第一矿带规模最大。矿体在矿带中沿断裂呈透镜状、似层状和脉状产出。常有分枝、复合、尖灭和再现现象（陶长贵，1988）。

### 2. 金矿带特征

金矿带赋存在中三叠统许满组第一段顶部和第二段中。第一段仅出露于磺厂背斜、新洛艾背斜和黄新背斜轴部；第二段广布矿区。赋矿岩主要为粉砂岩和粘土岩。根据岩性组构特点，将许满组第二段又细分五层，由上至下顺序为：

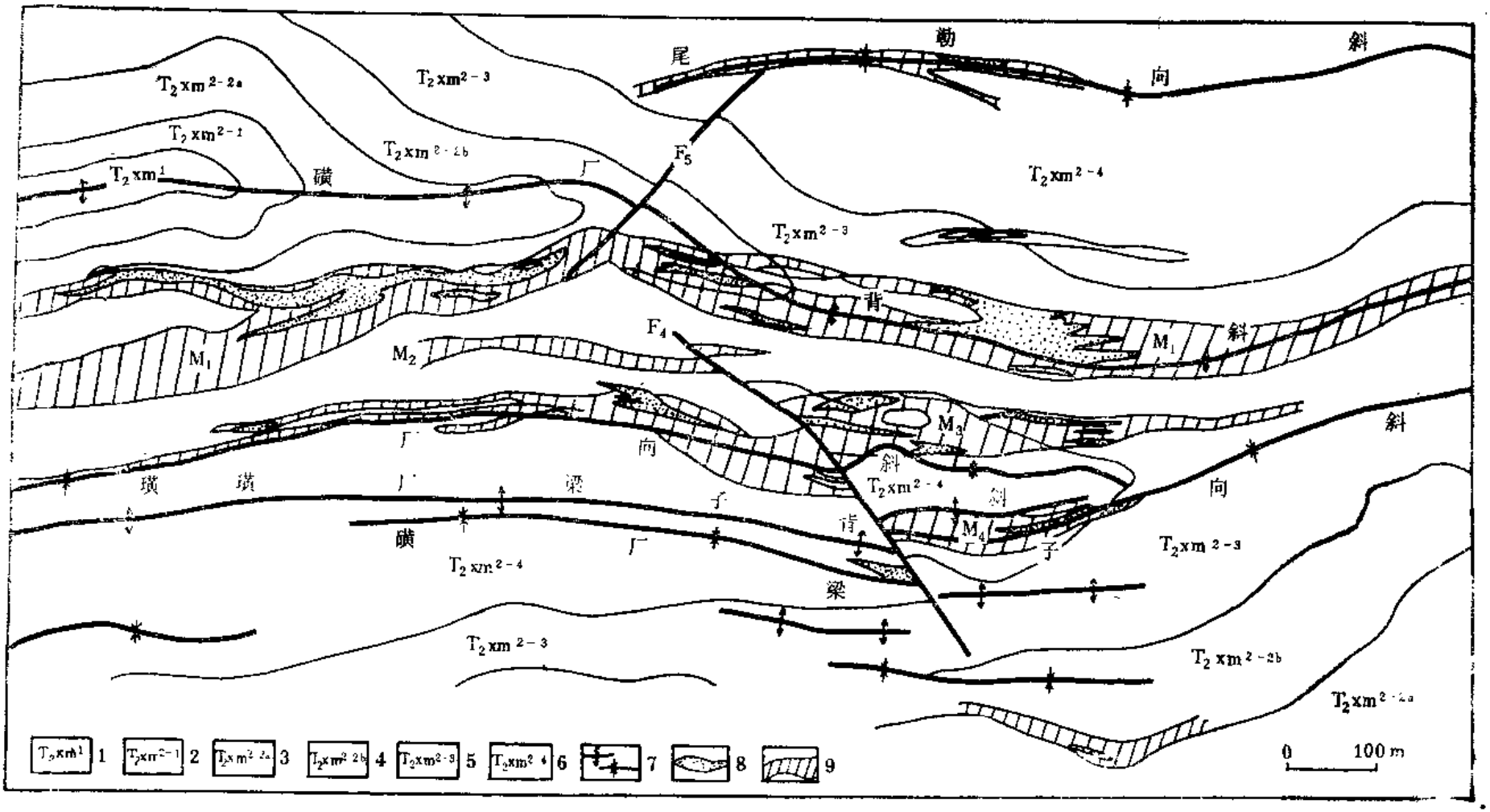



**图 5.1　丫他金矿区地质略图**

1. 许满组第一段　2. 许满组第二段第一层　3. 许满组第二段第二层第一亚层　4. 许满组第二段第二层第二亚层
5. 许满组第二段第三层　6. 许满组第二段第四层　7. 背、向斜　8. 金矿体　9. 金矿带

第五层（$T_2xm^{2-5}$）：最顶部为黑色腐殖土及黄色粘土、岩屑等，厚度0~7.5m。上部为一套薄至中厚层状粘土岩夹少量砂岩。下部为深灰色中至厚层状钙质细砂岩夹薄层粘土岩、粉砂岩，连续出露厚度约20余米。底部有二至三层块状粉砂岩，厚度不详。

第四层（$T_2xm^{2-4}$）：中上部以深灰色薄至中厚层状粘土岩为主，夹薄层粉砂岩、细砂岩，厚约80余米。下部为一套中厚层至厚层状细砂岩夹薄层粘土岩。底部为一组厚层细砂岩与下覆地层为界，厚约20余米。分层总厚度100m左右。

第三层（$T_2xm^{2-3}$）：上部为深灰色、灰色薄至中厚层状粘土岩夹少量中厚层细砂岩。中部为灰色中厚层细砂岩、粘土岩互层。下部为灰色、深灰色中厚层块状细砂岩夹薄层粘土岩。最底部为深灰色厚层砂岩。分层总厚度约65m。

第二层（$T_2xm^{2-2}$）：分二个亚层。第二亚层（$T_2xm^{2-2b}$），深灰色薄层至中厚层状粘土岩夹粉砂岩和少量细砂岩。底部为三至四层厚层状块状细砂岩，含双壳类化石，亚层厚40m；第一亚层（$T_2xm^{2-2a}$），为灰色薄层、中厚层状粘土岩夹薄层粉砂岩及少量中厚层状细砂岩。含双壳类化石，亚层厚33—65m。

第一层（$T_2xm^{2-1}$）：深灰色、灰色薄至中厚层钙质粘土岩夹粉砂岩、杂砂岩和薄层泥晶灰岩透镜体。上部夹有二至三层中厚层状细砂岩。底部中厚层钙质细砂岩，含双壳类化石，分层厚度25—65m。下接中三叠统许满组第一段。

在揭露的金矿带中，$M_1$矿带规模最大，走向控制长1 500m，延深大于200m，水平宽度40—60m，倾向南，倾角70—90°。受断层控制明显，矿带由矿体群组成。矿带平均品位1—3 g/t，最高品位达50.7 g/t。矿体顶底板与围岩无明显界线呈渐变关系。矿体长80—300余米，水平厚7—12m，最厚20余米，控制垂深百余米。单个矿体储量大小不等（陶长贵等，1987）。

### 3. 矿化阶段和矿石化学成分

丫他含矿带不仅是金矿床分布区，亦是雄黄、雌黄、辉锑矿矿床分布区。目前为止，以金矿经济价值最大。在矿化阶段划分上既要考虑Au，又要考虑到Sb和As，这也是丫他矿床的特点。沈阳地质矿产研究所，将丫他金矿床划分为后生期和表生期。金成矿主要在后生期第二矿化阶段，次为第三矿化阶段（表5.4）。矿体上往往是几个矿化阶段叠加，尤其是富矿体更是这样。

岩矿化学分析表明，主要为$SiO_2$和$Al_2O_3$，次为$Fe_2O_3$、$K_2O$、$CaO$和$H_2O^+$，其他成分大多在1%以下（表5.5）。$SiO_2$大多在57%以上，最高可达83.48%；三氧化二铝含量变化不大，大多在14%到18%范围变化。矿石和围岩化学成分没有明显差别，根据主要化学成分换算，它们均属于泥质粉砂岩。矿石、矿化岩和围岩是依据金含量高低而定，它们之间没有明显界线。现有数据说明氧化钾含量高的岩石中，Au明显增高，可能与岩石中水白云母高有关。水白云母又称伊利水云母[$KAl_2(OH)_2(AlSi_3O_4)$]，不仅含$K_2O$，而含$H_2O$则比白云母明显增加（王德滋，1965），故矿石和岩石中结晶水的高低亦是判别金含量高低的一个标志。

微量元素分析表明，矿石和岩石中砷含量高低亦是判断金矿化一个指示元素。As在矿石和矿化岩中含量可高达1 800—3 000ppm，这与毒砂和含砷黄铁矿在矿石和矿化岩中含量有关。X荧光光谱微量元素分析表明，在矿石和矿化岩中砷含量高于其丰度值1 000~1 666倍。汞含量高于其丰度值7.7—31.25倍，最高604倍（表5.6）。显然，

表 5.4　丫他金矿床矿化阶段

| 矿化期 | 后生期 | | | | | 表生期 |
|---|---|---|---|---|---|---|
| 矿化阶段 | 第一矿化阶段 | 第二矿化阶段 | 第三矿化阶段 | 第四矿化阶段 | 第五矿化阶段 | 氧化阶段 |
| | 黄铁矿-硅化阶段 | 毒砂-白云石-石英阶段 | 多金属-水白云母-石英阶段 | 辉锑矿-重晶石-方解石阶段 | 雄黄、雌黄、方解石阶段 | 褐铁矿矿化阶段 |
| 矿物组合 金属矿物 | 黄铁矿 | 毒砂、白铁矿、胶状黄铁矿、含砷环带状黄铁矿 | 黄铜矿、闪锌矿、方铅矿、白铁矿、球粒状黄铁矿 | 辉锑矿、自形黄铁矿 | 黄铁矿 | 褐铁矿、黄锑华、锑华 |
| 矿物组合 非金属矿物 | 他形微晶石英 | 石英、白云石、水白云母 | 石英、地开石、雄黄、水白云母 | 重晶石、方解石、石英、雄黄、雌黄 | 方解石、雄黄 | 迪开石 |
| 矿物形成温度(°C) | 298 | 245—320<br>282 | 200—220<br>210 | 140—190<br>165 | 130 | |
| 围岩蚀变 | 硅化、黄铁矿化 | 白云石化、黄铁矿化、水白云母化、硅化 | 迪开石化、水白云母化、黄铁矿化、硅化 | 重晶石化、方解石化 | 雄黄、雌黄化、方解石化 | 褐铁矿化 |

表 5.5　丫他金矿岩矿石化学全分析

| 类别 / 成分(%) | 矿石 | | 矿化围岩 | | | 围岩 |
|---|---|---|---|---|---|---|
| | 1 (陶长贵，1988) | 2 (李存登，1987) | 3 | 4 | 5 | 6 (陶长贵，1988) |
| $SiO_2$ | 60.55 | 65.0 | 73.26 | 72.87 | 83.48 | 68.32 |
| $TiO_2$ | 0.74 | 0.71 | 0.57 | 0.55 | 0.07 | 0.76 |
| $Al_2O_3$ | 17.65 | 14.40 | 14.35 | 14.53 | 4.41 | 16.69 |
| $Fe_2O_3$ | 5.77 | 5.64 | 3.07 | 2.73 | 4.04 | 4.15 |
| FeO | 0.84 | | 0.38 | 0.61 | 0.55 | 0.56 |
| MnO | 0.03 | 0.078 | 0.01 | 0.01 | 0.06 | 0.02 |
| MgO | 1.23 | 1.27 | 0.30 | 0.20 | 0.001 | 0.56 |
| CaO | 1.21 | 1.72 | 0.20 | 0.20 | 0.20 | 0.16 |
| $Na_2O$ | 0.42 | 0.149 | 0.42 | 0.43 | 0.04 | 0.21 |
| $K_2O$ | 4.50 | 3.84 | 3.59 | 3.41 | 1.41 | 3.77 |
| $H_2O^+$ | | 3.72 | 2.51 | 2.96 | 0.81 | |
| $H_2O^-$ | | | 0.10 | 0.12 | 0.08 | |
| $P_2O_5$ | 0.28 | 0.38 | 0.31 | 0.43 | 0.11 | 0.15 |
| S | | 2.62 | | | 4.67 | |
| 烧失量 | 6.69 | | | | | 4.12 |
| 总　计 | 99.91 | 99.53 | 99.07 | 99.05 | 99.93 | 99.47 |
| Au(g/t) | 22.15 | 6.31 | 2.27 | 1.13 | 0.96 | 0.03 |

分析者：李抒蓉。

Hg 亦是金矿化的指示元素。其余微量元素与其丰度值比较大致可分三个含量级：明显低于丰度值的有 Sr、Ba、V、Co、Cr；多数样品含量低于丰度值，仅个别样品略高于丰度值的有 Cu、Pb、Zn、Ni；有的高于丰度值，有的低于丰度值的元素有 Y、Nd、Ce、Zr、Rb 和 Th 等。

表 5.6　丫他金矿矿石和矿化岩中微量元素

| 元素 / 类别 | 元素含量 (ppm) | | | | | | | | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | Cu | Pb | Zn | Ni | Co | Cr | V | Nd | Ce | Y | Ba | Sr | Rb | Zr | Th | Hg | As |
| 88-388 矿石 | 46 | 10 | 18 | 7 | <D.L.[a] | 70 | 117 | 35 | 86 | 33 | 275 | 70 | 119 | 257 | 14 | 0.616 | 3 000 |
| 88-390 矿石 | 40 | 10 | 160 | 80 | <D.L. | 90 | 72 | 15 | 27 | 24 | 400 | 42 | 72 | 213 | 8 | 2.5 | 7 800 |
| 88-387 矿化岩 | 28 | 11 | 31 | 9 | <D.L. | 76 | 127 | 32 | 83 | 34 | 213 | 48 | 107 | 219 | 9 | 0.657 | 2 400 |
| 88-389 矿化岩 | 65 | 20 | 15 | 26 | 11 | 43 | 55 | <D.L. | <D.L. | 13 | 72 | 49 | 45 | 18 | 10 | 48.3 | 1 800 |
| 地壳丰度（维勒，1964，转引自中国科学院地球化学研究所《简明地球化学手册》编译组，1977） | 55 | 12.5 | 70 | 75 | 25 | 100 | 135 | 28 | 60 | 33 | 425 | 375 | 90 | 165 | 9.6 | 0.08 | 1.8 |

a) <D.L.小于检测范围。分析者：鲍惠兰、卓梁坡。

### 4. 金的赋存状态

矿石中 Au 主要以超显微粒状金存在，主要载体矿物为黄铁矿、毒砂和石英。可选性试验表明，Au 在黄铁矿中的分布率为 62.125%，与板其金矿差别较大，板其金矿黄铁矿中金分布率仅为 5.03—10.25%。Au 在水白云母类粘土矿物中分布率为 35.01%，较板其金矿低。Au 在辉锑矿中分布率 0.01%（刁淑琴，1987），详见表 5.7。

表 5.7　丫他 CD-10 穿脉金在各矿物中分布

| 矿物名称 | 黄铁矿 | 辉锑矿 | 水白云母粘土矿物 | 碳质 | 碳酸盐 | 石英 | 磁铁矿、磁黄铁矿、钛铁矿等 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 矿物重量 (g) | 775.82 | 8.69 | 6 995.5 | 18.106 | 757.16 | 7 890.92 | 8.0954 |
| 各矿物重量百分数 (%) | 4.72 | 0.05 | 42.51 | 0.11 | 4.6 | 47.96 | 0.05 |
| 矿物中含金品位 (g/t) | 83.2 | 1.32 | 5.2 | 27.32 | 0.75 | 0.24 | 0.61 |
| 在各矿物中的分布率(%) | 62.125 | 0.01 | 35.01 | 0.48 | 0.55 | 1.82 | 0.005 |

丫他辉锑矿含金较低，大多在其丰度值范围变化，最高可达 1.56 g / t。Au在水白云母中含量变化较大。围岩中水白云母含金在 0.08—0.67ppm，矿石中水白云母含金在 4.63—5.72ppm。Au 在毒砂中含量为 5.2g/t，其中 Co/Ni 为 0.65，与黄铁矿相近。Au 在黄铁矿中含量以第二矿化阶段中的黄铁矿和环带状含砷黄铁矿中最高，最高可达 50.73g/t（陶长贵，1988）。从黄铁矿中微量元素含量亦可看出，样品中 Au高时，As、Ag、Co、Ni、Cu、Sb、Bi、Pb、Zn 等亦不同程度增高（表 5.8）。

刘永康最近的工作表明，丫他金矿中的金呈超显微粒状金存在是无疑的，金微粒在扫

表 5.8　丫他金矿床黄铁矿单矿物微量元素分析

（据陶长贵，1988）

| 元素名称 | | 含量 (g/t) Au | Ag | As | Co | Ni | Cu | Pb | Zn | Se | Te | Sb | Bi | Co/Ni 重量比 | Co/Ni 原子比 | 样品数(个) |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 成岩期黄铁矿 | | 0.65 | 痕 | 1 730 | 84 | 94 | 96 | 282 | 67 | 5 | 痕 | 861 | 2 | 0.89 | 0.89 | 7 |
| 后生期黄铁矿 | 黄铁矿I | 3.2 | 痕 | 16 000 | 76 | 124 | 229 | 351 | 349 | 10 | 痕 | 65 | 4 | 0.72 | 0.61 | 6 |
| | 黄铁矿II | 50.73 | 1.92 | 36 366 | 86 | 137 | 342 | 191 | 281 | 2 | 痕 | 540 | 3 | 0.68 | 0.63 | 1 |
| | 黄铁矿III | 0.63 | 1.00 | 1 525 | 79 | 97 | 51 | 119 | 76 | 22 | 痕 | 28 | 2 | 0.86 | 0.81 | 4 |
| | 黄铁矿IV | 0.90 | 痕 | 9 700 | 60 | 67 | 92 | 102 | 22 | 痕 | 痕 | 40 | 1 | 0.90 | 0.895 | 1 |
| 黄铁矿平均含量 | | 11.26 | 0.58 | 13 064 | 77 | 104 | 162 | 209 | 158 | 7.8 | 痕 | 307 | 2.4 | 0.74 | 0.741 | 19 |

描分析电镜下大多在 0.1 至 0.6μm。一个样品放大 6 600 倍，见到自然金微粒呈浑圆状、凹脐状，颗粒大多在 0.2μm。金微粒载体基质为石英，能谱分析图谱只见 Si 和 $Au_M$、$Au_L$ 谱线，同步辐射分析亦证实这一点。另一个样品含金 0.09g/t，放大 10 000 倍见到自然金超显微微粒为 0.4—0.6μm，能谱分析见到硅和金的谱线，没有其他元素，说明自然金微粒的载体是石英。有关 Au 在硫化物和粘土矿物中的确切存在形式，还有待进一步研究。

雄黄和雌黄是丫他金矿中普遍存在的矿物，尤其在成矿晚期阶段可富集成单独矿脉和矿囊，有时与辉锑矿紧密共生，同产在一条矿脉中。含雄黄和辉锑矿石英脉中金含量可达 4.13ppm，但辉锑矿中金含量仅 0.003ppm，石英脉金含量 0.357ppm（张宝贵等，1987）。雄黄和雌黄中金含量普遍低，大多在 0.009—0.082ppm 范围（表5.9），略高于下伏地层许满组第一段顶部泥晶灰岩中金含量，与赋矿层细砂岩中金含量接近。Ag 在雄黄和雌黄中含量与赋矿岩中含量亦很相近，均为几个 ppm。在雄黄、雌黄、辉锑矿单矿物中锑和汞含量非常高，含量分别为 2 500—3 180 和 84—170ppm。不难看出，Hg、Sb、As、Au 元素地球化学关系是极为密切的，从矿带、矿床、矿石、矿物和元素组合上均能说明这一点。

## 三、戈塘二叠系中的金矿床

### 1. 矿区地质构造

矿区位于兴仁弧形构造的戈塘穹隆东翼或六盘水断陷带的大坝背斜之上。大坝背斜被北东向马场断层、木科断层与北西向兴仁断层及上寨断层切割成菱形地块（图5.5）。当时这些断层主要为张性断裂，它们的活动，使大坝菱形地块与邻近地块发生相对升降运动，形成地垒-地堑构造组合。在以后的海进过程中，在地堑盆地中形成微型盆地沉积。大坝背斜，当时就是其中的一个微型沉积盆地（高德黎等，1987）。

赋矿层为单斜层，产状平缓，倾角 10°左右，倾向 100—130°。主要断层有两组，一组为近南北向或北北西向；另一组为近东西向，断距一般不大，对矿层影响不大。

表 5.9　丫他金矿单矿物和岩石多项元素化学分析

| 名称 | 含量 (%) | | | | | 含量 (ppm) | | | | | | | | | | | 备注 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | Fe | S | $SiO_2$ | MgO | CaO | Zn | Mn | Hg | Sb | Sr | Ti | Pb | Ba | Cu | V | Au | Ag | |
| 辉锑矿 | 0.05 | 27.33 | | | | 痕 | 22.7 | 170 | 570 200 | 痕 | 痕 | 痕 | 痕 | 40.9 | 痕 | 0.003 | 8 | 与雄黄、石英共生 |
| 雄黄 | 0.04 | 28.71 | | | | 6.17 | 22.2 | 84 | 2 830 | 1.3 | 19.9 | 8.29 | 痕 | 7.63 | 痕 | 0.045 | 3 | 与辉锑矿、石英共生 |
| 雄黄 | 0.04 | 29.73 | | | | 痕 | 痕 | 84 | 3 180 | 痕 | 痕 | 11.7 | 痕 | 痕 | 痕 | 0.009 | 3 | 与辉锑矿、重晶石共生 |
| 雄黄 | 0.07 | 28.25 | | | | 痕 | 痕 | 130 | 2 500 | 8.34 | 33.9 | 19.8 | 痕 | 12.7 | 痕 | 0.082 | 4 | 为雄黄矿囊含石英和粘土矿物 |
| 雄黄矿石 | 1.30 | 18.79 | | | | 154 | 45.4 | <0.01 | 3 000 | 27.2 | 59.0 | 15.5 | 6.68 | 81.6 | 5.91 | 0.015 | 3 | 与雌黄、方解石、粘土矿物共生 |
| 细砂岩 | 4.65 | 0.08 | 58.51 | 2.45 | 5.20 | 68.05 | 922.5 | 1.74 | | 306.5 | 2 890 | 39.15 | 248 | 19.9 | 86.1 | 0.014 | 4 | 赋矿地层 |
| 细砂岩 | 5.00 | 0.05 | 58.28 | 2.98 | 6.39 | 57.7 | 1 320 | 1.09 | | 369 | 2 390 | 40.4 | 212 | 16.9 | 73.0 | 0.005 | 4 | 赋矿地层 |
| 含矿石英脉 | 2.05 | 6.44 | 72.27 | 0.24 | 1.73 | 166.25 | 176.5 | >8 | 250 | 148 | 250.5 | 31.85 | 37.3 | 177.5 | 13.45 | 4.13 | 2 | 含辉锑矿、雄黄石英脉 |
| 石英 | 1.85 | 8.95 | 57.92 | 0.07 | 1.48 | 292 | 139 | >8 | 2 200 | 154 | 205 | 35.5 | 36.1 | 219 | 8.99 | 0.357 | 4 | 矿化石英脉 |
| 粉砂岩 | 5.23 | 2.45 | 58.93 | 2.22 | 5.03 | 106.97 | 1 111 | >8 | 14.75 | 277 | 2 946.7 | 40.93 | 221.33 | 37.07 | 80 | 0.000 | 4 | 含黄铁矿 |
| 粉砂岩 | 4.70 | 2.14 | 56.22 | 2.05 | 4.85 | 98.9 | 963 | >8 | 19.5 | 255 | 2 850 | 45.2 | 247 | 34.2 | 104 | 0.022 | 4 | 含浸染状黄铁矿 |
| 粉砂岩 | 4.60 | 1.52 | 60.72 | 2.82 | 5.64 | 120 | 1 300 | >8 | 33.75 | 333 | 3 300 | 45.7 | 213 | 55.2 | 73 | 0.039 | 4 | 含少许黄铁矿 |
| 泥晶灰岩 | 0.29 | 0.03 | 5.05 | 0.12 | 50.84 | 142 | 107 | >8 | 8.5 | 513 | 112 | 163 | 23.8 | 74.3 | 28.7 | 0.000 | 10 | 许满组泥晶灰岩 |
| 地壳丰度(泰勒, 1964) | | | | | | 70 | 950 | 0.08 | 0.2 | 375 | 5 700 | 12.5 | 425 | 55 | 135 | 0.004 | 0.07 | |

分析单位：贵州省地质矿产局化验室。

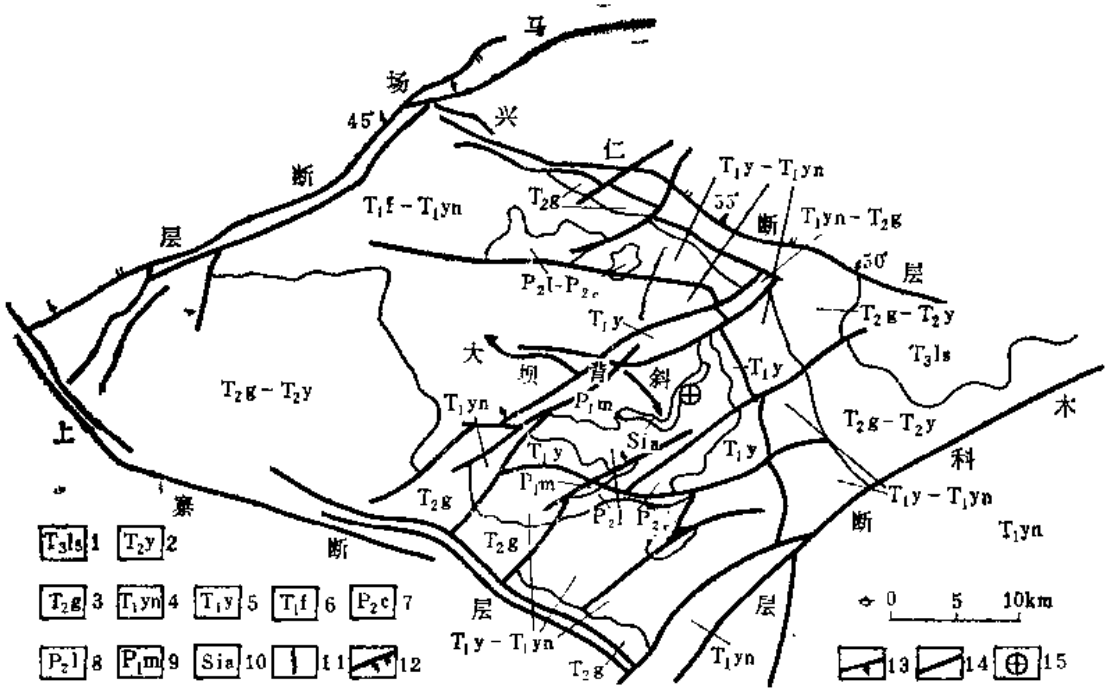



图 5.5　戈塘金矿区域地质略图

（据高德黎等，1987）

1. 上三叠统赖石科组　2. 中三叠统杨柳井组　3. 中三叠统关岭组　4. 下三叠统水宁镇组　5. 下三叠统夜郎组　6. 下三叠统飞仙关组　7. 上二叠统长兴组　8. 上二叠统龙潭组　9. 下二叠统茅口组　10. 硅质蚀变岩　11. 相变线　12. 正断层　13. 逆断层　14. 性质不明断层　15. 金矿床

## 2. 赋矿地层

含矿层位于下二叠统茅口组第三段灰岩侵蚀面之上，上二叠统龙潭组之下，系一套硅质蚀变岩石。矿区地层自上而下叙述如下：

第五段（$P_2l^5$）：上部为灰色中至薄层粉砂岩、细砂岩，含可采无烟煤 2—3 层。下部为灰色、浅灰色粘土岩和五层黑色碳质层，含无烟煤 1—2 层。本段厚 62m。

第四段（$P_2l^4$）：为灰色至深灰色，厚层至块状砂岩，分上下两层，各厚 5—15m，两者间夹一层灰色中厚层泥质灰岩和碳质粘土岩，其中含无烟煤一层。本段厚 25—40m。

第三段（$P_2l^3$）：为中至薄层状碳质粘土岩、碳质页岩、浅灰色粘土岩与灰至深灰色中厚层泥灰岩互层。局部地段含生物灰岩 1—2 层，上部含无烟煤 1—2 层。本段厚 40—60m。

第二段（$P_2l^2$）：为灰至深灰色中厚层状泥质灰岩，常夹燧石团块。厚 2—6m。

第一段（$P_2l^1$）：为黑色中厚层状碳质粘土岩，底部具有金矿化，含金 0.05—0.5g/t。本层为金矿层直接顶板。厚 3—6m。

……假整合……

下二叠统茅口组第四段（$P_1m^4$），又称大厂层，为含金层位。岩石为灰色至深灰色角砾状粘土岩、角砾状硅质岩和角砾状灰岩，氧化后呈褐、黄、红、紫等杂色。普遍硅化。部分地段底部夹泥灰岩或灰岩，或灰岩透镜体。大厂层一般厚 3—12m，最厚可达 30m，最薄 0.5m。本层含有孔虫类化石。

……岩溶假整合……

下二叠统茅口组第三段（$P_1m^3$），为含矿层底板。岩石为灰至深灰色致密块状生物灰岩。含珊瑚和腕足类化石，厚度不详。

### 3．矿化特点

地表已控制含矿层1 500m，均见含金矿层，其中两段见矿较连续，分别长200m和500m。工程品位一般1—3.5g/t，最高达7.67g/t。含金矿层沿倾斜自然延伸达1 000m。工程揭示，含金矿层具有固定层位，但厚度变化较大，最薄0.51m，最厚可达30m，一般3—12m。厚度变化受其底板茅口组侵蚀面的起伏变化所制约。

矿体与含金层界线为渐变，根据分析品位圈定矿体与围岩界线。初步工作表明，矿体呈透镜状，大小不等分布于含矿层中。找孔段地表控制矿体长150m。矿体最薄1.33m，最厚9m。工程平均品位，最低1.2g/t，最高5.94g/t；深部矿体最薄2.32m，最厚5.45m。工程平均品位最低1.55g/t，最高17.62g/t。

### 4．岩矿成分

戈塘矿区主要岩石和矿石为角砾状硅质岩、角砾状粘土岩、硅化灰岩和泥质灰岩。

**表5.10　戈塘金矿岩矿石化学分析**

| 元素名称（%） \ 编号 | G-14 | G-1 | G-7-1 | G-9 | G-4 | G-7 | G-19 | $GD_3$-11（高德黎，1988） | $GD_3$-14（高德黎，1988） |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | 硅化泥灰岩 | 角砾状硅质岩 | | | 角砾状粘土岩 | | 角砾状硅化泥灰岩 | 强硅化角砾状硅质岩 | |
| $SiO_2$ | 41.56 | 95.76 | 96.29 | 95.64 | 87.16 | 87.11 | 25.96 | 86.88 | 83.25 |
| $TiO_2$ | 0.13 | 0.07 | 0.04 | 0.03 | 0.03 | 0.80 | 0.17 | 0.98 | 0.68 |
| $Al_2O_3$ | 2.44 | 1.32 | 1.32 | 0.88 | 6.02 | 1.99 | 3.89 | 5.43 | 5.33 |
| $Fe_2O_3$ | 18.38 | 0.85 | 0.64 | 1.58 | 0.04 | 3.91 | 2.06 | 2.02 | 6.63 |
| FeO | 0.29 | 0.42 | 0.37 | 0.45 | 0.38 | 0.35 | 0.41 | 1.17 | 0.33 |
| MnO | 0.03 | 0.06 | 0.05 | 0.05 | 0.03 | 0.03 | 0.03 | 0.01 | 0.05 |
| MgO | 0.001 | 0.20 | 0.001 | 0.001 | 0.001 | 0.001 | 0.10 | 0.08 | 0.20 |
| CaO | 25.60 | 0.30 | 0.10 | 0.001 | 0.001 | 0.001 | 46.00 | 0.06 | 0.11 |
| $Na_2O$ | 0.05 | 0.03 | 0.01 | 0.04 | 0.05 | 0.05 | 0.06 | 0.04 | 0.09 |
| $K_2O$ | 0.15 | 0.13 | 0.08 | 0.04 | 0.39 | 1.00 | 0.16 | 0.28 | 0.38 |
| $H_2O^+$ | 10.11 | 0.08 | 0.11 | 0.18 | 3.09 | 3.71 | 16.00 | | |
| $H_2O^-$ | | 0.00 | 0.11 | 0.09 | 0.11 | 0.08 | | | |
| $P_2O_5$ | 0.27 | 0.05 | 0.03 | 0.07 | 0.01 | 0.20 | 0.02 | | |
| S | | | | | 1.71 | | 2.65 | 0.07 | 0.024 |
| 烧失量 | | | | | | | Sb 1.51 | 2.22 | 2.35 |
| 合　计 | 99.01 | 99.27 | 99.15 | 99.05 | 99.02 | 99.23 | 99.02 | 99.21 | 99.42 |
| 地　点 | 瓦　窑 | 找　孔　段　采　场 | | | | | 二　龙　山 | | |

分析者：李拱容。

硅质岩由隐晶硅质和石英组成，有的石英颗粒具有再生环带；粘土岩（被晚期硅质交代形成残余碎块）有含黄铁矿粘土岩、碳质粘土岩、粉砂质粘土岩等；灰岩因含杂质成分不同，标本上可见砂屑灰岩、碳质灰岩、泥晶灰岩、白云石化灰岩、生物碎屑灰岩和硅化灰岩的角砾。

岩矿化学成分除 $SiO_2$、$Al_2O_3$、$Fe_2O_3$、CaO 和$H_2O$ 变化比较大外，其他化学成分变化不大（表 5.10）。由于戈塘矿区地势较高，均在侵蚀基准面以上，加之岩溶和断裂发育，使金矿层处于氧化带环境，硫化物大多氧化成针铁矿、水针铁矿和水赤铁矿等，故矿石和岩石中含有较高的 $Fe_2O_3$ 和 $H_2O$。

戈塘岩矿石微量元素分析表明，多数样品中各种微量元素含量小于其克拉克值（表 5.11）。唯独汞和金含量远远高于其克拉克值，分别为克拉克值的 100—735 和 205—6 850 倍。Au/Ag 原子变化在 1.18—365.8 范围，Au/Ag 重量在 2.01—668.3 范围。Hg/Au 原

**表 5.11 戈塘金矿微量元素分析（ppm）**

| 编号 | G-14 | G-1 | G-7-1 | G-9 | G-4 | G-7 | G-19 | $GD_3$-11 | $GD_3$-14 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 名称 | 硅化泥灰岩 | 角砾状硅质岩 | 角砾状硅质岩 | 角砾状硅质岩 | 角砾状粘土岩 | 角砾状粘土岩 | 角砾状硅化泥灰岩 | 角砾状硅质岩 | 角砾状硅质岩 |
| Cu | 45 | 14 | 10 | 18 | 19 | 14 | 24 | 40 | 40 |
| Zn | 221 | 5 | <D.L.[a] | 21 | 14 | <D.L. | 7 | 30 | 140 |
| Pb | 60 | <D.L. | <D.L. | <D.L. | 5 | 7 | <D.L. | 20 | 20 |
| Co | <D.L. | <D.L. | <D.L. | 4 | <D.L. | <D.L. | <D.L. | 10 | 30 |
| Ni | 38 | 6 | 4 | 36 | 7 | 5 | 19 | 20 | 100 |
| V | 117 | 10 | 6 | 8 | 104 | 68 | 54 | 100 | 120 |
| Cr | 128 | 28 | 25 | 40 | 115 | 111 | 62 | | |
| Y | 52 | 1 | <D.L. | 239 | 19 | 19 | 67 | | |
| Ce | <D.L. | <D.L. | <D.L. | <D.L. | 77 | 134 | 31 | | |
| Nd | 33 | <D.L. | <D.L. | <D.L. | 43 | 31 | 54 | | |
| Sr | 39 | 18 | 26 | 6 | 157 | 182 | 92 | | |
| Ba | <D.L. | <D.L. | <D.L. | <D.L. | 97 | 4 081 | 644 | | |
| Rb | 10 | <D.L. | <D.L. | <D.L. | 4 | 7 | 8 | | |
| Th | 35 | <D.L. | <D.L. | <D.L. | 4 | <D.L. | 39 | | |
| Zr | 23 | 5 | <D.L. | <D.L. | 191 | 179 | 23 | | |
| Hg | 9.49 | 12.05 | 13.55 | 9.21 | 12.69 | 58.83 | 20.46 | 8 | 10 |
| Au | 0.82 | 1.97 | 27.4 | 20.18 | 1.14 | 7.47 | 3.25 | 3.93 | 4.15 |
| Ag | 0.17 | 0.07 | 0.041 | 0.14 | 0.56 | 3.36 | 0.20 | | |
| Au/Ag | 4.82 (2.63)[b] | 28.14 (16.67) | 668.3 (365.8) | 144.14 (78.46) | 2.01 (1.18) | 2.22 (1.23) | 16.25 (8.68) | | |
| Hg/Au | 11.57 (11.19) | 6.12 (6.0) | 0.49 (0.49) | 0.46 (0.45) | 11.13 (10.5) | 7.88 (7.71) | 6.30 (6.18) | 2.04 (2.01) | 2.41 (2.37) |

a）<D.L.小于检测范围 b）括号中为原子数比 分析者：鲍忠兰、丰梁垣。

子变化在0.45—11.19范围，重量比变化在0.46—11.57范围。Au和Ag是一对关系极为密切的元素对，Au中有Ag，Ag中含Au，可形成Au-Ag系列矿物。而Hg和Au关系亦属极为密切的元素对。在戈塘矿金矿中总是不同程度的含Hg，Hg是金矿化的标志。

在金-银矿床和金矿床中，Hg富集在自然金矿物中最大，自然银中次之。分布在火山岩中金矿自然金比产在陆源沉积层中金矿床的自然金更富Hg（表5.12）。这些自然金属中的Hg在较低温条件下析出是很特征的，这也可表明在岩浆活动强烈，变质程度较高的地区为什么没有Hg富集成矿的一个理由。戈塘金矿中已发现自然金，无疑自然金中会含有一定量的Hg，Hg的存在可以指示有金矿化。

**表5.12 各种矿床的自然金属中汞含量和汞析出量最大时要求的温度**

（据Портнов，1984）

| 矿物 | 围岩 | 汞含量 $n\times10^{-6}\%$ | 汞析出量最大时的温度（°C） | | 样品数(个) |
|---|---|---|---|---|---|
| | | | 低温的 | 高温的 | |
| 自然金 | 火山岩($C_2$) | 5 000—10 000 | 250—320 | 无 | 12 |
| 自然金 | 火山岛岩($K_2$) | 500—3 000 | 280—300 | 无 | 15 |
| 自然金 | 陆源岩($P_2$) | 500—1 000 | 280 | 无 | 4 |
| 自然金 | 陆源岩(J) | 100—5 500 | — | — | 28 |
| 自然金 | 砂岩 | 600 | 230—250 | 无 | 10 |
| 自然金 | 花岗闪长岩($C_2$) | 3 500 | — | — | 1 |
| 自然银 | 火山岩($K_2$) | 70—400 | 260 | 无 | 15 |
| 自然银 | 花岗闪长岩 | 6 800 | 250 | 无 | 1 |
| 自然铋 | 花岗闪长岩($J_3$) | 50 | — | — | 1 |
| 自然铜 | 氧化带，火山岩 | 800 | 230 | 无 | 1 |

### 5．矿物组合及金赋存状态

戈塘金矿属于氧化带金矿，黄铁矿等硫化物绝大部分已氧化成针铁矿、水针铁矿等。又因强烈硅化，故矿石中石英和玉髓普遍发育。氧化矿石矿物有针铁矿、水针铁矿、赤铁矿、水赤铁矿、黄钾铁矾、钠铁矾、锑华、砷华和黄锑矿等。脉石矿物除石英和玉髓外，还有多水高岭石、水白云母、迪开石、高岭石、重晶石、萤石和石膏等。硫化物主要为黄铁矿，次为辉锑矿、白铁矿、雄黄和辰砂等。

自然金大多分布于褐铁矿和石英中，亦见分布于褐铁矿和石英晶隙间。呈分散的粒状或粒状集合体。金粒形状多样，有呈显微粒状。细丝状、乳滴状、似立方体状、薄片状、链状和蘑菇状等。粒度大多在0.00029—0.0319mm范围，其中粒度在0.0116—0.0319mm的自然金仅占总颗粒数的5.1%，粒度0.0007mm自然金占全部自然金颗粒数的36.8%（高德黎，1988）。较大的自然金粒大多由数个或数十个细小颗粒聚集而成，并且次生增长现象明显。电子探针分析三个自然金样品，含金分别为99.9%；99.8%；98.5%，含银分别为0.01%；0.77%；含铜分别为0.13%；0.77%。在较富矿石中，自然金含量约3—5%。自然金粒度和主要赋金矿物列入表5.13中。

戈塘黄铁矿亦是金赋存矿物。黄铁矿形态多样，大多为草莓状集合体，粒度约0.0029—0.014mm，五角十二面体变晶黄铁矿，粒度约0.00145—0.087mm。黄铁矿以重结晶和变晶黄铁矿含金高，晶形好的含金高，而草莓状和他形粒状沉积形成的黄铁矿含金低，

**表 5.13　自然金粒度及赋存特征**

（据高德黎，1988）

| 颗粒数 \ 编号 / 粒度(mm) | 1 | 2 | 5 | 6 | 7 | 8 | 11 | 13 | 14 | 16 | 17 | 18 | 19 | 20 | 总颗粒数 | 占全部颗粒数百分比 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 0.00029 | | | | 27 | | 18 | | | 5 | | | | | | 50 | 15.2 |
| 0.0007 | | | | 13 | | 7 | 6 | 2 | 5 | 2 | 1 | 85 | | | 121 | 36.8 |
| 0.00145 | | | 3 | 8 | | | | | 1 | 2 | | 30 | | 2 | 46 | 14 |
| 0.0029 | | 3 | | 15 | 1 | 6 | | 3 | 3 | 3 | 2 | 11 | 1 | 1 | 49 | 14.9 |
| 0.00435 | | | 1 | 3 | | 2 | | | | | | 6 | | 2 | 14 | 4.2 |
| 0.0058 | | | | 5 | | 2 | | | | | | | | 2 | 9 | 2.7 |
| 0.00725 | | | | 1 | | | | | | | | | | | 1 | 0.3 |
| 0.0087 | | | | 1 | | 2 | | | | | | 18 | | 1 | 22 | 6.7 |
| 0.0116 | | | | | | 1 | | | | | | 1 | | | 2 | 0.6 |
| 0.0145 | 1 | | | 2 | | 1 | | | | | | 4 | | | 8 | 2.4 |
| 0.0174 | 1 | | | | | | | | | | | 2 | | | 3 | 0.9 |
| 0.0206 | | | | | | | | | | | | 1 | | | 1 | 0.3 |
| 0.020 | | | | | | 1 | | | | | | | | | 1 | 0.3 |
| 0.0319 | | 1 | | 1 | | | | | | | | | | | 2 | 0.6 |
| 褐铁矿 | 66 | 100 | 100 | 50 | 100 | 5 | 100 | 20 | 100 | 100 | 75 | 80 | | 40 | 329 | (%) |
| 褐铁矿与石英间隙 | 34 | | | 50 | | 90 | | | | | | 20 | 100 | | | (%) |
| 石英晶粒间隙 | | | | | | 5 | | 40 | | | 25 | | | 10 | | (%) |
| 假像褐铁矿 | | | | | | | | 40 | | | | | | | | (%) |

说明 Au 经过热液富集。从表 5.14 不同形态黄铁矿中金含量就能说明 Au 是在后生热液改造阶段得到富集的。

**表 5.14　不同形态黄铁矿电子探针分析**

| 结晶形态 | Au (%) | Ag (%) | As (%) |
|---|---|---|---|
| 草莓状黄铁矿 | 0.000 | 0.003 | 0.153 |
| 粗粒他形黄铁矿 | 0.000 | 0.001 | 0.000 |
| 聚晶黄铁矿 | 0.06 | 0.006 | 0.033 |
| 立方体黄铁矿 | 0.134 | 0.000 | 0.126 |
| 碎裂重结晶黄铁矿 | 0.178 | 0.013 | 0.000 |
| 五角十二面体黄铁矿 | 0.033—0.233 | 0.008—0.012 | 0.00—0.815 |

除褐铁矿和黄铁矿含金外，其他矿物中亦不同程度含金，如黄钾铁矾、辉锑矿、萤石、迪开石和多水高岭石。它们含金分别为 1.8g/t，0.25g/t，0.022—0.2g/t，0.1g/t，1.054g/t（高德黎等，1987）。Au 主要存在形式为超显微游离金。在各种矿物中游离金分布率为 83.2%，其中褐铁矿中金分布率为 5.2%，石英中金分布率 3%，粘土矿物中金

分布率0.7%，黄铁矿中金分布率0.3%（刁淑琴，1987）。物相分析亦表明单体游离金比较高，占34.9—11.8%，褐铁矿中包裹金，占金含量的52.6%，碳质中包裹金含量占46.5%，硅酸盐中包裹金含量占18.6%（表5.15）。各矿物包裹金中绝大部分属于超显微单体自然金，只不过金粒极小而已。

表5.15 氧化矿石金物相分析

| 矿物类型 | 含金品位(g/t) | | 分配率(%) | |
|---|---|---|---|---|
| | I. 石英-褐铁矿-金 | II. 碳质-石英-高岭石-金 | I | II |
| 单体超显微金 | 0.6 | 2.4 | 41.8 | 54.9 |
| 褐铁矿中包裹金 | 8.3 | | 52.6 | |
| 石英中包裹金 | 0.87 | | 5.6 | |
| 碳质中包裹金 | | 3.2 | | 46.5 |
| 硅酸盐中包裹金 | | 1.27 | | 18.6 |
| 合计 | 15.77 | 6.87 | 100.00 | 100.00 |

## 四、紫木凼下三叠统中的金矿床

### 1. 地质构造特点

灰家堡背斜为紫木凼金矿床的主体构造。背斜东起贞丰县者相，西至兴仁县老王箐，全长约18km，宽约5km。总体近东西向，局部为北西向。背斜核部地层为龙潭组、长兴组、大隆组，翼部地层为夜郎组和永宁镇组。沿背斜轴部次级褶曲和断裂构造较发育。灰家堡背斜东段有三岔河、普子垄等矿点，中段有滥木厂、大坝田汞矿，紫木凼金矿产在灰家堡背斜的次级构造中(图5.6)。控制金矿床的构造主要为斜切背斜的逆断层($F_1$)，走向长大于2 000m，倾斜延深大于500m，倾向南，倾角25—30°。该断层控制的金矿体构成了紫木凼金矿床的主体；控制金矿床次要构造为与背斜轴平行的陡倾角正断层

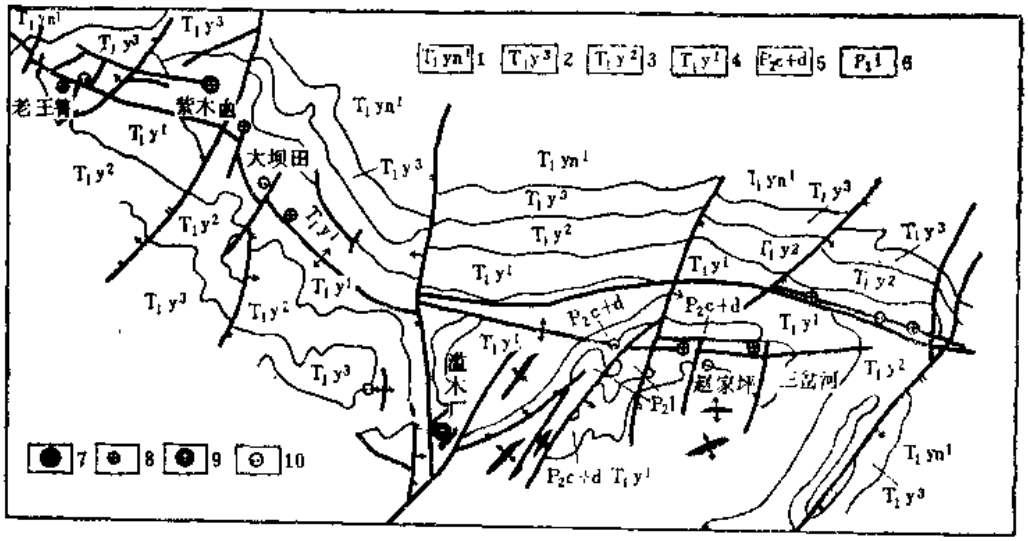



图5.6 灰家堡背斜地质矿产略图

1. 永宁镇组第一段 2. 夜郎组第三段 3. 夜郎组第二段 4. 夜郎组第一段 5. 长兴、大隆组 6. 龙潭组 7. 金矿床 8. 金矿点 9. 汞矿床 10. 汞矿点

($F_2$)，控制的金矿体呈不规则透镜状展布；再次为背斜转折端的某些层间断层，控制着小的透镜状金矿体（图 5.7）。

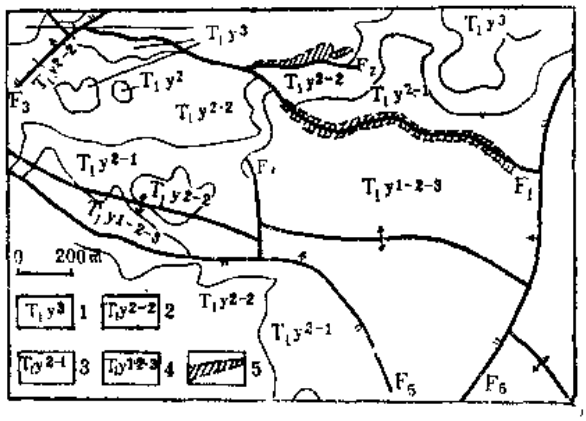



图 5.7 紫木凼金矿床地质略图

（据郭振春，1988）

1. 夜郎组第三段 2. 夜郎组第二段第二层 3. 夜郎组第二段第一层 4. 夜郎组第一段第二至第三层 5. 金矿体

### 2. 赋矿地层

含金层位以夜郎组含矿性最好，长兴组次之，大隆组和龙潭组亦有矿化。兹将各组地层由老至新描述如下：

龙潭组（$P_2l$）：下部褐黄色薄层状粘土质粉砂岩、碳质页岩。中上部为灰褐色薄层状粉砂质粘土岩夹数层石英砂岩和硅质岩。顶部为厚约 30cm 的煤层。出露厚度大于100m。底部含金。

长兴组（$P_2c$）：下部为灰色薄层含燧石结核的生物碎屑灰岩。中部为灰白色、浅灰色薄层泥灰岩、钙质粘土岩和夹灰色厚层状燧石结核的生物灰岩。上部为灰至深灰色生物灰岩。厚 50—56m，产 Au。

大隆组（$P_2d$）：灰至深灰色薄层钙质粘土岩，夹 4—6 层蒙脱石粘土岩，厚 7— 13m，产 Au。

夜郎组第一段（$T_1y^1$）：下部以灰黑色薄层粘土岩、粉砂质粘土岩为主，夹白云质灰岩和钙质粉砂岩。中部以灰色中层状灰岩和泥质灰岩为主，夹泥质白云岩和钙质粉砂岩。上部为灰色薄至中层粉砂质粘土岩、白云质灰岩和泥质岩互层。厚 203—233m。

夜郎组第二段（$T_1y^2$）：下部灰色中层状含鲕粒灰岩和紫灰色、深灰色厚层泥质条纹灰岩夹白云质灰岩和泥质粉砂岩。上部灰色厚层状鲕粒灰岩夹泥质白云岩。厚 100 — 120m。

夜郎组第三段（$T_1y^3$）：紫色、黄绿色薄至中层状粉砂质粘土岩和钙质粉砂岩。上部和下部夹灰色中厚层状鲕粒灰岩和泥质灰岩。厚 140—165m。

永宁镇组（$T_1yn$）：灰色厚层状灰岩夹薄层钙质粉砂岩，底部为灰色中层蠕虫状灰岩。厚度大于 100m。无金矿化。

以上各层均为整合接触。岩性、厚度与区域地层不完全相同，根据郭振春资料整理。

### 3. 矿体产出特征

矿体大多为似层状和透镜状，局部有脉状。矿体产状与断层破碎带产状一致。矿体与围岩为渐变过渡关系。矿体一般边部贫，中间富。富矿地段大多是矿体膨大部位，亦是断层破碎带膨大部分，构造控矿明显。

矿石分氧化矿石和原生矿石两类：氧化矿石以粘土矿物、褐铁矿和石英为主，局部保留原生矿石的组构特点。原生矿石根据矿物组合，分为四种类型：粘土质矿石，主要为金-黄铁矿组合，粘土矿物占 50%以上，黄铁矿含量小于 3%；碳酸盐质矿石，主要为金-黄铁矿-碳酸盐组合，碳酸盐占 50%以上，黄铁矿含量小于 3%；黄铁矿质矿石，金-黄铁矿-石英组合，黄铁矿含量 3—10%，石英含量 1—5%；雄黄质矿石，金-黄铁矿-石

英-雄黄组合，黄铁矿含量3—5%，石英含量1—5%，雄黄含量3—5%。

紫木凼金成矿期主要分沉积改造期和表生富集期。沉积改造期按矿物组合及其生成顺序又可分三个成矿阶段（表5.16）。第二阶段为金的主要成矿阶段。在表生富集期，Au得到进一步富集，并有可见显微自然金出现（郭振春，1988）。显微自然金在矿石中仅占1—3%，最大直径5μm。

**表5.16 紫木凼金矿成矿期及成矿阶段**

（据郭振春，1988）

| 成矿期 | 沉积改造期 | | | 表生富集期 |
|---|---|---|---|---|
| 成矿阶段 | 黄铁矿-白铁矿-毒砂阶段 | 金-黄铁矿-白铁矿阶段 | 雄黄-石英-方解石阶段 | |
| 矿物组合 | 黄铁矿<br>白铁矿<br>毒　砂<br>方解石 | 自然金、闪锌矿、黄铁矿、方解石、白铁矿、白云石、毒砂、石英、黄铜矿、方铅矿、砷黝铜矿 | 石英、锐钛矿、雄黄、方解石、含铅-砷复硫盐、水白云母、重晶石、高岭石 | 自然金、针铁矿、水针铁矿、褐铁矿、高岭石、黄钾铁矾、臭葱石、石膏 |
| 结构构造 | 自形、半自形粒状，交代溶蚀结构等；碎裂，浸染状、条纹状、脉状、角砾状构造 | 自形、半自形、他形粒状结构，重结晶结构和环带状结构等；<br>浸染状、网脉状、脉状和角砾状构造等 | 他形粒状、镶嵌状、斑杂状结构等；<br>角砾状、脉状、晶簇状构造等 | 泥晶状、胶状、环带状、放射状结构等；<br>脉状、葡萄状、结核状、团块状构造等 |
| 围岩蚀变 | 黄铁矿化、白铁矿化、毒砂化、方解石化 | 黄铁矿化、白铁矿化、毒砂化、方解石化、白云石化、硅化 | 硅化、雄黄化、方解石化、粘土化 | 褐铁矿化、泥化、硅化 |
| 标型元素 | S, Fe, As, Hg | Au, S, Fe, As, Hg | S, As, Si, Hg, | Au, Ag, Fe, Si |

### 4、金赋存状态

紫木凼金矿金含量变化较大。原生矿一般1g/t至几克/t；氧化矿明显变富，最高可达51.8g/t。氧化矿由于硫化物几乎氧化殆尽，形成铁的氧化物和氢氧化物，故矿石中高铁和水较原生矿石明显增加（表5.17）。黄铁矿、褐铁矿和粘土矿物是金的主要载体矿物。在氧化矿石中见到的自然金，呈显微粒状、薄膜状、丝状。自然金粒径为0.5—5μm。自然金含金99.5—99.6%，含银0.1—0.15%，含少许Cu。

**表5.17 紫木凼金矿原生和氧化矿石化学成分**

| 名　称 | 含　量　(%) | | | | | | | | | | | | | | g/t |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | $SiO_2$ | $TiO_2$ | $Al_2O_3$ | $Fe_2O_3$ | FeO | MnO | MgO | CaO | $Na_2O$ | $K_2O$ | $P_2O_5$ | $H_2O^+$ | $H_2O^-$ | 合计 | Au |
| 原生矿 | 60.18 | 1.24 | 12.31 | 9.26 | 1.06 | 0.12 | 5.02 | 3.20 | 0.03 | 2.13 | 0.21 | 3.41 | 1.81 | 99.98 | 5.89 |
| 氧化矿（郭振春，1988） | 70.13 | 1.84 | 9.05 | 10.25 | 0.02 | 0.32 | 0.32 | 0.13 | 0.40 | 1.97 | 0.23 | 3.40 | 1.61 | 99.67 | 8.95 |
| 氧化矿[1] | 55.22 | 3.00 | 14.00 | 15.55 | 0.55 | — | 0.35 | 0.07 | 0.28 | 3.93 | 0.40 | 4.62 | 2.22 | 100.19 | 6.6 |

1）郭秀贵，1988，氧化微细金矿的堆浸方法。

超显微金物相分析，总游离自然金为96.3—97%。铁白云石中包裹金1.1—1.5%；

硫化物中包裹金 0.7—1.9%；硅酸盐中包裹金 0.5—0.6%[1]。褐铁矿含金 15.5—42.14 g/t，平均 24.75g/t。粘土矿物含金 5.75—31.11g/t，平均 14.93g/t。II 世代黄铁矿含金 0.2—75g/t，平均 27.87g/t。I 世代黄铁矿及石英、方解石和雄黄等含金均小于 0.6 g/t（郭振春，1988）。

## 第三节　元素地球化学

### 一、Au 和 Ag

黔西南改造型金矿床中 Au 和 Ag 是一对密切相伴的元素对。但它们在矿石、岩石和矿物中含量是很不均衡的。即使在同一种矿物中，两者含量相差非常悬殊。矿石和单矿物中金含量越高，Au 和 Ag 的比值就越大。Au 和 Ag 的比值随金含量增加有明显增加趋势（表 5.18）。几个矿区矿石中 Au 和 Ag 的比值如下：板其 36.4、丫他 14.9、戈塘 13.0[2]。Au 和 Ag 的比值变化在黄铁矿和自然金中最明显，在辉锑矿、雄黄、萤石等矿物中，随金含量骤减，则 Au 和 Ag 的比值越来越小，在 $0.n$— $0.0n$ 范围变化（表 5.19）。赋矿层各种类型岩石中金含量大多在地壳丰度值范围变化，Au 和 Ag 的比值更小，绝大多数在 $0.0n$—$0.00\,n$ 范围变化（表 5.20）。

从矿石—单矿物（硫化物）—矿化岩—围岩 Au 和 Ag 的比值出现依次递减趋势，并且围岩和矿石中 Au 和 Ag 的比值相差悬殊。说明在改造成矿过程中金成矿条件比 Ag 优

**表 5.18　改造型金矿床矿石和矿化岩中金银含量**

| 编　号 | 名　称 | 含　量 (ppm) | | Au 和 Ag 的比值 | | 备　注 |
|---|---|---|---|---|---|---|
| | | Au | Ag | Au/Ag | 平均值 | |
| C-3-1 | 矿　石 | 1.13 | 0.05 | 22.6 | | 册亨县册阳 |
| C-3-2 | 矿　石 | 2.27 | 0.09 | 25.22 | | 册亨县册阳 |
| B-1-2 | 矿　石 | 6.74 | 0.18 | 37.44 | | 板其垭进 |
| 83-43 | 矿　石 | 4.12 | 2.00 | 2.06 | | 丫　他 |
| G-1 | 矿　石 | 1.97 | 0.07 | 28.14 | 85.35 | 戈塘拢孔段 |
| G-4 | 矿　石 | 1.14 | 0.56 | 2.04 | | 戈塘拢孔段 |
| G-7 | 矿　石 | 7.74 | 3.36 | 2.22 | | 戈塘拢孔段 |
| G-7-1 | 矿　石 | 27.4 | 0.04 | 668.30 | | 戈塘拢孔段 |
| G-9 | 矿　石 | 20.18 | 0.41 | 49.22 | | 戈塘拢孔段 |
| G-19 | 矿　石 | 3.25 | 0.20 | 16.25 | | 戈塘二龙口 |
| B-1 | 矿化岩 | 0.81 | 0.27 | 3.00 | | 板其垭进 |
| G-2 | 矿化岩 | 0.67 | 0.20 | 3.35 | | 戈塘拢孔段 |
| G-5 | 矿化岩 | 0.43 | 0.08 | 5.38 | | 戈塘拢孔段 |
| G-14 | 矿化岩 | 0.82 | 0.17 | 4.82 | 3.37 | 戈塘瓦窑 |
| G-15 | 矿化岩 | 0.49 | 0.22 | 2.23 | | 戈塘瓦窑 |
| G-22-1 | 矿化岩 | 0.59 | 0.42 | 1.41 | | 戈塘二龙口 |

分析者：郭安贞、侯荣。

1）郭秀荣，1988，氧化微细金矿的堆浸方法。

2）刘觉生等，1986，黔西南微细浸染型金矿的研究与突破。

越。同时也说明金来源不限于赋矿地层即矿源层本身，很可能有地壳深部沿断裂上来的含金成矿物质的加入。从自然金成分中的金、银、铜含量及其比值变化（表5.21），即

**表5.19 改造型金矿床单矿物中金银含量及其比值**

| 编号 | 名称 | 含量(ppm) | | Au和Ag的比值 | | 备注 |
|---|---|---|---|---|---|---|
| | | Au | Ag | Au/Ag | 平均值 | |
| C-11 | 辉锑矿 | 0.077 | 0.11 | 0.70 | | 板其 |
| B-11 | 辉锑矿 | 0.19 | 0.30 | 0.63 | | 板其 |
| G-20 | 辉锑矿 | 0.013 | 0.08 | 0.16 | 0.349 | 戈底 |
| G-29 | 辉锑矿 | 0.023 | 0.06 | 0.38 | | 戈塘 |
| C-13 | 辉锑矿 | 0.029 | 0.59 | 0.05 | | 丫他 |
| C-15-2 | 辉锑矿 | 0.05 | 0.29 | 0.17 | | 丫他 |
| 83-38 | 雄黄 | 0.045 | 3.00 | 0.02 | 0.018 | 丫他 |
| 83-35 | 雄黄 | 0.082 | 4.00 | 0.02 | | 丫他 |
| G-24 | 黄石 | 0.067 | 0.55 | 0.12 | | 戈塘 |
| G-25 | 锑华 | 0.032 | 0.06 | 0.53 | | 戈塘 |
| 4 | 黄铁矿 | 0.178% | 0.013% | 13.69 | | |
| 7 | 黄铁矿 | 0.033% | 0.008% | 4.125 | | |
| 8 | 黄铁矿 | 0.052% | 0.04% | 1.30 | 7.81 | 戈塘[1] |
| 9 | 黄铁矿 | 0.233% | 0.012% | 19.42 | | |
| 10 | 黄铁矿 | 0.050% | 0.011% | 4.55 | | |
| 11 | 黄铁矿 | 0.060% | 0.016% | 3.75 | | |
| | 黄铁矿 | 6.26 | 0.34 | 18.42 | | 板其(陈远明等,1987) |
| | 黄铁矿 | 44.65 | 8.99 | 4.97 | 12.61 | 板其(蒲含科,1987) |
| | 黄铁矿 | 50.73 | 1.92 | 26.42 | | 丫他(陶长贵,1988) |
| | 黄铁矿 | 0.63 | 1.00 | 0.63 | | 丫他(陶长贵,1988) |
| | 自然金 | 99.5% | 0.1% | 995 | | 紫木凼(郭振春,1988) |
| | 自然金 | 99.6% | 0.15% | 664 | | 紫木凼(郭振春,1988) |
| | 自然金 | 99.88% | 0.12% | 831.7 | | 戈塘[2] |
| | 自然金 | 99.91% | 0.09% | 1110.1 | | 戈塘[3] |
| | 自然金 | 99.9% | 0.01% | 9 990 | | 戈塘(高德黎,1988) |
| | 自然金 | 98.5 | 0.77% | 127.92 | | 戈塘(高德黎,1988) |

分析者：郭安贞。

**表5.20 赋矿层中各类岩石中金银含量及其比值**

| 序号 | 名称 | 含量(ppm) | | Au和Ag的比值 | | 备注 |
|---|---|---|---|---|---|---|
| | | Au | Ag | Au/Ag | 平均值 | |
| 1 | 结晶灰岩 | 0.00119 | 0.26 | 0.0045 | | |
| 2 | 泥质灰岩 | 0.00475 | 0.74 | 0.0064 | | |
| 3 | 泥质粉砂岩 | 0.00109 | 0.24 | 0.0046 | | |
| 4 | 块状硅化砂岩 | 0.00515 | 0.51 | 0.0101 | 0.009 | 册阳 |
| 5 | 含碳结晶灰岩 | 0.00574 | 0.42 | 0.0136 | | |
| 6 | 含碳泥灰岩 | 0.00238 | 0.22 | 0.0108 | | |
| 7 | 含碳结晶灰岩 | 0.00238 | 0.26 | 0.0092 | | |
| 8 | 含黄铁矿灰岩 | 0.00604 | 0.44 | 0.0137 | | |

1),2),3) 刘觉生，1987，黔西南微细浸染型金矿的特征。

续表 5.20

| 序号 | 名称 | 含量 (ppm) | | Au和Ag的比值 | | 备注 |
|---|---|---|---|---|---|---|
| | | Au | Ag | Au/Ag | 平均值 | |
| 9 | 泥质板岩 | 0.00752 | 0.08 | 0.094 | | |
| 10 | 块状硅化角砾岩 | 0.00238 | 0.11 | 0.022 | | |
| 11 | 硅化粉砂岩 | 0.0114 | 0.62 | 0.018 | | |
| 12 | 碳酸盐化灰岩 | 0.00129 | 0.50 | 0.003 | | |
| 13 | 含碳泥质灰岩 | 0.00416 | 0.71 | 0.006 | 0.025 | 板其 |
| 14 | 角砾状灰岩 | 0.00436 | 0.34 | 0.013 | | |
| 15 | 粉砂质板岩 | 0.00406 | 0.18 | 0.023 | | |
| 16 | 风化粉砂岩 | 0.00693 | 0.38 | 0.018 | | |
| 17 | 半风化粉砂岩 | 0.00713 | 0.15 | 0.048 | | |
| 18 | 碳酸盐化灰岩 | 0.00198 | 0.64 | 0.003 | | |
| 19 | 块状灰岩 | 0.00208 | 0.30 | 0.0069 | | |
| 20 | 粘土岩 | 0.1000 | 2.23 | 0.0448 | | |
| 21 | 块状灰岩 | 0.0046 | 0.22 | 0.0207 | | |
| 22 | 含碳板岩 | 0.0172 | 0.18 | 0.0957 | 0.049 | 弋塘 |
| 23 | 含碳板岩 | 0.0066 | 0.201 | 0.0313 | | |
| 24 | 泥质角砾岩 | 0.0300 | 0.33 | 0.0909 | | |
| 25 | 含雄黄硅质岩 | 0.21 | 2.26 | 0.0929 | | |
| 26 | 粉砂岩 | 0.014 | 4.00 | 0.0035 | | |
| 27 | 粉砂岩 | 0.005 | 4.00 | 0.0013 | | |
| 28 | 含黄铁矿粉砂岩 | 0.022 | 4.00 | 0.0055 | | |
| 29 | 含黄铁矿粉砂岩 | 0.039 | 4.00 | 0.0098 | 0.023 | 丫他 |
| 30 | 含雄黄硅质岩 | 0.357 | 4.00 | 0.089 | | |
| 31 | 含雄黄硅质岩 | 0.015 | 3.00 | 0.005 | | |
| 32 | 含雄黄泥质岩 | 0.009 | 3.00 | 0.003 | | |
| 33 | 含辉锑矿泥质岩 | 0.003 | 8.00 | 0.0004 | | |

分析者：郭安贞。

**表 5.21 金矿床中自然金成分及其比值**

| 金矿床成因类型 | 样品数 | Au(%) | Ag(%) | Cu(%) | Au/Ag | Au/Cu | 备注 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 改造型金矿床 | 1 | 99.9 | 0.01 | 0.13 | 9 990 | 768.5 | 本文 |
| 改造型金矿床 | 1 | 98.5 | 0.77 | 0.77 | 127.9 | 127.9 | |
| 深成高温热液型（怀俄明州迪亚那矿） | 1 | 92.5 | 7.4 | 0.05 | 12.5 | 1 850 | 林文通[1] |
| 深成高中温热液型（科罗拉多州小琼内矿） | 1 | 89.0 | 10.3 | 0.025 | 8.6 | 3 560 | |
| 深成中低温热液型（爱达荷州锡弗姆矿） | 5 | 77.6 | 22.3 | 0.016 | 3.5 | 4 850 | |
| 浅成低温热液型（科罗拉多州夏斯岭矿） | 3 | 66.6 | 33.3 | 0.0017 | 2.0 | 39 176 | |

分析者：李德忠。

1）林文通，1985，关于金矿找矿矿化指示元素初步探讨。

Au 和 Ag 的比值比较大，Au 和 Cu 的比值比较小，亦可说明 Au 有深部来源。

## 二、Co 和 Ni

黔西南改造型金矿床矿石和围岩中普遍含微量的 Co 和 Ni，两元素含量均低于其地壳丰度值。钴含量一般为几个 ppm，镍含量为几个至几十个 ppm，略高于钴含量。Co/Ni 值小于 0.63（表 5.22）。

**表 5.22 改造型金矿床矿石和矿化岩中 Co 和 Ni**

| 名 称 | 产 地 | Co(ppm) | Ni(ppm) | Co/Ni |
|---|---|---|---|---|
| 88-688 矿石 | 册 阳 | 2 | 9 | 0.22 |
| 88-689 矿石 | 册 阳 | 2 | 7 | 0.29 |
| 88-690 矿化岩 | 丫 他 | 11 | 26 | 0.42 |
| 88-683 矿化岩 | 紫木冲 | 4.5 | 19 | 0.24 |
| 88-691 矿化岩 | 板 其 | 2.5 | 15 | 0.17 |
| 88-692 矿石 | 板 其 | 2.5 | 13 | 0.19 |
| 88-694 矿石 | 戈 塘 | 2.5 | 6 | 0.42 |
| 88-695 矿化岩 | 戈 塘 | 2.5 | 7 | 0.35 |
| 88-696 矿石 | 戈塘采场 | 3 | 5 | 0.60 |
| 88-697 矿石 | 戈塘采场 | 2.5 | 4 | 0.63 |
| 88-698 矿石 | 戈塘找孔段 | 4 | 36 | 0.11 |
| 88-699 矿化岩 | 戈塘瓦窑 | 2.5 | 38 | 0.07 |
| 88-682 矿石 | 戈塘二龙口 | 4.5 | 19 | 0.24 |

分析者：丰梁垣、鲍惠兰。

矿床矿石和围岩中普遍含黄铁矿，黄铁矿是载金矿物之一。黄铁矿中普遍含 Co 和 Ni，其含量高低取决于形成黄铁矿的溶液中钴和镍含量。显然，黄铁矿中钴和镍含量高低与金的成因和成矿条件有关。通常高温热液矿床中黄铁矿钴和镍含量高，其比值大于 1；变质矿床中黄铁矿 Co/Ni 值亦大于 1 或更大；在沉积矿床和大气水形成的矿床中，黄铁矿之 Co/Ni 值小于 1；在山东焦家式破碎蚀变岩型金矿黄铁矿中，Co/Ni 值变化范

**表 5.23 不同类型金矿床中黄铁矿、毒砂钴镍比值**

| 金矿成因类型 | 矿物名称 | 含量（ppm） | | Co/Ni | 备注 |
|---|---|---|---|---|---|
| | | Co | Ni | | |
| 黔西南改造型金矿床 | 黄铁矿(7) | 552 | 846 | 0.652 | 本章 |
| | 毒 砂(2) | 195 | 365 | 0.534 | |
| | 黄 铁 矿 | 347.5 | 624.9 | 0.556 | 黄绍峰[1)] |
| 山东招掖破碎蚀变岩型 | 黄铁矿(10) | 595 | 220 | 2.704 | 任英忱等(1988) |
| 岩浆热液金矿床 | 黄 铁 矿 | 104.56 | 67.92 | 1.539 | |
| 火山-次火山热液型 | 黄 铁 矿 | 70.8 | 132.74 | 0.533 | 黄绍峰[2)] |
| 变质热液金矿 | 黄 铁 矿 | 125.48 | 68.28 | 1.837 | |

分析者：丰梁垣、鲍惠兰。

1),2) 黄绍峰，1987，内生金矿床中黄铁矿的标型特征及其成因意义。

围较大。可由 0.09—13.6，平均 0.90。改造型金矿床成矿受地层和构造控制，温度低，与岩浆岩没有直接成因关系，故黄铁矿中 Co/Ni 值明显小于 1。为对比将不同类型金矿床中黄铁矿钴和镍含量及其比值一并列入表 5.23。毒砂是改造型金矿床主要载金矿物之一，其中钴和镍含量及其比值变化与黄铁矿颇为类似，同样有指示矿床成因意义。有的文献中称黔西南改造型金矿床为地下渗流热卤水成因，实际上是改造型金矿床的一种成矿方式（刘东升等，1985）。

根据不同成因黄铁矿中钴和镍含量，把世界各地 21 个矿床分为三个区域，即火山源、岩浆源和沉积源区（Campbell *et al.*，1984）。黔西南改造型金矿床中黄铁矿和毒砂，按其钴和镍含量全部样品落在C组，即沉积源区（图 5.8）。黄铁矿中 S/Se 值为 47 027，毒砂 S/Se 值为 51 200（陈远明等，1987）。S/Se 值从几万至十几万应属于沉积改造矿床范围，比与火山活动有关的矿床 S/Se 值略大（涂光炽等，1984）。

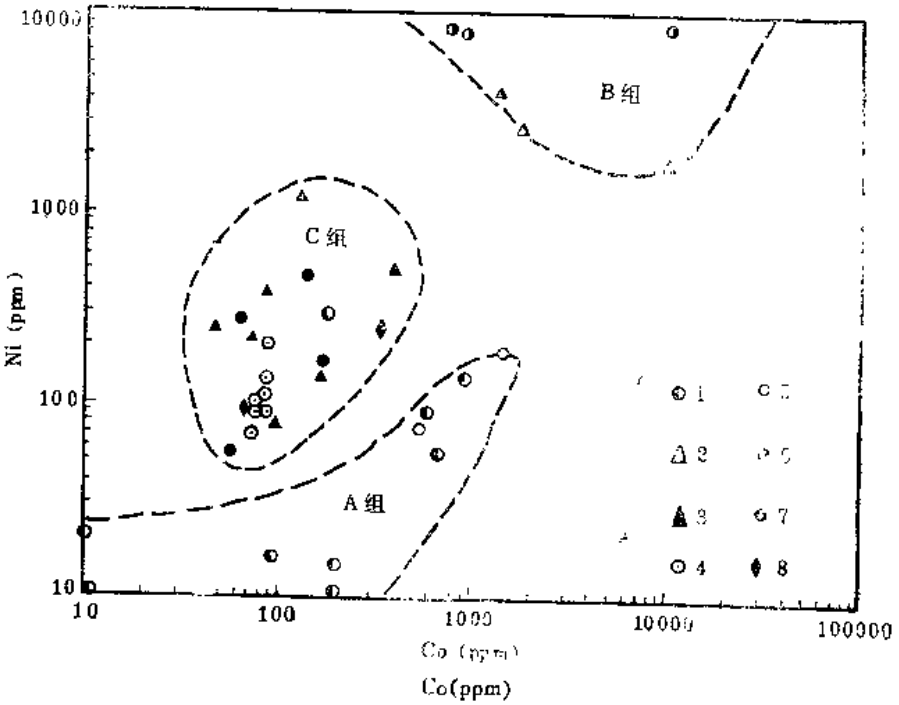



图 5.8　黄铁矿、磁黄铁矿和毒砂中钴和镍含量及其成因

（据 Campbell, *et al.*, 1984）

黄铁矿：1. A 组火山源　2. B 组岩浆分离源　3. C 组沉积源　4. 本章

磁黄铁矿：5. A 组火山源　6. B 组岩浆分离源　7. C 组沉积源　8. 本章(毒砂)

## 三、Sr 和 Ba

Sr 和 Ba 是矿石和岩石中经常出现的元素对，它们的含量和元素对比值，常被用来判别岩石和矿石的成因。黔西南改造型金矿床矿石和岩石中锶和钡含量均比较低，变化比较大。已获得分析资料表明，多数样品含量小于地壳平均丰度值，大多在几十至几百个 ppm 范围变化。个别样品钡含量可高达几千 ppm，亦见有低于 X 荧光光谱分析检测范围的（15ppm）。由于两元素含量变化均比较大，元素对比值变化亦大。Sr/Ba 值近半数样品小于 1，在含硫化物的岩石中 Sr/Ba 平均值 6.416，在矿石和矿化岩石中 Sr/Ba 平均值分别为 0.744 和 0.868，显示出沉积原岩特点（表 5.24）。

表 5.24 锶和钡含量及其比值变化

| 序号 | 岩矿名称 | 含量 (ppm) | | Sr 和 Ba 比值 | | 备注 |
|---|---|---|---|---|---|---|
| | | Sr | Ba | Sr/Ba | 平均值 | |
| 1 | 金矿石 | 93 | 644 | 0.14 | | |
| 2 | 金矿石 | 48 | 213 | 0.23 | | |
| 3 | 金矿石 | 70 | 275 | 0.25 | | |
| 4 | 金矿石 | 18 | 15 | 1.20 | 0.744 | |
| 5 | 金矿石 | 157 | 97 | 1.62 | | |
| 6 | 金矿石 | 182 | 4081 | 0.04 | | X 荧光光谱分析 |
| 7 | 金矿石 | 26 | 15 | 1.73 | | |
| 8 | 矿化粉砂岩 | 49 | 72 | 0.68 | | |
| 9 | 矿化粉砂岩 | 42 | 262 | 0.16 | 0.868 | |
| 10 | 矿化泥灰岩 | 200 | 7843 | 0.03 | | |
| 11 | 矿化硅质角砾岩 | 39 | 15 | 2.60 | | |
| 1 | 含绢黄矿石 | 27.2 | 6.7 | 4.07 | | |
| 13 | 含黄铁矿粉砂岩 | 300.5 | 218 | 1.21 | | |
| 14 | 含硫化物石英 | 148 | 47.3 | 3.97 | 6.116 | 化学分析 |
| 15 | 含硫化物粉砂岩 | 277 | 221.3 | 1.25 | | |
| 16 | 黄铁矿化灰岩 | 513 | 23.8 | 21.55 | | |

分析者：丰德垣、杨启顺。

## 四、稀土元素

稀土族元素（原子序数从 57 到 71）三价阳离子的半径虽有系统差异，但差别不大，故它们有十分相近的地球化学性质。在自然界只有 Ce ($Ce^{3+}$, $Ce^{4+}$) 和 Eu ($Eu^{3+}$, $Eu^{2+}$) 有非三价的变价氧化态(Taylor *et al.*, 1982)，这两个元素在稀土地球化学研究中倍加引起人们注意。针对稀土元素特点。选择戈塘、板其、册阳等地金矿石进行稀土元素配分分析（表 5.25）。

金矿石多数样品稀土分量和总量均高于地壳丰度值。从轻重稀土比较可看出。属于富轻稀土元素样品，斜率变化图为右向倾斜曲线。板其和册阳金矿石中稀土 Ce 和 Eu 出现负异常，且 Eu/Eu′>Ce/Ce′（图 5.9a）。戈塘金矿矿石稀土配分(图 5.9b)与板其略有不同的是出现明显铈负异常，铕正异常。由于稀土族元素具有完全同型性状的特点 (Перровская и др., 1985)，故稀土配分既反映沉积特点，又反映后期热液改造程度的差异性。

稀土元素在金矿石的萤石中含量很低（表 5.26）。分析结果表明，萤石中稀土配分含量与金矿石中稀土配分截然不同，属于相对富中稀土元素（MREE），即富 Sm、Eu、Gd、Tb、Dy 和 Ho，稀土模式呈凸形弧状（图 5.10）。萤石矿物是属于气液产物，与 Au 为同期不同阶段产物。在很大程度上，萤石中稀土含量及其配分模式反映出改造时期搬运含金热液中稀土元素的特点，而矿石中稀土元素更多地反映出沉积时的某些特点。

萤石中 Ce/Ce′大于 4，与金矿石中 Ce/Ce′小于 1 相对亦能反映萤石成矿与金成矿在稀土地球化学上是有差别的。钇的地球化学性质与稀土族元素是很类似的，几乎在所

**表 5.25　稀土元素配分含量**

| 试样编号及名称 | 含量(ppm) | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | La | Ce | Pr | Nd | Sm | Eu | Gd | Tb | Dy | Ho | Er | Tm | Yb | Lu | ΣREE | $L_n/H_n$ | $(La/Yb)_N$ | $Eu/Eu'$ | $Ce/Ce'$ |
| G-7-1 硅化岩(矿石) | 1.118 | 1.040 | 0.220 | 1.030 | 0.152 | 0.035 | 0.122 | 0.026 | 0.111 | 0.023 | 0.064 | 0.009 | 0.059 | 0.008 | 4.018 | 8.499 | 10.910 | 0.835 | 0.417 |
| G-9 硅化角砾岩(矿石) | 0.283 | 0.237 | 0.077 | 0.259 | 0.068 | 0.017 | 0.047 | 0.010 | 0.035 | 0.009 | 0.018 | 0.003 | 0.016 | 0.003 | 1.082 | 0.674 | 11.00 | 0.938 | 0.329 |
| B-1-2 泥灰岩(矿石) | 13.23 | 25.747 | 3.406 | 12.261 | 2.706 | 0.635 | 2.761 | 0.457 | 2.556 | 0.512 | 1.500 | 0.236 | 1.396 | 0.198 | 67.601 | 6.030 | 5.624 | 0.775 | 0.786 |
| B-1 矿化粉砂岩 | 15.41 | 26.437 | 3.614 | 12.847 | 2.251 | 0.353 | 1.886 | 0.346 | 2.353 | 0.541 | 1.630 | 0.260 | 1.617 | 0.229 | 69.769 | 6.873 | 5.617 | 0.558 | 0.719 |
| C-3-2 泥质粉砂岩(矿石) | 36.902 | 63.434 | 8.205 | 29.434 | 5.879 | 1.231 | 5.368 | 0.893 | 5.287 | 1.108 | 3.190 | 0.495 | 3.069 | 0.492 | 164.941 | 7.307 | 7.101 | 0.720 | 0.735 |
| 球粒陨石稀土丰度 (Herrman) | 0.32 | 0.94 | 0.12 | 0.60 | 0.20 | 0.073 | 0.31 | 0.050 | 0.31 | 0.078 | 0.21 | 0.033 | 0.19 | 0.031 | 3.45 | 1.867 | | | |

分析单位：湖北省地质实验研究所。

**表 5.26　萤石稀土配分含量及与球粒陨石标准化结果**

| 编号 | 矿物 | 轻稀土含量(ppm) | | | | 中稀土含量(ppm) | | | | | | 重稀土含量(ppm) | | | | 稀土总量(ppm) | $Eu/Eu'$ | $Ce/Ce'$ |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | La | Ce | Pr | Nd | Sm | Eu | Gd | Tb | Dy | Ho | Er | Tm | Yb | Lu | | | |
| G-15 | 萤石 | 0.004 | 0.374 | 0.019 | 0.46 | 0.35 | 0.07 | 0.96 | 0.044 | 0.29 | 0.034 | 0.061 | 0.008 | 0.031 | 0.004 | 2.709 | | |
| G-19 | 萤石 | 0.004 | 0.171 | 0.008 | 0.31 | 0.16 | 0.104 | 0.707 | 0.038 | 0.42 | 0.079 | 0.157 | 0.017 | 0.070 | 0.009 | 2.253 | | |
| G-15a) | 萤石 | 0.0125 | 0.398 | 0.158 | 0.767 | 1.75 | 0.959 | 3.097 | 0.88 | 0.935 | 0.456 | 0.290 | 0.242 | 0.163 | 0.142 | | 0.596 | 4.682 |
| G-19b) | 萤石 | 0.0125 | 0.182 | 0.067 | 0.517 | 0.89 | 1.419 | 2.281 | 0.76 | 1.355 | 1.082 | 0.748 | 0.515 | 0.368 | 0.281 | | 0.921 | 4.667 |

a),b) 与球粒陨石标准化结果。分析者：雷剑泉。

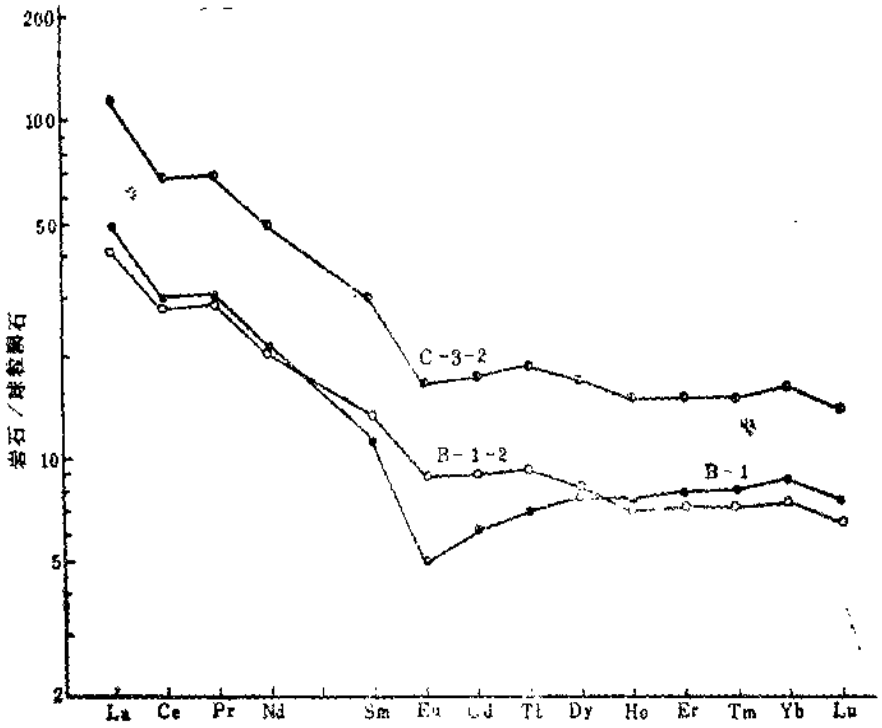



图 5.9a 板其、册阳金矿石中稀土配分

B-1，B-1-2板其金矿石 C-3-2册阳金矿石

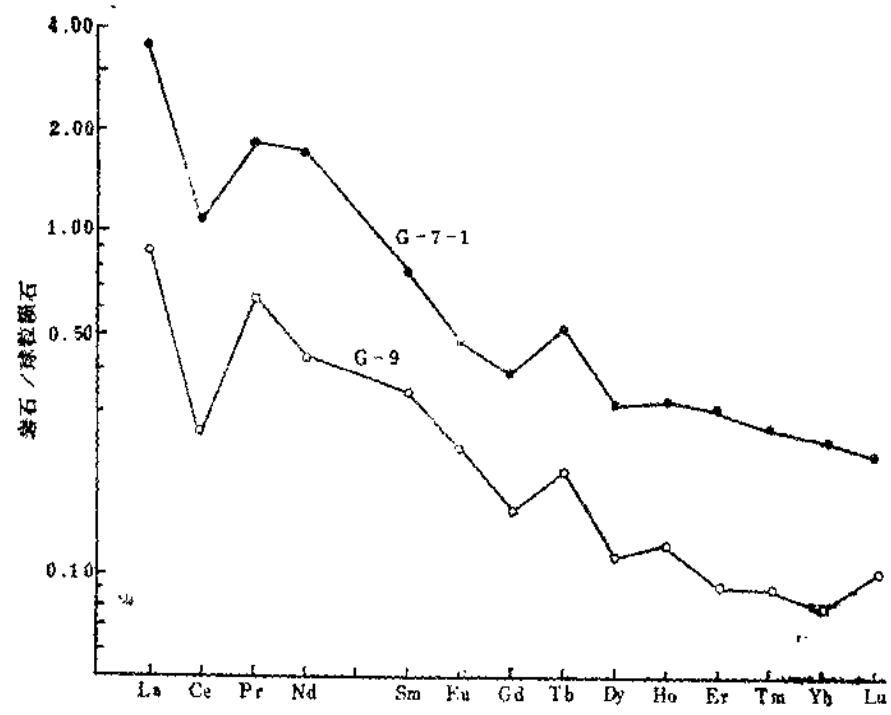



图 5.9b 戈塘金矿石稀土元素分布曲线

有天然物质中Y总是与稀土族元素密切相伴，故有人把Y列入稀土族元素中。Y与稀土族元素含量比值在萤石和金矿石中有明显差别，前者 Y/ΣREE>2.36，后者 Y/ΣREE<

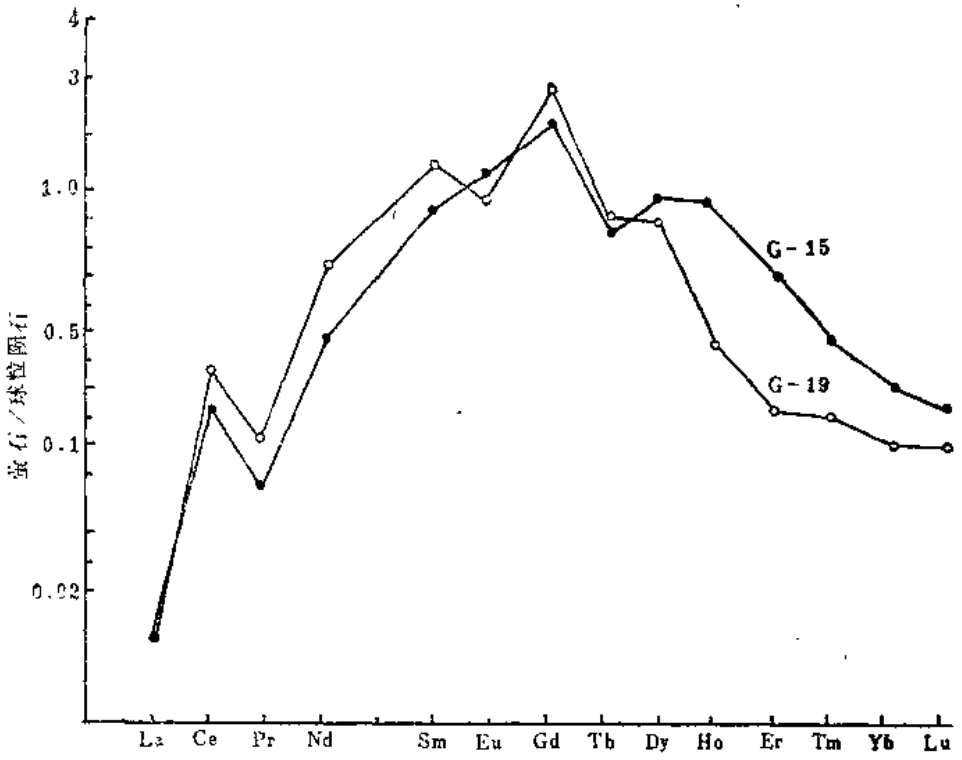



图 5.10　戈塘金矿萤石中稀土配分

1。同样，Y/Nd，Y/Ce，在前者中分别大于 11.77 和 20.99，在后者中分别小于 1.90 和 0.44（表 5.27）。这些进一步说明金成矿与萤石为同期次不同阶段产物。

**表 5.27　萤石和金矿石中稀土-金含量及其比值变化**

| 编号 | 名　称 | 含量(ppm) | | | 比值变化 | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | ΣREE | Y | Au | Y/ΣREE | Y/Nd | Y/Ce | Au/(ΣREE+Y) |
| 15 | 萤　石 | 2.709 | 7.85 | 0.49 | 2.90 | 17.07 | 20.99 | 0.046 |
| 19 | 萤　石 | 2.253 | 4.58 | 3.25 | 2.36 | 14.77 | 26.78 | 0.476 |
| 7 | 金矿石 | 4.018 | 0.527 | 27.4 | 0.13 | 0.51 | 0.507 | 6.03 |
| 9 | 金矿石 | 1.082 | 0.148 | 20.18 | 0.14 | 0.57 | 0.624 | 16.41 |
| 1 | 金矿石 | 67.601 | 14.252 | 6.74 | 0.21 | 1.16 | 0.554 | 0.08 |
| 2 | 矿化岩 | 69.769 | 15.282 | 0.81 | 0.22 | 1.19 | 0.578 | 0.01 |
| 5 | 金矿石 | 164.941 | 27.995 | 2.27 | 0.17 | 0.95 | 0.44 | 0.011 |

分析者：雷剑泉。

## 第四节　流体包裹体地球化学

黔西南改造型金矿床矿物中包裹体，在多数样品中分布是不均匀的，大小不等，气液相界线较模糊。绝大多数包裹体小于 5μm，个别有几十微米。包体片中见有纯液体包裹体、液体包裹体和含 $CO_2$、$CH_4$ 气体的多相气液包裹体等。

## 一、成矿温度和成矿溶液性质

测得金矿石矿物中均一温度大多在70—200°C范围（表5.28），盐度变化在0.4—23.1%范围。同一晶体不同部位盐度都有变化，说明在晶体生长过程中成矿溶液是在不断地变化。从石英和水晶包裹体中水含量的变化亦能说明成矿溶液是在不断地变化。测得钇-丫他矿区4个石英和水晶中包裹体水含量分别为0.061%，0.067%，0.24%和0.21%。二氧化碳含量小于0.00$n$%。

**表5.28 包裹体温度和盐度分析结果**

| 编号 | 矿物 | 均一温度(°C) | | 冷冻温度(°C) | | 盐度(NaCl, wt%) | | 备注 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | 范围 | 平均 | 范围 | 平均 | 范围 | 平均 | |
| 43 | 石英 | 117—235 | 161(3)[a] | -3.0—-8.0 | -6(7) | 4.9—11.7 | 9.1(7) | 丫他 |
| 36 | 水晶 | 109—215 | 153(10) | -0.2—-5.1 | -1.7(9) | 0.4—8.0 | 3.1(8) | |
| 36(1) | 水晶 | 133—200 | 163(13) | -2.4—-20.5 | -12.4(10) | 4.0—23.1 | 15.9(10) | |
| 36(2) | 水晶 | 120—223 | 159(9) | -0.7—-9.6 | -3.6(15) | 1.2—13.6 | 5.4(17) | |
| 36(3) | 雄黄 | 70—133 | 102(2) | | | | | |
| ZBT-5 | 雄黄 | 120 | 120(1) | | | | | 紫木凼（据成都地质矿产研究所资料） |
| ZBT-4 | 方解石 | 100—120 | 110(3) | | | | | |
| ZBT-1 | 石英 | 90—120 | 100(16) | | | | | |
| ZBT-5 | 石英 | 90—110 | 95(3) | | | | | |

a）括号内为样品数。分析者：喻茨孜。

丫他矿区包裹体成分分析表明，成矿溶液具有弱酸性特点。在成矿过程中包裹体成分是在不断地变化，早期石英比晚期石英（水晶）明显富集各种离子（表5.29）。早期

**表5.29 丫他矿包裹体成分分析结果**

| 项目 | 早期石英 | 晚期石英 | 晚期水晶 |
|---|---|---|---|
| 矿物重量(g) | 14 | 15 | 10 |
| $H_2O$ (μg) | 21.7 | 2.8 | 4.5 |
| $CO_2$ (μg) | 1320 | 308 | 151.8 |
| $K^+$ (μg) | 52.5 | 13.5 | 16 |
| $Na^+$ (μg) | 175 | 97.5 | 9 |
| $Ca^{2+}$ (μg) | 168 | 61.3 | 268 |
| $Mg^{2+}$ (μg) | 15 | 7.5 | 75 |
| $F^-$ (μg) | 微 | 微 | 11 |
| $Cl^-$ (μg) | 120 | 60 | 8 |
| $SO_4^{2-}$ (μg) | 150 | <50 | 70 |
| $HCO_3^-$ (μg) | | | 354 |
| $NO_3^-$ (μg) | | | 18 |
| $CH_4$ (μg) | | | <0.03 |
| $H_2$ (μg) | | | — |
| 阴离子 | $SO_4^{2-}>Cl^->CO_2>F^-$ | $Cl^->SO_4^{2-}>CO_2>F^-$ | $HCO_3^->SO_4^{2-}>F^->Cl^-$ |
| 阳离子 | $Na^+>Ca^{2+}>K^+>Mg^{2+}$ | $Na^+>Ca^{2+}>K^+>Mg^{2+}$ | $Ca^{2+}>Mg^{2+}>K^+>Na^+$ |

分析者：李本韶、高继禹。

矿物包裹体溶液中的 $K^+$、$Na^+$、$Ca^{2+}$、$Mg^{2+}$、$Cl^-$、$SO_4^{2-}$、$CO_2$ 分别为晚期矿物包裹体溶液中的 3.9、1.8、2.7、2、2、3 和 4.3 倍。包裹体溶液性质与矿床弱酸性围岩蚀变是一致的。

关于改造型金矿床成矿溶液性质从金矿流体包裹体（Roedder，1984）模拟实验和热力学资料中均可找到证据。近 10 余年来，成矿流体即气液包裹体的研究，测定一些与 Au 有成因关系的汞锑矿床气液包裹体 pH 值属于弱酸性（Манучарянц и др.，1970；Холаковский и др.，1981）。黔西南改造型金矿床，在 Au 与 Sb 共生的矿床中，测得石膏包裹体溶液 pH 值 6—6.5（涂光炽等，1984）。测得戈塘方解石包裹体 pH 值 4.88，板其石英包裹体溶液 pH 值 6.21，4.98，册阳金矿石方解石包裹体溶液 pH 值 5.29。这些均说明成矿溶液具有弱酸性特点。沈阳地质矿产研究所测得板其金矿、丫他金矿和三岔河金矿点包裹体 pH 值分别为 6.41、6.28 及 6.35。其盐度分别为23.99—48.00%、7.01—15.58%、9.98—10.11%，使成矿溶液高盐度和弱酸性得到进一步的证实。

## 二、成矿溶液气相成分

测得金矿矿石中共生方解石和石英包裹体气相成分有 $H_2$、$N_2$、$CH_4$、CO、$CO_2$ 和 $H_2O$，分析结果和有关参数列入表 5.30。分析样品中均含有微量的 $H_2$、$N_2$、$CH_4$、CO、$CO_2$ 和 $H_2O$，不含 $O_2$、$C_2H_8$ 气体，*Eh* 值在 −0.45—−0.88 范围。说明成矿溶液是在较还原的偏酸性介质条件下形成的。计算的氧逸度，几个样品都非常相近 $lg f_{O_2}$，为 −31.12—−31.58。$H_2$、$CH_4$、CO、$CO_2$ 逸度，几个样品相差无几，$CO_2/H_2O$ 值变化在 0.03 —

**表 5.30 改造型金矿床气相成分**

| 名称 / 项目 | C-8 方解石 | B-9 方解石 | B-4 石英 | B-8 石英 | G-17 方解石 |
|---|---|---|---|---|---|
| $H_2$ (ppm) | 1.51 | 6.19 | 0.08 | 0.08 | 0.45 |
| $O_2$ (ppm) | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| $N_2$ (ppm) | 9.38 | 6.88 | 1.10 | 1.20 | 2.19 |
| $CH_4$(ppm) | 1.25 | 5.00 | 0.53 | 0.70 | 1.07 |
| $C_2H_8$(ppm) | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| CO (ppm) | 0.00 | 18.75 | 2.75 | 4.25 | 12.50 |
| $CO_2$(ppm) | 70.70 | 320.13 | 5.00 | 5.00 | 29.46 |
| $H_2O$(ppm) | 860.00 | 1215.00 | 75.00 | 76.00 | 65.00 |
| pH | 5.29 | 4.98 | 6.24 | 8.58 | 4.88 |
| *Eh* | −0.53 | −0.46 | −0.61 | −0.88 | −0.45 |
| R | 0.52 | 0.56 | 1.51 | 2.07 | 1.10 |
| $lg f_{H_2}$ | 1.22 | 1.64 | 1.00 | 0.98 | 1.69 |
| $lg f_{CH_4}$ | 0.23 | 0.64 | 0.91 | 1.02 | 1.16 |
| $lg f_{CO}$ | −3.09 | 0.98 | 1.40 | 1.57 | 2.00 |
| $lg f_{CO_2}$ | 1.47 | 1.93 | 1.37 | 1.36 | 2.09 |
| $lg f_{O_2}$ | −31.12 | −31.13 | −31.51 | −31.58 | −31.40 |
| $CO_2/H_2O$ | 0.03 | 0.11 | 0.03 | 0.03 | 0.19 |
| 矿区（点） | 册阳 | 板其 | 板其 | 板其 | 戈塘 |

分析单位：中国有色金属总公司北京矿产地质研究所。

0.19 范围，相差很小。气相成分含量变化、气体逸度和氧化还原电位的变化，不仅有助于说明金矿石中石英和方解石成矿溶液有相似特点，也有助于说明几个矿床（点）成矿溶液气相成分和溶液性质有相似之处。

## 三、成矿溶液的液相成分

测得矿物液相包裹体成分，阳离子有 $K^+$、$Na^+$、$Ca^{2+}$、$Mg^{2+}$；阴离子成分有 $F^-$、$Cl^-$、$SO_4^{2-}$（表 5.31）。从液相成分中可看出，阴、阳离子含量在各样品中虽有变化，但成矿溶液始终富 $Na^+$、$Cl^-$，相对贫 $K^+$、$Ca^{2+}$、$Mg^{2+}$ 和 $F^-$ 等。$Na^+/K^+$ 值，$Na^+/(Ca^{2+}+Mg^{2+})$ 值均大于1。$F^-/Cl^-$ 值明显小于 1，大多在 0.*n*范围变化。从包裹体气液成分特点，与原苏联远东及乌拉尔等地，与我国江西留龙金矿床包裹体形成的热液条件非常相近。是一种富含 $Na^+$、$K^+$，并以 $Na^+$为主的碱性氯化物-重碳酸盐溶液，含 S 低。从表 5.31 中 H:C:O:S:Cl 比值变化就可说明这一点。

**表 5.31　改造型金矿床包裹体液相成分**

| 项目 \ 编号及名称 | B-4 石英 | B-8 石英 | 87-Y-82 石英 |
|---|---|---|---|
| $F^-$ (g/L) | 1.33 | 2.19 | 0.70 |
| $Cl^-$ (g/L) | 16.22 | 13.60 | 7.63 |
| $SO_4^{2-}$ (g/L) | 3.11 | 1.43 | 1.58 |
| $K^+$ (g/L) | 11.33 | 5.70 | 2.28 |
| $Na^+$ (g/L) | 7.11 | 7.02 | 4.82 |
| $Ca^{2+}$ (g/L) | 1.78 | 0.88 | 2.10 |
| $Mg^{2+}$ (g/L) | 0.22 | 0.22 | 0.09 |
| 盐度(wt%) | 19.43 | 19.02 | 6.06 |
| 矿化度(MCg/L) | 41.10 | 31.04 | 19.20 |
| $Na^+/K^+$ | 1.06 | 2.09 | 3.58 |
| $Na^+/(Ca^{2+}+Mg^{2+})$ | 5.85 | 9.79 | 3.73 |
| $F^-/Cl^-$ | 0.15 | 0.30 | 0.17 |
| H:C:O:S:Cl | 0.87:1.00:1.84.0.13:1.87 | 0.82:1.00:1.23:0.05:1.24 | 0.22:1.00:1.84:0.02:0.22 |
| 代表矿床 | 板其 | 板其 | 江西留龙 |
| 实验条件 | 成矿温度：100—300°C<br>爆裂温度：573°C<br>成矿压力：1 000 bar | | |

分析单位：中国有色金属总公司北京矿产地质研究所。

## 四、Au 在热液中迁移形式

有关金的迁移形式，许多研究者借助于现代地热体系的物理化学条件和金矿床的流体包裹体化学成分，并结合成矿模拟实验来进行讨论。研究表明，世界多数有代表性的热水溶液的 pH 值具有弱酸性—中性—弱碱性特点，温度大多为中低温，盐度变化较大，

在热水溶液中与金迁移有关的两种配离子是比较重要的，即以 $HS^-$ 为配体的硫化物配合物和以 $Cl^-$ 为配体的氯化物的配合物。黔西南改造型金矿床主要是 $HS^-$ 为配体的硫化物配合物，如 $[Au(HS)_2]^-$，而不是 $Cl^-$ 为配体的氯化物配合物，如 $[AuCl_2]^-$ 和 $[AuCl_4]^-$ 等。因为后者只有在高温、强氧化、强酸性介质中才有利于迁移，与地质条件和包裹体研究结果不相符。

形成金矿化的热液具有 $Na^+$、$K^+$、$Ca^{2+}$、$Cl^-$、$SO_4^{2-}$ ($HS^-$、$S^{2-}$)、$HCO_3^-$、$CO_2$、$NH_3$ 等成分的组成特点 (Barnes，1979)。$HS^-$、$Cl^-$、$HCO_3^-$ 是形成金的配合物的主要配体。这些特点同本章研究的金矿床包裹体组成十分相似。由于改造型金矿床形成深度较浅，多半为开放氧化环境，Au 除呈 $[Au(HS)_2]^-$，$[Au_2(HS)_2S]^{2-}$ 形式迁移外，还可以呈砷酸盐 $[Au(AsO_4)_2]^{3-}$，锑酸盐 $[Au(SbO_2)_4]^-$ 形式在溶液中运移。因为毒砂和辉锑矿中含有一定数量 Au，很可能就是由含金的砷酸盐和锑酸盐分解与 As 和 Sb 共沉淀的结果。从金矿床矿石中矿物组合特点更有利于说明这一问题。

Seward (1984)，提出了在热水硫化物溶液中，当 pH 值 3—10，温度 300°C，压力 $1.5\times10^8$bar，$Au(HS)^-$，$[Au(HS)_2]^-$ 和 $[Au_2(HS)_2S]^{2-}$ 为金迁移主要形式（图 5.11）。本章讨论的改造型金矿床氧逸度 $lgf_{O_2}$ 在 −31.12 — −31.58 很小范围，恰落在图 5.11 矿床经常沉淀的点区，pH 在酸性范围，与矿区实际情况相符。说明 Au 在成矿溶液中主要呈硫化物配合物形式迁移，不排除有少量砷化物和锑化物配合物形式进行迁移。

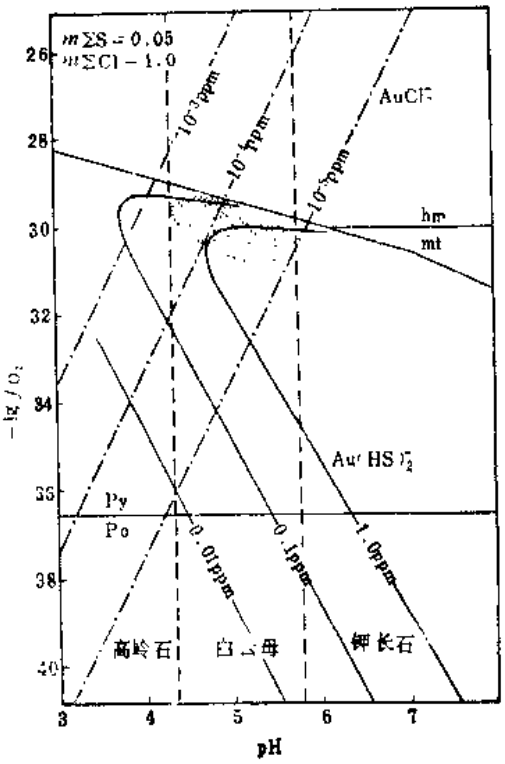



图 5.11　300°C时，相当于黄铁矿(Py)、磁黄铁矿(Po)、磁铁矿(mt)、赤铁矿(hm)的稳定域内，以 $[Au(HS)_2]^-$ 和 $[AuCl_2]^-$ 形式的金的溶解度(ppm)等值线图

(据 Seward，1984)

垂直断线给出 $aK^+=0.01$，总氯化物=1.0mol/L，总硫=0.05—0.001mol/L 时，钾长石同白云母和白云母同高岭石水解反应时平衡的 pH 值，点区域指经常遇到的矿床沉淀区

## 第五节　同位素地球化学

### 一、硫同位素

黔西南改造型金矿床硫同位素组成变化较大，$\delta^{34}S$ 可从 −23.21— +17.91‰。从 S 来源可分为三种，即生物来源硫、沉积硫和热液来源硫。矿石已测得硫同位素组成实际上是三种来源硫不同程度的混合，简称混合流。与 Au、Sb、As 成矿有关的 S 主要是混

合硫。混合硫变化范围在 $\delta^{34}S$ +10—－10‰。每个矿区由于采样数量和代表性限制，加之混合硫混合程度各异，硫同位素组成不完全相同（表 5.32）。从各矿区硫同位素组成频率分布（图 5.12）可看出板其黄铁矿硫同位素组成 $\delta^{34}S$ 主要为 +5— +9‰，辉锑矿 $\delta^{34}S$ 主要为－4—－9‰；戈塘辉锑矿 $\delta^{34}S$ 主要为－4—－6‰；晴隆、纳雍金矿化点辉锑矿 $\delta^{34}S$ 主要在 +4— +8‰之间，负值出现在－2—－4‰；丫他和紫木凼硫同位素组成主要为正值，$\delta^{34}S$ 变化在 +1— +7‰范围。

**表 5.32　硫同位素组成**

| 序　号 | 名　　称 | $\delta^{34}S$(‰) 变化范围 | $\delta^{34}S$(‰) 平均值 | 矿　床 |
|---|---|---|---|---|
| 1 | 黄铁矿 (1) | +6.2— +10.6 | +11.1 | 板　其 |
| 2 | 辉锑矿 (4) | －2.64—－8.41 | —5.91 | |
| 3 | 黄铁矿 (3) | —0.22——23.21 | —14.98 | 戈　塘 |
| 4 | 辉锑矿 (2) | —5.60——5.68 | —5.64 | |
| 5 | 黄铁矿 (9) | +0.16—+3.58 | +1.78 | |
| 6 | 白铁矿 (6) | +2.46—+17.91 | +7.10 | 紫木凼 |
| 7 | 雄　黄 (3) | +2.27—+2.73 | +2.47 | |
| 8 | 黄铁矿 (6) | —0.29—+5.93 | +3.56 | |
| 9 | 辉锑矿 (9) | —10.22—+5.40 | +2.02 | 丫　他 |
| 10 | 雄　黄(18) | +3.44—+17.13 | +5.36 | |
| 11 | 辉锑矿 (2) | +1.40—+1.87 | +1.64 | 纳　雍 |
| 12 | 辉锑矿 (30) | —5—+2.5 | —2.02 | 晴　隆 |
| 13 | 黄铁矿 (21) | | +1.9 | 晴　隆 |
| 平均值 | | +0.64 | | |
| $\delta^{34}S$(‰) | 白铁矿：雄黄：黄铁矿：辉锑矿=7.10:3.92:0.67:－1.98 | | | |

分析者：张鸿斌、刘德平、耿龙年。

硫同位素组成变化与地质环境和成矿条件密切相关。我们采集碳质层中，具层纹状黄铁矿，$\delta^{34}S$ 出现较大的负值，如戈塘黄铁矿 $\delta^{34}S$为－23‰，具明显生物成因特点。采集地层中黄铁矿，具明显沉积特点，多数富集重硫，$\delta^{34}S$ 大多大于 +10‰；通常认为热液成因硫 $\delta^{34}S$ 大多接近零值。黔西南金矿床在成因上与岩浆气液没有直接关系，沿构造上升的循环热水溶液中的 S 由于与地层中沉积硫和生物硫混合，使成矿热液中的 S 是多种成因硫的混合硫。由于上述各种原因，使硫同位素组成变化有如下特点，即从区域上看硫化物矿物同位素组成变化很大，分馏明显。从具体矿床硫化物矿物硫同位素组成具混合硫特点，均一化明显（$\delta^{34}S$ 大多在 +10—－10‰）。在成矿带或成矿区中，Au、Hg、Sb、As 无论在矿床组合、成矿关系上，还是在矿物共生上都有相类似之处，故对它们共生矿物硫同位素研究是可以相互印证的。不同矿物间硫同位素变化还可以反映成矿先后顺序和成矿环境等特点，如辉锑矿矿层大多在金矿层之下，与 Au 共生的辉锑矿硫同位素组成大多出现负值，说明在金成矿早期阶段，温度较高的条件下，热液中 S 就与地层中生物硫进行过混合，形成较高温的辉锑矿，仍保留生物硫特点。在金的主要成矿期，温度较低条件下，热液硫与地层硫进行混合，故在与 Au 共生的黄铁矿中硫同位素组成大多出

现富重硫的特点。

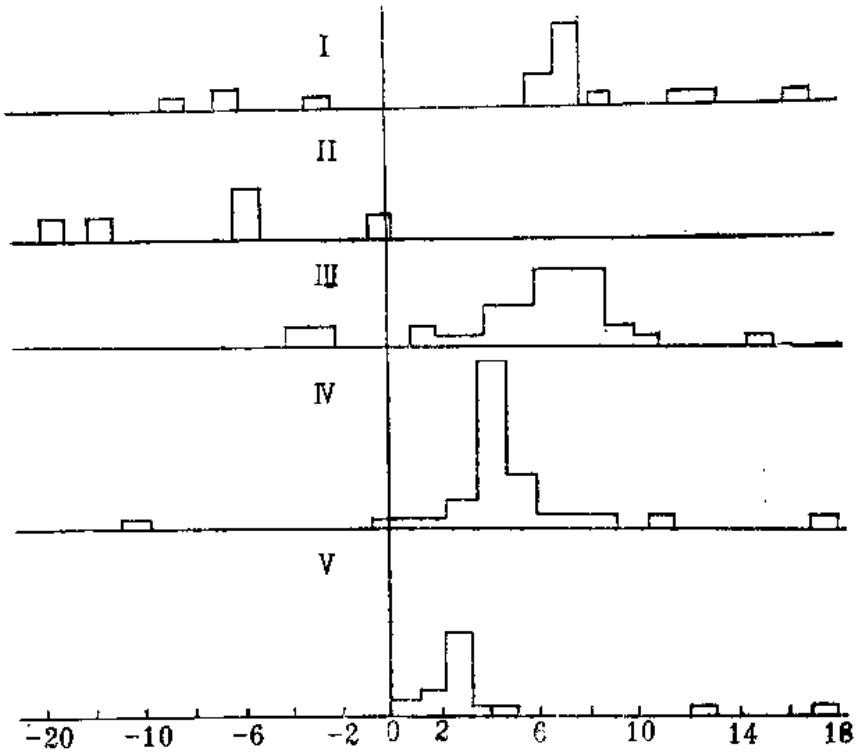



图 5.12 改造型金矿床硫同位素组成频率分布
I. 板其 II. 戈塘 III. 晴隆 IV. 丫他 V. 紫木凼

## 二、铅同位素

改造型金矿床共生矿物辉锑矿和黄铁矿单矿物铅同位素分析表明，Pb 可能有几种类型。一种铅同位素模式年龄远大于赋矿地层年龄，来自地壳深部或上地幔，属于后成铅；另一种铅同位素模式年龄与地层相当，Pb 来自地层本身，属于正常铅范围；第三种 Pb 来自上部地壳或地层本身，矿石沉积后，由于铅同位素组成受矿体中铀和钍含量及其放射性衰变的影响形成的异常铅（蒋少涌，1988）。铅同位素组成及其模式年龄列入表 5.33。

铅同位素分析结果表明，与金成矿关系密切的 Pb 为混合铅，即正常铅与异常铅不同程度的混合。混合铅表现在单阶段模式年龄计算时，用不同方法时而出现正值，时而出现负值。在 $^{207}Pb/^{204}Pb$-$^{206}Pb/^{204}Pb$ 图上，与成矿有关混合铅主要集中在 A 区，即黄铁矿和辉锑矿集中分布区内（图 5.13）。同样，在 $^{206}Pb/^{204}Pb$-$\delta^{34}S$ 图上，与金矿有关的硫同位素和铅同位素组成亦有其特征分布范围，$^{206}Pb/^{204}Pb$ 主要在 18—22，$\delta^{34}S$ 主要在 +10—−10‰，即混合硫范围（图 5.14）。由于黄铁矿和辉锑矿是金矿中常见的主要共生矿物，黄铁矿是载金矿物，辉锑矿含有一定量的 Au，有助于说明 Pb 和 Au 在来源上有一定关系。有关金的成矿实验和包裹体研究表明，深部来源金在高温、强氧化、酸性介质中 Au、Sb、Hg、As 一起可呈卤化物和硫化物配合物形式，沿构造断裂搬运到上部地壳或地表。由于 Au、Hg、Sb、As、Pb 的地球化学性质极相似，这就是为什么它们经常相伴和共生

表 5.33　铅同位素组成及其模式年龄

| 试样编号 | 试样名称 | 赋矿地层 | 同位素比值 $^{206}Pb/^{204}Pb$ | $^{207}Pb/^{204}Pb$ | $^{208}Pb/^{204}Pb$ | 模式年龄 (Ma) H.H. | R-S-F | R-F-C | 备注 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| G-13 | 黄铁矿 | $P_1$ | 18.976 | 15.558 | 39.047 | (—) | (—) | 26 | 戈塘拢孔 |
| G-20 | 辉锑矿 | $P_1$ | 18.852 | 15.596 | 38.870 | 40 | (—) | 112 | 戈塘二龙口 |
| B-1-2 | 黄铁矿 | $T_1$ | 18.315 | 15.451 | 38.174 | 251 | 281; 367; 324 | 278; 449; 363.5 | 板其 |
| B-11 | 辉锑矿 | $T_1$ | 35.646 | 16.138 | 37.498 | (—) | 755 | 770 | 板其 |
| B-12 | 辉锑矿 | $T_1$ | 22.945 | 15.746 | 38.251 | (—) | 322 | 412 | 板其 |
| B-11 | 辉锑矿 | $T_1$ | 18.663 | 15.651 | 38.881 | 245 | 40 | 107; 80; 93.5 | 板其 |
| C-14-1 | 辉锑矿 | $T_2$ | 18.547 | 15.627 | 38.645 | 299 | 121; 91; 106 | 222; 147; 184.5 | 丫他 |
| C-15-2 | 辉锑矿 | $T_2$ | 20.576 | 15.890 | 38.821 | (—) | (—) | 136 | 丫他 |
| Ch-1-1 | 辉锑矿 | P | 21.259 | 15.450 | 37.010 | (—) | 1031 | 999 | 晴隆 |
| N-2 | 辉锑矿 | P | 20.939 | 15.698 | 38.654 | (—) | 86 | 217 | 晴隆 |
| Sb-201 | 黄铁矿 | P | 18.700 | 15.574 | 38.526 | 122 | 161; 14; 87.5 | 279; 60; 169.5 | 纳雍 |
| Sb-206 | 黄铁矿 | P | 18.414 | 15.668 | 38.773 | 441 | 214; 16; 115 | 222; 160; 191 | 晴隆 |
| Sb-210 | 黄铁矿 | P | 18.677 | 15.532 | 38.538 | 86 | 154; 30; 92 | 274; 70; 172 | 晴隆 |
| 88-44 | 黄铁矿 | $T_2$ | 18.403 | 15.609 | 38.572 | 380 | 221; 134; 177.5 | 257; 228; 242.5 | 丫他 |
| 矿-1 | 辉锑矿 | $P_2$ | 18.207 | 15.576 | 38.187 | 290; 480 | 359; 391; 385 | 338; 443; 390.5 | 老厂 |
| 矿-3 | 辉锑矿 | $P_2$ | 21.198 | 15.778 | 41.164 | (—) | (—) | (—) | 老厂 |

(—) 负异常值。　分析者：毛存孝、彭建华。

的原因。

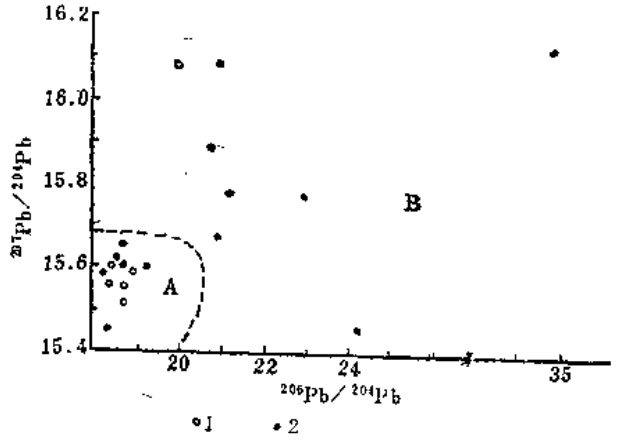



图 5.13　改造型金矿床铅同位素比值坐标图

1. 黄铁矿　2. 辉锑矿

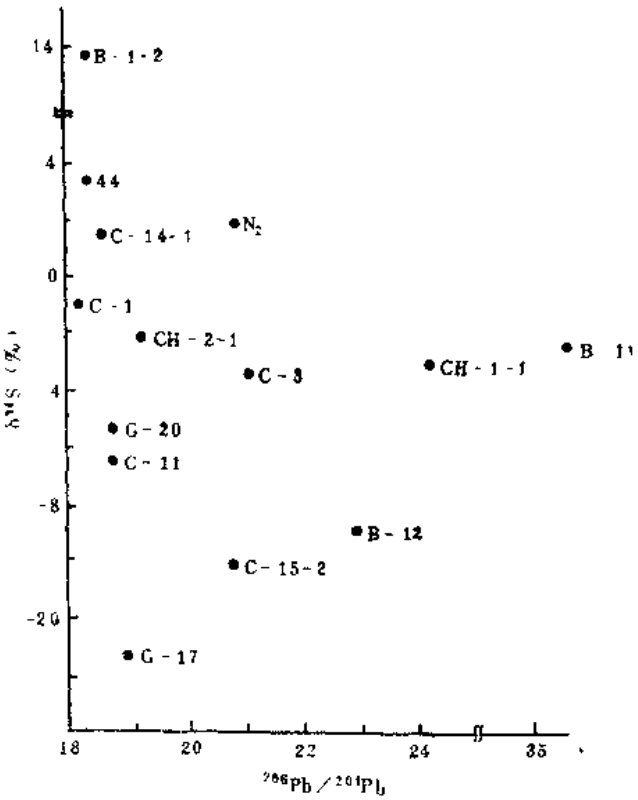



图 5.14　改造型金矿床 $\delta^{34}S$-$^{206}Pb/^{204}Pb$ 坐标图

本区 Au、Hg、Sb、As、Pb 成矿与岩浆岩没有直接成因关系，但由于本区处于南岭东西向构造带中的广西山字型与昆明山字型反射弧交汇的复杂地带，构造活动强烈。本区从海西—印支褶皱带形成以来，岩浆构造活动就没有停止过，特别是燕山期的岩浆构造活动，对地层褶皱、控矿断裂形成、成矿物质活化、同位素组成变化将直接和间接地起到影响。本节讨论的铅

同位素组成变化，就是基于成矿地质环境和地球化学理论进行的。

## 三、氧、碳、氢同位素

关于成矿热液系统中水的来源问题长期以来就有争论。随着对矿床和现代热水体系的深入研究，借助于氧、氢、碳同位素研究，使之对成矿热液系统中水多来源的认识越来越引起人们的重视。为了探讨黔西南改造型金矿床成矿热液体系中热水来源，挑选金矿石中石英和方解石单矿物进行了同位素分析（表 5.34）。分析结果表明，金矿热液主要来源于大气降水，少部分来自混合水。混合水指热液在循环途中捕获的各种类型水的混合，包括地幔水和变质水等。在构造环境和成矿条件十分复杂，深部上升热水在循环途中不可避免的要与其他成因水进行不同程度的混合，单一成因的大气降水实际上是不存在的。

**表 5.34 改造型金矿床氧、氢、碳同位素组成**

| 编号 | 名称 | 测试结果（‰） | | | 备注 |
|---|---|---|---|---|---|
| | | $\delta^{13}C_{PDB}$ | $\delta^{18}O_{PDB}$ | $\delta D$ | |
| 88-37 | 方解石 | 0.18 | −15.9 | — | 戈塘 |
| 88-38 | 方解石 | −1.39 | −13 | — | 册阳 |
| 68-8 | 方解石 | 1.75 | −8.4 | −57 | 丫他 |
| 88-39 | 方解石 | −0.12 | −12.7 | — | 板其 |
| 133 | 水晶 | — | — | −51 | 丫他 |
| 134 | 石英 | — | — | −78 | 丫他 |
| 88-24 | 石英 | — | −20.3 | −53 | 板其 |
| 88-23 | 石英 | — | −19.5 | −52 | 板其 |
| 63-10 | 方解石 | −4.6 | −12.4 | −63 | 丹寨雄黄矿体 |
| 62-12 | 白云岩 | 1.1 | −10.8 | — | 白马洞汞矿 |
| 63-9 | 灰岩 | −0.7 | −9.7 | — | 丹寨汞矿 |
| 63-4 | 灰岩 | −0.01 | −11.2 | — | 思南雄黄矿 |
| 63-5 | 方解石 | −0.3 | −15.8 | −40 | 思南雄黄矿 |

分析者：袁秀华、虞福基。

从表 5.31 中列出数据可看出，$\delta^{18}O$ 全为负值，变化在 −8.4—−20.3‰范围，显示出大气降水特点。美国加利福尼亚索尔顿地热区地表水 $\delta^{18}O$ −11‰，认为这种水完全来自天水即大气降水。当大气降水与岩浆水混合成矿时，$\delta^{18}O$ 会发生变化，岩浆水成分占优势时，大多为正值，如大气降水占优势则大多为负值。福建潘田夕卡岩铁矿，由于岩浆气液水与大气降水进行了氧同位素交换，因此部分样品负值较大，可达 −7.5—−10.6‰，说明掺入到成矿溶液中的大气降水很多（姚书振，1988）。

氢同位素资料表明，成矿热液亦属于混合水（$\delta D$ −51—−78‰），但主要是大气降水（$\delta D$ = −70—−78‰）。分析结果与美国索尔顿地下热卤水的 $\delta D$ = − 75 ‰，地表水 $\delta D$ −78‰很相近，与美国科罗拉多克雷德产于火山岩区贱金属矿成矿热液 $\delta D$ = −60‰更相近（姚书振，1988）。黔西南改造型金矿床虽然矿床产出与岩浆岩没有直接关系，但从区域岩浆活动，特别是燕山期超基性岩至酸性岩活动，无疑对矿床成矿溶液性质会有不同程度

影响的。碳同位素分析与氢、氧同位素分析结果比较一致，均说明成矿热液是以大气降水为主的混合热液。表 5.34 除列出了金矿石共生矿物同位素分析数据，还列了部分汞、锑、砷矿床分析结果。由表 5.34 可以看出它们不仅与 Au 在成矿地质环境有相似之处，而且在成矿溶液来源上亦有相同之处。

## 四、锶同位素

锶同位素分析表明，戈塘金矿石$^{87}Sr/^{86}Sr$初始值为 0.707920（图 5.15），5 个样品等时线年龄为 172 Ma（刘东升等，1985）。从测得年龄可知，成矿年龄比二叠系赋矿地层晚，晚于燕山早期。从黔西南改造型 Au、Hg、Sb、As 成矿地质环境，从海西至燕山期的岩浆构造活动，从同位素和包裹体资料均表明，尽管各矿床赋矿地层不同，具体成矿条件有差异，但它们的成矿期大体是相同的。这与华南稀有和有色金属成矿期，主要是燕山期成矿是一致的。

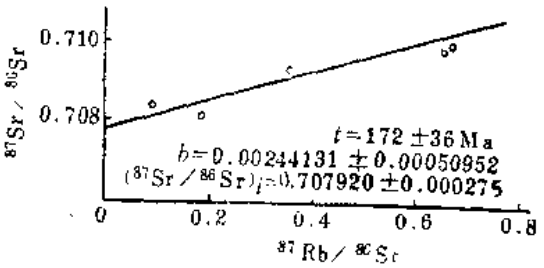



图 5.15 戈塘金矿 Rb-Sr 等时线
（据刘东升等，1985）

## 第六节 矿床组合

在黔西南改造型金矿田中，除金矿外，还有 Sb、Hg、雄黄雌黄、黄铁矿和萤石等改造型矿床相伴产出。宏观上形成一个矿床组合系列。虽然各矿床在地质地球化学上略有不同，但它们在空间分布上、产出地段、矿石类型、元素赋存状态、成矿流体性质诸方面却有很多相似之处。究其原因，由于它们成矿环境和物质来源相同，因此形成一系列成因密切的矿床组合，都限于同一个金-有色金属成矿带内。

在同一矿带或矿田中形成的矿床组合、矿体组合、矿物组合和元素组合的宏观和微观矿床地质地球化学概貌。如灰家堡背斜在不足 20km 长的金-汞成矿带中就分布有紫木凼金矿和三岔河、普子老、老王箐等数个金矿点。滥木厂和大坝田等汞矿亦分布在此矿带中（图 5.6）。在丫他和板其矿床中，可见金矿体、锑矿体、砷矿体共生或相伴产出，且它们各自均有工业价值。从包裹体、同位素和微量元素研究表明，Hg、Sb、As、Au 成矿流体性质和微量元素组合非常相似。

综上所述，不难看出要阐明改造型金矿床成因和地球化学特点，必须对矿带、矿田内各矿种成因近似的矿床组合统一进行研究，综合对比才能恰如其分的得到解释。本章始终就是基于这种思路进行工作和讨论的。从单一矿床讨论矿床成因，脱离矿床组合和地质环境无疑收效不会很大的。

研究表明，金、汞、锑、砷矿床组合宏观上共居同一矿带或矿田之中，形成矿体、矿石、矿物和元素组合系列。由于它们主要来自地层，来自深循环热水，早期沉积在地层和构造带中的成矿物质，在后期的改造过程中（主要是构造热水活动）得到活化、迁

移和局部富集，在适宜成矿条件下形成矿床。由于各成矿元素本身地球化学性质的差异，因此在同一成矿带或矿田中不同元素在空间展布、矿体富化程度、蚀变类型和矿物共生组合等方面是有明显差别的，这就是为什么人们认为汞矿是一种成因，金矿又是一种成因，把它们之间内在联系分割开来的主要原因所在。在相同地质环境和改造条件下，由于元素性质不完全相同，才形成多矿种共居同一矿田和矿床之中。由于各元素经历同样的地质作用，共生元素又有相类似的地球化学性质，因此在矿床间、矿体间，特别是元素间关系极为密切，只是在程度和多少上有所差别而已。

# 第六章　改造型金矿床中与成矿有关元素的淋出、迁移和沉淀富集条件

根据金矿床的成因分类，我国改造型金矿床属于一种重要类型。本章着重讨论在改造作用下金矿形成过程中，Au 及有关元素溶解、淋出、迁移及沉淀富集的物理化学条件，并从实验地球化学及热力学两个方面进行研究。

## 第一节　实验地球化学研究

金的原子序数为79，位于元素周期表上第六周期第一副族，和 Cu、Ag 一起通常称为铜族元素。金的化学性质十分稳定，它不溶于普通的酸（包括具氧化性的硝酸），也不被氧化（甚至高温下）。这是因为它的电子结构为 $5d^{10}6s^1$，原子中有较多的电子处于离原子核较远的外层，因此对原子核的屏蔽效应较小，而使原子的有效核电荷对最外层 s 电子有较强的束缚力。表现出了 Au 具有高的电离势，高的负电性及高的氧化还原电位（表 6.1）。因此，Au 是不活泼的化学元素，常以自然金的形式存在于自然界。

表 6.1　Au、Ag、Cu、Na、K 性质对比

| 元　素 | 第一电离势[kJ/(mol·L)] | 负电性(相对单位) | 氧化还原电位(V)<br>($Me-Me^+ + e$) |
|---|---|---|---|
| Au | 895 | 2.3 | 1.68 |
| Ag | 728 | 1.9 | 0.80 |
| Cu | 745 | 1.9 | 0.52 |
| Na | 502 | 0.9 | −2.71 |
| K | 427 | 0.8 | −2.98 |

但是从金的地球化学性质看，它又具相当的活泼性，因为金矿床的形成往往需要经过上千倍的浓集才有可能。也就是说，在地质作用中 Au 能容易地被活化、溶解、沉淀富集，即使受到温、压不高的改造作用也能形成矿床。本节将对改造热液作用下，金的活化溶解条件、迁移形式、配合物的稳定性及其沉淀富集条件进行实验研究。

### 一、Au 在改造热液条件下的溶解、淋出实验

关于金溶解度实验前人做过很多工作，最早的实验是在1935年进行的，温度达300°C。实验表明，Au 可溶解在酸性氯化物和碱性硫化物溶液中。在这之后，不少学者如 Helgeson (1968)，Weisberg (1970)，Seward (1973)，Henley (1973) 等对金溶解度进行了更广泛、深入地实验研究。综上所述，有以下两个方面：a. 在酸性氯化物溶液中，

Au 可被溶解，条件是：①有足够的 $Cl^-$ 浓度，②有比 $H^+$ 强的氧化剂的存在。并且溶解度随着温度升高、酸度增大及 $Cl^-$ 浓度增加而增大。b．在接近中性到碱性的硫化物溶液中，并有黄铁矿-磁黄铁矿还原缓冲剂的存在，Au能有效地溶解，其溶解度随温度升高（不超过300°C），还原硫浓度的增加而增大。因此，在上述两类不同性质的热液中：即氧化富氯的酸性热液及还原富硫的中碱性热液，Au 均可被溶解。实验及热力学计算也表明，在地质环境许可的 pH、*Eh* 条件下，Au 生成金硫氢配合物的浓度比生成金氯配合物的大得多，但高温下（>300°C），Au 在热液中则主要以金氯配合物的形式被溶解。

本节作者曾做过一些关于金溶解度的实验研究（涂光炽等，1984）。为了深入讨论改造作用条件下金的活化、溶解，这里主要进行温度为300°C以下，Au 在不同氯化物介质中的溶解实验。由于条件的限制，对于 Au 在中碱性硫化物介质中的溶解实验暂不作研究。当然这并不意味着 Au 在酸性氯化物介质中的溶解就更重要，而是要对这类富含 $Cl^-$、$Na^+$、$K^+$、$Fe^{3+}$ 等高盐度的热水溶液，在改造条件下，溶解金的能力进行深入的实验研究，为改造型金矿床的成因探讨提供这一方面的实验依据。

### 1．Au 在 $FeCl_3$ 介质中的溶解实验

根据 Krauskopf（1951）对金溶解度的热力学计算，在酸性氯化物溶液中，金的溶解是微不足道的。$Au + 3H^+ + 4Cl^- = AuCl_4^- + \frac{3}{2}H_2$，$K = 10^{-51}$。在有 $MnO_2$ 或 $O_2$ 等较强氧化剂的作用下，Au 能有效地溶解：

$$2Au + 12H^+ + 3MnO_2 + 8Cl^- = 3Mn^{2+} + 2AuCl_4^- + 6H_2O,\ K = 10^{28}$$

$$2Au + 6H^+ + \frac{3}{2}O_2 + 8Cl^- = 2AuCl_4^- + 3H_2O,\ K = 10^{79}$$

但这样高的氧化条件在地质环境中又很难满足，因此酸性氯化物介质应具备什么条件才能有利于金的溶解呢？热力学计算表明，在有足够高的 $Fe^{3+}$ 及 $Cl^-$ 浓度时，Au 同样能可观地溶解。考虑到自然界高价铁的存在是很普遍的，因此，我们着重研究了 $FeCl_3$ 存在时，Au 在酸性氯化物介质中的溶解实验。

1）实验方法：实验是在莫雷型小高压釜中进行，初始反应物为光谱纯金粉，配制的 $FeCl_3$ 溶液及 1mol/L KCl溶液，将它们焊封在石英管中．并置于高压釜内，填充度约为 50%，在不同温度及酸度下反应。为防止石英管炸裂，使其外压略大于内压（反应温度为 150°C 者，可将石英管直接置于电阻炉内恒温）。恒温时间为 10d（150°C 时）及 7d（250°C 时），反应结束后立即用流动冷水淬火，并迅速打开石英管取出液相，用原子吸收分光光度法测定液相中金及铁含量，二氧化硅含量用硅钼蓝比色法测定。

2）研究结果：250°C 时，Au 在 1mol/L KCl 溶液中的溶解实验表明，其溶解量甚低，仅为 1.7μg/mL。但当此溶液中含有初始铁量为 941μg/mL 的 $FeCl_3$ 时，金溶解量竟提高了几百倍。并且温度升高，溶解量增大。反应后溶液所含的 $Fe^{3+}$ 因大部分发生水解而大大降低，溶液退至浅黄色，酸度增加约 1 个单位。此外因温度升高使 $Fe^{3+} \rightarrow Fe^{2+}$ 的转化趋势增大，因此，250°C 时金溶解量及溶液所含的 Fe 量均较 150°C 时大。金的溶解同时还导致石英管中的 $SiO_2$ 被溶出（表 6.2）。

表 6.2　Au 在含有 $FeCl_3$ 的 KCl 介质中的溶解以及介质中铁和二氧化硅溶解量的变化

| 温　度 (°C) | 150 | 250 |
|---|---|---|
| 金溶解量 (μg/mL) | 482 | 766 |
| 介质中的铁含量(μg/mL) | 32 | 263 |
| 二氧化硅溶解量(μg/mL) | 89 | 442 |

当初始溶液酸度降低时 (pH 由 2 提高到 3)，金溶解量明显下降，150°C 时仅为 6.5μg/mL，表明增大溶液酸度，抑制 $FeCl_3$ 水解，才能使 Au 有效地溶解。

溶液中初始三氯化铁含量对金的溶解起决定作用。150°C，Au(2mg) + 1mol/L KCl - $FeCl_3$ (10mg/mL) 的实验表明，由于大量 $FeCl_3$ 的存在，使溶液中的 Au 全部被溶解。$FeCl_3$ 水解虽然产生了 $Fe_2O_3$ 沉淀，但反应后溶液呈棕黄色，表示仍有较多的 $Fe^{3+}$ 存在于溶液中。即金的溶解反应由于金粉（初始反应物）被消耗完而终止进行，反应并没有达到平衡。如有金粉存在，还将继续溶解。250°C 时，Au(3mg) + 1mol/L KCl + $FeCl_3$ (50mg/mL) 的实验情况相同，金粉亦完全被溶解。因此，表 6.3 所示的金溶解量远小于此介质浓度条件下的金溶解度，但即使这样，实验所给出的数据仍能说明在酸性氯化物溶液中，$Fe^{3+}$ 的存在对金的溶解极为有利。

表 6.3　KCl 介质中过量 $FeCl_3$ 对金溶解量的影响

| 温　度 (°C) | 150 | 250 |
|---|---|---|
| 金溶解量 (μg/ml) | 381 | 639 |

## 2. $SiO_2$ 存在时，金的溶解实验

众所周知，Au 与 Si 的关系十分密切，金矿化与硅化有着明显的成因联系。本节作者曾对 $SiO_2$ 在改造矿床形成过程中的作用做过部分实验研究（涂光炽等，1988），发现金属元素(特别是 Au) 的存在可大大提高酸性氯化物溶液溶解 $SiO_2$ 的能力。并且二氧化硅的存在也有利于上述溶液中 Hg、Sb、Ag 等金属元素的溶解，而对金的溶解似乎不利。为了进一步研究 $SiO_2$ 对含氯溶液溶解 Au 的影响，我们在酸性 (pH = 4.5—5) 氯化钠溶液中分别加入光谱纯非晶二氧化硅、石英砂及硅胶溶液进行金的溶解实验[1]。250°C的实验结果如图 6.1 所示。

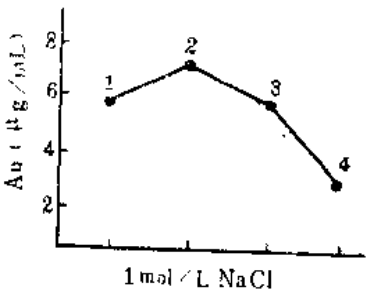



图 6.1　不同类 $SiO_2$ 对 NaCl 溶液中金溶解量的影响

1. Au+1mol/L NaCl　2. Au+1mol/L NaCl+非晶二氧化硅
3. Au+1 mol/L NaCl+石英砂
4. Au+1 mol/L NaCl+硅胶

非晶二氧化硅的存在对酸性氯化钠溶解 Au 较为有利，石英砂的影响似乎不大，但硅胶的存在却使金溶解量有所降低，这可能是由于溶液中硅胶粒子的存在阻碍了金粉表面已溶金配合离子的扩散作用而造成的。

1) 实验方法同上，反应后溶液中金含量用无火焰原子吸收分光光度法测定。

非晶二氧化硅对酸性氯化钾溶液中金的溶解基本没有影响。250℃时，金溶解量均小于2μg/mL。

这里尚需说明一点：由于二氧化硅的胶体性质会给溶液中低含量金的准确测定带来一定的误差（主要是偏低），因而使实验难以给出确切定量的结论。不过可以认为$SiO_2$的存在对酸性氯化钠溶解Au的影响，主要表现在硅胶的存在对金的溶解不利，但其他类$SiO_2$对金的影响总的来说并不显著。相反，上述溶液中自然金（或金氯配合物）的存在却能使非晶二氧化硅溶解量提高2—3倍（图6.2）。无Au存在时，1mol/L NaCl溶液中二氧化硅溶解量为569μg/mL。对应条件下的KCl溶液中，二氧化硅溶解量见图6.3。结果与图6.1很相似，仅中间一点略低。

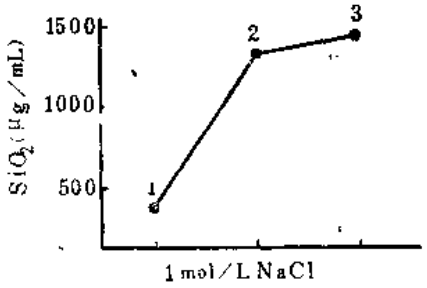



图6.2 1mol/L NaCl溶液中存在Au时，二氧化硅的溶解
1. Au+NaCl[1] 2. Au+NaCl+$SiO_2$
3. $HAuCl_4$+NaCl+$SiO_2$

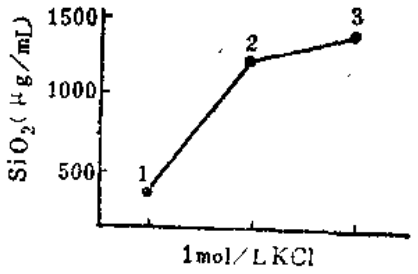



图6.3 1mol/L KCl溶液中存在Au时，二氧化硅的溶解
1. Au+KCl[1] 2. Au+KCl+$SiO_2$
3. $HAuCl_4$+KCl+$SiO_2$

含金氯化物溶液对$SiO_2$这种特殊的溶解能力或许是造成含金的酸性成矿热液富含二氧化硅的原因之一。至于金的存在为何能使$SiO_2$被大量溶解，其原因还有待于进一步研究。

### 3. 几个矿区样品中金淋出实验

为了讨论改造型金矿床金淋出条件，我们以浙江治岭头，黔西南册亨等几个矿区的样品为代表，对其进行了不同介质条件下的淋滤、溶出实验。

1）对治岭头（S-46）、小秦岭（H-33）及黔西南册亨（C-3-1）三个矿区样品的淋滤实验：治岭头样品为含石榴子石的片麻岩，小秦岭样品为斜长角闪岩，册亨样品为粉砂岩。样品中金含量分别为25ppb，21ppb及0.96ppm。实验分两组进行：第一组淋滤液为1mol/L NaCl+0.1mol/L $NaHCO_3$（5:1），pH为7.5。样品量各称30g，淋滤总体积为2 400mL，同时对三个样品进行淋滤，速度控制在1.5s/滴左右。第二组淋滤液为1mol/L NaCl+0.1mol/L HCl(25:1)，pH为3.5。实验方法同上。为了尽可能充分地淋滤出样品中的Au及有关元素，除了保持较慢的淋滤速度外，将淋出的溶液对样品再淋滤一次。淋滤结束后，用无火焰原子吸收分光光度计测定溶液中金含量，由于淋出体积大，金浓度太低，因此在淋出液中加入黄铁矿使其沉淀富集后，再进行金含量的测

1）测出的二氧化硅含量为石英管所溶下的。

定。同时对黄铁矿进行空白试验校正。固相进行双目镜下观察及 X 射线粉晶鉴定。

实验后发现部分黑云母、石英及斜长石等矿物颗粒有次生长大现象，粒度（以小于200目）最大的可长到1mm左右。图版Ⅰ照片1、2、3，分别为小秦岭及治岭头样品实验后次生长大的黑云母片、斜长石及石英颗粒。表6.4为第一组实验反应后液相分析结果。

**表6.4 淋滤第一组溶液中的元素含量及淋出率**

| 样品号 \ 元素 | | Au (μg) | Ag (μg) | $Fe_2O_3$ (mg) | $K_2O$ (mg) |
|---|---|---|---|---|---|
| S-46[a)] | 含量 | 0.19 | 14.- | 3.6 | 63.2 |
| | 百分率(%) | 25.3 | 9.0 | 0.4 | 4.2 |
| H-33[b)] | 含量 | 0.10 | 9.6 | 2.4 | 41.6 |
| | 百分率(%) | 15.9 | 7.8 | 0.1 | 13.2 |
| C-3-1[c)] | 含量 | 0.42 | 16.0 | 2.0 | 44.8 |
| | 百分率(%) | 1.5 | 51.8 | ? | 5.0 |

a),b) 治岭头、小秦岭样品由王秀玲、程景平提供；c) 黔西南册亨样品由张宝贵提供。

为便于比较，原样品中对应元素的分析数据列于表6.5。

**表6.5 原样品中 Au 等元素的含量**

| 样品号 \ 元素 | Au(g/t) | Ag(g/t) | $Fe_2O_3$(%) | $K_2O$(%) |
|---|---|---|---|---|
| S-46 | 0.025 | 0.5 | 2.78 | 5.0 |
| H-33 | 0.021 | 4.12 | 10.83 | 1.05 |
| C-3-1 | 0.96 | 1.03 | 3.23 | 2.98 |

实验表明，含碳酸氢钠的中碱性氯化钠溶液对治岭头片麻岩样品中的金淋出率最高，对银溶出效果也极好。但是它对黔西南册亨粉砂岩样品中金淋出能力却很差。三个样品中的 Fe 也很少转入溶液。由此可见，不同改造类型金矿床中 Au 被淋出的难易程度是有差别的，这可能与含矿地层中金赋存状态及热液性质有关。

对比第二组实验（表6.6），酸性富钠富氯热液对小秦岭样品中金淋出率最高，对黔西南册亨样品中金淋出与上组实验结果一样，效果很差。可能与黔西南册亨金矿属卡林型微细浸染状金矿类型有关，Au 除了赋存在黄铁矿的晶隙或裂隙间，还被包裹在石英及粘土矿物中，故较难淋出。对于治岭头样品，酸性氯化物溶液比中碱性含碳酸氢钠的氯化物溶液淋滤金的能力要强些。包裹体成分分析也表明，治岭头成矿流体中 $HCO_3^-$ 的含量较低，两者结果是吻合的。

**表6.6 淋滤后第二组溶液中的金含量及淋出率**

| 样品号 | S-46 | H-33 | C-3-1 |
|---|---|---|---|
| 淋出液中金含量 (μg) | 0.21 | 0.19 | 0.17 |
| 淋出率 (%) | 28 | 30.2 | 0.6 |

2）不同介质条件下治岭头（S-45）。黔西南戈塘（G-1），粤西那陈（Y-1）三个矿区样品[1]的浸取（溶出）实验：治岭头样品仍为片麻岩，戈塘样品为粉砂岩地层中的硅质角砾岩，那陈样品为含碳质黄铁矿石英脉，样品中金含量分别为36ppb，27.4ppm及51.4ppm。

①称取四份治岭头（S-45）样品各3g，分别置于不同离子组分及pH的四组溶液中：(a)0.5mol/L NaCl，pH=5，(b) 0.5mol/L NaCl+0.5mol/L $NaHCO_3$(1:1)，pH=8；(c) 0.5mol/L NaCl+0.15mol/L NaHS(1:1)，pH=9.5；(d) 海水样[2]，pH=6。溶液体积为10mL，室温下浸取，时间为12个月。实验后溶液相中金含量的分析结果列于表6.7。

**表6.7 浸取后溶液中的金含量及浸出率**

| 项目 | 初始样品 | 浸出液 | | | |
|---|---|---|---|---|---|
| | | a组溶液 | b组溶液 | c组溶液 | d组溶液 |
| 含金总量(μg) | 0.108 | 0.015 | <0.01 | <0.01 | 0.02 |
| 浸出率(%) | | 13.9 | <9.3 | <9.3 | 18.5 |

结果表明，海水对样品中金溶出效果最好，碱性溶液对金溶出不利，这可能因海水的盐度较高，含有较多的$Cl^-$及$Na^+$等(据海水的成分分析，$Cl^-$浓度为17 682mg/L，$Na^+$浓度为13 466mg/L，$K^+$浓度较低，为504mg/L)，故利于金的溶解。

这里需强调一点，因初始样品的含金总量低，实验数据的测定误差相对较大。因此，对这类实验数据定量地进行计算和讨论是不恰当的。在这种情况下，它作为实验依据，可对金活化溶解进行半定量的结果讨论。

②称取黔西南（G-1）及粤西（Y-1）样品各六份，每份样品量为800mg，分别置于下列六种溶液中浸取。(a) 0.5mol/L NaCl+0.1mol/L HCl(24:1)，(b) 0.5mol/L NaCl+0.25mol/L $H_2SO_4$(24:1)，(c) 0.5mol/L NaCl+0.1mol/L HCl+30mg$MnO_2$，(d)0.5mol/L NaCl+0.25mol/L $H_2SO_4$+30mg$MnO_2$，(e) 0.5mol/L NaCl+0.1mol/L HCl+500mg$FeCl_3$，(f) 0.5mol/L NaCl+0.25mol/L $H_2SO_4$+500mg$FeCl_3$。溶液体积均为25mL，浸取时间为12个月。实验结果如表6.8所示。

**表6.8 浸取后溶液中的金含量及浸出率**

| 样品号 | 金含量(mg)及浸出率(%) | 初始样品 | 浸出液 | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | 溶液a | 溶液b | 溶液c | 溶液d | 溶液e | 溶液f |
| G-1 | 含金总量 | 21.9 | <0.2 | <0.2 | <0.2 | 1.0 | 13.8 | 12.2 |
| | 浸出率 | | <1 | <1 | <1 | 4.6 | 63 | 55.7 |
| Y-1 | 含金总量 | 41.1 | <0.4 | 1.0 | 1.0 | 1.0 | 14.8 | 14.8 |
| | 浸出率 | | <1 | 2.4 | 2.4 | 2.4 | 36 | 36 |

1）黔西南戈塘样品及粤西那陈样品由张宝贵提供。

2）海水样由张祥坤提供，取自青岛栈桥。

从金的溶出情况看，富含 $Fe^{3+}$ 的酸性溶液对样品中金的浸取最有利，这可能是由于增大了溶液的酸度和 $Fe^{3+}$ 具氧化性所致。二氧化锰的氧化能力虽然比 $Fe^{3+}$ 强得多，但由于前者的氧化作用强调酸性条件（即 $MnO_2$ 在氧化过程中需不断消耗 $H^+$），若无 $H^+$ 的继续供给，则不利于金的溶出。溶液（c）浸取样品 1d 后，其 pH 值即升高了 1—1.5 个单位便是例证。而且因 $MnO_2$ 更易氧化较低于金氧化还原电位的（样品中的）其他低价元素（如 Fe、Cu 等）。因此，在样品组分复杂，各种反应相互制约的情况下，不容忽视酸性溶液中 $Fe^{3+}$ 对金的溶解作用。

## 二、改造热液中金氯配合物的稳定性实验

金的溶解实验表明，在酸性、较氧化的富氯热液中，Au 以金氯配合物的形式被溶解存在于热液中。热液在运移过程中因不断与围岩作用，除了温度、压力逐渐降低外，其组分、酸度及氧化还原等条件均随之发生改变，使热液中金氯配合物的稳定性受到影响。在一定的构造部位便可能沉淀，富集成矿。有关热液温度、压力、酸度及 *Eh* 对金氯配合物稳定性影响的实验资料，本节作者已报道过（涂光炽等，1984），不再赘述。这里主要讨论热液组分对金氯配合物稳定性的影响。

### 1. 金氯配合物在 NaCl 及 KCl 介质中的稳定性实验

实验方法同前所述，初始反应物为氯金酸固样（实验室制备）及氯化物介质。低温实验因反应速度较缓慢，恒温时间适当延长，75°C 下的实验时间为 1 个月。在 1mol/L 酸性氯化钠溶液中（pH = 4—4.5），金氯配合物随温度升高，水解量有所增大(图6.4)，但溶液 pH 值变化不大，250°C 的实验反应后 pH 值仅降低 0.5 个单位，溶液仍现黄色，无沉淀生成，金氯配合物基本稳定。当用 NaOH 将 NaCl 溶液调至碱性（pH 高于7.5时），黄色溶液变浅，金氯配合物趋于不稳定，有部分转变成金氧配合物 $AuO_2^-$，方程式表示为：$AuCl_4^- + 4OH^- = AuO_2^- + 2H_2O + 4Cl^-$。将此溶液在 250°C 时恒温 10d（焊封在石英管内，填充度约50%）反应后 pH 值下降了一个单位，溶液退至近无色，金氯配合物发生了水解。生成 $Au^0$，但并没有产生沉淀。这可能因石英管受到碱性氯化钠的溶蚀，250°C 时，被溶下的二氧化硅含量可达 468ppm，是它们保护了 $Au^0$ 在热液中的稳定存在。

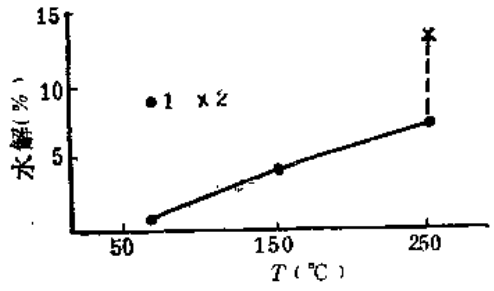



图 6.1 金氯配合物在 1mol/L NaCl 介质中的水解

1. 介质 pH 为 4—4.5 2. 介质 pH 为 7.5

溶液阳离子组分 Na 或 K 的存在对金氯配合物的影响显示在图 6.5 上。150°C 及 250°C 的实验表明，金氯配合物在 1mol/L NaCl 溶液中的稳定性比在同浓度 KCl 溶液中的稍大些。在 250°C，KCl 介质的实验中，反应后溶液黄色略变浅，pH 值也有所下降，虽无自然金沉淀析出，但放置后有少量微细金片浮现在液面上。可见阳离子 K对金氯配合物的稳定性影响较大，或者说金氯配合物的钾盐不如钠盐稳定

## 2．二氧化硅的存在对氯化物介质中金氯配合物稳定性的影响

实验方法同上，初始反应物为氯金酸固样和非晶二氧化硅，分别在 1mol/L NaCl 及 1mol/L KCl 介质中反应，不同温度下的实验结果如图 6.6、图 6.7 所示。

研究表明，除 75°C 的实验外，二氧化硅的存在影响了酸性 NaCl 溶液中金氯配合物的稳定性。温度增高，水解量增大。150°C 时，反应后溶液退至无色，pH 值下降 2 个单位，并有三角形、六边形片状及不规则形自然金析出（图版 II 照片 4、5）；250°C 的实验，反应后溶液无色，pH 值下降，但未见自然金生成。观察反应液 1d 后，发现溶液重显浅黄色，并有闪亮的细小金片析出。这些现象表明，热液中二氧化硅的存在虽然影响金氯配合物的稳定性，但由于反应同时溶解了大量的非晶二氧化硅（250°C 时，溶解量高达 1 418ppm）。这些被溶解了的二氧化硅阻滞了金氯配合物直接以自然金的形式沉淀析出，保护被还原的金，使它们以 $Au^0$（或 $Au^+$）的亚稳状态相对稳定在热液中。温度较低时（150°C），金氯配合物的稳定性反而较差，易析出自然金。可能与溶液中被溶出的二氧化硅较少有关。

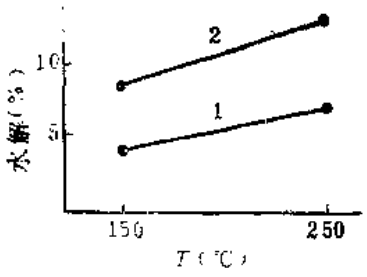



图 6.5 阳离子组分对金氯配合物稳定性的影响
1．NaCl 介质 2．KCl 介质

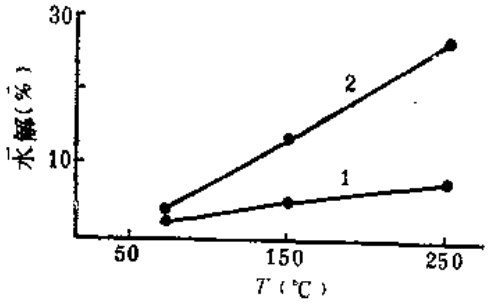



图 6.6 非晶二氧化硅对金氯配合物钠盐稳定性的影响
1．不存在 $SiO_2$ 时，1mol/L NaCl 介质中金氯配合物的水解 2．存在 $SiO_2$ 时，1mol/L NaCl 介质中金氯配合物的水解

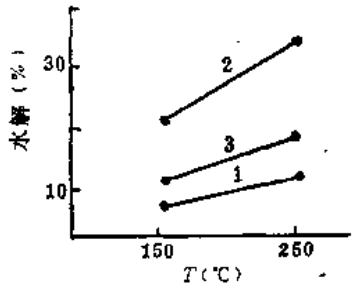



图 6.7 $SiO_2$ 对金氯配合物钾盐稳定性的影响
1．不存在 $SiO_2$ 时 2．存在非晶二氧化硅时 3．存在硅胶时，1mol/L KCl 介质中金氯配合物的水解

非晶二氧化硅对 KCl 介质中金氯配合物的稳定性影响更大些，150°C 时，沉淀出金属光泽较差的极薄金片；250°C 时，反应后即有少量微粒金析出。

与非晶二氧化硅比较，硅胶的存在对酸性氯化钾介质中金氯配合物的稳定性影响较小（图 6.7）；150 °C 之实验，反应后 pH 值略有下降，溶液之黄色比反应前稍浅些，有极少量微细金片产生。250°C 时，退色较明显，为浅黄色，但无自然金析出。在 NaCl 介质中情况相似（图6.8），金氯配合物受到硅胶的保护，反应后黄色溶液无明显变化，也未见自然金生成。

硅胶对金的保护作用受溶液 pH 的控制，碱性硅胶在温度升高时易发生凝聚，故在

pH＞7.5，温度为250°C的NaCl介质中，金氯配合物因硅胶的凝聚也同时被破坏沉淀下来（金含量降为零），形成了带浅蓝紫色的凝聚沉淀。酸性溶液中的硅胶因金氯配合物的存在可被解聚成单分子。在上述图6.7曲线（3）的实验中，测得初始反应液中硅胶单分子含量仅有168μg/mL，反应后硅胶单分子含量成倍地增加，温度越高，越有利于解聚。250°C时，其含量可达1 362μg/mL（图6.9）。胶体二氧化硅如此大量地被解聚是什么原因尚不清楚，是否可能形成Au-Si-Cl配合物还有待进一步研究。

在碱性（pH＝7.5）NaCl及KCl介质中，非晶二氧化硅的存在破坏了金氯配合物的稳定性，150°C时，其水解百分数为91%及99%。250°C下的实验结果相似，反应后pH值下降约2.5个单位，溶液由碱性演变为酸性。产物除生成细粒状自然金外，还见到棕色絮状及带有桔黄色的金沉淀，与聚合的二氧化硅一起沉淀析出。

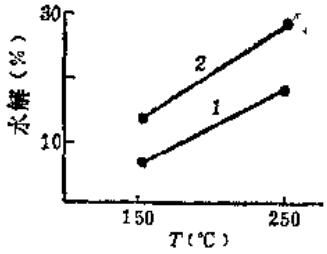



图6.8 硅胶与非晶二氧化硅对金氯配合物钠盐稳定性影响的比较
1. 存在硅胶时，1mol/L NaCl介质中，金氯配合物的水解 2. 存在非晶二氧化硅时，1mol/L NaCl介质中，金氯配合物的水解

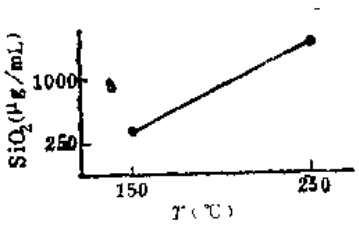



图6.9 金氯配合物存在时，酸性KCl介质中硅胶的解聚

### 3. $FeCl_3$存在时，金氯配合物的稳定性实验

前面已有实验指出，在较低的温度（250°C）范围内、三氯化铁的存在对酸性氯化物介质中金的溶解非常有利。那么它对此介质中金氯配合物稳定性的影响又如何呢？我们进行了150°C下$HAuCl_4$ + 1mol/L KCl + $FeCl_3$（32Mg/mL）的实验研究。方法同上，结果表明，酸性富氯热液中的$FeCl_3$对金氯配合物的稳定存在是有利的。一方面因$FeCl_3$本身易发生水解，使溶液变酸，可抑制金氯配合物的水解；另一方面溶液酸度增大，也有利于高价铁的稳定存在，阻止金氯配合物被还原析出。因此反应后溶液pH下降虽多（由2降到＜1），但金氯配合物水解量却只有6.2%（初始溶液金含量为508μg/mL）。沉淀产物除片状赤铁矿外，还生成少量棕黑色絮状沉淀，但未见自然金。由此可见，只要在一定酸度条件下，$Fe^{3+}$不但可与金氯配合物同存于富氯热液中，而且还可提高金氯配合物的稳定性，有利于Au在热液中的迁移。

值得注意的是，实验中所有含硅、铁、金的溶液测定都可能涉及到二氧化硅或氢氧化铁胶体吸附金的问题。因此，实验测定结果常由于Au被不同程度的吸附而使数据出现波动。为了提高数据的可靠性，除了多次重复实验外，尽可能掌握好每一个环节（尤其是淬火时间、取样操作等），避免在淬火过程中造成误差。实验进程中形成的胶体金（$Au^0$）更容易被吸附，这种情况常引起反应后溶液退色，而无结晶状态的自然金析出。因被胶体二氧化硅或氢氧化铁吸附的金一般不立即沉淀析出，它可以微粒状态存在，颜

色变化可从紫红色到蓝灰色直到黑色。因此实验所得数据的绝对值有可能偏低。不过只要对这个问题有足够的认识，在讨论金氯配合物的稳定性时，应将这一因素考虑进去，认真分析实验数据和观察到的现象，是能够将金氯配合物在热液中的稳定性较客观地反映出来。

## 三、金的沉淀富集条件

热液体系中温度、压力、组分、pH 及 *Eh* 的变化都有可能使金氯配合物破坏，沉淀析出自然金。下面将具体讨论在改造作用下，金氯配合物被分解、沉淀富集的条件。

### 1．温度、压力的变化

在改造作用范围内，温度、压力的变化基本不影响酸性富氯热液中金氯配合物的稳定性。前面已有实验表明，随温度、压力升高（250°C 范围内），反应后溶液 pH 值略为降低，水解量虽有所增大，但未生成自然金，溶液仍现黄色。因此，在温度、压力变化不大的改造作用下，金氯配合物是稳定的，不可能形成自然金沉淀。另外，从改造型金矿床的形成温度来看，其变化范围从 160—230°C 以上都有可能，也说明了单一的温度、压力变化不是金沉淀、富集的主要原因。

### 2．组分变化的影响

成矿流体的组分是复杂的，不同组分对金氯配合物的稳定性有不同的影响。

1）Na、K 比较：Na、K 是热液中主要的阳离子组分，它们均可作为金氯配合物的外界阳离子存在于热液中。但是，两者的情况不完全相同。实验指出，金氯配合物的钾盐不如其钠盐稳定，也就是说，成矿流体中钾浓度高时，不利于金氯配合物的稳定存在；特别在富含钾的中碱性热液中，金氯配合物很不稳定，被破坏沉淀出自然金。这个实验结果与包裹体的成分测定资料是吻合的，在改造型金矿床成矿流体中，阳离子钾的浓度低于 Na，有利于金氯配合物的稳定运移。因此，当成矿流体由富钠向富钾变化时，则对金的沉淀有利。据野外观察，钾长石化比钠长石化与金矿化的关系似乎密切些，这可能与金矿化时热液中的钾含量大于钠含量有关。

2）铁的影响：Au 作为变价元素，它在沉淀时与在搬运时的价态是不同的。故金氯配合物在热液中的稳定性还受其他变价阳离子价态变化的影响。由于 Au 具有高的氧化还原电位，因此，一般的变价元素如 Fe、Cu 等只要以低价出现，就立即与金氯配合物发生氧化还原反应，Au 被还原，Fe、Cu 等被氧化。因而热液中高价铁离子的存在并不影响金氯配合物的稳定性，同时，由于 $Fe^{3+}$ 的易水解性，使溶液酸度增大，反而还有利于金氯配合物的稳定存在。因此，只有热液（或围岩）中的低价铁才促使金氯配合物还原，沉淀析出自然金。

3）二氧化硅的影响：在改造型金矿床中，无论是充填脉型，还是破碎带蚀变岩型，$SiO_2$ 与金矿化关系密切是众所周知的。伴随着金的矿化，不是出现大量的脉状石英，就是产生近矿围岩的硅化蚀变。所有这些都反映了成矿热液是富含二氧化硅的。实验已证明：二氧化硅的存在对酸性富氯热液溶解 Au 虽然较为有利，但作用不大。相反，

Au 或已溶金氯配合物的存在却可使热液溶解二氧化硅的能力大大提高。因此，含金的酸性富氯热液往往是富硅的。②二氧化硅的存在对热液中金氯配合物的稳定运移是不利的，尤其在温度较低（150°C）时，金氯配合物易破坏沉淀出晶形较好的片状自然金。当温度较高（250°C）时，热液中溶解的二氧化硅量增多了，对被还原的 $Au^0$ 可起一定的保护作用，故溶液中未见到自然金生成。但经搅动或放置后，可有棕红色的金沉淀出现在石英管壁上或有微细金片自溶液中析出。因此，胶体二氧化硅仅在一定程度上起保护作用，使 Au 不立即被沉淀出来。实际上，金氯配合物已趋于不稳定，被分解、还原。反应后溶液退色，pH 值下降，水解量增大，就足以说明暂时稳定在热液中的金溶胶一旦受到不利因素的微小影响时（如 pH 升高、*Eh* 降低），便会立即以自然金的形式沉淀出来。

4）Ag 存在的影响：Ag 是改造型金矿床中最常见的伴生元素，它与 Au 可形成自然金-银系列矿物，或以单独银矿物出现。热液中银的性状对金氯配合物的稳定性影响如何？以及在什么条件下，金氯、银氯配合物可同时沉淀形成自然金-银系列矿物？本节作者曾进行过有关方面的实验研究（涂光炽等，1987）。现简述如下：在酸性富氯热液中，金氯、银氯配合物的稳定性是相似的，两者可同时在热液中运移，不发生沉淀。但是，当热液中的金氯配合物遇到自然银时，则立即被还原，沉淀析出自然金。存在于酸性热液中的金氯、银氯配合物只是在体系氧化还原电位降为与硫化物（黄铁矿等）共存的还原条件时，两者才同时被破坏，沉淀形成自然金-银系列矿物。至于其他因素如 pH 的升高、硫的加入等虽然也可破坏金氯、银氯配合物的稳定性，但只能使它们分别沉淀出自然金、自然银及硫化银，却形成不了自然金-银系列矿物。因此，热液存在自然银可使金氯配合物还原沉淀出自然金，而银氯配合物仅在体系处于酸性、贫硫的还原环境时，才与金氯配合物一起沉淀形成自然金-银系列矿物，其他条件下，它的存在对金的沉淀富集基本无影响。

5）阴离子组分的影响：主 $Cl^-$：自然界水体中 $Cl^-$ 的存在是很普遍的，改造型金矿床的成矿流体主要来源于大气降水，据包裹体成分测定，大气降水中的 S:Cl 为0.16—1.4，因此，可以认为改造热液是富氯的。并且作为金氯配合物的配位体，$Cl^-$ 浓度的变化更能直接影响其配合物的稳定性。方程式 $AuCl_4^- = Au^{3+} + 4Cl^-$，表示金氯配合物在溶液中有一定程度的离解，当 $Cl^-$ 浓度减少时，反应向右进行，金氯配合物趋于不稳定，易沉淀出自然金。因此，降低热液中的氯浓度可引起金氯配合物分解，有利于金的沉淀。②S：S 是变价元素，它在热液中的行为比较复杂，随着 pH 或 *Eh* 的变化，硫以不同的形式和价态存在于热液中。在还原条件下形成的低价硫与金矿化的关系最为密切，它以 $H_2S$、$HS^-$ 或 $S^{2-}$ 三种形式存在于热液体系中（从酸性到碱性）。实验证明，金氯配合物只要与低价硫（不管何种形式）相遇，都被还原沉淀析出自然金。

### 3．酸度的变化

对以氯配合物运移的金来说，酸性富氯是它稳定存在于热液中的重要条件。因此，热液酸度降低，向中碱性方向演化时，金氯配合物的水解程度明显增强。我们对金氯配合物＋碳酸钙以及金氯配合物在碱性条件下（以 NaOH 调节 pH 为 7.5）的实验进行过比较，两者都表明溶液中 $H^+$ 浓度减小，金氯配合物趋于不稳定，但因 $CaCO_3$ 的存在

不断消耗了水解产生的 $H^+$，故前者的水解反应比后者强烈得多，300°C 时沉淀出自然金，而后者未见 Au 析出。表明水解反应所产生的 $H^+$ 虽然也被碱性溶液所中和，但因是封闭体系，反应很快即达到平衡，不再继续进行。因此溶液“局部”碱性对金氯配合物稳定性的影响远小于溶液被 $CaCO_3$ 不断中和所产生的影响。

但是，当有大量非晶二氧化硅存在于碱性溶液中时（如 pH 为 7.5，金氯配合物的钠盐或钾盐 + 二氧化硅的实验），金氯配合物则强烈水解，溶液中的金几乎全部析出。因此，富硅的碱性热液是金的有效沉淀剂，这可能与碱性溶液中的二氧化硅最易被电解质聚合和沉淀有关。镜下观察实验产物也证明了这一点，因二氧化硅的聚合，使部分 Au 也随之沉淀析出，可看到棕色及带桔黄色的少量沉淀“混夹”在聚合的二氧化硅而被一起沉淀下来。

#### 4. 体系氧化还原条件的变化

Barnes（1979）曾对氯配合物的沉淀反应进行过讨论，热液体系中总硫浓度的增加是氯配合物发生沉淀的主要原因，方程式为：$MeCl_2(aq) + H_2S = MeS + 2H^+ + 2Cl^-$。Au 虽然不以金属硫化物的形式被沉淀，但低价硫的存在降低了体系的氧化还原电位，使金氯配合物的稳定性遭到破坏，被还原成自然金。

我们选择黄铁矿作为体系总硫浓度的供给者，进行不同介质条件下金氯配合物的沉淀实验。实验分四组进行：①氯金酸固样 + KCl(1mol/L) + 黄铁矿（6mg），②氯金酸固样 + KCl(1mol/L) + $SiO_2$(非晶) + 黄铁矿，③氯金酸固样 + KCl + 硅胶 + 黄铁矿，④氯金酸固样 + KCl + $FeCl_3$(130mg) + 黄铁矿。反应温度为 150°C，初始溶液金含量均为 508μg/mL，溶液为酸性，①、②组溶液 pH 为 1.5，③、④组 pH 为 2。所有实验反应后溶液中的金几乎完全沉淀，剩余的金含量仅分别为 1.9μg/mL，1.9μg/mL 及 2.5μg/mL。溶液中三氯化铁的存在未能影响黄铁矿沉淀 Au，因在此条件下 $Fe^{3+}$ 也都被还原了（溶液退至无色）。分析固相当中发现，金沉淀时的条件不同，其结晶形态也有差别，除有一部分金沉淀在黄铁矿的表面外，在实验①中，自然金以丝团状出现（图版 II，照片 6），金属光泽较差，实验②中 Au以树枝状、羽毛状晶出。实验③中金结晶形态与②相似。实验④沉淀出的自然金形成薄片状的细粒集合体。

上述沉淀实验在 NaCl（1mol/L）介质中进行时，得到类似的结果，但金的结晶程度似乎更差些，大部分以絮状沉淀出现，少见结晶状的自然金。唯实验②两者结晶情况相同，均生成了晶形为树枝状及羽毛状的自然金（图版 II，照片 7）。因此，富硅的酸性热液有助于金氯配合物沉淀出结晶形态完好的自然金。

再以碱性氯化钠（pH = 7.5）为介质进行上述实验①、②的对比，实验①生成了薄片状的自然金（图版 II，照片 8），实验②析出的自然金为极细的鱼鳞状（图版 II，照片 9），并被夹在聚合的二氧化硅中。后者极细金片的形成可能与金的沉淀速度较快有关，因碱性溶液中二氧化硅的快速聚合也加速了金氯配合物的破坏，故使之与其一起沉淀下来。

上述实验①、②在 250°C 的 NaCl（1mol/L）介质条件中，生成的自然金大都以片状为主。

由此可见，黄铁矿（还有方铅矿、闪锌矿、黄铜矿等）硫化物是酸性富氯热液中金

氯配合物的最有效沉淀剂。多种结晶形态自然金的生成主要与其晶出时的温度、介质条件（包括组分、pH、*Eh*）、溶液中金的过饱和程度以及结晶速度等有关。热液中金沉淀富集的最主要原因是体系氧化还原电位的降低，至于其他因素虽然也影响金氯配合物的稳定性，有可能沉淀富集 Au，但其作用不如氧化还原电位重要，金的沉淀往往是几种因素综合作用的结果。

## 四、结 果 讨 论

### 1. Fe 与 Au 的关系

在改造型金矿床中呈单体矿物状态存在的自然金、银金矿等大多以黄铁矿作为主要的载体矿物，Au 常沿黄铁矿的裂隙或粒间分布，也有少数包裹在黄铁矿内。此外，黄铁矿化也是金矿化的一种重要蚀变作用。因此，Fe在热液中的地球化学行为与金的矿化有着直接的关系。

从金和铁的地球化学特性来看，它们均为变价元素，Au 处于高价氧化状态时易活化，形成可溶配合物运移；而 Fe 需要在较还原状态形成 $Fe^{2+}$ 才利于溶解、运移。因此，在适合于金的溶解、运移的较氧化、酸性富氯溶液中，Fe 趋于稳定、难形成易溶配合物。也就是说，在此条件下热液中铁含量是不高的，并且都以高价出现。至于高价铁的易水解性，只要在酸性条件下便可受到抑制，故热液中仍可存在一定数量的 $Fe^{3+}$。

前面的溶解实验已指出，在较氧化的酸性热液中，$Fe^{3+}$ 的存在有利于金的溶解，并且升高温度，增加溶液的酸性及氯化物的浓度，和初始 $Fe^{3+}$ 浓度，均使金溶解量增大。反应方程式为：

$$Au + 3Fe^{3+} + 4Cl^- = AuCl_4^- + 3Fe^{2+}, \tag{1}$$

$$K = \frac{[AuCl_4^-][Fe^{2+}]^3}{[Fe^{3+}]^3[Cl^-]^4}.$$

反应达到平衡时，溶液中金氯配合物浓度为

$$\lg[AuCl_4^-] = \lg K + 4\lg[Cl^-] + 3\lg\frac{[Fe^{3+}]}{[Fe^{2+}]} \tag{2}$$

式中，反应平衡常数 $K$ 在指定温度下为一定值，溶液中 $AuCl^-$ 浓度主要与 $Cl^-$ 浓度及 $[Fe^{3+}]/[Fe^{2+}]$ 值有关。当 $Cl^-$ 浓度被固定后，$AuCl^-$ 浓度仅仅是$[Fe^{3+}]/[Fe^{2+}]$值的函数。因此，增大溶液中初始 $Fe^{3+}$ 浓度对提高金溶解量有很大影响，其溶解量变化是平衡时$[Fe^{3+}]/[Fe^{2+}]$值变化的三次方倍。

增大溶液酸度对提高金溶解量也有明显的作用。这是由于 $Fe^{3+}$ 在溶液中会发生水解反应，$2Fe^{3+} + 3H_2O = Fe_2O_3 + 6H^+$，增大酸度可抑制反应向右进行。考虑到纯固体和纯水活度为 1，则有：

$$\Delta G^0 = -5.706\lg\frac{a_{H^+}^6}{a_{Fe^{3+}}^2},$$

$$\lg a_{Fe^{3+}} = \frac{\Delta G^0}{2\times 5.706} - 3pH.$$

根据标准反应自由能的计算公式：

$$\Delta G_T^0 = \sum \Delta G_f^0(\text{产物}) - \sum \Delta G_f^0(\text{反应物})$$

由已知的热力学数据可求得：

$$\Delta G_T^0 = -8.33\text{kJ},$$

代入上式得：

$$\lg a_{Fe^{3+}} = -0.73 - 3\text{pH},$$

可见溶液中 $Fe^{3+}$ 活度完全受 pH 的控制，pH 降低 1 个单位，$Fe^{3+}$ 活度即可提高 3 个数量级。因此，增大溶液酸度，保证 $Fe^{3+}$ 在溶液中活度，是它能有效地溶解金的前提。

高温下，$Fe^{3+}$ 发生水解反应，其平衡时浓度仍表示为：

$$\lg a_{Fe^{3+}} = C_T - 3\text{pH},$$

其中

$$C_T = \frac{\Delta G_T^0}{2 \times 2.303 \times 8.314 \times T}.$$

因可查到的高温 $\Delta G_f^0$ 数据间的差值较大，故在此不作具体计算。用 $C_T$ 表示在指定温度下它为一常量。因此，高温溶液中 $Fe^{3+}$ 活度与 pH 之间有着同样的关系，仅 $C$ 值不同而已。这里不再赘述。

热液中的 $Fe^{2+}$ 对金的行为起着相反的作用，式（1）表明，$Fe^{2+}$ 使可溶的 $AuCl_4^-$ 还原成自然金。因此，热液中铁离子价态的变化直接影响着金的溶解和沉淀。

根据 Krauskopf（1951）提出的式（1）的平衡常数 $K = 10^{-12}$，可对式（2）进行计算，并假设平衡时溶液中 $Cl^-$ 浓度为 1mol/L。则：

$$\lg[AuCl_4^-] = \lg K + 3\lg\frac{[Fe^{3+}]}{[Fe^{2+}]}.$$

当 $[Fe^{3+}/Fe^{2+}]$ 由 1 变化到 $10^{-2}$ 时，溶液中 $AuCl_4^-$ 浓度即由 $10^{-12}$mol/L 减小到 $10^{-18}$mol/L（图 6.10）。溶液中的金几乎沉淀完全，因此，在金溶解、沉淀、富集的成矿过程中，Fe 对其产生的影响是不可低估的。

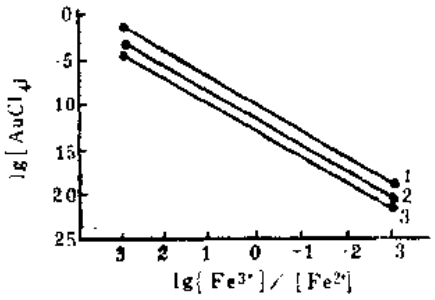



图 6.10 金氯配合物的浓度与溶液中[$Fe^{3+}$]/[$Fe^{2+}$]值变化的关系

1. [$Cl^-$]为 2mol/L 时 2. [$Cl^-$]为 1mol/L 时 3. [$Cl^-$]为 0.5mol/L 时

## 2. Si 与 Au 的关系

$SiO_2$ 在改造型金矿床形成过程中究竟起什么作用？影响如何？这是金矿研究人员所关心的问题，但由于 $SiO_2$ 和 Au 所具有的胶体性质给研究工作带来了一定的困难，主要是实验技术和分析测试方面的问题，致使 Au 与 $SiO_2$ 关系的实验研究至今进展不大。野外地质考察已充分表明，无论 Au 以何种形式产出，都与大量的 Si 紧密相伴。这说明在金矿形成过程中，$SiO_2$ 始终是一活动组分。或者说在热液溶解、运移和沉淀 Au 时，都有二氧化硅组分的参与。两者有如下关系，二氧化硅的存在对金的溶解影响并不大，但是溶液中金的存在对二氧化硅的溶解却非常有利。因此，在热液溶解金的过程中，便会有大量的二氧化硅加入进来。这为以后形成石英脉型的金矿化及硅化蚀变提供了一定的硅质来源。富硅热液中可

溶金氯配合物的稳定性主要与 pH 有关，酸性条件下金氯配合物虽有一定程度的水解，但因胶体二氧化硅的存在可形成金溶胶，暂时稳定在热液中而不立即沉淀析出。

早在 30 年代，Frondel（1938）就对水热条件下金溶胶的稳定性进行了研究，被还原的金化合物在胶体二氧化硅存在下极易形成金溶胶。它的形成是由于二氧化硅粒子吸附了金属盐并阻碍或防止被还原的金属粒子长大，超过胶体大小的范围。而且还发现胶体二氧化硅在温度升高时，保护金溶胶抵抗电解质和自发凝聚的影响。保护作用还伴随着当电解质浓度增大时可转换金溶胶粒子的电荷。以 NaCl 为例，说明电荷的转移情况（表 6.9）。这表明受胶体二氧化硅保护的金溶胶的稳定性及所带的电荷随 NaCl 电解质浓度的变化而转换。本节实验中 NaCl 浓度均为 1mol/L，故在此条件下可形成较稳定的、带正电荷的金溶胶。但是，因金溶胶的稳定性还要受到温度、溶液酸度及胶体二氧化硅聚合等诸多因素的影响。因此，它在热液中的稳定性是相对的、暂时的。当 $SiO_2$ 因温度、压力、酸度等降低而过饱和凝聚时，金沉淀也随之而发生。

**表 6.9　受保护金溶胶的电荷转换**

| NaCl 浓度 (mol/L) | 0 | 30 | 35 | 40 | 50 | 120 | 180 | 240 | 480 | 3 840 | 饱和 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 颜　色 | 红 | 红 | 紫 | 紫蓝 | 蓝 | 蓝 | 紫蓝 | 紫 | 红 | 红 | 红 |
| 带 | 负的稳定带 | | | 凝　聚　带 | | | | 正的稳定带 | | | |

当然金的矿化主要是受体系氧化还原条件的控制，但因含金溶液往往是富硅的，故热液中胶体二氧化硅行为必然直接影响着金的溶解、搬运、沉淀富集。这可能就是金矿化与 $SiO_2$ 关系密切的原因所在。

### 3．金的矿化与热液中钠、钾的关系

$Na^+$、$K^+$ 均可作为成矿流体的主要阳离子，但因它们在化学性质上的差异，故在金的成矿过程中，造成了 $Na^+$、$K^+$ 对金的溶解、搬运及沉淀产生不同的影响。据包裹体成分测定资料，改造型金矿床成矿流体中钠含量高于 $K^+$，这与金的稳定性实验结果是吻合的，酸性条件下金氯配合物在 NaCl 溶液中的稳定性大于在 KCl 中。因此，热液中钠含量高有利于金活化运移；反之，钾含量增高对金的矿化有利。

热液富二氧化硅时，$Na^+$、$K^+$ 对金的影响主要表现在：酸性溶液中，NaCl 溶解金的能力稍大于 KCl。对金氯配合物的稳定性来说，虽然在两者中都发生了一定程度的水解，但富钾、富硅热液中，金氯配合物的水解量更大些，水解生成的自然金其结晶程度及金属光泽也相对较差。250 ℃时，在 NaCl 介质中，$SiO_2$ 对金氯配合物的稳定运移起一定的保护作用，而 KCl 介质不利于 $SiO_2$ 对金氯配合物的保护，反应后即有少量微细金片析出。当热液为碱性时，无论在 NaCl 或 KCl 介质中，二氧化硅的存在均破坏了金氯配合物的稳定性，两者比较，KCl 介质中金的沉淀更完全。

硅胶的存在，同样使金氯配合物在 KCl 溶液中的稳定性不如在 NaCl 溶解中。而同在 KCl 介质中，比较非晶二氧化硅与硅酸这两者对金氯配合物稳定性的影响，可以看出后者小于前者。这可能与硅胶含有大量的钠，提高了溶液的 $Na^+/K^+$ 值有关。

以上研究进一步表明，热液 $Na^+/K^+$ 值高时，有利于金的溶解、运移，当热液富钾、富硅向中碱性方向演化时，则破坏了金氯配合物的稳定性，形成金的沉淀富集。与此同时，还伴随着 $SiO_2$ 被聚合、沉淀出来。因此，$K^+ > Na^+$ 的碱性富硅热液对金的矿化更有利。

#### 4．金的溶解过程中的重结晶

在金的溶解实验中，我们曾发现温度较高(350 °C)时，光谱纯的金粉在 1mol/L NaCl 溶液中的溶解度几乎为零（低于原子吸收分光光度法的测定下限），石英管被溶蚀，溶液中有结晶形成的三角形、六边形等片状自然金（图版 II，照片 10）。这种现象在低于此温度及有 $SiO_2$ 存在的条件下均未见到。

金的重结晶说明了 Au 曾被溶解，但很快又被还原，重新形成了金的沉淀。应该说，它是溶液中重新建立起的溶解-沉淀平衡的产物。由于金的溶解、沉淀属氧化-还原反应，不同于一般盐类的溶解、过饱和、重结晶。并且金的氧化还原电位又很高，体系中任何因素的变化都可能对 *Eh* 的降低产生影响，使 Au 沉淀析出。实验又是在封闭体系中进行，溶解反应很快便达到平衡，虽然反应物或生成物的微量变化都影响着平衡向左或向右移动，但反应不可能进行得很完全。因此，在实验温度较高时，金溶解量因发生了重结晶而降低到接近零。

因自然界发生的地质作用均属开放体系，运移过程中被沉淀的金，一旦在有利的条件下即可再溶解。因此，可以认为 Au 在运移过程中不止一次地被沉淀-溶解-沉淀，换言之，改造型金矿床的形成是在改造热液作用下，经历了很多次金的溶解-沉淀。最后的定位机制是在有利的构造条件下，和与围岩发生反应，Au 和其他成矿元素以及 $SiO_2$ 等均被沉淀析出，才形成了金的矿化及金矿床。

## 第二节　热力学研究

本研究的改造型金矿床仅涉及太古宇和元古宇变质岩中的改造型金矿床、元古宇浅变质沉积岩中的改造型金矿床和古、中生界沉积岩中的改造型金矿床。它们分别相当于《中国层控矿床地球化学》（第一卷）中所划分的变质后改造矿床和沉积-改造型金矿床类型。现分别以小秦岭、治岭头、龙山和黔西南的改造型金矿床为实例，开展热力学研究工作，以探讨改造型金矿床金的淋出、迁移、沉淀和富集条件，为阐明改造型金矿床的成矿机理和成矿模式提供某些热力学依据。

### 一、改造型金矿床的元素及矿物共生组合特征

作为实例开展研究工作的四个地区的改造型金矿床，按其元素及矿物共生组合特征，可分为以下两种组合类型：

#### 1．金-(银)-多金属组合

浙江遂昌产于元古宇陈蔡群变质岩中的治岭头金矿床和河南、陕西接界处产于太古

宇太华群绿岩带中的小秦岭金矿床均属于此种组合。治岭头金矿床以富 Au 和 Ag 为特征，且与之组合的多金属 Pb、Zn、Cu 均有综合回收价值。该矿床元素组合比较复杂，除七列主要元素外，尚有 Se、Te、Sb 和 Bi 等存在，且锰的作用强烈，因而构成了比较复杂的矿物组合，除金-银系列矿物银金矿、金银矿、自然银和螺状硫银矿、方铅矿、闪锌矿、黄铁矿、黄铜矿外，尚有碲化物、AuAg-Te、Ag-Se 硫化物如碲铋矿、碲铅矿、碲银矿、碲金银矿、碲铋银矿、辉铜银矿、硒辉银矿、硒硫锑铜银矿等及具有找矿指示意义的蔷薇辉石和硫锰矿。而小秦岭金矿，除有 Au、Ag、Cu、Pb、Zn 外，与之组合的也有 Te，还有特征的钨、锑，也具有元素组合比较复杂的特点。因而其矿物共生组合也比较复杂，除自然金、银金矿、黄铁矿、方铅矿、黄铜矿、闪锌矿外，尚有磁铁矿、磁黄铁矿、白钨矿、黑钨矿、黝铜矿、辉锑矿、碲铋矿、碲铅矿、针硫铋铅矿、针硫铅矿、辉银矿、辉铋矿、碲铜矿、碲金矿和锑金矿等。复杂的元素及矿物组合反映了复杂的成矿条件及成矿物质来源的多样化。

**2. 金-锑(砷)组合**

此组合以产于湘西震旦系江口组的龙山金锑矿床为代表，Au-Sb 紧密共生，并有具特征性的元素 As 与之组合，与第一类组合对比，相对简单。其矿物组合以辉锑矿、自然金、毒砂为主，并有黄铁矿、方铅矿、黄铜矿、黝铜矿和极少量脆硫锑铜矿、脆硫锑铅矿。该矿床产出的自然金成色较高，大于 980，Au/Ag 值为 785.5，以富金贫银为特征。

黔西南微细粒浸染型金矿如丫他、板其和戈塘金矿，为产于二叠和三叠统沉积岩中的改造型金矿床，也具有 Au-Sb（As）组合的特点。但在矿物组合上，除毒砂外，尚有含砷黄铁矿（板其和丫他）、雄黄和雌黄（丫他、戈塘），其矿石和含矿围岩中，砷含量普遍较高。如丫他，在含矿围岩中砷含量高达 1 800—3 000ppm。对于 Sb，除原生的辉锑矿外，在戈塘尚有砷、锑的氧化矿物如锑华、砷华和黄锑矿产出。当然，黔西南金矿中的锑，一般都产于金矿的上部作为独立的锑矿床（体），与龙山金矿 Au-Sb 直接紧密组合在一起的情况有别，但 Au-Sb 的组合关系仍然十分明显，故仍可归入这种组合类型。“上锑下金”已成为该区找金的直接指示线索，具区域代表性。

## 二、改造型金矿床矿物组合的相平衡关系

本区各改造型金矿床，按其形成过程和矿物共生组合特征，可分为不同的成矿期和成矿阶段，它们均有其特征的矿物共生组合，这为研究不同成矿期或成矿阶段的矿物相平衡关系提供了某些方便和可能。现将各矿床的情况简述于下。

**1. 龙山金锑矿**

该矿床金的成矿可分为两个成矿期。第一期是黄铜矿-方铅矿-金矿化期，其成矿温度按均一法的结果为 170—260°C，最佳温度范围为 180—230°C；第二期为毒砂-黄铁矿-辉锑矿-金矿化期，为金的主要成矿期，矿化规模较大，它可分为以下四个成矿阶段：

1）毒砂-黄铁矿-自然金阶段，最佳成矿温度为 200—260°C；

2）粗粒辉锑矿-黄铁矿（毒砂）-自然金阶段，最佳成矿温度为170—220°C；

3）细粒辉锑矿-自然金阶段，最佳成矿温度为150—180°C；

4）石英-碳酸盐阶段，最佳成矿温度为100—130°C。

第一到第三阶段均有金的矿化发生，但以Au-Sb组合的第二和第三阶段为最重要。

**2．黔西南微细粒浸染型金矿**

由于目前已在黔西南发现了许多个此类型的矿床，且各矿床之间虽类型相似，基本上属于卡林型金矿床，但其矿物共生组合情况仍存在着某些差异，为了研究的方便，现以丫他金矿床为例加以说明。

丫他金矿床可分为两个成矿期，即后生成矿期和表生成矿期。金矿化主要与后生成矿期有关，它可分为五个成矿阶段：

1）黄铁矿-硅化阶段，主要矿物组合为黄铁矿和石英，成矿温度为298°C；

2）毒砂-白云石-石英阶段，主要矿物组合为毒砂、白铁矿、偏胶状黄铁矿、含砷环带状黄铁矿、石英、白云石、水白云母，成矿温度245—320°C；

(3）多金属-水白云母-石英阶段，主要矿物组合为黄铜矿、闪锌矿、方铅矿、白铁矿、球粒状黄铁矿、石英、地开石、雄黄、水白云母，成矿温度200—220°C，平均210°C；

4）辉锑矿-重晶石-方解石阶段，主要矿物组合为辉锑矿、自形黄铁矿、重晶石、方解石、石英、雄黄、雌黄，成矿温度140—190°C，平均165°C；

5）雄黄-雌黄-方解石阶段，主要矿物组合为黄铁矿、方解石、雄黄，成矿温度120°C。

金的成矿作用主要发生于第二成矿阶段，次为第三成矿阶段。

**3．治岭头金矿床**

此金矿床有三个成矿期，即：

1）石英脉及交代石英岩金银多金属硫化物形成期，以富Au、Ag和Pb、Zu为特征，成矿温度为161—335°C，最佳成矿温度为320°C。它可分三个成矿阶段：石英阶段（含少量蔷薇辉石和石英）；金银硫化物阶段，为矿体的主要形成期，成矿温度为270°C；碳酸盐阶段。

2）石英-蔷薇辉石-多金属硫化物脉形成期，由石英-蔷薇辉石脉和纯蔷薇辉石脉组成，主要矿物组合为方铅矿、闪锌矿、黄铁矿，规模不大，贫Au富Ag，并伴有铅、锌矿化，成矿温度219—336°C。

3）黄铁矿脉形成期，主要矿物组合除黄铁矿外，还有少量石英、闪锌矿、方铅矿，含Au、Ag均很贫。

金的矿化主要出现在第一成矿期的第二成矿阶段，而第二成矿期主要以银和铅、锌矿化为主。

**4．小秦岭金矿**

虽然小秦岭金矿为多期成矿作用的产物，但各期均主要为以下三个成矿阶段：

1）黄铁矿-石英阶段，主要矿物组合为黄铁矿、自然金、石英、黄铜矿、辉铋矿、方铅矿、闪锌矿；

2）石英-黄铁矿-硫化物阶段，它存在以下几种主要矿物组合：黄铁矿、石英、自然金、黄铜矿、辉铋矿（自然银）组合；黄铁矿、石英、自然金、碲化物、黄铜矿、方铅矿、辉铋矿、闪锌矿组合；黄铁矿、石英、白钨矿、绢云母、自然金组合；

3）碳酸盐-石英阶段，它又有两种主要矿物组合：石英-方解石-白云石-黄铁矿-重晶石-自然金组合和方解石-白云石-石英-黄铁矿-自然金组合。

有的研究者根据硫化物含量多少，又将第二成矿阶段划分为两个阶段，即石英-黄铁矿阶段和石英-黄铁矿多金属硫化物阶段，这种四分法与三阶段的划分并无本质差异，故我们仍采用三阶段划分法。

虽然各阶段均有金的矿化发生，但主要是在第二成矿阶段，特别是有大量硫化物发育的晚期，其成矿温度主要是在265—330 °C。

根据上述成矿期、成矿阶段的划分及测温结果，经综合归纳，分别构筑了325 °C、300 °C、275 °C、250 °C和200 °C下的 $f_{O_2}$-pH图解，它们可分别近似地代表治岭头矿第一成矿期（图6.11a）；丫他矿后生成矿期第一成矿阶段、小秦岭金矿第二成矿阶段（早期）（图6.11b）；丫他矿后生成矿期第二成矿阶段、龙山金锑矿第二成矿期第一成矿阶段，治岭头矿第二成矿期和小秦岭金矿第二成矿阶段（晚期）（图6.11c）；龙山矿第二成矿期第二成矿阶段（图6.11d）；丫他矿后生成矿期第三成矿阶段和龙山矿第二成矿期第三成矿阶段（图6.11e）的相平衡关系，所选择的成矿期或成矿阶段均代表了各矿床与金成矿有主要关系的成矿期或成矿阶段，反映了金与共生矿物的相平衡关系，由此而确定的pH、$f_{O_2}$条件也就代表了金成矿的pH、$f_{O_2}$条件。由于各矿床不同成矿期或成矿阶段的矿物共生组合比较复杂，为了使图解清晰、醒目，仅选择了对成矿有代表性的几种矿物的相平衡关系来构筑$f_{O_2}$-pH图解。并以此为据，由实际矿物共生组合特点来圈定成矿的$f_{O_2}$、pH条件（如图6.11a—图6.11e中阴影区所示），其结果列于表6.10中，表6.10中△一样系指所确定的成矿的$f_{O_2}$与同一条件下缓冲矿物对黄铁矿/磁黄铁矿的平衡$f_{O_2}$值之差，用它来度量成矿的氧化还原状态，△越大表示成矿的氧化状态越高。图6.11中，纵虚线为该温度下水溶液的中性线。结果表明，从高温到低温，其$f_{O_2}$的绝对值逐渐降低，但代表氧化还原状态的△值却逐渐增加。这表明到成矿的晚期阶段或成矿温度较低时，氧的作用有所加强，但仍处于还原硫的优势场中，总体上是处于还原环境。而成矿的pH条件，从高温到低温也有规律性的变化，不仅其pH的绝对值逐渐降低，而且在温度$T \geqslant 275$ °C三个图中（图6.11a—c），其阴影区在中性线右侧，代表碱性-弱碱性的成矿环境。$T = 250$ °C时，中性线穿过阴影区，并靠左侧（图6.11d），为一种近中性到弱碱性的成矿环境。当$T = 200$ °C时，中性线正位于阴影区中部（图6.11e），为一种弱酸性到弱碱性的成矿环境。这反映了从高温到低温，即从成矿的早期到晚期，成矿pH条件从碱性向弱酸性演化的特征。野外观察也表明，在成矿晚期或成矿温度较低的矿床中，代表酸性条件的蚀变作用，如绢云母化，绿泥石化、高岭石化等的普遍发育，说明上述成矿的$f_{O_2}$和pH条件（表6.10）及其演化特征与地质事实是符合的。

构筑$f_{O_2}$-pH图所假定的条件是，$\Sigma m_s = 10^{-1}$、$\Sigma Pb^{2+} = 10^{-6}$、$AuS^- = 10^{-8}$、$\Sigma Mg^{2+}$

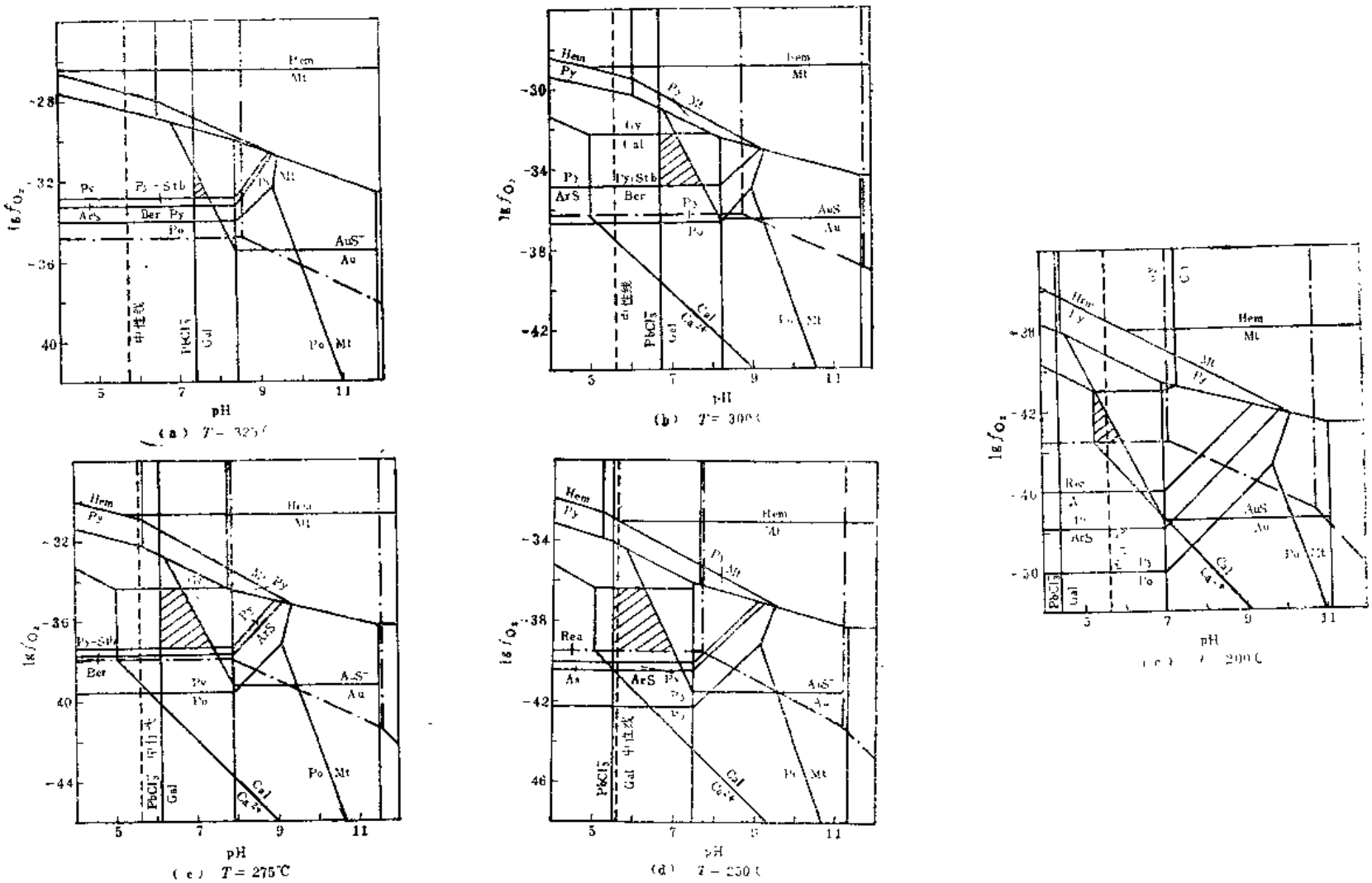



图 6.11　不同温度下的 $\lg f_{O_2}$-pH 图解

表 6.10　不同温度下（代表不同成矿期或成矿阶段）的成矿 $f_{O_2}$ 和 pH 条件[a)]

| $T$(°C) | 325 | 300 | 275 | 250 | 200 |
|---|---|---|---|---|---|
| $\lg f_{O_2}$ | −31.2——32.8 (−32) | −32.2——34.8 (−33.6) | −34.4——37.4 (−36) | −36.4——39.4 (−38) | −41——43.4 (−42) |
| △ | 2 | 3 | 3.5 | 4.2 | 8 |
| pH | 7.4—7.8 (7.6) | 6.7—7.7 (7.2) | 6.1—7.4 (6.7) | 5.5—7.0 (6.2) | 5.3—6 (5.7) |

a) 括号中的数字代表 $\lg f_{O_2}$ 和 pH 的均值。

$=10^{-3}$、$Ca^{2+}=10^{-2}$、$\Sigma m_C=10^{-3}$、$\Sigma Cl^-=1$（即 NaCl 浓度为 1）。图6.11中矿物的缩写符号为：Py 为黄铁矿，Po 为磁黄铁矿，Mt 为磁铁矿，Hem 为赤铁矿，Cal 为方解石，Rea 为雄黄，Gal 为方铅矿，Ars 为毒砂，Gy 为石膏，Ber 为斑铜矿，Stb 为辉锑矿。图6.11中粗实线为硫的各溶解类型的优势场边界，粗点线为碳的各溶解类型的优势场边界，细实线为矿物平衡线，虚线为水溶液的中性线，阴影区为由实际矿物组合所确定的矿物组合沉淀条件，即成矿的 $f_{O_2}$、pH条件。构筑相图和下面计算中所用的热力学数据取自林传仙等(1985)、Barnes(1979)、Helgeson (1969)、Robie *et al*.(1979) 等。

## 三、金矿物溶解度计算

象各种其他成因类型的金矿床一样，各类改造型金矿床中，金的主要工业矿物为自然金（取决于金矿床的成因类型或形成条件的不同而使金的成色不同，出现自然金、银金矿或金银矿等金银系列矿物），偶尔也有金的硒化物或碲化物产出(硒金矿或碲金矿)。为了计算方便，并考虑到热力学数据是否齐全，仅以自然金为代表进行金矿物溶解度的计算，并以此为据，讨论 Au 从矿源层中的淋出、迁移、沉淀和富集的条件。

### 1. 自然金在水溶液中的溶解度

由于金的化学惰性，Au 一般在水溶液中不发生溶解反应，但在酸性水溶液中，Au 可发生下列氧化反应：

$$Au+\frac{3}{4}O_2+3H^+=Au^{3+}+\frac{3}{2}H_2O \tag{1}$$

$$Au+\frac{1}{4}O_2+H^+=Au^{+}+\frac{1}{2}H_2O \tag{2}$$

由式（1）和式（2）可计算在前述成矿的 $f_{O_2}$、pH 条件下（以 $\lg f_{O_2}=-36$，pH=7，$T=275$°C 为例）水溶液中的 $Au^{3+}$ 和 $Au^{+}$ 的浓度值，结果为 $m_{Au^{3+}}=1.4\times10^{-64}$、$m_{Au^{+}}=3.2\times10^{-18}$，而当 $m_{Au^{3+}}$ 或 $m_{Au^{+}}=10^{-7}$ 时（pH=7，$T=275$°C），其 $\lg f_{O_2}$ 为 32 或 11。结果表明，在成矿条件下，Au溶解成简单金离子($Au^{3+}$或 $Au^{+}$) 溶解度极小，溶液中的浓度极低，不可能形成金的矿床。为了使金离子在水溶液中的浓度达到成矿浓度下限（取为 $10^{-7}$），在 $T=275$°C，pH=7 的条件下，所要求的 $f_{O_2}$ 值为 $10^{82}$ 或 $10^{11}$，显然这样的 $f_{O_2}$ 条件是地质条件下难以实现的。

在水溶液中，Au 将发生下列歧化反应：

$$3Au^{+} = 2Au + Au^{3+}$$

由此可以推出：

$$Au^{+} + \frac{1}{2}O_2 + 2H^{+} = Au^{3+} + H_2O \tag{3}$$

式（3）即为 $Au^{+}$氧化成 $Au^{3+}$的反应，由此可计算不同温度和 pH 条件下，$Au^{3+}$ 与 $Au^{+}$ 平衡共存时的活度比（以 $\lg f_{O_2} = -35$ 为例）。由此可确定水溶液中占优势的溶解类型，其结果列于表 6.11 中。

**表 6.11　不同 $T$、pH 条件下的 $\lg(a_{Au^{3+}}/a_{Au^{+}})$ 值（$\lg f_{O_2} = -35$）**

| pH \ $T$(°C) | 25 | 100 | 150 | 200 | 250 | 300 |
|---|---|---|---|---|---|---|
| 4 | −31.3 | −32.52 | −33.15 | −33.68 | −34.15 | −34.55 |
| 5 | −33.3 | −34.52 | −35.15 | −35.68 | −36.15 | −36.55 |
| 6 | −35.3 | −36.52 | −37.15 | −37.68 | −38.15 | −38.55 |
| 7 | −37.3 | −38.52 | −39.15 | −39.68 | −40.15 | −40.55 |

由表 6.11 结果可知，在天然水溶液体系中，占绝对优势的金离子为 $Au^{+}$，而 $Au^{3+}$ 只有在 $f_{O_2}$ 极高时才可存在，显然这是地质体系中不能满足的 $f_{O_2}$ 条件。因此，可以认为在水溶液中 Au 主要溶解成 $Au^{+}$。于是可由式（2）计算自然金在酸性水溶液中，并有氧参与下的溶解度，而对式（1）的溶解反应则可忽略不计，其结果列于表 6.12。

**表 6.12　不同 $T$、pH 和 $f_{O_2}$ 条件下的 $\lg m_{Au^{+}}$ 值**

| $m_{NaCl}$ | $\lg f_{O_2}$ | pH | 100°C | 150°C | 200°C | 250°C | 300°C |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 1 | −40 | 4 | −19.64 | −18.66 | −17.83 | −17.09 | −16.38 |
| | | 5 | −20.64 | −19.66 | −18.83 | −18.09 | −17.38 |
| | | 6 | −21.64 | −20.66 | −19.83 | −19.09 | −18.38 |
| 3 | −40 | 6 | −21.65 | −20.66 | −19.83 | −19.04 | −18.23 |

表 6.12 结果表明，增加溶液的酸度（pH 下降）有利于金的溶解，且高温和高 $f_{O_2}$ 条件对金的溶解有利。但在地质所允许的条件下，其溶解度远低于成矿浓度的下限，因而这种简单的金离子不可能是金活化转移而富集成矿的主要溶解类型。但意义在于它说明 Au 这种化学性质极不活泼的惰性元素，在酸性、氧化条件下，会部分地溶解成简单的金离子而被活化转移，发生金的局部流失。

### 2. 自然金在氯化物溶液中的溶解度

众所周知，Au 主要有两种氯化配合物溶解类型，在水溶液中存在下列平衡：

$$AuCl_2^{-} = Au^{+} + 2Cl^{-}$$

$$AuCl_4^{-} = Au^{3+} + 4Cl^{-}$$

由此可以得出自然金在氯化物溶液中的下列溶解反应方程：

$$Au + \frac{1}{4}O_2 + H^{+} + 2Cl^{-} = AuCl_2^{-} + \frac{1}{2}H_2O \tag{4}$$

$$Au + \frac{3}{4}O_2 + 3H^{+} + 4Cl^{-} = AuCl_4^{-} + \frac{3}{2}H_2O \tag{5}$$

由上列式（4）和式（5）可知，Au 在氯化物溶液中发生溶解的必要条件是酸性和

氧的参与。并由此两式可推出：

$$AuCl_2^- + \frac{1}{2}O_2 + 2H^+ + 2Cl^- = AuCl_4^- + H_2O \quad (6)$$

由式（6）可计算不同条件下 $AuCl_2^-$ 与 $AuCl_4^-$ 的平衡活度比，其结果列于表 6.13。结果表明，在成矿溶液中，占绝对优势的溶解类型为 $AuCl_2^-$，而 $AuCl_4^-$ 则可忽略不计。只有在 $f_{O_2}$ 较高的条件下，$AuCl_4^-$ 才起显著作用。例如当 $f_{O_2}=10^{10}$ 时，在 25°C、pH 为 4 时，其平衡活度比为 $10^{-2.43}$，但在地质体系中，这样的 $f_{O_2}$ 条件是难以实现的。因而，可直接由式（4）计算酸性氯化物溶液中，自然金发生氧化而溶解成 $AuCl_2^-$ 的浓度值，即自然金的溶解度值，其结果给于表 6.14 中。

**表 6.13　在不同 T、pH 和 $f_{O_2}$ 条件下的 $\lg a_{AuCl_4^-}/a_{AuCl_2^-}$ 值**

| $m_{NaCl}$ | pH | $\lg f_{O_2}$ | 25°C | 100°C | 150°C | 200°C | 250°C | 300°C |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 1 | 4 | −30 | −12.23 | −15.63 | −17.12 | −18.34 | −18.51 | −18.32 |
| | | −40 | −17.23 | −20.63 | −22.12 | −23.34 | −23.51 | −23.32 |
| | 5 | −30 | −14.23 | −17.63 | −19.12 | −20.34 | −20.51 | −20.32 |
| | | −40 | −19.23 | −22.63 | −24.12 | −25.34 | −25.51 | −25.32 |
| | 6 | −30 | −16.23 | −19.63 | −21.12 | −22.34 | −22.51 | −22.32 |
| | | −40 | −21.23 | −24.63 | −26.12 | −27.34 | −27.51 | −27.32 |
| 3 | 6 | −30 | −15.25 | −18.65 | −20.15 | −21.12 | −21.66 | −21.69 |
| | | −40 | −20.25 | −23.66 | −25.15 | −26.12 | −26.66 | −26.69 |

**表 6.14　在不同条件下的 $\lg m_{AuCl_2^-}$ 值**

| $m_{NaCl}$ | pH | $\lg f_{O_2}$ | 100°C | 150°C | 200°C | 250°C | 300°C |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 1 | 4 | −40 | −12.69 | −12.38 | −12.19 | −11.84 | −11.46 |
| | 5 | | −13.69 | −13.38 | −13.19 | −12.84 | −12.46 |
| | 6 | | −14.69 | −14.38 | −14.19 | −13.84 | −13.46 |
| 3 | 6 | −40 | −13.76 | −13.44 | −13.26 | −12.96 | −12.72 |

表 6.14 结果表明，尽管在酸性氯化物溶液中，自然金可氧化形成以 $AuCl_2^-$ 占绝对优势的溶解类型，但在溶液中 $AuCl_2^-$ 的浓度不大，金的溶解度较低，其浓度仍然远低于成矿浓度下限。在高温（$T=300$°C）、酸性（pH = 4）的条件下，当 $f_{O_2}=10^{-40}$ 时，$m_{AuCl_2^-}\approx10^{-11.5}$；当 $f_{O_2}=10^{-30}$ 时，$m_{AuCl_2^-}\approx10^{-8}$，但这种 $f_{O_2}$ 条件在较高温的成矿溶液中不易实现。此外，由式（4）可以计算 $T=300$°C、pH = 5、$m_{NaCl}=1$ 和 $m_{AuCl_2^-}=10^{-7}$ 时的 $f_{O_2}$ 值，结果为 $10^{-14}$。这样的 $f_{O_2}$ 条件是地质上不能达到的条件。因而，可以认为金的主要氯化配合物溶解类型 $AuCl_2^-$ 不是金的活化转移并富集成矿的主要形式，它对金的运移并成矿起着次要的作用。但在高温（$T>300$°C）、酸性的成矿溶液中，在氧化条件下，自然金有稍大的溶解度，$m_{AuCl_2^-}$ 离子的浓度接近成矿浓度下限，此时它对金的活化运移将起到一定的作用。

下面探讨一下 $T$、pH 和 $f_{O_2}$ 以及溶液盐度（即 NaCl 浓度）对金的氯化配合物的溶解度的影响。根据上述计算结果，可绘制不同条件下的 $\lg m_{AuCl_2^-}$-$T$ 图解（图 6.12）。由图 6.12 和表 6.14 可知，$T$ 和 $f_{O_2}$ 升高而 pH 值下降有利于自然金溶解形成金氯配合

物 $AuCl_2^-$。每增温 50°C，其溶解度大约增加 0.3—0.4 个数量级，而 $f_{O_2}$ 增加 1 个数量级，其溶解度增加约 0.25 个数量级，但 pH 的影响则比较大，pH 每降低 1 个单位可使溶解度增加 1 个数量级。溶液盐度（这里指 NaCl 的浓度）的影响也较显著，NaCl 浓度由1 增加到 3，其溶解度增加约 1 个数量级。但在高温下影响要小一些，例如在 300°C 时，均增加 0.7 个数量级。可见影响金在氯化物溶液中溶解度的主要控制因素是 pH 和盐度，次为 $T$ 和 $f_{O_2}$。

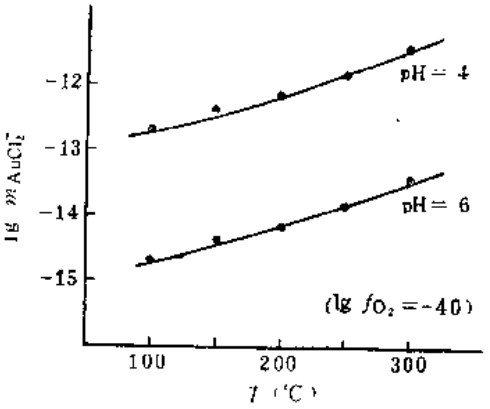



图 6.12 $\lg m_{AuCl_2^-}$-$T$ 图解

### 3. 自然金在硫化物溶液中的溶解度

Au 是一种亲硫性的元素，它象许多其他重金属元素一样，比较易于与成矿溶液中的硫形成金的硫或硫氢配合物而进行活化转移。下面通过自然金在硫化物溶液中的溶解度计算来定量地讨论 Au 形成金硫或硫氢配合物而被活化运移并富集成矿的可能性与条件，并讨论某些因素对金的活化运移和沉淀富集成矿的影响。

Barnes（1979）在《热液矿床地球化学》一书中，给出了 Au 在硫化物溶液中下列反应的平衡常数值，这些反应可作为计算自然金在硫化物溶液中溶解度的基础。

$$2Au + 2HS^- = 2AuS^- + H_2$$

$$Au + H_2S(aq) + HS^- = Au(HS)_2^- + \frac{1}{2}H_2$$

$$2Au + H_2S\ (aq) + 2HS^- = Au_2S\ (HS)_2^{2-} + H_2$$

以上述反应为基础，通过反应

$$H_2S\ (aq) = H^+ + HS^-$$

和

$$\frac{1}{2}O_2 + H_2 = H_2O\ (l)$$

可推出便于计算的下列各式：

$$2Au + 2H_2S + \frac{1}{2}O_2 = 2AuS^- + 2H^+ + H_2O \tag{7}$$

$$Au + 2HS^- + \frac{1}{4}O_2 + H^+ = Au\ (HS)_2^- + \frac{1}{2}H_2O \tag{8}$$

$$2Au + 3HS^- + \frac{1}{2}O_2 + H^+ = Au_2S(HS)_2^{2-} + H_2O \tag{9}$$

利用式（7）、式（8）、式（9）可以计算不同条件下自然金在硫化物溶液中的溶解度。需要指出的是，为了使计算比较准确，上述反应式中所涉及的硫的各溶解类型的浓度，是在给定总硫浓度前提下，由各溶解类型之间的平衡关系，通过迭代方法计算出相应的 pH、$f_{O_2}$和盐度条件下各溶解类型的实际浓度而进行计算，不是以优势场中占优势的溶解类型作为总硫浓度值。但考虑到成矿溶液仍处于还原条件下，故仅考虑了各还原硫的溶解类型间的平衡关系，而对各种氧化态硫的溶解类型则忽略不计，以简化计算而又

不导致较大的误差。其计算结果示于表 6.15 中，并绘制了 $lgm_{Au}$-pH 图（图 6.13）。为了便于对比，估价计算的可靠性，同时给出了 Seward（1973）的实验结果于图 6.14 中。图 6.15 为 $lgm_{Au}$-$T$ 图，以讨论 $T$ 对自然金溶解度的影响。

**表 6.15 给定条件下各金硫配合物的浓度及总金浓度值（$\Sigma S = 0.1$）**

| pH | $T$(°C) | $lgm_{AuS^-}$ | $lgm_{Au(HS)_2^-}$ | $lgm_{Au_2S(HS)_2^{2-}}$ | $lg\Sigma m_{Au}$ |
|---|---|---|---|---|---|
| 4 | 150 | −10.81 | −6.84 | −11.74 | −6.84 |
| | 200 | −10.18 | −6.77 | −12.07 | −6.77 |
| | 250 | −10.20 | −6.69 | −12.16 | −6.69 |
| | 300 | −10.49 | −6.93 | −12.69 | −6.93 |
| 5 | 150 | −9.22 | −5.47 | −9.78 | −5.47 |
| | 200 | −9.19 | −5.79 | −10.09 | −5.79 |
| | 250 | −9.19 | −5.70 | −10.18 | −5.70 |
| | 300 | −9.49 | −5.93 | −10.69 | −5.93 |
| 6 | 150 | −8.30 | −5.09 | −8.08 | −5.09 |
| | 200 | −8.26 | −4.91 | −8.25 | −4.91 |
| | 250 | −8.21 | −4.74 | −8.23 | −4.74 |
| | 300 | −8.50 | −4.95 | −8.71 | −4.95 |
| 7 | 150 | −7.60 | −5.01 | −7.30 | −5.01 |
| | 200 | −7.45 | −4.58 | −7.15 | −4.58 |
| | 250 | −7.36 | −4.11 | −6.72 | −4.11 |
| | 300 | −7.56 | −4.13 | −6.95 | −4.13 |
| 8 | 150 | −7.07 | −5.40 | −7.16 | −5.38 |
| | 200 | −6.89 | −4.89 | −6.89 | −4.88 |
| | 250 | −6.72 | −4.19 | −5.19 | −4.15 |
| | 300 | −6.82 | −3.91 | −5.08 | −3.88 |
| 9 | 150 | −6.57 | −5.92 | −7.18 | −5.81 |
| | 200 | −6.40 | −5.41 | −6.89 | −5.36 |
| | 250 | −6.18 | −4.64 | −6.10 | −4.61 |
| | 300 | −6.28 | −4.27 | −5.81 | −4.25 |

结果表明，在计算所采用的 pH 和 $T$ 条件下，Au 在硫化物溶液中占优势的溶解类型为 $Au(HS)_2^-$，其浓度较大，成矿溶液中总金浓度可超过成矿浓度下限。因而可以认为Au 主要是以金的硫氢配合物形式被活化转移而富集成矿的。影响自然金在硫化物溶液中溶解度的主要因素是 pH，在 $T \leqslant 250$°C 时，当 pH = 7 左右时，其溶解度达极大值。当 pH<7 时，溶解度随 pH 的增大而增加，pH>7 时，则随 pH 的增加而降低，其变化的总趋势与 Seward（1973）的实验结果完全一致，绝对数值不同是由于条件差异所致。但高温下其极大值向高 pH 值方向偏移，在 300°C 下，pH≈8 时，溶解度最大。在酸性条件下，pH 每变化 1 个单位其溶解度变化显著，而在碱性条件下，$T$ 的影响则占主导，$T$ 变化 100°C（例如由 150—250°C），其溶

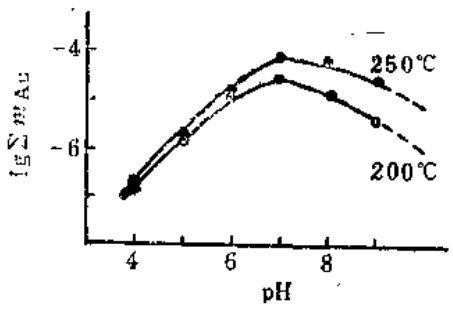



图 6.13 $lg\Sigma m_{Au}$-pH 图

解度大约增加 1.2 个数量级。表 6.15 给出的结果，在计算中选用的 $f_{O_2}$ 值是给定条件下缓冲矿物对 Py/Po 的平衡 $f_{O_2}$ 值，以便使上面的计算是在同等氧化状态下进行的，得到的结果有利于正确估计 pH、$T$ 对溶解度的影响而消除了氧化状态差异的影响。

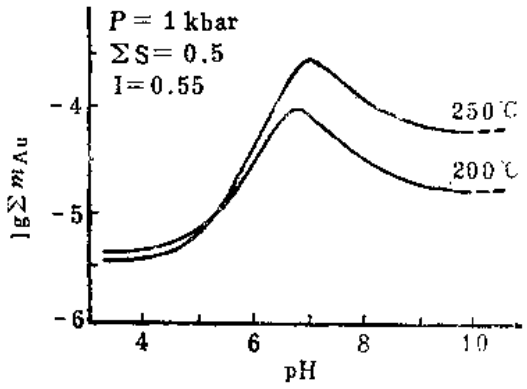



图 6.14 $\lg\Sigma m_{Au}$-pH 图
(据 Seward, 1973)

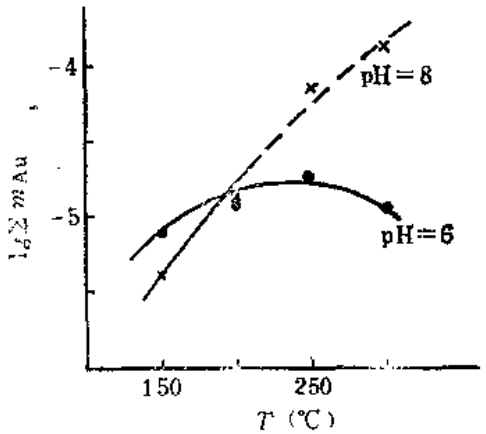



图 6.15 $\lg\Sigma m_{Au}$-$T$ 图

## 四、金的淋出、迁移、沉淀和富集的物理化学条件

根据上述热力学计算并结合其他资料，可以讨论金的淋出、迁移和沉淀、富集形成改造型金矿床的物理化学条件，并初步探讨改造型金矿床的形成机制。

### 1. Au 在矿源层中的赋存状态

关于 Au 在矿源层中的存在状态，是人们所关心而目前又研究较少的问题。由于金的化学惰性，在自然界中，它主要以单质存在，很少形成化合物。现有资料表明，作为形成改造型金矿床的矿源层中，金的丰度较高，有提供成矿物质的基础。而且矿体与矿源层的同位素组成具有一致性，也进一步证实成矿物质确实来自矿源层。根据我们在《中国层控矿床地球化学》(第一卷)(涂光炽等，1984)中的研究结果，在某些被认为是金矿床的矿源岩中采得的人工重砂中，见到自然金，这些自然金很可能就是形成改造型金矿的物质来源。因而我们可以认为在矿源层中，Au 主要是以自然金形式存在，而难于以类质同像形式存在于其他造岩矿物和金属矿物中。中国科学院地球化学研究所刘永康对黔西南微细粒浸染型金矿床中金的赋存状态研究表明，在这种类型的金矿床中，Au 主要是以单体自然金形式存在，只不过粒度极细小，根据扫描电镜和同步辐射的研究，其粒度仅 0.1—0.6μm。即使在人们普遍认为是载金矿物，并可按其金含量推测金成矿可能性及规模大小的黄铁矿中，Au 主要也不是以类质同像形式存在，而是以细小的单体被包裹在其中，这是由 Au 本身的化学和地球化学性质所决定的。这一结果正是我们选择自然金进行溶解度计算的原因。万嘉敏（1986）用电渗析法对湘西西安白钨矿床的含矿围岩中钨的存在形式进行过研究。结果表明，W 可部分地以吸附状态存在于含矿围岩中。而在许多改造型金矿床中，其矿源层中一般均含有较高的有机质，这不仅为金的形

成有机配合物进行活化、迁移提供了必要的条件，也为矿源层中的金部分地被有机质吸附而存在于矿源层中提供了直接的证据。可惜，目前尚缺少金的有机配合物的热力学数据，因而无法提供定量的依据，但 Au 主要以自然金形式存在于矿源层中则是有根据的。

据已有的同位素、微量元素及成矿元素资料分析，认为形成龙山金锑矿床的矿源层为板溪群、震旦系的浅变质岩，黔西南微细粒浸染型金矿的矿源层为古—中生界的沉积岩，治岭头矿床的矿源层为陈蔡群的变质岩，而小秦岭金矿床的矿源层则为太古宇太华群变质岩。

**2．成矿溶液的来源和性质**

根据所研究的几个金矿床的氢、氧同位素资料，龙山矿的$\delta D$值变化范围很窄，为$-55—-65‰$，与大气降水值接近，而$\delta^{18}O$值为$+2.1—+6.6‰$，有向大气降水演化的趋势，在$\delta^{18}O$-$\delta D$图上，投影点落在大气降水与变质水之间，综合判断主要为大气降水，且是由两种与围岩交换程度不同的大气降水的混合。丫他、板其金矿的$\delta^{18}O$(矿物)全为负值，为$-8.1—-20.3‰$，$\delta D$为$-57—-78‰$，也主要为大气降水。治岭头矿床的$\delta^{18}O$为$+6.3—+8.3‰$，$\delta D$为$-60—-69‰$，也具有大气降水的氢、氧同位素组成特点。小秦岭金矿的$\delta^{18}O$为$-7.3—+4.72‰$，$\delta D$为$-33.81—-86.9‰$，主要为大气降水。综上所述，可以认为形成这几个改造型金矿床的成矿溶液主要为大气降水，也可能还有少量其他来源溶液的加入。

根据包裹体成分的研究，龙山金矿的成矿溶液中，阳离子主要为$Na^+$、$K^+$，次为$Ca^{2+}$和$Mg^{2+}$，阴离子主要为$Cl^-$和$SO_4^{2-}$，气相中$CO_2$也较高，故为$Na^+$-$K^+$-$Cl^-$-$S^{2-}$C型成矿溶液。丫他矿区，阳离子以$Na^+$、$Ca^{2+}$为主，次为$K^+$、$Mg^{2+}$，阴离子以$SO_4^{2-}$、$Cl^-$(晚期为$Cl^-$、$SO_4^{2-}$)为主，次为$CO_2$和$F^-$，是一种富$Na^+$、$K^+$以$Na^+$为主的、阴离子富$SO_4^{2-}$、$Cl^-$的溶液。治岭头矿床，第一期成矿溶液为富K、$Cl^-$、$HCO_3^-$、$SO_4^{2-}$，含中等$Mg^{2+}$、$Na^+$、$Ca^{2+}$的溶液；而第二期成矿溶液中NaCl增加，更有利于Pb、Zn呈氯配合物活化运移；但第三期以$Na^+$为主，$K^+$次之，$Cl^-$的作用减弱而$SO_4^{2-}$、$HCO_3^-$和$F^-$的作用大大增加。依据测温资料，与金成矿有关的温度为200—300°C，因而成矿溶液的温度可大于300°C。

以上述实验测定为依据，并结合热力学研究结果，认为形成上述各类改造型金矿床的成矿溶液主要为与大气降水有关，并在大气降水下渗过程中经不断加热成高温(>300°C)的富$Na^+$、$K^+$和$Cl^-$、$\Sigma S$以及成矿元素Au、Sb、Pb、Zn、Ag、Cu的、盐度中等的碱性热液。关于热液中硫的存在形式问题，包裹体测定给出的结果为$SO_4^{2-}$，这仅是包裹体成分测定时的测定形式，是在包裹体被打开后氧化所致，它并不能代表热液中硫的实际存在形式。在成矿溶液中，S实际上主要应为还原硫，由于成矿溶液具有碱性特征，认为主要形式应为$HS^-$。在以大气降水为主要来源的成矿溶液中总硫浓度不会太高，但在它对矿源层中的硫化物或硫酸盐溶解时可提供硫源，使其总硫浓度增加，使得Au和其他重金属呈硫配合物进行活化运移成为可能。根据同位素资料，龙山矿的$\delta^{34}S$为$-3—+5‰$，与矿源层中黄铁矿的硫同位素组成相近；丫他矿$\delta^{34}S$为$+1—+7‰$，具混合硫源的性质；治岭头矿床的$\delta^{34}S$为$+2.83—+6.64‰$，S主要来自陈蔡群中的硫化物，小秦岭金矿$\delta^{34}S$为0.5—6.4‰，S主要来自太华群中的硫化物。因而可以认为

成矿溶液的硫主要来自矿源层中的还原性硫，但可有部分其他硫源的加入。

### 3．矿源层中金的淋出条件及运移形式

根据热力学的研究结果，在矿源层中以自然金形式存在的金，在高温（>300°C）酸性富钠和硫、氯的热液作用下，并且在适当 $f_{O_2}$ 条件下可以被溶解、活化而淋出。其淋出的条件是：pH>7、有一定浓度的 Cl，特别是 S（主要是 $HS^-$）、$f_{O_2}>10^{-32}$，但基本上仍处于还原条件。依据前述的成矿溶液的性质，它完全可以满足 Au 被淋出的条件。正是这种性质的成矿溶液对矿源层中的自然金长期、多次溶解、淋出，使 Au 得以在成矿溶液中富集，为金的成矿提供了必要的物质基础。

利用前述的自然金溶解度计算结果，认为在成矿溶液中 Au 主要是以硫氢或硫配合物形式进行活化运移的，主要运移形式为 $Au(HS)_2^-$，次为 $AuS^-$ 和 $Au_2S(HS)_2^{2-}$，当然也可部分以 $AuCl_2^-$ 形式的氯配合物运移，但绝对不可能以简单形式的离子即使是 $Au^+$ 这样的形式被活化运移而富集成矿。根据金的化学性质和热力学计算结果，认为在成矿的地质条件下，Au 主要是以低价形式存在于成矿溶液中，即使是与 Cl 或 S 形成配合物，Au 也主要呈低价状态存在于配合物中。当然，在实验条件下，Au 成高价状态存在是有可能的，但地质上无法满足它所要求的条件，因而在研究中均对此未加考虑。可能金的有机配合物也是金活化运移的主要形式，但缺少热力学数据，无法对此做出定量的估价。

### 4．金的沉淀富集条件及影响因素

由前述的影响自然金溶解度的影响因素可知，金的沉淀富集条件是：pH 的下降、ΣS 浓度和温度的降低。根据矿物组合相平衡形成条件分析，不同矿床形成温度虽有所别，但总起来看对沉淀有利的 pH 条件是弱酸性到中性。引起 pH 和 ΣS 浓度下降的原因可能是中和作用、各种金属硫化物的沉淀或硫的氧化、稀释作用，而冷却作用则是温度下降的主要原因。我们所研究的几个矿区中，如龙山金锑矿，Au 主要是在第二成矿期的第二、三成矿阶段；丫他金矿，金的矿化主要发生于后生成矿期第二、三成矿阶段；治岭头金矿，金的成矿作用主要与第一成矿期的第二成矿阶段有关。可见，Au 均是在相对晚期即成矿溶液发生冷却作用时沉淀富集的，而且象许多其他类型的金矿床一样，自然金常常与大多数金属硫化物共生。可见，Au 是在大量硫化物析出、成矿溶液 ΣS 浓度下降条件下沉淀的。此外，自然金往往与闪锌矿，特别是方铅矿共生。根据我们在《中国层控矿床地球化学》（第三卷）（涂光炽等，1988）的研究结果，Pb、Zn 主要是在酸性溶液中呈氯配合物形式迁移的，自然金与方铅矿、闪锌矿的共生表明，的确发生过这两种性质不同的成矿溶液的中和与稀释作用，其结果导致金硫或硫氢配合物和铅锌氯配合物的分解而发生自然金、方铅矿、闪锌矿的共沉淀。这些地质特征使得所提出的控制金沉淀条件的物理化学因素得到一定程度的证实。

### 5．可能的成矿机制

根据前述的讨论，并结合金矿床产出的地质、地球化学特征，对于所列类型的改造型金矿床可能的成矿机制提出下列初步设想：

1）富碱的含硫热液的形成：循环的大气降水在向地下渗透过程中，被不断地反复加热至适当温度，其中的硫主要来自地层中硫化物的溶解(即还原性硫)，并可部分地来自其他热液，这一点已得到同位素资料的证实，如前所述。

2）富碱含硫热液对矿源层中自然金的溶解：当高温热液流经矿源层时，由于热液中硫的存在有利于热液对自然金的溶解而使金形成硫氢或硫配合物从矿源层中淋出，其代表性的溶解反应为：

$$Au + 2HS^- + H^+ + \frac{1}{4}O_2 = Au(HS)_2^- + \frac{1}{2}H_2O$$

氧的参与是自然金发生溶解的重要条件，其中的氧主要来源于地表大气降水中的游离氧，pH≈7 为最佳酸碱度条件。

3）金的活化转移：从矿源层中淋出的金呈 $Au(HS)_2^-$ 形式随成矿溶液沿构造通道进行活化转移，并在有利地段沉淀富集而发生金的矿化。地质证据表明，构造对金矿床的产出有着极为明显的控制作用，压扭性断裂对成矿最为有利。它不仅为金的活化运移提供了通道，并且在许多情况下它也是良好的容矿场所。尽管金的矿化也受到地层和岩性的控制，但构造控矿起着主导作用。

4）金的沉淀富集：在高温、碱性富含金的硫或硫氢配合物的成矿溶液沿构造通道运移过程中，由于温度的下降、由地表向下渗透的大气降水的加入或其他来源的热液的加入，均可导致金硫配合物的不稳定而沉淀出自然金，几乎同时或稍前伴有大量其他硫化物的沉淀，形成自然金与硫化物的紧密共生。

一个金矿床，特别是较大型金矿床的形成是地质作用长期反复进行的结果，无论是变质混合岩中的改造型或沉积岩中的改造型金矿床的形成，均是 Au 首先在矿源层中(变质岩或沉积岩）有初步富集，因而有较高的丰度，然后在后期的改造过程中经历了金的多次淋出、运移和沉淀富集过程。由于有多次改造作用的叠加，因而往往形成比较复杂的元素和矿物组合。尽管如此，金的成矿作用还是以某一地质事件相伴随的构造运动为主。如前所述，金的成矿往往与较晚期的成矿期或成矿阶段有关。尽管在不同成矿期或成矿阶段均有不同程度的金的矿化发生。

# 第七章　改造型金矿床的成矿机理及成矿模式

## 第一节　矿源层及矿源岩

形成改造型金矿床的成矿物质主要来自矿源层，其次是矿源岩，其他来源如岩浆、地幔去气在某些特定情况下虽不能完全排除，但不占重要地位。

### 一、矿源层（岩）的岩石类型

改造型金矿床的矿源层（岩）岩石类型主要包括火山岩-火山沉积岩、沉积岩、浅变质碎屑岩、变质岩及侵入岩。

#### 1．火山岩-火山沉积岩

按火山岩成分又可分为中基性、中酸性及碱性三类。中基性火山岩见于东沟坝、白乃庙、李家沟等地，时代较老，属于古生代及元古宙产物。中酸性火山岩见于东北—东南沿海的侏罗系（白垩系），分布较广，碱性火山岩见于铜井，属白垩纪。中基性火山岩的岩石成分主要为辉绿岩、辉绿玢岩、细碧岩，大多为顺层岩流。中酸性火山岩主要为安山岩、安山角砾岩、集块岩、晶屑凝灰岩、熔结凝灰岩、含角砾凝灰岩。碱性火山岩为粗面质熔结凝灰岩、熔结角砾岩、集块岩、响岩、粗安岩。在这些火山岩中，除夹有火山沉积岩外，还有潜火山相（次火山岩体）出现，其成分与火山岩相近。

#### 2．沉积岩

可分三种类型：一为碎屑岩-细碎屑岩-碳酸盐岩型；另为细碎屑岩-含火山物质细碎屑岩；第三为碳酸盐岩。组成第一类的岩石主要为砂岩、粉砂岩、粘土岩、泥灰岩、灰岩，碳酸盐岩常为其中的夹层。有时构成复理式，有的地方出现浊积岩鲍马序列，如板其、丫他、三岔河、东北寨。第二类的组成岩石为角砾状粘土岩及凝灰质粘土岩，如戈塘。第三类为泥灰岩、灰岩，如叫蔓、苗龙。

#### 3．浅变质碎屑岩

主要由板岩、千枚岩、变质砂岩、变质粉砂岩组成，常夹凝灰质层，有时有火山角砾岩或中基性岩流，个别地方夹有碳酸盐岩，因此实际岩性为浅变质碎屑岩-细碎屑岩-含火山物质沉积岩类。常具复理式构造，又称浊流沉积，此型矿源层分布很广，湘、赣、粤、桂、滇的元古宇冷家溪群（双桥山群）、板溪群、震旦系江口组、寒武系水口群、志留系金厂组以及新疆的泥盆系金窝子组均属此型。

### 4. 变质岩

作为矿源层的变质岩主要由片麻岩、变粒岩及斜长角闪岩组成，其原岩为中基性火山岩-火山沉积岩，一般变质程度属高—中级，大多为角闪岩相，有的可达麻粒岩相。由于变质深，因此火山岩结构已不可见。这种岩石大多分布在东北、华北太古宇分布区，如夹皮沟、小秦岭、金厂峪地区。浙江中元古界陈蔡群也是中高级程度变质岩，但原岩以沉积岩为主，少见火山物质。

### 5. 侵入岩

侵入岩作为改造型金矿床的矿源来源虽不如上述矿源层重要，但也不少见到。从岩石类型来看，它又可分为基性-超基性岩、中-酸性侵入岩两类。后者还可进一步分为混合花岗岩、花岗闪长岩、中-酸性次火山岩几种类型。超基性岩作为矿质来源见于金厂、萨尔托海；混合花岗岩对留龙浅变质沉积岩中的矿床形成提供了部分物质来源；花岗闪长岩类是桂东部分矿床的物质来源；中-酸性次火山岩（包括碱性）对东北、东南中生代火山岩中金矿的形成可提供一些成矿组分。

80年代苏联在科拉半岛太古宇深变质岩中进行深钻时，发现数公里深处存在液体富金层，根据这一情况，张秋生等（1988）[1]提出华北地台数公里深处有液态含金矿源层存在，该区所有金矿床均为中生代太平洋板块向华北俯冲时，构造岩浆活动将富金液体带入到上部而形成。欧超人（1989）[2]也认为深部液态含金矿源层是整个云开一带各金矿的主要来源。对于深部液体富金层的广泛存在目前还是一种推测，在某些地区深部也有可能存在，但是否整个华北地台或云开地区之下都有该层还待进一步工作予以证实。

## 二、矿源层（岩）的特征

从上可见，作为改造型金矿床的矿质来源岩石种类很多，几乎各类岩石都可构成，但这些岩石具有一些共同特征。

### 1. 普遍含有火山岩或火山物质

除上述部分沉积岩外，差不多各类构成矿源层的岩石中都出现了火山岩或含火山物质的沉积岩。火山岩中以基性成分含金最高，酸性较低。如金山双桥山群玄武岩（浅变质）含Au 7.2ppb（5个样平均）（刘英俊等，1989），治岭头侏罗系酸性火山岩为1.78 ppb（74）（郑明华等，1986）。基性火山岩即使在深变质移去部分Au后仍能保持较高含量，如夹皮沟、金厂峪变为角闪岩相的太古宇斜长角闪岩中还相应含Au 4.5ppb(43)（中国矿床编委会）及3.1ppb（14）（高占林等，1987）。但Au主要富集在火山沉积物中，如留龙变沉凝灰岩含Au 15ppb(张乾等，1990)，金山角斑质凝灰岩可达255ppb(刘英俊等，1989)。

---

1）张秋生、任洪茂，1988，大陆边缘古地壳内深部液态含金矿源层。

2）欧超人，1989，华南云开一带金矿的地质地球化学特征。

### 2. 黄铁矿普遍存在

沉积岩矿源层中常有黄铁矿出现，它呈草莓球粒状分散在砂岩中或形成层纹状、条带状分布在泥质岩内。一些分析资料表明，沉积黄铁矿含金虽比矿体中的黄铁矿为低，但含黄铁矿的层位往往就是地层中的富金层位，如湘东北冷家溪群黄铁矿板岩含 Au 19.2—26.2ppb（罗献林，1988），滨滨板溪群球霉黄铁矿砂质板岩含 Au 13—1150ppb（余大龙，1987）。含金火山岩中也经常有黄铁矿浸染分布在凝灰质层中，黄铁矿甚至可形成顺层体。当岩石变质后，岩石中的黄铁矿一般形成颗粒较大的立方体，浸染或呈团分布。因此黄铁矿的存在常可作为矿源层（岩）的一种可靠指示。

### 3. 岩石的含碳性

沉积成因的矿源层中经常有碳（石墨、沥青或其他碳质物）富集，岩石化学分析其中有机碳含量较高，形成黑色岩系，如黑色页岩、黑色粉砂岩，变质后构成黑色板岩、黑色千枚岩、黑色片岩、黑色变质粉砂岩、黑色片麻岩。例如东北寨碳质千枚岩含碳 0.82—1.3%，李家沟碳质板岩含碳 3%，治岭头石墨片麻岩含碳 5%[1]，这些碳质层含金较高。若岩石含碳又同时含有黄铁矿，则其中更富含金。如益阳冷家溪群黄铁矿黑板岩含 Au 10ppb，含黄铁矿黑杂砂岩中 Au 可达 185—200ppb（罗献林，1988）。因此，在一定条件下生物对金的富集起了一定作用。

### 4. 岩石的含金性

岩石的含金性有下列几种情况：

1）含矿岩系普遍含金高，如江西金山双桥山群下亚群中各种千枚岩、变玄武岩、角斑质凝灰岩含金均高于克拉克值，若除去凝灰岩[255ppb(2)]，其他也在 4.7—14.4ppb 间（32），整个岩系平均值为 25.5ppb（34）（刘英俊等，1989）。

2）含矿岩系中所有岩石含金均低。如小秦岭各种太古宇片麻岩(斜长角闪片麻岩、斜长片麻岩)、斜长角闪岩、混合岩、石英岩、大理岩含金在 0.51—1.63ppb 间，平均Au为 0.71ppb(130)，按栾世伟等计算，未淋出前岩石含金也只有 2.02ppb(栾世伟等，1985)。

3）区内含矿岩系平均含金低，但其中某些层位富金。如三岔河矿床三叠系碎屑岩-细碎屑岩-碳酸盐岩系含金仅 1.7ppb（105），但其中粘土岩达 15ppb（60），丫他三叠系同类岩石平均 2.5ppb（535），其中粘土岩可达 500ppb（13）[2]。

4）区域含矿岩系含金低，矿区增高或相反区域较高而矿区变低，前者如黄金洞冷家溪群区域及矿区相应值为 2.4ppb（63）、19.7ppb（100）[3]（罗献林，1988），沃溪马底驿组相应为 1.7ppb（46）、7.4ppb（51）(万嘉敏，1986)。后者如沃溪五强溪组相应值为 6.7ppb（23），4ppb（32），沃溪冷家溪群相应值为 4.7ppb（61），4ppb(22)（罗献林等，1984）。

---

1）帅德权，1988，层控型金银多金属矿床中的金属矿物生物组构和有机组分及“天然碳吸附系统”的成矿作用和意义。

2）叶传庆、戴文剑、刘荫椿、韩秀平，1988，试论黄金洞金矿成因及找矿意义。

3）李 惠，1986，黔西南地区不同成矿系列中金的地球化学特征。

从上述情况可见，含金性不是矿源层（岩）的可靠标志，金高金低都可成为矿源层（岩），矿源层（岩）中淋出金后可使岩石金量降低，相反热液叠加在矿源层（岩）上，可提高金含量，能否成为矿源层（岩）更主要决定于岩石中金的状态，容易释放或难于释放。

矿源层（岩）中Au常呈独立矿物形式存在。夹皮沟矿床三道沟组、漠滨矿床板溪群、金山矿床双桥山群、金厂矿床金厂组中均见到了自然金。据刘英俊等（1989）金山双桥山群中形成独立金矿物的Au大于75%，次为硫化物分散态（12—15%）及吸附态（7—8%）。

### 5. 初始矿源层（岩）及衍生矿源层（岩）

初始矿源层（岩）系指直接由地幔分离物质形成的矿源层（岩），它主要为中基-超基性火山岩及侵入体。衍生矿源层（岩）系指由地壳物质重熔或风化形成的矿源层(岩)以及地幔物质叠在地壳岩石上形成的矿源层（岩），如沉积岩、中酸性火山岩及侵入体。侵入体还可分为壳型及壳幔型两类。一般初始矿源层（岩）含金较高，衍生矿源岩较低。如属于初始矿源岩的金厂海西超基性岩含金可到35ppb[1]，而属于衍生矿源岩的河台加里东混合花岗岩仅4.5ppb（陈础廷等，1988），留龙加里东混合花岗岩也仅4.62ppb(3)，该地燕山花岗岩更低，为2.67ppb(3)（张　乾等，1990），壳幔型花岗岩的金含量介于其间，如桃花花岗闪长岩为19ppb(1)[2]。除侵入岩外，火山岩也有这种分布特征，前面已经谈到中基性火山岩（幔源）比属于壳幔型的中酸性火山岩含金为高。因此，来自地幔的初始物质一般以富金为特征，而衍生岩石只有经过特定作用后才能使金富集，如富金矿源层重熔、幔源与壳源混合、沉积物中硫和生物作用以及火山物质的加入等等。

## 三、矿源层(岩)的时空分布

### 1. 矿源层（岩）的时代

矿源层形成时代很广，从太古宙到白垩纪都有出现，有的地方还有第三纪地层，但最主要的形成时代包括太古宙、元古宙、寒武纪、二叠纪—三叠纪及侏罗纪（白垩纪）。各时代的矿源层由不同岩石组成，如太古宙的矿源层为变质岩，元古宙及寒武纪主要为浅变质碎屑岩，二叠纪—三叠纪主要为沉积岩（松潘—甘孜地区为浅变质沉积岩），侏罗纪（白垩纪）为火山岩-火山沉积岩。若恢复原岩则太古宙及侏罗纪（白垩纪）矿源层均为火山岩-火山沉积岩，元古宙、寒武纪、二叠纪—三叠纪主要为沉积岩或含火山物质的沉积岩。虽然太古宙及侏罗纪（白垩纪）都为火山岩-火山沉积岩，但太古宙主要为中基性火山岩，还不排斥有少量超基性岩成分存在，侏罗纪（白垩纪）形成中酸性火山岩。除这两个时代外，其他时代所夹火山岩或火山物质，在元古宙及古生代也以中基性为主，中、新生代主要为中酸性成分。因此，随时代变新岩浆酸性程度增加。形成矿源层的沉积岩总的都属碎屑岩-细碎屑岩类，具复理式或浊积岩结构，但时代变新，泥灰岩、灰岩成分增高，同时在古生代还可出现以灰岩为主的矿源层。

1）俞广钧，1989，墨江金厂金矿床的地质特征及其成因。

2）欧超人，1989，华南云开一带金矿的地质地球化学特征。

矿源岩的时代包括太古宙、元古宙、加里东期、海西期及燕山期。太古宙主要为英云闪长岩类，元古宙为混合花岗岩，加里东期除混合花岗岩外，还有花岗闪长岩、花岗斑岩，海西期主要为超基性岩类，燕山期为火山岩及次火山岩。因此，矿源岩更具幔源及壳幔源特征，但也出现了壳型混合岩化成因岩石。

### 2．矿源层（岩）的空间分布

矿源层（岩）在我国各大构造单元中均有分布，但主要产出构造单元为华北地台、扬子地台、华南褶皱带、吉林—内蒙古—北疆褶皱带、松潘—甘孜褶皱带，其次为三江褶皱带及秦岭褶皱带。华北地台中矿源层（岩）出现时代最老，属太古宙—元古宙，其他构造单元中稍新，主要为元古宙以后形成。各主要构造单元中均见早期为变质岩，中期为沉积岩，晚期为火山岩-火山沉积岩的分布规律，地台固结愈晚者变质岩、浅变质沉积岩出现时间愈晚，褶皱带造山回返愈晚者，其变质岩、浅变质沉积岩形成时间也愈晚。

## 四、矿源层（岩）的确定

矿源层（岩）是成矿机理中研究难度最大也是研究程度最低的课题，不少文献中都将矿源层（岩）简化为用丰度值作为判别的主要标准，即 Au 高者就是矿源层（岩）。这种判别虽有一定道理，但正如前面所述这是极不可靠的。本书所提矿源层(岩)是以下列多种地质地球化学方法来进行确定的。

### 1．铅同位素

矿源层（岩）内已脱离 U-Th-Pb 系的 Pb 被热液析出后能够较好地保留原来的各种铅同位素比例关系，因此可利用矿石中铅同位素比值追踪它的原始来源岩石。实践证明这是一个比较可靠的确定矿质来源的方法。利用这种方法，我们确定了小秦岭及夹皮沟矿床的 Pb 主要来自太古宇的太华群及鞍山群（图 2.4 及图 7.1），治岭头矿床来自中元古界陈蔡群（图 3.6），龙山矿床来自上元古界震旦系（图 4.5），八宝山矿床来自侏罗系火山岩（主体）及陈蔡群（少量）（图 3.13）。若矿质具有多种来源时，用这种方法也可反映出来，如夹皮沟矿石中除出现一组与太古宇具相同铅同位素成分外，还有个别样品与海西花岗岩相似，说明海西花岗岩也可能提供了少量矿源（图 7.1）

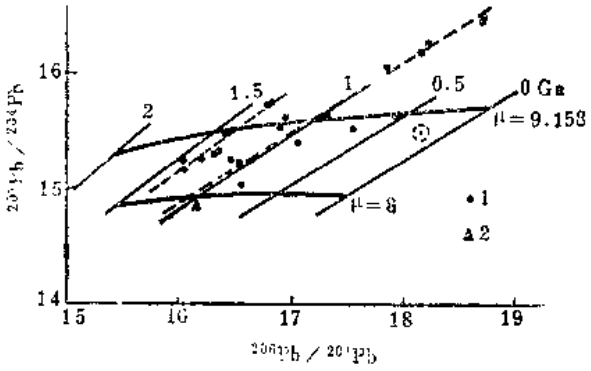



图 7.1　夹皮沟矿床的铅同位素成分
1．矿石铅　2．岩石铅（斜长角闪岩）

### 2．稀土配分

热液从矿源层（岩）中淋出稀土元素并将它们沉淀在矿体中能基本保留原来的配分关系，因此，利用稀土配分可有效地确定其原始岩石。如龙山矿床利用此法证实了成矿

物质来自震旦系（图 4.4），小秦岭竹峪及杨砦峪矿床分别来自太华群条带状混合岩及元古宇伟晶状混合花岗岩(图 7.2，王定国等，1989)。据吴尚全(1984)报道，夹皮沟自然金的稀土分布曲线与太古宇黑云母正长片麻岩及角闪岩曲线轮廓相似，但前者之 δEu、δCe 负异常较大。自然金的曲线也与海西期(印支期)花岗岩相似，δEu 也相似，但花岗岩无 δCe 异常（图 7.3），这些说明自然金与海西期花岗岩都可能来自太古宇，但花岗岩不是自然金的直接来源。稀土配分与铅同位素一样，可以区分多种来源岩石，如利用稀土曲线可以看出留龙矿床的成矿物质部分来自加里东期混合花岗岩，部分来自上元古界变沉凝灰岩（张乾等，1990）。

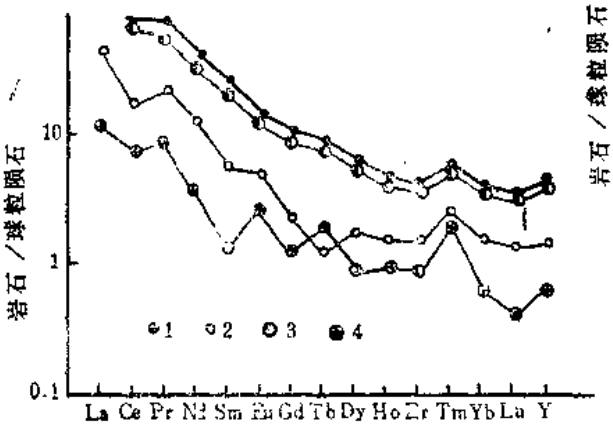



图 7.2 小秦岭矿床的稀土模式曲线
（据王定国等，1989）
1. 条带状混合岩 2. 伟晶状混合花岗岩 3. 竹峪金矿含金石英脉 4. 杨砦峪金矿含金石英脉

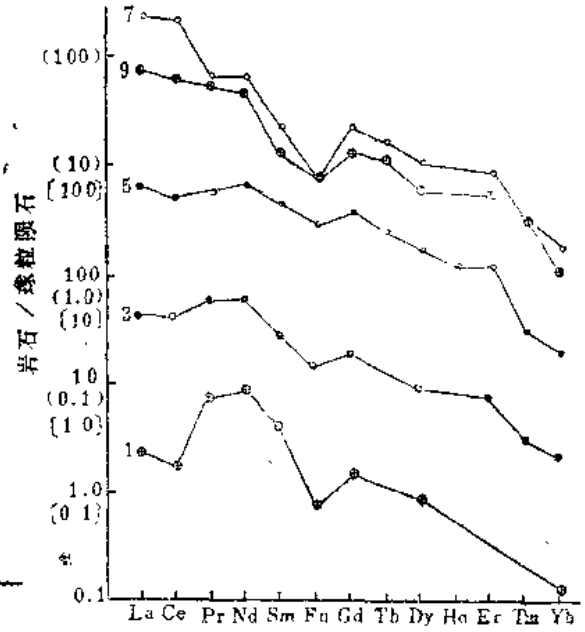



图 7.3 夹皮沟矿床的稀土模式曲线
（据吴尚全，1984）
1. 自然金 3. 黑云母正长片麻岩 5. 角闪岩 7. 海西花岗闪长岩 9. 燕山花岗岩

### 3. 硫同位素

多数矿床中矿石所含硫同位素成分与矿源岩石非常接近，同一矿床中矿石的硫同位素成分比矿源层（岩）中的成分系统偏大或变小，因此利用这种成分关系可找出硫的来源岩石。如小秦岭地区矿床黄铁矿的 $\delta^{34}S$ 平均值为（‰）：杨砦峪 2.55（43 个平均），金洞岔 −0.33（19），文峪 3.57（41）．东桐峪 7.86（103），西太华群在 −0.77—8.88 间，平均 3.72（6）(晁援等，1989)，龙山矿体和震旦系相应为（‰）：3.4(4)、6.29(2)。漠滨矿体和板溪群分别为（‰）：8.08（31）、10.99（5）(余大龙，1986)。治岭头矿和陈蔡群为（‰）：5.4（41），4.7（6）(梁子豪等，1985)。金山矿石和双桥山群相应为（‰）：4.1（17）、4.14（14）[1]。板其矿体和三叠系分别为（‰）：10.16（22）、12.01(10)，丫他相应为（‰）：4.6（18）、1.55（2）（李文亢等，1989）。但由于分异作用影响，分析数量过少，得出的结果有时会带来较大的偏差。

1）张华、李永芬，1987，江西金山式金矿地质特征与成因探讨。

### 4. 其他同位素资料

小营盘利用太古宇变质岩、伟晶岩与矿体石英的 $\delta^{18}O$ 测定结果相近[分别为（‰）：8.43（3）、10.84（2）、12.46（14）]，说明矿体成矿物质来源与地层、伟晶岩有关（王叶麟等，1985）。板其、丫他及戈塘矿化方解石的 $\delta^{13}C$ 值分别为（‰）：0.4、-1.27 及 -1.85（李文亢等，1989），李家沟为 -2.45[1]，均与海相碳酸盐相同，说明为沉积来源。$\delta^{18}O$、$\delta^{13}C$ 积累的资料还少，尚待进一步研究。

### 5. 微量元素

据李忠[2]报道，板其—丫他地区含金高（500ppb）的三叠系粘土岩含 As（1273ppm）、Sb（11.54ppm）也很高，整个三叠系 Au 与 As、Sb 的相关系数为 0.535、0.385，戈塘—大厂地区，二叠系中 Au（9.4ppb）、As（91.83ppm）、Sb（32.81 ppm）含量也很高，Au 与 As、Sb 的相关系数为 0.826、0.833。由于矿石均为 Au-As-Sb-Hg 组合，因此矿石与围岩成分有密切联系。金厂含金石英脉中出现了大量与超基性岩有关的特殊元素 Ni、Cr、Mg、铂族元素组成的矿物，如辉砷镍矿、针镍矿、方镍矿、锑硫镍矿、斜方砷镍矿、铬铁矿、铂自然金、钯自然金、铑自然金、铱自然金、自然铂、铬水云母、滑石、菱镁矿等[3]，加以部分矿体直接产在超基性岩破碎带中，说明超基性岩为金矿形成提供了部分物质成分。

矿源层（岩）的确定有赖于多种方法的配合和呼应，尤其对多来源的矿床更需要多种方法来予以确定。矿源层（岩）的研究尚处在发展阶段，进一步探索是研究矿源层（岩）的重要任务。

## 第二节 成矿流体

### 一、成矿流体的类型

形成改造型金矿床的成矿流体按其来源可分为加热建造水、加热大气降水及混合水。

### 1. 加热建造水

即赋存在地层（沉积岩、海相火山岩、变质岩）中的水，它是地层内原始残存海水及其他水与地层岩石发生交换后的产物，典型的沉积岩中的建造水更多具有演化海水的特征。按建造水的初始产生温度又可分为高温及中低温两类。高温建造水发育在中深变质岩型的改造矿床中，如金厂峪，中低温建造水出现在浅变质沉积岩型改造矿床中，如沃溪。由于地层中的水与大气降水不断发生广泛交换反应，因此，纯建造水形成的矿床是为数不多的。液态含金层中的水推测应属建造水类型。

---

1）涂怀奎，1989，秦岭金矿特征和稳定同位素的研究。

2）李　忠，1986，黔西南地区不同成矿系列中金的地球化学特征。

3）00533 部队，1982，云南省墨江县金厂矿区金矿详细地质勘探报告。

### 2. 加热大气降水

当大气降水向深部流动时可被地温及侵入岩浆加热形成加热大气降水。加热大气降水的性质与大气降水有一定相似之处，但由于加热后与岩石发生了反应，因此在性质上又与后者有较大差异。加热大气降水按初始形成温度也可分为高温及中低温两类，前者发育在中深变质岩型改造矿床中，如小秦岭，后者主要出现在浅变质沉积岩、沉积岩、陆相火山岩-次火山岩型改造矿床内，如龙山、漠河、白乃庙、黔西南、奈林沟等，也有个别矿床发育在中深变质岩型中，如治岭头。

### 3. 混合水

即两种不同性质的水（建造水或大气降水）的混合。这种混合水也可分为高温及中低温两类，前者见于中深变质岩型改造矿床中，如小营盘，后者见于浅变质岩型改造矿床内，如黄金洞。如前所述，典型建造水在地层中保留不多，因此，由此作用形成的混合水矿床也不多见。

### 4. 其他水源

形成改造矿床的水除建造水、大气降水及两者的混合水类型外，在少数矿床中也不排斥有极少量的岩浆水进入，但目前尚未得到证实和确认。至于区域变质水（即与岩石全部重结晶的变质相-绿片岩相及更高变质相-呈平衡的水），在改造矿床中不应出现。因为活化期改造作用是在区域变质作用之后发生的，此时变质岩中若有水存在已属建造水性质。对与千枚岩、板岩变质相同时形成的区域改造矿床（国内习惯叫变质热液矿床），本书考虑到千枚岩、板岩未达到岩石全部结晶的要求，因此此时产生的水不划入变质水范围，应列为建造水。

现代地热系电阻测深说明，地表热水系可延伸到地下 5km 以下（Henley *et al.*, 1983），苏联科拉半岛超深钻井结果表明，4.5—4.9km 之下的太古宇深变质岩中有液态金源层存在，其上为不透水层，长期活动的深部自由水通过脱挥发分作用使液态矿源层形成（Козловский, 1984），说明大气降水（前者）及建造水（后者）可以成为改造矿床成矿流体的主要来源。

## 二、成矿流体的性质和特征

成矿流体的性质已在上述各章尤其是第六章中作了详细讨论，本节仅以实际资料为基础而作几点概括说明。

### 1. 温度

此处的成矿流体的温度系指矿液产生时的温度，它不能直接测得。用目前包裹体均一法测出的最大温度，加上压力校正后的值只能代表其上限温度，但此值仍可作为推算成矿溶液大致温度值之用。以此值为基准，可以看出形成改造型金矿床的高温流体（包括高温建造水、高温大气降水、高温混合水）温度大于 450℃，普遍发育有钾长石化或

钠长石化作用。中低温流体（中低温建造水、中低温大气降水、中低温混合水）的温度，可分两组：一组在300—400°C间，另一组低于250°C（表7.1）[1]，均不伴长石形成。中深变质岩型改造矿床成矿流体温度较高，浅变质沉积岩型稍低，沉积岩型最低。

**表7.1 改造型金矿床成矿流体特征**

| 成矿流体性质 | 高温建造水 | 高温大气降水 | 高温混合水 | 中低温建造水 | 中低温大气降水 | 中低温混合水 |
|---|---|---|---|---|---|---|
| 包裹体均一温度(°C) | 144—459 | 165—370 | 180—390 | 143—259 | 90—335，83—220 | 160—240 |
| 成矿溶液初始温度(°C) | >450 | | | 300—400，250 | | |
| 盐度（%）(NaCl) | 14.2 | 6.6—8.4 | >9.9 | 5.5—8.3 | 2.7—15（板共可到19—24以上，四相厂可到26） | 4.2—9.5 |
| 液相$CO_2$包裹体 | 大量 | 大量 | 大量 | 无 | 无—少 | 少 |
| 液相包裹体气液比（%） | | 15—40 | ~30 | 5—10，少到30 | 5—20，少到30 | 17—25 |
| 成分类型（包裹体） | Na>K>Ca+Mg | Na>K>Ca+Mg<br>Ca+Mg>Na>K | Ca+Mg>Na>K | Ca+Mg≈Na≈K | Na>K>Ca+Mg，Ca+Mg>Na>K，Na>Ca+Mg>K，K>Na>Ca+Mg，Ca+Mg>K>Na | Ca+Mg>Na>K |
| 矿床实例 | 金厂峪 | 小秦岭 | 小营盘 | 沃溪 | 漠滨、龙山、治岭头、黔西南、八宝山、东林沟、庄山 | 黄金洞 |

## 2. 盐度

形成改造型金矿床的流体盐度以中等大小为特征，大多在5—10%（NaCl）之间，但高于或低于此值者也有存在。一般高温溶液比中低温溶液盐度为高，加热建造水溶液也高于加热大气降水溶液，但也有相反的情况。大气降水溶液一般情况下以低盐度为特征，但改造型金矿床中所见盐度都很高，如黔西南矿床及庄山侏罗系火山岩中的矿床盐度可达10%以上（表7.1），这是由于矿液与岩石发生长期交换反应后大量进入矿物质所造成。

## 3. 流体包裹体特征

矿石中的流体包裹体均以液相包裹体为主，少数矿床有少量气相及纯液相包裹体发现，个别矿床偶见子矿物及较多的有机包裹体。液相包裹体的气液比在高温溶液中（>30%）比在中温溶液中（一般为5—20%）为大。改造型金矿床包裹体一般较小较少，但高温溶液类型比中低温溶液类型包裹体为大为多。高温溶液形成的矿床富含液相二氧化碳包裹体，而中低温溶液形成的矿床一般没有这种包裹体出现（表7.1）。

1）若从金的沉淀温度考虑，则不少矿床在200°C以下，属于低温范畴。

### 4. 矿液化学成分

从流体包裹体成分分析得出，改造型金矿床的流体成分属于富 Si 并含大量 $Na^+$、$K^+$、$Ca^{2+}$、$Cl^-$、$F^-$、$S^{2-}$、$HCO_3^-$、$CO_2$ 的水溶液，一般 $Na^+>K^+$，$Cl^->F^-$。按照主要阳离子的含量关系可分 $Na^+>K^+>Ca^{2+}+Mg^{2+}$ 型、$Ca^{2+}+Mg^{2+}>Na^+>K^+$ 型、$K^+>Na^+>Ca^{2+}+Mg^{2+}$ 型、$Ca^{2+}+Mg^{2+}>K^+>Na^+$ 型、$Ca^{2+}+Mg^{2+}\approx Na^+\approx K^+$ 型及 $Na^+>Ca^{2+}+Mg^{2+}>K^+$ 型。以前两型分布最广。溶液成分与矿液类型的关系还不明确(表 7.1)，这可能是由于矿液成分的构成因素极其复杂所决定。一般认为矿液成分主要取决于溶液来源及与溶液反应的岩石性质，如建造水中 $Na^+$、$K^+$、$Cl^-$ 较富，而大气降水相对较贫，但当加热大气降水与围岩反应后则成分大大改变。溶液通过花岗岩、片麻岩时将富集 Na、K，

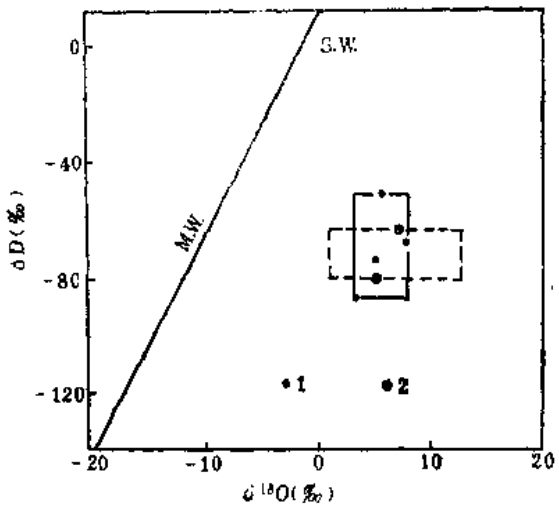



图 7.4 金厂峪及沃溪矿床的氢、氧同位素成分（矿石中石英）

1. 金厂峪（据余昌涛等，1989） 2. 沃溪(据罗献林等，1984)

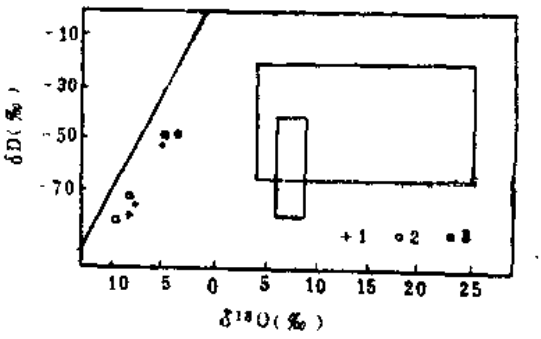



图 7.5 黔西南金矿床的氢、氧同位素成分

(据华文亢等，1989)

1. 板其矿床矿体 2. 丫他矿床矿体 3. S 矿化区矿化体

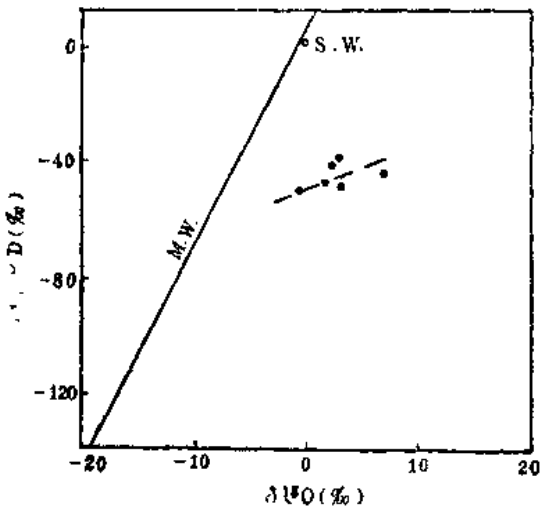



图 7.6 漠滨矿床的氢、氧同位素成分（矿石中石英）

(据余大龙，1986)

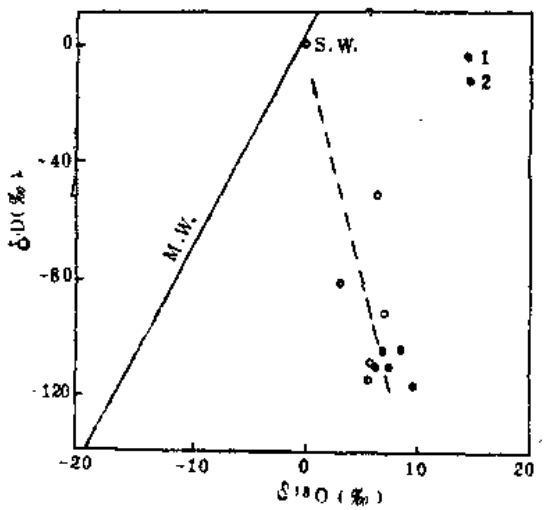



图 7.7 小营盘矿床的氢、氧同位素成分

(据王时麒等，1985)

1. 矿石中石英 2. 变质岩中石英

与基性-超基性岩或碳酸盐岩反应时将富 Ca、Mg，通过砂岩后 Na、Ca 较多，与蒸发岩作用将增加Na、K、Cl。至于溶液演化对矿液成分的影响目前资料是矛盾的，据晁援等(1989)陕西小秦岭金矿高温阶段 Ca>Na>K (或Ca + Mg>Na>K)，而低温阶段 Na>Ca>K(或Na>Ca + Mg>K)。但据林宝钦等(1989)和王定国等 (1989) 则认为，小秦岭地区并无这种规律可寻，前者得出的早期及晚期均为 Na>Ca>K 型，后者得到的早期及晚期均为 Ca>Na>K 型。因此，此问题还待进一步探索。

**5．矿液的氢、氧同位素成分**

不同成因的水在 $\delta D$-$\delta^{18}O$ 图上有不同的分布区，如加热建造水在 $\delta D$-$\delta^{18}O$ 图上呈分散状态分布在远离大气降水线的右侧区域内，如金厂峪、沃溪矿床 (图 7.4)。加热大气降水的分布特征，一是在大气降水线附近集中成团，如黔西南矿床(图 7.5)；另是在大气降水线右侧形成一个小正 (或负) 斜率或近于平行横坐标的直线，且向大气降水线方向延伸，如漠滨、龙山、小秦岭 (图 7.6、图 4.10、图 2.11) 及治岭头 (图 3.12)。它说明大气降水与岩石发生反应后造成了氧同位素漂移，而 $\delta D$ 变化不大。混合水的特点是在大气降水线右侧形成了一个大负斜率的直线，并向大气降水线方向延伸，表明 $\delta^{18}O$、$\delta D$ 都有较大的分布范围，这只能用两种不同 $\delta D$、$\delta^{18}O$ 成分的水发生了混合来解释，如小营盘、黄金洞 (图 7.7、图 7.8)。

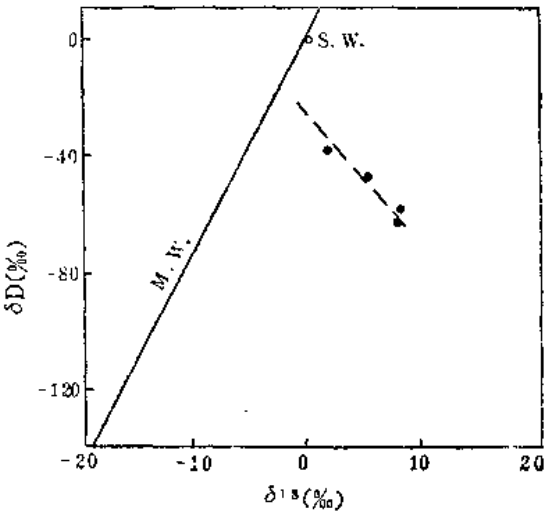


图 7.8 黄金洞矿床的氢、氧同位素成分
(矿石中石英)[1]

## 第三节 同期侵入体与矿床形成的关系

### 一、同期侵入体的发育特征

同期侵入体系指矿区内与改造型金矿床属于同一构造期形成的侵入体，这种侵入体的存在常引起人们对矿床提出不同的成因观点，因此对该类侵入体的特点及与成矿的关系有必要进行讨论。

研究发现，改造型金矿床产出区同期侵入体的发育有下列几种情况：

1) 矿区内或矿带内有同期侵入体，矿体分布与侵入体保持一定距离。这种情况普遍见于中深变质岩及火山-次火山岩型改造矿床区内。前者如小秦岭地区含金石英脉围绕燕山期文峪及华山两花岗岩体分布，距文峪岩体 2—7km，距华山岩体 5km；夹皮沟矿带

1) 叶传庆、张文斌、王丽忠、韩秀荣，1984，试论黄金沟金矿床成因及找矿意义。

也与海西期花岗岩带平行，两者相距 0.4—4km，金厂峪矿体距青山口矿体 3km；治岭头矿体离燕山期花岗岩仅 1.5—2km。后者如八宝山，在矿区内就有燕山晚期花岗斑岩出现。除外，在部分浅变质沉积岩型改造矿床及侵入岩型改造矿床中也有分布，前者如偏岩子、留龙、古袍、金厂，后者如大坪。除岩体外，在上述矿区内还可见到大量同期脉岩，它们经常与矿脉出现在同一构造裂隙中。石英脉在形成时间上早于部分脉岩，又被另一部分脉岩所穿过。

2）区域有同期侵入体出现，但矿区内没有。如龙山矿区西部有加里东-燕山期白马山复式花岗岩体出现，而矿区内没有侵入体分布。又如黄金洞矿区东侧南部及西南有加里东及燕山期花岗岩出露，但矿区内没有见到。根据物探资料，龙山矿床深部可能有隐伏岩体存在。

3）矿区及区域内均未见到同期侵入岩体。如黔西南产于二叠系—三叠系中的诸矿床区域内外均无同期岩体发现。物探资料推断黔西南—桂西北仍有两条北西向平行隐伏花岗岩体存在（李文元等，1989），但尚待证实。漠连矿床附近也有隐伏岩体。

由上可见，改造型金矿床与同期花岗岩间大多存在有紧密的空间关系，因此在考虑金矿形成时花岗岩的作用不能简单地予以排除。

## 二、侵入岩的类型及对矿床形成的作用

### 1. 侵入岩的类型

同期侵入岩按其岩石类型包括基性-超基性、中酸性-酸性及碱性几类。按其固结深度包括中深及浅成，按其直接物质来源又可分为幔型、壳幔型及壳型等类。其间的关系：基性-超基性岩为幔型中深条件下形成，中酸性-酸性包括壳幔型浅成及壳型中深形成两类，碱性岩为幔-壳幔型浅成产物。目前所见与改造型金矿床成矿关系最密切的主要为壳型中深及壳幔型浅成的中酸性-酸性侵入岩体（表 7.2）。壳型岩体还包括由沉积岩重熔及由火山沉积岩重熔而成两类。

**表 7.2　同期侵入岩的特征**

| 项　目 | 幔　型 | 幔-壳幔型 | 壳幔型 | 壳　型 |
|---|---|---|---|---|
| 成岩深度 | 中深 | 浅成 | 浅成 | 中深 |
| 岩　性 | 超基性岩 | 碱性岩 | 中酸性岩 | 酸性 |
| 时　代 | 海西期 | 燕山期 | 燕山期 | 海西期、燕山期 |
| 实　例 | 金厂 | 铜井 | 治岭头、八宝山、古袍 | 小秦岭、金厂峪、夹皮沟 |

### 2. 岩体与成矿关系

矿脉在形成时代上比区内出露的同期岩体为晚已成为一个普遍现象，如金厂部分矿体直接发育在超基性岩体边缘破碎带中，治岭头、古袍、小秦岭均见含金石英脉穿过岩体。从矿脉与同期脉岩关系来看，除见含金石英脉与脉岩产在同一断裂构造中后者并为前者所穿过外，也见到部分脉岩穿过了含金石英脉，由此可以推测在岩体深部可能还存在比矿体更晚凝结的岩体（或相）。

同期侵入岩体对矿体的形成作用可包括如下几种情况：

1）提供了部分矿质。由于矿体比出露岩体形成为晚，因此出露岩体提供矿质是在岩体固结之后，而不是在岩浆阶段（若岩浆提供了大量成矿物质则所形成的矿床应属岩浆作用矿床或岩浆气液叠加矿床，此时已不属本书讨论范围）。从目前的资料来看，一些矿区的幔型（如金厂超基性岩）、壳幔型（如古袍花岗闪长岩）及少数壳型（如胶东、河台及留龙的混合花岗岩）岩体提供了部分成矿物质，而大量壳型岩体还没有可靠证据来证明为成矿物质的提供者。

2）提供了热源。上述较多矿床大都围绕同期花岗岩体分布，且保持一定距离，说明花岗岩凝结时放出的热对建造水或大气降水的升温起过重要作用。花岗岩分出的脉岩与矿脉在同一裂隙中产出或相互穿插说明它们利用了同一构造通道。虽然它们均为含金地层在同一活化阶段形成，但矿脉与花岗岩间为不同深度层位通过不同方式（淋滤或重熔）造成的产物，其间并无重要的直接组分联系（王秀璋等，1983）。因而矿脉与花岗岩间存在着紧密的时空关系，而不是成因关系。

3）提供少量热液及挥发分的可能性虽不能完全排除，但目前还无确切的证据予以肯定，即使存在也是极其次要的。

## 第四节　构造与成矿

### 一、控矿构造性质

#### 1．宏观控矿构造

改造型金矿床是地壳演化的特定阶段（活化期及造山期，以活化期为主）产物，因此矿床分布局限在特定的构造单元内，主要在活化带中。活化作用既可发育在地台内，也可发育在固结后的褶皱带上，但以大地构造单元交接处（边缘带）最为发育。活化作用表现在岩石形变、断裂、变质及出现岩浆活动，可以稍为夸张地说没有地壳活化就没有改造型金矿床的形成。同时金矿形成与活化强度有着正向关系。

#### 2．具体控矿构造

所有改造型金矿床都毫无例外地发育在断裂构造中。按与地层产状的关系可将断裂分为顺层断裂及切层断裂两种。顺层断裂可由褶皱时不同岩性岩石结合处的层间滑动所造成，也可由不伴褶皱的应力作用所引起。除断层外，与褶皱、断层有关的裂隙也是矿体的具体赋存场所。

控矿断裂一般具有长期的发育历史，力学性质也随时间发生变化。对金矿形成的有利构造大都具有早期压性（或压扭性）性质，成矿期又变为张性。早期压性（或压扭性）产生高能促进元素活化，并使断裂具有较大的规模，后期张性形成空隙利于矿液的深部循环和萃取，并提供矿液沉淀的空间。单纯压性或张性对矿体形成都不十分有利。

剪切带在改造型金矿床中比较发育，尤其产在中深变质岩型的矿区内（如金厂峪、小秦岭、夹皮沟）及浅变质沉积岩型区中（如金山）更为常见。在这些地区的剪切断裂带内可以见到早期的糜棱岩化作用（形成糜棱岩或千糜岩）及后期的构造角砾岩（角砾

石为糜棱岩或千糜岩）出现，金矿又发育在构造角砾岩形成之后。

控矿断裂主要为地壳断裂及壳幔断裂。一些矿区内虽有岩石圈断裂发育，它并有长期的发育历史（如夹皮沟矿带西侧有挥发河断裂带，它属岩石圈断裂，为郯城大断裂的北延部分），但该断裂带内并无金矿形成，矿床发育在其分支次级断裂内。这说明与金矿成矿有关断裂属非岩石圈断裂性质，成矿物质及成矿溶液主要来自地壳。

## 二、构造与金矿形成

金矿与构造断裂的密切关系已如上述，断裂对金矿的形成作用可归纳为下列几点：

### 1. 物质活化

岩石在巨大压力下发生滑动可以产生较大的热能，根据计算板块俯冲带摩擦产生的热能可使36km处的岩石升温到1 000℃以上(Burnham, 1979)。在陆壳中岩石错距较小，产生的热能规模有限，但也能提供部分热能。若这种热与侵入岩浆热及其他热相结合，当对物质的活化及流体增温发挥重大影响。根据实验，在单纯热能影响下，金的主要载体矿物黄铁矿将发生分解变成磁黄铁矿并放出硫，同时其中的Au也将析出归并，为Au，S配合造成有利条件。在高温高压条件下，Au及硫化物将发生迁移进入裂隙。若有热液出现，则促进物质在流体中进行运移。

### 2. 提供溶液环流通道

断裂错动造成岩石孔隙度增加及裂隙的形成，广泛分布在地壳中的水包括建造水、大气降水将会向低压带流动并集中起来构成流体。断裂造成的裂隙系又可促进热水对流，不断环流的热液将从矿源层（岩）中萃取有用组分成为成矿溶液。

### 3. 提供矿体赋存空间

当成矿流体从高压区向低压区运行时，由于物理化学条件改变将导致成矿组分从流体中沉出，断裂及裂隙系所提供的空间理所当然地成为矿体赋存的场所。

关于剪切带的成矿问题，Boyle（1979）有过明确的阐述。他说剪切作用使矿物晶格发生变形增强扩散，强烈扭曲将矿物破碎促进化学反应。由于所有原子在高压下能被压缩，在剪切应力下元素的可压缩性愈大它将越容易从其晶格中分离出来。剪切带从围岩中汲取$CO_2$、$H_2O$、S和其他元素，并将它们导向地表。形成巨大断裂及剪切带时，$CO_2$、$H_2O$、S达到高度富集，使大量火山岩发生绿泥石化、碳酸盐化、黄铁矿化，并释放出$SiO_2$、K、Ca、Fe、Au、Ag等，这些元素带入到剪切带连结处和其他出现扭曲带和空隙，形成石英硫化物透镜体及附近的蚀变晕。

早期压性阶段促使物质加热活化，此阶段形成的局部膨胀带及更晚或紧接着的张性阶段促使溶液环流萃取成矿组分，并迁移沉出形成矿床。

## 第五节 成矿模式

### 一、物质的活化、迁移及沉淀

#### 1. 活化、迁移

活化作用系指金从矿源层（岩）载体矿物中解离出来并失去电子，同时与配合剂结合形成可以运移的配合物，或在低温下形成胶体。迁移系指配合物或胶体从矿质提供处转到矿质沉淀处的过程。本书作者及刘英俊等[1]、蒋敬业[2]的实验表明，即使以难以活化的变质岩、斜长角闪岩为原料进行浸取实验，不管是在弱酸性或碱性条件下 Au 都可被活化出来、其浸取率可达 16—30%（本书）、28%、50—80%。戈塘粉砂岩在上述条件下几乎不能淋出，但当有 $FeCl_3$ 时，其浸出率可达 56—63%（本书）。浸取结果表明 500—800bar、250—500°C 时，弱酸性氯化物溶液中，金的浸出率随温度、$Cl^-$ 增高而加大。在含 $HCO_3^-$ 的氯化物碱性溶液中，350°C 前浸出率不高，450°C 后才有较大上升。碱性硫化物溶液中，250°C 时溶解度最大，升温不利于浸出。这证明了 Seward (1973, 1984)、Henley (1973) 所得出的结论：酸性条件下 Au 将成氯配合物迁移，中碱性溶液中 250°C 以下金的主要迁移形式为硫配合物。由于含金溶液也富含 $CO_2$ 及 $CH_4$（$CO_2$、$CH_4$ 主要来自溶液与地层碳酸盐矿物、石墨的反应，有时也可能有少量来自深部），高 $P_{CO_2}$ 在很大程度上决定了溶液的酸度以及使 Au、Ag 等形成稳定配合物进行运移（Портнов, 1987），因此富 $CO_2$ 溶液在高温下对 Au 也有重要的迁移作用，但是否形成 Fyfe 等 (1984) 提出的 AuCOCl 配合物尚待研究。由于矿床中有大量砷矿物（毒砂）伴生，部分矿床内还出现大量辉锑矿，有的矿床内有很多氟镁石形成，因此 Au 与 Sb、As、F 构成配合物的可能性也不能排除。

根据矿脉中的主要矿物种类，矿物所含流体包裹体成分及各矿床中出现的相同近矿蚀变作用硅化、绢云母化、碳酸盐化等推测，流体对矿源层（岩）中矿物的作用主要包括（参考反应式）：

1) $3KAlSi_3O_8 + H_2O + CO_2 \rightarrow KAl_3Si_3O_{10}[OH]_2 + K_2CO_3 + 6SiO_2$
钾长石　　绢云母

2) $6NaAlSi_3O_8 + 2H_2O + K_2CO_3 + 2CO_2 \rightarrow 2KAl_2Al_3Si_3O_{10}[OH]_2 + 3Na_2CO_3 + 12SiO_2$
钠长石　　绢云母

3) $6NaAlSi_3O_8 + 3CaAl_2Si_2O_8 + 4H_2O + 6CO_2 + 2K_2O \rightarrow 4KAl_3Si_3O_{10}[OH]_2 + 3Na_2CO_3 + 3CaCO_3 + 12SiO_2$
更-中长石　　绢云母

4) $3CaAl_2Si_2O_8 + K_2CO_3 + H_2O + \frac{1}{2}O_2 \rightarrow 2KAl_3Si_3O_{10}[OH]_2 + 3CaO + CO_2$
钙长石　　绢云母

5) $4KAlSi_3O_8 + 4H_2O \rightarrow Al_4Si_4O_{10}[OH]_8 + 2K_2O + 8SiO_2$
钾长石　　高岭土

1) 刘英俊等，1987，金的成矿实验研究。
2) 蒋敬业，1987，Au 在变质作用中活化迁移的实验研究。

6) $2K(Mg,Fe)_3[Si_3AlO_{10}][OH]_2 + 2H_2O \rightarrow (Mg,Fe)_5Al_2Si_4O_{10}[OH]_8$
黑云母 绿泥石

$+ K_2O + (Mg,Fe)O + 2SiO_2 + O_2$

7) $5Ca_2Na(Mg,Fe)_4(Al,Fe)(Si_8O_{22})[OH]_2 + 11H_2O + 3(Al,Fe) + 0.75O_2$
普通角闪石

$\rightarrow 4\ (Mg,Fe)_5(Al,Fe)_2Si_4O_{10}[OH]_8 + 10CaO + 2.5Na_2O + 24SiO_2$
绿泥石

8) $5Ca(Mg,Fe)Si_2O_6 + 4H_2O + Al_2O_3 \rightarrow (Mg,Fe)_5Al_2Si_4O_{10}[OH]_8$
普通辉石 绿泥石

$+ 5CaO + 6SiO_2 + O_2$

9) $YSiO_2 + nH_2O \rightarrow YSO_2 \cdot nH_2O$
石英

同时方解石放出 CaO、$CO_2$，含金黄铁矿放出 Au、Fe、S。

上述蚀变作用发生在矿质淋出地，它与矿石沉出区的蚀变性质不同。前者使岩石中的成矿元素减少，后者使之增加；前者一般呈面型发育，后者呈线型；前者之温度也比后者为高。为了区别起见，我们分别叫淋滤区的蚀变作用及沉淀区（成矿区）的蚀变作用。前一作用释放出来的 Si、Na、K、Ca、Mg、Cl、F、S、Au、碳-氧化物、碳-氢化物以及原始水中所含成分组成了成矿流体。

金活化、迁移的热能在大部分矿区主要由同期侵入岩浆所提供，构造错动加热、地温增温加热在一些矿区也可能起过重要作用。例如韧性剪切带提供热能在金厂峪可能起到一定作用。黔西南戈塘钻孔提供的资料，0—200m 平均增温率为 2°C/100m，200—1 200m 为 7.8°C/100m，1 200—2 000m 为 5.3°C/100m，0—2 000m 总平均 5°C/100m，高于大陆地温梯度的平均值，与世界深井测温的最高地区相当（李文亢等，1989）。考虑到燕山期是我国东部产生重大构造热事件的主要时期，因此燕山期地温增温对该期金的活化、迁移起过重要作用。

## 2. 金的沉淀

当成矿流体迁移到现在矿体赋存处，由于物理化学条件改变将引起近矿围岩蚀变及矿石沉淀富集成矿。引起矿石沉淀的因素包括温度、压力、pH、*Eh*、围岩成分的进入（如黄铁矿、碳质）等，这些已在第六章中作了详细讨论，此地不再述及。但还需要补充含碳溶液的作用。

上面已经谈到，$CO_2$、$CH_4$ 含量高是含金溶液的重要特征，根据实验（Naden 等，1989），随着矿液向上迁移，压力降低，溶解在液相中的 $CO_2$，尤其是 $CH_4$ 气体将减小溶解度而进入气相，并引起分馏作用，此时 $H_2S$ 加入气相是引起金沉淀的重要机制。Walsh 等（1988）认为 $H_2S$、$CH_4$、$CO_2$ 不混溶流体分出将增加残余流体的 $fo_2$ 及 pH，造成 Au 从 Au-S 配合物中沉出。Перцов（1987）也提出 $CO_2$ 丢失将伴随碱金属首先是 K 活度增加，溶液增高 pH，使 Au、Ag 及重金属配合物分解沉出。因此，含金溶液富 $CO_2$、$CH_4$ 不但有利于它迁移，而且随压力降低还能促进金的沉淀。

$\delta D$、$\delta^{18}O$ 等资料提供了改造型金矿床从迁移到沉淀的几种情况：

1）含矿建造热水向上（旁）迁移，由于与围岩作用、溶液物理化学条件改变造成矿质析出（金）（厂峪、沃溪）。

2）大气降水向下循环被加热萃取矿源层（岩）的组分后向上（旁）迁移，由于围岩组分进入、溶液物理化学条件改变析出成矿物质（小秦岭、龙山、漠滨、治岭头、黔西南诸矿）。

3）含矿热水向上（旁）运行与下渗大气降水混合后析出矿质形成矿床（小营盘、黄金洞）。

上述三种方式中以第二种更为常见。

## 二、成矿模式

综上所述，改造型金矿床的形成过程包括：

1）有矿源层（岩）的存在。

2）构造挤压带或构造活化带中发育有断裂带或剪切带，它们穿过矿源层（岩），早期显压性或压扭性，晚期显张性。

3）构造断裂造成低压场促使溶液（建造水、大气降水）向断裂带集中流动。

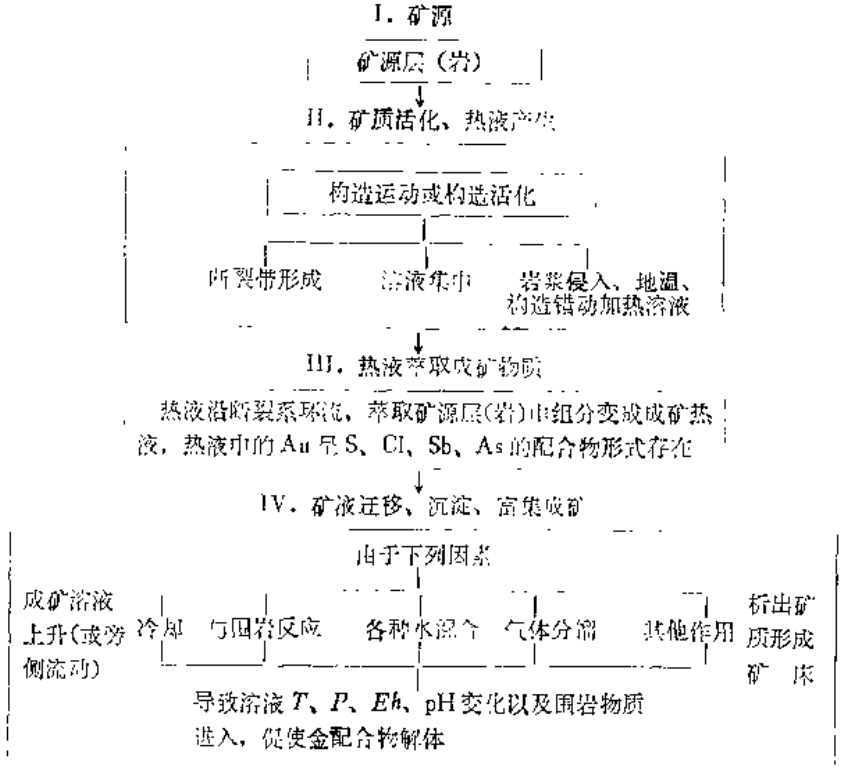
4）构造运动或构造活化引起岩浆上涌，岩浆、地温、构造错动为主要热源将建造水或大气降水加热，有时也有少量其他成因的热液加入。

5）断裂引起加热溶液环流并不断萃取矿源层中的矿质成为成矿流体。

6）成矿热液向上（旁）流动，通过冷却、与围岩反应、多种水混合以及其他作用（如液相中的 $CO_2$、$CH_4$ 气体转入气相引起分馏作用）析出成矿组分构成矿床。

它可用下面的概念模式予以表达（表 7.3、图 7.9）。

**表 7.3　改造型金矿床形成方框模式**




对于液态矿源层的成矿情况更为简单，只要求有通过该层的断裂系将成矿流体迁移

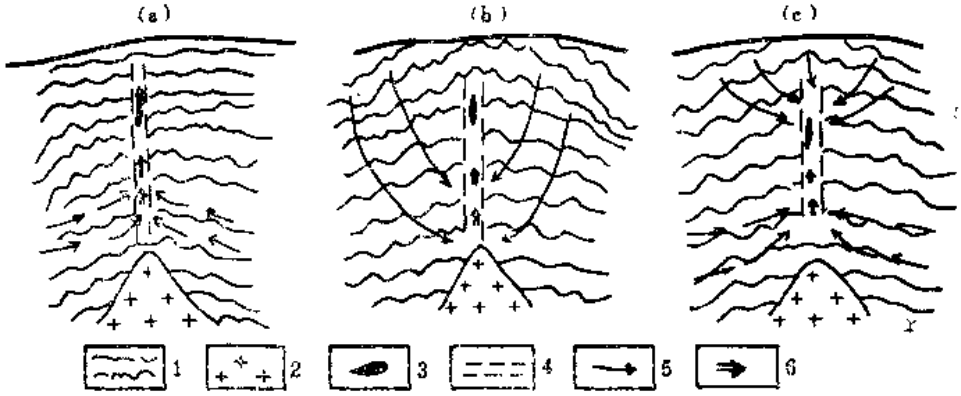



图 7.9 改造型金矿床几种典型迁移沉淀成矿模式（以岩体为热源）
(a) 加热建造水溶液成矿 (b) 加热大气降水溶液成矿 (c) 混合水溶液成矿 1. 地层 2. 侵入体 3. 矿体 4. 断裂带 5. 溶液运行方向 6. 成矿溶液运行方向

到上部，由于溶液物理化学条件改变（或与下渗大气降水混合，或与围岩反应，或其他因素引起）就可沉出成矿物质形成矿床。

## 三、找矿问题

### 1. 中国改造型金矿床的找矿方向

从中国改造型金矿床的形成特点及分布规律来看，改造型金矿床的找矿重点首先应放在两大构造单元的衔接地带，其次为板内断裂，更笼统地说就是以构造活化带作为找矿靶区。活化带一般有长期的发育历史，它可发育在地台上，也可叠置在固结后的褶皱带内。由于两大构造衔接带和板内断裂是构造运动的焦点，常伴有大规模构造错动、地幔物质上涌、重熔岩浆发生，因此是早期矿源岩石形成的有利场所，同时也是晚期加热建造水和加热大气降水从矿源岩石中析出组分构成矿床的有利地区。所以，两大构造单元衔接带及板内断裂带应是找矿的战略目标地带。

### 2. 中国改造型金矿床找矿的主要问题

1) 构造断裂：改造型金矿床的形成与构造断裂的发育有着紧密的联系，构造断裂不但控制了金矿体的分布，而且为部分金矿的形成提供了活化热能和运移集中条件，因此，断裂构造的存在是金矿成矿及找寻的重要前提。断裂构造中首先着眼于先压后张性质的断裂、深大断裂旁侧的分支裂隙、多向断裂系交汇地段以及切过背斜的断裂。对具剪切带性质的断裂更应加倍注意。

2) 含金岩系（岩石）：改造型金矿床常发育在含金岩系（岩石）产出区，含金岩系（岩石）在不少情况下为成矿物质的重要提供者，因此应成为找 Au 时的注意对象。含金岩系（岩石）的标志不单是有较高的含金量，火山物质、热水沉积、含碳及黄铁矿、浊积岩性都是重要特征。还应指出，改造型金矿床不一定局限在含金岩系（岩石）之中，有时甚至可远离它们，因为构造断裂对金矿分布的控制作用在不少情况下比含金岩系更为重要。

3）热异常区：改造型金矿床的形成与加热建造水及加热大气降水的活动有关，它常发育在热异常区内。热异常造成了成矿组分的活化，对萃取成矿创造了有利条件。热异常的表现包括成矿时期有高的地温增温率，或有侵入岩的发育，或有大型挤压带存在。热异常是构造活化带的重要标志之一。

4）共生组合及热液蚀变：改造型金矿床可分两类：一为高温溶液产生，另为中低温溶液形成。前者发育在中深变质岩内，后者发育在其他岩石中。高温溶液形成的矿床类型以金-多金属组合为特征，而中低温溶液形成者除金-多金属组合外，还有 Au-Sb、Hg、As 型。热液蚀变是改造型金矿床的直接找矿标志，其中硅化、绢云母化、黄铁矿化、毒砂化与金矿床共生最为紧密。在高温类型中，钾长石化、钠长石化也有发育。

5）层控与时控：由于改造型金矿床的形成与含金岩系提供了矿源有关，因此它常沿一定层位分布（顺层或穿层），具有一定的层控性。层控矿床中的顺层找矿在一定条件下对改造型金矿床的寻找也具有重要价值。由于构造活化作用常在某一活化时期在某一地区达到高潮，有利于该区金矿床的普遍形成。因此，一个地区的金矿床常具相似成矿时代，显示出时控特征。例如华北地台北缘与海西褶皱带毗邻，因此，两者之交接带以发育海西期金矿床为特征；又如扬子地台南缘与加里东褶皱带相连，因此，扬子地台南缘的金矿床以加里东时期形成为主。由于一些地区是多次构造活化的焦点，也可能有多时期矿化重叠，在有的情况下晚期矿化可将早期矿化改造消灭，甚至未留下重大痕迹，此时需要从地区地质发育史及矿体组成矿物的热事件史材料中进行深入研究。

改造型金矿床的形成为多种因素的综合结果，因此改造型金矿床的找矿也需要考虑多种因素。在具体找矿方法上，地质研究、物探、化探、遥感等的配合都是极其重要的。

# 结　　论

1）改造作用是继沉积、变质、岩浆作用之后的第四大成矿作用，改造矿床在地壳内有着比较广泛的分布。它与沉积、变质、岩浆作用矿床在围岩性质、与围岩的时代关系、成矿溶液类型、成矿温度压力环境及硫铅同位素等特征方面都有明显的差异。根据改造作用发生的地质构造条件可分为区域改造作用或造山期改造作用及活化期改造作用两种类型，以后者为主，两种类型中溶液的参与都是极其重要的因素。

2）按照改造矿床赋存的岩石种类可分为沉积岩中的、变质岩中的及岩浆岩中的改造矿床三大类，其下可进一步按具体岩石进行划分。同时分类中还可参考物质来源及改造作用强度等因素。根据这个原则，中国改造型金矿床包括未变质沉积岩（简称沉积岩）、浅变质沉积岩、低级变质岩、中深变质岩、火山-次火山岩、基性-超基性侵入岩、中酸性侵入岩七类。书中简述了各类矿床的地质特征。

3）中国改造型金矿床的主要特征是：在全国金矿储量中起着举足轻重的作用；国外以火山-次火山岩及沉积岩型为主，而我国的变质岩、浅变质沉积岩及沉积岩型更为重要；矿床分布受大地构造单元边缘带控制，其中最主要成矿带包括华北地台北缘及南缘、扬子地台南缘及西南缘、欧亚板块东缘及板内断裂等成矿带；成矿时代以加里东期、海西期及燕山期（印支—燕山期）为主，少见晚元古代及喜马拉雅期；矿床形成与赋矿围岩间存在有大的时差，且赋矿岩石愈老其间时差愈大；改造型金矿床的元素组合比较复杂，其中最主要的组合为 Au-S、Au-As、Au-Sb、Au-CuPb（ZnW）、Au-AgPbZn 及单金型，但矿脉类型相对简单，主要为石英脉型、石英脉-交代石英岩型及破碎带细脉浸染型；随时代变新，矿床类型愈复杂，元素组合也相对增多，因此出现了一定的时空演化趋势。

4）中国改造型金矿床异常发育的原因主要包括：金的地球化学性质活泼，兼具活泼元素及中等活泼元素的双重特征，容易被后期的地质作用影响，重新定位；矿源层（岩）的普遍存在是改造型金矿床异常发育的重要条件；中国地壳的高度活动性，多旋回的构造运动有利于改造矿床的形成。

5）产于中深变质岩中的改造型金矿床主要分布在华北地台南、北边缘，赋矿岩石为太古宇变质岩，成矿时代属燕山期及海西期。资料证明成矿物质来自太古宇变质岩，成矿溶液为建造水或加热大气降水。矿区内的同期侵入岩与矿体有紧密的时空关系，但缺乏组分联系，它们均为同一构造活化作用的产物。

6）在华南加里东褶皱带闽浙隆起元古宇中深变质岩内也出现了改造矿床，它与产在太古宇中深变质岩中的改造矿床有一定差别。矿床形成与侏罗纪火山作用有一定联系（确切地说与火山旋回的侵入活动有关，但岩体主要起热源作用），因此与区内火山岩中的矿床具相似的成矿特点，属于环太平洋金矿带的组成部分。若按赋矿岩石类型则此类矿床又可分为火山岩型（冰长石-绢云母亚型，如庄山、卡姆斯托克里克（Comstock

Creek))、沉积岩型（即卡林型，如卡林）、超基性岩型（麦克劳林）及变质岩型(治岭头）四类。它们具相似的成矿作用，其中中深变质岩型与太古宇中的同型矿床成矿机理也相似。

7）浅变质沉积岩中的改造矿床主要发育在扬子地台南缘、华南加里东褶皱带北缘、吉林—内蒙古—北疆褶皱带南缘、松潘—甘孜褶皱带东缘、三江褶皱带东缘及板内断裂中，分布广泛。赋矿地层时代从元古宙直到三叠纪，成矿时代从加里东到燕山期，主要赋矿岩石为含碳浊积岩系。按成矿与构造运动的关系可分区域改造型（造山期改造型）及活化期改造型。有的矿区内没有同期侵入体发育，但外围或深部（物探资料）有其存在。成矿组分来自浊积岩系，成矿溶液属加热大气降水或建造水，侵入体可能起了热源作用。

8）沉积岩中的改造型矿床主要见于扬子地台西南缘活化带黔、桂、滇三角地带及黔东南地区，赋矿岩石分别为二叠系—三叠系及寒武系，成矿属燕山期、加里东期。与 As、Sb、Hg 关系密切。成矿特点与美国卡林型有一些相似。Au 为微细型，成矿物质来自赋矿岩石、成矿溶液为加热大气降水。地球物理资料说明，黔、桂、滇地区深部可能存在花岗岩侵入体，它为加热溶液及对金之成矿可能作出了贡献。但这尚待证实。

9）形成改造型金矿床的矿源层（岩）有火山岩-火山沉积岩、沉积岩、变质岩及侵入岩。矿源层的特征是普遍含有火山物质，黄铁矿普遍存在，有的含碳，含金可高可低。矿源层时代很广，可从太古宙直到白垩纪。矿源岩时代也很多样，包括太古宙、元古宙、加里东、海西及燕山期。它们分布在各个大地构造单元内。矿源层（岩）的存在为改造型金矿床的形成提供了充分的物质保证。

10）形成改造型金矿床的成矿溶液主要为加热大气降水、建造水或混合水。按溶液的初始形成温度，它们都可分为高温及中低温两种类型。高温水（建造水或大气降水）主要发育在中深变质岩型矿床中；中低温水发育在浅变质沉积岩、沉积岩及火山岩内。高温水的特征是溶液温度高，含大量液相 $CO_2$ 包裹体，且液相包裹体中气液比也较高。相反，中低温水形成温度较低，少或无液相 $CO_2$ 包裹体，液相包裹体中气液比也较低。建造水与大气降水的区别：一是盐度不同，一般来说、建造水所含盐度比加热大气降水为高，另一特点是各种水具有不同的 $\delta D$-$\delta^{18}O$ 分布区。决定成矿溶液成分的因素甚为复杂，它主要取决于溶液的来源及流经岩石的性质。

11）改造型金矿区内大多伴有同期侵入体的发育，侵入体类型包括幔型超基性岩、幔-壳幔型碱性岩、壳幔型中酸性岩及壳型酸性岩。在一些矿区内，固结后的侵入岩可为成矿提供部分物质，但大多数情况下花岗岩仅起热源作用，与矿床形成无重要的组分联系。矿体与侵入岩均属同期构造活化产物。从矿脉与脉岩关系来看、矿化与侵入体的深部相在形成时间上更为接近。

12）构造对改造矿床的形成起了成矿及控矿双重作用，压性断裂尤其是剪切带促进了成矿物质的活化及溶液的聚集。在剪切带连结处、扭曲带和空隙，尤其是以后的张性阶段为成矿物质的沉淀提供了空间。中深变质岩及浅变质沉积岩型改造金矿床的形成与剪切带关系异常密切。

13）淋滤实验证明，治岭头及小秦岭变质岩在酸—中性溶液中的浸出率可达 16—30%直到 50—80%，加入 $FeCl_3$ 后黔西南粉砂岩中金的浸出率也可达 55—63%。实验证

明 $Fe^{3+}$ 对金的浸出起了重要作用；$SiO_2$ 对金的迁移有一定保护作用；Na/K 增大有利于成金溶液的运移；溶液富 $CO_2$、$CH_4$ 对金的迁移及沉淀都起了重要作用。

14）热力学计算表明，在高温（>300°C）酸性富氯溶液中，适当 $f_{O_2}$ 条件下，Au 可呈 $AuCl_2^-$ 迁移，但 Au 在 300°C 以下的富氯硫溶液中，更主要呈 $Au(HS)_2^-$、次为 $AuS^-$、$Au_2S(HS)_2^{2-}$ 形式迁移，当然也可部分形成 $AuCl_2^-$。由于为还原环境，Au 主要以低价形式存在于配合物中。同时在一定条件下 Au 还可呈 Sb、As、F 的配合物进行运移。金的沉淀条件是 pH 的变化、ΣS 浓度和温度压力的下降，与围岩反应、溶液混合、溶液的分馏效应都可引起金的沉出。

15）在大量研究资料的基础上，书中对改造型金矿床提出了三种成矿模式，即含矿建造热水向上（旁）迁移到矿脉形成处，由于物理化学条件改变而析出 Au；向下运行的大气降水被加热后从矿源层（岩）中淋出矿质再向上（旁）迁移到合适地点，由于物理化学条件改变而形成矿床；含矿热水向上（旁）运行与下渗大气降水混合反应后沉出矿质而成矿。

# 参 考 文 献


刁淑琴，1987，黔西南微细粒金的赋存状态及可选性回收评述，贵州地质，第3期，第370—380页。

马东升，1990，地球的金丰度，黄金，第6期，第1—7页。

万嘉敏，1986，湘西西安白钨矿矿床的地球化学研究，地球化学，第2期，第183—192页。

王碧香、李德兴，1988，浙江遂昌—龙泉火山岩区金的成矿条件和成因，中国地质科学院南京地质矿产研究所所刊，第2期，第45—54页。

王德滋，1965，光性矿物学，上海科学技术出版社，第184—185页。

王定国、张宏儒、华西漫、李克寒、吴启明、盛荣先，1985，河南小秦岭金矿主要控矿条件及富矿体预测，中国金矿主要类型区域成矿条件文集，3.豫陕小秦岭地区，地质出版社，第47—86页。

王联魁、刘铁庚，1987，华南花岗岩铀矿H、O、S、Pb同位素研究，地球化学，第3期，第67—77页。

王时麒、穆治国、陈成业，1985，河北张家口金矿床氢氧同位素组成与矿床成因，矿床地质，第1期，第84—89页。

王秀璋，程景平、施继锡、李本超、樊文苓，1983，我国混合岩化后改造型金矿床的地球化学及其成因讨论，中国科学，B辑，第5期，第455—465页。

王秀璋、张宝贵、程景平，1986，我国某些层控矿床的成矿时差和时控特征，地球化学论文集，科学出版社，第14—20页。

王秀璋、张宝贵、程景平、樊文苓、白正华、梁华英，1988，改造成矿作用及改造型金矿床，全国第三届矿物岩石地球化学学术交流会论文摘要汇编，中国科学技术文献出版社重庆分社，第13—14页。

王秀璋等，1984，层控金矿床地球化学，涂光炽等《中国层控矿床地球化学》第1卷，第129—188页。

中国科学院地球化学研究所《简明地球化学手册》编译组，1977，简明地球化学手册，科学出版社。

《中国矿床》编委会，中国矿床，第十四章 ——贵金属矿床（待出版），地质出版社。

叶伯丹、朱家平、富云芝，1988，广东金矿时代，贵金属地质，第3—4期，第206—207页。

地质部宜昌地质矿产研究所同位素地质研究室，1979，铅同位素地质研究的基本问题，地质出版社。

刘东升、耿文辉，1985，我国卡林型金矿地质特征及成因探讨，矿山地质，第4期，第3—14页。

刘东升、耿文辉，1985，我国卡林型金矿矿物特征及成矿条件探讨，地球化学，第3期，第277—282页。

刘建明，1990，冶岭头金银矿床成因讨论，成都地质学院学报，第2期，第1—7页。

刘英俊、张景荣、乔恩光、王惠新、赵梅芳，1983，湘西地区一带金矿地球化学研究，地球化学，第3期，第229—239页。

刘英俊、孙承锦、沙鹏，1987a，浙江绍兴—龙泉隆起带前中生界含金建造的地球化学，中国科学，B辑，第6期，第657—668页。

刘英俊、孙承锦、沙鹏，1987b，浙江绍兴—龙泉隆起带金矿床成矿地球化学研究，地球化学，第1期，第16—21页。

刘英俊、沙鹏、朱恺军，1989，江西德兴地区中元古界双桥山群含金建造的地球化学研究，桂林冶金地质学院学报，第2期，第115—126页。

汤加富，1988，华南前寒武纪地壳构造演化及成矿作用，江西地质，第2期，第101—111页。

许金坤，1989，浙江冶岭头金银矿床的特征及成因，地质找矿论丛，第1期，第1—13页。

陈础廷、季明钧、胡谢天，1988，广东河台金矿成矿条件的初步分析，广东地质，第4期，第1—17页。

陈好寿、杨开渠，1988，吉川—四会断裂带中金矿化的同位素地球化学研究，全国第三届矿物岩石地球化学学术交流会议论文摘要汇编，中国科学技术文献出版社重庆分社，第170—171页。

陈远明、张爱华、李建全，1987，册亨板其金矿地球化学特征及其找矿意义，贵州地质，第4卷，第4期，第488—492页。

李存登，1987，黔西南区微细金矿地质特征及成因探讨，矿床地质，第6卷，第3期，第50—56页。

李文元、姜信顺、吴然弘、孟繁义、张树新，1989，黔西南微细浸染金矿床地质特征及成矿作用，中国金矿床主要类型区域成矿条件文集，6.黔西南地区，地质出版社，第1—86页。

邵洁涟、梅建明，1986，浙江火山岩区的矿物包裹体标型特征及其成因与找矿意义，矿物岩石，第3期，第103—111页。

吴尚全，1984，夹皮沟变质热液金矿床自然金的成因矿物学研究，矿物学报，第4期，第341—347页。

余大龙，1986，滇滨金矿稳定同位素研究，贵州工学院学报，第2期，第99—109页。

张宝贵、梁伟义，1987，层控维黄雌黄矿床地球化学，涂光炽等的《中国层控矿床地球化学》第2卷，第101—133

页。
张理刚，1985，稳定同位素在地质科学中的应用，陕西科学技术出版社。
张乾、张宝贵、曹治波，1990，留龙金矿的地球化学特征及矿床成因研究，开拓·创新·奋进，中国科学技术文献出版社重庆分社，第125—131页。
张志兰、张树发、袁海华、何大伦，1987，云南[illegible]金矿的同位素地质特征及成因探讨，成都地质学院学报，第4期，第29—40页。
罗献林、易诗琴、梁金城，1984，论湘西沃溪金锑钨矿床的成因，地质与勘探，第7期，第1—10页。
罗献林，1988，论湘南黄金洞金矿床成因及成矿模式，桂林冶金地质学院学报，第3期，第225—240页。
罗镇宽、胡桂明、关康，1983，浙江银坑山金银矿床的地质特征及成因剖析，天津地质调查所所报，第1期，第59—70页。
罗镇宽、胡桂明、关康，1985，银坑山金银矿床金银矿物的研究，矿床地质，第4期，第47—56页。
林宝钦、陶铁镛、李广远、柏青、张哲，1989，豫陕小秦岭地区太古代(太古宙)主要含金地层地质特征研究，中国金矿主要类型区域成矿条件文集，3.豫陕小秦岭地区，地质出版社，第1—46页。
林兵，1988，浙江省诸暨至龙泉一带金矿床的铅同位素地球化学研究，地球化学，第2期，第128—136页。
林传仙、白正华、张哲儒，1985，矿物及有关化合物热力学数据手册，科学出版社。
郑明华、刘建明，1986，论浙江治岭头金银矿床的成矿物质来源，矿床地质，第1期，第39—52页。
周德忠、叶大元、余大龙，1989，湖南漠滨石英脉型金矿床成因，矿床地质，第8卷，第1期，第51—64页。
贺同兴、金巍，1988，浙江省东荠群特征及其地质意义，江西地质，第2期，第146—150页。
胡桂明、罗镇宽、关康，1988，浙江古岛弧带岩石构造组合特征及其有关金属成矿带的研究，天津地质调查所所报，第1期，第44—58页。
胡桂明、吴安国、伍前国，1988，华南中晚元古代地层划分、沉积建造特征及其地壳构造演化，江西地质，第2期，第112—124页。
胡绍健、许金坤、童朝旭、陈积华，1991，浙西南前寒武纪地质，地质出版社。
饶纪龙，1979，地球化学中的热力学，科学出版社。
姚书振，1988，成矿热液系统中水的多来源研究综述，地质科技情报，第7卷，第3期，第74—80页。
高德黎，1988，安龙戈塘金矿二龙口矿段（氧化矿）物质组成和金的赋存状态初步研究，贵州地质，第5卷，第3期，第219—225页。
高德黎，陈朝中，1987，贵州G金矿的物源、成矿环境及找矿方向初探，贵州地质，第2期，第126—134页。
高吉林、林尔为，1987，金厂峪金矿有关岩石金丰度的研究，长春地质学院学报，第1期，第65—71页。
郭振春，1988，贵州兴仁紫木凼金矿床地质特征及成因初探，贵州地质，第5卷，第3期，第201—218页。
黑援、卫国辰，1989，陕西小秦岭金矿控矿条件及脉体评价标志，中国金矿主要类型区域成矿条件文集，3.豫陕小秦岭地区，地质出版社，第87—141页。
华子春、朱清海、韩梦介、夏安宁、王雁宾、俞文娟、张银珍，1985，浙江治岭头金银矿床成矿条件的研究，地质论评，第4期，第330—339页。
黄亚雄、曹殿春、方耀奎、王嘉运，1985，小秦岭金矿床地球化学，矿物岩石，第2期，第1—118页。
陶长贵，1988，微细浸染型金矿床的新类型——丫他金矿床地质特征，地质科技通报，第7期，第96—106页。
陶长贵、刘觉生、戴国厚，1987，册亨丫他金矿床地质特征及成因初探，贵州地质，第2期，第135—150页。
涂光炽，1986，论改造成矿兼评现行矿床成因分类中的弱点，地球化学文集，科学出版社，第1—7页。
涂光炽等，1984，中国层控矿床地球化学，第1卷，科学出版社，第1—12、129—218、327—342页。
涂光炽等，1987，中国层控矿床地球化学，第2卷，科学出版社，第16—26页。
涂光炽等，1988，中国层控矿床地球化学，第3卷，科学出版社，第1—36、312—364、376—378页。
徐步台，1988，浙江绍兴—龙泉成矿带金矿床稳定同位素地球化学特征，地质找矿论丛，第4期，第53—61页。
徐步台、水涛，1988a，闽浙变质基底同位素地质年代学研究与若干问题讨论，江西地质，第2期，第276—279页。
徐步台、夏安宁、邓淑惠、陈成业，1988b，应用稳定同位素判别治岭头金银矿床的成矿流体性质和来源，矿床地质，第4期，第27—31页。
徐国风，1987，论浙江火山岩区金银矿床的成矿物质来源，地球科学，第4期，第389—396页。
黄汲清，1980，中国大地构造及其演化，科学出版社。
蒋少涌，1988，一种铅同位素地质找矿的新方法，地质科技情报，第7卷，第3期，第103—107页
程裕淇、沈其韩、刘国惠、王泽九，1956，变质岩的基本问题和研究方法，工业出版社。
蓝玉琦、叶瑛、沈炳洋、刘伟德，1988，浙闽变质地层及构造演化，江西地质，第2期，第196—202页。
蒲含科，1987，板其金矿矿物岩石特征及矿床成因讨论，贵州地质，第2期，第151—161页。
黎彤，1976，化学元素的地球丰度，地球化学，第3期，第167—173页。
Ahmade, S. N. and Rose, A. W., 1984, Fluid inclusion in porphyry skarn ore at Santa Rita, New Mexico, *Econ. Geol.*, Vol. 75, pp. 229—250.

Barnes, H. L., 1979, Solubility of ore minerals, in book: Geochemistry of hydrothermal ore deposits, ed. by Barnes, H. L., New York, A Wiley-Interscience Publication, John Wiley and Sons, pp. 405—461.

Böhlke, J.K. and Kistler, R.W., 1986, Rb-Sr, K-Ar and stable isotope evidence for the ages and sources of fluid components of gold-bearing quartz veins in the Northern Sierra Nevada foothills metamorphic belt, California, *Econ. Geol.*, Vol. 81, No. 2, pp. 296—322.

Boyle, R. W., 1969, Hydrothermal transport and deposition of gold, *Econ. Geol.*, Vol. 64, No. 1, pp. 112—115.

Boyle, R. W., 1979, The geochemistry of gold and its deposits, *Geological Survey Bulletin of Canada*, 280.

Burnham, C. W., 1979, Magmas and hydrothermal fluid, in book: Geochemistry of hydrothermal ore deposits, ed. by Barnes, H. L., A Wiley-Interscience Publication, John Wiley and Sons, pp. 71—133.

Campbell, F. A. and Ethier, V. G., 1984, Nickel and cobalt in pyrrhotite and pyrite from the Faro and Sullivan orebodies, *Canadian Mineralogist*, Vol. 22, pp. 503—506.

Craig, H., 1961, Isotopic variations in meteoric waters, *Science*, Vol. 133, No. 3465, pp. 1702—1703.

Faure, G., 1986, Principles of isotope geology, John Wiley and Sons, New York.

Frondel, C., 1938, Stability of colloidal gold under hydrothermal conditions, *Econ. Geol.*, Vol. 33, pp. 1—20.

Fyfe, W. S. and Kerrich, R., 1984, Gold: Natural concentration processes, in book: Gold 82: The geology, geochemistry and genesis of gold deposits, ed. by Foster, R., Pub. on behalf of Geological Society of Zimbabwe, A. A. Baldema/Rotterdam, pp. 99—127.

Graf, J. L., 1984, Effect of Mississippi valley-type mineralization on REE patterns of carbonate rocks and minerals, Viburnum trendle, Southeast Missouri, *The Journal of Geology*, Vol. 92, No. 3, pp. 307—324.

Guha, J. and Kanwar, R., 1987, Vug brines — fluid inclusions: A key to the understanding of secondary gold enrichment processes and the evolution of deep brines in the Canadian shield, in book: Saline water and gases in crystalline rocks, ed. by Fritz, P. and Frape, S. K., *Geological Association of Canada, special paper* 33, pp. 95—101.

Hayba, D. O., Bethke, P. M., Heald, P. and Foley, N. K., 1985, Geological, mineralogical and geochemical characteristics of volcanic-hosted epithermal precious-metal deposits, in book: Geology and Geochemistry of epithermal systems, Reviews in Economic Geology, Vol 2, ed. by Berger, B. R. and Bethke, P. M., pp. 129—168.

Helgeson, H. C., 1968, Hydrothermal transport and deposition of gold, *Econ. Geol.*, Vol. 63, pp. 622—635.

Helgeson, H. C., 1969, Thermodynamics of hydrothermal systems at elevated temperatures and pressures, *Am. J. Sci.*, Vol. 267, pp. 729—804.

Hemley, J. J., 1959, Some mineralogical equilibria in the system $K_2O$-$Al_2O_3$-$SiO_2$-$H_2O$, *Am. J. Sci.*, Vol. 257, No. 4, pp. 241—270.

Henley, R. W., 1973, Solubility of gold in hydrothermal chloride solution, *Chem. Geol.*, Vol. 11, No. 2, pp. 73—87.

Henley, R. W. and Ellis, A. J., 1983, Geochemical systems ancient and modern: A geological review, *Earth-Science Reviews*, Vol. 19, No 1, pp. 1—50.

Hoefs, J., 1973, Stable isotope geochemistry, Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, pp. 10—47.

Kerrich, R. and Freyer, B. J., 1979, Archaean precious-metal hydrothermal isotope relations, *Can. J. Earth Sci.*, Vol. 16, No. 3, pp. 440—458.

Kitahara, S., 1960, The solubility of quartz in the aqueous sodium chloride solution at high temperatures and high pressures, *Rev. Phys. Chem. Japan*, Vol. 30, pp. 122—130.

Krauskopf, K. B., 1951, The solubility of gold, *Econ. Geol.*, Vol. 46, pp. 858—870.

Naden, j. and Shepherd, T. J., 1989, Role of methane and carbon dioxide in gold deposition, *Nature*, Vol. 342, pp. 793—795.

Ohmoto, H., 1972, The carbon and sulfur isotopic system in hydrothermal ore deposits, *Econ. Geol.*, Vol. 67, No. 5, pp. 551—578.

Phillips, G. N., 1984, An epigenetic origin for Archaean banded iron-formation-hosted gold deposits, *Econ. Geol.*, Vol. 79, No. 1, pp. 161—171.

Propp, R. K., 1979, Mineral-solution equilibria — II: An experimental study of mineral solubilities and the thermodynamic properties of aqueous $CaCl_2$ in the system $CaO$-$SiO_2$-$H_2O$-HCl, *Geochim. Cosmochim. Acta*, Vol. 43, pp. 1777—1790.

Radtke, A. S., Rye, R. O. and Dickson, F. W., 1980, Geology and stable isotope studies of Carlin

gold deposit, *Econ. Geol.*, Vol. 75, No. 5, pp. 641—672.

Robert, F., 1990, An overview of gold deposits in the Eastern Abitibi belt, Proceedings of the Rouyn-Noranda 1990 symposium, ed. by Rive, M. *et al.*, pp. 93—106.

Robie, R. A., Hemingway, B. S. and Fisher, J. R., 1979, Thermodynamic properties of minerals and related substances at 298.15 K and 1 bar ($10^5$ pascals) pressure and at high temperatures, *Geol. Survey Bull USGS* 1452.

Roedder, E., 1984, Fluid——inclusion evidence bearing on the environments of gold deposition, in book: Gold 82: The geology, geochemistry and genesis of gold deposits, ed. by Foster, R. P., pp. 129—163.

Rye, R. O., 1974, Fluid inclusion and stable isotope studies on the Casapalca Ag-Pb-Zn-Cu deposit, Central Andes, Peru, *Econ. Geol.*, Vol. 69, No. 2, pp. 181—206.

Rye, R. O. and Ohmoto, H., 1974, Sulfur and carbon isotopes and ore genesis: A review, *Econ. Geol.*, Vol. 69, No. 6, pp 826—842.

Seward, T. M., 1973, Thio complexes of gold and the transport of gold in hydrothermal ore solution, *Geochim. Cosmochim. Acta*, Vol. 37, No. 3, pp. 379—399.

Seward, T. M., 1984, The transport and deposition of gold in hydrothermal systems, in book: Gold 82: The geology, geochemistry and genesis of gold deposits, ed. by Foster, R. P., pp. 165—181.

Shade, T. M., 1974, Hydrolysis relations in $SiO_2$ excess portion of system $K_2O$-$Al_2O_3$-$SiO_2$-$H_2O$ in the chloride fluids at magmatic conditions, *Econ. Geol.*, Vol. 69, No. 2, pp. 218—228.

Simard, A., Gobeil, A., Verpaelst, P., Rive, M., Lacroix, S. and Racicot, D., 1990, Relationship between mineral deposits and geologic domains of the Abitibi volcano-plutonic belt of Northwestern Quebec, Proceedings of the Rouyn-Noranda 1990 Symposium, ed. by Rive, M. *et al.*, pp. 1—16.

Stacey, J. S., 1975, Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model, *Earth Planetary Science Letter*, Vol. 6, No. 2, pp. 207—221.

Szadeisky-Kardoss, E. S., 1972, Metallogenetic and geochemical provinces symposium, pp. 78—84.

Taylor, R. P. and Fryer, B. J., 1982, Rare earth element geochemistry as an aid to interpreting hydrothermal ore deposits, metallization association with acid magmatism, ed. by Evans, A. M., John Wiley and Sons Ltd., pp. 357—365.

Tollon, F., Moyroux, B., Lescuyer, J. L., Ayorra, C., Courjault-Rade, Polizzi, S. and Joubert, M., 1989, Geological setting of the Salsigne mine, in book: Gold in the Montagne Noire (Southwestern French massif central) and in Eastern Pyrenees (France-Spain), Gold 89 in Europe, Guidebook, pp. 1—58.

Wallace, A. R. and Whelan, J. F., 1956, The Schwartzwalter uranium deposit III: Alteration, vein mineralization, light stable isotopes and genesis of the deposit, *Econ. Geol.*, Vol. 81, No. 4, pp. 872—887.

Walsh, J. F. and Kesler, S. E., 1988, Fluid inclusion geochemistry of high-grade vein-hosted gold ore at the Pamour mine, Porcupine camp., Ontario, *Econ. Geol.*, No. 7, pp. 1347—1367.

Weisberg, B. G., 1969, Gold-silver ore-grade precipates from New Zealand thermal waters, *Econ. Geol.*, Vol. 64, No. 1, pp. 95—108.

Weisberg, B. G., 1970, Solubility of gold in hydrothermal alkaline sulfide solutions, *Econ. Geol.* Vol. 65, No. 5, pp. 551-556.

Виноградов, А. П., 1962, Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры, *Геохимия*, №. 7, стр. 555—571.

Козловский, Е. И., 1984, Кольская сверхглубокая скважина, Изд. Наука СССР.

Манучарянц, Е. О., Наумов, В. Б. и Ходаковский, И. Л., 1970, физико-химические условия Формирования гидротермальных месторождений сурьмы и ртути, *Геохимия*, №. 11, стр. 1291—1301.

Некрасов, И. Я., Конюшок, А. А. и Сорокин, В. И., 1982, О форме существования золота (I) в сероводородных сурьмусодержащих растворах, *ДАН СССР* Сводный том, Том. 264, №.5, стр. 1228—1233.

Петровская, Н. В., Новгородова, М. И., Нартикоев, В. Л., Дрынкин, В. И. и Вонников Д. М., 1985, Примессредких земель в кварце как индикаторы источника рудного вещества, *Геология рудных месторождений*, №. 3, стр. 66—74.

Поргнов, А. М., Власова, Е. В. и Хитаров, Л. Н., 1987, $P_{CO_2}$ как фактор рудопереноса и рудоотложения на близповерхностных золотосеребряных месторождениях, *Геология рудных месторождений*, №. 4, стр. 111—114.

Портнов, А.М.И Степанов, и.и., 1984, Ртуть, как индикатор золото-серебряного оруденения, *Геология рудных месторождений*, №.1, стр. 79—82.

Ходаковский, И. Л. и шикина, Н. Д., 1981, О роли карбонатных комплексов в переносе ртути гидротермальными растворами, *Геохимия*, №. 5, стр. 671—682.