南京地质矿产研究所 编

中国东部
金矿地质研究文集

地 质 出 版 社

目　录

云开地区金矿成矿地质背景及特征

……裘有守　王孔海　庞庆邦　赵爱林　邵军　陈树旺（1）

一、主要金矿床类型及其地质特征……（2）

二、本区主要金矿源层——云开群地质特征……（6）

三、花岗质岩石特征、分类、成因……（13）

四、断裂构造特征及与金矿化关系……（18）

五、金矿成矿作用特点及有关问题的探讨……（25）

结语……（34）

参考文献……（35）

英文摘要……（36）

广东河台蚀变糜棱岩型金矿床地质特征、矿床成因与成矿模式

……凌井生　陈础廷　李明均（39）

一、矿床地质特征……（39）

二、矿床成因与成矿模式……（42）

三、成矿模式的建立过程……（43）

主要参考文献……（44）

英文摘要……（45）

云开隆起西南段（罗定—高州一带）金矿成矿地质条件和成矿预测

……邓璟　姚德贤　冯国荣　杜金龄　康大成　刘庆建　何杰（47）

一、地层与岩石……（47）

二、地质构造……（54）

三、金矿类型及主要矿床特征……（60）

四、成矿作用与成矿规律……（65）

五、远景区预测……（77）

参考文献……（79）

英文摘要……（79）

广西云开地区金矿成矿条件与预测……陈尚迪　曹殿春　李蔚铮（81）

一、前言……（81）

二、地质背景……（81）

三、广西云开地区金（银）矿化类型……（83）

四、广西云开地区金（银）成矿条件分析……（91）

五、广西云开地区找金化探数据处理新方法……（106）

六、找矿远景预测……（111）

结语……（112）

主要参考文献……（113）

英文摘要……（113）

云开地区金矿成矿地质背景及特征

裘有守　王孔海　庞庆邦

赵爱林　邵　军　陈树旺

（地质矿产部沈阳地质矿产研究所）

内容提要　确定云开群是金矿矿源层；划分变质-交代、重熔、深熔3种成因花岗岩；查明云开群在变质至超变质、重熔作用中金的活化、迁移方式；阐明断裂构造活动，即早期塑性变形，晚期脆性变形对成矿的控制作用；划分了金矿自然类型和成因类型，认为变质热液和重熔岩浆热液是主要成矿热液。总结了金矿成矿规律，指出了找矿方向。

云开地区在地质构造上处于华南褶皱系中之二级构造单元——云开加里东褶皱带[1]中的云开隆起。此隆起东界为吴川-四会断裂带，西界为博白-岑溪断裂带，向北可延至广东封开、怀集县多罗山一带❶，亦有人认为向西可移至梧州一带❷。

云开隆起区的大地构造基本格架呈北东-南西向的带状展布。在北东部的广宁县石涧—五和一带和南部的信宜县大田顶周围形成两个混合岩田，这是隆起中最古老的地块，由震旦系云开群及由其演化而来的混合岩、混合花岗岩组成。在隆起区中部则为灵山-罗阳坳陷，接受了古生代和中生代的沉积。在隆起区西南部，以中庸岭-长山隆褶带为中心，东西两侧分别为玉林-博白和信宜-廉江坳陷。沉积有早古生代和中生代地层。酸性岩浆活动是隆起区的主要岩浆作用。花岗质岩石有变质交代、原地—半原地重熔、深熔（同熔）侵位等不同成因[2]。一般讲在古老地块主要是变质交代和原地—半原地重熔花岗岩，在隆褶带则大量表现为深熔（同熔）侵位花岗岩。

构造形式除了褶皱以外，主要表现为断裂。有3条主要断裂，即东部的四会-吴川断裂带，西部的岑溪-博白断裂带和北东东走向的广宁-罗定断裂带。这些断裂由互为平行的一组断裂、动力变质带以及各种构造岩组成。根据研究，它们是自加里东早期以来长期多次活动的产物❸。

综合本区地质发展历史：晚元古代至早古生代早期，是一个北东向的巨大海槽，沉积了巨厚的由浅海相类复理石碎屑岩建造组成的正常沉积地层。寒武纪末，郁南运动使本区发生强烈褶皱和断裂作用，并伴随有大规模的混合岩化和花岗岩化作用，生成各种区域性混合岩和原地花岗岩。郁南运动结果使云开地区大部分上升为陆地，只在部分地区沉积了

---

❶ 广西地矿局，1986，广西岑溪-博白断裂带构造演化及其控岩控矿条件。

❷ 莫柱荪，1987，华南某些复式花岗岩带形成机理的初步探讨。广东地质，第2期。

❸ 广东地矿局地质矿产研究所，1982，广东省吴川-四会断裂带地质特征及成矿关系。

“奥陶—志留纪”地层。由于相对上升、下降的幅度不一，致使这一时期沉积具有两种不同的建造类型：一为浅海相碎屑岩建造；一为深海相笔石页岩建造。在志留纪末的广西运动，东以四会-吴川断裂为界，西以岑溪-博白断裂为界的这一地块全面上升隆起成陆，而岑溪-博白断裂以西仍下降，继续沉积。至早二叠世东吴运动，发生强烈的褶皱、断裂，并伴有造山期的岩浆活动，形成目前的大容山、十万大山花岗岩带❶，这一期岩浆活动对工作区的地质发展有较大影响，形成了岩株状的侵入花岗岩体。

一、主要金矿床类型及其地质特征

在云开地区广宁—信宜一带已发现有金矿床（点）100多处。按照它们在空间上的成群、成带分布特点，可以划分为3个成矿带，即广宁-罗定成矿带、信宜-廉江成矿带和岑溪-博白成矿带。这3个成矿带及分布其中的矿床在空间分布上有以下规律。

（1）金矿床具有层控性特征，从总体上讲，金矿床主要受“云开群”控制，尤其是上亚群的控制。产于变质岩中的金矿床绝大多数分布在云开群中的含碳质、富泥质（粘土质）的（含有矽线石、红柱石、瘤状或粒状堇青石）绢云石英片岩、黑云变粒岩及黑云片麻岩中。即使产于花岗质岩石中的金矿亦是产在由云开群演变而来的花岗质岩石中。

（2）无论是矿带还是一组矿床都严格受断裂构造控制前述的3个成矿带实际上是3个产于不同地区的区域性断裂（变质带），尤其是广宁-罗定断裂带是区域内的重要控矿断裂带。而这些区域性断裂带的次一级断裂则控制了金矿区或单个矿床的分布。如广宁-罗定断裂带的次一级的宝鸭塘-坑尾断裂控制了河台金矿区和双保金矿的分布。同一级别断裂交汇处往往是矿床密集分布的地方。如广宁-罗定断裂带北端与四会-吴川断裂带交汇处和其南端与岑溪-博白断裂带交汇处，分别产有以河台金矿为代表的和以大肚塘、望天垌金矿为代表的一组矿床。

（3）重熔或深熔（同熔）侵位花岗岩的外接触带，尤其是在矿源层出露地区往往是金矿集中分布的地段[3]。例如本区北部广宁岩体边部或广宁-五和岩体所夹持的云开群中，集中分布有一些矿床（点），云楼岗岩体中的云开群残留体中，分布有大型河台金矿；在本区南部，仙璋岭（吴桥）岩体边部有石科金矿，银岩岩体边部有东田金矿，尖岗岭岩体边部有对那岭金矿等。

（4）变质相的控制，根据罗定泗纶地区研究发现，以泗纶为界，其南西部云开群中出现有堇青石、矽线石、红柱石等高角闪岩相变质矿物，北东部位则仅出现角闪石、黑云母、绿泥石及绿帘石等低角闪岩相-绿片岩相矿物。已发现金矿点，如金牛及其周围金矿床（点）主要集中分布在低角闪岩相的地段。

（一）主要金矿类型及其地质特征

主要金矿类型是以矿化形式为基础，或以矿石结构、构造为基础进行矿床的自然分类；以成矿热液来源、或以成矿作用特点进行成因分类。由于这些矿床是多期成矿作用叠加的产物，造成在矿化形式、矿石结构、构造以及热液性质、成分上的复杂化，所以在进行划分描述时以主要成矿作用所形成的地质特征为准进行归类。矿床分类见表1。总体讲

---

❶ 莫柱荪，1987，华南某些复式花岗岩带形成机理的初步探讨。广东地质，第2期。

表 1　金矿床成因分类及自然分类表

Table 1　Gold deposit types showing its genesis and natural character

单位 / 自然分类 / 成因分类	沈　阳　所 （本　文）	广东地矿局 719地质队*	沈阳所划分的方案 中代表性矿床（点）
沉积-变质	含金黑云变粒岩-黑云片麻岩	片麻岩型	金牛、合江、同志堡
变质热液	含金硅化岩、含金硅化变粒岩、强硅化绢云石英片岩、强硅化糜棱岩、块状石英脉	蚀变糜棱岩（千糜岩）、硅化构造角砾岩、蚀变压碎岩	河台、白马、曾村
重熔岩浆热液	充填含多金属硫化物石英脉、硅化碎裂花岗岩		河台、双保、望天塘等
风化淋滤	褐铁矿石英脉、铁锰角砾岩铁帽	铁锰角砾岩	连州、鸡笼顶

* 据广东省地矿局719地质队1985年的“金矿成矿远景区划”说明书。

自然分类分别为块状石英脉型、细脉浸染蚀变糜棱岩型、硅化岩（脉）型、网状硅化角砾岩型、铁帽型（铁锰角砾岩）和含金变粒岩-片麻岩型等 6 种。

1．沉积-变质型金矿

沉积变质型金矿是指岩石中原始金的含量就较高，在区域变质作用过程中，在局部范围内金有所富集，而形成高金丰度值的岩石，甚至达到工业品位。它们由于热液作用不明显或极不明显，所以有极弱乃至无围岩蚀变。金的载体矿体主要是磁黄铁矿和毒砂。此类矿床往往叠加有变质热液类型的、以不规则硅化脉形式出现的金矿化而形成有价值的金矿体。

沉积-变质型金矿是本工作区内分布较广的矿床类型之一，仅产于前寒武系云开群下亚群中，由具金矿化的黑云斜长片麻岩、角闪斜长片麻岩、二云片岩、黑云变粒岩等中级变质岩石组成。矿体产状与围岩一致。矿体与围岩肉眼难以鉴别，界线靠化验圈定。基本无围岩蚀变。矿体中含金品位低，但较稳定。

一般讲变质岩石即为金矿石。其主要特征是①金属矿物含量少，多呈稀疏浸染状分布，②金属矿物自形晶或它形粒状结构，③岩石中矿物新鲜，基本无蚀变。一般金品位较低，但当有后期硅质细脉叠加时则出现较高品位。

主要金属矿物有：自然金、银金矿、磁黄铁矿、毒砂。主要脉石矿物有黑云母、石英、斜长石、绢云母等。

金矿物：包括自然金和少量银金矿。未见明金，均为微粒金，粒径一般小于0.01×0.02mm，最大为0.1×0.05mm。镜下呈金黄色，高反射率，显示成色较高，镜下目估约在800以上，明显高于重熔岩浆热液型金矿床中的金矿物。金矿物以乳滴状的包体金为主，其次为不规则状和微脉状的晶隙金和裂隙金。金的主要载体矿物为磁黄铁矿、毒砂，其次为石英。

磁黄铁矿：也是矿床中的重要金属矿物。一般呈不规则它形、稀疏浸染状分布于矿石

之中。粒径一般<0.3×0.3mm，最大者达0.4×0.3mm。常与毒砂共生。见有被晚期黄铁矿交代现象。

毒砂：亦是矿石中的主要金属矿物之一。多呈半自形—自形粒状，粒径一般为0.3×0.2—0.8×0.5mm，最大可达1×0.5mm。见有毒砂与磁黄铁矿的共生现象。毒砂一般呈稀疏浸染状分布，含量小于5%。据目估，毒砂含量与矿石的金品位呈正相关关系。

石英：是次要的金的载体矿物，多呈粒状均匀分布在岩石中，有时由原岩成分层或由变质分异作用而形成条带状分布。条带边界与黑云片麻岩等呈过渡关系。

此类型金矿往往叠加有变质热液成因的金矿成矿作用。表现为含黄铁矿石英细脉顺层理分布，有时团块状微晶石英硅化体切过变质岩片理或沿片麻理分布。

2．变质热液型金矿

此类型金矿是指主要产于变质岩系中的金矿床。它们的主要特点是具有较强的蚀变，但不易划分出蚀变带，以绢云母、硅化、绿泥石化为主，硅化强烈时可形成一定规模的含金硅化（质）岩，顺变质岩片理或斜切片理分布，局部以充填石英脉形式出现。金的载体矿物以磁黄铁矿和黄铁矿为主。与围岩界线有两种情况，一种界线清楚，如充填石英脉和强硅化脉或强蚀变的碎裂岩带；一种为渐变过渡，如各种绢云母化、硅化的蚀变岩石。

该类型金矿主要产于前寒武系云开群及寒武系中，矿体形态产状受地层中脆性及韧性断裂及层间滑脱带控制，尤其受糜棱岩带控制时，矿体规模较大。一般矿体厚几十—几百厘米，长几十—几百米。矿化形式有充填石英脉及破碎带蚀变岩型2种。前者矿体与围岩界线截然，分布较多；后者矿体与围岩渐变过渡，靠化验圈定，数量较少，但它是本区重要的矿化形式。

主要矿石类型有：石英脉型、蚀变岩型及构造角砾岩型。矿石中主要金属矿物有：银金矿、自然金、黄铁矿，主要脉石矿物有石英、绢云母、黑云母、白云母、斜长石等。银金矿为主要金矿物，黄铁矿和石英为金的载体矿物，现分述如下：

银金矿：未见明金，均为微粒金，粒径不均匀，变化较大，镜下估计成色为600—700，低于沉积-变质型矿床中之金矿物成色，以晶隙金和裂隙金为主，少量为包体金。

黄铁矿：是金的主要载体矿体，也是该类型矿床矿石中含量最多的金属矿物，多与热液石英共生，呈自形—半自形晶。有时有被压碎现象。呈细脉状及浸染状分布于矿石中。

石英：一种为热液充填呈脉状产出，一种为细小硅化脉体出现，均为金矿化期的产物。虽然它亦是金的载体矿物，但其金含量远远低于黄铁矿中含金量。

3．重熔岩浆热液金矿

重熔岩浆热液金矿可以产于各种混合岩、交代花岗岩中，亦可以产于变质岩中。它们主要特点是有强的蚀变和发育宽度较大的蚀变带，除变质热液型金矿所具有的围岩蚀变外，出现有钾长石化。矿化形式可以是充填石英脉，亦可以是强硅化脉。金载体矿物以黄铁矿和多金属硫化物（如方铅矿、闪锌矿、黄铜矿）为主。

该类型金矿具有破碎带蚀变岩型及充填含金石英脉型两种矿化形式。矿化可产于混合岩体之断裂带内，岩体与围岩接触带以及岩体中较大规模残留体内。控矿构造性质对矿体产状、矿化形式起着决定性的作用。一般石英脉型矿化产于张性、脆性断裂中，矿体与断裂产状一致，矿体与围岩界线清晰。当石英脉以网脉及细脉产出时，单脉一般长几—几十米，厚度为几—几十厘米。而脉体延长、延伸均较大。在较大的构造带内，易形成较宽大

（一般宽几十厘米至几米，长度也在几十—几百米）的、较稳定的主脉，其两侧有一些细脉充填于羽裂及次级裂隙中。蚀变构造岩型矿化多与深成韧性剪切带、压扭性断裂及其所形成的构造破碎带有关。矿体即由构造破碎带内达到工业品位的蚀变岩组成，矿体与围岩呈渐变过渡关系，无明显界线。矿体延深、延长相对较稳定，宽度一般为几十厘米至几米，延长数十米至数千米。

主要矿石类型有：a．石英脉型。由灰色、灰白色石英组成。是充填石英脉矿化形式的主要矿石类型。该类型矿石含金性不稳定，偶见明金。金属矿物在矿石中一般呈团块状或细脉状不均匀分布。b．硅化脉型。黑灰色、灰黑色细晶石英脉体。常见被压碎现象，呈角砾状硅质体。金属矿物一般呈浸染状或团块状分布。金品位常与金属矿物含量呈正相关关系。c．蚀变岩型。由绢英岩等蚀变岩石组成，是破碎带蚀变岩型金矿的典型且主要的矿石类型。金属矿物呈稀疏和稠密浸染状较均匀分布于矿石中。矿石与蚀变围岩难以肉眼区分。

该类型矿床矿石矿物成分相对前几种类型要稍复杂一些。金属矿物的主要特点是：

自然金、银金矿。大部分以中细粒金出现，粒径大小不一，一般为0.02—0.1mm，只在个别矿区有肉眼可见的明金。例如河台矿区、双保矿区等。镜下金矿物呈金黄色、淡黄色，反射率很高，估计成色在600—800间。矿物形态有脉状、树枝状、乳滴状、不规则状等。根据其赋存状态可分为包体金、晶隙金、裂隙金。其中以裂隙金较多，晶隙金和包体金次之。这些金矿物多产于黄铁矿中，少量产于石英中。

金银矿。主要产于本区南部的矿床中。粒度不均一，大者肉眼可见，一般为0.02—0.08mm。镜下为淡黄白色，反射率高。其它特征与银金矿相同。多见其与多金属硫化物连生，沿黄铁矿之裂隙或晶隙分布。

黄铁矿。占矿石中金属矿物总量的90%以上。呈团块状、脉状或浸染状分布。具有多世代形成的特点。一般来讲每一成矿期早阶段黄铁矿为中细粒、自形—半自形晶，常有被压碎、被交代的现象，晚阶段黄铁矿一般为半自形—它形，中粗粒。

黄铜矿。常与方铅矿、闪锌矿共生或连生，多呈不规则状、脉状集合体。黄铜矿常与闪锌矿构成乳滴状结构，即黄铜矿呈乳滴状分布于闪锌矿之中。黄铜矿往往交代早期黄铁矿或沿其裂隙贯入。

闪锌矿、方铅矿。呈它形粒状、不规则状、脉状等。常与黄铜矿共生，沿黄铁矿或非金属矿物的晶隙、裂隙充填。见有方铅矿、闪锌矿与银金矿连生。

非金属矿物主要有石英和绢云母。

石英，有充填和交代两种石英。前者在晶洞中呈“马牙状”自形晶体，常被压碎，具波状消光。交代石英多与绢云母共生，呈均匀粒状，以集合体出现。是金的载体矿物之一。

绢云母。分布广泛，特别是在构造蚀变岩型矿化的矿石中。呈细小鳞片状，常与硅化石英共生。

矿石的主要构造有块状构造，浸染状构造，脉状、网脉状构造，角砾状构造等。

4．风化淋滤型金矿

在地表、近地表条件下，在地质构造的薄弱地带（即开放的完全氧化条件下），如张性断裂、古风化面等地带由淋滤作用而形成的金矿床（化）。它们均是在原始含黄铁矿石英

脉、黄铁矿石英岩等低含金量的地质体，经风化淋滤后形成“铁帽”或淋滤带，并在氧化带下部的氧化淋滤亚带中金稍有富集。

矿石主要特点是疏松状，有铁锰角砾岩、块状（或多孔状）褐铁矿石、风化红土等。相应的矿石构造有角砾状构造、多孔状和蜂窝状构造。矿石结构有鲕状结构、环状结构、假相结构等。主要矿物为银金矿、褐铁矿、褐锰矿等。非金属矿物有石英、高岭土等。

这一类型矿床在本区有一定分布范围，但品位低、不稳定。由于原生地质体含金量低，不易形成具一定规模和品位的工业矿体。

二、本区主要金矿源层——云开群地质特征

广东地矿局1977年新编1/50万地质图中，在粤西地区标出的“Z”和广西地质矿产局1976年新编的1/50万地质图中在桂东南地区（岑溪-博白断裂带南东）标出的“$\in$”均属中浅变质岩系，经过我们两年工作发现，它们在变质相、变质矿物组合，原岩建造的一些基本特征上均有相似之处，而且在地理域上可以自然延伸。因此，本文从矿源层的特征研究出发，初步厘定它们属于同一地层。但是，由于地层时代争议较大，且一直没有确切依据而无法将其归属某一时代，所以本文将其命名为前寒武系“云开群”($An\in$)。

（一）云开群的分布、划分及对比

本区金矿赋存于前寒武系、寒武系、奥陶系、泥盆系和白垩系中。据不完全统计，产于前寒武纪云开群变质岩系及由其演化而来的地质体中的金矿床（点）约占本区金矿床（点）总数的66.6%，产于寒武系中的金矿床（点）为15.6%，其它时代地层中的金矿床（点）约占17.7%。上述统计结果表明：前寒武纪云开群变质岩系是区内金矿的主要含矿建造。

众所周知，云开隆起跨越粤、桂两省(区)。在隆起区内，广泛分布着有相似含矿建造的变质-混合杂岩。在广东境内，部分杂岩曾被命名为泥盆系、前泥盆系或寒武系，而广西境内的变质-混合杂岩则命名为寒武系。1977年广东区测队在重编广东1/50万地质图时，又将区内（四会-吴川断裂带以西至省界）的这套变质-混合杂岩定为震旦系。依据是：①该岩系位于泥盆系桂头群“倒转不整合”之下。②这套变质杂岩系与广东省已知的古生界任何一个系都难于对比。同时，在罗定围底塘龙涌林场附近见到“冰碛砾岩”，它是震旦系的特有标志。③这套变质混合杂岩中的混合岩和混合花岗岩的形成年龄在490Ma❶，显然，其原岩——变质岩系是490Ma之前形成的。④在圭岗等地的变质岩系中发现有“古片藻”❷。在桂东南地区岑溪-博白断裂带中的石圭断裂东南侧出露的“灵山片岩”被广西地质局确定为寒武系（水口群），沿其走向向南西经北流县可至陆川县，向北东经容县、岑溪至广东的罗定县（原定为泗纶群）的这套变质岩系的岩石组合、建造类型、变质作用及混合岩化作用均十分相似，而且其含矿建造（如P-Fe建造、FeS_2建造及Au-Ag建造亦相同。因此，本文认为，桂东南地区的“灵山片岩”（原定之$\in$）即相当于粤西罗定地区的“泗纶群”（原定之Z）。因此，桂东南地区的水口群与粤西地区的原定震旦系可以对比是有一定依据的。基于上述，把具有相似含矿建造、属同一构造部位——云开隆起或云开复

❶ 任广宇等，1986，广宁花岗质杂岩的地质学年代学研究。广东地质，第1期。

❷ 据广东地矿局719地质队季明钧等口头介绍。

背斜南西翼的变质杂岩系划归同一时代的岩层是有理由的，并命名为云开群，且把其划为上、下两个亚群。其地层岩石学特征如下：

云开群下亚群，主要出露在四会—黄田、云浮—南盛、泗纶—信宜—高州、岑溪—北流—陆川一带，岩系呈北东向展布。是一个南西宽、北东窄的楔状地质体（见图1）。

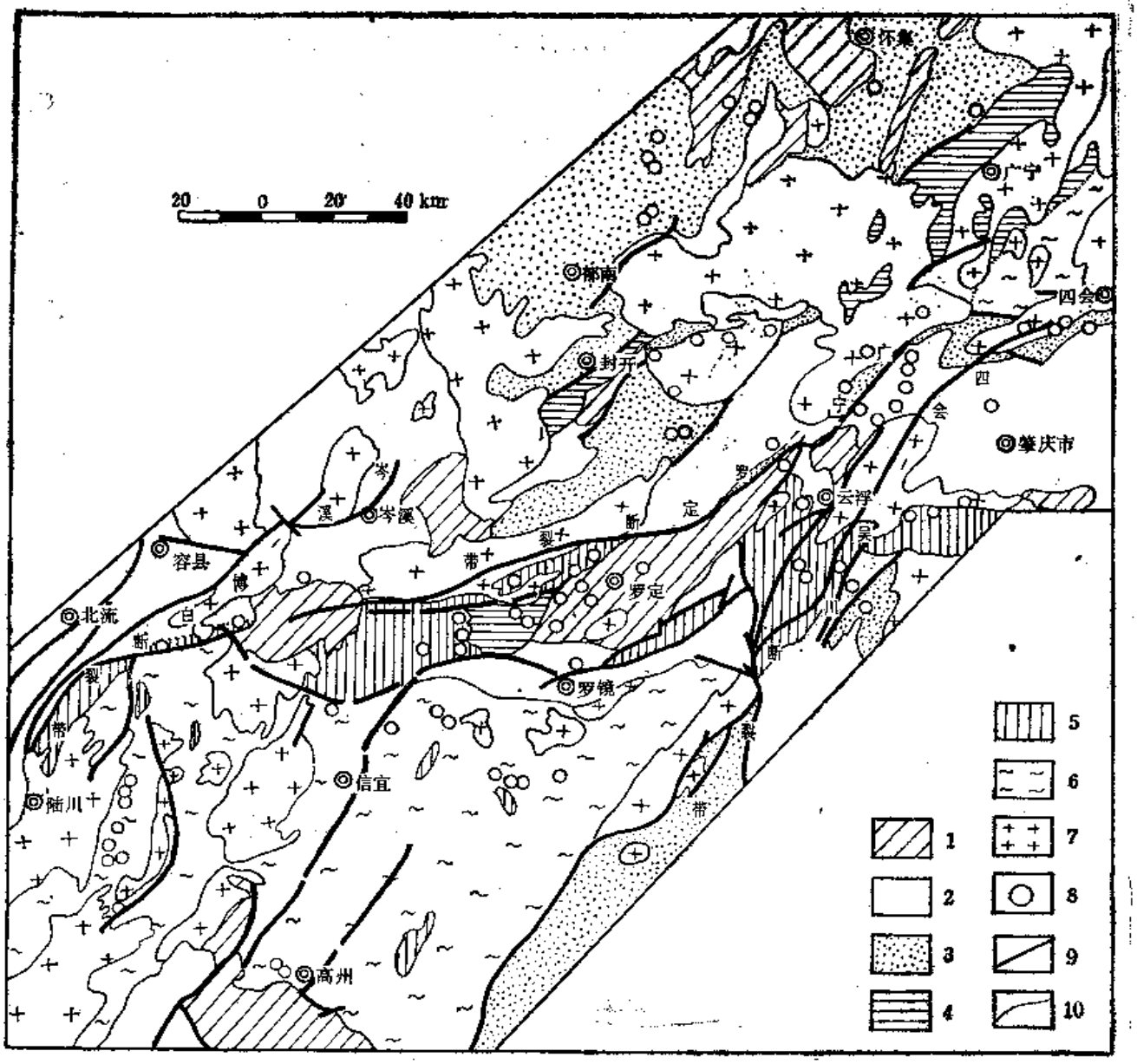


图 1　云开大山地区地质略图

Fig. 1　Geological sketch map of the Yunkai Mountains area

1—三叠系—第四系；2—奥陶系—二叠系；3—寒武系；4—前寒武系云开群上亚群；5—前寒武系云开群下亚群；6—混合岩；7—花岗质岩石；8—金矿床（点）；9—断裂；10—地质界线

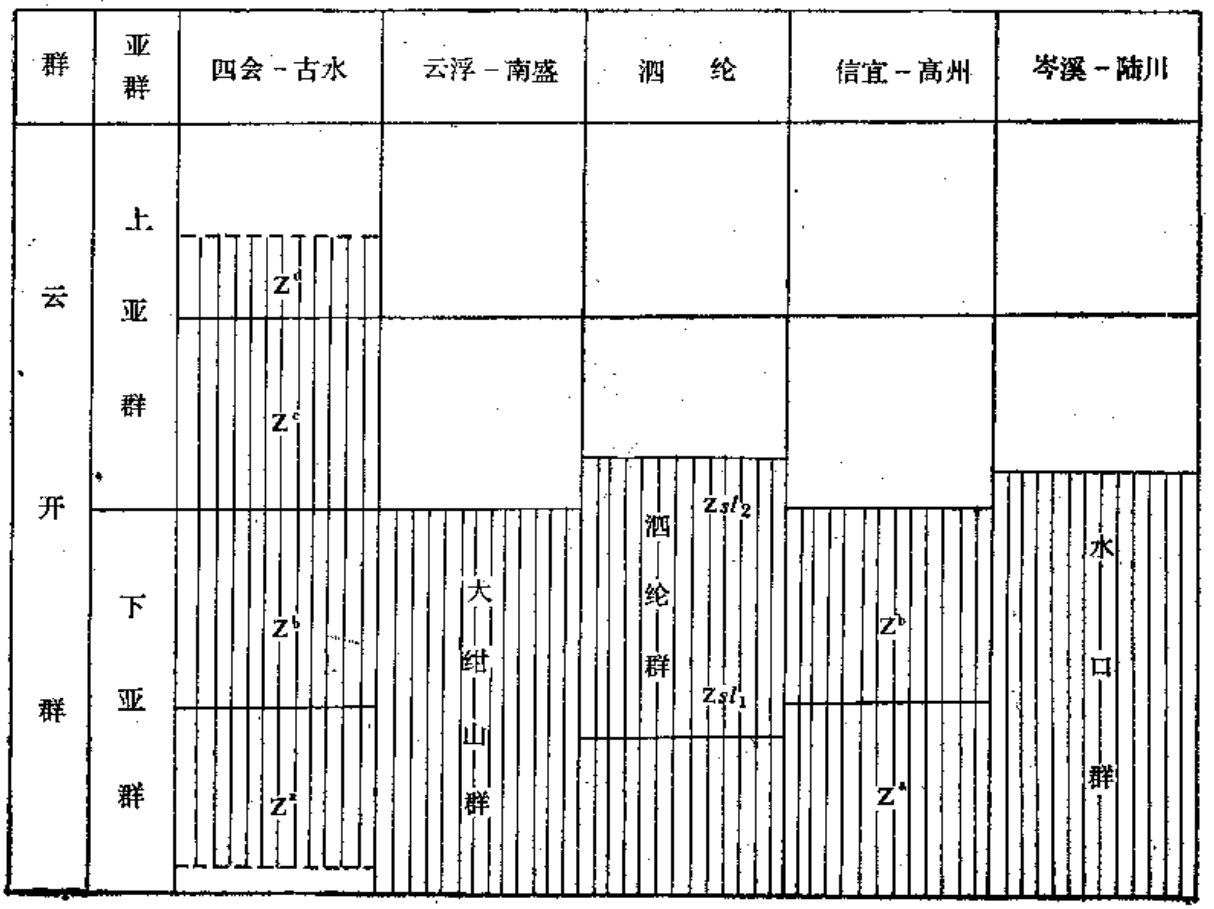
云开群上亚群，主要出露在河台—广宁一带。所见地层经历了低—中高级变质作用的改造，有的地区为混合岩所占据，如石涧混合岩田。局部地段变质作用和混合岩化作用极不均一，可见高级混合岩、低级混合岩与未混合岩化岩石直接接触，各种不同变质程度的变质岩在不远的范围内岩性渐变过渡并相互成带，沿其走向尚可直接过渡为浅变质的岩石。

云开群下亚群变质岩系岩性较为单一。主要岩性有绢云石英片岩、云母石英片岩，上部出现有斜长角闪片麻岩、斜长角闪岩、条带状磁铁石英岩和大理岩透镜体或夹层。云开群上亚群主要岩性有矽线二云石英片岩、变粒岩类、含碳云母片岩、粘土板岩等，并夹有凝灰质砂岩。综上所述，下亚群变质岩系以含铁、大理岩透镜体为特征，上亚群为富含碳质、粘土质的岩石为特征。

云开群上、下亚群的划分与前人历次的划分对比见表 2 。从表 2 中可以看出，上亚群主要分布在工作区北部的四会一古水一带。

表 2　云开地区不同地段云开群划分方案对比表

Table 2　Comparision between stratigraphic divisions of the Yunkai Group in various sections of the Yunkai region



注：表内条格中所标文字及符号为前人文献所定。

（二）云开群变质作用特点和原岩建造恢复

1．变质作用特点

云开群特点是变质程度的不均一性，即可见浅变质岩与深变质岩及混合岩相间产出的特点，而深变质岩和混合岩呈线状分布，表现受构造带控制之特点。云开群变质岩系变质岩组合简单，岩石类型较为单一。根据标志性变质矿物和典型的矿物共生组合，如粘土质岩石中出现含黑云母、石榴石、红柱石、矽线石、堇青石的典型中—高级变质程度的矿物

共生组合[4]，在钙、镁、铁质硅酸盐中出现典型中级变质程度的普通角闪石和单斜辉石；在含碳质岩石中出现石墨。这都表明：云开群变质岩是绿帘角闪岩相到高角闪岩相的产物（兰迪斯，1971）。有资料表明，本区混合岩最老年龄在493—443 Ma❶。因此，如上所述，云开群在经历了加里东期区域变质作用之后又发生了动力变质作用，对原生的变质岩系进行了强烈的热液交代蚀变作用，在各类变质岩石中出现了绿泥石、绿帘石、绢云母等低温变质矿物，即产生了退化变质作用。这种退化变质作用主要表现为变质岩石中的黑云母、角闪石的绿泥石化、帘石化，堇青石、矽线石的绢云母化、纤维矽线石化，长石的绢云母化等。退化变质作用致使原变质岩石中出现了绿片岩相的矿物共生组合，高级相变质矿物呈准稳定状态，残存在动力变质岩石之中。

原生变质相表现为高角闪岩相变质作用特点[5]。云开群变质岩系的主要岩石类型有片岩、片麻岩和变粒岩，出现的标志性变质矿物有石榴石、十字石、红柱石、矽线石和堇青石，表明区域变质作用达到了高角闪岩相，说明云开群变质岩系的变质域具有很宽的温度、压力区域。在云开群的粘土质岩石中，经常见到二云母石英片岩前进变质为含石榴石、矽线石和堇青石的片岩或片麻岩。标型矿物共生组合特征可用下列反应说明云开群的前进变质作用的物-化条件：

$$\underset{\text{白云母}}{KAl_3Si_3O_{10}(OH)_2}+\underset{\text{石英}}{SiO_2}\overset{\text{升温}}{\rightleftharpoons}\underset{\text{钾长石}}{KAlSi_3O_8}+\underset{\text{矽线石}\ (\text{或堇青石})}{Al_2SiO_3}+H_2O$$

$$\underset{\text{白云母}}{KAl_3Si_3O_{10}(OH)_2}+\underset{\text{黑云母}}{K(Mg\cdot Fe)_3Al_3O_{10}(OH)_2}+\underset{\text{石英}}{3SiO_2}\overset{\text{升温}}{\rightleftharpoons}$$

$$\underset{\text{石}}{(MgFe)_3Al_2Si_3O_{12}}+\underset{\text{钾长石}}{2KAlSi_3O_8}+2H_2O$$

上述反应式表明角闪岩相的低温亚相典型矿物组合在温度升高时反应向右边进行，形成高温亚相的典型矿物组合。因此云开群粘土质变质岩中出现石榴石、红柱石、矽线石及堇青石时，区域变质作用表现为脱水作用，该前进变质作用的不断进行为成矿作用提供了一定的热水溶液，促进了成矿元素的活化和迁移，为金成矿提供了良好条件。

后生变质相表现为绿片岩相—绿帘角闪岩相。这些相对原生变质相较低级的变质作用，主要反映在云开群变质岩系中的碎裂岩、千糜岩化变质岩、千枚岩及千糜岩中，它们在云开群中呈条带状、线状分布，表现出受断裂构造控制之特点。其主要特征是：原生变质岩中的无水或少水矿物组合演化为含水矿物组合。如长石、矽线石、堇青石的绢云母化，黑云母、角闪石、辉石和石榴石的绿泥石化、绿帘石化，相应产生了一些新生矿物——方解石、赤铁矿、榍石及石英、钠长石等。上述矿物共生组合表明具退化变质作用的特点。在岩石结构构造上则出现了碎裂、揉皱、千枚理等构造及碎斑、重结晶和各种矿物的变形结构等。这些岩石的组构特征说明，云开群在区域变质作用后又遭受了动力变质作用的改造，使其原生角闪岩相的岩石演化为绿片岩相—绿帘角闪岩相岩石。

在构造岩中发生的后生变质作用是以水化交代和蚀变为特点，导致无水或少水矿物组合演化为含水矿物的新矿物组合；动力热液和动力蚀变以及伴随的动力分异等作用是成岩作用的主要形式；以高温矿物组合演化为低温矿物组合为特征。因此，动力变质作用产生

❶ 莫柱荪，1986，论转生花岗岩的成矿作用。广东地质，第1期。

的新矿物，如绿泥石、绢云母、绿帘石和石英等造成了原有岩石化学组分的变化和分异，必然引起成矿物质的活化和迁移，并造成了原生岩石中的金、银等多金属元素及硫等的富集，这种富集可高达工业品位而形成矿化。

综上所述，云开群原生变质作用属以低压为主的区域变质作用（有红柱石和堇青石＋石榴石变质矿物组合），而后生变质作用以动力退化变质作用为特征。

2．原岩建造特征

云开群主体是一套呈层状产出的，具有低—中级变质程度的变质岩系，岩石类型有石英岩类、片岩类、片麻岩类、变粒岩类、斜长角闪岩类、含钙镁铁硅酸盐岩类、大理岩类。其中主要是前4种岩石类型，后3种仅在局部地区呈薄层状和透镜状产出于前4类岩石中。由于云开群变质岩系经受了不同程度的变质作用的改造，使原岩的结构、构造遭到较大破坏，仅能根据原岩结构的残余、地质产状及岩石化学成分，确定云开群变质岩系的原岩主体为粘土质碎屑沉积建造。

由于对任何一种原岩恢复的岩石化学方法都有其局限性，所以本文采用以下几种方法进行综合判别。用P·尼格里四面体对称展开平面图解、周世泰的K-A相关图解来判别变质岩原岩是沉积岩或火成岩；用A·西蒙南的尼格里值$(al+fm)$-$(c+alk)$对Si的图解判断$SiO_2>53.5\%$的变质岩的原岩；利用尼格里值$(al+alk)$对c的图解，判断变质岩原岩为沉积岩。

云开群不同岩性岩石化学成分特征数值在上述各种投影图解上的投影点主要落在粘土质岩区、粘土质粉砂岩区和砂岩区，少数样品落在钙质和白云质泥灰岩区。总的趋势是下亚群投影点以分布于靠近粘土岩的区域为多，上亚群投影点以分布于粘土岩-砂岩的过渡带及偏砂岩区端点者居多（图2）。

在云开群下亚群的大降坪硫铁矿中采了两个黄铁矿样品，硫同位素测定结果表明，同

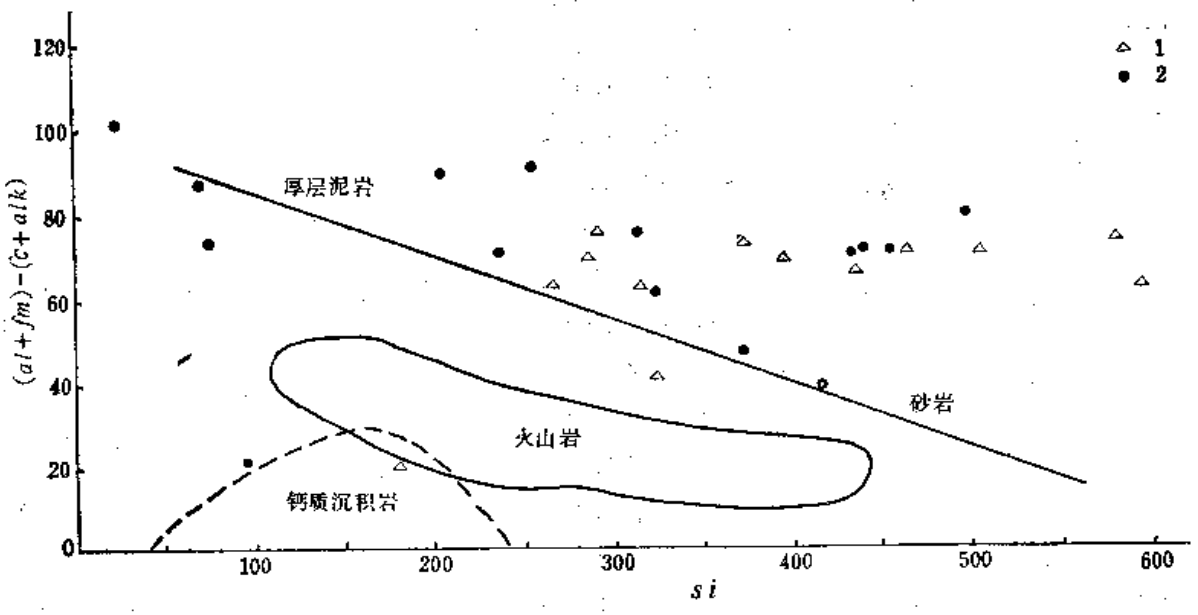


图 2　(al＋fm)－(c＋alk) 对Si图解

(据A·西蒙南，1953)

Fig.2　Plot of (al＋fm)-(c＋alk) versus Si for some metamorphic rocks of the Yunkai region

1—云开群上亚群；2—云开群下亚群

位素值变化范围大，其中一个样品是条带状硫铁矿石，$\delta^{34}S$为+16.883‰，另一个样品是块状硫铁矿石，$\delta^{34}S$为−17.38‰。依据H·A·叶尔缅科（1971）提出的硫同位素分类，火山岩中硫酸盐硫同位素为−8‰——20‰、古海洋硫酸盐硫同位素为+6‰—+30‰和内海硫酸盐硫同位素为+8‰—+20‰，云开群的硫源为火山硫和古海洋（或内海）硫的混合硫，这与公认的沉积岩硫同位素特征相一致。其中块状硫铁矿石中黄铁矿的铅同位素分析结果为：$^{204}Pb=1.3443\%$、$^{206}Pb=25.139\%$、$^{207}Pb=21.095\%$、$^{208}Pb=54.422\%$，它们属正常铅，铅单阶段模式年龄为1 136 Ma。这说明云开群沉积岩的碎屑物质来源于震旦纪（600—900Ma）以前。

3．云开群变质岩的微量元素特征

云开地区是Au、Nb、Ta的矿化集中区[6]，并伴有多金属的矿化作用。这些矿化的容矿岩石主要是云开群变质岩及其演化而来的花岗状岩石。因此，我们把变质岩及由其演化而来的花岗状岩石看成是一个有联系的成岩演化系列[7]。

对云开群变质岩中15个微量元素的统计结果表明，B、As、Pb、Nb、Ta、Zr、Ba和Ce等元素的含量，高出地壳中的相应元素的丰度；Zn与Au的含量趋近于它们的地壳丰度，其它元素含量低于相应元素的地壳丰度。Nb和Ta的含量高出地壳丰度十至数十倍。由于Ba、As和B在云开群变质岩中有较高的含量，因而在后来的混合岩化及热液矿化过程中形成了重晶石脉、电气石脉及浸染状毒砂等，这表明本区的矿化作用具有层控之特点。云开群变质岩系中较少基性火山物质，因而Ni、Co、Cr等元素在云开群变质岩中的丰度均低于地壳中的丰度。上述微量元素的平均含量与页岩的标准值十分接近，但Nb、Ta、Ce、As偏高而B、Zn、Ni和Sr含量偏低[8]。

云开群变质岩系上、下亚群微量元素含量的平均值也具有明显的差异。除Ta、Ce外，其它元素上亚群比下亚群有较高的含量。因此，对Nb、Au的成矿来说，上亚群比下亚群更为有利。

综合以上资料，可以得出如下结论，云开群可以划分为上、下两个亚群。下亚群以含有磁铁石英岩和中基性火山岩为特征的复理石碎屑岩建造，顶部有泥灰岩及大理岩等化学沉积出现，表明下亚群的沉积过程是一个由粗碎屑岩演化为细碎屑岩、粘土岩和碳酸盐岩的沉积成岩过程。云开群上亚群以含碳质为特征，在上亚群中部夹有变质凝灰质粉砂岩。经野外及镜下观察发现，上亚群的下部为含泥质的砂岩和粉砂岩，中部为富含碳质的泥质细碎屑岩并夹有安山质凝灰岩，上部为富含硅质的粉砂岩及硅质岩。

综上所述，云开群变质岩系的原岩主体为互层状粘土质和粉砂质碎屑岩，下亚群以含铁质或磁铁石英岩夹有碳酸盐岩为特征；上亚群以含碳质和薄层火山凝灰质沉积岩为特征。下亚群顶部出现有碳酸盐岩层并含磁铁石英岩，而上亚群顶部则出现有硅质岩，Sr/Ca、Mn/Fe、Fe^{2+}/Fe^{3+}比值下亚群略高于上亚群，说明下亚群的沉积相在晚期曾达到海相或内海相沉积，上亚群则是滨海—海陆交互相沉积。整个云开群原岩沉积建造应为浅海—滨海相的类复理石沉积建造。

（三）矿源层的含金性

云开群普遍遭受了不同程度的混合岩化作用。在讨论云开群含金性进行采样时，我们在远离矿化地区、混合岩化很弱的地段，在地质路线剖面上对变质岩石或浅变质岩石采集了162个样品。不同岩性样品的含金量列于表3中，在表中同时列出了其它时代地层的含

表 3　云开地区各时代地层含金量

Table 3　Gold abundance in the strata of various age of the Yunkai region

地层 / 岩性 / 金含量	前寒武系云开群		寒武系	奥陶系	泥盆系	白垩系	变质岩
	区域	矿区					
砾岩						2.00 (1)	
含砾细砂岩 (页岩)						2.00 (1)	
灰岩					2.50 (3)		
硅质岩	3.39 (26)	336.66 (2)		12.30 (3)			硅质岩、石英岩
(含铁) 石英砂岩	2.70 (37)	12.50 (2)			3.00 (3)		磁铁长石石英岩、含云母石英片岩
钙质、泥质细砂岩 (砂岩)	2.58 (31)	19.50 (2)	3.44 (14)	1.25 (2)	2.50 (1)		绢云长石石英片岩、硅线云母石英片 (麻) 岩、二云片麻岩
碳质粉砂岩 (砂岩)	5.33 (47)	266.38 (3)	4.89 (5)	2.15 (3)			石墨云母片岩、石墨云母长石石英片 (麻) 岩
砂岩	2.69 (21)	146.00 (2)	2.30 (13)	4.91 (10)			变粒岩、含云母片麻岩、含榴长石云母石英片 (麻) 岩
平均值	3.55 (162)	160.21 (11)	3.20 (32)	3.87 (15)	2.91 (7)	2.00 (2)	

注：括号内为样品数；含金量单位为 10^{-9}。

金量。从表 3 中可以看出：前寒武纪云开群区域平均金含量为3.55×10^{-9}（162 个样品算术平均值），寒武系3.20×10^{-9}（32 个样品），奥陶系为 3.87×10^{-9}（15 个样品），晚古生代及其以后的地层之含金量小于3×10^{-9}。总体看来，前古生代、早古生代地层的含金量较高，并随时代的变新而逐渐降低，即年青的地层比年老的地层含金量要低。同时，还可以看出，云开群中富含碳质的岩石，其含金量显然比不含碳质的岩石要高，如原岩粒级、成分基本相似的泥质细砂岩，平均金含量在2.58×10^{-9}，而含碳质的粉砂（细砂）岩，平均金含量为5.33×10^{-9}。

另外，我们用云开群上、下亚群中不同岩性岩石的含金性进行这两个亚群金含量的统计得出：云开群下亚群平均金含量为2.85×10^{-9}（112 个样品），云开群上亚群平均金含量为5.12×10^{-9}（50个样品）。显然，上亚群金含量较高。

云开群在普遍遭受到变质作用、超变质作用的过程中，赋存于其中的金是有活化迁移的。在我们所采样的从变质岩—混合花岗岩的几个交代剖面上可以看出，金在各交代带的含量是有规律变化的，从混合岩化带到混合岩带至混合花岗岩带有先逐渐升高而后降低

之趋势。如在河台地区的混合岩化交代带中，从混合岩化变质岩、条带状混合岩、均质混合岩至混合花岗岩，金含量分别为7.00×10^{-9}、19.20×10^{-9}、35.20×10^{-9}和3.20×10^{-9}。上述含金量表明，本区混合岩化过程，即随着混合岩化程度的加强而含金量亦逐渐增高，但当混合岩化达到花岗岩化时，其含金量又降低。在桂东南上梯一带，混合岩的原岩为角闪质岩石，它的含金量为4.00×10^{-9}，经混合岩化交代作用之后，形成混合岩和混合花岗岩，它们的含金量分别为3.00×10^{-9}和1.50×10^{-9}。试金分析结果表明，本区混合岩化、花岗岩化过程是一个含金量逐渐减少的过程。目前，众多的金矿地质学家都在讨论金自围岩中析出对金成矿作用的关系。根据布良克和博伊尔等人的资料，金自围岩活化出来时，如果原岩与花岗状岩石之间的金含量相差1.0×10^{-9}，则在混合岩化、花岗岩化作用过程中，1 km^3围岩可释放出2.5t的金。这就说明了在混合岩化、花岗岩化、乃至原地—半原地重熔作用过程中金的活化、迁移对金矿成矿有着重要的作用。

三、花岗质岩石特征、分类、成因

本区花岗质岩石成因分类有3种，一种为变质-交代型（或称混合交代型）花岗岩❶；一种为原地—半原地重熔型花岗岩；一种为深熔（同熔）侵位型花岗岩。变质-交代型花岗岩包括各种结构构造的混合岩和似片麻状混合花岗岩。是指由区域变质作用演化至超变质作用早期阶段所形成的花岗岩，它们的成岩方式以交代作用为主；原地—半原地重熔型花岗岩是指在超变质作用的晚期阶段，使固态岩石产生熔融、流动，经过岩浆结晶作用而形成的，成岩方式以结晶作用为主；深熔（混熔）侵位型花岗岩，又称狭义的再生岩浆花岗岩，它是在地壳深部原始固态壳源物质重熔形成岩浆并混有部分幔源物质，形成一种混熔岩浆体，向地壳表部侵位，以结晶分异作用的成岩方式为主。

（一）不同成因类型花岗质岩石的主要地质特征

1．变质-交代型花岗岩（或称混合—交代花岗岩）

在本区属此类型的较大花岗岩体有：石涧混合岩田、大田顶混合岩田、那蓬岩体、圭岗岩体、天堂山岩体等。岩石类型主要有各种结构构造的混合岩和似片麻状黑云母花岗岩。

混合岩按结构构造可分为眼球状混合岩、条带状混合岩、条痕状混合岩、隐条状或阴影状混合岩等。它们与变质围岩或与混合花岗岩呈渐变过渡关系，可以看到从变质岩至混合岩，岩性由变质岩—条带状混合岩—眼球状混合岩—条纹状混合岩的混合程度逐渐加深的现象。在混合岩中有时可以见到原岩的残留体，残留体岩性和围岩岩性相当。眼球状混合岩的交代长石斑晶具明显的定向排列，排列方向与岩石的片麻理方向，乃至与变质岩片理方向一致。

似片麻状黑云母混合花岗岩具似片麻状构造，花岗结构不太清晰，在岩石中往往能见到变质岩残留体（图3），残留体之片理与似片麻状黑云母花岗岩的似片麻理产状一致。在天堂山岩体中可以看到混合岩、似片麻状黑云母花岗岩、各类片麻岩、片岩、变粒岩等相间出现，产状一致，并有渐变过渡等现象。混合岩与混合花岗岩间无明显的界线。据广

❶ 引用广东地质矿产局杨超群的分类命名。

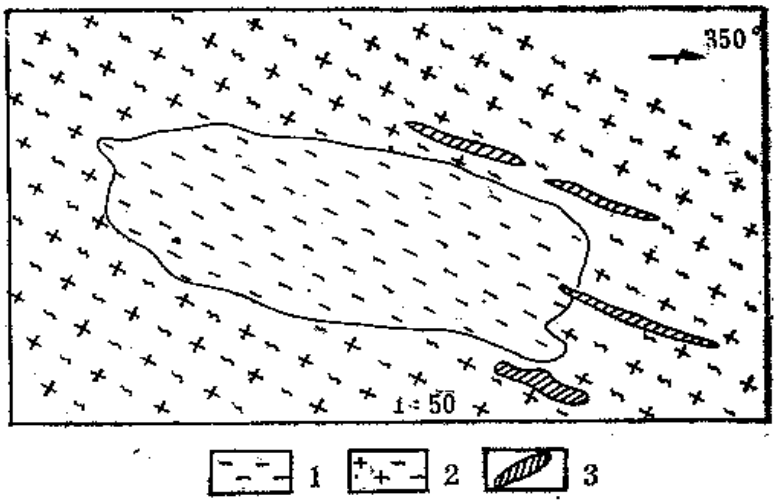


图 3　似片麻状黑云母花岗岩似片麻理与变质岩残留体片理产状一致
（广西岑溪灵山乡）

Fig.3　Sketch showing parallelism of the gneissosity—like—structure of the enclosing gneissoid biotite granite with the schistosity metamorphic rock
1—黑云片岩；2—似片麻状黑云母花岗岩；3—变质岩残留体

东地矿局莫柱荪先生资料❶（以那蓬岩体和大王山岩体为例，此类岩石化学成分特征值投影于 P. R. Bowers 的 Q-Or-Ab 和 Or-Ab-An 三角图解上，都落于图的中偏左部位，即准原地（即交代）花岗岩区内，且在岩石中出现有堇青石、石榴石、红柱石、矽线石、蓝晶石、十字石等高铝变质矿物，说明它们原岩为富泥（铝）质，这与它们和本区出露之“An∈”变质岩在空间伴生的规律是相吻合的。

2．原地—半原地重熔花岗岩——含白云母中—细粒花岗岩

岩石为浅肉红色，块状构造，一般不具有似片麻状构造，它们的分布范围较广，基本上形成独立的岩体。在工作区北部的广宁岩体、五和岩体、黄田岩体、云楼岗岩体、永泰岩体、黄连山岩体、南部的杨梅岩体等均属此类。

岩石花岗结构清楚，黑云母含量一般10％±，并含有 5 ％的白云母，偶见有长石斑晶，但斑晶内很少有矿物包体。岩体内部也极少有变质岩地层包体及粗晶—伟晶状长英质脉体。

岩体与地层或岩体内部地层与岩体间均呈明显侵入接触关系，这种侵入接触关系表现在：a．产生烘烤褪色边及由于岩浆流动侵入应力产生的拱形构造。b．产生冷凝边。在广宁岩体与含碳质堇青石板岩接触处的内接触带可以见到微晶—隐晶状的花岗质岩石。c．中—细粒黑云母花岗岩呈岩枝状侵入于地层中，并穿切地层层理。

3．深熔（同熔）侵位花岗岩

以工作区北部的伍村岩体为代表。岩体呈北西西走向，块状构造，似斑状结构。斑晶以微斜长石为主，呈长板状及宽板状，自形—半自形晶，大小相差悬殊，大者可达 10×3cm，小者仅 1 ×0.5 cm。含量在 10％—30％ 不等。在局部地方可见斑晶有定向排列现象。基质为中粒黑云母二长花岗岩，黑云母含量可达20％左右。岩石中见有细粒闪长岩、

❶ 莫柱荪，1987，华南某些复式花岗岩带形成机理的初步探讨。广东地质，第 2 期。

黑云母质等包体。

（二）不同成因花岗质岩石化学、地球化学主要特征

1. A-C-F三角图解分析

为了进一步研究和证实本区花岗质岩石是由云开隆起古老沉积变质岩石经交代改造、重熔岩浆作用、深熔岩浆侵位等不同成岩作用的产物，本节利用这一图解进行分析和验证。在图4中，无论是哪一种类型花岗质岩石，它们绝大多数投影点均落在白云母＋奥长石＋黑云母组合的S型花岗岩区，只有伍村岩体的二个投影点落在奥长石＋黑云母＋角闪石组合的I型花岗岩区。这似乎可以说明，除了深熔侵位花岗岩有可能在其深熔作用中，在继承古老基底变质岩成分基础上有部分幔源物质的加入外，其余二类花岗岩都是由原岩为陆源碎屑沉积岩的中—浅变质岩石经交代改造、重熔作用而形成的。

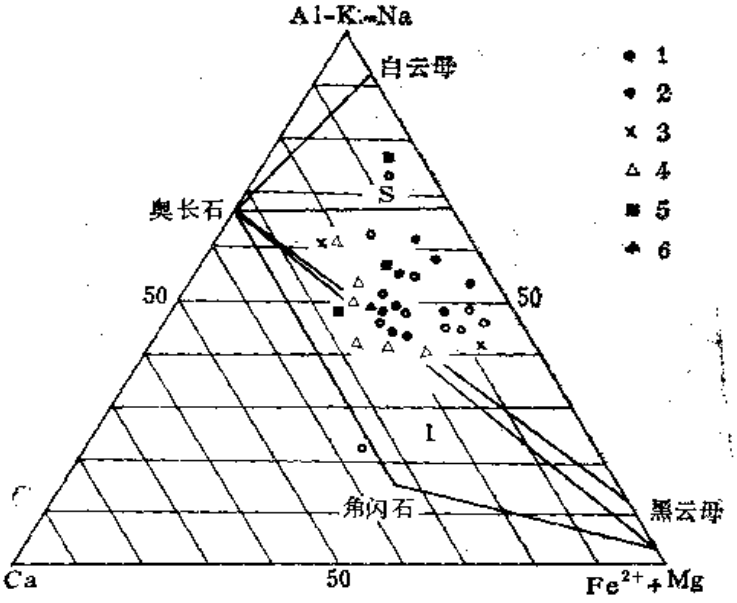


图 4　花岗质岩石成分A-C-F三角图解（原子数）
（据R. Hine 等，1978）

Fig.4　A-C-F triangle diagram for some granite in the Yunkai oregin
1—石涧混合岩田；2—云楼岗岩体；3—凤村岩体；4—伍村岩体；5—那蓬岩体；6—杨梅岩体

2. 黑云母成分特征

我们在工作区的变质-交代花岗岩中采集5个样品，在原地—半原地重熔花岗岩中采集5个样品。将分析出的黑云母成分换算出它的含铁性、含铝性、含铁性系数、氧化系数和含镁性，列于表4中。

从表4中可以看出，变质-交代型花岗岩中黑云母含铁性高，在0.58—0.79间，平均0.71，含铁性系数亦高，在0.54—0.74间，平均0.68，含镁性低，在0.21—0.42间，平均0.31；而原地—半原地重熔花岗岩则分别为0.40—0.66间，平均0.58，0.36—0.62间，平均0.52，0.34—0.60间，平均0.42。

利用R^{3+}-Mg-Fe^{2+}+Mn的三角图解（图5）可以看出，变质-交代花岗岩中的黑云母属铁云母—铁叶云母间的过渡种属，而原地—半原地重熔花岗岩中的黑云母属铁黑云母。

两种类型花岗质岩石的黑云母氧化系数基本相似且比较低，分别为0.11和0.09，说明二种花岗质岩石的黑云母中Fe^{2+}均较高。

表 4 黑云母成分特征

Table 4 Chemical characteristics of biotite from metomorphic-replacing and anatectic granites

岩体类型	样品号	顺序号	含铁性	含铁性系数	含铝性	氧化系数	含镁性
变质—交代花岗岩	G119-1	1	0.58	0.54	0.39	0.13	0.42
	G168-1	2	0.79	0.74	0.47	0.22	0.21
	G175	3	0.77	0.75	0.45	0.11	0.28
	G240-5	7	0.64	0.63	0.46	0.05	0.42
	G273-1	8	0.75	0.74	0.45	0.05	0.25
	平均值		0.71	0.68	0.44	0.11	0.31
原地—半原地重熔花岗岩	G107-1	4	0.40	0.36	0.35	0.14	0.60
	G117-1	5	0.59	0.56	0.42	0.10	0.41
	G148	6	0.60	0.57	0.40	0.14	0.40
	G276-5	9	0.63	0.62	0.40	0.04	0.37
	G284-1	10	0.66	0.48	0.42	0	0.34
	平均值		0.58	0.52	0.40	0.09	0.42

上述两点可以说明：a.两种类型花岗质岩石形成的深度大体一致，这与它们由变质-交代花岗岩逐渐演化为原地—半原地重熔花岗岩的成岩过程是一致的；b.形成的深度都比较大。据资料记载[9,10]，富镁黑云母和铁叶云母系列，和氧化系数较小的黑云母表示其所在花岗质岩石形成深度要大。因此，证实了重熔花岗质岩石是在基本没有多大侵位的情况下（并不排斥重熔岩浆的流动），经过结晶作用的成岩过程而形成的。

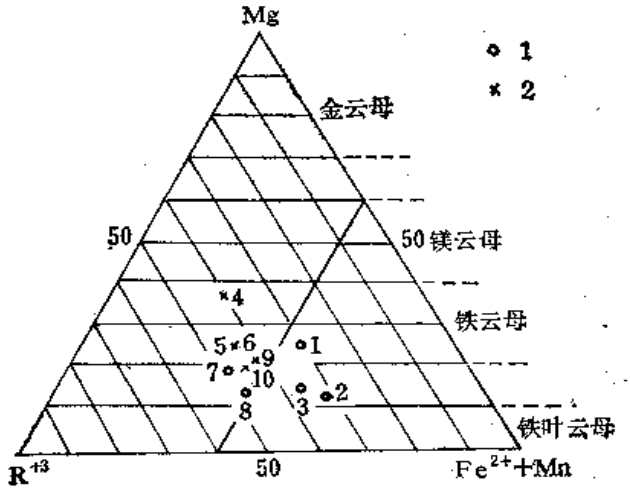


图 5 Mg-(Al + Fe^{3+} + Ti)-(Fe^{2+} + Mn) 图解（据 Guidotti 等，1975）

Fig. 5 Mg-(Al + Fe^{3+} + Ti)-(Fe^{2+} + Mn) triangle diagram for biotites

1—变质-交代花岗岩；2—原地—半原地重熔花岗岩

利用黑云母成分在 Fe^{3+}-Fe^{2+}-Mg 三角图解中（图 6）进行投影，除“2”号点以外，其余 9 个黑云母投影点均落在翁斯-尤格斯特Ni-NiO缓冲线之下面的区域内，表明本区这二类花岗质岩石源岩是陆壳的沉积-变质岩。也就是说是在前寒武纪变质岩（云开群）基底基础上的变质—交代—重熔作用的产物。而投影点“2”比较突出地处在Ni-NiO线之上，这可能反映出源岩中有少量幔源火山物质存在的信息。这与前文“二”中变质岩源岩恢复结论是一致的。

3．铅同位素特征

在地球化学特征上，由于铀、钍是亲石元素，具有大的离子半径，因此，在地球的长

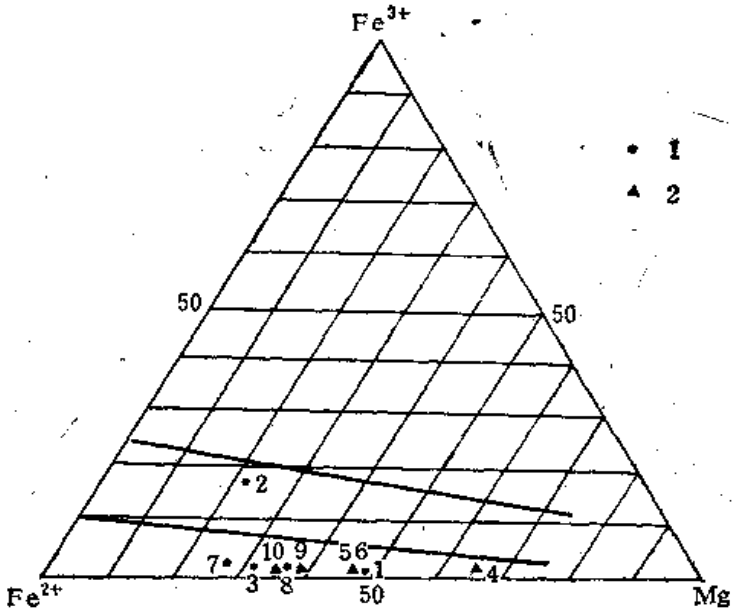


图 6　黑云母的Fe^{3+}-Fe^{2+}-Mg图解

Fig. 6　Fe^{3+}-Fe^{2+}-Mg triangle diagram for biotites

1—变质-交代花岗岩；2—原地—半原地重熔花岗岩

注：投影点顺序号为表 5 中顺序号，靠近Fe^{2+}-Mg黑线为Ni-NiO 缓冲线

期演化过程中，不断趋向于富集在上部地壳中[11,12]。这样，就必然导致了不同源岩演化而来的岩石中铀、钍含量、U/Pb 和Th/Pb 比值有较明显的差异，它们的铅同位素组成也就相应出现变化。因而，通过分析岩石铅同位素组成可以对其物质来源和成因研究提供重要的信息和依据。

本文分析了 7 个花岗质岩石中钾长石样品的铅同位素组成，将这些数据投影于图 7 中。从图 7 可以看出，本区的变质-交代型花岗岩、原地—半原地重熔花岗岩的投影点分布

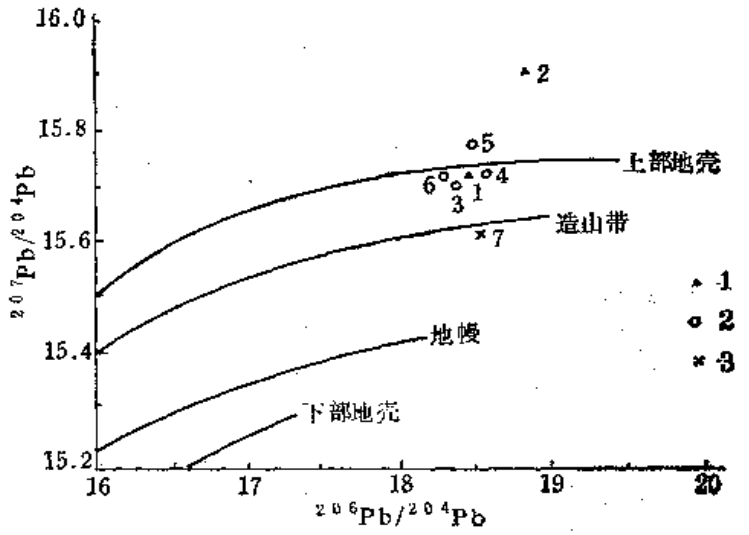


图 7　云开地区花岗质岩石铅同位素组成图解

Fig. 7　Pb-isotopic composition diagram for some granitic rocks in the Yunkai region

1—变质-交代型花岗质岩石；2—原地—半原地重熔型花岗质岩石；3—深熔侵位型花岗质岩石

在上地壳线附近；而且比较集中；深熔侵位型花岗岩的投影点则投影于紧靠造山带线附近。说明三种类型的花岗质岩石的源岩物质明显的具有两种不同的来源。前两种类型花岗岩源岩是来自上部地壳物质，而深熔侵位花岗岩则是部分上部地壳物质混染了地幔物质形成的同熔岩浆而形成的。在前两种类型花岗岩中，虽然它们的成岩作用方式不同，但是它们都具有极为相似的原始物质。因此，可以说它们是在同一源岩基础上不同地质作用演化的结果。

四、断裂构造特征及与金矿化关系

在本文开始已简述了本区基本的断裂构造格架是3大断裂带，即四会-吴川断裂带、岑溪-博白断裂带和广宁-罗定（宋桂）断裂带（图1）。这些断裂带均经受了多期强烈的构造作用和动力变质作用，它们在地质形迹特征上表现有挤压破碎带、强片理化带、强烈的顺层滑动、构造不连续，并且在断裂带内发育有蚀变带、矿化带和脉岩带，同时有大量的构造岩生成。

（一）断裂构造活动特征

1．四会-吴川断裂带。云浮以南大致以大陈圩-分水坳-吴川断裂❶和黄岭顶-合水口断裂❶为界，东西两侧的沉积物及变质程度截然不同。东侧广布寒武系的八村群，为一套厚达数千米的砂岩、泥质岩、硅质岩、含碳页岩及少量碳酸盐岩等。可见，当时（寒武纪）这里为广阔的浅海区。而西侧则大量出露前寒武系，主要岩石类型为石英岩、千枚岩、片岩、变质砂岩、硅质岩、大理岩、条带状磁铁矿等，几乎无寒武系出露。很显然，东侧在接受下古生界沉积时，与西侧相比出现了明显差异，受到了强烈的线性构造活动的影响。随着地质历史的发展，寒武纪末，沿大陈圩-分水坳-吴川断裂，黄岭顶-合水口断裂及夏垌-青凹断裂一线以东发生了整体抬升，故未接受“奥陶—志留纪”沉积。只是到了加里东末期，才使这里的局部地区沉降，形成阳春坳陷，接受了晚古生代沉积。这些现象说明在元古宙末期、早古生代初期，沿云浮、阳春及吴川一线的东西两侧就有了明显的升降运动。这时四会-吴川断裂带已形成，并起着控制作用。而加里东运动的早期，信宜-高州古陆的范围进一步扩大并基本定形，之后的多次构造运动都是在这一升降运动的转换带上反复继承活动。

这一控制界线沿夏垌-青凹断裂至云浮附近是比较明显的。但从云浮至水南，就表现得很不明显。水南以北，沿诏坑断裂一线，东西两侧又表现出明显差异。而这一界线的北西，即“广宁隆起”，它与南部的“信宜-高州隆起”的不同之处在于范围小得多，形成时代相对较晚，且隆起后周边有振荡运动，接受了下古生界部分沉积。

从南至北，纵观四会-吴川断裂带，在云浮以北、水南以南区段表现很奇特，这里不同时代地层交织掺杂，不同沉积相系突变相接，不同方向的构造形迹（断裂构造）杂陈其上。整个断裂带唯此段显得极不协调，究其原因，就是由于宋桂断裂带成生、发展、运动所致。

2．宋桂断裂带。云浮南西，自替滨、加益、石圭一线以南，大片出露前寒武系，以

❶ 据陈挺光等，1982年资料。

北则断续分布下古生界。顺断裂带由替滨往东出露的地层依次为泥盆系、奥陶系、志留系、寒武系。同样，自石圭沿南西方向出露的地层为奥陶系、志留系等。这似乎显示，在古生代以前或震旦纪末期，替滨、加益、石圭一线以南已抬升隆起，故未接受早古生代沉积。但在早古生代初，宋桂断裂带已成为沉积区与剥蚀区的分界，并起到了控制沉积建造之作用。这一隆起区的边界可能在泗纶、加益一带。在隆起区的北东便是广阔的浅海区，海域一直延至云浮、禄布、肇庆以东。因此，这一广大地区的古生代地层呈连续沉积。地层走向呈NE—NEE，只是广西运动时产生一些不整合现象。这一海域随着地质历史的发展而变迁。在加里东运动末期（广西运动），绝大部分海域隆起成陆，只剩一条狭窄的海沟从北东伸入加益一带。直到华力西运动中、晚期，断裂全线海域几乎全部封闭成陆，结束了海陆变迁。在宋桂断裂带西部（石圭以西）海域相对狭小些，其成陆时间较早，大致在加里东中期。

综上所述，宋桂断裂带于加里东运动以前，在替滨、加益、石圭一线已有雏形，到加里东晚期已初具规模，并干扰和穿越了四会-吴川断裂带（也可能此时，四会-吴川断裂带处于相对平稳时期）。因而，在这一区间，四会-吴川断裂带的表现特征不甚明显。

从这两条断裂带的成生发展不难看出，本区主要断裂构造具有成生时间较早、活动时间较长的特征。就整体而言，具有分段性，即活动的不均衡性。由于工作内容及时间有限，对岑溪-博白断裂带未作研究。

（二）断裂构造性质

1．四会-吴川断裂带构造性质

在四会县石狗圩一带是四会-吴川断裂带中之诓坑断裂出露点。出露的地层为云开群下亚群，主要岩石类型为变质石英砂岩夹薄层石英岩。这一带发育有数条较强的挤压片理带，有的地方岩石极其破碎、疏松。在强烈片理化带地方有一系列较大滑动面（产状110—125°∠75—80°）。挤压片理与滑动面产状相近。在局部地方变质石英砂岩中发育有类似片理化的糜棱岩条带。此糜棱岩条带又被后期裂隙切割，在裂面内有石英脉充填，又为后期活动所透镜体化。而有的地方的岩性为千枚状泥质板岩夹硅质岩层，产状为315—320°∠70—85°，并产生强片理化，片理化带产状305—310°∠80°，硅质脉呈肠状褶曲及透镜体化，往北不远则出露硅质岩与变质粉砂岩互层，产状315°∠68°。这里产生强烈的顺层滑动，滑动面即层面。在粉砂岩中产生片理化，而在薄层状硅质岩层产生褶曲、布丁化、透镜体化等。

这一应力作用带强弱不等。断断续续绵延近千余米，表现出强烈的压扭性质。扭动方式左、右行均有。

四会-吴川断裂带中的“南盛-高林断裂”，在云浮县南盛镇向西南经羊孖塘一带通过。出露的地层为云开群下亚群。其岩石类型为变质粉砂岩、二云母片岩、含碳绢云石英片岩、条带状石英云母片岩及紫红色千枚状粉砂岩夹薄层状硅质岩层。普遍片理化，有几条20—30m宽的强烈挤压片理带，每一条带中又有几—十几条较大滑动面。而这些滑动面上均有碳质膜及水平擦痕。有的挤压带中发育有构造透镜体及绢云片岩的揉皱，硅质层布丁化，肠状褶曲。而这些片理化带的总体产状110—130°∠50—85°，个别地方310—320°∠70—85°。据此认为，它是一条强烈的压扭性剪切作用带，曾有先左行、后右行的活动。

在阳春县圭岗沁垌，黄岭顶-合水口断裂通过处，断裂以东为寒武系的细砂岩类硅质

层，受到挤压产生强烈片理化，其中的硅质层有布丁化及透镜化等现象。断裂西侧为大王山混合花岗岩体，其变形强烈，硅质岩构成眼球状、透镜状，并产生糜棱岩化（图8）。从眼球的旋转可知，剪切作用总体以左行活动为主。上述说明，四会-吴川断裂带是多期继承性活动的产物。

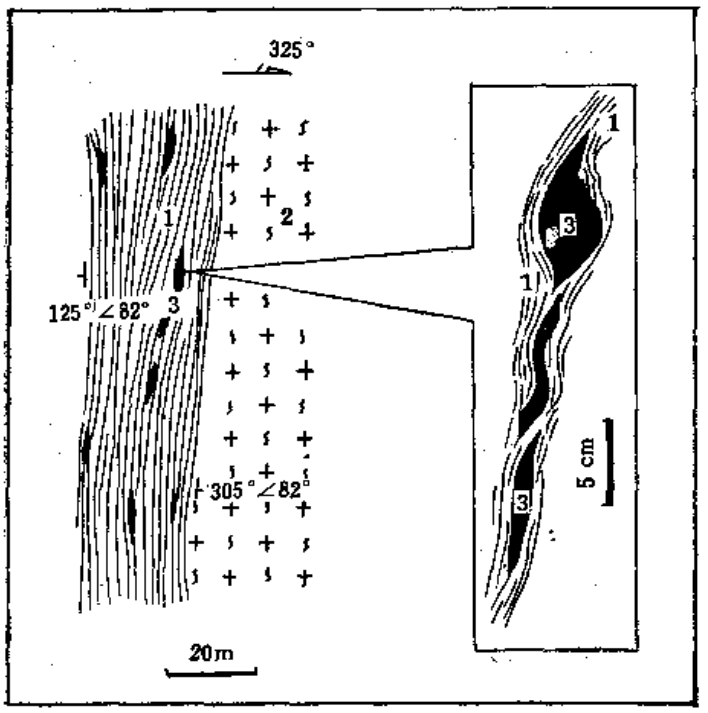


图 8　挤压片理带素描图
（阳春县沁坳）
Fig. 8　Sketch of the schitosity zone
1—砂岩；2—混合岩；3—硅质岩

2．宋桂断裂带构造性质

在广宁县滨亨镇九牛州河床上见到条带状混合片麻岩及隐条状混合花岗岩。由于混合岩化作用产生浅色、暗色矿物的分异而形成一些条带，它们可能为原岩的成分层，即$S_1 \approx S_0$，而片麻理可代表应力作用的xy面[13]。在应力持续作用下，产生劈理(S_2)，与片麻理呈小角度相交，使混合岩中的长英质条带发生菱形错动，反映出当时应力作用是由面上向线上集中、积累的过程。这种压性的剪切作用，是变形变质的首要因素。剪切作用表现左行特点。

在广宁滨亨镇罗林洞附近，分布有变质石英砂岩及云英片岩，其中有顺层状、并遭受透镜体化长英质脉。华力西期黑云母花岗岩顺层贯入，使岩层发生挤压。在岩体中见有发生硅化蚀变及揉皱的地层捕虏体。顺层贯入的小脉体被后期活动改造而形成透镜体化、布丁化、眼球状等。这些现象表明，本区发生区域变质作用产生了片理化及长英质脉变形等，这是由于受压扭性剪切作用的结果，主要表现为左行活动。随着剪切作用的持续，花岗岩体顺层贯入，接着又发生脉体变形，产生裂隙等。

宋桂断裂带中的龙降村-宝鸭塘断裂在高要县河台大坑边附近通过。这里分布着变质粉砂岩夹薄层硅质岩条带。岩石有片理化，硅质条带有透镜体化等现象。层间夹有糜棱岩条带。从此点往东，在尚台矿区，见到破碎角砾岩带宽2—5m。角砾成分主要为变质粉砂岩、云母片岩、硫化物石英脉碎块等。角砾多呈棱角状，且无分选性。破碎带上、下两盘均为绢云石英片岩，其中夹有硅质条带及糜棱岩条带。可见，断裂早期是在压扭性作用下产生强烈剪切活动，使地层产生片理化，并生成糜棱岩条带。此期活动以右行为主。之后，产生拉伸作用，产生较大的破碎带，出现角砾岩带。断裂沿南西西方向延展，从高要县京村南东过西江后，在云浮县六都镇南出露。这里分布的岩石为寒武系八村群一厚层状石英砂岩夹薄层状长石石英砂岩。发育一组轴面劈理，指示地层有倒转。这里发育有两条强烈的挤压破碎带。其中的一条宽50余米。带内的岩石强烈破碎，为角砾—磨砾岩带[14]，层理有扭曲现象。上述构造形迹是宋桂断裂带北段的特征。

宋桂断裂带中段从罗定县蓢滨石灰坳附近通过。这里分布有中泥盆世白云质灰岩。其

中发育一较大的挤压破碎带，岩石强烈破碎，有一系列滑动面。滑动面上有水平擦痕。可见，泥盆纪以后此处主要是脆性变形，但仍有较强的左行剪切作用。

从罗定县合江—加益的宋桂断裂带的构造剖面上看到，在近 200m 的剖面上发育宽窄不同的 6 条挤压破碎带。最宽的达 40m，最窄的近 5m。破碎带中普遍发育有透镜体化，有应力矿物薄膜。在滑动面上有近水平擦痕。破碎带外片理化强烈，有揉皱。除破碎带外，还发育有片理化带，强弱不等。片理化带中有石英砂岩透镜体，透镜体两侧有硅质小扁豆体及碳质条带。整条剖面反映出构造带具强烈压扭性及多次活动的特征。最早期变形形迹以片理及千枚叶理为代表，其后产生挤压破碎带。

宋桂断裂西南段在广西容县大坡外乡及北流县蟠龙一带通过。总体走向近东西。断裂北盘为奥陶系泥灰岩；南盘为混合片麻岩、条痕—条纹状混合岩、混合岩化云英片岩、绢云片岩，并夹混合长英质条带。浅色长英质条带受应力作用后有揉皱、布丁化。片麻理及混合条带产状350°∠35°，可代表原岩层理。从条带揉皱可推知为左行剪切活动所致。

在大坡外乡三板村附近可见，断裂北西盘为奥陶—志留系灰岩及碎屑岩，近断裂处有角砾状灰岩及黄铁矿化；断裂南东盘为混合岩、片麻岩、片岩，局部有糜棱岩、千糜岩。片理、片麻理及糜棱叶理的产状相近，反映宋桂断裂的石圭-宋桂段早期（即产生片理、片麻理及糜棱叶理）是在强烈剪切作用下发生韧性、韧—脆性变形为特征。其后，即奥陶—志留纪后，断裂表现为脆性变形。

在北流县蟠龙镇一带见奥陶—志留系泥质粉砂岩、泥灰岩、石英砂岩、粉砂岩、薄层硅质岩等。其中，有数十米宽的挤压破碎带及角砾岩带。破碎带中发育有断层泥，局部地段有糜棱岩化。在破碎带两侧，岩石显强烈的片理化，硅质层有肠状褶皱，片理本身还有膝折及揉皱现象。指示断裂曾发生过强烈右行扭动。

从上述的构造形迹特征不难看出，宋桂断裂带在加里东运动之前，或者说在加里东运动的早期已有较强烈的活动。由于这些构造活动，形成片理、片麻理等韧—脆性的变形形迹。在加里东运动的中—晚期至华力西期，伴随着强烈的地壳升降运动，发生了强烈的剪切作用，形成大量的断裂形迹。在这期间，除有多次的继承性活动，发生力学性质的转化外，还有花岗岩浆活动及其侵位、岩石的熔融、变质等地质作用的发生。这些地质作用都对原已形成的断裂构造进行着各种改造，使断裂构造日趋复杂。长期以来，宋桂断裂带以强烈的左行平移为主要的活动方式，其间又曾有过右行活动。

（三）构造岩

在云开地区所见的断层构造岩从成因上分为以脆性变形为主的碎裂岩类和以塑性变形为主的糜棱岩类，以及介于两者之间的过渡类型。通过宏观和微观研究发现，本区断裂构造岩大量的是以脆性变形为主要机制的碎裂岩类；其次，是兼有脆性、塑性变形机制的过渡类型；而以塑性变形为主要机制的糜棱岩类在区域上分布较零星，只在河台金矿区有大量出露。

以脆性变形为主要机制形成的碎裂岩类有：a. 断层角砾岩，在各断裂带中几乎均可见到，它由棱角鲜明、粗细不一、成分复杂的角砾组成，泥质胶结者结构疏松，硅质胶结者结构致密。不少地方可以看到已胶结角砾又再次角砾化，并形成透镜体；b. 碎裂岩，宏观上岩石完整，镜下原岩结构基本保持，只是矿物颗粒被一些参差不齐的裂隙所割裂，碎裂各部位无转动位移；c. 碎斑岩，具碎斑结构，矿物破碎，颗粒排列杂乱，无法拼合。出现

波状消光、机械双晶、齿状边界等塑性变形现象；d.碎粒岩，破碎矿物粒径相差不大，碎斑间被原矿物的磨碎物和粘土充填；e.断层泥或碎粉岩，形成较晚，结构疏松，未固结成岩。

以塑性变形为主要机制形成的糜棱岩类有[15]：a.粗糜棱岩，原岩破碎后原矿物残斑含量大于50%，具有较明显塑性变形组构，如斜长石双晶纹弯曲，云母残斑组成"云母鱼"，解理弯曲，沿长石解理有重结晶之绢云母及应力分解形成的蠕状石英；b.糜棱岩，残斑含量15%—25%，除长石外，还有石英残斑、波状消光、碎边结构等，重结晶现象发育，如变形纹、石英定向拉长及亚颗粒等发育；c.超糜棱岩，碎斑小于10%，外观很象强硅化脉，肉眼只能见到细小的硅质拉长条带，岩石几乎全部由动态重结晶石英组成，其次为定向排列绢云母组成，它代表一组面理。

岩石变形显微构造形迹主要有脆性变形的张裂隙、剪裂隙和矿物的碎粒化；塑性变形的矿物不均匀消光、变形带、变形纹、扭折带、亚颗粒及重结晶、核幔构造、不对称眼球状构造、压力影构造等[16]。

综上所述，宋桂断裂带（又称广宁-罗定断裂带）由于构造活动的长期性、继承性，使其力学性质发生多次转化。因而，沿断裂带出露的构造岩无明显对称性。

无论在宏观还是微观上，均表现出宋桂断裂带在形成发展过程中，较强的剪切作用是其形成的重要机制，即它是一条较强的剪切构造带。

断裂构造岩以碎裂岩类分布较广，出露较多。糜棱岩类仅在个别地段或矿区较为发育，说明沿断裂带虽有剪切活动，但发育不普遍、不均衡。

（四）断裂构造与金矿的关系

沿宋桂断裂带，由北东端至南西端，矿化极不均匀。既有由多个大型矿床组成的金矿区（如河台金矿区），亦有小型金矿床（如京村、金牛等），而金矿化点和金矿点分布则十分广泛。因此，在区域上控制了矿带的分布。但是，在这个矿带上不同区段矿化强度不同，究其原因是由于断裂带不同区段构造活动性质、强度不同，构造活动期次不同、岩石组合性质不同等因素所决定的。因此，笼统地讨论断裂构造对金矿成矿作用的控制是不全面的，应结合断裂各处的具体情况来探讨构造与矿化的关系。

1．层间滑动及轴面劈理对金矿化的控制

在断裂带北东端的广宁县旺村坑，出露的地层为云开群上亚群，其岩石组合为二云母长石石英岩、片状云母石英岩、斜长角闪岩等。岩石受到应力作用产生强烈变形，发生了物质分异活动。暗色铁镁质矿物与浅色长英质矿物相对聚集，组成颜色深浅不同的条带，并发生弯流褶皱作用，形成一系列相似褶曲。其特征是物质的粘性流动，尤其是浅色的长英质条带。在褶曲过程中，物质从两翼向枢扭部位流动，相对地使枢扭部位增厚（图9）。在长英质条带边部顺层劈理中发育有浸染状的硫化物，在微褶曲转折端，硫化物相对较多。同时，在轴面劈理中也发育有硫化物脉，尤以枢扭部位更为发育。矿化与构造活动是同步的，即随着应力作用使岩层变形、变质，同时产生变质分泌作用。其伴变形而生，随变形而动，所携带的成矿物质便在有利部位富集沉淀。而后期的构造活动对其矿化作用虽有增强，但影响不大。可见，这里控制矿化作用的是早期褶皱变形及同构造的轴面劈理。

2．压扭性剪切带及张裂隙对金矿体的控制

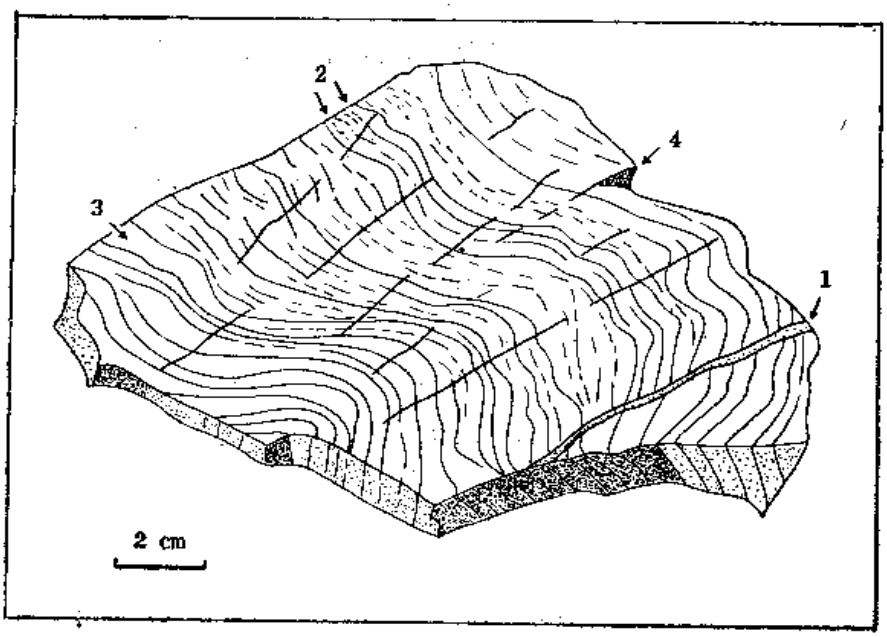


图 9　条带状云母长石石英岩相似褶曲素描图

Fig. 9　Sketch showing the similar-fold of micaceous feldspathic quartzite

1—石英细脉；2—暗色矿物条带；3—长英质条带；4—劈理

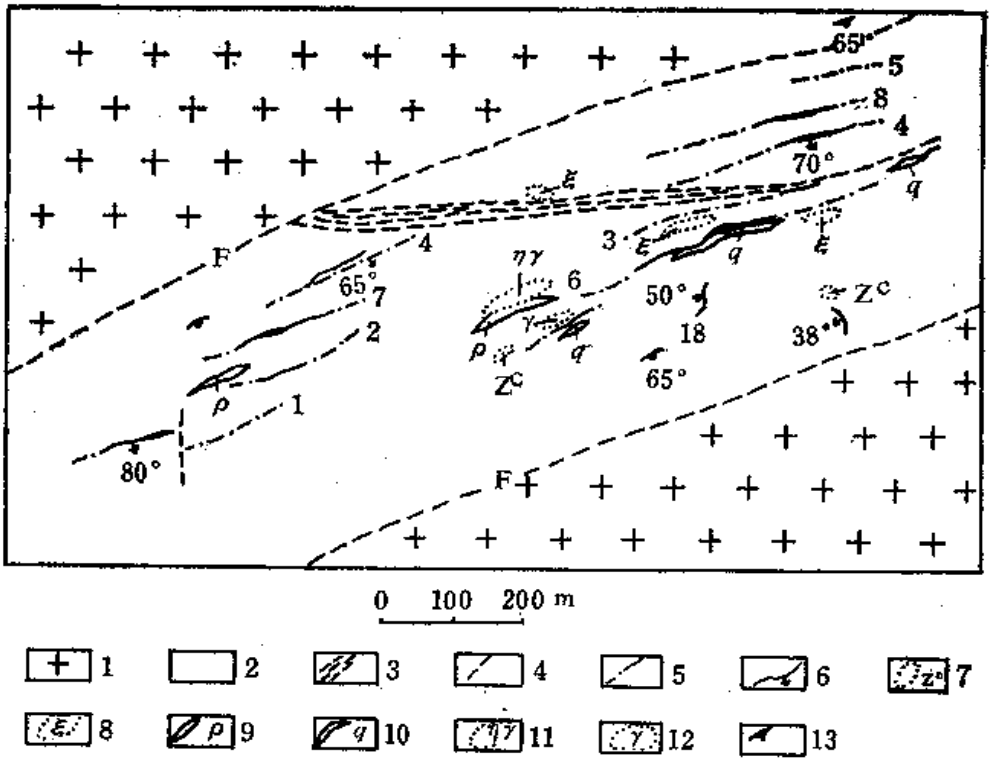


图 10　双保金矿床地质略图

（据广东地矿局719队梁汉群）

Fig. 10　Geological sketch map of the Shuangbao gold deposit

1—加里东期混合岩—混合花岗岩；2—蚀变碎裂岩带；3—绢云母化糜棱岩带；4—推测断层；5—绢英岩化带及编号；6—金矿化体及编号；7—二云母片岩残留体；8—正长岩脉；9—伟晶岩脉；10—中性岩脉；11—二长混合花岗岩；12—细粒花岗岩；13—暗色条痕产状

注：图中Z^c相当本文An∈。

在旺村南西的双保金矿床，产于混合岩、混合花岗岩中。其中有云开群上亚群地层残留体，岩性一般为二云片岩、角闪斜长变粒岩等。残留体呈透镜状、扁豆状，其长轴方向与片理、片麻理方向一致。从变形情况和矿化程度看，早期塑性变形留下的韧性剪切形迹（如糜棱岩化）与区域变质作用密切相伴生。韧性剪切变形为后来的矿化活动奠定了重要基础，即使成矿溶液流动。接着的脆性变形（有时是韧性变形过程中的脆性阶段）形成一系列裂隙，为成矿溶液及成矿物质提供了良好的通道及沉淀场所。从图10中可看出，在近南北向挤压应力作用下发生左行扭动的过程中形成了一系列呈右列的压扭性剪切面。沿此面有热液活动，产生强烈蚀变，形成一系列绢英岩带，而成矿物质多沿其富集成矿。

图11为双保矿区 6 号脉掌子面素描图。早期左行活动产生挤压破碎带，接着有右行活动，使早期的一些裂面张开，并有矿液流入、沉淀成矿。

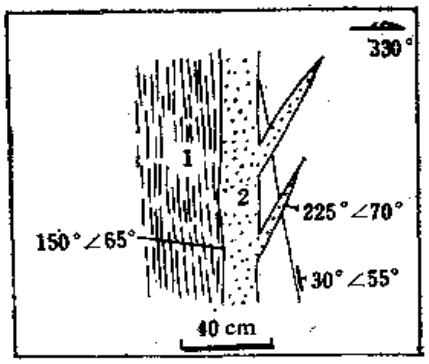


图 11　双保矿床 M146 掌子面素描图

Fig. 11　Sketch of a face in No. M146 gallery of the Shuangbao gold deposit

1—绢英岩化二云片岩；2—含多金属硫化物石英脉

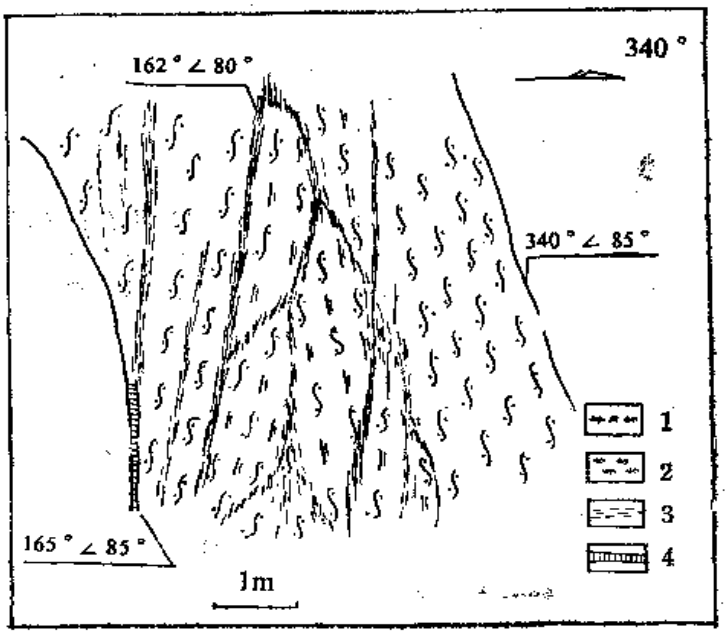


图 12　塑性变形后的脆性变形素描图

（河台高村矿 BT_5 露头）

Fig. 12　Sketch showing the brittle deformation after the early plastic deformation

1—硅化、绢英岩化糜棱岩；2—糜棱岩；3—片理化带；4—含金石英硫化物脉

3．韧性剪切带中糜棱岩带对金矿的控制

这是本区最重要的控矿构造，尤其在广宁-罗定断裂带的北东段。这种构造的控矿作用在河台金矿区内表现十分明显。这种韧性剪切变形作用不仅对金矿体起着定位的被动成矿作用，还可以在变形过程中，使矿源层中的原始分散金活化、迁移，成为金成矿的主动成矿作用。例如，经过实验研究发现，河台金矿的高村矿床自然金粒沿微糜棱面理面分布，在动态重结晶石英颗粒内有细粒包裹金和晶隙金❶。

在这一地区经历了多次韧性剪切作用，因此形成的糜棱岩面理产状也可以是不同的，有时可以见到两期糜棱岩的穿切关系（图 12）。例如，河台高村矿床的金矿体严格受糜棱

❶ 凌井生，1988，高要河台高村金矿韧性剪切带的构造和成矿特征。广东地质，第 1 期。

岩带控制。在高村矿床中还可以见到有两条裂面之间的糜棱岩受到后期构造作用的改造而透镜体化，并产生破碎并有蚀变矿化，在其中发现有较强的片理化带。沿这些张性裂面有石英-多金属硫化物脉的充填（尤以图12左下角最为明显），青灰色的硅质脉沿产状165°∠85°裂隙贯入。另外，在高村金矿床+240m中段坑道中见到塑性变形的糜棱面理（S_c）发生褶皱，并被其后的含金-多金属硫化物的暗色石英脉切割。在河台云西金矿床中也发育有类似的地质现象。

综合上述可以证明，在构造剪切变形作用的早期，主要是韧性剪切变形阶段，它们不止一次的活动，因此形成了两期糜棱岩。在此作用过程中，就已经发生有金矿化，矿化范围较广，可以涉及整个糜棱岩带，在局部地段可以形成工业矿化体。后期在糜棱岩带内产生的脆性张裂变形阶段，使岩石产生张性裂隙带，沿着这些裂隙充填有含金多金属硫化物细脉或含金多金属石英脉，这些后期充填贯入的脉体，比前期矿化更富含金。因而，使得矿体的金品位变富。所以说，早期韧性变形演化为晚期脆性变形的构造发展，控制了本区主要金矿的形成，这一构造作用对金矿有重要的控矿意义。

五、金矿成矿作用特点及有关问题的探讨

本区成矿作用显示出它的长期性、多期性、成矿热液多来源的特点。

（一）成矿作用多期性

由于本区构造活动、变质作用以及混合岩化、花岗岩化作用、重熔岩浆作用、岩浆侵入作用等地质作用的长期性，造成了本区金矿化的多期性。结合区内各矿床的矿物组合、岩石化学、地球化学特点以及它们所反映的成矿物理化学环境，可将本区矿化划分为3个内生成矿期和表生期。由于不同矿区地质条件、构造活动的差异，各矿床中各矿化期及成矿阶段发育程度不同，不同类型的矿床基本上（除多期矿化叠加）是不同成矿期（或阶段）的体现。现将区内金矿化的期次由早至晚分述如下：

1．变质成矿期

该成矿期热液作用不明显，主要表现为陆源碎屑沉积岩石发生低—中级变质，使分散于其中的金等有用组分发生聚集，形成了变质的、含浸染状金属矿物的黑云变粒岩、角闪片麻岩等矿石。主要金属矿物为磁黄铁矿、毒砂、少量黄铜矿、黄铁矿等。非金属矿物取决于矿石的岩性，常见非金属矿物为黑云母、白云母、石英、长石等类。石英爆裂温度为303—485℃。结合矿物组合特征为中高温特点。

该成矿期可形成独立的矿床，但此类型矿床多有后期热液矿化叠加，即在矿床中见有变质热液之硅化脉体斜切整合于地层中的矿体产出。在矿石标本中见有后期细小石英脉切穿黑云片麻岩片麻理，表明早期矿体形成以后构造活动，变质热液交代充填再次成矿。例如，可以看到含矿的黑云变粒岩被后期变质热液交代，产生硅化，形成硅化石英脉，并被混合岩化脉体切穿，说明沉积变质成矿早于变质热液成矿，而变质热液成矿则要早于混合岩化作用时期。在金牛、崩岗矿床（点）均见有此现象。

2．变质热液成矿期

该成矿期是本区较重要的成矿期之一，形成以石英脉和硅化脉（岩）形式的矿化，并伴有围岩蚀变。此成矿期可分为两个成矿阶段。分别简述如下：

（1）细粒黄铁矿-细粒石英阶段（硅化）：此矿化阶段是在早期糜棱岩化作用下，在糜棱岩化构造带内形成了以硅质交代作用（硅化）为主的成矿作用。矿化多发生在前寒武系中，形成硅化糜棱岩、硅质岩以及含有硅质网脉或细脉的各种蚀变岩石。主要金属矿物为少量细粒黄铁矿。与矿化伴生的非金属矿物主要是石英。石英中包裹体爆裂温度在226—480℃。总体反映为中温成矿特点。

在这一矿化阶段往往形成低品位的矿石和矿体，金品位不稳定，含金量主要与黄铁矿含量有关。细粒黄铁矿多，金品位就高，反之，则金品位低。由矿体中心向外，随着硅化、黄铁矿化的减弱，金品位逐渐降低。由表5看出，绢英岩化糜棱岩含金量远远高于云母石英片岩，而含少量黄铁矿之绢云石英糜棱岩（近矿围岩）是远矿的绢英岩化糜棱岩之含金量的3倍。由于成矿热液的多期活动，常有后一成矿期矿化的叠加而形成富矿体。

表5 蚀变强度与岩石含金量对比表

Table 5 Comparison of the gold content of the nonaltered rock and different altered rocks

岩石名称	云母石英片岩	绢云石英糜棱岩（远矿岩石）	含黄铁矿绢云石英糜棱岩（近矿岩石）	黄铁绢英岩（矿石）
含金量(10^{-9})	24.27	93.13	280.50	7250.0
（样品数）	（12）	（4）	（8）	（4）

（2）含金-黄铁矿硫化物阶段：这是本成矿期的主要金成矿阶段。它们以含有细粒黄铁矿细脉、团块和不规则状集合体为特征。它们呈细脉或网脉明显穿切早期成矿阶段形成的硅化块体或硅质岩，有时，它们形成于早期强硅化千糜岩脆性碎裂的角砾周围（图13），说明它们生成晚于硅化脉体。黄铁矿硫化物细脉中主要金属矿物仍以细粒黄铁矿为主，含有少量黄铜矿。

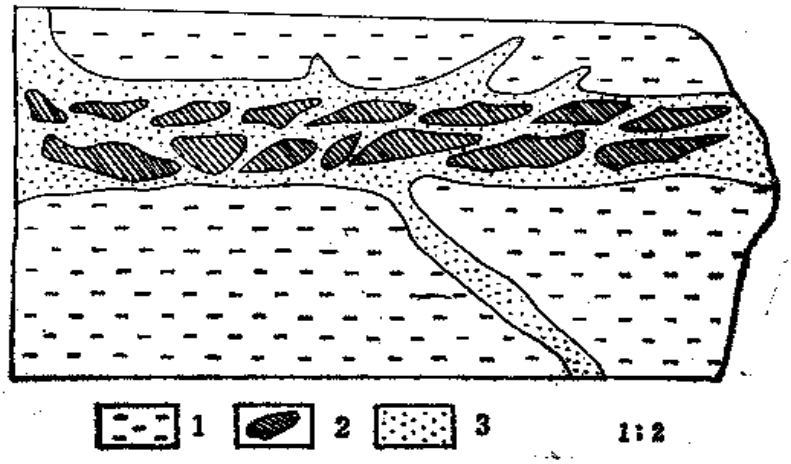


图 13 含金黄铁矿硫化物脉胶结早期硅化岩角砾
（广东河台高村岩心）

Fig. 13 Sketch showing early brecciated silicified rocks cemented by gold-pyrite vein
1—云母石英千糜岩；2—硅质岩（硅化千糜岩）角砾；3—黄铁矿脉

3．重熔岩浆热液成矿期

亦是本区较重要的一个成矿期，形成了本区占半数以上的矿床（点）。该期矿化与区内

出露的重熔花岗岩体（原地—半原地）的形成作用有关。野外见有该成矿期之矿化叠加于变质热液成矿期之上。该成矿期可分为两个成矿阶段，分述如下：

（1）金-多金属硫化物石英脉阶段：是原地—半原地重熔岩浆热液成矿作用中金的主要成矿阶段，它或呈粗晶状石英的充填石英脉形式产于混合岩、混合花岗岩中，或叠加于变质岩系岩石中的早期变质热液成矿作用之上，或呈细脉状或网脉状交代混合岩或混合花岗岩，形成含金强硅化绢云母化蚀变岩，甚至形成黄铁绢英岩。在此阶段中可以形成比较强的围岩蚀变，并在空间有分带性。以双保金矿为例可以划分出（由内至外）[17]：硅化带、硅化绢云母化带、钾长石化带以及叠加其上的绿泥石化带。以上两种石英脉体均明显穿切变质热液成矿期形成的硅化千糜岩和硅质岩。

该成矿阶段形成的金属矿物组合相对较复杂。主要金属矿物有黄铁矿、黄铜矿、方铅矿等。非金属矿物为石英。黄铁矿颗粒相对较粗大，晶形发育不好，是金的主要载体矿物，亦是此成矿阶段含量最多的金属矿物。它们在石英脉中呈细脉状及团块状产出。

（2）含硫化物碳酸盐阶段：这是矿化的最后阶段。金矿化不发育，只在局部地段叠加于前期矿化之上。主要以石英碳酸盐脉形式产出。矿物以石英、方解石、菱铁矿为主，偶含微量黄铁矿。

4．风化淋滤成矿期

该期矿化是一种在常温常压下的地表成矿作用。是大气降水淋滤及地表风化作用使原生含黄铁矿的地质体（如含黄铁矿石英脉、黄铁矿石英岩等）中之硫化物被氧化及形成硫酸盐类的水解作用，使原生黄铁矿中包裹的微量金被析离出来，并被短距离的搬运（一般是重力作用的机械搬运），在淋滤带的某一部位富集而形成含金地段。因此，在构造薄弱带，如断裂带、不整合面等地易于这一类型的成矿作用进行。主要发育金属氧化物及硫酸盐。例如，褐铁矿、褐锰矿、铜蓝等，非金属矿物如重晶石等。由于它们的成矿作用较弱，尤其是原始岩石含金不高，物质来源不足，一般不易形成具有工业价值的矿体。

（二）金矿床稳定同位素地球化学特征

利用金矿石中金的载体矿物（黄铁矿）进行铅同位素的研究。黄铁矿的铅同位素样品除采集于不同类型矿床外，还对前寒武系中顺层状的细小石英脉中之黄铁矿以及大降坪硫铁矿之黄铁矿样品进行了分析，发现各样品铅同位素具有相似的组成。即均为正常铅，均属壳源铅。矿石铅落点较集中。根据特征值[18]判断属现代铅。大降坪及尚台样品具有特殊性，即大降坪属古代铅特点。

根据铅同位素组成，参考计算的模式年龄可将矿点分为两组。一组是相对高^{204}Pb、^{207}Pb、低^{206}Pb、$^{206}Pb/^{204}Pb$、$^{208}Pb/^{204}Pb$，年龄大于144Ma的样品，这组矿床样品与地层中黄铁矿样品具有相同的同位素组成。矿化均产于前寒武系云开群中，表明矿质来源于地层，成矿作用与变质作用关系密切，且成矿时代相对较早。而另一组样品的$^{207}Pb/^{204}Pb$、$^{208}Pb/^{204}Pb$相对较高，测得数据计算模式年龄为126Ma。这些矿床产于混合花岗岩体中，矿床的铅同位素组成稳定、正常，与重熔型花岗岩的同位素组成相当，反映矿质来源于重熔型花岗岩体，成矿与重熔岩浆作用有关。该类型矿床的成矿时代晚于第一组矿床。以上特点在图14中明显看出，即矿点分为不同的点群，它们代表着不同的成矿类型，这就为前述成矿类型的划分提供了佐证。

另外综合黄铁矿（36个样品）、方铅矿（2个样品）的硫同位素测试数据发现，变质

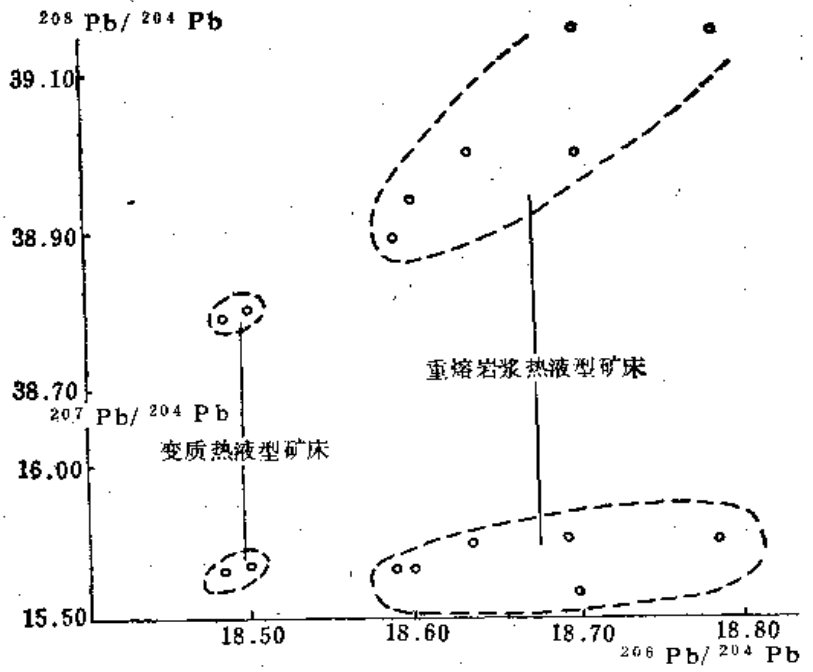


图 14 $^{207}Pb/^{204}Pb$及$^{208}Pb/^{204}Pb$对$^{206}Pb/^{204}Pb$图式

Fig. 14 $^{207}Pb/^{204}Pb$ and $^{208}Pb/^{204}Pb$ versus $^{206}Pb/^{204}Pb$ diagram for gold deposits of different origin

热液型矿床的硫同位素组成变化范围大，即$\delta^{34}S$为+9.675‰——3.812‰，极差为13.487‰，不具塔式效应，反映数值较分散的特点。这些特征表明，成矿的硫源来自正常沉积变质岩石[19]；而重熔岩浆热液型金矿床，硫同位素组成变化在+4.893‰——3.978‰，平均值为0.1929‰，极差为8.971‰，反映其变化相对较小，离散度亦小的特征。说明这些硫来源经过了进一步的混熔，系重熔岩浆作用的结果。

通过稳定同位素地质研究，我们得出如下结论。

（1）肯定了矿床类型的划分，尤其为沉积-变质、变质热液及重熔岩浆热液型矿床的划分提供了依据；

（2）为划分区内主要的变质热液成矿期、重熔岩浆热液成矿期的存在和先后关系提供了佐证；

（3）区内绝大部分矿床的成矿物质具有相同的来源，即来自前寒武系云开群。

（三）金矿床稀土元素特征

对区内3种成因的典型金矿床（不包括风化淋滤型）的样品进行了稀土元素测定，以球粒陨石标准化数据作图（图15），经过研究，这些样品的稀土元素具有如下特征：

（1）稀土总量由变质热液型矿床至重熔岩浆热液型矿床呈增加趋势。前者变化范围在85—153之间，平均为116.73×10^{-6}，后者变化范围在171—256，平均值为237×10^{-6}。符合随着混合岩化作用的增强，SiO_2和碱质含量的增加，熔体中稀土总量增加的理论[20]。

（2）由样品G115-3（贫金黑云变粒岩、沉积-变质型金矿化）—G115-2（含硫化物蚀变绢云片岩，叠加于沉积-变质型金矿之上）—G146-3（硅化碳质片岩，变质热液型金矿床）—

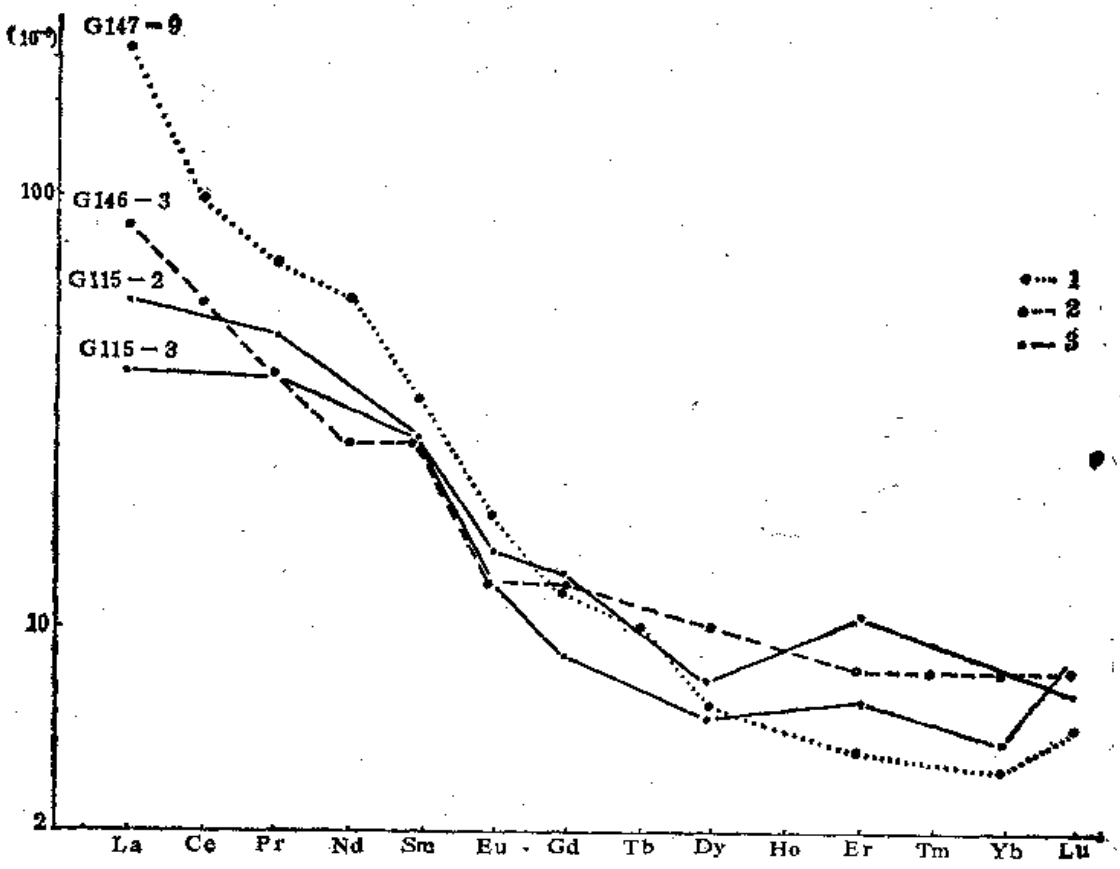


图 15　不同类型金矿床矿石球粒陨石标准化稀土模式

Fig. 15　Chondrite normalized REE pattern for gold ores of different types

1—重熔岩浆热液；2—变质热液；3—沉积-变质

G147（硅化混合岩，重熔岩浆型金矿）的顺序，稀土总量逐渐增加，其数值为85.33—110.94—153.92—256.28。它们的稀土曲线均呈轻稀土分馏明显，重稀土分馏不明显的特点，它们具有总体上的相似性，表明该区的交代-变质作用、重熔岩浆作用和热液成矿作用具有密切的关系。它们的产物的地球化学某些特征有一定的继承性，即继承了其原岩——前寒武系岩石的特点。

（3）不同类型矿床的稀土曲线分布模式既具共性，又有个性。共性表现为曲线均为轻稀土富集型，Eu的正、负异常均不明显，个性表现为轻、重稀土分异程度的不同，由变质、变质热液、重熔岩浆热液型矿床，轻、重稀土分异程度逐渐增强。La/Yb由20.77、11.17、16.25增至73.34，这些特征均反映出它的壳源性质。

将不同类型矿床的样品在La/Yb-ΣREE含量图解上进行投影，可以看出变质(热液)矿床的样品点分布于钙质泥岩区域，而重熔岩浆热液矿床的样品点落于花岗岩区附近。

（四）金矿床流体包裹体特征研究

将采得的10个样品测试资料列于表6中。

在沉积-变质成因的（含毒砂等金属矿物）含金黑云片麻岩等典型矿床的矿石中，由于石英颗粒极细小，镜下观察其中的包裹体个体极为细小，非常稀少，零星分布，无法通过均一法测温。爆裂法测温无爆裂脉冲显示。因此，无法细致地对包裹体特征进行观察及成分研究。下面就两种主要成矿热液的包裹体特征进行简要描述。

表 6 包裹体成分分析结果一览表

Table 6 Chemical composition of the fluid inclusion for some gold deposits

样号			G115-1	G111-7	G15-5	G289-2	GCM 3901-22	G147-2	G164	G232-4	G268-7
产地			崩岗	潼车	石科	白马	河台（早）	双保	河台（晚）	大王山	望天垌
成矿类型			变质热液型					重熔岩浆热液型			
成分分析结果 μg/g	气相成分	CO_2	7.16	32.01	13.07	35.33	184.24	23.52	73.17	15.63	128.42
		H_2O	196.67	623.33	253.33	1369.50	353.33	500.00	313.33	188.10	1003.20
		H_2	0.108	0.107	0.170	0.57	1.268	0.126	0.141	1.050	0.470
		O_2	T	0.336	T	0.45	T	T	0.05	T	T
		N_2	4.958	5.75	3.50	2.64	5.00	3.25	7.375	2.80	2.72
		CH_4	0.801	0.670	0.672	3.28	4.68	0.72	9.89	5.08	4.76
		CO	4.667	3.417	8.08	27.95	9.83	5.91	6.57	34.00	18.63
	液相成分	Na^+	0.099	0.363	0.200	1.60	2.67	0.833	11.36	0.76	3.73
		K^+	0.730	0.850	2.757	3.50	9.66	3.680	0.193	0.30	13.46
		Mg^{2+}	0.042	0.095	0.016	0.13	0.41	0.095	0.263	0.89	0.05
		Ca^{2+}	0.157	0.017	T	0.32	0.60	T	0.125	0.11	T
		F^-	0.22	0.31	0.42	T	T	0.20	0.31	T	T
		Cl^-	1.39	1.75	2.28	6.00	11.80	1.90	5.88	3.10	14.00
		SO_4^{2-}	3.72	7.44	1.64	11.00	6.00	17.95	76.00	1.70	19.00
爆裂温度（℃）			303		330	310	244	360	370	300	315
盐度（wt%NaCl）			3.53	0.41	2.24	3.706	6.08	1.007	3.01	19.32	0.78
矿化度（g/L）			32.33	17.365	28.867	2.445	88.133	49.316	300.42	36.470	16.47
Na/K			0.211	0.73	0.127	1.708	0.468	0.383	98.8	4.125	0.78
Na/(Ca+Mg)			0.667	3.636	116.0	354.0	3.625	9.00	38.00	0.825	8.75
Au(10^{-6})			26.4	0.22	0.16	0.007	4.16		9.00	0.17	0.063

变质热液型矿床。硅化糜棱岩型矿石的石英中的包裹体数量少、体积小，无法测定均一温度。在硅化及充填石英脉中石英的包裹体多为气液包裹体。一般石英呈负晶形、圆形、椭圆形和不规则状，较小，一般<2μm，最大为5μm，呈零星状或条带状分布。包裹体的气液比一般为20%—30%。测得均一温度的平均值为242℃(22个数据)，最低为192℃（排除次生包裹体），最高为324℃。石英的爆裂温度一般为274—502℃，平均为399℃。

重熔岩浆热液成因矿床。多为气液包裹体，见有少量单相液态包裹体。主要形态有圆形、椭圆形、不规则状及石英负晶形，大小一般为3—8μm，呈零星状或条带状分布。包裹体气液比一般为25%—30%。测得均一温度的平均值为260℃（42个数据），最低为173℃，最高为324℃。石英的爆裂温度一般为226—590℃，平均温度值为390℃（14个数

据)。

将包裹体的成分分析结果以及盐度、矿化度、Na/K 比值等计算结果列于表 6 中。从中看出：

（1）不同矿床（点）盐度值变化较大，由高盐度的 19.22 wt%NaCl 到低盐度的 0.78wt%NaCl。但多数成矿热液的盐度在(1—4)wt%NaCl 之间，平均为4.45wt%NaCl，具有较高盐度的特点。

（2）矿化度是成矿溶液中含 Na^+、Cl^-等离子多少的量度。因为这些成分在成矿中对金的活化、迁移及沉淀起着重要的作用，所以研究矿化度对了解成矿热液的性质、揭示金与其它成分的关系有重要的意义。由表 6 可见，矿化度可分为两组，一组为高矿化度，矿化度值均大于 32，最高可达 300。这些样品包括了规模较大的矿床（例如河台金矿、双保矿床）和少量矿点（崩岗和大王山），且样品的金品位高，平均为 9.933×10^{-6}；另一组为低矿化度，矿化度值小于 30，最低为 2.445。这些样品采自矿点和矿化点或小型矿床，样品的金品位也较低，平均为 0.1125×10^{-6}。由此可见，样品矿化度与矿床规模及金的品位一般呈正相关关系。

3．不同成因类型矿床热液成分明显不同。阳离子大部分以 Na^+、K^+为主，只在变质热液矿床中出现了Na/(Ca+Mg)＜1 的情况（例如，崩岗及大王山金矿点）。不同矿床类型Na^+、K^+含量相差悬殊，比值最大为98.8，最小为 0.211。同一矿床中成矿早期（变质热液成矿期）热液以 K^+为主，在晚期（重熔岩浆热液期）热液中K^+相对减少，而以 Na^+为主。例如河台金矿，二期的Na/K 比分别为0.468和98.8。

由包裹体研究可以得出如下结论：

（1）由于各类型矿床成矿时所处物理化学条件的不同，使所采样品的包裹体数量、形态、大小有较明显的不同。

（2）成矿温度由沉积-变质型（暂无测试数据，仅根据矿物共生组合判定）的高温成矿至变质热液的中低温成矿，乃至重熔岩浆热液期的成矿为中温热液。

（3）不同类型矿床的成矿热液明显不同。矿化度高的热液对成矿有利。

（4）成矿热液具有相对高盐度的特点。

（五）成矿物质来源的探讨

本文已在前面论述了矿源层的地质特征。无疑，它是本区金矿成矿物质的主要来源。但是它不是唯一的来源。在燕山晚期深熔（同熔）花岗岩的侵入作用也提供了部分来源。

前面已讨论了铅同位素的组成特征。这里我们将所测得的金矿床、花岗质岩石、变质岩地层中的顺层石英脉体中的黄铁矿之铅同位素均投影于 $^{206}Pb/^{204}Pb$-$^{207}Pb/^{204}Pb$ 图解中（图16）。从图16中可以看出：花岗质岩石中的变质-交代型和原地—半原地重熔型花岗岩与绝大多数金矿床（点）的投影点均交织在一起，而且分布集中，这说明它们来源的同一性。另外，还可以看出，云开群下亚群中赋存的硫铁矿体（测试样品为块状黄铁矿石中的黄铁矿）的投影点落于地幔线附近。这说明它的物质来源中有一部分是来自地幔层，是深源物质，与本区金矿物质来源是不同的源区。本区对那岭金矿投影点则接近于造山带线附近，它的物质来源可能系与深熔（同熔）岩浆有关。这些结论与宏观分析结果是一致的。

（六）成矿热液演化

前面我们讨论了本区存在有多期的原生金矿化的特点，讨论了变质热液和重熔岩浆热

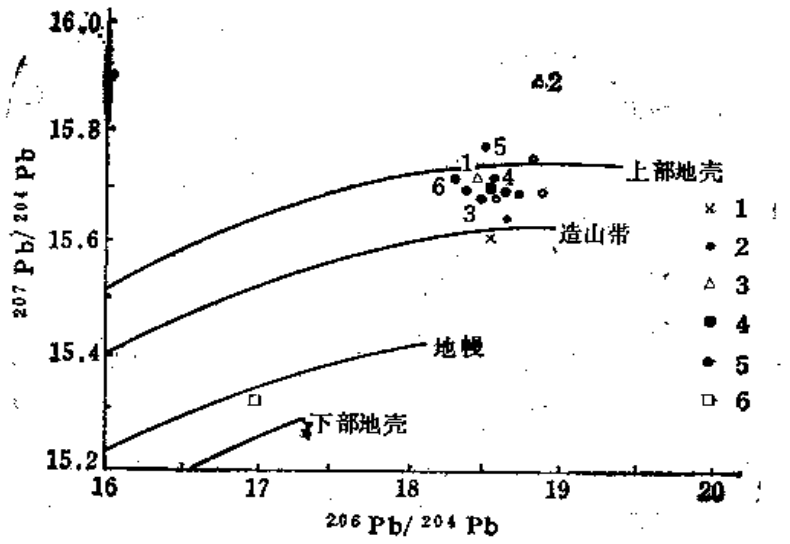


图 16　云开地区部分地质体铅同位素组成

Fig. 16　Plot of the Pb-isotopic data for some geological body of the Yunkai region

1—深熔侵位花岗岩；2—原地—半原地重熔花岗岩；3—变质-交代花岗岩；4—矿源层；5—金矿体；6—大降坪硫铁矿

液这两种成矿热液的性质、特点以及它们对金成矿作用的影响。现在我们以河台金矿区为例，解剖一下它们的差异和演化特点。

在河台矿区我们看到有两期比较明显的热液成矿作用。早期热液成矿作用生成的金矿体以硅化（质）岩为代表，晚期热液成矿作用以充填粗晶石英脉为代表，它们两者在野外露头上有明显的穿切关系，而且它们在结构构造、金属矿物组合等方面均有明显不同。但是，它们在漫长地质历史时期又同时作用在某地质体上，从而形成了具有工业意义的金矿床。因而，从某种意义上讲，河台金矿是两期成矿作用叠加而形成的（并不排除一种类型成矿作用亦可以形成金矿床）。

在本文前几节中已论述过本区变质作用的发展，促进花岗岩化作用乃至重熔岩浆作用的产生。它们在各自的成岩作用过程中分异出大量的水流体，并萃取围岩的物质，其中包括金元素，进而形成含金成矿热液。由于成岩作用中的某一特定阶段皆可成为成矿作用，所以它们两者是互相联系，密切相关的。但是，由于成岩、成矿作用所处的地质环境不同，诸如所处深度、热液来源母体的性质、热液温度等物化条件的不同而使成矿热液不断变化。

根据本区花岗质岩石是在原变质岩基础上经过交代改造、重熔作用而形成的事实，推断与其相联系的变质热液成矿作用先于重熔岩浆成矿作用。这两期成矿热液都是本区主要成矿热液。在变质作用成矿时期，热液中富含 CO_2，而相对贫 CH_4，盐度较高，矿化度亦高，Na/K 比值较低；而晚期的重熔岩浆热液成矿时期，热液中则相对富含 CH_4，而贫 CO_2，盐度相对较低，但矿化度猛增，Na/K 比值较高。从还原参数来看，变质热液为0.3052，重熔岩浆热液为0.5808。它反映前者是处在相对氧化、而后者处在相对还原环境中形成的热液，这与重熔花岗岩处在较深的地壳下形成的概念是一致的。

另外，成矿热液中可能促使金呈络合物迁移的主要元素是Cl和S(SO_4)，从 Cl/SO_4 比

值看，在变质热液期为5.2698，相对较高，在重熔岩浆热液期为0.5808，相对较低，说明早期的变质热液是 Cl-K-Na 型，而晚期的重熔岩浆热液是 SO_4-Na-K 型。这些特点反映在成矿热作用产物的地质体中（即含金硅化岩或石英脉），如前者以少量的细粒黄铁矿，几乎不出现多金属硫化物，而后者则出现Cu、Pb、Zn的硫化物。

另外，从表 6 中可以看出，变质岩的石英中与变质热液矿床的石英中的流体盐度相比相差较大，而花岗质岩石的石英与重熔岩浆热液矿床的石英中的流体盐度相比相差较小。前者两种热液相比CO_2的浓度变化较小，后者两种热液相比 CO_2 浓度变化较大，亦就是说控制金沉淀的条件（指CO_2 浓度）变化大。因而可以推断，在变质热液中易于金的迁移活化，使金沉淀的条件之一的 CO_2 浓度变化较小；而重熔岩浆热液则由于盐度变化较小，因此，在成矿热液中不可能比岩石中流体含有更多的金。但 CO_2 变化大，在成矿热液中急剧下降，这就促使金的沉淀。由此可以得出以下认识，在变质热液成矿期间，金的矿化范围要广，但矿体中金的含量相对要小；而岩浆热液成矿期间，金的矿化范围要小，但矿体中金的含量相对要多。因此，只有在叠加有重熔岩浆热液成矿作用的地方才能形成较富的矿体。而就成矿机率而言，变质热液型金矿要大。

（七）成矿作用演化

粤西和桂东南地区金矿类型在前文已作了详细介绍。从论述中可以看出金矿成矿作用是与整个地区的区域地质发展的每一发展阶段相联系的。无论是在沉积-变质作用初期，大规模的区域变质作用中的交代作用时期，还是在重熔岩浆作用乃至深熔侵位作用时期，最后在形成陆壳抬升成陆接受风化剥蚀时期，金元素都经历了一系列的活化、迁移和沉淀的多次再分配和再富集。这是本区金矿成矿作用的一个显著特点。然而，在每一次成矿作用过程中，Au 的迁移、富集的规模不相同，甚至有较大的差别。这种差别造成了金矿成矿规模、类型、特征上的差异。

本区的结晶基底是一套以浅变质岩系为主，局部达中级变质相的一套岩系，其中、上部位，即云开群上亚群是相对高含金背景值的岩石。在以重结晶作用为主的变质作用时期，由于热液贫乏，金不能大量活化、迁移，它们只能在有限空间及有限距离内，在极少量的热液作用下溶于其中，并且只能沿着变质岩石的层间微小裂隙中活动，并形成顺层的细小石英脉体，它们与岩石中的金一起形成了沉积-变质型金矿。我们对岩石的含金性与石英细脉的含金性作了分析研究发现：在信宜合江金矿点，在黑云片麻岩和黑云变粒岩中见垂直片麻岩片麻理分布的含金长英质脉体。亦见有顺片麻理，石英细脉宽仅几毫米，在化州县合江镇燕子洞也见有类似情况。其中顺层理石英细脉含金 200×10^{-9}，而其旁之变质岩含金仅 29×10^{-9}。在罗定县金牛金矿及合江金矿点亦见有类似现象。说明在变质作用初期曾发生过金的活化与富集。由于热液的匮乏，使岩石蚀变作用极微弱，金与石英、磁黄铁矿、毒砂有关，呈包体金产出。这些硫化物呈浸染状均匀分布于岩石中。

随着变质作用的加深，交代作用加剧，黑云片麻岩、黑云变粒岩中的云母大量解体，使得矿物中H_2O 析出而形成热液。由于变质热液中H_2O 的大量增加，促进了热液的循环，也为金的活化、迁移创造了比沉积-变质时期更为有利的条件。它们有可能在有利的构造部位流动，交代围岩，产生具一定规模的蚀变，并且，由于构造活动的脉动性，在脆性应力作用中产生角砾状矿石（如曾村金矿床）。当热液补给充足、构造活动强烈时，交代作用进行得就比较彻底，可形成规模较大的硅质（化）岩石。例如，在强烈糜棱岩化带内，岩

石极破碎，甚至呈粉屑状，热液在这种韧性剪切构造带内流动，交代围岩，形成延伸大、蚀变强而宽的硅化岩带（如河台矿区高村、云西的硅化岩型金矿）。同时，由于热液中 Cl^- 占有重要地位，而 SO_4^{2-} 相对较少，因此，形成了少硫化物的金矿体，而且以少硫的磁黄铁矿为主。

当成岩作用经历了原地—半原地重熔岩浆作用时，由岩浆本身带有较多的挥发组分，特别是在相对于变质作用较深的地壳部位，其处于超临界的状态，它对于金成矿元素具有较大的溶解度。因此，它们所含的成矿物质也较变质热液要丰富。据资料记载❶，变质岩的石英中流体含金为 6.10×10^{-6}，而在花岗质岩石中则相对较高，达 9.6×10^{-6}。这就说明，随着本区区域地质作用的演化，并重熔岩浆作用时，它们从矿源层中萃取的金越来越多。此时，热液以富 SO_4^{2-} 为特征，因而它们形成较多的 Cu、Pb、Zn 等多金属硫化物，而且以富硫的黄铁矿为特征。黄铁矿往往是金的主要载体矿物。它们往往沿张性断裂以充填的方式形成含金石英脉，并产生较强的围岩蚀变。

深熔岩浆作用产生的热液亦可以形成金矿，区内仅见到有化州对那岭金矿，可能区域南部的Ag-Au矿床亦可能属此类型。

除上述内生金成矿作用外，在地表风化剥蚀条件下，含少量金的含黄铁矿地质体（其中亦包括含金地质体），如含黄铁矿的硅化脉带、含黄铁矿的黑云片麻岩和黑云变粒岩等，在地表水的长期淋滤下，特别是在炎热、潮湿的气候环境下，使得黄铁矿包裹的金在风化淋滤带中逐步富集，而形成以往称为的“铁锰角砾岩型金矿”。根据对桂东南北流县鸡笼顶金矿点的观察发现，它们是在原始含条带状黄铁矿石英岩的基础上经过风化淋滤后形成有褐铁矿石（含骨架状硅质）、褐铁矿硅化岩、条带状褐铁矿硅化岩以及次生的含硫化物重晶石石英脉。它们的含金量依次为（10^{-6}）：0.047、0.68、0.14、1.2 和 0.22。由于原始地质体含金量较少，虽经风化淋滤作用后稍有富集，但品位仍十分低，最高才 1.2×10^{-6}。因而，此期成矿作用对本区金的成矿没有重要意义。它们很可能就是云开群下亚群的含硫铁矿层位的风化淋滤所致。

结　　语

综上所述，对云开地区金矿成矿特点的简要认识是：

本区区域金矿成矿条件可概括为矿源层，变质、重熔岩浆作用，韧（脆）性剪切带的三大控矿因素。含碳质、泥质的细碎屑岩陆源沉积建造的云开群上亚群是主要矿源层。在区域变质、动力变质过程中矿源层中的金开始活化、迁移、富集，在交代-重熔岩浆作用过程中金的活化、迁移最为强烈，并在韧性剪切带的韧性变形和脆性变形时期成矿作用达到高潮，早期韧性、晚期脆性断裂活动都为金的沉淀提供了场所。变质热液和重熔岩浆热液金矿是本区主要金矿类型。这两期热液矿化的叠加是形成大型金矿床的必不可少的先决条件。它们形成于不同的地质历史时期，早期发育变质热液成矿作用，晚期发育重熔岩浆热液成矿作用。河台金矿区中，高村、云西金矿则是叠加成矿产物。成矿热液是以高矿化度和高盐度为特征，它们成矿过程中有少量地表水的参与。今后主要应集中在宋桂断裂

❶ 陈础廷，1988，广东河台金矿成矿条件的初步分析。广东地质，第1期。

带北东段，也即在广宁—云浮—四会的三角地区开展金矿找矿工作。

本研究工作由于受到研究时间和经费以及各种条件的限制，无论在研究深度和广度上都有待进一步提高。例如，对于前寒武纪云开群的时代归属，花岗质岩石形成演化历史、成矿时代研究，构造活动（包括断裂变质作用）的成生、演化以及不同成矿期、成矿阶段的成矿地球化学特征等，都是要在今后深入研究解决的问题。尤其是云开隆起地质发展历史的基础地质研究，它不但对本区金矿区域成矿背景研究，同时对区域地质研究程度的提高都是有益的。

在科研工作中我们得到地矿部科技司及张炳熹总工程师、广东地矿局覃慕陶、杨超群总工程师，地矿部沈阳地质矿产研究所秦馥研究员的指导，得到广东省地矿局科技处、地矿处、719地质大队、704地质大队，广西地矿局第六地质队等单位领导及同行的大力支持和帮助，还得到我所实验室在测试工作上的大力协助，在此作者深表谢意。

参 考 文 献

〔1〕 任纪舜等，1980，中国大地构造及其演化。科学出版社。
〔2〕 南京大学地质系，1979，地球化学。科学出版社。
〔3〕 刘英俊等，1987，华南含金建造的地球化学特征。地质找矿论丛，第4期。
〔4〕 Н·А·叶利谢夫，1965，变质作用。科学出版社。
〔5〕 都城秋穗，1979，变质作用与变质相。地质出版社。
〔6〕 南京大学地质系，1981，华南不同时代花岗岩类及其与成矿关系。科学出版社。
〔7〕 裘有守等，1988，山东招远-掖县地区金矿区域成矿条件。辽宁科学技术出版社。
〔8〕 刘英俊等，1984，元素地球化学。科学出版社。
〔9〕 齐进英，1984，造岩黑云母的化学成分及有关问题。国外地质，第4期。
〔10〕 В.В.ляховин等，1989，黑云母的地球化学特征。地质地球化学，第1期。
〔11〕 赵振华，1978，稀土元素地球化学特征及其在岩石和矿床成因研究中的应用。地质地球化学，第9期。
〔12〕 骆庭川，1986，稀土元素地球化学在花岗岩类研究中的意义。武汉地质学院地质科技情报，第2期。
〔13〕 郑亚东等，1985，岩石有限应变及韧性剪切带。地质出版社。
〔14〕 孙岩等，1985，断裂构造岩带的划分。科学出版社。
〔15〕 曾熹等，1988，糜棱岩形成机制的显微构造证据。长春地质学院学报，第2期。
〔16〕 何永年等，1988，构造岩石学基础。地质出版社。
〔17〕 梁汉群，1988，广东省高要县双保金矿床地质特征。中国地质科学院沈阳地质矿产研究所所刊，第17号。
〔18〕 地矿部宜昌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。
〔19〕 魏菊英等，1988，同位素地球化学。地质出版社。
〔20〕 栾世伟，1987，金矿床地质及找矿方法。四川科学技术出版社。

GEOLOGICAL BACKGROUND AND CHARACTER OF THE GOLD MINERALIZATION IN THE YUNKAI AREA

Qiu Youshou Wang Konghai Pang Qingbang
Zhao Ailin Shao Jun Chen Shuwang

(*Shenyang Institute of Geology and Mineral Resources, CAGS*)

The Yunkai area is bounded on the east by the Sihui-Wuchuan fault belt, on the west by the Cenxi-Bobai fault belt, on the north by the western limb of Yuebei "∈ type" structure, and on the south by the Qionglei fault depression. Tectonically, this area in located on the Yunkai uplift of Caledonian fold belt of South China fold system. There are more than two hundred gold deposits and prospects in this area, distributed mostly in the low-medium metamorphic series of Yunkai Group.

The Yunkai Group consists of low-medium metamorphic rocks, such as biotite-gneiss, biotite-leptite, sericite-quartz schist, mica-schist and quartz schist. On the basis of original formation, petrological character and metamorphic facies, we subdivide the Yunkai Group into an upper and a lower subgroup. The upper subgroup is a terrigenous sedimentry formation, consisted of carbonaceous fine clastic sediments with thin tuffaceous sandstone, and the lower subgroup is a sedimentary formation with thin volcanic rocks, characterized by the presence of magnitite- quartzite and lenticular marble. The upper subgroup lies on the magnitite-quartzite of the lower subgroup. The average gold content of the upper subgroup is 5.12×10^{-4}, that of the lower subgroup is 2.85×10^{-9}. The gold content of the quartz vein of metamorphic segregation origin in carbonaceous fine fragmental sediments is 64.08×10^{-9}, richer than the correspondent vein in other rocks. The Pb-isotopic data, for the ore and the metamorphic series, distributed near the "upper crustal line" on the lead isotope diagram. All the above facts indicate that the gold mineralization materials are derived from the Yunkai Group, mainly the upper supgroup. In other words, Yunkai Group, especially the upper subgroup, is considered the source bed for gold deposits in this region.

The granite in this region, according to its mode of formation and

material source, is classified into three types: metamorphic-metasomatic type, palingenetic type and syntectic type. The former two types are related to Yunkai Group by genesis, while the last one is related to intrusion of deep seated magma. The first two type granites, based on their rock fabric, homogeneous distribution of the chemical composition and trace-elements of rocks, and the fact that their Pb-isotopic data are plotted near the upper crustal line in the $^{207}Pb/^{204}Pb$-$^{206}Pb/^{204}Pb$ diagram are considered to be originated from terrigenous sediments. According to the chemical composition of biotite and its coefficient of oxidation varing between 0.04 and 0.22, the metamorphic-metasomatic granite is similar to the palingenetic type granite in formation depth; but the biotite's coefficient of oxidation for the palingenetic granite is less than that of the "metamorphic-metasomatic granite", this suggests that the formation depth of the former is a little bigger than the latter, whereas the syntectic granite is formed at the greatest depth through mingling of mantle material with syntectic magma. The gold contents of biotite leptite, migmatized biotite leptite, migmatite, migmatized granite are respectively 5.00—7.55—14.00—1.75×10^{-9}. The data indicate that gold element in the source bed may have mobilized, migrated, and deposited during the evolution from the Yunkai Group to palingenetic granite.

The NE trend Sihui-Wuchuan fault belt, Cenxi-Bobai fault belt and NEE trend Shigui fault belt are the main fault structure of this area. Geologically, they are all very complex. There are a lot of faulting metamorphic fhe fanet belts, mylonite-mylonitization belt and fractured rocks of several stages along them, these facts indicate that the fault belts underwent mainly plastic-deformation at the early stage, and brittle-deformation later. The intensity of faulting in different stage varies. The overprinting activity of the Songgui fault belt is very widespread during Hercynian stage and it cut the Sihui-Wuchuan fault belt. The gold deposits and min eralization ware controlled by mylonitic belt and fractured rock. The gold deposits may be classified, in the Yunkai region, into four genetic types: 1. sedimento metamorphic type, 2. metamorphic hydrothermal type, 3. palingenetic-magmatic hydrothermal type, and 4. weathering-leaching type. The gold deposit of sedimento metamorphic type, such as fhe Jinniu gold deposit, shows only very weak hydrothermal alteration around the ore body; the ore body is just the auriferous metamorphic rock with economic grade, and the auriferous mineral is mainly arsenopyrite and pyrrhotine. The metamorphic hydrothermal type gold deposit, such as the early mineralization of the Hetai gold deposit and Zengcun gold deposit, contains a little

pyrite and pyrrhotine with weak sericitization, silicification and pyritization; when silicification is very intense, the original rock may turn into silicious rock composed of fine quartz aggregate. The palingenetic hydrothermal gold deposit, for example, the Shuangbao gold deposit, shows intense hydrothermal wall rock alteration, such as potash feldspathization, sericitization and carbonatization in zonal distribution and containing some polymetallic sulfides. The gold deposits of weathering-leaching type, such as the Lianzhou gold deposit are characterized by intense limonitezation with resulted iron-manganese conglomerate. The mineralizing hydrothermal solution forming gold deposit is generally mainly metamorphic and palingenetic in origin mixed with rain water. The $\delta^{18}O$ for metamorphic hydrothermal solution is less than 10‰, while that of palingenetic is more than 10‰. The ore-forming hydrothermal solution is characterized by higher total solid and saline concentration. The average value of Na/K is 0.56 for the metamorphic hydrothermal solution, and 25.94 for the palingenetic. The mineralization fluid is mainly genetically metamorphic, and next common palingenetic. The ore-forming hydrothermal solutions were formed in different geological times. Some large gold deposits in this area were formed by overprinting of several mineralizations.

There are a lot of gold deposits in this area, many of them are discovered in granitic rocks formed by metamorphism-ultra metamorphism from the Yunkai Group along fault, especially, at intersection of faults. Intense gold mineralization may occur. Where plastic deformation cut by brittle deformation. Overlapping of some gold mineralization on these parts may yield at times gold deposit. The gold deposits are distributed in the outer-contact zone between palingenetic granite and Yunkai Group, or in the remains of Yunkai Group in metasomatic and palingenetic granite mass. Thus, the regional metallogenetic conditions of gold deposit in this area are the source bed, palingenetic magmatism and fault activety, all these play an important role in the formation of gold deposit.

Summing up, the Yunkai area has a good prospect of finding gold deposits (gold mineralization). Emphasis of gold searching should be laid on gold deposit of metamorphic hydrothermal and palingenetic magmatic hydrothermal type and on the region of Guangning-Sihui-Yunfu, and then the region of Rongxian-Beiliu-Xinyi.

广东河台蚀变糜棱岩型金矿床地质特征、矿床成因与成矿模式

凌井生　陈础廷　季明均

（广东省地质矿产局719地质大队）

内容提要　广东河台金矿区是近年在云开大山及其外围金矿远景区内发现并探明的规模最大的金矿床。金矿床产在韧性剪切带内，是受剪切构造控制的既有断裂变质分异成矿特征又有热液充填成矿特征的构造双阶段多源热液成因的金矿床，命名为河台韧性剪切带蚀变糜棱岩型金矿。

本文着重论述了河台蚀变糜棱岩型金矿床的地质特征、成矿模式，并重点介绍了建立成矿模式的主要素材和构造成岩成矿实验的佐证资料。

一、矿床地质特征

河台金矿位于广东西部云开大山的北东边缘。矿床发现于1989年7月。经过近10年的勘查，现已评价矿床5处，探明浅部储量达特大型。

河台金矿处于区域上北东向断裂变质带❶一侧的韧性剪切带内，该断裂变质带呈NE 40—50°方向展布，宽6—11 km（图1）。断裂变质带由震旦系的角闪岩相变质岩、混合岩、混合花岗岩及侵入花岗岩组成。南北两侧均为大型规模的韧性剪切带。河台金矿在南侧的韧性剪切带内。该剪切带宽2.5 km左右，总体上平行断裂变质带，走向正长大于30 km。剪切带内发育由上述变质岩、混合岩、侵入花岗岩等为原岩的糜棱岩系列的构造岩，其中夹在弱变形岩石之间的糜棱岩呈带状成群分布（图2）。金矿床产在糜棱岩内。主要特征如下：

1．糜棱岩框定金矿化的空间和产状，糜棱岩普遍金矿化，一般含量达到(50—100)×10^{-9}。糜棱岩呈长条状、透镜状，一般长数百米，少数1000m以上，宽数米至数十米。矿床的规模与糜棱岩的大小有关，一般地讲，规模大的矿床产在规模大的糜棱岩内。

2．金矿体严格受糜棱岩和脆性裂隙带控制，金矿体呈脉状、透镜状产出，总体上与糜棱岩带平行。脉状矿体厚0.10—15.20m，最大走向延长千余米，延深大于500m。一般由数个矿体组成（图3）。

3．金矿石即为含金的糜棱岩。按自然分类分为石英千糜岩型、硫化物绢云母石英千糜岩型、石英绢云母千糜岩型或花岗质（伟晶质）糜棱岩型。矿石结构以晶粒状糜棱结构为主，次为交代、包含结构。矿石构造有条带状、微粒浸染状、细脉浸染状和网脉状、角

❶ 莫柱荪等，1962，粤西几个断裂变质带的初步观察及有关变质作用的成因、分类和命名问题。广东地质通讯，第九期，第29页。

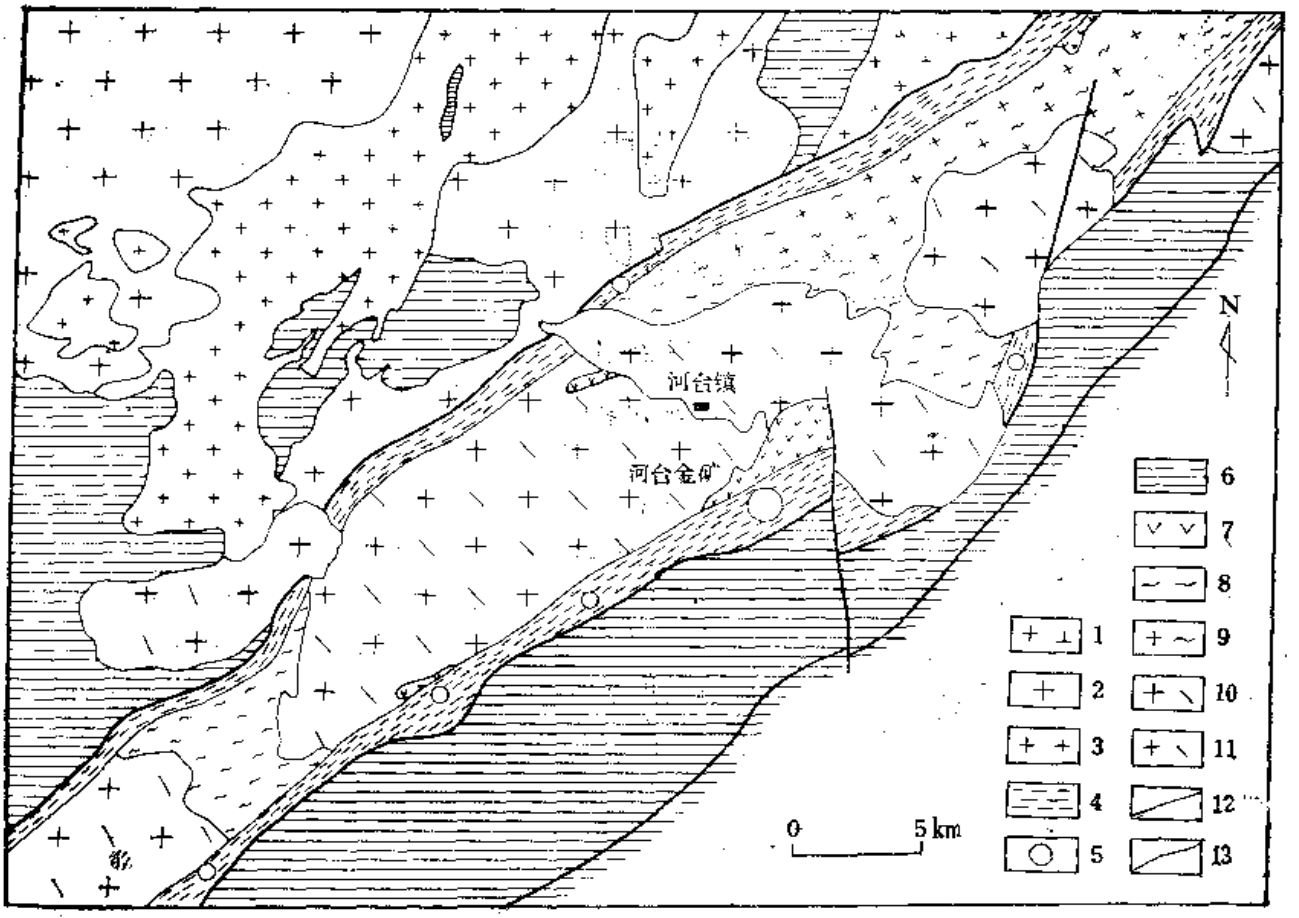


图 1 河台地区地质简图

（据河台调查区地质图改编）

Fig. 1 Schematic geological map of the Hetai area

1—华力西-印支期花岗闪长岩；2—加里东期黑云母钾长花岗岩；3—燕山期黑云母钾长花岗岩及黑云母斜长花岗岩；4—韧性剪切带；5—金矿床（点）；6—震旦—志留系浅变质沉积岩区；7—震旦系角闪岩相变质岩；8—华力西—印支期混合岩；9—华力西—印支期混合花岗岩；10—华力西—印支期斑状二长花岗岩；11—华力西—印支期二长花岗岩；12—断裂；13—地质界线

砾状等。

4．矿石的物质组成较简单。有用组分除金外，有少量的铜和银可综合利用。金属矿物主要为自然金、黄铁矿、黄铜矿、磁黄铁矿，次为方铅矿、闪锌矿，并有少量的银金矿、碲铋矿。矿石的脉石矿物为石英、绢云母和少量的菱铁矿。自然金的成色为971，颗粒细，其中小于0.037 mm的粒径的自然金约占66%—71%，呈不规则粒状，偶尔可见明金。

5．自然金主要赋存在两类矿物中。一类是石英中的裂隙金、粒间金和包裹金；另一类是黄铁矿、黄铜矿、磁黄铁矿中的裂隙金、粒间金和包裹金。前者约占77%。

6．围岩蚀变以硅化和绢云母化为主，黄铁矿（磁黄铁矿）化为次。后者呈脉状、网脉状、浸染状。区内还有铅锌矿和菱铁矿的细脉。

7．矿床元素的分带序列❶❷为：Ag、Cu、Te、Au、Se-Bi-As、Sb。前缘近矿元素为

❶ 汪明启，1988，广东河台高村金矿床地球化学特征及原生分带的研究（硕士论文）。

❷ 古平等，1986，某些热液金矿床地球化学特征及原生分带研究（打印本）。

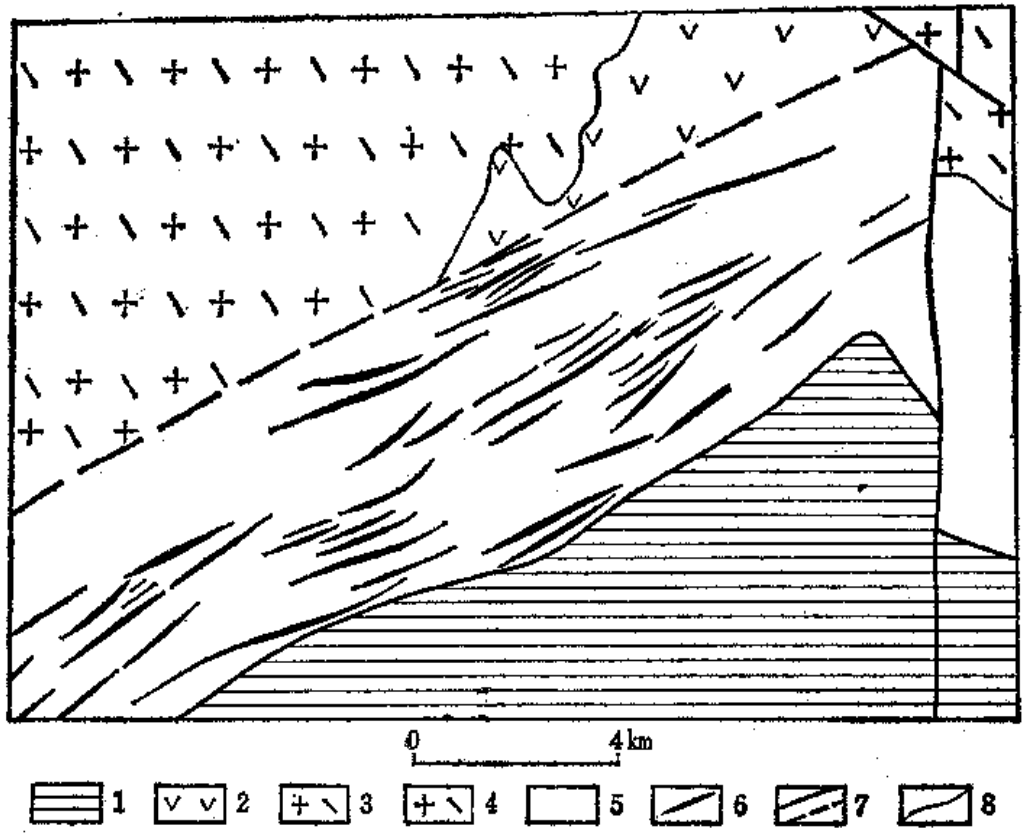


图 2 河台金矿地质简图

Fig. 2 Sketch geological map of Hetai gold mine

1—奥陶—志留系浅变质砂页岩；2—片岩、变粒岩；3—黑云母二长花岗岩、黑云母斜长花岗岩；4—斑状黑云母二长花岗岩；5—韧性剪切带；6—金矿化糜棱岩；7—实测、推测断裂；8—地质界线

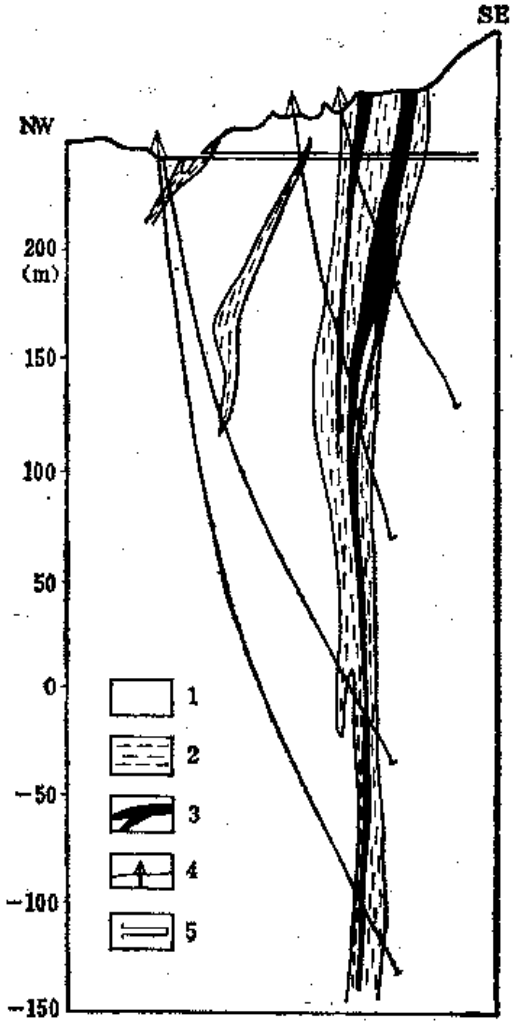


图 3 金矿化糜棱岩及矿体剖面图（A剖面）

Fig. 3 Cross section A showing gold-mineralized mylonite and ore bodies

1—糜棱岩化的角闪岩相变质岩、伟晶岩、混合岩；2—金矿化糜棱岩；3—金矿体；4—坑道；5—钻孔

Ag、Cu、Te、Se，中尾部元素为Bi、As、Sb。与一般热液金矿床的元素分带序列有较大的差异。

二、矿床成因与成矿模式

河台金矿的矿床成因和成矿模式本文称为河台韧性剪切带构造双阶段多源热液金矿床（图4）。其形成过程可作如下演译：

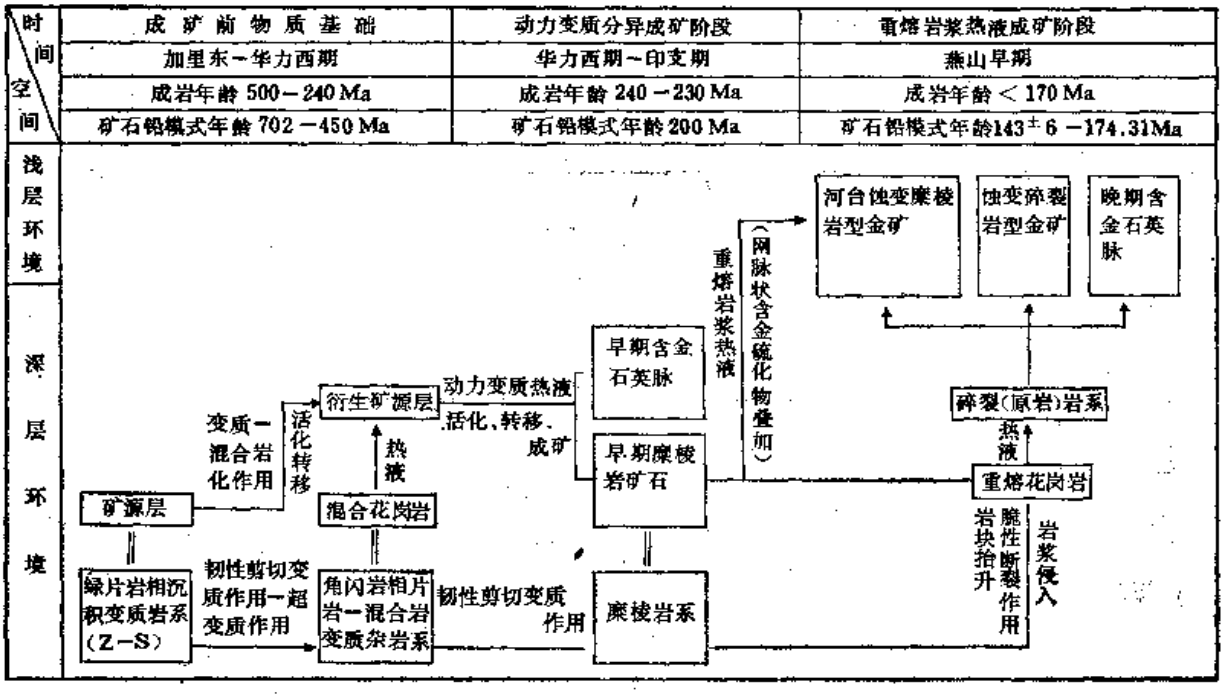


图 4　河台金矿成矿模式图

Fig. 4　Metallogenic Model of Hetai Gold Deposit

加里东—华力西期：处于深层环境的震旦—志留系杂陆屑式沉积岩中的含金矿源层，经区域变质形成绿片岩相变质岩，处于坳隆结合部的韧性剪切带，经断裂变质作用❶形成沿断裂带分布的角闪岩相变质岩、混合岩、混合花岗岩以及重熔花岗岩等中压型变质带。在花岗岩化过程中，变质分异作用使矿源层中的金活化转移，集中在断裂变质带内，形成混合花岗岩和含金片麻岩（沉积变质型金矿）。

华力西晚期—印支期：深层的断裂变质带再次发生剪切变形变质、形成河台韧性剪切带的糜棱岩。动力变质分异作用形成变质热液，金从含金的角闪岩相变质岩、片麻岩中活化出来，转移到剪切带内，形成早期的糜棱岩矿石和含金石英脉。

印支晚期—燕山早期：岩块抬升至浅层环境，并产生脆性变形，河台剪切带叠加继承性的断裂裂隙形成碎裂糜棱岩。重熔岩浆侵位形成重熔花岗岩。富含硫化物的重熔岩浆热液（有地壳循环水加入的岩浆水）充填在碎裂带内，产生硅化、绢云母化、黄铜、黄铁（磁黄铁）矿化等蚀变作用，形成蚀变的糜棱岩和碎裂岩等，硫化物的充填形成网状、细脉

❶ 莫柱苏，1982，论断裂变质作用。广东地质科技，第2期，第1页。

状、浸染状矿石以及含金石英脉。

经过两个不同深度构造环境的变形变质作用，在区域变质；混合岩化、花岗岩化过程中，金不断地活化、迁移和集中，最后叠加花岗岩浆热液的蚀变作用，形成河台韧性剪切带蚀变糜棱岩型金矿。

三、成矿模式的建立过程

河台韧性剪切带构造双阶段多源热液矿床成矿模式，是在下述工作取得的成果基础上形成与建立的。

（一）成矿地质背景分析

河台金矿床所处的大地构造背景是加里东运动回返的褶皱系。基底为变质程度较低的震旦—志留系的变质岩。原岩为杂陆屑式的建造组合，属冒地槽型[1]沉积的类复理石碎屑岩建造。断裂变质带位于隆起区的边缘或坳隆结合部，断裂是切入基底和硅铝层的大断裂，它经历了加里东、华力西-印支、以及燕山构造旋回的构造变形变质和混合岩化、花岗岩化作用，是一条区域性的断裂变质带。

（二）地质填图❶

1．断裂变质带变质岩的原岩为震旦系的以砂质碎屑岩为主的沉积岩，变质岩为角闪岩相的含矽线石、斜长石、蓝晶石黑云母石英片岩或石英黑云母片岩、变粒岩、片状石英岩等。变质岩的变质年龄为 224±18 Ma。

2．混合岩化、花岗岩化作用最早发生在早泥盆世，最晚在二叠纪（378±Ma、263±19Ma、278±48 Ma）属华力西—印支期。与角闪岩相变质岩的变质作用同属一个构造旋回。

3．重熔岩浆花岗岩是混合岩化、花岗岩化演化的产物。属壳源，侵位时代为晚二叠世（244±20 Ma、209±13Ma、209±29 Ma），晚于混合岩化、花岗岩化的年龄。

4．未遭受糜棱岩化并切穿糜棱岩的斑状二长花岗岩的成岩年龄为 233±2 Ma。

5．燕山期的花岗岩具有壳幔源的性质，主要形成于燕山晚期。

（三）韧性剪切带的构造特征研究❷

1．河台韧性剪切带为右行剪切带，形成环境为深度大于 10 km，温度 450℃左右，差异应力100—200 MPa。剪切位移量 100m左右。是高温低应变速率条件下的产物。

2．具有特征的韧性剪切带构造要素和糜棱岩系列的岩石类型。糜棱岩带内产有罕见的玻状岩。

3．透射电镜下观察，变形石英晶体中存在高温流变形成的位错和冷加工形成的位错❸。

（四）矿床地质研究❹

1．矿石矿物的形成主要有动力变质分异期、热液期和表生期。

---

❶ 广东地矿局719队，1991，1:5万黄林、伍林播植圩、禄步镇幅区域地质调查报告。

❷ 段嘉瑞等，1989，广东河台金矿构造研究科研报告集。

❸ 梁广星，1988，粤西河台金矿区控矿剪切带差异流动应力与应变速率的探讨。广东地质科技情报，第二期。

❹ 广东719队，1990，广东省高要县河台韧性剪切带蚀变糜棱岩型金矿床地质研究。

动力变质分异期生成石英（白色、乳白色、烟灰色）、绢云母和自然金；热液期生成自然金、石英（灰色及乳白色）、绿泥石、辉银矿、黄铁矿、磁黄铁矿、毒砂、黄铜矿、辉铋矿、磁铁矿、方铅矿、闪锌矿、菱铁矿、方解石等；表生期生成自然金、绿泥石和黄钾铁矾、褐铁矿、斑铜矿、辉铜矿、铜蓝等。

2．热液期的硫同位素 $\delta^{34}S$ 平均值为－2.24‰，极差－1.75‰，标准差 0.45‰。

3．矿石铅同位素组成范围变化小，$^{206}Pb/^{204}Pb=18.834$，$^{207}Pb/^{204}Pb=15.733$，$^{208}Pb/^{204}Pb=39.184$，与中国变质热液金矿和重熔岩浆热液金矿❶相近。矿石中的铅同位素组成与断裂变质带中的变质岩、混合岩、混合花岗岩、二长花岗岩、伟晶岩等中的铅同位素组成也非常相似，并有良好的线性关系，表明它们间有成因联系[2]。

4．动力变质分异期石英的 $\delta^{18}O_{H_2O}$ 为＋8.04‰—＋1.96‰，多数为正值；δD 为－54‰——81‰；混合岩的 $\delta^{18}O_{H_2O}$ 为＋5.03‰—＋9.67‰，与前者数值相近，表明动力变质分异期的成矿热液主要为变质水。而热液期晚期的方解石的 $\delta^{18}O_{H_2O}$ 为－1.12‰—41.71‰，$\delta^{13}C$（PDB）为－3.51‰——2.97‰，表明该期成矿流体接近岩浆水并有天水加入。

5．动力变质分异石英的流体包裹体的气相成分以 CO_2、H_2O 为主，液相成分富 Au^+、K^+、Cl^-、F^-、HCl^-_3、SO_4^{2-}，热液 pH 值 4.23—5.7，Eh 值 95.31—187.01 mV，热液温度 397——497℃。

（五）构造地球化学研究

韧性剪切过程中，随着岩石的变形变质，元素有带进带出的现象，其中 Si^{4+} 和 Au 的迁移量与剪应变量的相关系数为 0.67—0.89[3]，强应变能使 Si^{4+} 和 Au 集中。

（六）构造动力成岩成矿模拟实验❷

实验证实：韧性变形是产生糜棱岩的主要因素，在韧性变形过程中，物质发生了活化迁移，其形式有韧性—塑性流动吸附迁移和元素扩散迁移，以及元素的溶液携带迁移等 3 种形式。塑性流变下的 SiO_2 及黄铁矿可以将分散的微细—超微细金粒吸附携带到物理化学条件适合的部位集中为矿化体。

综上所述，产在韧性剪切带内的河台金矿有断裂变质分异作用成矿和热液作用叠加成矿的特征。这些特征表明：断裂变质带内的韧性剪切带既是直接的控矿构造，又是间接的导矿容矿构造，前阶段形成含金糜棱岩，后阶段形成含金的硫化物蚀变碎裂糜棱岩，它们是韧性剪切带发育的不同阶段的产物。

主要参考文献

〔1〕 广东省地质矿产局，1988，广东省区域地质志。第 1 版，第796页。地质出版社。

〔2〕 王鹤年等，1989，广东河台糜棱岩带蚀变岩型金矿床的地球化学研究。矿床地质，第 8 卷，第 2 期。

〔3〕 符力奋，1988，“断裂变质作用”与金的成矿作用初探——以高要河台金矿为例。广东地质，总第 5 期。

❶ 王义文，1988，中国金矿床稳定同位素地球化学研究。贵金属地质，第 2 期。

❷ 岳石，1987，粤西河台金矿区构造与成岩成矿关系的研究。

GEOLOGICAL CHARACTERISTICS, GENESIS AND METALLOGENETIC MODEL OF HETAI GOLD DEPOSIT OF ALTERED MYLONITE TYPE IN GUANGDONG

Ling Jingsheng Chen Chuting Ji Mingjun

(*No. 719 Geological Party, BGMR, Guangdong province*)

Abstract

Hetai gold deposit in Guangdong province is the largest indepedent gold deposit in Yunkai area discoveried and proved recently. The gold deposit occurs in Hetai ductile shear zone and the mylonite in it controls the space and occurrence of gold mineralization. A large gold deposit is generally in mylonite of large scale and usually comprises several or over ten orebodies. The orebodies are vein-like or lenticular, 0.10—15.20m wide and over 1000m for the longest. The gold-rich mylonite or cataclastic mylonite containing gold and sulfide is gold ores. Therefore, orebodies have no clear boundary and are mostly outlined by assaying. The ores are simple in constituents, in addition to gold, there are a few Cu and Ag, which may be recovered as by-product. The grade of gold is $(5—8)\times10^{-6}$ with associated Cu 0.12%—0.48% and Ag $(1—18)\times10^{-6}$. The metal minerals are mainly native gold, pyrite, chalcopyrite, pyrrhotite, and subsidiary galena, sphalerite, with a little electrum and tellurobismuthite. The native gold, is high in fineness and fine in grain size, and occurs as fissure gold, intergranular gold and inclusion gold mainly in dynamically recrystallized quartz and less in pyrite, chalcopyrite, pyrrhotite and sericite.

The Hetai gold deposit occurs in a Caledonian fold system. The prolith of the metamorphic rocks is terrigenous clastic rocks of miogeosyncline type. The ore-controlling faul-tmetamorphic belt along the contiguous area between depression and uplift is a fault cutting the basement and sial. The gold-minerogenesis shows characteristic of fault-metamorphic differentiation superimposed by hydrothermal filling. The ductile shear zone in the fault-metamorphic belt figures as a direct ore-control structure and an ore-canal as well as ore-hosting structure. In the early stage formed the auriferous

mylonite and in the late stage the altered cataclastic mylonite bearing gold and sulfide. They are products of different evolution stages of the ductile shear zone. So, the gold deposit is named double-stage structural polygenic hydrothermal gold deposit. Its forming process may be inferred as follows.

In Caledonian-Variscan, gold-bearing formation (rocks) in the depth of crust was regionally metamorphozed to greenschist facies, then deformed and metamorphosed in the contiguous area between depression and uplift to form a medium-pressure metamorphic belt comprising metamorphic rocks of amphibolite facies, migmatite, migmatic granite and anatectic granite disposed along a fault belt. During metamorphic differentiation, gold is activated and transfered into the metamorphic rocks to form auriferous gneiss (gold deposit of metagenetic type) and greenschist-facies metamorphic rocks with gold content of 4.5×10^{-9}.

In late Variscan-Indosinian, the deep fault-metamorphic belt is active again to form Hetai ductile shear zone. The dynamic metamorphism and differentiation resulted in the early-stage gold deposit of mylonite type and gold quartz vein.

In late Indosinian-early Yanshanian, the fault-metamorphic belt is uplifted and the ductile shear zone is transfered into a shallow environment and brittle fractures are formed instead. Consequently, the gold-rich mylonite is superimposed with cataclastic deformation accompanied by intrusion of anatectic magma. Gold-bearing hydrothermal solution rich in sulfide (magmatic water mixed with crustal circulation water) fills the cataclastic gold-rich mylonite to form altered mylonite gold deposit.

云开隆起西南段（罗定—高州一带）金矿成矿地质条件和成矿预测

邓璟　姚德贤　冯国荣　杜金龄　康大成　刘庆建　何　杰

（中山大学地质系）

内容提要　粤西地区产金悠久，矿点多，分布广，并形成金成矿带，处于云开隆起老变质岩区。震旦系云开群变质杂岩为夹少量火山岩的类复理石建造，经区域变质，以绿片岩相为主，加里东期混合花岗岩化并叠加动力变质作用。区内地质构造受加里东期北西向、印支期北东向、燕山期北北东向的地壳运动，各自有其构造体系并有叠加和复活，控制岩浆活动及有关成矿作用。岩金矿有石英脉型、硅化断裂带-石英脉复合型、沿层矿化片岩型三类。受断裂构造制约并有多种围岩蚀变，矿石常含银或铅、锌、铜等硫化物组合，显示热液成矿特征，与燕山晚期岩浆小侵入体有关。跨区域地质剖面的微金含量近于克拉克值，未见金矿源层。金主要来源于地壳重熔岩浆，间接来自震旦系。而岩浆分异演化产生热液。构造-岩浆-热液作用是主要成矿机制。据此规律划分出19个矿田、8个成矿区、2个亚矿带、1个成矿带。预测4片成矿远景区，信宜东田-前排预测区的东坑金矿靶区经钻、坑探验证达中型以上金矿床。确认云开隆起区矿带具有良好的金矿远景。

一、地层与岩石

（一）地层

粤西云开群分布面积广、厚度大、化石稀少、构造复杂，使其形成时代众说纷纭，意见不一，成为广东省基础地质研究中一个长期存在的老大难问题，至今仍未得到解决。多年来对其时代的划分形成了三种截然不同的观点，即：泥盆系、寒武系和震旦系。

经剖面研究和与邻区对比，我们初步确认属震旦系，进一步划分为三组：

Zyk^a组　变粒岩夹云母石英片岩及石英岩，上部为云母石英片岩夹云母片岩及变粒岩。

Zyk^b组　变粒岩、云母石英片岩夹透镜状大理岩、石英岩及变玄武岩，受混合岩化作用形成混合花岗岩及混合片麻岩。

Zyk^c组　为具复理石韵律的绢云（二云）石英微晶片岩、绢云（二云）微晶片岩，夹少量石英白云（二云）片岩、白云片岩、白云（二云）石英片岩、微晶石英岩及变质砂岩。

研究区出露的震旦系以Zyk^b组为主。

云开群变质岩主要由绿片岩相组成，局部有低角闪岩相出现。绿片岩相以低绿片岩相的绿泥石级和黑云母级为主，其矿物组合有：绿泥石＋绢云母＋石英，绢云母＋石英，黑云母＋白云母＋石英，黑云母＋白云母＋绿帘石＋石英，绿泥石＋绿帘石＋石英。此外，还有高绿片岩相的铁铝榴石级，其矿物共生组合有：铁铝榴石＋黑云母＋白云母＋石英＋

斜长石，白云母＋绿帘石＋石英＋斜长石，黑云母＋白云母＋斜长石＋石英，黑云母＋白云母＋绿帘石＋石英＋斜长石，普通角闪石＋铁铝榴石＋绿帘石＋石英。低角闪岩相主要矿物的共生组合有蓝晶石＋铁铝榴石＋普通角闪石＋斜长石＋石英，普通角闪石＋铁铝榴石＋斜长石。

据现有资料，信宜县合水一带的片岩、变粒岩的Rb-Sr全岩给出的等时线年龄为487±24 Ma[11]，信宜县思贺变粒岩（眼球状）7个样品组成的Rb-Sr全岩等时线给出年龄为454±26 Ma（张竹贤，1985），信宜县艮岩眼球状片麻岩锆石U-Pb法获得下交点年龄为425±26 Ma，上交点为1735±364 Ma，视下交点为成岩年龄（广东地矿局704地质大队，1987）。故区域变质作用时代在425±26 Ma以前，即发生于加里东构造旋回。

（二）加里东期花岗质岩石

长期以来，尽管对本区广泛分布的花岗质岩石的成因存在各种认识，本文通过剖面研究及若干矿区的观察，认为加里东期花岗质岩石是混合岩化叠加动力变质的成因。其主要依据是：

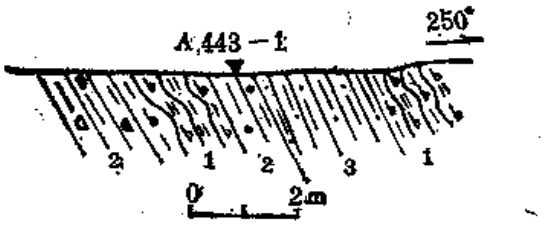


图1　信宜县白鸡A443-1点混合岩与片岩过渡关系

Fig. 1　The transition between migmatite and schist of point A443-1 in Baiji Xinyi County

1—眼球状混合片麻岩；2—混合质黑云片岩；3—黑云片岩

1．地质产状特征

出露于合水、新堡、思贺一带的花岗质岩石呈面型展布，恰好处于背斜轴部核心，为一高热异常地区，褶皱的轴部是引起高地热梯度的主导因素，从而使变质原岩局部熔融。

花岗质岩石中广泛出露呈北西走向长条状分布的震旦系变质岩残留体，它们产出有一定规律：①厚度不一，从变质原岩到混合岩化岩石和混石岩，呈三位一体的渐变过渡关系（图1）；②残留体在花岗质岩石核心部位甚少见，而边缘部位则多而密集；③残留体片麻理与变质岩的片理及变余层理产状一致；④花岗质岩石内不见围岩捕虏体，而边缘常见。

除了过渡渐变接触外，花岗质岩石还与区域变质岩呈断层接触和侵入接触，以上各种接触关系在同一地质体中出现，可解释为混合岩化作用液相增至一定数量时，液相与固相混合物一起流动，呈半原地型岩浆侵入于围岩中，形成局部的侵入接触关系，产生窄的冷凝边和热接触变质晕圈及出现红柱石、堇青石接触变质矿物。

2．同位素年代

研究区积累的花岗质岩石同位素年代资料较多，大致在412—552 Ma之间。我们采取信宜县合水镇茶亭不同岩性混合岩4件样品，挑选出＜0.2mm粒级锆石，纯度＞99%，双目镜下呈双锥状，颗粒均匀，浅红色。经北京铀矿地质研究所测定（表1），据此作出U-Pb法一致图解（图2），显出混合模式（萨默尔，1974、1976），即样品由两类锆石组成，一类是古老陆源碎屑锆石，分布在等时线靠近上交点位置，另一类则是混合岩化作用形成的变生锆石，分布在等时线靠近下交点位置，二者混合一起出现于混合岩中，故上交点227.3 Ma示锆石原生结晶年龄，下交点500 Ma示锆石受混合岩化作用时间，即混合岩与区域变质岩形成同时或稍后。

表 1 混合岩锆石 U-Pb 法测年表

Table 1 U-Pb dating of zircon in migmatite

编号	名称	U (μg/g)	Th (μg/g)	Pb (μg/g)	铅同位素组成 (%)				测年值 (Ma)			采用年龄 (Ma)
					^{204}Pb	^{206}Pb	^{207}Pb	^{208}Pb	$^{206}Pb/^{238}U$	$^{207}Pb/^{235}U$	$^{207}Pb/^{206}Pb$	
1	锆石	1164.34	0	81.33	0.0254	90.6860	5.5409	3.7480	456.1	462.1	492.2	456.0
2		1504.98	0	108.01	0.0389	89.0380	5.5820	5.3413	458.6	459.7	464.9	458.5
3		429.60	0	35.31	0.0890	81.2150	6.1750	12.5220	472.5	497.0	611.2	471.5
5		674.64	0	53.47	0.0500	84.9970	6.0010	8.9530	481.2	516.8	677.2	481.0

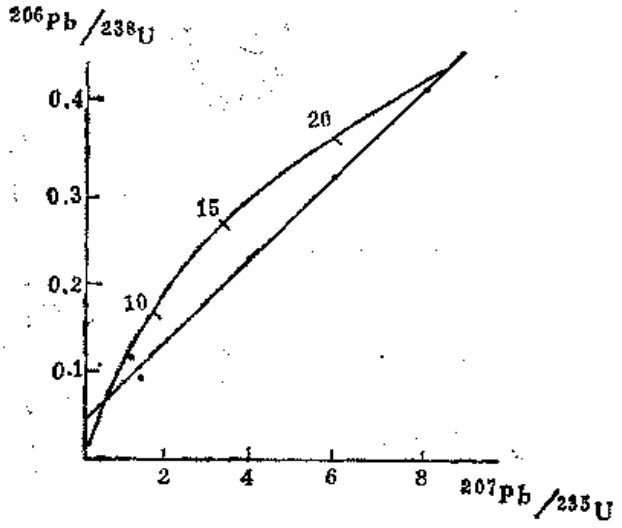


图 2 铀-铅一致曲线图解

Fig. 2 The concordia diagram of uranium and lead for migmatite

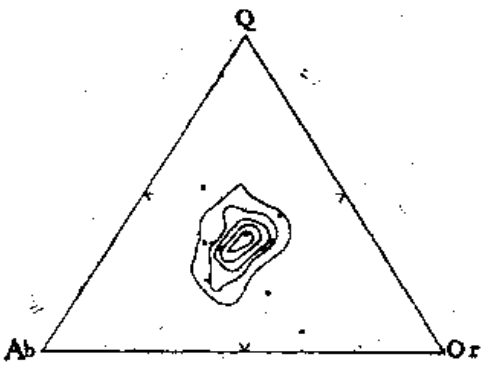


图 3 花岗质岩石的 Q-Or-Ab 投影图 (据鲍文，1958)

Fig. 3 The Q-Or-Ab diagram for granitic rock

3．岩石化学特征

收集并测得本区加里东期花岗质岩石化学全分析数据见表 2，投影在 Q-Or-Ab 三元系相图中（图 3），大部分投影点落入低温槽外或附近，投影点分散。

花岗质岩石的单矿物分析结果见表 3，用此作为温度计估算成岩的温度。斜长石混合片麻岩的 $(Mg/(Mg+Fe+Mn))_{Bi}=0.514$，$(Mg/(Mg+Fe+Mn))_{Gt}=0.14$，查 Пернук (1970) 黑云母与石榴石共生矿物对分配系数与变质温度关系表，成岩温度 $t=550℃$，同上岩石的 $(Mg/(Mg+Fe+Mn))_{Am}=0.58$，$(Mg/(Mg+Fe+Mn))_{Gt}=0.14$，成岩温度 $t=470℃$，故岩石混合岩化温度在 470—550℃之间。混合花岗岩计算得钾长石和斜长石中钠长石含量分别为 0.12 和 0.44，查碱性长石和斜长石共生的温度图解（巴尔特，1976），其成岩温度为490℃，与上述结果颇接近。

花岗质岩石的稀土元素含量及其分布模式见表 4 及图 4，竖线的区间为加里东期花岗

表 2 加里东期花岗质岩石化学成分和标准矿物数值表

Table 2 The chemical composition and normative constituents of Caledonian granitic rock

编号	氧化物重量百分比(%)												
	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	灼失	总和
1	66.60	0.66	14.90	0.82	4.26	0.08	2.69	2.57	2.83	3.45	0.05	0.05	99.76
2	74.22	0.29	13.07	0.56	2.24	0.07	0.48	2.44	3.40	1.87	0.02	1.10	99.56
3	65.00	0.83	16.16	0.02	5.80	0.11	2.97	1.45	3.05	3.01	0.02	1.41	99.83
4	75.38	0.18	12.07	0.65	1.12	0.04	0.50	0.24	3.82	3.03		0.79	99.72
5	56.89	0.83	17.27	2.48	4.52	0.58	2.57	5.11	2.57	4.90	0.05	1.53	99.35
6	63.64	0.64	15.36	2.57	3.08	0.04	1.84	4.97	3.05	4.30	0.30	1.08	99.49
7	70.57	0.66	14.02	0.65	2.61	0.05	0.86	2.28	2.35	5.05	0.14	0.77	100.8
8	72.21	0.31	13.12	0.66	3.39	0.05	1.08	1.16	2.35	3.79	0.02	1.47	99.60
9	71.68	0.32	14.41	1.03	2.90	0.11	1.19	0.68	2.22	3.94		1.83	100.3
10	70.91	0.34	14.10	0.79	2.75	0.05	0.70	2.47	2.50	3.96	0.13	0.78	100.0
11	72.00	0.23	14.29	0.84	2.06	0.06	0.73	1.62	3.26	4.25	0.15	0.66	100.1

标准矿物重量百分比(%)

ap	il	mt	hm	Or	ab	an	C	wo	den	dfs	en	fs	Q
	1.21	1.16		20.60	24.12	12.80	1.73				6.73	6.20	24.27
	0.61	7.14	0.45	11.13	28.84	11.13	1.32				1.20	0.00	41.64
	1.50			17.81	25.70	7.23	5.30				7.43	9.63	23.85
	0.30	0.93		17.81	34.51	2.10	2.14				1.21	0.66	39.00
1.24	1.52	3.70		44.53	22.03	13.35		3.37	1.71	1.58	4.72	2.11	5.66
0.62	1.21	3.47		21.16	13.64	8.90		5.92	3.51	2.11	1.00	2.77	8.90
0.31	1.21	6.71	1.92	25.60	19.40	5.01		2.32	2.21	0.00			23.0
	0.61	0.93		22.27	19.93	5.84	3.06				2.71	5.01	25.66
0.31	0.61	1.39		35.07	18.88	3.34	3.06				3.01	4.09	30.88
0.31	0.61	1.16		36.18	38.28	0.00		4.88	1.51	3.56	0.20	0.53	23.55
0.35	0.44	1.22		25.11	27.58	7.06	1.74				1.81	2.77	31.36

1—眼球状混合花岗岩(信宜合水);2—斜长混合片麻岩(信宜合水);3—混合花岗岩(信宜白马);4—黑云母花岗岩(罗定罗镜大脑顶,2件平均值);5—混合石英二长岩(化州新滩);6—二长花岗岩(化州出枝);7—混合花岗岩(化州杨梅,4件平均值);8—黑云母混合花岗岩(信宜合水,7件平均值);9—糜棱岩化黑云母花岗岩(阳春圭岗);10—糜棱岩化混合花岗岩(阳春大王山,4件平均值);11—混合花岗岩(高州)。

资料来源:1—3—本专题组;4—719地质队(1985);5—黄柱荪等(1980);9—10—广东省区调队(1969)。

质岩石的分布范围,曲线呈不对称的V字形,总体上为向右倾斜的轻稀土富集型式,$\delta Eu=0.42—0.44$,$LREE/HREE=9.08—14.93$,在Eu处有较少的下凹,示铕显弱亏损模式,具陆壳改造型花岗岩类的混合花岗岩特征(刘英俊,1987)。

4. 构造形变特征

花岗质岩石普遍叠加了多期动力变质作用,乃一大特色,每期初始为塑性形变,晚期则为脆性形变,形成各种糜棱岩、千糜岩、碎裂岩、碎斑岩、碎粒岩,各种构造岩在空间密切伴生,片麻理、片理与动力变质带的展布方向一致,眼球体主要为钾长石,被黑云母包绕。

表 3 花岗质岩石单矿物分析(%)

Table 3 Chemical composition of individual minerals from granitic rock(%)

岩石 / 氧化物 / 矿物	斜长混合片麻岩			混合花岗岩		
	石榴石	角闪石	黑云母	黑云母	斜长石	微斜长石
SiO_2	37.376	47.214	38.552	37.003	60.771	64.459
TiO_2	0.006	0.651	1.729	2.717	—	—
Al_2O_3	20.778	0.048	17.293	16.461	24.536	18.425
FeO	30.771	17.385	18.499	22.317	0.023	—
MnO	6.049	0.385	0.187	0.333	0.002	—
MgO	2.943	13.775	11.068	9.861	—	—
CaO	1.155	10.078	0.421	0.039	5.693	0.006
Na_2O	—	1.710	0.009	0.023	7.451	1.415
K_2O	—	0.451	9.322	8.626	0.547	15.085
Cr_2O_3	0.085	0.049	—	—	—	—

表 4 花岗质岩石稀土元素含量及参数表(10^{-6})

Table 4 The content and parameter of rare-earth elements in granitic rock (10^{-6})

编号	野外编号	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho
1		47	72	8	28	6.5	1.1	56	1.1	5.0	0.8
2	$A_{13}H$	28.47	128.69	1.97	33.19	5.96	0.70	3.60	0.34	3.97	0.81
3	Y_3	22.35	99.91	1.38	25.76	4.84	0.62	3.44	0.24	3.42	0.61
4	Y_4	15.29	61.62	0.97	15.67	2.66	0.21	2.17	0.20	2.23	0.60
5	B_{12}	20.88	38.87	1.41	19.54	3.28	0.22	2.09	0.17	1.48	0.51
6	B_{221}	16.19	50.67	0.95	15.89	2.73	0.50	1.64	0.17	1.77	0.49
7	Y_{302-1}	27.71	75.64	9.71	24.52	10.33	0.05	11.53	2.91	20.06	4.75
8	$Y_{306-276}$	24.94	66.33	8.86	28.91	10.05	0.05	10.48	2.68	17.84	3.85
9	$S_{104-460}$	34.79	83.96	11.47	39.16	11.67	0.18	12.27	2.67	18.77	3.74
10	SP_{101-33}	21.34	56.39	7.17	21.87	7.84	0.06	8.15	2.05	13.37	2.81

编号	野外编号	Er	Tm	Yb	Lu	Y	ΣREE	LREE	HREE	LREE/HREE	δEu
1		2.0	0.5	2.2	0.7	25	205.5	162.6	17.9	9.08	0.59
2	$A_{13}H$	1.99	0.29	1.98	0.35	20.48	232.57	198.98	13.11	14.93	0.42
3	Y_3	2.51	0.35	2.05	0.32	25.95	193.75	154.86	12.94	11.97	0.44
4	Y_4	2.19	0.26	1.95	0.23	23.67	129.92	96.42	9.83	9.81	0.21
5	B_{12}	1.54	0.19	1.23	0.17	9.10	100.68	84.20	7.38	11.41	0.29
6	B_{221}	1.15	0.20	1.62	0.25	9.87	104.09	86.93	7.29	15.18	0.23
7	Y_{302-1}	14.40	2.81	20.53	3.09	119.04	349.01	147.96	80.09	1.85	0.01
8	$Y_{306-276}$	12.37	2.54	19.05	3.15	89.97	300.95	139.14	71.96	1.93	0.01
9	$S_{104-460}$	11.63	1.73	12.10	1.60	112.78	358.52	81.23	64.51	2.81	0.05
10	SP_{101-33}	8.84	1.70	12.03	1.87	74.12	239.97	114.67	50.82	2.26	0.03

1—$Zy\hat{k}^b$ 组矽线蓝晶云母片岩（杨树锋，1987）；2—γ_3 眼球状混合花岗岩（本专题组）；3—γ_3 混合花岗岩（本专题组）；4—γ_4^1黑云母花岗岩（本专题组）；5—γ_5^{1-c}碎裂二云花岗岩（本专题组）；6—γ_5^{3-1}角闪黑云花岗闪长岩（本专题组）；7—γ_5^{3-1c}花岗斑岩（陈炳辉，1987）；8—γ_5^{3-1a}花岗斑岩（933队）；9—γ_5^{3-1b}石英斑岩（陈炳辉，1987）；10—γ_5^{3-2}细粒花岗岩（陈炳辉，1987）。

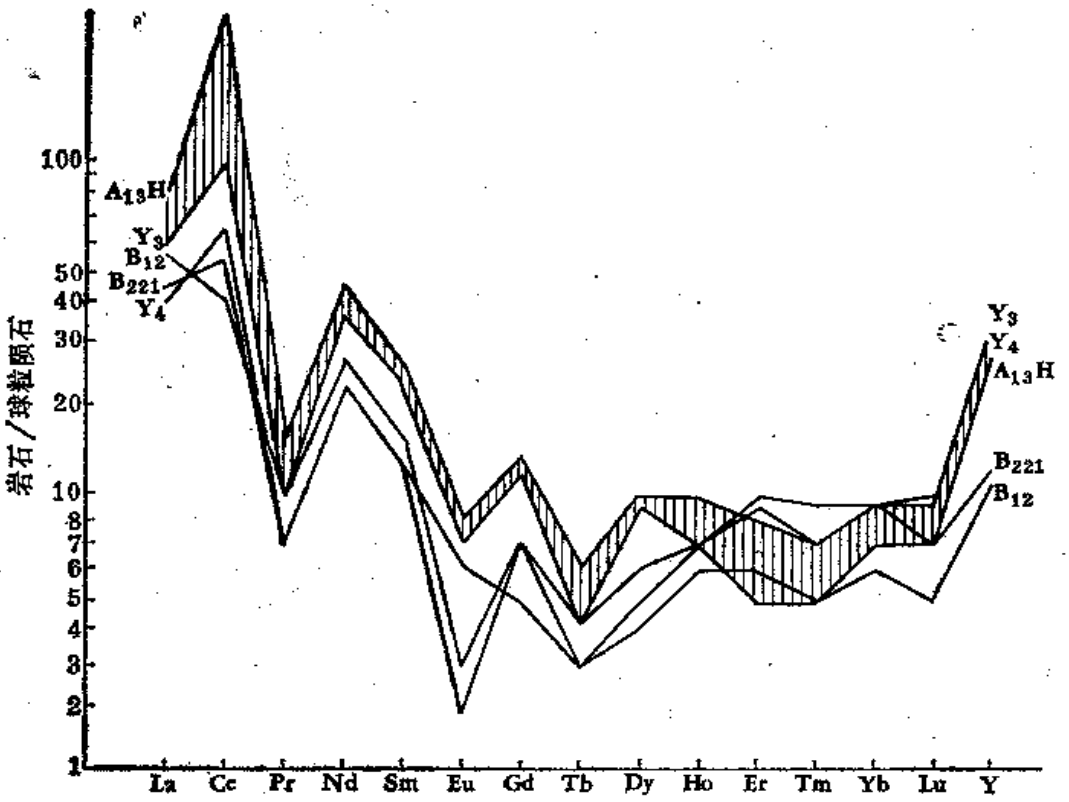


图 4　花岗质岩石稀土元素配分模式

Fig. 4　Chondrite-normalized REE pattern for granitic rock

Y_3、Y_4、$A_{13}H$、B_{221}、B_{12}图注见表 4

微观见具扭折、鱼形及发辫状的云母，塑变结构，核幔结构，碎粒重结晶的多边形晶粒非常发育，以及新生矿物呈线状展布。

（三）华力西—印支期及燕山期花岗岩

华力西—印支期花岗岩和燕山期花岗岩为陆壳改造型的重熔花岗岩，由地槽沉积物经过改造，形成了重熔-再生岩浆，侵位到地壳浅部结晶形成。

1．分布、时代及产状

华力西—印支期花岗岩(γ_4^3)分布于隆起区两侧的边缘，特别是北缘的断裂坳陷带中，呈线形分布，以岩基和小岩体产状产出。此期岩体同位素年龄数据不多，可能有铜罗顶、平塘的石山岩体（K-Ar 同位素年龄为 208 Ma）、北界岩体和八排岭岩体，其岩性为黑云母花岗岩或二长花岗岩。在罗定县合江的变粒岩及混合岩中采得 6 个黑云变粒岩和 2 个条带状混合岩所组成的 Rb-Sr 全岩等时线，其年龄为 264±9 Ma；而罗定县太平圩荔枝洞混合花岗岩锆石 U-Pb 法 4 个样品给出上交点年龄为 1210±670 Ma，下交点年龄为 316±9.4 Ma，下交点代表花岗岩化时代（叶伯丹，1987）。以上显示继加里东期的构造—变质—岩浆作用事件后，华力西—印支期也可能同样出现上述事件。此外，阳春县圭岗的大王山糜棱状眼球片麻岩 Rb-Sr 岩石-矿物等时线年龄为 206±11 Ma（陈挺光，1986），反映了原岩在 439±14 Ma 时发生了一次热事件，而且正恰好与印支期造山运动相一致，造成了 Rb-Sr 的重新调整。产生热事件的变质作用因素是强烈的动力变质作用和混合岩化作用。

燕山期强烈的断块运动利用和改造了较老的断裂构造，形成了许多纵横交错的断裂带，控制了呈北东向和东西向分布格局、遍布全区的燕山期花岗岩（γ_5）。岩体以小岩株、岩墙等产出为主，与围岩呈侵入接触。内接触带有围岩捕虏体及流动构造，外接触带有混染岩，岩体内部具冷凝边，能划分出相带。

燕山期花岗岩分早晚两期。早期（γ_5^2）分布于云开地区的东西边缘，与隆起的边缘断裂有关，侵入于侏罗纪晚期地层中，同位素年龄为195±5—137±5 Ma，岩性为二长花岗岩。值得注意的是：廉江县和寮混合花岗岩锆石U-Pb法获得下交点年龄为181±5Ma（简平，1988），这就提供了燕山运动早期即早侏罗世，在云开地区曾发生过混合岩化作

表5 华力西—印支和燕山花岗岩岩石化学成分和标准矿物数值

Table 5 Chemical composition and normative constituents of Hercynian-Indosinian and Yanshanian granites

编号	氧化物重量百分比（%）											
	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	灼失	总和
1	76.40	0.22	11.82	0.06	1.93	0.03	1.08	0.50	3.58	3.78	0.01	0.73	99.41
2	73.24	0.18	14.92	0.46	0.74	0.03	0.04	0.34	2.09	5.69	0.02	1.67	98.02
3	61.72	0.51	18.23	1.23	3.83	0.09	1.41	1.79	1.57	2.63	0.14	6.16	99.31
4	75.93	0.07	12.56	0.45	1.24	0.03	0.15	0.55	3.43	4.24	0.00	0.45	99.10
5	75.83	0.10	12.56	0.41	1.34	0.04	0.16	0.62	3.23	4.28	0.00	0.61	99.20
6	76.63	0.05	12.66	0.53	1.14	0.01	0.12	0.55	3.28	3.74	0.03	0.63	99.40
7	75.78	0.05	13.36	1.40	0.71	0.01	0.32	0.77	3.34	3.90	0.09	1.07	100.8
8	75.43	0.01	12.50	0.17	1.27	0.12	0.05	0.30	3.86	4.40	0.01	0.91	99.03
9	75.06	0.11	12.10	1.00	2.27	0.03	0.10	0.62	1.89	5.32	0.02	1.10	99.62
10	74.93	0.02	13.73	0.00	1.26	0.11	0.03	0.42	3.75	4.00	0.02	0.86	99.13
11	74.69	0.02	13.44	0.06	1.80	0.08	0.14	0.40	4.27	4.00	0.02	0.14	99.06

编号	标准矿物重量百分比（%）									
	ap	il	mt	Or	ab	an	C	hy		Q
								en	fs	
1		0.46		22.27	30.44	2.50	0.92	2.61	3.17	37.01
2		0.30	0.69	33.96	17.83	1.70	4.49	0.10	12.93	32.39
3	0.31	0.91	1.85	15.59	13.11	8.90	9.58	3.51	5.28	34.25
4		0.15	0.70	25.05	28.84	2.78	1.33	0.40	1.72	37.61
5		0.15	0.70	25.05	27.27	3.06	1.53	0.50	2.11	37.07
6		0.15	0.70	22.27	27.79	2.50	2.35	0.30	1.58	41.10
7	0.31	0.15	2.08	22.83	28.32	0.83	3.36	0.70		40.74
8	0.03	0.05	0.23	25.99	32.68	1.42	1.09	0.12	2.28	34.40
9	0.03	0.02	1.46	31.42	15.99	3.01	2.13	0.25	3.22	40.78
10	0.03	0.05	0.05	23.66	31.73	2.01	2.50	0.06	2.45	35.76
11	0.03	0.05	0.09	23.66	36.13	1.90	1.39	0.35	3.37	31.97

1—3—本专题组：1—黑云母花岗岩，γ_3^3，平塘；2—碎裂二云母花岗岩，γ_3^3，北界；3—角闪黑云花岗闪长岩，γ_3^3，石录；4—7—广东区测队，1969：4—细粒斑状花岗岩，γ_5^{3-1}，塘尾；5—细粒斑状花岗岩，γ_5^{3-1}，远头坑；6—细粒花岗岩，γ_5^{3-1}，富峰岭；7—中粒斑状花岗岩，γ_5^{3-1}，秋风街；8—10—陈炳辉，1987：8—花岗斑岩，γ_5^{3-2a}；9—石英斑岩 γ_5^{3-2b}；10—花岗岩，γ_5^{3-2c}；11—花岗岩，γ_5^{3-2}，933队。

用的重要信息。此外，四会县石牛头糜棱状花岗岩中，测得 ^{40}K-^{39}Ar 法频谱年龄为181±15 Ma❶，四会-吴川断裂带北端在侏罗纪早期也发生过强烈的动力变质作用。

燕山晚期花岗岩（γ_5^3）侵入于白垩纪晚期地层中。分两阶段：第一阶段（γ_5^{3-1}）同位素年龄为137±5—10 Ma，岩性为花岗闪长岩及二长花岗岩。廉江县塘蓬黑云二长花岗岩锆石U-Pb法上交点年龄为1487±68 Ma，下交点即成岩年龄为128±4 Ma，阳春县石寨花岗闪长斑岩Rb-Sr法年龄值为122±1 Ma（年龄数据汇编，1986）。属于本期岩体尚有富峰岭、雷华岭、垌尾、运头坑、石亭、艮横村、单旦等。第二阶段（γ_5^{3-2}）同位素年龄为100—67±3 Ma，岩性有花岗斑岩、石英斑岩及细粒花岗岩，信宜县艮岩花岗斑岩Rb-Sr等时线年龄86.9 Ma（广东704地质队，1987），罗定县八帝山花岗斑岩K-Ar法年龄值87 Ma，锡坪石英斑岩K-Ar法年龄值81 Ma，渤洞细粒花岗岩K-Ar法年龄值57.9 Ma，属于本期岩体的尚有杜湾、白鸡坳、贵龙、上平、田头尾等。

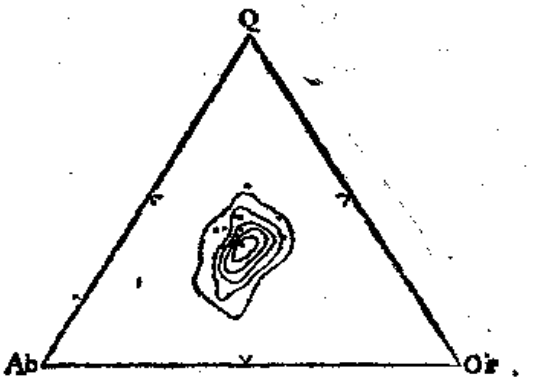


图5 花岗岩的Q-Or-Ab投影图
（据鲍文，1958）
Fig. 5 The Q-Or-Ab diagram for granitic rock
(from Baowen, 1958)

2．岩石化学特征

华力西—印支期及燕山期花岗岩岩石化学成分和标准矿物数值见表5。将标准矿物含量投影在Q-Or-Ab三元系相图中（图5），大部分投影点接近低温槽且较集中。

二、地质构造

工作区地处云开隆起中南部，其东部是四会-吴川断褶带的隆褶部位，西部是岑溪-博白断褶带的隆起部位。本区挟持在两大断褶带之间，属印支期北东向断块隆起的云开-云雾山脉。区域历经多次地壳运动，产生不同时、空和序次的构造系统，显示各种构造的叠加、干扰和复合等关系，形成复杂的构造格架和控岩控矿规律。

（一）区域地质构造特征

1．加里东北西向褶皱带

本区基底地层主要是震旦—寒武系地槽型类复理石碎屑岩建造，经加里东区域变质和混合岩化，形成浅变质砂板岩、片岩、变粒岩、小眼球片麻岩、大眼球混合片麻岩、大眼球片麻状混合花岗岩，夹有大理岩透镜体、含砾层、石英岩、硅质岩、斜长角闪岩等。由于遭受后期多次构造叠加，使岩石线理错综复杂。据绝对年龄测定为400—500 Ma，属加里东构造旋回形成的褶皱基底。区内北西向褶皱构造较明显的背斜和向斜有7个带（表6），其基底展布特征简述如下：

（1）褶皱特征：属线型复式褶皱类型，以直立褶皱为主，褶皱南宽北窄（20—10km）。

❶ 陈挺光，1983，广东西部罗定云浮一带变质岩的时代讨论及构造特征。广东地质科技，第2期。

表 6 大田顶变质-混合杂岩田加里东北西褶皱一览表

Table 6 The northwest folds of Caledonian cycle in Datianding metamorphic-migmatite area

褶皱名称	组成褶皱	规模(长/宽)(km)	轴向地层	两翼产状	褶皱展布、变化
新垌-石板背斜	新垌 石板	80/20	310° Z—∈北翼见 Mr_3	SW翼 220°∠50° NE翼 40°∠30—50°	石板一宝圩一带，南翼地层完整，北翼未工作。石板北西向辉长岩体呈透镜状
鹅颈-平山向斜	官河街-大庙水口镇隆	260/20	310° Z—∈Mr_3	SW翼 40°∠40° NE翼 220°∠35°	北西端被NE、NNE向片理叠加，中西部镇隆、水口一带仍保留NW向地层
马贵-池垌背斜	马贵背斜，白石池垌复向斜	80/18	305—320° Z—∈广布 Mr_3	SW翼 220°∠35° NE翼 45°∠40—70°	马贵一古丁一带以东，被NNE向动力变质带斜切，西部被信宜SN向断裂变质带干扰，褶皱轴位不准
朱砂-东田向斜	北部朱砂、中曹扶、南银岩倒转	80/15	305° Z—∈广布 Mr_3	SW翼 40°∠40—70° NE翼215°∠40—65°	朱砂和曹扶向斜正常，银岩一东田向斜倒转，其褶皱轴位是否南移，待工作
贵子-新堡背斜	贵子背斜，新坑尾、新堡倒转	60/10	305°Z—∈ 南部广布 Mr_3	SW翼215°∠40—65° NE翼 35°∠50—60°	新堡一带大面积混合花岗岩，其轴位是推测的
石垌倒转向斜	石垌	23/6	305°北翼Z—∈ 南翼 Mr_3	SW翼 Mr_3 NE翼 215°∠50°	褶皱轴位是推测的（据1:5万合水、思贺幅地质图的单斜构造分析得出）
思贺背斜		20/6	NW南翼Z—∈ 北翼 Mr_3	SW翼 215°∠50° NE翼 Mr_3	

（2）不同时期构造关系：本构造带东南端被四会-吴川断褶带横截；西部被信宜-廉江断褶带切割或晚古生代地层覆盖。

（3）相关的断层：区内加里东构造以褶皱为主，断裂不发育，明显可见北西向纵断裂和层间挤压断裂的存在：康垌断裂、贵子断裂、宝圩背斜核部纵断裂、银岩-东田北西向倒转向斜核部断裂构造带等。

2．印支期北东向断褶带

本区北东向断褶构造带和动力变质带是印支期的主干构造，东西和南北向是其配套剪切构造。主干构造如大王山北东向动力变质带之糜棱状眼球片麻岩，Rb-Sr 测年为 206±14 Ma，而原岩为 439±14 Ma，即加里东混合片麻岩经华力西末期—印支期动力变质而呈北东向。另有混合花岗岩 K-Ar 测年为 268 Ma，东西、南北向动力变质带之片岩经 K-Ar 法测年，分别为 211.71±3.28 Ma 和 229.64±3.67 Ma，均证明其热事件发生于华力西—印支期（图 6）。

（1）四会-吴川北东向构造带：①动力变质带：西起庙龙，东至石寨，宽20余公里。带中有大量北东向动力变质带的块段和新生的糜棱岩带、片理化带。②断裂：带中脆性断层仅见于三镜屋硅化断裂破碎带，主要有：吴川-鹅颈断裂；那霍-山坪圩-罗阳-茶垌断裂；大陈圩断裂；内垌-七星岗断裂；勒竹-天堂断裂等。③岩浆岩：断裂带内印支岩体有所出露，如马山（η_5、γ_5^1）岩体、三甲（ϕo_5）岩体及沿深切断裂贯入的中基性小岩体。

（2）廉江-信宜断褶构造带：主轴分布在廉江、化州、合江、镇龙至信宜丁堡，全长 150 km，主体宽 20 km。构造组成：①褶皱：廉江-中垌复式褶皱，包含廉江-合江向

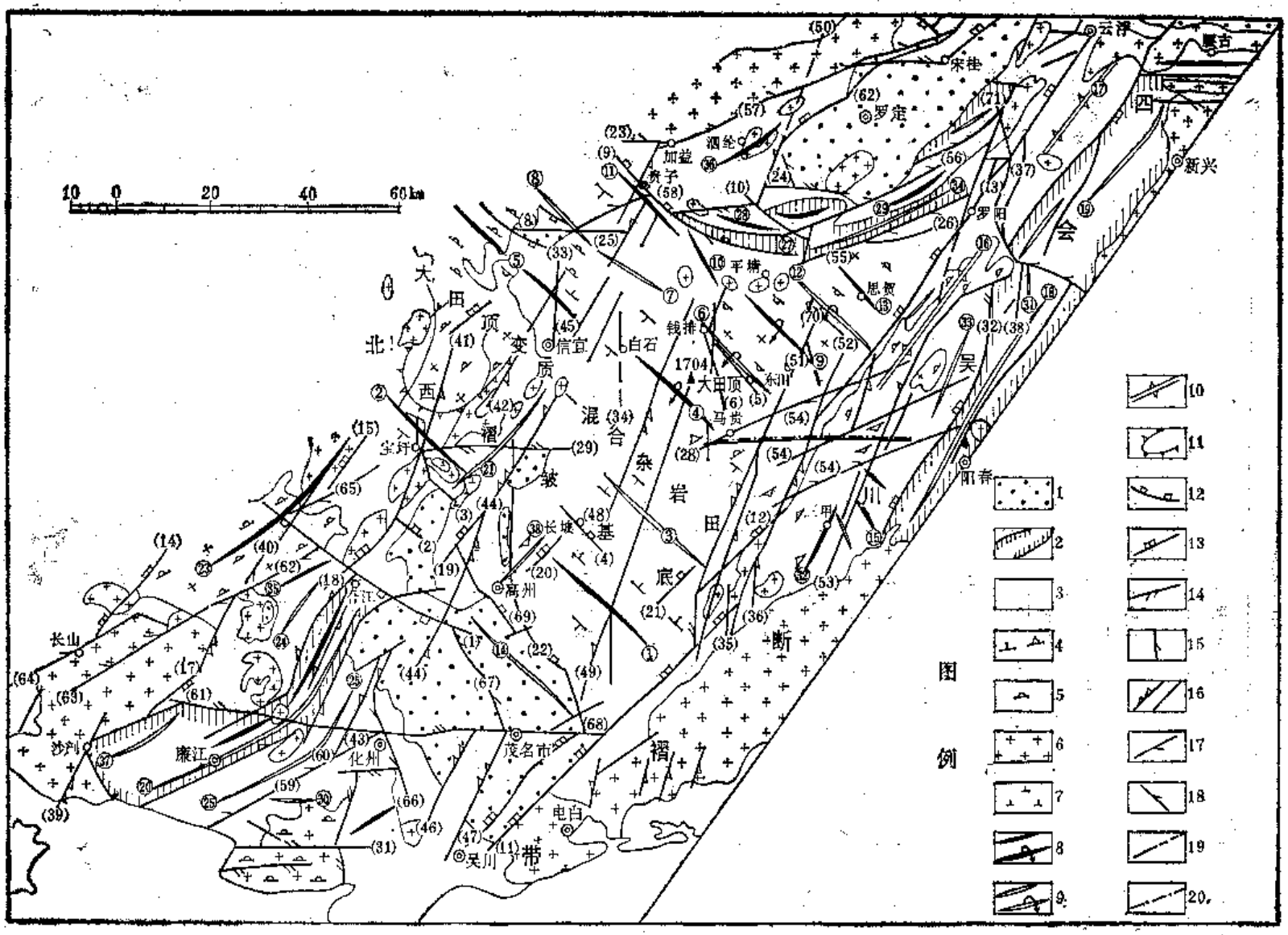


图 6 粤西南云开隆起区构造纲要图

Fig. 6 The outline structural map of Yunkai Swell in South-West Guangdong province

1—中—新生代盆地；2—泥盆—二叠系；3—震旦—志留系；4—地层产状、片理；5—大眼球混合岩产状；6—花岗岩类；7—中基性岩浆岩类；8—背斜、倒转背斜；9—向斜、倒转向斜；10—隆起；11—构造鼻；12—北西向断裂；13—北东向断裂；14—东西向断裂；15—南北向断裂；16—北北东向压扭性断裂；17—北东东向剪切断裂；18—北北西向剪切断裂；19—实测、推测断裂；20—糜棱岩带；①—⑮—加里东期北西向褶皱（复式）；⑯—㉛—印支期北东向褶皱；㉜—㊳—燕山期叠加褶皱；(1)—(10)—北西向断裂带；(11)—(20)—北东向断裂变质带；(21)—(31)—东西向剪切断裂变质带；(32)—(38)—南北向剪切断裂变质带；(39)—(53)—北北东向断裂变质带；(54)—(65)—北东东向剪切变质带；(66)—(71)—北北西向断裂

斜、秋风江向斜、河唇向斜。②断裂：西有高陂、坡北、古城、文河、山祖等断裂，东有高州、银岗垌、林坑断裂，中有那务、南圹、良坑、顿棱、山车等断裂。断裂长20—100km，倾向多为北西，倾角大于50°，多为逆断层。③岩浆岩：主要分布在构造带的主轴上，多为基性小岩体，少量酸性岩体。南端有山车岩体（δo_6^1）、蛇圹岩体（γ_6^1）；中部有那务岩体（γ_6^1）、石板和林坑岩体（γ_6^1）；北有三望垌、田头尾（γ_6^{1-2}）岩体等。

（3）贵子-满圹东西向断褶构造带：本带贯穿云开大山，总长达140 km，区内长80 km，宽16 km。为一动力变质带。核心发育复式向斜，有新榕、罗磨、罗镜诸向斜和龙洼顶背斜。断裂有连州、新榕、船步、旺沙-朱沙诸断裂。构造带贵子至分界一带受贵子-新坑尾北西向背斜核部纵断裂影响均呈北西向；东部罗镜至满圹一带受燕山北东东向断裂改造而转向北东东向，两组断裂于罗镜一带衔接呈弧形。岩体有印支期的姬洞辉长岩体（γ_5）、石山顶岩体（γ_6^1）、铜鼓顶岩体（γ_6^1）、楼洞、石达岩体（γ_6^5）。

（4）官湖-圹缀东西向剪切变质带：分布于茂名—廉江和吴川—遂溪之间，长80km，宽40 km。北有茂名-化州和温州大断裂，中有良光向斜和圹缀断裂，南有官湖、龙头断裂。变质带内岩石中白云母K-Ar年龄为229.64±3.67 Ma，属华力西—印支期的产物。

3．燕山期构造

主要显示北北东向断裂构造带和北东东向与北西西向剪切带。北北东向两个构造带：三甲-永宁断褶带和廉江-金垌断裂带。配套的剪切构造带，北东东向有：永宁-马贵、罗阳-大坝、贵子金滩、长山-平山、安铺镇-廉江等断裂；北北西向有：白子坳、扶良、茂名-石鼓、顿棱、谢牛岭、古丁、秋风街等断裂。燕山期构造牵动印支和加里东构造，共同控制本区中—新生代的茂名盆地和罗定盆地的产生与红色地层的沉积作用，有关岩浆活动及丰富的金属成矿作用。区内金矿多为燕山晚期形成。现将主要构造带与成岩成矿关系举例如下：

（1）三甲-永宁北北东断褶带：核部南起齐联圩，北达镇安，长40 km，宽20余公里。带内由动力变质形成的北北东向片理、片麻理、劈节理、糜棱岩带、断裂带、滑褶皱、岩浆岩带组成断褶构造带。

褶皱构造：①三甲背斜：据图6，该背斜核部位于三甲—永宁一线。西翼片理走向20—30°，倾向295°，倾角60°。东翼倾向东，倾角70°。地层为变粒岩与片岩互层夹大眼球状混合岩。背斜西南端延至八甲和尖山金矿一带。②祠堂地（圭岗东部）-花滩林场向斜：轴线为北河—祠堂地—那柳垌—花滩林场一线，长28 km，宽约6 km。西翼缓，倾角20—50°，东翼陡，倾角70°。

断裂构造：从西至东：①那霍-七星-活台；②印垌-江上-上峰；③鹅颈-庙友；④八甲-大垌-长圹；⑤沙牛圹-大王顶东部断裂。断裂带总体走向20—30°，倾角70—80°。沿断裂带发育糜棱岩化带、千糜岩带、片劈理带、蚀变带及燕山晚期酸性岩脉。

（2）金垌-新安北北东向断裂构造带：该带以金垌、宝圩、壶垌、官桥、新安一带为轴，长80 km，两侧宽40 km。

① 中轴部位在金垌至新安一线，走向22°。北段是金垌至高坡北北东动力变质带；中段在与印支构造轴部相交的复合处发育断裂与岩浆岩和控制着K—R纪红色盆地；南端有蛇圹、新安等燕山期岩体，显示多组断裂交汇处活动性的结果。

② 东部信宜-化州断裂带，北段为北北东片理化带，宽达2 km；中南段有水口-顿棱、

沙田、尖头圩等断裂组成，控制烟墩岭、谷贡圩、茂北 K—R 纪红色盆地和燕山期岩浆岩带。

③ 西部那楼-龙湾圩断裂构造带，全长 80 km，可分三段：a.北段是文楼北北东向雁列褶皱带，长近 20 km；b.中段是岩浆岩带，有清湖岩体、古城断裂、环下北北东断裂及圹蓬岩体、石角和太平岩体；c.南段是环下-龙湾圩断裂，呈 NE—NEE 向短轴雁列褶皱。

本带北部有那楼之圹窝金矿和双坡、白楼、大嶂顶、金坡等金矿。

（3）北东东向剪切带：本剪切带片理化、糜棱岩化发育，强烈者形成滑褶皱和断裂带。明显的有：

① 永宁-马贵剪切带：以永宁—七星一带为中心，走向 60—70°，倾角 60—80°，长约 50 km，宽 8 km。本带南部的石蒙、莘蓬岩体控制了狐狸角、白石牙、朗练金矿。

② 贵子-金滩剪切带：位于米砂—旺沙—贵子—泗纶—金滩一线。长 100km，宽 14km，被罗定红色盆地所覆盖。这是多组构造复合之构造带，控有垌尾、秋风街、八帘山等燕山晚期侵入体及其岩浆期后热液金矿，沿贵子—金滩一线金矿点星罗棋布，成为北东东向金矿带（图 16）。

（4）北北西向剪切断裂：规模较大者有：①茂名第三纪红盆地西缘与白垩系之间不整合；②发育于震旦纪地层中的顿梭断裂、谢牛岭断裂；③化州北部的扶良断裂，控制岩体和震旦—寒武系与白垩系之间的不整合。北北西向节理或断裂是良好的含金石英脉充填的成矿构造，如尖山、德禄岭金矿等。

从白子坳断裂下盘的绿泥石云母片岩中挑取白云母作 K-Ar 法测年为 192.03±3.16 Ma，证实是燕山早期的断层。

4．中—新生代断陷红盆地

（1）茂名盆地：受加里东北西向褶皱基底之纵断裂——康垌断裂控制，与大田顶混合-变质杂岩田拉开断陷；其东南侧受吴川断裂制约；西部受化州南北向印支断裂制约，而北西边金垌-新安北北东断裂带挤压扭动是其原动力，形成张扭型断陷红盆地。

（2）罗定盆地：盆地东西两侧为北东向，南北两端边缘为近东西向，状似菱形，是印支期之格架，但受燕山期北东东向剪切断裂带扭动和挤压而部分改变其边缘方向。其原动力应是其东侧之齐圩-三甲-永宁-罗阳-镇安-六都北北东向燕山主干大断裂的作用，形成压扭型断陷红盆地。

（二）构造旋回与构造运动

1．加里东构造旋回与构造运动

晚元古代至早古生代，本区属华南地槽的一部分，地壳运动表现为强烈的垂直振荡运动，沉积了巨厚的震旦—寒武系浅海相类复理石火山-碎屑岩建造。寒武纪末期的郁南运动，本区上升为水下隆起，局部地区沉积奥陶—志留系页岩和碎屑岩建造。志留纪末期，强烈的造山运动，伴随广泛的区域变质和混合岩化作用，使地槽沉积物形成紧密的线形褶皱带和混合岩田，伴有层间挤压断裂带和纵断裂，形成加里东北西向褶皱基底——大田顶变质-混合杂岩田。

2．华力西—印支构造旋回和构造运动

地壳运动以升降为主的地台发育阶段。泥盆—石炭纪下降为海，本区核部为水下隆

起，在隆起周围沉积了浅海相碎屑岩建造、碳酸岩建造、含煤碎屑岩建造。二叠纪至中三叠世，本区地壳上升为陆地。中、晚三叠世间，发生了席卷华南的印支构造运动，它以深切地壳的线形流变为主的断裂，形成本区北东向和东西、南北向的动力变质带和断褶构造带。云开隆起为此期形成。沿动力变质带核心部位有基性或酸性岩体侵入及有色、稀有金属、沉积铁、锰、硫、磷、煤等矿产的产出。

3．燕山构造旋回和构造运动

燕山构造旋回，本区发育断陷盆地，以陆相沉积的砂页岩、复矿红色碎屑岩等建造为主，夹有膏盐、可燃有机岩等。岩浆活动广泛，局部有中酸性次火山岩及火山碎屑岩等建造。

燕山构造运动，早期以强烈的动力变质作用为特征，形成北北东向断褶带和剪切配套的北东东和北北西向构造。它们叠加在加里东北西向基底和印支北东向构造带上。晚期以脆性断块运动为主，尤以继承性追踪断裂活动为特色。燕山期构造并未从根本上重新组合印支期形成的构造格架，只是一定程度的改造和复杂化，并引起加里东北西向基底和印支构造复活，共同控制白垩一第三纪断陷红盆地沉积及五次主要酸性岩浆活动和成矿作用，形成丰富的有色金属、稀有、稀土等矿床。本区金矿主要是其晚期形成。

4．喜马拉雅构造旋回和构造运动

本区喜马拉雅期构造运动主要是继承性的断块运动，沉积有第三系的红色砂砾岩之复矿碎屑岩建造，膏盐、可燃有机岩等矿产产于断陷红盆地中。本区南缘沿海一带有玄武岩、粗面岩、安山岩等中基性火山喷发作用。

（三）构造与成岩成矿的关系

1．与成岩有关的构造

（1）加里东大规模混合岩化作用，多是顺层或沿背斜轴部形成，是继区域变质稍后完成，而晚期岩体是沿纵断裂或层间构造贯入。

（2）印支期岩浆活动均出现于印支断褶带的最强部位，多为深层基性小岩体呈线状分布。

（3）燕山期岩浆活动强烈广泛，大岩体出露在大田顶变质-混合杂岩田周边的印支期构造与燕山期构造叠加交接复合部位。产于岩田北西向褶皱带的岩体少而小，沿北北东或旁侧向老的构造裂隙贯入，多为岩株和岩脉。

2．与成矿有关构造

（1）燕山期构造：①北北东向主干构造是导岩导矿的主要构造，如白马、活台金矿。矿体产于糜棱岩化碎裂裂隙里，多形成小于1 cm的金矿脉。②北东东向的剪切动力变质带和断裂，是肇庆河台式糜棱岩型或动力变质片岩型金矿的有利地段，如茶山丰垌口金矿；③北北西向剪切断裂，是成矿的有利空间，如尖山、德禄岭金矿。

（2）印支期构造：在燕山运动之构造应力场作用下，印支构造系统被牵动，其构造方向因各地作用力性质不同而异，决定着燕山晚期成矿的方向。①南北向剪切构造处于张扭作用力位置，对成矿非常有利，故本区南北向含金石英脉多而广，如白马、陂头山、贵龙、花楼顶等，但尚未找到含金石英脉群形成的大、中型金矿床；②北东和东西向构造处于燕山运动之压扭性应力位置，对成矿不利，金矿脉少。

（3）加里东期构造：北西向纵断裂或层间构造，在燕山运动的应力场作用下，转换成张性或张扭性裂隙、节理、断层，是成矿的有利构造，故变质-混合杂岩田中，北西向

金矿多且广。在燕山运动强烈的南东东-北西西挤压区域，顺层裂隙系统发育，可形成大的金矿床，本区东田金矿矿化带长达数公里。此外，白马矿区部分矿脉、白鸡坳、利市、金林、圹窝等金矿均为此类型矿点。

三、金矿类型及主要矿床特征

（一）金矿床（点）的分布

云开隆起粤西地区罗定至高州一带，金矿点多，分布面广，尤以罗定、信宜两县历来是采金活跃地区。据前人资料和调研民采情况，初步了解全区已知金矿床（点）超过150处。其中信宜、罗定都在50处以上，而民采新发现矿点仍不断增加。随着地质勘探工作的扩展，已探明廉江庞西垌金银矿、罗定连州金矿、合江榨架金矿，近年又探得信宜合水东田金矿（中型以上规模）。区内金矿床（点）的分布受一定地质条件和成矿因素的制约，纵观全区，展示出若干大小不等的矿化（点）密集区（图16）。由北向南依次为：

罗定盆地西侧金滩-三家店-泗纶-合江金矿床（点）密集区；罗定盆地南缘连州-新榕-双傍矿化（点）密集区；信宜贵子-茶山-阳冲-榕木矿化(点)密集区；信宜朱砂-三南矿化（点）密集区；信宜钱排-合水矿床（点）密集区；信宜平塘-新堡-思贺矿化(点)密集区；高州康垌-顿梭-沙田矿化（点）密集区；化州镇安德禄岭-对那岭矿化（点）密集区；化州文楼-白枚矿化（点）密集区；廉江庞西垌-金岭矿床（点）密集区；遂溪石头岭-求水岭矿化（点）密集区。

（二）金矿主要类型

根据已知金矿床（点）的工程揭露和调研资料，对其成矿地质条件和矿化特征的综合分析，本区金矿大致可分以下主要矿床类型：

1．石英脉型金矿

含金石英脉可产于各个时代地层和不同岩石之中，较多见于震旦系变质岩、混合岩及花岗质岩，也产于古生代地层和中生代盆地的红色岩层中。常以单脉或脉组产出，规模大小不一。矿石主要为半透明白色块状石英，部分矿床含烟色石英和黄铁矿等硫化物。常可分出少硫化物石英脉金矿和多硫化物石英脉金矿。硫化物主要有黄铁矿、方铅矿、闪锌矿、辉银矿、黄铜矿、毒砂等矿物。硫化物多者常含银较高，常形成以银为主的金银矿床。一般含金品位不高，含量极不均匀，偶有品位高的局部富集地段。围岩热液蚀变多为硅化、黄铁矿化，亦常有绢云母化及绿泥石化等。成矿受构造控制，属裂隙充填热液矿床。此类金矿数量多，分布很广，但多数矿点规模小。例如，罗定县黎少森木岭金矿点、六迪矿点、连州五和矿点、信宜县贵子石子岗矿点、平塘童子根矿点、钱排石青坑矿点等均属之。

2．硅化断裂带-石英脉复合型金矿

这类金矿成矿地质条件与前类型基本相同，因矿化形式与矿体特征有所差异而划分。含矿热液循构造断裂带或破碎带强烈蚀变和矿化，交代成矿作用为主兼以充填作用，形成显著的硅化带矿体。常伴有黄铁矿化、绢云母化、长英岩化、绢英岩化、绿泥石化等蚀变。一般矿体边界不明显，与围岩多为渐变过渡关系。矿化蚀变带中常在裂隙较宽处沉淀有石英团块，或作断续分布，部分地段形成石英脉体或为石英细网脉蚀变带、蚀变破碎带及蚀变角砾岩带等，形成不同矿化类型组成的复合型矿床，以不典型的矿化或过渡形式最为常

见。多数矿床金矿化极不均匀。此类金矿产出比较普遍。例如，罗定县泗纶厂头坑矿点、加益圣口矿点、信宜县钱排白马金银矿、三叉坳矿点、下贵龙矿点、廉江庞西垌金银矿床等。

3．沿层矿化片岩型金矿

本类型金矿是指形成于区域变质的片岩带，如石英云母片岩和云母石英片岩、斜长角闪片岩、片状变粒岩或细变粒岩与片岩互层等岩层中矿化顺层产出的矿床。主要是沿层间断裂、破裂、层-片理、微裂隙及孔隙成矿。因片岩受挤压或剪切等应力作用，层-片理间产生微褶曲-断裂、密集劈理及层间滑动所致。矿体为含金矿化片岩，受硅化和较弱的绢英岩化、黄铁矿化、绢云母化、绿泥石化等蚀变。一般无明显的边界线，以分析含金品位圈定矿体，呈似层状和透镜状，亦有发育为石英网脉或细脉组成的矿体，常形成断续分布的矿带。矿石的组成矿物较简单，主要为石英或含黄铁矿及少量其他硫化物，方铅矿、闪锌矿、辉银矿等。金为自然金，呈细粒分散状。矿床一般含金品位稍低，但较均匀，亦有富集矿体（形成工业矿床），呈现热液交代-充填成矿的特征。如信宜合水东田金矿，初步探明达到中型以上规模，此一类型矿点不少。

上述三类金矿均属热液矿床，与构造密切相关，充填和交代作用形成多含或少含硫化物的石英-金组合系列，矿床成因和成矿条件存在共性，应属同一大类。由于它们之间又有矿化形式与产状特征的差异，以及工艺技术上的特点，据此将矿床类型加以划分。

此外，区内尚未发现具有工业规模的砂金矿床，已知均为一些残、坡积金矿点，规模较大的有角砾岩热液硫化物风化铁锰残积型金矿，如罗定连州黄胆岭金矿床。

（三）某些金矿床特征

1．信宜县白马银金矿床

位于信宜县钱排镇白马村，县城东行至合水镇公路途经矿区。

（1）地质概况：区域地层为震旦系云开群b组区域变质岩。矿区出露变质砂岩、变粒岩、石英云母片岩与黑云母片麻岩，呈互层产出，走向北西，倾向南东。部分地区有混合岩及二长花岗岩，偶见燕山晚期岩浆活动的石英斑岩脉，与银金矿的成矿关系密切（图7、8）。区域断裂构造发育，有北东走向的钱排-平圹断裂和白马坪-风门坳断裂，东西向的岩头铺断裂等。矿区内断裂构造按其产状有4组：近南北组，走向NNE 4—20°，是矿区主要控矿构造；北西组，走向310—325°，倾角70—80°，局部有矿化；北东组，走向30—60°，倾角50—80°，含锡矿，亦有金、银矿化；东西组，见于局部地段，未发现矿化。

（2）矿床特征：白马银、金矿是一个含硫化物硅化破碎带-石英脉复合型矿床。矿化受断裂构造控制。按矿化断裂带产状可分3个矿化带，其中以近南北向的Ⅰ号矿带矿化较好，工作程度较高。各矿带规模、产状见表7。

矿石有厚生及次生两类。原生矿石据其矿石成分、矿物组合及结构构造分为3种：含金石英脉矿石、硅化破碎岩矿石和蚀变片麻岩矿石。各种矿石中多少含围岩角砾。主要矿物为石英，少量绿泥石、绢云母、玉髓、黄铁矿、毒砂、方铅矿、闪锌矿、自然金、自然银、金银矿、银金矿。局部地段含硫化物较多，矿体出露地表部分有次生氧化矿石。

围岩蚀变限于破碎带及近矿围岩，主要有硅化、绢云母化、黄铁矿化、绿泥石化和碳酸盐化。其中以硅化与黄铁矿化与金、银矿化关系最为密切。

矿床形成可分为热液期和表生期。热液期又可划分4个成矿阶段：乳白石英-黄铁矿

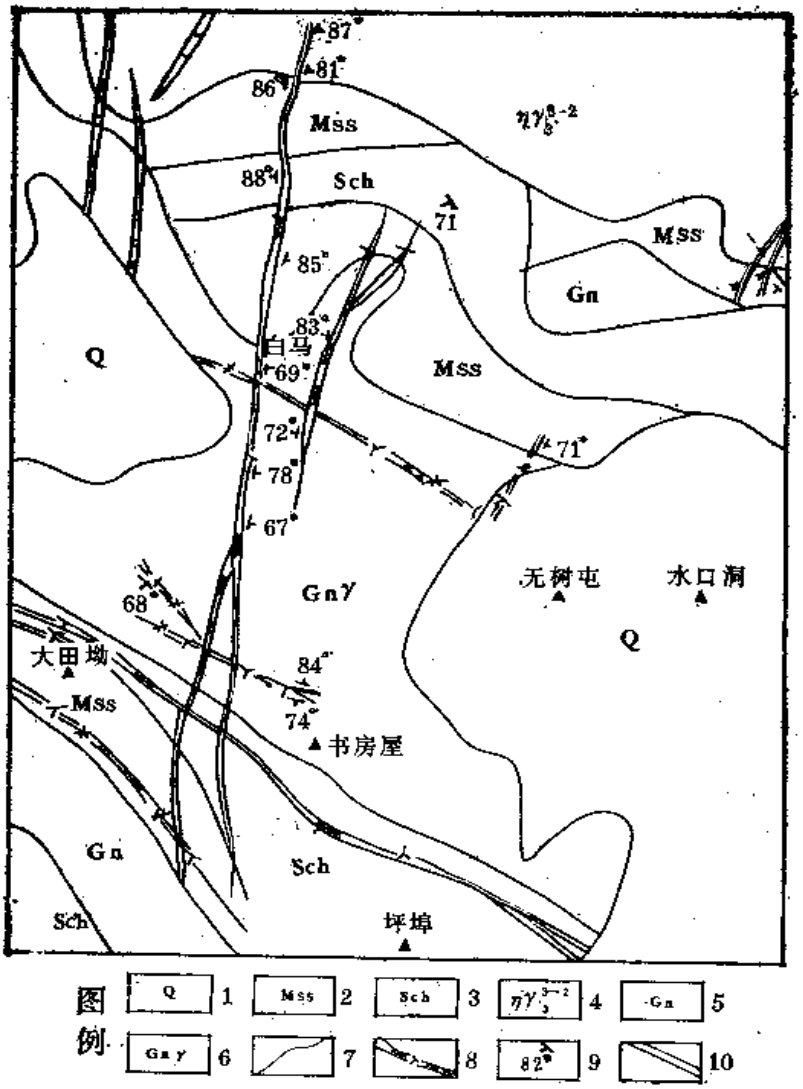


图 7 白马矿区地质略图

(据292 地质队)

Fig. 7 The outline geology map of Baima gold mining area

(from 292 geological team)

1—第四系；2—变质砂岩；3—片岩；4—二长花岗岩；5—片麻岩；6—片麻状花岗岩；7—地质界线；8—硅化破碎带；9—产状；10—块状石英脉

表 7 白马矿区金、银矿化带规模、产状一览表

Table 7 The scale and occurrence of gold and silver mineralized zones in Baima mining area

矿带编号	矿体数(条)	走向	倾向	倾角	走向延长(m)	倾向延长(m)	厚度(m)	矿化情况
Ⅰ号矿带	3	350—15°	SE	60—80°	1120	30—100	1.5—2.0	含金、银较好
Ⅱ号矿带	4	305—310°	SW	75—85°	200—300	<50	0.5—2.0	一般
Ⅲ号矿带	1	25—30°	SE	70—85°	400	10—30	0.5—1.0	较差

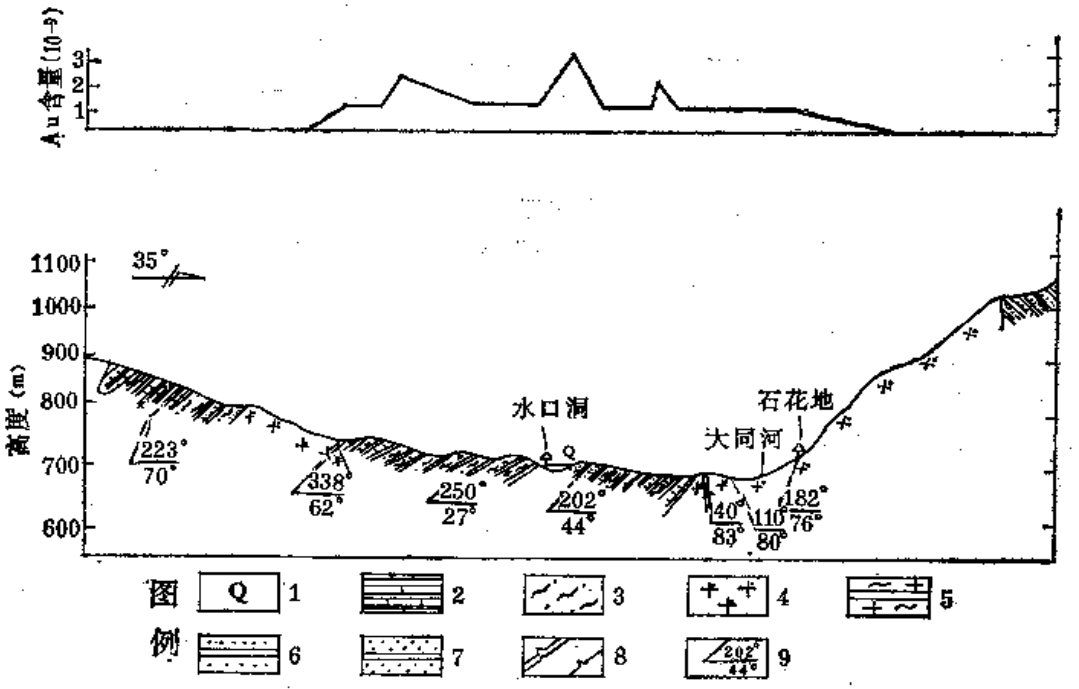


图 8　白马矿区剖面示意图

（据292地质队资料修改）

Fig. 8　The geology section of Baima mining area

1—第四纪沉积物；2—黑云母片岩；3—片麻岩；4—黑云母花岗岩；5—花岗片麻岩；6—云母石英片岩；7—变质砂岩；8—硅化构造带；9—岩性界线及产状

阶段，金银矿化微弱；烟灰石英-黄铁矿-毒砂阶段，是矿区金的主要成矿阶段；无色石英-方铅矿、闪锌矿阶段，含金品位较低，但含银较高；玉髓-碳酸盐阶段，未见含金。表生期产生氧化矿石，含较粗粒的金、银矿物。

矿化富集和分布规律：主要矿体为Ⅰ号矿带，其北段以金矿化为主，中段为金、银矿化，南段主要为银矿化。矿体浅部以银矿化为主，向下金矿化增强，银含量降低。Ⅱ号矿带矿化较差。Ⅲ号矿带矿化更差。北北东向与北西向断裂交汇部位矿化较强，在含金断裂带或矿脉产状突然变化处矿化也较好。金、银主要富集在石英-黄铁矿-毒砂较多的矿石中，尤其是受后阶段矿化叠加处，含烟灰色石英、细粒石英、毒砂、细粒—粉末状黄铁矿及其细脉含金、银较高。绢云母化、黄铁矿化和硅化与金、银矿化关系密切。蚀变带宽的矿体含金，银也较高。

（3）矿床成因：矿体主要赋存于斜切地层近南北向的断裂破碎带，无动力变质现象。矿区地质剖面的片岩、片麻岩和混合岩等围岩，经系统微金分析，金含量均甚低，多为克拉克值上下，未发现富含金的矿源层。硅化断裂带矿床与围岩两者的含金量为突变关系。表明成矿物质金、银组分并非直接来自围岩组分的迁移富集。矿体与蚀变带含金异常，显示后生的热液矿化特征。

采自矿区Ⅰ号矿带矿石的石英中气液包裹体，其气液相成分测定资料见表8。成矿溶液pH值6.30—6.45，阳离子成分中以K^+、Na^+为主，$K^+ > Na^+$，为富K^+、富CO_2的中酸性热液。矿区内有石英斑岩脉，外围南、北部出露花岗岩体，区域分布各种小侵入体，它们属于同一岩浆活动体系。邻近有著名的银岩斑岩型锡矿床，其成矿母岩为燕山晚

表 8　石英包裹体气液相成分表

Table 8　The composition of gaseous and liquid phase in the beuidae inclusions in quartz

成分 / 样号	pH	Eh(mV)	电导率 uu/cm×10	液相 (10^{-6})								气相(ml/100g)		
				K^+	Na^+	Ca^{2+}	Mg^{2+}	HCO_3	F^-	Cl^-	SO_4^{2-}	CO	CO_2	H_2O
F1-1	6.45	73.42	0.055	0.48	0.33	0.16	0.03	2.39	0.03	0.2	0.91	3.84	3.84	75.84
F1-2	6.30	82.29	0.14	2.81	1.06	0.08	0.04	2.23	0.12	0.12	3.91	13.28	3.84	92.12

期（γ_6^{8-2}）侵入的花岗斑岩岩株（傅昌来等，1988）。岩体及其周围盛产锡（含Mo、Bi、W组合）和金（Ag、Pb、Zn组合）矿。白马银金矿的成矿特征与银岩锡矿及附近东田金矿床等十分相似。可认为金矿和锡矿的成因均与燕山晚期的岩浆活动有关。

2．信宜县东田金矿床

东田金矿床位于信宜县合水镇东田村。矿区出露震旦系云开群b组（Zyk^{b-2}）黑云母片岩、石英云母片岩、云母石英片岩、斜长角闪岩、黑云变粒岩、黑云斜长片麻岩等变质岩。外围混合岩化多为眼球状混合岩、混合花岗岩。石英斑岩与花岗斑岩脉有北东和北西两组，后者断续延伸至银岩地区。银岩岩体形成斑岩型锡矿床，据K-Ar法测年，岩浆活动属燕山晚期。与本区锡矿和金矿有成因关系。区内构造主要有北东向断裂和北西向层间断裂，一些断裂与裂隙有金矿化。

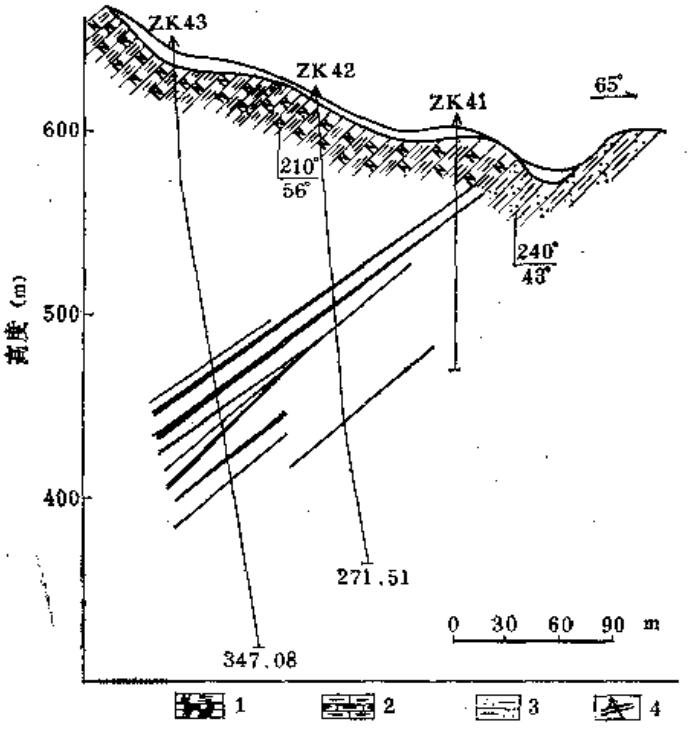


图 9　信宜东田金矿床勘探剖面图

（据黄金15支队）

Fig. 9　The prospecting section of the gold deposit in Dongtian, Xinyi county

(from 15th branch gold team)

1—黑云斜长片麻岩；2—透辉岩；3—云母石英片岩；4—钻孔及矿体

金矿床产于两侧被混合岩挟持的区域变质岩带的片岩中，整体走向为北西。沿片岩的顺层断裂带矿化，矿床产状与片岩层、片理及构造产状基本一致，倾角较缓，一般为30—50°，由多个似层状或层脉状矿体叠置组成矿带。地表出露单矿体矿化稍弱，向深部矿化增强，近平行矿体增多。已控平均品位$>5\times10^{-6}$工业矿体若干个，另有多个品位$(3—5)\times10^{-6}$矿体，单个矿体厚度0.85—2.2m，平均厚度>1.3m。见矿床勘探剖面图（图9）。已追索矿带断续延长达十多公里。

矿床浅部金矿沿片岩层间构造和两侧的顺层微裂隙、孔隙浸染矿化，形成硅化带，局部挤压弯曲，膨胀处含透镜状石英团块或石英脉。矿体与围岩无明显的界线，据分析含金品位圈定矿体。矿床延伸，一些矿体石英增多，由石英网脉和硅化带组成。围岩蚀变还有

绢云母化、绿泥石化和黄铁矿化，矿床总体蚀变强度不高。

矿石的矿物组成较简单。矿石矿物以自然金为主，含有银金矿、金银矿。共生矿物有黄铁矿，少量黄铜矿、磁黄铁矿、黝铜矿、闪锌矿和石英、黑云母、白云母等。自然金以微粒包裹金为主，嵌生于石英和硫化物中。含金矿石可分为：含云母、石英金矿石、硅化片岩金矿石和含硫化物石英（细脉）金矿石。

成矿作用早阶段为细粒黄铁矿-石英（白色）组合，气液包裹体测定成矿温度为270—300℃，矿石含金稍差。较晚为石英（灰色）-多金属硫化物组合，成矿温度150—180℃，是金的主要成矿阶段。通过对包裹体成分、矿石微量元素、铅同位素、氢氧同位素、稀土配分和地层岩石含矿性等特征的研究，及与邻近金矿、锡矿有关特征和成矿条件的对比分析，认为矿床成因为燕山晚期岩浆中—低温热液交代-充填作用浅成的沿层矿化片岩型金矿床。

四、成矿作用与成矿规律

云开隆起地区金矿点分布广，但是具有工业规模的大矿、富矿较为少见。已知的原生金矿多为内生热液矿床，深入研究其成矿物质来源、成矿作用机制、控矿条件及成矿富集规律，仍为当前探讨的主要问题。

（一）成矿物质来源

区内热液金矿床的成矿物质来源包括成矿组分金的来源和成矿介质热水溶液的来源两个方面。在复杂的地质作用过程中，两者相结合形成统一的物源。

1．矿源层

视为矿质初步富集的含矿岩层，成矿物质来源的基础，常作为直接形成某种矿床如层控矿床的重要因素。本区金矿床（点）产在不同地层岩石之中，尤多见于变质岩地层。区域地层是否存在金的矿源层，金能否直接来自某些富含金的地层形成矿床，需作探讨。

据报道，云开隆起北东段罗定至广宁地区，前人所做的一些地质剖面，不同时代地层和河台金矿（岩）石的金含量分析（表9、10），显示震旦系和寒武系地层金的丰度值超出地壳平均值数倍，认为“震旦系和寒武纪地层是最有利的矿源层，可以提供形成金矿床的物质来源”。“构造岩中高的含金量显示了地层中金的活化迁移和集中的结果”[2-3]。以上资料表示，该地区地层存在含金矿源层，借助断裂构造作用及混合岩化-花岗岩化作用，使金活化迁移和富集，形成含金高的构造岩和金矿体。金直接来自矿源层。

在本研究区内，笔者作了由阳春石菉经信宜新堡、合水、白石、东镇至北界，横穿全区震旦系变质杂岩长达160多公里的区域实测地质剖面，采集255个各种岩石样品作微金含量分析（广东719地质队检测），其结果绝大多数岩石的含金量都不超过地壳的平均值。除斜长角闪片岩含金量稍高外，各种片岩，变粒岩、片麻岩、混合岩、花岗质岩等的含金量均较低，且彼此甚为接近（表11，图10）。而金丰度值高的部位都落在剖面通过的矿点及矿化断裂处，由后生矿化所引起，但不是所有断裂都受矿化。同样在本区所作的信宜白马银金矿区地质剖面（图8）、东田-银岩金矿田的冻水坑-山寮角地质剖面（图11）等的微金含量分析结果，都反映了矿体和矿化断裂部位含金量高，而地层的含金量均低于金的克拉克值。上述资料显示，研究区内剖面通过的范围，金的矿源层并不明显。一些动力构造带如

表 9　云开隆起粤西区北段地层含金量统计表（单位：10^{-9}）

Table 9　Statistics of gold content in strata of north Yunkai swell, west Guangdong province (unit 10^{-9})

剖面号 / 含金量 / 地层	P_1（荷包田—留垌）			P_2（四会—古水）			P_3（肇庆—播植-莫村）			总平均
	样数	变化值	平均值	样数	变化值	平均值	样数	变化值	平均值	
上三叠统				4	11.2—28.5	18.5	10	1.5—2	1.8	6.5
石炭系							13	1—11	2.2	2.2
泥盆系							19	<1—1.5	1	1
志留系	10	1—7	2.5				29	1—8	2.2	2.3
奥陶系	5	1.5—10	4.3	11	3—11.5	8.2	21	<1—6	1.9	4.1
寒武系				16	1—25	16.3	2	1.5—2	1.7	14.7
震旦系	15	1—17.5	6.3	34	2—36	12.3	1	2.5		10.3

据广东 719 地质队

表 10　河台金矿岩（矿）石金含量统计表（单位：10^{-9}）

Table 10　Statistics of gold content in rocks(ore) of Hetai gold mine(unit 10^{-9})

序号	岩（矿）石名称	样数	变化值	平均值
1	未变质砂页岩			20
2	轻变质砂页岩			11.9
3	微片岩			7.8
4	片岩			5.8
5	混合岩化片岩			4
6	混合岩			4.7
7	混合花岗岩			4.5
8	花岗岩			3
9	一般构造岩	12	3—10	68.4
10	千糜岩	10	7—576	
11	矿体		1 000—7 3190	

据广东 719 地质队

糜棱岩带、动力变质带等，除个别有金矿化的异常外，多数无金的高值，表明构造动力作用直接产生金的迁移富集现象亦不明显。

2．含矿热液来源

（1）含矿热液主要来自地壳重熔岩浆：根据本区热液金矿床（点）产出的地质位置，它们与构造、岩体的时、空关系，与其它矿产如锡矿孪生分布的成矿特征等资料显示，金矿形成与重熔岩浆活动密切相关。有以下现象和依据：

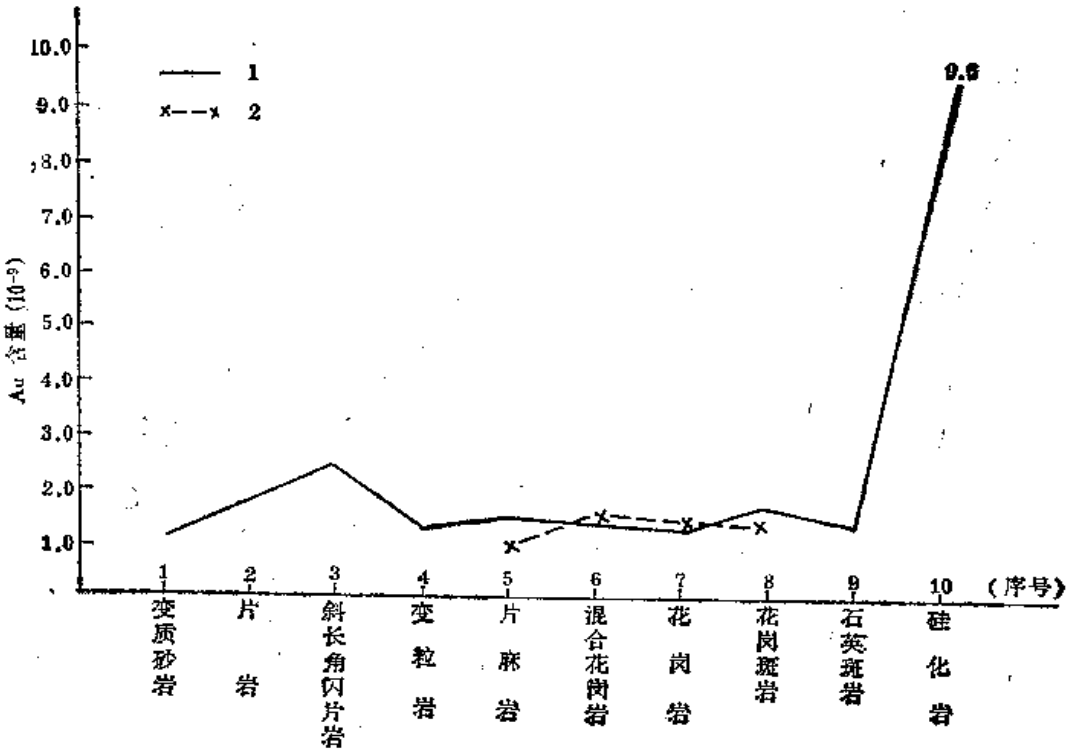


图 10　云开隆起信宜剖面主要岩石含金量曲线图

Fig. 10　Diagram of gold content in the main rocks in Xinyi section, Yunkai swell area

1—各类岩石平均含金量曲线；2—4 种岩石（经糜棱岩化后）的平均含金量曲线

表 11　云开隆起信宜剖面主要岩石含金量统计表（单位：10^{-9}）

Table 11　Statistics of gold content in the main rocks of Xinyi section, Yunkai swell area (unit 10^{-9})

序　号	岩　石　名　称	样　数	变　化　值	平　均　值
1	变质砂岩	7	1—1.5	1.2
2	各类片岩	62	1—2.0	1.8
3	斜长角闪岩	6	1—7.5	2.4
4	变粒岩	16	1—1.5	1.3
5	片麻岩（混合岩化）	39	1—2.0	1.5
6	混合岩化花岗岩	32	1—2.0	1.4
7	花岗岩	3	1—1.5	1.3
8	花岗斑岩	7	1—2.5	1.3
9	石英斑岩	4	1—2.5	1.4
10	硅化岩	13	1—58.0	9.5
11	糜棱岩化花岗岩	1	1.0	1.0
12	糜棱岩化混合花岗岩	32	1—2.0	1.5
13	糜棱岩化花岗质岩	25	1—2.0	1.4
14	糜棱片理化花岗斑岩	10	1—2.0	1.4
总　数		255		

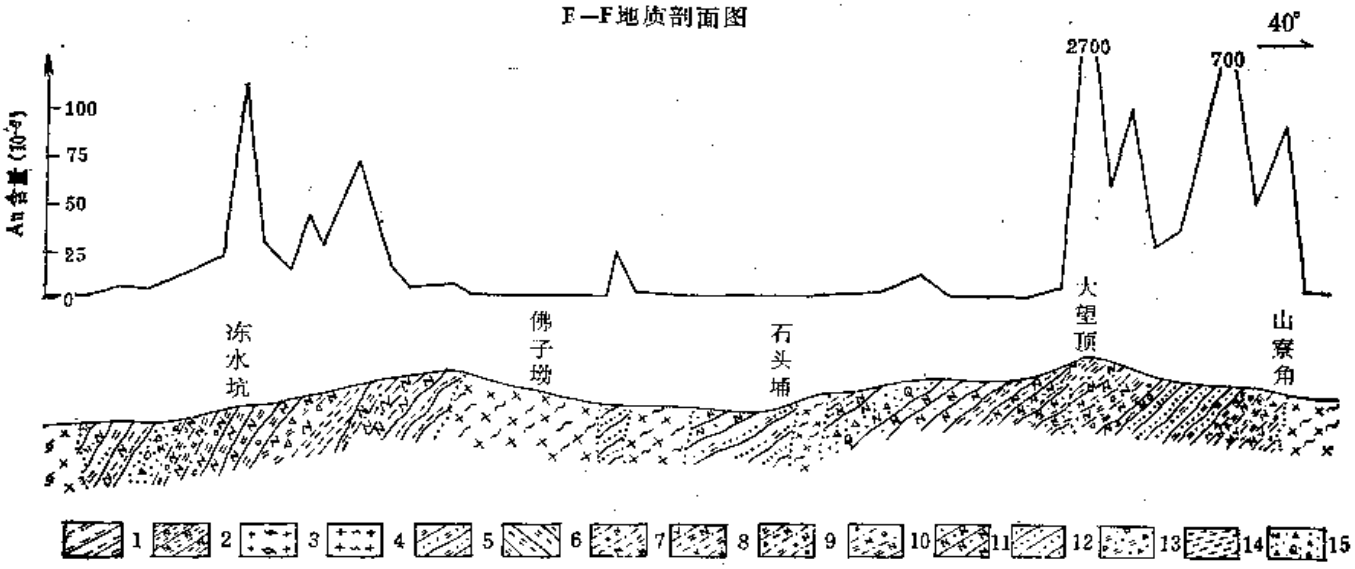


图 11　东田-银岩金矿田冻水坑-山寮角地质剖面图

Fig. 11　The geological section of Dongshuikeng-Shanliaojiao in Dongtian-Yinyan gold field

1—片麻岩；2—黑云斜长片麻岩；3—眼球状混合花岗岩；4—条带状混合花岗岩；5—二云石英片岩；6—二云片岩；7—含榴黑云变粒岩；8—含蓝晶二云变粒岩；9—碎裂白云变粒岩；10—含榴白云变粒岩；11—变质长石砂岩；12—变质石英砂岩；13—绢云母化碎裂岩；14—千糜岩；15—长英质碎裂岩

① 区内一些金矿产于白垩纪盆地红色岩层中，并有花岗岩体侵入红层，两者的形成均在盆地红层沉积之后。如罗定白垩纪红层盆地中有侵入体八帘山花岗斑岩岩株，并产有六迪等金矿。化州红层盆地中有侵入体尖岗花岗岩小岩株和对那岭、德禄岭等金矿点，表明金矿与花岗岩体有密切成因关系，含矿热液来自燕山晚期的岩浆活动。

② 侵入岩的内外带产出锡矿，周围有金、银矿床（点）分布，并向外围延伸较远。例如信宜渤洞地区、贵子-秋风根地区，东田-银岩矿田等均为锡矿与金矿的分布区。已探明的信宜银岩花岗斑岩隐伏岩体，为共生钨、铋矿组合的斑岩型锡矿床，地表有石英斑岩脉体和硫化物锡石矿脉出露，周围产出较多金、银矿床（点），如东田金矿、白马银金矿、前排金矿等（图 12）。环绕岩体产出的锡矿组合和金银矿组合，与岩体有密切的时、空和成因关系。认为含矿热液来自该期岩浆活动。

③ 同位素特征：区内主要金矿、锡矿及其有关侵入岩体的同位素组成特征表明，它们之间存在成因联系和成矿物质的岩浆来源。

A. 铅同位素特征：罗定替架金矿和信宜东田金矿床的采样分析，对比廉江庞西垌金银矿床资料（陈辉琪，1987）及东田-银岩矿田中银岩锡矿与有关侵入岩体的资料[4]。代表本区北、中、南（罗定—信宜—廉江）3 个地段主要金矿、锡矿和有关岩体的铅同位素组成（表12）。从表中数据可以看出：

a. 东田金矿、替架金矿、庞西垌金银矿石的铅同位素组成十分接近，均在同一数量级，且变化范围较窄，说明本区主要的金矿床成因及其成矿物质来源方式相同。

b. 东田-银岩金、锡矿田中，东田金矿石的数据与银岩花岗斑岩和锡矿石的数据基本一致，表明矿田中金矿和锡矿成矿物质的同源性与花岗斑岩岩浆系列有成因关系，它们均

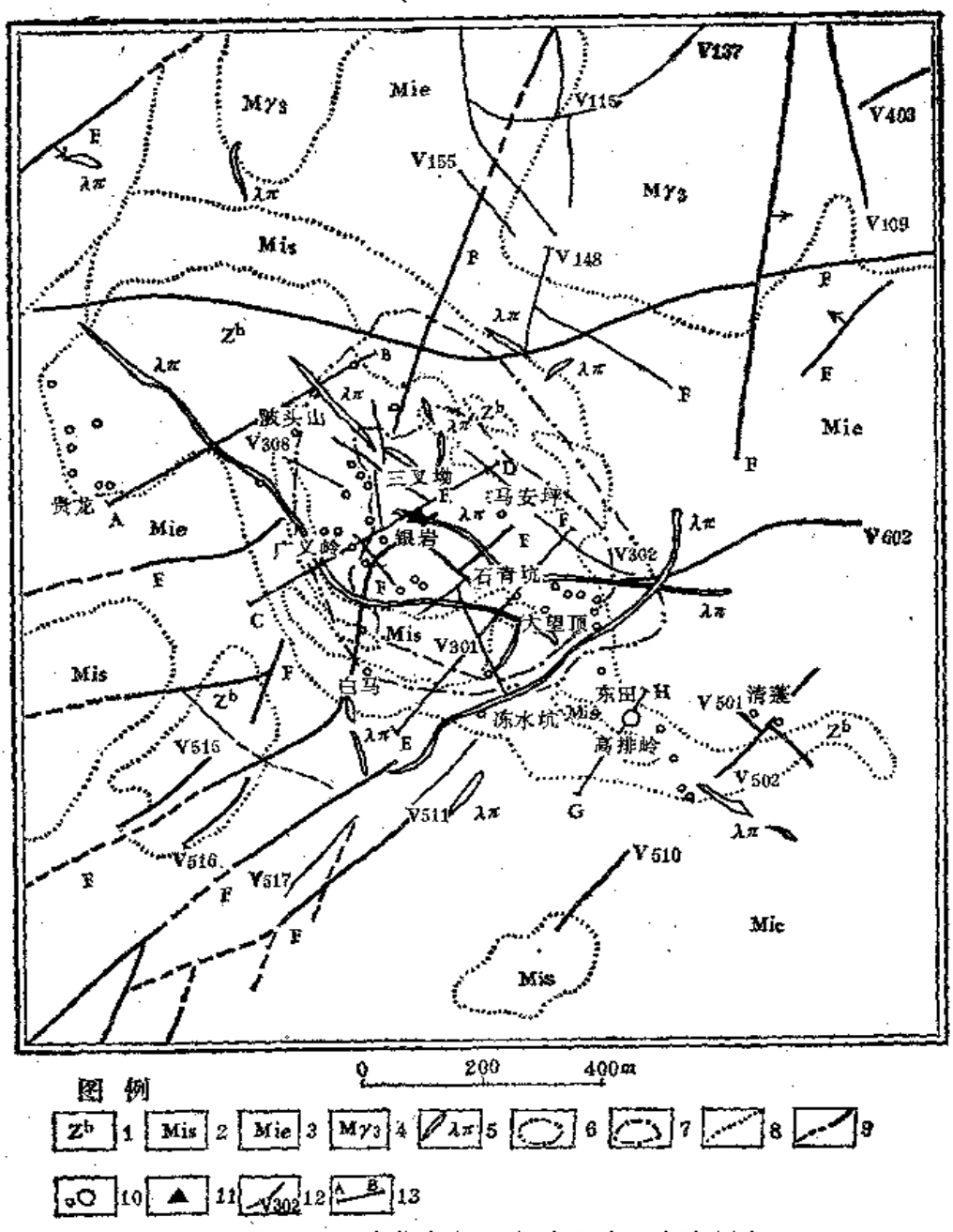


图 12 广东信宜东田-银岩金矿田地质略图

Fig. 12 The outline geology map of Dongtian-Yinyan gold field in Xinyi of Guandong Province

1—震旦系区域变质岩；2—条带状混合岩；3—眼球状混合岩；4—混合花岗岩；5—石英斑岩脉；6—绿泥石化带界线；7—硅化带界线；8—地质界线；9—实测及推测断裂；10—金矿；11—斑岩锡矿；12—锡矿脉；13—地质剖面线

为燕山晚期同源同期岩浆演化的产物。

c. 表12中数据显示，东田金矿床两种矿石样品黄铁矿的铅同位素组成 $^{206}Pb/^{204}Pb$ 为 18.028 和 18.177，变化百分数为 0.82%；$^{207}Pb/^{204}Pb$ 为 15.735 和 15.689，变化百分数为 0.29%；$^{208}Pb/^{204}Pb$ 为 38.532 和 38.573，变化百分数为 0.11%，可见其同位素组成非常一致。^{206}Pb、^{207}Pb、^{208}Pb 的相对百分含量投影于图13，均在正常铅范围。说明矿石

表 12　罗定—信宜—廉江主要金银矿、锡矿和有关岩体的铅同位素组成

Table 12　The Pb isotopic composition for gold-silver and tin deposists and the concerned intrusive mass in Xinyi, Luoding and Lianjiang county

矿区	样品号	样品种类	铅同位素组成			备注
			$^{206}Pb/^{204}Pb$	$^{207}Pb/^{204}Pb$	$^{208}Pb/^{204}Pb$	
信宜东田金矿	花岗质岩-1	全岩	19.037±0.077	15.722±0.066	38.593±0.017	本文，地科院地质所测定
	花岗质岩-2	全岩	19.228±0.062	15.717±0.053	51.178±0.016	
	ZK42-112	黄铁矿	18.028±0.032	15.735±0.045	38.532±0.071	
	ZK42-209	黄铁矿	18.177±0.008	15.689±0.069	38.573±0.017	
罗定蓢架金矿	M-1(1)上盘斜长角闪岩	全岩	18.6139	15.7901	39.2793	同上
	M-1(3)片状变粒岩矿石	全岩	18.2585	15.6973	38.6834	
廉江龙西塌金银矿	样品 1		18.43	15.18	38.53	据704地质队
	样品 2		18.45	16.10	38.54	
	样品 3		19.59	16.56	41.04	
信宜银岩锡矿	Y302花岗斑岩	钾长石	18.698	15.620	39.020	据中山大学俞受鏊、陈炳辉，1988，宜昌所测定
	Y CD4N-47斑岩锡矿石	黄铁矿	18.560	15.590	38.738	
	Y-56穿过斑岩的含锡硫化物脉	黄铁矿	18.601	15.634	38.784	
	Y-DB地表硫化物脉	黄铁矿	17.877	15.489	39.085	
信宜白鸡坳金矿	花岗斑岩脉	全岩	18.860±0.007	18.682±0.006	391.123±0.010	本文，1990

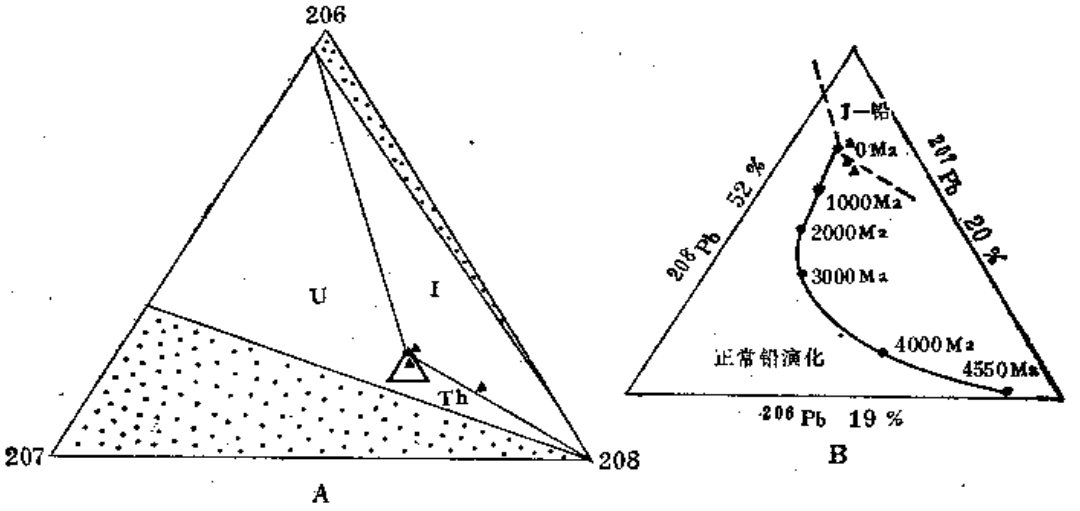


图 13　东田金矿石矿物中的同位素组成

（按 $^{206}Pb+^{207}Pb+^{208}Pb=100$ 作图；长农等，1961）

Fig. 13　The triangle diagram of Pb isotopic composition for the Dongtian gold deposit

B图为A图中三角形的放大图；A、B图中黑三角形为本区铅同位素的投影点；B图中的黑圆点为等时线上的点

黄铁矿中的铅无异常铅的混入。本区金矿、锡矿矿石铅和岩体铅均属同源正常铅。

d. 矿区围岩花岗质岩（混合花岗岩）全岩的铅同位素组成 $^{208}Pb/^{204}Pb$ 为 38.593 和 51.178，变化百分数为 24.69%，变化很大，表明有异常铅的混入。该样品 ^{206}Pb、^{207}Pb、

^{208}Pb 的相对百分含量在图13中的投影落在异常铅范围，属特殊的J铅[5]。

e．铅的源区特征。东田金矿石μ值为8.7和8.8，混合岩（花岗质岩）μ值为9.2，表明以壳源为主。铅同位素组成数据投影于图14中，分别落在克拉通化地壳铅范围和上地壳铅平均演化曲线上，银岩斑岩锡矿和花岗斑岩的铅同位素（据704队和中山大学俞受鏊、陈炳辉）也落在同一范围内，说明它们的成矿物质均来源于地壳的重熔岩浆。

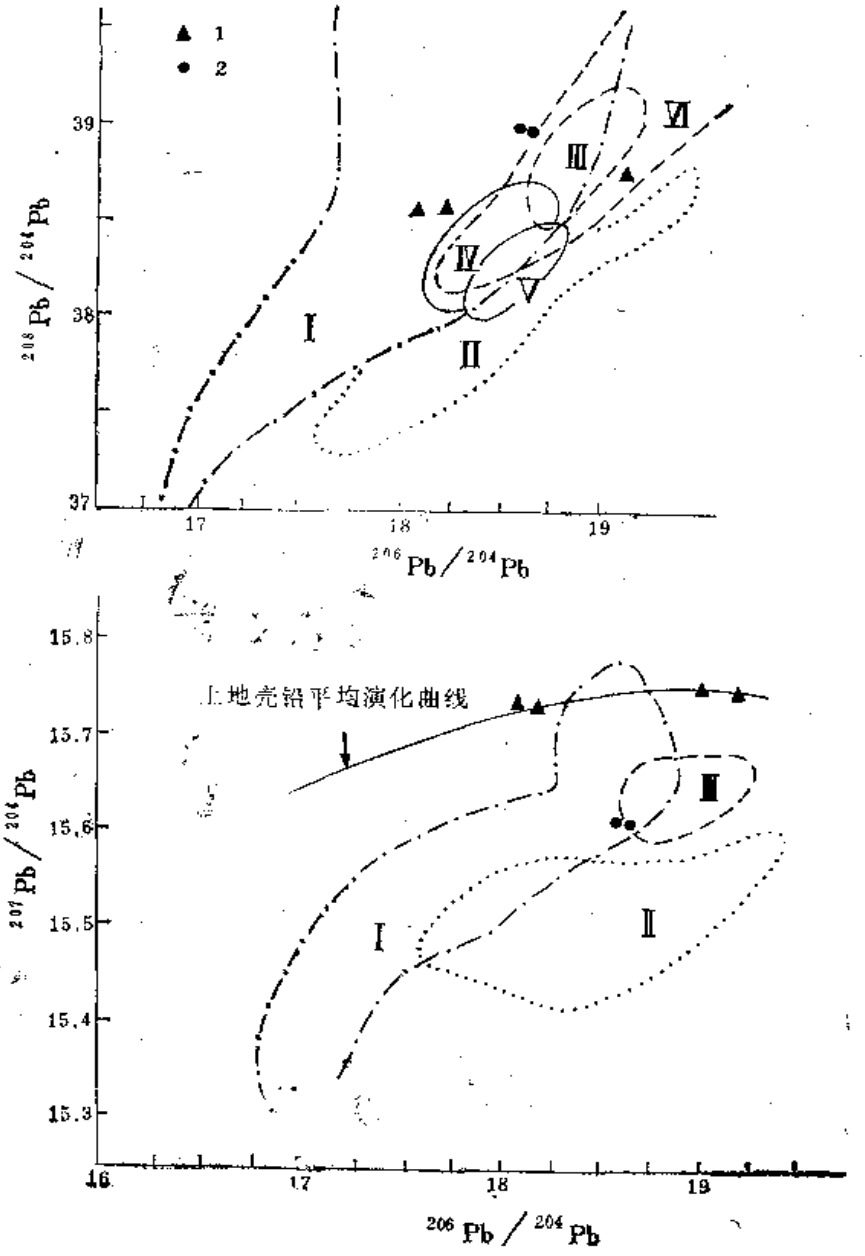


图 14　东田矿区及银岩岩体的 $^{207}Pb/^{204}Pb$-$^{206}Pb/^{204}Pb$ 和 $^{208}Pb/^{204}Pb$-$^{206}Pb/^{204}Pb$ 坐标图

Fig. 14　Diagrams of $^{207}Pb/^{204}Pb$-$^{206}Pb/^{204}Pb$ and $^{208}Pb/^{204}Pb$-$^{206}Pb/^{204}Pb$ for Dongtian gold deposit and Yinyan intrusive mass

1—为东田铅；2—为银岩铅；Ⅰ—克拉通化地壳铅；Ⅱ—大洋火山岩铅；Ⅲ—深海沉积物铅；Ⅳ—岛弧铅；Ⅴ—原始奇异铅；Ⅵ—非克通化地壳铅

B．氢氧同位素特征。信宜东田金矿和罗定替架金矿样品，挑选矿石中的石英单体，分别作石英的氧同位素和石英气液包裹体的氢同位素分析，并引用信宜银岩锡矿资料及廉江庞西垌金银矿、锡坪锡矿等不完全的数据，作表13进行对比研究。从表13中数据可看出

表 13 罗定—信宜主要金矿和锡矿氢氧同位素组成表

Table 13 Data of Hydrogen and oxygen isotopes of the main gold and tin deposits in Luoding-Xinyi

矿区	样号	矿石类型	测定矿物	$\delta^{18}O$(‰)(SMOW)	$\delta^{18}O_{H_2O}$(‰) t(℃)		$\delta^{18}D_{H_2O}$(‰)	备注
信宜东田金矿	ZK_{42}^{330}	硅化云母片岩矿石	石英	11.8	(t=300°) 4.7	(t=150°) −3.8	−86	地科院矿床所测定(1988)
	ZK_{42}^{112}	矿化云母石英矿石	石英	11.1	4.0	−4.5	−78	
	ZK_{42}^{209}	含硫化物石英细脉矿石	石英	12.3	5.2	−3.2	−80	
罗定替架金矿	ML-17	硅化脉石英矿石	石英	14.3	(t=195℃) 4.3			地科院矿床所测定(1988)
	ML-10-4	团块状石英矿石	石英	14.4	4.4			
信宜银岩锡矿	CD_4N-47	斑岩锡矿石	石英	10.3	(t=320℃) 4.1			俞受鏊、陈炳辉
	PD_1-12	围岩中含矿石英脉	石英	11.5	(t=260℃) 3.1		−47	贵阳所测定(1988)
	Y-Sn	斑岩锡矿石	锡矿石	5.0	(t=300℃) 3.3			

以下特点：

a. 东田金矿各种矿石石英中的 $\delta^{18}O$ 数值在 11.1‰—12.3‰之间，差值为 1.2‰，平均值11.73‰，分布范围窄，相当于地壳再造花岗岩范畴（10‰—13‰, Shiel 和Taglor, 1969），替架金矿数值稍高，平均值14.35‰，其差值仅0.1‰。两个矿的平均值为13.04‰，近于花岗岩的数值范围，说明均与岩浆的来源有关。

b. 银岩锡矿石石英中 $\delta^{18}O$ 数值在 10.3‰—11.5‰之间，差值为 1.2‰，平均值为10.9‰，分布范围窄，亦在地壳再造花岗岩数值范畴。与东田金矿综合计算，两矿的平均值为11.3‰，同在花岗岩数值范畴。表明成矿物质均来自矿田中花岗斑岩岩浆系统。

c. 东田金矿石石英中气液包裹体测温（均一化温度），两个成矿阶段有两组形成温度，早阶段为 270—300℃，晚阶段为 150—180℃。成矿热液中 $\delta^{18}O_{H_2O}$ 的两组数值，其高温组取 t =300℃的值为4.0‰—5.2‰，低温组取 t =150℃的值为−4.5‰——3.2‰。东田金矿、替架金矿和银岩锡矿的成矿热液中 $\delta^{18}O_{H_2O}$ 数值变化范围为 3.1‰—5.2‰，比“正岩浆水”（$\delta^{18}O_{H_2O}$ = +6.9‰—+9.0‰）低，反映在岩浆热液演化与形成过程中有外来地下水的加入，其数值越低，则混入越多。

d. 东田金矿热液的 δD_{H_2O} 值在−78‰——86‰之间。将它的氢氧同位素值与各种典型热液氢氧同位素分布范围作图对比（见图 15）。其结果落在大气水与“正岩浆水”之

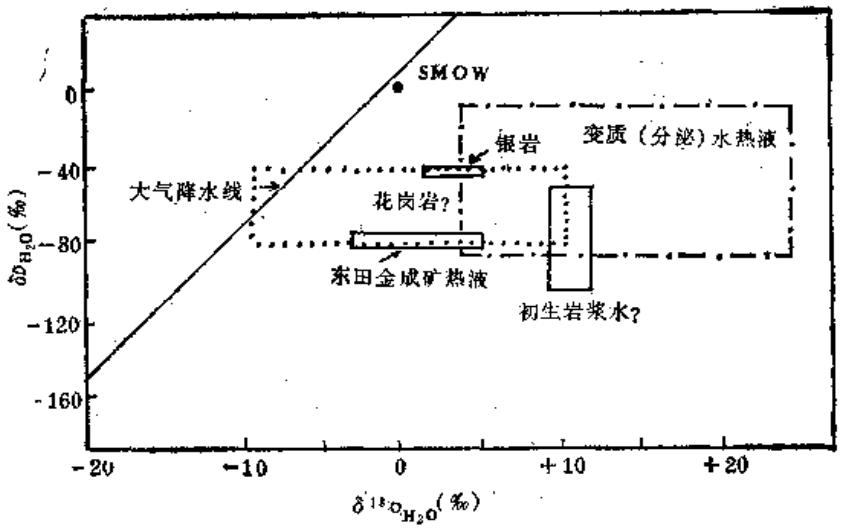


图 15　东田金矿成矿区热液 $\delta^{18}O_{H_2O}$、δD_{H_2O} 投影范围

Fig. 15　Plot of $\delta^{18}O_{H_2O}$、δD_{H_2O} of the hydrothermal solution of Dongtian gold deposit

间，银岩锡矿热液的 δD_{H_2O} 值为－47‰，图中可见东田金矿比银岩锡矿成矿溶液稍偏向大气水一边，均与深源的初生岩浆水有别，说明它们的成矿热液均来源于地壳重熔岩浆水，均有部分大气水渗入混合。

C．稀土元素组成特征。信宜东田金矿石、银岩锡矿石和有关侵入岩体花岗斑岩所作的稀土元素配分分析结果，经处理的资料见表14。将三种样品的稀土配分分析数据与球粒陨石标准化数据及稀土分布模式对比，银岩斑岩锡矿石和花岗斑岩二者基本相似，其线性相关关系大，相关系数 $r=0.990$，东田矿床也大致相似，有较大的线性相关关系，相关系数 $r=0.72$。东田金矿含稀土总量稍少，轻稀土较大于重稀土，Eu 亏损也较少。显然由于花岗斑岩岩体的高度分异演化，在岩体上部矿化形成斑岩锡矿，成矿热液含矿化剂多，同时也富集了稀土元素，锡矿与岩体的稀土分布模式更相近似。而金矿的成矿溶液分出稍晚，迁离岩体较远，带出稀土总量稍少且轻稀土多于重稀土，但其线性相关较大，稀土分布模式仍相类似，表明三者稀土的同源性。金矿和锡矿中的稀土同属来自下部的岩浆岩体。

（2）含矿热液的其它来源问题：①混合岩化、花岗岩化热液：混合岩化、花岗岩化作用的岩石中含金量均较低，并无明显的增减。未有资料证明这些作用过程金的活化、迁移、富集和成矿。强烈的混合岩化、花岗岩化过程中可能产生少量岩浆和热液，每见一些注入状混合岩和伟晶花岗岩，应属局部的初熔岩浆形成。由于重熔规模小，演化分异程度低，不易产生大量富集的含矿热液。②地下水循流热液：前述东田金矿和银岩锡矿成矿热液的氢氧同位素资料说明，岩浆热液成矿过程均有外来地下水的加入。这些外来水有可能从围岩中萃取部分金加入岩浆成矿热液。至于由单一地下水循流含矿热液富集而形成的金矿，目前尚无肯定的资料，有待研究。

3．成矿时代

据本区地质背景、构造-岩浆活动特征，金矿产出的地质空间及有关测年资料，可大

表 14 信宜东田金矿床矿石与银岩锡矿（斑岩）床矿石和有关花岗斑岩稀土元素含量（10^{-6}）

Table 14 The content of rare-earth elements of Dongtian gold ore, Yinyan tin ore (porphyry) and the concerned granitic porphyry of Xinyi county

样号	样品	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb
银岩锡矿： C岩ZK302-1 Y 302-1	花岗斑岩	27.21	75.65	9.71	28.36	10.06	0.05	10.53	2.82
CSn ZK 402-1 Y 402-50	黄玉化斑岩锡矿石	113.1	288.96	42.35	177.04	63.94	0.46	60.27	14.85
东田金矿： C Au ZK43-222	含硫化物矿石	32.16	65.85	12.01	40.95	13.19	3.28	15.19	2.58
银岩锡矿： Lu C 岩 Y302-1	花岗斑岩	3.32	4.33	2.27	3.34	2.30	2.99	2.53	1.04
Lu CSn Y402-50	黄玉化斑岩	4.13	5.67	3.75	5.18	4.16	0.78	4.10	2.71
东田金矿： Lu CAu ZK43-222	含硫化物石英细脉矿石	3.47	4.18	2.49	3.70	2.58	1.19	2.72	0.95

样号	样名	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Y	ΣREE	r
银岩锡矿： C岩ZK302-1 Y 302-1	花岗斑岩	20.06	4.25	14.40	2.86	20.53	3.09	19.64	349.04	
CSnZK402-1 Y 402-50	黄玉化斑岩锡矿石	102.9	21.05	68.83	12.46	87.46	12.59	676.32	1742.66	
东田金矿： CAuZK43-222	含硫化物矿石	15.16	2.83	6.22	0.90	5.36	0.83	64.77	280.78	
银岩锡矿： Lu C岩Y 302-1	花岗斑岩	3.06	1.45	2.67	1.03	3.02	1.13	4.78		
Lu CSn Y402-50	黄玉化斑岩	5.26	3.05	4.23	2.52	4.47	2.53	6.52		0.990
东田金矿： Lu CAu ZK43-222	含硫化物石英细脉矿石	2.72	1.04	1.83	0.10	1.68	0.19	4.17		0.72

致确定内生金矿最重要的成矿时期为燕山晚期。有以下主要依据：

（1）白垩纪红色岩层盆地中有花岗岩的侵入体和热液金矿床（点）的分布。它们的形成年代均晚于白垩纪红层沉积，应属燕山晚期（γ_5^{3-2}）。如罗定盆地和高州-化州盆地中的成岩与成矿作用属之。

（2）本区金矿成矿在空间上与燕山晚期岩体和有关锡矿相伴随。信宜东田-银岩锡、金矿田是其最显著的例证（图11）。成矿有关的银岩花岗斑岩与石英斑岩体，锆石U-Pb法一致曲线年龄的下交点为78.1Ma[6]，可视为本地产出锡、金矿的近似成矿年龄。矿田以北锡坪锡、钼矿床有关的斑状黑云母钾长花岗岩，其黑云母K-Ar法年龄80.46Ma。大营锡矿成矿花岗岩秋风根岩体，其黑云母K-Ar法年龄为76.77Ma（朱辅智，1987）。这些成矿岩体的形成时代相当。附近区域有大量金、银矿化（点）的分布。它们均属燕山晚期形

成。

（二）成矿作用

1．成矿综合因素

区内岩浆热液型金矿的形成，需要有热液来源的含矿岩体，时、空相配合的成矿构造和有利成矿围岩三大因素的综合作用。它们有以下特点。

（1）含矿岩体：已知与锡矿和金矿成矿有关的岩体主要是燕山晚期花岗岩类的小侵入体，如中细粒花岗岩、斑状花岗岩、花岗斑岩及石英斑岩的岩株、岩筒及岩脉。岩性特征相似，岩石化学成分很接近。据多个岩体资料综合为：高硅（SiO_2>74%），富铝（Al_2O_3>12.2%）、过碱性（K_2O+Na_2O=7.15%—8.48%、K_2O/Na_2O>1.5）的岩石系列；查氏主要参数值，S：80—83之间，a：10.1—14，b：2.49—7.70，Q：27.57—44。

岩体由中心到边缘或从深部至浅部有岩性、岩相和结构的变化，例如银岩岩体下部为中细粒花岗岩，中部为花岗斑岩，上部变为石英斑岩，矿区及外围地表可见不同方向的石英斑岩脉和花岗斑岩脉分布。深部可能存在隐伏的大岩体。

（2）成岩成矿构造：重熔岩浆侵入体的定位形态、产状与分布，常受区域构造的制约，而内生成矿作用则受成矿构造所控制。成矿构造应指含矿岩浆定位分异演化产生含矿热液富集时，发生在时间和空间上与之相适应的构造，才能成矿。如果含矿热液尚未富集，过早发生的构造，会被岩浆充填形成岩脉，不会成矿。这种时、空相适应的成矿构造的成因，除地壳运动产生的区域构造应力作用外，岩浆侵位冷凝过程的体积收缩作用，可能是它产生的重要因素。据一些学者计算，花岗岩浆体的冷凝，其体积收缩一般为8%—9%，这种冷缩虚脱的体积空间表现为岩体内的裂隙构造、正接触带构造及外带围岩的断裂裂隙构造等。岩浆分异演化产生富集的含矿热液，即循此种成矿构造，进行一次或多次成矿，可形成多个方向和产状、不同矿化类型和不同分布形式的矿床。

（3）成矿围岩：区内金矿床（点）主要产于细碎屑岩区域变质的片岩、变粒岩中，多见形成于顺层构造带。硅化与绢云母化和充填-交代作用，可见成矿围岩的地层岩石性质和结构，对产生成矿构造和围岩矿化蚀变类型，以及成矿作用方式都有较大的影响。

2．成矿过程

综上所述，云开隆起区金矿主要是燕山晚期重熔岩浆热液形成的矿床。燕山晚期区内构造与岩浆活动显著，由于地壳运动，地下热量波动分布不均衡，地壳局部出现热异常区或热点，为深部热流上升扩散的强烈部位，可使该部分变质岩地壳发生重熔岩浆作用。地层岩石所含的Sn、Mo、Bi、Au、Ag、Pb、Zn、Cu等成矿物质组分转入岩浆之中。重熔岩浆进行分异演化，并向地壳上部侵入形成各种岩体。岩浆演化晚期，富含挥发性组分和成矿物质的含矿岩浆分异，使含矿热液高度富集，与此同时，岩体因体积收缩和区域应力作用，产生各种断裂裂隙构造于接触带和内外带，正是在时间和空间上适应通达含矿热液的成矿构造。系统中因压力差异而导致含矿热液沿构造成矿。部分热液可迁移远离岩体，形成低温浅成的金、银组合矿床（或含铅、锌组合矿床）。可认为构造、岩浆、热液作用是本区的成矿作用机制。

（三）区域成矿规律

据前面论述本区内生金矿特征、成矿条件和“构造、岩浆、热液”的成矿作用机制，

综合研究燕山晚期产出的含矿侵入岩体，有利成矿构造和出露的金矿床（点）等实际资料，分析它们的自然分布、演化特点和相互联系，将区域成矿划分为以下成矿单元、级序和分布规律。

矿田：受局部有利构造、岩体、层位控制，形成矿床群的成矿区段，由多个矿床或矿区组成，区域成矿的基本单元为Ⅴ级。

成矿区：相同成矿作用形成的矿田分布区，由一个或若干个同类矿田组成，为Ⅳ级成矿单元。

成矿带：控矿地质条件相同，有较大展布范围的矿化地带，连接若干个成矿区所组成，为Ⅲ级成矿单元。在大的成矿带中又常可分出平行或分支的成矿亚带。

详细研究了区内金、银矿成矿密集区的分布及其地区地质特点，依据上项划分区域成矿的单元和级序，划分出本区1个Ⅲ级成矿带；2个亚带；8个Ⅳ级成矿区；19个Ⅴ级矿田的区域成矿分布规律。详见图16。

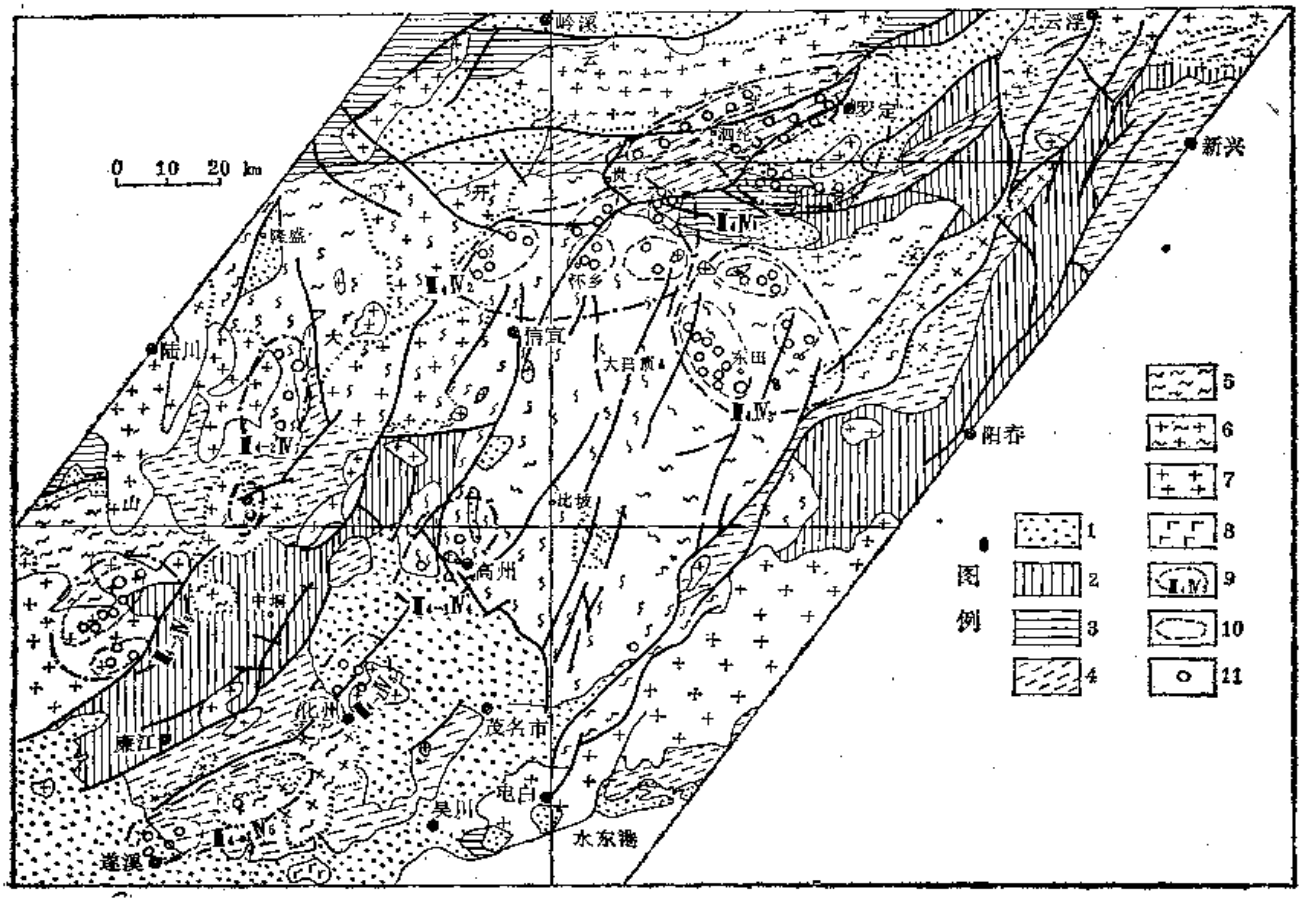


图 16　云开隆起西南段金矿成矿规律图

Fig. 16　The gold metallogenic map of the southwest Yunkai swell

1—白垩系—第四系；2—泥盆系—三叠系；3—奥陶系—志留系；4—震旦系—寒武系区域变质岩；5—混合岩；6—混合花岗岩；7—花岗岩；8—中基性岩；9—成矿区；10—矿田；11—矿床（点）

云开隆起区西南段金（银）矿成矿区划：

罗定-廉江金、银成矿带（$Ⅲ_4$）

（1）罗定泗纶-连州金、银成矿区（$Ⅲ_4$，$Ⅳ_1$）

　　替滨-合江金矿田（$Ⅲ_4$，$Ⅳ_1$，$Ⅴ_1$）

金滩-三家店金、银矿田（Ⅲ$_4$，Ⅳ$_1$，Ⅳ$_2$）

连州-罗平金、银矿田（Ⅲ$_4$，Ⅳ$_1$，Ⅴ$_3$）

信宜-廉江金、银成矿亚带（矿带）（Ⅲ$_{4-1}$）

（2）贵子-茶山金成矿区（Ⅲ$_{4-1}$，Ⅳ$_2$）

贵子金矿田（Ⅲ$_{4-1}$，Ⅳ$_2$，Ⅴ$_4$）

榕木金矿田（Ⅲ$_{4-1}$，Ⅳ$_2$，Ⅴ$_5$）

金埇金矿田（Ⅲ$_{4-1}$，Ⅳ$_2$，Ⅴ$_6$）

渤洞金矿田（Ⅲ$_{4-1}$，Ⅳ$_2$，Ⅴ$_7$）

旺坡金矿田（Ⅲ$_{4-1}$，Ⅳ$_2$，Ⅴ$_8$）

（3）平塘-钱排-新堡金、银成矿区（Ⅲ$_{4-1}$，Ⅳ$_3$）

风门坳金矿田（Ⅲ$_{4-1}$，Ⅳ$_3$，Ⅴ$_9$）

东田金、银矿田（Ⅲ$_{4-1}$，Ⅳ$_3$，Ⅴ$_{10}$）

白龙金矿田（Ⅲ$_{4-1}$，Ⅳ$_3$，Ⅴ$_{11}$）

（4）高州康洞-沙田金、银成矿区（Ⅲ$_{4-1}$，Ⅳ$_4$）

顿梭金、银矿田（Ⅲ$_{4-1}$，Ⅳ$_4$，Ⅴ$_{12}$）

（5）化州南盛金、银成矿区（Ⅲ$_{4-1}$，Ⅳ$_5$）

对那岭金、银矿田（Ⅲ$_{4-1}$，Ⅳ$_5$，Ⅴ$_{13}$）

（6）遂溪南圩金成矿区（Ⅲ$_{4-1}$，Ⅳ$_6$）

求水岭金矿田（Ⅲ$_{4-1}$，Ⅳ$_6$，Ⅴ$_{14}$）

凤岭金矿田（Ⅲ$_{4-1}$，Ⅳ$_6$，Ⅴ$_{15}$）

金垌-塘蓬金、银成矿亚带（矿带）（Ⅲ$_{4-2}$）

（7）化州文楼-金坡金成矿区（Ⅲ$_{4-2}$，Ⅳ$_7$）

文楼-白枚金矿田（Ⅲ$_{4-2}$，Ⅳ$_7$，Ⅴ$_{16}$）

同志堡-金坡金矿田（Ⅲ$_{4-2}$，Ⅳ$_7$，Ⅴ$_{17}$）

（8）英桥-塘蓬金、银成矿区（Ⅲ$_{4-2}$，Ⅳ$_8$）

庞西垌金、银矿田（Ⅲ$_{4-2}$，Ⅳ$_8$，Ⅴ$_{18}$）

石岭金、银矿田（Ⅲ$_{4-2}$，Ⅳ$_8$，Ⅴ$_{19}$）

五、远景区预测

研究区范围内黄金资源丰富，黄金矿床（点）星罗棋布，民采事业兴盛。随着找矿工作的进展和对金矿成矿规律的研究，对本研究区金矿成矿条件、成矿作用、矿产分布、矿床类型和矿床成因有了大概的认识。但由于金的地球化学性质等原因，决定金在大多数情况下难以肉眼判别，加上本地区过去和现在的地质工作程度低，找矿手段简单，以及人们认识水平的限制，以致增加金矿预测和找矿工作的复杂性和难度。

（一）研究地区地质工作现状

研究区范围内，共收集和踏勘的矿床（点）共150个，其中砂金矿点15处。只有廉江县庞西垌金、银矿进行了勘探工作，信宜东田等15个矿点进行了普查评价。目前仍继续工作的金矿区有：东田、牛屎坑、同志堡等。其余130多个矿点多为民采和群众报矿点。我

们踏勘其中多数矿点，地质工作程度都很低。

广东省物探队和海南地质调查指挥部曾对粤西地区进行小比例尺的航空重、磁测量工作，因比例尺太小，对成矿区预测实用性不大。1:20万区域地质测量工作，化探金、银、汞、锑等元素异常零星出现，对找矿工作不起指导作用。完成1:5万地质测量的地区（贵子幅、罗镜幅、泗纶地区、银岩地区），以及高州—化州一带进行的化探金分散流测量工作，1.34×10^{-9}为异常下限圈出若干异常，因确定异常下限值太低（接近金的克拉克值），对指导找矿的意义也不大。多数普查评价矿区的地质找矿工作，都采用传统的地表调查、民窿编录、配合浅部钻探和少量平硐工程。很少采用物、化、钻、地质相结合的综合找矿方式。

（二）远景区预测的依据

本区内生金矿的成矿作用和矿化集中区取决于各个时期的岩浆活动、地层性质和各种性质断裂构造因素的综合作用。它是研究区域成矿规律、评价矿区和预测金矿远景区的基本依据。

1．地层岩性条件

区内绝大部分金、银矿床（点）均分布在加里东褶皱隆起区的震旦—寒武系变质岩系内，少数在白垩系红色岩系中。震旦纪地层中不存在“矿源层”。但不同岩性对金矿点的分布则起一定的控制作用。多数金矿点分布在黑云母石英片岩、变粒岩和斑点状片麻岩分布区，而在混合岩或混合花岗岩分布区则少有金矿分布。

2．构造控制条件

（1）控制成矿带的构造：本区金、银矿床（点）密集区的整体分布，从罗定起呈北东-南西向延伸至廉江，形成长达几十公里，宽数公里的成矿带。成矿带受云开隆起纵向两组主干断裂控制，显示分为两个近于平行的成矿亚带：信宜-廉江金、银成矿亚带；金垌-塘蓬金、银成矿亚带。NE向断裂是燕山期的主干断裂，造成普遍的动力变质作用和岩浆侵入活动，NE向断裂起到对矿带导矿和导—容矿的作用。

（2）控制成矿区和矿田的构造：多组不同方向构造复合部位控制了成矿区和矿田的分布，主要是NE或NEE向构造与EW向构造相交处，有的是NE向、NW向、EW向构造的结点处。如平圹-钱排-新堡金、银成矿区，位于NE向的大雾岭-凤门坳断裂与EW向银岩断裂交错和叠加部位。

（3）控制矿床的构造：在主要断裂构造的两侧发育有一组平行的次级断裂及更次级的羽状裂隙，并发育动力变质带。这些断裂大多数为压扭性和张扭性质。规模较大的断裂常常形成宽达数米至数十米的构造破碎带及不整合面破碎构造、层间滑动构造等，是控制矿床或矿体产出的构造。

3．岩浆岩条件

区内绝大多数金、银矿床（点）与燕山晚期重熔岩浆岩有关。岩体周围多有金矿化密集分布，环绕岩体产出的锡矿组合和金、银矿组合，与岩浆岩体有密切的时、空和成因关系。与成矿有关的岩体主要是花岗岩类的小侵入体：中细粒花岗岩、斑状花岗岩、花岗斑岩、石英斑岩。化学成分为高硅、高铝、高碱，岩体显示出分异演化和多期多阶段成岩成矿的特点。

燕山晚期酸性小侵入体分布区，岩体周围地层岩性条件、成矿构造性质、金矿点分布的密集程度、是否出现重点金矿区成为划分成矿远景区的综合条件。

经工作，划分出4个成矿远景区，即前排-东田远景区、金滩-金牛远景区、合江远景区、贵子远景区。

参 考 文 献

〔1〕 莫柱荪，1989，关于云开大山变质杂岩时代及成因的一些认识。广东地质，第4卷，第1期。

〔2〕 陈础廷，1987，粤西地区金矿地质成矿规律与找矿方向。广东区域地质，第2期。

〔3〕 季明钧，1987，广东高要县河台金矿矿床成因机理探讨。广东区域地质，第2期。

〔4〕 俞受鋆等，1988，粤西银岩斑岩锡矿成矿特征和成矿机理的研究。广东地质，第3卷，第2期。

〔5〕 袁海华，1987，同位素地质年代学。重庆大学出版社。

〔6〕 傅昌来，1988，广东信宜银岩斑岩锡矿矿床地质。广东地质，第3卷，第1期。

GEOLOGICAL CONDITION AND PREDICTION OF GOLD MINERALIZATION IN SOUTHWESTERN YUNKAI UPLIFT (LUODING–GAOZHOU AREA)

Deng Jing Yao Dexian Feng Guorong Du Jinling
Kang Dacheng Liu Qingjian He Jie
(Geological Department of Zhongshan University)

Abstract

The western Guangdong province has a long history of gold-production and widely distributed gold occurrences, some of which have been proved deposits of medium to large category; these occurrences formed a large gold metallogenic belt, one of the important prospective gold mineralization areas of China. This area is situated in the old metamorphic rock area of Yunkai Swell and is characterized by mountainous topography and poor traffic. The regional geology and gold mineralization have not been studied thoroughly and need intensive survey and investigation. This paper deals with the basic geological problem through regional geological and structural survey in the main district of Yunkai swell, and the metallogenic condition and metallogenic model through study of numerous gold deposits and prospects, and labratory study of rocks and minerals, chemical analysis and so on.

The protolith of Sinian metamorphic complex of Yunkai group that has close relationship with gold occurrence is a flyschoid formation with a little volcanic rock. It has subjected greenschist facies and partly low-

amphibolite facies regional metamorphism. The Caledonian granitic rocks are resulted from migmatitization and granitization and superposed dynamic metamorphism.

This area has undergone Caledonian, Indosinian and Yanshanian crustal movements. The dominant structural trend of Caledonian is northwest, of Indosinian northeast and of Yanshanian northeast-north. The various movements have respectively special structural system and experienced superposition and reactivation, and control relative magmatic activity and metallogenesis.

The primary gold deposits may be classified into three types: quartz vein type, complex type of silicified fractured rock and quartz vein, and mineralized schist layer type. They generally occur in Sinian metamorphic complex, and also in Cretaceous red beds, and are controlled by various faults and fissures. Silicification, sericitization, chloritization and pyritization are common. Silver is seen or appears as the dominant precious metal in some deposits, which also contain pyrite and polymetallic sulfides and show character of hydrothermal mineralization. Gold deposits and tin deposits occur together around small intrusion, and both gold and tin metallizations are relevant to magmatic activity.

A few geological sections are sampled and analysed for gold with the result that the gold content of various strata are close to the clarke, and a few high value points are located at fault structures and mineralized spots. presence of imediate gold source bed has not been proved. Much information indicates that gold mineralization is related to magmatic activities. especially anatectic magmatic activity. The ore-forming material comes from the Sinian strata indirectly, and the ore-forming solution is anatectic deuteric solution mixed with underground water. Structure-magma-hydrothermalism is the main metallogenic mechanism is this area. Most of the gold deposits are formed through late Yanshanian magmation.

Based on the gold mineralization regularity of structure-magma-hydrothermalism and the phenomenon of clustering distribution of gold mineralization in this area, nineteen gold (silver) fields, eight gold (silver) metallogenic districts, two gold (silver) metallogenic subzones and one gold (silver) metallogenic zone are outlined, and four predicted prospective gold districts are suggested, the Dongkeng target in the Dongtian-Qianpai (of Xinyi county) predicted prospective district has been proved by exploratory work a medium sized gold deposit. The Yunkai area is, therefore, an important prospective gold area. Further intensive study of the target area will greatly enhance the gold reserves.

广西云开地区金矿成矿条件与预测[1]

陈尚迪　曹殿春　　李蔚铮

（成都地质学院）　　（广西第六地质队）

内容提要　寒武—奥陶系是该区金银矿的原始储集层，在长期地质作用改造下可形成含金较富的再造矿源岩。燕山旋回岩浆作用、动力变质带与金矿化存在着时空和成因联系。指出构造蚀变岩型金矿是本区最主要的矿床类型和找矿的重点目标。运用综合多变量法（C.M.方法）处理化探数据，为成矿预测提供了较可靠的依据。

一、前　言

广西云开地区系指桂东南与粤西毗连的云开大山，自合浦、博白、陆川、北流、容县、岑溪、藤县至苍梧，连绵300余公里。区内已发现的金银矿产地众多，具有良好的找矿远景。

二、地质背景

（一）地层

广西云开地区地层发育较全，自寒武系至第四系，除上二叠统和三叠系外均有出露。

寒武系：广泛分布于本区中部和东部，为一套变质程度较深的变质岩系。由各种片岩、变粒岩、片麻岩和混合岩组成。化石保存较少，仅在苍梧、藤县一带产少量化石*Stenozonotriletes* aff. *dedaleus*、*Acanthotriletes* sp.、*Tyloligotriletes induratus*等。按岩性划分三组：下组（$\in^a$）为混合岩、混合花岗岩、混合质黑云片岩夹砂线石黑云片岩及变粒岩。其原岩为砂岩、粉砂岩及泥岩；中组（$\in^b$）为黑云石英片岩、二云石英片岩、混合质浅粒岩、变粒岩、混合岩，夹角闪石绿帘石岩。其原岩为泥质岩、细砂岩夹灰岩；上组（$\in^c$）为云母石英片岩、浅粒岩、变粒岩、片麻岩及混合岩。其原岩为砂岩及中酸性火山岩。

奥陶系：分布于隆起区北西侧边缘地区。下统为云母石英片岩、含砾石英片岩、变粒岩、浅粒岩和混合岩，其原岩为砂岩、含砾砂岩、泥岩及中酸性火山岩；中统为千枚岩、浅变质砂岩、页岩夹灰岩，局部夹含锰菱铁矿层。页岩中产化石*Ancistrorhyncha* sp.等；上统为砂岩、粉砂岩、含砾砂岩、页岩夹灰岩透镜体。

志留系：下统为含砾不等粒砂岩、细砂岩、页岩，产化石*Oktavites* sp.等；中统以

[1] 参加专题研究工作的还有石绍清、李先粤、许仿实、梁存卣。

粉砂岩为主，夹细砂岩、泥岩、碳质页岩；上统为含砾砂岩、粉砂岩及碳质页岩。

泥盆系：分布于坳陷区。下统为砂岩、粉砂岩、页岩和白云岩；中统为灰岩和白云质灰岩；上统为硅质岩、硅质页岩。

石炭系：下统为灰岩、白云岩、硅质页岩；中统为生物碎屑灰岩及白云岩；上统为灰岩。

二叠系：仅出露下二叠统，为含燧石结核灰岩。

中、新生代地层主要为陆相盆地沉积，以碎屑岩为主。

（二）构造

“云开隆起”这一构造术语已为国内许多地质工作者广泛使用，但就其含义及地理范围各家不尽统一。

广义的云开隆起是指北西以陆川-岑溪深断裂为界，南东以广东的四会-吴川断裂为界的晚加里东褶皱隆起地区，属华南褶皱系的二级构造单元。狭义的云开隆起就是一般所称的云开古隆起，指华南加里东地槽在寒武纪末期的局部隆起区。古隆起的北西以石圭深断裂为界，南东边界不甚清楚。寒武纪末期的郁南运动使石圭深断裂以南的前奥陶纪地层形成强烈的混合岩化和花岗岩化（区内许多混合岩同位素年龄值为487—552 Ma，大致相当于云开古隆起的形成时代），与浅变质的奥陶纪地层在变质程度上形成鲜明的反差。

本区构造演化历史大致经历三个阶段，即加里东旋回地槽发展阶段，华力西-印支旋回准地台发展阶段和燕山-喜马拉雅旋回陆缘活动阶段。由于经历多阶段的构造变动，所以不同期次、不同类型的构造形迹极为发育。

褶皱构造形态可分两类，其一为穹窿状褶皱，如天堂山穹窿和大伦穹窿；其二为线状褶皱，规模较大的背斜和向斜褶皱的轴向多呈北东向，如中庸岭背斜、六麻向斜等。

断裂构造发育，由多期构造变动形成的岑溪-博白断裂带纵贯全区。断裂按走向主要有北东向、北东东向、北北东向三组，其次是北西向组。北东向组以陆川-岑溪深断裂为代表，规模大，断续延伸200余公里，断面倾向北西（局部南东），倾角50—80°，表现为压扭性质，形成数十至数百米宽的动力变质带，具不同程度片理化、糜棱岩化，并有硅化及黄铁矿化蚀变现象。北东东向组以石圭深断裂为代表，其性质与北东向组基本相似，发育压碎带及千糜岩带，沿断裂两侧有金及铅锌、黄铁矿及铁矿等矿点分布。北北东向组断裂以樟木、金坑断裂为代表，性质为压性，或张扭性。而北西组断裂通常错断北东向组断裂，一般规模较小。

上述断裂以北东向组和北东东向组断裂与成矿关系密切，是控矿断裂。其次是北西向组和北北东向断裂。

（三）岩浆岩

区内岩浆岩出露面积约2 500km²，占本区总面积的五分之一，具多期、多次活动的特点。按先后有加里东期二云母花岗岩，华力西期黑云母花岗岩，印支期闪长岩、花岗闪长岩，燕山早期黑云母花岗岩、石英二长岩、正长岩，燕山晚期花岗岩、花岗斑岩、霏细岩、石英斑岩及火山角砾熔岩等。其中燕山晚期和燕山早期部分岩浆岩含Au量较高，与金银矿化关系较密切。

三、广西云开地区金（银）矿化类型

（一）区域金（银）矿化特征

广西云开地区内发现的金（银）矿产地有70余处，包括已探明的金山、中苏、石科、望天硐、杨旗、黄凌等6个金（银）矿床，其余为矿点和矿化点。主要沿岑溪-博白断裂带和隆起区内不同断裂分布，大致形成长210km，宽20—40km的北东向展布的金（银）矿带。按金矿的赋存围岩和矿化方式，将本区金矿化划分为蚀变构造岩型、矽卡岩热液叠加型、沉积改造型、风化壳型和石英脉型等5种矿化类型。这些不同类型金矿化由于产出的地质环境及地球化学条件差异而不相同，但从宏观上仍表现出某些共同的规律性特征。归纳有以下几点：

（1）几乎所有金（银）矿化均受北东向、北东东向，少数北西向断裂破碎带控制。矿体大多局限在断裂破碎带内，其规模和产出状态也多受断裂影响。

（2）金（银）矿化大都临近岩浆岩体。特别是与燕山期的花岗岩、花岗闪长岩、霏细岩、石英斑岩或中酸性脉岩体，有较密切的时空关系。

（3）赋矿地层主要为下古生界变质岩系，尤其是寒武、奥陶系片岩、片麻岩、变质砂岩、页岩、含碳质千枚岩等岩类。

（4）成矿多与气成-热液及热液充填交代蚀变作用有关，而且表现为多期次多阶段的特点。

（5）金银主要以自然金、自然银的自然元素系列矿物产出。大多为显微、次显微状态，载金矿物主要为黄铁矿，次为方铅矿及其它硫化物和石英。

（6）纵览区内金（银）矿带，西南段和东北段以银矿化为主，中部有以金矿化为主的宏观分布特点。此外，从类型上看，一般石英脉型金矿物金含量及自然金成色最高，蚀变构造岩型金矿物含金较低，而风化壳型中常见的自然金成色也较高（表1）。

（7）与金矿化有密切关系的热液蚀变为硅化、黄铁矿化、钾长石化和绢云母化。

（二）蚀变构造岩型金（银）矿化

蚀变构造岩型金（银）矿床（点）是本区最普遍最重要的矿化类型，主要分布于北东向及北东东向断裂带。以石科、金山、中苏矿床具有代表性，本节着重讨论石科矿床并综合金山、中苏矿床的地质地球化学特征。

1．矿床地质特征

矿床产出于岑溪-博白断裂带的西南段。主要赋矿围岩为下古生界变质岩及混合岩。矿区附近有燕山期花岗岩，并有中酸性岩脉分布。控矿构造为北东向及北西向的断裂破碎带，矿化大都局限于破碎带中。石料矿区有2个矿带、6个矿体，形态呈扁豆状、不规则脉状，长100—200m，平均厚度0.47—4.17m，金、银品位变化范围：Au（1.00—5.25）$\times 10^{-6}$；Ag（1.40—238.20）$\times 10^{-6}$。矿体主要由蚀变的（硅化、绢云母化、黄铁矿化）片岩、混合岩或花岗岩的压碎岩或构造角砾岩组成。金山矿区矿化带从中心至两侧可发育有完整的蚀变碎裂岩分带，其中金银矿化最富的为中心带（糜棱岩化压碎岩和绢英岩化压碎岩）。

2．金银矿化特征

表 1　不同地区金矿物中 Au、Ag 含量表

Table 1　Au and Ag content in gold minerals in various localities

产　地	矿　物	含　量 (wt%)		自然金成色 (‰)	矿化类型
		Au	Ag		
金　山	银金矿*	62.66	37.34	627	蚀变构造岩型
中　苏	金银矿* 银金矿*	47.21 55.82	52.77 44.18	472 558	蚀变构造岩型
石　科	金银矿* 金银矿* 银金矿*	24.124 49.656 53.389	68.851 44.565 41.000	259 527 566	蚀变构造岩型
蟠　龙	银金矿	73.56	22.11	769	矽卡岩热液叠加型
三　板	含银自然金	86.64	13.22	868	蚀变构造岩型
六　吉	自然金	99.50	0.50	995	石英脉型
华　琅	含银自然金 含银自然金	89.55 91.20	9.12 8.54	908 914	蚀变构造岩型
肯　南	自然金	96.59	3.41	966	蚀变构造岩型
鸡笼顶	含银自然金 自然金	94.70 97.37	4.21 1.92	960 981	风化壳型

* 电子探针测试。余为电镜能谱分析（成都地院测试中心）。

矿体中金、银主要以自然元素及其金属互化物矿物系列形式存在（表 2），多以显微状态产出。金银矿物随着含金量的减少及银含量的增加，镜下可见到金银矿物的颜色由金黄色—黄白色—银白色的变化。此外，还可形成辉银矿、辉铜银矿、螺状硫银矿等。金银矿物常呈粒状、片状、树枝状、不规则状。自然银呈丝状、片状。金银系列矿物产出于载金矿物的粒间晶隙、微裂隙中，或包裹于这些矿物中。金银矿物粒度一般在 0.05—0.10 mm之间。

表 2　石科矿区金（银）矿物电子探针分析结果表（%）

Table 2　Results of electron microprobe analysis on Au(Ag) minerals in Shike mining area

产　状	Au	Ag	S	Fe	Cu	Zn	As	Se	Pb	Bi	Sn	总　和
方铅矿中包体金	24.128	68.851	1.036	0.206	0.000	0.000	0.008	0.071	0.671	0.431	0.000	95.40
方铅矿中包体金	49.656	44.565	0.148	0.281	0.000	0.006	0.000	0.000	0.000	0.879	0.000	95.515
黄铁矿中晶隙金	49.069	46.100	0.090	0.255	0.068	0.070	0.051	0.000	0.000	1.069	0.000	96.770
黄铁矿中晶隙金	53.389	41.000	0.023	0.252	0.038	0.000	0.000	0.000	0.000	0.192	0.064	94.957
黄铁矿中裂隙金	52.866	42.237*	0.08	0.312	0.000	0.000	0.019	0.000	0.000	0.340	0.000	95.854

成都地质矿产所分析。

载金矿物主要是黄铁矿、方铅矿，其次有黄铜矿、闪锌矿及石英等。据电子探针扫描图象显示这些矿物中局部见有金银的不均匀聚集，证明有显微（或超显微）金银矿物包体

存在。石科矿区的黄铁矿有4个世代，以第二世代黄铁矿含金较高。方铅矿与黄铁矿、闪锌矿、黄铜矿、金银矿物密切共生。电子探针扫描见金银点除局部集中外，其余落点稀疏较均匀，表明方铅矿中可能存在Ag^{+}、$(Au^{+})\rightarrow Pb^{2+}$形式的类质同象置换。

脉石矿物石英、绢云母、长石中有微量金银。石英中Au、Ag含量见表3。以主成矿阶段的石英中Au、Ag含量最高，其含量与K、Al呈共消长变化趋势。石英中金、银的进入可能与$Al^{3+}+Au^{+}$（Ag^{+}、K^{+}、Li^{+}、Na^{+}）$\rightarrow Si^{4+}$类质同象置换有关。

表3 石英中Au、Ag、Al、K含量

Table 3 Au, Ag, Al and K content in quartz

矿物	Au(10^{-9})	Ag(10^{-6})	Al(10^{-6})	K(10^{-6})
乳白色石英	0.041	<1.0	0.21	—
灰色石英	0.690	63.5	0.98	0.34

地矿部测试所等离子光谱分析。

根据金山矿区矿物中银的配分计算，银除主要形成独立银矿物外，分散部分的银，石英中占78%，绢云母中8.1%，长石中3.1%，黄铁矿中6.2%，方铅矿中2.6%，闪锌矿中2.0%。

矿化有4个阶段。其中，第Ⅱ阶段（多金属硫化物阶段）是主要成矿阶段。

对石科矿区第Ⅰ、Ⅱ、Ⅳ成矿阶段形成的黄铁矿、石英分别作了热电系数和人工热释发光分析（图1）。由图1可见第Ⅱ阶段黄铁矿的热电系数值略大于第Ⅰ成矿阶段，这种变化可能与黄铁矿中Au、Ag等微量元素含量变化有关。从石英热发光曲线图可见，不同成矿阶段的石英在200—400℃之间有一个峰值，以Ⅱ阶段的发光峰较突出，其半高宽显著高于Ⅰ、Ⅳ阶段。这种发光峰的变化趋势与石英中Al、Au、Ag的含量变化趋势基本一致。根据黄铁矿的热电系数和石英热发光峰的变化，不仅可考虑作为划分矿化阶段的依据之一，而且也可指示寻找主成矿阶段金的富集体。

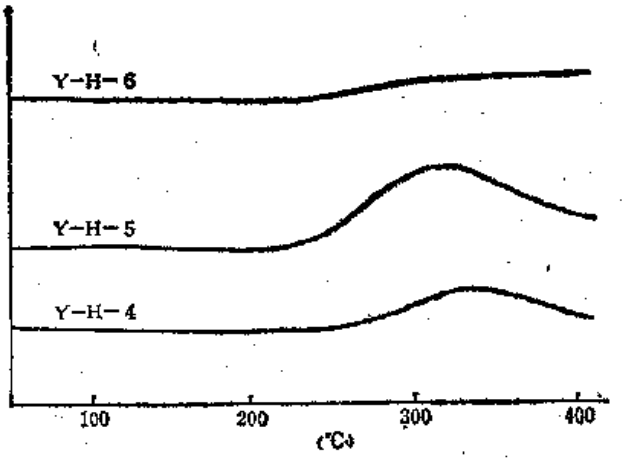


图1 石科不同成矿阶段石英相对热发光曲线

Fig. 1 Relative thermoluminascent curves of quartz of various mineralization stages in Shike mining area

Y-H-4—Ⅰ阶段石英；Y-H-5—Ⅱ阶段石英；Y-H-6—Ⅳ阶段石英

3．矿床地球化学研究

（1）微量元素地球化学：矿石中微量元素含量统计，金、银比值为15—259.8，而寒武系和混合岩中金、银比值为9.59，可见矿石与围岩相比金的富集程度比银高。

对石科矿区的近矿围岩进行了相关分析，以显著性相关临界值（0.5529）为准，将元素分为5个组合（图2及图3）。这种组合与矿石有所差异，但Au、Ag相关性好的特点是一致的。蚀变围岩中与Ag具有明显正相关的元素还有Co、Pb、Cu、Ni等，而Au与这些

元素则无这种关系。这表明Ag比Au具有更强的亲硫性，其矿化与硫化物有较多的共同性。同时还可看出Au、Ag矿质及Pb、Sn、Ni、Co、Mo来自地层围岩，而Cu、Zn、Bi具有与热液关系密切的倾向性。

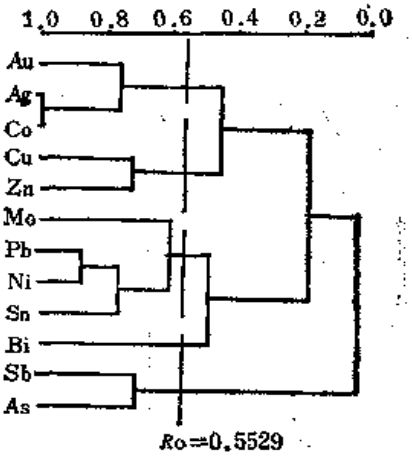


图 2 石科近矿围岩微量元素聚类谱系图
(ZK401、ZK403)
Fig. 2 Cluster lineage diagram of microelements in near-ore wallrocks of Shike mining area

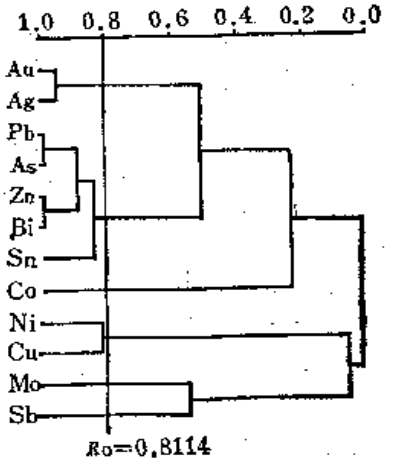


图 3 矿石微量元素聚类谱系图
Fig. 3 Cluster lineage diagram of microelements in ores

（2）矿床包裹体矿物学：经均一法及爆裂法测温，石科矿区成矿期石英形成温度为182—361℃，黄铁矿180—290℃，方解石210℃。金银成矿的主要温度范围为180—340℃。金山矿区成矿温度稍低。两者均属中—低温热液矿化。

对Ⅰ号矿体石英作了包裹体成分分析（表4）。液相中阳离子具有$Na^+>Ca^{2+}>K^+>Mg^{2+}$，阴离子$HCO_3^->F^->SO_4^{2-}>Cl^-$的特点。其中$HCO_3^-$最多。气相成分中$CO_2$也有较高含量。推测热液为一种富$Na^+$、$Ca^{2+}$，贫$K^+$，富$HCO_3^-$、$SO_4^{2-}$，贫$Cl^-$的溶液。Au、Ag可能以含硫、碳的$HS^-$、$S_2O_3^{2-}$、$CO_3^{2-}$等络阴离子团的形式迁移。

根据溶液中CO_2溶解度与温度及压力的关系，计算了CO_2的亨利系数（图4），按克劳

表 4 石科矿区石英包裹体成分分析数据

Table 4 Data of the components of inclusion in quartz of Shike mining area

样号	单位	K^+	Na^+	Ca^{2+}	Mg^{2+}	F^-	Cl^-	HCO_3^-	SO_4^{2-}
专地-3	mg/g石英	11.82	43.86	32.91	6.92	32.06	0	784.74	30.3
	mol/kgH_2O	0.0327	0.2056	0.887	0.0311	0.1818	0.000	1.3863	0.034
	mol%	0.5879	3.7005	1.5959	0.5593	3.2729	0.000	24.953	0.613
样号	单位	H_2O	CO_2	CO	CH_4	O_2	H_2	N_2	
专地-3	mg/g石英	9.28	187.46	0	12.68	0	0	5.29	
	mol/kgH_2O	55.56	0.4591	0.000	0.08540	0.000	0.000	0.0407	
	mol%	100	8.2639	0.000	1.5372	0.000	0.000	0.7329	

成都地质学院测试中心分析。

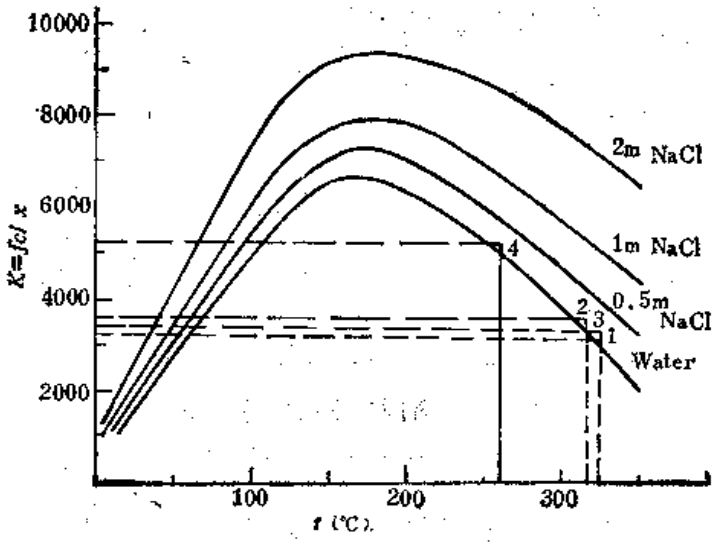


图 4　H_2O-NaCl-CO_2亨利系数图解

(Ellis、Golding, 1963)

Fig. 4　H_2O-NaCl-CO_2 Henry's coefficient diagram

1—石科；2—陆川岩体；3—莲塘岩体；4—鸡笼顶

修斯-克拉贝龙方程式，算得成矿时的压力$>337\times10^5$Pa，成矿深度超过 1.5 km。

据巴拉诺娃（1978）和徐文忻等推荐的方法，求得当$t=325$℃，CO_2-CH_4共存体系的氧逸度$f_{O_2}=10^{-33}\times10^5$Pa，pH 值为 4.74。结合成矿溶液的成分、温度等求得 $f_{S_2}=1\times10^{0.37}$Pa，$\alpha HS^-=1.16\times10^{-3}$mol，$\alpha H_2S=4.33\times10^{-3}$mol。主成矿阶段石英沉淀时Au离子浓度不高，约为2.8×10^{-12}mol，相当于0.552×10^{-9}。

（3）矿床同位素地球化学：石科矿区黄铁矿硫同位素测定结果（表 5），$\delta^{34}S$ 值最

表 5　石科矿区黄铁矿 $\delta^{34}S$(‰) 数据

Table 5　$\delta^{34}S$(‰) of pyrite in Shike mining area

样品 / 地点 / 同位素	黄铁矿	黄铁矿	黄铁矿	黄铁矿	黄铁矿
	Ⅰ号矿体	Ⅰ号矿体	Ⅰ号矿体	Ⅱ号矿体	甘村硅化压碎岩
$\delta^{34}S$	+1.9	−4.96	+0.34	+1.7	−7.8

成都地质学院同位素室。

大值为+1.9‰，最小值−7.8‰，极差9.7‰。根据 Ohmoto（1972）模式，计算了石科矿区成矿热液的总硫同位素组成(表6)。热液体系中总硫的变化范围为−8.92‰—+0.78‰，平均值−2.884‰，总体倾向负偏离，具有沉积硫的特点。但在混合岩化过程中，发生过均一化作用，表现为极差不大、偏离不远的特点。据此，可认为热液硫源主要来自混合岩化的地层。

氢、氧同位素组成特征见表 7，在$\delta^{18}O_{H_2O}$-δD投影图（图 5）上，石科矿区的投影点与陆川岩体极为接近，且均落在岩浆水、变质水和雨水线之间，表明成矿热液具有多源混合特点。其中一部分来自岩体岩浆期后热液，同时又掺和了部分变质间隙溶液和大气降

表 6 溶液总硫计算表

Table 6 Calculation of total S in solution

溶液 pH	4.74
溶液 fo_2(Pa)	$10^{-33}\times10^5$
溶液 t(℃)	325
溶液中硫的主要形式	H_2S
溶液中 H_2S $\delta^{34}S$(‰)	−8.92—0.78
液相总硫 $\delta^{34}S_{\Sigma S}$(‰)	−8.92—0.78

表 7 氢、氧同位素组成特征表

Table 7 Characteristics of H and O isotopes

样品编号	矿物	平均均一温度(℃)	$\delta^{18}O$(‰)(SMOW)	δD(‰)	$\delta^{18}O_{H_2O}$(‰)
专地-3	石英	325	5.95	−56.87	−0.097
陆川岩体 770	石英	250	9.20	−59.325	0.251
莲塘岩体 773	石英	230	7.85	−70.589	−2.101

成都地院测试中心分析。

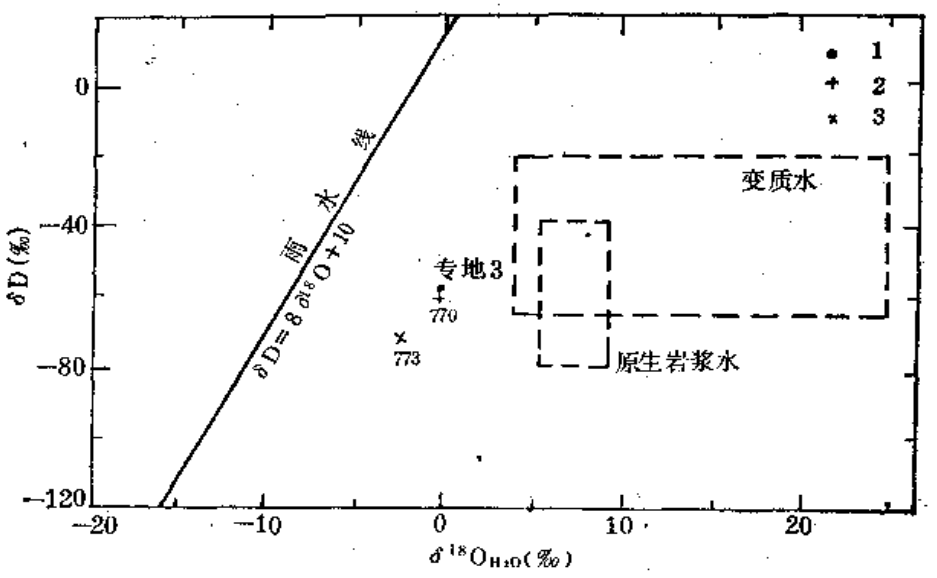


图 5 $\delta^{18}O_{H_2O}$-δD图解

Fig. 5 $\delta^{18}O_{H_2O}$-δD diagram

1—石科Ⅰ号矿体（地专-3）；2—陆川岩体（770）；3—莲塘岩体（773）

水。

（4）矿床稀土元素地球化学：研究了石科矿区和陆川岩体的稀土元素组成及分布模式（图 6），除黄铁矿的 LREE/HREE 比值（2.950）比陆川岩体略低外，其余特征基本相似。矿体中的黄铁矿略富含重稀土，铕亏损表现稍强，表明黄铁矿形成时成矿物质的来源既有与岩体岩浆期后热液有关的一面，又反映了围岩对成矿物质的影响。

综上所述，本类型金矿的成矿物质具有多源混合的特征。

（三）沉积改造型金（银）矿化

沉积改造型金（银）矿化，表现为奥陶系砂、页岩成岩过程中，形成重晶石与黄铁矿的同生沉积，经过后期区域变质、热液改造而成矿。以Au、Ag、Cu、As、Pb、Zn、Sb、Fe的硫化物多金属组合为特征。

此类型矿化主要见于容县鸡笼顶地区。矿体呈似脉状、透镜状产于上奥陶统千枚岩、砂岩中。成矿作用分两期：第一期为沉积成矿期，形成的主要矿物为黄铁矿、重晶石，其结构还保留了沉积的特征。第二期热液改造期，此期又分两个阶段：第Ⅰ阶段为重结晶阶段，重晶石与黄铁矿镶嵌形成花岗变晶结构、归并（重结晶）结构；第Ⅱ阶段为黄铁矿多金属硫化物阶段，具交代、溶蚀结构、固溶体分离（定向乳滴状）结构、交生结构等。金、银矿化主要集中在热液改造期的第Ⅱ阶段，与毒砂、黄铁矿硫化矿物关系密切。在高倍显微镜下发现包于黄铜矿中的银金矿。载金矿物及银金矿电子探针分析数据见表8。

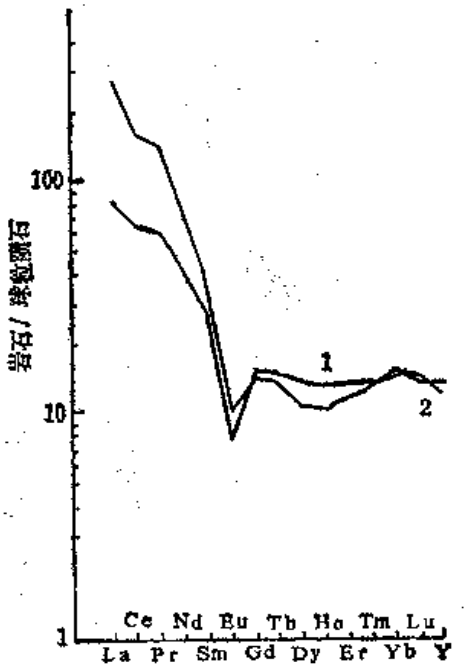


图 6 石科黄铁矿和陆川岩体稀土配分模式图

Fig. 6 REE distribution pattern of pyrite of Shike mining area and Luchuan rock body

1—石科1号矿体黄铁矿；2—陆川岩体

表 8 载金矿物及银金矿电子探针分析数据表（%）

Table 8 Results of electron microprobe analysis on gold-carrying minerals and electrum (%)

矿物＼元素	S	Fe	Co	Ni	Cu	Zn	As	Bc	Ag	Sb	Au	Pb	Bi	Sn	总计
毒 砂*	22.032	35.889	0.042	0.044	0.014	0.000	40.968	0.000	0.046	0.037	0.067	0.016	0.000	0.000	99.158
毒 砂*	21.883	35.498	0.083	0.000	0.076	0.046	41.710	0.000	0.000	0.143	0.000	0.114	0.042	0.000	99.597
闪锌矿	32.92	1.18			0.47	59.65	3.19		0.00		0.31	0.50	0.30		98.52
黝铜矿	23.36	2.13			35.94	5.37	1.83		2.23	29.28	0.00	0.00	0.00		100.14
银金矿	0.00	0.35			1.41	0.51	0.00		16.91	0.62	78.98	0.00	0.00		98.78

* 成都地矿所分析毒砂的不同测点，其余由峨嵋矿产所分析。

黄铁矿具有很低的金、银比值（=0.002）和很高的钴、镍比值（=45.70）。根据矿石矿物与微量元素之间的相关分析，Au-黄铁矿没有显著相关关系，而Ag-黄铁矿则具负相关（$r=-0.9685$），Au-重晶石（$r=-0.7106$），Au-闪锌矿（$r=0.3395$）。Au、Ag与毒砂均有密切的相关关系。

对矿物包裹体样品测定结果，重晶石的爆裂温度为260℃，黄铁矿350℃，可以推断沉积作用后改造成矿的最高温度为260—350℃。重晶石包裹体成分特点是$Ca^{2+}>Na^{+}>Mg^{2+}>K^{+}$，气相成分中$CH_4$和$CO_2$含量高，$CO_2/CH_4=1.342$。成矿压力为$160\times10^5$Pa。经过热力学计算，得到溶液中钡离子浓度为0.00015mol/L，氧逸度fo_2为$1\times10^{-25.5}$Pa。

对照本地区燕山期岩浆岩（莲塘岩体）的包裹体成分，测温及成岩物理化学条件，可以发现岩体和含金重晶石-黄铁矿脉的包裹体成分很近似，也具有$Ca^{2+}>Na^{+}>Mg^{2+}>K^{+}$，$CO_2$、$CH_4$含量高的特点。

矿石中黄铁矿的稀土元素配分模式与莲塘岩体相似，近于平行，但黄铁矿的LREE/HREE比岩体有所减少，铕亏损降低，反映矿化受到岩浆热液叠加的改造作用，继承了岩体稀土元素特征。

综上所述，可以看出沉积改造型黄铁矿-重晶石脉形成时，后期引起改造作用的成矿热液来自莲塘岩体，热液在运移和改造过程中，表现出fo_2有所升高，压力及pH值有所降低，稀土总量减少，而重稀土比值增加等继承、发展的演化特点。

（四）矽卡岩热液叠加型金（银）矿化

本类型矿化赋存于燕山期火山岩—次火山岩与奥陶系片岩、泥质灰岩和白云岩等的接触带。在区域分布上受深大断裂控制。沿岑溪-博白深断裂带两侧，已知与铁、铜、钨、钼、铅锌等矿化有关的矽卡岩矿化点约16处。其中蟠龙、新秀、平塘等地矽卡岩中已发现有金、银矿化。

蟠龙地区的矽卡岩为石榴石矽卡岩和透辉石石榴石矽卡岩，沿石英斑岩、霏细斑岩接触带分布。在矽卡岩内部及矽卡岩与围岩（硅化灰岩、云母石英片岩等）的接触带，有7个金、银矿化体，含Au一般$(1—3.94)\times10^{-6}$，含Ag$(30—177.6)\times10^{-6}$，并含Cu、Pb、Zn、Sb等。此外，还有磁铁矿体和黄铁矿体。

金银矿体的形成具有多期次特点。第一期为矽卡岩期，以形成矽卡岩矿物为特征，同时有磁铁矿、黄铁矿、石英、少量硫化物等矿物形成。第二期为黄铁矿-多金属硫化物期，是主要成矿期，可分为两个阶段。黄铁矿阶段以形成粗粒的立方体黄铁矿为特征；多金属硫化物阶段形成细粒（<1 mm）的黄铁矿，五角十二面体晶形增多，并与其它硫化物共生。金银矿物主要是银金矿及自然银。第三期为成矿后期，主要表现为低温热液蚀变。第四期为表生期，形成铁帽及硫化矿床氧化带。

对上述第一和第二期黄铁矿单矿物分别进行了微量元素分析。第一期（矽卡岩期）黄铁矿含Au$(0.12—0.21)\times10^{-6}$，Ag$(4.2—4.4)\times10^{-6}$；第二期含Au 2.0×10^{-6}，Ag 50×10^{-6}，说明金、银的含量比矽卡岩期增加。而金、银比值小于0.04，反映了次火山热液中银高金低的特点。钴、镍比值较高（=17.24），且Co>Ni，都表明与火山热液的成因联系。

金、银矿物经扫描电镜能谱测定，银金矿含Au 73.56%，Ag 22.11%，Cu 2.08%，Zn 1.57%；自然银含Ag 99.95%。

金、银主要富集于压碎带及硅化、黄铁矿化热液蚀变较强地段。矿化形成的主要控制因素是断裂裂隙、围岩性质及次火山岩热液活动。

（五）风化壳型金（银）矿化

风化壳型金银矿化主要分布于北流县三板至容县鸡笼顶近东西向主干断裂北侧。成矿

的原岩为奥陶系、志留系夹含锰菱铁矿层和磁铁矿层的砂页岩、千枚岩，经构造压碎、糜棱岩化，并遭受黄铁矿化、硫化物化的蚀变岩，含有金（银）矿化，在温湿条件下，经过长期氧化-淋滤，金银发生富集作用，而形成风化壳型金（银）矿化。风化作用发育完全者，形成一种褐黑色疏松土状物，当地称为“铁锰质黑泥”。矿化元素组合有Au、Ag、Cu、Pb、Zn、As、Sb、Hg等。“铁锰质黑泥”是明显的找矿标志。

在容县灵山—北容一带，铁锰质黑泥产于含砾砂岩与碳质页岩之层间断裂破碎带中，断续延长10余公里，出露宽度20—140m。金矿化体呈脉状、透镜状产于铁锰质黑泥及破碎带中，长度一般仅数十米，厚0.8—3.2m，含Au一般（0.3—1.07）$\times 10^{-6}$，局部9.0×10^{-6}，并含Ag、Cu、Pb、Zn、Sb等多种有用组分。在风化壳垂深的不同层带中，微量元素含量有明显变化，Au在氧化淋滤层富集，Pb、Cu、Zn、Sb、As等在淋滤带贫化，氧化带富集，而Ag、Bi、Co等含量变化不明显。

铁锰质黑泥中Au、Ag与As的相关性很强（Au与As相关系数0.8313，Ag与As相关系数为0.7438）。其原因可能是Au、Ag、As的硫化物氧化后，形成砷酸或其盐类。反应式：

$$4FeAsS+13O_2+6H_2O\longrightarrow 4FeSO_4+4H_3AsO_4$$

而ASO_4^{-3}又可与Au^{+}、Au^{3+}、Ag^{+}形成可溶络合离子团$[AuASO_4]^{2-}$、$[Au(ASO_4)_2]^{3-}$、$[AgASO_4]^{2-}$。由砷酸根为内配体，与Au、Ag形成络离子团，为Au、Ag与As在风化壳形成过程中，迁移与沉出的同步性提供了可能。

一般铁锰黑泥中金、银比值为0.03，而含褐铁矿块体或含假象黄铁矿较多的黑泥，金、银比值为3.54，在碎裂含砾砂岩、褐铁矿含量较高的角砾岩中，金、银比值一般也大于1，平均为1.17。由此可见，Au主要富集于褐铁矿化较强的地段。

金呈粒度极细（0.001—0.01mm）的自然金形式存在。其原因可能与铁、锰氧化物凝胶的老化，含金络离子解体，金原子解吸、归并，形成自然金有关。

在风化壳中，由于Au、Ag可在局部地段富集成矿，并有Cu、Pb、Zn、Sb等可综合利用的伴生金属，因此对“铁锰质黑泥”应加强研究及找矿。

除了上述四种类型金（银）矿化外，还有石英脉型金（银）矿化在本区分布比较广泛。石英脉型金矿曾是本区早期找金的主要对象，具有一定的工业意义，但含金石英脉一般厚度较薄，延深不远，规模较小。本区含金石英脉往往与蚀变构造岩型金（银）矿伴生，具有空间和成因联系，可作找矿标志。

四、广西云开地区金（银）[1]成矿条件分析

从区内众多金矿点实际资料和各种地质信息看出，自晚加里东构造旋回末期金开始活化以来，于华力西—印支期和燕山期先后发生多次金矿化作用，矿化强度逐期加强，金矿化类型分别属于金-硫化物-石英建造，金-硫化物-矽卡岩建造，金-重晶石-黄铁矿建造和金-褐铁矿建造。迹象表明，金矿化主要发生在地表浅层，成矿时代较新。因此，在讨论金矿源条件、金的活化与迁移机制，金的沉出条件和金矿化分布规律等基本问题时，应从

[1] 鉴于金与银地球化学性质相似，在各种地质作用中地球化学行为雷同，文中讨论金的有关内容时，银不作专题论述。

本区原始地壳形成与演化的角度察看端倪。

（一）金矿源条件

拓展矿源范围对研究金矿成矿条件具有重要实际意义，为此，先确立本区矿源的概念。从本区金矿点获得的地质地球化学信息证明，金矿化在成矿物质上或时空上都与区域地质演化某个阶段的岩石组合具有明显成因关系和共生关系。因而，矿源不只限于某种含金建造或含金地层，是否称为原始混合再造矿源系列更为确切。所谓原始混合再造矿源系列，系指在同一地质构造单元内，伴随地质演化不同阶段所形成的不同类型岩石组合系列，在成岩期后的有利引变因素参与下，可提供不同数量金矿质。而这种矿源对地壳浅层成矿尤为重要。

追溯云开地区地壳演化史，早古生代接受厚层地槽型沉积，形成原始矿源载体。后经强烈挤压褶断，发生同期区域变质，动力变质及混合岩、花岗岩化，局部地段形成金的混合再造源。晚古生代准地台型沉积和中新生代断块、岩浆活动又形成新生矿源。可见，云开地区地壳不同构造层的地质实体均有可能形成金的矿源。

1．地层含金性特点

本区早古生代地层平均金含量为5.13×10^{-9}，寒武、奥陶系平均含金5.23×10^{-9}。以奥陶系含金最高（7.70×10^{-9}），其次是寒武系和志留系（3.58×10^{-9}，3.98×10^{-9}），它们是本区金的主要储集层。晚古生代地层含金较低（平均2.38×10^{-9}），石炭系含量接近区域平均值，而泥盆系含金甚低，但这些地层含金性对金矿化不起重要作用。中新生代地层平均金含量为1.72×10^{-9}，其中第三系含金最高（17.27×10^{-9}），为地壳平均值的4.3倍。而高值点（76.7×10^{-9}）高于区域平均值的14.8倍，无疑是新生代金矿化的征兆。

不同类型岩石含金性见表9和图7。沉积岩类金丰度较高（平均7.96×10^{-9}），其中含金较高的碳质岩类，含砾砂岩和砾岩，是奥陶系的主要组成岩石。

从地层含金丰度对比图看出，金在区域地层中的分布表现出双峰式特征（图8）。大致反映区域金矿化的趋势。

金在寒武系中的分布❶服从正态分布及对数正态分布的特点。从金、银分布频率直方图（图9）看出，金银的正态分布或对数正态分布都是明显的偏正。与金、银伴生的铜、铅、镍也具有同样的分布特征。奥陶纪地层中金银等多数微量元素服从正态分布或对数正态分布。

关于微量元素分布类型的地球化学意义一般认为，当元素均匀地分散在多种矿物中表现为正态分布。元素在某些矿物中有较大富集时则为对数正态分布。而多个地球化学阶段所形成的混合产物的概率分布则为正向偏斜。因此，由图9反映出的概率统计说明，金在地层中既可集中于某些矿物（如黄铁矿）中，也有一部分近似均匀地分散于其它载体矿物中。由此可以认为金在多种地球化学作用下发生了活化与迁移。同时铜、铅、铁和银的分布特征也提供了受多种地球化学作用叠加的证据。

地层变质程度不同，含金量也不同，由深变质相向浅变质相增加。例如，寒武系为中深度变质，奥陶系受浅度变质，在含金量上，后者高于前者。而在动力变质带，平均含金量均高于围岩。

---

❶ 据周村-河口和沙田-大鹏地质剖面数据统计。

表 9　广西云开地区不同岩性含金丰度及矿化统计表*

Table 9　Gold abundance and mineralization of various rocks in Yunkai area, Guangxi

类别	岩石类型	含金丰度 (10^{-9})	丰度值样品数 (个)	金矿化样品数	
				个数	占总矿化样品(%)
沉积岩类	砾岩类	9.0	9		
	含砾砂岩类	15.77	11		
	砂岩类	6.70	47	21	44.7
	泥、页岩类	7.58	29	8	17.0
	含碳质岩类	19.50	4	2	4.2
	硅质岩类	4.82	6		
	灰岩类	1.29	7	1	2.1
	凝灰岩类	5.5	2		
变质岩类	千枚岩类	3.08	40	4	8.5
	片岩类	3.39	69	5	10.6
	片麻岩类	6.68	20	1	2.1
	浅（变）粒岩类	6.76	8		
	榴、辉、大理岩类	3.6	6	1	2.1
混合岩类	混合质岩类	0.78	9	2	4.2
	混合岩类	3.4	27	2	4.2
	混合花岗岩类	2.73	29		
合计	16种岩类			47	100%

* 系全区的统计数据：含金达 0.1×10^{-6} 以上的样品为金矿化样品，不参加丰度值统计。

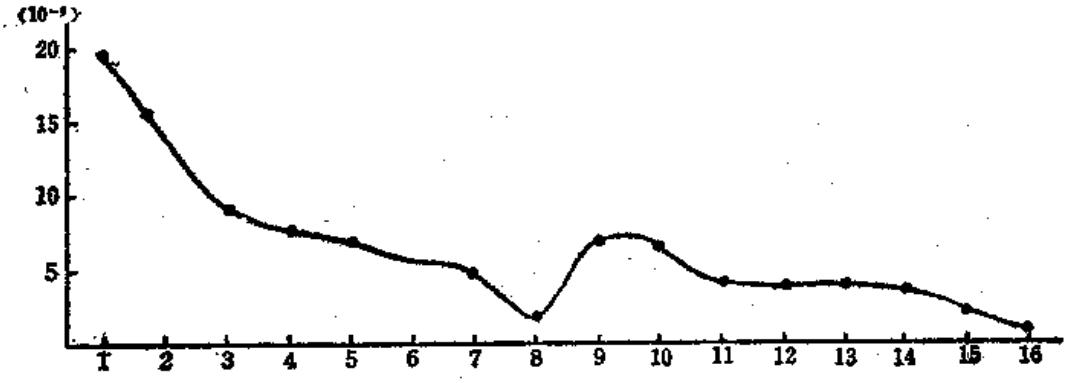


图 7　各类岩石中金含量变化趋势

Fig.7　Variation tendency of gold content in different rocks

1—含碳质岩；2—含砾砂岩；3—砾岩；4—泥页岩；5—砂岩；6—凝灰岩；7—硅质岩；8—灰岩；9—浅(变)粒岩；10—片麻岩；11—榴辉大理岩；12—片岩；13—千枚岩；14—混合岩；15—混合花岗岩；16—混合质岩

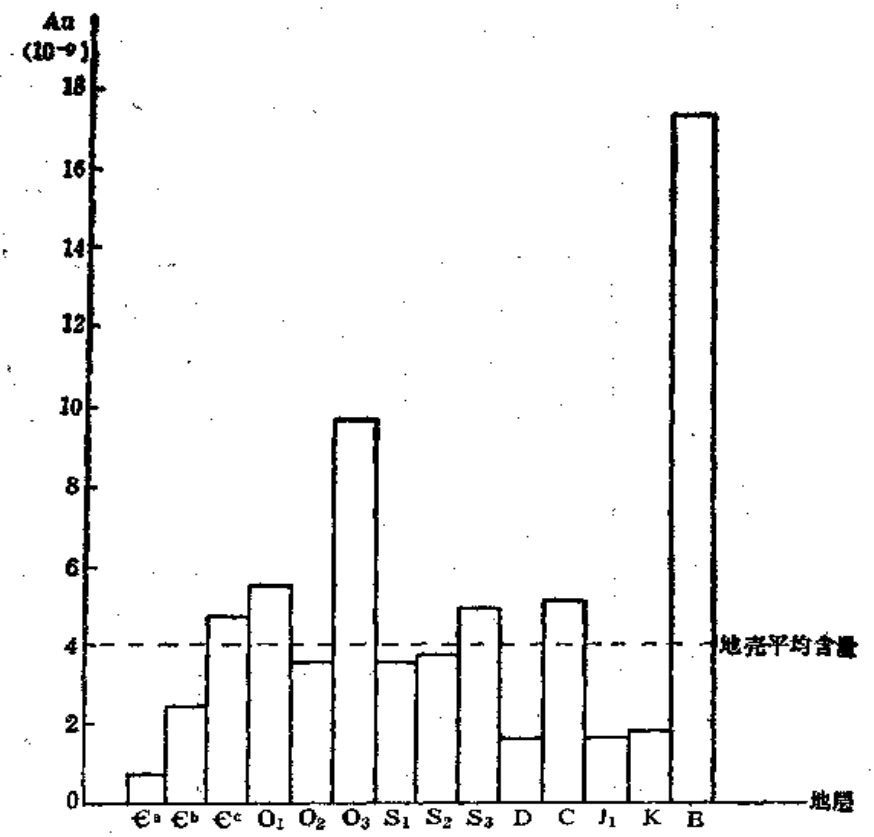


图 8 广西云开地区地层含金丰度对比

Fig.8 Gold abundance in the strata of various age in Yunkai area, Guangxi

岩层中金含量的上述种种变化现象均证明，金在岩石中并非均匀分布。早在成岩过程中，金即可在局部地段产生某种程度的聚集。

金在地层中大致有 3 种赋存状态。一是以自然金、银金矿等独立矿物，通常以显微粒或超显微粒形式主要散布于硫化物中，大多呈晶隙金和裂隙金。在某些变质岩类，动力变质岩类和部分沉积岩中可以见到此类形式存在的金。例如在石圭地区的白色砂岩（O_3）中经粉碎淘洗偶尔发现 2 颗0.1mm左右的自然金粒，该岩层含金丰度为（35.6—56）$\times 10^{-9}$。此外，在地层中金与黄铁矿关系密切。当有黄铁矿分布时金含量明显提高，凡金含量达到 100×10^{-9} 以上的样品，90%以上都可见到黄铁矿。二是呈胶体金吸附形式。这种金实际上也是自然元素，大多呈原子状态的球粒集合体，附存于粘土矿物、碳质物质以及褐铁矿的表层和微细裂隙中。在沉积岩和强风化的表露岩石中的金主要以这种形式存在。例如，上奥陶统的黑色含碳质泥岩，第三系紫红色粉砂岩和“含锰黑泥”中的金等。三是以类质同象置换形式存在的晶格金。分散在角闪石、黑云母中，以铁镁质硅酸盐矿物中含量高。例如，石科矿区黑云母片岩和陆川岩体的黑云母中金含量为625×10^{-9}和1500×10^{-9}。

应当指出在本区晶格金所占的份量较少，由于铁镁硅酸盐等矿物在各岩类中含量甚少。大部分金为非晶格金，主要载金矿物为黄铁矿、粘土矿物和有机质物质等。因而，这些载体物质在空间上分布的不均匀性，导致金在不同岩层和不同类型岩石和不同地段的同类岩石中金含量呈典型雀跃式分布，金含量上的变异系数值接近或超过100%。

2．岩浆岩含金性

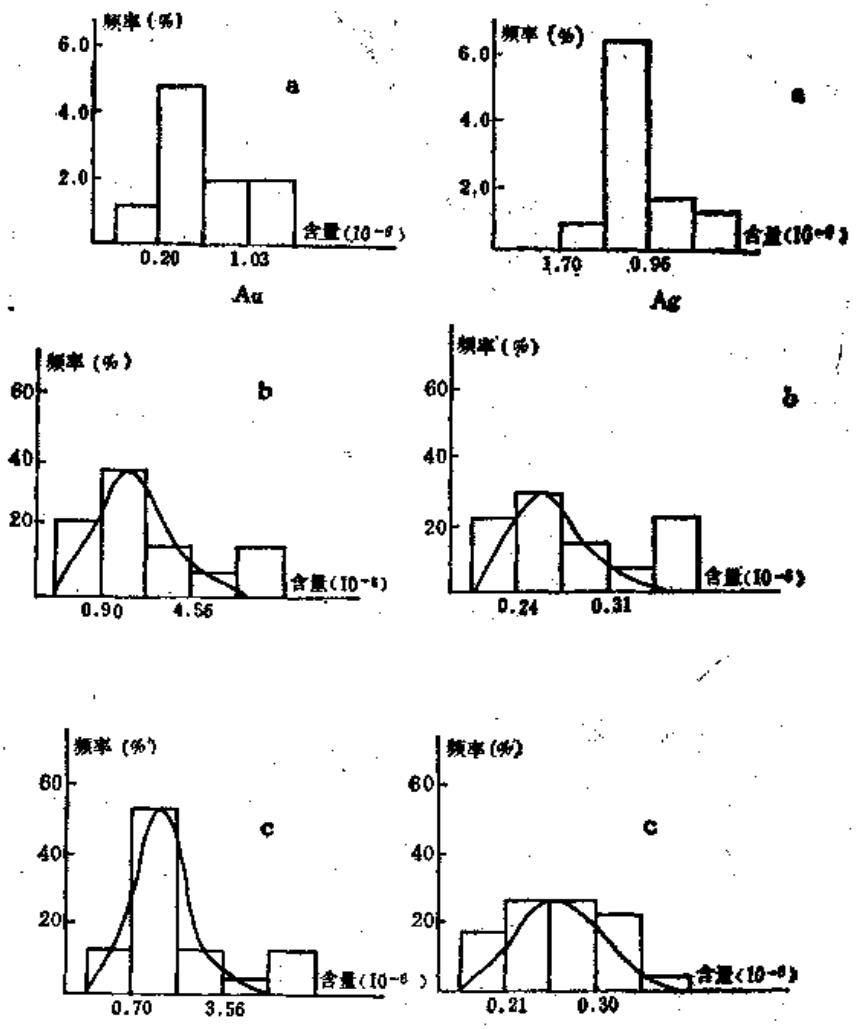


图 9　金、银分布频率直方图

(利用柯尔莫哥洛夫的最大累积频率差方法检验的结果)

Fig.9　Frequency histogram of Au and Ag distribution

a—寒武系;b—中奥陶统;c—上奥陶统

本区岩浆岩中平均金含量为4.34×10^{-9}，近于地壳金丰度值。但除燕山期岩浆岩平均含量较高（5.6×10^{-9}）外，其它期次岩石中金含量均较低（$0.95—1.6)\times10^{-9}$在各类岩浆岩中金的分布亦不均匀，酸性岩的金含量明显低于金的克拉克值。相比之下基性岩中金含量略高一些。

从少量的分析资料统计看出，不同期次的岩浆岩中，微量元素含量不同。且从早期向晚期微量元素含量有增高的趋势（图10)。燕山晚期第二次侵入岩中，微量元素含量明显高出其它期岩浆岩的2—3倍，金的平均含量达10.86×10^{-9}，为地壳丰度值的2.7倍。这些现象都说明晚期岩浆岩富含金的事实。

本区与金矿化关系较为明显的主要是燕山期的某些酸性侵入岩。本文将着重介绍陆川岩体和莲塘岩体对金矿化的作用。

陆川、莲塘二个岩体，按岩石化学和标准矿物特征为普通花岗岩，属铝过饱和的正常系列。在Q-Ab-Or三元系相图上投影，除一个点外均落在低温槽内，应是深熔岩浆花岗岩（据Tuttle O. F., 1958)。

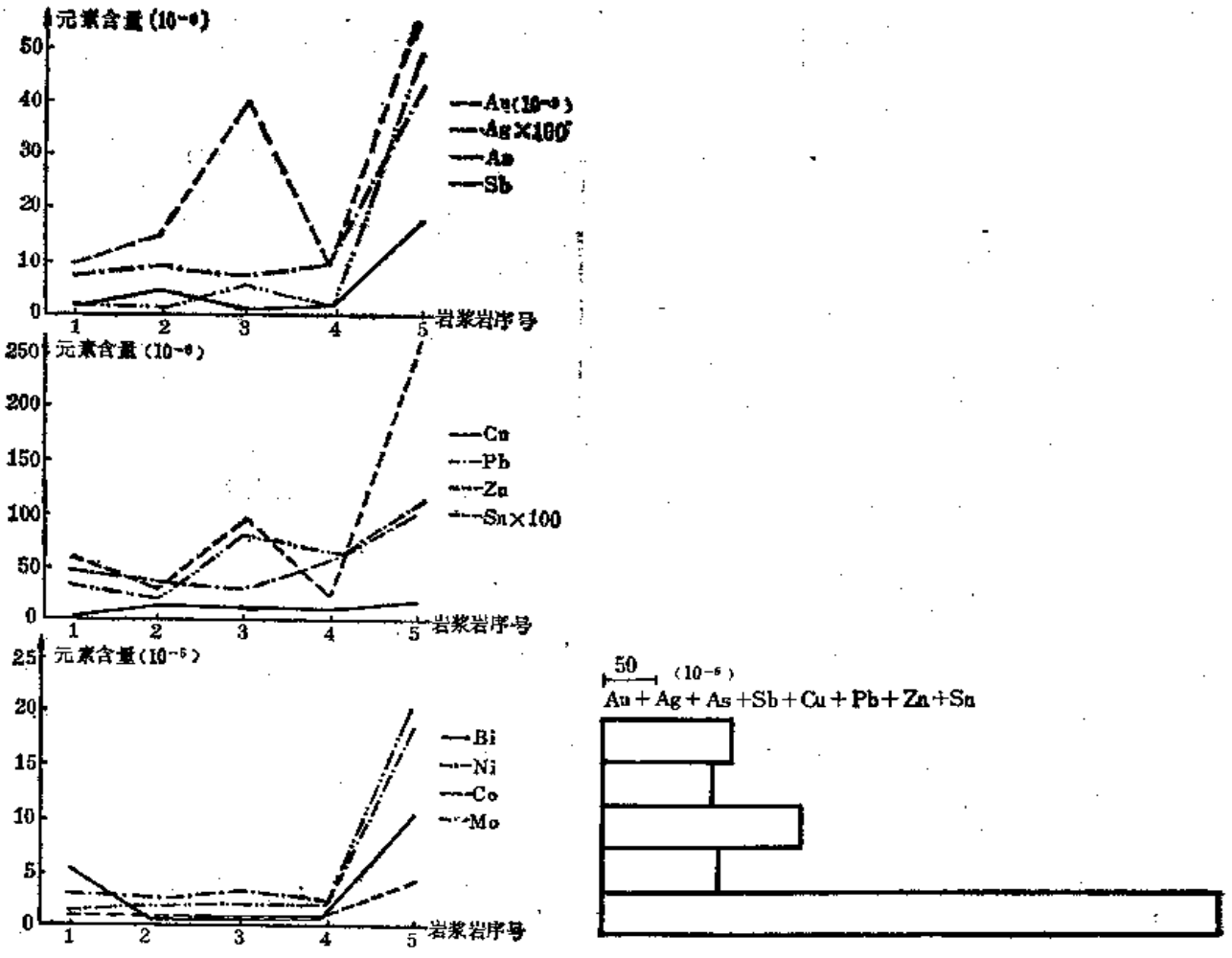


图 10　不同期岩浆岩微量元素含量变化

Fig.10　Variation diagram of microelement content in magmatic rocks of different phases

1—加里东期岩浆岩；2—华力西—印支期岩浆岩；3—燕山早期岩浆岩；4—燕山晚期第一次岩浆岩；5—燕山晚期第二次岩浆岩

对比两个岩体的稀土元素特征值（表10），δEu值偏低，Eu/Sm 值比地壳的0.16 还要低，其它特征值也接近地壳。说明花岗岩体是岩浆分离结晶的结果。据岩体的稀土分布模式对比说明陆川、莲塘岩体由地壳物质深部熔融和少量幔源物质混熔形成。岩浆形成深度，按 Tuttle 和 Bowen（1958）不同水压下 Q-Ab-Or 图解推算：设 $p_{H_2O}=p_总$，温度在700—750℃之间，以每增加 1 km深度压力增加27.5MPa计算，其形成深度为 3 —11km，为中深成岩体。此成岩深度与金矿化大致相当。

根据陆川莲塘岩体的微量元素含量（表11），设 $t=350$℃，依照H. 、Helgeson(1968)热力学计算，可获得两岩体石英析出时热液中金的浓度。其浓度比石科晚期黄铁矿沉淀时的浓度要高些。从岩体造岩矿物中金的含量，黑云母含金高达 1.5×10^{-6} 等资料充分证实岩体具有提供成矿物质的能力。

此外，蟠龙地区霏细岩、霏细斑岩的地球化学特征也可做为酸性岩浆岩与金矿化关系

表 10 稀土系数表

Table 10 REE coefficients

	ΣREE	LREE/HREE	δEu	Eu/Sm
上地壳*	210.07	3.72	0.67	0.16
下地壳*	78.77	1.05	1.10	0.16
陆川岩体	332.42	7.70	0.39	0.10
陆川花岗岩	121.12	6.41	0.44	0.10
莲塘岩体	321.50	6.83	0.55	0.15

* 引自 Taylor S. R., 1979。

表 11 岩体矿物中 Au、Ag 及 Cu、Pb、Zn 含量表

Table 11 Au, Ag and Cu, Pb, Zn content in some minerals of rock bodies

岩体	陆川岩体			莲塘岩体		
矿物	石英	钾长石	黑云母	石英	钾长石	黑云母
Au(10^{-6})	0.052	0.16	1.5	0.072	0.0061	0.009
Ag(10^{-6})	<1	<1	7	<1	0.34	0.34
Cu(%)	2.40	2.29		2.97		0.89
Pb(%)	—	62.45		—		0.00
Zn(%)	8.35	8.43		8.43		0.046

表 12 霏细斑岩微量元素特征表

Table 12 Microelement character of felsophyre

	Au	Ag	Cu	Pb	Zn	Sn	As	Sb	Bi	Ni	Co
$\overline{X}$	30.98	0.222	23.11	122.22	208.89	4.56	235.56	34.44	2.37	25.67	9.11
S	31.54	0.198	15.18	166.34	127.81	2.92	304.64	122.49	1.96	32.42	11.08
CV%	101.81	89.37	65.67	136.10	61.19	64.10	129.33	145.05	82.66	126.31	121.66
含量范围	39.90	0.1—0.6	1—50	10—500	30—400	1—10	40—1000	10—300	0.1—5	1—80	1—30
K	6.88	4.44	1.16	6.1	3.48	1.52	157.04	324.77	237	3.21	1.82
K_{max}	20	12	2.5	75	6.67	3.33	666.7	1153.85	500	0.125	6
K_{min}	0.87	2	0.05	0.5	0.5	0.33	76.67	38.46	10	10	0.2

注：$\overline{X}$—平均值；S—均方差；CV%—变异系数；K—富集系数=微量元素含量/克拉克值；K_{max}—极大值；K_{min}—极小值

的佐证材料。该岩体为多种喷出岩、超浅成侵入岩的同一岩浆源的多阶段形成的杂岩体。

霏细岩微量元素中（表 12），富集系数较大的有 Sb、Bi、As、Au、Ag 与 Pb、Sn 接近，Cu、Zn、Ni、Co、富集系数较小，而它们与 Au、Ag 具有显著或不显著的相关关系。霏细斑岩及岩体附近火山角砾中金、银含量分别是30.98×10^{-9}，0.222×10^{-6} 和大于 0.2×10^{-6}（Au）。因此，认为霏细斑岩等提供成矿热液的事实极为明显。

3．成矿介质来源分析

尽管区内金矿化类型不同，但矿化的后生特点是明确的。金的活化与转移、聚集与沉出都是伴随着热液的生成、流动和在一定热液系统的不同演化阶段内完成的。根据本区矿床地球化学资料分析，矿化热液有三种不同的成因类型，即变质热液、岩浆热液和下渗地表水烘热热液，它们代表着三种不同的形成机制，反映出本区金矿化是由混合成因成矿溶液作用的结果（图11）。

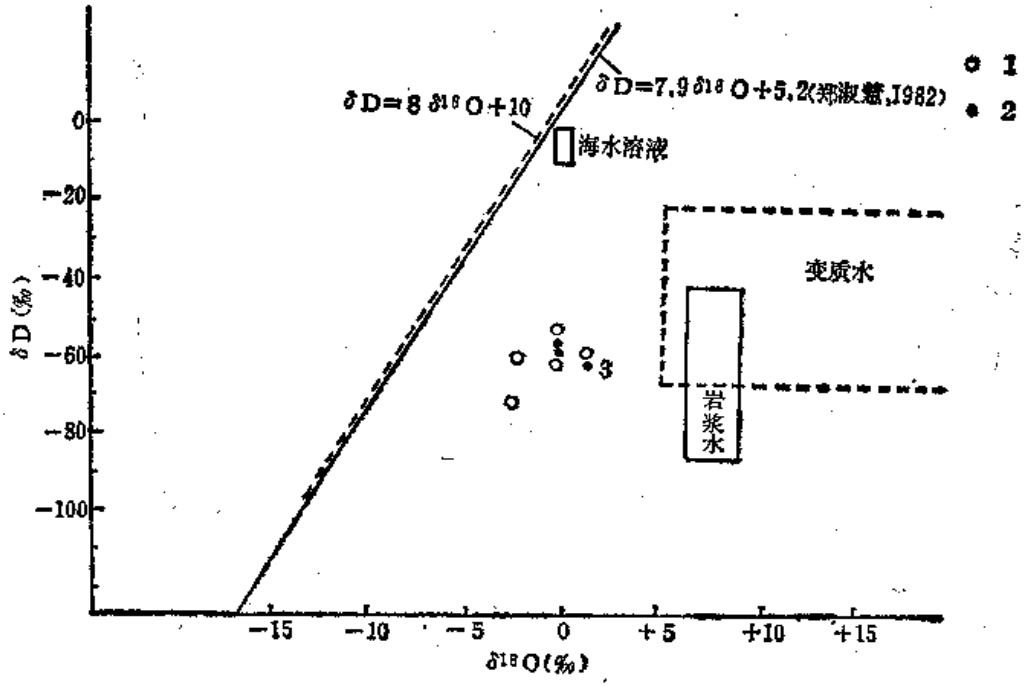


图 11　云开地区矿化热液氢氧同位素组成

Fig.11　Hydrogen-oxygen isotopic composition of Hydrothermal mineralizing solution in Yunkai area

1—广东河台矿区数据；2—广西云开地区数据

（二）金的活化与迁移

在自然界，金主要呈原子状态存在，表明金是个很不活泼的金属元素，但在一定条件下金也可以呈 Au^{+} 和 Au^{3+} 氧化态，且有很强的极化力，能与多种配位基团构成不同形式的易溶络合物迁移。引起金的活化迁移条件中，首要的是金从矿源体中释放的难易程度，有否较强的氧化还原环境和存在化学活动性强的热流体，以及适宜的温度、压力等。

据前述分析，本区矿源中金主要以自然元素的形式存在于黄铁矿等硫化物和其它矿物晶隙之间，这种金比以类质同象存在于铁、镁硅酸盐矿物中的晶格金容易活化得多。

本区矿物包裹体成分和矿石分析资料表明，热水中含有较多的 Cl^{-}、S^{2-}、As^{3+}，和

Fe^{3+}等强氧化剂和络合剂，可大大降低Au^0的活化电位，易使Au^+和Au^{3+}与溶液中Cl^-、H_2S、HS^-、S^{2-}、H^+、O^{2-}、HCO_3^-、SO_4^{2-}等大量配位体结合成络阴离子$[AuS]^-$、$Au(HS)_2^-$、$Au(Cl_4)^-$、$Au(S_2O_3)^-$，并与Na^+，K^+等阳离子形成络合物。含矿热液温度为150—280℃，氧逸度（f_{O_2}）为1.10^{-28}Pa（计算值），酸碱度（pH）为4.07（计算值）的条件对金络合物的稳定性迁移是适宜的（参照沙鹏，1985，实验数据）。

总之，本区发生的每一次地质事件中，都曾有过金的活化与迁移，但它们对能形成工业品级富集的条件相差甚远。唯混合岩化、燕山期岩浆活动和区域性动力变形变质作用等热动力事件对区域金的活化与迁移至关重要。

1．各类金矿化过程中金迁移形式

显而易见，不同类型金矿化是在不同的地质地球化学环境中形成的。或者说，活化金能在不同介质中，以不同络合物形式迁移、聚集、沉淀出不同的矿物组合系列。本区金矿化明显的分为内生和外生两个成矿期，粗略地划分4个矿化类型。按其成矿阶段代表性矿物确定了矿石矿物组合（表13）。限于目前取得的资料较少，只归为内生期和表生期进行讨论。

表13　各类金矿化矿物组合系列

Table 13　Mineral association series of various gold mineralizations

金矿化类型	矿石类型	矿物组合	围岩蚀变
蚀变构造岩型	自然金-硫化物-石英	石英-黄铁矿 黄铁矿-铜、铅、锌多金属硫化物 石英-碳酸盐	硅化 绢云母化 钾长石化 黄铁矿化 黄铁绢英岩化
矽卡岩热液叠加型	自然金-硫化物-矽卡岩矿物	磁铁矿-透辉石矽卡岩 石英-黄铁矿 黄铁矿-铜、铅、锌金属硫化物 石英-方解石	矽卡岩化 黄铁矿化 硅　化 褐铁矿化
沉积改造型	自然金-重晶石-黄铁矿	重晶石-黄铁矿 （毒砂）闪锌矿-黄铁矿 黄铁矿-铜、铅、锌金属硫化物	高岭土化 重晶石化
风化壳型	自然金-褐铁矿	石英-黄铁矿 石英-金-褐铁矿 铁锰氧化物-粘土矿物	粘土化 褐铁矿化

内生成矿时期，包括表13中的前两类矿化类型。金矿化以岩浆水和大气水混合热液交代蚀变为特征。金以自然元素状态，呈晶隙金，裂隙金或包体金，大部分赋存于黄铁矿等硫化物中，少部分存在于石英中。表内所列矿物组合均为主要载金矿物。据矿物组合推断，含矿热液由高温气水溶液演变成为中低温热水溶液。而金也相应地改变其迁移形式。

在中高温成矿阶段，Au主要以$AuCl_2^-$或$AuCl_4^-$形式，其次是AuS^-，$Au(HS)_2^-$等络合物形式迁移。随温度，压力降低和在f_{O_2}较低环境下Au主要呈$Au(HS)^-$、AuS_2^-、$Au(HS)_4^-$、

$Au(S_2O_3)^-$以及$[Au(SO_3)_2]^{3-}$、$[Au(AsS)_3]^{2-}$、$[Au(SbS)_3]^{2-}$、$[Au(HCO_3)_2]^-$等络合物的形式迁移。从这样的溶液中通常沉淀出中低温自然金-硫化物组合和少量的自然金-碳酸盐组合。

到中低温热液成矿阶段，部分Au以胶体形式迁移，Au胶体（<100μm）在SiO_2溶胶保护下，可在较宽的温度范围内得以长距离搬运，并在构造负压带一并沉积，形成自然金-石英（细脉、硅质体）稳定组合。

表生成矿期，以含金源岩和原生金矿化体的风化解体，发生金的再富集为特征，而Au在地表水溶液中却表现出复杂的迁移形式。大部分金呈悬浮体（>100μm），以机械形式搬运。经低温"金并"作用形成砂金和风化壳型矿床。为数不多的金，呈胶体溶液形式迁移（前已述及）。

尚有部分金，与地表水中大量存在的配位基团化合成各种可溶性但不很稳定的络合物，如$[Au(S_2O_3)_2]^{3-}$、$[Au(SO_4)_2]^-$、$AuCl_4^-$、$AuCl_2^-$。或者与腐植酸羧基和羟基中的H^+置换形成Au腐植酸盐络合物。或溶于氰化物溶液中呈$[Au(CN)_2]^-$或$[Au(CNS)_4]^-$等形式迁移。本区所见含金风化铁帽，含金铁锰质黑泥，以及含金较高的碳质泥岩和不等粒砂岩中的金，可作为这种迁移形式的佐证。

矿物中的气液包裹体组分为确定成矿热液中金迁移形式提供直接证据。根据包裹体成分分析资料推断，活化金以Cl^-等阴离子和硫化氢（分解后）作为内配位体，化合成络阴离子，金属阳离子（主要是Na^+、K^+）通常为外配位体构成各种金络合物，有利于金的稳定迁移。

近年来有关金迁移形式的热力学研究取得较大进展。参照赫格森等（1968）和帕尼莫娃（1978）实验资料。据本区成矿温度范围160—300℃（图12）酸性介质（pH为4.07）和热液含有大量氯离子等条件，可以推断在高温阶段金以金氯型络合物形式迁移是可信的。

当温度降为150—250℃，溶液近于中性时，H_2S溶解度增大，溶液中HS^-和S_2^-浓度增大，金则主要以金硫型络合物形式迁移。从本区矿化温度和包裹体成分做这样的推断亦为实验资料（Barnes，1967）和矿物组合类型所证实。

有意义的是，在本区矿化温度的跨度160—300℃内，金络合物类型变化的特点，与邻区河台金矿床矿化温度190—280℃，焦家金矿的80—270℃和小秦岭地区金矿的150—280℃范围内金迁移形式的变化特点基本一致，反映出金的成矿作用的地球化学共性。

2．变质作用和岩浆活动与金的活化

本区历经多种多样的变质作用，可大致归纳为区域变质、糜棱岩化和混合岩化三种类型。上述三种类型的变质作用对金活化影响的深度明显不同。金在矿物中的易释放性主要取决于变质程度，表现出浅变质岩（千枚岩、变质粉砂岩）中金含量保持同一数量级，变异系数小。在持续增温增压环境下，从岩石中排出多量的H_2O、CO_2、S_2^-、Cl^-、F^-等挥发分，并与晶间溶液汇成流动效应较强的变质热液（其中也含有少量Na、K、Ca等金属离子），对金具有较强的溶解和络合作用。随原岩变质程度加深，金的带出数量越多，表现出从浅变质岩→片麻岩→片岩→混合岩→混合花岗岩，金的含量相应减少（图7）。但是金的迁移以面性扩散为主。只在变质分异作用形成的伟晶岩脉，石英脉及变质岩体内小型裂隙带局部富集。于区域性断裂带附近广为发育的构造动力变质带，在巨大热动力事件

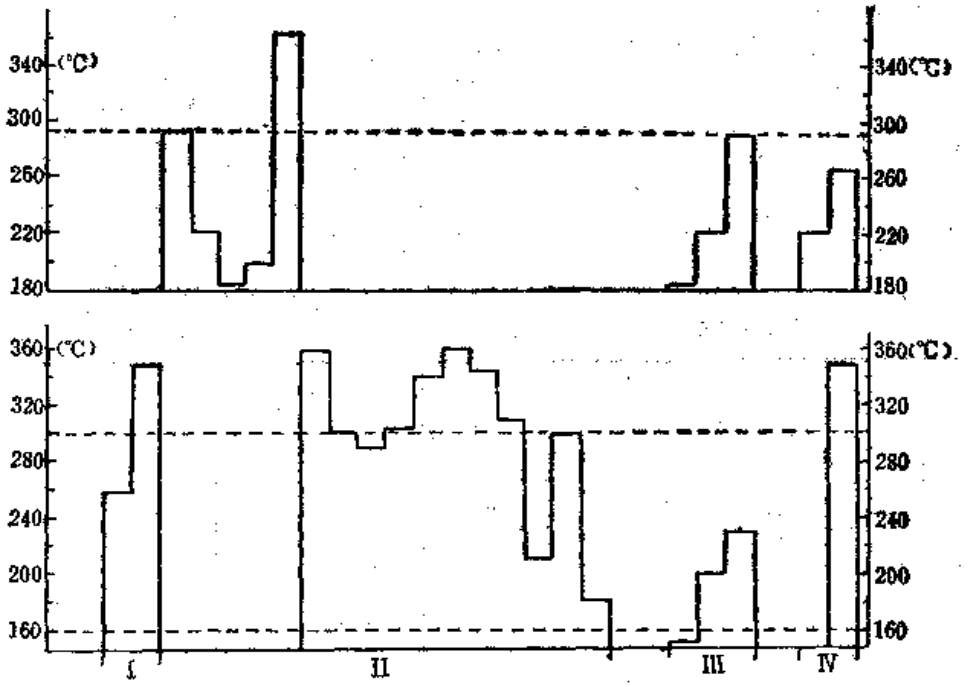


图 12　广西云开地区矿物包裹体测温变化图示

Fig.12　Variation of thermometry of inclusions in mineral in Yunkai area, Guangxi

Ⅰ—鸡笼顶矿区；Ⅱ—金山矿区；Ⅲ—石料矿区；Ⅳ—莲塘岩体

作用下，岩石重熔再结晶而释放出金，同时由于岩石由韧性向脆性形变转化，密度变小，孔隙度增大，体积膨胀造就负压空间，大大促进破碎带外变质热液和其它热液，通过构造网络向构造带迁移的进程，表现出金的定向移动的特点。普遍事实证明，金在破碎带中含量明显地高于围岩（主岩）。因此，糜棱岩是本区金矿化的重要源岩之一。

此外，由燕山晚期浅成的岩浆岩、次火山岩气液交代围岩发生的接触变质作用，对金活化的影响与区域变质、混合岩化作用比较相似之处甚多。但在不同交代阶段金的地球化学性状却明显不同。岩浆演化形成的含金（30×10^{-9}）气水热液交代透镜状碳酸盐岩，形成了含金矽卡岩。金分散于Ca、Mg、Fe的硅酸盐矿物和磁铁矿中。中晚期广泛发生硅化和黄铁矿化的同时，金在矽卡岩压碎岩中得以进一步富集，含量达0.426×10^{-6}。

3．构造活动与金的活化

在本区的许多断裂带，如石圭深断裂、凤山深断裂、金坑断裂等都不同程度地伴随有糜棱岩与千糜岩。糜棱岩带与其围岩无明显的分界面。在镜下观察糜棱岩常具核幔构造，石英颗粒的拉长（扒丝构造）等现象，即具有韧塑性变形和重结晶的特点。按韧性剪切带的观点，认为糜棱岩是一种深部构造层次的构造岩，通常形成深度为10—15 km，温度大于500℃。在这种剪切机制影响下，伴随物质的强烈塑性流变及剪切应变的递进演化过程中，被释放的金随热流体活化。韧性或脆-韧性构造系统，实际上是地应力泄放场所，它打破了原来围岩的压力平衡，成为地壳的负压带，对热液流体具有极强抽取效应。因此，对金的活化与迁移十分有利。

4．金的沉出条件

金的沉出作用，实际上在金的迁移过程中时即有发生。引起金沉淀的主要原因，是含

矿热液自身的物理化学条件的改变，包括酸碱度、氧化还原电位和温度、压力等的变化，而这些条件的引变机制则是低压构造圈闭的存在。在这种环境下，因压力骤然降低和温度下降，随即引起金络合物解体。如$Au(HS)_2^- + 2H^+ \longrightarrow 2H_2S + Au^0 \downarrow$。黄铁矿和铜、铅金属硫化物析出，硫离子大量消耗，引起络合物分解。如$Fe^{2+} + 2Au(HS)_2^- \longrightarrow FeS_2 + 2Au^0 + 2H^+ + 2HS^-$，因此黄铁矿等硫化物既是金的沉淀剂又是载金矿物。表生环境下，最大的影响因素是有机质及粘土矿物的吸附，Eh的降低和pH改变。如含有机质和锰铁胶体的风化壳土壤——含锰铁黑泥，有的金含量达到工业品位（表14）。

表 14 角砾及胶结物Fe、Mn、Au、Ag含量

Table 14 Fe, Mn, Au and Ag content in rubbers and cement

	Fe (%)	Mn (%)	Au (10^{-6})	Ag (10^{-6})
半风化角砾状砂岩	0.076	0.026	0.0049	0.3433
半风化角砾状千枚岩	10.72	0.23	0.0097	0.2471
铁质胶结物（千枚岩）	32.62	16.48	0.0046	13.3300
锰质胶结物（砂岩中）	0.98	36.93	0.2386	15.2800

（三）区域金矿化某些地球化学条件

1．金银区域地球化学特点

从本区主要地层和重要岩类的含金性统计，区域金含量高于地壳金平均值的1.3倍，如排除引变因素影响，则与河台矿化地层金含量比较接近。但比小秦岭地区金矿（区域金丰度值2.02×10^{-9}，含金地层金含量0.71×10^{-9}）高出 2.6—7.2倍。本区银的区域背景值较高，岩层中银的含量从0.123×10^{-6}（寒武系）—0.28×10^{-6}（奥陶系），各类岩石中的含量从（0.11—10.0）$\times10^{-6}$，高出地壳银含量（0.07×10^{-6}）的几倍到几十倍。金、银比值，寒武和奥陶系为0.008—0.009，各类岩石为0.01—0.279，但大多数样品的金、银比值低于地壳中金、银比值（0.057）。区内各类金银矿床和矿化点矿石中金、银比值也继承了区域背景的特征（表15）。银相对高含量表明本区矿化背景与河台金矿床存在明显地地球化学差异。与其说本区具有金矿化的有利的地球化学背景，不如说有利于金、银矿化更确切。

岩矿样品的稀土成分及稀土分布态势（图13、14），具有基本相同的特征，即曲线具明显的右倾和铕亏损的特征。说明它们同源的一面，同时不同地质体之间的微细差别又反映出它们分馏的一面。更为重要的是提供了陆川、莲塘岩体是深部地层重熔和同熔型岩浆岩的佐证。矿体和岩体的稀土分析结果也反映金矿化与岩浆岩的成因关系。

2．硫同位素指示剂

本区金矿化与硫化物存在密切共生关系。从已取得的矿石和岩石样分析结果和样品$\delta^{34}S$频率分布图（图15）看出，硫同位素组成主要集中在−1‰—+2‰范围内，平均$\delta^{34}S$为+1.65‰，有一些样品$\delta^{34}S$值极为分散（−7.8‰，−4.96‰，+8.88‰，+11‰）。尽管如此，这些数据本身都很好的说明自身生成的特点。矿石$\delta^{34}S$，从−0.8‰—+1.9‰，比较集中，且与岩体黄铁矿的$\delta^{34}S$0.3‰—+0.95‰极为相近，暗示硫源的均一化程度高。虽然测定的样品数量不多，但却覆盖区内主要金矿化点和主要岩体，所以出现这样的硫同位素面貌与本区成岩成矿的机理是符合的。

表 15　云开地区金矿化金、银比值

Table 15　Au/Ag values of various type of mineralization in Yunkai area

金矿产地	金矿化类型	Au/Ag		样品数
		变化范围	平均值	
云开地区	鸡笼顶蚀变构造岩	0.0152—0.717	0.332	6
	鸡笼顶沉积改造型含金黄铁矿重晶石脉	0.022—0.078	0.03	18
	望天嗣蚀变构造岩型	0.0015—0.031	0.007	7
	中苏蚀变构造岩型矿体上部	0.03—0.15	0.096	11
	中苏蚀变构造岩型矿体	0.0004—0.0015	0.0012	5
	中苏蚀变构造岩型矿体下部	0.0083—0.06	0.0255	11
	河台蚀变构造岩型*	0.02—0.10		
焦家	蚀变构造岩型*	0.50—1.00		

* 据王友文等，1985。

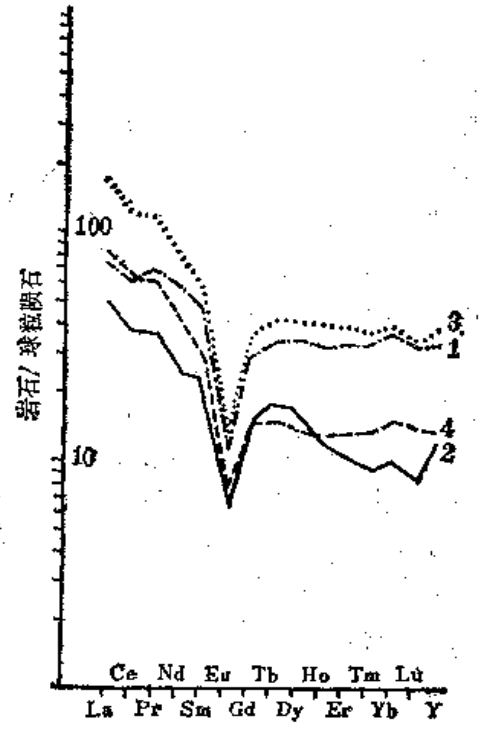


图 13　变质岩类稀土分布曲线

Fig. 13　REE distribution pattern of metamorphic rocks

1—混合花岗岩；2—均质混合岩；3—条带状混合岩；4—千糜岩

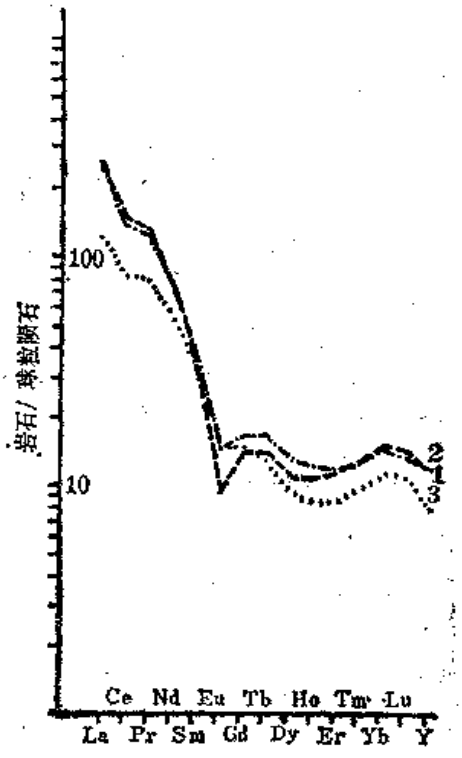


图 14　花岗岩、千糜岩稀土分布曲线

Fig. 14　REE distribution pattern of granites and phyllonite

1—陆川岩体；2—莲塘岩体；3—千糜岩

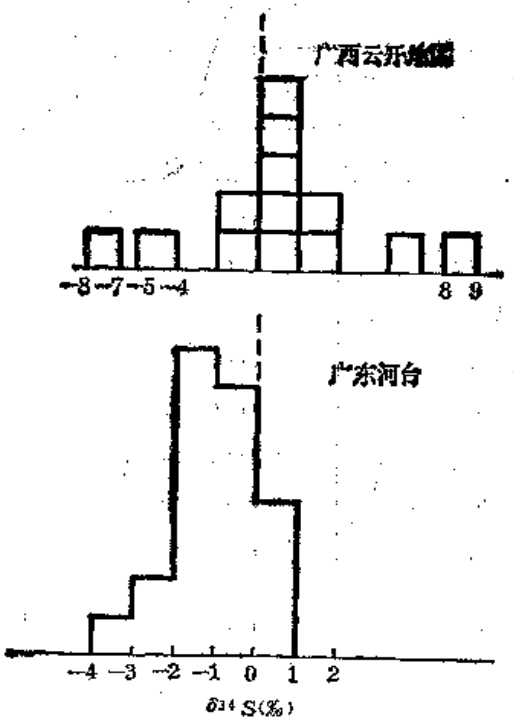


图 15 硫同位素频率分布图

Fig. 15 Frequency distribution of S isotopes

（四）区域金矿化分布规律

广西云开地区，包括云开褶皱隆起带及边缘坳陷区，为一沉积、变质、构造-岩浆活动强烈地带。自早三叠世末进入大陆边缘活化阶段以来，基底解体，构造断块-岩浆活动频繁而又强烈。上地壳面貌表现为岩块的抬升与下陷，山脉、盆地并立。在内应力作用下，岩块之间发生动力变形变质和壳下物质诱发熔融等更为强烈的物质演变作用。与此同时，金和其它成矿元素在压熔（融）分异等机制下得以活化迁移，聚积成矿。中新生代本区金矿化进入高峰时期。因此，区域金矿化在时空分布上受构造活化带、古基底和燕山期岩浆岩控制。

地层控矿现象在本区亦较明显。从表16看出，金矿（化）点主要分布在寒武系、奥陶系和志留系，这三个地层中金矿(化)点和金化探异常分别占本区总数的23.81%，19.05%，12.7%，金化探异常分别占11.21%、13.08%、14.95%。其中又以寒武系b组和c组，奥陶系中统和下志留统占居多数。地层内不同岩性含有金矿（化）点数量亦有差异。砂岩类金矿（化）点数量最多（44.7%），其次是片岩类（10.6%），千枚岩类（8.5%）。但是尽管混合岩类和混合花岗岩类含矿（化）点的数量少，但矿（化）点的规模、工业意义远远大于前者。

区域性断裂构造与本区金矿化具有密切的时空联系。其中以北东东向、北北东向和北西向三组断裂控矿作用明显。

北东东向断裂形成于加里东期，后经华力西—印支和燕山期的多次活动，具性质多样和破碎强烈的特点。以石圭深断裂为例，表现为压扭性质，沿断裂带附近，千糜岩、糜棱岩、压碎岩等构造岩类断续分布，形成东西长约 40km 的动力变形变质带。在主干断裂两

表 16　广西云开地区不同时代地层金矿化情况对比

Table 16　Comparison between gold mineralizations in the strata of various ages in Yunkai area, Guangxi

地层	代号	已知金矿（床）点、矿化点			已知金化探异常		备注
		个	合计（个）	%	处	%	
第四系	Q	5	5	7.94	10	9.34	砂金矿
上第三系	N	0	0	0	0	0	岩金
下第三系	E	0	0	0	9	8.41	
白垩系	K_2	1	3	4.76	11	10.28	
	K_1	2					
石炭系	C	0	0	0	2	1.87	
泥盆系	D_3	0	5	7.94	11	10.28	
	D_2	4					
	D_1	1					
志留系	S_3	1	8	12.70	16	14.95	
	S_2	0					
	S_1	7					
奥陶系	O_3	7	12	19.05	14	13.08	
	O_2	3					
	O_1	2					
寒武系	ϵ^c	10	15	23.81	12	11.21	
	ϵ^b	3					
	ϵ^a	0					
	ϵ	2					
下古生界混合岩	Pz_1Mi	8	8	12.70	8	7.40	寒武、奥陶系占大多数
加里东期混合花岗岩	$Pz_1\gamma Mi$	7	7	11.11	14	13.08	寒武系占大多数
合计			63	100.02	107	99.98	

注：矿点总数不包括其它岩浆岩中的矿点。

侧，由于北西盘相对斜上冲，南东盘相对斜下冲（反扭）牵引，导致北西盘形成转扭性的次级派生断裂，与主干断裂构成 15—20°夹角的“入”字型构造。本区鸡笼顶金矿点的含金硫化物矿体分别产在这样的分枝断裂破碎带内。沿石圭深断裂带，含金的蚀变构造破碎岩带，通常是主干断裂破碎范围大，热液蚀变发育的局部膨大地段。如石圭深断裂带分布的蟠龙、三板、北容、石圭和鸡笼顶等金矿点当为例证。石圭深断裂及近旁次级断裂对燕山期金矿化的控制作用由图16上清晰可见。

北北东向断裂形成于燕山晚期，属压性断裂。以金坑断裂为例，沿断裂附近蚀变破碎带发育。金山、中苏等金银多金属矿床即产在金坑断裂带的膨大部位。

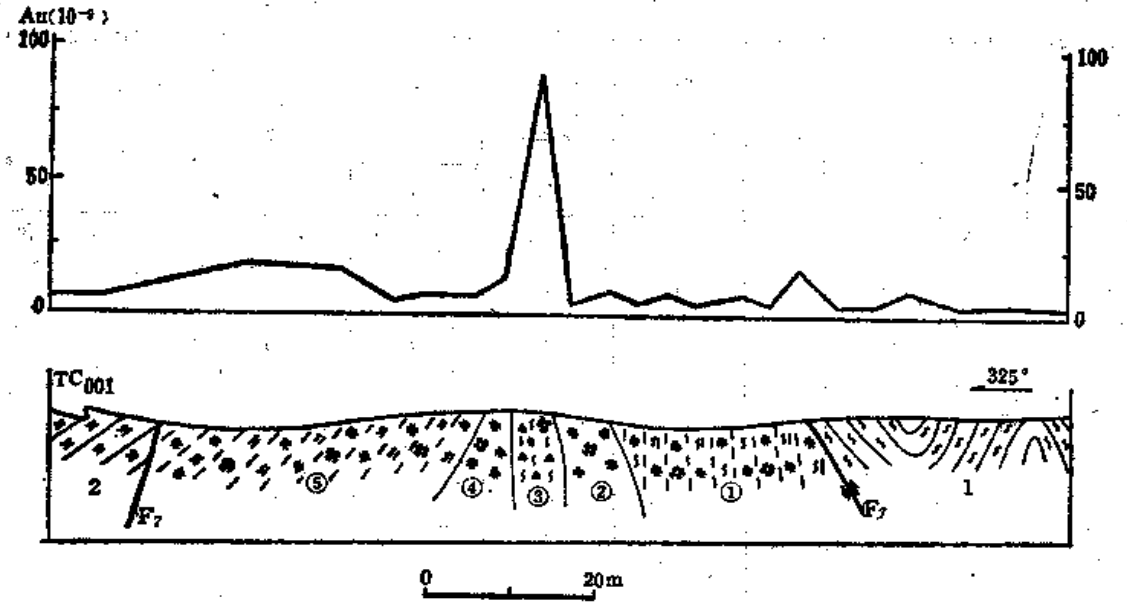


图 16　鸡笼顶金矿区石圭深断裂（F_7）地质剖面及金含量曲线

Fig. 16　Geological section and gold content curve of shigui deep fault, Jilongding gold mine district

1—寒武系片麻岩；2—中奥陶统千枚岩；①—弱硅化压碎状片麻岩（千枚岩）；②—弱硅化压碎岩；③—硅化黄铁矿化构造角砾岩；④—弱硅化压碎岩；⑤—弱硅化压碎状千枚岩

五、广西云开地区找金化探数据处理新方法

当前在国内，对大量多种指示元素化探数据的处理，一般多采用按单个元素分别圈定异常，然后将不同的单元素异常进行套合，以不同元素异常重叠区域视为综合异常，根据其异常强度、规模，结合地质因素，圈出成矿远景区。尽管这种成图方法有它的根据和优点，但主要着重于变量间的空间关系，反映其内在联系甚少；且综合异常规模、形态等的变化，受人为因素影响较多；以及图面受元素个数及负载的限制，影响使用等。针对上述问题，试图采用一种更为合理的数据处理新方法，即综合多变量(Comprehansive Multi-Variable）处理方法（简称C.M.处理方法），得出综合多变量异常。然后用统计评价法优选异常，同时考虑地质地球化学因素，兼及航磁、重砂异常等因素，按其优化组合及级序，圈定找金的远景区和靶区。经过幅频激发极化法、X射线荧光法及热力学成矿能量计算等方法，对重点综合多变量异常的验证，表明C.M.方法找金效果较好。

（一）综合多变量（C.M.）处理方法

C.M.处理方法的原理是：在原生金矿普查区内，根据各指示元素与金的内在联系(相关性)，将若干单个指示元素所提供的成矿异常信息组合成一种多变量的数据组。并对其进行趋势分析，以大窗口（$4\times4km^2$）滑动平均分析值为区域背景值，小窗口（$1\times1km^2$)数据用正残差偏差法求异常下限。

C.M.处理方法实验研究在本区主要以1:5万（面积9449.7 km^2）水系沉积物数据为基础，首先确定基本面积单位数据，即以1 km^2面积为准，将其内各取样点的各元素数据经预处理后，以其算术平均值为该面积内各元素的基本数据，然后组合成多变量数据。具

体包含以下4个步骤：

第一步确定指示元素：选择金为标准指示元素，Cu、Pb、Zn、Sn等为一般指示元素，Ag、As、Sb作为参考指示元素；

第二步数据标准化：采用标准化公式进行量纲的统一，即 $X'_{ij}=\frac{X_{ij}-\bar{X}_j}{S_j}$，其中$X_{ij}$代表原始数据经预处理的值；$\bar{X}_j$为第$j$个变量的算术平均值；$S_j$为第$j$个变量的标准差；$i$为样品数；$j$为变量数。

第三步计算各元素相对金的倍数系数：系数依次为：$\frac{Ag}{Au}=0.51$；$\frac{As}{Au}=2.16$；$\frac{Cu}{Au}=0.93$；$\frac{Pb}{Au}=1.57$；$\frac{Zn}{Au}=1.62$；$\frac{Sn}{Au}=2.02$；

第四步计算相关系数，各指示元素与金的相关系数依次为：$R_{Au-Ag}=0.463$、$R_{Au-As}=0.544$、$R_{Au-Cu}=0.361$、$R_{Au-Pb}=0.710$、$R_{Au-Zn}=0.524$、$R_{Au-Sn}=-0.05$。

根据上述各参数，按以下公式计算经组合后的多变量数据：

$$Z=\sum_{i=1}^{n} I\cdot N\cdot R$$

式中 Z——多变量数据；

i——各指示元素序号；

I——各指示元素标准化后含量；

N——各指示元素相对金的倍数；

R——各指示元素与金的相关系数。

用综合多变量数据（Z）做趋势分析，得到趋势值和残差值。趋势值反映区域变化因素，残差值反映局部和随机因素。根据多变量各阶次的拟合优度，剩余方差及阶次趋势图与地质图的吻合程度，优选了多变量数据五次面构制趋势面图（图17）。选取残差值中与成矿密切相关的异常分量（$R_i=\Delta Z_i^+ +1.65\sigma$；$\Delta Z_i^+$——正残差平均值，$\sigma=0.2$剩余异常下限，用偏差统计法确定），绘制剩余异常图。同时根据异常分量的大小，将剩余异常划分为Ⅰ、Ⅱ、Ⅲ三个等级（相对单位，分别为3、6、12）。上述过程均按编出的计算程序由计算机完成。最后筛选和大于1 km²的异常76个。

C.M.方法处理结果可以同时得到趋势面图和剩余异常图（即综合多变量异常图）。从图17可见，综合多变量趋势值区主要分布在三个带上：一是蟠龙—三板—鸡笼顶一带的下古生界混合岩及奥陶系碎屑岩区；二是周垌—大塘肚—六吉一带的志留纪地层分布区；三是石科—望天垌—隆盛一带的下古生界混合岩及寒武系片岩分布区。目前已知的金银矿（化）点基本上都集中在这三个高值区。因此，可以认为，综合多变量趋势面特征，基本上反映了本区宏观成矿规律的实际，可以用作圈定成矿远景区的依据。剩余异常可指示矿床、矿（化）点的分布范围。区内几乎所有的综合多变量异常均沿岑溪-博白大断裂带或其旁侧次级断裂分布，受北东向、北东东向断裂及褶皱构造严格控制。其中大部分异常主要分布在下古生界混合岩、混合花岗岩和奥陶系碎屑岩内，仅少部分分布在泥盆系、志留系，也有一些异常分布在燕山期中酸性岩体的内、外接触带。更有意思的是绝大多数异常分布于金矿化集中区内。可见综合多变量异常可以直接提供找矿方向。

C.M.处理方法具有下述优点：其一能强化矿致异常信息，抑制各种干扰因素的影

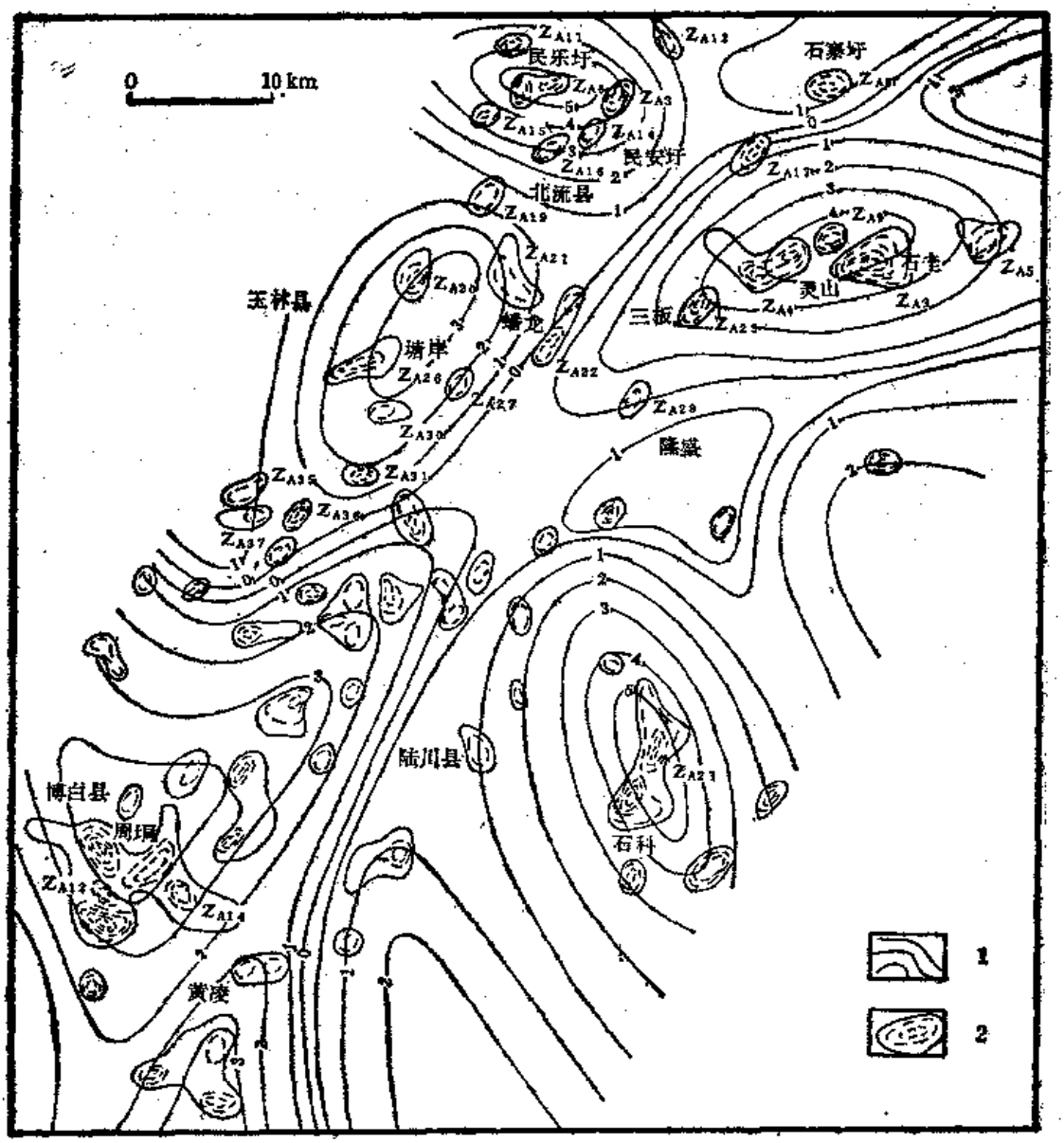


图 17　广西云开地区综合变量五次趋势面及剩余异常图

Fig. 17　Fifth trend surface of comprehensive variance and relict anomalies map of Yunkai Area of Guangxi

1—趋势面等值线；2—剩余异常及编号

响，本区一些目前达到工业要求的如望天垌、石科金银矿床，综合多变量异常强度在Ⅲ级以上，此外与已知矿点相吻合的矿致异常，其强度大部分可达Ⅲ级，而经检查，初步认为无意义的异常，强度一般仅属Ⅰ、Ⅱ级等；其二能够提高分析数据的稳定性，使在单元素综合异常图上没有明显反映的矿致弱异常得到显示，提供了找矿的新信息；其三综合多变量异常图图面简明、清晰，便于使用。

（二）综合多变量异常评价

在C．M．处理综合多变量异常成图的基础上，采用了统计评价方法，试图作到异常评价的定量化和准则化。

统计评价方法的程序是，首先用判别分析剔除无意义的非矿异常，保留有价值的异常；

并进行分类，初步对各类异常作定性评价；然后分门别类地对单个异常进行多参数统计得分计算，求出各类单个异常的总分数；最后以总分数的多寡排定异常的优劣序次，筛选出最优序次异常，供地质检查、验证。统计评价方法主要包括以下4方面内容：

1．确定异常评价准则

异常评价准则：包括成矿元素及其伴生元素含量高，异常面积大，梯度变化大，标准离差大，且呈有序分布，此外元素组合全，重合性和分带性都比较好的异常对成矿有利。

地质成矿条件准则：一般以异常所处的地质背景条件为评价准则，包括有利的构造、地层、岩性、岩浆岩等。

地球化学特征准则：根据金山矿区元素铅的异常特征，以及铅异常及其标准离差与矿体充分吻合的特点，选用其平均值（$\bar{X}_{Pb}$）和异常区标准离差(σ_{Pb})作为找金银矿的标志。此外，对已知矿致异常和非矿异常进行的R型-因子分析表明，凡矿致异常元素间相关性好，成矿元素密切共生，且前面2—3个因子就能达到总方差贡献的80%以上，而非矿异常则不具有上述特征。由此，异常元素间相关性的好坏也可作为区分矿致异常和非矿异常的重要指标。

物探异常准则：航磁和重力资料能反映一定的隐伏构造，可提供找矿的间接指标。如利用具一定走向的低负磁异常可指示断裂、破碎带或蚀变带的存在，这些地带往往是金矿赋存的有利地段。

以上几方面的评价准则，在选择变量时分别给以相应的权系数，以资进行定量计算。

2．异常的筛选

在筛选异常前首先选择变量指标。根据上述评价准则共选择变量20个（其中地球化学变量15个；包括各元素剩余面金属量7个，各元素与金的相关系数6个和$\bar{X}_{Pb}$、σ_{Pb} 2个；地球物理变量1个；异常特征变量1个；地质变量3个）。然后用判别分析筛选出与已知母体异常判别效果最佳的12个变量（成矿“后验概率”值大于0.1者），见表17。12个变量构成的判别式为：

表 17　判别分析显著性检验

Table 17　Level of significance of discriminant analysis

统计 \ 入选变量	剩余面金属量						R_{Au-Pb}	Cv_{Pb}	地层	岩浆岩	构造	重、分性*
	Au	Ag	As	Cu	Pb	Zn						
F_1	1.61	10.5	2.62	4.16	3.94	4.13	5.23	4.28	0.67	1.31	0.74	2.55
F_2	1.44	2.29	2.56	1.77	0.85	1.23	3.06	2.85	0.56	0.32	0.36	0.65
代号	x_1	x_2	x_3	x_4	x_5	x_6	x_7	x_8	x_9	x_{10}	x_{11}	x_{12}

* 重、分性—重合性、分带性。

$$f_1 = 42.1x_1 + 26.5x_2 + 13.8x_3 - 13.9x_4 + 17.8x_5 + 13.4x_6 + 21.7x_7 + 16.5x_8 + \\ + 9.0x_9 + 18.5x_{10} + 20.4x_{11} + 54x_{12} + 111$$

$$f_2 = 14.2x_1 + 57.5x_2 + 4.7x_3 - 4.9x_4 + 6.8x_5 + 1.1x_6 + 7.4x_7 + 4.5x_8 + \\ + 4.1x_9 + 6.3x_{10} + 12.2x_{11} + 18.3x_{12} + 13$$

据此判别式对已知异常进行归类。已知的11个矿致异常均以95%—99.8%的概率归为第一

表 18 未知异常归类

Table 18 Classification of unknown anomalies

异常编号	归类	概率（%）	异常编号	归类	概率（%）	异常编号	归类	概率（%）
Z_{A38}	1	80.3	Z_{A26}	1	77.9	Z_{A57}	2	73.7
Z_{A30}	1	79.5	Z_{A28}	2	95.7	Z_{A58}	2	69.1
Z_{A34}	1	69.8	Z_{A29}	2	74.1	Z_{A59}	2	70.6
Z_{A35}	1	90.4	Z_{A40}	1	86.6	Z_{A61}	1	78.2
Z_{A39}	1	82.6	Z_{A41}	1	78.9	Z_{A63}	1	76.3
Z_{A38}	1	85.6	Z_{A42}	1	77.8	Z_{A64}	2	92.2
Z_{A33}	1	88.9	Z_{A43}	2	80.1	Z_{A65}	2	71.4
Z_{A32}	2	68.5	Z_{A44}	2	71.1	Z_{A66}	2	96.1
Z_{A34}	2	78.5	Z_{A45}	2	83.3	Z_{A67}	1	90.4
Z_{A13}	1	81.4	Z_{A46-1}	1	85.6	Z_{A69}	2	88.2
Z_{A14}	1	89.9	Z_{A46-2}	1	80.9	Z_{A70}	2	85.5
Z_{A15}	1	77.6	Z_{A47}	1	88.9	Z_{A1-1}	1	90.1
Z_{A10}	2	68.2	Z_{A48}	1	71.0	Z_{A1-2}	1	90.3
Z_{A11}	2	69.7	Z_{A49}	1	79.1	Z_{A1-3}	1	86.9
Z_{A12}	2	70.8	Z_{A50}	2	69.8	Z_{A1-4}	1	80.6
Z_{A15}	2	86.5	Z_{A51}	2	67.6	Z_{A2-3}	1	89.9
Z_{A17}	2	68.5	Z_{A52}	1	70.4	Z_{A3}	1	90.0
Z_{A16}	2	72.2	Z_{A53}	2	72.3	Z_{A8}	2	68.2
Z_{A13}	2	86.3	Z_{A54}	1	76.4	Z_{A25}	2	69.3
Z_{A24}	1	89.7	Z_{A55}	2	90.4	Z_{A50}	2	93.4

注：1—矿致异常；2—非矿异常。

类（矿致异常），5个非矿异常均以89.5%—99.9%的概率归为第二类（非矿异常），见表18。可见上述判别式是比较可靠的。将待判别的60个异常分别代入判别式，求其判别计量和分组概率。结果31个异常以67.5%—90.4%的概率归为第一类；29个异常以68.2%—96.1%的概率归为第二类。

3．异常分类

异常分类的目的是区别不同矿化类型的异常，以进一步明确找矿目标，同时为异常评序奠定基础。根据本区成矿地质特征，同时考虑到元素的分析灵敏度，选用了Au、Ag、As、Cu、Pb、Zn、Sn等7个元素的含量及地层、构造、岩浆岩三方面的地质因素组成10个变量。以42个异常（上述11个已知的矿致异常再加上判别结果为第一类的32个异常）为样本进行Q型聚类分析，若以0.25为临界值，将42个异常分为三大类，其中第一大类有15个异常，第二大类17个异常，第三大类10个异常。

第一大类异常分布于岑溪-博白大断裂带上，北东向展布。所处地层主要为志留系、泥盆系碎屑岩和碳酸盐岩。异常的元素组合较简单，常为Au、As、Sb或Au、Pb、Zn、Hg组合。异常强度低，通常为Ⅱ级，仅个别达到Ⅲ级。该大类异常中多数为未知异常。少数已知的矿致异常与Hg-Au或Sb-Au矿化点吻合较好。根据本大类元素组合特征，成矿地质背景及已知矿致异常的矿化类型，推测该大类异常可能为低温Hg-Sb-Au矿化所致。

第二大类异常分布于岑溪-博白大断裂带上，北东或北东东向展布。所处地层以下古生界浅变质岩及加里东期混合岩为主。断裂、裂隙十分发育。异常元素组合较复杂，除

Au、Ag、As、Sb组合外，常伴有Cu、Pb、Zn、Hg、W、Mo、Bi等。异常强度高，一般达到Ⅲ级或Ⅲ级以上，浓集中心明显，分带性好。已知金矿化类型为蚀变构造岩型。推测该大类异常对在广西云开地区找“河台式”金矿，或蚀变构造岩型银、金矿有利。

第三大类异常处于白梅向斜和天堂山穹窿构造带上。所处地层主要为下古生界混合岩。异常元素组合除Au、Ag外，常伴有Pb、Zn、Sn等，异常强度中等，个别较高，其中一些较高异常分别与望天垌金银矿床、石科金矿床和青南矿化点吻合。金矿化类型除蚀变构造岩型外，还有石英脉型，推测本大类异常可能由上述金矿化引起，但也还应注意与斑岩有关金矿化的存在。

4．异常评序

考虑本区矿种多、异常元素组合复杂等特点，采用多参数评序法。

多参数评序的具体作法是将前述三大类异常作为评序单元，计算出各大类异常中参加聚类分析7个元素的衬值，把衬值大于1.5的元素作为评序指标元素。第一大类异常有Au、Ag、As、Pb、Zn、Sb，第二大类异常有Au、Ag、As、Cu、Pb、Zn；第三大类异常有Au、Ag、As、Pb、Sn等。分别求出上述各元素在各大类异常中的丰度、衬值、面金属量，算出各评序单元中每个元素的衬值、面金属量、异常面积的比分，然后求得单个异常各参数的总分，依分数从高到低列出评序表（从略）。

评序总分愈高，即序号排在前面的，指示找矿的可能性愈大。若以85分为界，三大类异常中大于（或等于）85分的异常共有15个，它们分别分布在石科一望天垌、北容一鸡笼顶、蟠龙一民乐以及三滩一周垌一带。这些地区无疑是找矿的有利地区。

（三）重点异常的验证

根据上面评序结果，兼顾地质工作的程度，在第二大类异常中，选取了容县鸡笼顶重点异常，进行了激发极化电法，X射线荧光测量等物探方法，及成矿能量计算的验证实验。激发极化测量及X射线荧光测量均获得明显的异常显示，成矿能量计算实验共圈定13个高能量异常，其中几个异常与已知金矿化体吻合较好，同时，当地探矿施工已证实有矿体存在。

初步验证结果表明C．M．方法获得效果较好，可以推广应用。

六、找矿远景预测

（一）区内形成蚀变构造岩型金矿床的有利条件

综合上述成矿条件分析，在本区形成蚀变构造岩型金矿床的有利条件有以下三个方面：

1．有比较丰富的含金矿源岩。本区下古生界为地槽型类复理石沉积建造，寒武系和奥陶系分布范围广、累积厚度大（约12 000m），其中Au的含量明显高于其它地层，原岩形成后，遭受变质、混合岩化和构造变动等地质作用，形成再造矿源岩，达到了各种热液提取金之前的预集程度。金的活动特点与粤西地区类似。因此，从矿源的角度上，具有形成工业矿床的物质条件。

2．有长期发展和多旋回活动的区域性断裂体系。区内的石圭深断裂向北东延伸与广宁-罗定断裂相连，与粤西地区属同一断裂体系。该断裂以北东向为主干，北东东向和北北东向断裂与其互为平行、叠加或角度交叉汇集，组成复杂的断裂网络。沿断裂形成构造

糜棱岩和角砾岩带。糜棱岩和角砾岩的出现既为各种热水溶液提供活动通道，又可以为热液淋滤金属元素提供反应空间和沉矿场所，有利于从围岩中(负压)抽取含矿的间隙溶液。

3．有燕山早期酸性和中酸性侵入岩和燕山晚期酸性侵入岩和喷发岩。燕山期岩浆活动对区域金矿化具有提供矿质和矿化热动力的双重作用，为成矿创造良好条件。

应当强调，在本区金矿研究虽然起步较晚，但现在已发现一批蚀变构造岩型金矿点，若从上述地质条件来看，寻找该类型矿床的潜力是很大的。因此，应以蚀变构造岩型矿床作为主要找矿目标，同时兼顾其它矿床类型。

（二）金矿远景预测区

根据成矿地质条件和物化探异常综合分析，选定以下4个金（及银或多金属）远景预测区：

1．容县杨梅-北流蟠龙金、银、多金属矿产预测区

该区处于岑溪一博白断裂带中段，石圭断裂带两侧。主要分布地层为寒武系片岩和中、上奥陶系砂岩、含砾砂岩和页岩。北东东向与北西向、北东向断裂相互交切、糜棱岩和角砾岩破碎带发育。有燕山期花岗岩、花岗闪长岩和花岗斑岩等侵入岩。区内已发现金矿点和铅、锌多金属矿点10余处。物探异常、化探异常种类多、重叠性好，经C．M．方法处理获得综合异常15处，其中4处异常评序积分较高。

2．北流六麻-石科金、银矿产预测区

位于隆起区内下礼垌背斜和石科向斜中段。包括北流县西南部与陆川交界的石科、六麻、平政等地。区内分布寒武系中组和上组的片岩、片麻岩、浅（变）粒岩及混合岩。有北东、北西和近南北向断裂带，沿断裂常见构造破碎带和硅化、绢云母化蚀变。有燕山期花岗岩。该区已发现的金银矿产地有12处。石科至田辽一带，化探综合变量异常较多，并有明显的矿致异常特征。

3．博白黄凌-陆川新街金银矿预测区

位于岑溪-博白断裂带西南段，陆川岩体西部接触带外侧。区内分布奥陶系及志留系、泥盆系。北东向断裂发育，组成断裂带，并有北西向断裂交切。已有金银和铅锌矿点多处。综合变量异常较多。

4．岑溪新圩-筋竹金、银、铅、锌矿预测区

位于岑溪-博白断裂带北东段。主要出露地层为奥陶系和第三系。有加里东期混合岩，燕山期花岗岩、花岗闪长岩及火山岩。断裂主要为北东向和近东西向，沿断裂分布有破碎、压碎岩带，并有各种热液蚀变现象。金、银、铅、锌矿点多处，并有化探异常。本区对寻找蚀变构造岩型金银矿有利。此外，由于本区有燕山期火山岩以及次火山岩脉发育，故还应注意寻找斑岩型或火山岩型矿床。

结　　语

以上从区域地质背景、金银矿化类型、特征与矿床地球化学研究紧密结合起来，探索成矿物质来源和矿化富集条件，从而揭示该区金矿的控制因素和时空分布规律。结合综合变量方法，为成矿预测提供了依据。这对该区金矿研究和普查找矿实践将具有一定的指导意义。

主要参考文献

〔1〕 广西地矿局，1985，广西壮族自治区区域地质志。地质出版社。

〔2〕 栾世伟等，1987，金矿床地质及找矿方法。四川科学技术出版社。

〔3〕 陈尚迪，1987，金的地球化学与金的成矿及找矿。成都地质学院学报，第4期。

〔4〕 H·B·彼得罗夫斯卡娅，1981，内生金矿床的物质来源。地质出版社。

〔5〕 陈好寿，1979，铅同位素地质研究的基本问题。地质出版社。

〔6〕 吴锡生，1983，多变量趋势分析在区域化探中的应用。物化探计算技术，第3期。

〔7〕 H. L. Barnes，1985，热液矿床地球化学。地质出版社。

CONDITION AND PREDICTION OF GOLD MINERALIZATION IN YUNKAI AREA, GUANGXI

Chen Shangdi　　Cao Dianchun

(Chengdu College of Geology)

Li Weizheng

(6th Geological Party, BGMR, Guangxi)

Abstract

The Yunkai area of Guangxi Region is covered by the southwest part of western Guangdong-southeasthern Guangxi Au-Ag mineralization zone. This paper deals with the Au-Ag mineralization types, gold source and the condition of activation, migration and precipitation of gold in this area. It is pointed out that the Cambrian and Ordovicain is primary reservoir beds of gold and becomes gold-rich source beds after reformation by long-term geological process. The relations of the magmatism of Yanshanian cycle and dymanic metamorphic belt with gold mineralization in time and space and in genesis are expounded. The alterated tectonite type of gold deposits is the major type as the key object for ore-searching in this area. In geophysical and geochemical prospecting, a new method for treating data of geochemical prospecting, comprehensive multivariate method (C. M.) is proposed and used in this area, getting a number of gold comprehensive anomalies to give reliable basis for prediction of gold mineralization and ore-searching.

CONTENTS

Geological background and character of the gold mineralization in the Yunkai area……*Qiu Youshou, Wang Konghai, Pang Qingbang, Zhao Ailin, Shao Jun* and *Chen Shuwang* (1)

1 Main types of gold deposits and their geological characteristics …… (2)

2 Geological characteristics of Yunkai Group——major source beds of gold in this area …… (6)

3 Character, classification and genesis of granitic rocks…… (13)

4 Character of fault structures and their relation with gold mineralization …… (18)

5 Characteristics of gold metallogenesis and discussion of relevant problems …… (25)

Conclusions …… (34)

References…… (35)

English summary …… (36)

Geological characteristics, Genesis and metallogenetic model of Hetai gold deposit of altered mylonite type in Guangdong

……*Ling Jingsheng, Chen Chuting* and *Ji Mingjun* (39)

1 Geological characteristics of gold deposits…… (39)

2 Genesis of ore deposits and metallogenetic model…… (42)

3 Establishment of metalogenetic model…… (43)

Selected references…… (44)

Englich abstract…… (45)

Geological condition and prediction of gold mineralization in south western Yunkai uplift (Luoding-Gaozhou area) ……

……*Deng Jing, Yiao Dexian, Feng Guorong, Du Jinling, Kang Dacheng, Liu Qingjian* and *He Jie* (47)

1 Strata and rocks…… (47)

2 Geological structure …… (54)

3 Types of gold deposit and characteristics of main ore deposits …… (60)

4 Metallogenesis and metallogenetic regularity…… (65)

5 Prediction of prospecting areas…… (77)

References…… (79)

English abstract ..... (79)
Condition and prediction of gold mineralization in Yunkai area, Guangxi ..... *Chen Shangdi, Li Weizheng* and *Cao Dianchun* ..... (81)
1 Introduction ..... (81)
2 Geological background ..... (81)
3 Types of Au (Ag) mineralization in Yunkai area, Guangxi ..... (83)
4 Condition of Au (Ag) mineralization in Yunkai area, Guangxi ..... (91)
5 New method for treating geochemical prospecting data in Yunkai area, Guangxi ..... (106)
6 Ore-searching prospect ..... (111)
Conclusion ..... (112)
Selected references ..... (113)
English abstract ..... (113)

Geological Publishing House,
Hepingli, Beijing
P. R. China

Shenyang Institute of Geology and Mineral Resources, CAGS,
25 Beiling Str. Shenyang
Liaoning 110032
P. R. China