分类号 密级

U D C 编号

中南大學

CENTRAL SOUTH UNIVERSITY

硕士学位论文

论 文 题 目: 广东河台金矿控矿构造研究

学科、专业: 矿产普查与勘探

研 究 方 向: 成矿预测

研究生姓名: 欧阳玉飞

导师姓名及
专业技术职务: 黄满湘 副教授

摘 要

河台金矿床位于华南造山带粤西隆起区NE向的广宁－罗定断裂带东北部与NNE向的吴川－四会断裂带的交汇部位。矿床产于广宁－罗定断裂带的次一级构造河台韧性剪切带中。

本论文在分析、研究前人工作成果的基础上，经过深入细致的野外地质调查，收集大量地质信息，采集大量岩石、矿石样品，应用现代岩石学、矿床学、地球化学、矿物学、同位素地质学及成矿预测学等理论和方法，并采用计算机处理数据、模拟制图等手段，从区域成矿地质背景研究入手，着重研究了地层、构造、岩浆岩、韧性剪切带及糜棱岩与成矿的关系。运用地质力学的观点从宏观和微观上分析了矿区构造的演化和变迁；通过对矿床地质特征的研究，总结了成矿规律，提出了新的成因模式；分析了各种构造控矿因素，提出了新的控矿模式。

通过研究认为，构造是该矿区成矿的重要因素，构造与成矿的关系主要表现在三个方面：一是使成矿物质活化迁移，二是为成矿提供赋存空间，三是为导矿提供通道。韧性剪切带的形成为成矿提供了运移通道、富集动力、物质来源、容矿空间、物化环境等；同时，韧性剪切带控制着金矿床（点）的分布，糜棱岩带控制着金矿体的产出；F_1断裂经历过多次活动，往深部产状变缓，是矿区重要的导矿构造。

成矿不是在深层韧性剪切带中形成，而是上升为浅部地壳，糜棱岩带中迭加有脆性断裂，含金热液向上迁移并在脆性断裂中多次循环叠加，才能使 Au 元素大量富集，最终形成金矿床。在此基础上，提出了糜棱岩带赋存工业矿体的 5 条准则。

关键词 河台金矿，韧性剪切带，糜棱岩带，控矿构造，控矿模式

ABSTRACT

Hetai gold deposit is located at the crossing between the Guangdong uprift region, Huanan orogenic belt northeastern part of NE-trending Guangning-Luoding fault zone between NNE-trending Wuchuang-Sihui fault zone. The gold deposit is hosted in Hetai ductile shear zone, the secondary structure of Guangning-Luoding fault zone.

Based on the predecessor's work, the author do geological investigation carefully, and glean a great amount of geological information and rock and ore samples. Applying modern petrology、deposit theory、geochemistry、mineralogy、isotope geology and metallogenetic prognosis theory and method, combining other subjects, the author also analyze the relationship among the ore-forming and stratum、structure、magmatic rock、ductile shear zone、mylonite by means of computer datum and simulate maps on the base of the studies on ore-forming geological background. Applying the views of geomechanics, the dissertation analysis the evolution and changes of the ore district structure in macro and micro sides. After studying the geological features of ore deposit, the author not only summarize metallogenetic rule and establish a new metallogenetic model, but also analyze varies ore-controlling factors and bring forward a new ore-controlling model.

From the systematic studies, the author has reached the following conclusions: Structure is the most important factor of gold mineralization in this ore district. The relationship between structure and ore-forming can be shown in three forms: Structure can drive ore elements to activate and to migrate, produce suitable ore-hosting sites and offord routeways for ore elements circulation. The forming of ductile shear zones has supplyed routeways of ore elements circulating、power of enrichment、origin of ore-forming substance、rooms for ore-forming、physical and chemic conditions etc. On the other hand, distributing of gold deposits is controlled

by ductile shear zones and format of ore bodies is controlled by mylonite zones. F1 fault is an important ore-transmitting structure, which its attitude become gently in deep stratum after through movement many times.

Ore-forming did not happen in deep ductile shear zones, but did after the ductle shear zones rise to medium-shallow of the earth's crust, where ductile-brittle or brittle faults were overlapping on mylonite zones. Ore-forming occured in the ductile-brittle or brittle faults after a great amount of gold accumulation with ore-bearing hydrothermal solutions. Based on all the above, the author puts forward five rules of occuring gold doposit by mylonite zones.

KEY WORDS: Hetai gold deposit, ductile shear zone, mylonite zone, ore-controlling structure, ore-controlling model

原 创 性 声 明

本人声明，所呈交的学位论文是本人在导师指导下进行的研究工作及取得的研究成果。尽我所知，除了论文中特别加以标注和致谢的地方外，论文中不包含其他人已经发表或撰写过的研究成果，也不包含为获得中南大学或其他单位的学位或证书而使用过的材料。与我共同工作的同志对本研究所作的贡献均已在在论文中作了明确的说明。

作者签名：[signature] 日期：2006年5月10日

关于学位论文使用授权说明

本人了解中南大学有关保留、使用学位论文的规定，即：学校有权保留学位论文，允许学位论文被查阅和借阅；学校可以公布学位论文的全部或部分内容，可以采用复印、缩印或其它手段保存学位论文；学校可根据国家或湖南省有关部门规定送交学位论文。

作者签名：[signature] 导师签名[signature] 日期：2006年5月12日

第一章 引 言

1.1 论文选题的科学意义

1.1.1 理论意义

广东河台金矿床是一个典型的受剪切带控制的大型金矿床[1,2]，而与剪切带有关的金矿床是一种重要类型的金矿床，许多矿床直接产在剪切带中，特别是太古代的金矿床，有人统计世界60%的金产量来自太古代地壳[3]。其中大部分是受剪切带控制的金矿床，如南非、加拿大、澳大利亚等产于太古代绿岩带中的金矿。我国主要大型金矿床大部分也是受韧性剪切带控制。如胶东地区的焦家金矿、玲珑金矿，海南抱板金矿、二甲金矿，江西金山金矿，小秦岭金矿等。此外，从元古代到第三纪的造山带中也都发育大量此类型的金矿床。对于这类矿床的成因及控矿构造长期以来存在不同的认识，其成因上有变质成因论，岩浆成因论，幔源成因论及天水成因论等[4, 5, 6, 7, 8, 9, 10]。对于控矿构造，比较统一的观点是剪切带控矿。但是也存在有不同的观点，如韧性剪切带控矿，糜棱岩带控矿，断裂控矿等。研究该类型矿床的控矿构造因素应该成为矿床学中成矿理论研究的一大趋势[1,2, 11,12,13]。构造作用是决定地壳中金矿产形成和分布的主导因素之一，金的成矿作用发生，发展及成矿带（区）、矿床、矿体的形成都与一定的构造活动有关，这种认识正在为越来越多的人接受而成为共识。因此，对河台金矿床地质构造背景、成矿地球化学特征、矿床成因及控矿构造的研究具有重要的理论意义。

1.1.2 实践意义

河台金矿经10余年开采，探明的地质储量耗去了大部分，高村、云西两矿床的上部矿体基本采完，高村、云西往下分别已经开采到了－190m、－140m，深部资源前景不明，为寻找新的接替资源，确保矿山持续生产，充分利用现有坑道和设备开采已采区，河台金矿决定在矿区深边部开展地质找矿工作。

2002年，河台金矿委托中南大学承担《河台金矿成矿规律及找矿预测研究》任务，2003年，在前一个项目的基础上又续签《河台深边部及外围远景区找矿预测研究》任务。经过3年多的时间，课题组对河台金矿床成矿地质条件、控矿因素、成矿规律、矿床成因、成矿预测等方面作了较深入的研究，提出了许多新的观点和认识[14]。本论文为该项研究的一部分。因为此类型金矿床是一个重要类型的金矿床，对其成因及控矿构造的研究不仅有利于指导河台金矿今后深边部的找矿勘探工作，而且对于指导此类型金矿床找矿勘探工作也具有重要的实践和经济意义。

1.2 河台金矿床研究进展

1.2.1 研究区概况

河台金矿区位于广东省西部，地理座标:东经112° 15′ 00″-112° 22′ 00″，北纬23° 17′ 30″-23° 20′ 00″，属于肇庆市高要县（现高要市）管辖，矿区南东距肇庆市直线距离35千米。由肇庆到广西梧州的省级公路经禄步镇由公路可达河台镇及矿区，矿区交通便利。矿区为低山丘陵区，海拔高度250-400米，属亚热带季风气候区[15-19]。

1.2.2 前人研究工作进展

河台金矿床自1983年发现后,广东省地矿局719地质大队分别对河台高村金矿床、云西金矿床、河海金矿床等进行了详细的勘探，编写有勘探报告，并在其外围进行了1:5万区域地质矿产调查和1:5万区域地球化学测量；广东省地质科学研究所(1989)对河台金矿区变质作用与金矿的成矿作用进行了研究，编写有专题研究报告[20, 21]。

广东省地矿局719地质大队凌井生(1988a, 1988b, 1992),陈础庭等(1988)对河台金矿床地质特征、成矿条件及赋矿韧性剪切带的地质特征等进行了研究[2, 12, 22]；黄灵辉(1988)[23]，符力奋(1988，1989)[24, 25]对河台金矿床矿区花岗岩的特征和成因、断裂变质作用与河台金矿床的成因进行了研究；成都地质学院张志兰等(1989)对河台金矿床硫同位素、铅同位素地球化学特征进行了研究；南京大学王鹤年(1989，1992，1997)对河台金矿地球化学特征进行了研究[26, 27]，认为变质热液在成矿作用中起着主导作用，海西－印支期重熔岩浆热液使金局部富集；而叶锦华等(1993)[28]，

袁正新(1990)认为海西-印支期岩浆热液石英脉型金矿化在先，燕山期糜棱岩型金矿化在后；周永章(1993，1994，1995)[29, 30]对河台金矿床研究认为震旦系顶部热水沉积硅岩建造是矿源层，成矿流体主要为大气水与变质水的混合流体；张伯友(1992)认为河台韧性剪切带糜棱岩、混合岩、花岗岩三者具成因上的联系，强调混合岩由糜棱岩改造而成，而花岗岩可能是混合岩化的最终产物；李兆麟、翟伟等(2000，2001，2002)[31-33]对河台金矿床微量元素地球化学特征及成矿流体地球化学特征进行了研究，在含金石英脉中发现大量的熔融包裹体、熔融一流体包裹体及气液相包裹体，提出了变质深熔成矿的观点，成矿流体具熔体一流体的性质；黄满湘等(2003，2004，2005)[14, 34-36]对河台金矿进行了深边部以及外围成矿预测，对含矿与不含矿糜棱岩进行了分析，提出了糜棱岩带控矿应具备的要素，划分了成矿期，并在此基础上建立了新的成矿模式，认为河台金矿床应属于产于韧性剪切带中的热动力变质+热液循环富集型金矿床。在成矿年代学方面，陈好寿等(1991)、叶伯丹(1989)、富云莲等(1991)对河台金矿床成矿时代进行了研究讨论[37-39]；伍广宇(1986)以及季明均(1991)、陈泰平等(1989)对矿区地层，花岗岩年代进行了分析讨论[40-42]。

中南大学地质研究所段嘉瑞、何绍勋等(1987，1988，1996)[1, 43-44]对河台韧性剪切带变形机制与金矿成矿的关系进行了研究，认为河台金矿床是剪切带型金矿，剪切带型金矿床是受韧性剪切带构造控制，并且以剪切作用为主要成矿机制的金矿床；吴学益(1992)、岳石(1990)[45]对河台韧性剪切带变形机制与成矿作用进行了高温高压模拟实验研究，证实韧性剪切变质变形作用可以使Au、黄铁矿发生富集。

此外，河台金矿地测科以及一些地质院校的地质同行也对矿区进行过小规模的研究，如河台金矿刘振升、黄栋林（2000，2001）[46, 47]等对成矿富集规律、生产勘探、脆性断裂等进行了研究；张合臻（2001）[48]对控矿构造与成矿进行了研究；桂林工学院张桂林等（1998）对假玻状岩的形成机制及其与成矿的关系进行了研究。

1.3 本论文完成的主要研究工作

1.3.1 主要研究内容

本论文研究工作是结合导师黄满湘副教授“广东河台金矿成矿规律研究及找矿预测研究”（2003）以及“广东河台金矿深边部和外围找矿预测以及控矿构造与成矿关系研究”（2004，2005）等课题研究基础上完成的。论文在广泛收集、整理、

分析前人资料的基础上，重点进行了以下几个方面的研究工作。

(1) 2003年3月对河台金矿床进行了3周的野外矿床地质调查工作。在分析整理现场收集的资料后，于2004年9月、2005年3月、2005年4月、2005年9月分别对河台金矿矿床地质、控矿构造、岩石特征等进行了为期共7周的野外地质调查研究工作，对河台金矿床地质特征以及矿区地层、构造、侵入岩特征进行了详细的野外调查研究和遥感、物化探分析。

(2)分析含矿地层的空间分布、含矿性及其微量元素分布特征，查明原岩沉积环境与岩石特征，研究地层与成矿的关系。

(3)通过对已知矿体中微量元素、硫、铅、氢氧同位素以及矿物包裹体气液相成分的分析，探讨成矿物质的来源，研究矿床成因，建立成矿模式。

(4)通过查明矿区主要构造形迹的形态、产状，分析构造活动序次和各期次构造形成的应力场，重点对含矿糜棱岩与不含矿糜棱岩进行宏观和微观上的研究，对其含矿性进行理论上的模拟与推导，研究构造对成矿的控制作用，建立构造控矿系统模式，并且总结成矿规律。

(5)提出远景区，编制相应的构造控矿模式图。

1.3.2 研究的基本思路和方法

河台金矿是一典型的产在韧性剪切带中的金矿床，研究者比较多，对其成因和控矿规律观点与看法各异，各种观点在指导找矿与研究成矿方面都有一定的指导作用，为避免一开始就受某种观点的束缚和影响，本论文研究期间，笔者在广泛收集前人资料的基础上，进行了实地现场调查研究，同时，结合矿区实际生产勘探以及在指导找矿探矿工作的基础上，提出了自己的想法与观点，并且为查证该观点开展了一系列的工作。

（1）系统收集整理前人工作资料，主要包括前人勘探报告，相关论文、专著，生产报告以及相关数据资料；（2）通过矿区地质调查与研究，对河台金矿床地质特征以及矿区地层、构造、侵入岩特征进行了详细的研究和分析，以查明地层的含矿性特征，及主要构造形迹的形态、产状，分析构造活动序次和各期次构造形成的应力场，研究构造与成矿的关系；（3）重点对韧性剪切带、含矿与不含矿糜棱岩带、主要含矿断裂进行宏观与微观上的研究，探讨糜棱岩带控矿的机制与模式；（4）对生产区内矿体的空间与时间分布规律进行研究，在高村和云西矿床不同标高采集包裹体测温样品，分别编制两矿床主矿体纵投影等温线图，根据等温线形态，判断矿

液运移方向，预测已知矿床深部找矿前景；（5）分析成矿物质来源，研究矿化富集规律，建立成矿模式；（6）通过对构造控矿的分析，建立合理的构造控矿模式，并进行构造控矿预测。

1.3.3 完成的实际工作量

经过将近3年的研究，主要完成了以下工作量，表1-1。

表1-1 硕士论文完成工作量一览表

工作项目	单位	工作量	备 注
野外地质调查	周	10	
岩矿石薄片研究鉴定	片	46	
矿石光片研究鉴定	片	32	
包裹体测温	个	70	第一个项目时分析完成
分析化学样品	个	856	分两次采集化学样品数量
包体气液相成分分析	个	6	
微量元素稀土元素分析样品	个	10	第一个项目时分析
硫同位素样品	个	2	
H、O同位素分析样品	个	14	第一个项目时分析
显微照相	张	116	
编制图件	张	26	包括生产勘探设计图件

1.3.4 主要成果与认识

通过上述工作，对河台金矿区成矿地质条件、成矿规律、矿床成因、特别是构造控矿规律有了以下新的认识。

（1）成矿条件以及成矿构造方面

1. 通过对地层含矿性以及矿区剖面微量元素和稀土元素分析，证实矿区存在倒转背斜，北矿带位于倒转背斜的正常翼，南矿带位于倒转翼，中矿带则位于轴部，矿床在空间定位受到倒转背斜的控制；

2. 对于矿区构造演化，认为区域上早期存在东西向构造，形成于加里东期，后经印支运动和燕山运动改造，东西向构造转为北东向，矿区糜棱岩是在燕山早期右

行剪切作用下形成；

3. 矿床严格受韧性剪切带的控制，工业矿床主要赋存在具有一定规模，并有脆性变形叠加的糜棱岩带中；

4. 据高村、云西两矿床主矿体温度等值线图分析，成矿热液应是从北东向南西自下而上运移，因而矿体向北东方向侧伏，矿液在向上斜向运移过程中，其通道不止一个，故主矿体在垂直纵投影图上出现分支复合现象。

（2）矿床成因方面

1. 多期、多因成矿：即河台金矿床的形成至少经历了原生沉积阶段（海底喷流或热泉等作用）、改造迁移阶段（区域变质作用）、初步富集阶段（糜棱岩化）和循环聚集阶段（成矿热液循环、岩浆热液叠加作用），它们对金元素的活化、迁移、沉淀和富集起有重要的作用；

2. 成矿物质来源：河台金矿的金质一般认为来自震旦系C组复理石建造的沉积岩，但也有部分深源物质的加入。实际上该金矿的物质来源是多源的，但以围岩为主，即认为成矿物质主要来源于矿源层（区域范围内下古生界震旦系C组地层）。矿源层的形成可能与同生断裂和海底喷流热泉作用有关；

3. 通过对前人资料的分析以及对河台金矿石英包裹体的研究，认为河台金矿形成的物理化学条件是：成矿温度 200-280℃，矿床形成时的压力约为 57.4Mpa，fo_2 为 10^{-37}-10^{-30}，成矿流体富含 HCO_3^-及 CO_2，并且有 $Na^+>K^+>Ca^{2+}$，$HCO_3^->Cl^->F^->S^{2-}$，$CO_2>CH_4$ 的特点，成矿流体从早期到晚期愈来愈偏碱性；

4. 认为河台金矿的矿床成因类型属于受韧性剪切带控制的热动力变质+热液循环聚集型金矿床。

（3）控矿构造研究方面

1. 构造是该矿区成矿的重要因素，构造与成矿的关系主要表现在三个方面：一是使成矿物质活化迁移，二是为成矿提供赋存空间，三是为导矿提供通道；

2. 韧性剪切带的形成对于成矿具有重要的作用，为成矿提供了运移通道、富集动力、物质来源、容矿空间、物化环境等；同时，韧性剪切带控制着金矿床（点）的分布，韧性剪切作用形成的糜棱岩带控制着金矿体的产出；

3. 韧性剪切带以及糜棱岩带形成时所产生的剪切热能易于使深部岩浆和上部流体热能连通，加热剪切带中正在运移的流体，加速流体的循环作用，为岩石中金的活化迁移提供所需的动能，从而实现对成矿作用的影响；剪切变形使岩石矿物组构及成分发生变化，使金活化出来，成为易释放金而进入成矿流体中；

4. F_1断裂经历过多次活动，往深部产状变缓，是矿区重要的导矿构造；糜棱岩

带以及脆性断裂为成矿提供了空间，矿体产状与韧性剪切带、糜棱岩带以及迭加的脆性断裂一致；后期的断裂对成矿具有破坏作用，使矿体的连续性和完整性遭到破坏；

5. 河台矿区主要工业矿体赋存在糜棱岩带中，然而却不是所有的糜棱岩带都赋存有工业矿体。容矿糜棱岩带必须满足以下几个条件：①赋存工业矿体的糜棱岩带必须具有一定的规模，糜棱岩带沿走向延伸长一般大于 1000m，沿倾斜延伸也大，只有这样，才能与深大断裂构成成矿的循环系统；②糜棱岩带中叠加有与糜棱岩带产状近于一致的脆性断裂，断裂性质为张扭性，这些脆性断裂既是主要容矿构造，同时又是矿液流动并向周边扩散的通道；③糜棱岩带必须有着较强的硅化等围岩蚀变，如硅化、黄铁矿化；④糜棱岩的围岩必须具备一定的含金背景值，即赋存在片岩中的糜棱岩较之混合岩中的糜棱岩更有可能形成富矿；⑤糜棱岩化程度较高，最好是有着不同程度的糜棱岩化组合如超糜棱岩与初糜棱岩混杂，则含矿性更好[14]；

6. 深部的构造变形或构造应力差并没有直接导致 Au 元素的大量富集，而只是一种初步的富集；成矿不是在深层韧性剪切带中形成，而是上升为浅部地壳，糜棱岩带中迭加有脆性断裂，含金热液向上迁移并在脆性断裂中多次循环叠加，才能使 Au 元素大量富集，最终形成金矿床。河台金矿矿化最后定位时的深度应该比糜棱岩的形成深度小得多。

（4）成矿规律方面

1. 通过编制矿体厚度和糜棱岩带厚度等值线图，发现矿体厚度与所在糜棱岩带的厚度无直接关系，矿体厚度主要与叠加的脆性断裂强度有关；矿体在分支复合部位，矿化更为富集；

2. 矿体厚度不受糜棱岩带厚度的影响，而与糜棱岩带中的脆性断裂有关系，表明主成矿期在糜棱岩带形成之后；

3. 矿体具向北东向侧伏的规律，在矿体厚度等值线图上，将矿体厚大处中心点相连，其连线的侧伏方向与整个矿体侧伏方向近于一致，同时矿床中矿化地段也向北东方向侧伏，如仙口村矿床埋深标高大于云西矿床，而云西矿床埋深标高大于高村矿床；

4. 富矿体一般形成于矿体顶板为不透水岩层（如混合岩）的下部，在同一糜棱岩带中，矿体可平行但不一定并列产出，部分矿体呈平行侧列状产出，在主矿体上下盘，可有平行的矿体产出。

（5）成矿预测方面

通过对控矿因素和成矿规律的总结，结合物化探及遥感资料分析，认为河台矿

区及外围在以下地段具有较好的找矿前景：

1．在现已开采的矿区内：高村矿床以及云西矿床深部；

2．外围远景区：

①仙口村南部远景区，②过泚村远景区，③尚台远景区，④宝鸭塘远景区，⑤长坑远景区。

第二章 大地构造背景及区域地质特征

2.1 大地构造背景

河台金矿区位于不同构造单元叠加复合的部位，由地洼学说的观点[49]，矿区位于东南地洼区浙粤地穹系赣州地穹列的南端，为构造、岩浆活动区；由地质力学的观点[50]，该矿区位于南岭东西向复杂构造带中段的南侧，也是纬向构造、华夏系构造（北东向）、新华夏系构造（北北东向）叠加复合的部位；从大地构造单元序次来说，河台金矿区位于华南褶皱系（Ⅰ级构造单元）粤西隆起区（Ⅱ级构造单元）大瑶山隆起区南东缘，广宁－罗定断裂带东北段与吴川－四会深大断裂带交汇部位，矿区西南缘为罗定拗陷，吴川－四会断裂带以东为粤中拗陷，图2-1。段嘉瑞等认为如果把吴川－四会断裂构造看成一个综合体，那么河台金矿区在区域构造上处于吴川－四会断裂构造综合体的西北部。吴川－四会断裂综合体是河台金矿的Ⅰ级控矿构造，由5个构造单元组成，其中宋桂断裂带是Ⅱ级控矿构造，它是一条大型金矿带，由数个韧性剪切带、断层及侵入体等组成，其中河台深层韧性剪切带为Ⅲ级构造，控制金矿田[44]。

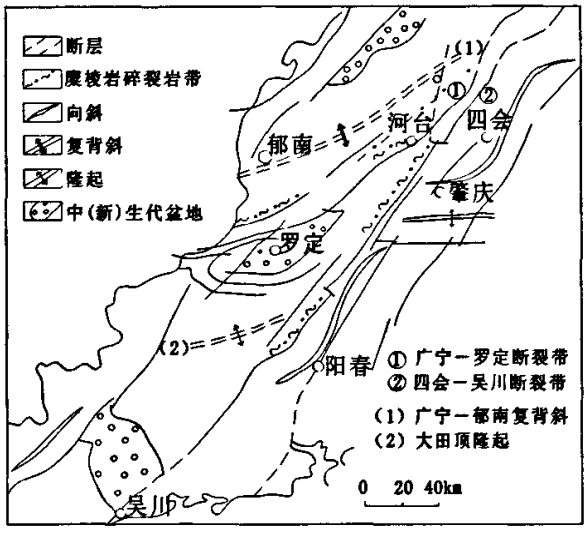


图 2-1　河台金矿大地构造位置图（据 719 地质大队）

华南地区由于遭受前寒武纪、加里东期、海西－印支期以及燕山期多期构造变质岩浆事件的作用，使区内地质构造复杂，构造变形、变质作用及岩浆活动强烈；加之野外露头不好，对本区区域地层时代、变质作用、岩浆作用等的认识混乱，这些给河台金矿床成矿机制研究带来了很大的困难。

2.2 区域地层

2.2.1 区域地层分布

在区域范围内，地层出露较为齐全，地槽、地台、地洼构造层均有分布。地槽构造层：包括震旦系、寒武系、奥陶系、志留系。为一套浅海-滨海相交替沉积的岩系，以类复理石碎屑岩建造为主，经区域变质和热变质作用，大多已成为变质岩，这套地层在区域内广泛出露。地台构造层：包括泥盆系、石炭系，为滨海-浅海或沼泽相碎屑岩建造，变质作用不明显，基本保存原岩特征。这套地层在区域分布也较广，后因地壳抬升和风化剥蚀，仅在区域呈零星分布，不整合于地槽构造层之上。地洼构造层：由侏罗系、白垩系、三叠系及第三系等地层组成。属滨海相或内陆河湖相建造，以碎屑岩为主，在区域上呈零星分布，与下伏地层多呈角度不整合接触。地层整体呈北东向展布，地层产状与区域构造线方向一致，图 2-2。

（1）震旦系乐昌群下亚群($Z_2\rho$)

本区乐昌群也称之为云开群，本文根据原广东省地矿局 719 地质大队 1:5 万区调资料称之为乐昌群。它是河台金矿床赋矿地层，出露于矿区中部及西北部，为一套整体无序的变质岩组成。

其下部岩性为灰色、灰黑色石英绢云母片岩，石英绢云母千枚岩，二云母石英片岩，变粒岩，片麻岩，混合岩，混合花岗岩等；上部为浅灰黑色薄层状含炭质石英绢云母千枚岩，云母石英片岩，变质粉砂岩，顶部为灰白色厚层状硅质岩、石英岩。局部遭受强烈的构造剪切变质作用形成糜棱岩系列的岩石，河台金矿床就产于糜棱岩系列的岩石中。

（2）寒武系八村群上亚群(ϵbc)

分布于矿区的东部，主要岩性为绢云母石英千枚岩，千枚状粉砂质页岩，变质粉砂岩，变质石英杂砂岩等。

（3）下奥陶统缩尾岭群(O_1s)

下亚群(O_1sa)底部以含砾石英砂岩为特征，中上部为浅灰色石英绢云母千枚岩，千枚状页岩，片理化中细粒石英砂岩，变质石英砂岩为主，分布于矿区东部。上亚群(O_1sb)岩性有片理化粉砂岩，片理化长石石英砂岩，千枚状石英粉砂质页岩。片理化长石石英粉砂质杂砂岩，片理化石英杂砂岩。也分布于矿区东部。

（4）中上奥陶统三尖群($O_{2-3}s$)

下亚组($O_{2-3}sa$)岩性为千枚状粉砂质页岩，变质石英粉砂岩，片理化细中粒

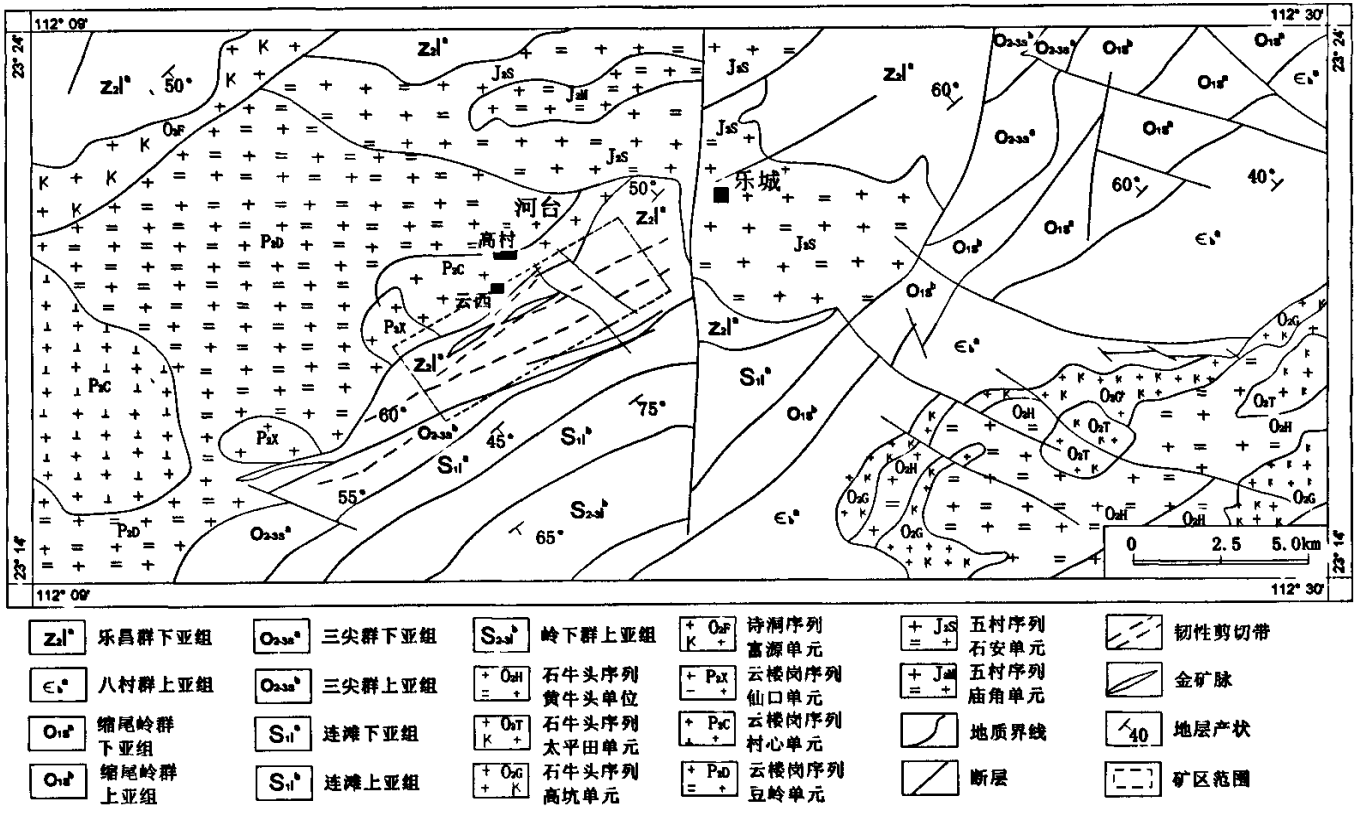


图 2-2　河台金矿区区域地质图
（据广东地矿局 719 地质大队 1:5 万地质图）

石英杂砂岩；上亚组($O_{2-3}sb$)为千枚状砂质页岩，变质石英杂砂岩，片理化石英粉砂岩；分布于矿区东部。

（5）下志留统连滩组($S_1\rho$)

岩性以千枚状石英粉砂质页岩，千枚状含炭质页岩，片理化细中粒长石石英砂岩，变质中粒石英杂砂岩及炭质绢云母千枚岩等为主，在矿区东南部出露广泛。

（6）中上志留统岭下群($S_{2-3}lb$)

岩性以变质粉砂岩，千枚状石英粉砂质页岩，千枚状页岩夹变质杂砂岩，变质细中粒石英砂岩，杂砂岩等为主，出露于矿区东南部。

2.2.2 地层岩性条件分析

矿区赋矿地层是在地槽环境下沉积的，其成分比较复杂，经区域变质和热动力变质作用，岩性发生了很大的变化，矿物成分普遍含石英、长石、黑云母和白云母，微量矿物有电气石、独居石、锆石、磷灰石、褐铁矿等。化学成分中SiO_2含量高，多在60%以上，富含Al、Fe、K、贫Ca。这套地层的岩性和矿物组合使其具有如下特点：若地层埋藏地下深处，在一定温度和压力条件下，岩石可以发生塑性变形，如地层埋深不大，在构造应力作用下，容易产生脆性变形，这样就使得矿区地层在不同时期不同深度条件下产生不同的变形作用，早期赋矿地层埋深大，产生脆一塑性变形，形成韧性剪切带，后期埋深浅产生脆性变形，在韧性剪切带中形成脆性断裂，整个变形作用为矿区金矿床的形成提供必要条件。

从地层的含矿性来看，粤西地区各时代地层的含金特征如表2-1，震旦系地层各岩石类型含金量均较高，平均值在5.1-21.1×10^{-9}，均方差为1.2-9.2，说明金发生了不同程度的富集作用，是粤西地区重要的赋矿地层[26]。寒武系八村群金含量也很高，平均值为19.1×10^{-9}，均方差较大为6.1，粤西地区许多金矿床也产于此地层中。而奥陶系到三叠系地层金含量均低，平均值小于2.0×10^{-9}，

表2-1　粤西地区不同时代地层金含量表（×10^{-9}）

地层时代	地层层位	岩性特征	样品数	变化范围	平均值	均方差
Z	上亚群	硅质岩	7	2-36	21.1	9.2
		变质粉砂岩、页岩、砂岩	18	2.5-22.5	9.6	3.8
		斜长角闪岩	15	4-8	5.1	1.2
		片岩类	20	3.8	5.1	1.5
ε	八村群	细碎屑岩、页岩	12	1-25	19.1	6.1
O	下统至上统	细碎屑岩、页岩	17	1-6	2.0	1.3
O	下统至上统	细碎屑岩、页岩	34	1-3.5	1.7	0.7
D	中统至上统	细碎屑岩	15	1-1.5	1.1	0.16
O	上统	灰岩	4	1-1	1	0
C	下统至上统	细砂岩、页岩	7	1-2	1.4	0.4
C	下统至上统	灰岩	4	1-1	1	0
T	上统	细碎屑岩、页岩	12	1-2	1.6	0.4

注：据王鹤年等（1992）

低于地壳克拉克值 4×10^{-9}。

通过地球化学取样，在震旦系C组地层中，深源元素Ni、Co、Cr含量较高，反映该地层沉积时，有深源物质的加入，这些深源物质有可能来自海底喷流或海底热泉[61]。根据地层的含矿性研究和有关测试，可把矿区震旦系C组地层和寒武系、奥陶系、志留系作为金的矿源层。在矿区，震旦系C组地层中的糜棱岩带含金量要高，工业矿体大多数产在这一层位的糜棱岩带中，而寒武、奥陶、志留系地层的糜棱岩带，含矿性要差一些，这是因为后者混合岩化程度不强，整个地层中含金量偏低，缺少成矿过程中的改造迁移阶段，初步富集阶段的物质基础不如前者。

根据广东省区域地质志(1988)[15]，在粤西地区寒武系与奥陶系之间有一次构造运动，称之为郁南运动。在粤西云开大山一带，特别是郁南、新兴县等地，中下奥陶统呈不整合覆盖于寒武系硅质岩建造和复理石建造之上，下奥陶统的底部见有一层底砾岩或含砾砂岩。郁南运动使寒武系及震旦系发生绿片岩相的变质作用，而奥陶系、志留系则无变质现象发生，说明在华南地区郁南运动是一次重要的构造变质岩浆热事件。

2.3 区域构造

2.3.1 云开隆起区断裂构造

研究河台金矿区域构造，不能不研究整个云开隆起区的断裂构造，按照断裂构造方向，在云开隆起区主要有 NE、NEE 和 NW 三组断裂。其中 NE 向断裂规模宏伟，并且伴有强烈变质作用，因此有人亦称其为断裂变质带。该带对河台金矿成矿影响最大。

四会－吴川断裂带：总体走向 20-40°，延展数百千米，分布于云开隆起区东侧。北起广东清远，经四会县，阳春县西侧一直到吴川县，它可能越过琼州海峡进入海南省临高县境内。组成此带的主要构造为区域性大断裂、动力变质带及韧、脆性构造岩带。它控制了东部下古生界沉积。断裂带西侧地壳厚 34.9km，东侧厚 31.3km，沿此带有基性岩活动。因此，这个带是切过地壳的深断裂带。

岑溪－博白断裂带：总体走向 25-50°，延伸数百千米，分布于本区西侧，由广西岑溪县向南西延至博白县。断裂带由两条深断裂（博白－北流深断裂、陆川－岑溪深断裂）及夹持其中的动力变质带组成。断裂从晚古生代开始就控制了晚古生代及中－新生代陆相盆地沉积，表明断裂带形成于加里东期末，主要活动期为印支期。

广宁－罗定－石圭断裂带：总体走向 45-60°。它北起广东广宁县江屯，向南西延伸经天都、宋桂、加益，一直到广西石圭附近。断裂带主要构造成分为断裂变质带和各种构造岩带。它可能形成于“寒武纪”末郁南运动。在石圭一带断裂两侧，即南东侧地壳厚 30-33km，北西侧为 27-29km，两者相差 3-6km，说明断裂是切过地壳的深断裂。此断裂带发育有较强的韧、脆性构造岩带，尤其在断裂带两端更为发育。

广宁－罗定－石圭断裂带是云开隆起中最重要的控矿断裂带。其北东端和南西端分别与四会－吴川断裂带、芩溪－博白断裂带斜接交汇的部位是控制金矿化区分布的重要因素之一，形成金矿化的集中区带。在此带中金矿化主要受糜棱岩带和碎裂岩带的控制。在这个断裂带内主要的控矿断裂有 3 条：宝鸭塘－坑尾断裂糜棱岩带（F_1）、塔岗－曾村－双保糜棱－碎裂岩带、石圭断裂。在宝鸭塘－坑尾断裂糜棱岩带(F_1)内产有河台高村、云西等大型矿床，在塔岗－曾村－双保糜棱－碎裂岩带内产有双保、曾村小型矿床（点），在石圭断裂中产有三板、石圭、鸡笼顶等小型金矿床（点）。

2.3.2 河台金矿区域构造格架

区内主干构造线方向为北东－西南走向，见图 2-3。由震旦－志留系组成了褶皱基底，泥盆－石炭系、三叠系上统构成了褶皱盖层。区内发育有 4 条北东走向的韧性剪切带，数十条脆性断裂，断裂以北东－北东东向为主体，其次东西向、北西向，少数南北向或北北东向。

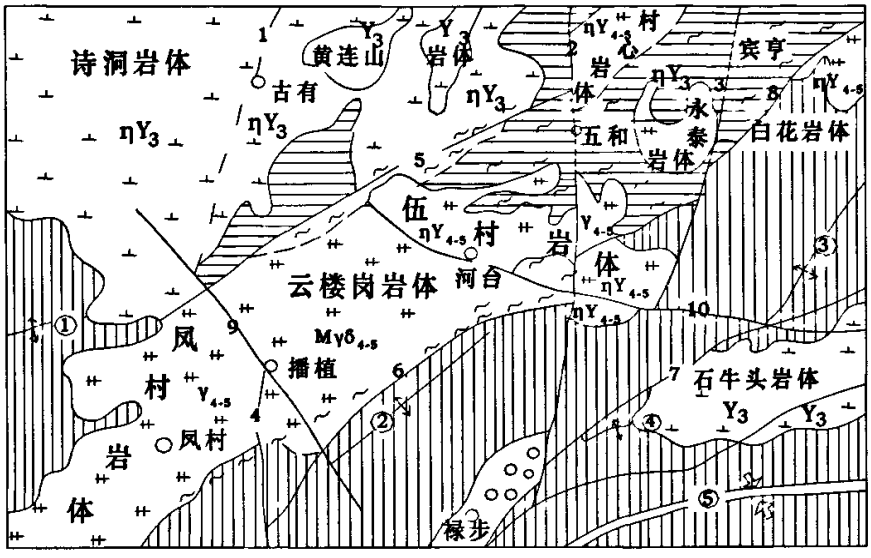
主要褶皱有西侧的蓢雪顶复背斜，中部的雪顶背斜，东部的黄田背斜以及南东侧的石牛头背斜、官田背斜等。

断裂构造中最主要的有北东向的讴坑断裂、禄步断裂、龙降村—春水断裂和兰源—江屯糜棱岩带。

北西向的下坪断裂、永丰—播植断裂以及近南北向的古有—石羊断裂、毕陇—福洞断裂、宾亨断裂、悦城断裂等是区内另一组优势断裂，但性质比较复杂。

2.4 区域岩浆岩

矿区范围内花岗质侵入岩发育，有加里东期的石牛头序列花岗岩、诗洞序列花岗岩、海西-印支期云楼岗序列花岗岩及伍村花岗岩，（见图 2-2）。另外还有少量酸性、基性岩脉和少量伟晶岩脉、长英质岩脉及煌斑岩脉分布。



图例

晚三叠世盆地

早古生代褶皱带

晚元古代震旦纪变质岩系

海西—印支期花岗岩类

加里东期花岗岩类

背斜

向斜

断裂

断裂编号

褶皱编号

混合岩

动力变质岩

1 古有—石羊山断裂
2 毕陇—福洞断裂
3 宾亨断裂
4 京村—悦城断裂
5 蓝源—江屯糜棱岩带
6 龙降村—春水断裂
7 诅坑断裂
8 禄步—石牛头断裂
9 永丰—播植断裂
10 下坪断裂
① 堂雷顶复背斜
② 雷顶背斜
③ 黄田背斜
④ 石牛头背斜
⑤ 官田背斜

图 2-3　区域构造纲要图　1: 500000

2.4.1 石牛头序列花岗岩

主要分布于矿区东南部吴川－四会断裂带的东侧，呈复式岩基出露。侵入于寒武系八村群上亚组地层中，呈椭圆形，北东展布。分为黄牛头单元（O_2H）、太平田单元（O_2T）和高坑单元（O_2G）。黄牛头单元岩性为粗粒黑云母二长花岗岩，分布于复式侵入体的中部；高坑单元岩性为细粒钾长花岗岩，分布于复式岩体的边部；而太平田单元岩性为中细粒黑云母钾长花岗岩，分布于岩体的分布于前两个单元的过渡部位。

根据广东省地矿局719地质大队1:5万区域地质调查资料，其岩石化学特征及微量元素地球化学特征如表2-2、2-3，其SiO_2含量较高，而TiO_2和Na_2O含量较低，里特曼指数为1.36～1.339，为钙碱性系列岩石。微量元素中亲硫元素Pb、As含量高于克拉克值，其浓集系数分别为2～2.7和4.1～5.1，亲石元素Rb、Cs含量也高于克拉克值，其浓集系数为2.8～4.6和3.6～6.7；而其他的元素均低于地壳的克拉克值，与河台金矿成矿相关的元素Au、Cu的含量也低于克拉克值，Au的含量为1×10^{-9}-2×10^{-9}，Cu为15.7×10^{-6}-27.1×10^{-6}。亲铁元素Cr、Ni、Co、V的含量也均低于克拉克值。

表2-2　河台金矿区不同序列花岗岩岩石化学成分表（%）

序列	单元	编号	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	Σ	里特曼指数σ
伍村	J_2M	D4904	72 46	0 25	13 69	0 52	1 51	0 04	0 57	1 47	2 58	5 56	0 01	99 67	2.25
	J_2S	W35	71 41	0 33	13 96	0 74	2 01	0 61	0 76	2 00	4 29	3 27	0 14	99 5	2 01
		D4901	71 54	0 30	13 77	0 57	2 34	0 05	0 70	2 14	2 80	5 26	0 02		2.28
云楼岗	P_2D	D1519	68 64	14 32	0 78	2 90	0 13	1 68	3 29	3 70	3 00	0 03	0 76	99 71	0 36
		XL-21	70 84	0 35	14 29	0 28	2 45	0 05	1 18	2 54	3 31	3 12	0 015	99 09	1 49
	P_2C	D1806	73 92	0 10	13 60	0 57	0 43	0 08	0 34	0 32	3 36	5 40	0 025	99 45	2 48
		R218A	70 41	0 41	14 38	0 79	2 44	0 06	1 23	2 75	3 24	3 71	0 10	99 99	1 76
	P_2X	P3-88	68 72	0 4	14 89	0 50	3 34	0 15	1 18	2 52	2 92	2 76	0 00	99 34	1 25
		P3-96	69 18	0 38	14 76	0 54	3 69	0 15	1 44	1.22	2 03	3 58	0 005	99 06	1.20
		D9005	66 56	0 6	14 92	0 51	4 04	0 10	2 11	3 86	3 13	2 65	0 05	99 33	1 42
诗洞	O_2F	P3-99	75 24	0 01	12 36	0 00	1 71	0 03	0 37	0 78	2 81	5.25	0 005	99 63	2 02
		XV-21	76 81	0 03	12 56	0 49	0 70	0 10	0 09	0 39	2 78	4 86	0 005	99 77	1 73
		XV-1	76 04	0 05	12 43	0 07	1 78	0 08	0.28	0.26	2 94	5 10	0 005	100 4	1 96
石牛头	O_2T	V-46-3	76 04	0 00	13 44	0 70	0 62	0 05	0 30	0 12	1 71	5.06	0.00	99 71	1 39
	O_2G	V-35-2	74 9	0 00	14.35	1 50	0 92	0 03	0 17	0 12	2 13	4 46	0 00	100 7	1.36

注：据广东省地矿局719地质大队（1988），分析方法：化学分析

根据其锆石U-Pb同位素年龄、Rb-Sr全岩等时线年龄、黑云母^{39}Ar-^{40}Ar年龄综合分析其侵入时代为440-520Ma，为加里东期的产物，$^{87}Sr/^{86}Sr$=0.72378±0.032（陈泰平，1989）[41]。

2.4.2 诗洞序列花岗岩

在河台金矿区西北部大面积分布，进一步划分为富源单元（O_2F）、莫村单元（O_2M）、荔枝岗单元（O_2L）。富源单元岩性为粗粒黑云母花岗岩，莫村单元为中粒黑云母钾长花岗岩，荔枝岗单元为细粒黑云母钾长花岗岩，其岩石化学成分以

表 2-3　河台金矿区不同序列花岗岩微量元素含量表（$\times 10^{-6}$）

序列	伍村		云楼岗			诗洞	石牛头			克拉克值
单元	J2M	J2S	P2D	P2C	P2X	O2F	O2T	O2G	O2H	（泰勒）
样品数	2	11	1	5	4	2	32	19	6	
Cr	11 01	35 47	73 6	135 7	133 2	62	18 59	15 35	18	100
Ni	3 01	3 58	21 9	15.35	22.21	6 6	4	3 42	9 83	75
Co	3	6 89	7	9 16	7 9	1 85	5 72	5 89	9 33	25
V	5	29 56	47 1	69 78	62 42	17	12 06	10	30 5	135
Cu	38	10 18	18 6	31 6	41 93	22	17 91	15 74	27 17	55
Pb	77	29 3	34	27	28	39 5	30 28	34 06	24 83	12.5
Zn	142	42.36	68	69	64 5	28 5	33 19	32 47	46.33	70
W	3 18	4 54	0 7	0 656	1 03	0 6				1.5
Sn	9 1	8 16	10 5	17 14	15 58	3				2
Bi	0 46	0 171	0 58	1 476	0 68					0 17
Mo	0 6	3 34	1 08	1 17	1 13	0 96				1 5
Ba	459 6	420 6	592	580 8	42 75	608 5	124 4	62 84	461 3	425
Sr	114 9	175 6	86	98	94.5	52 5	12 84	8.53	30 5	375
Li	30	50.29	46.5	51.56	46 83	12 15				20
Be	7 6	4 92	2 87	2 63	2	1.7				2 8
Nb	30	17 64	14	15.2	15	7	12 78	13 79	14.3	20
Ta	2	5 6		3	3	8				2
Y	8 19	21 08	27	29	25.25	28	29 87	29 74	33 67	33
Zr	91.32	134 26	167	178 6	173	129 5	53 94	44 1	131 67	165
La		37.25	37	43 6	39.5	46 5	15.66	15 42	32 67	39
Ag	0 001	0 029	0 085	0 045	0 003	0 066				0 07
As	1 69	1 605	1.38	1 52	1 675	1 43	7 44	8.58	9.25	1 8
Sb	0 1	0.263	0 64	0 88	0 91	0 42				0.2
B	21 1	12 4	10	11	12.27	10				10
Au	0 002	0 001	0 0015	0 001	0 0013	0 001	0 001	0 002	0 001	0 004
Cs		12	13	9 2	12.22	26	13.22	10 89	17	3
Rb	330	240 4	241	183 6	185 7	213	409 1	418 47	254	90
Sc	3 8	6 58	6	13 8	8 5	14	5 187	5 15	6 5	22

注：据广东省地矿局 719 地质大队资料（1988），分析方法：X 射线荧光分析

及微量元素地球化学特征如表 2-2、2-3，SiO_2 含量较高，而 Al_2O_3、Fe_2O_3、FeO、MgO、MnO 含量较低，里特曼指数为 1.73～2.0，高于石牛头序列，也为钙碱性系列岩石。亲硫元素 Pb 的含量大于克拉克值，其浓集系数为 3.3，大离子亲石元素 Rb、Cs、Ba 含量高，其浓集系数为 2.4、8.7、1.4，其它元素的含量均较低，与河台金矿成矿相关的 Au、Cu、Ag、As 等元素的含量分别为 0.001×10^{-6}，22.0×10^{-6}，0.066×10^{-6}，1.43×10^{-6}，均低于地壳克拉克值[33]。

2.4.3 云楼岗序列花岗岩

分布于矿区西北部震旦系地层与诗洞花岗岩之间，与河台金矿床赋矿地层震旦系地层呈侵入接触关系，出露面积约4.0km²。分为村心单元（P_2C），仙口单元（P_2X），豆岭单元（P_2D）。

根据广东省地矿局 719 地质大队 1:5 万区域地质调查资料，村心单元岩性为中粒黑云母花岗岩闪长岩，其同位素锆石 U-Pb 年龄为 209±29Ma，黑云母钾氩法

年龄为158.4Ma。仙口单元岩性为中粒黑云斜长花岗岩，其同位素全岩Rb-Sr等时线年龄为453±27Ma。豆岭单元岩性为中粒黑云母二长花岗岩，锆石U-Pb年龄为209±19Ma，全岩Rb-Sr等时线年龄为197±36Ma。云楼岗序列花岗岩岩石化学成份及微量元素地球化学特征如表2-2，2-3，其SiO_2含量总体较低，为66.56%-73.92%，而Al_2O_3、Fe_2O_3、FeO、MgO含量较高，里特曼指数为0.36-2.48，为钙碱系列岩石。其微量元素中亲硫元素Pb，Sn，Bi，Sb的含量高于克拉克值，有一定程度的富集，其富集系数分别为2.2-2.7，5.25-8.57，3.4-8.7，3.2-4.6，亲石元素Li，Rb，Cs也有不同程度的富集，亲铁性元素含量较石牛头序列和诗洞序列花岗岩高，但仍低于克拉克值，Au，Ag含量近似或低于地壳克拉克值。

2.4.4 伍村序列花岗岩

分布于矿区的东北部，与河台韧性剪切带糜棱岩系列岩石呈侵入接触关系。分为石安单元(J_2S)和庙角单元(J_2M)。石安单元以出现长石斑晶为明显特征，岩性为中粗粒巨斑状黑云母二长花岗岩；庙角单元岩性为中细粒黑云母二长花岗岩。根据广东省地矿局719地质大队三个黑云母K-Ar法年龄值分别为140.2Ma，154.5Ma，165.2Ma，其侵入时代为燕山期。根据广东省地矿局719地质大队1:5万区域地质调查资料，其岩石化学成份如表2-2,2-3，伍村序列花岗岩SiO_2含量为71.41-72.46，而钾、钠含量偏高，里特曼指数为2.01-2.25,高于矿区其它序列的花岗岩，属钙碱性系列岩石，但偏向碱性。其微量元素除Pb、Li、Rb发生富集外，W、Sn、Bi、Nb、Ta也出现不同程度的富集，这也是华南地区燕山期花岗岩的共同特征。

此外在矿区内还分布有酸性的伟晶岩脉，辉绿玢岩、煌斑岩脉以及混合岩等。混合岩分布于矿区中部和西部，出露的面积约13km²,形成于加里东晚期至燕山晚期，混合岩为混合岩化作用形成的岩石，其原岩主要为震旦系C组地层。混合岩与围岩呈过渡关系，由混合岩逐渐过渡到混合岩化岩

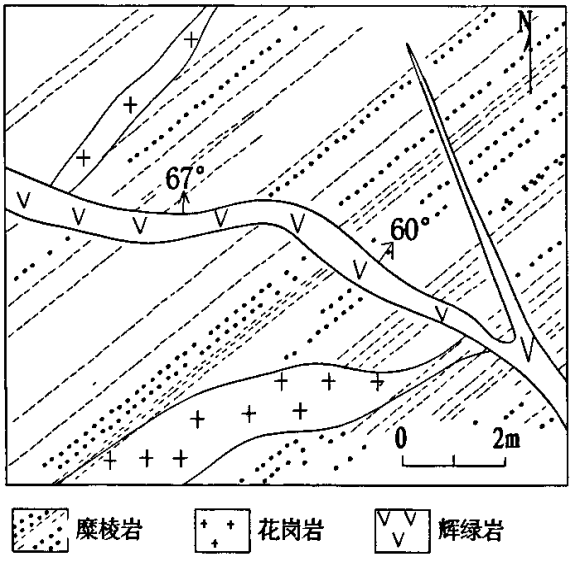


图2-4　河台金矿区辉绿岩脉地质图

石，再逐渐过渡到围岩，混合岩形态不规则，主要岩性为条带状混合岩，条痕状混合岩。矿物成分主要有石英、微斜长石、斜长石、黑云母、白云母，偶见有硅线石、副矿物主要为独居石、锆石和磷灰石，在井下，可见糜棱岩带中有混合岩呈脉状，团块状产出。另据广东省地矿局719地质大队资料，在云西矿床中可见辉绿玢岩脉穿切于糜棱带中（图2-4），说明有来自幔源的物质作用。

2.5 区域矿产

据不完全统计，本区约有金矿床（点）233个，其中大多数矿床（点）分布于云开群，特别是云开上亚群中，其次是分布于寒武一奥陶系内，或由云开群演化而来的混合花岗岩中。河台矿区及其外围的区域矿产除金和非金属矿产外，其它金属矿产主要产在罗定-广宁断裂变质带中。计有北部凤村、永丰、村心的伟晶岩型钽铌、锡矿，中部伍村的混合岩风化壳型独居石、磷钇矿等。这些矿产既有原生矿，又有砂矿，都具有一定的规模和远景。

第三章　矿床地质特征及矿床成因

河台金矿是典型的产在韧性剪切带中的金矿床，矿床的形成既与韧性剪切带有关，又与后期的脆性变形关系密切，在漫长的地质演化过程中，从原生沉积到逐步改造富集成矿，历经了多种地质作用，形成了具有一定规模的重要类型金矿床[14]。

3.1 赋矿地层及岩性

河台金矿床赋存于震旦系乐昌群上亚群（震旦系C组）原岩为混合岩、混合岩化片岩、混合花岗岩受剪切作用而产生的河台韧性剪切带中。矿区西南出露奥陶系中上统三尖群及下志留系连滩群浅变质的陆源碎屑岩类，西北部被海西－印

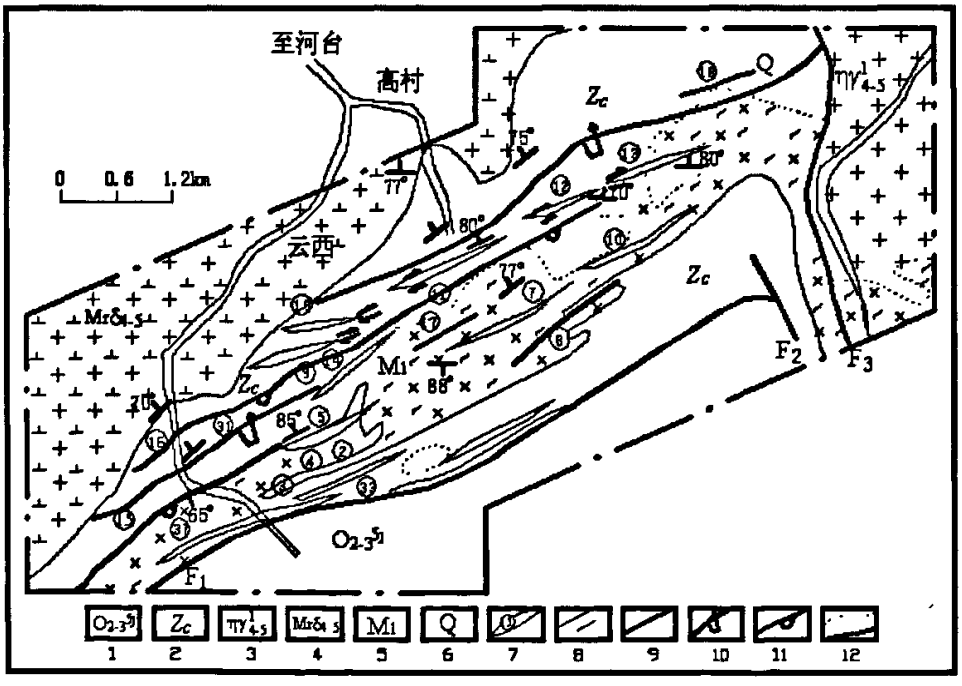


图 3-1　河台矿区地质简图（据广东地矿局719地质大队改编）

1－中上奥陶三尖群绢云千枚岩；　2－震旦系云母石英片岩；3－海西-印支期二长花岗岩；4－海西-印支期混合花岗岩及片麻岩；5－花岗混合片麻岩；6－韧性剪切带及矿床编号；7－石英脉型金矿；8－区域片理；9－断层；10－矿区范围及岩性过渡界线；11－倒转背斜；12－倒转向斜

支期的云楼岗花岗岩侵入，河台韧性剪切带东北部被燕山期的伍村序列花岗岩侵入，图 3-1。

矿区赋矿地层有两套，一套为震旦系 C 组地层，另一套是奥陶系中上统三尖群，工业矿体主要赋存在震旦系 C 组地层中。

3.1.1 震旦系 C 组

分为上下两段：上段主要为灰-灰白色中厚层片状石英岩，黄褐-灰白色片状云母石英岩，下段主要为黄褐-深灰色含硅线石云母石英片岩，石英二云母片岩，二云母石英片岩等。这套岩层中都具有变晶结构，片状构造，矿物成分主要有石英、白云母、黑云母、斜长石、硅线石等，微量矿物以电气石、独居石、锆石为主。据现场肉眼观察，矿区岩性主要为两段，上段为泥质成分较高的片岩，分布于矿区的北矿带和南矿带，下段为含石英成分较高的片状岩，主要分布在中矿带，目前发现的工业矿体大多数产在泥质成分较高的片岩中。

震旦系 C 组地层部分已经产生混合岩化，混合岩化强的地段也成为混合岩，混合岩中的糜棱岩带也含矿，但含矿性不及片岩中的糜棱岩带，混合岩中的糜棱岩带其矿化主要是含石英型的金矿化。

3.1.2 奥陶系中上统三尖群

分布于矿区南部，在矿区面积 5.5km^2，厚度大于 205m，变质程度较浅，具有片理化，多为微片岩、千枚岩、变质粉砂岩，变晶结构或变余砂状结构。矿物成分主要有石英、绢云母、黑云母、长石等，含炭质，微量矿物主要有电气石、锆石、独居石、褐铁矿。这一地层中，有糜棱岩带出现，其规模也较大，沿走向长可达 1000 余米，厚度数米至数十米，糜棱岩化程度也较高，但含矿性不好，目前还未发现有工业矿体存在。

3.2 矿床基本地质特征

3.2.1 矿体产状、形态及空间分布

3.2.1.1 矿体的空间展布形式

河台金矿床严格受河台韧性剪切带控制，已发现的工业矿体分布在北矿带，自西向东有云西矿床、高村矿床和后迳矿床，目前开采的是高村矿床和云西矿床。后迳矿床因为矿体规模小，较分散而暂未开采。这些矿床均产于河台韧性剪切带中的糜棱岩带内，矿体产状与糜棱岩带的产状一致，在平面上呈左行侧列展布，根据此规律，课题组在云西矿床西南方向预测了仙口村矿床，见图 3-1。

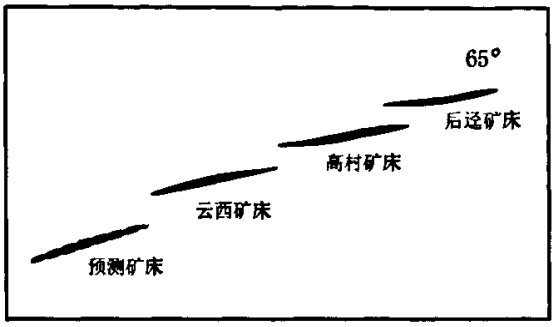


图 3-1　矿床呈左行侧列展布示意图

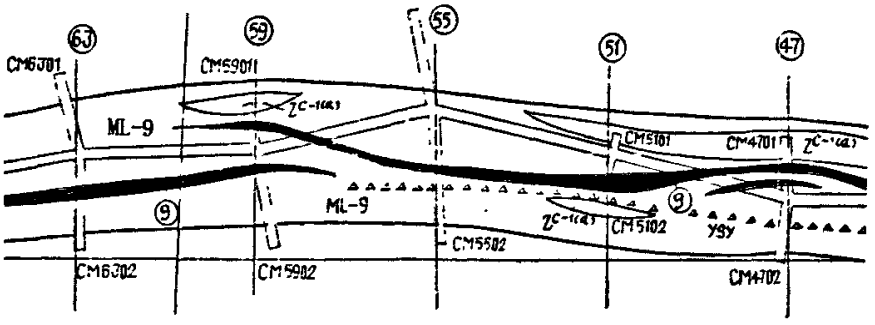


图 3-2 云西矿床 160m 中段主矿体呈左行侧列

云西和高村矿床分别由各自的矿体群组成，每个矿体中有一个主矿体，云西矿床主矿体为 9 号矿体，高村矿床的主矿体为 11 号矿体，次级矿体分布于主矿体的上下盘。9 号、11 号主矿体分别产在两个不同的糜棱岩带中。由于糜棱岩带呈左行侧列，两个主矿体在平面上也呈左行侧列形式分布。

主矿体在平面上呈不连续分布，单个矿体规模有大有小，总的趋势是呈左行侧列，如云西矿床 160m 中段 63 线-47 线，图 3-2，高村矿床-90m 中段 24 线-48 线。次级矿体在平面上，沿主矿体两侧分布，矿体规模一般不大，分布规律性不强，多出现在主矿体尖灭处的旁侧。

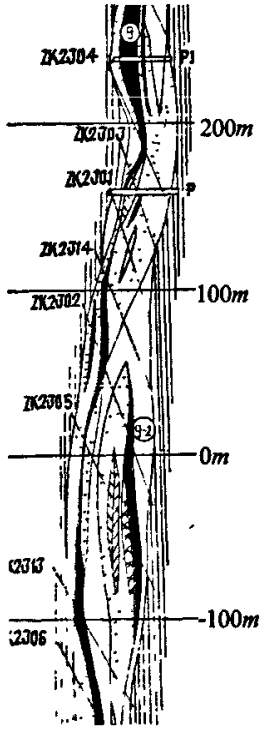


图 3-3 云西矿床 23 线剖面主矿体沿倾斜断续分布

主矿体在剖面上可不连续，但基本上是沿同一构造破裂面分布的，如云西矿床23线，9号矿体沿同构造面断续出现，次级矿体在剖面上沿主矿体两侧产出，一般是在主矿体变薄或尖灭处的旁侧出现，既可出现在主矿体的上盘，也可出现在下盘，但多出现在主矿体弯曲的内侧，图3-3。

3.2.1.2 矿体外部形态特征

由于矿体受糜棱岩带和断裂控制，控矿断裂组合形式有差异，导致矿体在平面、剖面上的形态、产状、厚度等发生变化。

（1）矿体的形态

矿体在平面上和剖面上的总体形态呈不规则透镜状、扁豆状、似层状或脉状，主矿体多呈扁豆状，似层状和脉状，次级矿体一般呈小的透镜状。

1．扁豆状矿体：矿体中部厚大，沿走向往两端厚度逐渐变小，矿体厚大部位，厚度可达10余米，变薄部位厚度小于1米，在同一矿体中，厚度可出现多次变化，矿体形态在平面上呈藕节状，如云西矿床240m中段35-11线，矿体出现三次膨大缩小现象，图3-4。

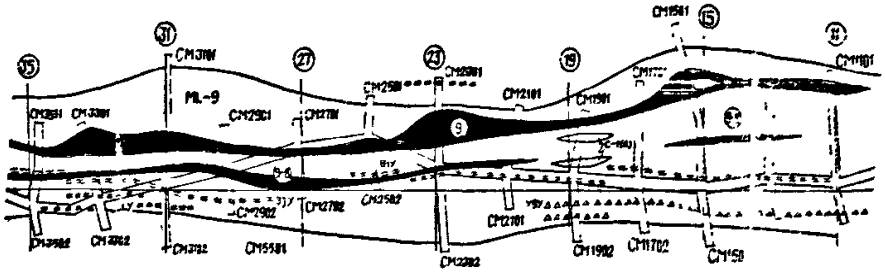


图3-4　云西矿床240m中段主矿体多次出现膨大缩小现象

2．似层状矿体：矿体沿走向延伸较大，一般在100m以上，矿体厚度变化不大，仅局部出现小的膨大现象，这种矿体的厚度一般在2～4m，矿体厚度变化系数小于50%，高村、云西两矿床中的主矿体多呈似层状产出。

3．脉状矿体：矿体规模不及似层状矿体，厚度变化较大，常沿走向和倾向出现分枝复合现象，脉状矿体不多见。

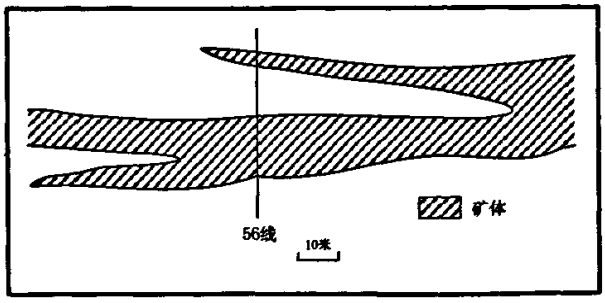


图3-5　高村矿床-140m中段11号矿体具分枝现象

除上述矿体形态外，还存在一些复杂的矿体形态，如枝状、瘤状、环节状等矿体形态。

枝状矿体：矿体在平面上或剖面上出现分枝现象，剖面上的分枝，有的向

上、有的向下。平面上的分枝多出现于主矿体，沿矿体走向往两端都可出现分枝现象，有的地段主矿体分为两枝，如高村矿床-40m中段52线，有的分为三枝以上，如高村矿床-40m中段52-60线，图3-5，51号脉在180m标高7线也见分枝现象，图3-6。

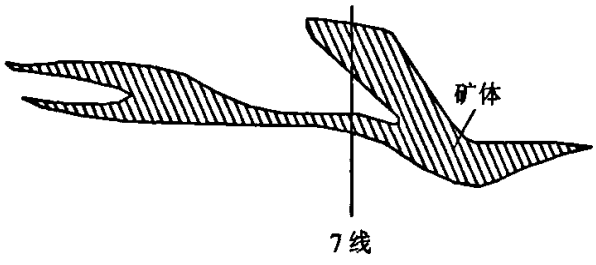


图3-6　高村矿床180米中段51号矿体具分枝现象

瘤状矿体：在主矿体旁侧形成一瘤状矿体，二者相连在一起，见图3-7，瘤状矿体在剖面上高30余米，厚20余米，形成于主矿体的上盘，其顶部为混合岩，金矿化特富。

环节状矿：在矿体中存在一大的夹石，使矿体在平面上或剖面上呈环节状，如云西矿床的10m中段17线，见图3-8。矿体在纵投影面的形态也是较复杂的，其边界很不规则，中部还常出现无矿天窗，如云西矿床9号矿体，见图3-9。

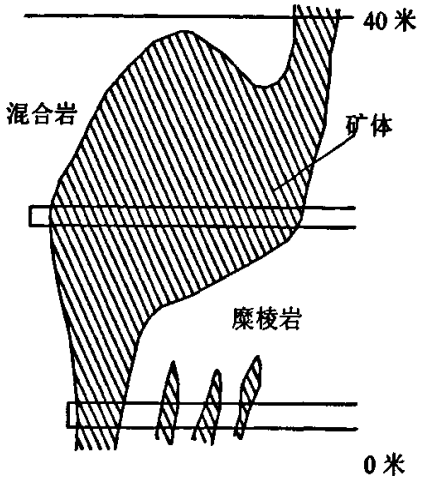


图3-7 高村矿床42线剖面矿体形态示意图

（2）矿体的产状

矿体的产状与所在糜棱岩带的产状关系密切，一般糜棱岩带走向北东东，倾向北西，倾角较陡，矿体的产状也大致如此，见图3-10。但在部分地段，矿体产状也出现较大变化。勘探工程控制的矿体倾斜延深达554m，最低标高－299.67m，目前高村已经开采到－190m中段，云西已经开采到－140m中段。

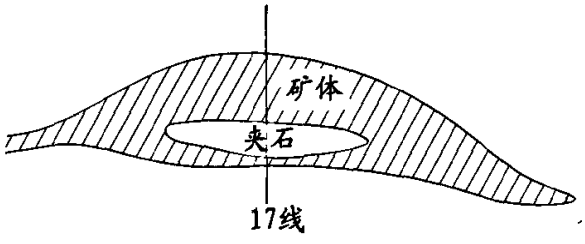


图3-8 云西矿床10m中段17线矿体平面示意图

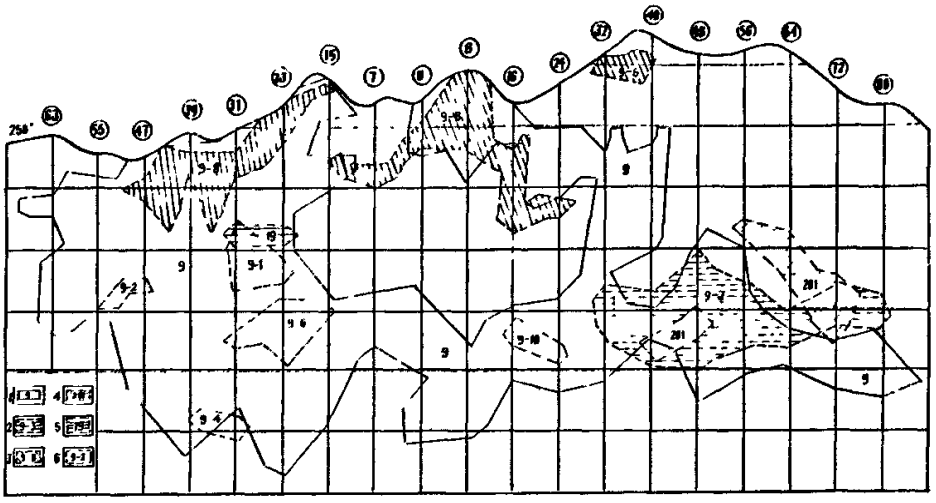


图 3-9　云西矿床矿体垂直总投影图

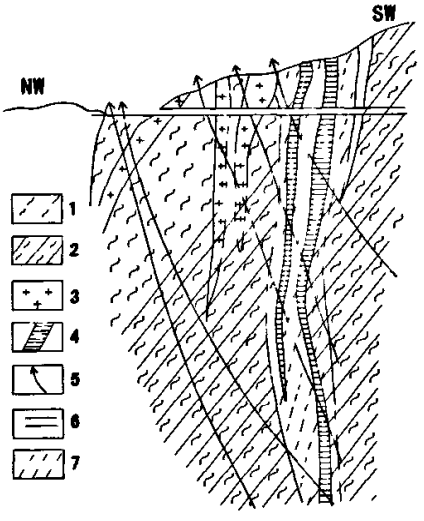
1－9 号主矿体；2－3 号矿体；3－9-8 号矿体；4－201 号矿体；

5－19 号矿体；6－其它小矿体及编号

1．矿体局部出现反向现象。矿体沿倾斜产状发生变化，见图 3-10，由倾向北西逐渐倾角变陡，后变为向南东倾斜，最终又转为向北西倾斜，如云西矿床 23 线深部。

2．矿体在平面上走向发生变化。矿体总体走向为北东东，在局部，矿体走向变化为近东西向，少数地段呈北西西向。51 号矿体在 180m 中段呈东西向延伸。

3．矿体有侧伏现象。大多数矿体向北东方向侧伏，这种侧伏尤以高村矿床最为明显，见图 3-11，在图 3-11 中，主矿体（11 号矿体）总体上向北东侧伏，次级矿体 11-10、11-1、51、11-8、11-4 等矿体都向北东侧伏。云西矿床矿体侧伏现象不大明显，主矿体(9 号矿体)在 0 米标高以上，两分枝均向北东方向侧伏，0 米标高以下矿体无侧伏现象，但深部情况不明。



1. 混合岩；2. 混合岩化片岩；3. 伟晶岩；4. 千糜岩；5. 矿体；6. 钻孔；7. 坑道

图 3-10　河台金矿床勘探线剖面图（719 地质大队）

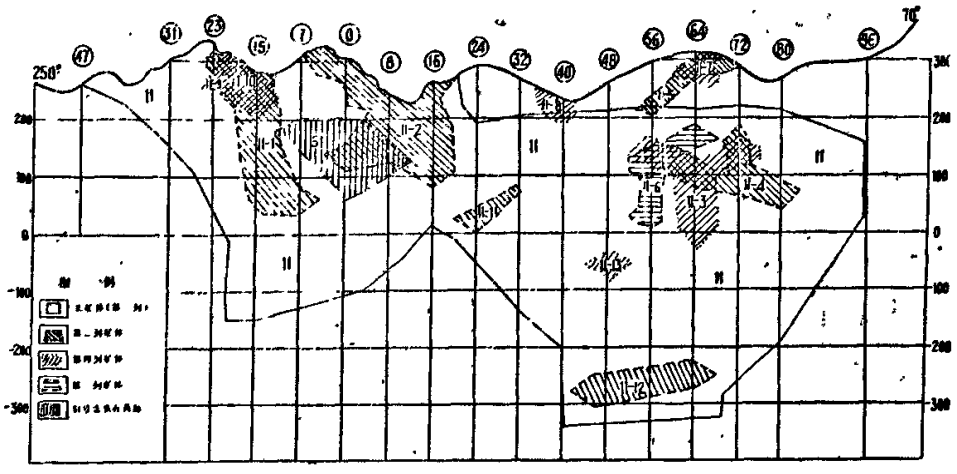


图 3-11　高村矿床矿体垂直纵投影图

11 号矿体产状较稳定，总体走向 70°，倾向 NW，倾角较陡（75—90°），局部有追踪 Ss 面理现象，表现为走向 50—60°，个别地段变为 EW 走向，使其在走向上呈舒缓波状，在倾向上有陡倾斜（倾角 85—90°）与缓倾斜（倾角 62—85°）相向出现，呈舒缓的“S”型，图 3-12，并隐约有陡—稍缓—陡—稍缓—陡的分布特征。

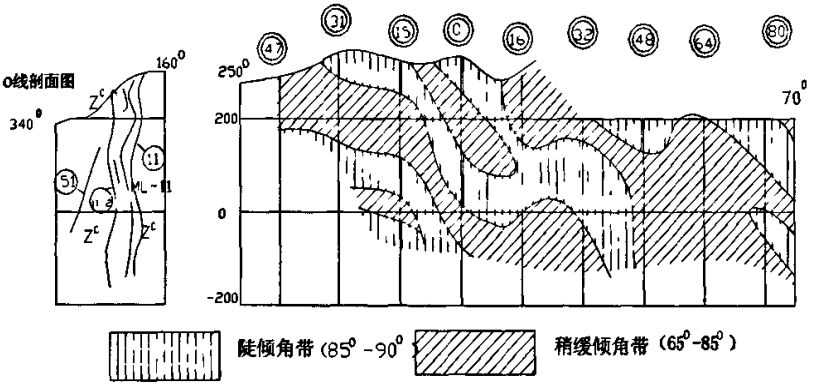


图 3-12　高村矿床 11 号矿体产状变化示意图

（3）矿体的厚度

矿体厚度变化较大，厚的地段可达 20 余米，薄的地段仅数十厘米，本次研究根据坑道和钻孔资料，编制了高村、云西两矿床矿体厚度等值线图，图 3-13、图 3-14，从图面上分析，矿体厚大部位在矿体中的分布是不均匀的，高值区呈弧岛状分布，但厚大部位中心点的连线与矿体侧伏方向基本一致。据统计，高村矿床矿体厚度在 0.8～4.0m 居多，在 8.0m 以上的骤然减少。矿体厚度变化在平

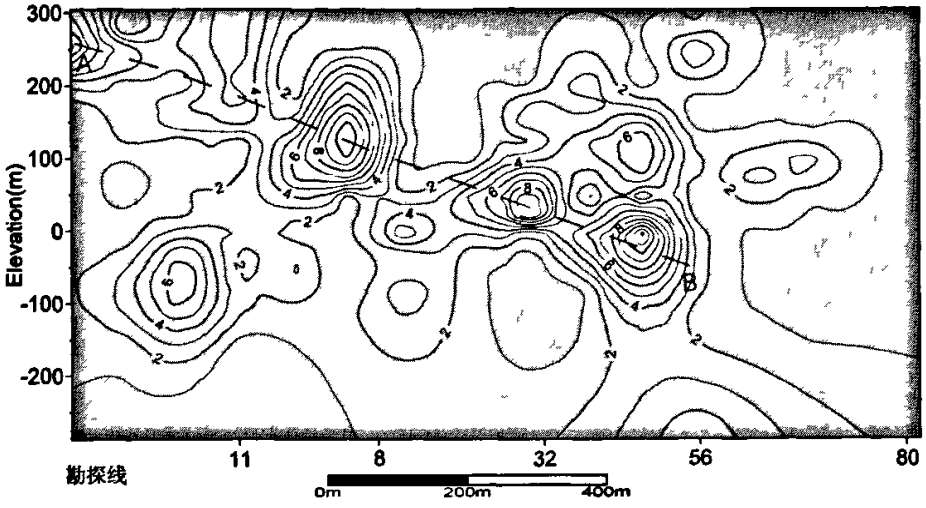


图 3-13　高村矿床 11 号矿体厚度等值线图（A—B 为矿体厚大区中心的连线）

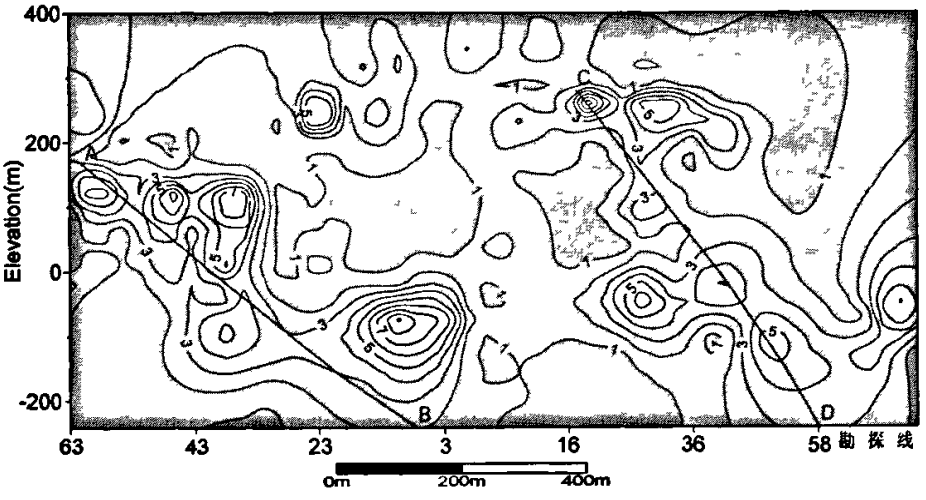


图 3-14　云西矿床 9 号矿体厚度等值线图（A—B；C—D 为矿体厚大区中心的连线）

面上和剖面上都有反映，如高村矿床 11 号矿体-40m 中段 40 线，矿体厚 6.15m，往东 15m 处矿体厚度陡减至 1.45m。剖面上的情况，矿体厚度变化略缓。

3.2.2 矿石类型及矿物组合

矿石类型以蚀变糜棱岩型为主，浅部发育较多的富硫化物硅化岩型矿石。

1.蚀变糜棱岩型矿石：多为混合质糜棱岩类，见照片 1，含有一定的长石残留体，部分转变为绢云石英千糜岩。组成的主要矿石矿物有黄铁矿、黄铜矿、菱铁矿、自然金及少量兰辉铜矿、磁黄铁矿、毒砂、方铅矿、闪锌矿；脉石矿物主要有石英、绢云母、长石、黑、白云母及少量石榴子石、电气石。依金属硫化物

和硅化石英含量的多少可细分以下几种类型：①金属硫化物矿化糜棱岩型，硫化物含量大于 5%，硅化较弱；②硅化糜棱岩型，硫化物含量小于 5%，硅化石英含量大于 10%；③硫化物化硅化糜棱岩型，金属硫化物含量大于 5%，硅化石英含量大于 10%。

2. 富硫化物硅化岩型矿石：矿石矿物主要有黄铁矿和黄铜矿等硫化物（含量百分之几至百分之十几）及自然金，脉石矿物主要为硅化石英（含量 70－90%，次有绢云母等。）本类矿石品位皆大于 10g/T，一般分布于矿体的浅部厚度膨大部位，构成富厚矿包。

河台金矿床矿石矿物组成简单，根据对河台金矿床两类矿石进行光片、薄片鉴定以及电子探针分析，矿石中主要金属矿物有自然金、黄铜矿、黄铁矿、磁黄铁矿，其次为菱铁矿、毒砂、碲铋矿等，非金属矿物有石英、绢云母、钠长石，副矿物有电气石、磷钇石、锆石、屑石、独居石等。其主要矿物特征如下：

自然金：金黄色，呈不规则的粒状、片状、星点状（见照片 2），多包体或裂隙金的形式存在于黄铁矿、黄铜矿及石英颗粒中，粒度多在 0.07mm～0.1mm，根据广东省地矿局 719 地质大队（1992）电子探针分析资料，自然金成色为 895～964，平均为 915，自然金中除 Au、Ag 外，尚有 Cu、Pb、Zn 等。

黄铜矿：它形晶粒状，集合体呈块状、细脉状，粒径一般大于 0.2mm，与黄铁矿、磁黄铁矿共生，常呈细脉穿插在石英裂隙中（照片 3）。氧化矿石中常见有辉铜矿、蓝铜矿、斑铜矿。根据广东省地矿局科研所（1989）单矿物化学成分分析结果，含金 156.4×10^{-6}，是金的主要载体矿物之一。

黄铁矿：为主要的金属矿物，呈星散浸染状、细脉浸染状及稠密浸染状产出（照片 4），粒度 0.03mm～0.2mm，晶形以它形粒状为主，还有自形的立方体及五角十二面体晶形，有时呈薄膜状分布于糜棱岩的 C 面理上。根据广东省地矿局科研所（1989）单矿物化学成分分析结果，含金 172.8×10^{-6}～333.33×10^{-6}，是金的主要载体矿物之一。

磁黄铁矿：不规则的它形粒状，或粒块集合体，粒度 0.02mm～0.2mm，与黄铁矿、黄铜矿共生。根据广东省地矿局科研所（1989）单矿物化学成分分析结果，含金 63.6×10^{-6}，此外磁黄铁矿的含量有向深部增加的趋势（翟伟，2003）。

菱铁矿：呈不规则粒状，浅黄褐色，粒度多在 0.05mm～0.2mm 之间，常与黄铁矿、黄铜矿一起呈细脉状穿插于石英中或单独呈细脉产出。

毒砂：矿石中常见，多呈不规则粒状，矿相镜下的偶见有菱形断面，常与其它金属矿物如黄铁矿、黄铜矿共生。

碲铋矿：呈较规则的近方形粒状分布，0.03mm～0.8mm，在矿相镜下其亮度及颜色均较磁黄铁矿稍浅，与磁黄铁矿，黄铜矿、黄铁矿共生。碲铋矿在此类型

矿床中比较少见。

石英：是矿石中常见的一种非金属矿物，见照片5，按其颜色分为三种，各颜色石英形成时代不同。纯白色石英，颗粒粗大，细晶好，多呈透镜状分布于糜棱岩中，碎裂现象多见，形成时代较早，一般不含矿；烟灰色石英，具油脂光泽，晶形不好，多呈致密状，与矿化关系密切，形成时代稍晚；乳白色石英，晶形较好，多呈粒状集合体，形成时代晚，为成矿后产物。

绢云母：矿石中常见，约占矿物总量的50%，呈小鳞片状，丝绢光泽。

3.2.3 矿石类型及矿物组合

表3-1 河台金矿矿石化学成份分析结果表（氧化物单位为%，其他元素为$\times 10^{-6}$）

样品编号	YQ-14	YQ-16	YQ-18	YQ-20	YQ-25	YQ-22	YQ-24
岩性	糜棱岩金矿石	硫化物石英千糜岩金矿石				富硫化物糜棱岩化金矿石	
SiO_2	71.32	73.84	68.66	67.42	75.84	70.14	70.00
Al_2O_3	11.03	11.46	14.00	14.62	10.22	13.11	13.90
Fe_2O_3	3.98	2.03	2.46	1.27	0.63	0.88	2.11
TiO_2	0.35	0.20	0.63	0.60	0.33	0.40	0.25
CaO	0.49	0.55	0.49	0.73	1.71	1.22	0.73
MgO	0.88	0.97	1.69	1.63	1.01	1.10	1.25
FeO	5.08	2.58	3.23	3.90	2.31	3.71	2.12
K_2O	3.94	5.30	5.22	5.44	4.20	4.80	6.00
Na_2O	0.37	0.038	0.49	1.18	1.21	2.23	0.72
P_2O_5	0.10	0.10	0.09	0.08	0.06	0.08	0.12
MnO	0.02	0.02	0.13	0.03	0.03	0.03	0.03
Au	31.62	2.54	3.22	7.21	2.48	4.57	14.92
Ag	5.00	3.00	2.00	4.00	2.00	2.00	6.00
As	5.00	10	10	5.00	5.00	7.5	7.5
Cu	850	3520	160	1600	490	1500	2170
Pb	20	20	20	20	20	30	20
Zn	50	70	60	100	34	50	10
Bi	75	25	12.5	87.5	12.5	45	12.5
S（%）	3.59	1.70	0.488	0.0053	0.385	0.554	1.089
Au/Ag	6.3	0.9	1.60	1.8	1.2	2.3	2.5

注：据广东省地矿局719地质大队（1992），硫为百分含量

根据广东省地矿局719地质大队（1992）对蚀变糜棱岩型矿石化学成份及微量元素分析结果，表3-1，其主要氧化物的含量与河台韧性剪切带糜棱岩系列岩石相类似，SiO_2含量为67.42%～73.84%，Al_2O_3为10.22%～14.62%，Fe_2O_3为0.63%～3.89%，FeO为2.12%～5.08%，K_2O为3.94%～6.0%，而CaO、MgO、Na_2O等的含量较低。

3.2.4 矿石结构与构造

常见的矿石结构有：自形－半自形晶粒状结构、他形晶粒结构、溶蚀交代结构、变余结构、压碎结构、揉皱结构、包含结构等。

自形-半自形晶粒状结构：黄铁矿，黄铜矿呈自形晶-半自形晶立方体、五角十二面体、八面体充填在早期形成的硫化物或石英间的裂隙、空洞内（照片6，7）。

他形晶粒状构造：黄铁矿、黄铁矿呈它形晶集合体分布于矿石中，自然金呈不规则它形晶粒状、树枝状分布于石英或硫化物晶隙或裂隙中（照片2）。

溶蚀交代结构：早期形成的黄铁矿、石英，被后期黄铜矿溶蚀交代成岛状，港湾状（照片8）。

变余结构：非金属矿物中常见，原岩结构消失，脆性矿物被压碎，经改造形成新生矿物。

压碎结构：早期形成的黄铁矿被压碎，后被石英或黄铜矿充填交代（照片9）。

揉皱结构：黄铁矿受挤压形成揉皱状（照片10）。

包含结构：黄铁矿、磁黄铁矿、黄铜矿中包含有石英或自然金颗粒，石英中包括含黄铁矿或自然金。

常见的矿石构造有：块状构造、条带状构造、细脉浸染状构造、角砾状构造等。

块状构造：黄铁矿、磁黄铁矿、黄铜矿与石英组成致密状矿物集合体，形成块状矿石。

条带状构造：石英和金属矿物相间排列成条带，含金石英硫化物呈细脉在糜棱岩内呈条带状分布（照片11）。

细脉浸染状构造：自然金、黄铜矿呈不规则微粒分布于蚀变糜棱岩或石英中（照片12）。

角砾状构造：早期形成的矿物集合体在构造变形过程中被破碎，呈角砾状，后又被其他矿物或同类矿物胶结（照片13）。

3.2.5 围岩蚀变与矿化

矿区围岩蚀变的类型有硅化、黄铁矿化、绢云母化、碳酸盐化、绿泥石化，其中硅化、黄铁矿化、碳酸盐化与成矿关系密切。

1.硅化：是矿区最重要的热液蚀变，通常金品位的高低与硅化的强弱呈正相关，硅化后的岩石呈深灰~灰白色、风化后呈黄褐~黄白色，主要发育于糜棱岩带内，由微小的糖粒状石英或细脉状石英组成，其产状与糜棱岩带产状近于一致，硅化范围不大，一般呈条带状与矿体平行产出。

2.黄铁矿化：发育于矿体的上下盘，多呈浸染状、星点状、微细脉状散布于矿体边缘或附近的围岩中，矿体中大多数黄铁矿尤其是致密状的黄铁矿是成矿热液充填的产物，不属围岩蚀变的范畴。黄铁矿化的出现，标志着金矿化存在的可能。

3.碳酸盐化：分早晚两期，早期主要有黄铁矿—方解石化，与成矿有一定的关系，晚期主要是方解石化，为晚期热液活动所致，与成矿无直接关系。

4.绢云母化：分布范围较广，与成矿关系不甚密切，早期和晚期热液活动都可出现绢云母化。

5.绿泥石化：矿区糜棱岩带中常可见到，与成矿关系不大密切，为后期热液蚀变产物。

上述围岩蚀变的顺序是：绢云母化→硅化→黄铁矿化→菱铁矿化→方解石化→绢云母化→绿泥石化。

3.2.6 成矿期成矿阶段划分

根据野外观察及镜下研究，河台金矿的形成可分为韧性剪切动力变质分异期和岩浆热液叠加成矿期，见表3-2。变质作用期主要为黄铁矿、石英形成期，此时糜棱岩化很强，有利于金质的富集。热液叠加期又分为金—石英阶段、金—硫化物阶段、硫化物—碳酸盐阶段。其中第二阶段为金的主要矿化阶段，局部发生第三阶段矿化作用的叠加，造成矿石中金的品位明显增高。

韧性剪切变质分异期：在韧性环境下，河台韧性剪切带的混合岩类原岩遭受剪切变质作用形成糜棱岩系列的岩石，可能使糜棱岩系列发生初步的金矿化，根据对无后期热液叠加改造的超糜棱岩人工重砂分析（广东省地矿局719地质大队，1992），只发现有黄铁矿，而没发现其它硫化物，因此糜棱岩系列岩石中呈星点状分布的黄铁矿，部分可能形成于此阶段。通过编制矿体厚度和糜棱岩带厚度等值线图，发现矿体厚度与所在糜棱岩带的厚度无直接关系，矿体厚度主要与

叠加的脆性断裂强度有关，说明在此阶段成矿作用并不明显。

表 3-2　河台金矿成矿阶段及矿物生长顺序表

成矿期 / 成矿矿物	动力变质分异期（含金糜棱岩）	热液期			表生期
		金-石英阶段	金-硫化物阶段	硫化物-碳酸盐阶段	
绢云母	———	———			
石英	———	———	———		
黄铁矿	———	———	———	———	
自然金	———	———	———	———	———
绿泥石			———	———	
黄铜矿			———		
磁黄铁矿			———	———	
菱铁矿				———	
方解石				———	
方铅矿、闪锌矿				———	
辉铜矿					———
铜兰					———
黄钾铁钒					———
褐铁矿					———

热液叠加蚀变成矿期：此成矿阶段是在韧脆性－脆性的环境下叠加在早期的糜棱岩之上，形成富硫化物的金矿化，是主要的成矿期，又可进一步分为三个成矿阶段：

第一阶段：早期金硅化石英脉阶段，形成沿平行剪切带张性裂隙分布的含金石英脉。由于形成于富挥发份的条件下，此阶段形成的石英颗粒粗大，2.5～5mm。由于韧性剪切带活动的多期多阶段性，因而使石英脉本身又遭受程度不同的剪切作用，可见到剪切面理环绕或穿切糜棱岩角砾或细小石英透镜体，照片 14，形成硅化石英糜棱岩，同时形成少量的硫化物，这一阶段相当于韧脆性－脆性的温压环境。

第二阶段：金－硫化物阶段，自然金，黄铁矿、黄铜矿、磁黄铁矿等呈细脉状、网脉状沿糜棱岩的 C 面理或石英脉中的张裂隙分布，或环绕破碎的石英角砾呈稠密浸染状分布，此阶段形成的硫化物在矿体上部以黄铁矿、黄铜矿为主，矿体下部则以磁黄铁矿、黄铜矿为主，显示一定的垂向分带性，是金的主要成矿阶段。同时还有少量的方铅矿、闪锌矿等出现。

第三阶段：硫化物－碳酸盐脉阶段，方铅矿、闪锌矿呈脉状充填晚期的张性裂隙或方铅矿、闪锌矿、碳酸盐胶结糜棱岩断层角砾形成断层角砾岩，并含微量的金。

从以上成矿阶段的划分可以看出，从早期到晚期成矿环境从韧性－韧脆性－脆性，成矿温度条件逐渐降低，见图 3-22，3-23，但是金的成矿作用主要发生在韧脆性－脆性的环境，同时也从一个侧面反映了该区造山运动过程中地壳隆升演化的动力学过程以及矿液从下往上运移的事实。

3.3 控矿因素与成矿规律

矿床的形成，有三大基本要素，一是有成矿物质来源，二是要有成矿的空间，三是有适当的物化条件使矿液运移富集成矿。通过对矿床地质的研究，认为成矿物质来源于富矿地层和岩浆热液，成矿空间主要与构造有关，而成矿时的物化条件与矿液本身的物化条件和边界条件有关[34, 51]。

3.3.1 矿区地层与成矿的关系

通过研究表明，在矿区内存在有明显的矿源层，矿源层的金在经历了区域变质、断裂变质作用以及混合岩化与花岗岩化超变质作用之后而迁移富集，最终成矿。区域变质作用是一种重结晶为主的成岩作用，也是一种逐渐脱水作用。在这一过程中除了层间建造水外，矿物中部分结晶水，例如绢云母和石英变为矽线石时，都有一部分水被析出，进入在地质体中循环的热流体。这些析出的水与其他成因的水在流动过程中溶入 Cl^-、S^{2-}等离子，可以降低金的活化电位，形成易溶的$[AuCl_4]$络合物进行迁移[52]。另外，实验证明，黄铁矿、毒砂、石英中呈超显微粒状存在的包体金，在温度 250-600℃时发生使金粒变大的重结晶作用。断裂变质作用所产生的热动力也可使金迁移、活化。把采自河台金矿区的花岗岩、混合岩、千枚岩等样品，经破碎和水混合，在加 NaCl 处理后，分别在温度 200-700℃和 300-600℃，围压在 100-400Mpa 和 120-39Mpa，轴压在 640-1400 Mpa，时间 4-75h 和 7-12.5h 的条件下进行实验，结果表明，金有明显的迁移，迁移的方式是应力集中部位，也就是在应力释放区内集中[14]。

3.3.2 构造与成矿的关系

关于构造与成矿的关系，将在后面的章节重点叙述，构造与成矿的关系主要表现在三个方面：一是使成矿物质活化迁移，二是为成矿提供赋存空间，三是为导矿提供通道。

3.3.3 混合岩化与成矿的关系

混合岩化是一种高程度的变质作用，一般在高温高压条件下进行，岩石经混合岩化，其内部结构发生变化，出现重结晶作用。矿区混合岩化主要出现在震旦系地层中，这套地层是矿区的矿源层。该地层在混合岩化过程中，主成矿元素金被活化，向四周围岩迁移，使周边围岩中的金含量增高，成为更高背景值的矿源层。因此产在这类矿源层中的糜棱岩带含矿性好。另外一方面，经过混合岩化的岩石，较为致密，可成为阻挡层，如果容矿构造的上盘为混合岩，当矿液运移到该地层，就会受到阻挡，在混合岩的下部形成富矿体。

3.3.4 岩浆岩与成矿的关系

岩浆岩与成矿的关系表现在两个方面。一是为成矿提供热源和矿化剂，另一方面也为成矿提供了部分成矿物质。岩浆的侵入带来了大量的热和挥发组分，热量使矿源层中的金进一步活化。挥发组分不断从矿源层中萃取成矿物质，形成含矿流体，参与成矿作用。从微量元素、硫同位素及包体成分资料可以表明，岩浆本身也携带有成矿物质。

关于成矿流体作用使矿源层金物质富集成矿，杨凤根等（2004）[53]通过对河台金矿中两类糜棱岩（一类为由混合岩变成的糜棱岩，另一类为云母石英片岩变成的糜棱岩）及其原岩的稀土元素进行分析，结果表明，稀土元素在韧性剪切过程中发生了有规律的成分变异，在云母、石英、片岩及混合岩形成糜棱岩的过程中，即随着变形强度的增强，单个稀土元素、轻稀土、重稀土和稀土总量均出现有规律的增加或减少，而稀土配分模式不变。通过对构造岩变形前后的对比，认为两类不同糜棱岩中稀土元素的成分变异较小，但存在少量稀土元素的迁入和迁出，变化的原因是在岩石变形过程中发生了体积的改变和大量流体的作用影响，并导致轻稀土相对富集，重稀土相对亏损的分异作用[53]。其中体积的改变是由于强应变应力作用的结果，而大量流体的作用则与岩浆岩等提供的热液流体有直接关系。

3.3.5 物化条件与成矿的关系

成矿流体在运移过程中，如物化条件不发生变化，是难以沉淀成矿的。只有成矿流体从一种物化环境进入另外一种物化条件时，才有可能沉淀结晶成矿。矿

区成矿物化条件变化最大的阶段是矿液循环聚集阶段，那时矿区赋矿地层已由深部抬升（或上覆地层被剥蚀）到浅部，矿液从深部运移至浅部后，温度和压力急剧减小，同时地下水和大气降水的参与，使成矿流体的酸碱度发生变化，成矿物质得以从含矿溶液中结晶出来。

3.3.6 矿化富集规律

河台金矿是一种重要类型的金矿床[1, 2, 14, 49]，研究矿化富集规律对于指导找矿具有重要的意义。通过现场观测、总结前人资料以及编图分析，认为河台金矿矿化富集具有如下规律：

1. 主要工业矿体赋存在糜棱岩带中。含工业矿化的糜棱岩带其围岩为震旦系C组地层，如果糜棱岩产在混合岩或者奥陶系地层中，含矿性要差一些。目前已经发现的规模较大的工业矿体位于北矿带，赋存工业矿体的糜棱岩带为ML-11、ML-9，这两条糜棱岩带的特征点是：① 规模大，沿走向分别为1350m、1150m，糜棱岩带的厚度也大，最厚处可达数十米。糜棱岩带沿倾斜延伸长，地表钻控制到-300m 标高，糜棱岩带仍然存在，未有尖灭的迹象；② 糜棱岩带中存在脆性断裂，断裂的性质为张扭性。在井下可以看到石英脉和金属硫化物组成的矿体，沿走向呈扁豆状、脉状，矿体中可见围岩角砾被金属矿物和石英包裹（见照片15，照片 16）；③ 糜棱岩化程度不能太单一，如果糜棱岩带中是初糜棱岩，超糜棱岩混杂在一起，对成矿更为有利，如云西60m中段27线9号矿体，取样后显微镜下可见超糜棱岩与初糜棱岩相间排列（见照片17）。

2. 矿体在膨大部位，金矿化相对富集。但不一定矿体厚大处，金的平均品位就高，如用米百分值来衡量，矿体厚大部位，金的米百分值高，如高村矿床0中段32线(图3-15)，云西矿床-40中段3-11线（图3-16），分析其原因是矿体厚大处，富矿部分两侧的贫矿厚度大，这样降低了金的平均品位，但米百分值仍然大。

3. 矿体在分枝复合部位，矿化较好。矿体在平面上和剖面上都可以出现分枝现象，在分枝或复合的地段，矿体厚度大，金的品位明显增高，如高村矿床20线220m标高。

4. 剖面上主断裂与次级断裂交汇的部位，可形成瘤状富矿体（图3-17），如高村矿床42线0-40米标高，矿体呈瘤状（图3-7），厚度达23m，富矿品位高达28.48g/t。该矿体顶板为混合岩，矿液沿主断裂进次级裂隙后被上覆混合岩隔挡，进行充分的充填交代作用形成瘤状矿体。

5. 矿体厚度变化大。从矿体厚度等值线图（图3-13，3-14）可以看出，高

值区呈孤岛状分布，高值区中心点的连线向北东方向侧伏。

6. 金品位在矿体中的分布是不均匀的，在金品位等值线图上（图 3-18，3-19），可看出高值区呈独立的孤岛状，且与周边品位相差甚大，沿矿体走向，高值区间的间距大约是 150-200m，这一规模在云西矿床更为明显。

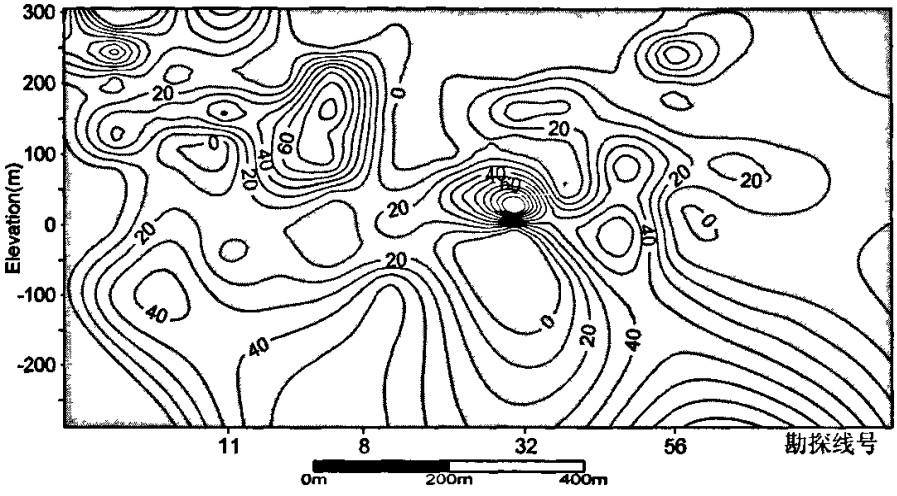


图 3-15 高村矿床 11 号矿体米.克/吨值等值线图

（图中数值单位：米.克/吨）

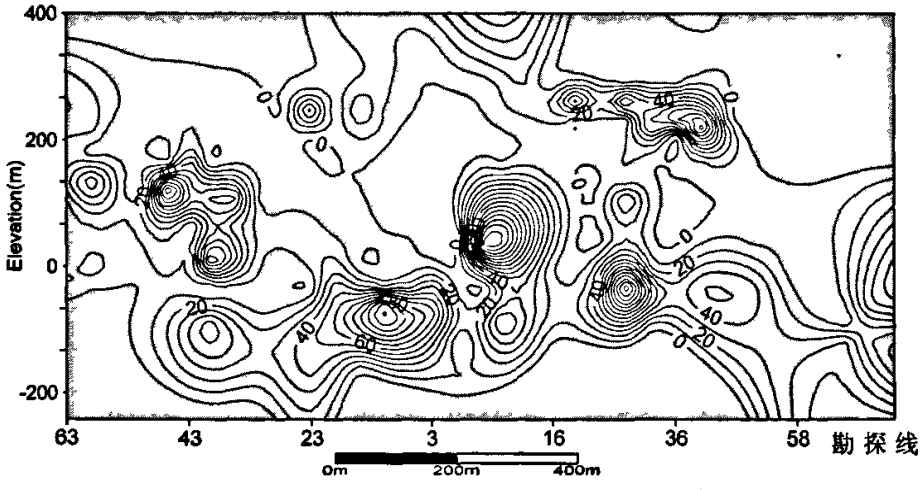


图 3-16 云西矿床 9 号矿体米.克/吨值等值线图

（图中数值单位：米.克/吨）

7. 含矿糜棱岩带的厚度变化也较大，在云西矿床，这种变化更清楚，图 3-20，

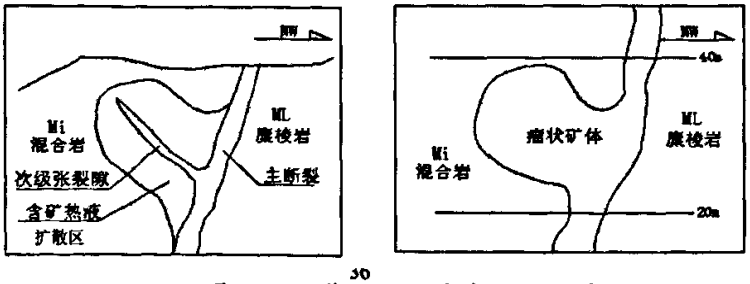


图 3-17 断裂交汇处形成瘤状矿体示意图

3-21 是高村、云西矿床糜棱岩带厚度等值线图，从图上可以看出，厚度高值区

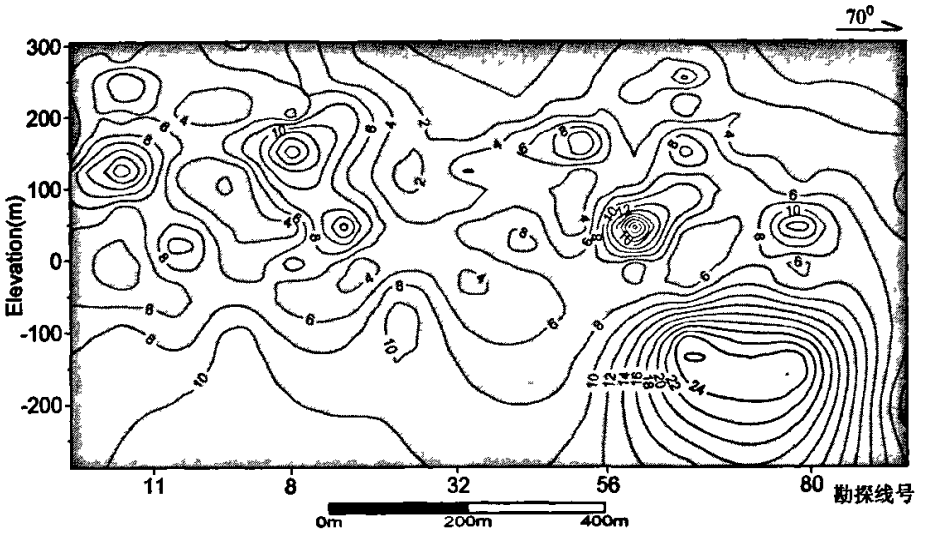


图 3-18　高村矿床 Au 品位等值线图

（图中数值单位：10^{-6}）

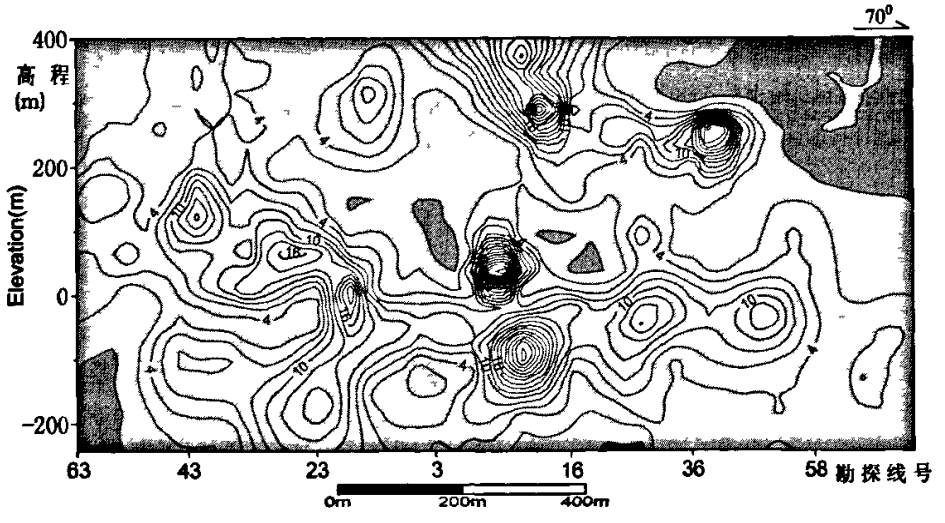


图 3-19　云西矿床 Au 品位等值线图

（图中数值单位：10^{-6}）

的形态不规则，但其形态的长轴方向与糜棱岩带的倾向一致，反映糜棱岩带形成之后，曾经受到过顺糜棱岩带走向方向的压应力作用（与脆性断裂形成时代同步），使糜棱岩带厚度产生变化影响。

8. 矿体厚度与含矿糜棱岩带厚度变化在空间上不同步，矿体厚度大处，糜棱岩带厚度不一定大，表明主成矿期是在糜棱岩带形成之后，矿体的厚度与糜棱岩带形成之后的脆性变形有关，而与糜棱岩带形成过程无直接关系。

9. 在同一糜棱岩带中，矿体可平行但不一定并列产出，部分矿体呈平行侧

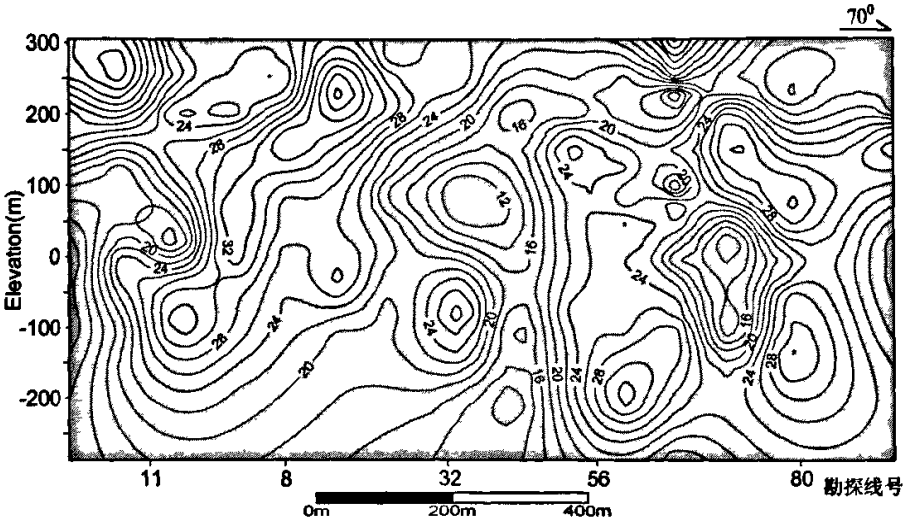


图 3-20 高村矿床含矿糜棱岩厚度等值线图

（图中数值单位：米）

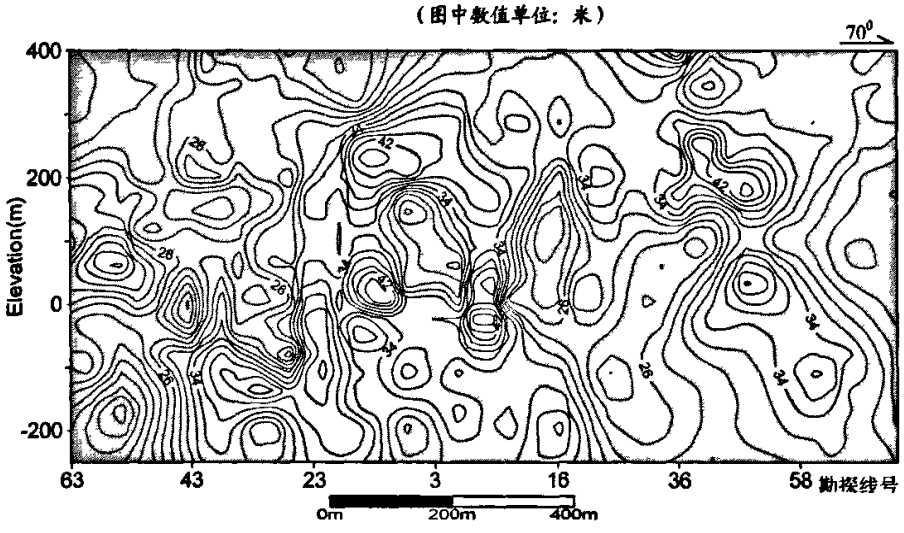


图 3-21 云西矿床含矿糜棱岩厚度等值线图

（图中数值单位：米）

列状产出。在主矿体的上下盘，可有与其平行的小矿体产出。

10. 矿体具向北东方向的侧伏规律。矿体的侧伏，与成矿时的矿液流动的方向有关。为了研究矿液流动方向，在高村、云西两矿床不同中段进行了包裹体测温取样（黄满湘等，2003）。采集的样品均为烟灰色石英，破碎成 40-60 目后提纯，纯度达 95%，送中科院地质研究所测试，测试方法为爆裂法，仪器为 DT－4 型爆裂仪，精度±2℃。根据测试结果编制了高村、云西两矿床主矿体垂直等温线图，图 3-22，3-23。从图上可以看出，对于每一个中段，高温区位于矿体的中部，沿走向向两侧温度降低，将上下中段同一温度连成等温线，则等温线开口向下，倾向北东，表明成矿时，矿液是自下而上，自北东向南西方向运移的，矿液的来源方向与矿体侧伏的方向相同[51]。

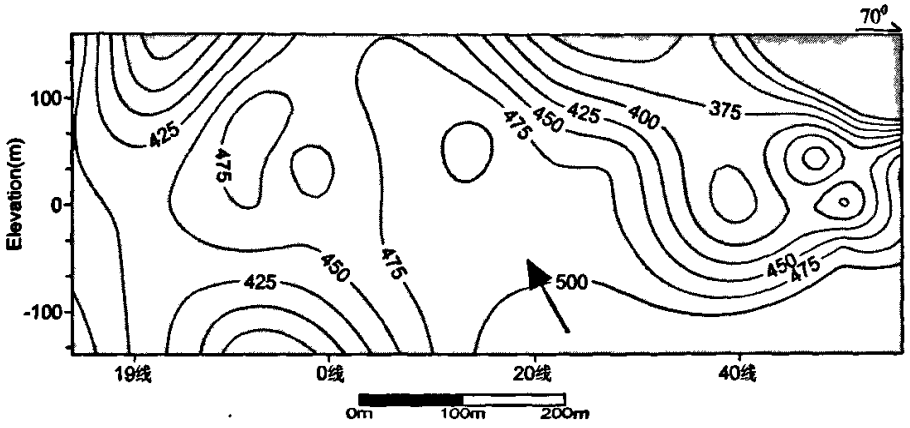


图 3-22 高村矿床 11 号矿体垂直等温线图

（图中数值单位：℃；箭头方向为推测矿液运移方向）

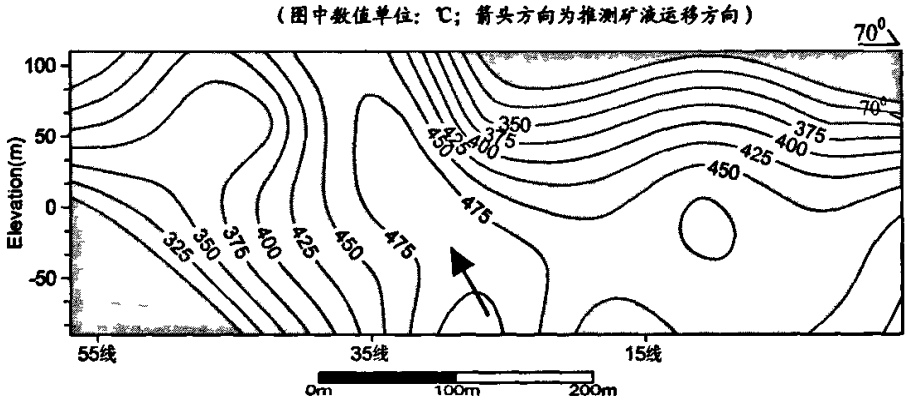


图 3-23 云西矿床 9 号矿体垂直等温线图

（图中数值单位：℃；箭头方向为推测矿液运移方向）

3.4 矿床成因及成矿模式

关于河台金矿成因前人曾进行了大量研究工作，提出不同成因观点，认为成矿物质主要来自围岩（云开群变质岩系），成矿与区域变质作用、超变质作用、动力变质作用(剪切作用)相关。矿床是多阶段演化产物，成矿流体来自变质水和岩浆水，后期有大气降水加入[26, 27, 54, 2, 55]，此外还有学者认为金矿主要是改造成因，成矿作用存在较大时差，并与变质强度密切相关[56]。高温高压剪切作用成矿模拟实验证明，剪切变形可使成矿物质迁移和重新分配[57]，上述研究成果表明河台金矿床由于经历多期构造地质作用、变质作用及岩浆活动影响，因此其成因是复杂的，难以用单一成矿观点和模式剖析其成矿机制和成因。本文由于重点是研究成矿控矿构造条件，在研究含矿与不含矿糜棱岩带以及断裂构造时发现成矿过程与韧性剪切带、糜棱岩带、褶皱以及断裂构造等关系密切，因此本文在研究、

学习前人工作成果的基础上，结合实地调研及上文分析所获得的一些新的认识，认为广东河台金矿具备如下几个基本特点[34]：

(1) 多期、多因成矿：即河台金矿床的形成至少经历了原生沉积阶段（海底喷流或热泉等作用）、改造迁移阶段（区域变质作用）、初步富集阶段（糜棱岩化）和循环聚集阶段（岩浆热液叠加作用），它们对金元素的活化、迁移、沉淀和富集起有重要的作用。

(2) 成矿物质来源：河台金矿的金质一般认为来自震旦系C组复理石建造的沉积岩，但也有深部的物质。实际上该金矿的物质来源是多源的，但以围岩为主，即认为成矿物质主要来源于矿源层（震旦系C组地层）。

(3) 控矿构造：河台金矿的主要控矿构造为韧性剪切带，剪切带内的糜棱岩带为容矿构造，金矿石就赋存在糜棱岩带内，而在矿区内发育的断裂构造为良好的导矿构造，后期的脆性断裂对成矿也起到了一定的作用。

总之，河台金矿床是一典型的受韧性剪切带控制的金矿床[1, 14]。其成矿主要受到了区域变质作用、混合岩化作用、糜棱岩化、岩浆热液等作用，使得地层中的金物质经过多期次迁移、沉淀、富集成矿。本文通过对不同时代区域地壳活动的不同特点，对成矿机制、成矿模式加以探讨，并建立一个典型的成矿模式图，图 3-24。

(1) 原生沉积阶段：本期主要处于吕梁—加里东早期。在前震旦纪，河台金矿位于大陆边缘的浅海盆地[58]，沉积主要以浅海陆源碎屑物为主，此时因为同生断裂的存在，古陆隆起缓慢抬升，浅海盆地同时缓慢下降，由于古陆基底的长期暴露、风化、剥蚀、淋滤，从中解离出来的成矿物质，以机械形式，粘土矿物及有机质吸附形式随地表水搬运到海盆里，逐渐在前震旦系地层之上沉积一层完好的含金震旦系地层。同时，由

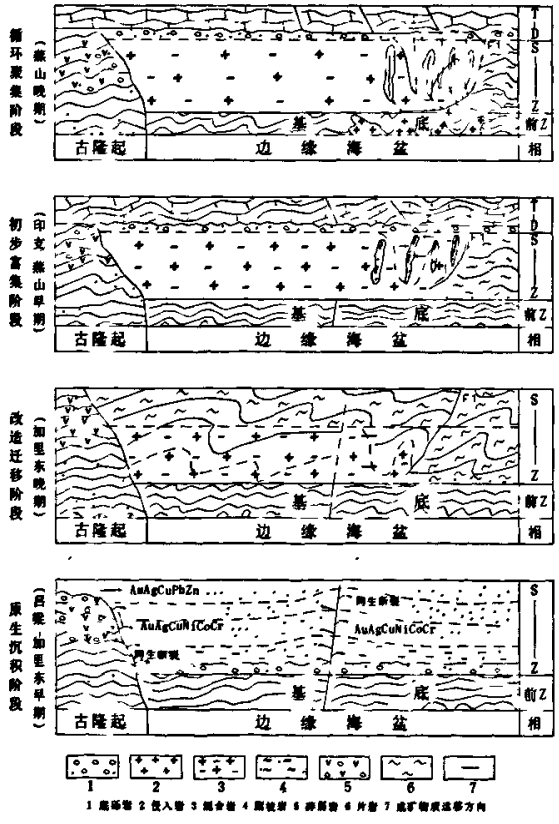


图 3-24　广东河台金矿成矿模式图

于受基底继承性构造运动的影响，由基底到前震旦系地层直至其上尚未完好固结成岩的沉积物发生了一同生断裂。该断裂发育于海底相对隆起部位，造成一个相对的低压区，而外围则为相对高压区，从而有利于驱动成矿介质水不断地从外围向隆起部位汇集，并沿同生断裂上涌到海底继续沉积。因此，同生断裂成为金矿介质水水循环流动、排泄的有利通道。随着海水、雨水的不断下渗，海底松散堆积物中的矿物质不断被淋滤、萃取到介质水中。同时，由于温度的不断升高，地下深部成矿物质 Au、Cu、Ag、Ni、Co、Cr 等亦不断加入到断裂介质水中。随着深部循环热卤水、海泉等热液不断沿同生断裂上涌，喷溢到海底排泄，并与底部海水混合，由于不同性质的流体相遇，使循环热卤水的物理化学条件发生了变化，如温度、压力的降低，氧化还原条件的突然变化等，特别是含 Fe^{2+} 比较多，可与热液中的 S 化合成黄铁矿沉淀下来，而黄铁矿对金又有很强的吸附作用，导致了循环热卤水中金络合物分解、沉淀，形成了厚度巨大的贫矿层或矿源层（震旦系 C 组地层）：砂岩、砂砾岩、长石石英砂岩及砂质页岩互层。下部的矿源层形成之后，随着海盆的下降，海侵的扩大继续接受陆源碎屑物的沉积，同生断裂继续向上发育，地下循环热水沿断裂继续上升喷溢于海底形成新的沉积层。随着上升高度的增大，喷溢的热液物质减少，金的含量也随着时代的更新，层位的升高而降低。这一原生沉积作用大致从震旦系开始一直到志留系结束。

（2）改造迁移阶段：本期处于加里东运动晚期。由于加里东运动期的强烈造山运动，南北方向的定向挤压作用，使得前一阶段沉积下来震旦系—志留系地层产生构造变形，并且褶皱发生倒转，形成一倒转背斜[14]。在加里东期大规模的区域变质作用下，加上挤压作用，原震旦系地层多变质为云母石英片岩、石英云母片岩、变粒岩或片麻岩、长石石英岩、石英岩等。又因为强烈的混合岩化作用，使片岩大量混合岩化，片岩与混合岩之间呈过渡关系。混合岩化作用是一种高变质作用，其过程是温度增高很多，使得混合岩的金物质活化，并向低压低温的片岩迁移，在片岩中得到一定程度的富集。与此同时，由于南北定向挤压，在倒转背斜的倒转翼形成了一个东西向的层间滑动断层，即现在的宝鸭塘—坑尾断裂（F_1）在此期间开始初具规模，但延伸不大。

（3）初步富集阶段：本期处于印支—燕山早期。在经历了加里东构造运动及变质作用后，此时的河台金矿区已趋于准平原化，在志留系地层上形成了一个连续的古风化壳，泥盆系地层沉积于其上，并且逐渐沉积一套泥盆系—三叠系的地台盖层，其岩性为碎屑岩和碳酸盐岩。至印支—燕山早期，受南北方向的力偶直剪作用，在河台金矿区形成一个规模较大的韧性剪切带，剪切带在南北力偶直剪作用下，走向为 NEE，并且在剪切带内糜棱岩化，形成糜棱岩带。糜棱岩带晚期，由韧性变形向韧—脆性变形转换，糜棱岩带成为构造的薄弱带，金质再次活

化，从混合岩、片岩中迁移到结构薄弱的糜棱岩带内，金质在糜棱岩带内得到了初步富集，并高于混合岩和片岩中的金含量。同时，东西向的F_1断层也在南北向的力偶直剪作用下，成NEE向，并且继续向下以延深，倾角逐渐变缓，形成一逆断层。海西-印支期构造运动在本区较为强烈，区域变质作用达角闪岩相，基底建造沉积变质岩、混合岩在强烈变质深熔作用在高温高压条件下基底岩石可以产生局部熔融形成富水(富挥发份)的铝硅酸盐熔融体，岩石中的金再次遭受改造活化并迅速往富铝硅酸盐熔体集中形成含金富铝硅酸盐熔浆，并往F1断裂带运移，当它入侵到封闭性较好的构造裂隙则形成变质深熔成因的伟晶岩[50]。据王鹤年(1989)研究，该区花岗伟晶岩与金矿在空间成因上有一定联系。

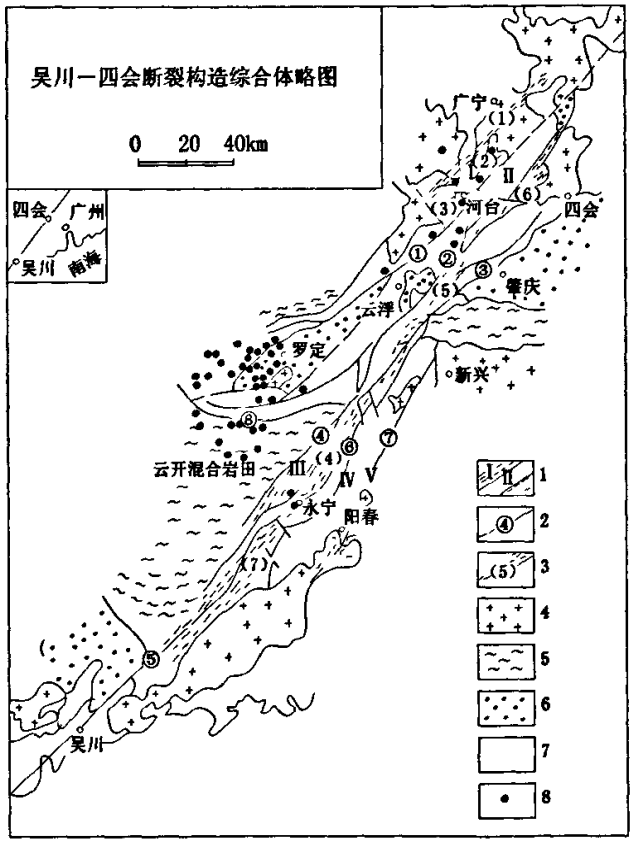
（4）循环聚集阶段：本期处于燕山晚期，为主要成矿期。剪切带发生脆性变形，F_1逆断层继续延深与基底上层面平行接触。由于基底深部有岩浆岩侵位(在矿区东北角的伍村可见燕山晚期的岩体出露；从卫片看，矿区也可见有环形构造，为岩体侵位标志)，深部岩浆热液在高温高压下向上部入侵，热液中含有较多的Cl^-、F^-等离子，溶解、萃取了层位中的金物质，在高温高压条件下金可在硅酸盐熔体中溶解形成AuH_3SiO_4形式存在，当压力温度下降可以在硅酸盐熔体中以自然金形式析出，部分在与熔体分离的液相集中。据矿物中包裹体液相及微量气体分析，液相主要成分为SO_4^{2-}、HCO_3^-及Cl^-，微量气体主要为H_2O、CO_2、H_2及CH_4，因此在流体相金主要呈S^{2-}、Cl^-络合物$AuCl_4^-$、$AuCl_2^-$、$Au(HS)^-$、$Au(HS)_2S^{2-}$、$[Au(HS)_2]^-$、AuCOCl等形式迁移，并且随热液上升，直到志留系—泥盆系之间的不整合面处，由于结合了大气降水、变质水，形成了大气降水+变质水+岩浆水的混合热液，这种热液带着金物质迁移，当温度压力及介质PH条件产生变化时络合物分解形成自然金，富集成矿[50]。此时的糜棱岩带处于脆性变形阶段，为相对薄弱的低温低压区，糜棱岩中有许多张裂隙。F_1断层也处于脆性阶段，热液带着金质络合物运移，经过不整合面向低压区运移，沿着F_1断层迁移、下渗，并沿一定的方向进入糜棱岩带内（从矿体有侧伏现象可知）。一部分热液到达基底面在岩浆热作用下又继续向上运动，如同前述一样，形成了一个热液循环，导致了金物质逐渐进入糜棱岩带内，并且大量的富集起来，由于地层中含有较多的硫化物等还原剂，对金的沉积很有作用。

综上所述：河台金矿床的定位受到韧性剪切带等构造因素的控制；初始成矿物质来源包括沉积地层、古陆基底、地壳深部，最终主要来源于震旦系C组的地层；区域的构造变质作用和动力变质作用、混合岩化作用使本区震旦-志留系变质岩中的金经历长期改造活化迁移，在变质流体中富集，沿断裂带运移形成含金石英脉或糜棱岩型金矿；成矿流体来源既有变质水、大气降水，又有岩浆水；矿床类型属于韧性剪切带中的热动力变质+热液循环富集的金矿床[34]。

第四章　控矿构造

4.1 矿区构造形迹

在构造部位上，河台金矿区处在广宁－罗定北东东向断裂带与吴川－四会北东东向断裂带的交汇处，而主要处在广宁－罗定断裂带上(图 4-1)。该断裂带为一断裂变质带，所以又称为“广宁－罗定断裂变质带”。断裂变质带由前泥盆纪－云开群和寒武－奥陶系变质岩、交代－重熔作用形成的混合岩和混合岩化花岗岩杂岩体以及一组北东东向动力变质带和韧性剪切带组成，其中韧性剪切带对金矿的生成、演化起了重要作用[1,60]。



1.构造单元及编号（I.宋桂断裂带，II.罗定断裂带，III.吴川－四会断裂带，IV.阳春断块，V.阳春－新兴断裂带）；2.大断层（①.宋桂，②.茶洞，③.安塘，④.三屋排，⑤.吴川，⑥.石碌，⑦.城桐，⑧.黄子）；3.韧性剪切带（(1).江屯，(2).石洞，(3).河台，(4)大王山，(5).大实）；4.花岗岩；5.混合岩；6.中新生界；7.震旦系及古生界；8.金矿点

图 4-1　吴川－四会构造综合体略图（据何绍勋等）

从卫片解译来看（ETM 片，资料来源于美国陆地卫星 Landsat-TETM，摄相时间 1999 年 12 月 14 日，图像处理面积 1000 平方千米，比例尺 1:5 万，地质信息提取图片 1:10 万），图 4-2，对矿区地面构造和隐伏构造有如下认识：

1. 矿区内存在多个环形构造，环形构造位于矿区的中部，沿北东方向展布，环形构造的具体位置是：过洫、尚台、桃仔山、双富坑、社播，其中双中坑、社播环形构造可能由地貌所致，其余三个环形构造可能为隐伏的热隆起[14]。这三

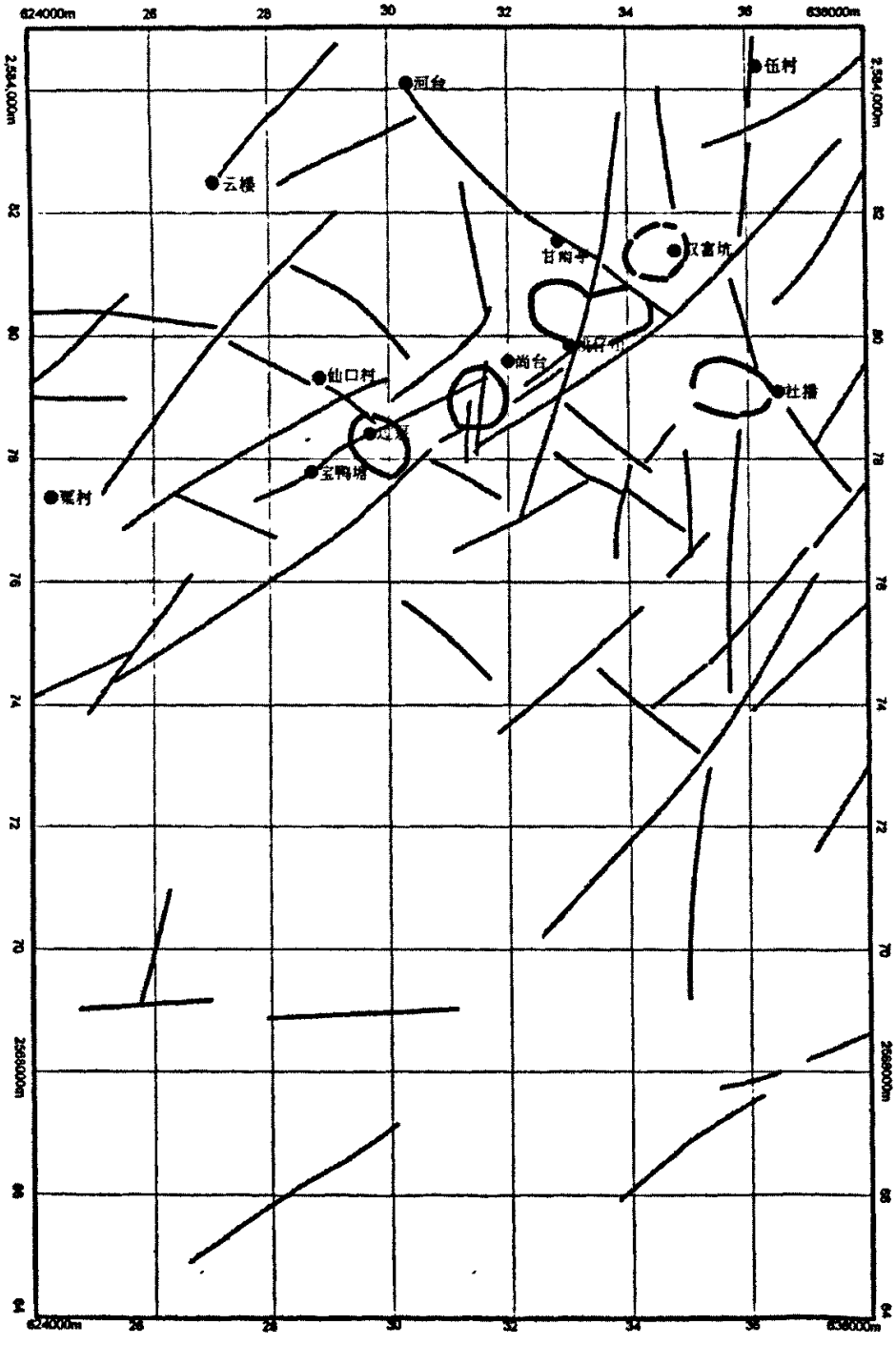


图 4-2 河台金矿矿区遥感构造解译图(中南大学地质所解译)

个环形构造均位于F_1大断裂的上盘，大致等距离分布。

2.F_1断裂在遥感影像图上十分清晰，总体上呈北东走向，在河台矿区呈北东东向，该断裂被北北东向和北西向断层错断，水平错开距离不大，形成时代晚于

南北向断裂(伍村—社播断裂)。

3.矿区内存在一组北西向断层，断层规模不大，多被北东向断层切割，形成时代早于北东向断裂。

4.在矿区外围，隐约存在东西向构造，这些构造有的为断裂，有的可能为褶皱，在十万分之一影像信息提取图上，可见到不同时代的地层呈不同色调，地层走向呈东西向。

5.在卫片解译图上，北东向断裂占主导，说明这组构造形成时代较晚，遭受其他构造破坏不明显。

6.卫片资料显示，河台韧性剪切带往南西方向延至京村，剪切带的北部边界位于京村南侧，再往南西，韧性剪切带的图像变得模糊，出现红色的色调。又从影像信息提取图上，F_1断裂从京村南侧经过，这就是说，在京村一带，韧性剪切带已位于 F_1断裂的南侧，如果 F_1断裂产状没有发生变化的话，韧性剪切带已位于 F_1断裂的下盘。

在河台矿区内，地台、地洼构造层均已被剥蚀，露出地表的为地槽构造层，主构造线方向为北东东向。在地槽构造层中，可见的构造形迹主要有褶皱、断裂、韧性剪切带、糜棱岩带、节理等。

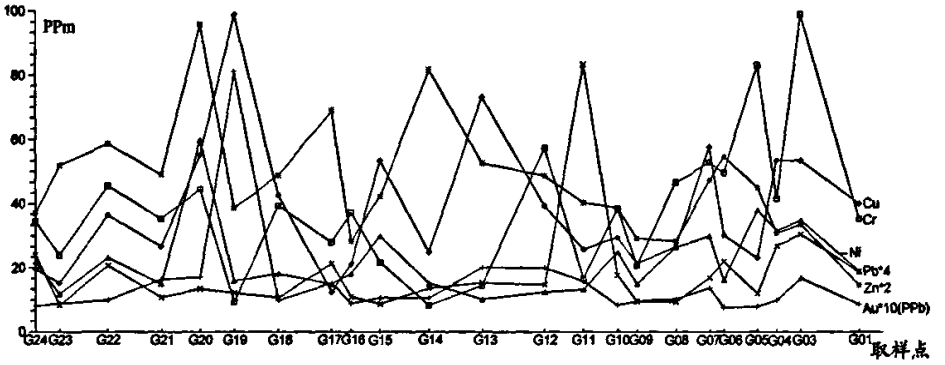
4.2 褶皱

4.2.1 褶皱的基本特征

关于褶皱，一般认为在矿区内存在一个北东东向的倒转褶皱。据广东地矿局719地质大队资料[20, 21]，该褶皱为一倒转复式背斜，由两个次级倒转背斜和一个倒转向斜组成，自北向南依次为葫芦坑—长坑倒转背斜，一斤—两新屋莨倒转向斜，太平顶—白之洞倒转背斜。由于褶皱地层为深变质岩，原岩的层理和原生构造难以恢复，该复式背斜是根据变质岩组合分布特征推测出来的。

4.2.2 褶皱存在的证据

为了证实复背斜的存在，从宏观上和微观上都作过分析，宏观方面，在矿区观测三条横穿矿区的化探剖面，从岩性上看，矿区北矿带和南矿带岩性极为相似，主要为泥质成分较高的片岩类，相当于背斜的两翼，中矿带岩性以含石英成分较高的片岩为主，肉眼观察岩石颗粒显得较粗，显微镜下长石、石英颗粒大小较均



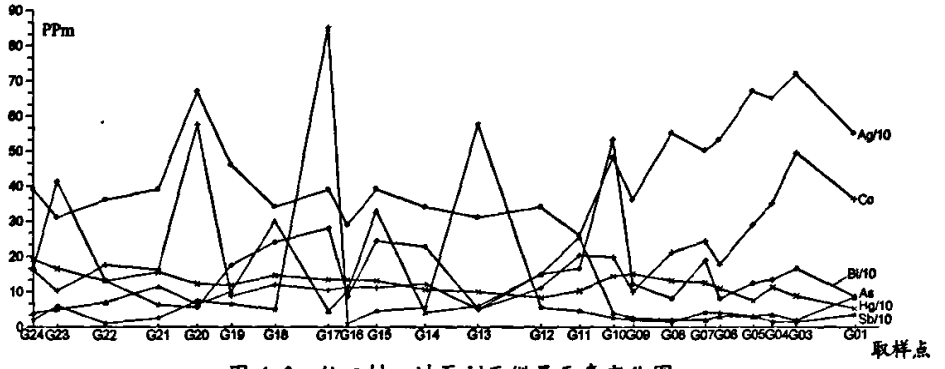
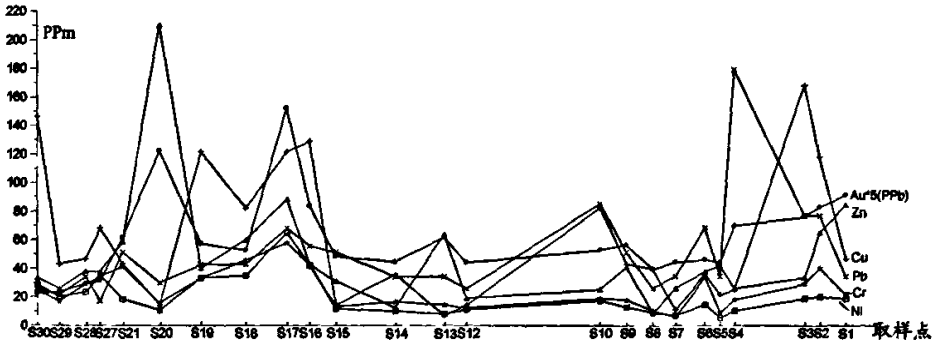


图 4-3　仙口村—过泵剖面微量元素变化图

上图：Au、Cu、Pb、Zn、Ni、Cr　下图：Ag、Co、Bi、As、Hg、Sb



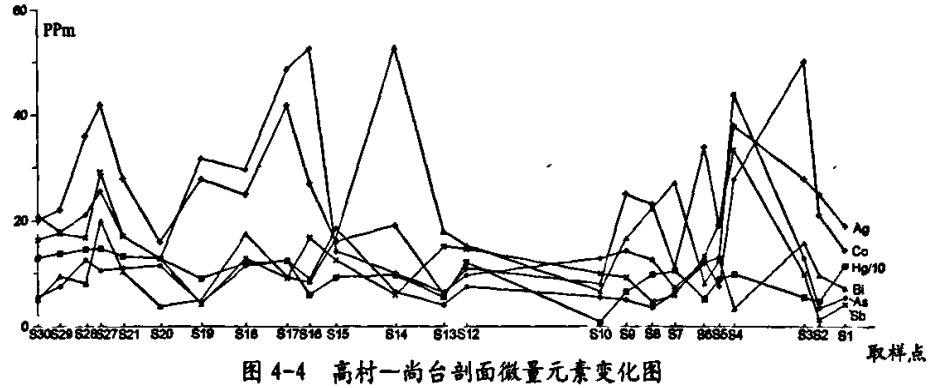


图 4-4　高村—尚台剖面微量元素变化图

上图：Au、Cu、Pb、Zn、Ni、Cr　下图：Ag、Co、Bi、As、Hg、Sb

匀（照片 18），片理构造不十分发育，相当于背斜的核部地层。从矿区地质简图

（见图 3-1）也可以很明显地看出，在北矿带，自西向东存在着云西矿床、高村矿床、后迳矿床等，在南矿带，自西向东存在着宝鸭塘矿床、太平顶矿床、尚台矿床、坑尾矿床等。由于南矿带处于倒转背斜的倒转翼，更接近断裂带，埋深更大，在浅部尚未发现大型矿床，只有零星的民采，但不排除深部存在大型矿床的可能性[35,14]。而中矿带由于地层不同，露出地表的大部分为混合岩，含矿性也非常的差。在微观方面，课题组作过微量元素和稀土元素分析[14, 51]。

（1） 微量元素分析

在矿区内选区三条横穿矿区的长剖面进行系统的化学取样，分析元素除 Au、Ag、Cu 外，还分析了微量元素 Ni、Co、Cr、As、Sb、Hg、Pb、Zn、Bi。这三条剖面分析后，发现其南矿带和北矿带 Au、Ag、Cu 含量高，深源元素 Ni、Co、Cr 含量也高，而中矿带这些元素的含量明显低于南、北两矿带（图 4-3、4-4），表明南北矿带地层层位具有对应性。

表 4-1 河台金矿床稀土元素分析结果

样号	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	总量
X_6	49.84	82.74	11.54	46.98	7.46	1.34	5.52	0.84	4.76	1.02	2.89	0.48	2.97	0.43	242.99
X_9	33.58	62.29	7.73	26.78	5.14	0.73	4.47	0.71	4.11	0.84	2.32	0.38	2.40	0.35	172.99
X_{10}	16.65	33.16	4.06	14.89	3.15	0.77	2.94	0.44	2.54	0.48	1.41	0.22	1.51	0.22	93.42
X_{11}	84.22	144.8	19.09	70.89	11.07	1.37	7.42	0.99	4.51	0.82	2.18	0.33	2.12	0.32	366.81
X_{12}	32.25	57.92	7.72	29.61	5.92	1.06	5.24	0.81	4.85	0.93	2.47	0.38	2.26	0.33	174.88
X_{13}	30.90	60.06	7.17	26.01	5.04	0.89	4.62	0.73	4.23	0.91	2.62	0.41	2.72	0.39	169.64
X_{14}	10.32	17.98	2.34	9.15	1.81	0.42	2.10	0.34	1.96	0.42	1.13	0.17	1.14	0.16	60.15
X_{15}	45.02	79.54	10.03	36.90	6.44	1.20	5.42	0.81	4.62	0.96	2.69	0.44	2.77	0.41	218.42

湖北地质中心实验室测试，2003

表 4-2 河台金矿稀土元素特征参数

点号	X_8	X_9	X_{10}	X_{11}	X_{12}	X_{13}	X_{14}	X_{15}
$\sum REE$	242.99	172.99	93.43	366.81	174.87	169.93	60.14	218.43
$\sum LREE$	199.90	136.45	72.68	331.53	134.48	130.07	42.02	178.13
$\sum HREE$	43.09	36.54	20.75	35.30	40.39	39.86	18.12	40.30
$\sum L/\sum H$	4.64	3.73	3.50	9.39	3.33	3.26	3.32	4.42
δEu	0.21	0.15	0.25	0.15	0.19	0.18	0.22	0.20
Eu/Sm	0.18	0.14	0.24	0.12	0.18	0.18	0.23	0.19
Sm/Nd	0.16	0.19	0.21	0.16	0.20	0.19	0.20	0.18

（2）稀土元素分析

一般认为，在变质及矿物转化作用过程中，稀土元素的地球化学行为变化是极小的[61, 62]。但是在韧性剪切过程中广泛存在大量流体的参与，由于这种流体作用的存在势必会有元素的带入带出发生，这就造成了稀土元素含量的相对变异，大量的数据资料显示[61-66]，剪切带内岩石变形前后的稀土元素含量存在一定的变化。而稀土元素的这种变异，对于了解韧性剪切作用过程中稀土元素的地球化学行为，乃至用这种变异来示踪糜棱岩的成岩、成矿作用，都有重要的指示意义[53]。

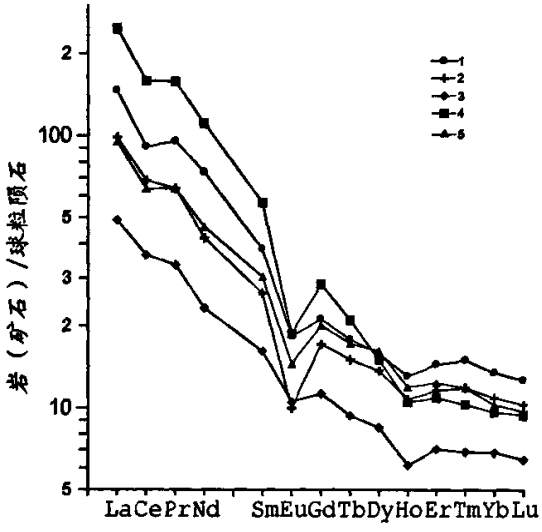


图 4-5　仙口村-过渡剖面稀土元素配分模式图

1-X_6; 2-X_9; 3-X_{10}; 4-X_{11}; 5-X_{12}

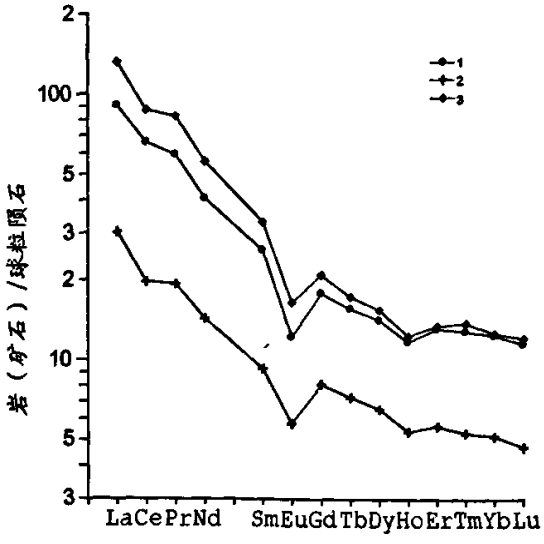


图 4-6　高村－尚台剖面稀土元素配分模式图

1-X_{13}; 2-X_{14}; 3-X_{15}

在河台矿区仙口村－过涎、高村－尚台剖面上，进行稀土元素分析取样，取样点分布在各剖面上的南北矿带和中矿带，其中仙口村－过涎剖面取样点为 X_8、X_9、X_{10}、X_{11}、X_{12}，高村－尚台剖面取样点为 X_{13}、X_{14}、X_{15}。分析元素有：La、Ce、Pr、Nd、Sm、Eu、Gd、Tb、Dy、Ho、Er、Tm、Yb，分析结果见表 4-1，根据分析结果求得稀土元素特征参数见表 4-2，稀土元素配分模式图，图 4-5、4-6。

从稀土元素特征参数分析，X_8 点采于 F_1 断层南侧奥陶系地层，其特征参数与其它点不一样，在仙口村－过涎剖面，X_9 和 X_{12} 点分别采于南矿带和北矿带。两者特征参数近于一致，说明两点所在地层是一个层位，X_{10} 和 X_{11} 点采于中矿带，其特征参数与 X_9、X_{12} 点区别很大，其中 X_{10} 点采于混合岩中的糜棱岩。由此可以判断南北矿带层位与中矿带是不一致的。在高村-尚台剖面，X_{13} 点和 X_{15} 点分别采自南矿带和北矿带。两者特征参数相似，属于同一层位，X_{14} 点采自中矿带，特征参数与 X_{13} 点和 X_{15} 点大不相同，也可以说明所在层位不同。

4.3 断裂

4.3.1 区内断裂分布特征

从区域地质图上可以看出，本区脆性断裂不甚发育，断层形成基本上比较有规律，按照其走向分为以下三组。

1．北东东向断层：以 F_1 断裂为代表，该断裂属罗定—广宁断裂的北东段，在矿区命名为宝鸭塘—坑尾断裂。断裂由破碎带组成，出露宽 3-5m，最厚处可达 10m。断裂走向 65°，倾向北西，倾角 55-70° 不等，最终表现为正平移逆断层性质。断裂在深部有较厚的构造角砾岩，具褐铁矿化、硅化，局部见角砾岩，有黄铁矿化，金含量达 2g/t。推测该断裂具多次活动，早期为压性逆断层，后具张性，成为矿区导矿构造，在成矿后，又表现为正平移断层。该组断层除 F_1 断裂外，还有一些规模较小的断层，它们常产于矿体的顶板或底板，大多向北西倾斜，沿走向延伸数十米至百余米，其性质以正－平移断层为主。

矿床西部 71 线附近的 F_{21}，走向北东 30°，倾向北西，倾角 70°-78°，控制长度 284m，延深大于 158m，断层宽度 2-7m，由构造糜砾岩、角砾岩、角砾状混合岩，压碎状千糜岩等组成。该断层将 9 号糜棱岩带切断，其北西盘上升，属压扭性高角度逆冲断层，两盘升降相对位移量不明。

2．南北向断层：矿区比较少见，规模较大的为 F_2 断层（毕陇—福洞断裂），在矿区，北起银村、南至云坑，走向长 300m，断层将 F_1 断裂、震旦系 C 组地层

及粤陶系中上统地层错开，东盘南移，水平错距 400m。该断层向东倾斜，倾角较陡，以断裂带的形式出现，断裂带宽数米至数十米，由碎裂硅化岩组成。此外，在高村矿床 160m 中段 0 线沿脉巷道，见有一南北向断层，断层产状 80∠50°，上盘为混合岩化片言，下盘为片言，底板断面平整，有擦痕和断层泥，断层为一断裂带，带厚 2-3m，内有网脉状方解石，方解石厚大处达 30cm，结晶颗粒较粗，见有围岩角砾位于方解石脉中，围岩角砾棱角清楚，大小不等，似张性断层角砾。从断层带内部结构分析，该断层至少有过三次活动。早期为压性、后表现为张性，最晚一次以平移为主，据断面擦痕和阶步判断示下盘向北位移。

3．北西向断层：在矿区比较发育，规模较大的为 F_3 断层，形成时代较晚，切割了 F_2 断层、震旦系 C 组地层以及侏罗纪侵位的花岗岩体，断层具平移性质，南西盘向北西移动。另有中等规模的北西向断层，如 F_{12}、F_{13}，均切割糜棱岩带，断层中未见有矿化。

4.3.2 控矿断层

（1）宝鸭塘—坑尾断裂（F_1）

为区域性大断裂北东段，在矿区内沿走向延伸 8km，断裂产状较陡，往深部逐渐变缓，见图 4-7，从区域构造演化分析，该断裂在加里东期就具规模，为一产在背斜倒转翼，由层间滑动演化而成的逆断层，到晚古生代，断层被地台盖层所掩盖，成为隐断裂。印支运动期间，断裂再次活动，表现为张裂带，并穿切到上覆地台盖层，燕山早期，区域受左形直剪作用，断裂表现为压扭性，并具平移性质，到燕山晚期，断裂性质发生变化，表现为张扭性，成为矿区主要的导矿构造。

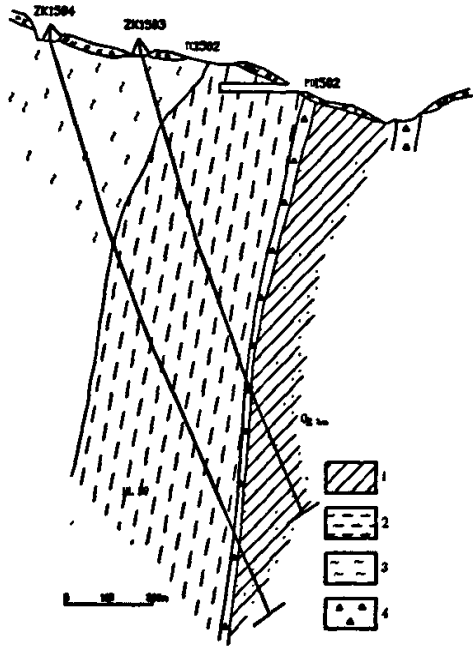


图 4-7　尚台 15 线剖面 Z^c 与 O_{2+3} 呈断层接触
1-奥陶系中上统三尖群；2-糜棱岩带（ML-39）；
3-震旦系 C 组混合岩化片岩；4-断层角砾岩

（2）脆性断裂

糜棱岩带形成后，在右行直剪作用下，沿糜棱岩带产生脆性变形，形成以张为主，兼有扭性的脆性断裂，

断裂产状与糜棱岩带产状近于一致，在部分地段糜棱岩带中，出现数条平行但不一定并列、规模大小不等的脆性断裂，这些断裂即成为金的赋矿空间。由于成矿热液的充填、交代、改造作用，脆性断裂已失去原貌，其中的充填物和围岩大多无明显的界线，可从矿体的厚度变化判断出，当时的脆性断裂沿走向和倾向裂开的宽度变化是较大的，部分地段断裂具分支、复合现象。

就一个矿体来说，具有破坏性的成矿后构造主要是错距不大的小断层，以高村矿床 240 米中段（8-31 线）为例，此范围经系统揭露有明显错位或有破裂面的横向，断层 8 条，走向断层 5 条，断层面有方解石脉或石英脉充填，形成断层角砾岩，个别有铅锌矿化，断距均小于 3m，破碎带或角砾岩的宽度小于 0.5m。横向断层产状以走向 120°，倾向北东，陡倾为主，属平推正断层。走向断层除部分有角砾岩外，大部分为平整的滑动面，面上有滑痕和刻槽等滑动痕迹，滑动面的产状与剪切带糜棱面理（Sc）一致，但它比糜棱面理平整且滑距不大，显然是沿剪切带晚期继承性活动的结果。

(3) 碎裂（岩）带

9 号糜棱岩带顶底板附近出现碎裂岩带，碎裂岩呈带状或透镜体状，总体产状与糜棱岩带 Sc 面理基本一致，并显示右行侧列的规律。碎裂岩宽 0.1-0.2m，最宽 1.3m，长度 40-100m，最长 500m，原岩为糜棱岩，边部有平直的界面，有炭化、碳酸盐化、薄膜状黄铁矿化。碎裂岩带平行矿体产出，对矿体的连续性无明显的影响[20]。

4.4 韧性剪切带

河台金矿区范围属河台韧性剪切带的一部分，该剪切带长 10Km，宽 4.5Km，带内面理十分发育，大面积出露混合片麻岩。韧性剪切带具有压力影、眼球状等构造，在剪切带中，褶皱较为发育，为右型剪切作用下形成。

4.4.1 剪切带类型及其主要标志

剪切带是指地壳狭窄的边界近于平行的高应变带。其分布相当广泛，规模大小不一，大至板块构造的边界，小至单矿物晶体内部位错均有表现，它与挤压拉伸作用一样，也是地壳主要变形方式之一，且与金矿物关系密切[67-70]。

根据目前我国已发现的韧性剪切带，大致可以分为以下四类[71, 72]，具有以下特点：

（1）韧性剪切带：①处于地壳深层，构造具有明显的塑性变形，常发育流褶皱，鞘褶皱等；②没有明显的不连续面或主断层面；③表现为糜棱岩带，广泛发育超糜棱岩、糜棱岩、初糜棱岩等构造岩，与围岩渐变，而无明显界线；④有明显的剪切位移；⑤剪切带内岩石、矿物分异分带现象明显，剪切带表现明显的带状特征，带内元素有带出、带入，致使矿物、元素呈现明显规律性变化；⑥金矿化以蚀变糜棱岩型为主。

（2）脆-韧性剪切带：①处于地壳中深层，构造表现为以韧性变形为主，兼具脆性变形；②常发生在不同岩性的界面附近，总体看断层面不明显；③韧性变形明显，带内可见到不对称褶皱和柔褶皱；④有剪切位移或牵引现象，但其强度远不及韧性剪切带；⑤发育糜棱岩带，从糜棱岩带-糜棱岩化岩石-围岩，岩石、矿物成分也发生规律性的变化；⑥明显表现出以韧性变形为主，叠加了脆性变形的特点，致使矿化除有蚀变糜棱岩型以外，还有破碎蚀变岩型或石英脉型金矿。

（3）韧-脆性剪切带：①表现以脆性变形为主，兼具韧性变形或局部有韧性变形；②可见到破碎带、碎裂带；③有时可见到不甚强烈的糜棱岩带或糜棱岩化带；④剪切带位移不明显；⑤破碎带、碎裂带与围岩界线清楚，蚀变分带明显；⑥矿化以破碎蚀变岩型为主，有时候可以见到石英脉型。

（4）脆性剪切带：①处于地壳浅层主要表现为脆性变形，断面或不连续面比较清楚；②带内破碎、碎裂甚至角砾岩比较明显；③破碎带、碎裂带或断层带与围岩界线清楚；④脆性剪切带两侧围岩未经受明显的应变和位移；⑤矿化主要表现为石英脉型或者破碎蚀变岩型。

上述四类韧性剪切带的主要特征如表 4-3。

严格地说，上述四类韧性剪切带和脆性剪切带是最基本的类型，介于两者之

表4-3　剪切带的主要类型及特征

剪切带类型	剪切带形成深度	温度（℃）	压力（Mpa）	剪切变形主要特征	金矿化主要特征	矿床实例
韧性剪切带	地壳深部	＞500	＞500	韧性变形，糜棱岩等，具有鞘褶皱	蚀变糜棱岩型金矿为主	河台、排山楼、焦家等
脆-韧性剪切带	地壳较深部	450-550	350-500	韧性变形为主，局部有脆性变形	蚀变糜棱岩，破碎蚀变岩，石英脉金矿	二甲、金厂峪、金山等
韧-脆性剪切带	地壳次浅部	200-450	150-400	脆性变形为主，局部有韧性变形	以破碎蚀变岩金矿为主及石英脉型金矿	上官、文峪等
脆性剪切带	地壳浅部	＜250	150	脆性变形，即“断层”	以石英脉型金矿为主破碎蚀变型金矿	玲珑

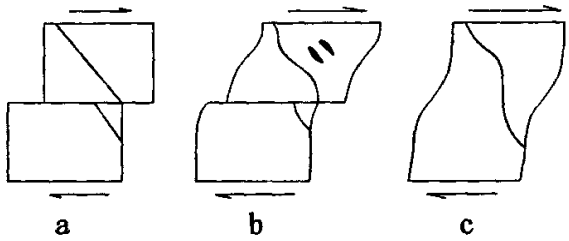
间的过渡类型是脆－韧性和韧－脆性剪切带。实际上，以上四类剪切带在时间、空间和成因上是互相关联、相互过渡而无明显截然界线，这些构造形迹往往是地壳变形发展演化不同阶段的表现形式。

另外，Romsay[69, 70]根据不同构造层次及不同变形域的剪切带特点将剪切带划分为三种基本类型，见图 4-8。

1. 脆性剪切带-断层：其特点是沿剪切作用带发育一个或几个分割性的不连续面，并可以造成岩石的破碎形成角砾岩或碎裂岩。

2. 脆-韧性剪切带：这是一种过渡型的剪切带，它可以发育分割性的不连续面-段层面，也可以出现或缺少不连续面，它发生于地壳上部比较宽的深度范围内，从表层到浅层构造层次都可能出现，属脆-韧性过渡变形域。卢焕章（1997）[73]认为它以发育构造片岩类为特征，岩石劈理、破劈理发育。

3. 韧性剪切带：不发育不连续性的断裂面，剪切带与围岩无明显的界线，发育以典型糜棱岩为主的岩石组合。



a. 脆性剪切　b. 脆-韧性剪切　c. 韧性剪切

图 4-8　剪切带类型的划分（据 Romsay，1980）

河台金矿矿区所处剪切带类型为韧性剪切带，依据如下：①河台剪切带形成时处于地壳深层，构造具有明显的塑性变形，常发育流褶皱，S-C 面理等；②没有明显的不连续面或主断层面；③表现为糜棱岩带，在剪切带内广泛发育超糜棱岩、糜棱岩、初糜棱岩等构造岩，与围岩渐变，而无明显界线；④剪切带内有明显的剪切位移；⑤剪切带内岩石、矿物分异分带现象明显，剪切带为北东东向带状展布，带内元素有明显的带出、带入，矿物、元素呈现有规律性变化；⑥金矿化以蚀变糜棱岩型为主，浅部发育较多的富硫化物硅化岩型矿石。

4.4.2 含金剪切带型金矿成矿理论

目前，在全球性的找金热潮中，含金剪切带成矿理论研究日益深化。20 世纪 80 年代，以 M. 博纳梅宗[11, 74-78]为代表的一批学者，从加拿大、法国、澳大利亚、南非等数百个金矿入手，对含金剪切带型金矿的地质含义、形成发育序次、地球化学标志、构造组构特征、成矿机理、成矿模式等进行了系统研究，发现在前寒武纪地盾区绿岩带中的许多脉状和浸染状金矿以及其它在老基底中的一些脉状金矿，都与剪切带有关。这些金矿中的大多数产于韧性剪切带中部变形最强烈的糜棱岩中，且其产状和形态变化与韧性剪切带的构造特征密切相关，进而首

次提出了韧性剪切带成矿理论，并且把与韧性剪切带相关的脉状金矿和似层状浸染型金矿称为含金剪切带型金矿。经 M.博纳梅宗等的开创性工作之后，80 年代中叶至 90 年代初，国际上及国内都掀起了含金剪切带型金矿的研究和找矿热潮[71]。

M.博纳梅宗所谓的含金剪切带是指一种成矿和控矿的韧性和脆-韧性剪切构造体系，它表现为一套已片理化和糜棱岩化，并且经受了叠加热液蚀变的含有工业金矿体的岩石组合，空间上多位于狭长且长期活动的地壳薄弱带，一般呈线状分布[11]。而含金剪切带型金矿则是指受这类剪切带构造控制，成矿作用与韧性剪切带的发生、发展有成因联系的金矿床。

在含金剪切带型金矿的成矿过程中，金的成矿作用与渐进变形作用是同步进行的，而蚀变作用与金的成矿作用又是同一地质事件中的两个方面，金矿明显受韧性剪切带的控制，同时又受韧性剪切带再活动的改造。剪切带变形作用不仅致使富含 SiO_2 的岩石强烈破碎和糜棱岩化，同时形成多孔隙晶洞的微糖粒状石英，而且使剪切带内的物质成分强烈蚀变，形成一些易于捕获金的岩相；在这一过程中，剪切变形作用也使剪切带内的物质成分重新调整，产生新的矿物，并使其中分散的金活化迁移，在有利的成矿岩相内富集成矿。

韧性剪切成矿理论认为含金剪切带型金矿的形成大都是多期多阶段的，其矿化过程一般经历了以下几个过程[11]：①原始含金建造经区域变质作用或混合岩化作用，使金在变质岩中初步富集；②在主要韧性变形阶段由于动力变质作用形成的含金热液沿应力梯度迁移至有利部位形成含金糜棱岩；③韧-脆性变形阶段在含金热液的反复作用下形成蚀变糜棱岩型金矿和早期含金石英脉；④晚期脆性变形阶段，叠加热液改造形成晚期含金石英脉。同时韧性剪切带成矿理论认为，含金剪切带型金矿也是多成因的，多种地质作用造成的多种成矿热液的共同参与、多种成矿作用的叠加改造、成矿物质的多源性和成矿作用的长期性、多阶段性是形成含金剪切带型金矿的根本原因。

4.4.3 含金剪切带型金矿的地质特征

综合国内的一些经典含金剪切带型金矿，如胶东玲珑金矿、焦家金矿、海南抱板金矿、二甲金矿、江西金山金矿以及小秦岭金矿等[79-85]，该类金矿的分布和矿床特征如下：

（1）与剪切带有关的金矿床主要分布在地壳的活动带或活化板块区，位于区域性推覆构造带和深大断裂的边缘及其交会处。

（2）多期改造叠加的复合剪切带有利于形成含金剪切带型金矿，金矿在剪

切带中的产出部分大致分为两种：一是赋存在区域性构造的低级别的韧-脆性构造过渡带中；二是产于区域性大型剪切带的核部。

（3）从矿床类型看，与剪切带有关的金矿床主要有两种类型。第一种类型以含金石英脉型为主，包括含金硫化物石英脉型、含金钠长石石英脉型、含金黄铁矿石英脉型。第二种类型以蚀变岩型为主，其矿石主要有含金硫化物硅化岩、含金硫化物硅化千糜岩、硅化糜棱岩。

（4）从成矿热液性质来看，大多数与剪切带有关的金矿床仍属于目前金矿工作者普遍接受的变质热液、变质-混合热液、岩浆热液和火山热液成因，但在主成矿期，成矿热液的活动一般直接受地壳深部剪切作用的影响。

（5）从主成矿期的成矿时代与剪切带形成时代关系来看，与剪切带有关的金矿床可分为同剪切期金矿和剪切期后金矿两类。同剪切期金矿，其主成矿时代与容矿的区域韧性剪切带的形成时代相同。而剪切期后金矿，虽然也发育于韧性剪切带中，但其成矿时代明显晚于容矿的区域韧性剪切带的形成时代。

（6）几乎所有的含金剪切带型金矿的围岩蚀变都基本相同，常见的蚀变有硅化、钾化、绢云母化、绿泥石化、黄铁矿化和碳酸盐化等。就是说，与剪切带有关的金矿床和非剪切带型金矿床的围岩蚀变也基本相同。

4.4.4 含金韧性剪切带的主要构造要素与特征

4.4.4.1 主要构造要素

河台的含金韧性剪切带是发育良好、十分典型的深层韧性剪切带，其主要构造特征如下[1, 43]。

1.面理：共发育四种，即S、C、ecc_1和ecc_2（Platt，1984）。

S面理很发育，表现形式与成因多样，如先存面理的改造，透镜体和斑晶的旋转与压扁、构造化学（如压溶、水裂、构造变质分异与分凝等）形成的成分层劈理以及小褶皱轴面等，图4-9。S面理产状在含金剪切带内呈反“S”形变化。

C面理也十分发育，主要形式有：分割性滑动面、S面理的拖尾、不对称构造的旋尾以及成分层劈理等。C面理的形成就是矿物显微构造的发育过程，是为了减少岩石滑动的阻力。当C面理很发育时，可形成一定宽度的带，我们称其为“C”带。同样也可以形成“S”带，S带常被C面理所夹持，构成小剪切带（见图4-9）。S带和C带发育，说明韧性剪切变形强度大，特别是构造化学作用强烈。

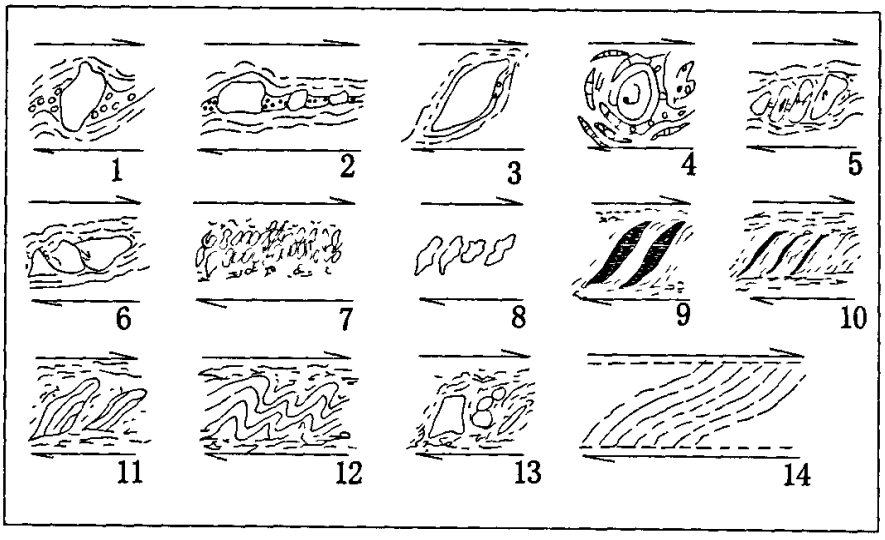
ecc_1和ecc_2面理只局部发育，为斜切S-C面理的折劈理。

2.褶皱与膝折：未见发育完好的鞘褶皱，只发育不连续的小褶皱。有时被C

面理限制而成，不对称小褶皱带(见图 4-9，照片 19)，称为“剪切带内褶皱”。膝折构造以 S－C 面理为变形面，说明形成较晚，多为左旋单列式，外旋角很大，反映韧性变形强。

3. 不对称构造：发育好，类型多。主要有不对称眼球状构造（照片 20）和压力影等碎斑系以及不对称透镜体及云母鱼（照片 19，照片 21）等等。碎斑系中 δ 型和 σ 型都很发育，但以前者为主，反映斑晶旋转量很大。

4. 带状石英：为微观构造，单晶带状石英轴比达 5：1～20：1，是一种强塑性拉长现象。



1. 不对称压力影尾端指向，2. 不对称"压力影群"尾端指向，3. 不对称旋转眼球状构造尾端指向，4. 旋转斑晶旋向，5. 长石斑晶异名剪切的逆指向，6. 长石斑晶同名剪切的顺指向，7. 云母斑晶异名剪切的逆指向，8. 云母斑晶同名剪切的顺指向，9. 旋转石英透镜体的旋尾指向，10. 成分层构成的劈理与Sc的锐夹角指向，11. 不对称"云母鱼"与Sc锐夹角指向，12. 剪切褶皱轴面、与Sc的锐夹角指向，13. 长石残斑扁平面与Sc锐夹角指向，14. Sc面理在剪切带内呈"反"S形展布

图 4-9 河台金矿床韧性剪切带剪切动向判别标注（据段嘉瑞等，1988）

5. 多晶石英条带：为微观构造，它由石英晶体组成单列竹节状或排成条带状，其特点是石英较粗大，呈多边形，集合体有三联点，波状消光等且粒内应变不明显，像一条石英脉，但其 C 轴组构与周围动态重结晶石英是一致的，显然它不是脉。目前，对多晶石英条带的研究还不深，段嘉瑞等人（1992）[44, 54]认为当剪切带的应力解除后，动态重结晶石英仍处于高能状态，在一定温、压条件下将向增大晶体粒度转化以降低其表面能，这就是静态恢复过程。在晶体生长中，由于未改变动态重结晶的晶格方位，从而保留其 C 组构。并且，晶体生长受了原动态重结晶石英带控制及异质矿物(如绢云母等)的阻挡，因而长成条带状。多晶石英

条带是“变余糜棱岩”的重要标志。

6. 破裂构造：不发育，在长石和电气石中较多，裂隙一般只限制在晶界内(见图 4-9)。

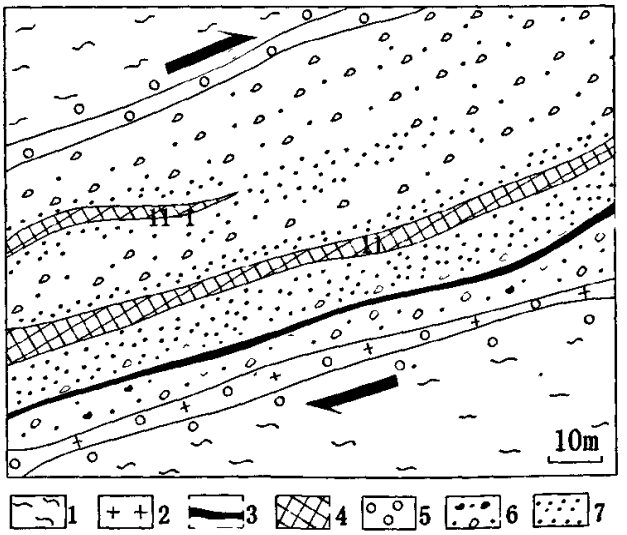
4.4.4.2 显微构造

含金韧性剪切带的显微构造非常发育，且很典型，反映粒内应变强烈。主要类型有波状、扫描状、点块状消光、变形带、变形纹、毕姆纹、机械双晶、解理及双晶面扭折、亚晶、动态重结晶及核幔构造等等。从初糜棱岩到超糜棱岩，上述构造有变少的趋势。其中核幔构造有眼球形和长条形两种，分别为动态重结晶沿晶体边界及粒内高应变面进行而成。另外还可划分出“同质核幔”和“异质核幔”，后者是长石残核被细粒石英与绢云母等幔部包围，其成因除动态重结晶外，还有长石的分解[54]。

4.4.4.3 含金韧性剪切带的断层岩

断层岩以糜棱岩系列为主，另有少量构造熔岩(假玄武玻璃)。糜棱岩发育种类齐全，有糜棱化构造片（麻）岩一混合岩，初糜棱岩，糜棱岩，超糜棱岩。在数量上糜棱岩最多，空间上呈以超糜棱岩为中心的对称分带，图 4-10。糜棱岩的矿物与化学组分随剪应变强度而规律性变化(段嘉瑞，1992)[44]。糜棱岩粒径为 0.01～0.08mm。

构造熔岩(假玄武玻璃)，在河台，较大的含金韧性剪切带内都有构造熔岩，呈脉状产于糜棱岩中，产状与 C 面理平行，宽 5～15mm，最长达 80m，也有<1mm 的细脉。在高倍镜下，由尖棱角状的碎斑和隐晶质两部分组成，无定向性，但具分带性。透射电镜观察证实存在玻质，玻质的衍射图象成散射环，在晶、玻界面上散射环与晶体衍射



1. 混合岩化云母片岩；2. 花岗质脉；3. 假熔岩；4. 金矿体；5. 初糜棱岩；6. 糜棱岩；7. 超糜棱岩；箭头表示剪切指向

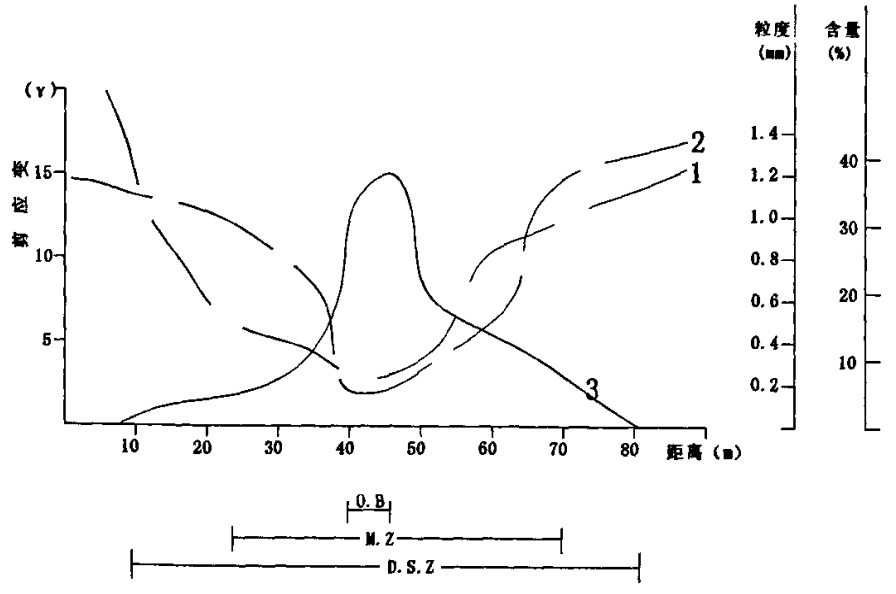
图 4-10 韧性剪切带内糜棱岩的对称性分带及其与金矿的关系（高村素描）

图并存，玻质和晶质界面清晰，形态较平直或不规则。玻质微区能谱分析显示高Si而无K、Na，表明为石英重熔。构造熔岩是由于沿个别剪切面突然快速滑动，产生剪切热导致局部熔融而成[44]。

4.4.5 控矿韧性剪切带与金矿化的关系

河台金矿床韧性剪切带对金矿床的控制作用十分明显，金矿化分布主要在韧性剪切带内，矿体产状与含金韧性剪切带相同，如9号主矿体赋存在9号韧性剪切带的中部或下部，9-1号矿体赋存在9号含金韧性剪切带的上部，且产状与含金韧性剪切带一致。矿体形态在一定程度上受Sc面理和Ss面理的控制。

矿化强度与剪切应变强度相关，一般地说几乎整个韧性剪切带内有强弱不一的金矿化，但是矿体分布在强应变部位，如9号韧性剪切带0线剖面，矿体分布在高剪应变值5.23-12.42的部位（图4-11）。特别是应变最强的超糜棱岩内最富集。由于韧性剪切带内的糜棱岩带中均有强弱不一的金矿化，因此矿体没有明显的边界，而只能用品位圈定矿体边界。



1－剪应变曲线；2－长石粒度变化曲线；3－长石含量变化曲线；D.S.Z-韧性剪切带；M.Z-糜棱岩带；O.B-矿体

图4-11 韧性剪切带中长石含量、粒度与剪应变关系曲线图

矿体规模与控矿韧性剪切带的规模大小及应变强度有关，一般韧性剪切带规模大，且应变强则矿体规模也大，反之规模小。如云西9号韧性剪切带规模及糜棱岩化程度比19号韧性剪切带大而强，因此前者矿体规模比后者大。同一条含金糜棱岩带，其金矿化强度与糜棱岩带的宽度相关。如从9号糜棱岩带规模以及糜棱岩化程度都比19号糜棱岩带大而强，因此，前者矿体的规模比后者大。但

是还应该考虑剪应变的强弱，如果剪应变不强，糜棱岩带越宽则金矿化越弱，这是因为剪应变不强时，金元素分散而不能集中之故。

本矿区金矿物为自然金，伴生黄铁矿和黄铜矿。金矿主要赋存于动态重结晶石英中，其次是赋存于黄铁矿中。因此金矿就是含金糜棱岩和超糜棱岩，可称为浸染糜棱岩型矿石。据前人研究表明：金在石英中的赋存状态有三种形式-包体金、裂隙金和晶隙金。石英中的包体金在石英中以星点状、园块状、豆状产出。石英中的裂隙金在石英中以不规则状、海星状、树枝状产出，并且交代了石英而出现了“暗边”。石英中的晶隙金是在两个或者多个石英颗粒之间以不规则粒状产出。

金在黄铁矿中的赋存状态也有三种形式-包体金、裂隙金和晶格金。黄铁矿中的包体金在黄铁矿中以星点状、乳滴状出现。黄铁矿中的裂隙金在黄铁矿中以不规则状、树枝状和锯齿状产出。

4.5 矿区糜棱岩带形成与演化

4.5.1 矿区糜棱岩概况

矿区糜棱岩带十分发育，目前已发现的糜棱岩有 100 余条，走向北东东，倾向北西，倾角较陡，规模大小不等。大的走向 1000 余米，小的仅长数米至数十米，厚度变化较大。为矿区主要的容矿构造。

矿区构造变形演化是从强塑性—塑性—脆性，这种演化是由于罗定—广宁早期韧性剪切带不断隆起，其埋深不断变浅，相应温度、压力不断下降，岩石中的变形方式随之改变所致，构造变形表现为由塑性变形—脆性变形。韧性剪切带是在韧性变形过程中形成和发展的。其两侧没有明显的断裂面，但两侧的岩石沿剪切带发生了显著的右行剪切位移，位移幅度与剪切带的宽度及糜棱岩发育程度成正比。糜棱岩带是在韧性带的基础上形成和发展的，两者没有明显的界限，呈过渡关系，一般情况下，糜棱岩带从外侧向内，依次为片岩、初糜棱岩、糜棱岩、超糜棱岩，且以超糜棱岩为中心向两侧成对称分布。围岩与矿体一般呈过渡关系，矿体边界没有明显标志。如图 4-12 所示，在高村-230 米中段 48 线穿脉 25 米长的巷道内，从穿脉北西往南东 0-1.5m 为混合岩，1.5-3.5m 为糜棱岩，糜棱岩与混合岩界线清楚，混合岩有点糜棱岩化，从 3.5-8.5m 为矿体，矿化均匀，主要为黄铁矿，有烟灰色的石英，从 8.5-11.5m 为糜棱岩，11.5-13m 为 11 号矿体，从 13-20m 为糜棱岩，20-25m 为混合岩化片岩。围岩与矿体的关系变化呈过渡关系（为了以示区分，图上界线标志为人为添加），产状较为一致。矿区中规模较

大，含矿性好的糜棱岩带有两条，一为高村矿床 ML－11，另一为云西矿床 ML－9。

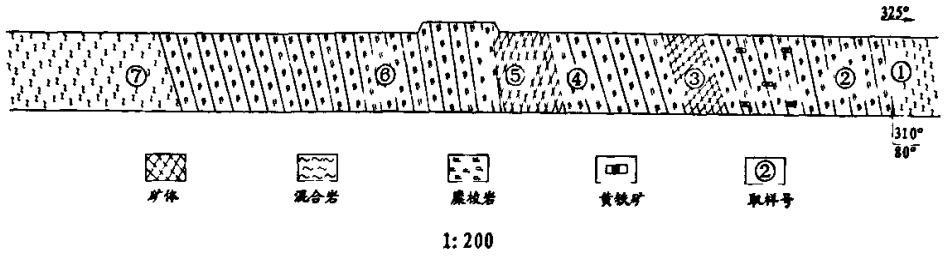


图 4-12　高村-230m 中段 48 线穿脉剖面图

11 号糜棱岩带，地表出露长约 1500 米、宽 30～50 米，最宽达 61 米，平均宽 29 米，地表呈扁平透镜状。从中心向两侧出露的岩石分别为超糜棱岩、糜棱岩化岩石、初糜棱岩、糜棱岩。围岩为片岩、变粒岩、伟晶岩、混合岩及混合花岗岩等。糜棱岩带边缘无明显的界面，由糜棱岩渐变为糜棱岩化岩石至片岩等。总体走向 70°，倾向 NW，倾角较陡，局部向南东倾。工程控制延深达 600 米，其宏观表现为 Sc-Ss 组构发育，Ss 面理由不同矿物分层相间形成的劈理、透镜状矿物集合体、残斑长轴方向所显示的面理、先存面理及褶皱的轴面等构造形迹组成。Ss 面理在糜棱岩带横短面上，其走向呈反“S”形有规则的变化。同时 Ss 面理的力学性质是剪切面。所以，其多表现为分割性的滑动面，包括相互平行的密集滑动面组成的窄带、由绢云母和石英质相间的成分层劈理面造成的边界、分划 Sc 面理带的边界及旋转组构的拖尾指向等构造形迹。其统计产状多以 340° ∠80° 为主，161° ∠80° 为辅，且有缓坡起伏的特点。Sc 组构是控制矿液活动及矿物质聚集的有利场所。此外，尚有拉伸线理、滑痕线理及交面(Sc/Ss)线理等线理构造及揉皱、膝折等构造形迹。

云西矿床的 9 号糜棱岩带分布在矿区中部，规模最大，走向 75° －85°，倾向北西，局部倾向南东。糜棱岩带长 1300 米，宽 10～46 米，最大宽度达 67 米左右；19 号糜棱岩带分布在矿区北部，走向 75° -85° 倾向北西，局部倾向南东，糜棱岩带长 1450 米，宽 10-20 米，最大宽度 30 米左右。韧性剪切带没有明显的破裂面，但两侧岩石沿剪切带发生了明显的右行剪切位移，其位移幅度往往与剪切带的宽度和糜棱岩发育程度成正比。此外韧性剪切带与围岩没有明显的界线，成渐变过。在剪切带内部发育一套特有的构造组合，包括糜棱岩面理和剪切带面理两种主要构造元素。还发育有拉伸线理和滑痕线理，剪切褶皱，如不对称褶皱、相似褶皱、无根钩状褶皱、柔流褶皱和膝折褶皱及糜棱岩各种显微构造。如粒内玻状、带状、点块状消光，扭折、粒内显微破裂构造，亚颗粒、动态、重结晶、核幔构造、不对称显微构造和带状石英等。

除上述糜棱岩带以外，矿区内规模较大的糜棱岩带还有 ML-12 、ML-56、ML-32、ML-88、ML-5、ML-10、ML-3、ML-8、ML-110、ML-36、ML-82、ML-85、ML-44、ML-55 等，其规模均在 1000m 以上，但目前尚未在其中发现工业矿体。

4.5.2 糜棱岩类型及其特征

糜棱岩带中岩石，依据韧性基质与残斑的含量比例（Sibson，1977），并结合矿物粒度，矿区糜棱岩可分为初糜棱岩、糜棱岩和超糜棱岩（见照片 1）[44]。各类糜棱岩为长英质岩石，韧性基质主要为动态重结晶石英和绢云母。残斑主要是长石、石英、黑云母、白云母和极少量电气石。

1.初糜棱岩：呈灰、灰黑色，外观似片岩，颗粒较粗大，片理较发育。残斑含量 85-90%。主要矿物成分：长石含量 40-60%，石英含量 15-40%，黑、白云母含量 3-15%，绢云母含量 5%。

长石：呈板矩状，不规则状残斑。粒度一般为 0.4-1.4mm，个别达 2.1mm。轴比 2:1-3:1。长石具聚片双晶，格子双晶。残斑表面常绢云母化，具弱波状消光。长石扭折带，机械双晶纹等塑性变形特征。长石残斑常构成不对陈压力影的“核晶”。残斑中剪切纹发育。还可见张裂纹，常被韧性基质充填（照片 18）。

石英：表现为残斑和动态重结晶细粒两种（照片 20）。石英残斑呈透镜状、不规则状，微拉长，常为锯齿状边界。具有波状消光。发育毕姆纹，变形带等塑性变形特征。也可见到脆性变形的张裂纹。石英残斑粒度一般为 0.2-0.4mm。轴比 1:1-2:1。动态重结晶石英平均粒度为 0.0486mm，在初糜棱岩中部太发育。

黑、白云母：呈长条状、透镜状残斑。粒度一般为 0.2-0.4mm，轴比 2:1-4:1。具波状消光、云母解理扭折带和云母弯曲等塑性变形特征。还可见云母剪破裂纹。

2.糜棱岩：呈灰黑色，片理发育。残斑含量 15-50%，主要矿物成分：长石含量 8-30%，石英含量 18-60%，黑、白云母含量 2-5%，绢云母含量 20-50%。

长石：呈矩形、透镜状，不规则状残斑。粒度一般为 0.2-1.2mm，轴比 2:1-4:1。长石具聚片双晶、格子双晶，偶见卡纳双晶。长石表面绢云母化。具弱波状消光、机械双晶纹。长石聚片双晶扭折等塑性变性特征。长石常构成不对称压力影的“核晶”和核幔构造的核部。还构成不对称眼球状构造的“眼球体”。长石残斑中张、剪脆性裂纹发育。张裂纹常被韧性基质充填。

石英：表现为残斑和动态重结晶细粒两种。石英残斑呈透镜状不规则状。粒度一般为 0.1-0.3mm；轴比 2:1-4:1。石英残斑具有波状消光、毕姆纹、变形带、变形纹、亚晶及单晶石英条带等塑性变形特征。还可见石英旋转透镜体所显示的 Ss 面理。与 Sc 面理夹角为 30° 。也可见石英残斑中不规则张裂纹。

动态重结晶石英的平均粒度为 0.0385mm。其集合体构成多晶石英条带和竹节状石英条带。前者轴比 10:1-30:1，后者轴比 10:1-40:1。动态重结晶石英常围绕石英和长石残斑构成核幔构造。核幔构造在糜棱岩中最发育。

黑、白云母：呈长条状、透镜状、香肠状残斑。粒度一般为 0.2-0.3mm，轴比 3:1-6:1。云母具波状消光。云母解理扭折（照片 19）和云母弯曲等塑性变形特征。也可见云母剪破裂（照片 17），还可以见不对称云母“鱼”所显示 Ss 面理（照片 21），与 Sc 面理的夹角 24°-26°。

糜棱岩中以普遍发育糜棱岩各种显微构造为其突出特征。

3.超糜棱岩：呈浅灰色，致密坚硬。片理极为发育。以发育细小条带状构造为其特征。在超糜棱岩韧性剪切带基质含量显著增加达 90-95%。而残斑含量和粒度显著下降和变小。残斑含量下降到 5-10%，粒度变小到 0.07-0.3mm。主要矿物成分：长石含量 1-2%，石英含量 20-65%，白云母含量 0-1%，绢云母含量 35-78%。

长石：呈眼球状、透镜状残斑。表面绢云母化强烈，显微弱的波状消光。粒度一般为 0.07-0.3mm，轴比 2:1-4:1。长石残斑常构成不对称压力影的“核晶”。残斑内发育有张、剪破裂纹。

石英：表现为残斑和动态重结晶细粒两种。石英残斑呈透镜状、不规则状，具弱波状消光。粒度一般为 0.07-0.1mm，轴比 2:1-5:1。动态重结晶石英平均粒度 0.0295mm，其集合体常构成多晶石英条带，轴比 20:1-80:1。也可见动态重结晶石英围绕石英残斑形成核幔构造。在超糜棱岩中的核幔构造，“核部”变小，一般石英残斑粒度为 0.07mm，而“幔部”的动态重结晶石英范围大大扩大。

白云母：呈细条状、透镜状，具有波状消光。粒度一般为 0.08-0.2mm，轴比 3:1-8:1。还可见云母中的剪裂纹。

超糜棱岩中以多晶石英条带和绢云母系条相间呈面状平行排列的条带状构造极为发育，构成 Sc 面理。还发育以多晶石英条带为褶皱面的不对称褶皱（照片 21）。

矿区超糜棱岩中矿物趋于单一，几乎只有石英和绢云母。且两者存在消长关系，当绢云母含量急剧增加时，则石英含量减少；当石英含量急剧增加时，则绢云母含量减少。因此根据石英和绢云母的含量的不同，可将超糜棱岩分为石英绢云母质超糜棱岩和绢云母石英质超糜棱岩。

4.5.3 糜棱岩中主要矿物变形特征

矿区糜棱岩中矿物发生了强烈塑性变形，不同矿物其变形特征亦有所不同，反映出的显微构造亦有差异。

石英塑性变形特征表现为粒内波状消光、毕姆纹、点块状消光、变形带、变形纹及变形纹扭折、亚晶、动态重结晶、石英残斑锯齿状边界、核幔构造、单晶石英条带、多晶石英条带、竹节状石英条带等。在石英残斑中可见不规则张裂纹。

长石在糜棱岩中主要以剪裂和张裂两种形式发生脆性破裂，并且以残斑的形式存于韧性基质中。同时，在变形过程中随着应变的增加和流体活动，长石在变形的同时发生化学反应，变成石英和绢云母。但也可见长石的塑性变形特征，如粒内波状消光、斜长石聚片双晶扭折、斜长石机械双晶纹等。

云母塑性变形特征表现粒内波状消光，云母解理扭折、云母弯曲、云母透镜化、香肠化等。也可见到云母剪破裂。

上述石英、长石和云母的变形行为，具有典型的代表性，反映了糜棱岩带应变相中矿物变形是以塑性变形为主导作用的。各种矿物晶体塑性流变的本质是位错作用。而脆性变形是处于次要地位，其变形机制以显微破裂为主。

4.5.4 糜棱岩的显微构造特征

根据中南大学（原中南工业大学）何绍勋等人研究成果[44, 54, 86]，糜棱岩的显微构造主要有以下几种类型。

（1）粒内变形构造

1. 波状消光和点块状消光：是晶体塑性变形的重要标志，是一种很常见的粒内应变效应。通常显示不均匀的消光现象。其主要特征是消光影略呈扇形或带状连续地扫过晶粒而无界面。波状消光是晶体在某个滑移系上不均匀滑移而导致晶格弯曲造成的（Vernon, 1983）。近年来使用透射电镜研究变形矿物晶体的细粒构造表明这种不均匀的消光是由于变形过程中晶体中位错运动形成位错壁亚晶界并产生亚晶粒的结果。

矿区各类糜棱岩中的石英、云母和长石都发育有波状消光，只是石英显得强烈些，其次是云母，而长石因表面不同程度云母化其波状消光显得微弱些。波状消光发育程度与韧性变形强度有关，以上矿物波状消光多发育在轻微韧性变形的岩石中，一般在糜棱岩化岩石及初糜棱岩中表现强烈，糜棱岩次之，在超糜棱岩中表现微弱。

点块状消光表现为点块无规律不均匀消光现象，它多是亚晶粒形成造成的，而构成不均匀消光现象，多出现在初糜棱岩中。

2. 变形带：是变形矿物晶粒内的一种面状区，是晶粒内部一种宽的，高角度的，较清晰的界面的带状消光带。它是由于在一定的滑移面上非均匀滑移，导致晶格弯曲或扭折所形成的。它与波状消光很相似。其区别在于波状消光之界面

模糊不明显，消光影呈连续扫过颗粒；而变形带之消光界面清晰，消光影可以由此带到彼带呈跳跃式过渡，变形带边界常呈不规则直线状，矿区出现在初糜棱岩和糜棱岩石英残斑中。总的趋势是随着韧性变形程度增强而减弱。

3．扭折带：是矿物晶体塑性变形的产物。是变形带的一种特例，其界面更清晰，平直且消光影的过渡更加截然。矿区糜棱岩中发育的扭折带多出现在解理或聚片双晶纹比较发育的云母或斜长石中。云母扭折带主要见于初糜棱岩和糜棱岩中为不对称扭折带。

长石聚片双晶纹扭折带主要见于初糜棱岩，其次是糜棱岩中，为不对称型扭折带，扭折带只出现在斜长石晶粒的某一部分，且扭折带较宽，数目少。

4．机械双晶纹（即变形双晶纹或滑移双晶纹）：它是在变形期间因均匀剪切应力的作用，使晶体内的部分晶格沿着一定的面网方向发生均匀的滑移变形所导致的双晶纹。是晶体塑性变形的一种形式，一般都成聚片双晶。

矿区主要发育在初糜棱岩和糜棱岩中斜长石里，其特征分布局部化，在应变大的部位（如破裂附近或晶粒边缘）双晶纹发育，而在未应变或应变弱的部位，双晶纹不发育或很少；一条双晶纹往往由多条更细的双晶纹组成，双晶纹不发育厚度不一，常逐渐地有规律地同一方向改变厚度，变薄而在粒内尖灭；双晶纹的形态常常呈纺锤状或火焰状或楔状。

5．变形纹、毕姆纹：变形纹是发育在单个晶粒内，狭窄的平行或近于平行的间隔紧密的面状或长透状的薄纹层。

矿区主要发育在糜棱岩中石英残斑里。其特征是变形纹平直、密集平行排列。密度较均匀。一般间隔指数为 75-90 条/mm[44]。变形纹边界清楚。有的贯通整个晶粒单不切穿晶粒边界，到边界之前往往尖灭限于粒内发育。可能是由于晶界阻碍位错移动所致。在单偏光镜下较模糊，缩小光圈较清晰。在正交偏光镜下比主晶亮，消光位和主晶稍有差异约 1-5 度之差。目前一般认为石英中的变形纹是位错滑移的所形成的，是粒内塑性流动的产物。在糜棱岩中还见到两组呈先后切割关系的变形纹（照片 22），即密度疏的一组变形纹，切割了密度密的一组变形纹并发生扭折。毕姆纹实际上是含有大量气泡和包裹体的变形纹。矿区主要发育在初糜棱岩和糜棱岩的石英中。由微细斑点状的气泡或包裹体断续排列组成线纹，称作毕姆纹。它可能是由于滑移过程中，沿滑移面裂开又被某种气体或溶液充填所成。矿区石英残斑中的毕姆纹常发育一组或两组，在单偏光镜下亦很清晰。

6．亚晶：亚晶一般认为是变形石英在高温（>0.4Tm-矿物溶点）恢复条件下，通过刃型位错的攀移和滑移，使同号刃型位错沿垂直滑移面的方向排列成小角度的亚晶界，这些小角度亚晶界区称为亚晶。主要发育在初糜棱岩和糜棱岩中石英残斑晶界附近，或石英残斑内。它是石英常见的显微构造。是一些边界不清的晶

粒。在正交偏光镜下，具点块状不均匀消光现象，亚晶与主晶之间的消光位相差不大，亚晶形态呈近椭圆形及不规则状。

（2）动态重结晶

动态重结晶是亚晶界面迁移或合并，使得位相差增加而形成无应变的新晶粒。因此，重结晶过程实质上是亚晶粒合并或亚晶界面迁移的过程。动态重结晶石英在糜棱岩中十分发育，且从初糜棱岩-超糜棱岩重结晶作用越来越强烈。它是糜棱岩细化的主要方式，也是鉴别糜棱岩的重要标志之一。动态重结晶由于连续变形，通常是压扁或拉长的（见照片 11）。晶粒边界多为不规则状，常呈锯齿状或者缝合线状。一般波状消光明显，说明粒内有位错，矿区各类糜棱岩中动态重结晶石英粒度很细小，其平均粒度为 0.295-0.0486mm。且随着糜棱岩化程度的增加而粒度越来越细。即从初糜棱岩-超糜棱岩其粒度越来越细。动态重结晶的粒度主要取决于热变形时流变应力而与变形温度无关（尼阿拉斯等，1976）[87]，动态重结晶石英常围绕石英或长石构成核幔构造。动态重结晶的集合体呈带状和竹节状分布构成多晶石英条带和竹节状石英条带。多晶石英条带常为褶皱面形成肉流褶皱和不对称褶皱。动态重结晶石英常构成不对称压力影群的“阴影部分”，及旋转石英透镜体和不对称长石眼球体的尾端。

（3）核幔构造

是变形斑晶被其细小的动态重结晶粒所环绕的一种显微构造，也是糜棱岩的特有构造（见照片 24），但在初糜棱岩中发育不完全、核长幔薄，糜棱岩中发育最好，超糜棱岩中较少见，而且核小幔宽。河台矿区见同质核幔与异质核幔两种，前者为石英残核被重结晶石英包围，后者为长石残核被石英与绢云母幔部环绕。核幔构造是在剪切过程中，斑晶边界具有较高的位错能和化学自由能，在回复期能量易于释放而产生重结晶粒，并逐渐发展所成，它的生成是糜棱岩细化的主要方式之一[44,88,89]。

（4）不对称显微构造

主要指不对称压力影和不对称“压力影群”（见图 4-9）。在韧性剪切带过程中糜棱岩里由于斑晶与韧性基质之间韧性差异较大，加上压溶作用等物质分异，常发育不对称压力影。矿区糜棱岩中最发育，其次是超糜棱岩中，而初糜棱岩中不太发育，不对称压力影的“核晶部分”由斜长石和微斜长石组成，它们均表现出明显的变形特征如波状消光、机械消光、机械双晶纹、微破裂纹等。其“核晶”形态多为眼球状、透镜状、椭圆形、近圆形和近长方形，其大小一般为 0.3-1mm，轴比 1:1-2:1，且从初糜棱岩到超糜棱岩“核晶”越来越小，轴比变为 1:1。“阴影部分”主要由动态重结晶石英和小鳞片状绢云母组成，其形态呈凹凸镜状弯曲，以致压力影呈不对称，压力影域与“核晶”的轴比为 3:1-5:1。按组成“阴影部

分”矿物成分不同，将“阴影部分”分为单一型即由单一的动态重结晶石英或单一的绢云母组成。另一种混合型即“阴影部分”由动态结晶石英和绢云母组成。在糜棱岩中“阴影部分”多以混合型为主，次为单一型，而超糜棱岩中则以单一型为主。在韧性剪切变形过程中，韧性基质也绕“核晶”旋转弯曲，其尾端趋向剪切面 Sc 面理方面延伸，故可用不对称压力影的尾端指向确定剪切带剪切指向。

在糜棱岩中还可见到不对称“压力影群”。它是由剪切作用派生的张应力，而使长残斑被拉断形成布丁构造，并发生旋转，在张裂隙中充填动态重结晶石英或绢云母矿物，从广义地说，这也是一种压力影。其形成机制与压力影一样，其“阴影部分”是同期构造的产物，只是形态不同，可视为“压力影群”（郭宝罗，1986）[90]用不对称“压力影群”也可以确定剪切带剪切指向。不对称“眼球状”构造：矿区见于糜棱岩中，其旋转眼球体为长石残斑。在韧性基质绕长石残斑不对称分布，动态重结晶石英小晶粒或长石碎粒组成眼球尾部，并沿 Sc 面理方向延伸，构成不对称旋尾。由于韧性基质旋转快而趋于 Sc 面理而长石残斑则旋转慢，其长轴大致平行 Sc 面理，与 Sc 面理成锐角相交，其交角 28° -33° 之间，据此可确定剪切带剪切指向。

（5）定向构造与塑性褶皱

定向构造有带状石英、层带构造等。带状石英有强烈拉长的石英条带和定向排列的重结晶石英条带两种。层带构造是由石英与绢云母相对集中“层”构造，这些构造与剪切作用下的塑性流动、晶体生长，以及构造分异与分凝作用有关。在河台金矿糜棱岩带中，经常可以看到石英，长石被压扁拉长的现象（见照片11）。塑性褶皱在糜棱岩中很发育，表现为带状石英及层带构造的褶皱，这些褶皱强度大，形态复杂，但常常局限在一个小范围内，经常是被 Sc 面理限制在一个条带内，它们的成因可能是不均匀的剪切流动所致，还可能与某个特定方位的拉伸和挤压有关。

（6）云母鱼

云母鱼是云母经过石香肠化或被微裂隙分割而形成的（见照片19）。云母鱼外形像鱼，云母鱼之间以结晶尾相连，也可以不连而成孤立的云母鱼。结晶尾一般由层状硅酸盐矿物或其他矿物组成[91]。

4.5.5 糜棱岩粒度变化规律及细化机制

糜棱岩粒度变化规律是：韧性剪切带中的糜棱岩是一种细化的岩石，其粒度的变化主要表现在残碎斑晶的细化上[54]。本矿区糜棱岩残斑普遍很细，最大残斑为 1.2mm，从初糜棱岩到超糜棱岩其残斑越来越细（见表 4-4）。

糜棱岩中矿物细化机制主要通过以下作用进行的：

1.动态重结晶作用—这是糜棱岩细化的主要方式。糜棱岩细化主要通过动态重结晶过程完成的。其表现形式之一是核幔构造的形成和发展。它是动态重结晶作用的结果。随着应变量的增加，由残斑晶界不断重结晶而迁移、扩散，使“幔部”不断向“核部”扩展，残斑逐渐变小，直至消失而被动态重结晶完全取代，而使矿物细化。另一种表现形式是多晶石英条带的形成。在残斑内特定的面开始重结晶，起初是形成单列多晶石英条带，以后发展成多列多晶石英条带使残斑消失，而使糜棱岩中的矿物细化。

表4-4　各类糜棱岩的残斑粒度

岩　类		初糜棱岩	糜棱岩	超糜棱岩
长 石	粒度（mm）	0.4-1.2	0.2-0.8	0.07-0.2
石 英		0.2-1.0	0.2-0.9	0.06-0.2
黑白云母		0.2-0.9	0.2-0.7	0.1-0.5
各种矿物残斑		0.2-1.2	0.2-0.9	0.06-0.5

2.退变质作用—韧性剪切带糜棱岩退变质作用十分强烈，这种变质作用通常是在较低压力、温度下，伴随剪切作用而发生的退变质作用。随着剪应变的增加和流体活动，导致长石不稳定分解形成绢云母和石英，黑、白云母分解成绢云母，而使糜棱岩矿物细化。

3.压溶作用—也是糜棱岩细化的主要方式，在不对称残斑的尾端大量细化重结晶矿物表现最清楚。实际上大量成分层面理上（Sc、Ss）都是压溶作用，并伴以物质迁移及分配重结晶而形成的。

4.碎裂作用—这对糜棱岩颗粒的细化仅占次要地位，出现在一些硬矿物的残斑晶内部，特别是糜棱岩中的长石斑晶表现出明显的碎裂作用，剪裂隙和张裂隙普遍可见。

4.5.6 糜棱岩中矿物含量及化学成分变化规律

在韧性剪切带递进变形过程中，从韧性剪切带边缘到中心，各类糜棱岩矿物成分是变化的，其长石和黑云母的含量，从剪切带边缘到中心有递减变化的规律，动态重结晶石英和绢云母含量，从剪切带边缘到中心有递增的规律。总之，从剪切带边缘到中心，矿物成分趋于单一，几乎只有石英和绢云母。糜棱岩化程度逐渐增强，残斑含量减少，韧性基质含量增加，韧性变形和动态重结晶程度增强，其他化学成分从剪切带边缘到中心也有变化，即从剪切带边缘到中心 K_2O、Na_2O、CaO、Al_2O_3是降低的，而 SiO_2、Fe_2O_3、FeO、MnO 是升高的。这些矿物组合和化学成分的变化，是韧性剪切带剪切递进变形过程中动力分异作用及退变质作用的结

果。

4.5.7 糜棱岩的成因

有关糜棱岩的成因，前人认为是地块处在较深的部位，在高温高压条件下，受到长期剪切作用形成的，并且剪切作用是一个连续的过程[1-2,27,54,67,71]。通过本次的研究，笔者提出两点新的认识：

形成糜棱岩带，在层位上是有选择性的，不是所有地段都可以形成糜棱岩，如果层位是纯的泥质塑性岩层则很难形成糜棱岩，只有层位是脆—塑性岩石，才易形成糜棱岩。从化学成分看，所有糜棱岩，SiO_2的含量都较高，一般大于70%，这种SiO_2含量高的岩层可能有两种成因，一是原生沉积时就是富含SiO_2的夹层，另一种可能是岩层在片理化或构造应用作用下，SiO_2沿某一方向的裂隙富集成似层状的高硅质体。

糜棱岩的形成不一定是一个连续的剪切过程，中间曾经有过停顿。在显微镜下，可见初糜棱岩呈透镜状、角砾状夹于超糜棱岩中（照片1），两者界线清楚，不是渐变关系，反应初糜棱岩形成后，构造活动出现过停顿，其后再剪切，形成超糜棱岩。

4.6 节理

矿区节理极为发育，多为剪节理，节理中很少见有充填物，形成的时代较晚，属于燕山期，处于浅构造层次，在低温低压条件下，脆性变形的产物。根据何绍勋等人研究资料显示，矿区内主要发育有四组剪节理[54]。

第一组剪节理，其走向北东东 60°～85°，倾向以向北北西倾为主，其次是向南南东倾，倾角 70°～89°。

第二组剪节理，其走向北北西 318°～355°，倾向以向北北西倾为主，其次是向南南西倾，倾角 60°～88°。

第三组剪节理，其走向北东东 10°～40°，倾向北西或南东，倾角 50°～81°。

第四组剪节理，其走向北西 286°～314°，倾向北东或南西，倾角 50°～80°。

以上四组剪节理中以一、二组最发育，北东东向剪节理频度为 33 条/米，北北西向剪节理频度为 37 条/米，北北东向剪节理频度为 20 条/米，北西向剪节理频度为 23 条/米。

第五章　构造控矿系统及模式

5.1 构造演化及应力场分析

关于矿区构造的形成与演化，前人已经做过广泛的研究[92-94]，一致认为该矿区是多期活动的古老构造带。一般认为是从加里东期开始活动，后经海西-印支期和燕山期继续活动并定型，至喜山期其活动基本稳定，仅为成矿后的破坏矿体的构造。

作者在前人研究基础上，对矿区的构造形迹、性质以及演化作了初步分析，认为现在地表出露的各种构造、岩石、断层岩、侵入体等都是矿区不同时代、不同构造层次、不同形成机制经过长期演化发展的结果。矿区经历了漫长的地质时期，各时期对矿区有影响的构造活动都产生相应的构造形迹，在矿区乃至区域范围内，先期形成的构造被后期构造叠加改造，后期构造的形成又受到先期构造的制约，这种先后构造间的相互影响与改造，使矿区构造形迹进一步复杂化，其力学性质也随之而改变。从区域构造和矿区构造形迹分析，自加里东期以来，矿区经历了以下不同时期的构造变形。

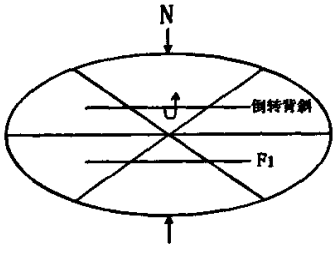


图 5-1 加里东期构造应力分析略图

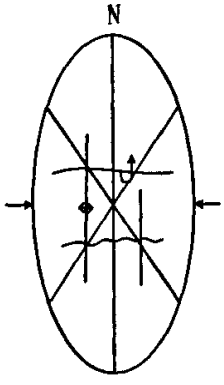


图 5-2 印支期构造应力分析略图

5.1.1 加里东期

中元古代时华南已有岩系发育，中元古代末发生一次褶皱造山运动，出现最初的大陆，叫扬子超地体，它比今天的扬子地块大，是原始泛大陆的一部分。晚元古代初发生全球性大陆分裂，扬子超地体的北、西、南东方向也有陆块裂离，由裂谷张开成为被动大陆边缘，分别出现秦岭洋、松潘甘孜洋和东南洋。东南洋的北西侧为扬子地块，南东侧为东南古陆。两地块分裂初期伴有火山活动，一度亦出现过冰海环

境。东南洋中有一些由大陆脱落下来的陆壳碎块，其中有一块构成云开隆起的前身。东南洋总体是半深水-深水环境，近边缘处及陆壳碎块附近为浅水，常发育闭塞还原环境，局部地段有热水沉积作用和火山活动。碎屑沉积物物源在东南方向。晚元古代和寒武纪时沉积最广，郁南运动造成局部褶皱运动和上升，奥陶纪时沉积区大为缩小，志留纪时的沉积区更小[56]。

元古代及早古生代地槽沉积结束后，志留纪末区域上经历了一次大的构造运动(广西—百越运动)，构造应力来自南北方向的挤压，图 5-1，受其影响，在区域上形成一系列的东西向构造(南岭东西向构造带就形成于这一时期)，矿区中的倒转复背斜在这时期形成，后因受印支、燕山构造运动改造，其构造线由东西转为北东向。这期构造运动，矿区 F_1 断裂已初具规模，表现为逆断层性质，同时部分岩层已出现片理化和混合岩化现象。

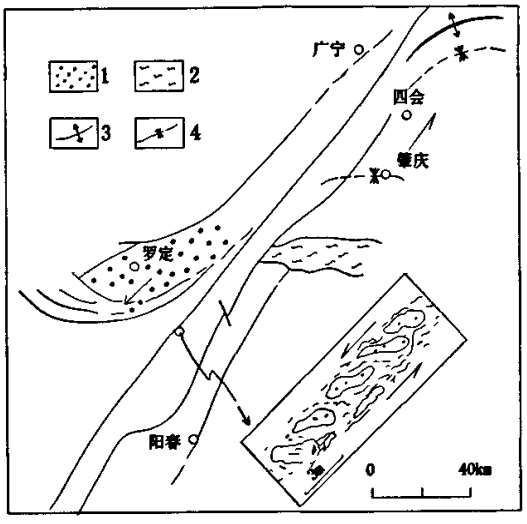
5.1.2 海西-印支期

中三叠世之后，伴随着加里东构造运动结束，接着又发生了海西-印支运动，整个矿区上升隆起，广泛产生褶皱、断裂，以过渡型褶皱和高角度冲断层为主，伴有中酸性岩浆侵入和喷发，有韧性剪切和动力变质发生。此时，区域已上升成陆地，到海西期区域拗陷成海盆，沉积了一套浅海-海陆支相互的地台盖层(包括泥盆、石炭系，可能还有二叠系和三叠系下统)，至海西期末，地台沉积结束，区域又出现一次大的构造运动(安源-三都运动)，这次构造运动的主应力来自东西向的挤压，图 5—2，在区域上形成一系列南北向的宽展型褶皱和部分压剪性断裂，区域西侧的湘桂南北向构造带也于这一时期形成。在矿区，如形成 F_2 这样的南北向断层构造表现不明显。此外，矿区混合岩化作用进一步加强，还形成部分北东向和北西向的剪切断层，这些断层在后期构造运动中受到不同程度的改造。

5.1.3 燕山期

印支运动以后，区域一直遭受强烈的风化剥蚀，到燕山期，区域上又经历了一次大的构造运动，这次构造运动活动时间长，运动方式多样。在燕山早期，区域上表现为受南北左行直剪作用，图 5-3，图 5-4，形成的构造形迹主要是：①早期东西向褶皱被旋转成北东向，褶皱程度进一步加强；②形成北东东向韧性剪切带；③在韧性剪切带中产生糜棱岩带；④F_1 断裂进一步活动，其性质以平移为主；⑤形成北东向压性结构面和北西向断层。至燕山晚期，区域构造作用方式发生了

重大变化，显示出以南北右行直剪为主的作用方式，图 5-5，这次右行直剪作用持续时间相当长，产生的构造形迹对成矿具有重要的作用。首先，对先期形成的糜棱岩带和 F_1 断裂进行改造，在部分糜棱岩带中产生脆性断裂，这些断裂以张扭性为主，F_1 断层表现为张扭性，为成矿流体的循环聚集提供了通道。其次，也形成北东向的张性断裂，如 51 号脉容矿构造[14]。此外，这次构造作用还形成一些小规模的北北西-北西向平移断层，或使早期北西向断层再次活动。



1. 中、新生界；2. 混合岩；3. 背形褶皱轴；4. 向形褶皱轴

图 5-3 吴川－四会断裂构造综合体左行剪切运动

燕山运动以断陷作用为特征，褶皱较宽缓，深大断裂活动强烈，中酸性岩浆侵入活动和喷发活动以及热液活动都很强烈。本期次的构造活动对区域和矿区成岩成矿产生了极其重要的作用，除形成控岩(如花岗伟晶岩)控矿构造外，还伴随有强烈的岩浆活动，岩浆的侵入，带来了部分成矿物质，也为矿源层中金的活化、迁移、循环聚集提供了热动力。

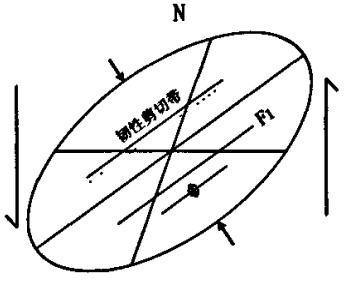


图 5-4 燕山早期构造应力分析略图

5.1.4 喜山期

喜山期构造运动对矿区成矿无大的影响，所形成的构造形迹大多起破坏岩体和矿体的作用。该期构造活动的早期，运动形式与燕山晚期相似，形成不含矿的北东向断层，或使早期形成的断层包括含金矿化的断裂再次活动，形成破坏矿体的构造。到后期，矿区则以非构造变形为主，在垂向压应力

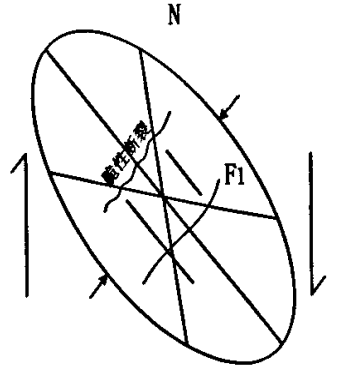


图 5-5 燕山晚期构造应力分析略图

(重力)或地应力作用下，先期形成的断层沿断面产生滑动，多表现出正或正平移断层形式。在高村和云西两矿区的井下都可以观察到，部分地段或矿体内常出现规模不大，无一定延伸规律的断裂面，有的断面上出现新滑动的擦痕和未胶结的泥质充填物。

据已知的同位素年龄资料，区域内加里东旋回可分为两期，海西-印支旋回分为五个期，燕山旋回分为两个期[38]，这些多期的年龄值实际上反映了本区域连续演化的过程。同位素年龄主要反映深层构造，多期性说明在本区域的深层，构造变形的发展演化几乎是连续不断的，也证明韧性剪切带作用是缓慢长期的，这与浅层构造往往发生于时间较短的构造作用有明显的差别。

5.2 构造与成矿的关系

5.2.1 褶皱与成矿的关系

结合矿区所处大地构造位置及构造运动特征，可知其产生是由于志留系末期强烈的地壳运动，使下古生界地层褶皱隆起，形成一系列大规模的北东东向褶皱和区域性断裂，如矿区南部由中上奥陶系和志留系地层组成的雪顶背斜，以及吴川—四会断裂、罗定—广宁断裂（矿区称宝鸭塘—坑尾断裂，即南带的F_1断裂）。区域变质作用使震旦系—寒武系地层变成板岩、千枚岩、变质砂岩、片岩等。标志这一构造形迹的片理、片麻理和伟晶岩脉的代表性产状为走向45°左右，倾向北西，倾角陡。在上述变质作用的基础上，巨大的南北向挤压力形成以上述构造形迹为面理的褶皱。

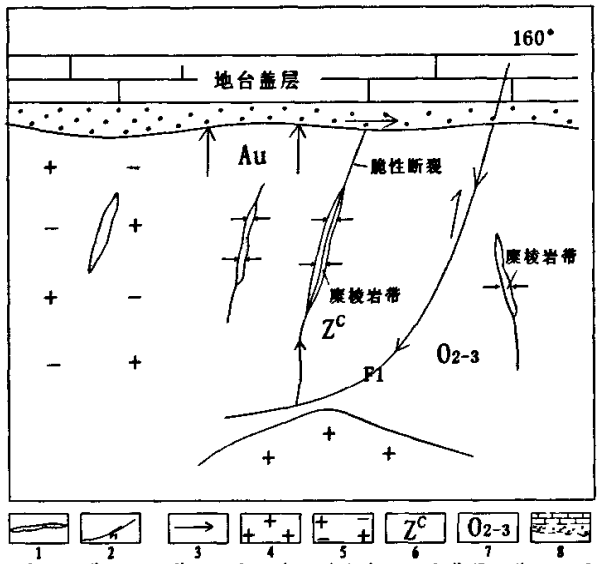
在前面我们已经谈到了河台金矿区分为三个矿带，分别为南、中、北三个矿带。由于倒转背斜的存在，南、北矿带为同一地层，即震旦系C组地层，而中矿带为背斜核部，地层为较老地层。在河台金矿区，矿体主要产在震旦系C组地层中，所以，河台金矿现在已经发现的大小6个矿体，分别产在南北矿带内，即北矿带的云西、高村、后迳，南矿带的太平顶、上台等矿床。

由上述可知，南矿带与北矿带的地层岩性、微量元素、稀土元素具有一致性，为倒转背斜的存在提供了有力的依据，矿区内倒转背斜的存在，表面看似孤立的南、北、中三个矿带在空间上实际上受该倒转背斜控制，已经探明的北矿带仅为倒转背斜的一翼，矿区南部也具有与北矿带相同的成矿条件，是否赋存有与北矿带相同规模甚至更大规模的工业矿床是值得重视的。经过初步地表踏勘和化探采样分析，在南矿带发现数条规模较大的矿化糜棱岩带，化探采样金异常明显，而

且在南部的宝鸭塘坑探中已经发现了工业矿体，见有蜂窝状原生矿石，Au 品位达 13.88g/t～28.25g/t，表明该地段矿液活动强烈，有矿液运移的通道存在。同时，由于南部的糜棱岩带更靠近 F_1 断裂，受背斜产状的影响，在矿区深部也有可能存在规模较大的工业矿体。

5.2.2 脆性断裂与成矿的关系

断裂构造是地壳和岩石圈最基本的构造型式。巨大的断裂，控制着地壳岩石圈的发展和演化。断裂常常是岩浆及成矿物质活动通道及赋存场所，因而成为最重要的控矿因素[54]。作为一内生深成矿床，深大断裂对于矿质的运移起着极其重要的作用。就河台金矿，区内 F_1 断裂对于河台金矿的形成起着决定性的作用，为区内主要的导矿构造。其多次活动为金元素的运移创造了良好的条件。如果将地下深处的地震运动看作是一种“泵”的作用的，那么 F_1 断裂可以起到断层阀-faykt valve 的作用，地下深处的成矿物质和成矿流体就是在泵的作用下，沿着断层阀不断地由深及浅地到达地壳上部糜棱岩带中形成矿体。从区域构造演化分析，早加里东期由于华夏板块与扬子板块碰撞[95]，岩石圈地幔上涌隆起，在俯冲带上发育了一系列深切上地幔的剪切断裂。该断裂在加里东期（成矿前）就初具规模，为一产在背斜倒转由层间滑动演化而形成的逆断层，到晚古生代，断裂被地台盖层所掩盖，成为隐断裂。印支运动期间，断裂再次活动，表现为张裂带，并穿切到上覆地台盖层，燕山早期，区域受左行直剪作用，断裂表现为压扭性，并具有平移性质，到燕山晚期，断裂性质再次发生变化，表现为张扭性，使得在断裂带形成一个很好的导矿通道，从而成为矿区主要的导矿



1-糜棱岩带；2-断裂；3-金元素运移方向；4-岩浆侵入体；5-混合岩化；6-震旦系C组地层；7-奥陶系中上统地层；8-地台盖层

图 5-6　F_1 断裂与糜棱岩带中脆性断裂构成“y”字型控矿系统

构造。

通过分析，作者认为上述F_1断裂和糜棱岩带中的脆性断裂在剖面上构成“y”字型，图5-6，这一构造组合，成为矿区主要的构造控矿模式。这种构造组合当时掩埋在地台盖层之下，距地表深度不大，F_1断裂在浅部较陡，而在深部逐渐趋于平缓，并且切穿地台盖层下的不整合面进入地台盖层中，成矿物质与岩浆热液、地下水热液一起形成成矿流体，在不整合面下的“y”字型构造系统中不断循环聚集形成现在的河台金矿床。

另外，在F_1断裂的多次活动中，产生了多级次生断裂，这些次生断裂直接控制的各矿床的形成与分布。

5.2.3 韧性剪切带与成矿的关系

韧性剪切带是一种韧性变形强烈但不均匀的单剪构造带。它的主要特点是：1、表现为狭长的强应变线性地带，没有明显边界，却存在剪切位移；2、应变不均匀，从带边缘到中央应变强度递增；3、带内由糜棱岩为主的断层岩组成；4、从宏观到微观都表现为强烈的韧性变形，而脆性破裂很弱，特别是晶体的粒内应变为韧形变形的主要机制；5、片理化强烈，构成特殊的S—C面理组合（S—C组构）。同时发育鞘褶皱、剪切带内褶皱及各种不对称构造等小型及微观构造；6、有强烈的构造化学作用，常常为退变质作用。

韧性剪切带是一个重要的成矿构造带，许多金矿床特别是太古代的金矿床（卢焕章，1997）[96-97]直接产在韧性剪切带中，但是对韧性剪切变质作用本身是否能成矿，不同的学者有不同的看法。李树勋等[98]（1998）、刘喜山等[99]（1992）、何绍勋等（[54]1996）通过对华北地台北缘一些与韧性剪切带有关金矿床以及河台金矿床的研究，认为韧性剪切带是一个重要的金成矿构造带，与金成矿作用密切相关。邵世才（1996）[100]认为韧性剪切变质变形作用过程中物质处于高能量状态，是不稳定的，剪切作用使Au、Ag等元素含量降低，成矿是后期蚀变叠加的结果。陈柏林（1999）[101]认为深部的韧性剪切变质变形作用使Au等元素迁出，变形越强，Au的丰度越低，中浅层次是脆韧性变形域，是Au聚集区，变形越强越易发生叠加矿化。吴学益（1984，1998）[57]通过高温高压模拟实验证实韧性剪切作用可以使Au、黄铁矿发生富集。

河台深层韧性剪切带，由高村、云西等数十条次级含金韧性剪切带组成，在平面上呈左行雁列排布，走向NE55°。河台剪切带年龄约为207-278Ma（叶伯丹，1989）[38]，其演化为：在加里东期形成深等级岩系，并产生混合岩化，到海西—印支期形成河台深层韧性剪切带，并形成金矿床，燕山期随宝鸭塘断层F_1逆冲上

升，使韧性剪切带与浅层构造处于现在的同一水平上，伴有花岗岩侵入，并引起金矿的迭加改造和再富集。其宏观表现为一强烈变形的构造岩带，主要特征是由糜棱岩系列岩石组成，包括糜棱岩化岩石、初糜棱岩、糜棱岩、超糜棱岩及玻状岩等。同时还有弱变形的伟晶岩、花岗岩质脉体等呈透镜体，石香肠状间杂其中。整个剪切带呈狭长带状，走向 70 度左右，倾向 NW，倾角较陡，剪切带无明显边界带与围岩渐变过度关系。一般从边部到中心，应变呈递增渐进变化，组构发育，宏观微观均反映出强烈的塑性变形特点。

根据前人研究资料以及作者研究，认为河台韧性剪切带对于成矿主要有以下五个方面的作用。

5.2.3.1 剪切作用使金元素发生活化、迁移

剪切动力作用能使岩石内部变形、破裂，产生应力场和应变能，使矿物晶格变形，导致应变反应[102, 103]。应力梯度可导致化学梯度，这就可增强成矿元素的活性，剪切作用使岩石和矿物细粒化，并改变岩石的组构特征，从而增大颗粒的比表面积和流体与岩石的接触面积以及渗透性，加速流体的对流循环和成矿元素的迁移；大型剪切带的剪切变形首先是从中心部位开始(Ramsay，1970；肖庆辉，1982；Weijermars，1987)，然后逐渐向两侧加宽，故剪切带中心部位剪切作用强烈，引起岩层变形、破裂及位移，断层位错摩擦生热，使温度升高，压力增大，岩石矿物溶解、熔融，溶液升温成为热液，甚至在主剪切界面附近可出现岩浆深熔作用(Fieitout 等，1980)。对一般的韧性剪切带，剪切热能易于使深部岩浆和流体热能连通，加热剪切带中正在运移的流体，加速流体的循环作用，为岩石中金的活化迁移提供所需的动能，从而实现对成矿作用的影响；剪切变形使岩石矿物组构及成分发生变化，使金活化出来，成为易释放金而进入成矿流体中。

5.2.3.2 韧性剪切带作为金由深到浅迁移的通道

韧性剪切带既是应变局部化带，又是流体渗滤和运移的通道[105]。实验研究表明：流体在压溶、构造变质、构造变形以及传递液压和润滑中起着间接软化作用[106-108]。应力是构造化学作用的主要驱动力，应力控制着物质迁移扩散的方向和场所，在构造剪应力的作用下，岩石的强度降低，物质的溶解速度加快。在变形过程中存在的应力梯度、应变梯度及应变速率梯度，诱发了晶体化学梯度，引起物质的溶解和迁移。流体作为介质可以携带各种物质，使大部分构造变质得以发生，同时，流体作为软化剂，改变了岩石及矿物的变形特性，使岩石在较小的差异应力的作用下，就能够发生变形。在变形过程中，流体的存在有利于溶液的迁移以及微破裂和重结晶作用的发生[109]；而岩石变形变质作用的结果使岩石产

生分层构造，使矿物定向化、岩石面理化，这又为流体的运移提供了通道。李晓峰等[110]在研究江西金山金矿蚀变糜棱岩时发现，与金矿化有关的黄铁矿沿着绢云母形成的片理化方向迁移、沉淀。作者在研究河台金矿蚀变糜棱岩也发现了同样现象。根据前人研究资料显示，世界上几个大型的受剪切带控制的金矿床，它们都直接与科马提岩，拉斑玄武岩和成分与其相关的侵入体有关。Senlohr 等(1989)在研究了西澳耶尔岗地块中发育的剪切带后指出，这些剪切带中都发育有来自地幔的碳酸岩以及煌斑岩脉。剪切带中的基性岩脉经变质作用后形成了斜长角闪岩脉或是辉石角闪岩脉[111]。在河台矿区，广泛发育有岩浆岩，尤其是印支-燕山晚期的岩浆岩，对地壳深层的 Au 元素通过韧性剪切带向上活化迁移富集成矿具有重要作用。

现在的研究认为，一般剪切带发育深度较大[112]。Sibson 认为韧-脆性剪切带发生于 10-15km；舍尔曼则认为发生准塑性流体为 10-25km，塑性流体深度为 25-40km，而粘性流体深度则>40km。这样的深度达到了下地壳，甚至于地幔。按照黎彤的计算，金在地壳中的丰度为 3.5×10^{-9}，地幔中为 4×10^{-9}，地核中为 2600×10^{-9}；在酸性岩石中为 4.8×10^{-9}，在中性岩石中为 3.2×10^{-9}，在超基性岩石中为 6.6×10^{-9}。当剪切作用发生时，一方面可将深部岩浆可有用元素（如 Au）导入浅部，另一方面被剪切岩石中 Au 元素可以活化出来而得以富集。

剪切带不仅是构造带，还是变质带。许多研究者注意到了在剪切带发育的地区常常发育有麻粒岩相岩石的存在。研究这些麻粒岩，其显著特点就是其中缺乏太阳离子(LIE)，诸如 K、Rb、U、Th 等(1986, Kerrich)[112]。之所以如此，Emerson（1988）认为麻粒岩主要形成于 2.7±0.2GPa，处于地壳增厚及相对稳定时期，由地幔去气作用（去 CO_2 气等）而形成了以 CO_2 为主的流体沿剪切带上移导致角闪石脱水形成了麻粒岩。地壳下部流体沿剪切带上移，引起太阳离子亲石元素向

表 5-1 河台金矿的硫同位素组成表

样号	岩性	测定矿物	δs^{34} (‰)	附注
GCM1501—RZ36	黄铁矿、黄铜矿化糜棱岩矿石	黄铁矿	-3.06	N=4
CM1701—1	黄铁矿、黄铜矿化糜棱岩矿石	黄铁矿	-1.73	平均值：-2.24
高村 11 号脉	黄铁矿、黄铜矿化糜棱岩矿石	黄铁矿	-2.12	标准差：0.57
黑山屋—1	含金石英脉	黄铁矿	-2.06	变异系数：0 .26
ZK002—4	混合质千糜岩	黄铁矿	-2.34	N=3
ZK002—8	千糜岩	黄铁矿	-1.58	平均值：-1.92
570	千糜岩	黄铁矿	-1.83	标准差：0.39
CM1501—1	方铅矿—闪锌矿方解石脉	方铅矿	-1.35	变异系数：0 .20
CM1501—2	方铅矿—闪锌矿方解石脉	方铅矿	3.16	(据戴爱华)

地壳上部迁移，这一过程导致 Au 与硫化物的溶解随流体一起向上迁移。

从表 5-1 中看出，矿与非矿千糜岩中黄铁矿的硫同位素组成非常相近，反映

了二者硫源的一致性，其变化范围小，均为很小的负值，显示深源特征。另外，通过微量元素分析，矿区深源元素 Ni、Co、Cr 含量较高，其分布与一定的层位有关。在矿区北矿带和南矿带赋矿地层中，Ni、Co、Cr 含量高，反映矿区明显存在一个矿源层，这个矿源层中，初始成矿物质有可能来自上地幔，矿源层的形成，可能与当时的海底喷流沉积有关（黄满湘，2003）。

5.2.3.3 剪切过程形成了有利于金富集的物理化学环境

据前人研究资料，金在高温酸性介质中，主要以 Cl^-的络合物形式迁移；在较低温度中-碱性介质中，主要以硫的络合物形式迁移。如在 PH 值较低（酸性），氧逸度高的介质中，金主要以 $AuCl_4^-$形式存在；在 PH 值较高（碱性），氧逸度低的介质中，主要以 $AuHS_2^-$、$AuSHS_2^-$等复硫络合物形式存在；在中性条件下，金与氯络合物和金与硫络合物两种形式都可能出现，在氧逸度高的碱性介质中，金的存在可以是 $AuOH_2^-$、AuO_2^{3-}等形式。

河台金矿在成矿的早期和晚期阶段，金在溶液中的迁移形式是不一样的，由于早期阶段成矿溶液温度高，并且成矿溶液中，Cl^-含量比较高，因此在成矿溶液中金主要以氯络合物形式搬运，到了晚期阶段，温度相对较低，成矿溶液由中向弱碱性演化，Au 主要以 AuS^-、$Au(HS)^{2-}$以及 $Au(SO3)_2^{2-}$等络阴离子迁移[34]。

在剪切作用过程中形成了大量糜棱岩，它们破坏了原有矿物的晶格结合力，并使矿物粒度变隙细。在化学反应中，细粒过程增加了化学反应的接触面积，因而增加了化学反应的速度和反应能。Kerrich(1977)则证明，由于剪切作用使矿物颗粒表面积发生变化，将影响到体系自由能变化：$Gi=G_0+m/r$，式中 G_0为颗粒未变化前的自由能，m 为常量，r 为颗粒半径。假使颗粒从 1200μm减少到 5μm，则⊿G 变化为 20cal/mol。显然细粒化作用有利于溶解作用的进行，当汇集到剪切带中的各种流体沿着被剪切细小矿物颗粒边界流动，就引起了各种矿物的氢化作用，水解作用，碳酸盐化作用，黄铁矿化作用等，这使得不论是围岩矿物或是流体中元素，如 Fe、Mg、Na、K、Ca、Mn、Sr、O、H、CO_2以及一些成矿元素（如 Au）发生迁移或重新分配（Beach and Frfe，1980）。例如：对于蚀变过程中形成的大量载金矿物，如黄铁矿、碳酸盐、绿泥石以及石英等，它们阳离子主要来自围岩，如 F^{2+}主要来自围岩中的角闪石、黑云母等，Ca^{2+}则主要来自围岩中的斜长石等；对于阴离子如 S^-、CO_3^{2-}等则主要来自地壳深部的去气作用或是深源的 H_2S 或 CO_2。因此，虽然是载金矿物，其组合可能有着不同的来源。

Au 以 AuS^-、$Au(HS)^{2-}$以及 $Au(SO3)_2^{2-}$等络阴离子迁移的观点广泛被接受，但是黄铁矿中金则主要以晶隙金、包体金等形式存在，最有可能的解释是当金以不同（Au—S）络阴离子迁移至糜棱岩化形成的 Fe^{2+}周围，形成了稳定的 FeS_2，而

Au则被解离，由于Au^+不进入黄铁矿晶格而游离出来，在黄铁矿快速结晶时，游离Au^+来不及排净时，就成为包体金，在后期构造过程中成为晶隙金或裂隙金[112]。

Herrich（1993）研究中温热液石英脉型金矿床中石英的某些特点时认为石英是来自初生非晶质二氧化硅胶体结晶。在脆－韧性剪切带中，一方面使颗粒变细成为分散系，易成胶体，另一方面在脆－韧性过程中产生的粘滑裂隙（stick－slip failure）可以引起流体压力大大降低，非晶质SiO_2迅速达到饱和而沉淀出来。压力降低过程又引起了流体的不混溶和使溶解的金硫络合物具不稳定性。但是胶体SiO_2可以起到稳定金络合物作用，使之在热液流体中以悬浮态进一步迁移。沉淀SiO_2胶体在中温热液中将变得不稳定发生迅速脱水作用并结晶成石英，在结晶过程中，一些杂质元素（如Au）将被推到晶体的边缘。

影响成矿溶液中金沉淀的因素是多种多样的，如温度、压力的降低、还原剂的作用、PH值的变化等等都会促使金从溶液中沉淀出来。

据栾世伟等[113]的实验证明，温度越高，成矿溶液溶解金就越高，也就是说，如果温度骤然降低，金就会沉淀出来，压力对金硫络合物的稳定性影响也很大，这是因为在有S^{2-}存在的体系中，存在下列平衡：

$$H_2S = H^+ + HS^-$$

$$HS^- = H^+ + S^{2-}$$

总反应式：$H_2S = 2H^+ + S^{2-}$

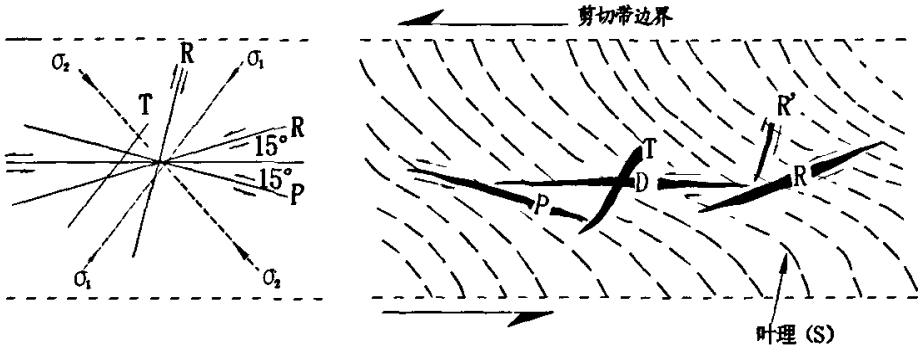
显然，如果压力骤然降低，总反应式就会强烈向右进行，随着HS^-的不断逸出，体系中S、HS^-的浓度就会不断降低，这时金硫络合物就不稳定而发生分解，导致金沉淀。黄铁矿等硫化物对金具有强烈的吸附还原作用，在河台金矿，除黄铁矿外，还有黄铜矿、磁黄铁矿、毒砂等，这些矿物对金的吸附、还原和结晶沉淀起有重要作用。

5.2.3.4 韧性剪切作用为金富集提供了空间

作为一级构造的韧性剪切带具有规模大，应变强，“切割”深等多期活动特点，能够汇集多源含矿流体，早期发生于地壳深部的固态流变作用而汲取地幔热液流体，动力变质作用而派生的变质流体，部分熔融作用而衍生的热液流体以及后期参与的天水流体，它们是形成糜棱岩型金矿化（矿床）的主要流体，这些流体控制了金矿床的区域分布与规模。

剪切作用形成了一系列脆性断裂以及糜棱岩带，河台金矿的矿体就严格控制在这些糜棱岩带以及脆性断裂中。剪切作用可以形成多种形式的断裂系（见图5-7），在河台矿区主要是P型断裂，同时，其它类型断裂也多叠加在一起。由于脆性断裂与导矿构造F_1在深部贯通，来自地幔以及地壳深处的流体带着成矿物质经过F_1、脆性断裂到达糜棱岩带内，并且在三者之间形成循环。由于糜棱岩带有

易于捕获流体中金等成矿物质的岩相，如(超)糜棱岩、砂糖状石英等。砂糖状石英是多次剪切作用和递进变形作用的产物,(超)糜棱岩是强应变带在韧性剪切峰期所形成的。它们不但可以在剪切作用期捕获成矿物质,且易在后期各次热事件中捕获成矿物质，于是成矿物质在糜棱岩带内不断的富集成矿。



R-里德尔剪切裂隙（该裂隙与剪切带边界成15° 角相交）；R'-里德尔共轭剪切裂隙（它与剪切带边界成75° 角相交）；P-剪切裂隙或逆向裂隙（它与剪切带边界成15° 角相交）；D-主剪切裂隙（与剪切带边界平行）；T-沿应变椭球体YZ面理形成的张裂隙（它与S叶理垂直）

图 5-7　剪切带内可能出现的断裂系

流体在剪切带中演化有如下模式：(1) 在早期演化阶段，早期的“S”型细脉发生褶皱及石香肠化，在较强的变形过程中，处在中心部位的叶理转而近于平行剪切壁时成矿流体便在剪切带中开始循环。(2) 在由韧性转变为脆性变形时便发生了一些张性破裂，矿液的充填而形成了近水平的矿脉。(3) 进一步剪切作用，一些不规则脉为适应剪切作用，沿韧性剪切带发生位移，在连续挤压作用下将已经形成的张性矿脉发生破坏。

5.2.3.5 剪切应力可以使载金矿物发生富集作用

孙胜龙（1995）认为剪切带中动力成矿作用是：体系基本处于无水条件下，一些固态矿物经剪切作用发生了重大的变形而产生了机械位移。位移的前提条件是矿物（或矿体）的脆性-韧性（塑性）转化点不同，在温度、压力渐进过程中，转化点低的矿物（或矿体）优先进入韧性（塑性）状态，它们可以向低压部位进行塑性“流动”迁移，在剪切带长期发展演化过程中，最后起到富集作用[112]。孙胜龙（1990）[114]通过实验证明，剪切应力作用可以使黄铁矿（以及其中的金）发生迁移，并使这些矿物或有用元素富集在剪应力集中部位。邱小平（1993）[116]对广东凡口铅锌矿矿床的围岩、无矿化的碳酸盐岩石进行高温、高压三轴实验。经电子探针分析实验后的残斑合流变基质中元素含量情况，结果为铅、锌元素在

剪切流变带内明显富集，铅相对富集在中央，锌相对富集在其边缘，在局部还测定出有新生成方铅矿微粒，再次证明了应力作用可使元素发生迁移富集的事实。

5.2.4 韧性剪切带的控矿作用

（1）韧性剪切带控制金矿床（点）的分布

金矿带（区）受超壳韧性剪切带的控制，强变形的带内岩石较之围岩有大的渗透性，能起导流作用，引起深部不同层次的流体向上迁移，且将流经岩石中的成矿元素带出，为成矿奠定良好的基础。同时，超壳韧性剪切带经历了漫长的演化，长期而强烈的剪切活动可诱导岩石重熔，发生酸性一中性的岩浆活动，从而提供 SiO_2、K^+、H_2O、CO_2等组分，它们与剪切变质带的流体混合，一起萃取围岩中的成矿物质构成矿液，向上运移及富集成矿。金矿床的展布受次级韧性剪切带的控制，主次韧性剪切系统之间存在着物理的(温度和压力等)和化学的梯度，主剪切系统流体来源深，温压高，有利于高温高压流体的稳定存在，不利于金的沉淀，然而在物理化学梯度驱动下，含金流体从下向上运移，金可以选择性地优先进入次级剪切带，特别是脆一韧性剪切带中。这时由于物理化学梯度变化，热液蚀变及外来流体的加入等因素的作用，造成金等成矿物质在流体中失稳而沉淀出来形成金矿。

河台金矿区金矿床和金矿点明显受韧性剪切带控制，自西向东的云西矿床、高村矿床、后迳矿床、河海矿床都严格控制在河台韧性剪切带内（见图 3-1），南矿带的太平顶矿床、宝鸭塘矿床等也控制在河台韧性剪切带内。此外，沿着韧性剪切带往西，在仙口村、长坑等地也具有比较好的物化探异常，预示着在河台金矿区西部具有良好的金矿找矿前景。

（2）糜棱岩带控制金矿体的产出

1.韧性剪切带及其演化过程形成的韧一脆性剪切带是唯一的赋矿构造

在韧性变形基础上叠加偏脆性的断裂构造是成矿物质聚集的重要场所，是重要的含矿（储矿）构造；而韧性部分的构造变形带起到了构造动力分异和成矿物质活化作用。河台金矿高村矿床和云西矿床的主矿体分别是 11 号和 9 号矿体。而 11 号矿体和 9 号矿体分别产在 11 号和 9 号糜棱岩带内。在 11 号糜棱岩带和 9 号糜棱岩带内的脆性断裂非常发育，矿液充填在脆性断裂中形成矿体。

2.控矿构造对矿化带形态、产状、规模及分布的控制

金矿化受韧性剪切带变形强度的控制，金矿体多呈透镜状或脉状顺糜棱岩面理分布，且多产在韧性剪切带内最强烈的变形区。主矿体严格受超糜棱岩限制，远离矿体，变形程度减弱。同时，金矿化受韧性剪切带的扩张空间控制，这些扩

张空间为剪切带的拐弯处、次级与主剪切带交汇处、两组同级剪切带交汇处(卢焕章等，1995；黄满湘，2003)。剪切带扩张空间，能对“吸收”成矿流体提供部分动力，又为矿质沉淀提供条件。再者，含金石英脉受韧性剪切带裂隙系统的控制。从韧性剪切带的内部构造特征与含金石英脉的关系，大部分含金石英脉可以对应于剪切裂隙系统中的 D、T、R、P、R' 等裂隙（见图 5-7)。剪切构造动力演化时空也对成矿有重要的控制作用，国内外大量资料表明，韧性剪切带成矿与控矿不是在剪切构造活动的早期，而是在剪切构造演化的后期，即脆一韧性剪切及脆性剪切构造活动的动力条件下。不同的动力学条件控制不同的成矿反应体系及成矿沉淀的速率，影响金的赋存状态及矿石类型(赵伦山，1994)。在空间上，矿化多分布于韧性脆性剪切带的过渡带，即脆韧性剪切构造部位，在三维空间上均有这种特征。同时构造动力控矿还有一些规律，如矿化分布的成群成带性、等距性、对称性及构造复合等。

河台金矿区内控矿构造群体组合形态呈北东东向的左行雁列状，这主要是河台韧性剪切带为北东东向展布，在韧性剪切带内的糜棱岩带基本上呈北东东向左行雁列分布，而矿床以及矿体也基本上是北东东向左行雁列排布。糜棱岩带走向北东，倾向北西，矿体的产状也大致如此，见图 3-10。同时，由于糜棱岩带往深处向北东方向侧伏，矿体有侧伏现象。大多数矿体向北东方向侧伏，这种侧伏尤以高村矿床最为明显，见图 3-11，在图 3-11 中，主矿体（11 号矿体）总体上向北东侧伏，次级矿体 11-10、11-1、51、11-8、11-4 等矿体都向北东侧伏。云西矿床矿体侧伏现象不大明显，主矿体(9 号矿体)在 0 米标高以上，两分枝均向北东方向侧伏，0 米标高以下矿体无侧伏现象，但深部情况不明。

因为矿体主要产在糜棱岩带的脆性断裂中，糜棱岩带规模越大，往深部延深越大，与导矿构造贯通性越好，脆性断裂越发育，其成矿条件就越好，含矿性也就越好。

5.2.5 糜棱岩带及糜棱岩与成矿的关系

糜棱岩是韧性剪切作用特定阶段的产物。围绕韧性剪切作用与金矿成矿作用的关系，国内外学者进行了多方面的深入研究。揭示出两者不仅具有产出空间上的联系，更有成因机制上的密切关系。国内先后有刘连登(1991)、曲亚军(1991)、崔克英(1994)等，对产于韧性剪切带中的金矿床作了类型划分[71,116]。其中有些即属糜棱岩型金矿床。

糜棱岩型金矿床矿体严格受赋矿糜棱岩带的控制，矿体规模与赋矿糜棱岩带规模呈正消长关系。由于围岩与矿体的原岩都是糜棱岩，所以，宏观上矿体与围

岩无明显的界线，即两者呈过渡关系。矿体形态大致有似层状、透镜状及脉状几种。其中似层状矿体形态比较规则，矿化连续，延伸稳定，矿石蕴藏量大，经济价值较高，但此种矿体数量较少，大多数矿体呈透镜状、脉状。各类矿体往往有分支、复合、膨缩、侧列现象。单个矿体规模大小相差悬殊，多具分段集中、成群产出的特点。

在与韧性剪切带有关的蚀变糜棱岩型、构造蚀变岩型和石英脉型3种金矿化类型中，蚀变糜棱岩型金矿是与韧性剪切带关系最为密切的一种，它虽然品位相对较低，但规模很大，在全世界金矿保有储量和黄金产量中所占的比例逐年上升，已得到普遍的重视。在蚀变糜棱岩型金矿床的研究中，对糜棱岩的构造变形与Au元素丰度的关系最为重视，研究也比较广泛和深入，但是对于构造变形与金矿成矿的关系的认识却有明显差异，一些学者研究后认为韧性剪切变形越强、构造差应力越大，Au元素丰度越高[117-124]；而另一些学者则认为韧性剪切作用本身导致成矿的可能性不大，在强烈韧性变形的条件下，Au元素内能升高，是不稳定的，因而不会富集成矿，并且是岩石变形越强，Au元素含量越低[100, 125]。但是上述研究成果最大缺陷在于仅仅局限于表面现象上，而没有注意Au元素富集的机制及韧性剪切带的演化和叠加的关系。作者在前文中已经从构造演化、发展的时空角度，重新认识和研究韧性剪切带的成生演化、构造变形与金矿化的关系；在这里，作者将就矿化与未矿化糜棱岩的差异、矿化与构造变形的时序关系等作一个分析研究。

5.2.5.1 未矿化糜棱岩变形与Au元素丰度的关系

前人对于糜棱岩及糜棱岩化过程中化学成分、矿物成分变化的研究已经非常深入，其中化学成分的变化使Si及Ca、Na等组分被带出；在韧性剪切变形过程中，长石一方面作为残碎斑晶表现出脆性破碎；另一方面则是变形导致长石分解，形成石英和白(绢)云母，白(绢)云母含量明显增加，SiO_2虽然有较多带出、总量减少，但石英相对含量是增加的[101]。河台韧性剪切带受剪切变质的原岩主要为震旦系变质岩，根据对河台韧性剪切带的次一级构造高村11号糜棱岩带及云西9号糜棱岩带的研究，其原岩主要为各种混合岩，原岩组成矿物受剪切变质作用后发生强烈的水—岩反应，长石类矿物转变为绢云母或酸性的钠长石，而白云母、黑云母、角闪石类矿物转变为绿泥石、多硅绢云母等矿物，表现为明显的退变质反应，其可能的水岩反应有：

$$\underset{\text{（斜长石）}}{CaAl_2Si_2O_8 \bullet NaAlSi_3O_8} + K^+ + H^+ \rightarrow \underset{\text{（绢云母）}}{K_2Al_4Si_6Al_2O_{20}(OH)_4} + \underset{\text{（钠长石）}}{NaAlSi_3O_8} + Ca^{2+}$$

$$\underset{\text{（钾长石）}}{KAlSi_3O_8} + \underset{\text{（钠长石）}}{NaAlSi_3O_8} + H^+ \rightarrow \underset{\text{（绢云母）}}{K_2Al_4Si_6Al_2O_{20}(OH)_4} + SiO_2 + Na^+$$

$$K(MgFe)_3AlSi_3O_{10}(OH)_2 + H^+ \rightarrow Al(MgFe)_6AlSi_3O_{10}(OH)_6 + SiO_2 + (MgFe)^{2+} + K^+$$

（黑云母）　　（绿泥石）

$$KAlSi_3O_8 + CaAl_2Si_2O_8 \bullet NaAlSi_3O_8 + H_2O \rightarrow K_2Al_4Si_6Al_2O_{20}(OH)_4 + SiO_2 + Na^+ + Ca^{2+}$$

（钾长石）　（斜长石）　　（绢云母）

上述水岩反应的结果，由典型的混合岩的矿物组合：钾长石+斜长石+石英+白云母+黑云母±角闪石，转变为绿片岩相的糜棱岩系列矿物组合：

绢云母+石英+钠长石±绿泥石±碳酸盐矿物

在未发生蚀变矿化的糜棱岩中，Au 等微量元素的变化规律是，韧性变形越强，Au 元素含量就越低，超糜棱岩明显低于初糜棱岩（陈柏林，2000）。在韧性剪切变形过程中，一方面由于在深部温压高、岩石塑性大，特别是强烈的韧性剪切变形的影响，使 Au 元素的化学位升高，且变形越强，化学位越高，具有高化学位的元素是不稳定的，将脱离原来的矿物或岩石中的赋存部位，这一状态可以称为 Au 元素的构造活化；另一方面由于糜棱岩化作用促使 Si、Ca、Na、H_2O 的迁移流失，而“石英是 Au 最亲密的伙伴”[126]，Au 元素与 Si 元素具有非常相近的迁移系数，经常是同时发生迁移的，因此，深部的韧性变形使得 Au 与其它成矿元素及 Si、Ca、Na、H_2O 等组分一起被活化分异，形成含 Au 热液(或称动力变质热液)向上迁移。所以，在深层次韧性变形域中，当韧性剪切变形越强，Au 等成矿元素就越容易活化迁出，岩石中 Au 等成矿元素含量就越低。

5.2.5.2 矿化糜棱岩变形与 Au 元素丰度的关系

对矿化糜棱岩来说，大多数研究结果表明，糜棱岩的构造变形越强，金元素丰度越高[117-124]，Au 元素丰度与构造变形差应力的大小呈正相关[122]，同时，矿化糜棱岩中的 Au 丰度还与糜棱岩类型、规模、组构特征、形变机制及应变幅度具有相关性[101]。说明矿化作用和 Au 元素富集受与糜棱岩的宏、微观结构构造方面众多因素的控制。

构造变形或构造差应力并没有直接导致 Au 元素的大量富集，而只是一种初步的富集，Au 元素最终富集成矿最主要的原因是含 Au 热液多次循环叠加作用的结果。深层次韧性变形域是 Au 等成矿元素活化迁出区，当韧性剪切变形越强，岩石中 Au 等成矿元素就越容易活化迁移。当较深层次的韧性变形形成的糜棱岩抬升至韧脆性转换区域时，由于温度压力降低了许多，早期糜棱岩面理和微裂隙发生扩容，而此时在更深部位发生韧性变形形成的含 Au 动力变质热在温压、构造应力和化学位差异等因素驱动下由迁出域沿韧性剪切带，随着岩浆热液等流体沿着导矿构造向上流动，在“y”字型控矿模式中循环流动（见图 5-6）。由于上

部糜棱岩带以及韧性剪切带中形成的脆性断裂是低温低压区，且糜棱岩带中有易于捕获流体中金等成矿物质的岩相，如(超)糜棱岩、砂糖状石英等，所以容易在已发生微裂隙扩容的韧脆性糜棱岩中沿C面理或微裂隙发生交代蚀变和矿化。

5.2.5.3 糜棱岩中Au元素富集机制

很显然，河台金矿床中含Au糜棱岩中的Au元素不是韧性剪切变形直接导致Au元素富集的，而是含Au热液循环叠加矿化的结果。陈柏林[101]认为导致糜棱岩发生金矿化蚀变的含Au热液不外乎两大类：其一是深层次韧性剪切变形引发的动力变质含Au热液(就近来源)；其二是岩浆热液等其它来源的含Au热液(远程来源)。无论哪种来源，Au元素都是在较浅层次条件下富集形成矿床的。这是因为在浅部，由于温压相对较低，韧性变形较弱，主要表现为脆性破碎，元素化学位降低，加上其它物化条件(如Eh值、pH值等)的改变，含Au热液中的携Au络合物遭到破坏，导致Au等成矿元素从络合物中析出，并在糜棱岩带中聚集形成金矿床。由上述条件可知，河台金矿矿化最后定位时的深度应该比糜棱岩的形成深度要小得多。

糜棱岩带的形成，在层位上是有选择性的，不是所有地段都可以形成糜棱岩，如果层位是纯的泥质塑性岩层则很难形成糜棱岩，只有层位是脆一塑性岩石，才易形成糜棱岩。糜棱岩的形成不一定是一个连续的剪切过程，中间曾经有过停顿。在显微镜下，可见初糜棱岩呈透镜状、角砾状夹于超糜棱岩中（照片22），两者界线清楚，不是渐变关系，反应初糜棱岩形成后，构造活动出现过停顿，其后再剪切，形成超糜棱岩。这也可以说明糜棱岩带形成时经历了多阶段、不断上升的过程。

5.3 成矿构造系统

5.3.1 矿床、矿体定位的构造条件

矿区金矿床和矿体的空间定位与构造关系十分密切，矿床和矿体的形成，主要受两大因素的控制，一是要有成矿物质的来源；二是要有赋矿空间，这两大因素都与构造有直接或间接的关系。据矿床地质研究，河台金矿成矿物质主要来自元古界和下古生界地层，也有部分矿化剂和主成矿物质来自深部岩浆。岩浆侵入与构造活动有关，成矿物质聚集成矿的空间受控于构造裂隙，因此，矿床和矿体的定位，构造是必不可少的条件。

5.3.1.1 矿床定位的构造条件

区域和矿区内已发现的金矿床，均分布在韧性剪切带内，矿体一般产在韧性剪切带内的糜棱岩带或张扭性断裂中，金矿床空间定位与韧性剪切带、深大断裂、混合岩化带及基底热隆起有关。

(1) 与韧性剪切带的关系

矿床定位于韧性剪切带中，是有其地质原因的，其一、韧性剪切带剪切作用使金物质活化迁移，形成了热液流体，并在韧性剪切带与断裂构造中循环运动。其二、韧性剪切带形成后，应力得到释放，已成为构造薄弱地带，同时糜棱岩带在其后的构造活动中，易于在剪切作用下产生脆性断裂以及构造张裂隙，为后期的容矿导矿提供了空间。邵世才（1996）[100]认为韧性剪切变质变形作用过程中物质处于高能量状态，是不稳定的，剪切作用使 Au、Ag 等元素含量降低，成矿是后期蚀变叠加的结果。其三，韧性剪切带一般规模大，延深也大，可与基底构造（如基底不整合面、深大断裂）连通，现在的研究认为，一般剪切带发育深度较大。Sibson 认为韧-脆性剪切带发生于 10-15km；舍尔曼则认为发生准塑性流体为 10-25km，塑性流体深度为 25-40km，而粘性流体深度则＞40km。这样的深度达到了下地壳，甚至于地幔。在这种条件下，韧性剪切带为成矿热循环富集成矿提供了条件。

(2) 矿床定位与深大断裂的关系

韧性剪切带中的金矿床一般位于区域性深大断裂的上盘，这是因为金的富集必须通过成矿流体的循环。金在地壳中平均含量是很少的（3.5PPb），在溶液中的溶解度也极小，要使金富集成为工业矿体，必须有大量的流体携带金向某一地段循环富集。深大断裂下可至上地幔，与岩浆活动关系密切，岩浆热液流体可以通过深大断裂上升，在断裂空间以及韧性剪切带的裂隙内形成热液循环，因此，深大断裂为成矿物质的上升循环以及富集提供了通道。

(3) 矿床定位与混合岩化带的关系

从广义上讲，混合岩化带也是构造变质带的一部分，在河台金矿区乃至整个区域，混合岩化带沿韧性剪切带分布。混合岩化作用，使原岩中的金活化，向周边地层（在河台矿区为片岩带）迁移，使地层中的金进一步富集，为后期在该地层中的糜棱岩带内成矿奠定了物质基础[51]。

(4) 矿床定位与基底热隆起的关系

从卫片资料分析（见图 4-2），在河台矿区深部（过泵—桃仔山一带），存在隐伏的环行构造，这些构造可能为地下的热隆起，可能由隐伏岩体侵位所致，岩浆的侵入，为矿源层中的金元素活化，促进成矿流体对流循环起了重要作用。

5.3.1.2 矿体定位的构造条件

河台矿区主要工业矿体赋存在糜棱岩带中，但不一定所有的糜棱岩带都赋存有工业矿体。根据黄满湘[14]的研究，矿体定位的构造条件是：

(1) 赋存工业矿体的糜棱岩带必须具备一定的规模，糜棱岩带沿走向延伸长（一般大于1000米），沿倾向延伸也大，能与深大断层构成成矿的循环系统。

(2) 糜棱岩带中叠加有与糜棱岩带产状近于一致的脆性断裂，这些脆性断裂既是容矿构造，又是矿液流动并向周边扩散的通道。

(3) 矿体在糜棱岩带中是分段富集的，无论是矿体的厚度还是金的品位，在糜棱岩带中的分布都不均匀，矿体厚度等值线和金的品位等值线都呈环岛状，这些环岛的连线具有一定的方向性，反映在含矿糜棱岩带上叠加有小型横跨褶皱，褶皱的虚脱部位是矿体厚度增大，品位增高的地段。

5.3.2 导矿构造

作为一内生深成矿床，深大断裂对于矿质的运移起着极其重要的作用。就河台金矿，区内F_1断裂对于河台金矿的形成起着决定性的作用，为区内主要的导矿构造。

其多次活动为金元素的运移创造了良好的条件。从区域构造演化分析，该断裂在加里东期（成矿前）就初具规模，为一产在背斜倒转由层间滑动演化而形成的逆断层，到晚古生代，断裂被地台盖层所掩盖，成为隐断裂。印支运动期间，断裂再次活动，表现为张裂带，并穿切到上覆地台盖层，燕山早期，区域受左行直剪作用，断裂表现为压扭性，并具有平移性质，到燕山晚期，断裂性质再次发生变化，表现为张扭性，使得在断裂带形成一个很好的导矿通道，从而成为矿区主要的导矿构造。

另外，由于剪切作用形成的脆性断裂，这些脆性断裂作为连接韧性剪切带、基底热液、F_1断裂以及容矿糜棱岩带起到了很好的通道作用。

5.3.3 容矿构造

河台矿区主要工业矿体赋存在糜棱岩带中，然而却不是所有的糜棱岩带都赋存有工业矿体。因此，矿区的容矿构造不简单是糜棱岩带，它必须要满足以下几个条件，它才具备容矿条件。

（1）赋存工业矿体的糜棱岩带必须具有一定的规模，糜棱岩带沿走向延伸长一般大于1000m，沿倾斜延伸也大，只有这样，才能与深大断裂构成成矿的循环系统。

（2）糜棱岩带中叠加有与糜棱岩带产状近于一致的脆性断裂，断裂性质为张扭性，这些脆性断裂既是主要容矿构造，同时有时矿液流动并向周边扩散的通道。

（3）糜棱岩带必须有着较强的硅化等围岩蚀变，通过对含矿性好的矿石进行分析，我们发现它一般有着强烈的围岩蚀变，如硅化、黄铁矿化。

（4）糜棱岩的围岩必须具备一定的含金背景值，即赋存在片岩中的糜棱岩较之混合岩中的糜棱岩更有可能形成富矿。

（5）糜棱岩化程度较高，最好是有着不同程度的糜棱岩化组合如超糜棱岩与初糜棱岩混杂，则含矿性最好[14]。

5.4 构造控矿模式

5.4.1 构造控矿规律

5.4.1.1 韧性剪切作用与金的迁移和初步富集

燕山早期，河台矿区在左行直剪作用下形成韧性剪切带和糜棱岩带，当时矿区含矿地层掩埋在地下深处，在缓慢的剪切过程中，岩石内部结构发生变化，赋存在地层中的金开始活化、迁移，并使成矿物质得到初步富集，这一过程是十分复杂的，包括岩石、矿物颗粒的破碎、剪切扭断、细粒化、塑性流动以及动态重结晶作用。岩石、矿物的细粒化过程有利于金从矿物中解脱，动力变质所形成的流体促进化学作用的进行，这些化学作用包括压熔作用，扩散作用、变质分异作用。当韧性剪切作用结束，所形成的糜棱岩带相对被抬升接近地表，此时应力相对释放，则成为低压扩容区，被活化的金伴随变质流体向糜棱岩带中迁移，使成矿物质得到了初步富集。

5.4.1.2 容矿构造与金的进一步富集

到燕山晚期，区域构造应力场转为右行南北直剪，在部分糜棱岩中形成脆性断裂，断裂的性质为张扭性。脆性断裂的形成，为金的进一步富集提供了赋矿空间。一方面地层中的金元素再一次向形成脆性断裂的糜棱岩带迁移，在脆性断裂中富集，另一方面，成矿流体通过导矿构造进入脆性断裂中，形成对流循环富集。如果没有大量的成矿流体在断裂中循环，使金不断地沉淀聚集，就不可能形成储量达几十吨的金矿体。

5.4.1.3 导矿构造与金的循环富集

要使大量的成矿流体循环流动，必须有一个流动的通道，这个通道就是导矿构造。在矿区F_1断裂应是主要的导矿构造。F_1断裂规模大，沿走向延伸长，沿倾斜延深大，该断层切过地台盖层和矿源层，与地台盖层下的不整合面、糜棱岩带

中的脆性断裂构成一个成矿构造系统，使矿液在该系统中不断循环，在容矿构造中富集成矿体。前人资料介绍，F_1断裂为一多次活动的大断裂，部分地段钻孔揭露，已证实为含矿破碎带。由于该断裂是在层间滑动的基础上形成和发展的，往深部产状会变缓，并与糜棱岩带中的脆性断裂沟通。

断裂与成矿的关系十分密切，矿液之所以沿断裂充填成矿，原因是多方面的，其中一个重要原因是断裂的产生，使之成为低压区，矿液通过不同渠道向低压区聚集。另一方面，成矿流体本身又具有一定的能量，它们在构造应力或热动力的驱使下，具矢量特征，当这种具矢能量的流体沿一定方向运移时，便对运移通道产生压裂作用，使岩石进一步破裂，即热液致裂。如果这种具矢能量的流体沿封闭的断裂或裂隙运移，便对断裂或裂隙壁产生强压，使之张裂成具一定空间和一定宽度的裂缝，成为容矿空间。

5.4.2 控矿模式

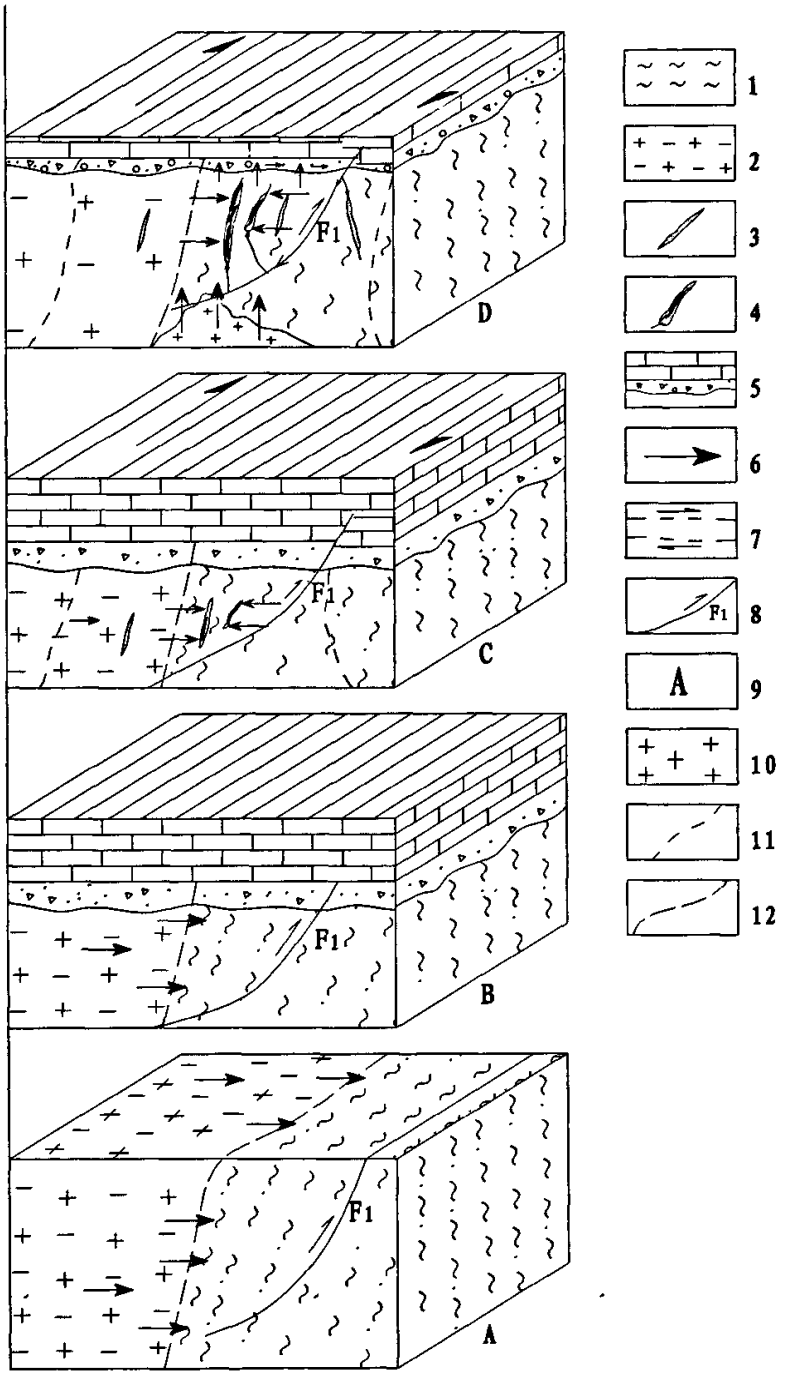
金矿成矿经历了漫长的富集过程，通过对矿区构造控矿规律的分析，同时对应矿床成因模式的各阶段，建立了如下构造控矿模式，见图5-8。

A.加里东期，部分矿源层出现混合岩化，由于构造作用在矿区南缘形成了F_1断裂，该断裂在加里东期（成矿前）已初具规模，并表现为逆断层性质，金元素因混合岩化作用，向低变质带迁移。

B.加里东晚期，在混合岩化作用下，金元素仍然向震旦系C组地层迁移，同时，由于地块下降，在震旦系地层上沉积了厚厚的地台盖层，此时，含金地层埋深比较大。

C.印支－燕山早期，混合岩化作用进一步加强，矿区深部遭受强烈的韧性剪切作用，形成了韧性剪切带以及糜棱岩带。在高温、重熔、混合岩化过程中，金质被活化迁移，在糜棱岩带内得到初步富集。同时F_1断裂继续活动，其性质以平移为主。

D.燕山晚期，由于造山运动，地块开始上隆，区域构造作用方式由南北左行直剪转变为南北右行直剪作用。长时间的右行直剪作用使F_1断裂表现为张扭性，成为有利的导矿构造。此时的剪切作用以韧－脆性为主，在糜棱岩带内产生了脆性断裂，为金元素的富集提供了良好的导矿和容矿空间。同时，燕山期强烈的岩浆作用，为矿源层中的金元素活化、迁移以及在构造空间内循环富集成矿提供了热动力。当深层韧性剪切带上升为浅部地壳，糜棱岩带中迭加有脆性断裂，含金热液向上迁移并在脆性断裂中多次循环叠加，使得Au元素大量富集，最终形成金矿床。



1-片岩；2-混合岩；3-糜棱岩带；4-后期叠加、改造金矿；5-地台盖层；6-金的运移方向；7-剪切指向；8-断层及编号；9-成矿、控矿阶段；10-侵入体；11-韧性剪切带边界；12-虚拟混合岩和片岩界线

图 5-8　河台金矿构造控矿模式图

第六章 结论与展望

6.1 结论与认识

1．河台金矿床的形成受到河台韧性剪切带的控制，矿床产于韧性剪切带的次一级构造单元－糜棱岩带中。

2．成矿物质来源：河台金矿的金质一般认为来自震旦系C组复理石建造的沉积岩，但也有部分深源物质加入。实际上该金矿的物质来源是多源的，但以围岩为主，即认为成矿物质主要来源于矿源层（震旦系C组地层）。

3．河台金矿床的成矿作用可分为二期四阶段，即韧性剪切动力变质分异期和岩浆热液叠加成矿期。热液叠加期又分为金—石英阶段、金—硫化物阶段、硫化物—碳酸盐阶段。其中第二阶段为金的主要矿化阶段，局部发生第三阶段矿化作用的叠加，造成矿石中金的品位明显增高。按照矿床成因模式图所划分的四个成矿阶段即为：原生沉积阶段（海底喷流热泉等作用）、改造迁移阶段（区域变质作用）、初步富集阶段（糜棱岩化）和循环聚集阶段（成矿热液循环、岩浆热液叠加作用），它们对金元素的活化、迁移、沉淀或富集起着重要的作用。

4．构造是该矿区成矿的重要因素，构造与成矿的关系主要表现在三个方面：一是使成矿物质活化迁移，二是为成矿提供赋存空间，三是为导矿提供通道。

5．对于矿区构造演化认为区域上早期存在东西向构造，形成于加里东期，后经印支运动和燕山运动改造，东西向构造转为北东向，矿区糜棱岩是在燕山早期右形剪切作用下形成。

6．韧性剪切带的形成对于成矿具有重要的作用，为成矿提供了运移通道、富集动力、物质来源、容矿空间、物化环境等；同时，韧性剪切带控制着金矿床（点）的分布，韧性剪切作用形成的糜棱岩带控制着金矿体的产出。

7．韧性剪切带以及糜棱岩带形成时所产生的剪切热能易于使深部岩浆和上部流体热能连通，加热剪切带中正在运移的流体，加速流体的循环作用，为岩石中金的活化迁移提供所需的动能，从而实现对成矿作用的影响；剪切变形使岩石矿物组构及成分发生变化，使金活化出来，成为易释放金而进入成矿流体中。

8．F_1断裂经历过多次活动，往深部产状变缓，是矿区重要的导矿构造；糜棱岩带以及脆性断裂为成矿提供了空间，矿体产状与韧性剪切带、糜棱岩带以及迭加的脆性断裂一致；后期的断裂对成矿具有破坏作用，使矿体的连续性和完整性遭到破坏。

9．河台矿区主要工业矿体赋存在糜棱岩带中，然而却不是所有的糜棱岩带都赋存有工业矿体。容矿糜棱岩带必须满足以下几个条件：①赋存工业矿体的糜棱岩带必须具有一定的规模，糜棱岩带沿走向延伸长一般大于1000m，沿倾斜延伸也大，只有这样，才能与深大断裂构成成矿的循环系统；②糜棱岩带中叠加有与糜棱岩带产状近于一致的脆性断裂，断裂性质为张扭性，这些脆性断裂既是主要容矿构造，同时又是矿液流动并向周边扩散的通道；③糜棱岩带必须有着较强的硅化等围岩蚀变，如硅化、黄铁矿化；④糜棱岩的围岩必须具备一定的含金背景值，即赋存在片岩中的糜棱岩较之混合岩中的糜棱岩更有可能形成富矿；⑤糜棱岩化程度较高，最好是有着不同程度的糜棱岩化组合如超糜棱岩与初糜棱岩混杂，则含矿性更好[14]。

10．深部的构造变形或构造应力差并没有直接导致 Au 元素的大量富集，而只是一种初步的富集；成矿不是在深层韧性剪切带中形成的，而是含金热液向上迁移并多次循环叠加，在糜棱岩带内范围比较窄小的韧-脆性或脆性裂隙才发生 Au 元素大量富集，最终形成金矿床。河台金矿矿化最后定位时的深度应该比糜棱岩的形成深度小得多。

11．河台金矿按照作者的成因模式和构造控矿模式，其类型应该为：韧性剪切带中的热动力变质+热液循环富集的金矿床。

6.2 构造控矿预测

通过对河台金矿区成矿地质背景，矿床地质特征，控矿构造及控矿规律的分析研究，认为矿区内金矿床的形成主要与含矿地层、韧性剪切作用和岩浆活动有关。地层为成矿提供了物质来源；韧性剪切使成矿物质得到了初步的富集，也为成矿提供了空间；岩浆活动促使成矿流体对流，为成矿提供了部分成矿物质和矿化剂；断裂构造为主要的导矿构造，含金热液流体在“y”字型系统内循环富集最终成矿。利用上述观点，重新认识矿床形成机制和控矿因素，特别是分析总结矿化富集规律和矿体空间产出规律，在生产区及矿区外围开展地质找矿是有前景的。

6.2.1 找矿前景分析

随着开采范围的扩大和地质调查程度的提高，对河台矿区矿床地质特征及控矿规律也认识的愈来愈深刻。过去虽然认识到不是所有糜棱岩带都含工业矿体，矿体具侧伏现象，但没有从原理上加以分析。事实上，糜棱岩带含不含工业

矿体，与其规模和产出的层位有关，也与其内部结构和是否有脆性断裂迭加有关。矿体的侧伏，主要受控于矿液的流向，掌握了矿体的赋存的本质规律，就能明确找矿方向，预测有前景的找矿地段，有目的地布置工程。

（1）在已知矿床深部还有找矿前景

目前，高村、云西往下分别已经开采到了－190m、－140m 中段，钻孔控制标高已达-300m，但糜棱岩并没有尖灭，高村矿床在-300m 标高以下仍有高品位的金矿化，根据矿液运移方向和矿体侧伏规律，在两矿床的深部仍有找矿前景。另外，根据广东省地矿局 719 地质大队的钻孔资料显示，在云西深部曾经布置过几个钻孔，并且有良好的见矿效果。

（2）在北矿带西段仙口村一带找矿前景看好

地表化探取样以及槽探已发现数条糜棱岩带，其中一条规模较大，沿走向长达 1000m，化探取样结果有金异常存在，根据糜棱岩带在平面上呈左行侧列的规律，该地段应有工业矿体存在。

（3）南矿带找矿可有新的突破

南矿带与北矿带地层对应，糜棱岩带发育，部分糜棱岩带规模大，化探取样金异常明显，目前宝鸭塘坑探已发现工业矿体，见有蜂窝状原生矿石，取样分析，Au 分别为 13.88g/t、28.25g/t，表明该地段矿液活动强烈，有矿液运移的通道存在。由于南矿带中的糜棱岩带在倒转褶皱的倒转翼，更靠近 F_1 断裂，在其深部有可能存在工业矿体。

（4）矿区南西部有一定的找矿远景

河台韧性剪切带往南西沿走向延至京村，延伸长度 12Km，剪切带出露宽度大于 2Km，前人地表踏勘已发现多条糜棱岩带和多个矿化点。本次地表踏勘取样有两处出现金异常，该地段是今后找矿的重要地段。

6.2.2 成矿预测

根据找矿远景分析结果，本文研究预测了如下远景区：

（1）生产区矿体预测

高村矿床 11 号矿体

预测依据：

①深部钻孔揭露仍有糜棱岩带存在；

②矿体已知部分向北东方向侧伏，侧伏角约 40^0，预计下部矿体仍沿此方向侧伏；

③ 据 11 号矿体温度等值线图，矿液有可能自下而上，自北东向南西方向运移，预计深部仍有矿化存在；

④部分钻孔在-300m 标高见有工业矿体，按矿体侧伏规律，往下部工业矿体应向北东方向偏移；

⑤在深部，糜棱岩带的围岩为震旦系 C 组地层（矿源层）。

云西矿床深部

预测依据：

①深部钻孔控制，在-300 米标高仍有糜棱岩带存在；

②矿体已知部分向北东方向侧伏，侧伏角约 45°，深部（-290m）有个别钻孔见到矿体，矿体厚 2.10m，品位 2.44g/t，矿体总体上应向北东方向侧伏；

③由 9 矿体温度等值线图，矿液有可能自下而上，自北东向南西方向运移，推测仍有矿化存在；

④在深部，糜棱岩带的围岩为震旦系 C 组地层（矿源层）。

（2） 矿区矿床预测

1.仙口村远景区

预测依据：

①按糜棱岩带在平面上具左行侧列规律，该地段应有含矿糜棱岩带存在；

②通过地表化探取样，已发现有糜棱岩带，其中一条规模较大，沿走向长 1000 米，厚度 20m 左右；

③化探取样已发现有多处金异常，部分地段出现 Cu、Ag 异常；

④物探磁法已发现 2 处异常；

⑤糜棱岩带的围岩为震旦系 C 组地层（矿源层）。

2. 过泚村远景区

预测依据：

①共有三条糜棱岩带，规模沿走向均在 1000 米以上；

②位于南矿带，糜棱岩带的围岩大多与北矿带相似，局部有混合岩化；

③化探取样已发现有多处金异常，部分化探点出现 Cu、Ag 异常，物探磁法已发现 4 处异常；

④有民采；

⑤位于导矿构造 F_1 断裂上盘，且靠近 F_1 断裂；

⑥地表已有 2 处发现铁帽，其中一处铁帽出露宽度 1.5m；

3.尚台远景区

预测依据：

①位于南矿带，远景区内大面积出露震旦系 C 组地层（矿源层）；

②已发现有多条糜棱岩带，糜棱岩带规模因浮土掩盖尚未确定，化探控制点观测，糜棱岩化程度较高；

③化探取样已发现有多处金异常，部分化探点出现 Cu、Ag 异常；

④物探磁法已发现 4 处异常；

⑤糜棱岩带位于导矿构造 F_1 断裂上盘，且靠近 F_1 断裂；

4.宝鸭塘远景区

预测依据：

①位于南矿带，远景区内大面积出露震旦系 C 组地层（矿源层）；

②已发现有多条糜棱岩带，其中有 2 条较大规模的糜棱岩带，化探控制点观测，糜棱岩化程度较高；

③化探取样已发现有多处金异常，部分化探点出现 Cu、Ag 异常，坑探有金矿化；

④物探磁法已发现 2 处异常；

⑤糜棱岩带位于导矿构造 F_1 断裂上盘，且 F_1 断裂在此有拐弯现象；

⑥地表有 2 处发现铁帽。

5.长坑远景区

预测依据：

①已发现有几条糜棱岩带，其中有 ML－1 具有较大规模，化探控制点观测，糜棱岩化程度较高，且硅化程度较强；

②糜棱岩带位于导矿构造 F_1 断裂上盘，且更靠近 F_1 断裂；

③化探取样 Au、Cu 等元素具有较高异常；

④有民采现象。

参 考 文 献

[1] 何绍勋，段嘉瑞，周崇智.一种新的金矿类型—剪切带型金矿.中国有色金属学报，1992，2(2):1～6

[2] 凌井生，陈础廷，季明钧.河台韧性剪切带蚀变岩型金矿的地质特征、矿床成因与成矿模式.广东地质，1992，7(3):51～56

[3] 陈衍景，郭光军，李欣.华北克拉通花岗绿岩地体中中生代金矿床的成矿地球动力学背景.中国科学，1998，28(1):35～40

[4] 范宏瑞，谢奕汉，赵瑞等.小秦岭含金石英脉复式成因的流体包裹体证据.科学通报，2002，45(5):537～542

[5] 丁锑平.硅同位素地球化学.北京:地质出版社，1994.1～102

[6] 福尔.同位素地质学原理.北京:科学出版社，1983.157～199

[7] 胡达绷，罗桂玲.河北张一宣金矿区含金石英脉 40Ar/39Ar 年龄.地质科学，1994，29(2):151～157

[8] 胡瑞忠，毕献武.马厂菁铜矿床黄铁矿流体包裹体 He-Ar 同位素体系.中国科学(D 辑)，1997，27(6):503～508

[9] 胡受奚，王鹤年，王德滋等.中国东部金矿地质学及地球化学.北京:科学出版社，1998.123～141

[10] 胡受奚，赵懿英，叶瑛等.花岗岩、绿岩、煌斑岩、韧性剪切带和钾交代在金成矿上的贡献及关系.矿床地质，1998，(17 增刊):153～158

[11] Bonnemaison.M.“含金石英脉”是含金剪切带的一种特殊情况.国外地质科技，1987，第 1 期:24～33

[12] 凌井生.广东河台金矿床地质特征.广东地质，1986，1(1):65～68

[13] 刘如琦.丹东韧性剪切带的变形特征及其与金矿化的关系.现代地质学研究文集，南京:南京大学出版社，1992.78～98

[14] 黄满湘.广东河台金矿成矿规律及找矿预测研究（科研报告）.长沙：中南大学地质研究所，2003

[15] 广东省地质矿产局.广东省区域地质志.北京:地质出版社,1988

[16] 广东省地质矿产局七一九地质大队.1:5 万禄步镇幅地质图说明书，1988

[17] 广东省地质矿产局七一九地质大队.1:5 万伍村幅地质图说明书，1988

[18] 广东省地质矿产局七一九地质大队.1:5 万莫村幅地质图说明书，1988

[19] 广东省地质矿产局七一九地质大队.1:5 万播植牙幅地质图说明书，1988

[20] 广东省地质矿产局七一九地质大队.广东省高要县河台金矿区高村金矿床勘探报告，1992

[21] 广东省地质矿产局七一九地质大队.广东省高要县河台金矿区云西金矿床勘探报告，1992

[22] 陈础廷，季明钧，胡谢天.广东河台金矿成矿条件的初步分析.广东地质，1988，3(1):130～131

[23] 黄灵辉.河台金矿区花岗质岩石的特征和成因.广东地质，1986，1(1):45～54

[24] 符力奋."断裂变质作用"与金的成矿作用初探.广东地质，1988，3(1):31～44

[25] 符力奋.河台金矿区矿床成因探讨.广东地质，1989，4(4):35～43

[26] 王鹤年，张守韵，俞受鋆等.华夏地块韧性剪切带型金矿地质.北京:科学出版社，1992. 51～90

[27] 王鹤年，张景荣，戴爱华.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，1989，8(3):61～71

[28] 叶锦华，邱小平.河台金矿矿床地球化学研究及矿田成矿模式探讨.贵金属地质，1993，2(4):306～315

[29] 周永章.河台金矿构造变形、热液围岩蚀变及元素迁移.广东地质，1995，10（3）：17～25

[30] 周永章，张海华.粤西河台全矿床的流体包裹体及成矿流体.矿物学报，1995，15(4):411～416

[31] 李兆麟，翟伟，黄栋林等.河台韧性剪切带金矿床成矿物理化学条件研究及熔融包裹体的发现.岩石学报，2000，16(4):513～520

[32] 李兆麟，翟伟，黄栋林等.河台韧性剪切带金矿床三维空间金矿伴生微量元素地球化学特征及矿床深部评价.地质地球化学，2001，29(3):62～69

[33] 翟伟.粤西河台金矿床地球化学与成因研究:[博士学位论文].广州:中山大学，2003

[34] 欧阳玉飞，黄满湘，刘伟.广东河台金矿矿床成因研究.地质找矿论丛，2005，Vol.20，No.3:166～169

[35] 欧阳玉飞，黄满湘，刘伟等.广东河台金矿控矿条件分析.湖南矿物岩石地球化学论丛，2005:170～174

[36] 刘伟，黄满湘，欧阳玉飞.广东河台金矿成矿流体特征.矿产与地质，2005，Vol.19，No.111:469～474

[37] 陈好寿，李华芹.云开隆起金矿带流体包裹体 Rb-Sr 等时线年龄.矿床地质，

1991，10(4):333～341

[38] 叶伯丹.两广云开地区同位素地质年龄数据及其地质意义.广东地质，1989，4(3):39～65

[39] 富云莲，叶伯丹.广东清远-高要金矿的40Ar/39Ar测年.岩石矿物学杂志，1991，10(1):21～28

[40] 季明钧.初论广东河台金矿区变质地层的时代.广东地质，1991，6(4):35～42

[41] 陈泰平，伍金禹.粤西高要石牛头花岗杂岩的时代.广东地质，1989，4(4):21～33

[42] 伍广宇，张艳珠.广宁花岗质杂岩的地质年代学研究.广东地质，1986，1(1):122～123

[43] 周崇智，段嘉瑞.广东河台金矿控矿韧性剪切带特征及其形成机制（内部资料）.长沙:中南大学，1988

[44] 段嘉瑞，何绍勋，周崇智.广东河台金矿构造特征及剪切带型金矿模式探讨.中南矿冶学院学报，1992，2（23）:245～253

[45] 吴学益，杨元根，王子江等.广东河台矿田构造控控及模拟实验.矿床地质，1994，13（增刊）:56～58

[46] 刘振升.河台金矿成矿地质特征与深部找矿.南方金属，2004，No.8:1～4

[47] 黄栋林.粤西金矿床成矿地球化学研究.地质找矿论丛，2004，vol.19(1):24～29

[48] 张合臻.广东河台金矿控矿构造与成矿.黄金科学技术，2001，vol.9(2):18～23

[49] 陈国达，王瑞华，王伏泉.地洼改造与金成矿.北京:地质出版社，1997.41～61

[50] 李四光.地质力学概论.北京:地质出版社，1973.10～100

[51] 刘伟.广东河台金矿矿床成因及成矿预测研究:[硕士学位论文].长沙:中南大学，2003

[52] 孙承辕，张金春.江西金山金矿韧性剪切过程中物质的迁移.矿床地质，1994，13(4):371

[53] 杨凤根，王鹤年，华仁民.河台金矿中稀土元素在韧性剪切过程中迁移行为的研究.中国稀土学报，2004，vol.22(1):164～170

[54] 何绍勋，段嘉瑞，刘继顺等.韧性剪切带与成矿.北京:地质出版社，1996.109～143

[55] 周永章.广东河台金矿田的地球化学和成矿机理.广东地质，1993，

8(2):61～66

[56] 王秀璋,程景平,张宝贵等.中国改造型金矿床地球化学.北京:科学出版社,1992.51～58

[57] 吴学益.广东河台 11 号剪切带构造地球化学特征及模拟实验.中国矿物岩石地球化学新进展(二).兰州:兰州大学出版社,1994.375～377

[58] 季明钧.初论广东河台金矿区变质地层的时代.广东地质,1991,vol.6(4):35～42

[59] 李兆麟,翟伟,李文等. 河台韧性剪切带金矿床成矿物理化学条件研究及熔融包裹体的发现.岩石学报,2000,16(4):513～520

[60] 韦永福,裘有守,余昌涛.中国东部金矿地质研究.地质出版社,1993:99～106

[61] Muecke.GK. Rare earth element geochemistry of regional metamorphic rocks. Physics and Chemistry of the earth, 1979, 2:45

[62] 王中刚,于学元,赵振华.稀土元素地球化学.北京:科学出版社,1988.211

[63] 刘丛强,唐红峰.变质作用中稀土元素再分配及其对流体作用的指示意义.中国科学(D辑),1999,29(6):520

[64] 唐红峰,刘丛强.变质过程中的流体运移和稀土元素活动.地球化学,2000,29(5):447

[65] 杨晓勇,刘德良,戴晓平等.韧性剪切变形条件下花岗岩中稀土元素变化特征.稀土,1999,20(1):6

[66] 周建波,胡克,洪景鹏.稀土元素在韧性剪切带体积亏损研究中的应用.地质论评,1999,45(3):241

[67] Sibson R.H. Fault rocks and fault mechanisms. J Geol Soc London, 1977,133:191～213

[68] Bonnemaison,M. Les “filons de quartz aurifere” an cas particulier de shear zone aurifere. Chron. Rech. Min, 1986, 4(2):55～65

[69] Romsay J.G. Shear zone geometry: a review. Journal of Structural Geology.1980, 2:83～99

[70] Romsay WR. H. Bierlein F.P. and Arne D.C. Editorial, Ore Geology Reviews, 13:1～5

[71] 刘连登等.中国金矿与韧性剪切带.金银矿产选集,1991,第16卷

[72] 广东省地质科学研究所.河台金矿区变质作用与金的成矿作用专题研究报告.广州:1989

[73] 卢焕章.剪切带与成矿作用.中国科学院地球化学开放研究实验室编矿床地

球化学(第14章).北京:地质出版社，1997

[74] Bonnemaison. M. Auriferrous mineralization in some shear-zones: A three-stage model of meatllogenesis: Mineralium Deposits. 1990, 25 (2):96～104

[75] Brown P. E.FLINCOR: A microcomputer program for the reduction and investigation of fluid inclusion data. American Mineralogist, 1989, 74(1):1390～1393

[76] Brown P.E. and Hargemann S. G.: MacFlincor and its applocation to fluids in archean lide-gold deposits, Geochemistry et Cosmochimica Acts, 1995, 59(19):3943～3952

[77] Brown P. E. and Iamb W. M.-V-T properties of fluids in the system H_2O±CO_2±NaCl: new graphical presentations and implications for fluid inclusion studies, Geochimica et Cosmochimica Acts, 1989, 53(6):1209～1221

[78] Burrows D. R. and Spooner E. T. C. Generation of a magmatic H_2O-CO_2 fluid enriched in Mo, Au, and W within an Archean sodic granodiorite stock, Mink Lake, northwestern Ontario, Economic Geology, 1987, 82:1931～1957

[79] 刘连登，朱永正，戴仕炳等.金矿与韧性剪切带及叠加构造.中国前寒武纪矿床和构造.北京:地震出版社，1994.39～77

[80] 王世称，陈永良.中国大型金矿床空间分布规律及找矿方向.地球科学-中国地质大学学报，1999，vol.24(5):455～457

[81] 罗镇宽.中国大规模岩金矿床类型及找矿远景分析.黄金地质，1995，vol.1(1):20～25

[82] 赵利青，李自杰，苑保钦等.山东省界河金矿床地质特征及成矿预测.黄金地质，vol.1(4):25～30

[83] 韦星林.江西金山韧性剪切带型金矿地质特征.江西地质，vol.10(1):52～64

[84] 栾世伟，陈尚迪，黄殿春等.小秦岭地区深部金矿化特征及评价.成都:成都科技大学出版社，1999

[85] 白万成，卿敏，王春宏等.小秦岭金矿田韧性剪切带特征及金矿成矿的关系.黄金地质，1995，vol.1(1):27～32

[86] Avelallemant, H.G. and Carter, N.D., 1971, Pressure dependence of quartz deformation lamellac orientations Am. Jour. Sci., 270, 218～235

[87] Nicolas, A.L. and Poirer, P., 1976, Crystalline plasticity and solid state flow in metamorphic rocks. John Wiley & sons. Inc. N.Y

[88] White, S.H., Burrows, S.E. and Carreass, J. et al., 1980, On Mylonites in Ductile Shear Zones, J. Structural Geol., Vol. 2, PP. 175～187

[89] White, S., 1976, The effects of strain in microstructures. Fabrics and deformation mechanisms in quartzite. Phil. Trans. Royal soc. London. A 283, 69～86

[90] 郭宝罗，钟增球. 构造矿物学，武汉 :武汉地质学院，1986

[91] Lister, G.S. and Snoke, A.W., 1984, S-C mylonite. J. Struct. Geol. 6, 617～638

[92] 莫柱荪. 论断裂变质作用. 中国区域地质，1983，第5期

[93] Sibson, R.H., Fault rocks and fault mechanisms; J. stvuct. Geol., 1984, vol. 6.

[94] 段嘉瑞，何绍勋，张曾荣. 广东吴川-四会断裂构造综合体. 中国大陆构造论文集，1992，4:85～94

[95] Hsu K.J., Li J., Chen H. et al. Tectonics of south China: key to understanding west pacific geology, Tectonphys., 1990, 183:9～39

[96] 卢焕章. 剪切带与成矿作用. 中国科学院地球化学开放研究实验室编矿床地球化学(第14章). 北京:地质出版社, 1997

[97] 卢焕章, Arcambault. G., 李院生等. 山东玲珑一焦家地区形变类型与金矿的关系. 地质学报，1999，73(2):174～187

[98] 李树勋，刘喜山. 韧性剪切变质带的特征及与金矿化的关系. 中国地质，1988，第5期，19～21

[99] 刘喜山，李树勋，刘俊来. 变形变质作用及成矿. 北京:中国科学技术出版社，1992. 1～188

[100] 邵世才. 试论韧性剪切作用与金的成矿. 贵金属地质，1996，vol. 5(2):142～145

[101] 陈柏林. 糜棱岩型金矿金元素丰度与构造变形的关系. 矿床地质，2000，vol. 19(1):17～21

[102] 於崇文. 成矿作用动力学. 地学前缘，1994, 1(3、4合刊):54～81

[103] 张连昌. 韧性剪切作用动力学及控矿作用研究进展. 地质与勘探，1999, vol. 35(2):11～13

[104] Sibson R.H., Structure and mechanics of faultione in relation to fault — hosted mineralization. Australian Plincral

Foundention, 1989:1～66

[105] 钟增球. 剪切带的流体-岩石相互作用. 地学前缘, 1996, 3(3～4):209～215

[106] Andrew H.A, Geoffrey R.C, Greg W, et al. Synchronous advanced argillic alteration and deformation in a shear zone-hosted magmatic hydrothermal Au-Ag deposit at the Temora Mine, new south Wales, Australia. Economic Geology, 1995, 90:1570～1603

[107] Hobbs B.E. 地壳中的流体与岩石变形. 地质科技情报, 1987, 6(1), 38～44

[108] Tullis J, Yund R, Farver J., Deformation-enhanced fluid distribution infeldspar aggregates and implications for ductile shear zones. Geology, 1996, 24(1):63～66

[109] Mc Caig A.M., Fluid-rock inter action in some shear zones from thePyrenes. Geology, 1988:867～870

[110] 李晓峰, 华仁民. 韧性剪切带内流体作用的研究. 岩石矿物学杂志, 2002, vol.19(4):333～338

[111] Seward J.W., Gold 86-An international symposium on the geology of gold deposits, Geoscience Canada, 1987, vol.14, No.1

[112] 孙胜龙. 韧性剪切带中金成矿机理浅析. 大地构造与成矿学, 1995, vol.19(4):375～381

[113] 栾世伟, 陈尚迪, 曹殿春等. 金矿床地质及找矿方法. 成都: 四川科学技术出版社, 1987

[114] 孙胜龙. 剪应力与含金硫化物富集的实验研究. 矿产地质, 1992, vol.6(1):63～66

[115] 邱小平. 构造动力成岩成矿模拟实验成果分析及其地质意义. 地球化学, 1993, No.3:237～239

[116] 韦永福等. 中国金矿床. 北京:地质出版社, 1994

[117] 王鹤年, 张景荣, 陆建军等. 粤西金矿矿床地球化学. 南京:南京大学出版社, 1992

[118] 刘劲鸿. 论太右宙含金剪切带的成矿机制. 长春地质学院学报, 1991, 21(2):157～166

[119] 杨开渠. 构造古应力估算与金的富集. 广东地质, 1990, 5(1):31～41

[120] 许顺山, 杨农, 孙青. 山东文登金矿成矿动力学研究. 矿床地质, 1997, 16(3):272～277

[121] 姜喜荣, 赵寅震, 肖劲民. 内蒙古莲花山金矿区成矿应力场数值模拟与隐伏矿床预测. 地质力学学报, 1995, 1(1):82～87

[122] 周崇智，段嘉瑞.广东云西糜棱岩型金矿床控矿构造特征.矿产与地质，1988，2(3):10～17

[123] 孙胜龙.夹皮沟韧性剪切带与金矿富集规律探讨.黄金，1990，11(7):6～10

[124] 吕古贤，孔庆存.胶东玲珑-焦家式金矿地质.北京:科学出版社，1993

[125] 陈柏林，董法先，李中坚.亦论韧性剪切变形与金的成矿作用.贵金属地质，1998，7(3):228～232

[126] 博伊尔 R W.金的地球化学及金矿床.马万均，王立文，罗永国等译.北京:地质出版社，1984

图版说明

照片 1 高村矿床 11 号矿体 8 线地表，超糜棱岩中夹初糜棱岩条带，二者界线清楚

照片 2 高村矿床 80 米中段 7 线 11 号矿体，自然金呈点状、不规则状

照片 3 云西矿床 60 米中段 27 线 9 号矿体，黄铜矿呈细脉状沿石英裂隙穿插

照片 4 黄铁矿在石英中呈脉状或浸染状

照片 5 ML 岩中石英颗粒粗细不均

照片 6 黄黄铜矿沿石英颗粒周边裂隙充填，呈似角砾状

照片 7 云西矿床 10 米中段 43 线 9 号矿体，黄铁矿、黄铜矿沿石英裂隙充填

照片 8 云西矿床 60 米中段 27 线 9 号矿体，黄铁矿、石英被黄铜矿溶蚀成港湾状

照片 9 云西矿床 10 米中段 23 线 9 号矿体，黄铁矿破碎后被黄铜矿充填交代

照片 10 高村矿床 40 米中段 51 号矿体，黄铁矿呈揉皱状

照片 11 ML 岩中长石、石英压扁拉长现象，见有石英重结晶和细粒化现象

照片 12 云西矿床 10 米中段 23 线 9 号矿体，黄铜矿呈细脉浸染状分布于石英中

照片 13 高村矿床-40 米中段 19 线 11 号矿体，早期黄铁矿破碎成角砾状，后被石英胶结

照片 14 ML 岩中面理发育，见有很粗、很细的石英颗粒

照片 15 高村矿床 40 米中段 51 号矿体，黄铁矿沿围岩角砾边缘充填

照片 16 高村矿床 40 米中段 51 号矿体，石英、黄铁矿包裹围岩角砾

照片 17 云西矿床 60 米中段 27 线 9 号矿体下盘，初糜棱岩与超糜棱岩相间排列

照片 18 中矿带 K11 化探点变质砂岩，长石、石英颗粒大小均匀

照片 19 云西矿床-90 米中段 29 线，糜棱岩中云母呈膝折状,见有云母鱼

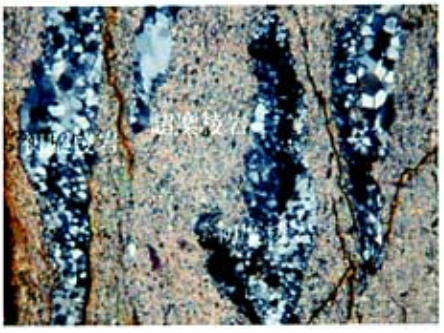
照片 20 ML 岩中石英有压扁拉长现象，ML 岩化程度不一，见有长石呈眼球状

照片 21 ML 岩中 ML 岩化程度不一，云母见有揉皱现象

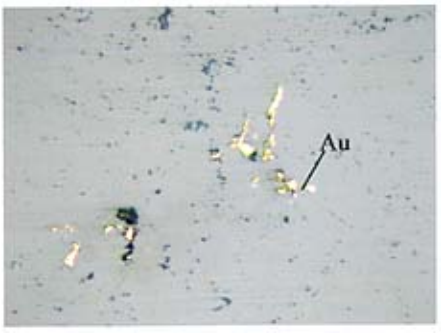
照片 22 ML 岩中见有两组不同方向的面理

照片 23 ML 岩中面理十分发育，ML 岩化程度较高

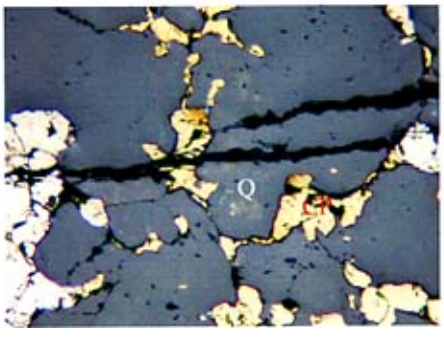
照片 24 ML 岩中见有眼球状构造



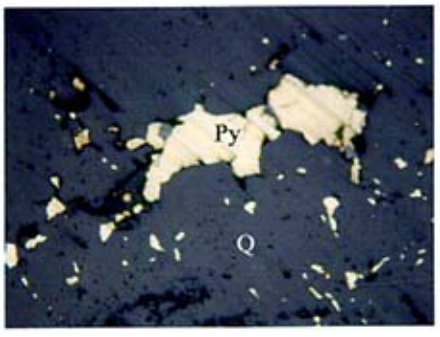
照片 1（+）（4×10）



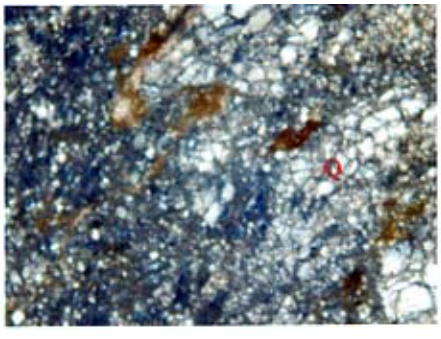
照片 2（10×10）



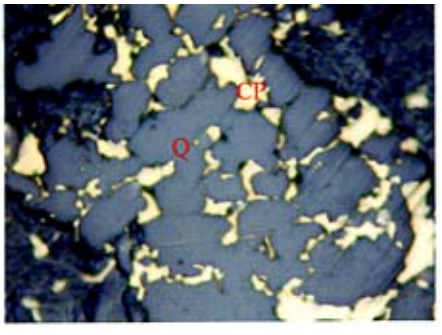
照片 3（10×10）



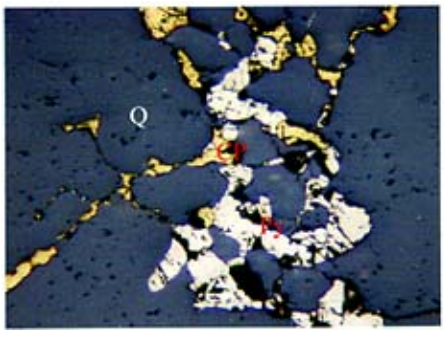
照片 4（10×10）



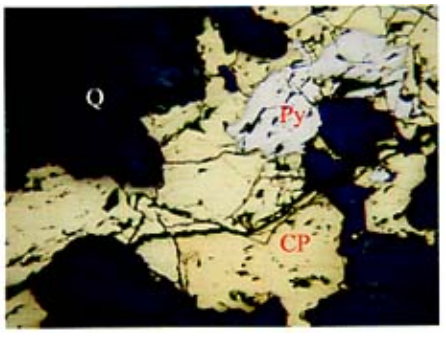
照片 5（10×10）



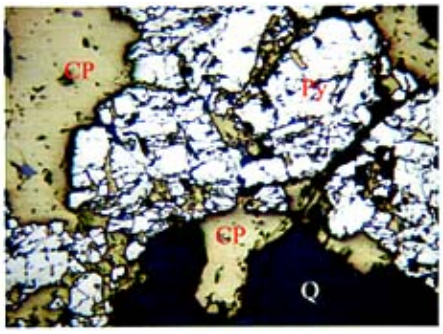
照片 6（10×10）



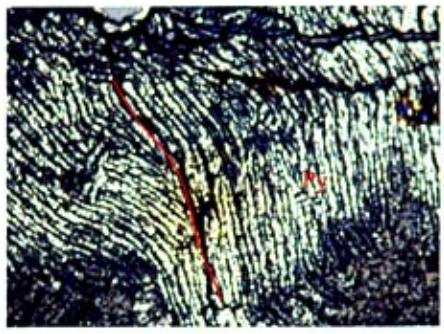
照片 7（10×10）



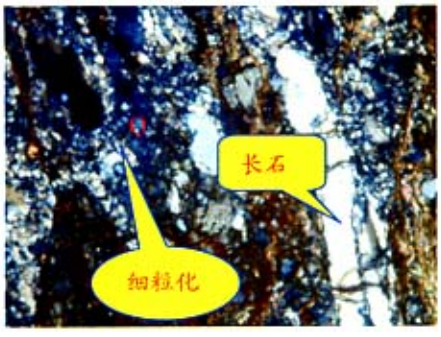
照片 8（10×10）



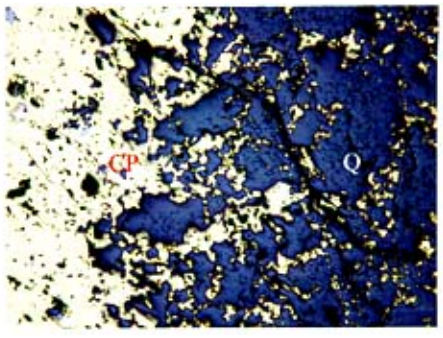
照片 9（10×10）



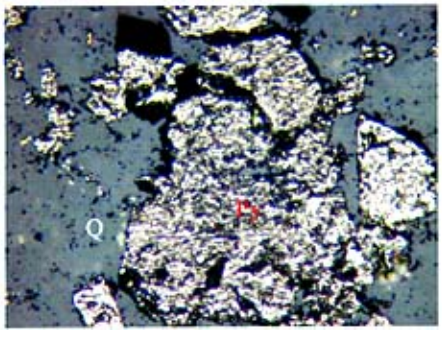
照片 10（4×10）



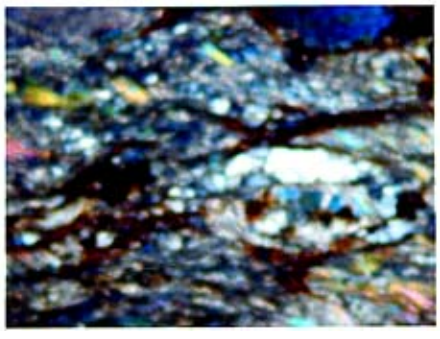
照片 11（+）（10×10）



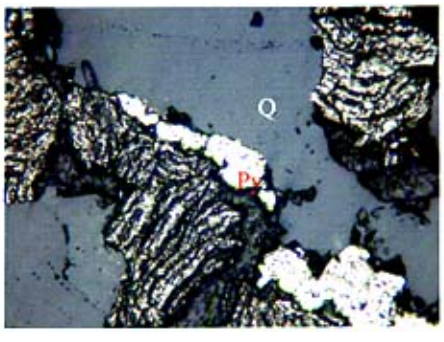
照片 12（20×10）



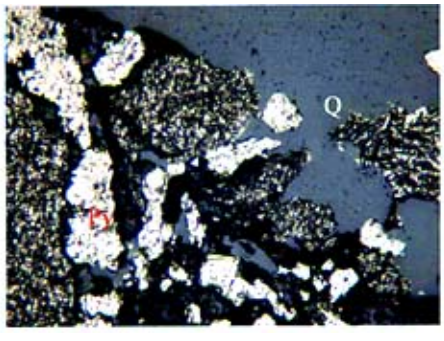
照片 13（10×10）



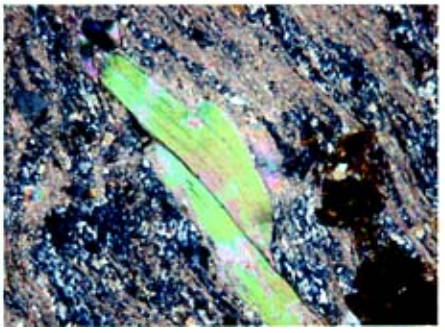
照片 14（+）（10×10）



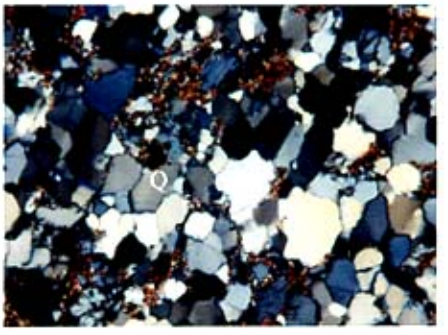
照片 15（10×10）



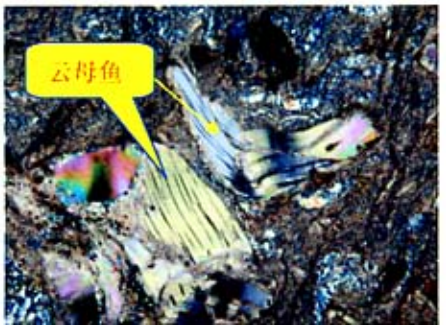
照片 16（10×10）



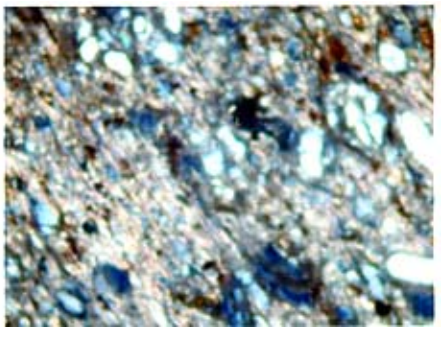
照片 17 (4×10)



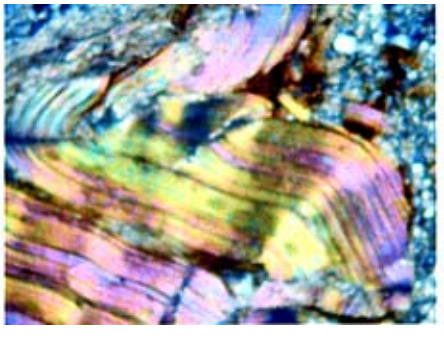
照片 18 (4×10)



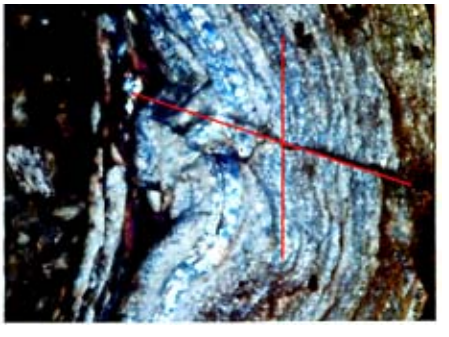
照片 19 (4×10)



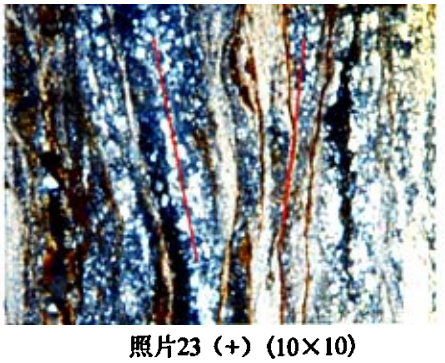
照片 20 (+) (10×10)



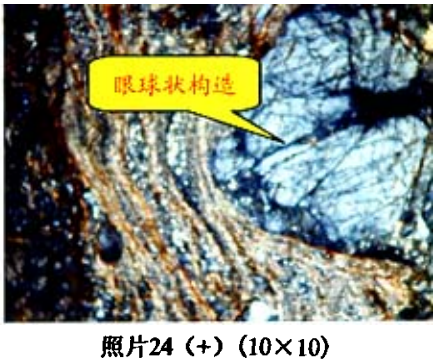
照片 21 (+) (10×10)



照片 22 (+) (10×10)



照片23 (+) (10×10)



照片24 (+) (10×10)

致 谢

本论文从选题到野外工作的开展，室内综合研究以及最终成文，均得益于指导老师黄满湘副教授的悉心指导，在完成论文的这段时间里，无论是学习、生活、工作还是在思想上，黄老师都给我以很多的教诲和帮助，使我受益非浅，尤其是在野外工作期间，黄老师都是亲力亲为，爬起山来胜过年轻小伙，遇到问题，都是手把手毫无保留地教给我们，并且能够诚恳征询我们的意见，他那种严谨的治学精神和高尚的人品，都将成为我今后学习、工作和生活的典范。

在野外工作期间，樊钟衡副教授，宋宏邦高级实验师给予很多指导和帮助；资料收集过程中，河台金矿的邹友良工程师、黄栋林工程师、龚朝阳工程师和河台金矿地测科全体技术人员在野外地质调查工作中给予的支持与帮助；中南大学地质研究所化验室、矿相室、磨片室做了有关测试和磨片工作；北京中科院地质研究所，湖北地质中心实验室，宜昌中国地调局，宜昌地质矿产研究所，桂林矿产地质研究所分别承担了包裹体测温、稀土元素、硫同位素和包裹体气、液相成分分析、金属元素含量分析；在论文出稿过程中，刘伟博士、王明艳博士和马光博士给予不少支持和帮助。此外，文中引用了前人大量资料，谨向这些前人表示最诚挚的谢意！

我还要感谢三年来教过我或曾经给过我指导的各位老师，是他们给我以知识，给我以智慧。在平时学习和做论文期间，承蒙戴塔根院长、胡祥昭教授、刘继顺教授、吴湘滨教授、彭恩生教授、高光明副教授、邹海洋副教授、邵拥军副教授、温芳讲师等人的帮助与指导；博士研究生董新等人，硕士研究生高强祖、丁俊、吴德华、邓飞跃、郑平、陈泽毅等人以及碟易数码的工作人员也给予了很多帮助与支持，在此向他们表示衷心的感谢。同时，感谢各位关心我，支持我的长辈与亲朋好友，是他们让我一次次体会到了人间真情的可贵；感谢我的父母，含辛茹苦地支持着我的学业，使我得以完成并且继续向高层次努力；特别要感谢我的女朋友雷蕾，在我艰难的求学期间，是她给了我无私的帮助，是她的理解与支持使我有了更大的学习动力和更专心的工作热情。

由于作者能力及水平所限，文中错误和不足之处在所难免，望读者予以批评指正。

2006 年 1 月于长沙中南云麓园

攻读学位期间的主要研究成果

参与的科研项目：

2003.7-2004.12　柿竹园野鸡尾矿区地质找矿、地下水治理研究以及地质灾害评估（课题组成员）

2003.11-2004.6　郴州桥口铅锌矿外围找矿预测研究（课题组成员）

2004.7-2005.12　甘肃金川矿田深边部成矿预测（课题组成员）

2003.3-2005.12　广东河台金矿矿床成因、成矿规律研究以及外围找矿研究（课题组成员）

2005.10-　　湖南衡阳川口钨矿找矿预测及其资源评估（课题组成员）

发表的学术论文：

[1] 欧阳玉飞，黄满湘，刘伟. 广东河台金矿矿床成因研究，地质找矿论丛，2005，Vol.20，No.3:166～169

[2] 欧阳玉飞，黄满湘，刘伟等. 广东河台金矿控矿条件分析，湖南矿物岩石地球化学论丛，2005:170～174

[3] 欧阳玉飞，黄满湘，刘伟. 利用多元信息进行成矿预测，西部探矿工程，2006，No.7，已录用，待刊

[4] 刘伟，黄满湘，欧阳玉飞. 广东河台金矿成矿流体特征，矿产与地质，2005,Vol.19，No.111:469～474

[5] 雷蕾，欧阳玉飞. 情感教育与中学英语教学，新课程，2005，No.8:57