构造与金成矿规律

张湘炳　李志纯　潘克仁
侯　贶　彭文湘　谢国源
等著

P712.1
39

地质出版社

TECTONICS AND GOLD METALLOGENY

Zhang Xiangbing Li Zhichun Tan Keren
Hou Wei Peng Wenlan Xie Guoyuan

Geological Publishing House
1993

56.5
127

ISBN 7-116-01533-8/P·15
定 价: 6.40 元

构造与金成矿规律

张湘炳　李志纯　谭克仁
侯　威　彭文澜　谢国源　等著

地质出版社

（京）新登字 085 号

内 容 提 要

本书以地洼学说为指导，强调构造作用是金成矿的主导因素，与其它有利金成矿的地质因素相结合，形成五种构造类型金矿床。即：韧及脆韧性剪切带型金矿床；构造破碎带型金矿床；构造接触带型金矿床；火山构造型金矿床；绿岩型金矿床。并根据大地构造单元，分为中亚、南亚、东亚及东亚陆缘四个金成矿域；其下又总分为19个金成矿带和40个成矿区。此外，还论述构造应力场与金成矿关系、金矿构造成矿规律等，为金的找矿勘探，提供了新思路，新途径。

构 造 与 金 成 矿 规 律

张湘炳　李志纯　谭克仁
侯　威　彭文澜　谢国源　等著

责任编辑：王休中
地 质 出 版 社 出 版
（北京和平里）
北 京 地 质 印 刷 厂 印 刷
（北京海淀区学院路29号）
新华书店总店科技发行所经销

开本：787×1092 1/16　印张：7　插页：2页　字数：157000
1994年9月北京第一版·1994年9月北京第一次印刷
印数：1—800册　定价：0.40元
ISBN 7-116-01594-9/P·1286

前　言

长期以来，围绕着世界性“黄金热”的兴起，人们在不断探索金的成矿新理论。近年来，众多的研究者，在金矿成矿规律研究中，重视了构造活动（或构造作用）对金矿形成和分布所起的主导作用。

事实上，我国找矿和勘探的经验证明：无论新金矿类型的发现，还是老金矿的新生，都无一不是与构造成矿研究取得新进展息息相关。

本书是在完成国家黄金局下达的地质基础性科研项目《构造与金成矿规律研究》的基础上修改而成。在项目进行中，得到国家黄金局、中国科学院黄金办的大力支持；受益于陈国达教授的学术指导；在野外科考期间，有关地质队、黄金公司、矿山、科研单位给予诸多帮助；研究报告完成后，承蒙中国地质科学院李兆乃研究员，天津地质研究院侯宗林教授，天津地矿所沈保丰研究员以及李色綮高级工程师，侯宗儒教授，程玉明高级工程师，陈纪明高级工程师，钟汉教授，黄佳展高级工程师等专家详尽评审鉴定，并提出宝贵修改意见。在成书过程中，中国地质大学（北京）池三川教授和我所领导及很多同志，给予热情的关心、支持和鼓励；陆雅君、骆艳、罗凤霞同志，在酷暑炎夏承担了本书的图件清绘。在此一并致以衷心的谢意。

本书编著由张湘炳（绪论、第一章、第九章）、李志纯（第三章，第四章）、谭克仁（第七章）、侯威（第二章，第八章）、彭文澜（第五章）、谢国源（第六章）完成，全书由张湘炳修改定稿。吴堑虹副研究员参加了部分科研工作。

应该指出，构造与金矿成矿规律研究，是一项涉及内容很广的基础研究课题。由于多种原因，有些问题，如：褶皱构造、古构造、深部构造与金矿的关系；新构造运动与砂金的分布规律等，尚有待进一步研究。

限于水平和时间，书中谬误和疏漏之处在所难免，聊作引玉之砖，求教大方。

中国科学院长沙大地构造研究所

张湘炳

1993，7月于长沙

目　录

绪论……（1）
第一章　金矿的构造成矿分类……（4）
　第一节　概述……（4）
　第二节　构造成矿类型的划分……（6）
　第三节　构造成矿分类研究中的几个问题……（8）
第二章　韧及脆韧性剪切带型金矿床……（9）
　第一节　概念及分类……（9）
　第二节　韧及脆韧性剪切带金矿的研究及实例……（10）
　第三节　戈枕脆韧性剪切带型金矿成矿特征和模式……（12）
第三章　构造破碎带型金矿床……（18）
　第一节　概述……（18）
　第二节　实例分析……（20）
　第三节　成矿机理及成矿模式……（22）
第四章　构造接触带型金矿床……（27）
　第一节　概述……（27）
　第二节　典型实例……（30）
　第三节　成矿机理及构造成矿模式……（32）
第五章　火山构造型金矿床……（38）
　第一节　概述……（38）
　第二节　定义及特征……（39）
　第三节　实例分析……（44）
　第四节　成矿模式……（46）
第六章　绿岩带型金矿床……（48）
　第一节　概述……（48）
　第二节　绿岩带型金矿的基本特征……（49）
　第三节　实例分析……（51）
　第四节　有关绿岩带型金矿的几个问题……（60）
第七章　大地构造演化与金矿构造成矿区划……（61）
　第一节　中国大地构造特征及区划……（61）
　第二节　中国金矿床构造成矿区带……（71）
　第三节　中国金矿成矿远景预测……（76）
第八章　构造应力场与金成矿关系……（79）
　第一节　概述……（79）
　第二节　戈枕金成矿带构造应力场特征……（79）

第三节　戈枕金成矿带构造应力场与物质场的关系……（80）
第四节　小结……（88）
第九章　金矿构造成矿规律……（90）
第一节　金矿大地构造成矿作用分析……（90）
第二节　金矿构造成矿规律……（93）
第三节　金矿构造成矿动力机制探讨……（96）
参考文献……（100）
英文摘要……（102）

CONTENTS

Introduction ..... (1)
1. Tectonics and Metallogenic Types of Gold Deposits ..... (4)
1. 1. General Considerations ..... (4)
1. 2. Classifying of Tectonics and Metallogenic Types ..... (6)
1. 3. Some Problems in Studying the Tectonics and Metallogenic Classification ..... (8)
2. Gold Deposits of Ductile or Brittle-Ductile Shear Zone Type ..... (9)
2. 1. Concept and Classification ..... (9)
2. 2. Study and Examples of Gold Deposits of Ductile or Brittle-Ductile Shear Zone Type ..... (10)
2. 3. Metallogenic Features of the Gezhen Gold Deposits of Brittle-Ductile Shear Zone Type and a Model for their Genesis ..... (12)
3. Gold Deposits of Tectonic Crush Zone Type ..... (18)
3. 1. General Considerations ..... (18)
3. 2. Analysis of Examples ..... (20)
3. 3. A Mechanism and a Model for Metallogeny ..... (22)
4. Gold Deposits of Tectonic Contact Zone Type ..... (27)
4. 1. General Considerations ..... (27)
4. 2. Typical Examples ..... (30)
4. 3. A Mechanism and a Model for Metallogeny ..... (32)
5. Gold Deposits of Volcano-Tectonic Type ..... (38)
5. 1. General Considerations ..... (38)
5. 2. Definition and their Characteristics ..... (39)
5. 3. Analysis of Examples ..... (44)
5. 4. A Model for Metallogeny ..... (46)
6. Gold Deposits of Greenstone Belt Type ..... (48)
6. 1. General Considerations ..... (48)
6. 2. Basic Characteristics of Gold Deposits of Greenstone Belt Type ..... (49)
6. 3. Analysis of Examples ..... (51)
6. 4. Some Problems about Gold Deposits of Greenstone Belt Type ..... (60)
7. Geotectonic Evolution and Tectono-Metallogenic Division of

Gold Deposits ..... (61)
7. 1. Tectonic Features and Division of China ..... (61)
7. 2. Tectono-Metallogenic Regions and Zones of Gold Deposits in China ..... (71)
7. 3. Forecasting of the Potential of Gold Deposits in China ..... (76)
8. Tectonic Stress Fields in Relation to Gold Metallogeny ..... (79)
8. 1. General Considerations ..... (79)
8. 2. Characteristics of the Tectonic Stress Field in the Gezhen Gold Metallogenic Zone ..... (79)
8. 3. Relation of the Tectonic Stress Field to the Matter Field in the Gezhen Metallogenic Zone ..... (80)
8. 4. Conclusions ..... (88)
9. Tectonics and Gold Metallogeny ..... (90)
9. 1. Analysis of Geotectonic Gold Metallogenesis ..... (90)
9. 2. Tectono-Metallogenic Regularities in Gold Metallogeny ..... (93)
9. 3. Dynamic Mechanisms for Tectonics and Gold Metallogeny ..... (96)
Literature ..... (100)
Abstract ..... (102)

绪　论

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相关。这种认识正在为越来越多的人接受而成为共识。

但是，长期以来，金矿成矿规律研究中，对构造活动在成矿过程中所起的作用，往往只注意了被动作用的方面，即注意了控矿作用方面，把构造作为容矿、集矿和导矿的有利场所及通道；而忽视了构造活动（或构造作用）对金矿形成和分布的主导作用。

从构造成矿学的角度，开展金的构造成矿学研究，划分金的构造成矿类型，综合分析各类型的成矿地质背景及特征，探讨其成矿机理，建立构造成矿模式；在此基础上，研讨金的构造成矿带（区）及矿床形成条件和时空分布规律；并据此以明确找矿方向，进行找矿远景预测，是金矿地质工作的一项重要任务。

（一）

构造成矿学与成矿构造学是两个既有联系又有区别的不同研究方向。“成矿构造指的是与矿床形成及改造有关的构造”，“从这个角度研究地质构造，叫做成矿构造学”[1]。

构造成矿学研究，是以地球动力学、地球化学过程动力学及其他基础学科为基础，将构造活动及与其紧密相关的岩浆活动、变质作用、沉积作用和成矿作用融合为一个统一的热动力构造-物理化学系统的综合研究[2]。显然，它与传统的成矿研究不同，不再把构造活动与各种不同成因的成矿作用分割开来；不再把成矿作用放在一个封闭的体系加以研究；不再是仅仅限于地表赋存的矿点或矿化点的多少来确定成矿远景。特别强调了大地构造演化发展对成矿系列演变过程的始终一贯的作用；强调构造地球物理场、构造地球化学场和构造应力场对矿产形成的综合控制作用，并指出：地质构造不仅是一种控矿因素，不仅直接或间接地导致各种成矿过程和提供成矿溶液运移的通道、沉淀空间；构造动力作用，可以激发成矿元素的活化；驱动含矿溶液的运移；可以改变成矿的物理化学环境；导致组成地壳的岩石矿物发生物理和化学的变化；促进成矿物质的聚集，直接“造矿”即直接促进矿体、矿床、矿带和成矿区（或成矿省）的形成。作者在研究构造成矿的机制时曾指出：构造活动既显示了地壳运动的应力效应，同时，又显示了热效应和能效应[3]。

由此可见，构造成矿学属成矿学范畴；成矿构造学属构造地质学范畴，是两门相互不同的新兴边缘学科。

（二）

近年来，关于金的构造成矿学研究有了长足的进展。特别是对剪切构造作用与金成矿关系的研究。

在国外，M.博纳梅等❶从加拿大、法国等国家的数百个金矿入手，对含金剪切带的地质含义、形成发育序次、地球化学标志和构造组构特征、成矿机制、成矿模式等进行了系统研究。他们认为，很多过去认为含金石英脉并不是沿裂隙被矿石充填，而是在剪切构造作用影响下，原有的、老的无矿石英脉，被晚期含金矿化浸染的结果。剪切构造作用，使一些富含二氧化硅的岩石强烈破碎和糜棱岩化，同时形成多孔隙和晶洞的微砂糖状石英，使一些镁铁质和超镁铁质岩石发生强烈蚀变，形成滑石菱铁片岩等俘获金的岩相，促使成矿物质重新组合产生新的矿物，驱动分散的金属元素活化、迁移，在有利的岩相内富集成矿。因此，剪切带活动历时越长，次数越多，含金潜力也越大。所以，国外许多学者都十分重视含金剪切带的研究，认为剪切带构造不仅是控矿因素，而且也是一种重要的成矿机制。

近年来我国的研究者对剪切带的构造作用与金的成矿关系，也开展了许多卓有成效的研究工作。剪切构造作用，它包括脆性剪切作用、脆—韧性剪切作用和韧性剪切作用。何绍勋、段嘉瑞等[4,5]对广东河台金矿床进行了较为系统的研究，认为广东河台金矿的区域、矿田和矿床构造均属于不同规模、级次和不同变形域类型的韧性剪切带，特别是控制矿床和矿体的发育良好的深层韧性剪切带。认为河台金矿是典型的剪切带型金矿，是剪切带递进变形的产物，并建立了剪切带型金矿成矿演化模式。于明旭等❷，对内蒙古十八倾壕金矿区韧性剪切带变质作用进行了研究。他认为，韧性剪切作用利于金的矿化。受韧性剪切改造的岩石，当其中矿物变形具线状缺陷（位错）时，在热力学上是不稳定的，因为沿着线状缺陷的弹性应变能的增加超过了熵值的增加，就可以使元素从矿物中释放出来。脆—韧性剪切带本身就是低温、低化位的构造带，而其中的显微膨胀裂隙则是低压位置，因此，剪切带的活动势必形成于围岩与剪切带之间，一级剪切带与次级剪切带之间的温度梯度，压力梯度以及化学梯度，这样就促使含矿溶液向低温、低压和低化学位的场所即脆—韧性剪切带迁移。由此可见，韧性剪切带变质作用以及由此而产生的物理化过程，有利于金的迁移和沉淀。

上述剪切构造作用与金成矿关系的研究，只是金的构造成矿学研究的一个侧面。在金的大地构造成矿作用、成矿类型；构造物理场、构造地球化学场、构造应力场对金矿形成的影响；深部构造及其分带性与金矿形成的关系等方面，国内外很多研究者开展了研究。

从构造成矿学的角度，研究中国岩金矿的构造成矿类型、形成机理及其分布规律，是本书的中心议题和特色。

（三）

本书以构造成矿作用为主导因素，主要考虑成矿地质背景，兼顾成矿物质的来源，把我国岩金矿分为五种主要成矿类型：（1）韧及韧—脆性剪切带型；（2）构造破碎带型；（3）构造接触带型；（4）火山构造型；（5）绿岩带型。并结合我国的实际和典型矿床实例分析，对五种金矿构造成矿类型的成矿地质背景、成矿作用特征、成矿模式及形成机理等方面作了论述；指出各类金矿床在我国的时空分布及找矿远景。同时，把大地构造演

❶ 地质矿产部情报研究所，含金剪切带型金矿床，1989，3

❷ 于明旭等，内蒙古十八倾壕金矿区韧性剪切带变质作用研究，黄金科技动态，1992（3）

化与金矿的形成过程紧密结合起来，对金矿大地构造成矿作用、金矿构造成矿规律及成矿机理作了探讨。重点指出：

（1）由于我国地壳经历了多阶段的演化，构造区具有多元结构等特征，因此，我国岩金矿床，从成因上讲，大多数属于多因复成金矿床。

（2）我国东西向天山—华北北缘金成矿带，随时间从老至新具有由南向北迁移的特征；而秦岭成矿区东西向矿带，则随时间由老至新有向南迁移的趋势。显示了金成矿带的定向迁移规律。

（3）金矿床在空间定位上，受构造控制。往往位于不同大地构造单元的边缘活动带一侧，区域性断裂的上盘或层间破碎带的下盘，具有“侧向迁聚”的特征。在空间展布上，具有等距性和递变性。

（4）构造热动力条件、构造应力场、富硅构造地球化学场，在金矿形成过程中，起着关键性作用。促使金元素活化；驱动含金溶液迁移；改变成矿物理化学条件；进行物质调整；进而形成不同组分的含金建造和工业矿床。

我国金矿分布，归属于四个成矿域：中亚金成矿域；南亚金成矿域；东亚金成矿域；东亚陆缘金成矿域。金成矿带可划分为19个，成矿区可划为40个。大地构造单元的划分与金矿构造成矿域、带、区的划分基本吻合，体现了地壳运动与成矿物质运动的一体性。

应该指出，我们强调构造作用是金矿形成的主导因素，进行金的构造成矿学研究，并不是说其他地质因素的研究可以忽视。相反，我们认为，金矿床的形成是各种地质因素相互综合作用的结果。

第一章　金矿的构造成矿分类

金矿床的成因分类研究，早就引起了国内外很多研究者的注重，但至今认识尚不统一，其原因有二：

（1）分类的原则和依据不同。不同的学者，从不同的研究角度，对金矿床的成因类型进行划分。（2）从客观上讲，主要是金的成矿物质来源复杂；金的搬运和迁移形式多样，可以呈多种形式的络合物搬迁；聚集条件也比较复杂，从溶解迁移→沉淀富集→再溶解迁移可以重复多次。因此，人们对金矿床的分类认识存在着较大的差异。

第一节　概　　述

在我国，冯景兰、孟宪民、谢家荣、朱夏、刘祖一、黎盛斯、胡伦积等都曾先后对金矿床的成因类型作过研究和划分。例如，谢家荣（1965）将金矿的成因类型划分为：深成金矿床（包括含金伟晶岩脉、气化金矿脉、接触交代金矿脉、高温热液金矿床、中温热液金矿床）；火山成因的金矿床；古砂金矿床（包括古老变质的金、铀砾岩矿床和其他时代的古砂金矿床）；近地表砂金矿床。

80年代以来，随着国民经济的发展，地质工作的深入，我国广大从事金矿地质的研究者，提出了许多成因分类方案。中国地质学会矿床专业委员会贵金属组曾先后于1982年9月和1983年3月，组织了“中国金矿床的成因类型划分”的学术讨论会。在会上，不同研究者从不同的角度提出了自己的分类方案。这些分类方案大致可归结为两个方案，即以成矿作用为主导因素，兼顾不同矿质来源进行的成因分类；另一个方面则以成矿物质的不同来源为主要因素，兼顾其他因素的分类。例如，胡伦积、朱奉三、王秀璋等的方案，都是以成矿作用为主要因素的分类方案；而郑明华、王鹤年等，则以成矿物质来源为基础，兼及其他因素对中国金矿床的成因类型进行了划分。郑明华等把我国金矿床划分为：成矿物质来源于上地幔玄武岩浆的金矿床；来源于硅铝层重熔—再熔混浆的金矿床；来源于壳内岩石（或矿石）的金矿床；来源于地表岩石（或矿石）的金矿床以及由于上述任意两种以上来源的叠生金矿床五大类，在每个大类中都划分了若干个矿床类型。最后，金矿专业组拟定了我国金矿床成因类型划分方案[6]。

（1）硅镁质岩浆分异矿床。按矿石建造分为两个亚类：岩浆结晶分异金矿床；岩浆熔离金矿床。

（2）硅—铝质岩浆热液金矿床。按热液成因划分为两个亚类：重熔岩浆热液金矿床；混合岩化—重熔岩浆热液金矿床。

（3）接触交代金矿床。按矿石建造划为两个亚类：Pb—Zn—Au建造；Cu—Au建造。

（4）火山—次火山金矿床。按矿石建造可分为三个亚类：火山沉积（细碧角斑岩系）金矿床；次火山热液金矿床；火山热液金矿床。

（5）沉积变质金矿床。

（6）变质热液金矿床。按围岩性质分两个亚类六个建造：古老绿色岩系中的金矿床（包括硫化物—金建造）；含碳质（火山）碎屑岩系中的金矿床（包括：硫化物—金建造；多金属—Ag—Au建造；W—Sb—Au建造；As—Au建造；少硫化物—金建造）。

（7）地下热（卤）水溶滤金矿床。按成矿围岩性质分为两个亚类：碳酸盐岩系中的金矿床；碎屑岩系中的金矿床。

（8）风化金矿床。包括残余（铁帽型金矿床）；残积坡积金矿床。

（9）沉积金矿床。根据搬运的方式不同，分为五个亚类：冲积砂金矿床；洪积砂金矿床；岩溶金矿床；冰积砂金矿床；砾岩型金矿床。

（10）叠生金矿床。有明显多种成矿作用叠加的列入本类。

毋瑞身等，在对我国金矿成矿规律初步研究基础上，对我国已知金矿的主要成因类型提出了以下划分方案❶：

（1）变质热液型。按含矿岩石分为四类含金建造：中基性火山岩含金建造；含炭陆源细碎屑岩含金建造；含炭的泥页岩含金建造；夹细碎屑岩碳酸盐含金建造。

（2）岩浆（侵入）热液型。按含矿岩浆可分两类：交代—重熔型；同熔型。

（3）火山热液型。按矿床所在岩相部位可分两类：火山岩型；次火山岩。

（4）渗滤热液型。

（5）沉积砾岩型。

（6）砂金。按形成矿床的外地质营力分为两类：冲积型；冰川型。

近年来，涂光炽教授总结了国外金矿成矿和分布规律，结合我国的地质实际，强调分类应简便易行，应考虑成矿地质背景，利于找矿。他把我国独立岩金矿床划为五个主要类型[7]：

（1）太古宇绿岩带型；

（2）变质碎屑岩型；

（3）沉积岩型或卡林型；

（4）火山岩型（可分为陆相火山岩型和海相火山岩型）；

（5）侵入岩内外接触带型。

这种分类方案已得到国内多数金矿工作者的赞同和采用，丰富了金矿理论研究和矿床学的内容，为我国金矿地质工作作出了贡献。

综上所述，金矿床成因类型的划分，许多研究者从矿床学的角度，进行了大量的工作，这对于金矿床的理论和实际应用都起过重要的作用。

应该指出，金矿床类型的划分是一个难于统一认识，至今尚无统一分类准则的争论问题，但又是在金成矿研究中的核心难题之一。有的分类，以成矿作用为主导因素，但又忽略了一种重要的成矿作用即构造成矿作用；有的以成矿物质来源为主导因素，但金的成矿物质来源极其复杂，迁聚形式多样，因此尽管作了大量的工作，进行了较为复杂的分类，往往也不能概括金矿床的全貌，在实际应用中也有一定的困难。

---

❶ 毋瑞身等，中国金矿成矿规律，沈阳地质矿产研究所，1985

第二节　构造成矿类型的划分

构造成矿类型不同于矿床成因类型。前者主要从构造成矿学的角度对金矿床进行分类；后者则主要从矿床学的角度对金矿床进行分类（详见第三节）。因此，金矿床的构造成矿类型划分，主要考虑以下因素：

（1）以构造成矿作用为主导因素，强调成矿地质背景。即从大地构造演化规律、构造活动及热动力条件对金的成矿作用发生、发展所起的重要作用角度，对金矿床的大地构造成矿类型进行划分；以区域构造及与其密切相关的变质作用、岩浆作用、火山活动等地质背景为依据，对金矿床的构造成矿类型进行划分。

（2）兼顾成矿物质的来源，以成矿元素及矿物组合为依据，划分不同的矿石建造。

（3）便于在金的成矿理论及找矿勘探工作中应用。金矿大地构造及构造成矿类型，是划分金成矿域、成矿带（区）和进行找矿远景预测的重要依据。研究不同类型的矿石建造，对于找矿勘探及工业利用有重要的实际意义。

在分类名称上，有的借鉴国内外目前比较盛行且能概括体现某一分类特点的名称。

一、我国金矿大地构造成矿类型

以湖南东部金矿床为例，划为四种大地构造成矿类型[8]，即：

（1）地槽—地台再造富化型；

（2）地槽—地台—地洼叠加富化型；

（3）地台—地洼叠加富化型；

（4）地台—地洼改造型。

各类型特征见表 1—1。

应该指出，最近陈国达教授以华南为例，对前地槽型金矿进行了研究[9]。他认为，前地槽型金矿床，产在以古老结晶基底为代表的前地槽构造层中；以多控矿因素为特色，既受层控，又受岩控及构造控制；矿体形态多样。并根据华南地区陆壳演化的大地构造特性，指出在华南地区，前地槽型金矿具有良好的找矿远景。

二、我国金矿构造成矿类型

我国金矿构造成矿类型可划为：

（1）韧及脆韧性剪切带型；

（2）断裂破碎带型；

（3）构造接触带型；

（4）火山构造型；

（5）绿岩带型。

表 1—1　湘南东部金矿床大地构造成矿类型及其特征比较[a]

特　征	地槽—地洼再造富化型	地槽—地台—地洼叠加富化型	地台—地洼叠加富化型	地合—地洼改造富化型
大地构造部位	常分布在地穹中，地台构造层往往缺乏	地槽、地台、地洼构造层均有出露，常分布在不同大地构造单元接触带	地台构造层，常分布在地洼或地洼与地穹交接边缘	分布在地洼中，地台构造层较为发育
控矿构造	明显受区域线性断裂控制；断裂交叉部位矿石品位富化	受深大断裂控制明显，矿体受断层或者接触带形态控制明显，常分布于大断裂一侧	受深断裂控制，断裂、褶皱发育；矿体受破碎角砾岩带、岩体与围岩接触带、层间破碎带控制	受不同岩层的小间断面控制；在凹面形成矿体
矿体形态	脉状；在脉中多呈扁豆状、透镜状或豆夹状	层状、似层状、透镜状；矿体在接触带形态较复杂	似层状、透镜状、脉状	不规则状，以囊状、透镜状常见
围岩特征	千枚状板岩、砂质板岩为主，均破碎；千枚岩、变质砂岩少量	千枚状页岩；白云岩、白云质灰岩	以白云岩、灰岩等碳酸盐类岩石为有利围岩，强烈破碎	以炭泥质灰岩、泥灰岩为主，少量页岩
矿石主要金属成分	Fe-As 硫化物为主，少量铁-铜硫化物-钨酸盐	Fe-Cu-Pb Zn 硫化物为主，含微量辉锑矿	Fe-Cu-Pb-Zn 硫化物和硫砷化物为主	Fe-Sb-As-Hg 的硫化物为主，极少 Fe-Pb-Zn 硫化物
矿物组合	以自然金为主，伴生毒砂、黄铁矿；磁黄铁矿、黄铜矿、方铅矿少	以自然金、金银矿、银金矿和碲金银矿为主	自然金、金银矿、碲金矿为主，见少量铋金矿，组分复杂	主要为显微胶体金
Au/Ag	≥1	<1	<1	含微量银
蚀变作用	绢云母化、黄铁矿化、硅化为主；次为绿泥石化	矽卡岩化、硅化、绢云母化为主，次为绿泥石化	矽卡岩化、硅化、绿泥石化为主；次为绢云母化	硅化、绢云母化、碳酸盐化为主
硫同位素	$\delta^{34}S$ 值为负值，介于 −3.4—6.1‰；不具塔形分布，均一化强	$\delta^{34}S$ 值为1.8—5.1‰，变化范围小；$\delta^{34}S_{FeS_2}>\delta^{34}S_{ZnS}>\delta^{34}S_{PbS}$；具塔形分布特征	$\delta^{34}S$ 值变化范围小，出现以正值为主的塔形分布；$\delta^{34}S_{FeS_2}>\delta^{34}S_{ZnS}>\delta^{34}S_{PbS}$	$\delta^{34}S$ 值变化范围大，介于 −4.8—9.0‰之间。
铅同位素	与湘西沃溪、龙山一带对比，铅模式年龄老于围岩，为850—980Ma	一般为正常铅，平均模式年龄值小于岩体	正常铅、异常铅（两阶段混合异常铅）	待研究
实　例	湘东北平江黄金洞、湘西沃溪、龙山、漠滨	浏阳七宝山	常宁水口山、衡东硫铁矿、桂阳宝山、黄沙坪、大坊	衡东石峡

第三节　构造成矿分类研究中的几个问题

一、金矿构造成矿分类不同于金矿床的成因分类，但二者关系密切

第一、构造成矿学是成矿学的一个研究方向。成矿学是“从大地构造学的角度来研究矿床的形成机理和在地壳中的时空分布规律。即把矿床学这个相对较狭的领域与大地构造学结合起来，以探索成矿理论的一门综合性的边缘科学”[1]。

第二、金矿床的构造成矿类型，是从研究构造成矿学的角度，对金矿床的类型进行划分。因此，强调构造活动在成矿过程中的作用。把金矿床的构造成矿过程，看作是构造运动和成矿物质运动的全过程；是一种不断存在物质交换和能量交换的开放体系中的不可逆过程。

第三、对金矿床的成因类型研究，是进行构造成矿类型研究的基础和前提。

二、关于韧及脆性剪切带型金矿床

这类型金矿床，在我国分布广，往往形成规模大的工业矿体。因此，近年来成为金矿构造成矿学研究中的热点之一。有的称其为：剪切带型金矿床[4]。

何绍勋等在近年的研究工作中，把这种类型定义为：“受韧性剪切带构造控制，并以剪切作用为主要成矿机制的金矿床”。同时，按剪切带金矿的矿床成因特征划分为：剪切带糜棱岩型金矿和剪切带脉型金矿；按剪切带的形成环境划分为：深层剪切带型金矿床和浅层剪切带型金矿。最近，程玉明等对我国前寒武纪韧性剪切带中的金矿类型和富集规律进行了系统研究和总结❶。他根据韧性剪切变形变质特征，矿体在韧性剪切带中的产出部位，韧性剪切带、含金岩系与矿体空间关系，以及矿床的变形程度与矿化的关系，把我国前寒武纪韧性剪切带中的金矿床划为五种类型：即层韧性剪切带金矿床；退变质带型金矿；强应变型金矿床；叠加型；重熔花岗岩型。由上述可知，韧及脆性剪切带型金矿床与韧性剪切带中的金矿床不完全等同。

三、裂谷型金矿床

这种构造成矿类型十分重要，往往形成超大型金矿床。如：兰德盆地砾岩型金矿床。但这种类型在我国尚未发现。因此，在分类中暂不列出，有待进一步研究。

---

❶ 程玉明等，中国前寒武纪韧性剪切带中的金矿类型和富集规律，黄金科技动态，1992，9

第二章　韧及脆韧性剪切带型金矿床

第一节　概念及分类

一、韧性剪切带的概念及特点

韧性断层（ductile fault）也称韧性变形（ductile deformation belt），通常称为韧性剪切带(ductile Shear zone)，是在地壳较深层次中，岩石在剪切作用下发生塑性变形，形成线状分布的塑性剪切流动构造，同时伴随发生构造成岩成矿作用，剪切带两侧的岩石、岩层发生位错变动，但见不到宏观明显的断面，总体呈一线状高压动力变质带。其基本特点及主要判别标志如下：

（1）韧性剪切带是线状高压应变构造动力变质带，宏观上无明显的断面，但却使两侧岩石地块发生不同量级的位移错动变形。其错动和变形主要通过显微构造表现出来。

（2）岩石发生强烈塑性变形，形成新生面理、片理、叶理、线理、膝折、鞘褶皱、不对称旋转构造等，但是岩石不断开，找不到明显的断层面。

（3）韧性剪切带内发育着具有粒内应变效应、核幔构造、动态重结晶、不对称显微构造、各种定向构造、塑性流动构造等显微构造的糜棱岩带。

（4）韧性剪切带内和侧旁的岩体、岩脉及其他标志层常发生塑性拖曳牵引褶皱。

（5）韧性剪切带内伴随发生有构造动力或成岩成矿作用，在韧性剪切带横剖面上，岩石的构造变形强度差异很大，同时形成的矿物的粒度、组成成分、地球化学性质都呈有规律的递进变化，元素的集散具有一定分带性但无明显分界线。从韧性剪切带的中心到其边缘有一定的递进规律。

（6）韧性剪切带规模不一，可从显微到巨型、巨型者常见不同壳体、地块、岩块、岩层、不同构造单元的分界线，中者可是大区域构造变形变质带、矿田分布等，小者可是粒间边界等。

（7）大型韧性剪切带是长期多次活动的断裂带，具有不同时代、不同类型的构造叠加复合现象，常表现出韧性→脆-韧性→韧-脆性→脆性的递进发展过程。

二、剪切带、韧性剪切带、剪切变质带的分类

（一）剪切带分类

按 R. H. Ramsay 将剪切带分为三类：

（1）脆性剪切带，具明显断面、两侧岩石几乎没有遭受应变，伴生有碎裂岩等脆性系列断层构造岩。

（2）脆-韧性剪切带，属过渡类型，既有脆性又有塑性，是此两种不同性质变形的不同比例的组合，构成过渡系列。

（3）韧性剪切带，属高应变的岩石所构成的线性带。

（二）韧性剪切带分类

（1）按位移方式分类（据 M. Marrauer）：

a．韧性逆冲推覆剪切带，挤压作用产生的高角度塑性逆冲，类似穿刺褶皱。

b．韧性平移剪切带，压剪作用产生的低角度塑性逆冲。

c．垂直片理带。

（2）按区域构造应力场性质分类：

a．挤压型，如韧性逆冲推覆剪切带。

b．伸展型，如大型剥离滑脱构造，或者称低度度正断层。

c．平移型，如走滑性剪切带。

（三）韧性剪切变质带类型的划分

按韧性剪切带变质岩的空间组合、岩石变形特点、性质及基质矿物组合和所代表的温度、压力环境分类：

（1）极低温脆性变质带

具有碎裂岩-超碎裂岩组合。变形变质作用温度低于250℃，总压力低于0.15 GPa。

（2）低温韧-脆性变质带

具有初糜棱岩-糜棱岩组合。变形变质作用的温度在200—400℃之间，总压力为0.15—0.4 GPa。

（3）中温脆-韧变质带

具有糜棱片岩和片麻岩-糜棱岩组合为代表。变形变质作用的温度为450—550℃，总压力为0.35—0.5 GPa。

（4）高温韧性变形带

具有高温矿物组合的糜棱片麻岩和（或）糜棱片岩-糜棱岩组合。变形变质温度在550℃以上，总压力大于0.5 GPa。

第二节　韧及脆韧性剪切带金矿的研究及实例

韧及脆韧性剪切带金矿床被识别后，该类型金矿床的地质特征、成矿机制及其潜在储量则越来越受到地质学家们的高度重视。目前在前寒武变质岩区所发现的一些大型、超大型金矿床均直接与韧性剪切变质带有关。西澳大利亚的卡尔古利(Kalgoorlie)金矿，储量占世界总储量的1%，金矿化带受韧性剪切构造变质带控制。加拿大的魁北克Abitibi绿岩带地区的金矿，尤其富矿体，几乎都集中在韧性剪切构造变质带中（如Hemlo），黄金储量达300 t以上；赛格马（Sigma）金矿田的佛德博尔（Ferderber）金矿超大型金矿床，几乎都集中在韧性剪切构造变质带中。印度的科拉（Kolar）太古宙绿岩带中的科拉金矿，不论是石英脉型还是硫化物型的金矿都分布在韧性剪切构造变质带中。广东河台金矿、海南岛西部土外山、抱板、二甲金矿、河北金厂峪，都直接与韧性剪切构造变质带有关。

由于在韧性剪切构造变质带内，新的金矿化带的不断发现及储量的明显增加，导致国内外众多学者们的重视，开展了该类型金矿床地质特征、矿化特点、地球化学特点、成矿物质来源、成矿机理及成矿模式研究。现介绍国内外几个典型例子，以便我们了解这类金矿。

（1）澳大利亚的卡尔古利金矿

该金矿区是韧性剪切构造（动力）成矿作用形成的金矿床。根据岩石中含铁矿物划分出三个蚀变带：①绿泥岩蚀变带，该带主要由绿泥石、方解石及铁白云石等矿物组成；②碳酸盐蚀变带，该带主要由铁白云母及菱铁矿组成；③黄铁矿蚀变带或称为黄铁矿-白云母蚀变带，主要由铁白云石、白云母、石英、钠长石及黄铁矿组成。金矿床的形成在空间上与大面积的碳酸盐蚀变有关。韧性剪切构造的递进变形和金矿化作用同步发生，即递进变形作用产生了韧性剪切构造，同时伴随着对原始含金岩系（金的矿源层或矿原岩）的物质发生调整、运移、集中并就地同时成岩成矿。早期成矿后又受到韧性剪切带再度活动的改造而使金矿进一步富化。其成矿模式为构造（动力）产生含金变质流体在韧性剪切带内与富铁的岩石相互作用而形成金矿。金矿所以能构成大型金矿床，除了存在有两个最重要的容矿岩外，剪切带构造本身就为金矿液的流通富集提供了良好的通道和动力。

（2）加拿大安大略省红湖金矿

金矿产在红湖的绿岩带中，95%以上的金矿化作用出现在科马提岩-拉斑玄武岩的地层内。大多数金矿及相伴的强烈蚀变质作用都位于韧性变形带中。金矿床具有以下地质特点：①金矿床产于变形带中，金矿床形成于绿片岩相和角闪岩相条件下；②沿剪切带走向，变形带涉及到所有岩石类型，但大多数金矿床位于变形带经过的镁铁质拉斑玄武岩组成的围岩地段；③小型的无经济价值的金矿化带产在韧性变形的外侧；④热接触变质作用，韧性剪切变形作用及强烈的蚀变作用导致了金的矿化作用。

（3）广东河台金矿

金的成矿物质来源于震旦纪、寒武纪变质地层，金的活化、迁移主要受区域变质作用、混合岩化（花岗岩化）作用及动力变质作用因素控制。千糜岩带是金运移、沉淀、定位及富集的有利空间，构造的多期活动和多期热液蚀变作用导致金成矿作用多次发生。其中韧性剪切带是该区最重要的成矿构造。金的矿化在空间上离不开糜棱岩带，矿床金的原生晕及次生晕异常等量线和形态、规模与糜棱岩的形态、规模完全吻合。矿体的侧伏方向及侧伏角与剪切带的指向和倾角基本一致，即矿体的产状受剪切带的指向控制，以及自然金沿劈理定向排列。

从上面的介绍中可以清楚地看到，国内外的研究者均已注意到韧性剪切带与金矿化的关系，比较一致认为变质岩区石英脉+"蚀变岩型"金矿床的产状明显受韧性剪切变质带的控制，其证据是这类金矿几乎均定位于韧性剪切变形带内，且多在低温韧-脆性变质带或韧-脆过渡带内。金矿化作用发生在区域变质作用的主峰期之后，与韧性剪切变形作用和退变作用同期。蚀变作用是不可缺少的，这种作用对区域变质的矿物组合和韧性剪切变形变质的矿物组合进行改造，面形成一套蚀变岩及蚀变的矿物组合，最常见的蚀变作用有绿泥石化、黄铁矿化、碳酸盐化、黄铁-绢云母化、黑云母化，其中碳酸盐化多数情况下出现早、晚两期，早期碳酸盐化虽不含金，但却暗示将存在金矿化作用发生的可能性。黄铁矿—绢云母化发生在热液蚀变的中—晚期阶段，同时伴随有金矿化作用出现，从而形成工业矿体。韧性剪切带长期多期次的活动，由韧性→韧—脆性→脆性的递进演化过程中，亦可有晚期或者期后的岩浆及其它含金流体的进入叠加，从而使金矿进一步富化。

第三节　戈枕脆韧性剪切带型金矿成矿特征和模式

海南岛西部昌江—东方县有一条长 70 km、宽 6 km 的狭长舒缓“S”型的金矿成矿带，称之为戈枕金矿带。它北起昌江县石碌铁矿，向南西方向延伸至东方县的公爱一带，带内有石碌铁矿的大英山、南泡河、土外山、抱板、牛岭、二甲、邪都、布磨等金矿床（点）。目前，该金矿带是海南岛最大且最具有潜力的金矿成矿带。

海南岛戈枕金矿带所在区的大地构造位置，属于东南地洼区琼雷地穹系海南地穹列儋县地穹的西南部。前寒武纪太古宙—古元古代的前地槽发展阶段，形成一套具有枕状基性熔岩流、科马提岩、拉斑玄武岩、灰色片岩为主的含金变质岩系，含金丰度 38×10^{-6}，是金的矿源层或矿源岩。于中元古代随着地壳的深部发生的热事件形成深层次韧性剪切作用，并伴随发生构造成岩成矿作用，形成花岗质绿岩地块及金矿床。地槽发展阶段晚期和地洼发展阶初动期，韧性剪切带再次活动，在形成原地交代—重熔改造型花岗岩之同时，从岩体中析出的金成矿物质进入递进活动的剪切带，使早期金矿体进一步富化。中新生代地洼发展阶段韧性剪切渐变成脆性为主的活动阶段，同时伴随有燕山期岩浆热液、天然热卤水循环，继续沿剪切带注入，又有新的成矿物质叠加。随着地壳的演化及剪切带的韧—脆递进活动，最终形成了具有多成矿阶段、多物质来源、多成因类型、多控制因素为特色的多因复成矿床。

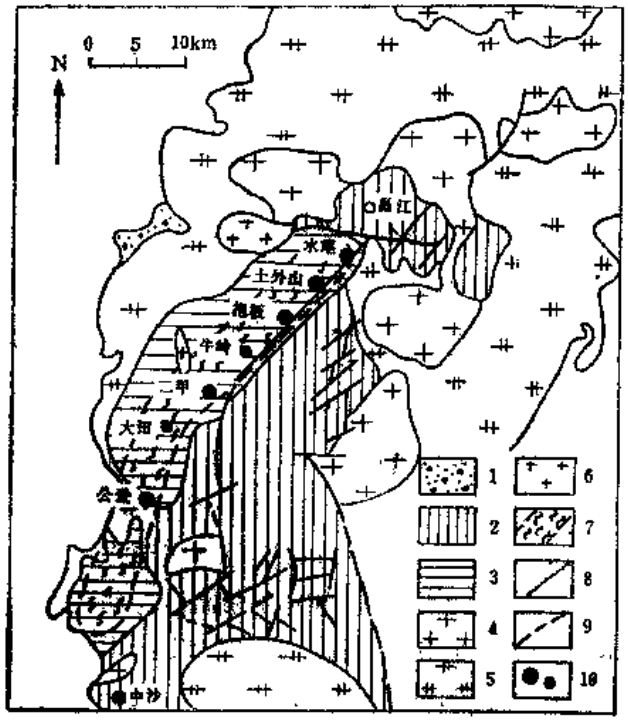


图 2—1　海南岛东方—昌江地区地质略图

1—地洼构造层；2—地槽构造层；3—前地槽构造层；4—燕山期花岗岩；5—海西—印支期混合花岗岩；6—海西期花岗闪长岩；7—戈枕脆—韧性剪切带；8—断裂；9—推测断裂；10—矿床（点）

一、戈枕韧—脆性剪切带的基本特征

（一）宏观特征

（1）展布特征。戈枕脆—韧性叠加剪切带是一条狭长的线性强应变带。它北抵昌江县，向西南方向经土外山、抱板、牛岭、二甲直至公爱，总体呈北 40°东左右呈舒缓“S”形展布在前寒武纪抱板群、石碌群浅变质岩系中，全长约 70 km，宽 1—6km（图 2—1）。剪切带中段倾向北西、倾角70°—85°，西南、东北段向南东倾，倾角由陡变缓。

（2）在前寒武纪出露区的抱板群、石碌群的北西和南东两侧有成群出露的断裂群，这些断裂群延伸到石碌群、抱板群出露区后突然中止或形成分枝弧形断裂而汇就脆—韧性剪切带，这在航片上清晰可见。

（3）抱板群、石碌群变形成带状分布，在抱板群中出现眼球状糜棱岩、条纹条带状

糜棱岩、云母片岩中形成膝折；在石碌群中可见挠曲，塑性流动使这些岩石发生厚度变化和变形及层间相对位移。在岩层的厚度发生变化时，软弱层发生明显的半对称变薄现象，在靠近共轭剪切带的交汇地段或部位，常有缩颈带，形成带内布丁构造或构造透镜体。

（4）地层中常出现箭鞘褶皱、以及由于塑性流动形成的似流动构造、滚雪球构造。

（5）面理构造。剪切带内片理化强烈并形成特有的面理组合，其中剪切带内面理(S_c面理）和糜棱岩面理（S_c面理)。剪切内面理表现有：分割性界面内的面理及小褶皱轴所显示的面理以及残斑系显示的面理。糜棱岩面理表现形式有分割性面理及S_c面理拖尾的总体排列。

（6）退变质作用。从野外观察发现，随应变的增强，糜棱岩中白云母含量增加，而长石粒径减小，斜长石退变为绿泥石及绢云母；黑云母退变为白云母及绿泥石。

（7）叠加脆性变形构造及韧—脆性叠加剪切带的证据：

① 在戈枕韧性剪切带南东侧贯穿着一条与韧性剪切带长短相当的脆性断裂——戈枕断裂，该断裂切割韧性剪切带。

② 前寒武纪抱板群表现的是韧性变形；上覆的石碌群从下到上递变成脆—韧性变形；上覆于石碌群的晚古生代石炭纪、二叠纪地层只表现出脆性变形。说明韧性变形出现中元古代，脆—韧性变形出现于晚元古代或早古生代。

③ 剪切带内有燕山期且与糜棱岩产状平行的中基性岩脉，说明剪切带在燕山期仍在活动，且以脆性为主。

（二）显微构造特征

（1）粒内变形显微构造

① 波状消光。多发生在石英、长石残斑内。消光形式有平行式、扇形式、环状或弧形式等。导致波状消光的原因是剪切作用使得糜棱岩中的石英、长石等矿物晶体遭受挤压或旋转，从晶格发生位错，光轴方位发生改变。

② 变形纹。在石英粒中常见。变形纹常密集平行分布，有面状排列的气泡或次生液体包裹体。因它们具有明显的定向性及其与某些构造平行，说明与构造作用密切相关。

（2）亚晶及重结晶

亚晶主要见于糜棱岩的石英或长石残斑内及附近，大的亚晶粒为边界不清晰的椭圆形，消光位与主晶有一定的偏转角度。石英重结晶现象十分发育，晶粒细小，常形成锯齿状缝合线。

（3）核幔构造

在眼球状长英质糜棱岩中常见，主要是变形残斑斜长石等被细小亚晶及重结晶石英、绢云母等环绕面成，并形成同质或异质核幔构造。

（4）显微褶皱。主要是石英条带和片状矿物黑云母、白云母等组成的S面理和C面理发生褶皱，其褶皱强度大，形态复杂。多数微褶皱的轴面都倒向剪切方向。

以上是一些反映糜棱岩韧性变形的显微构造特征。除此之外，糜棱岩中存在反映脆性变形叠加的构造现象。主要是岩石和矿物的显微破裂发育。这种显微破裂大多数贯穿晶体甚至几个晶体。

（三）糜棱岩类型及原岩恢复

糜棱岩在该剪切带内十分发育。它的存在是确定剪切带韧性变形的有力证据。

根据原岩及矿物组成的不同，带内糜棱岩可分为三个系列：即云英质糜棱岩系列、斜长角闪质糜棱岩系列和长英质糜棱岩系列。各系列岩石又可根据糜棱岩化程度划分出初糜棱岩、糜棱岩、超糜棱岩及糜棱岩化岩石等。下面简述各大类岩石原岩恢复情况。

（1）云英质糜棱岩系列。过去曾称为云母石英片岩或石英云母片岩。实际上，其大部分岩石经区域变质形成之后又经历了后期叠加的剪切变形变质作用，因而糜棱岩化相当强烈。通过对9个岩石样的全化学分析数据以及尼格里、西蒙南等图解初步判断其原岩应为泥砂质沉积岩。这与镜下所见变余砂状结构以及前人所研究的结论相吻合。

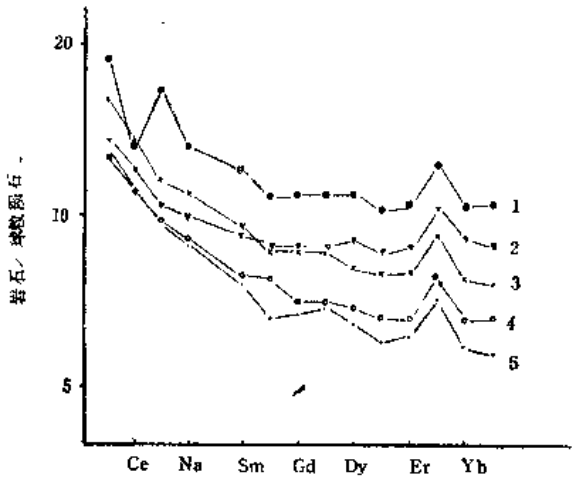


图 2—2 斜长角闪质糜棱岩系列REE配分模式（5个样品）

（2）斜长角闪质糜棱岩系列。主要由斜长石、角闪石组成，自形程度完好，但大多出现剪切拉长特征，尤其角闪石出现晶内旋转构造。野外观察表明，斜长角闪质糜棱岩系列在剖面上和平面上均较稳定。说明具正变质的产状和组合特征。9个岩石样品的主元素分析数据及尼格里、西蒙南等图解，结合其Sr/Ba=1.39，Cr/Ni=3.15等，表明其原岩具正角闪岩特征。其REE配分模式（图2—2）为：微弱、弱LERR富集，ΣREE59.20，LR/HR=2.16，δEu=0.98。与大洋中脊富铁玄武岩的稀土配分相似。

上述特征说明：斜长角闪质糜棱岩系列的原岩是一种基性火山岩。其角闪石K-Ar法年龄为299 Ma（1989，郑士弓），属海西中期。

（3）长英质糜棱岩系列。在剪切带中占居重要地位。主要由斜长石、钾微斜长石及石英组成。呈灰白色—深灰色，常具明显的眼球构造。眼球形状较多，在剖面上，眼球大小、疏密程度时有变化，显示层状外貌。在半风化露头上，基质中的流动构造明显可见，表现为略有颜色差异的条带状物质平行排列，类似火山岩中的流纹构造。由于过去未充分注意这种变形组构，常将广泛分布具有条纹条带眼球状构造的长英质岩，解释为区域变质岩进一步混合岩化作用的产物，以致冠以混合岩。经初步研究，它们应是早期花岗岩体经后期构造分异作用形成的层纹状糜棱岩。野外常见斑状花岗岩向眼球状长英质糜棱岩、条纹条带状长英质糜棱岩、细纹状超糜棱岩的渐变过渡关系。上述糜棱岩中所含的较大晶粒或颗粒实际上是碎斑（残斑）、角砾，而非混合岩化作用形成的变斑晶。碎斑形态多呈椭圆型、S型，长轴

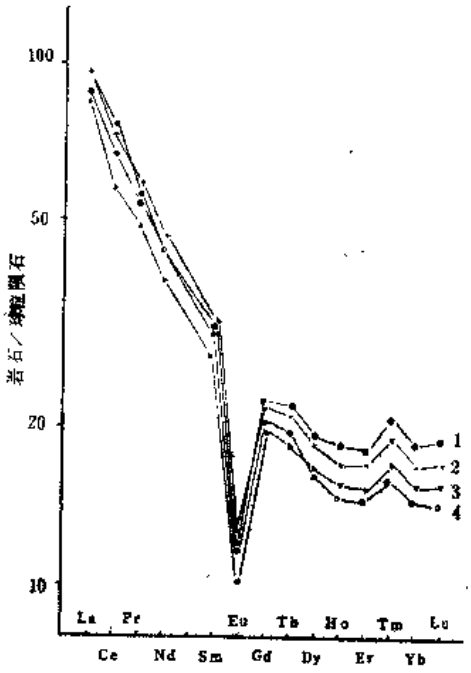


图 2—3 长英质糜棱岩系列REE配分模式（4个样品）

方向与叶理走向之间有一定夹角。碎斑具有拖尾及旋转等构造作用的痕迹。这些特征均可表明原岩应属岩浆成因。另一方面，室内分析结果也得出同样结论。其REE配分（图 2—3）：LREE 富集，ΣREE＝215.05，LR/HR＝5.84，δEu＝0.45，ΣCe＞ΣY，与斜长角闪质糜棱岩系列不同。

二、戈枕脆—韧性剪切带的成矿特征

矿床勘查和研究结果表明：戈枕脆—韧性剪切带的动力变质分异作用与区域变质作用及岩浆热液作用等不但造就了一系列韧性变形的特征构造岩—糜棱岩，同时亦为独具一格的多因复成金矿床。其特征有：

（1）金矿床的空间分布明显地受戈枕脆、韧性剪切带的控制。矿体产状与剪切带产状基本一致。一些硅化黄铁矿化长英质糜棱岩往往就是矿体。矿体与糜棱岩没有明显分界，常常靠化学分析来圈定。含金石英脉是剪切带形成过程中的一种特殊产物，一般组成蚀变糜棱岩型矿体的核心。

戈枕金矿带内产有土外山、抱板、二甲、布磨、公爱、中沙等金矿床（点），这些金矿受到该剪切带的制约，它们共同构成了海南岛戈枕金矿成矿带（图 2—1）。

（2）金矿化发育的地段与糜棱岩的交代蚀变作用和硫化作用的强度呈正相关性。具体地讲，在剪切带内，绢云母（或多硅白云母）和黄铁矿或绿泥石和黄铁矿等矿物组合最发育的地段也是金矿化最佳的位置。据土外山各矿带的统计分析，靠近戈枕脆、韧性叠加剪切带的应变中心，矿体的蚀变作用、硫化作用较强，相应地金品位也高；远离戈枕韧脆性断裂，蚀变作用、硫化作用都减弱，相应地金品位降低。

（3）后期不同方向的构造活动的叠加处，往往是有利金矿化富集的位置，通过对土外山金矿化富集的地段进行不同比例尺填图发现，金矿化富集的部位往往受到后期构造活动的改造，使其走向发生变动富集在构造膨胀位置。

（4）成矿作用具有多阶段性。对含金岩石的显微组构观测和硫化物的形态，存在的状态及含金性的研究，金矿床的形成及富集经历了多个大地构造阶段（甚至多成因）的成矿作用而形成的。如含金石英脉的组成、交切及变形等说明有几期活动。黄铁矿有的具压力影、剪切阶步等说明为剪切变形期前或同时形成；细小黄铁矿沿叶理分布，为剪切变形同期产物；自形、生长及分布不受叶理约束的黄铁矿为剪切变形期后的产物。

（5）自然金呈浸染状散布在糜棱岩内构成浸染状糜棱岩型矿石。其中大部分自然金以细粒间金、晶隙金和裂隙金等形式赋存在动态重结晶石英和同构造期黄铁矿及闪锌矿中，并沿微型剪切带的剪切内面理（S_c）和糜棱面理（S_c）定向分布。

（6）据最近作者等做的土外山金矿床构造控矿的模拟试验初步结果，样品经高温高压后，金产生了明显的活化转移和归并，而且朝裂隙部位迁移，金粒的分布和应力集中部位较一致，是受构造应力控制的。该结论与野外地质调查结果相符。

三、戈枕金矿带多因复成金矿床成矿模式

戈枕金矿带多因复成金矿床成矿模式是反映戈枕金矿成矿带中的土外山、抱板、二甲等矿床形成的通用模式（图 2—4），它具有以下基本特点：

（1）太古宙—古元古代的前地槽发展阶段形成的基性火山沉积岩，经中元古变质作

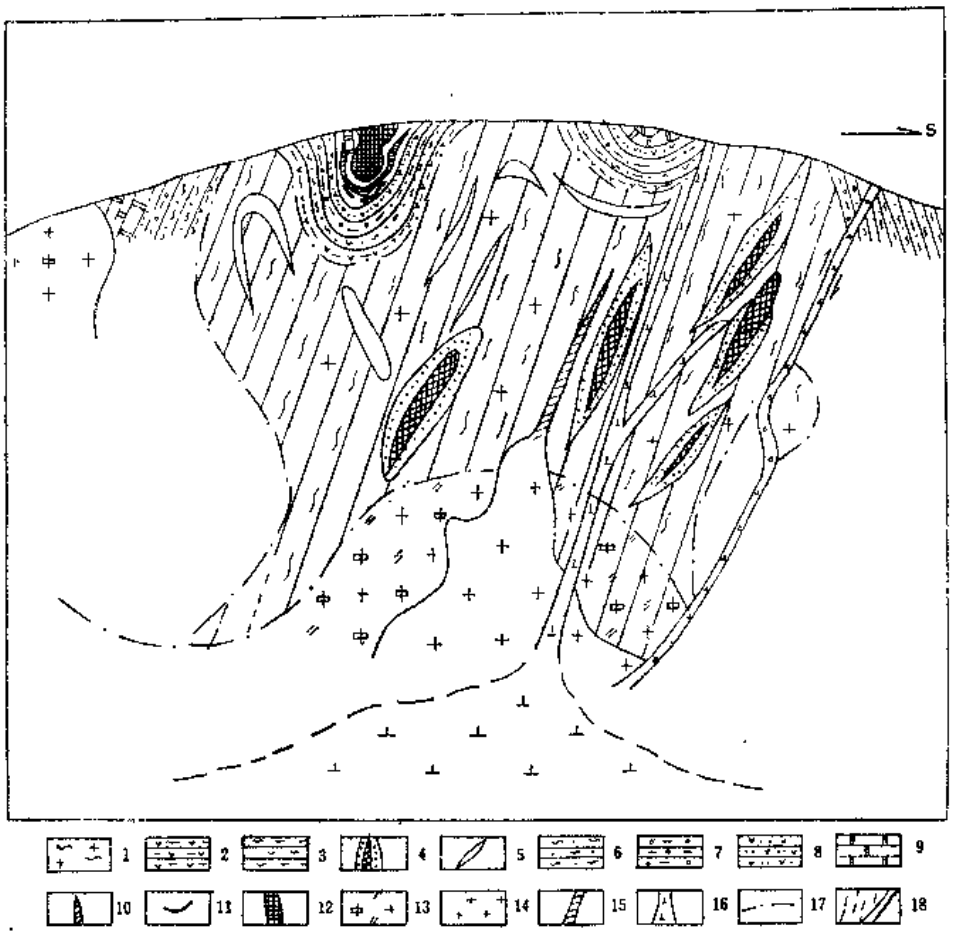


图 2—4　戈枕金星成矿带多因复成金矿床成矿模式图

1—花岗（质）糜棱岩；2—斜长角闪片岩；3—白云母片岩；4—破碎蚀变岩型金矿床矿体；5—石英脉型金矿床矿体。6—绢云母石英片岩；7—透辉透闪石岩；8—长英质火山岩；9—白云岩；10—钻矿体；11—铜矿体；12—铁矿体；13—海西—印支期混合花岗岩；14—燕山期花岗岩；15—中酸性脉岩；16—闪长玢岩及隐伏中基性岩体；17—渐变线；18—剪切带（左）或断裂带（右）

用形成花岗（质）岩—绿岩组合。该套岩石在剪切作用下形成深层次流变岩，这一过程是剪切带的韧性发展阶段，该阶段使绿岩带中的金活化迁移并富集成矿。其形成时代为前寒武纪。

（2）韧性剪切形成箭鞘形背斜构造的同时，发生构造成岩成矿作用，使得变质岩→花岗（质）糜棱岩→混合花岗岩呈渐变过渡关系。混合花岗岩、花岗糜棱岩及其中的石英脉型金矿床具有构造（动力）成岩成矿作用，受同一背斜构造控制的特点。石英脉型金矿床形成过程，就是混合花岗岩形成过程中分异出的含金脉体注入花岗（质）糜棱岩的过程。

（3）背斜中和应力面之上是充填石英脉型金矿，之下是破碎蚀变岩形金矿。这两种金矿统称“戈枕式”金矿，在戈枕式多因复成金矿床之上尚有石碌式铁钴铜金多因复成矿床。

（4）地洼发展阶段的韧—脆性剪切活动作用在背斜构造上，使早期韧性剪切带内的糜棱岩产生破碎并形成破碎蚀变岩型多因复成金矿床。该矿床的单矿脉具有核幔构造，核有由石英组成的核、似脉体石英组成的核、硅化核、细条纹组成的核，这些核均受硅化，

核中有炭质“黑网、线或晕”。幔是绢英岩化或黄铁绢云岩化热液蚀变形成的晕。具核幔构造的破碎蚀变岩型金星际，反映出剪切带构造（动力）成矿作用和热液蚀变成矿作用紧密伴生性，即构造—岩浆活化作用的一体化。

（5）戈枕断裂是戈枕剪切带发展末期脆性变形的结果，它的形成代表剪切作用结束，即剪切构造（动力）成岩成矿的结束。它由多条尖灭侧现的压剪断裂组成，总的走向、产状及出露长度与剪切带基本一致，但宽度远远小于剪切带宽度，仅有10—30m或更窄。它的前身是剪切带发生塑性变形过程中的压剪性结构面，在韧性和脆—韧性发展阶段时，曾为金的活化迁移起导矿作用。与之同时产生的共轭张性断裂或其旁侧的次级断裂是控矿构造。因此，矿床分布规律及矿床中矿脉群分布规律与戈枕断裂有着必然的内在成生联系。

（6）破碎蚀变岩型金矿床的形成与中酸性花岗闪长岩、斜长花岗斑岩、中基性岩脉的侵入有关，特别与中基性闪长玢岩的侵入有关，在混合花岗岩的深部推断有大的基性隐伏岩体。

（7）大地构造演化与成矿作用有着密切关系，多阶段的构造演化导致成矿作用具有长期性、继承性、复杂性。最终所形成的矿床具有多因成矿阶段、多成矿作用、多物质来源、多控矿因素、多成矿类型。

第三章　构造破碎带型金矿床

第一节　概　　述

一、定　　义

金受到由地幔传导的构造热动力场驱动，从矿源层活化、迁移富集于构造破碎带而形成的金矿床，称为构造破碎带型金矿床。

应指出的是，定义中的"构造破碎带"，系指岩石受压应力和张应力为主、剪应力为次所产生的线状脆性变形带。它处于脆性变形地区，具有明显断层发育的岩块带。其内断层面发育清晰，带内主要由压性变形和张性变形的岩石为主、剪性变形的岩石为次构成。断裂作为容矿构造，控制着金矿床的产状和规模。

二、特　　征

构造破碎带型金矿床的第一个特征是，金的矿源层的存在，是成矿作用的物质基础。

地幔是金的原始来源地，近来已为众多的成矿学家所公认。在漫长的幔、壳演化过程中，金从地幔进入地壳，是伴随地幔蠕动产生的强大幔源热动力流沿着穿透构造上升，通过海底火山喷发、基性一超基性岩浆的侵入而带入地壳，和沉积物一起组成含金建造。这种含金建造主要分布在地壳演化过程的前地槽和地槽沉降带中，即形成前地槽含金建造和地槽含金建造。而且，前地槽褶皱带和地槽褶皱带的风化剥蚀物又可经流水搬运，形成后构造阶段的含金建造，即地槽含金建造、地台含金建造和地洼含金建造。金则以极分散状态分布于这些建造中。其中，各大地构造建造中金丰度值高的层序（层位）为后来金的成矿活动所作贡献大，成为人们常称的"矿源层"。但也不排除低丰度矿源层的存在，如广西的寒武系水口群，金的区域背景值极低（$<4\times10^{-9}$），不少学者将其归为与桂东南金成矿带密切相关的矿源层。但笔者认为，这类低丰度含金建造，难以形成符合工业品位的"构造破碎带型金矿床"。

在我国，金的矿源层分布非常广泛。时、空分布上，主要集中在前地槽构造层和地槽构造层中，特别是集中在前地槽阶段和地槽阶段的地槽激烈活动期所形成的一些建造中。因其时地壳相对较薄而极易形成穿透构造。频繁的海底火山喷发和基性一超基性岩浆的侵入，从地幔带来众多量金的聚集。我国发育于前地槽阶段的太古代迁西群、桑干群、八道河群（河北）、鞍山群、建平群（吉林、内蒙）、太华群（河南、陕西）、胶东群（山东）、元古代黑龙江群、麻山群（黑龙江）、辽河群(辽宁)，地槽阶段形成的元古代朱杖子群(河北)、五台群、滹沱群（山西）、马家店群（内蒙）、陈蔡群、双溪坞群(浙江)、建瓯群(福建)、郧西群、两郧群、武当群、耀岭河群（湖北）、东风山群（黑龙江）、双桥山群（江西）、冷家溪群、板溪群（湖南）、四堡群（广东）、昆阳群(云南)、古生代八村群(广东)等沉积一变质建造中的一些地层组、段，都具有金的高丰度，是金的矿源层。但是，前地

槽构造层往往出现高级变质直至绿岩化，是绿岩带型（及高级变质区型）金矿床矿源层存在的地方[11]。因此，构造破碎带型金矿床的矿源层主要分布在地槽构造层内。

我国领土辽阔，大地构造演化在时间上是不同步的，出现北、东、西三个槽台演化系统[12]。如，我国东部广大地区（属东部槽台演化系统）在晚古生代时已是地台发展阶段，但天山北麓的北疆地区（属北部槽台演化系统），尚处于地槽发育的激烈期。因此，北疆地区晚古生界中的泥盆系和石炭系，往往有金的矿源层存在。如阿勒泰地区吉木乃、富蕴、青河等县广泛分布的泥盆系和石炭系中，都含有高丰度的金。“七五”期间在这套含金建造中已发现了几个构造破碎带型金矿床。

金呈分散状态分布于矿源层中，通过构造热动力场的驱动，活化迁移至构造破碎带中富集成矿，经过了漫长的地质历史时期。在这个漫长的成矿过程中，构造破碎带是金富集成矿的场所；而矿源层的存在，则是金成矿的物质基础。

构造破碎带型金矿床的第二个特征是，该型矿床与区域岩浆岩构造地质体没有成因上的联系。

金从矿源层（或称“含金建造”）中迁移带出，富集于构造破碎带中成矿，是经由地幔传导出的构造热动力场在较长时间里持续或间断驱动的结果。在所发生的构造热事件中，区域上一般亦有幔壳同熔型或壳源改造型花岗岩类的形成，但金的成矿与这些岩体的形成基本上没有成因联系。仅仅是，该型矿床的形成和花岗岩类的产出分别为构造动力热事件的两个结果。该型金矿床的矿质直接来源于矿源层（一般为地槽型火山—沉积建造），而新成的花岗岩体分异迁出的矿质可在内、外接触带形成“构造接触带型金矿床”（见第四章）。因此，构造破碎带型金矿床距岩体较远。统计表明，一般存在于距岩体 2 km 以上难以受岩浆热液成矿活动影响的部位。如果近旁有花岗岩类产出，则可以出现三种情况：（1）只是一些与其成因无联系的脉岩类；（2）前构造热事件中形成的花岗岩类，仅起着阻挡金成矿流体继续流动的屏障作用；（3）后构造热事件中形成的岩体，有可能起到使金矿体改造富化或叠加富化的作用。

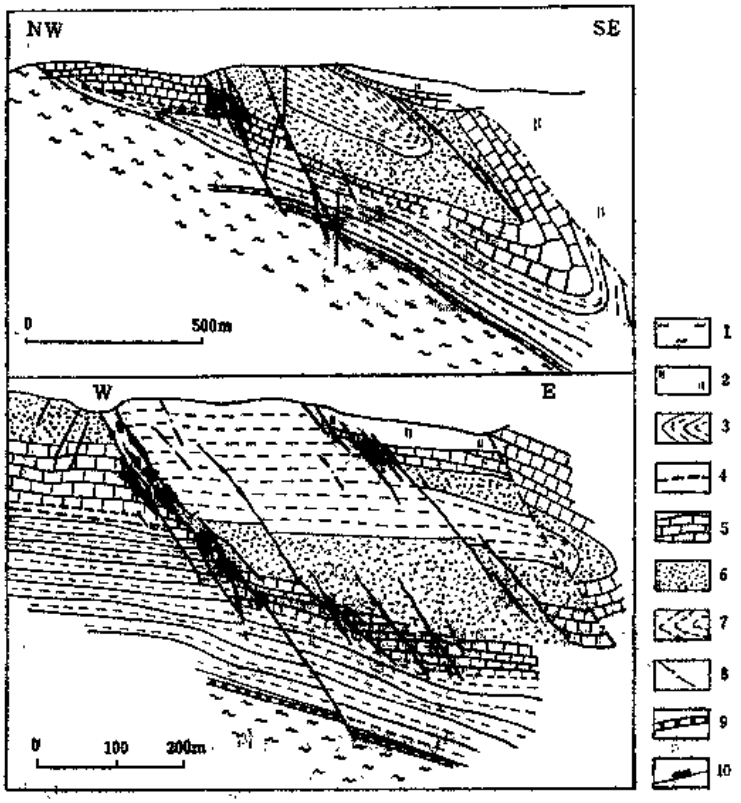


图 3—1 产于元古代地槽构造层的法国萨尔辛金矿床剖面图[56]

1—结晶片岩；2—千枚岩；3—灰质页岩；4—粘土—云母片岩薄层；5—灰岩、白云岩互层；6—砂岩；7—千枚岩和绿泥石片岩；8—断层；9—层状含金硫化物矿体；10—断层及沿断层分布的浸染状硫化物矿脉和矿体

构造破碎带型金矿床的第三个特征是，矿床和矿体受褶皱构造和断裂构造综合控制。

矿床一般分布在深断裂或区域性断裂一侧的分支结点或与褶皱的结合部位，或局部断裂群的汇集部位。因为这些部位的构造脆性变形较强，提供了成矿流体流动和沉积的众多空间。

矿体一般存在于褶皱构造翼部的纵断裂和层间破碎带中(图3—1)。这些纵断裂是在同褶皱期形成，至少经过了压→张→压→张的过程。而横断裂往往只控制了一些细脉状矿体。如果纵断裂不发育，则层间破碎带成了控矿的主要部位，如澳大利亚西北部由短轴背斜和层间构造破碎带控制的泰尔费尔层状金矿床（图3—2）。

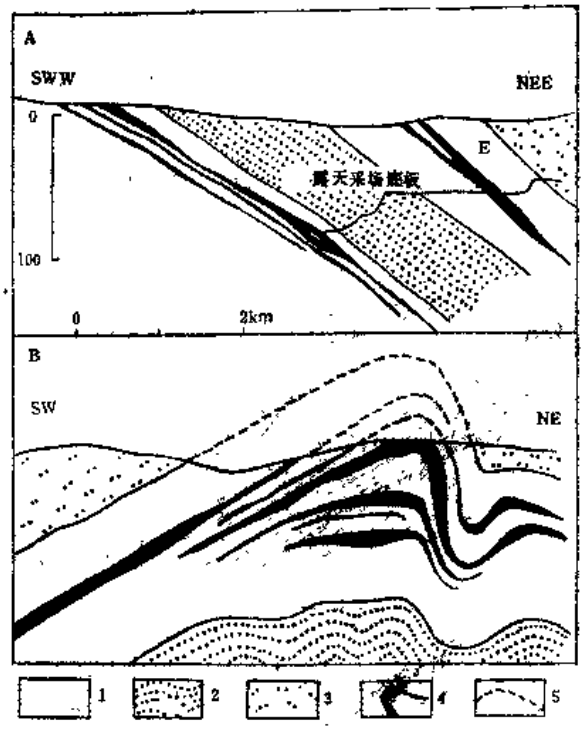


图 3—2 泰尔费尔层状金矿床剖面图[57]

A—主背斜北东翼剖面图；B—西背斜的北端剖面图
1—含石英岩的砂、页岩层；2—含泥质灰岩的墨姆组和梅迪安组砂岩；3—坎普维"上部"砂岩；4—背斜轴；5—断裂；黑色—含金岩层；虚线—含金层剥蚀部分

矿石中的矿石矿物组成非常简单，这是构造破碎带型金矿床的第四个特征。

笔者实地考察过的湖南黄金洞金矿、龙山锑金矿、江西金山金矿、新疆南明水金矿、柳树泉金矿、布尔克斯岱金矿、阔中可拉金矿和萨尔布拉克金矿等，均属于构造破碎带型。这些矿床中的矿石组分均很简单，硫化物含量少，且主要是黄铁矿和毒砂。金多以粒间金、裂隙金和吸附金赋存于黄铁矿、毒砂和石英中[7,15]。E. M. 涅克拉索夫 (Некрасов)[58]综合统计了国外不少应属于本文所划该型的矿床，亦认为矿石是少硫化物甚至是贫硫化物的。含金石英脉中的金属矿物一般在1—3%间。金呈独立金矿物存在，主要赋存于石英中，多呈粒度较大的可见金（>0.5mm），少量则呈显微金赋存于黄铁矿、毒砂、黄铜矿和闪锌矿中。他还认为，成矿作用的阶段较少(2—3个)，硫化物和金是在中—低温（300—150℃）条件下沉淀。同时，围岩蚀变带的厚度也不大（几十厘米至2m间），主要蚀变为硅化和绢云母化，绿泥石化少见。

第二节 实例分析●

金山金矿田位于赣东北德兴县境内，由西矿（小型）、金山（大型）和西蒋（中型）等三个金矿床组成，为层间构造破碎带型金矿床。矿田处于由遂川—德兴深大断裂（即"赣东北深大断裂"）和乐安江大断裂所夹持延20km的北东向德兴铜多金属—贵金属构造成矿带内。

● 以江西德兴县金山金矿田为例

一、区域地质概况（图3—3）

矿田处于东亚壳体东南地洼区赣桂地洼系北东部的景德镇地穹内。大地构造演化经历了前地槽阶段（前元古代）、地槽阶段(元古代—志留纪)、地台阶段(泥盆纪—中三叠世)和地洼阶段（晚三叠世始)。

区内分布的地层为元古代双桥山群、晚侏罗统和由冲积砾岩、残坡积层组成的第四系。

矿田南东4—5km处有北东向延伸达600km的遂川—德兴深大断裂通过，为一条在元古宙时即已形成，于古生代和新生代均强烈活动的压—压剪性断裂带。该断裂带的赣东北段，有数十个大小不等的基性—超基性岩沿断裂带分布，为该区构造演化史上影响极大的一条深切至上地幔的岩石圈断裂。另外，矿田北西约12km处有北东向乐安江大断裂通过。据地球物理资料显示，北西部尚有北东向广德—德兴基底断裂带隐伏。

区内岩浆活动较发育，以燕山期的花岗岩类产出为主。如金山金矿田南7 km处有燕山早期定位的大茅山黑云母花岗岩岩基；其北东3.5km以远分别有硃砂红、铜厂和富家坞等燕山期花岗斑岩岩株（K-Ar同位素年龄157—172Ma）侵入。一般认为，这些岩浆活动对德兴构造成矿带内的铜多金属成矿起重要作用。但是，这些岩浆岩体内含金丰度值远远小于维氏值；且岩体距矿田各金矿床均较远（>2 km)，因此认为对金山金矿田的金矿活动没有直接的成因联系。

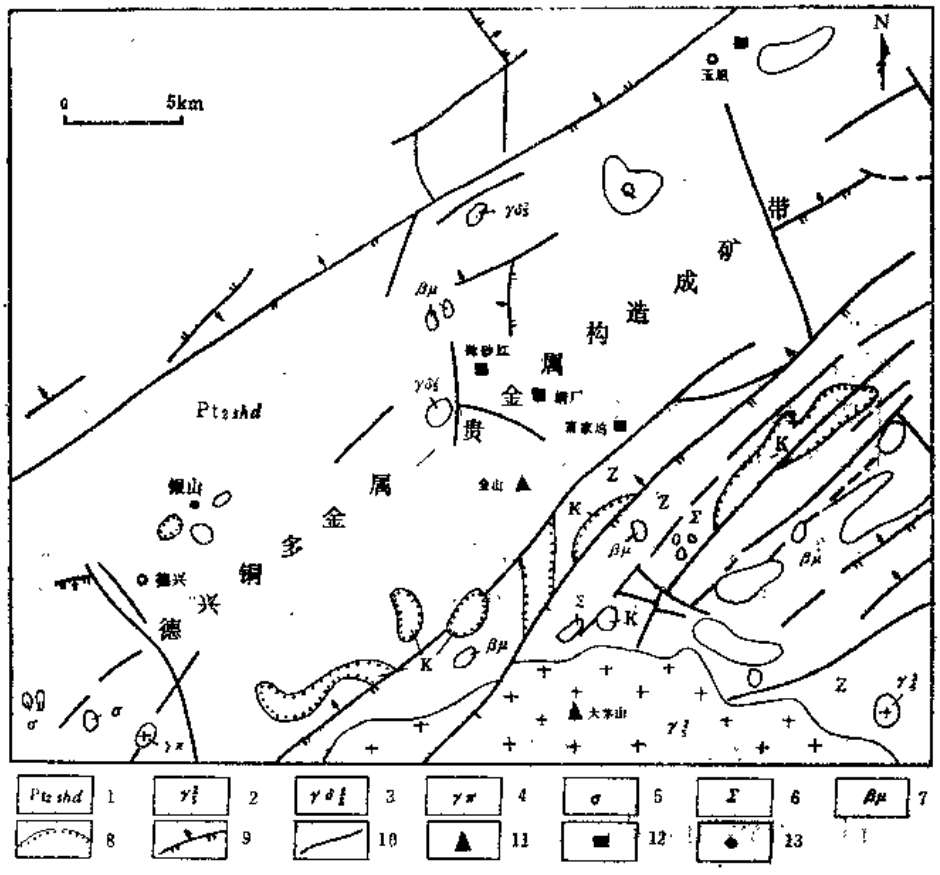


图 3—3 金山金矿田区域地质图

（依黄宏立等[13]资料修改）

1—双桥山群德兴组；2—燕山期花岗岩类；3—燕山期花岗闪长斑岩类；4—花岗斑岩；5—闪长岩类；6—超基性岩类；7—基性岩类；8—不整合界线；9—逆断层；10—性质不明断层；11—金矿床；12—铜金矿床；13—银金多金属矿床

二、矿床地质特征

矿田位于万年—德兴复背斜南东翼近轴部处。所属西矿、金山和西蒋各矿床的矿体主要呈似层状和透镜状被控制在层间破碎带中，围岩为中元古界双桥山群德兴组火山—砂页岩沉积岩系，在长时间地壳演化的构造热动力场作用下，已面目全非，成为包括凝灰质千枚岩、变余凝灰砂岩、砂质千枚岩和绿泥石千枚岩的一套浅变质含金建造（全岩Rb-Sr等时线 1371 Ma)。这套岩系是在该区地槽缓慢频繁升降过程出现的浅海—深海环境中形成（图3—4)。

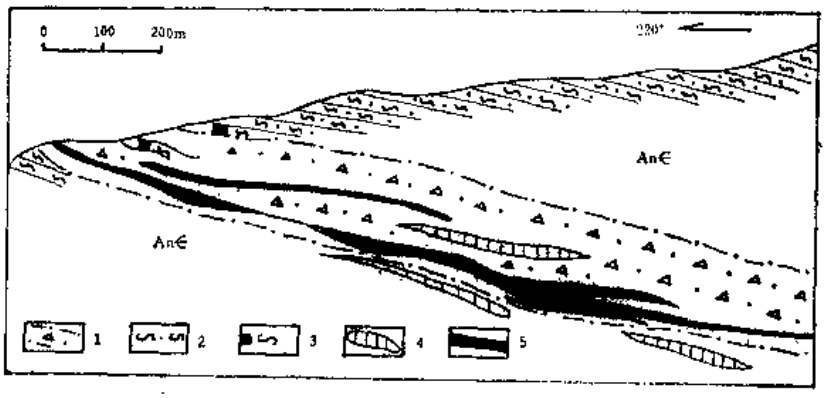


图 3—4 金山金矿床305线剖面图
（据江西有色金属勘探四队资料修改简化）
1—层间构造破碎带；2—砂质千枚岩；3—千枚岩；4—安山玄武岩；5—金矿体

矿区德兴组中的层间破碎带为主要控矿断裂。矿田各矿床似乎分布在一个不太显著的缓倾斜穹窿中，并出现一些放射状的断裂构造。这些构造与层间破碎带交接处，矿体厚度增大，含金品位有增高趋势。

金矿体平均品位不高，仅 3 g/t。矿床工业类型主要为三类：含金黄铁石英脉型、含金破碎蚀变岩型和含金千枚岩型。矿体中的矿石矿物组分简单，以黄铁矿为主，铜多金属矿物罕见。金主要呈裂隙金、粒间金和吸附金状态存在于黄铁矿和石英的微裂隙和晶粒间；少量存在于其它铜多金属矿物的显微裂隙和晶粒中。

矿床（体）围岩蚀变以成矿期的硅化和黄铁绢英岩化为主，亦出现了成矿后的绿泥石化和碳酸盐化。一般说来，含金黄铁石英脉两旁硅化愈强，则其脉内含金丰度愈高。围岩蚀变特征在该区是重要的找矿标志之一。同时，围岩蚀变影响范围不大，局限于矿体及其近旁围岩中。

第三节 成矿机理及成矿模式

为探讨金山金矿田金矿床的成矿机理，从以下诸方面提取成矿信息。

一、矿区外围和矿区内地层的含金性

为探讨金山金矿田的成矿机理，不少研究者对双桥山群的含金性作了一些工作。如刘英俊[14]测定出双桥山群低绿片岩相地层的金丰度达25.5×10^{-9}、赣东北双桥山群上亚群的

金丰度为 5.1×10^{-9}；李培铮等❶对赣北双桥山群的一批测试资料统计后指出，这套地层含金量大于 2×10^{-9}，局部含金量大于 10×10^{-9}，最高含量达 $300—700\times10^{-9}$。这批数据充分显示出，赣北和赣东北的双桥山群的金丰度值高于地壳丰度，是一套金的高含量建造；在漫长的地壳演化过程中，各地双桥山群的金含量出现不稳定状态，这是金元素曾有活化迁移的结果。

笔者在金山金矿田外围、矿区远矿围岩和近矿围岩进行了路线剖面随机取样，所测定的成果列于表3—1中。

表 3—1　金山金矿田外围及矿区德兴组岩石金的丰度（$\times10^{-9}$）及特征值统计表

特征值 \ 地段	外围(25)	矿区	
		远矿围岩(21)	近矿围岩(22)
丰　度	5.3	4.6	153
富集系数	1.33	1.15	38.25
变异系数	0.64	2.42	3.40
地壳丰度（泰勒，1964）		4	

（ ）内为样品数

表3—1揭示了如下明显的信息：

（1）矿区外围地层金丰度为 5.3×10^{-9}，高于地壳金丰度，富集系数为1.33，为较高的含金地层；其变异系数为0.64（<1），表明在外围地层中的金元素基本呈均匀化分布，没有很强的活动性，可代表矿田德兴组原有含金丰度。

（2）矿区远矿围岩的金丰度为 4.6×10^{-9}，也高于地壳丰度，富集系数为 1.15。但是，明显低于代表矿田背景含量的外围丰度（5.3×10^{-9}），这说明，相对背景含量有明显的迁移带出。变异系数为2.42（>1），已说明了曾出现过强烈活化迁出这个事实。

（3）矿区近矿围岩的金丰度特高，达 153×10^{-9}，富集系数高达38.25，相对背景含量和远矿围岩出现过高丰度的带进。变异系数高达3.40，显然说明金元素向矿体所在的构造破碎带部位曾出现强烈的活化聚集作用。

从以上分析可知，矿田双桥山群德兴组是金的矿源层。在漫长的构造热动力成矿活动中，金元素被驱动，朝相对处于低压间隙大的构造破碎带部位活化迁移聚集。

二、含金黄铁矿的钴镍比值

黄铁矿中所含微量元素特别是钴和镍及其含量比值能较好地提供某些成因信息。

从表3—2可知，金山矿田中的黄铁矿大多为沉积成因（Co/Ni<1），但也有热液成因的（Co/Ni=1.11>1）。而矿石中黄铁矿的钴、镍含量远远高于地层中的钴、镍含量，这表明在成矿活动中，在构造热动力驱动使地层中的硫和铁进入成矿流体而后重结晶的过程中，有多量钴和镍的进入。

❶ 李培铮等，1993，江西区域构造演化与金矿成矿关系分析，华东矿产地质，第一期

表 3—2 矿田地层和矿石中黄铁矿的钴镍含量（$\times 10^{-6}$）及其比值

序 号	样品产地	Co	Ni	Co/Ni	资料来源
1	地 层 中	15	44	0.34	黄宏立10个样平均
2	矿 石 中	292	265	1.11	李兆麟，1985
3	矿 石 中	106	216	0.49	本 文
4	矿 石 中	107	273	0.39	

三、稳定同位素分析

（一）硫同位素组成

南京大学地质系（7个样）、江西地勘局（25个样）和本文（4个样）所测定的含金黄铁矿硫同位素组成数据共36个统计表明，$\delta^{34}S$ 值变化范围落在+1.8—+6.7‰的窄区间内，峰值为+4.5‰，较接近陨硫铁的 $\delta^{34}S$ 值，呈现内生成因的塔形分布（图3—5）。这个成因信息似乎与钴镍比值所得出的沉积成因相矛盾，但却得出进一步的成因信息，即：矿田的黄铁矿由德兴组沉积物的剥蚀源区搬运而来，而剥蚀源区的硫来自于上地幔。

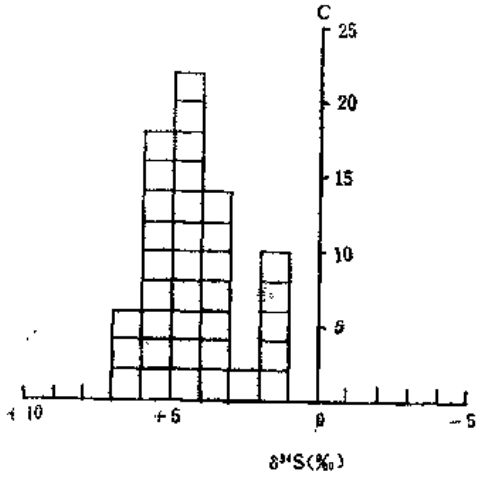


图 3—5 金山金矿田矿石硫同位素组成分布图
（图中c为样品数）

（二）铅同位素组成

矿田含金黄铁矿的铅同位素组成数据8组列于表3—3中。Doe B. R. 和Zartman R. E. 都认为，利用多种方法计算铅同位素正常铅模式年龄，可能会得到较为准确的年龄值，并可得到更多的成因信息。依此，本文用H-H、R-F-C和S-K三种方法计算正常铅模式年龄，亦列于表3—3中。得到如下认识：

表 3—3 矿田含金黄铁矿的铅同位素组成及正常铅模式年龄

序 号	铅同位素组成			正常铅模式年龄（Ma）					
	$\frac{^{206}Pb}{^{204}Pb}$	$\frac{^{207}Pb}{^{204}Pb}$	$\frac{^{208}Pb}{^{204}Pb}$	H-H法	R-F-C法 t_{206}	R-F-C法 t_{208}	R-F-C法 平均	S-K法	平 均
1	17.343	15.439	37.119	763	808	948	878	840	827
2	17.402	15.470	37.650	765	777	698	738	806	770
3	17.667	15.508	37.756	602	637	648	643	685	643
4	17.595	15.482	37.551	625	676	745	711	692	676
5	17.870	15.635	38.071	601	527	498	513	527	547
6	17.573	15.522	37.767	688	687	643	665	708	686
7	17.575	15.583	37.860	756	686	599	643	704	701
8	17.432	15.487	37.490	752	762	774	768	789	770

铅同位素组成数据来源：桂林地院（序号1—5）、天津地研院（序号6—8）

（1）8个样品均表现出单阶段演化的正常铅特征，表明与含金黄铁矿共生的微量铅来自地壳深部基本封闭的系统。由此可见，与之共生的金来自深部源。

（2）用三种方法计算的模式年龄值的平均值作为该样品的正常铅模式年龄。所得出的8个正常铅模式年龄中，有7个模式年龄（827—643Ma）落入震旦纪（850—570 Ma）年龄段，1个模式年龄（547 Ma）落入早寒武世（570—546 Ma）年龄段。所揭示的年龄信息表明：可能从震旦纪至早寒武世这段时间内，都有铅质脱离U-Th-Pb系统而析出，微量地进入黄铁矿中。这同样揭示出，自震旦纪至早寒武世，来自于深部地幔热动力流引起的构造热事件驱动着元古宙双桥山群德兴组内分散金质向构造破碎带活化迁聚的成矿作用。

由氢—氧同位素组成资料[13,14]表明，成矿流体的δD_{H_2O}变化在−63.67——58.06‰，δO_{H_2O}变化在10.41—7.67‰间，这是原生岩浆水和变质水的重叠数值范围。这进一步论证了在成矿活动过程中是来自深部的构造热动力流和构造变质热事件综合驱动的成矿作用，正与铅同位素揭示的成矿信息相吻合。

四、成矿流体信息

对金山金矿田的含金脉石英进行了均一法测温。镜下所见包体在3—20μ间，几乎均为气、液两相并存的液体包裹体（气、液比在3—20%间），共获得64个均一温度值，主要集中在195—155℃间，作为成矿温度下限。含金黄铁矿爆裂温度值5个，在350—290℃间，可作为成矿温度上限。即金山矿田成矿温度在350—155℃的宽阔温度区间。

包体液相成分及含量由多到少排列为：Ca^{2+}、Cl^-、SO_4^{2-}、Na^+、K^+、F^-和Mg^{2+}，pH≈7.18；气相成分为：H_2O、CO_2、N_2、CH_4和H_2。

五、构造成矿模式——以金山金矿田的构造成矿作用过程为例

根据以上大量地质资料和用多种手段多途径揭示的成矿信息，金山金矿田所在区域金的构造成矿作用过程，可作如下推导：

该区出露最老的地层为元古宇。但综合周边地质、地球物理资料可知，其下部有更老的太古宙结晶基底。本区在元古宙处于地槽体制，由于深切至上地幔的深大断裂（如遂川—德兴深大断裂）已形成和进一步活动，地幔物质和强大的热动力流极易贯入上升。在地槽缓慢沉降过程中，所接受的堆积物表现出两个特点：其一是自始至终呈现优地槽环境，岩浆侵入和能带入高丰度金的基性—超基性火山喷发累次发生；其二是周边隆起剥蚀带（前元古界）不断地供应砂—泥沉积物。因此，海槽内堆积了极厚的元古宙火山—次火山—沉积层和侵入其内的岩浆建造，其内含有高丰度的金、硫和铁。金主要直接来自于地幔，而硫和铁则主要从剥蚀区搬运而来。金的高丰度分布，使这套混杂建造成为有能力参与金成矿活动的矿源层。元古宙末，遂州—德兴深大断裂强烈活动，包括矿区部位在内的赣北地段块断上升隆起，逐渐成为露出海面呈北东向伸展的断褶带。双桥山群的缓缓隆起，形成多个短轴复式背斜，在垂直应力松弛交替的过程中出现层间破碎带。这时，高强度的热动力流在震旦纪至早寒武世这段时间内持续传导，一方面引起陆相火山喷发并带来矿化热流体；另一方面是随着温度的升高和挤压的加剧，出现了以岩石矿物颗粒间的粒间水、矿物化学反应沉淀水的析出和某些裂隙水、地下水的汇流，并含Cl^-、SO_4^{2-}、Na^+、K^+、F^-、

CO_2、N_2和CH_4等挥发组分，形成弱酸性（pH=7.18）的岩浆—变质混合热流体，Au等贵金属以及少量贱金属从火山—沉积建造的各类岩石中析出，以络合物的形式随热流体活化转移，朝压力梯度和温度梯度较小的层间构造破碎带集中。破碎带内相对宽敞的空间，在易于出现的有利物化条件下，成为金富集成矿的有利场所。正常铅模式年龄指示出，这个构造岩浆—构造变质热流体富集成矿的过程，一直进行到早寒武世。

上述成矿作用过程，可概括为：

金随地幔热动力流进入地槽构造层形成矿源层→随构造热动力场驱动引起的构造岩浆—构造变质热流体迁移至构造破碎带富集成矿。

这就是金山金矿田的构造成矿模式。

第四章　构造接触带型金矿床

第一节　概　　述

一、定　　义

分布于构造地质体的接触带并与该构造地质体有某种成因联系的金矿床，称为构造接触带型金矿床。

所谓“构造地质体”，是指由地幔蠕动产生动力热流引起构造运动（大地构造运动、区域构造运动和局部构造运动）所形成的大、中、小地质体。可知，大型构造地质体包括一级构造地质体（地槽区、地台区和地洼区）、二级构造地质体（地背斜系、地槽系、褶皱系、山间坳陷系、山前坳陷系、台盾、台坪、地穹系、地洼系）、三级构造地质体（地背斜、地槽、褶皱带、山间坳陷、山前坳陷、台隆、台陷、地穹列、地洼列）和四级构造地质体（台凸、台凹、地穹、地洼）；中型构造地质体包括背斜、向斜、穹隆（岩浆岩穹隆、盐丘）、环形构造和岩筒等；小型构造地质体则指处于视域内的小背斜、小向斜和小穹隆等。

上述“构造接触型金矿床”的定义是广义的。若按广义定义，不少位于大型构造内外接触带上的“深断裂—构造变质剪切带型金矿床”、“构造破碎带型金矿床”、“火山构造型金矿床”和“构造绿岩带型金矿床”都将会划归“构造接触带型金矿床”之列。另外，视域所及之小型构造地质体接触带上的金矿化无多大工业意义。因此，上述广义定义不能采用。“构造接触带型金矿床”的定义应由如下狭义定义取代之：

分布于中型构造地质体的接触带并与该构造地质体有成因联系的金矿床，划为构造接触带型金矿床。

二、特　　征

构造接触带型金矿床的第一个特征是，矿床分布于中型构造地质体特别是岩浆岩构造地质体的内、外接触带。

矿床可分布于褶皱构造地质体的转折端与断裂的接触部位。但这样的金矿床发现不多，偶有资料报道，也述及矿床部位亦出现岩浆岩脉岩类，实则该种金矿床是产于隐伏的岩浆岩体外接触带。

笔者在新疆北部科考，发现某些金矿床（点）以及一些金的地球化学异常分布在环形构造的周边接触带处。经卫片和航片进一步解译和实地踏勘验证，这些环形构造多为地洼期隐伏花岗岩穹窿引起的构造信息。

因此可以说，构造接触带型金矿床多分布于岩浆岩构造地质体的内、外接触带。如广西龙水—张公岭银金矿、辽宁华铜金矿、黑龙江团结沟金矿、山东沂南金矿。长江中、下游大冶—九江成矿带和安庆—铜陵成矿带的许多伴生金矿亦属于构造接触带型金矿。

岩浆岩构造地质体是作为主要搬运金、银等贵重金属成矿物质的母岩，抑或起到使金

成矿而传导某种地质营力和能量的作用，因此其赋存该型金矿床的内接触带和外接触带距岩体边部的水平距离一般不会超过 2 km。这个 2 km 的距限，是大量资料统计得出的。超过这个距离，则无论金等元素从岩浆内分异析出而运移，抑或使金成矿的地质营力和能量的传导，皆为岩浆岩构造地质体所力不能及。因此，由于构造成矿机理的差异，超过岩体边部 2 km 的金矿床，应划归构造破碎带型金矿床或其他构造类型的金矿床，当据情而定。

构造接触带型金矿床的第二个特征是，我国的该型金矿床主要分布在中、酸性花岗岩类的构造接触带中。

经统计，与我国产出的构造接触带型金矿床有密切成因联系的构造岩浆岩体，主要是中、酸性花岗岩类。国外资料报道，国外接触带型金矿床的“成矿母岩”亦多为中、酸性花岗岩类，特别以花岗闪长岩和斑岩类居多。这种规律性的现象，实与金元素在各类岩浆岩中的丰度值相悖。众所周知，地壳中从超基性岩→基性岩→中性岩→酸性岩，金的丰度值依次降低（表4—1）。酸性岩中含金量最低（1.7×10^{-9}），超基性岩中最高（6.6×10^{-9}）。之所以产生上述非常理的相悖现象，其原因是多方面的。笔者认为主要可归结为以下几个方面的原因：

表 4—1　岩浆岩中金的含量表

（据美国“地球化学手册”）

岩石类型		岩石名称	样品数	金的丰度（$\times10^{-9}$）
深成岩	酸性岩及中酸性岩	花岗岩	310	1.7
		花岗闪长岩	380	3.0
		细晶岩（花岗脉岩及云英岩）	23	4.2
	中性岩	闪长岩、石英闪长岩、二长岩、英云闪长岩	261	3.2
	基性岩	辉长岩（包括辉长闪长岩）	580	4.8
	超基性岩	主要为纯橄岩和橄榄岩	119	6.6
火山及浅成岩	酸性岩	流纹岩（包括流纹英安岩、英安岩、霏细岩、安粗岩和黑曜岩）	188	1.5
	中基性岩	玄武岩、安山玄武岩、安山岩、粗面安山岩和粗面岩	696	3.6

（1）大陆地壳的演化导致硅铝层的增厚，造成了大面积形成中酸性幔壳同熔型和壳源型花岗岩类的地质环境以及所携带金元素矿质的富集。

基性—超基性岩这类沿裂谷和深大断裂直接侵入和喷出的地幔岩内金的含量相对于中酸性岩高，这一方面显示出金来自于上地幔，另一方面反映了地幔演化的初始阶段，金的亲铁性很强。面随着地幔岩浆的分熔，金的亲铁性开始降低，而亲硫性相对增强，这导致金可富集于与基性岩有关的铜镍硫化物矿体内形成伴生金矿床。如我国金川金—镍矿床、新疆哈拉通克铜—镍（—钴—金）矿床和南非的布什菲尔德矿床等均属之。但是，在我国地壳演化过程中，地幔岩的大规模侵入和喷出，主要出现在前地槽阶段。因其时地壳厚度

较小，地壳运动强烈，裂谷作用盛行，导致了幔源镁铁质和超镁铁质岩浆的广泛和大量的侵入和喷出，也伴随带来了丰富的金矿资源。地壳的继续演化和长期的构造变质，使前地槽构造层形成面目全非的绿岩带和高级变质区，所形成的金矿床为“构造绿岩带型”金矿床。由于我国地壳处于中亚壳体、南亚壳体和东亚壳体[8]交接和碰撞的特殊部位，构造运动特别强烈，大部分地区随着强烈的长时间的构造运动和海陆变迁，已覆盖了巨厚的地槽构造层、地台构造层和地洼构造层。硅铝层的不断加厚，其圈闭作用的增强，导致地幔原始岩浆仅能沿线性分布的活动性深大断裂基本无混染地侵入和喷出，形成基性—超基性岩类。动力热流的传导，使大量产生的构造岩浆岩体主要是偏酸性、中酸性的幔壳同熔型和壳源改造型花岗岩类。这样，地幔中的金元素直接地或间接地通过同熔型和改造型花岗岩类侵入和形成的过程中运移，在有利的构造部位富集形成工业矿床。

（2）中酸性花岗岩类的形成过程为金的迁移和沉淀提供了良好的成矿物理化学条件。

与岩浆岩有关的金的成矿作用过程，最主要方面应是成矿物质来源、金的迁移方式和金的沉淀环境诸方面。国内外学者通过矿物学和地球化学的最新研究方法，得出了很多共识性的研究成果，如金的原始来源是上地幔等。可以认为，在地幔和地壳的演化过程中，金可直接伴随地幔岩浆沿深大断裂向上地壳迁移；亦可从原由地幔内带出并分散于前地槽构造层、地槽构造层和地台构造层内通过幔壳同熔或壳层重熔等作用迁移。据一些实验研究，金主要是在酸性或碱性条件下，与Cl^-、S^-、OH^-、$(S_2O_3)^{2-}$、CN^-、CNS^-等阴离子结合成络合物存在于成矿流体中。络合物的稳定性，可使金随成矿流体迁移很长的距离。物理化学环境的变化，是使金溶解和沉淀的重要条件。一般，在高温高压的基性岩—超基性岩形成环境中，金处于强活化状态，很难沉淀；而温度150—300℃（中低温）、压力$<1500\times10^5$Pa（低压）和中酸性环境中，将出现含金络合物的“解络作用”，促使金和硫化物沉淀共生。中酸性花岗岩形成的残浆阶段，具有这样的环境，这就造成人们注意到了金成矿时的亲硫性和亲硅性。可以说，中酸性花岗岩类的形成过程为金的迁移和沉淀提供了良好的成矿物理化学条件。

构造接触带型金矿床的第三个特征是，该型矿床对外接触带围岩不出现明显的专属性，成矿围岩可以是多种多样的。

如上所述，金在高温高压条件下溶解度很高，形成金的络阴离子伴随酸性或碱性成矿流体可以迁移很长的距离。仅仅是当围岩所处物理化学环境有利于成矿流体中的含金络离子的浓度降低和还原介质出现时，就会导致金的沉淀和富集成矿。外接触带的围岩可以是沉积岩和变质岩的各种岩石类型，有时甚至可以是岩浆岩（在复式岩体地区所见）。但是，不同岩性的围岩中所形成的金矿床工业类型是有所不同的。当外接触带围岩是砂页岩建造时，形成含金石英脉矿床或含金硫化物矿床，如广西龙水金矿、东北燕辽成矿带的柏杖子金矿和金厂沟梁金矿。当外接触带的围岩是碳酸盐岩时，常形成矽卡岩金矿床。著名的长江中下游大冶—九江铁铜成矿带上的鸡笼山金铜矿床和鸡笼咀金矿床可为例。

构造接触带型金矿床的第四个特征是，通常在“成矿母岩”出露部位的旁侧，有区域性深大断裂出露或隐伏深大断裂通过。

与构造接触带型金矿床有成因联系的花岗岩类在其形成时，幔壳同熔型花岗岩类需要有从地幔带出的物质和热动力，壳源改造型花岗岩类形成和金元素从壳层迁出时也必须有

来自上地幔的动力热流。因此，幔源物质的上升和动力热流的传导都必须有切割至上地幔的深大断裂作为先决条件。可举例如下：广西张公岭—龙水银金矿田的西侧有北北东向贺县—博白基底断裂带通过；湖南水口山铅锌金矿田东侧有郴—庐断裂的南延部分——衡阳—道县断裂通过；新疆布尔克斯岱—阔中可拉金矿田北部有北西西向乌龙古隐伏断裂穿越。

第二节 典型实例[1]

一、区域地质概况

广西贺县张公岭—龙水银金矿田位于东南地洼区赣桂地洼系的西南部与浙粤地穹系邻接处，西侧有北北东向贺县—博白基底断裂通过，东侧有郴庐断裂南延部分呈北东向穿过。矿田夹于两条深大断裂带之间，系地壳演化中处于长时间活动并受上地幔热动力流影响强烈的地区。

区内出露地层有震旦—寒武纪砂页岩建造并受到不同程度的区域性变质，主要产于北东部和中部；泥盆纪碳酸盐岩建造主要位于南西部和北西部，不整合于寒武系之上；西部并出露石炭系和侏罗系地层，第四系的覆盖范围不大（图 4—1）。

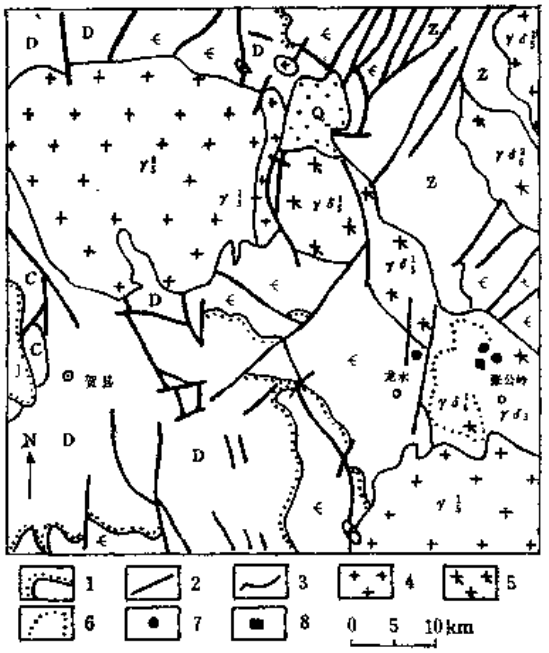


图 4—1 广西张公岭—龙水银金矿田区域地质图
（据广西1:50万地质图[2]和本文成果修改）
1—不整合界线；2—断裂；3—地层和岩体界线；4—花岗岩；5—花岗闪长岩；6—复式岩体推测分界线；7—银金矿床；8—铅锌矿床

该区在地壳演化史上是一个强烈活动地区，加里东运动、海西运动、印支运动和燕山运动均甚为强烈。加里东运动造成了贺县—博白基底断裂和郴庐断裂南延部分的雏型，引起大宁复式花岗闪长岩主体的幔壳同熔侵入。海西运动在区内影响较大，有幔源分异的岩浆于海西早期沿贺县—博白深断裂上侵，同熔地槽基底，定位于大宁岩体主体使之成为复式岩体。同时，在前泥盆纪基底和后寒武纪盖层上形成了一系列北东、南北和北北西向壳层断裂。印支运动和燕山运动使前述深大断裂和壳层断裂继续发育，并有印支期花岗闪长岩和燕山期花岗岩类的大规模上侵。该区强烈的构造运动，深断裂、壳断裂的形成和多期次活动，以及幔壳同熔和壳层重熔引起大规模的中酸性岩浆活动，对金属矿产的成矿活动十分有利，形成了一条包括锡多金属、铜多金属和贵金属为主的北东向多金属成矿带。

---

[1] 以广西张公岭—龙水金矿田为例
[2] 广西地矿局编，地质出版社，1978

二、矿区地质和矿床地质概况

矿区主要出露地层是寒武纪含炭质砂页岩和泥盆纪那高岭组泥灰岩，后者不整合于前者之上。矿区内断裂构造和褶皱构造均很发育，构造线以北北东向和北北西向为主，近南北向为次。

矿区内有大宁复式花岗岩体出露，北西与姑婆山花岗岩体相接，南西与连阳岩体相连，形成一个北西向似哑铃状的复式花岗岩岩基。大宁岩体成分较为单一，系斑状花岗闪长岩，笔者将收集到的10多个硅酸盐岩石化学资料和所采4个样品的硅酸盐数据进行标准矿物计算，成果投入花岗岩Q-A-P分类图，几乎全部样品均落入花岗闪长岩区。大宁岩体为多期侵入的复式岩体，其形成时代目前仍有所争论，前人所作两个K-Ar法年龄样品，为445 Ma和407 Ma，为加里东期；后又有人用U-Pb法得出一锆石年龄为383 Ma，为海西期；笔者在张公岭中带矿井下采斑状花岗闪长岩挑选钾长石、斜长石和黑云母单矿物以及全岩共4个点所作Pb-Sr等时线年龄为389.9±5 Ma，亦为海西期，与U-Pb法年龄基本吻合。因此，综合K-Ar法、U-Pb法和Rb-Sr法分析如下：考虑到在地史演化中，区内曾发生区域变质作用，导致岩石矿物中^{40}Ar的部分逸失，所测445 Ma和407 Ma的K-Ar法年龄可能还要偏轻，故加里东岩浆活动是存在的；由U-Pb法得出的383 Ma和本文Rb-Sr法得出的389.9 Ma可以认为，区内存在海西早期的岩浆活动。因此，可以说，大宁花岗岩是由加里东期岩浆活动和海西早期岩浆活动形成的复式花岗闪长岩体。野外踏勘，见到部分露头中，有花岗闪长岩与上泥盆统呈侵入接触，亦为佐证。

龙水矿区的矿体赋存于岩体外接触带寒武系清溪亚群（$\in sh_1^3$—$\in sh_1^4$）含炭质砂页岩中；而张公岭矿区的矿体赋产在海西早期岩体顶部（实为内接触带，寒武系已风化剥蚀）。据统计，龙水矿区有60余条矿脉，局部富矿含金品位可达625 g/t。矿体可分为含金破碎带硫化物和含金石英脉，前者在距岩体边部接触处较近（1—800m）的北东向断裂和近东西向破碎带中，后者分布于距岩体边部较远的北东向断裂中（图4—2）。金主要以显微颗粒和次显微颗粒赋存于黄铁矿、黄铜矿、方铅矿和闪锌矿中，呈裂隙金、包体金和粒间金存在，本文用顺磁共振法测定，未发现晶格金。

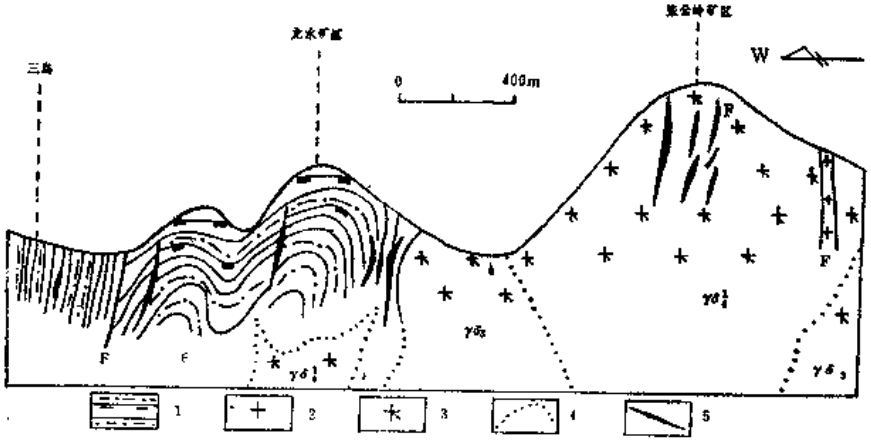


图 4—2 张公岭—龙水金矿田剖面示意图

（横向距离稍压缩）

1—含炭质砂页岩；2—伟晶岩脉；3—花岗闪长岩；4—推测岩体分界线；5—银—金矿体

张公岭矿区银金矿体赋存于斑状花岗闪长岩内接触带中的断裂破碎带内，破碎带主要呈北西西向展布，平面上成群成组，可分出南、中、北三个密集带，总体向南东东收敛，向南东陡倾（局部可有反倾向），较大的断裂带65条，最长延伸1700m，宽0.5—7.5m，延深>600m。这些断裂几乎控制了全部工业矿体。矿体可分为块状或脉状含银—金硫化物、含银—金—锑菱锰矿脉和含银—金硫化物石英脉。金主要以银金矿呈显微粒状赋存于黄铁矿、黄铜矿、方铅矿和闪锌矿中，亦呈裂隙金、包体金和粒间金存在。

仔细观察龙水矿区和张公岭矿区成矿期断裂的活动情况，发现分别属于两矿区的北东向成矿断裂带和北西西向成矿断裂带，实属为具有对偶性的两组破碎带，很可能同时产生，并都经历了剪→张→剪→张的多阶段活动，是在统一的应力场作用下，出现了成矿断裂的形成和活动的同步性，因而也就呈现出成矿构造的数量、规模、矿化程度、矿石类型、金的赋存状态等多方面的雷同和相近。

第三节　成矿机理及构造成矿模式（以张公岭—龙水金矿田的构造成矿作用为例）

一、地层含金性

如前所述，构造接触带型金矿床的矿质原始来源于上地幔。部分矿质可以直接由幔壳同熔型花岗岩形成过程中直接运移参与成矿作用；部分矿质或全部矿质原已由上地幔运移进入地壳并分散于前地槽构造层、地槽构造层和地台构造层，以后分别在幔壳同熔作用和壳层改造作用过程中运移参与成矿作用。因此，有关金的“矿源层”的研究是很重要的。

经统计，广西省境内几乎75%以上的金矿床（点）赋存于寒武系，特别是赋存于寒武系水口群中。为了解水口群作为“矿源层”的金属元素含量背景值，选择了桂东梧州地区旺甫→山心和桂东北恭城县下席→杉木坪两条路线剖面进行随机取样，每个样品均分析了12个金属元素，获得了一批有价值的资料，现将两个剖面金和银的分布数据列于表4—2中，并进行了富集系数和变异系数的计算。

表4—2　广西寒武系水口群旺甫—山心剖面(A)和下席—杉木坪剖面(B)的Au、Ag含矿性

特征值 / 元素	丰度（×10⁻⁹）		富集系数		变异系数		地壳丰度（×10⁻⁹）
	A	B	A	B	A	B	（泰勒，1964）
Au	2.19	1.63	0.55	0.41	0.73	0.73	4
Ag	42	47	0.60	0.67	0.63	0.49	70

注：A剖面样品20个；B剖面样品26个

从表4—2可看出：Au和Ag二元素的丰度均低于地壳丰度，富集系数很小；同时，两剖面中Au和Ag的变异系数都很小，均低于1，表明这些元素在二地区均呈较均匀化的分布，没有较大程度的迁移活化，可认为是二地段的区域背景值。这都说明，无论桂东

和桂东北，远离金矿区的寒武系水口群，实为贫 Au 和 Ag 的地层。

笔者尚在张公岭—龙水矿田的三岛—龙水地段的寒武系采样 30 个，Au 和 Ag 的含量按岩性列于表 4—3，亦将南京大学在张公岭的 Au 含量数据列于其中。

表 4—3 张公岭—龙水矿田寒武系 Au 和 Ag 丰度值($\times 10^{-9}$)

岩石 / 分析单位		页岩、板岩	石英长石砂岩	含砾砂岩	蚀变砂岩	地段
南京大学 (Au)		32.5	4.4	7.6	51.5	张公岭
本文	Au	4.9	5.1		88	三岛→龙水
	Ag	85	60.6		168	

从表 4—3 可看出，与外围地段的情况相反，矿区寒武纪地层各类岩石的金、银含量均高于地壳丰度，特别是蚀变后的砂岩更高。这可从两方面来分析：一方面可能是在同一套寒武纪地层里的分布原本就不均匀。在成矿前的矿区部位，本来就是一个 Au、Ag 高含量集中区；另一方面，则有可能是在成矿活动中，由岩体携入的矿质有微量渗入寒武系中。但不论是何种原因，经计算 Au、Ag 在寒武系分布的变异系数远远大于 1 的情况，表明在矿区金、银成矿活动中，确实曾出现了二元素的高度活化转移，不论是迁出抑或带入。

二、花岗闪长岩的含矿性和成矿活动

前已述及，大宁花岗闪长岩体系加里东期和海西早期两期侵入的复式岩体。笔者采自张公岭地段的海西早期（Rb/Sr 等时线年龄 389.9 Ma）斑状花岗闪长岩样两个作稀土元素测试，其 δEu 分别等于 0.64 和 0.69，介于 0.6—1 之间，在稀土配分图(图 4—3)上，曲线自左向右陡倾斜，仅出现铕轻微亏损的“V”形谷，这是幔壳同熔型花岗岩类的特征。

大宁复式岩体的海西早期斑状花岗闪长岩体普遍分布有暗色闪长岩残留体。笔者认为后者系前者在海西早期幔壳同熔上侵时被捕掳重熔的残存物。大宁复式岩体表现出从中性向酸性演化的序次，即中性闪长岩残留体→斑状花岗闪长岩→黑云母花岗岩→细晶岩。南京大学地质系的资料（表4—4）很好地说明了：在这个演化过程中，金曾被逐步地从岩石内迁出。

表 4—4 大宁岩体不同演化阶段金的含量分布

岩石名称	演化顺序	Au($\times 10^{-9}$)
闪长岩残留体	早→晚	9.0
斑状花岗闪长岩		3.7
黑云母花岗岩		1.7
细晶岩		1.3

笔者所作 Rb-Sr 等时线的海西早期岩体样，是在坑内所采新鲜样品，但毕竟是岩体

顶部。锶初始值为0.7181，这典型的重熔特征似乎与稀土分析出的幔壳同熔结论相矛盾。但这正好说明了海西早期的岩浆活动在其下部是幔壳同熔，而上侵到加里东岩体时，则以重熔后者为主了。从加里东岩体岩石被重熔时而析出 5.3×10^{-9} 金来计算，1 km^3 可迁出13.75 t 金，这反映出，金在大宁岩体中的含量虽然很低，但成矿时的迁移能力极强。

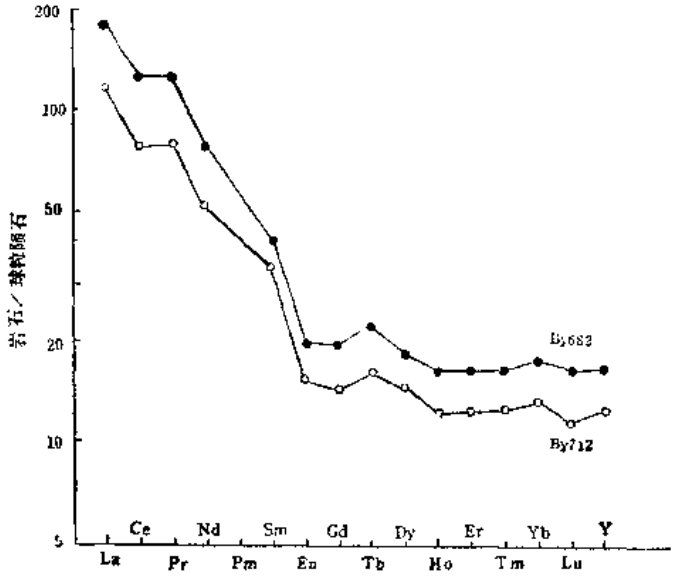


图 4—3　大宁复式岩体海西早期花岗闪长岩稀土元素配分图

By 682 及 By 712—岩石样编号

三、成矿机理分析

从单矿物分析、稳定同位素（S、Pb）分析、测温和压力测定（或估定）诸方面可得出丰富的成矿机理信息。

从表4—5可看出，矿田含金黄铁矿内微量元素 Co、Ni、Se 的丰度值 和 Co/Ni、S/Se 值揭示了有意义的成因信息：龙水矿区中有 6 个样（序1—6）的黄铁矿系热液成因，一个样（序 7）是沉积成因；张公岭矿区中只有一个样（序12）是热液成因，而 4 个样系沉积

表 4—5　含金黄铁矿某些元素的丰度（$\times10^{-6}$；S，%）特征值

矿区	序	S	Se	Co	Ni	Co/Ni	S/Se	资料来源
龙水	1	43.09	54	240	140	1.71	7980	傅成铭 1989
	2	50.56	120	180	160	1.13	4213	
	3	45.11	48	340	74	4.59	9398	
	4	49.13	9.5	200	97	2.06	51716	
	5	50.14	14	340	93	3.66	35814	
	6	48.21	16	100	73	1.37	30131	
	7	49.01	6.3	10	140	0.07	77794	
张公岭	8	50.12	21	58	68	0.85	23867	本　文
	9	51.24	→0	→0	8	→0	→∞	
	10	50.30	→0	→0	4.8	→0	→∞	
	11	50.84	→0	→0	4.6	→0	→∞	
	12	50.43	33.9	69.5	67	1.04	14876	

成因。

采自张公岭矿区的2个含金方铅矿样均为正常铅，系来自地壳下部封闭的系统。用H-H法、R-F-C法和S-K法分别计算铅样模式年龄后取其平均值，得相近的两个模式年龄272.76 Ma和273.85 Ma（表4—6），平均273.31 Ma。这个模式年龄信息揭示出，来自下地壳或地幔的铅质，在272.76 Ma的二叠纪（海西晚期）时，与铀、钍发生分离，以单矿物沉淀下来。这个时间，可能就是从海西早期花岗闪长岩中分异出来的成矿流体的成矿时间。

表4—6　张公岭矿区方铅矿的铅同位素组成及模式年龄

样号	铅同位素组成			正常铅模式年龄(Ma)					
	$\frac{^{206}Pb}{^{204}Pb}$	$\frac{^{207}Pb}{^{204}Pb}$	$\frac{^{208}Pb}{^{204}Pb}$	H-H法	R-F-C法 t_{208}	R-F-C法 t_{208}	R-F-C法 平均	S-K法	平均
By-684	18.303	15.635	38.542	281.35	287.17	271.68	297.43	257.50	272.76
By-685	18.295	15.617	38.489	264.53	291.69	297.29	294.49	262.52	273.85

将本文和他人资料中硫同位素组成数据共30个，绘于图4—4。矿田含金硫化物的硫同位素组成变化在+2.80——1.7‰间，分布范围小，峰值接近于陨石硫的硫同位素组成数据。可以认为：矿田含金硫化物的硫源主要是上地幔；但也不排除在成矿活动中，从围岩地层中获取了部分沉积成因的硫。

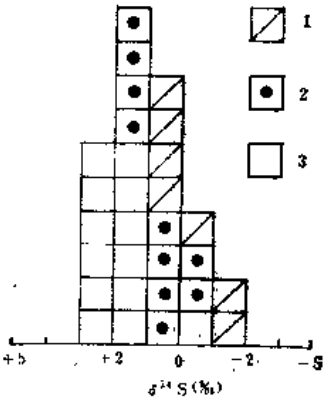


图4—4　张公岭—龙水矿田硫同位素组成分布图

1—含金闪锌矿；2—含金方铅矿；3—含金黄铁矿。资料来源—本文[7]、张乐颜[6]、有色204队[16]

有人[16]利用矿物对地温计、单矿物地温计、硫同位素地温计并配合包体测温，对张公岭银—金矿床的成矿温度进行了细致的工作，得出该矿床成矿时的优选温度在200—300℃之间（表4—7）。

傅成铭[17]采用均一法和爆裂法相配合，对龙水矿床进行测温研究，得出成矿温度在160—295℃间，他还利用H_2O-CO_2体系温度—压力图解，作出成矿压力170—550×10^5Pa、平均250×10^5Pa的判断。

笔者亦对张公岭—龙水矿田的含金脉石英进行了包体测温工作，镜下所见几乎全为气、液两相并存的液体包裹体（气液比均<50%，在5—30%间）。剔除存在于晶面继承性显微裂隙中的次生气、液包体，共获得139个温度值。在均一温度直方图上，大量数值集中在155—270℃的温度区间，和上述二人所测的均一温度值基本相近。

四、构造成矿模式

基于以上认识和多手段途径揭示出来的构造成矿信息，对张公岭—龙水银金矿田的构造成矿作用过程推论如下：

从元古宙起，张公岭—龙水矿田及其外围地区所在部位已进入了地槽发育阶段，在浅

表 4—7　张公岭矿床各成矿阶段温度一览表

温度值℃ 测温法 / 成矿阶段	闪锌矿—银金矿地温计	毒砂地温计	硫银矿物地温计	硫同位素地温计	包体均一法测温	包体爆裂法测温	综合温度
黄铁绢英岩化阶段					233℃	>300	300±
多金属硫化物阶段	2965—328	270—370		279—391		270—320	300±
菱锰矿—金银阶段	192—207		200—300	229—248		160—200	200±
石英—硫化物阶段				366—410		260—300	300±
石英—方解石阶段						200	200±

海环境下接受砂页岩沉积。此时由于地壳尚薄，常出现基性、中基性海底火山喷发，使缓慢下降长期堆积而成的巨厚元古界成为壳幔混染的含金砂页岩复理石建造，在晋宁运动中受到区域变质和发生褶皱，一些雏型断裂开始形成。地槽继续发展，早古生代沉积的一套达万米的巨厚贫金复理石建造将元古宙覆盖，桂东南局部地区包括矿田所在部位于寒武纪后开始上隆露出海面，雏型断裂规模发育扩大。此时，地幔流蠕动加速引起热膨胀，改造部分断裂密集带而形成切割至上地幔的深大断裂，引起高强度含金动力幔源流的贯入地壳，在矿田下部基底含金地层出现较大规模的幔壳同熔岩浆活动，上侵形成大宁复式岩体的加里东中晚期花岗闪长岩主体岩基（K-Ar 法同位素年龄 445—407 Ma）。在幔源流贯入和幔壳同熔活动过程中，花岗闪长岩所获取金的含量达 9×10^{-9}。在地槽回返形成褶皱带的过程中，矿区及其外围出现了南北向主压应力场，产生了在矿区呈北东向和北西西向两组共轭剪切断裂和一组南北向的张性断裂。加里东运动使区内处于剥蚀状态并很快进入较为稳定的地台阶段。但深大断裂仍在活动，含金地幔流的蠕动和上升并没有停止，在通道的构造动力热状态下，更顺利地进行幔壳同熔，出现区内第二次较大规模的岩浆活动。当高温高压流进入加里东花岗闪长岩主岩体时，随着幔源物的减少，锶初始值等于 0.7181 已揭示出此时出现的是主体花岗闪长岩的部分重熔，形成海西早期花岗闪长岩（U-Pb 法年龄 383 Ma、Rb-Sr 等时线年龄 389.9 Ma）。该期岩浆期后的热液活动可能进行时间较长，至海西晚期的二叠纪（正常铅模式年龄 272 Ma）才出现含金硫化物的沉淀。由地幔热流传导引起的应力场，长时间地作用于矿区，至少发生过 4 次主作用方向的改变，使内、外接触带产生的断裂出现剪→张→剪→张的频次活动，为含矿气液流体的活动创造了良好的条件。在高温高压下，金处于活化状态，不断地被迁出。随着重熔岩浆的分异，中酸性气化热液中的金含量不断增大，并与 Cl^-、S^-、OH^-、$(S_2O_3)^-$、CN^-、CNS^-等阴离子结合成络合物随成矿热流体迁移，在接触带和岩体顶部的断裂内，温度降低到 200—300℃、压力 $<550\times10^5$Pa时，含金络合物受到破坏，出现解络反应，金和铜、铅、锌等硫化物开始沉淀，金属矿物不断的富集而形成含金硫化物和含金石英脉矿床。在成矿活动过程中，也不排除贫金寒武系中有少量金随构造热活动向含矿断裂中迁移。

在上述成矿作用过程中，诸如金从幔源中带出，或分散于前地槽构造层和地槽构造

层，或直接存在于同熔岩浆和重熔岩浆中，直到随成矿热流体移动在内、外接触带有利部位沉淀富集成矿床，以及内、外接触带含矿断裂的出现和形成等，无不是由源于上地幔动力热流传导引起的大、中、小构造活动控制和推动。因此，张公岭—龙水银金矿田的成矿作用，是一个漫长的构造成矿作用过程。

张公岭—龙水银金矿田构造成矿模式如图 4—5 所示。

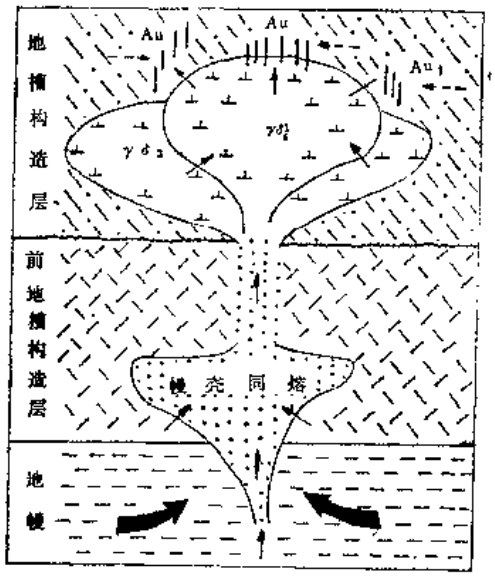


图 4—5　张公岭—龙水银金矿田构造成矿模式示意图

粗箭头、细实箭头和细虚箭头—表示地幔蠕动方向、金的迁移方向和金的可能迁移方向；γ_4^1和γ_5^3—表示海西早期重熔型花岗闪长岩和加里东同熔型花岗闪长岩；水平线缺口—为深大断裂通过的软弱地方；Au—金矿体

第五章　火山构造型金矿床

第一节　概　　述

火山活动在地质构造演化历史的漫长过程中起着重要的作用。引起火山活动的驱动力始于深部热源区。

原始岩浆自深部向地表运移喷溢的过程中，深部和地表附近会产生一系列特殊的地质构造即火山构造，从中可分出四个级别的火山构造[1]（图5—1）：

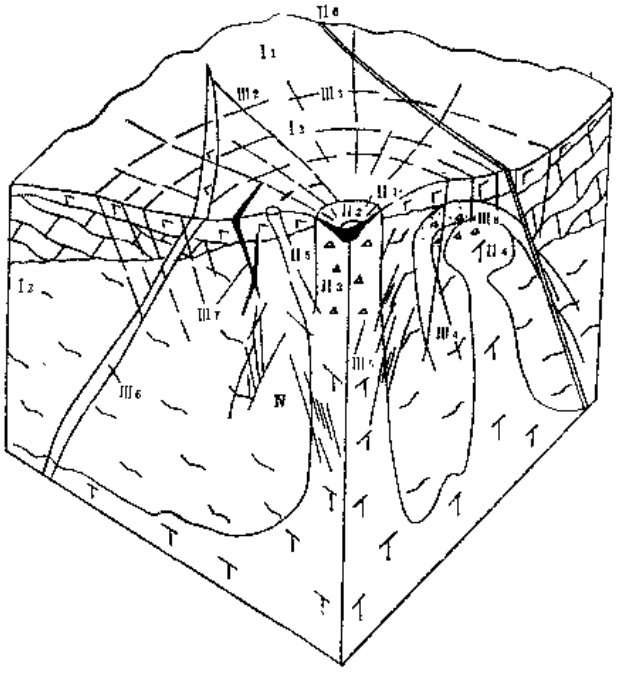


图 5—1　火山机构立体简化示意图

I_1—火山穹窿；I_2—不整合面；I_3—环形构造；II_1—火山锥；II_2—火山口、破火山口；II_3—火山颈、爆破角砾岩；II_4—次火山岩体；II_5—寄生火山通道；II_6—叠置构造；III_1—环状裂隙、锥状裂隙；III_2—放射状裂隙；III_3—火山筒角砾岩带；III_6—岩墙；III_7—岩脉；III_8—次火山岩体角砾岩带；IV—小断层、节理、裂隙密集带

第一级构造有火山穹窿、线状火山体、环形构造和不整合面；

第二级构造有火山锥、火山口或破火山口、火山通道（火山颈、爆发角砾岩筒）、次火山岩体、火山喷出岩体、火山岩被及岩流构造等。此类构造都是直接由火山喷发、溢流或侵入所产生的火山构造。破火山口的环状、放射状裂隙交叉部位往往成为晚期寄生火山通道，另外侵入杂岩体也属于火山活动的产物，形成于火山喷发或溢流之后并受火山构造控制；

第三级构造有裂隙构造（环状、锥状、放射状裂隙），角砾岩带构造、岩墙及岩脉构造等；

第四级构造有层理或流动构造，不规则的小断层和节理、裂隙密集带。

火山构造中的一些裂隙的发育往往利用了前期断裂，从而形成叠置构造，这类构造在火山活动结束后仍有可能活动，是成矿过程中较为重要的构造。

随火山活动常伴有非常有意义的成矿作用。世界金矿贮量分布中，与此活动有关的金矿床贮量就占了20%左右。其特点是很明显的，火山活动将深部热物质带到浅部及地表同时产生了层次和深度不同的各类火山构造，致使深部、浅部和地表附近的物质能够在物理化学条件差别极大的不同深度层次的开放体系中进行丰富多彩的相互作用，并在某一些火山构造中聚集成矿。可以说火山活动不仅提供或产生矿质和热源、热液，而且还提供了导矿及储矿构造，也使得热液溶解矿质、运移和沉淀矿质的循环变得更为可能。

综上所述，火山活动实质上是一种构造运动，按构造成矿学的观点看，火山活动体现了构造活动与成矿元素物质运动的统一和因果关系。

第二节　定义及特征

一、火山构造型金矿

与火山及火山岩有关的金矿床很重要，80年代所发现的6个储量100 t以上特大型金矿中4个就与火山活动有关。因此，“火山岩型”金矿床的研究引起了全世界金矿工作者的关注。关于“火山岩型”金矿床的定义与观点，至今没有统一的认识。火山成矿作用中均有热液的参与，矿床产出位置也是在浅部或近地表的火山机构及其附近。故一般对“火山岩型”金矿床的认识总是围绕热液、浅部或近地表岩石、火山机构这三项要素来展开的。目前国内较常用的名称是火山岩型金矿床和火山热液型金矿床，有时特别分出了次火山岩型金矿床和次火山热液型金矿床，较公认的定义是指在成因及时、空分布上与火山及次火山活动有关的（热液型）金矿床●。还有的将此类矿床分为海相的和陆相的；有的强调了成矿温度、矿石类型、围岩、矿体产状与形态、成矿时代等[18]。国外关于火山岩型金矿床的定义大致相似，有的还把其归属到浅成低温热液型金矿床中去●，另有一种趋势就是强调构造在火山岩型金矿床中的作用（涅克拉索夫 E. M., 1988），并把其定义为火山构造型金矿床，属于与火山构造筑构物有空间联系的近地表和浅部的金矿床，还被细分为岛弧型和内陆火山带型矿床，体现了大地构造环境在金成矿中的作用。

我们定义的火山构造型金矿床，系指在上地幔热动力流的驱动下，由火山机构及火山岩、次火山岩形成过程（或火山活动）中，引起构造应力场、构造地球物理场和构造地球化学场等综合因素变化，导致金矿成矿作用的发生发展，从而形成有工业价值的金矿床。

显然，它与一般所称的“火山岩型金矿床”既有联系又有区别。我们强调火山活动和火山构造在金矿成矿过程中的主导作用；重视“三场”变对金矿形成的影响。因此，这类矿床，在成矿时代、空间分布、矿体形态等特征，应该是与某一次或某一个火山活动旋回的时代及其产生的各级火山构造的分布规律、形态等特征相一致或具有成因联系。从这个意义上讲，一般所指的“火山岩型金矿床”，不一定就是火山构造型矿床。

二、特　征

（一）围岩

此类矿床的含矿围岩种类较多，主要是中酸—酸性火山碎屑岩、河湖相火山碎屑沉积岩和中酸—酸性次火山岩（如庄山火山构造型金矿）、海相火山碎屑岩及基性熔岩（如哈图齐求Ⅰ号火山构造型金矿）等。这些含金火山建造可以是喷发相、喷溢流纹相和喷溢相或火山颈相等。最有利的富存岩石为钙碱性玄武岩、安山岩、安粗岩、粗面岩和流纹岩等。在前寒武纪岩石中这样的岩石组合通常称之为绿岩，较年轻的岩石一般都受到了蚀变。海

● 中国地质学会贵金属矿床地质专业组，中国金矿床成因分类，地质参考资料，1985年，第1期

● R. W. Boyle，金矿类型，黄金科技动态，第3期，1989年

相喷发和围岩较偏基性，以玄武岩、安山岩及其成分相当的火山碎屑岩、凝灰岩及次火山岩为主。陆相喷发的围岩则以流纹岩、英安岩及其相当成分的火山碎屑岩、凝灰岩及次火山岩为主，此外还有安山质或英安质、流纹质爆发角砾岩等。在某些情况下围岩可以是其他岩类，如浙江治岭头、八宝山等火山构造型金矿床的下部或全部就产在变质基底的陈蔡群中。尽管如此，这些矿床仍与上覆的酸性火山岩有成因联系。

（二）赋存的构造位置

可以说在火山机构中各级构造均可以是储矿构造，即矿床可以赋存于火山机构中任何一类构造中，其中最常见的是第二、第三级火山构造和叠置构造。如断裂交叉带近火山口（浙江治岭头金矿）、断陷盆地断裂破碎带破火山口（浙江八宝山金矿）、火山口（浙江庄山金矿）、火山颈相爆发角砾岩筒（浙江柏岩金矿）以及次火山岩体隐爆角砾岩带（河南祁雨沟金矿、江苏七宝山金矿）、环状及放射状裂隙（哈图金矿田齐（求）Ⅰ号金矿和齐（求）Ⅱ号金矿，图5—2）等等例子相当多。一级火山构造也可成为控矿构造，日本菱刈

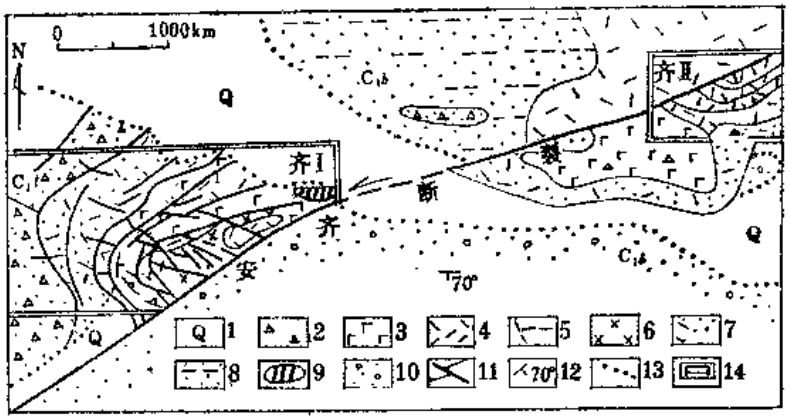


图 5—2 哈图金矿区环状及放射状断裂

（据沈远超等，1990）

1—第四系冲积、洪积物。2—石炭系太勒古拉组火山集块岩、凝灰角砾岩及凝灰岩；3—玄武岩；4—玄武质晶屑凝灰岩；5—凝灰岩；6—辉绿岩（次火山岩）；7—层凝灰岩；8—凝灰质沉积岩；9—红色碧玉岩；10—包古图组第一亚组：含砾含生物碎屑凝灰质沉积岩；11—古火山机构断裂系；12—地层产状；13—推测地质界线；14—齐（求）Ⅰ、齐（求）Ⅱ矿区范围；C_1t—下石炭统太勒古拉组；C_1b—中石炭统包古图组第一亚组

金矿的矿脉群就被岩层不整合面严格地控制在下覆的四万十层群的顶部（图5—3）。

较年轻火山岩中的矿床通常局限在切过破火山口火山岩而在水平和垂直方向上有一定范围的裂隙、断裂和角砾岩带上，另有的矿床与断裂系统有关，这些系统在方圆数十平方公里内通过火山岩层和次火山岩体。一些矿床则出露在已不再活动的（或现代热泉口和（或）硅质热泉华裙中或其附近（如菱刈金矿）。

较老的火山岩中这些矿床出露在叠置断裂和剪切带系统中，有的则出露在褶曲褶皱中。

（三）成矿时代

从全球来看，各个时代都有火山构造型金矿床产出，但以前寒武纪和第三纪火山岩中居多。从中国此类金矿床分布来看，以中生代末期（侏罗纪至白垩纪）和第三纪最为重要，其次为石炭纪至二叠纪和第四纪的更新世。

对于形成火山机构内褶皱（穹窿）和断裂构造背景上火山岩迅速堆积和半深成侵入岩、火山喷口和次火山岩体大致同时出现的情况下，产生了环状、放射状或锥状系统的裂

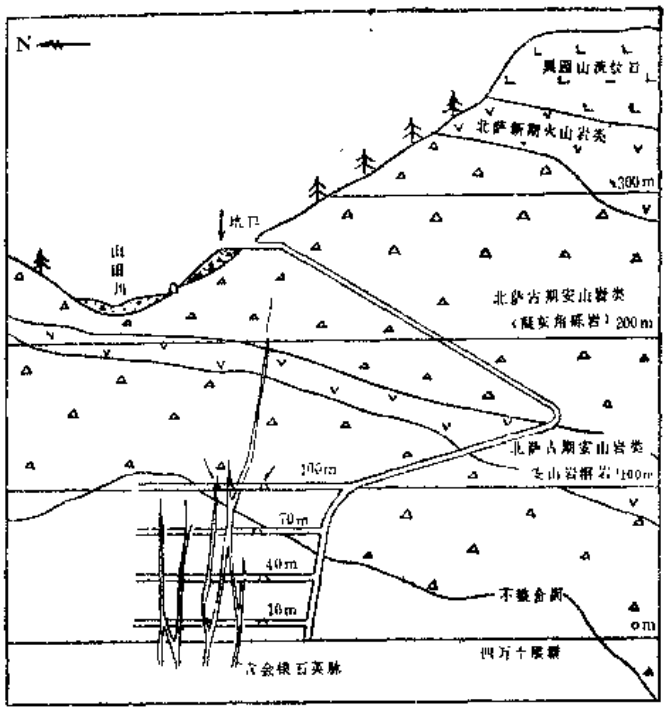


图 5—3 菱刈金矿床产出部位示意图
(据石原舜三等，1987)

隙，这时含矿溶液进入这些裂隙并包围以后矿体所在的主要部分，成矿作用就发生在火山机构形成的结束期，紧随其后往往堆积有厚度不大的火山盖层并有小型次火山岩体出现。

此外还可见有治岭头金矿等的成矿作用发生在中生代大规模火山喷发的前奏期，即火山活动中地热流运动的直接产物。而八宝山金矿及庄山金矿等的成矿作用则发生在中生代大规模火山喷发甚至稍后些的次火山岩（即古地热体）形成的时候。

（四）矿体形态

火山构造型金矿床的矿体形态多呈脉状、囊状及透镜状，此外还有网脉状等。一般而言，这要视火山机构中具体的火山控矿构造而定。受控于破碎带或角砾岩带的多呈浸染状或细脉网状、浸染状；受控于爆破角砾岩筒或火山颈的则多为管状；而受控于次火山岩体的或其派生构造的又可能为复脉状、似层状、面状、筒状、环状和脉状等。

（五）矿石类型

以金—石英，金—硫化物—碳酸盐—石英为特征，矿石为含金的、含金硫化物的和含金—银的及贫硫化物和金—(银)—多金属、金—银—(硫）组合。主要脉石矿物为石英，少数为方解石。矿石为浸染状、细脉状等，金的品位变化很大，一般含有较多的银。陆相火山构造型金矿床中有玉髓状石英、冰长石、明矾石及蔷薇辉石等特征矿物，海相火山构造型金矿床中有绿色铬云母等特征矿物。

（六）构造地球物理场特征

矿床形成的深度不大，一般为浅成—超浅成—近地表，故成矿时压力并不太大（一般为12—41MPa）的环境中，更确切地说矿床就是产在物化条件变化极大的应力释放带。

矿床的形成温度不高，一般为200—300℃之间，如菱刈金矿的形成温度约在220—250℃之间，哈图齐求Ⅰ号金矿的形成温度也只有240—280℃，治岭头金矿的也在280—300℃的范围内。

其他方面则表现为火山机构及附近地区的航磁低负异常，航电的Re、Im的高异常相对应，区域负重力异常中的正布格异常内有低电阻率异常（菱刈金矿）。

（七）构造地球化学场特征

首先要谈的是矿床的围岩蚀变和矿化蚀变。一般而言，普遍都有青磐岩化、钙化、粘土化、绿泥石化、硅化等，并产生了系列的低温矿物组合，如高岭石—明矾石、方石英—石英、高岭石—黄铁矿—石英等。海相矿床以绿泥石、碳酸盐及绿色铬云母为重要特征。陆相矿床中常见硅化、绢云母及绿泥石化；然而更特征的是冰长石和明矾石化。

陆相火山喷发过程中所形成的矿床在其成矿过程中，矿液自下而上运移。由于渗滤和扩散作用使得成矿晕元素按其负电性增加和矿物稳定的方向Sn→Mn→Cu→Zn→Pb→Au→Ag顺序发生沉淀并形成了元素的垂向和水平方向上的分带❶。所以这些成矿晕元素是良好的地球化学找矿标志。一般上部是金、银带，中部是铜、铅、锌、锰带，下部为锡、钼带。治岭头金矿和银坑山金矿就是例子。

海相火山活动中所形成的矿床在成矿过程中一般都有Si、Na的增加，同时Ti、Mg及H_2O减少，此外还有FeO的减少和Fe_2O_3的增加，表明为一氧化环境，其实陆相矿床也具有其氧化环境。在成矿元素晕中表现为Pb、As、Ag、Mo、B、Be等的增加，然而Cu、V等元素则减少了。相对而言其分带性与品位都不及陆相矿床，其直接的地球化学找矿标志就是Au、Ag的高异常晕。

该类矿床的同位素年龄与组合特征均反映矿床的形成与火山活动有密切关系。金的溶解、运移和沉淀富集过程是以热液为介质以硫一多金属络合物的形式进行的。

浙江龙泉—遂昌火山构造型金矿带中矿石包裹体研究表明，成矿热液的$\delta D—\delta^{18}O$图解（δD_{H_2O}为$-50‰—+108‰$，δO_{H_2O}为$-13‰—+12.5‰$）[19]投影区域处在雨水线和原生岩浆水区域之间的过渡区，这种情况在世界范围内绝大多数火山构造型金矿床中基本一致，说明成矿热液与原始岩浆经一系列变化后的火山热液或次火山热液密切相关。

铅同位素组成特征也表明成矿热液与火山活动紧密相关。八宝山等矿床的矿石铅多为岛弧铅，绝大多数样品$^{207}Pb/^{204}Pb$数值较低（多为15.406—15.639），反映铅源主要与火山岩有关，且来源较深（下地壳或上地幔）[20]。由上宫火山构造型金矿铅同位素组成计算的μ值变化范围为8.01—8.28，平均为8.12。在$^{207}Pb/^{204}Pb—^{206}Pb/^{204}Pb$坐标图中的投影点大致沿着$\mu=8$增长演化线（即地幔演化线）分布，表明是以深源铅主❷。当成矿物质有多源性时，铅的同位素组成特征将有不同程度的变化而出现过渡现象。治岭头金矿同位素的φ值年龄只有少数十分年轻，相当于燕山晚期的含矿火山岩地质年龄。多数样品的φ值年龄在$4-7\times10^8$年，相当于前震旦系陈蔡群的Rb-Sr全岩等时线变质年龄。而此古老基底中钾长石铅同位素φ值年龄为12.97×10^8年，为古老铅，与其Rb—Sr全岩等时线年龄15.69×10^8年较为接近，其可作为陈蔡群原岩形成年龄的上限。显然此矿床中的Pb与火山活动有关但也对变质基底具有继承性❸。

在金成矿过程中起着关键性作用的元素之一——硫的同位素特征也体现了金成矿与火山活动之间的因素关系。哈图齐求Ⅰ号金矿黄铁矿的$\delta^{34}S$值相当集中且接近于零。浙江火

---

❶ 周俊法，浙江遂昌银坑山、金、银矿床地球化学异常特征，金银矿产选集第三集，1985

❷ 黎世美，河南上宫金矿床同位素地质特征，豫西地质，第一期，1987

❸ 郑人来等，浙江西南部火山岩地区金银矿床物质来源研究，矿床地质动态，第四期，1987年

山构造型金矿带矿石硫同位素组成以$\delta^{34}S$较靠近陨石值并保持一定的变异以及显示塔式效应为特征，65件样品$\delta^{34}S$值为+0.9 ‰—10.9 ‰，平均值+4.903 ‰，极差3.465 ‰，均方差1.724 ‰[20]。这些矿床的硫同位素特征与我国重熔岩浆热液型金矿床的硫同位素组成特征（$x\Sigma$（−0.3‰，+5‰），R<5‰，σ<1）相符，只是个样品别特征稍有差异。这表明这些矿石硫源为深源硫（下地壳或上地幔）并与上地壳的硫有不同程度的混染，结合其区域地质资料则可知，这些矿床与火山活动、变质基底等有关。

（八）分布规律

火山构造型金矿床是一种很常见很有经济价值的矿种，大多数分布在世界各地相对平缓的褶皱火山岩区——即地洼区中。从全球规模看，有环太平洋、地中海阿尔卑斯—喜玛拉雅、蒙古—鄂霍次克这三个巨大的火山岩—次火山岩带，火山构造型金矿床分布集中区也多在这些带内，故又被称作金、银巨大矿带。特别是环太平洋带的大、小金矿床不计其数。光世界级的火山构造型金矿床就有13个，其中储量500t以上的有5个，100t到400t的有8个。80年代以来所发现的6个世界级金矿床中就有4个是火山构造型金矿床，这4个矿床分别为美国加利福利亚的诺克斯维尔汞—金矿、日本九州菱刈金矿、巴布亚新几内亚的利海尔金矿和波拉格金矿。显然上述4个新发现世界级金矿床全都分布在环太平洋金、银成矿带上。

我国东部地区正处于环太平洋金、银矿区带的外带，也正好就是我国陆相火山构造型金矿分布最集中的区带，其中特别是浙江的江山—金华—绍兴、福建的津平—尤溪—政和、安徽的庐江—山东的郯城火山岩带和黑龙江乌拉嘎盆地、吉林的突泉火山盆地等。我国西部的天山和准噶尔盆地边缘地带较集中地分布有海相火山构造型金矿床，其中尤以西准噶尔最为突出。此外我国中部褶皱地区也有零星的海相火山构造型金矿床分布。

我国此类型金矿床的典型例子较多，如台湾隆南的金瓜石金矿、河南洛宁的上宫金矿、浙江遂昌的银坑山金矿、福建浦城的屏蜂金矿、新疆托里的哈图金矿都属较典型火山构造型金矿床。

三、火山构造型金矿床的亚类和命名

从火山活动自身的特点来看，继续划分亚类是不必要的。从原始岩浆的产生到各级火山构造的形成可以说是一个完整的过程，这个过程启动了金成矿作用并使金矿床在火山机构中形成。不论金矿床的产生部位是火山口或是次火山岩体，也不论矿石是侵染状的还是细脉状的，这类金矿床的形成只有一个共同点——即火山活动成矿。将其进一步细分都将是不完善的，实际上也是不必要的。火山机构的内涵就已经把此金矿床的各类产状、形态特征等包括进去。

但是，从大地构造环境的角度来看，陆相火山活动和海相火山活动有实质上的差异，各大地构造学派都对此有统一的认识，构造成矿学更重视这种大地构造环境对火山活动带来的巨大的差别。从前面所述的特征可以得出这种大地构环境的不同，也实际反映了海相与陆相火山构造型金矿床之间存在的明显差异。

为此，这里又将火山构造型金矿床根据其大地构造环境分为陆相火山构造型（包括火山穹窿和火山洼地）金矿床和海相火山构造型（包括洋中脊和岛弧等）金矿床两个亚类。其中前者主要分布在我国东部地区，后者主要分布在我国西北部。

矿床工业类型的命名一是根据其亚类，二是根据矿床在火山机构中的赋存部位和矿体形态等。如浙江柏岩金矿可定名为火山颈爆发角砾岩筒式陆相火山构造型金矿床。

第三节　实例分析

——哈图金矿田齐求Ⅰ号金矿❶

哈图金矿田位于新疆塔城专区托里县境内，故又称为托里金矿田。其规模北起哈图山（扎依尔山脉的一个山体），南至拉布特河和包古图河流域，东起萨尔托海铬矿以东，西达托里庙尔以西，面积约万余平方公里，有大、中、小金矿若干。

该矿田处于准噶尔地洼区中扎依尔—达拉布特地洼列的北西端，隶属西准噶尔金成矿区。区内自北向南分布着哈图、安齐、达拉布特三条走向 NE 且相互大致平行的区域性断裂，出露地层为上古生界海相地层，以中—浅海浊流沉积为主，边缘部位有酸性岩浆岩分布（图5—4）。

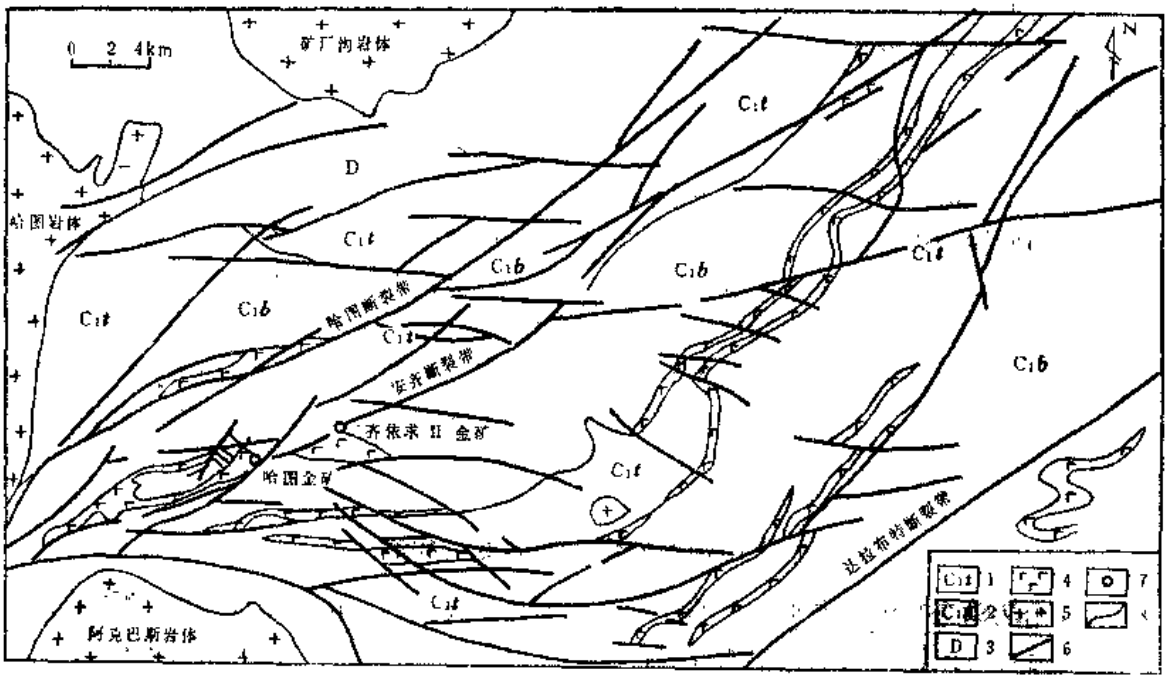


图 5—4　哈图金矿田区域地质简图

1—下石炭统太勒古拉组；2—下石炭统包古图组；3—泥盆系；4—玄武岩；5—花岗岩；6—断裂；7—矿名；8—地层界线

齐求Ⅰ号矿为哈图金矿田中的一个大型金矿，其直接围岩为下石炭统太勒古拉组（C_1t）的玄武岩、玄武质凝灰岩。其下亚组（C_1t_1）是一套海底喷发的玄武质熔岩、火山碎屑岩，上亚组（C_1t_2）是一套浊流沉积的纹理不清晰的硅质粉砂岩、凝灰质粉砂岩、硅质泥岩、粉砂质泥岩且局部夹有硅质条带。

此矿床及其围岩直接产在一个被安齐断裂带切成一半的破火山口机构中，矿床构造就

❶ 资料主要取自于“哈图金矿带地质、物探、化探综合研究及找矿靶区优选”（科研报告，沈远超等，1990），中国科学院地质研究所

是以这半个破火山口机构为框架的。此破火山口被分为4个岩相（近火山口相、火山口相、中心—裂隙溢流相、火山颈相），3个喷发旋回和8个主要的岩石单元（图5—5）。

齐求Ⅰ号破火山口机构最显著的构造就是其断裂体系，是火山颈相为中心的放射状和环状断裂系统（图5—2），此外还有3条NE向区域性断裂带及其他小断裂的叠置和破坏、左旋剪切变形和拖曳褶曲构造，所以破火山口的断裂体系并不像理想模式中的那么规整（图5—2、图5—5），但却实质上形成了此破火山口独特的贯通性很好的断裂体系。

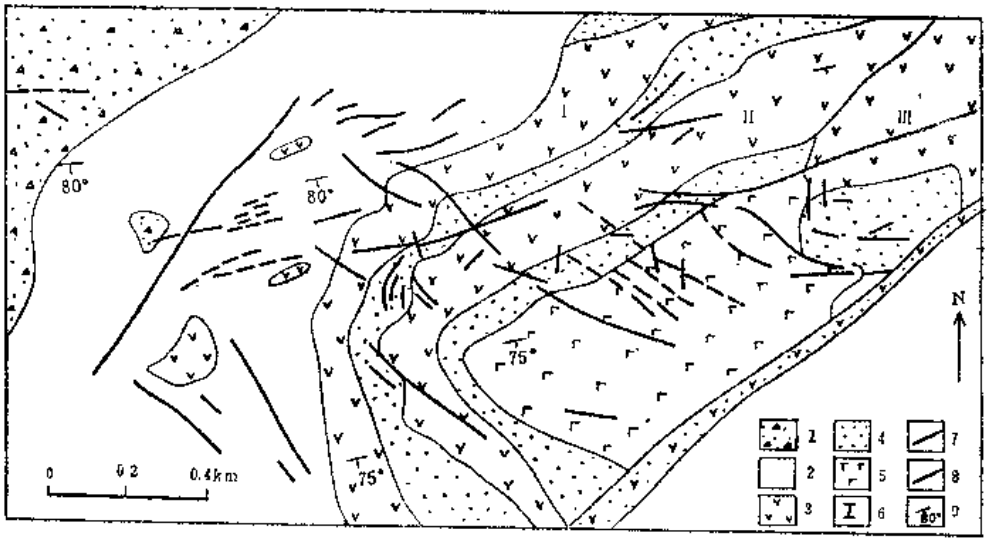


图 5—5 齐求Ⅰ号金矿床地质图

1—火山角砾岩、集块岩；2—沉凝灰岩；3—玄武岩；4—凝灰岩、硅质岩和碧玉岩；5—辉绿岩或玄武岩；6—火山喷发旋回编号；7—火山机构断裂系；8—区域性断裂系；9—地层产状

矿石均为石英脉型，地表所见的26条石英岩脉的产状和规模在三维尺度上均有较大的变化，但仍有规律可循，这就是所有26条脉都受到了断裂系统的严格控制，而且岩脉群分布显示出沿着扭曲了的环形断裂可分为内环脉和外环脉群，而沿放射性断裂分布的脉群则是区内主要的工业矿体所在，这似乎与放射性断裂的张性特征和叠置构造多与其断裂系统有关。矿体产出部位均在火山口附近，如火山颈、次火山岩塞、次火山岩脉、环状及放射性裂隙、与晚期火山活动有关的隐爆角砾岩带及角砾岩体、围岩的破碎蚀变带等。

齐求Ⅰ号金矿的矿体类型较为单一，主要为含金石英脉与蚀变围岩型两种。而石英脉型矿石又可细分为贫金的方解石石英脉型、贫硫化物的绢云母含金石英脉和富金的绢云母、毒砂和黄铁矿石英脉型。矿石构造有星散浸染状、细脉浸染状、条带状及角砾状构造等。

据分析得知含金石英脉中含有微量的钾和氩，用快中子法测定石英中的$^{39}Ar/^{40}Ar$比值得出此矿床的成矿时代为海西早期石炭世（310—340Ma）。相当于区域内玄武岩海底火山喷发之后火山晚期热液活动的时间。其K—Ar法年龄很稳定，说明金矿床形成之后可能没有受到改造。

矿床形成的深度不大，属超浅成（1—1.5km），矿化温度在240—280℃之间，形成于石英—自然金—硫化物阶段。

蚀变明显而强烈，有硅化、绢云母化、绿泥石化和碳酸盐化等，前三者与成矿关系密切。值得一提的是绢云母中呈丝绢光泽细小鳞片状者不多见。此颇似浅灰黄色腊状的粘土

矿物，比多出现在高品位的含金石英脉中，分布不均匀但始终同较大颗粒的明金以及微细的毒砂密切伴生，是重要的找矿标志。这里所提的绢云母很可能就是变异的海相火山构造型金矿床中特征蚀变矿物——微细的绿色铬云母。

对齐求Ⅰ号金矿进行硫同位素组成研究（表5—1）后，可知其变化范围为−9.7 ‰—

表 5—1　齐求Ⅰ号金矿黄铁矿硫同位素分析结果

采样地点	样品号	$\delta^{34}S$(‰)	数据来源
1201中段	01—80	0.0	中科院地质所同位素研究室，1990
	04—119	1.7	
	01—75	1.6	
	04—110	0.7	
	01—118	2.2	
1242中段	42—55	1.9	
	42—42	2.5	
	42—139	2.0	
	12—179	−2.3	
	61—27	2.1	
	61—71	0.4	
	64—89	1.5	
1084中段	89—1084	1.8	
1124中段	89—1124	1.8	
地表探块	Chi-1	1.1	
钻　孔	333—13	1.1	
	349—12	2.0	
	359—23	1.8	
	349—67	7.4	
	89—17	−9.7	

+7.4 ‰，且绝大部分接近于零，平均值为+1.095 ‰，峰值区域明显，除掉个别离散点外，其他数据均位于极差为3 ‰的峰值区域内（0 ‰—3 ‰），与玄武岩的相似。一般认为与岩浆作用有关的金矿床硫同位素特征接近陨石硫，平均值为−0.3—+4.6（属深源硫），极差<5‰，矿石硫与母岩的一致且与周围地层无直接关系。这点正与齐求Ⅰ号金矿的特征相符，表明含金硫化物硫源来自上地幔，成矿过程与火山活动有密切的关系。少数样品出现的$\delta^{34}S$出现较大的正值或负值表明硫源在向上运移时发生了不同地段不同程度的混染。

综上所述，这是一个较典型的海相火山构造型金矿，故将其定名为海相破火山口式火山构造型金矿床。

第四节　成矿模式

金在地壳及上地幔中的克拉克值很低，一般岩石中金含量在n个10^{-8}以内。目前具工

业价值的金矿边界品位定为 3×10^{-6}，其实许多金矿的平均品位也远远超过 3×10^{-6} 许多倍，譬如菱刈金矿的平均品位就是 80×10^{-6}。可见，金从分散状态富集成为金矿须进行成千上万倍的富集。显然，一次性的金富集过程就形成金矿是不太可能的。火山构造型金矿床之定义强调了火山活动的启动成矿作用。那么可以肯定地讲，若没有金在成矿前的若干多次富集条件，此启动的成矿作用就不能形成金矿，最多也只是形成金的又一次更高级别的富集。由此可见，金矿床的形成必须具备品位较高的含金建造——即矿源层的存在。另外，金矿的形成还离不开热液和储矿构造的作用，这是已不断被验证过的事实。上述三点就是金矿床形成的关键条件。

火山构造活动正好具备了热液和储矿构造两个条件，那么在矿源层的参与下就有可能形成金矿。本文根据火山构造的形成、火山活动的特点以及金矿床形成的三要素建立了一个成矿模式（图5—6），以求抛砖引玉，为找矿和理论研究提供新的线索。

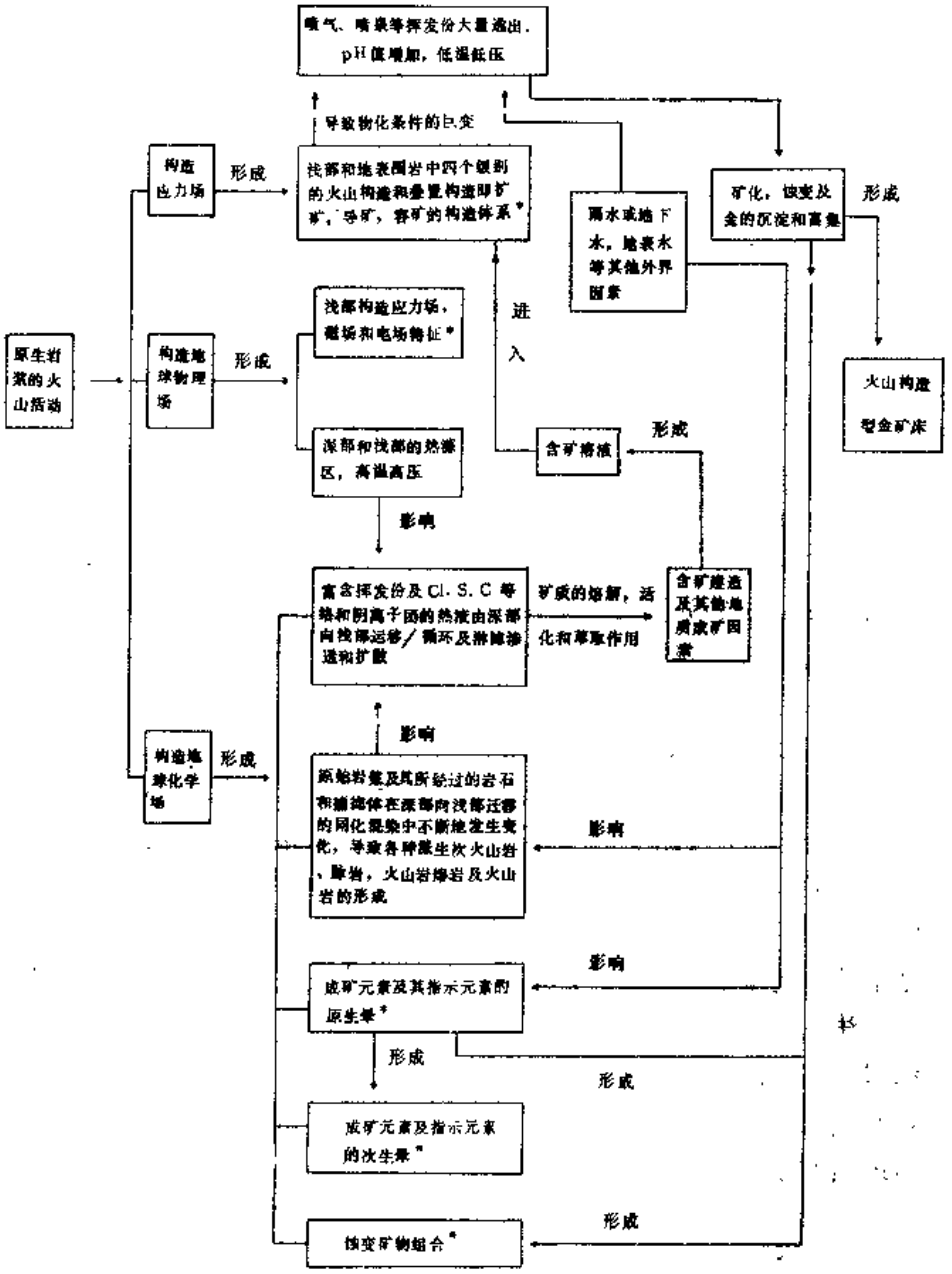


图 5—6　火山构造型金矿床的成矿模式图

* 表示可以用来作为找矿标志

第六章　绿岩带型金矿床

第一节　概　　述

太古宙绿岩带型（也称绿岩型）金矿床是世界上分布最广，最常见的金矿床类型，也是我国重要的金矿床类型之一。绿岩型是指普遍绿化了的超基性、基性、酸性火山岩和部分沉积岩系，与之对应的金矿床被称为绿岩带型金矿床。国外绿岩带的主要分布区有：南非（阿扎尼亚）巴伯顿山地的斯威士兰系；津巴布韦（罗得西亚）的塞巴奎—布拉瓦约—沙姆瓦系；西澳大利亚的皮尔巴拉和伊尔冈地块，加拿大苏比利尔和斯雷夫省的阿尔提比、耶洛奈夫和其它许多绿岩带；印度的达瓦尔系[21]。

古德温（Goodwin, A. M.）把绿岩带分为三种类型：

（1）巴伯顿型：以科马提岩和拉斑玄武岩广泛分布为特征，安山岩甚不发育，形成时代较老，约35—30亿年，以广泛发育金、铁、锰矿产为特征；

（2.）苏比利尔型：为富安山质的双峰式镁铁质—长英质岩石组合，形成在30—27亿年；

（3）达瓦尔型：以广泛发育沉积岩为特征，形成在24—22亿年。

自70年代以来，国内金成矿学界掀起了一股研究绿岩带型金矿的热潮。吴美德通过对国内外有关金矿资料分析，认为我国华北地区的金厂峪、小营盘、夹皮沟、小秦岭、玲珑等一些金矿的赋矿围岩特征可与国外典型绿岩带相比，并提出太古宙绿岩带型金矿值得注意[22]。张秋生也强调我国太古宙存在绿岩带[23]。有一些学者则认为绿岩带同样可发育在元古代中[24]。也有学者否定我国存在绿岩带，如王亨治、苏振帮根据小秦岭地区变质程度和含大量碳酸盐等，否定其为绿岩带❶；孙晓明等认为吉林夹皮沟金矿床并非赋存于太古宙绿岩带，而是在高级变质岩区中[25]。

在矿床成因方面，有的学者认为金是绿岩本来就有的组分，是在前寒武区域变质作用期间，由变质热液使金运移富集的，并主要受层位控制[22]；裘有守等提出"招掖型交代—重熔型金矿床"的成因观点，并认为地层（绿岩带）、岩浆岩（花岗岩）、构造这三个控矿因素对于金矿的形成起着决定性的作用[26]。也有许多研究者认为我国分布于胶东地洼区的大量石英脉型金矿主要是中生代成矿期金矿，与印支或燕山期花岗岩有关。如刘家远强调胶东燕山晚期地洼花岗岩在金矿成矿中的决定性作用❷。"板块成矿"观点者提出绿岩带为古老的蛇绿岩套，是原始洋壳俯冲板块的残片。

综上所述，基于我国目前对太古宙金矿地质的研究程度和认识水平，我们暂将绿岩带定义为太古宙前地槽构造层中具基性、酸性火山岩—沉积岩的建造类型。所对应的金矿床

---

❶ 1986王亨治、苏振邦"小秦岭太古代绿岩带"质疑（内部资料）

❷ 1991，刘家远，胶东金矿与地洼花岗岩，地洼学说35周年学术会议论文

类型，称为绿岩带型金矿床，考虑到绿岩带自形成之后，金的活动经历了多个大地构造发展阶段的多种成矿作用叠加改造，又将绿岩型金矿分为两个亚类，即绿岩带中的原生（叠加）金矿床和再造（改造）金矿床。前者主成矿期大致是在绿岩带成岩不久后的地槽演化阶段，相当于国外所称的绿岩型金矿，但并不排除地台、地洼阶段成矿活动的叠加富化作用，夹皮沟、金厂峪、小营盘、小秦岭等金矿即属此类；后者主成矿期则是在地洼演化阶段，表现为绿岩带形成之后，经历漫长的构造—岩浆活化，尤其地洼期花岗岩的再造（改造）富化而成，此类金矿主要见于胶东半岛。两个亚类在成因上都明显具有多因复成的特征。

按照上述原则，我国的绿岩带主要分布在华北地洼区和胶东地洼区内（图6—1），该区前地槽构造层内现在公认的绿岩带有五台群（耿庄金矿和兴寨金矿）、太华群（小秦岭金矿）、桑干群（小营盘金矿）、胶东群（胶东金矿）、迁西群、八道河群（金厂峪金矿）、建平群（东凤山和蓬花山金矿）、鞍山群（夹皮沟等金矿）。归纳起来，绿岩带型金矿床在我国主要分布于辽鲁地穹系（辽东地穹列的鞍山群、鲁东地洼列的胶东群）、燕山地穹列的迁西群、八道河群、冀晋地穹系（冀北地洼列的迁西群、八道河群、冀晋地穹系（冀北地洼列的桑干群、山西地穹列的五台山群、太华群）。因此，此类矿床也称：地穹绿岩带型金矿床。

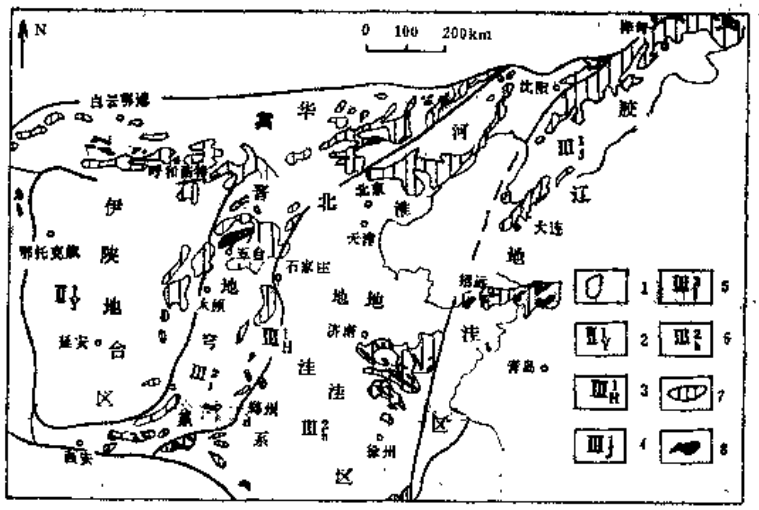


图 6—1 华北地区前地槽构造层中绿岩带分布图

1—大地构造分区界线；2—伊陕地台区（一级）；3—华北地洼区（一级）；4—胶辽地洼区（一级）；5—冀晋地穹系（二级）；6—河滩地洼系（二级）；7—前地槽构造层；8—绿岩带（绿岩带据沈保丰等，1992）

第二节 绿岩带型金矿的基本特征

近几年来，我国许多学者对绿岩带及其金矿床特征进行了深入系统的研究。有关绿岩带地质特征和成矿规律既有与国外绿岩带类似的地方，也有很多明显不同之处，主要体现在建造特征和成矿规律两个方面：

一、绿岩带特征

我国绿岩带主要形成于新太古代，年龄值一般偏低，大多在28—26亿年之间，超过30

亿年者甚少。其岩性剖面中很少发现公认的超镁铁质火山熔岩（科马提岩）。科马提岩是绿岩带的典型岩性，但不是不可缺少的岩性。规模上一般较小，多为几十至数百平方公里。

国外典型的绿岩带，如南非巴伯顿、加拿大阿尔提比和澳洲诺斯曼—威卢纳等地区的绿岩带变质程度很浅，原岩产状基本保持，相当于绿片岩相到绿帘角闪岩相。而我国华北地区绿岩带的变质程度均较高，大致从绿帘角闪岩相到角闪岩相。事实上，国外也可见有高级变质的麻粒岩相绿岩带，如芬兰格普兰地区。又如津巴布韦绿岩带，其中心为绿片岩相，向外逐渐变为角闪岩相，靠近花岗岩区其变质程度达到麻粒岩相。由此可见，变质程度的深浅不能做为判别绿岩带存在的标志。

近几年来，国内许多学者用花岗岩—绿岩地体或花岗岩—绿岩带的概念来描述我国绿岩带的特征，以此说明绿岩带在空间上与花岗岩体的紧密伴生关系。我国绿岩带的这种特征，反映了绿岩带自形成之后，长期的构造—岩浆活动十分强烈，造成了绿岩带、花岗岩的相伴出现。如鲁东地洼列北部与胶东群绿岩带伴生的玲珑花岗岩体。据山东地矿局地质科研所徐金方等的研究❶，划分出时代不同的六期，即古元古代（或新元古代）、中元古代、晚古生代、早中生代（印支期）、侏罗纪（燕山早期）、白垩纪（燕山晚期）等六期花岗岩类。

绿岩带代表原始地壳和地幔过渡带的产物，金的背景值比较高。如南非绿岩带金丰度值在 $5—20\times10^{-9}$，最高 75×10^{-9}；乌克兰绿岩带金丰度值为 48×10^{-9}。我国一些重要金成矿区或远景区的绿岩带，经前人研究和统计❷：胶东群平均为 160×10^{-9}；太华群各类岩石金丰度值比克拉克值高 2—10 倍，鞍山群三道沟组岩石含金丰度为 $10—70\times10^{-9}$，最高达 $200—300\times10^{-9}$；五台群岩石的含金性经山西冶金地质所测定为 $10—190\times10^{-9}$，平均为 47×10^{-9}。这种普遍高于地壳克拉克值的特征，充分说明我国太古代前地槽构造层绿岩带是具备了金元素初步富集的“矿源层”，它为金在其后的活化、迁移、聚集、叠加提供了重要来源。

二、绿岩带型金矿床的基本特征

我国前地槽构造层金元素的初始富集，是大地构造单元成矿专属性的体现。由于当时地壳为形成初期，厚度小，地幔蠕动强烈，致使其时产出的构造层直接盖在作为发育基础的硅镁壳之上，易被地幔分泌出来的基性、超基性岩浆及其分异物喷出或侵入，因此，在前地槽阶段，特别是其中活动区阶段的构造单元形成时期，地壳运动强烈，裂谷作用盛行，导致了以含金丰度高为特色的幔源镁铁质岩浆，及由它们分泌出来的长英质岩浆等，广泛地、大量地侵入和喷出，并带来丰富的成矿物质，形成陆壳中最早的一些金元素富集层。

我国绿岩带型金矿床的一个重要特征就是“老地层、新矿床”、即控矿的层位为地壳发展初期的前地槽构造层，而成矿作用则是经历了漫长的递进演化，尤其是地洼阶段成矿作用的叠加、改造或再造，以致进一步富化或富集而形成的多因复成矿床。大量资料表

---

❶ 徐金方等，胶北地块与金矿有关的花岗岩类的研究，山东地质，Vol. 5，No2. 1989

❷ 张维根，原生金矿的若干找矿标志，金银矿产选集，第10期，1988

明，我国绿岩带自形成之后，其成矿活动经历了长达20亿年的演化，具有继承性、多阶段性等特征。如夹皮沟金矿田，绿岩带年龄为2435—2639Ma(U-Pb法、锆石样品)❶、主成矿期年龄1824Ma、两个叠加成矿期年龄1253Ma、203Ma（含金石英，氩—氩法年龄）、161Ma（含金石英脉中钾长石K-Ar法）[27]，又如鲁东地洼列前地槽构造层中的矿源层胶东群、经吕梁运动的区域变质作用形成了绿岩带，其后经历了一系列的构造—岩浆活化，产生了玲珑复式花岗岩基，又于地洼阶段激烈期受郭家岭花岗闪长岩的热液叠加再造，从而形成了绿岩带型再造金矿床。

绿岩带型金矿床的控矿特征，往往具有多控矿因素的特点，它们既受层控（绿岩带）、又受岩控（花岗岩）及构控。在构造控矿方面，含金韧性剪切带的控矿作用十分明显，一些规模大的深断裂既是含金热液运移的通道，又是金元素聚集沉淀的场所。这些控制因素将在实例中进行详述。

第三节　实例分析

基于我国绿岩带型金矿床的成矿作用特点，本文按上述所划分的两个亚类，分别以夹皮沟金矿田和玲珑金矿田为例，从地洼成矿理论的角度进行剖析。

一、夹皮沟金矿田

夹皮沟金矿田位于胶辽地洼区北端，郯—庐大断裂东侧，地理位置属吉林桦甸境内，是我国胶辽金成矿带内重要的岩金矿产地。

（一）矿田地质

夹皮沟绿岩带由鞍山群三道沟组组成，也称夹皮沟群，据前人研究●，可分为上下两个层序：下部为镁铁质火山岩夹超镁铁质岩，沿该层底部被中条期板庙岭钾质花岗岩体侵入，为主要含金层位；上部为镁铁质—长英质火山岩及火山碎屑岩—沉积岩，为主要含铁层位。

在西南分布有古太古界深变质岩系；北部及东南部零星出露有元古宇色洛河群和中生界侏罗系（图6—2）。

夹皮沟绿岩带的Rb-Sr法年龄为2766±266Ma，其构造变形特征为北西向的韧性剪切带和北东向的开阔褶曲，经研究证实：前者形成于阜平期（2600—2450Ma），后者形成于五台—中条期（2200—1600Ma）[28]。从本区矿床（点）的展布方位来看，北西向构造为成矿构造。

绿岩带的含金性，有数据表明三道沟组岩石含金丰度为10—70×10^{-9}、最高达200—300×10^{-9}。又据胡安国等●：矿田西部古元古代地层中有含金砾岩。说明这些地层形成之前即已存在含金的剥蚀源区，也表明本区绿岩带为具备金元素初始富集的“矿源层”。

（二）夹皮沟金矿成因探讨

● 骆辉、沈保丰等，吉林夹皮沟金矿的几个成矿因素，金矿地质论文选集，1990

● 蒋荣清等，吉林省夹皮沟金矿地质特征及成因探讨，1990

● 1985，胡安国等，夹皮沟金矿带成矿地质条件、成矿规律及找矿方向（科研报告），吉林冶金地质勘探公司研究所

夹皮沟金矿田中矿床的成因问题，许多学者从不同的角度进行了研究，有的强调层控特征，也有主张岩浆热液、变质热液或部分熔融岩浆（混合）热液等观点；对于成矿时代分别有主张中生代、晚古生代、早前寒武纪、古元古代以及多期矿化叠加成矿等观点。因此，本区这方面的研究，已积累了大量的资料。笔者主要根据前人资料，从控矿因素、物质来源及成矿阶段等角度进行探讨。

（1）成矿控制因素

本区主要金矿床的赋矿围岩，除红旗沟为元古宇白云质大理岩、海沟为花岗混合岩，其余均为三道沟组，而且围岩在岩性上基本相同，这说明本区矿床具有明显的层控特征。

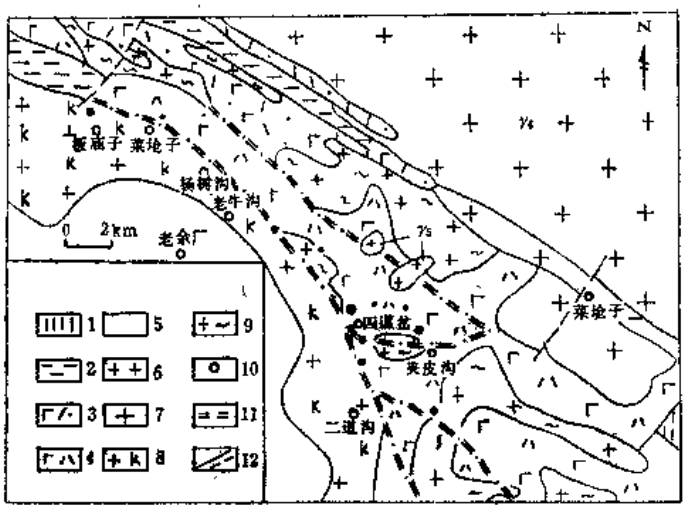


图 6—2 夹皮沟金矿田地质略图

1—侏罗系；2—色洛河群；3—夹皮沟绿岩带上部层位；4—夹皮沟绿岩带下部层位；5—古太古界；6—燕山期花岗岩（γ_5）；7—海西期花岗岩（γ_4）；8—中条期钾质花岗岩；9—阜平期英云闪长岩—奥长花岗岩；10—金矿床；11—韧性剪切带；12—断层及推断断层

矿床的空间分布（图 6—2），从板庙子至夹皮沟本区，明显受北西向韧性剪切带控制。

该剪切带的次级构造成矿类型主要如下：

① 退化变质带构造成矿类型：见于夹皮沟本区、小北沟、小东沟等金矿床，其走向延长都很大，退化变质带由绿泥片岩带及挤压片理带组成。

② 叠加构造成矿类型：表现为退化变质带与矿化断裂叠加（三道岔）、北西向剪切带与北东向剪切带交汇处（海沟）、褶皱轴部有断裂蚀变带通过（八家子）等等。

③ 蚀变破碎带构造成矿：见于四道岔、大线沟等金矿。

岩浆活动对成矿作用的影响，在本区主要表现为吕梁期变质岩浆（混合岩）、海西晚期岩浆和燕山期岩浆的多次叠加。吕梁期为本区主成矿期，海西晚期和燕山期为叠加成矿期，如在夹皮沟本区、二道沟、三道岔等矿床，矿岩脉或围岩脉两侧脉壁即见含金石英脉，尚可见含金石英脉与岩脉相互穿插，有的切过岩脉，二道沟金矿床中含金石英脉年龄为1.61亿年（钾长石K-Ar 法）❶。吴尚全用 $^{40}Ar/^{39}Ar$ 快中子活化方法对八家子金矿，二道沟金矿及 815 矿点的含金石英进行测定，地质年龄分别为 1824、1253、203Ma，反映了本区多阶段构造—岩浆活动的特点。

（2）同位素特征

① 硫同位素

夹皮沟金矿田各矿床的硫同位素组成 $\delta^{34}S$ 变化于 −4.0—+12.6‰ 之间，均值范围 +4.6～+10.3‰（图 6—3），说明本区硫源显示以岩浆源为主的特征。又据有关资料，本区太古宇地层 $\delta^{34}S$ 接近陨石值，元古宇地层变化于+10～+15‰[29]。因此，结合矿床

❶ 程玉明，吉林夹皮沟金矿矿床成因与富集规律，金银矿产选集，第 1 期，1984

的产出层位，围岩为元古宇的红旗沟、苇厦子金矿，其 $\delta^{34}S$ 为较高的正值，均值靠近 +10‰，围岩为太古宇的金矿床，随着距元古界地层渐远，其 $\delta^{34}S$ 均值总体向陨石值靠近，也说明地层对各矿床 $\delta^{34}S$ 值的影响，显示本区硫源兼具岩浆硫、变质硫的特征。

② 铅同位素

本区铅同位素的分析资料较为丰富（表6—1），铅同位素的分布形式显示复杂的来源（图6—4），难以用 Doe 的铅构造模式进行解释，本区绿岩带三道沟组的铅同位素以较低的放射铅含量为特征，而海西及燕山花岗岩则具较高的放射铅含量，故分别做为下地壳(L)和上地壳（U）的铅源端元组分，从图6—4可知，大部分矿石铅样品落于这两个端元之间，且呈现较好的线性关系，可解释为地壳混合铅。进一步划分可得到两个区间，其一为以下地壳铅源为主的混合铅，混入部分上地壳铅而使放射铅含量增高；其二为以上地壳为主的混合铅，混入部分下地壳铅而使放射铅含量降低。另有5个点偏离端元较远，可能反映其它铅源的信息，因此，本区铅同位素具有多种来源的特点。

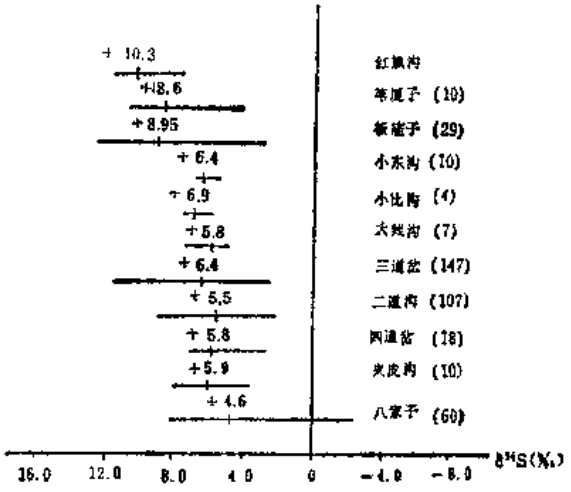


图 6—3 夹皮沟金矿田矿石硫同位素分布图[39]
（括号内的数字为样品数，从八家子至红旗沟是从矿区东段至西段）

表 6—1 夹皮沟金矿带不同矿床矿石铅平均同位素组成

编号	矿床	样品数	$^{206}Pb/^{204}Pb$	$^{207}Pb/^{204}Pb$	$^{208}Pb/^{204}Pb$	资料来源
8	夹皮沟本区	4	17.03/0.65	15.62/0.33	38.66/1.82	
9	八家子	5	16.73/0.79	15.53/0.38	38.02/1.66	
10	二道沟	6	16.41/0.10	15.45/0.11	37.11/0.54	
11	三道岔	2	16.33/0.42	15.42/0.22	37.62/0.49	
41	四道岔	1	16.42	15.50	37.45	
42	王家店	1	16.66	15.42	36.60	
14	金城洞	1	17.05	15.48	36.52	王义文[30]
15	金厂沟	1	16.58	15.17	35.75	
12	红旗沟	3	18.24/0.40	15.90/0.52	39.58/2.30	
13	海　沟	4	16.99/0.41	15.48/0.18	37.07/0.40	
16	二道甸子	5	18.91/1.17	15.64/0.21	39.23/1.02	
17—3	燕山花岗岩	1	18.57	15.73	38.02	
17—4	海西花岗岩	1	18.92	16.07	39.03	
34	刺猬沟	1	18.33	15.56	37.84	
12—4	苇厦子	1	18.281	15.728	38.652	林尔为
三	三道沟组地层	1	16.18	14.87	35.06	王秀璋等
17	头道川	2	18.14/0.96	15.04/0.54	38.92/0.83	苑清扬
1—4	板庙子	4	16.72/0.29	15.46/0.08	37.58/0.26	吴尚全等

分子为算术平均值，分母为标准差

（三）结论

综上所述，夹皮沟金矿田是在复杂的成矿大地构造背景下形成的，成矿作用可划分为

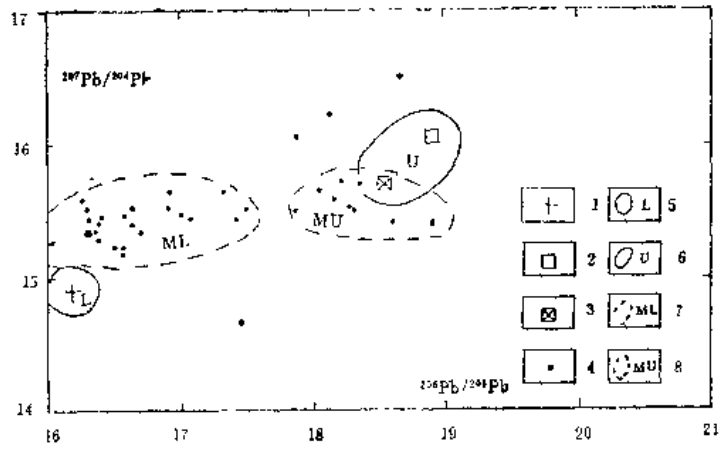


图 6—4　夹皮沟金矿带矿石铅分布图

1—三道沟组地层铅；2—海西花岗岩铅；3—燕山花岗岩铅；4—矿石铅；5—下地壳铅源端元；6—地壳铅源端元；7—以下地壳铅源为主的混合铅；8—以上地壳铅源为主的混合铅

三大阶段：

（1）矿源层阶段：为绿岩带形成阶段，这时的三道沟组已具备金的初始富集，为其后金的迁移活动奠定了物质基础。

（2）地槽演化阶段：为主成矿期，成矿作用与区域变质—混合岩化作用有关。形成了赋存于三道沟组内的含金石英脉。

（3）叠加成矿阶段：表现为主成矿期之后本区多次构造—岩浆活化所带来的叠加成矿作用，一直延续到地洼激烈期；显示出明显的继承性和递进性。

在成矿演化过程中、北西向韧性剪切带、绿岩带、岩浆活动等为成矿的主要控制因素，因此，矿田内金矿床皆表现明显的多因复成性质。总之，夹皮沟金矿床可划为绿岩带型原生（叠加）金矿床。

二、玲珑金矿田

玲珑金矿位于我国胶辽地洼区胶辽金矿带中段的鲁东地穹，郯—庐大断裂的东侧，地理位置处于胶东地区北部招远县城东南约 30km，是我国著名的金矿产地之一，至少在明朝就有人开采。长期以来的生产，特别是建国后的勘探研究，为玲珑金矿的研究积累了丰富的资料。本文在总结前人资料的基础上，对其成矿特征进行解剖。

（一）区域绿岩带特征

玲珑金矿由直接产于玲珑花岗岩内的数百条大小不等的含金石英脉组成，但其成因与区域上的绿岩带有着密切的联系（后述）。广布招远—掖县的绿岩带由前地槽构造层的胶东群组成（图 6—5），为一套大致以角闪岩相为主的中深变质岩系。由下至上为蓬莱组、民山组和富阳组。据前人对蓬莱组黑云角闪变粒岩锆石U—Pb年龄测定，其年龄为26.7亿年[26]。其原岩为一套基性、超基性火山—沉积岩系。绿岩带褶皱构造形迹呈近 EW 向展布。赋矿的玲珑岩体及郭家岭岩体四周均有胶东群绿岩带分布。胶东群具有较高的含金性，表6—2所列胶东群地层金含量平均值可能因测试方法和统计数目的关系，存在较大的差距，但均高于地壳金元素克拉克值，说明本区的太古宙绿岩带胶东群为成矿作用的矿源

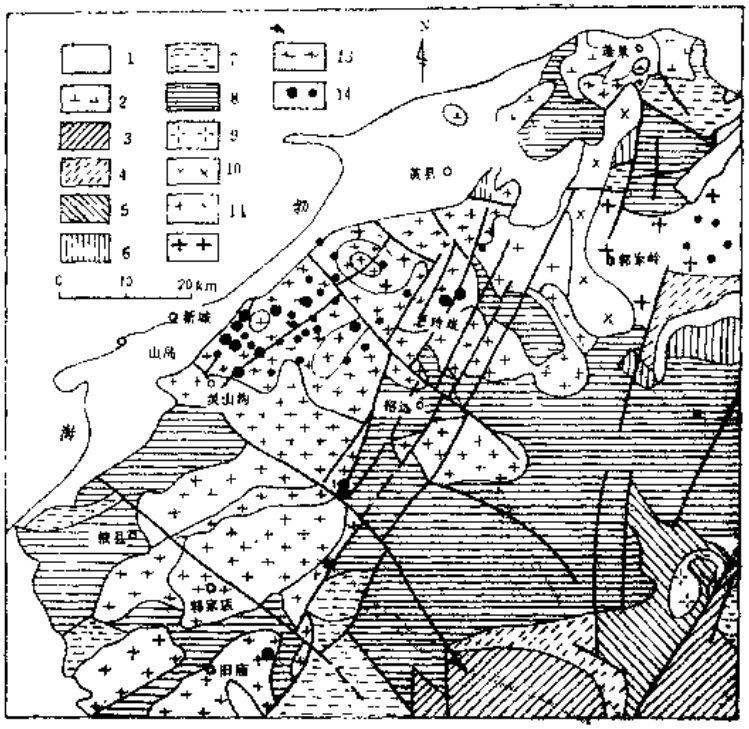


图 6—5　山东招远掖县地区金矿分布图[28]

1—第四系；2—第三系火山岩；3—上白垩统；4—下白垩统；5—上侏罗统；6—蓬莱群；7—粉子山群；8—胶东群；9—燕山期霏细岩；10—花岗斑岩（艾山型）；11—钾长花岗岩（滦家河型）；12—角闪花岗岩（郭家岭型）；13—片麻状花岗岩；14—金矿床（金矿点）

表 6—2　胶东群地层金含量平均值（$\times 10^{-9}$）

地　　层	张福璞①	裘有守	张雅根
富阳组	36.53(19)	6(14)	
民山组	23.43(17)	7(21)	
蓬奈组	14.92(25)	20(25)	
平均值	24.03(61)		160

* 转引自陈光远等[34]；括号内为样品数

层，同时也体现了金元素前地槽构造层的成矿专属性。

（二）玲珑金矿田概况

矿田出露岩石主要是玲珑花岗岩和部分郭家岭花岗岩。

有关花岗岩的成因，存在一些不同认识：

（1）玲珑花岗岩是混合岩化产物，郭家岭岩体是岩浆侵入体。

（2）二者皆为混合岩化产物。

（3）花岗岩的成岩时代：有人认为是形成于元古代；也有人认为是形成于中生代。

据徐金方等研究：确认玲珑花岗岩为一复式花岗岩体，从古元古代至中生代可分为六期（前述）。燕山期的成岩时代（K-Ar法）为早期154Ma、晚期124Ma，郭家岭花岗岩为

中生代岩浆侵入体，成岩时代为136—118Ma。

区内断裂构造呈两个方向展布，即NE—NEE向以破头青主干断裂为主的断裂组及NNE向以玲珑主干断裂为主的断裂组。两者交叉形成网格状构造格局（图6—6）。

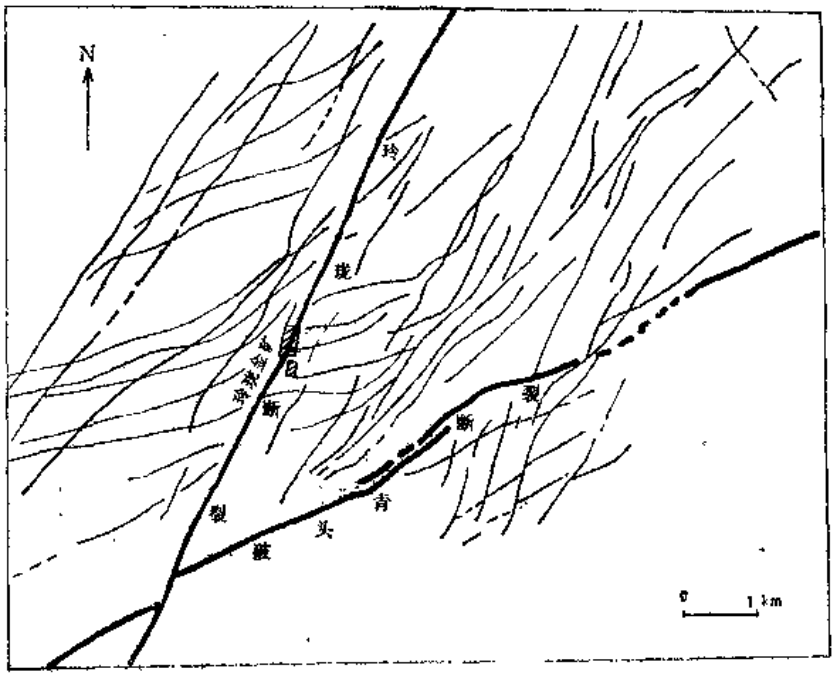


图 6—6 山东玲珑金矿田断裂构造纲要图[32]

破头青断裂走向为NE—NEE，倾向SE—SSE，倾角∠40°，是本区的主要控矿断裂，与之相关的断裂组亦为控矿构造和容矿场所。经前人研究，破头青断裂为一韧性剪切带，其形成初期韧性剪切作用强烈，形成规模巨大的韧性剪切带，普遍发育的扩容作用促使矿液的流动和聚集。

玲珑断裂走向NNE，倾向SEE，倾角50°。为较晚期成矿后断裂，第三纪仍有活动，在潘家集可见玲珑断裂切割破头青断裂，左行平移断距400m左右[32]。

金矿体产于石英脉中，由数百条含金石英脉组成。多呈透镜状、脉状和不规则状等，产状与石英脉充填的裂隙一致，走向NE50°—80°、倾向NW、倾角50°—70°。部分矿脉与破头青断裂呈“X”字型相交。

玲珑金矿田的矿体上部多为含金充填石英宽脉，中部为含金黄铁矿石英细脉和多金属石英细脉，深部则渐变为网脉和细脉浸染状石英微脉。含金黄铁矿石英脉两侧具近矿围岩蚀变，主要是黄铁绢英岩，呈不规则脉状连续产出。

（三）玲珑金矿成因探讨

有关玲珑金矿的成因，存在两种不同观点，一种认为是超变质作用之重熔岩浆期后热液金矿床，硫同位素显示成矿物质来自胶东群蓬莱组；另一种观点认为是燕山期侵入体岩浆期后热液金矿床，燕山晚期郭家岭花岗岩或隐伏岩体是金矿成矿的物质基础。这种认识上的差距，说明本区金矿成因的复杂性。从地洼成矿理论的核心思想——“多因复成”的观点来看：多因复成矿床具有多成矿阶段、多成矿作用、多物质来源、多成因类型和多控制因素的“五多”特点。因此，本区矿床成因的复杂性，客观上体现了多因复成的可能性，

现根据前人资料，以地洼成矿理论为指导，阐述本文之见：

（1）成矿控制因素

本区的成矿控制因素，突出表现为层控、岩（体）控及构控三大因素。前二者为控矿的物质实体，后者为促使成矿的媒介，分述如下：

表6—3为前人对本区胶东群、花岗岩及矿脉所做的成矿主元素分析资料。本文以这些成矿主元素的含量为参数，用数学地质统计方法研究胶东群、玲珑岩体、郭家岭岩体及矿脉之间的相互关系。用电算处理的简单回归图表明如下规律（图6—7）。

表 6—3　胶东群、花岗岩及矿脉成矿主元素含量（$\times 10^{-6}$）[33]

序　　号	元　　素	胶 东 群	玲珑岩体	郭家岭岩体	33、56号脉
1	Au	0.017	0.00497	0.005	10.08
2	Ag	0.218	0.133	0.065	29.85
3	Cu	38	10	7	2290
4	Pb	27	9	6	1430
5	Zn	78	49	25	2485
6	As	1.31	2.003	2.02	143
7	Ba	917	696	695	

① 胶东群与玲珑岩体、郭家岭岩体在成矿主元素上呈现密切的线性相关，元素对基本分布于回归线附近，以纵坐标y、横坐标x分别代表胶东群、岩体，y_1、y_2…y_7表示胶东群成矿主元素含量，x_1、x_2…x_7表示岩体成矿主元素含量，则数据满足关系式$\Delta y/\Delta x \approx K$。常数$K$为回归线的斜率，因回归线大致与坐标原点相接近，关系式可简化为$y/x \approx K$，这说明表中成矿主元素具有大致成比例的带进带出关系。其地质学意义又表示胶东群绿岩带形成之后，长期的构造—岩浆活化所形成的花岗岩与绿岩带有着一定程度的相关性，表6—3中成矿元素Au、Ag、Au、Pb、Zn的含量在胶东群高，岩体中低，实质上反映了绿岩带在区域变质或构造—岩浆演化过程中，元素熔（带）出的模式。

② 含金矿脉与胶东群也显示良好的相关性，在一定程度上说明成矿主元素自绿岩带带入石英脉的规律。此外，含金矿脉与岩体的相关程度则较低。

上述线性回归图所显示的规律表明，胶东群是本区成矿物质的源区（矿源层）。无论是就地重熔的花岗岩，还是地洼阶段燕山期的侵入花岗岩，都直接或间接地从胶东群绿岩带淬取了部分成矿物质。而矿脉与胶东群、花岗岩体相关程度的依次降低，则反映了成矿热液淬取了不同来源的成矿物质，因此，本区成矿物质经历了漫长的多阶段的成矿演化，胶东群和岩体为物源实体。

有关断裂构造的控矿特征，已有资料表明主要受破头青韧性剪切带控制，该剪切带为形成于燕山期的成矿构造[32]。具体表现为：在韧性剪切作用强而脆性变形弱的部位形成细脉浸染型贫矿石；在舒缓波状断裂面转弯处和断裂的构造透镜体膨胀处形成串珠状富矿透镜体；在空间较大的次级叠加脆性断裂中形成人脉状矿体等。现有的勘探资料表明：钻孔深达1000余米，矿体仍未终止，由此可见，破头青断裂的控矿深度很大，它不仅为矿液运移的通道，也是良好的储矿场所，是矿质聚集沉积过程中的主导性控矿因素。

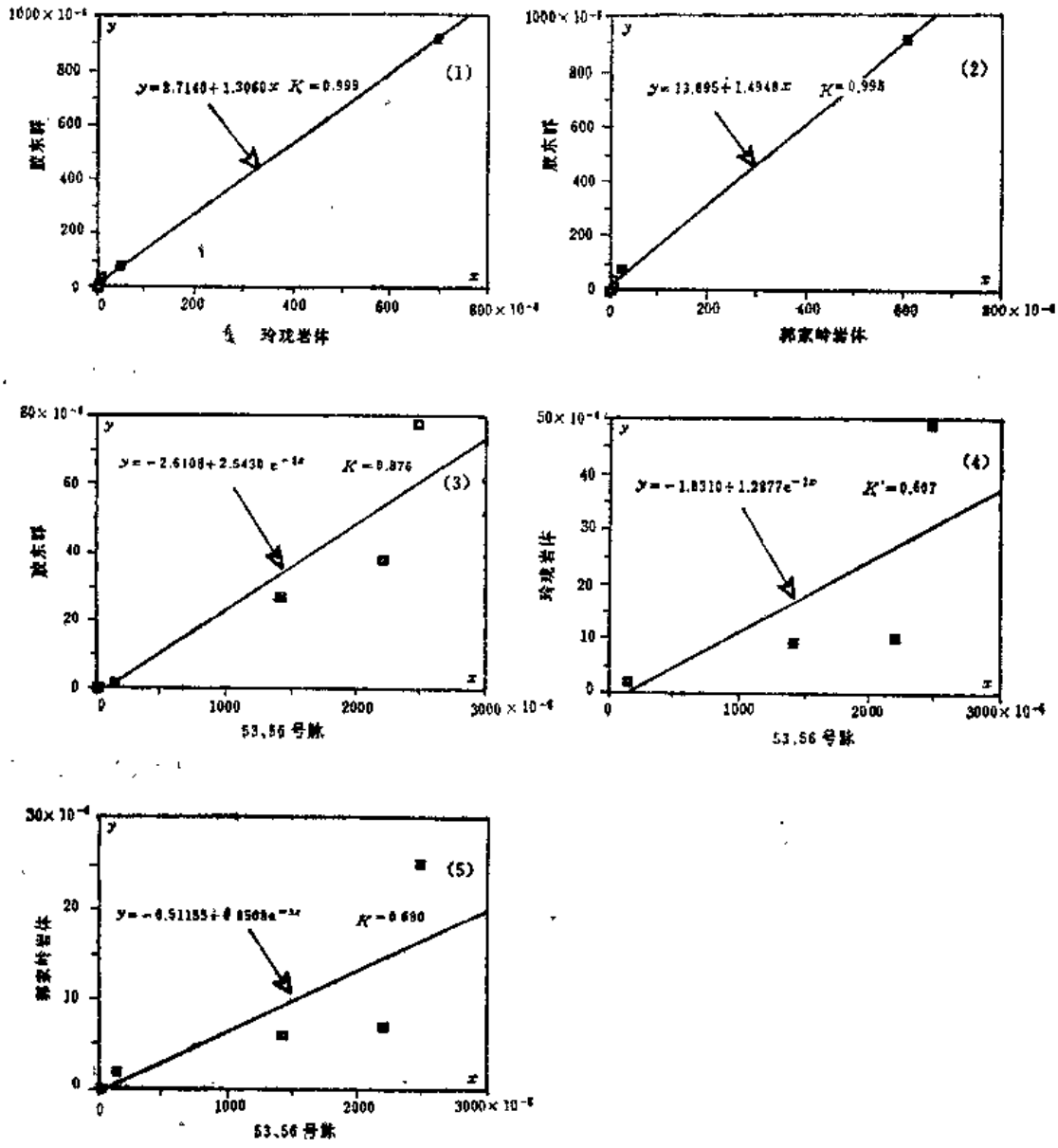


图 6—7　胶东群、花岗岩体、矿脉成矿主元素简单回归图

1—玲珑岩体；2—郭家岭岩体；3—胶东群 53、56号脉

另据刘石年对控矿断裂的地球化学研究[34]：成矿热液沿控矿断裂上升，并从含矿断裂向两侧围岩扩散，显示在控矿构造脉动和多阶段成矿演化中金元素带进的模型，并指出沿断裂发育的线性钾化往往只是金矿化的钾交代前锋，但可作为导矿构造的标志。

（2）同位素特征

① 硫同位素

含金石英脉硫化物的70个硫同位素 $\delta^{34}S$的分析数据[9]，变化于3.94～10.4‰，皆为正值，变化范围窄，说明矿液中的硫主要来自地洼期的花岗岩浆源。

② 氧同位素

据前人对本区含金石英脉 $\delta^{18}O_{石英}$‰氧同位素的测定（表6—4），脉石英 $\delta^{18}O$‰变化于9—15.1之间，并呈明显的塔式分布（图6—8），将分布范围投入S. M. Savin的不同石英

表 6—4　玲珑金矿含金石英脉 $\delta^{18}O$石英‰数据

序　号	采样位置	$\delta^{18}O$‰	资料来源	序　号	采样位置	$\delta^{18}O$‰	资料来源
1	108脉340中段	+14.7	〔25〕	10	108脉340中段	+13.6	〔26〕
2	55脉230中段	+14.5	〔25〕	11	56脉地表	+15.1	〔26〕
3	108脉300中段	+11.2	〔25〕	12	西山	+14.14	〔23〕
4	108脉340中段	+16.2	〔25〕	13	同上	+14.20	〔23〕
5	108脉220中段	+14.5	〔25〕	14	同上	+13.49	〔23〕
6	108脉220中段	+14.2	〔25〕	15	同上	+9.00	〔23〕
7	108脉380中段	+14.5	〔25〕	16	52号脉	+12.6	〔11〕
8	108脉260中段	+14.1	〔25〕	17	108号脉	+13.7	〔11〕
9	108脉340中段	+13.5	〔25〕	18	马家窑矿脉	+13.2	〔11〕

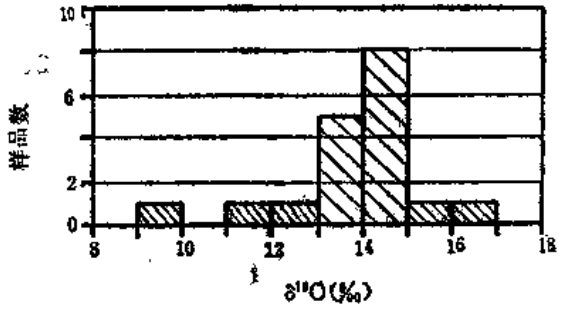


图 6—8　玲珑金矿石英氧同位素直方图

的 $\delta^{18}O$值成因判别图〔35〕。可知氧主要为变质成因，兼有部分岩浆氧。

综合氧、硫同位素资料，可知本区物质来源具有多源性质，成矿热液为岩浆热液和变质热液混合而成。

（四）结论

综上所述，本区金矿的形成是在长期的构造—岩浆活化过程中，成矿物质经活化、迁移、聚集而沉淀的。成矿的演化可分出三个阶段：

（1）矿源层阶段：即太古代绿岩带的形成阶段，金元素的初始富集反映了前地槽构造层的成矿专属性。

（2）混合岩化阶段：为绿岩带形成之后，经历混合岩化作用，使金元素从绿岩带熔出的阶段。

（3）地洼成矿阶段：为地洼激烈期强烈的构造—岩浆活化作用所导致的成矿期，该阶段地洼岩浆热液不仅提供了大量的成矿物质，而且借助于岩浆活动提供的巨大热源，促使热液从围岩（绿岩带、玲珑混合岩）淬取了丰富的成矿物质。因此，本阶段为成矿的关键性阶段。

破头青韧性剪切带是玲珑金矿形成的主导因素之一，它既是矿液迁移的通道，也是成矿物质聚集的场所；它不仅将金元素带进有利部位，也是热液从围岩淬取矿质的主干“枢纽”。

总之，玲珑金矿成因上为多因复成矿床，在构造成矿类型上可划为绿岩带型再造金矿床。

第四节　有关绿岩带型金矿的几个问题

（一）国内外绿岩带型金矿的异同

国内外产金绿岩带因在相近的大地构造背景下形成，故而在许多方面可以对比。主要表现为：形成于太古宙前地槽发展阶段，发育于硅镁质地壳上，缺乏硅铝质基底，目前尚无绿岩带不整合于硅铝质基底之上的资料；在金元素丰度方面，绿岩带做为矿源层已基本达到共识；在变质作用方面，国内外绿岩带都经历了较强的混合岩化、花岗岩化过程，故有花岗—绿岩地体之称；此外，在控矿断裂的特征方面，韧性剪切带是主导性的控制因素；并且国内外绿岩带型金矿都具相近的蚀变标志——黄铁绢英岩化。

然而，由于我国绿岩带形成之后，其大地构造演化与国外相比存在着不均衡的发展，故而存在着某些差异。国外绿岩带型金矿成岩成矿时差短，一般在0—300Ma，如印度克纳塔克邦Kolar型绿岩带中的金矿床，即是在绿岩带形成之后的200Ma之内就位，中元古代以后基本缺乏花岗岩及相关的各种金属矿床。而我国绿岩带自形成之后，成矿活动经历了漫长的递进演化，尤其是燕山期地洼花岗岩金成矿活动的叠加或再造，成矿活动历时2000Ma，具有多阶段成矿的特点，并且我国绿岩带型金矿产区常伴有与地洼期花岗岩有关的其它类型金属矿产，如斑岩钼矿、脉状或层状铅锌矿等。

（二）我国绿岩带型金矿的找矿前景

成矿的多阶段性是我国绿岩带型金矿的一大特色，因此，我国绿岩带附近与地洼期花岗岩有关的其它金属矿种产区也应是绿岩带型金矿的找矿靶区。绿岩带中韧性剪切带含金性的研究今后应特别重视。我国现知绿岩带型金矿产区仍是寻找超大型金矿的靶区。

（三）元古宙绿岩带型金矿的可能性

我国元古宙地槽构造层内绿岩带型金矿存在的可能性应是一值得注意的问题。如鄂西北银洞沟一鲍峡银金多金属矿田中产于震旦系武当山群基性火山—沉积岩系内的石英脉型银金矿床[36]，有可能是绿岩带型金矿床，值得进一步研究。在湖南，有学者提出益阳等处的金矿也属绿岩带型金矿床。益阳著名的大海塘“狗头金”采得处的资水中上游一带，广泛分布元古宙冷家溪群和板溪群地层，两层位中，内生含金石英脉发育。因此，该区可视为寻找绿岩带型金矿的地区。又如有学者提出海南岛存在科马提岩，已确定有金粒存在❶。这些例子都是今后寻找元古宙绿岩带型金矿的启示。

❶ 1991，陈惠芳，海南岛发现科马提类岩石，中国科学院长沙大地构造研究所

第七章　大地构造演化与金矿构造成矿区划

第一节　中国大地构造特征及区划

中国地壳是经历了漫长的演化历史的不均一地壳，其中超级综合性构造单元是壳体。壳体是组成地壳的胞体，具有自己的演化历史和一定的边界。它是地壳孕育、形成和发展的过程中，可能先后不一地出现于不同的地域，在形成、成长、运动、变化和发展等方面分异进行，既在演化又在运动（包括移动）的时空综合性全球超级构造单元。壳体之间常以一定类型的深大断裂为界，它里面包含有一个以上的基本构造单元（地槽区，地台区或地洼区）[83]。

根据中国地壳演化规律、构造单元出现的顺序和历史生因的关系，根据地壳运动的力学、力源机制以及各种构造特征和中国各个部分的地壳结构、各地质时代的沉积建造、岩浆建造、变质建造和构造型相进行全面分析和对比，分为五个壳体，它们是中亚壳体、东亚壳体、南亚壳体、东亚陆缘壳体和东南亚陆缘壳体。中亚壳体、东亚壳体、东亚陆缘壳体是亚洲复式壳体，其余两个壳体则是从冈瓦那大陆分裂出来的外来壳体。中亚壳体与南亚壳体分界线是班公湖—丁青—怒江一线，位于与古生代时华夏植物群与冈瓦那植物群的分界线相当的聚合线型深大断裂带。东亚壳体与东亚陆缘壳体的分界线，大致沿中国东部大陆坡的转折线及其附近的深大断裂带，南亚壳体及东亚壳体与东南亚陆缘壳体的边界也是一条聚合线型深大断裂带（图7—1）。

一、中　亚　壳　体

中亚壳体位于亚洲中心，它在中国境内部分为它的中南段。是一个成熟度高、结构复杂、构造层发育齐全的大陆型壳体。在中国境内共分十个构造区，各构造区的大地构造演化阶段见下表（表7—1）。

中亚壳体前地槽阶段所成的陆核是以天山地洼区为轴心向南北两侧生长。

在中国天山南缘库鲁克塔格地区分布托格拉克布拉克杂岩即为太古宇杂岩，该杂岩中斜长角闪岩Sm-Nd等时线年龄为3263Ma，$\Sigma Nd=+3.2$❶代表了中亚壳体最早硬化的块体。其岩性分两个岩性段。下部片麻岩段，为绿帘黑云钠长片麻岩、绿帘二云母钠长片麻岩、绿帘阳起白云母片麻岩，有时夹有混合片麻岩、眼球状片麻岩以及角闪阳起钠长片麻岩，该岩性段出露厚度达800m；上部变粒岩段，主要由钠长变粒岩、石英片岩组成，夹少量钠长片麻岩及片岩，出露厚度约200m。在中天山东段星星峡、卡瓦布拉克等地区出

❶ 引自胡霭琴，1992

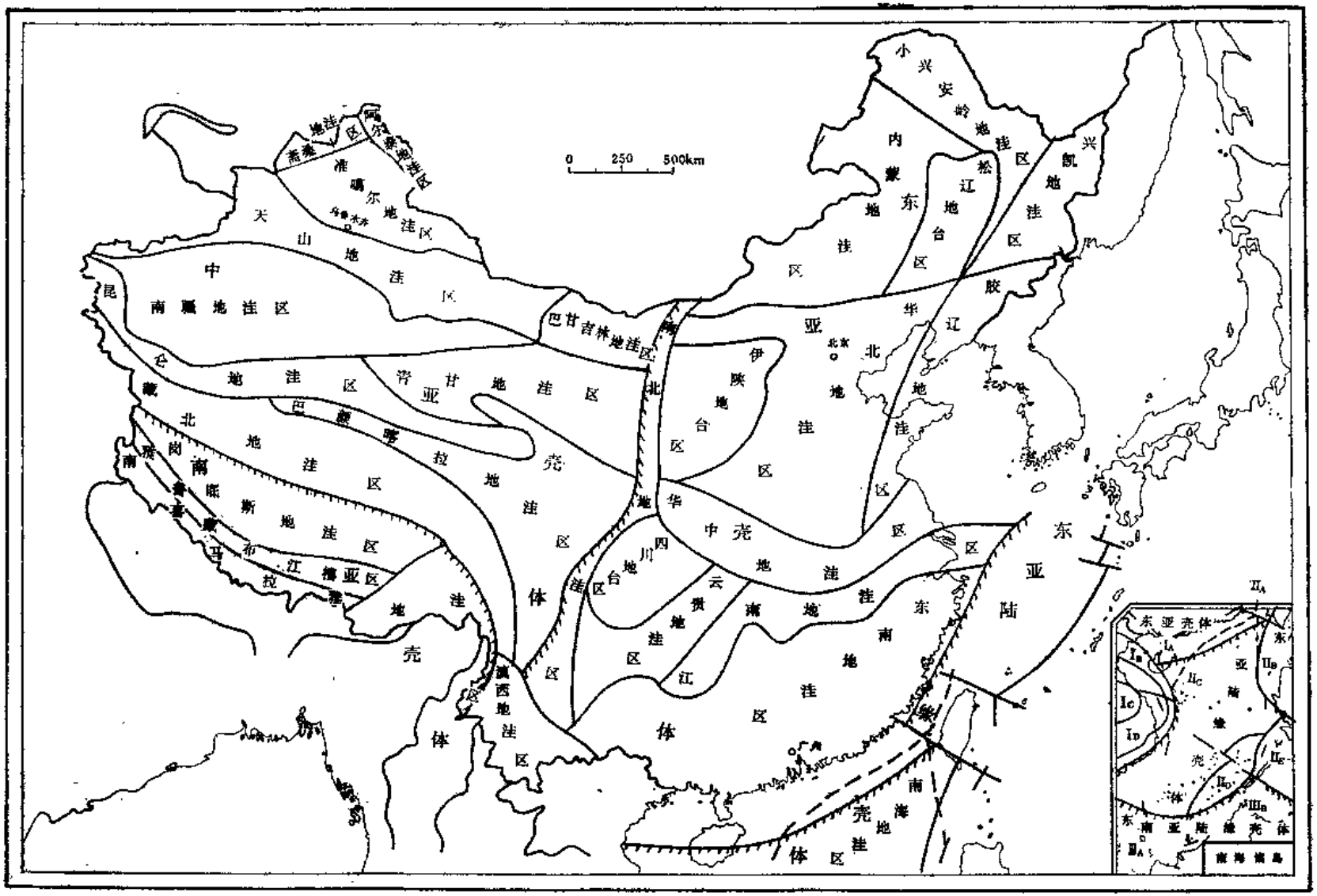


图 7—1 中国金矿大地构造图

表 7—1　中亚巩体大地构造演化历史

大地构造区	大地构造发展阶段			
	前地槽阶段	地槽阶段	地台阶段	地洼阶段
阿尔泰地洼区	AnZ_3	$Z_3—P_2$	T	J—Q
准噶尔地洼区		$O_3—P_2$	T	J—Q
斋桑地洼区	AnZ	Z—P	T_{1-2}	$T_3—Q$
天山地洼区	Ar—Pt	∈—P	T	J—Q
南疆地洼区	Ar	Pt	∈—T	J—Q
昆仑地洼区	An∈	∈—P	T	J—Q
巴丹吉林地洼区	Ar—Pt	∈—P	T	J—Q
藏北地洼区		$Pt_3—S$	D—T	J—Q
青甘地洼区	AnZ	Z—P	C—T	J—Q
巴颜喀拉地洼区	Ar	$Pt—T_1$	T_{2-3}	J—Q

露克约普留布拉克群深变质片麻岩，其层位与托格拉克布拉克群杂岩相当，在原苏联境内南天山泽拉夫森—土耳其斯坦复背斜核部，出露有卡拉捷金地垒的太古界深变质杂岩系，其岩性有片麻岩、花斑大理岩、辉石角闪片岩。在角闪岩相的变质岩中含有麻粒岩残留体。角闪岩相中片麻岩Nd-Sr同位素年龄为2400—2900 Ma。在中天山萨累德日地区出露的库依留群，其岩性为黑云母片麻岩、石榴子石片麻岩、角闪岩、大理岩、片麻状花岗岩和细晶岩，其时代为太古宙—古元古代。

当太古宙陆核形成以后，逐渐向南北两侧生长。在南侧的西昆仑山出露的库拉那古群、喀拉塔什群、阿尔金山出露的敦煌群和祁连山区分布的北大河群、马衔山群、化龙群、巴颜喀拉山出露的通木梁群等，即为代表。祁连山区的北大河群和马衔山群为一套中深变质岩系，岩性为各种片岩、片麻岩、石英岩、大理岩及变质火山岩，厚度2640—3000m。

阿尔金山的敦煌群，为各种绿色片岩、片麻岩、斜长角闪岩、石英岩、大理岩、混合岩和变质火山岩，总厚度达12933m。在西昆仑山出露的库拉那古群为结晶片岩、片麻岩夹大理岩和石英岩，总厚度6200—6710m。在乌兹别克境内的天山西段，穆龙套矿区含矿的别萨潘组之下产有元古界塔斯卡兹甘杂岩，岩性为硅质石英岩、碳酸盐岩、变质火山岩、片理化变质硬砂岩。该杂岩为玄武岩质蛇绿岩建造，其下为塔斯卡兹甘组变质碎屑岩建造。塔斯卡兹甘杂岩与塔斯卡兹甘组地层之间普遍见有一层厚为5—12m的破碎带，破碎带中见有构造角砾岩和铜矿化。

在天山的北侧，元古界地层见于阿尔泰乌恰沟河上游，蒙古阿尔泰波顿钦斯克、山区阿尔泰捷列克金地垒和成吉斯—塔尔巴哈台复背斜的核部，以及北哈萨克斯坦的科克契塔夫地块等地区。在中国，阿尔泰乌恰沟河上游分水岭地区，见有蓟县系地层，主要建造有变质碎屑岩建造、变质酸性凝灰岩建造和碳酸盐建造。在蒙古阿尔泰南缘波顿钦斯克地垒中出露的复变质岩层经历了四个变质旋回，其中最老的辉石片麻岩Pb-Pb法熔释光年龄为22亿年。在成吉斯—塔尔巴哈台复背斜轴部出露的奥萨卡罗夫斯克组、奥萨恰金斯克组和

辛恰列夫斯克组，岩性为角闪片岩、黑云母—钠长石片岩、二云母石英片岩、斜长片麻岩、角闪岩和大理岩，阳起石钾氩法年龄为710—764±70Ma，为新元古代地层。

在北哈萨克斯坦科克契塔夫地块出露的泽连斯克群、叶菲莫夫斯克群、依曼布尔鲁克斯克群，为早元古界变质岩系。泽连斯克群为云母片岩、片麻岩、细晶岩和大理岩，其中偶见榴辉岩体或夹层，具角闪岩相、变粒岩相和蓝晶石相变质作用，以及绿片岩相、绿帘石—角闪石相退化变质作用。该群同位素年龄为1000—1400Ma，厚度达10000m。叶菲莫夫斯克群主要为火山岩和少量碳酸盐岩以及沉积碎屑岩，具绿片岩相变质作用，厚度达2350m。依曼布尔鲁克斯克群为砂岩、黑色炭质页岩、千枚状页岩、大理岩，厚度达2500m。

在东准噶尔和西准噶尔地区，火山岩—沉积碎屑岩Nd模式年龄为650—850Ma和540—720 Ma；在吉木乃县布尔克斯岱地区火山岩、碱性长石花岗岩和辉绿岩的Nd模式年龄为457.8—862.9Ma。可以推断，阿尔泰、准噶尔和斋桑—哈萨克斯坦地区存在元古宙分异出来的原始地壳，它组成中亚壳体北部地区的结晶基底。

从元古宙末或寒武纪初，中亚壳体普遍进入活动的地槽体制。在中国境内，除了南地洼区的古生代和藏北、青甘地洼区晚古生代处于相对平静的地台体制外，其余大部分地区，古生代为活动的地槽体制。

在中亚壳体南部祁连山、阿尔金山、柴达木盆地北缘、昆仑山等地，早古生代为深海硅质—火山岩建造和大陆边缘的复理石碎屑岩建造以及火山碎屑岩建造，地层厚度巨大，构造运动强烈，变质作用频繁，代表优地槽体制的构造环境。在北祁连山地区，中寒武统的黑刺沟群即为优地槽的典型建造，该群下部为碎屑岩、硅质岩及碳酸盐岩，上部为喷发序列完整的细碧—石英角斑岩系。北祁连山下古生界地层厚度达27000m以上，具有五个海相喷发期的地槽型火山—沉积建造。阿尔金山下古生界为一套浅海相砂岩、砂砾岩、粉砂岩、泥质岩硅质岩、硅化灰岩夹中基性火山岩，厚度大于5500m。西昆仑公格尔山一带，寒武系为变质碎屑岩夹碳酸盐岩，奥陶系为碳酸盐岩、细碎屑岩夹中酸性至基性火山岩，志留系到中泥盆统为一套浅变质的千枚岩、片岩和大理岩。

上古生界在祁连山一带为山前拗陷和山间盆地的磨拉石建造和海陆交互相的砂岩、砾岩夹粉砂岩、页岩以及陆相碎屑岩建造、中基性火山岩建造。阿尔金山上古生界为浅海—滨海相碎屑岩建造、碳酸盐建造和中基性火山岩建造。在东昆仑山，上古生界为砂砾岩、粉砂岩夹中酸性火山岩建造和碳酸盐建造夹中酸性火山岩、火山碎屑岩建造。在西昆仑山，中下泥盆统为杂色碎屑岩夹碳酸盐岩建造，上泥盆统到下石炭统为陆相粗碎屑岩建造，中石炭统至二叠系为浅海相碎屑岩、碳酸盐岩夹火山岩建造。

天山地区，寒武系为硅质岩、基性火山岩、碳酸盐岩、沉积碎屑岩建造，奥陶系为硅质岩、笔石页岩、碳酸盐岩、中性火山岩和火山碎屑岩以及沉积碎屑岩建造，厚度达3050m。志留系为笔石碎屑岩建造、碳酸盐建造，上部含较多的火山物质，系地槽型沉积建造。泥盆系在天山地区相变很大。南天山一带泥盆系以碳酸盐建造和碎屑岩建造为主。在南天山东部上泥盆统出现酸性、中酸性火山岩及碎屑岩夹灰岩。在汇流地区，上泥盆统金窝子组为凝灰质砂砾岩、凝灰岩组成，金窝子金矿就产于该地层中。中天山和北天山，泥盆系主要为沉积碎屑岩、火山碎屑岩和中酸性火山岩，中天山还见少量碳酸盐建造，厚度在5800m以上。石炭纪在天山地区最大的特点是构造岩浆活动特别强烈，是重要的金矿

成矿时期。主要建造有：酸性、中性和基性火山岩、火山碎屑岩、沉积碎屑岩建造和少量的碳酸盐建造，相变强烈，厚度变化大。在中天山伊宁地区，下石炭统大哈拉军组为安山玢岩、流纹岩夹凝灰岩、火山角砾岩、凝灰砂岩、霏细斑岩夹砂岩、灰岩透镜体，是浅海—滨海—陆相优地槽火山岩—碎屑岩建造，它构成天山阿希金矿的含矿围岩。在北天山东部中石炭统沙泉子组为砂岩、粉砂岩凝灰岩、安山岩等组成的沉积碎屑岩—火山岩建造，它是康古尔塔格金矿的含矿围岩。上石炭统在南天山为沉积碎屑岩与碳酸盐岩互层而成。北天山上石炭统为沉积细碎屑岩、碳酸盐岩夹凝灰岩层组成。二叠系在天山分布普遍。下二叠统为沉积碎屑岩、碳酸盐岩、中基性、中酸性和酸性火山岩、火山碎屑岩建造，上二叠统在乌鲁木齐以东地区为陆相沉积碎屑岩为主，其次有碳酸盐岩和少量凝灰岩。

天山西部乌兹别克穆龙套金矿，含矿围岩为别萨潘组变质泥岩、变质粉砂岩、变质含炭质碎屑岩、硅质岩、变质砂岩、含酸性火山岩和花岗质碎屑岩。其时代有不同的认识，其一认为是早古生代地层，其依据是：在南塔姆德他乌，别尔塔乌、阿里斯捷他乌等地区，泥盆系地层不整合盖于别萨潘组和没有变质的古生界（奥陶系）地层之上，而且底部还有玄武质砾岩，在缪捷巴依和塔乌卡兹克矿井以及占孔 CT 1013 的别萨潘组地层岩心标本中发现老的古生物化石：*Leioshaeridia* sp., L. mun K. Volv *Trachysphaeridum* sp., *Augulopianina* cf. *Thombica* Rud., *Podolella* sp.?，其时代为文德纪到早寒武世，其三是塔乌卡兹克矿井炭质页岩标本钾氩法同位素年龄为 560—640 Ma。另一种认识是，别萨潘组为新元古界地层，其依据是，在别萨潘组地层剖面上部发现大量的石炭纪胞粉化石，其二是在穆龙套露天采场中的炭质页岩中获得时代晚于晚泥盆世的高等植物化石和胞粉化石，因此认为它是晚古生界地层。现在看来，穆龙套金矿是产于一个构造十分复杂的环境中，含矿围岩为石炭系到文德系的沉积碎屑岩和含炭沉积岩系中，而大部分矿床产于石炭系到泥盆系含炭沉积碎屑岩建造中。

中亚壳体北部的准噶尔、阿尔泰和斋桑地洼区，古生代优地槽型建造特别发育。尤其火山岩、火山碎屑岩分布普遍。构造岩浆活动特别强烈，是一个重要的金矿分布区和金矿成矿时期。

下古生界在中国阿尔泰尚未研究清楚，以前人们把哈巴河群定为震旦系到奥陶系地层，岩性为变质砂岩、粉砂岩、页岩、千枚岩、片岩以及少量片麻岩、混合岩等，沉积厚度逾万米。从蒙古阿尔泰元古界地层对比分析，在哈巴河群变质碎屑岩中可能有古元古界地层存在。寒武系在苏联山区阿尔泰、成吉斯—塔尔巴哈台复背斜核部以及蒙古阿尔泰，为一套沉积碎屑岩、基性—中性和酸性火山岩和火山碎屑岩建造，成分复杂，相变强烈，分选性差，磨圆度不好，是典型的优地槽型建造。

奥陶系在中国阿尔泰地区为白哈巴组，岩性有霏细岩、凝灰岩、石英斑岩、斜长斑岩、钠长斑岩、灰岩、页岩、石英长石砂岩和细砾岩组成，蒙古阿尔泰和原苏联山区阿尔泰以沉积碎屑岩为主，其次为灰岩和少量中性、酸性火山岩和火山碎屑岩。在成吉斯—塔尔巴哈台构造带内，以沉积碎屑岩为主，但也含较多的中性和中酸性火山岩和火山碎屑岩建造，局部还含细碧岩和安山—玄武玢岩。与阿尔泰地区比较，本构造带火山活动明显增强。在准噶尔地洼区奥陶系为一套成分复杂，相变强烈的沉积碎屑岩和火山熔岩、火山碎屑岩以及硅质岩等组成，分布于西准噶尔沙尔布提山、玛依拉山以及东准噶尔的加波萨

尔、哈尔里克山北部地区。

志留系在中国阿尔泰山区为库鲁木特群，为浅海相—滨海相变质碎屑岩，局部夹含铁石英岩层。在塔尔巴哈台山南坡，志留系为成分复杂的沉积碎屑岩建造和火山—沉积岩、火山岩建造，其中日玛克斯克组火山岩建造厚度为2200—2700m。在西准噶尔阿拉山口，下志留统为含凝灰岩的沉积碎屑岩建造，总厚度达1320m。中上志留统为火山碎屑岩，中基性火山熔岩和沉积碎屑岩，总厚度达8438m。

泥盆系在中国阿尔泰山区为康布铁堡组（下泥盆统）和阿勒泰组（中泥盆统），前者为变质酸性火山岩、火山碎屑岩、沉积碎屑岩和碳酸盐岩，总厚度为1237m，后者为砂泥质岩石夹火山凝灰岩、熔岩和灰岩，厚度5002m，在哈巴河县多拉纳萨依金矿，含金围岩为中泥盆统托克萨雷组，岩性为含炭质、钙质千枚岩、变质粉砂岩和不纯的灰岩。在吉木乃县萨吾尔山出露中泥盆统萨吾尔山组和上泥盆统塔尔巴哈台组，前者为一套海相火山碎屑岩建造、硅质粉砂岩和碳酸盐建造，厚度2000m；后者为火山复理石建造，总厚度600—1100m。在哈尔交阔尔真阔腊金矿床中，含矿围岩为中泥盆统萨吾尔山组安山岩、安山质凝灰岩和火山碎屑岩建造。

在西准噶尔玛依力山分布中泥盆统库鲁木迪组和巴尔雷克组，前者为沉积碎屑岩、中性火山碎屑岩夹少量灰岩和中性、酸性火山熔岩，厚度2272m，后者为泥岩、火山碎屑岩、碧玉岩夹生物灰岩夹层，厚3520m，上泥盆统铁列克组为砂岩、砾岩和凝灰岩、凝灰质粉砂岩组成，厚度2576m。

石炭系在中国阿尔泰山区仅分布在红山嘴地区，为下石炭统红山嘴组，岩性为砂岩、板岩夹泥灰岩、安山玢岩、石英钠长斑岩、中酸性火山岩等，厚度500—700m。在富蕴县沙尔布拉克金矿区，其含矿围岩为下石炭统南明水组，岩性为碎屑岩和火山碎屑岩、砂砾岩、含炭粉砂岩、凝灰质砂岩、岩屑、晶屑凝灰岩及灰岩夹层。吉木乃县布尔克斯岱金矿的含矿围岩为下石炭统黑山头组泥岩、粉砂岩、炭质泥岩和炭质粉砂岩，其上下还有中性、基性火山碎屑岩和火山熔岩。西准噶尔金矿田含矿围岩也为下石炭统南明水组玄武岩、中基性火山熔岩及其凝灰岩和包古图组粉砂岩、硅质岩等。中石炭统在西准噶尔沙尔布提山为中性火山喷发岩、沉积碎屑岩夹碳酸盐岩。在东准噶尔克拉美丽地区，下石炭统为海陆交互相沉积碎屑岩夹少量火山岩和陆相粗粒沉积碎屑岩，中石炭统分两种建造类型：（1）陆相中性、基性及酸性火山岩、火山碎屑岩夹泥岩、砂岩、砾岩和煤线组成，（2）下部以陆相沉积碎屑岩为主，上部以海相沉积碎屑岩为主，上石炭统在东准噶尔地区分布很有限，为一套沉积碎屑岩夹一层流纹岩、偶含少量凝灰物质。在萨吾尔山区，中石炭统为中性、酸性火山熔岩、火山碎屑岩、高炭质页岩及可燃性煤层，厚度达2541.6m。

二叠系在中亚北部地区也普遍发育。主要为一套海陆交互相或陆相沉积碎屑岩、碳酸盐岩及中性、基性和酸性火山碎屑岩及其火山熔岩。

中亚壳体大部分地区三叠纪经历短暂的相对平静的地台体制，只有南疆地洼区经历地台阶段时间较长，从寒武纪一直延续到三叠纪。

在中亚壳体南部的南疆地洼区，古生界为相对稳定的地台型建造，下古生界为广海碳酸盐岩建造，上古生界以沉积碎屑岩建造为主，其次为浅海相碳酸盐建造。其他地区，三叠纪普遍是剥蚀夷平阶段，大部分地区古生界与中生界之间有面积型区域性不整合和风化壳存在，即使有沉积建造存在，也是在较平静的构造环境中生成的，厚度不大，成分较简

单的构造平缓的建造。如祁连山、昆仑山地区三叠系为一套浅海相碎屑岩和碳酸盐岩建造，是典型的稳定的大陆坡浅水沉积；在天山、阿尔泰山、准噶尔地区，三叠系普遍为陆相、河湖相碎屑岩建造，矿物成分单调，岩性稳定，厚度不大，对比性好，缺火山物质，是稳定的大地构造环境中形成的。

从侏罗纪开始，中亚壳体构造活动逐渐增强而进入地洼体制。普遍表现构造挤压，形成高山峻岭、山间盆地和高原地貌。在山间盆地和山前拗陷中，充填了粗碎屑岩建造和现代冰碛碎屑岩建造，岩浆活动微弱，普遍缺乏火山岩建造，代表中亚壳体在中生代、新生代处于地洼阶段初动期或激烈期的构造体制特点。

二、南 亚 壳 体

南亚壳体位于亚洲的南部，在中国部分只有壳体北缘一小部分。它是一个成熟度高，结构复杂，构造层发育齐全，地壳厚度大的大陆型壳体。在中国境内共分三个构造区，其大地构造演化历史见下表（表7—2）。

表 7—2 南亚壳体大地构造演化表

构 造 区	大 地 构 造 演 化 阶 段			
	前地槽阶段	地槽阶段	地台阶段	地洼阶段
冈底斯地洼区	?	An∈	Pz	T—Q
雅鲁藏布江地槽区	AnMz	Mz—Q		
喜马拉雅地洼区	$Pt_{?-3}$	Z	∈—Mz	Kz

南亚壳体前地槽阶段所形成的陆核，以印度卡利阿塔克地核为中心向外生长。卡利阿塔克地核由太古界深变质岩系构成，主要岩性为麻粒岩、紫苏花岗岩、花岗片麻岩等。该陆核太古界深变质岩系划分三个杂岩系：（1）前达尔瓦尔斯克杂岩（早于30亿年）；（2）达尔瓦尔斯克杂岩（26—30亿年）；（3）阿拉瓦里依斯克—捷里依斯克杂岩（晚于26亿年）。本区前达尔瓦尔斯克杂岩最老的霍列纳尔辛普尔组变质超基性岩与磁铁石英岩、石榴子石—蓝晶石片岩和十字石片岩被年龄为33.6亿年的花岗岩穿插，说明本陆核古太古代就开始固结硬化。

在中国境内，南亚壳体的前寒武系分布于喜玛拉雅山一带，以珠穆朗玛群、聂拉木群、外克日托系等为代表，为中新元古界地层。岩性为黑云母斜长片麻岩、眼球状片麻岩、条带状片麻岩、石英片岩、蓝晶石石英片岩等。珠穆朗玛峰北坡珠穆朗玛群黑云斜长片麻岩U-Pb法等时线年龄为1250Ma。在冈底斯地洼区狮泉河地区和念唐古拉青西段，出露念唐古拉青群，下部为黑云母石榴子石花岗片麻岩，部分地区为眼球状片麻岩，为前地槽构造层，其上部夹有角闪岩透镜体，为地槽构造层。

中国境内喜玛拉雅地区，从新元古代末开始进入地槽阶段，其代表地层为北坳组，与下伏珠穆朗玛群呈断层接触，为一套黑色千枚状板岩，是新元古界青白口群到震旦系地层，再往上为肉切村群，由一套变质碎屑岩和碳酸盐岩层组成，厚度逾万米。对其地层时

代有不同的认识，其一认为是寒武奥陶系，其二是根据微古生物化石成分，划归为前寒武系。

从奥陶纪开始进入地台阶段，一直延续到中生代。下古生界在喜玛拉雅和藏北地洼区为稳定的浅海相沉积，以砂页岩、碳酸盐岩为主，厚度不大，地层间均为整合接触，构造变动微弱、未受区域变质，是相对平静的大地构造环境中形成的产物。如喜玛拉雅地洼区下奥陶统甲村组、中奥陶统甲曲组、上奥陶统红山头组，以及下志留统扎嘎曲组，上志留统嘎祥组和洁卓组等。

上古生界也为稳定的大陆边缘沉积，尤其石炭系滨海相沉积广泛发育。上古生界地层为沉积碎屑岩和碳酸盐建造，厚度不大，成分比较单调，为稳定地台体制中的沉积建造。

中生界在喜玛拉雅地洼区，为一套以石英砂岩为主的沉积碎屑岩建造和碳酸盐建造，岩性稳定、厚度较大、构造变形不强烈、化石丰富的稳定的地台型沉积，广布于喜玛拉雅山北坡到低分水岭一带。

从低分水岭到雅鲁藏布江一带，为雅鲁藏布江地槽区，该区中生界为复理石建造、浊流沉积和海底火山岩—硅质岩建造为代表的地槽型建造，雅鲁藏布江超基性岩带以北的日喀则—昂仁—桑桑一带分布的日喀则群，是以复理石建造为主，在雅鲁藏布江沿岸，广泛发育了一套由地槽型超铁镁岩、辉长岩、枕状玄武岩、辉长辉绿岩、硅质岩组成的洋壳岩浆岩。

在冈底斯地洼区三叠系为一套黑色板岩、厚层灰岩夹中性、基性火山岩，如查曲浦群、麦龙岗群等，代表活动的地洼阶段的建造。

新生代、早第三纪，喜玛拉雅地区地洼阶段构造反差强烈，形成浅海相碎屑岩、碳酸盐岩建造和陆相粗碎屑岩建造。在冈底斯地洼区，第三纪堆积了巨厚的中酸性—酸性火山岩建造，称林子宗组。自始新世末开始，喜马拉雅山地洼区隆起，海水向西退出，发育一些山间盆地粗碎屑岩沉积，如柳区群等。在晚第三纪，喜玛拉雅地区北侧沉积厚度达3090—4880m的砂砾岩，称为锡瓦利克群。第四系卡瓦利组为泥岩、炭质页岩及现代冰碛砾岩沉积。

雅鲁藏布江地槽区，第三系错江顶群为海相碳酸盐建造、含砾粗砂岩组成的碎屑岩建造。渐新统到中新统为以砾岩为主的粗碎屑岩建造、成分复杂、厚度变化大，具有地槽体制环境沉积特点。

三、东 亚 壳 体

东亚壳体位于亚洲东部，中国境内为它的南段，是一个成熟度高、结构复杂、构造层发育齐全的大陆型壳体，分十四个构造区。各大地构造演化阶段见表7—3。

东亚壳体前地槽阶段陆核是呈多中心环状向外生长。其中最早形成的陆核是在东北地区和华北地区，其代表性的建造有冀东迁安地区的迁安群、辽东地区鞍山群、五台—太行山地区的五台群、胶东地区的胶东群、秦岭地区的太华群等。据鄢耀军、王孔海研究，华北地区太古界自下而上划分两个火山—沉积旋回和一个陆源碎屑岩—碳酸盐夹中酸性火山—沉积旋回。总的特点是，下部以基性火山岩为主，在基性火山岩中夹有非堆积型镁铁质火山熔岩（科马提岩），往上为中基性火山岩到中酸性火山沉积岩，顶部出现陆源沉积岩。太古界基性、超基性变质火山岩边界分布有混合岩化花岗岩（奥长花岗岩）。太古界地层变质

表 7—3 东亚壳体大地构造演化历史

大地构造区	大地构造发展阶段			
	前地槽阶段	地槽阶段	地台阶段	地洼阶段
内蒙地洼区	Pt_1—Z_1	Z_2—P	T	J—Q
小兴安岭地洼区	Ar—Z_1	Z_2—P	T_{1-2}	T_3—Q
松辽地洼区	Ar—Pt	€—P	T—Q	
兴凯地洼区	Ar—Pt	€—P	P与T之间间断中北段D—T_2	T—Q
南北地洼区	Ar—Pt_1	Pt_2	南段Z_3—T_2	T_3—Q
伊陕地洼区	Ar	Pt_{1-2}	Pt_3—Q	
四川地洼区	Ar	Pt—Z_1	Z_2—Q	
华北地洼区	Ar	Pt_{1-2}	Pt_3—T	J—Q
华中地洼区	Ar	Pt	Z_2—T_2	T_3—Q
胶辽地洼区	Ar	Pt_{1-2}	Z_1—T	J—Q
滇西地洼区	Ar—Pt_1	Pt_{2-3}	Z_3—T	J—Q
云贵地洼区		Pt_1	Z_3—T_2	T_3—Q
江南地洼区	Ar—Pt_1	Pt_2—Z_1	Z_2—T	J—Q
东南地洼区	Ar	Pt—S	D_2—T_2	T_3—Q

程度深，一般达到中高级变质程度的麻粒岩相和高—中级变质程度的角闪岩相。混合岩化也非常普遍。其中基性—超基性变质火山岩岩性有：黑云母斜长片麻岩、混合片麻岩、斜长角闪岩、二辉麻粒岩。角闪透辉变粒岩等，如迁西群、鞍山群即是。基性—中酸性变质火山岩有黑云母斜长岩、含石榴子石黑云母斜长变粒岩、斜长角闪片麻岩、斜长角闪岩夹石英片岩及石英岩等。其代表有胶东群、太华群、五台群、大别群等。

华北地区陆核最早形成于约40亿年前。据刘敦一等测定结果，冀东黄柏村锆云母石英岩中锆石年龄为37.2亿年。在冀北迁安地区，曹庄群高钾花岗质片麻岩中的铁镁质基性岩Sm-Nd等时线年龄为35.15±1.15亿年和35.00±0.80亿年（GTSC1-1)(江博明等,1983)，王树山等人（1985）应用^{39}Ar-^{40}Ar法对曹庄群斜长角闪岩测定的年龄为36.00亿年（GTSC1-2)，鞍山附近的鞍山群中花岗岩质糜棱岩中锆石年龄为38.04±5亿年。华南的“华夏古陆”陈蔡群斜长角闪岩中所获Sm-Nd等时线年龄为33.1—34.4亿年(程海，1991年)。说明东亚壳体的陆核在太古宙就开始形成。在古太古代时，据上述资料分析，为活动的萌陆核体制，它为若干孤立小型硬化壳块，然后逐渐生长扩大，最终连成一片，形成东亚壳体的原始陆核。据刘敦一等人研究，五台群变质基性火山岩同位素年龄为25亿年左右，山东胶东群变粒岩和内蒙古白云鄂博群之下太古界片麻岩、河南许昌登封群年龄为24.93—29.86亿年，华南云开地区广东新洲矿区变质岩中锆石和谐线上交点年龄为25亿年，海南岛土外山云英质糜棱岩、长英质糜棱岩及斜长角闪糜棱岩的矿石中黄铁矿测得普通铅所得源区年龄为24—26、23—24和17亿年三个区间的年龄值（陈惠芳，1991)。以上

资料说明东亚壳体在早期寒武纪的前地槽阶段经历了漫长而复杂的演化历史。

从元古宙起，东亚壳体的大部分地区进入活动的地槽体制。华北地洼区的古元古界滹沱群，底部是一层基性海底火山喷发岩，往上为碎屑岩、砂泥质岩石及碳酸盐岩组成的一套复理石建造，与下伏五台群成角度不整合接触，并且具有绿片岩相的区域变质作用，它是地槽型沉积建造的代表。此外伊陕地台区的岚河群、野鸡山群、黑茶山群、四川地台区的西乡群、东南地洼区和江南地洼区的板溪群以及云贵地洼区的梵净山群等均为地槽型建造，其中的基性火山活动对金矿成矿作用起着非常重要的影响。

元古宙时，除了白云鄂博—开源深大断裂以北的内蒙、小兴安岭、兴凯地洼区以及松辽地台区继续保持地槽体制外，其余大部分地区进入稳定的地台体制。白云鄂博—开源深大断裂以南的东亚壳体，地台体制一直延续到三叠纪，其中代表性的建造有：冰碛岩建造、砂页岩建造、含磷黑色页岩建造、碳酸盐岩建造、含煤建造、玄武岩建造等，由于地台体制的特点是构造运动和缓、地貌反差小、岩浆活动微弱，因而使得这些建造表现了成分单调、分选性好、磨圆度好、岩相变化小、厚度稳定、具有面型分布的稳定区型沉积建造的特点。

在湘黔桂地区，二叠系大厂层、龙潭组、长兴组、下三叠统夜朗组以及中三叠统许满组钙质粉砂岩和碳酸盐岩是湘黔桂地区微细粒金矿的含矿围岩，矿化还与本区地台阶段的火山—沉积碎屑岩建造密切相关。

白云鄂博—开源深大断裂以北地区，古生代处于活动的地槽体制，在小兴安岭地洼区和内蒙地洼区，发育寒武系绿色片岩建造、碳酸盐建造以及奥陶系复理石建造、志留系及泥盆系为浅变质碎屑岩建造（含大量海底火山喷发岩）。石炭—二叠系在兴凯地洼区含有中酸性火山岩建造和陆相沉积碎屑岩建造。古生代在东北地区构造岩浆活动也特别强烈。在内蒙地洼区，至少存在四次区域构造岩浆活动，伴随多次地层不整合接触和超基性岩、花岗岩侵入。

白云鄂博—开源深大断裂以北诸地洼区，在三叠纪经历了短暂的侵蚀作用和准平原化以后，和东亚壳体其他地区一样，在三叠纪末和侏罗纪普遍受到印支、燕山构造运动作用而进入活动的地洼体制。除了松辽、伊陕和四川三个残留地台外，东亚壳体都受到中新生代构造岩浆作用，形成一系列的地洼沉积盆地、火山岩盆地以及介乎其间的地穹隆起，在地洼沉积盆地和火山岩盆地中，充填了红色砾岩、砂岩、中酸性火山岩等组成的华夏式建造，同时还具有大规模的酸性、中酸性岩浆侵入。目前东亚壳体大部分进入地洼阶段余动期，构造岩浆活动趋于和缓，构造反差强度减小，形成丘陵地貌，仅局部还存在山区和高原地貌。在东亚壳体东部地区，地洼构造层分布很广，盖及丘陵，形成了宽阔的平原，使被覆盖的丘陵成为“潜山”。

地洼阶段构造岩浆作用对金成矿有着重要的影响，东亚壳体大部分金矿床都具有多因复成的地质特征。

四、东亚陆缘壳体和东南亚陆缘壳体

该两个壳体位于亚洲东部和南部边缘海区，东亚陆缘壳体原是东亚壳体的一部分，东南亚陆缘壳体原是冈瓦纳古大陆的一部分。其硅铝质构造层数多，有些地段地台构造层和地洼构造层发育。只是自中生代进入地洼阶段以来，尤其是进入地洼阶段余动期以来，由

于该地区地幔蠕动流是向东和东南方向扩散，以致壳体该部分被牵引而发生大面积拉引伸展，使地壳变薄，变成“薄化陆壳”，在薄化厉害的地方，地壳下降，海水侵没，形成边缘海盆。东亚陆缘壳体和东南亚陆缘壳体共分九个构造区，其大地构造演化历史见表7—4。

表 7—4　东亚陆缘壳体和东南亚陆缘壳体大地构造演化阶段表

大地构造区	大地构造演化阶段			
	前地槽阶段	地槽阶段	地台阶段	地洼阶段
东海地洼区				Mz—Q
琉球地槽区	?	Pz_2—Q		
台西地洼区	?	Pz_2—J	J_3	K—Q
台东—菲律滨地槽区	AnC	C—Q		
南海地洼区		Pz	T_{1-2}	T_3—Q
西北加里曼丹地槽区		?—Q		
苏绿海地槽区		?—Q		

台湾地区，结晶基底尚未查清，地槽构造层为上古生界变质岩，即大南澳片岩，岩性分三大类：黑色片岩（石墨片岩）、绿色片岩（绿泥石片岩、闪片岩、闪岩、变质辉绿岩和蛇纹岩）和硅质片岩（石英岩、片理化砂岩、燧石和脉石英岩）。其中黑色片岩和硅质片岩是由杂砂岩、砂岩、页岩和其他硅质岩变质而成，绿色片岩是由基性喷出岩、火山碎屑岩及基性、超基性岩变质而成。

在大南澳片岩和白垩系之间广泛出现区域性不整合，代表一个较长的沉积间断，时代是侏罗纪，地表被夷平，构造运动趋于和缓，代表地台阶段。而在台湾东部，构造运动仍很强烈，地槽体制一直延续到现代。台湾西部从白垩纪开始，构造运动趋于增强而进入地洼体制，从白垩纪到第四纪为地洼阶段，其代表性建造有泥质板岩建造、基性和中性火山岩建造、粗碎屑岩建造等。台湾东部上第三系主要由海相沉积岩和火山岩组成，分选性差，岩相变化迅速，其下部是安山质熔岩和火山碎屑岩组成的中中新统都鉴山组，其上为上中新统港口组页岩和砾岩以及上上新统奇美组浊流沉积的砂页岩组成的复理石建造，上部为利吉组泥岩、粘土岩以及各种砂岩、灰岩、辉长岩、蛇纹岩、橄榄岩、粗玄岩、玄武岩、安山质集块岩外来岩块组成的混杂岩建造。台东—菲律宾地槽区台东地区上第三系地层厚度达6000余米。东亚陆缘壳体其他构造区大地构造演化历史与其相似。在东海地洼区，根据连续地震剖面和折射地震—深地震调查资料，本地洼区存在古生界、中生界和下第三系声波基底，根据与周围大陆区域地质对比研究推断，古生界声波基底是地台型沉积建造，而中生界和下第三系为活动的地洼型沉积和火山沉积建造，一些突出的基底是晚第三纪—更新世的侵入岩建造。

第二节　中国金矿床构造成矿区带

中国地壳演化规律决定了金矿构造成矿规律，按照中国金矿床成矿大地构造特征、成矿演化历史、成矿作用、控矿因素和矿床的时空分布规律，中国金矿床在空间分布上划分

成矿域、成矿带、成矿区三级构造成矿单元。金矿成矿域是具有相同或相近的壳体演化历史和金矿成矿历史，具有相同的主控矿因素和成矿规律的超级成矿构造单元，它与壳体在空间分布上相一致。金矿成矿带是在成矿大地构造特征、控矿因素和矿床成因特征上具有大致相同或相近的构造成矿单元，它与基本大地构造单元在空间分布上一致；但也可以跨越一个或多个基本大地构造单元。一个成矿域包含若干个成矿带，一个成矿带可以包含若干个成矿区。金矿成矿区是具有相同或相似的成矿作用、控矿条件和成矿规律，具有大致相同的矿床成因的成矿构造单元，一个成矿区包含一个或若干个金矿田或矿化集中区。

中国金矿在空间分布上研究最详细的有四个成矿域、19个成矿带和40个成矿区。四个成矿域分别是中亚金成矿域、南亚金成矿域、东亚金成矿域和东亚陆缘金成矿域（见图7—2，表7—5）。

一、中亚成矿域

中亚金矿成矿域与中亚壳体在空间上相一致。本成矿域的金成矿特点是：（1）前地槽构造层基性变质火山岩为金成矿提供丰富的物质来源；（2）地槽阶段构造岩浆活动是金成矿作用的重要控制因素，中亚成矿域大部分金矿赋存于泥盆系到石炭系的炭质碎屑岩、沉积碎屑岩、火山碎屑岩、中酸性侵入岩中，主要成矿作用是在地槽阶段，尤其是地槽阶段激烈期；（3）本成矿域目前还处在地洼阶段初动期到激烈期，构造活动强烈，地貌反差极大，大部分地区处于高山峡谷和高原地区，因此侵蚀作用特别强烈，在岩金或含金矿源层特

表 7—5　中国金矿区划表①

一、中亚金成矿域
① 阿尔泰成矿带
1. 哈巴河成矿区
2. 阿勒泰—红山嘴成矿区
3. 富蕴—青河成矿区
② 萨吾尔成矿带
4. 吉木乃成矿区
③ 准噶尔成矿带
5. 西准噶尔成矿区
6. 东准噶尔成矿区
④ 天山成矿带
7. 西天山成矿区
8. 东天山成矿区
⑤ 昆仑山成矿带
9. 西昆仑成矿区
10. 东昆仑成矿区
⑥ 青甘成矿带
11. 祁连山成矿区
⑦ 玉龙—雪鸡坪成矿带
12. 玉龙成矿区
13. 雪鸡坪成矿区

二、南亚金成矿域
⑧ 雅鲁藏布江成矿带
14. 雅鲁藏布江成矿区
三、东亚金成矿域
⑨ 小兴安岭成矿带
15. 漠河—额尔古纳成矿区
16. 爱辉—呼玛成矿区
17. 鹤岗—嘉阴成矿区
⑩ 内蒙古成矿带
⑪ 兴凯—胶辽成矿带
18. 延吉—鸡西成矿区
19. 抚顺—桦甸成矿区
20. 辽东成矿区
21. 胶东成矿区
22. 张八岭成矿区
⑫ 华北北缘成矿带
23. 白云鄂博—白乃庙成矿区
24. 五台山成矿区
25. 冀东成矿区
⑬ 华中成矿带
26. 秦岭成矿区
27. 大别山成矿区
28. 长江中下游成矿区
⑭ 江南成矿带
29. 湘西成矿区
30. 湘东北—赣西北成矿区
31. 皖浙赣成矿区
⑮ 华夏成矿带
32. 丽水—德顺成矿区
33. 粤西成矿区
34. 海南成矿区
⑯ 湘桂黔成矿带
35. 黔桂成矿区
36. 湘中南—粤北成矿区
⑰ 川滇成矿带
37. 略阳—木里成矿区
38. 康滇成矿区
⑱ 滇西成矿带
39. 西昌—滇西成矿区
四、东亚陆缘金成矿域
⑲ 台湾成矿带
40. 台西成矿区

① 本表中之编号①、1、2、……3等与图7—2一致

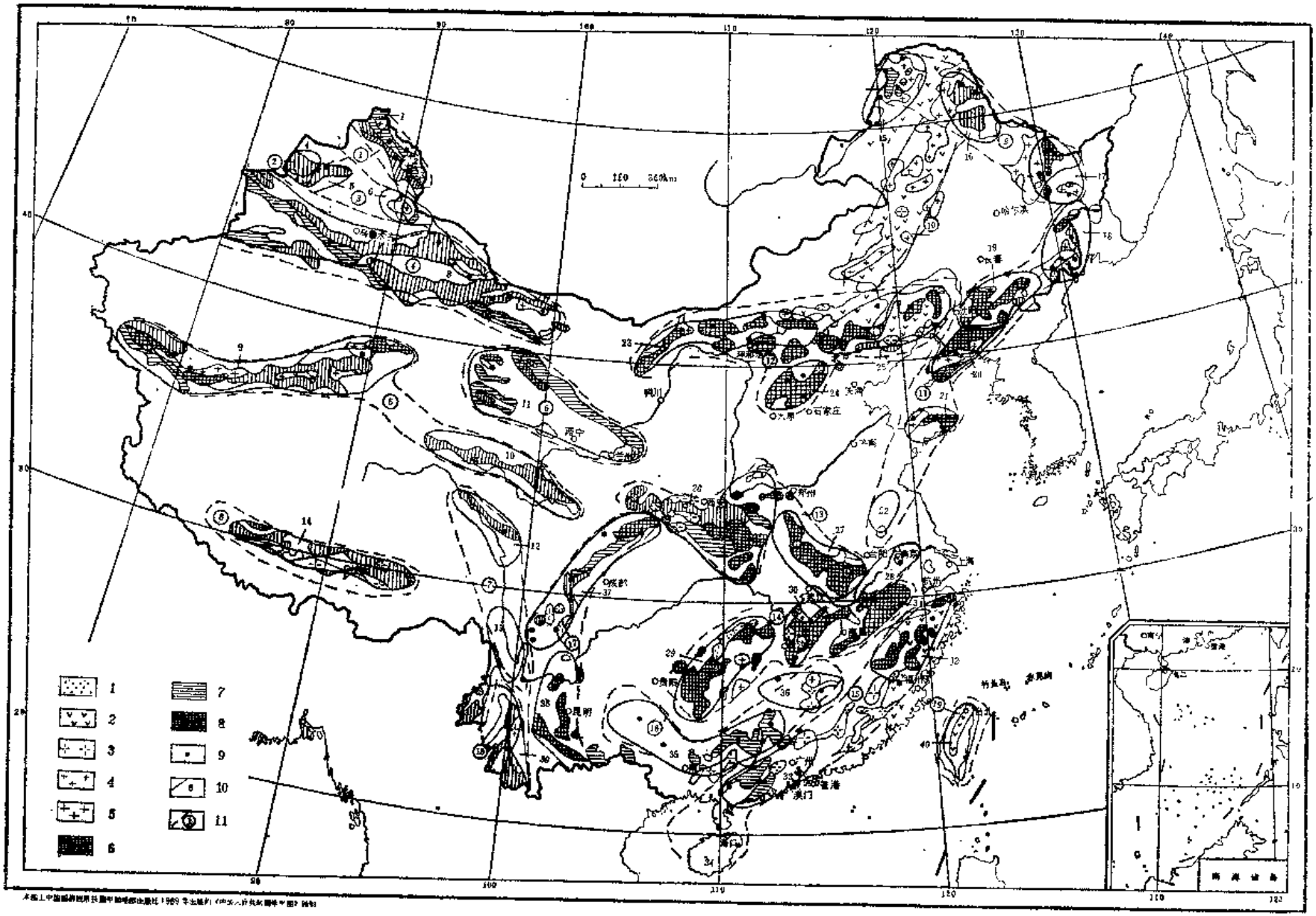


图 7—2　中国金矿成矿区划图

图中成矿带及成矿区编号与名称见表7—5

别发育的地区，砂金也特别发育。目前该成矿域划分 7 个成矿带和13个成矿区(见表7—5)。

本成矿域研究较详细的是北疆阿尔泰、准噶尔、萨吾尔和天山成矿带，已发现有多拉纳萨依、萨尔布拉克、布尔克斯岱一阔尔真阔腊、阿希、望峰、康古尔塔格等大、中型金矿床。天山西部的乌兹别克穆龙套金矿是中亚壳体中举世闻名的超大型金矿床之一。

穆龙套金矿田位于乌兹别克的塔姆德一布拉克市西南部约 50 km 处。

本矿田出露地层为别萨潘组，下部为变质泥岩（碳质云母片岩和云母片岩）、变质粉砂岩、变质细砂岩和厚度不大的硅质岩夹层和透镜体；上部为变质砂岩、变质粉砂岩、变质泥岩（深色炭质千枚岩）呈类复理石交互而成，变质泥岩呈薄层产出，顶部主要为各种复矿变质粉砂岩和变质细砂岩，碎屑物质中除了石英和长石外，还有酸性火山岩和花岗岩碎屑。矿田外围塔斯卡兹甘构造带核部露出塔斯卡兹甘组地层，岩性为黑云母、石榴子石一黑云母、石榴子石一黑云母一堇青石结晶副片岩、副片麻岩、角闪石片岩，下部有一层整合状产出的花岗片麻岩，塔斯卡兹甘杂岩超覆在该组上部，岩性有硅质石英岩、碳酸盐岩、变质火山岩、片理化变质硬砂岩，变质火山岩有阳起石一绿帘石、绿泥石一绿帘石、阳起石一绿泥石一绿帘石正变质片岩和绿帘石化、角闪石化辉绿岩，塔斯卡兹甘杂岩组成规模巨大的卡拉卡德尔一土耳其斯坦一阿赖的蛇绿岩带。矿床受背斜核部和断层的联合控制，具有明显的后成改造叠加成矿的特点。矿田内岩浆活动时代为早二叠世（274—286Ma），成矿时代为晚石炭世到早三叠世（219.4±4.9—315±10 Ma），本矿经历了前地槽阶段、地槽阶段长期的成矿演化的历史。

二、南亚金成矿域

南亚金成矿域在中国境内地质研究程度低，尚未发现有工业规模的金矿床，而南亚壳体陆核中心地带发现举世闻名的印度科拉尔金矿田，我国境内金成矿条件有利，找矿前景尚好，目前暂划分一个金成矿带，即雅鲁藏布江成矿带。该成矿域的金成矿特点是：(1) 早太古代萌陆壳活动区型构造岩浆活动是一个重要的金成矿阶段，其时有强烈的富铁质火山岩喷发和花岗岩侵入，在南亚壳体的陆核形成大型前地槽型的金矿床；(2) 地洼阶段，尤其是燕山一喜马拉雅期的地洼阶段激烈期是重要的成矿阶段，这个时期具有大规模基性、超基性岩浆活动，形成雅鲁藏布江一象泉河和斑公湖一东巧一怒江超基性岩带，它为金矿提供丰富的物质来源，这个时期还形成大型花岗岩侵入体和一系列中、小型中酸性侵入体，伴随有以铜金为主的多金属矿床产出。在地洼阶段，断裂构造成矿活动亦很强烈，形成大规模的深大断裂带，例如雅鲁藏布江深大断裂带，斑公湖一东巧一怒江深大断裂带，这些深大断裂带既控制超基性岩带分布，又控制大的金、铜成矿带的分布。

印度科拉尔金矿床是南亚壳体陆核中产出的超大型前地槽阶段形成的金矿床。它分布于达尔瓦金矿田东部 4.5—6.5km 狭窄的变质火山带内，该火山带组成一个向斜构造，矿区前地槽构造层为太古界角闪岩相变质基性岩，靠近接触带见有含铁石英岩，接触带就是一个退化变质带和片理化带。富铁变质火山岩是在27亿年前形成的、具有幔源特点的基性火山岩。矿床具有后期改造的特点，矿床受向斜和叠加其上的褶皱控制，矿体成脉状产出，绝大多数矿体切割陡倾斜的原始层理，矿体是由岩石强烈变形和塑性变形流动形成，矿柱受南北向劈理带和斜交的断层控制，具有热液矿化蚀变现象。本矿床在19.3—23亿年期间发生强烈的构造变形和变质热液改造，是一个前地槽阶段构造变质热液改造的多因复成矿床。

三、东亚金矿成矿域

东亚金成矿域是我国金矿床产出最多、资源最丰富、成因类型最齐全、成矿作用最复杂、成矿地质条件极为有利的区域，又是我国金矿找矿勘探和开发的重点地区。本成矿域已发现并正在开发许多大型金矿田，如冀东地区、小秦岭地区、胶东地区、长江中下游地区、皖浙赣地区、湘黔桂地区、粤西—海南地区等是我国重要金矿勘探开发基地，这些地区相继发现，勘探了一系列大、中型甚至超大型金矿床。本成矿域金成矿特点是：（1）中生代地洼阶段构造岩浆活动特别强烈，它也是金的重要成矿阶段，本成矿域几乎全部大、中型金矿床都受到地洼阶段的构造岩浆作用的控制；（2）前地槽阶段的构造岩浆活动是极其重要的金成矿作用，前地槽构造层的变质基性火山岩层为金成矿提供了丰富的物质来源，同时又是重要的赋矿空间；（3）地槽阶段的构造岩浆活动也是一次重要的金成矿作用，地槽构造层中变质基性火山岩层，尤其是细碧角斑岩层是重要的矿源层；（4）本成矿域几乎全部大、中型金矿床都具有多因复成的特点，经历了多次活动的复杂的成矿演化历史；（5）地台阶段的基性火山岩也是金矿的一个物质来源，地台阶段形成的钙质碎屑岩和地洼阶段的构造作用是湘黔桂成矿带微粒金矿体的主要控矿因素；（6）由于金具有双重地球化学特性，在本成矿域的许多大型多金属矿床，都伴生有丰富的金矿，有时还形成独立的金矿床，金矿床常常与铜、铅、锌、钨、锑金属矿床共生在同一个矿田内，构成矿种多样的矿化区带；（7）本成矿域的金矿带受深大断裂控制，矿田、矿床受次级断裂控制，在深大断裂汇交地区常常是大型金矿化集中的区域；（8）地洼阶段构造活动强烈，地貌反差大，在岩金矿床分布地区或金矿源层分布地区，常常形成丰富的砂金矿床。目前处于地洼阶段余动期，砂金矿床保存完好，在地洼构造层发育、“潜山”之间的“潜河谷、潜河床”地带，往往是砂金发育地段。在华南地区，含金多金属矿床风化后形成的铁帽中，也常常有金的聚集，形成铁帽型金矿床。

小秦岭成矿带是东亚金成矿域中的一个重要成矿带，它是一个经历了前地槽阶段、地槽阶段、地台阶段和地洼阶段长期的成矿演化历史，兼有构造成矿作用、变质热液和岩浆热液作用的多因复成金矿带。前地槽阶段形成了含丰富成矿物质的太华群结晶基底，为本矿带矿床形成提供了物质来源。地槽阶段从元古宙到加里东阶段末，具强烈的海底火山喷发，形成熊耳群火山岩建造，这时带来新的成矿物质参加成矿，使太华群中含金物质活化再造成矿。本矿带大部分金矿床就是该阶段形成的。地台阶段成矿作用有所表现，但相对微弱。从三叠纪开始进入地洼阶段以来，成矿作用随构造岩浆活动增强而起重要作用，区内含金石英脉穿插了辉绿岩（时代为1.479—1.823亿年），并且充填了文峪花岗岩，同时还有新的含金石英脉形成，说明地洼阶段也是一个重要的金矿成矿时期。

类似于小秦岭成矿带的金矿床见于华北北缘成矿带，兴凯—胶辽成矿带和江南成矿带的金矿床。

四、东亚陆缘金成矿域

是全球金矿重要成矿区域之一。本区域目前除了东海和台湾西部为地洼体制外，大多数还处于地槽体制。该成矿域菲律宾金矿极为丰富，我国台湾地区也产有丰富的金矿床。本成矿域金矿成矿特点是：（1）金矿形成与新生代海底火山岩系密切相关，该火山岩系下

部为细碧角斑岩系，中部为安山岩及其火山碎屑岩为主；上部为中酸性英安岩；（2）矿床多属浅层低温热液矿床，矿床形成时期为晚第三纪，多数为火山岩型金银矿床；（3）金矿床与铜矿床，尤其是斑岩型铜矿床紧密共生，菲律宾斑岩铜矿床中金含量较高，近年金产量最多的10个矿山中，斑岩铜矿床就占了一半，台湾金瓜石金矿床就是金铜复合矿床。（4）本成矿域金矿田受亚洲、东部大陆架与大陆坡的转折线附近区域深大断裂控制。

台湾金瓜石金铜矿床产于台西地洼区的基隆地区。矿区内为中新世页岩和钙质砂岩、更新世英安岩岩盘侵入其中。极大部分矿脉产于蚀变英安岩侵入体以及侵入体附近的钙质砂岩中（图7—3）。金铜矿化主要形成于矿化中期，以锑硫砷铜矿和自然金为主，金、铜矿体主要产于角砾岩筒内，与火山机构密切相关。

在台东—菲律宾地槽区与台西地洼区过渡地带还有丰富的金铜矿床或矿化，如奇美、都兰山、兰屿、铜山、铜门等，是我国重要的金铜成矿带之一。

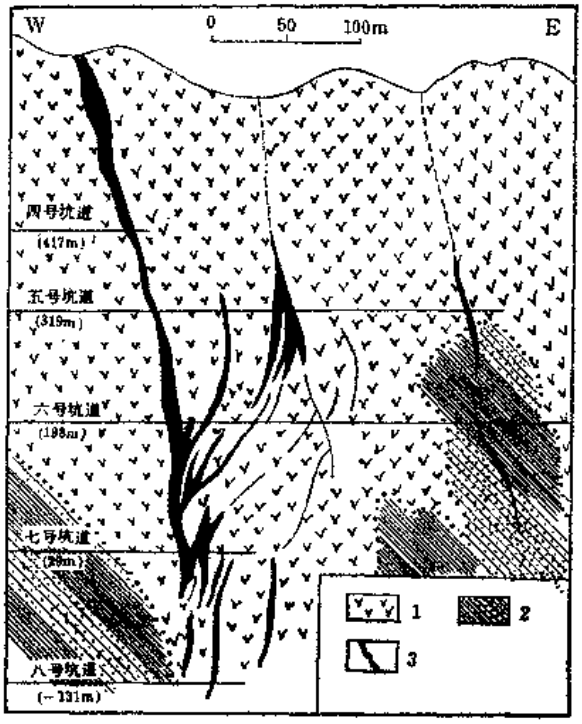


图 7—3 金瓜石矿床地质剖面图
1—英安岩；2—中新世砂页岩；3—矿脉

第三节 中国金矿成矿远景预测

中国横跨中亚、南亚、东亚大陆和东亚大陆坡的广大区域内，地壳都经历原始陆壳、胚陆壳、萌陆壳、原陆壳和地槽、地台、地洼的各种体制的漫长的大地构造演化和金矿成矿演化的历史，在中国境内形成矿产资源丰富、矿床类型齐全并且有多因复成特色的金矿床，这些金矿床遍布中国四个成矿域、19个成矿带和40个成矿区内。

目前我国黄金生产持续稳步增长，年递增率至少在4—8%左右，部分达到10—14%，1978年比1977年增长了22%，我国黄金资源预测总量近万吨。黄金资源分布特点是：（1）所获工业储量中，虽然主要产金省如山东、河南、黑龙江、辽宁、河北、陕西、四川等仍

将提交大量储量，但是又有一批新的金矿基地发现，这些新的基地遍布贵州、云南、甘肃、广西等边远地区。(2)在预获的储量中，岩金占很大的比重；(3)“七五”末期及“八五”期间所获得的岩金储量的1/3金矿属微细粒浸染型；(4)目前我国黄金重点基地为华北北缘成矿带、华中成矿带和兴凯—胶辽成矿带，这些地区金矿勘探深度一般在800m以内，而采掘深度一般在400m以内。针对上述我国黄金资源勘探开发现状和金矿成矿规律，为了继续保持我国黄金生产稳步生产势头，黄金地质科研预测要重点突破三个方面：(1)加强胶东、小秦岭和华北北缘的深部预测、找矿和勘查；(2)大力开展老矿山外围的预测和找矿；(3)开展新的成矿区带预测和找矿勘查。

一、深部预测和找矿

预测的理论依据：成矿条件其中包括构造条件、温度和压力，岩石的物理性质和含矿热液的化学性质随着深度的变化而成有规律的变化，研究表明，(1)成矿垂直分布深度最深达数十公里，但实际上矿化只有很小的间距，少数达10km，一般为2.5km—5km；(2)对于某一个具体的矿床类型和具体的地区而言，矿床形成存在一个最佳成矿间距；(3)对于不同类型的金矿床而言，成矿间距是有差别的，按照矿床形成深度不同，分为深成矿床(大于3000m)、中深成矿床(1500—3000m)和浅成矿床(小于1500m)。对于深成矿床而言，矿化间距一般为3000—4000m和2000m，对于中深成矿床而言，垂直矿化间距一般达500—1000m，而浅成矿床垂直矿化间距为800—1500m。(4)对于具有大深延的超大型金矿而言，矿床沿垂向的递变规律不明显。对于含金的铜、铅锌多金属矿田，往往出现垂向上各种矿化的分带性，金可能在铜铅锌矿床的深部和外围呈独立金矿产出；(5)在实践上，南非兰德金矿西部最大开采深度达4100余米。印度科拉尔金矿田矿化垂直间距超过了3300m。俄罗斯在科拉半岛施工CT-3孔在9500m到11000m深度见有较好的金矿化，乌兹别克穆龙套金矿田施工CT-10超深钻在2397m到2404m处见到品位较富的工业矿体。我国山东台上金矿床，在907.31—949.60m见真厚度32.49m，金品位达5.49 g/t的主矿体，在977.71—1048.62m见到4层假厚度为1.50—8.99m，金品位2.23—3.25g/t的支矿体，与斜距400m的上部主矿体对比，品位变化只有0.05 g/t，厚度变化只有0.1m，显示矿体延深非常稳定。在江西德兴银山矿区，钻探揭露深度达1510m，深部见了7层铜、金矿层，使矿量倍增。据天津冶金地质研究院用丰度法计算，预测胶东金矿区金矿资源总量为5470—8268 t (宫润潭，1989)，小秦岭金矿田，在1050m标高以上资源总量为1192 t (栾世伟，1985)，该矿田金矿出露标高为1700—1900m，而目前勘探深度一般为400m，因此深度找矿潜力很大。

目前，我国金矿深部找矿潜力很大的成矿带和成矿区有：华中成矿带的秦岭成矿区和长江中下游成矿区、华北北缘成矿带的冀东成矿区和兴凯—胶辽成矿带的胶东成矿区等。

二、老矿区外围预测找矿

这是缓解矿量危机一种很有效的办法。世界有许多老矿区，经过深入的科学研究，而发现新的大而富的矿体。这里特别强调的是，由于金具有地球化学的两重性，因此，金矿床常常与铜、铅、锌、钨、锑等矿床产出，或者作为伴生组分产出，或者呈独立金矿产出，因此除了在老金矿外围找矿外，以前发现大中型铜、铅、锌、钨、锑矿床外围和深部寻

找独立的金矿床。后者有八大关地区、天山地区、阿尔泰南缘、秦岭—大别山地区、皖浙赣区、丽水、建瓯地区，湘南地区、湘东北-赣西北地区、长江中下游地区、中条山地区、玉龙—雪鸡坪地区等。

三、新的找矿勘查基地的预测找矿和勘查

预测的依据有：根据中国大地构造特征，金矿控矿条件和成矿规律分析，中国金矿床预测依据是：（1）太古宇变质基性超基性火山岩分布地区；（2）地槽阶段基性、超基性岩浆活动强烈的地区；（3）中新生代地洼阶段中酸性岩浆岩和火山岩发育的地区；（4）断裂构造发育并长期活动的地区，尤其是深大断裂通过和汇交的地区；（5）具有大型铜、铅、锌、钨、锑矿床分布的地区并发现有金矿床（点）的地区；（6）大地构造单元的邻接地区或过渡地区。根据以上的预测依据，我国金矿床预测有利成矿带有：(1) 阿尔泰成矿带；（2）天山成矿带；（3）祁连山成矿带；（4）玉龙—雪鸡坪成矿带；（5）小兴安岭成矿带；（6）兴凯—胶辽成矿带；（7）华北北缘成矿带；（8）华中成矿带；（9）江南成矿带；(10) 华夏成矿带；(11) 湘黔桂成矿带；(12) 川滇成矿带。而昆仑地区、滇西地区、大兴安岭地区、雅鲁藏布江地区和台湾地区金矿成矿远景有待进一步研究。

第八章　构造应力场与金成矿关系

第一节　概　　述

构造（动力）可使受其作用的地质体内部的物质发生调整，物质调整的范围可称为物质场。应力场与物质场对应产生，因此，构造应力场与物质场紧密联系，它们都是大地构造运动的表现形式。我们进行金成矿的构造应力场与物质场的研究，就是将构造运动与由此而产生的物质变化及其发生的金的成矿作用紧密结合起来，以求得对物质运动及其伴随发生的金成矿过程的本质认识[46]。在含金地质体或金的矿源层受构造（动力）长期作用及发生演变过程中，组成它的岩石、矿物甚至元素、化合物的组合都必然受到应力场的制约，构造应力场的应力梯度分布规律使受其作用的金及其伴生元素的分布表现出一定规律，这些成矿物质分布规律性就体现于：在构造应力作用下物质的集中、分散、运移规律。从金成矿角度来说，就是金及其伴生元素在一定的构造应力部位富集的效应[47]。结合第二章海南岛西部戈枕金矿带形成过程的认识，研究其构造应力场与金及其伴生元素变化的统一对应规律，可归纳为：①构造应力场对金及其伴生元素的分异及化合效应；②构造应力引起与金成矿有关的同位素和稀土分馏效应；③构造应力引起成矿物质迁移规律。

第二节　戈枕金成矿带构造应力场特征

一、金矿带产出特征

出露在海南岛西部的戈枕韧性剪切带，是一条狭长的线性强应变带，它北起昌江县，向西南方向经土外山、抱板、二甲直至东方县的公爱，呈北东40°分布在前寒武纪抱板群变质系和花岗（质）岩石中，全长约60 km，宽12 km，整体受紧闭背斜构造控制，地表呈长扁卵形，总体倾向北西，倾角陡达70°—85°（参考图2—1）所示。剪切带具规模大，延续性好的特点。剪切带内有水尾、土外山二甲、抱板不磨等金矿床，是目前海南岛最大的金矿成矿带❶。

二、构造应力场特征

通过对该区构造地质的野外观测和研究，戈枕金矿成矿带在大地构造与成矿过程中，处在一个受压剪作用下的长板状的地体质。为此，我们可利用南北向和北东—南西向联合挤压应力作用为其几何边界条件，同时考虑到压应力作用使其内部形成均匀的应力状态，来研究剪力作用在地质体内的应力分布，从而建立一定性概念，用以研究戈枕金矿带所处

❶ 赵吉良，海南抱板—土外山金矿地质特征及成因探讨，金银矿产选集，1989

的地质体内部在剪切变形演化过程中的应力分布状态。在以长 60 km、宽 12 km长板形为边时，其内部应力状态，我们根据弹性平板屈曲理论，通过电子计算机进行数据处理，将求出的最大主压应力值（δ_1）、最小主压应力值（δ_2）最大剪应力值（τ_{max}）的相对值用等梯度曲线输出，并指令打印等值曲线分布图（图 8—1，图 8—2，图 8—3）（见插页）。

第三节　戈枕金成矿带构造应力场与物质场的关系

一、构造应力场与物质场调整的宏观分析

据图 8—1—3 应力场数学模拟可知：

（1）从戈枕金矿成矿带 $60\times12\ km^2$ 范围的应力场数学模拟（图 8—1）最大主压应力 δ_1 特征值线图中看出，其中存在着一个高应力区和二个低应力区，二个高、低应力间过渡区。低应力区集中在应力场模拟的边部，高应力区分布在应力模型的中心部位，过渡区在两部位之间。将最大主压应力特征等值线图与戈枕成矿带地质体（地层、矿体）进行对照分析，可知，在 $(58—60\times12)km^2$ 之间的范围内，正好是花岗—绿岩带所出露的范围。它的分布受背斜构造控制，因此，这一模拟较可靠地证实了花岗—绿岩带呈椭球卵形分布的特征，其分布与应力场分布相一致。此外，北东部的低应力区与石碌群相对应，石碌群地层属于复式向斜控制。

（2）在最大剪应力（τ_{max}）特征值曲线图上（图 8—2），从所模拟的戈枕金成矿带的 $60\times12\ km^2$ 范围看，明显出现了四组呈斜列式、整体为 NE 方向的剪应力特征曲线图。每组均出现高应力区和低应力区相间排列的三个特征曲线图，将它与戈枕金成带地质体相对应发现具有很好的规律：四组呈斜列式分布的剪应力图分别对应着戈枕金成矿带南泡河—上外山、抱板—牛岭，二甲—大田，公爱—布磨四个矿田分布区。将应力场分布与上外山金矿区金（Au）异常进行对照，发现剪切带边界的 NE、NW、SW 分别出现一个金异常，这些异常都分布于戈枕花岗—绿岩带中。一般认为，剪应力是物质迁移和塑性流动的最主要动力，剪力线的方向也就是物质运移的方向，戈枕金成矿带含矿物质在剪力作用下，按剪力方向进行流动并在应力低区集中，这也说明为什么矿床往往位于剪切带边部而不在中心（高应力区）的强剪应力区。

（3）最小主应力的特征曲线与戈枕金成矿带整体呈长椭球卵形相对应（图 8—3）。它与（δ_2 相比，应力明显减小，并出现负值，说明在 $60\times12\ km^2$ 范围以外，δ_2 具有最大负值，这与背斜构造两翼为拉伸区致。

二、应力场与物质场的微观分析

（一）主要元素分布特征

图8—4是土外山—抱板金矿区横穿戈枕断裂 0 线剖面主要成分变化与应力梯度(ΔD)关系图。从图反映：沿 NW 320° 至 SE 140° 方向上 SiO_2 和 K_2O、MgO 和 CaO 变化趋势相同，Al_2O_3 和 Fe_2O_3 变化趋势相反，应力集中区的 SiO_2、K_2O、Na_2O 含量增高；相反 Al_2O_3、CaO、MgO、Fe_2O_3 在低应区含量增高。从背斜构造分析可知，MgO、CaO、Fe_2O_3 在核部偏低而 SiO_2、Al_2O_3、K_2O 偏高；在翼部 MgO、CaO、Fe_2O_3 则偏高。SiO_2、

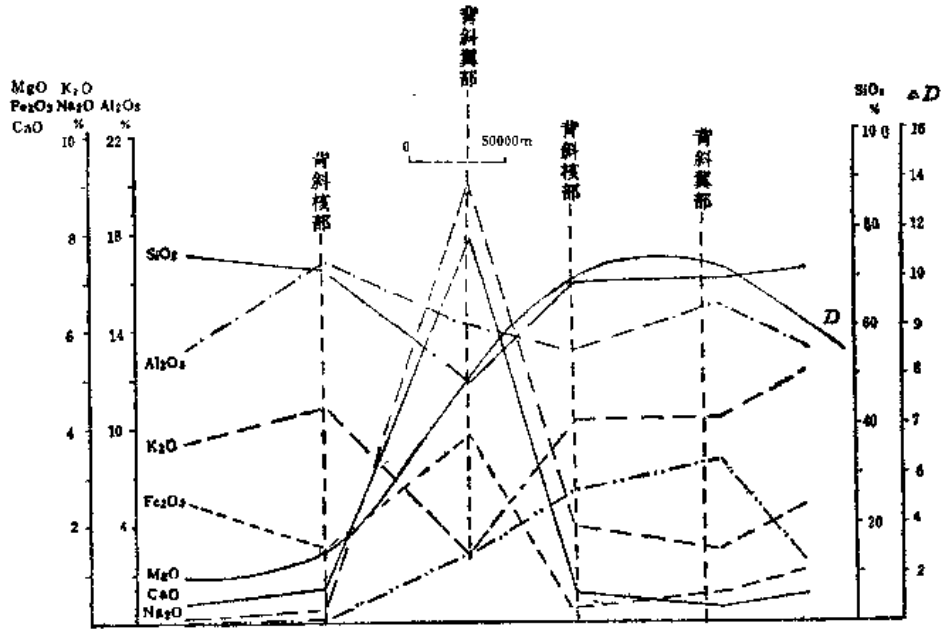


图 8—4　土外山—抱板金矿区横穿戈枕断裂 SE 140° 0 线剖面主要成分变化与应力梯度关系图

Al_2O_3、K_2O 则偏低，从应力角度分析背斜核部为挤压区（高应力区）；而两翼为拉伸区（低应力区），因此 SiO_2、Al_2O_3、K_2O 具有向高应力区迁移而 MgO、CaO、Fe_2O_3 向低应力区迁移的特点。主要元素的变化特征，反映出应力对物质的调整作用在于压溶元素向低应力区向高应力区（糜棱岩区）扩散，不压溶元素则向低应力区扩散。

（二）Fe_2O_3/FeO（氧化度）特征

戈枕金成矿带，由于应力梯度的变化，引起其内部物质进行调整，在调整过程中，氧化度发生变化，而且与应力梯度变化有一定规律，表 8—1 是抱板—土外山金矿区由矿体中心到围岩氧化度与应力变化趋势统计表。

表 8—1　抱板-土外山金矿区由矿体中心向外(至外围)氧化度统计表

岩　　性	所处位置	统计样数	Fe_2O_3/FeO值	应力变化趋势
石英绢云母片岩	矿体围岩	15	0.885	应力逐渐增加
糜棱岩化斜长石化角闪片岩	矿体围岩	6	0.162	
糜　棱　岩	矿体围岩	15	0.200	
蚀变糜棱岩	矿体围岩	4	0.7943	
矿　　体	矿体中心	4	1.537	

从表中可以看出，糜棱岩化斜长角闪片岩到矿体，Fe_2O_3/FeO 比值明显增高。随着变形加大，应力集中，氧化度有增加趋势，与戈枕金成矿带于氧化环境下形成一致。

拉森指数 $LDI = 1/3\,SiO_2 + K_2O - (CaO + MgO + TFe)$ 是一个综合性的地球化学参

数，通常用来反映一个地区不同岩体从早期到晚期由基性向酸性演化，LDI 逐渐增大的状况。据戈枕金成矿带所在区由于强烈剪切带构造作用导致物质的塑性流动，形成糜棱岩化斜长角闪片岩等特点，将 LDI 加以推广使用，用以探讨应力引起基性成分向酸性转化过程中特点。

从图中可以看出，应力值越高，拉森值也逐渐由负值向正值转化，因此应力低区的拉森值低，应力高区拉森值高。也说明随着糜棱岩化增强，应力的集中，SiO_2 含量增大，因而LDI 值也增大。

（三）剪切带矿物成分的变化

由于元素自身性质的差异，在动力作用下不同元素就表现出不同的地球化学行为。目前研究认为，在剪切作用过程中，剪切带内的硅酸盐矿物（如长石、角闪石、云母等）由于其晶体结构构造特点及其内部的一些空位缺陷，在应力作用下变得不够稳定，其中的 K、Na、Mg、Fe 等组分向主剪切带边部迁移，结果导致矿物成分变化，这种效应可称之为构造应力的分异及化合效应。

戈枕金成矿带韧性剪切带中的糜棱岩化岩石及糜棱岩，尤其是千糜岩和超糜棱岩常常发育很多深浅相间的条带，条带宽 0.1 mm—数厘米不等，主要由长英质条带和云母层带组成。认为分异条带是构造应力作用下、SiO_2 溶解析出，残余组分形成云母层的结果。因此可以推导，随着构造变形程度的增加，剪切带内就会产生矿物组分的巨大调整。对戈枕剪切带下矿物统计表明：糜棱岩中石英占 43.25%，钠长石 16.50%，钾长石为 14.24%，钙长石 12.03%；糜棱岩化花岗岩中分别为 32.09%，19.46%，23.28%，15.07%，糜棱岩化斜长角闪片岩中分别为 0.00%、11.51%、2.72%、28.91%。上面统计可得如下结论：随着应力集中，变形作用加大，石英逐渐增加，钙长石逐渐减少，岩石在糜棱岩化过程向更酸性程度转化。

（四）微量元素分布特征

在戈枕金成矿带，目前所见大部分剪切带，在形成后均有热液作用（贯入与蚀变），因此在研究剪切带元素与迁移富集规律前，进行构造筛分，以分出剪切带及期后热液作用的产物。石英绢云母片岩中含量比较偏高的是 Zn、而 Ba、Cu、As、Ni、Sb、Pb、Au、Ag 都普遍偏低；糜棱岩化长角闪岩中 Cu、Zn、Ni 偏高，而 Au、Ag、Sb、As、Ba 偏低；糜棱岩中 Ba、Zn、As、Pb、Sb、Au 偏高，而 Au、Ni 偏低；蚀变糜棱岩中 Ag、Au、Pb 偏高，而其它元素偏低；破碎角砾岩中 Zn、As、Pb、Au、Sb 偏高，而 Ni、Cu、Ba 偏低。由此可知，随着糜棱岩化程度增加，应力加大，Zn、Cu、Ni 有降低趋势，而 Ba、As、Pb、Au、Ag、Sb 趋于增加。此外，后期热液对糜棱岩有明显的叠加作用。

从背斜构造看，在背斜核部（挤压区），明显富集的元素有 Cu、Zn、Ba、Ni、As、Au，在两翼（拉伸区），则富集有 Ag、Pb、Sb 等元素。即强应力区明显富集亲硫元素及亲铁元素。

（五）元素比值与应力关系

元素比值更能客观反映元素与应力关系变化：

（1）Rb/Sr 比值。Rb、Sr 是分散元素，Sr 主要在岩浆早期阶段富集，而 Rb 则恰恰相反。因此火成岩中 Rb/Sr 比值随着分异程度的增加而变大。由于戈枕金成矿带糜棱岩化斜长角闪片岩的原岩为基性火山岩，而糜棱岩化过程中出现类似于岩浆活动的塑性流

动，因此可借助于 Rb/Sr 比值来探讨糜棱岩化过程中 Rb/Sr 随应力的变化情况。

石英绢云母片岩中 Rb/Sr 比值为最高，糜棱岩化斜长角闪片岩最低。Rb/Sr 变化特征比值表明，随着糜棱岩化程度增大，Rb/Sr 增大趋势。

（2）δ Eu。δ Eu 异常系数很灵敏地反映某种体系内的地球化学状态。δ Eu 值在 REE 值能明显反映岩浆的分异程度。借助于 δ Eu 大小可以反映在构造应力作用下岩石的演化规律。随着糜棱岩化程度加大，δ Eu 值趋于减小，即随着变形加大，应力集中，δ Eu 逐渐减小。

（3）Sm/Nd 特征。原子序数为 62 的 Sm 与原子序数为 60 的 Nd 是相邻的两个偶数元素，它们的含量一般较高，分析值也比较准，故其比值相对较稳定。Sm/Nd 比值是反映 REE 分馏程度的重要参数之一，一方面它反映岩石或矿物的形成条件，另一方面也是反映物质来源的一个重要参数。因此，结合应力梯度分析，可以反映 Sm/Nd 的变化规律。随糜棱岩化程度增强，变形加大，Sm/Nd 比值趋于增大，越接近断裂，由于应力释放，Sm/Nd 减小。

（4）ΣCe/ΣY 特征。ΣCe/ΣY 是 REE 地球化学中的一个重要参数，由于它是 LREE 之和与 HREE 之和的比值，与其它单元比值（如 La/Yb、La/Lu）相比，更能全面地反映 REE 的分馏程度。ΣCe 的碱性较强，ΣY 的碱性较弱，随着岩石从早期向晚期的演化，ΣCe/ΣY 比值逐渐增大，即 ΣCe 在岩石演化晚期趋于富集。随着糜棱岩化作用增强，应力集中，REE的分馏程度越高，ΣCe越富集，ΣY越亏损，反之则分馏程度低。

（六）稀土元素特征

图8—5是剖面稀土元素与应力梯度（ΔD）变化曲线图，图中反映了稀土元素（LREE

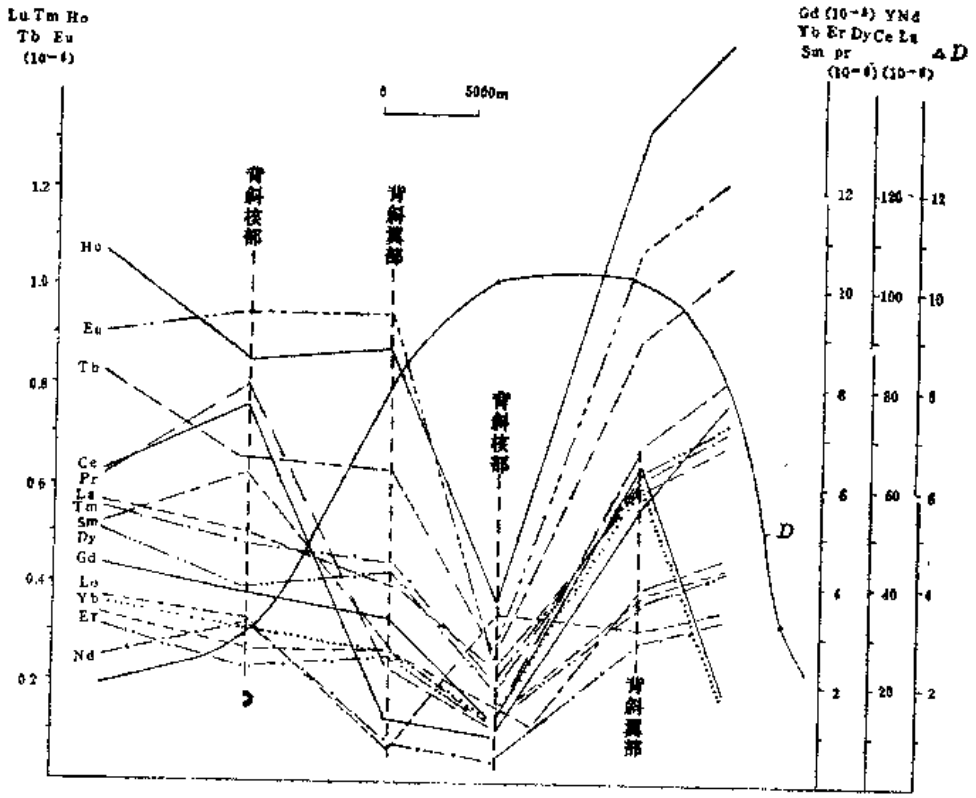


图 8—5　剖面稀土元素与应力梯度变化曲线图

与 HREE）具有较为相似的变化特点。但从图看出，在糜棱岩系列中稀土元素变化曲线则呈一“V”字形态。结合背斜构造，在背斜核部，稀土元素（除 La 外）具有明显的亏损度，而两翼则稀土富集，说明随着压应力在核部集中而两翼处于拉张条件下，稀土元素自高应力区向低应力区迁移，但迁移的程度都相同，这种现象可称可稀土元素的构造迁移规律。

（七）岩(矿)石中石英晶胞参数特征

由于应力作用必然影响到岩石变形，而变形过程本身就是物质按一定应力方位重新调整的过程。这种调整主要是通过矿物晶体结构（如晶胞参数）的变化来进行的。因此，可将应力与晶胞参数相结合来研究微观变化，表 8—2 是岩（矿）石中石英矿物晶胞参数与

表 8—2　戈枕金矿带岩（矿）石中矿物晶胞参数与应力强弱变化表

晶胞参数 / 测定项目（样品数）	D—CELL a	D—CELL b	D—CELL c	D—CELL v	应力的强弱
金矿石中石英（4）	4.9158123 4.9150080—4.9167880	4.9158123 4.9150080—4.9167880	5.4065100 5.4053200—5.4073360	113.146 113.102—113.201	
含金蚀变糜棱岩中石英（2）	4.9155800 4.5190080—4.9161520	4.9158123 4.9150080—4.9167880	5.4065100 5.4053200—5.4873360	113.140 113.114—113.166	应
花岗质糜棱岩中石英（1）	4.9158670	4.9158690	5.4063220	113.114	力
糜棱岩长英质脉中石英（1）	4.9179760	4.9179760	5.4079720	113.276	
糜棱岩化花岗岩中石英（3）	4.9149243 4.9144550—4.9158850	4.9149243 4.9144550—4.9158850	5.4056983 5.4054950—5.4862890	113.088 113.065—113.122	增
花岗岩中石英（3）	4.9154837 4.915118—4.9157570	4.9154837 4.915118—4.9157570	5.406337 5.4061220—5.4865810	113.127 113.109—113.145	强
国际标准资料JCPDS	4.937390	4.9137390	5.4052350	113.003	

应力场特征表，从表可以看出，同国际标准资料（JCPDS）中 a^0、b^0、c^0、v^0 相比，戈枕金矿带岩（矿）石中石英的晶胞参数 a、b、c、v 普遍增高，其中以糜棱岩长英脉中 a、b、c、v 值最大，而糜棱岩化花岗岩中 a、b、c、v 值最小；自糜棱岩花岗岩则花岗质糜棱岩 a、b、c、v 都有增大趋势，因此应力集中。变形增大，晶胞参数也增大，说明应力直接影响矿物晶体结构，从而改造矿物的光学性质，这就是糜棱岩中矿物表现出各种晶形的主要原因。

（八）岩(矿)石中矿物包裹研究特征

1．包裹体温度的特征

表 8—3 是矿物包裹体均一温度和爆裂温度的变化范围及平均值表。

（1）爆裂温度：对花岗岩中石英、糜棱岩化花岗岩中石英、花岗质糜棱岩中石英包裹体的爆裂温度测定表明，花岗质糜棱岩中石英爆裂温度稍大于花岗岩和糜棱岩化花岗岩中石英包裹体爆裂温度。这一点可以说明，随着变形强度增大，应力集中，裹体爆裂温度升高。

（2）均一温度：表 8—3 列出了两套糜棱岩系列的岩石中石英包裹体均一温度。它

表 8—3 戈枕金成矿带矿物包裹体均一温度及爆裂温度与应力场特征关系

测试项目（样品数）	爆裂温度(℃)		均一温度(℃)		剪应力变化强弱
	变化范围	平均值	变化范围	平均值	
金矿石中石英(13)	300—480	337.5—420	218—260	249	剪应力增强 变形加大
花岗质糜棱岩中石英(13)	300—440	350—420	200—324	275	
糜棱岩化花岗岩中石英(3)	350—480	403—450	180—360	270	
花岗岩中石英(25)	320—470	347—407	210—360	271	
斜长角闪片岩糜棱岩化中石英(7)			161—199	184	剪应力增强 变形加大
糜棱岩中石英(25)			150—380	222	
超糜棱岩中石英(22)			180—340	223	

表明，随着糜棱岩化程度增强，无论是花岗岩→糜棱岩化花岗岩→花岗质糜棱岩还是从糜棱岩化斜长角闪片岩→糜棱岩→超糜棱岩，均一温度逐渐升高。也就是随着变形作用加大，剪应力增强，均一温度也升高，这个特征和爆裂温度一致。对断裂带构造岩沿深度的变化来说，温度随深度(体现在应力上)的加大而增高，是变形向塑性和流变的重要条件。一般来说，剪切作用必伴随机械能向热能的转化，因此，剪切带内糜棱岩系列温度逐渐升高，往内侧则逐渐减少，因而也就反映在成岩成矿时的岩石、矿石形成温度的变化。

2．岩石中石英包裹体大小及气液相比变化特征

对包裹体大小气液相比大量统计表明（表 8—4），从花岗岩→初糜棱岩→超糜棱岩；气液相比逐渐减小，包裹体大小有变小趋势。这说明，剪应力变化对包裹体大小、气液相比均有一定的影响，强剪切力部位不利于包裹体的增大。

表 8—4 戈枕金矿带岩石包裹体大小、气液相比与应力场关系对照表

分析项目 / 岩（矿）石（样品数目）	包体大小（μm）		气液相比(%)		应力强弱变化
	变化范围	平均值	变化范围	平均值	
超糜棱岩中石英（22）	3×3—5×9	5×4	10—30	15	剪应力作用增强
糜棱岩中石英（22）	4×2—5×7	4.8×3.9	10—40	19.6	
糜棱岩化花岗岩中石英	4×2—12×8	6.0×6.0	10—30	19.35	
花岗岩中石英（36）	2×4—8×10	5×5	15—25	20	

3．岩（矿）石中矿物包裹体气相成分、金含量与剪应力特征

表 8—5 分析了包裹体气 CO_2、CO、CH_4、H_2O 及包裹体中金含量，CO_2 是包裹体中最重要的最常见的气体，在成岩成矿过程中起重要作用，它可形成 CO_2 气晕。一般来说，CO_2 具有从高应力区向低应力区运移特点。从表 8—5 可知自花岗岩→糜棱岩化花岗岩 CO_2、Au、H_2O 逐渐减小，而 CO、CH_4 逐渐增大，说明变形加大，应力集中，不利于 CO_2、Au 的富集。而从糜棱岩化花岗岩→矿化蚀变糜棱岩→金矿石看，CO_2、Au、H_2O 又

表 8—5　岩（矿）石中矿物包裹体气相成分、Au含量与剪应力特征表

测定项目（样品数） \ 包裹体中成分	CO_2(mol/100g)		CO(mol/100g)		CH_4(mol/100g)		H_2O(mg/100g)		Au	剪应力变化
	变化范围	平均值	变化范围	平均值	变化范围	平均值	变化范围	平均值	($\times10^{-9}$)	
金矿石中石英(4)	1.73—3.39	2.66	6.07—15.11	10.40	1.78	0.19	55.01—154.51	102.95	17.02	剪应力逐渐增强
矿化蚀变糜棱岩中石英(3)	2.0—7.25	4.83	2.46—12.36	16.17	0.18—2.15	1.39	112.10—124.17	120.12	11.17	
糜棱岩化花岗岩中是石英(3)	1.61—3.74	2.03	5.02—39.87	16.92	1.07—2.2	1.16	15.35—94.10	59.11	5.31	
花岗岩中石英(3)	1.66—3.7	2.83	2.31—39.07	14.94	0.91	0.30	38.22—94.10	66.96	11.5	

有增加趋势，这与后期热液带来成矿物质叠加有关。

4．岩（矿）石中矿物包裹体液相成分特征

从表 8—6 看出，自花岗岩→糜棱岩→金矿石（糜棱岩中长英脉），K^+、Mg^{2+}、Fe^{3+}、Cl^-有逐渐升高的趋势，而 Ca^+、HCO_3^-、F^-、SO_4^-则逐渐减小，pH 值也有向中性转化趋势。一方面，说明应力导致液体成分在不同变形岩石中的分配规律，强剪应力区有利于 K^+、Mg^{2+}、Fe^{3+}、Cl^-的富集，弱应力区则有利于 HCO_3^-、F^-、SO_4^-的富集；另一方面，也说明剪应力可导致氧化还原条件变化，强剪应力区为氧化环境，弱剪应力区为还原环境。

表 8—6　戈枕金矿带岩(矿)石中矿物包裹体液相成分与剪应力特征对比表

测定项目（样品数） \ 包裹体中成分	K^+ ($\times10^{-6}$)		Na^+ ($\times10^{-6}$)		Ca^{2+} ($\times10^{-6}$)		Mg^{2+} ($\times10^{-6}$)		Fe^{3+} ($\times10^{-6}$)		应力强弱变化情况
	变化范围	平均值	变化范围	平均值	变化范围	平均值	变化范围	平均值	变化范围	平均值	
金矿石(5)	0.52—1.19	0.936	0.19—1.00	0.502	0.02—1.40	0.35	0.01—0.66	0.25	0.04—0.27	0.17	剪应力增强
矿化蚀变糜棱岩(3)	0.17—0.45	0.29	0.17—0.26	0.29	0.14—1.40	0.77	0.03—0.52	0.23	0.04—0.26	0.12	
糜棱岩化花岗岩(3)	0.17—0.32	0.24	0.19—0.40	0.23	0.65—4.10	2.11	0.12—0.26	0.17	0.06—0.09	0.07	
花岗岩(3)	0.16—0.19	0.17	0.24—0.29	0.27	0.33—4.93	2.25	0.06—0.22	0.14	0.85—0.88	0.86	
金矿石(5)	1.44—2.06	1.85	0.028—0.35	0.18	0.26—0.46	0.38	0.82—1.84	0.94	6.85—7.71	7.28	
矿化蚀变糜棱岩(3)	1.38—4.63	2.93	0.034—0.72	0.27	0.16—0.67	0.37	0.69—1.12	0.91	6.88—7.58	7.32	
糜棱岩化花岗岩(3)	2.07—3.58	2.86	0.11—0.86	0.49	0.14—0.68	0.39	1.22—2.26	1.59	6.75—6.88	6.89	
花岗岩(3)	0.76—4.98	2.36	0.14—1.61	0.88	0.16—0.39	0.24	0.66—4.86	2.22	7.89—7.63	7.31	

5．矿物包裹体盐度、电导率特征

盐度可以确定矿液流动方向，在一系列样品中出现明显的盐度梯度，而矿液流动方向是与构造应力梯度一致的，因此通过研究盐度梯度可以和构造应力梯度相对照，从而获得一定规律。

表 8—7 是岩（矿）石中矿物包裹体中盐度、电导率数值表。从表查知，花岗岩→糜

表 8—7　戈枕金矿带岩(矿)石中矿物包裹体盐度、电导率与剪应力对应表

测定项目 / 岩矿石（样品数）	盐度(wt%)NaCl		电导率(μV/cm)		K^+/Na^+	$Na^+/(Ca^{2+}+Mg^{2+})$	剪应力强弱
	变化范围	平均值	变化范围	平均值			
金矿石(5)	1.95—6.65	3.01	9—32	19.92	1.31	16.60	剪应力增强
矿化蚀变糜棱岩(3)			8—23	16.32			
糜 棱 岩	1.90—5.70	5.27			1.44	1.21	
糜棱岩化花岗岩(3)	2.95—4.75	3.17	14—27	20.53	2.16	0.87	
花岗岩(3)	5.05—7.00	6.22	7—48	21.67	0.75	0.11	

棱岩化花岗岩→糜棱岩，盐度有减小趋势；Na^+/Mg^{2+}，K^+/Na^+ 都趋于增大。这些变化，一方面说明成矿液具有由花岗岩→糜棱岩化花岗岩→糜棱岩运移而使盐度减小特点；同时也说明，这种流动方向与剪应力梯度一致。使成矿物质趋于在较强应力部位集中。

此外，电导率和盐度变化趋势相同，说明成矿溶液导电强弱与盐度有关，受一定的剪应力梯度控制。

（九）同位素研究

1．$^{208}Pb/^{204}Pb$、$^{207}Pb/^{204}Pb$、$^{206}Pb/^{204}Pb$ 特征在自然界中，除 ^{204}Pb 外其余是放射成因的。因此，在地质体演化过程中这些铅的同位素，必然发生一定变化。我们分析了岩石中长石铅同位素比值，并作图与应力场变化对应（图 8—6）。从图 8—6 看出，$^{208}Pb/^{204}Pb$、$^{207}Pb/^{204}Pb$、$^{206}Pb/^{204}Pb$ 的变化曲线基本相同，但三者在剪切带中都具有相对富集趋势，它反映了构造应力对 Pb 同位素具有一定影响，构造活动强烈地区，构造应力强，从而使 ^{208}Pb、^{207}Pb、^{206}Pb 相对含量增大。

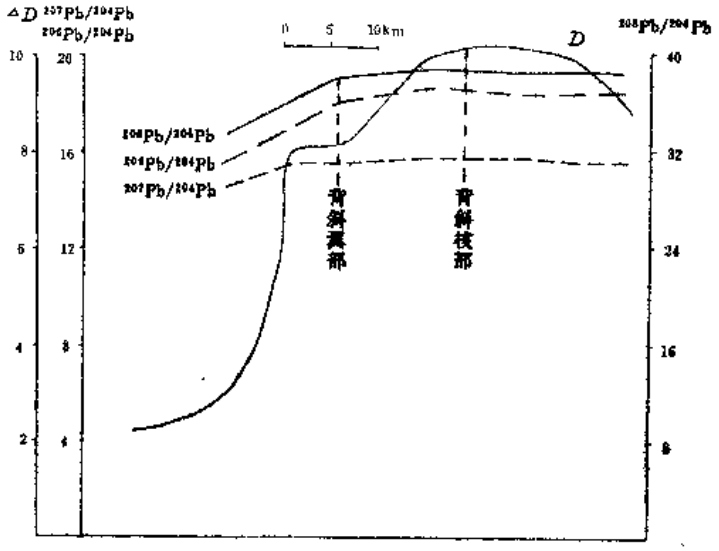


图 8—6　铅同位素对比值与应力梯度变化曲线

2．硫同位素组成特征

据侯威（1988）对石碌矿区 S 同位素研究，认为应力强作用区同位素偏差值 $\delta^{34}S‰$ 值高，越是处于低应力作用区的物质，$\delta^{34}S‰$ 值越低。我们又对戈枕金成矿带的硫同位素研

究表明（表8—8），从糜棱岩化斜长角闪片岩→糜棱岩，$\delta^{34}S‰$具有增大趋势，基本上与应力梯度增加一致。

表 8—8 各种岩矿石中同位素组成与应力作用关系

趋势应力作用	岩矿石名称	样品数	δD(‰)		δ¹⁸O(‰)		δ³⁴S(‰)（矿石中黄铁矿）	
			变化范围	平均值	变化范围	平均值	变化范围	平均值
应力逐渐增强	金矿石（矿体）	15	−61.67——86.39	−69.26	9.61—12.68	11.64	4.01—9.2	6.14
	矿化（含金）蚀变糜棱岩	8	−51.07——68	−60.32	2.14—13.45	6.27(16)		
	糜 棱 岩	3	−59.47——68.89	−65.95	6.99—8.08	7.54	3.31—10.34	7.67
	糜棱岩化斜长角闪片岩	6					7.4—7.91	7.3

3．岩（矿）石中 O、H 同位素特征

表8—8也同时列出了几种岩（矿）石中O、H同位素偏差值 $\delta^{18}O(‰)$、$\delta D(‰)$（以标准平均海水‘SMOW’为标准），由表可见 δ 值基本随应力增加而减小。

第四节 小 结

通过上述对戈枕金成矿带构造应力场与物质调整的宏、微观研究，可以得到如下结论：

（1）戈枕金成矿带的构造应力场，由于应力梯度的存在，就必然导致对原有物质的重新调整而产生各种效应，这种效应有构造应力分异和化合效应、构造应力分馏效应及构造应力迁移规律。

（2）由于戈枕金成矿带构造应力与物质调整，引起了戈枕抱板群地层成为长椭球卵形地质体，以及戈枕金矿带金矿床主要分布于剪切带边部，并呈斜列式等距排列。

（3）在背斜构造（戈枕金成矿带所在部位），应力场与物质调整关系具有如下对应规律：背斜核部（挤压区）明显集中铁、镁质及亲硫（包括 Au）的基性系列元素；两翼（拉伸区），则集中 Si、Al 质及亲石元素；背斜核部是稀土元素亏损区，翼部是稀土元素集中区，因此，戈枕金矿主要产于背斜构造核部的抱板群地层中。

（4）氧化度在强应力区高。在弱应力区低，也可以说，在应力低区发生氧化作用，在应力高区发生还原作用。这种应力梯度对成矿有一定的作用。

（5）硫同位素 $\delta^{34}S‰$的变化范围随构造作用强弱而变化，构造作用越弱区，其 $\delta^{34}S‰$变化范围较窄，越向火成岩区接近。根据对 $\delta O_{SMOW}‰$、$\delta O_{SMOW}‰$的同位素研究结果，与 S 同位素具有相反的结论，即应力越强，$\delta O_{SMOW}‰$、$\delta O_{SMOW}‰$值越小。

（6）Rb/Sr、δEu、ΣCe/ΣY、Sm/Nd 比值研究表明，随着应力加大，Rb/Sr、ΣCe/ΣY 越富集，而 δEu、Sm/Nd 越亏损。与背斜构造挤压区（核部）和拉伸区（两翼）相对应的是，Rb/Sr、ΣCe/ΣY、Sm/Nd 在拉伸区比值大，而 δEu、Sm/Nd 在核部挤压区比值大。

（7）稀土元素与应力分布分析表明，高应力区不利于稀土元素的富集，而低应力区有利于稀土元素的富集，稀土元素在应力作用下表现出构造应力同步变化法则，即构造应力迁移规律。

（8）构造应力使岩石、矿物变形，主要是通过影响矿物晶体结构，使晶胞参数增大或减小。一般来说，变形程度高，应力集中，石英晶胞参数 a、b、c、v 变大。

（9）包裹体资料研究表明，应力高区温度相对为高，包裹体体积变小，CO_2、Au、H_2O 相对减小。随着应力变化，K^+、Mg^{2+}、Ca^{2+}、Cl^-、HCO_3^-、F^-、SO_4^{2-} 表现出不同的分配规律：K^+、Mg^{2+}、Fe^{2+}、Cl^- 向高压力区迁移，CO、F^-、SO_4^{2-} 向应力区迁移，这些规律变化说明了金矿体主要产于剪切带边部而不产于剪切带中的强应力区。

（10）由于构造应力作用，岩石中矿物、元素发生调整，使岩石产生分异条带及矿物的化合，从而表现出随应力强度变化，矿物含量发生变化，即构造可引起矿物元素发生分异及化合效应。

第九章　金矿构造成矿规律

第一节　金矿大地构造成矿作用分析

在地壳演化过程中，金的成矿作用的发生、发展，主要有下列特征：

（1）金的成矿作用延续时间长，从太古宙直到现代，都能以不同或相同的形式相继成矿。但从目前发现金矿的数量及储量来看，金矿主要形成于太古宙—元古宙，集中了世界金矿储量的70%；次为中—新生代（表9—1）。近年来，前苏联穆龙套超巨型金矿和卡林型金矿的发现，使古生代金矿储量猛增，改变了过出认为古生宙金矿较少的看法。

（2）金矿床的形式和富集对围岩无选择性和专属性。据统计[48]，我国独立的岩金矿床，围岩归于太古宙，将近占30%，元古宙围岩占10.9%。从岩性来看，岩浆岩（含喷出和侵入岩）、沉积岩和变质岩三大类岩石均赋存独立的岩金矿床。

表 9—1　各地质时期的金储量比①

地质时代	世界范围金矿石储量比	中国金矿储量比
太古宙—元古宙	70%	56.3%
古生代	5%	7.4%
中生代	15%	10.6%
新生代	10%	25.3%

① 吴美德，金，地质矿产部情况研究所，国外矿产资源，209—234页，1988

（3）金矿床在空间上具有明显的地区集中性。集中区往往相当于大地构造的次级构造单元。如我国著名的一些大型金矿床往往集中在地穹区（华北地洼区的燕山地穹列），鲁西北地穹列，东南地洼区的浙中地穹列等）。

（4）金矿赋存地层的成岩时代与金的成矿时代之间往往有一个时间差，且赋矿地区时代越老，时差越大。不少金矿床时间较含矿地质体晚很多。如中国很多地洼区内赋存在前地槽、地槽及地台构造层中的岩金矿床，其成矿期大多是地洼期。

金矿成矿的上述特征，与金矿形成的大地构造成矿作用密切相关。

一、大地构造演化与金成矿方式、类型和矿石建造

在地壳演化的不同阶段，金元素表现了多种溶解、迁移和沉淀的方式，相应地形成不同类型的金矿床和典型的矿石建造（表9—2）。

表9—2可以看出，随着大地构造从地槽→地台→地洼的演化，在不同演化阶段金的成矿方式不同，成矿作用由简单趋于复杂；矿石建造由简单的金、金—铁向复杂的金—银、

表 9—2 湖南东部大地构造演化与金成矿方式、类型和矿石建造[7]

大地构造演化阶段	主 要 成 矿 方 式	大地构造成矿类型	典 型 矿 石 建 造
地洋发展阶段	由于具有较好的热动力条件，在碱性强氧化环境中，形成 Au_2S、$Na[Au^{+}S]$、$Na_3[Au^{3+}S_3]^{3-}$、$Na_5[Au^{2+}S_3]^{4-}$ 等多种络合物运移；也可形成砷化物和硫砷化物的可溶性络合物运移。当铜、铅、锌、铁硫化物形成时，金以溶液的还原条件下沉淀	地台—地洼叠加富化型	Au Pb-Zn 建造；Au-Cu-Pb、Zn建造；Au-Ag-Pb、Zn建造；Au-W-Sb建造；Au-Cu-Ag-Pb、Zn 建造
地台阶段	在酸性环境或有机酸作用下，金与卤族元素(F,Cl)形成 $Na[Au^{+}Cl_2]^{-}$、$Na_3Au^{+}Cl_6]^{3-}$、$Na[Au^{+}F_2]^{-}$ 等络合物运移；金可呈胶体吸附状态存在。在地洼发展阶段经受改造、叠加	地台—地洼改造富化型、地槽—地台—地洼叠加富化型	Au-Hg建造；Au-As-Sb 建造；Au-W-Mo 建 造；Au-Pb-Zn-Cu 建造
地槽发展阶段	从地槽沉积建造中，溶出金形成 $[AuS]$ 等络合物运移；同时，溶解出大量的 SiO_2 和 Ca^{2+}、$[CO_3]^{2-}$、Fe^{3+}、Ba^{2+} 等。在地洼发展阶段，往往有W、Sb 矿的叠加。	地槽—地洼再造富化型	含金脉石英建造

金—多金属方式演化；地槽—地洼再造形的典型矿石建造减少；而地台—地洼叠加、改造型矿床增多。在不同构造部位，往往出现后阶段所成矿产与前期单金脉的叠加，形式多种 Au-W-Sb，Au-Cu，Au-Cu-Pb-Zn，Au-Hg，Au-Sb-Hg等建造。金的这种演化规律具有全球性，是地壳演化物质性的一个重要表现。

金在不同的大地构造演化阶段所表现出的不同成矿特征，与金元素的地球化学性质和成矿动力学条件密切相关。金原子具有较高的电离势（9.22V），负电性中等（Au^{3+}为2.3），还原电位较高（+1.43V）。核电荷较大的外层电子排布，决定了金具有亲铁、亲硫的二重性。由于金原子核吸引外层电子很牢固，要使它成为离子转入溶液而运移富集，需强烈的氧化环境。但在地核、地幔和地壳深部，大多为强烈的还原环境。因此，金含量虽高，但高度分散，难于富集。由于强烈、频繁的岩浆活动和深大断裂的作用，地壳深部热流体上升，与壳层物质发生替换，破坏了原来的平静状态，改变了原来系统的物化条件。当出现碱性氧化环境时，金的溶解度大大升高，形成 $Na[Au^{+}S]^{-}$、$Na_3[Au^{+}S_2]^{3-}$等络合物迁移。在具有铁的情况下，由于Fe^{2+}离子的亲硫性较金的亲硫性强，使金还原成自然金沉淀：$Na_3[Au^{+}S_2]^{3-}+Fe^{2+}\rightarrow Au\downarrow+FeS_2+3Na^{+}$。

由于Na^{+}的析出，使溶液碱化，氧化程度提高，中和酸性溶液，使金继续沉淀。

综上所述，金矿床的形式过程中，氧化还原电位（pH值）的变化：氧化→还原→氧化；溶液的酸碱度（pH值）为：（弱）碱性→（弱）酸性→碱性。

二、构造层与金成矿

在大地构造演化不同阶段所形成的不同构造层，在不同地区，由于构造岩浆活化的特

点不同，可以同时出现，也可以不同时出现，因而形成了不同的构造层组合。不同构造层的叠加，后期形成的构造层对前期构造层的改造和再造，对金矿床形成起着重要的控制作用。不同地区、不同的构造层组合，可形成不同大地构造成矿类型和不同的矿石建造（表9—2）。由于我国大地构造位置和演化的特殊性，地洼区分布广泛，金富集成矿主要集中在地洼期，即中新生。以中国东部为例，存在着前地槽、地槽、地台和地洼四个不同的构造层，其赋矿岩石、构造和控矿构造特征等不同（表9—3）。在一个构造区内，构造层组合越复杂，金成矿的物质往往多来源，形成金的多因复成矿床。

表 9—3　中国东部地洼区不同构造层中地洼期岩金矿成矿地质特征简表[48]

构造层特征	前地槽构造层①	地槽构造层	地台构造层	地洼构造层
赋矿岩石特征	由太古宙变质基性火山岩—角闪质岩石（少量绿片岩相岩石）构成的结晶基底；变形强烈、变质深（有时可使原有变形形迹消失）；原岩不具层状岩石特征；岩性致密坚硬	由元古宙—古生代变泥质碎屑岩和中基性火山岩、细碧角斑岩等构成，变形强烈，变质普遍，多达绿片岩相；原岩的成层性特征明显；片状面理（包括片理、板理和层理等）发育	主要为泥盆纪—三叠纪的粉砂岩、泥质岩、碳酸盐岩，主要受地洼期构造运动的影响而变形，以褶皱变形为主，伴随褶皱产生断裂，普遍未遭受变质作用，高孔隙度和高裂隙率的岩石有利成矿，薄层粉砂质和白云质灰岩或钙质灰岩为矿化的有利位置	中新生代（陆相）中—酸性火山岩，沉积建造以陆相为主，有褶皱和断裂变形，只有地洼期内不同期次构造变动的叠加改造作用
构造和控矿构造特征	属前期构造控制区，地洼期构造变动在本构造层内主要产生断裂构造，属断裂系控矿；多次断裂叠加—复合接触带、韧性剪切变质带中的退变质带以及侵入接触控矿	前期构造控制为主，局部受地洼期变动的改造作用较强烈，决定于原岩的性质和变形变质程度，以及地洼期构造变形的强度；继承性断裂、断裂及前期褶皱所造成的有利空间控矿，韧性剪切交质带控矿	属地洼期构造改造区，以褶皱变形为主，伴随有断裂构造的产生；构造加有利岩性控矿，包括断裂、层间破碎带、沉积间断面、岩性变化界面以及断裂和褶皱与有利岩性的适当配合；大量不纯碳酸盐地层与碎屑岩地层直接接触的部位，为寻找微细浸染状型金矿的重要地区	属地洼期构造原型区，为地洼期构造变动的直接产物，火山构造及热液爆破角砾岩控矿
床成因主要金矿类型	岩浆热液型	岩浆热液型	热水渗滤型（微细浸染型）	(?)热液型
矿床实例	吉林夹皮沟金矿、河北金厂峪金矿，山东玲珑金矿，河南文峪金矿等	湘西沃溪W-Sb-Au矿，广东河台金矿，辽宁猫岭金矿，河南桐柏山银洞坡金银矿等	四川东北寨金矿，贵州板其金矿，桂西金牙金矿等	黑龙江团结沟、近边赤卫沟、河南嵩县祁雨沟、江苏铜井、江西洋鸡山、浙江遂昌报坑山金矿等

① 前地槽构造层包括陈国达（1986）教授所划分的地盆构造层和地质构造层

三、大地构造单元与金成矿

大地构造单元控制金成矿域、成矿带、金矿集中区在空间上的展布。对金成矿有特殊

意义的是大地构造次级(三、四级)构造单元。以地穹区为例[49]，说明金成矿的主要特征：

1．成矿的多期次叠加

一般有着从含金氧化物→金（银）多金属硫化物→含金碳酸盐的不同演变，反映了不同期成矿建造的叠加。

2．存在向拱张断裂发育区集中的规律

在地穹区边缘，深大断裂旁侧，往往分布有地洼期花岗岩类侵入，伴随着岩浆的上侵活动，汲取了更多的亲石—亲硫成矿元素，在岩浆期后热水—气液阶段，凝聚了更多的挥发物质，成为金的主要搬运介质，金及其相关的多金属成矿元素以多种形式的络合物由深而浅，向着相对拱隆、张断区运移、富集。

3．地穹区所成金矿床，在成因上，具有明显的多因复成特征

地穹区成矿规律，$\delta^{34}S$和$\delta^{18}O$值均有着从负值到正值的大范围差变；$\delta^{18}O$从+1.1—10.30‰等。含矿（黄铁矿）微量元素组合具有与早期围岩相关的Co/Ni<1和与后期火山热液相关的Co/Ni>1的特征；铅同位素具有多阶段演化的特征；成矿温度间差大，一般在350—110℃之间。

地穹区金的成矿特征，主要由地穹区的构造成矿环境决定。地穹区内的古老结晶基底，往往经强烈挤压而膨胀，张断的构造应力状态和构造活动的演变；大幅度的升隆、块断，边界断裂及其间近于菱形破裂网普遍发育，成为岩浆活动的频繁区，为成矿物质和成矿作用的迭加，创造了条件。因此，成为寻找金成矿集中区的有利地段。

第二节　金矿构造成矿规律

一、构造成矿的定向迁移性

构造成矿的定向迁移规律其含义有二：一是指金矿构造成矿带(区)，在空间上，往往向一定方向移动；二是指金成矿元素，在构造热动力条件下，按元素本身的地球化学性质，沿断裂带的一侧或从中心向旁侧定向迁聚而成矿的规律。

从不同时代金矿床成矿带的方向分析，全球性的金矿带，随时间的由老至新，方向不同。在太古宙与古生代主要为东西向和南北向；在古生代除东西向和南北向构造成矿带以外，往往叠加北西和北东向构造成矿带；到中生代则更为复杂，常出现多种构造成矿带的交叉、重叠的现象。金矿构造成矿带在空间展布上不仅具有方向性，而且随时间向一定方向移动。例如，澳大利亚南北向构造成矿带从太古宙到新生代，由西向东移动；西北美东西向构造成矿带，由北向南移动。

在我国，东西向的天山、华北北缘金成矿带，随时间从老至新具有由南向北移动特征。太古宙生成的金矿床，主要分布在河北、内蒙南部；元古宙金矿床分布在辽宁省境内；古生代迁移到吉林省（如小西南盆金矿等）；中生代迁移到黑龙江省（如团结沟金矿等）。秦岭成矿区东西向成矿带随时间有向南迁移的趋势。

但应指出，上述金矿成矿带的迁移方向性并不是绝对的，由于多种地质作用的综合结果，成矿时间与成矿围岩的时差等因素，使迁移方向性复杂化。

金矿床在空间展布上的另一个特征是：往往分布在不同大地构造单元的边缘构造活动

带一侧或区域性断裂的上盘，层间破碎带的下盘，这种规律我们曾称为“侧向迁聚性[51]”。以豫西熊耳山地区为例，目前已发现的康山金矿、狮子庙红庄金矿和潭头金矿，都分布在马超营断裂上盘。又如，我国金矿构造成矿带明显受深大断裂带、韧性剪切带、不同大地构造单元交接带和重力梯度带控制，且常产于这些构造带的旁侧。湖南东部金矿床往往分布在深大断裂的旁侧，且具有从老的基底向地洼构造活动带迁移的特征。在国外，这样的实例也很普遍。例如，新西兰南 Alps 山带，在Alpine 断裂以东，分布着变质程度减退为绿纤石—阳起石相，金矿床主要分布在东侧片岩中。

二、构造成矿的等距性

金矿构造成矿带（区）、矿床和矿脉在空间展布上的等距性，是构造成矿对称性在空间构式上的一种重要形式。关于成矿构造（特别是断裂构造）空间展布上的等距性，很多研究者作过研究。构造成矿的等距性与成矿构造的等距性有密切关系。根据近年来的研究成果，构造成矿带（区）、矿床和矿脉都存在着等距性。据其空间展布的不同方式及形成机制，可划分三种主要类型：

（1）平行等距　即互相平行且距离相等；

（2）斜列等距　即以斜列的行式排列，且距离相等；

（3）环形或弧形等距　即以环形或弧形线等距。

前（1）、（2）两类属轴对称；（3）类属于中心对称。

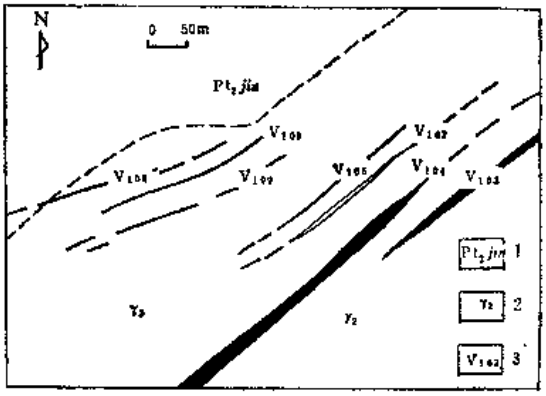


图 9—1　土外山矿区平面图

1—中元古界金牛岭群；2—中元古代花岗岩；3—矿脉及编号

在我国，金矿构造成矿等距性的实例很多，例如：最近，秦联等在研究抱板金矿带成矿规律时指出[50]：抱板金矿带 NW 向断裂明显分为 4 个带，各带之间等距，间距5—10km。土外山矿区分 4 个蚀变带，不但沿 NE方向等距排列，间距约1.8—2.2km，而且沿 NW方向也等距分布。各矿区同一矿段或矿化蚀变带内，矿体之间的排列也是等距的，间距约50—100m（图9—1）。

三、构造成矿的递变性

金矿成矿的递变性，系指金矿构造成矿演化中构造成矿类型、矿石建造的递进叠加和逐渐过渡的特征。

由于构造活动的多期次、多阶段演化特征，从而形成了在构造成矿过程中后生的成矿作用对前期成矿作用的继承和改造，构成了同一个成矿区(带)内，不同大地构造发展阶段或同一个发展阶段不同发展时期所成的不同类型或不同矿种组合的矿床叠加在一起，即叠加成矿作用。

如，我国华中成矿带、长江中下游成矿区中，不仅出现不同含金建造的迭加，而且出现不同矿种在空间上的迭加（如铜金、铜铁等）。又如，韧及脆韧性剪切带型金矿与构造破碎带型金矿在空间上具有递变过渡的特征。表明金矿形成过程中，随着深度增加，断裂

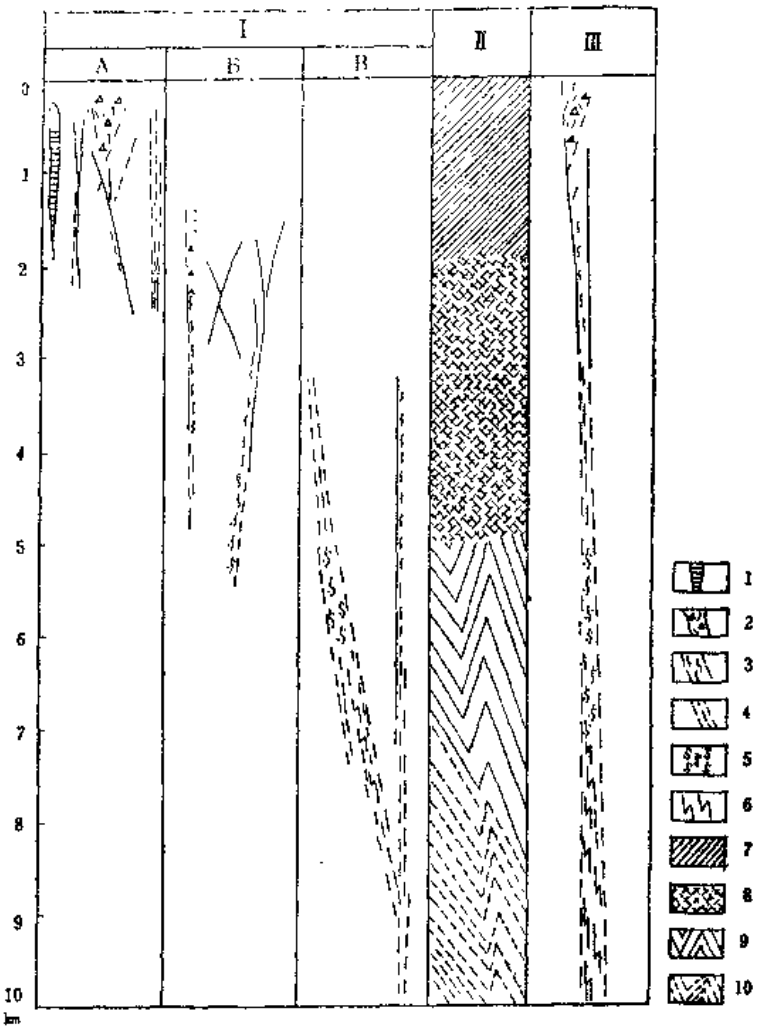


图 9—2 成矿圈内构造变形规律

（据B.谢尔曼，1986）

Ⅰ—矿床形成的深度：A—浅成—中成矿床；Б—中成矿床；B—深成矿床；Ⅱ—地质动力学条件随深度的变化；Ⅲ—深断裂内构造变形规律；1—大型开断裂和各类开断裂；2—裂隙和角砾岩带；3—具断层泥和糜棱岩的构造裂缝；4—片理化剪切带；5—拖曳褶皱；6—塑性流动带；7—正和正平移断层；8—逆和逆平移断层；9—平移断层；10—塑性变性和变质带

构造性质有规律的变化（图9—2），成矿类型也逐渐变化的规律。

很多研究者都注意到：金矿带、矿床往往沿着大地构造单元和地质体的边缘部位，即异相交接带分布。这些地带，地球物理场、地球化学场和构造应力场（简称“三场”）存在明显差异性，成矿物质、成矿流体的非均一性，构成一个不平衡的动态环境，使不同来源介质混合，进行能量和物质交换，逐步由不平衡状态趋于平衡状态，从而成为有利的过渡成矿空间。

应该指出：近年来，众多的研究者，在金矿成矿规律研究中，非常重视含金岩系（如含金绿岩系、含金黑色岩系等）的研究，无疑这是正确的，这是金矿形成的物质基础。上述关于构造与金矿成矿规律的若干认识，还有待进一步研究。值得注意的是，我国找矿和勘探的经验证明：无论新金矿类型的发现，还是老金矿的新生，无一不是与构造成矿研究取得新进展息息相关。

第三节　金矿构造成矿动力机制探讨

作者曾指出[51]：金矿构造成矿动力机制，主要包括：

（1）构造动力作用，对金元素活化的影响；构造作用对含金溶液迁移的驱动；构造活动为成矿元素活化、成矿溶液迁移提供的动力能和热能。

（2）不同构造型相和构造部位，所处的物理化学系统（开放系统或半开放系统）不同；同时，由于构造活动的影响，不断改变成矿的温度、压力和其他物理化学环境，因而形成了有规律展布的金矿建造组合即成矿系列。

（3）地幔蠕动——应力效应及由此导致的成矿物质的运动规律，应力的波动传播方式所起的应力——感应和波动规则，造成了金矿体、矿床，成矿区带在空间的若干规律。如：金矿带的定向迁移性；金元素侧向迁移性；矿体、矿床、矿带空间展布的等距性、递变性等。

（4）构造成矿过程，是构造运动（包括大地构造运动和中、小构造作用）和成矿物质运动的全过程。这个过程是一个不断存在物质交换和能量交换的开放体系（或系统中的不可逆过程。

研究构造成矿动力机制，应以基础学科的基本科学理论和最新科学技术，来探讨这个过程的基本理论问题。

关于构造应力场与金矿的成矿作用，已在第八章作过论述。在这里着重探讨以下几个问题：

一、构造热动力在金矿成矿过程中的作用

对云南三江地区的温度场模拟实验研究结果表明：逆冲推覆剪切带上为高热流异常带[52]。实验对区内发育的大型逆冲推覆剪切带作两种处理：一是把它们作为三个定热源（图9—3），断层的产热率为：

$$q = \mu\tau$$

其中，τ—滑动面上的剪切力；μ—滑动速率，二是给剪切带高热导率值，把剪切带作为热流上升的通道（图9—4）。这种情况，剪切带热阻小，热量向剪切带汇聚，因此在剪切带上出现异常高的热流异常。

模拟实验证明：逆冲推覆复合叠加构造，有复合叠加型热结构和地表热流；剪切带上为高热流异常；该区岩浆岩、变质岩的形成和分布与逆冲推覆复合叠加构造热事件紧密相关。构造热动力作用，是金富集的重要条件。金活化的一个重要条件是温度升高和富含Cl、S等组分的溶液存在，在断裂构造带的形成过程中，由于变质—超变质作用，含水矿物及含水硅酸盐的分解，形成水溶液。当有碱质加入和具备高热流值的条件时，可使围岩中的金被淬取，产生富化的含金热液。使原始均布的微量金，形成面型的局部富集。如果含金热液多次富集，则可形成多次叠加型金矿床。

二、断裂构造作用与物质场的变化

断裂作用过程中，断裂带内部往往发生物质迁移。这种迁进带出呈一大致的质量守恒

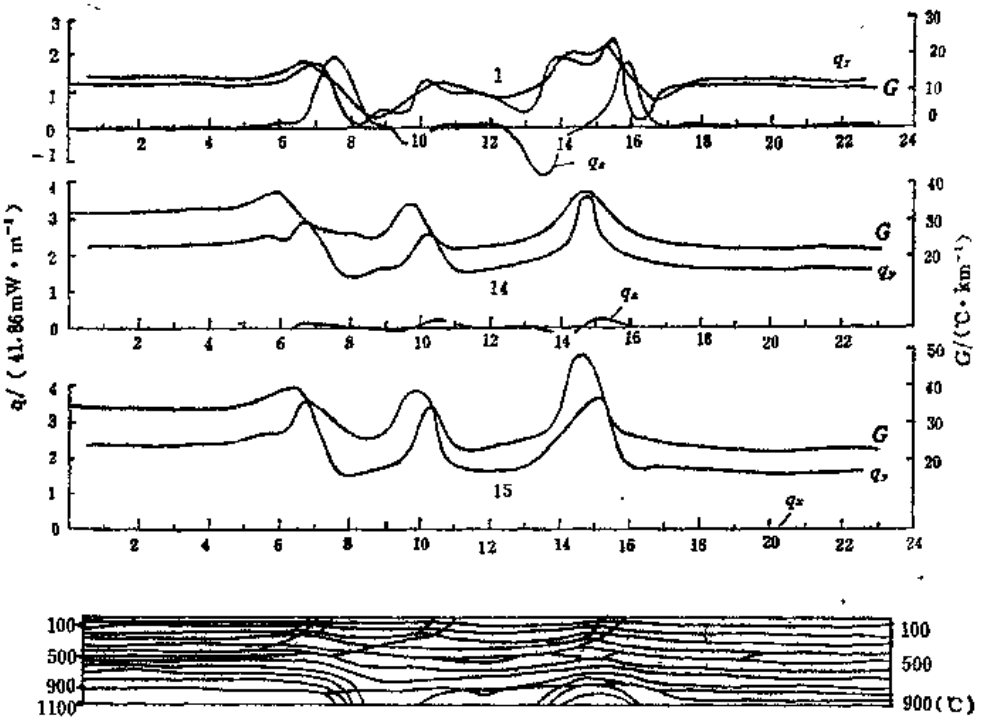


图 9—3　云南腾冲—下关—永仁剖面稳态二维温度分布（比例1:1）[52]

断层作为定热源处理；上方为模型近地表（14，15水平单元剖面）和底部（1水平单元剖面）的热流垂向分量q_y和水平分量q_x及地温梯度G分布曲线

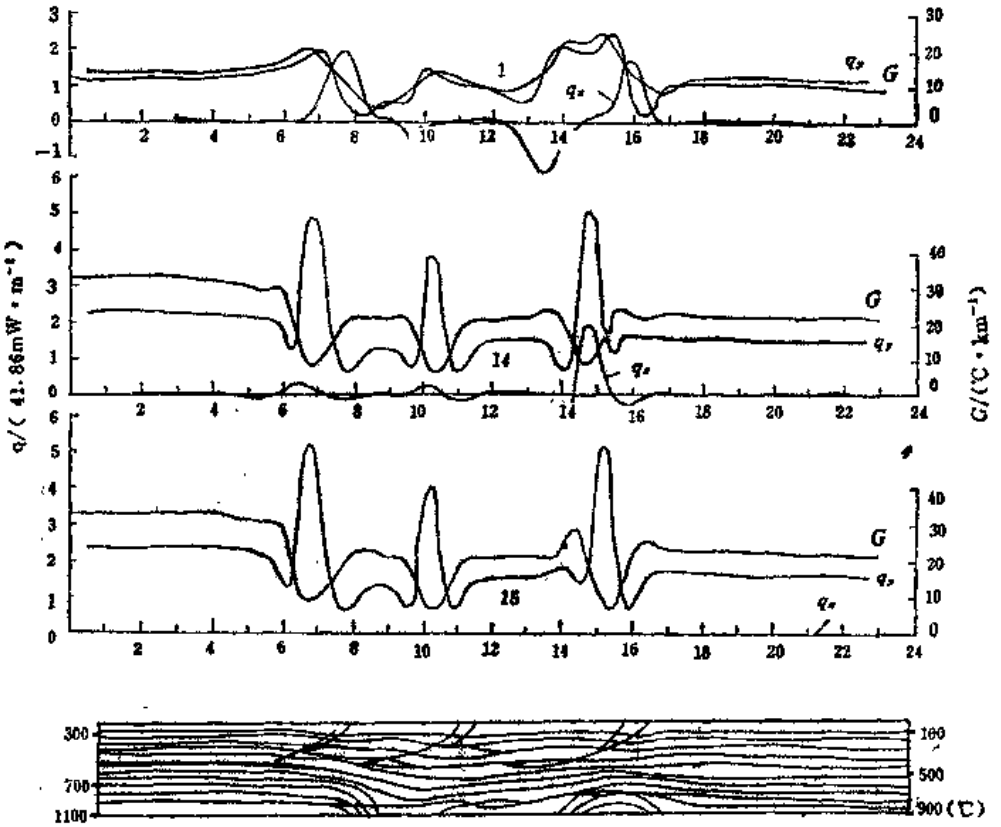


图 9—4　云南腾冲—下关—永仁剖面稳态二维温度分布（比例1:1）[52]

断层作为热通道处理；上方为模型近地表（14，15水平单元剖面）和底部（1水平单元剖面）的热流垂向分量q_y和水平分量q_x及地温梯度G分布曲线

表 9—4　层间断裂岩石化学组分含量及其Δi值（%）（鱼儿山Ⅵ脉）

样　号	岩　性	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	灼　失	Fe^{3+}/Fe^{2+}①
F1—6	碎裂板岩	70.68 (8.24)	0.55 (−0.21)	12.72 (−4.12)	1.21 (−2.63)	2.66 (−0.18)	0.13 (−0.12)	1.23 (−0.82)	1.02 (−1.1)	0.39 (−0.91)	2.98 (−0.08)	0.05 (0.01)	5.59 (1.02)	0.21
F1—7	蚀变板岩	69.05 (6.81)	0.68 (−0.03)	13.46 (−3.38)	1.97 (−1.87)	3.36 (0.52)	0.19 (−0.06)	0.93 (−1.12)	0.88 (−1.24)	0.58 (−0.72)	2.78 (−0.26)	0.08 (0.04)	5.31 (0.74)	0.26
F1—8	含矿石英脉	88.53 (26.09)	0.23 (−0.53)	4.29 (−12.53)	2.03 (−0.26)	0.48 (−2.63)	0.01 (−0.24)	0.23 (−1.82)	0.41 (−1.61)	0.13 (−1.1)	0.82 (−2.24)	0.02 (−0.02)	1.93 (−2.62)	1.90
F1—9	蚀变板岩	68.04 (5.56)	0.74 (−0.02)	14.66 (−0.4)	3.58 (−0.72)	2.19 (−0.65)	0.19 (−0.06)	1.07 (−0.98)	0.34 (−1.78)	0.49 (−1.01)	3.22 (0.16)	0.02 (−0.02)	4.89 (0.32)	0.74
F1—18	碎裂板岩	61.04 (−1.4)	0.71 (−0.05)	16.44 (−0.4)	1.65 (−2.19)	3.47 (0.63)	0.19 (−0.06)	2.12 (0.07)	1.53 (−0.59)	0.52 (−0.78)	2.48 (−0.56)	0.07 (0.03)	7.83 (3.26)	0.21
平　均		71.49	0.58	12.32	2.09	2.43	0.14	1.12	0.84	0.42	2.46	0.05	5.11	
区域紫红色板岩		62.44	0.76	16.84	3.84	2.84	0.25	2.85	2.12	1.30	3.06	0.04	4.57	

① 计算公式：(Fe_2O_3百分含量/摩尔质量)/(FeO百分含量/摩尔质量)；（　　）内为相对Δi值，说明见后文

规律。彭渤对湘西沃溪金矿含矿层间断层Ⅵ脉作过分析（表9—4）。我们把正常紫红色板岩组分作为构造岩变形前的岩石组成，将构造岩的各项组分与紫红色板岩相应组分量相减，得各项组分的相对变化量Δi（表9—4，括号内值）。由Δi值可知，断层作用过程中，SiO_2相对向断层内迁移，而其它组分向断层外迁出。断层内部SiO_2富集，其余组分贫化。但各构造岩的$\Sigma-\Delta i$值与$\Sigma-\Delta i$值近相等，如F1-8的$\Sigma-\Delta i$为26.09，$\Sigma-\Delta i$为25.07。成矿元素W、Sb、Au、As等随SiO_2的强烈富集而在断层内集中成矿。

在断裂构造作用过程中，早期由于强烈剪切挤压，温度、压力急剧升高，致使在断层面形成富硅的地球化学场，可称为富硅构造地球化学场。由于富硅构造地球化学场的形成，一方面成矿元素不断从围岩中活化析出；另一方面强压力驱动含矿溶液进入有利空间。随着断裂构造活动强度减弱，温度、压力降低，这种进入断层内的含矿溶液由于温压条件的改变（降低）而使原来的平衡受到破坏，发生一系列氧化还原反应。其结果，使SiO_2大量析出，而Au则以自然金形式先后沉淀析出。由此可见，断裂构造成矿作用，实质上是一种由于构造动力作用，引起物质场的变化，形成富硅的构造地球化学场，导致成矿元素沉淀析出。

参 考 文 献

〔1〕 陈国达，1978，成矿构造研究法，地质出版社。

〔2〕 张湘炳，1980，成矿构造理论研究中的几个问题，大地构造与成矿学，Vol.4，№3。

〔3〕 张湘炳，1983，铜山岭矿田成矿组合分析，大地构造与成矿学，Vol.7，№3。

〔4〕 何绍勋等，1992，一种新的金矿类型——剪切带型金矿，中国有色金属学报，Vol.2，№2。

〔5〕 段嘉瑞等，1992，剪切带型金矿，地质与勘探，Vol.28，№6。

〔6〕 张振儒，1989，金矿研究，中南工业大学出版社。

〔7〕 涂光炽，1990，我国原生金矿类型的划分和不同类型金矿的远景分析，矿产与地质，第1期。

〔8〕 张湘炳、李志强等，1989，湖南东部金矿构造成矿特征及其形成机理，中国科学院长沙大地构造研究所集刊，第三号，科学出版社。

〔9〕 陈国达，1982，地洼学说新进展，科学出版社。

〔10〕 栾世伟、赵宝金，1986，小秦岭金矿糜棱岩成因机理及其与金矿化的关系，成都地质学院学报，Vol.13，№3。

〔11〕 梁新权等，1990，海南戈枕脆—韧性叠加剪切带基本特征及其成矿意义，大地构造与成矿学，Vol.14，№3。

〔12〕 国家地震局广州地震大队等，1977，中国大地构造概要，地震出版社。

〔13〕 黄宏立、杨文恩，1990，赣东北金山金矿床的地质特征及矿床成因，地质找矿论丛，Vol.5，№2。

〔14〕 刘英俊等，1989，江西德兴地区中元古界双桥山群含金建造的地球化学研究，桂林冶金地质学报，Vol.9，№2。

〔15〕 李志纯，1992，额尔齐斯构造带金属矿产的构造成矿规律及找矿预测，地洼学说研究与应用，中南工业大学出版社。

〔16〕 张乐凯，1993，广西张公岭银金矿床成矿物理化学条件，桂林地质学院学报，第三期。

〔17〕 傅成铭，1985，龙水金矿矿床成因初步探讨，地质与勘探，第九期。

〔18〕 张甲忠，1990，我国东部中生代火山热液金矿床成矿特征和找矿方向，矿床地质，第2期。

〔19〕 王碧香等，1988，浙江遂昌—龙泉火山岩区金的成矿条件和成因，中国地质科学院南京地质矿产所所刊，第2号。

〔20〕 徐国风等，1987，浙江火山岩区金矿床成矿作用及找矿方向，桂林冶金地质学院学报，1—2期。

〔21〕 B. F. Windley. 1980，太古代绿岩带，地质出版社。

〔22〕 吴美德，1977，太古代绿岩带值得注意，地质科技动态，第2期。

〔23〕 张秋生，1984，中国前寒武纪地质及成矿作用，吉林人民出版社。

〔24〕 陈衍景等，1988，华北地台南缘不同类型绿岩带的主元素特征及其意义，南京大学学报（地球科学版），№1。

〔25〕 孙晓明等，1991，吉林夹皮沟太古代高级变质地块的确定及其地质意义，科学通报，第22期。

〔26〕 裘有守等，1988，山东招远—掖县地区金矿区域成矿条件，辽宁科学技术出版社。

〔27〕 吴尚全，1991，吉林夹皮沟矿床含金石英的$^{40}Ar/^{39}Ar$快中子活化年龄测定，矿床地质，Vol.38，№4。

〔28〕 戴新义等，1989，吉林夹皮沟—金城洞花岗岩—绿岩带地质特征，前寒武纪地质，第4期。

〔29〕 吴尚全等，1992，夹皮沟矿区板庙子金矿床的同位素地质学研究，有色金属矿产与勘查，Vol.1，№6。

〔30〕 王义文，1984，夹皮沟金矿床同位素地质学研究，地球科学，第四期。

〔31〕 陈光远等，1990，胶东金矿成因矿物学与找矿，重庆出版社。

〔32〕 王吉瑞等，1990，玲珑金矿田花岗岩中韧性剪切带与成矿的关系，矿产地质，Vol.9，№3。

〔33〕 张德宏，1986，山东招远金矿带物化探方法的应用及找矿效果，找矿地质论丛，第1期。

〔34〕 刘百年，1987，山东玲珑金矿田控矿断裂地球化学的初步研究，地球科学，第1期。

〔35〕 魏菊英等，1988，同位素地球化学，地质出版社。

〔36〕 谢国源，1992，湖北省竹山县银洞沟—郧县鲍峡矿田成矿构造与银金多金属矿化分布，大地构造与成矿学，Vol.16，№2。

〔37〕 方泰，1977，我国台湾省铜金主要类型及其地质特别，铜铁矿产专辑，第八集，地质出版社。
〔38〕 万子益，1982，西藏高原地质特征，青藏高原地质文集，第一集，1—16页，地质出版社。
〔39〕 焦淑沛等，1983，青藏高原前寒武系的划分及对比，青藏高原地质文集（2），39—55页，地质出版社。
〔40〕 地矿部中国同位素地质年表工作组，1987，中国同位素地质年表，地质出版社。
〔41〕 邵军等，1990，论中国层控性金矿床含金建造特征及找矿方向，金矿地质论文选集，第1辑1—10页，地质出版社。
〔42〕 谭克仁等，1992，新疆北部布尔克斯岱金矿地质地球化学特征及其成矿作用，大地构造与成矿学，第16卷第3期。
〔43〕 毋瑞身，1990，简述金的成矿背景一含金建造，金矿地质论文选集，第1辑，地质出版社。
〔44〕 谭克仁，1990，苏联黄金地质研究的最新进展和启示，黄金科技动态，第3期。
〔45〕 谭克仁等，1991，金矿床成矿深延理论和找矿实践，黄金科技动态，第7期。
〔46〕 杨开庆，1982，关于构造控岩控矿与构造成岩成矿问题，地质力学论丛，№5，科学出版社。
〔47〕 侯威，1988，地洼成矿理论在海南石碌地区找金应用，大地构造与成矿学，Vol. 12，№4。
〔48〕 马文念，1993，中国东部地洼区中地洼期岩金矿成矿特征，黄金科技动态，第3期。
〔49〕 石固本，1992，地穹区金的“三位一体”构造成矿及其在中国的分布，黄金科技动态，第2期。
〔50〕 秦联等，1993，抱板金矿带金矿床地质特征和成矿规律，矿产与地质，第3期。
〔51〕 张湘炳，1992，论构造成矿规律及其动力学机制，大地构造与成矿学，Vol. 18，№2。
〔52〕 徐青等，1992，云南三江地区温度场模拟及其大地构造意义，中南矿冶学院学报，Vol. 23，№5。
〔53〕 彭澎，1992，湘西沃溪金矿田断层构造成矿机制初探，黄金，Vol. 13，№11。
〔54〕 Phillips, G. N. 1986, Geology and Alteration in the Golden Mile Kalgourlie, Econ. Geol. Vol. 81, NO. 4.
〔55〕 Cameron, E. M. 1988, Archaean Gold Relation to Granlite Formation and Redox zoning in the Crust, Econ. Geol. Vol. 82, NO. 2.
〔56〕 Crouzet J., Recoing M., Tollon F., 1997, Les gisements auriferes du Massif Central Francais "Chronique de la rech. miniere", Vol. 47, NO. 452.
〔57〕 Tyrwhitt D. S., 1985, Exploration development and geology of Telfer gold mine, Greet Sandy Desert, Western Australia. ——Prospect. Areas Desert Terrain. Inlern. Conf., Rabat, 14—17apr., 1985, London.
〔58〕 Некрасов Е. М., 1988, Зарубежные Эндогенные Месторождения Золота, М., Наука.
〔59〕 Некрасов Е. М., 1988, Зарубежные Эндогенные Месторождения Золота, М., Наука.
〔60〕 Кузнецов В. А., 1988, Проблемы Рудно—Формационного Анализаи Металлогении, Новосибирск, Наука.

Abstract

Starting from the angle of tectonic metallogeny and stressing the tectonic metallogenesis as a major factor in combination with other geological factors favourable for gold metallogeny, the book divides gold lodes in China into five tectono-metallogenic types: ductile or brittle-ductile shear zone type, tectonic crush zone type, tectonic contact zone type, volcano-tectonic type and (geodome) greenstone belt type.

In the light of specific conditions and typical gold ore deposits of China, it describes the geological settings, metallogenic features, models and mechanisms of gold metallogeny, for the above mentioned five types and indicates the temporal and spatial distribution of gold deposits in China and the perspective in their prospecting.

Closely linking tectonic evolvtion with the process of gold metallogeny, the book discusses the tectonic metallogenesis, tectonics and metanogenic regularities and mechanisms in gold mellogeny. Emphasis is put on the following points:

(1) The earth crust in China has experienced a multistage history of evolution and tectonic regions have a multi-element structure. Therefore, in terms of genesis gold lodes in China are mostly polygenetic compound gold ore deposits.

(2) The EW-trending Tianshan-northernmost North China gold metallogenic zone shows a tendency to migrate in time from south to north, but the EW-trending Qinling metal-logenic zone, from north to south.

(3) The spatial localization of gold deposits is controlled by tectonics. They are generally located at one side of a marginal mobile belt between different geotectonic elements, at the hanging wall of a regional fracture or at the footwall of an interlayer crush zone, showing a tendency towards "lateral migration and accumulation". The spatial distribution of gold deposits exhibits equidistance and progression.

(4) Tectono-thermal dynamic conditions, tectonic stress fields, silica-rich tectono-geochemical fields played a key role in the process of gold metallogeny. They mobilized gold, caused gold-bearing solution to migrate, changed physico-chemical conditions of metllogeny and facilitated the adjustment of matter, thus the gold-bearing formations and economically valuable gold deposits with different compositions were formed.

Four gold metallogenic domains, the Central Asia, the South Asia, the East Asia and the East Asia continental margin, are recognized in China. They are subdivided into 19 metallogenic zones and 40 metallogenic regions.

The division of geotectonic elements corresponds and to the division of gold metallogenic domains, zones and regions, suggesting a unity between crustal movement and ore-forming matter movement. These conclusions provide new thoughts and avenues for gold prospecting and exploration.