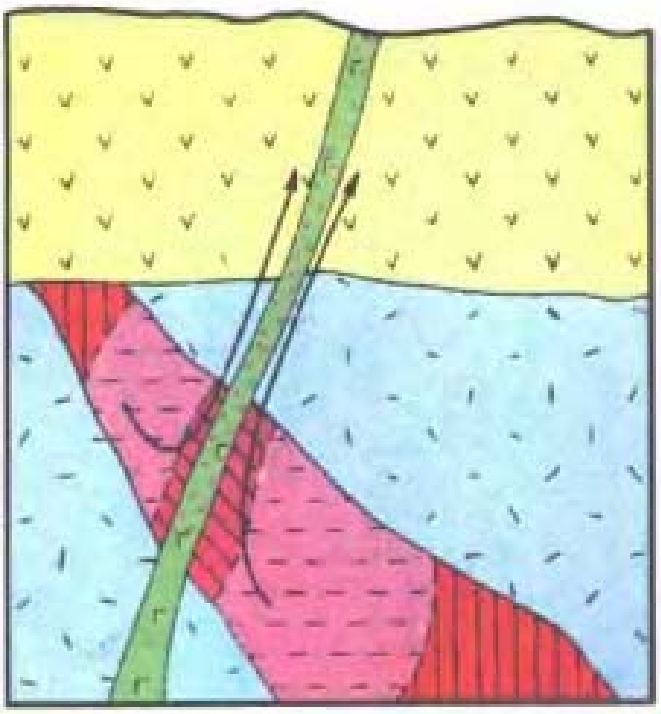
难识别及隐伏大矿、富矿资源潜力的地质评价

裴荣富 等○著



国家攀登计划项目
85B-34-02课题成果

地质出版社

难识别及隐伏大矿、富矿资源潜力的地质评价

GEOLOGICAL ASSESSMENT OF MINERAL RESOURCES POTENTIAL FOR HARD-IDENTIFIED CONCEALED LARGE AND RICH ORE DEPOSITS

作　　者：裴荣富　等
责任编辑：张新元　王学明
封面设计：东方士林 王作宏

ISBN 7-116-03270-3
9 787116 032705 >

ISBN 7-116-03270-3
P·2156　定价：35.00元

国家攀登计划项目
85B-34-02课题成果

难识别及隐伏大矿、富矿资源潜力的地质评价

裴荣富　熊群尧　沈保丰
季克俭　李朝阳　常向阳　等著

地质出版社
·北　京·

内 容 简 介

本书反映"九五"国家攀登计划 B-34"找寻难识别及隐伏大矿、富矿的新战略、新方法、新技术基础性研究"下设课题之一"大型特大型矿床地质预测研究"的主要工作成果。作者从"四个等级成矿体制"、"矿床(点)等密度图"、"衍生矿床轨迹"、"矿床密集区形成"、"交代热液成矿"、"盆地演化"、"铅同位素特征值"等较新角度,提出了铜金矿产资源潜力评价的七种地质方法,分别阐述了各种方法的产生、发展、理论基础、适宜条件及具体地区相应方法的评价结果。这些方法既可用于战略远景评价,也适用于区域成矿区带及开采矿山矿体深度、规模的评价。

书中内容可供地矿行业决策部门、矿产勘查、科学研究和教学人员参考。

图书在版编目(CIP)数据

难识别及隐伏大矿、富矿资源潜力的地质评价/裴荣富等著.-北京:地质出版社,2001.8
ISBN 7-116-03270-3

Ⅰ.难… Ⅱ.裴… Ⅲ.矿床-评价 Ⅳ.P624.6

中国版本图书馆 CIP 数据核字(2001)第 049136 号

责任编辑:张新元 王学明
责任校对:李 玫
出版发行:地质出版社
社址邮编:北京海淀区学院路 29 号,100083
电 话:010-82324508(邮购部);010-82324571(编辑部)
网 址:http://www.gph.com.cn
电子邮箱:zbs@gph.com.cn
传 真:010-82310759
印 刷:北京印刷学院实习工厂
开 本:787×1092 1/16
印 张:11.75
字 数:270 千字
印 数:1~500 册
版 次:2001 年 8 月北京第一版·第一次印刷
定 价:35.00 元
ISBN 7-116-03270-3/P·2156

(凡购买地质出版社的图书,如有缺页、倒页、脱页者,本社发行处负责调换)

前　言

在全球找矿难度日益增大的情况下，富矿、大矿特别是难识别和隐伏矿的寻找更非易事。国内外许多重要矿床的发现都表明，正确的思路和科学、合理的方法是最重要的因素之一。澳大利亚著名勘查地质学家 R·伍德尔(1992)曾精辟地概括“矿产发现是创造性活动的结果，是创新思维的结果，也是明智的科学研究的结果”。因此，矿产的地质预测实际上是以成矿理论为基础的预测。当前人类正处于“知本财富”时代，带动全球经济高速发展和全球一统化。地质勘查评价领域也不例外，同样体现着知识密集型和技术密集型特点。表现在宏观上将矿产置于一个成矿系统中，汇集了地质、物探、化探、遥感等信息，随时间给予动态的考察；微观上利用同位素示踪等方法，去获取更精细资料。因而直接导致了在矿产勘查评价中，新的找矿理论、找矿思路、找矿方法不断涌现。本书作者在 1994～1999 年间，参加了以谢学锦、刘光鼎院士为首席科学家的国家科技攀登计划——找寻难识别及隐伏的大矿、富矿的新战略、新方法、新技术基础性研究(B85-34)，承担下设课题——大型、特大型矿床地质预测研究(编号 B85-34-02)。总的任务是直接使用地质学方法，在研究、总结矿床地质特征、成矿规律的基础上，重点发展新的成矿理论和预测方法。结合中国地质成矿具体条件，在华北地台北缘，滇黔桂和华南—扬子边界地区，以金、铜为主，寻找大型、特大型矿床远景区。这一任务使该书作者有机会以崭新的视角，较新的思维调动各自专业的丰富积累，研究成果为行业决策部门和同行们提供了不但有简单易行的战略远景评价预测和远景预测方法，而且也有对已知成矿区带、勘探开采区、危急矿山的资源潜力和找矿方向的预测评价的方法和预测的结果。

这些新思维和新方法有：

(1)“景”、“场”、“相”、“床”四个等级体制成矿评价预测；

(2)矿床(点)等密度图及评价预测；

(3)衍生矿床导向与成矿轨迹评价预测；

(4)矿床密集区形成理论评价预测；

(5)“三源”交代热液成矿理论评价预测；

(6)伸展盆地演化评价预测；

(7)铅同位素化探方法与区域和深部隐伏矿评价预测。

以上内容分属课题及五个专题进行，专题负责人分别为中国地质科学院原矿床地质研究所裴荣富、季克俭；原地质矿产部天津地质矿产研究所沈保丰、陆松年；中国科学院贵阳地球化学研究所李朝阳，广州地球化学研究所朱炳泉。课题负责人为裴荣富，众多同志参与研究工作和报告编写，他们的分工如下：裴荣富，第一章、第二章、第三章；熊群尧、尹冰川、徐善法，第二章、第三章；梅燕雄，第三章；沈保丰、陆松年、杨春亮、毛德宝、李俊建、李怀坤，第四章；季克俭、吕凤翔，第五章；李朝阳、陈晓钟，第六章；常向阳、朱炳泉，第七章。在冀西北张金庄金矿成矿预测工作中尹冰川作了汞气测量；在冀东马兰峪金矿成矿预测中，河北省地矿局综合地质大队张尔匡总工程师提供了勘查成果。另外，吴良士、聂凤军、王立本曾参加过

早期工作。课题报告包含各专题报告内容，于1999年经主持部门委托专家委员会通过验收并正式结题。本书内容以该课题报告为基础，进行了增补和修改，全书由裴荣富、熊群尧统稿，撰写前言、结语和英文摘要中文稿。本书作者的排名是按课题及专题的顺序来确定的。书中部分图名、表名及英文摘要翻译由冯建忠、王学明、张新元承担。

对5年来在研究工作中和出版本书经费上给予大力支持的谢学锦、刘光鼎院士和项目办公室陈德志等同志，致以衷心的感谢。对书中引用众多文献资料的作者亦表示诚挚的谢意。

作　者

2001.8.

目　录

第一章　绪论 …… (1)
第一节　地质资源评价方法的现状 …… (1)
第二节　中国特大型矿床与走廊式成矿大断面 …… (2)
一、中部区域成矿大断面 …… (2)
二、北部区域成矿大断面 …… (4)
三、南部区域成矿大断面 …… (4)
第三节　中国特大型矿床成矿地质背景 …… (6)
一、前寒武纪成矿构造域与成矿堆积环境 …… (6)
二、古亚洲成矿构造域与成矿堆积环境 …… (9)
三、秦-祁-昆成矿构造域与成矿堆积环境 …… (11)
四、特提斯—喜马拉雅成矿构造域与成矿堆积环境 …… (12)
五、滨西太平洋成矿构造域与成矿堆积环境 …… (14)
第二章　难识别及隐伏大矿、富矿资源的四个等级体制成矿及矿床(点)等密度图 …… (17)
第一节　金属成矿省四个等级体制成矿 …… (17)
一、金属成矿省四个等级体制成矿概念的形成和意义 …… (18)
二、金属成矿省四个等级体制成矿研究内容 …… (19)
三、华北地台北缘及其北侧金属成矿省四个等级体制成矿 …… (21)
第二节　矿床(点)等密度图评价预测 …… (56)
一、中国金矿床(点)等密度图编制 …… (57)
二、中国金矿床(点)分布密度与特征 …… (61)
三、金矿床(点)等密度图成矿远景区预测 …… (69)
四、结论和建议 …… (70)
第三章　衍生矿床导向与成矿轨迹评价方法 …… (72)
第一节　由来与原理 …… (72)
一、由来 …… (72)
二、原理 …… (73)
第二节　衍生矿床导向与成矿轨迹方法应用 …… (74)
一、冀西北金矿矿集区及预测评价 …… (74)
二、冀东金矿矿集区与预测评价 …… (83)
第三节　小结 …… (95)
第四章　矿床密集区评价方法 …… (97)
第一节　地壳类型的划分和初始地壳、初始源的识别方法 …… (97)
一、地壳类型的划分和初始地壳识别方法 …… (97)
二、地壳类型与成矿物质来源 …… (98)
第二节　胶东、小秦岭、夹皮沟、张家口—宣化等金矿床密集区特征 …… (99)
一、矿床密集区是高金异常地幔区 …… (99)

二、初始地壳具有较高的金丰度值和浓集系数 …… (99)
三、成矿过程具主期或多期时间维 …… (101)
四、特定的金矿床定位空间 …… (103)
第三节 鲁西、太行山北段、冀北等地区预测评价 …… (105)
一、预测准则 …… (105)
二、预测的实例和结果 …… (108)
第四节 小结 …… (116)
第五章 "三源"交代热液成矿评价方法 …… (118)
第一节 交代热液矿床"三源"成矿论 …… (118)
一、热液源研究的突破性进展 …… (118)
二、交代热液成矿理论 …… (118)
第二节 "三源"成矿预测的原理和方法 …… (119)
一、预测的原理 …… (119)
二、预测的方法 …… (120)
第三节 "三源"成矿预测区及初步查证 …… (120)
一、华北陆块金矿成矿区带的远景预测 …… (120)
二、大型、特大型金矿床的预测 …… (123)
三、金矿预测区的初步查证 …… (123)
第四节 小结 …… (128)
一、热液矿床的"三源"预测方法是一种理论预测方法 …… (128)
二、"三源"预测方法是一种有效的和具有很大发展前景的预测新方法 …… (128)
第六章 伸展盆地演化金矿评价方法 …… (129)
第一节 滇黔桂地区区域地壳演化特征 …… (130)
一、区域地质及金矿概述 …… (131)
二、区域地壳演化特点 …… (131)
第二节 滇黔桂伸展盆地及其演化 …… (131)
一、滇黔桂伸展盆地的基本特征 …… (131)
二、滇黔桂伸展盆地演化的阶段性 …… (132)
第三节 滇黔桂盆地演化对金成矿的制约关系 …… (134)
一、地层对金成矿的控制 …… (135)
二、断裂构造对金成矿的控制作用 …… (136)
三、穹隆构造对金成矿的控制作用 …… (136)
四、盆地演化对金的初始富集的影响 …… (136)
五、盆地闭合阶段金的活化迁移 …… (137)
六、盆地格局与金矿分布规律 …… (137)
第四节 小结 …… (139)
第七章 铅同位素化探方法与区域和深部隐伏矿预测评价 …… (140)
第一节 铅同位素地球化学急变带与区域成矿预测 …… (140)
一、铅同位素省划分 …… (140)
二、地球化学急变带 …… (141)
三、华南-扬子地球化学边界与超大型矿床 …… (142)

四、铅同位素急变带与找矿区域预测 …… (145)
五、地球化学边界上形成超大型矿床的机理 …… (146)
第二节 隐伏矿深部预测的铅同位素化探方法 …… (148)
一、铅同位素打靶 …… (149)
二、隐伏矿深部预测的铅同位素系统剖面化探 …… (149)
三、隐伏系数 …… (151)
第三节 铅同位素化探评价实例 …… (152)
一、东川汤丹铜矿 …… (152)
二、金平龙脖河铜矿 …… (152)
三、元阳大坪金矿深部预测 …… (158)
第四节 小结 …… (161)
结语 …… (163)
参考文献 …… (166)
英文摘要 …… (172)

CONTENTS

CHAPTER 1 INTRODUCTION ..... (1)

1.1 Current Situation of Geological Assessment of Mineral Resources ..... (1)

1.2 Super Large Ore Deposits of China and Large Corridor-type Metallogenic Geological Section ..... (2)

1 Regional Large Metallogenic Geological Section of central China ..... (2)

2 Regional Large Metallogenic Geological Section of northern China ..... (4)

3 Regional Large Metallogenic Geological Section of southern China ..... (4)

1.3 Geological Metallogenic Background of Super Large Ore Deposits in China ... (6)

1 Precambrian Metallogenic Tectonic Domain and Metallogenic Accumulation Environment ... (6)

2 Metallogenic Tectonic Domain and Metallogenic Accumulation Environment of Paleo-asiatic Tectonic Domain ..... (9)

3 Metallogenic Tectonic Domain and Metallogenic Accumulation Environment of Qinling-Qilian-Kunlun Tectonic Domain ..... (11)

4 Precambrian Metallogenic Tectonic Domain and Metallogenic Accumulation Environment Tethys-Himalayan Tectonic Domain ..... (12)

5 Precambrian Metallogenic Tectonic Domain and Metallogenic Accumulation Environment of Western Marginal-Pacific Tectonic Domain ..... (14)

CHAPTER 2 ISOPYCNIC MAP OF FOUR-HIERARCHY SYSTEMATIC METALLOGENY AND ORE DEPOSITS FOR HARD-IDENTIFIED CONCEALED RICH ORE DEPOSITS ..... (17)

2.1 Four-Hierarchy Systematic Metallogeny of a Metallogenic Province ..... (17)

1 Concept of Four-Hierarchy Systematic Metallogeny of a Metallogenic Province and Its Geological Significance ..... (18)

2 Contents of Four-Hierarchy Systematic Metallogeny of a Metallogenic Province ..... (19)

3 Four-Hierarchy Systematic Metallogeny of the Northern Margin of North China Platform and the Area north to it ..... (21)

2.2 Isopycnic Map of Ore Deposits (Occurrences) for Geological Assessment of Mineral Resources ..... (56)

1 Mapping of the China Isopycnic Map of Gold Deposits (Occurrences) ..... (57)

2 Distribution Density and Characteristics of Gold Deposits (Occurrences) of China ..... (61)

3 Isopycnic Map of Gold Deposits (Occurrences) for Prognosis of Metallogenic Prospects ..... (69)

4 Conclusions and Suggestions ..... (70)

CHAPTER 3 ORIENTATION OF DERIVATIVE DEPOSITS AND METALLOGENIC PATH ASSESSMENT FOR MINERAL RESOURCES ····· (72)
3.1 Proposal of Derivative Deposits and Metallogenic Path Assessment and its Principle ····· (72)
1 Proposal of Derivative Deposits and Metallogenic Path Assessment ····· (72)
2 Principle l of Derivative Deposits and Metallogenic Path Assessment ····· (73)
3.2 Application of Orientation of Derivative Deposits and Metallogenic Path Assessment Method ····· (74)
1 Gold Ore-concentrated Area of Northwestern Hebei and Its Prognostic Assessment for Mineral Resources ····· (74)
2 Gold Ore-concentrated Area of Eastern Hebei and Its Prognostic Assessment for Mineral Resources ····· (83)
3.3 Summary ····· (95)
CHAPTER 4 ASSESSMENT METHOD FOR ORE-CONCENTRATED AREA ····· (97)
4.1 Classification of Crust and Recognition of Initial Crust and Initial Ore Source ····· (97)
1 Classification of Crust and Recognition of Initial Crust ····· (97)
2 Types of Crust and Origin of Ore-forming Material ····· (98)
4.2 Characteristics of The Eastern Shandong, Xiaoqinling, Jiapigou and Zhangjiakou-Xuanhua Gold Ore-concentrated Areas ····· (99)
1 Ore-concentrated Area Representing the Au-highly Anomalous Mantle ····· (99)
2 Initial Crust Bearing High Au Abundance and Concentration Coefficient ····· (99)
3 Principal Epoch and Multi-epoch Time Dimension of Metallization ····· (101)
4 Specified spatial Location of Gold Deposits ····· (103)
4.3 Prognostic Assessment of Western Shandong, Northern Taihangshan, Northern Hebei ····· (105)
1 Rule of Prognosis ····· (105)
2 Practical Examples And Results of Prognosis ····· (108)
4.4 Summary ····· (116)
CHAPTER 5 ASSESSMENT METHOD OF METALLIZATION BY "THREE-SOURCE" HYDROTHERMAL SOLUTION METASOMATISM ····· (118)
5.1 Theory of "Three-Source" Metallization by Hydrothermal Solution Metasomatism ····· (118)
1 Breakthrough about Study on Derivation of Hydrothermal Solution ····· (118)
2 Theory of Metallization by Hydrothermal Solution ····· (118)
5.2 Principle and Method of Mineral Resources Prognosis of "Three-Source" Metallization ····· (119)
1 Principle of Prognosis ····· (119)
2 Method of Prognosis ····· (120)
5.3 Prognostic Area of "Three-Source" Metallization and Its Verification ····· (120)
1 Prospective Prognosis of Gold Metallogenic Belt in North China Massif ····· (120)

2 Prognosis of Large, Super Large Gold Deposits ····· (123)
3 Preliminary Verification of Gold Ore Prospects ····· (123)
5.4 Summary ····· (128)
1 "Three-Source"Prognosis Method of Hydrothermal Deposits: A Theoretic Prognosis Method ····· (128)
2 "Three-Source" Prognosis Method: An Effective and Prospective One ····· (128)
CHAPTER 6 ASSESSMENT OF GOLD DEPOSITS FOR EVOLUTION OF EXTENSIONAL BASIN ····· (129)
6.1 Regional Geological Evolution of Yunnan, Guizhou and Guangxi ····· (130)
1 Regional Geology and Gold Deposits ····· (131)
2 Evolution of Regional Crust ····· (131)
6.2 Extensional Basins in Yunnan, Guizhou and Guangxi and Their Evolution ····· (131)
1 General Feature of Extensional Basins in Yunnan, Guizhou and Guangxi ····· (131)
2 Evolutionary Stages of Extensional Basins in Yunnan, Guizhou and Guangxi ····· (132)
6.3 Constrain of Evolutionary of Extensional Basins in Yunnan, Guizhou and Guangxi on Gold Metallization ····· (134)
1 Control of Strata on Gold metallization ····· (135)
2 Control of Faults on Gold metallization ····· (136)
3 Control of Domes on Gold metallization ····· (136)
4 Influence of Basin Evolution on the Initiative enrichment of Gold ····· (136)
5 Mobilization and Transportation of Gold in the Closure Stage of Basin ····· (137)
6 Relations Between Basin Configuration and Distribution of Gold Deposits ····· (137)
6.4 Summary ····· (139)
CHAPTER 7 GEOCHEMICAL PROSPECTING OF Pb ISOTOPE AND PROGNOSTIC ASSESSMENT OF REGIONAL AND DEEP CONCEALED ORE DEPOSITS ····· (140)
7.1 Sharp Transition of Pb Isotope Geochemistry and Regional Metallogenic Prognosis ····· (140)
1 Division of Pb Isotope Province ····· (140)
2 Sharp Transition of Geochemistry ····· (141)
3 Geochemical Boundaries of South China-Yangtze and Super Large Ore Deposits ····· (142)
4 Sharp Transition of Pb Isotope and Regional Metallogenic Prognosis ····· (145)
5 Mechanism of Formation of Super Large Ore Deposits on Geochemical Sharp Transition ····· (146)
7.2 Geochemical Prospecting of Pb Isotope Used for Prognosis of Deep Concealed Ore Deposits ····· (148)
1 Pb Isotope Used for Selection of Metallogenic Prospects ····· (149)
2 Geochemical Prospecting of Pb Isotope for Prognosis of Concealed Ore

Deposits ····· (149)
3 Concealed Coefficient ····· (151)
7.3 Examples of Geochemical Prospecting of Pb Isotope Used for Assessment of Ore Deposits ····· (152)
1 Tangdan Copper Deposit in Dongchuan ····· (152)
2 Longbohe Copper Deposits in Jinping ····· (152)
3 Deep Prognosis of the Daping Gold Deposit in Yuanyang ····· (158)
7.4 Summary ····· (161)
EPILOGUE ····· (163)
REFERENCES ····· (166)
ABSTRACT IN ENGLISH ····· (172)

第一章 绪 论

第一节 地质资源评价方法的现状

矿床地质预测实际上是以成矿理论的预测为基础的，成矿理论自16世纪以前的矿床成因猜想到现代矿床成矿理论已有400余年的发展历史，其未来发展方向仍在探索，特别是在跨越学科界限引入新鲜“血液”以来，成矿理论空前活跃，但是应用任何成矿理论预测均不能超脱类比学的方法，所以80年代以来把成矿理论模式化（modeling）进行成矿预测和找矿，在某些地区和某些类型矿床上取得较大找矿效果，如Sillitoe & Guibelt模式对寻找斑岩铜矿床方面的运用。但矿床模式受其特殊属性的限制，不能发挥更大的求同类比效应，特别是特大型矿床的对比因素独特，应用一个矿床的成矿模式很难预测另一个相同矿床。90年代以来一些学者把成矿理论预测发展为普遍属性的模式化（D.P.考克斯，1989；裴荣富，1994），提出预测变异相矿床的新认识（裴荣富，1992），从而提高了模式类比找矿效果。近年来又提出了特大型矿床成矿“偏在性”（preferentiality）和“异常成矿构造聚敛场”（exceptional metallotect convergence）控矿新认识（裴荣富，1992～1994），提出成矿背景、成矿场、成矿相和矿床的“景”、“场”、“相”、“床”四个等级体制成矿并利用衍生矿床导向、成矿轨迹追踪直接寻找特大型矿床的新理论和方法。

矿床是全球地质构造演化的一个组成部分，矿床密集区常常是富含矿物质的基底源岩长期演化的产物。近年来国内外研究表明，不同的基底具有各种特征的矿床密集区，如华北地台广泛发育金、铁等矿床，扬子地台则富集钨、锡、铀、铅、锌、汞、锑等资源，美国西部矿床具明显的区域分带，如内华达州的金、亚利桑那州的铜、科罗拉多-新墨西哥州北部及爱德华州中部的铝。J.Nable（1990）认为，这是上地幔原始不均匀性的反映。地球物理学研究的进展已充分说明上地幔和下地壳具有明显的不均一性。这些不均一性，在物质成分上表现为不同金属组成的地球化学块体，其中那些富集某些金属并易受成矿作用析出的地球化学块体，有可能成为矿床密集区的源岩。S.S.Adams（1987）指出，今后十年是源岩研究的十年；B.R.Doe（1991）指出，人们常忽视“源岩”对金属矿床形成的重要性，并认为对成矿过程“后端”（即源岩）的研究有助于提高找矿能力。

矿源、水源和热源是形成热液矿床的基本的必需条件，以三种源的规模和相互间距离为主要依据的热液矿床预测方法是我国的独创。热液矿床的预测是世界上尚未很好解决的难题，现有的各种热液成矿理论和观点均没有把它们的理论核心转化为预测准则，故到目前为止，热液矿床预测实际上都缺乏有效的理论指导。所以，三源热液成矿预测是当前提出的新的理论预测方法。经找矿实践证明，该方法具有令人鼓舞的预测效果，并已在国内有些地勘单位开始应用。国外应用单一的矿源（成矿元素负晕）或水源（岩石的$\delta^{18}O$负晕）指导找矿则刚开始。只有澳大利亚于1994年请我们去介绍三源热液成矿预测方法。

近年国内外均开展了同位素方法找矿，由于铀异常造成明显的铅异常，故铅同位素方

法早就被应用于铀矿床的找矿评价。澳大利亚的B.L.Gulson（1986）的研究表明，铅同位素方法用于Pb-Zn矿床与Au矿床的化探评价也是行之有效的，并使金矿的勘探成功率从10%提高到60%以上。该方法在新疆阿尔泰南缘试用时，在查明阿舍勒铜矿和可可塔勒Pb-Zn矿方面也取得了成功。我们系统研究了中国大陆Au矿的Pb同位素特征，划分了铅同位素省，为化探评价找矿提供了各区域的背景值，提出了急变带与成矿作用的关系，发现了浅源与深源Au矿化铅同位素的不同异常特点，找出了化探评价的新指标。并在海南岛Au矿带开展了实际评价应用，预测了土外山深部应存在深源富矿，得到钻探证实。

国外当前十分注意盆地的整体研究和总体分析，弄清区域构造、地层、岩性、矿化等成矿环境，筛选其主要控矿因素，成为提高勘查效果的最有效途径。在油气勘查上获得了很大成功，如北海油田，近20年来至少发现了14个大油田。将其运用于金属矿产勘查中也是很重要的方面。卡林型金矿是细碎屑岩容矿的重要金矿床，在中国扬子地台西南缘的滇黔桂金三角地区是晚古生代至早中生代盆地，结合化探进行盆地生长方式及演化控矿和找矿标志的方法预测是寻找这类不可见金矿的重要方法。

第二节　中国特大型矿床与走廊式成矿大断面

在对中国Mo、Fe、Au、Pb、Zn、S、REE、Cu、Ni、Li、V、Ti、Sn、W、Sb等15个矿种、36个代表性大型—特大型矿床研究时，从它们形成的区域成矿构造背景及其中的成矿堆积环境分析归纳可构成切穿和覆盖全国主要成矿省（区带），呈回曲形展布的成矿大断面，展示出全国特大型成矿地质构造背景的立体图像，为深化认识全国特大型矿床的时空分布规律提供“点”、“线”、“面”、“体”的区域成矿三维演化基础（图1-1）。据此，本项目把全国分为：中部、北部和南部三大走廊式区域成矿大断面。

一、中部区域成矿大断面

该断面东起扬子陆块北东缘，穿过扬子陆块与华北陆块之间，然后沿华北陆块西南缘向北西延伸，进入新疆境内分成两支：北支沿西伯利亚板块与哈萨克斯坦板块之间的缝合带继续向北西方向延伸，构成世界著名的额尔齐斯构造成矿带和斋桑构造成矿带，尤其以矿山阿尔泰地区大型多金属矿床最为集中；南支沿塔里木板块与哈萨克斯坦板块之间的缝合带延伸，构成世界著名的康古尔—那拉提—尼古拉耶夫构造成矿带，尤其以盛产穆龙套型金矿最具特色。南支在中段的天格尔附近又分出一支，沿伊犁微陆块北缘向北西延伸，汇于巴尔喀什构造岩浆弧，以盛产大型—特大型斑岩铜（钼）矿和浅成热液型金矿（阿希）为特色。

该大断面在中国境内全长大约6000km，总体上呈北西向，局部呈近东西向、北东向和南西向。它具有以下特征：

（1）沿多个陆块边缘延展，但不进入陆块内部；

（2）在成矿构造环境上，既具有陆块稳定性的特点，又具有活动带不稳定性特点，总的说来是活动性中有稳定性；

（3）在成矿控制因素上，大型—特大型矿床受深部构造-岩浆、基底和盖层等多重因

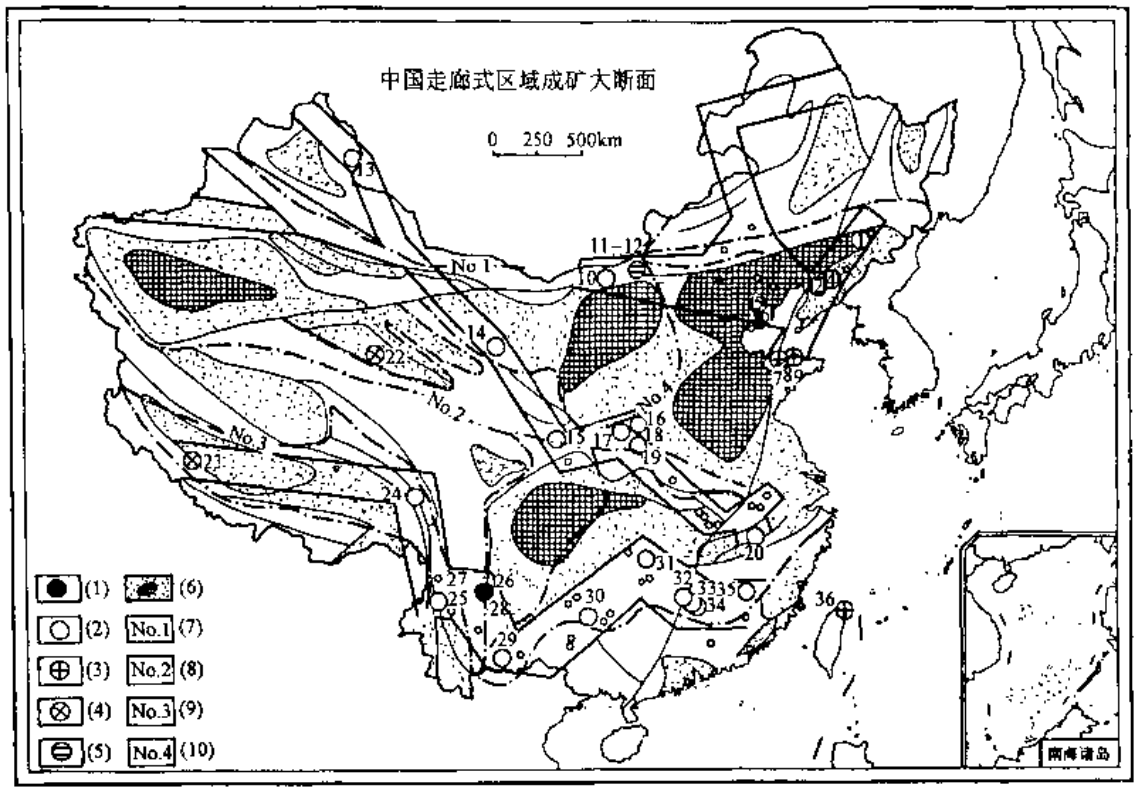


图 1-1 中国走廊式区域成矿大断面

Fig.1-1 Large corridor-type regional metallogenic section of China

(1) 黑色金属；(2) 有色金属；(3) 贵金属；(4) 稀有金属；(5) 稀土金属；(6) 前寒武纪地块构造域；(7) 古亚洲构造域界线；(8) 秦祁昆构造域界线；(9) 特提斯构造域界线；(10) 滨西太平洋构造域界线

代表性特大型矿床：1—吉林大黑山钼矿；2—辽宁西鞍山铁矿；3—辽宁齐大山铁矿；4—辽宁弓长岭铁矿；5—河北水厂铁矿；6—河北司家营铁矿；7—山东焦家金矿；8—山东三山岛金矿；9—山东玲珑金矿；10—内蒙古东升庙铅锌硫矿；11—内蒙古白云鄂博稀土矿；12—内蒙古都拉哈拉稀土矿；13—新疆喀拉通克铜镍矿；14—甘肃金川铜镍矿；15—甘肃厂坝铅锌矿；16—山西铜矿峪铜矿；17—陕西金堆城钼矿；18—河南文峪金矿；19—河南三道庄钨钼矿；20—江西铜厂铜矿；21—江西富家坞铜矿；22—青海西台吉乃尔锂矿；23—西藏扎布耶茶卡锂矿；24—西藏玉龙铜矿；25—云南金顶铅锌矿；26—四川白马钒钛磁铁矿；27—四川攀枝花钒钛磁铁矿；28—四川红格钒钛磁铁矿；29—云南个旧锡矿；30—广西大厂锡矿；31—湖南锡矿山锑矿；32—湖南柿竹园钨矿；33—广东凡口铅锌矿；34—江西西华山—大吉山钨矿；35—福建行洛坑钨矿；36—台湾金瓜石金矿

素制约，成矿具有长期性、多阶段性的特点；

(4) 矿床类型和金属组合具有多种多样；

(5) 大断面贯穿多个构造单位和多个成矿时代。

该大断面在中国境内主要包括以下成矿带：赣东北成矿带、长江中下游成矿带、中条山成矿带、金堆城成矿带、白银—西成（厂坝）成矿带、金川成矿带、喀拉通克成矿带、克兰河成矿带、康古尔成矿带、西天山成矿带。延伸到国外的主要包括斋桑成矿带、伊犁微陆块北缘成矿带、巴尔喀什成矿带和穆龙套—库姆托尔成矿带。

该大断面在中国境内主要包括以下大型—特大型矿床：①铜镍硫化物型矿床——金川和喀拉通克；②斑岩型铜矿——富家坞、铜厂和铜矿峪；③夕卡岩型铜矿——城门山、武

山和铜录山；④斑岩-夕卡岩型铜矿——金堆城和烂泥坪；⑤斑岩-浅成热液型多金属矿床——银山；⑥浅成热液型金矿——阿希；⑦海相火山岩型多金属矿床——白银厂、阿舍勒和可可塔勒；⑧海相沉积岩型多金属矿床——厂坝、李家沟、邓家山和洛河。

延入国外主要包括以下大型—特大型矿床：①斑岩型铜（钼）矿——科恩拉德、阿克斗卡、博谢库尔、博尔雷、克孜尔塔斯、索库尔柯伊、科克赛和卡利马克尔；②热水沉积-后生热液叠加改造型金矿——库姆托尔、查尔库拉和穆龙套；③海相火山岩型多金属矿——尼古拉耶夫、瓦维朗、别洛乌索夫、额尔齐斯、列宁诺戈尔斯克、季申、洛良诺夫、马拉耶夫和乌什卡腾；④热液型锡矿——萨雷贾兹；⑤层控型汞矿——琼科伊。

二、北部区域成矿大断面

该成矿大断面东起中朝准地台中东部之胶东金成矿带，向北至吉南—辽东之中朝准地台北缘，继之沿中朝准地台北缘西行至辽西—冀北地区分二支，一支继续沿地台北缘西行，经白云鄂博至狼山，另一支则北北西行，入兴安地槽褶皱系，经内蒙古东南地区，至满洲里，再折向北东至黑龙江多宝山地区。整个断面长3400km，穿越中朝准地台北部和兴安褶皱系，横跨前寒武纪构造域（太古宙—元古宙）、古亚洲构造域发展阶段（古生代）和滨太平洋构造域发展阶段（中新生代）诸多成矿时段和多种成矿堆积环境，充分体现出成矿作用随地壳-岩石圈演化和多期多阶段成矿的特征，并充分反映出特大型、（准特）大型矿床成矿作用受深部构造、基底构造、岩浆作用、围岩性质乃至天水性质等多种因素的控制，即矿床的多成因性，特别是滨太平洋构造域成矿作用对先成岩石（基底或早先侵入体）中成矿物质的萃取和对早期矿床的叠加、改造，因而许多矿带和矿床反映出成因类型和金属组合的多样性。

该区域成矿大断面包括5个产有特大型矿床的Ⅰ级成矿带和3个产有准特大型—大型矿床的Ⅱ级成矿带，按成矿堆积环境的演化依次排列如下：

Ⅰ级成矿带

(1) 辽北—吉南太古宙“花岗-绿岩带”中铁铜金成矿带；

(2) 辽东—吉南古元古代裂谷系中的硼镁铅锌金成矿带；

(3) 冀北—辽西太古宙“花岗-绿岩带”中金、铁，中元古代裂谷中铅锌及中生代陆缘活化型金钼铜铅锌复合成矿带；

(4) 白云鄂博—狼山中元古代裂谷系中稀土铌铁和铜铅锌成矿带及乌拉山—赛乌苏金成矿带；

(5) 胶东与中生代花岗岩有关的金成矿带。

Ⅱ级成矿带

(1) 多宝山与华力西期花岗岩类有关的铜钼成矿区；

(2) 内蒙古东南与中生代火山-侵入岩有关的铜铅锌银锡成矿带；

(3) 得尔布干与中生代火山-侵入岩有关的铜钼铅锌银（铀）成矿带。

三、南部区域成矿大断面

中国南部走廊式区域成矿大断面位于北纬25°～30°之间，东起福建沿海，西至西藏，其中除在湖南中部和云南西部二处转折外，基本上呈近东西向走势。大断面全长约

4000km，途经福建中部、江西南部、湖南中部、广西北部、贵州西南部、云南西部、四川西部与西藏东部等地，贯穿了我国南部大部分省份。

该大断面包括华南板块与藏滇板块，其中在华南板块内自东向西包括了华南活动带、扬子陆块与羌北—昌都—思茅微陆块，而在藏滇板块内仅包括冈底斯—腾冲活动带的一部分。实际上，该大断面贯穿了华夏和扬子古陆的前寒武纪成矿构造域和特提斯—喜马拉雅成矿构造域，以及滨西太平洋成矿构造域，可以较全面地反映了我国由东南部到西南部区域地质与成矿的全貌。

华南板块在形成过程中曾经历了较长的地质演化历史，并发生多期的开裂与聚合以及造山作用和多期构造岩浆作用等，逐渐完成了陆壳演化的过程。其大体上可分为五个主要阶段：早前寒武纪克拉通形成阶段；晚早前寒武的扬子陆块形成及华夏古陆裂解阶段；澄江—加里东期南华裂谷演化与扬子陆块增生阶段；华力西—印支期华南大陆形成阶段；燕山—喜马拉雅期滨西太平洋活动阶段。总之，其演化过程可以讲是华夏古陆与扬子古陆拼合、裂解以及库拉—太平洋板块对其作用的过程，从而使华南板块呈现出两个特点：一是前中生代基底固结偏低，不同阶段地质体差异明显，因而其活动性较大；二是在燕山—喜马拉雅期受库拉—太平洋板块活动影响，发生了强烈的大陆边缘—陆内构造-岩浆活动，使华南地区出现“活化”，而其强度则有自东向西减弱的趋势。华南板块的上述两个特点对其成矿作用有重要意义。

藏滇板块位于华南板块西侧，其北部和东部与扬子古陆相邻。由于该区地质研究程度较低，很多问题目前尚在进一步探讨之中，但据目前初步资料表明，藏滇板块是从冈瓦纳大陆北缘分离出来的，为冈瓦纳古陆与扬子古陆之间的中间板块。其形成历史实际上是藏滇微古陆与特提斯洋活动以及白垩纪以来印度板块对它俯冲的历史，其过程大致可分五个阶段：中新元古代元古洋活动阶段；新元古代末元古洋闭合并潜入扬子古陆之下阶段；早古生代古特提斯洋雏形形成阶段；晚古生代—三叠纪南、北古陆向赤道漂移，古特提斯洋闭合阶段；印度板块向北活动，新特提斯洋消失阶段。显而易见，特提斯洋发生、发展与消失对藏滇板块形成起了重要作用，而印度板块向北俯冲又给该区地质历史上增添了新内容，于是使构造结合带以及与其相关的蛇绿岩，各类侵入岩、火山岩带呈平行排列的新的构造格局。

综上所述，南部区域成矿大断面跨越的华南板块及藏滇板块在形成与发展方面有相似之处，即基底稳定性都比较差，而中生代以来又都受到另一板块从某一方面对它活动的影响，使其出现新的构造格局以及与其有关的成矿作用。如华南板块在中新生代受库拉—太平洋板块自东向西活动的影响，使陆缘—陆内发生大规模的构造-岩浆活动以及与其相伴的有色金属成矿作用。藏滇板块在中新生代遭受南部印度板块自南向北的俯冲，使其出现新的构造景观以及伴随着有关的成矿作用。值得指出的是藏滇板块与华南板块虽然有各自形成的历史，但它们在形成过程中也曾出现过相互作用的过程，使其发生一定联系，如特提斯洋（包括古特提斯和新特提斯洋）多次向华南板块俯冲及其闭合致使华南板块西缘出现岛弧带、造山带以及大陆边缘活动带；同样，华南板块在库拉—太平洋板块活动下也对藏滇板块发生影响，使其发生相应的构造-岩浆作用与成矿作用。由于华南板块与藏滇板块在形成过程中的相互作用，因而使南部区域成矿大断面在结构上具有一定的规律性：在华南板块范围内可以明显地表现出火山活动与岩浆活动在其沿海部位和与藏滇接壤部位，

即板块的东、西缘十分发育，而向中心部位则逐渐减弱。在华南板块与藏滇板块结合部位则构造活动特别发育，反映了两个板块相互结合的关系。在藏滇板块内由于受平行排列的南北向（主要指滇西一带）或东西向（主要指西藏境内）结合带控制，使大断面上构造-岩浆带亦呈平行排列。上述大断面结构形式将使南部区域成矿大断面上所反映的成矿作用、成矿类型及其时空关系都具有规律性分布，呈现出包括东南沿海火山带，湘、桂、粤坳陷区，桂北隆起区，滇黔桂褶皱带，滇中—川西南隆起，三江褶皱带等六个不同形式的成矿区带。

第三节　中国特大型矿床成矿地质背景

成矿地质背景包括成矿构造域和成矿堆积环境两部分。成矿构造域是宏观的成矿地质背景，一般均达几百至几千平方千米的范围，为此，必须在背景上进一步描述矿床成矿堆积环境。成矿堆积环境是矿床—矿田—矿带的可能成形的条件，是深化认识矿床成矿地质背景的当代研究的发展方向。如加拿大地质协会 1995 年在维多利亚召开的地质年会上对此已开始有所论述。据此，我们根据地壳形成—发展的地质历史演化的特点将我国特大型矿床成矿地质背景划分为五大成矿构造域（前寒武纪地块成矿构造域、古亚洲成矿构造域、秦祁昆成矿构造域、特提斯成矿构造域和环太平洋成矿构造域）。在详细地综合分析五大成矿构造域的基础上，结合已出版的《中国矿床模式》专著（裴荣富，1995）在全国聚焦出 26 个成矿堆积环境，现将与中国特大型矿床有关的成矿构造域和成矿堆积环境的成矿地质背景论述如下。

一、前寒武纪成矿构造域与成矿堆积环境

将中国前寒武纪成矿堆积环境分为高级变质地体、花岗-绿岩地体、裂谷及裂陷槽、活动陆缘褶皱带、稳定陆台边缘岩浆杂岩带、陆台盖层和显生宙构造岩浆活化带等七种类型。

（一）高级变质地体成矿堆积环境

主要分布于前寒武纪成矿构造域的中朝古陆，扬子古陆、塔里木古陆和西伯利亚—蒙古地台南缘褶皱带，佳木斯地块中也有少量出现。已知一些大型—特大型铁矿床、金矿床、石墨矿床即产在这种环境中。在现存的古中太古代岩片中主要出现的是基性—中酸性火山-沉积表壳岩。变质后生成基性麻粒岩—片麻岩、斜长角闪岩、变粒岩、磁铁石英岩，局部有少量孔兹岩和碳酸盐岩变质而成的夕线石片麻岩、石墨片麻岩和大理岩。这些火山-沉积表壳岩通常产于一些孤立的火山-沉积盆地中。在火山喷发-沉积过程中，金大量富集于下部基性岩，而铁则富集于上部硅质岩中。后来发生的高温、中—中低压麻粒岩相变质作用和新太古代韧性剪切变质作用使铁和金进一步分异富集，在下部的斜长角闪岩和辉石麻粒岩中形成变质热液石英脉型金矿床，在上部石英岩中形成沉积-变质型条带状磁铁矿床，在孔兹岩系中形成夕线石矿床和石墨矿床。如中朝古陆冀东迁西、迁安、遵化、青龙、密云一带产有大杏山、石人沟、水厂、大石河、太平寨等大型铁矿床。在张家口—辽东阜新一带的中太古代高级变质地体中，产有小营盘、东坪、金厂沟梁、排山楼等大型金矿床和大量中小型金矿床。在小秦岭一带的基性麻粒岩和斜长角闪岩中产有文峪、杨寨

峪、大湖、东闯、鸡架山大型—特大型金矿床，形成小秦岭金矿集中区。

上述大型—特大型金矿床大多被显生宙，特别是中生代时期地壳重熔花岗岩浆作用改造或叠加，因此对产于高级变质体中的金矿床其成矿控制因素可总结为：

(1) 矿床及矿床组合受东西向和北东向断裂系统控制。这些断裂系统大多为新太古代末期韧性剪切断裂系统，在中生代又重新活动；

(2) 矿体大多产于高级地体下部基性岩石中；

(3) 矿体沿韧性剪切带分布；

(4) 中生代花岗岩及岩浆热液作用；

(5) 空间分布为东西成带（矿床受高级体岩性控制）。

(二) 花岗-绿岩地体成矿堆积环境

主要分布在中朝古陆各新太古代微大陆块之间的岩浆接合带中。在中朝古陆东部弧形岩浆接合带中由北而南产有桦甸、清原、鞍山、遵化、鲁西、登封等绿岩带（体），西部岩浆接合带中产有色尔腾山、五台山绿岩带（体）。绿岩体中以铁、金（铜）矿床为主，其中铁和金成矿堆积特征与中太古代基性—中酸性火山-沉积表壳岩有许多相似之处，并形成一些大型—特大型矿床。绿岩型金矿化一般有两种类型：一种发育于火山沉积建造下部基性火山岩相，遭受角闪岩—绿片岩相变质作用及韧性剪切变质作用，含矿石英脉体沿剪切带分布，容矿岩石为斜长角闪岩、(角闪) 绿泥片岩、绢云绿泥石片岩（夹皮沟）；另一种金矿化发生于火山-沉积建造上部，容矿岩石为长英质火山-沉积岩变质而成的含磁铁黑云角闪片岩和黑云磁铁石英岩（清原）、镁铁质火山-沉积变质而成的磁铁石英岩和绿泥钠长片岩（五台）。绿岩型铁矿化一般产于火山-沉积建造上部或火山-沉积旋回上部硅铁质岩（BIF）中，经过角闪岩相—绿片岩相变质作用，形成条带状石英磁铁岩铁矿床。绿岩型铜矿化相对不太发育，只出现在基性—中性—中酸性火山-沉积建造上部长英质火山-沉积岩中，容矿岩石为互层的变粒岩、浅粒岩和片岩组合，形成火山喷气-变质成因的块状硫化物矿床，如清原绿岩带中红透山铜矿床。

(三) 裂谷及裂陷海槽成矿堆积环境

这一成矿堆积环境主要发育于元古宙时期。在中朝古陆基底上有中条、辽吉、渤沱、燕辽等陆内裂谷或裂陷槽盆；白云鄂博、渣尔泰山、熊耳边缘裂谷或裂陷槽。在扬子古陆基底上有扬子西缘川滇、北缘碧口、东南缘桂北裂谷。塔里木古陆亦发育边缘裂谷。中朝古陆与扬子、塔里木古陆之间通过秦岭—祁连海槽相连，扬子古陆与华夏古陆间也有元古宙海槽发育。已知的大型—特大型矿床发育在中朝和扬子古陆上的裂谷和裂陷海槽中。其成矿作用主要有火山-岩浆成矿作用和沉积成矿作用。沉积成矿作用有两种表现形式：一种是裂谷初期裂陷盆地中陆相碎屑补偿性沉积作用形成的沉积矿床，另一种是裂谷发展到裂陷海盆时受海底火山活动影响，有火山碎屑物质参与的沉积成矿作用。

上述元古宙裂谷中发育的大型—特大型矿床的共同特征是：

(1) 成矿元素复杂，无论哪一种矿床类型都含有 Fe、Cu、Pb、Zn、U、Au、稀土等成矿元素；

(2) 矿床类型复杂，每一个大型—特大型矿床都有两个以上的矿床成因类型；

(3) 不同期次裂谷或同一裂谷的不同阶段成矿作用具有继承性，矿床具有变异特征和衍生规律。可见裂谷中的特大型矿床多产在规模较大，长时期多期次演化的扩张环境中。

（四）活动陆缘褶皱带成矿堆积环境

前寒武纪活动陆缘褶皱带成矿堆积环境主要发育在扬子古陆北缘和东南缘。北缘有武当岛弧，东南缘有皖—浙—赣岛弧。在这种以岛弧火山喷气-沉积建造为主的成矿堆积环境中，一般下部为拉斑质或细碧质玄武岩，火山-热液喷气堆积生成条带状、细脉浸染状硫化物矿床，上部为钙碱性玄武岩—长英质火山岩，火山热液喷气堆积形成块状硫化物矿床。前者例如扬子古陆东南缘中新元古代岛弧褶皱带产出的西裘铜矿床，后者如北缘中新元古代岛弧带中产出的许家坡式银金矿床。这两个矿床属于大中型规模。目前，在前寒武纪这种堆积环境中还未发现特大型矿床。

（五）稳定陆台边缘岩浆杂岩带成矿堆积环境

这种成矿堆积环境主要受稳定陆台边缘超深断裂控制，地幔熔融岩浆沿断裂带上升途中分异形成超基性岩—（碱性）环斑花岗岩杂岩体。成矿物质主要堆积在分异程度较高的各类岩体中，形成不同类型岩浆矿床，包括超大型铜镍矿床。前寒武纪的这种特殊成矿堆积环境主要分布在中朝古陆稳定克拉通西南缘和北缘的中元古代时期。其他陆块在此时期因其处于相对活动状态而不存在这种成矿环境。

在中朝古陆上金川—大庙—赤柏松基性—超基性岩杂岩带，主要产出一种铁质基性—超基性岩浆分异产物，并形成铜、镍矿床和钒钛磁铁矿矿床。无论金川、赤柏松铜镍矿床，还是大庙钒钛磁铁矿床，都认为是矿浆贯入矿床。铜镍矿体产于岩体下部超基性岩相中，而铁矿矿体多产于岩体上部斜长岩相中。

从金川铜镍矿床看，这类型超大型矿床形成的条件应是：

（1）有利于岩浆在上升途中多次分异的稳定大陆环境；

（2）用以提供岩浆通道和成岩成矿空间的深大断裂；

（3）岩浆强烈的分异过程。

（六）克拉通盖层成矿堆积环境

这种成矿堆积环境主要出现在新元古代晚期古中国地台形成之后，发育于克拉通之上的坳陷盆地或克拉通边缘盆地，在扬子古陆上较为典型。根据盆地大小、深浅和地形起伏状态，可分为远海（深海）沉积、近（浅）海沉积、大陆坡（陆棚）沉积和泻湖相等沉积作用。形成磷、锰、铁及部分铅锌矿床。除了陆源碎屑沉积作用，它们还与化学沉积和生物化学沉积作用有关。扬子古陆北缘的宿松—海洲边缘盆地、东南缘的武陵盆地、湘桂盆地及古陆上川黔鄂陆表海盖层沉积中产有大量这类矿床并构成矿床密集区。

（七）显生宙构造岩浆活化带成矿堆积环境

显生宙构造岩浆活化，是古中国地台演化的产物。中生代时期由于太平洋板块向北西方向俯冲，使华夏古陆与扬子古陆对接碰撞，沿绍兴—江山—萍乡一线形成碰撞造山带和推覆体构造重新复活，明显地表现为在造山带或断裂带附近形成燕山期一些壳源花岗岩体。这些深熔岩体母岩如果是前寒武纪含矿岩系，它将成为一种矿源层在其被交代花岗岩化或形成重熔花岗岩浆侵位过程中，使成矿物质再次富集形成与这些花岗岩有关的成矿堆积环境，产出一些特大型金矿床和钨锡矿床。例如与新太古代绿岩体深熔岩浆有关的金矿床，产出于中朝古陆郯庐大断裂东侧中生代构造-岩浆活化地区。高 Au 元素背景值绿岩地体遭受交代-重熔再造，形成交代-重熔花岗岩体。成矿与岩浆热液蚀变作用、充填交代作用和韧性剪切变质作用有关。矿体产于岩体与围岩接触带的构造蚀变岩带和岩体边缘裂隙

中，形成构造蚀变岩型金矿床（焦家、大尹格庄、三山岛）和石英脉型金矿床（玲珑）。与中新元古代含钨锡变质岩系深熔岩浆有关的钨锡矿床，主要产于扬子古陆与华夏古陆中生代碰撞造山带附近，形成中国南方著名的钨锡矿床集中区。

二、古亚洲成矿构造域与成矿堆积环境

古亚洲构造域原指显生宙的中亚—蒙古地槽区（古亚洲洋）与其南侧之塔里木、中朝（华北）准地台（古陆）、北侧之俄罗斯、西伯利亚地台（古陆）相互作用，并经石炭纪/早二叠世末造山运动闭合，将俄罗斯、西伯利亚、塔里木、中朝等地台联结而形成的那一部分大陆（黄汲清，1954；任纪舜等，1990）。古亚洲构造域的基本特征是地壳和上地幔条块在地质图上表现为近东西向的弧形（如宏伟的蒙古弧）或直线形（如华北地台北缘）展布的构造-岩浆成矿带。

本节所论述的古亚洲成矿构造域仅限于天山—兴安地槽褶皱区及其南侧之塔里木地台和华北地台的北部地区，并大致以内蒙古阿拉善北部（约105°E）分为阿尔泰—准噶尔—天山—塔里木成矿构造亚域和兴安—吉黑—中朝成矿构造亚域。

（一）阿尔泰—准噶尔—天山—塔里木成矿堆积环境

该区域矿产资源十分丰富。目前，仅阿尔泰地区有数个特大型稀有金属矿床，但大型和中小型矿床甚多，显示出区域成矿的分带性及其与古板块构造的密切成因关系，并产出有七个成矿带：

（1）青河—哈龙稀有金属（锂铍钽铌）成矿带；

（2）克兰铜铅锌成矿带；

（3）北准噶尔铜、钨、金成矿带；

（4）西准噶尔铬金成矿带；

（5）贝勒库都克锡成矿带；

（6）黄山—赤湖铜镍成矿带；

（7）巩乃斯金铁铜成矿带；

上述主要成矿带的成矿堆积环境主要有以下两类。

1. 板块（包括微板块）边缘构造-岩浆带环境

西伯利亚板块南缘的阿尔泰活动带，该带由一些小板块拼合而成，活动性强，地壳物质被多次强烈改造，稀有分散元素被高度富集，致使俯冲造山作用形成的壳源型花岗岩具高的稀有金属丰度，得以形成众多的矿床。

2. 褶皱带的沟-弧-盆和碰撞带环境

（1）准特大型阿舍勒铜锌多金属矿床形成于拉张裂陷环境的双峰式火山岩中，Cu、Zn和Au都是地幔中丰度甚高的元素。

（2）准特大型和大型金矿床主要形成于有洋壳出现的拉张构造带（包括板块缝合带、弧间盆地、弧后盆地）或岛弧带，这是因为地幔中Au克拉克值较高，扩张作用或岛弧带壳幔混染型钙碱性岩浆把金带入火山复理石建造中，特别是弧间盆地和弧后盆地海水含碳质较高，金易被含碳的复理石吸附，而区域绿片岩相变质又将分散的金集中起来，形成含金破碎带。北准噶尔洋内弧、西准噶尔的唐巴勒弧后盆地和特尔布特弧后盆地及巩乃斯弧后盆地就成为特大型和大型金矿的主要产地。

(3) 喀拉通克铜镍矿和黄山铜镍矿的岩体为基性杂岩体，同位素年龄相当于二叠纪，形成于板块碰撞造山后期的拉张环境中。

(二) 兴安—吉黑—中朝成矿构造亚域成矿堆积环境

兴安—华北区的特大型和大型矿床并不多，除产于中元古代白云鄂博裂谷系中的特大型白云鄂博稀土-铌-铁矿床、狼山—渣尔泰裂谷系中的大型霍各乞、炭窑口、东升庙、甲生盘等火山喷气-沉积型铜铅锌矿床及燕山裂陷带中的大型高板河（火山喷气）-沉积型铅锌矿床外，只有黑龙江多宝山地区有准特大型和大型的斑岩型-热液型铜（钼）矿床，即多宝山斑岩铜钼矿和铜山热液型铜矿床，其他地区仅为一些中、小型矿床，成矿作用主要与火山作用和岩浆侵入作用有关。据此，该亚域的成矿堆积环境基本有如下两类。

1. 碰撞造山期后构造-岩浆带环境

主要是多宝山矿田准特大型—大型斑岩-热液型铜钼矿床的成矿堆积环境。多宝山斑岩铜矿床成矿堆积环境主要为：

(1) 多宝山组安山岩具高的铜含量（130×10^{-6}），为成矿提供部分矿质；

(2) 花岗闪长岩和花岗闪长斑岩具较高的 Cu 丰度（50×10^{-6}），也提供了矿质；

(3) 北西向弧形构造带左行斜冲运动产生的次级拉张空间控制了弓石燕形花岗闪长岩-花岗闪长斑岩的侵位；

(4) 该地区发育细碎屑岩、泥质岩和火山岩，而碳酸盐岩极不发育，因而溶解了火山喷出的 CO_2、H_2S、HCl、HF 等酸性物质而具弱酸性（pH 约 5～7）的天水在向深部运移过程中仍保持弱酸性，有利于从围岩中萃取出铜；

(5) 由深部岩浆水和萃取了安山岩和花岗闪长岩中铜的热天水组成的含矿流体是在应力梯度以及温度梯度和浓度梯度复合控制下运移和沉淀成矿的。

2. 弧-盆及陆缘火山喷流沉积和侵入岩浆带环境

主要是白乃庙中—新元古代岛弧型火山-沉积岩系（基性、中性火山岩夹中酸性火山岩，现变为绿片岩系）形成以白乃庙南矿为代表的块状硫化物矿床。嗣后的石英闪长斑岩体侵位又形成以白乃庙北矿为代表的斑岩型铜钼矿床。黑矿型矿床和斑岩型矿床原本“不相容”的矿床类型（Sillitoe，1980）先后产于同一地点，既可能是岛弧外侧在洋板块俯冲由马里亚纳型（陡倾）转变为智利型（缓倾）所致（Uyeda，1981），也可能是岛弧环境由水下变为陆地所致。此种矿化现象也见于瑞典北部新元古代 Skellefte 岛弧（Weihed，1990）。

另外，在西拉木伦加里东褶皱带有早—中奥陶世大洋拉斑玄武岩、岛弧型玄武岩，华北地台北缘中西段有众多的加里东期花岗岩，特别是该期花岗岩热液可能叠加在与中元古代碱性岩-碳酸岩有关的海底喷气-沉积型白云鄂博超大型稀土铌铁矿床上。

最后应指出的是，虽然兴安—华北地区形成于古亚洲构造域时期的矿床尚不多，但许多地区的火山-沉积地层和花岗岩体的高的金属元素丰度为中生代成矿提供了矿质。

吉黑—辽东地区在古亚洲构造域发展阶段主要形成以下 5 类矿产：

(1) 产于镁铁质—超镁铁质岩中的铜镍硫化物矿床；

(2) 产于海相火山-沉积岩系中的块状硫化物矿床；

(3) 与华力西期花岗岩有关的金（砷）矿床；

(4) 与华力西晚期—印支期花岗岩有关的铅锌多金属矿床；

(5) 产于中朝准地台内缘陆棚浅海碳酸盐岩中的层状铅锌矿床。

三、秦-祁-昆成矿构造域与成矿堆积环境

秦祁昆造山带已经发现有多种大型、超大型金属矿床产出，根据矿床产出地质条件划分出四种主要成矿堆积环境。

(一) 造山早期裂陷海槽成矿堆积环境

中新元古代秦岭、祁连地区地壳裂解，形成秦岭—祁连裂陷海槽。

新元古代早期随着中元古代裂陷海槽封闭的同时，邻侧拉张作用形成宽坪裂陷海槽，形成下部为中基性海底火山岩、中部陆源碎屑岩和上部硅镁质碳酸盐类的宽坪群火山-沉积岩系。在其下—中部火山岩中形成铜、铁矿床，如产在基性火山岩中的眉县铜峪铜矿、二云石英片岩中的商县腰寺东沟沉积变质黄铁矿和条带状磁铁矿床等。随着宽坪裂陷海槽的扩张，使秦岭—大别地块南移，在扬子陆块北缘形成新元古代碰撞-岛弧带（杨志华等，1989），形成西乡群、刘家坪群中酸性火山-沉积岩系及火山成因块状硫化物铜锌矿床。

祁连海槽形成一套火山-沉积建造，西部为朱龙关群、镜铁山群，东部为陇山群。火山-沉积建造下部为中基性火山岩、夹酸性火山岩和砂板岩，中上部为泥质、钙质、碳质板岩夹硅质岩、灰岩和火山碎屑岩。在下部基性火山岩系内形成块状硫化物铜铁矿床，如陈家庙。但目前发现该类矿床仅为小型规模。在上部碳质千枚岩、板岩层内，形成大型镜铁山式热液沉积铁铜矿床。

(二) 火山岛弧及洋盆成矿堆积环境

早古生代的地壳张裂作用首次使秦岭、祁连造山带相通，形成纵贯两大造山带延长达几千千米的窄长裂陷海槽。裂陷海槽的形成和发展在两个造山带存在着差异性。北祁连裂陷海槽由早古生界海相细碧角斑岩和火山-沉积岩及较小比例的细碎屑沉积岩组成，其中奥陶纪蛇绿岩套出露完整，纵贯整个裂陷海槽，表明北祁连海槽已经发育成典型的洋壳。而代表秦岭造山带早古生代裂陷海槽的二郎坪群缺乏典型的蛇绿岩，中酸性火山碎屑岩和杂砂岩、粘土岩在地层中比例较大，代表了过渡型洋壳或再生小洋盆的环境。早古生代裂陷海槽内广泛形成具有重要经济价值的块状硫化物多金属矿床。但由于两个造山带裂陷海槽发育程度的差异，形成的块状硫化物矿床的类型和规模明显不同。

北祁连造山带火山岩型块状硫化物矿床主要分布在南、北、中三个成矿带。南带分布在北祁连裂陷海槽与中祁连隆起接壤部位达坂山成矿带，以红沟型 Cu（Fe）矿床为代表，主要矿床包括红沟、松树南沟、宝库等。容矿火山岩系为晚奥陶双峰态细碧角斑岩建造，矿体均在基性细碧岩层内产出。中带包括东部白银厂石青硐矿带和西部祁连成矿区，矿床类型主要为块状硫化物 Cu-Pb-Zn（Au、Ag）矿床，典型矿床包括折腰山、火焰山、小铁山、石青硐、郭米寺、柳沟、下柳沟等。北带东起白银厂北部银硐沟—老虎山成矿带，经门源北部成矿带至肃南错沟—九个泉成矿带。矿床主要为块状硫化物 Cu-Zn 矿床，典型矿床包括银硐沟、猪嘴哑巴、错沟、九个泉等。

(三) 造山中期拉张断堑盆地成矿堆积环境

晚志留世—早泥盆世加里东运动使祁连裂陷海槽闭合褶皱成陆，而在秦岭地区扬子陆块与华北陆块逐渐拼合碰撞。在两陆块拼合带的山阳—凤县—礼县一带，泥盆世拉伸张裂作用使地壳产生差异性升降活动。受同生断裂控制，形成大型同沉积断陷构造盆地，其中

95773?

沉积了巨厚的碎屑岩-碳酸盐岩沉积建造，伴随同沉积构造盆地同生断裂的活动，常形成同生砾岩层或滑塌堆积岩。在这种沉积构造环境下，海底热液携带着大量 Pb、Zn、Hg、Sb、Au 等成矿物质沿同生断裂通道上升到海底沉积盆地形成热卤水，在中秦岭地区形成产在沉积岩内超大型块状硫化物铅锌银矿床，如著名的成县厂坝—李家沟铅锌矿田。

（四）造山期后构造-岩浆成矿堆积环境

自中生代开始，秦、祁、昆造山带进入陆内造山阶段，构造运动以大规模推覆、滑脱为特点，形成大型韧性剪切带、糜棱岩化带，岩层广泛褶皱，岩石片理和断裂极为发育。同时，形成一系列中酸性岩浆侵入活动及热液作用。形成广泛金属矿化，其中主要有金和钼。

秦岭造山带内岩金矿主要分布在三个成矿区和一个成矿带。北部岩金成矿区有小秦岭石英脉型、蚀变构造岩型（如上宫金矿）、爆破角砾岩型（如祁雨沟金矿）等。

南部岩金成矿区除石英脉型外，其次为变质火山岩型和构造蚀变岩型。

西部岩金成矿区主要为微细浸染型金矿。

成矿带沿华北、扬子古陆缝合地带分布，主要发育有钠长石碳酸盐角砾岩型金矿和斑（玢）岩型金矿，前者主要以双王金矿为典型代表。后者典型矿床有蒲塘、毛堂等金（铜）矿床。

四、特提斯—喜马拉雅成矿构造域与成矿堆积环境

我国西南特提斯是环球特提斯构造域和成矿带的重要组成部分，地处阿尔卑斯—喜马拉雅巨型造山带东段弧形转弯处，濒临特提斯构造域与太平洋构造域的交接部位。它是一个由北部劳亚大陆和南部冈瓦纳大陆和原始冈瓦纳大陆南北缘不断破碎、裂解、又互相拼接镶嵌的复杂地区。在地质环境上兼有劳亚和冈瓦纳两大陆的地壳结构、沉积类型及其过渡性特征，其主要成矿环境分述如下。

（一）板块结合带中蛇绿岩套成矿堆积环境

这类环境中的成矿作用以金沙江—哀牢山板块结合带成矿构造区为典型，并以发育特大型金矿为特征。

其特点是结合带中发育有蛇绿岩或蛇绿混杂岩系的火山岩，并有超基性岩在空间上密切伴生。金的成矿作用与热液蚀变关系极为密切，但在不同矿床中，蚀变类型则有较大差异。在哀牢山中段的金厂大型金矿中，与矿化关系密切的为硅化、黄铁矿化，向矿带北部，硅化逐渐减弱，在老王寨矿田东南部的库独木矿床中，以绢云母化、黄铁矿化、毒砂化为主，后期的碳酸盐化促使金矿化进一步增强。各类热液蚀变具有多阶段性。不同矿床中热液蚀变种类的差异，反映了热液来源的不同。

成矿作用经历了较长的地质历史，洋盆闭合后，区域在推覆、剪切、滑脱及岩浆活动中均不断有金的活化和聚积，但最后成矿时间主要在燕山晚期和喜马拉雅期。

另外，西南特提斯构造域中的大型硅酸镍矿也基本只发育在哀牢山结合带，它们的形成和结合带中“构造侵位”超基性岩具有密切的成因联系。

（二）火山岛弧带成矿堆积环境

这类环境主要集中分布在德格—中甸陆块中的昌台—乡城火山弧中。在火山弧形成之前，该区属于被动大陆边缘具有拉张的构造背景。目前已确定有嘎依穷大型铅锌（铜）矿

床，呷村特大型铅、锌、铜、银（金）矿床，其成矿堆积环境的特点是：

（1）成矿层位严格限于上三叠统四村组双峰式火山岩段内酸性火山-沉积岩系的上部或顶部，在矿体或矿层中常含火山岩夹层或角砾；矿床与双峰式火山活动晚期的酸性火山岩有密切关系，成矿作用是在一个较短的火山间歇期内完成的；

（2）矿床具有由下部脉状、网脉状矿体与上部层状矿体构成的双层结构，并具有明显的金属分带和蚀变分布；在网脉状矿体与层状矿体之间还常见到以金属硫化物为基质的角砾状矿体。这种矿床结构与日本黑矿和现代太平洋东隆附近黑烟囱式硫化物矿床的结构非常相似。

（三）陆块坳陷带中坳陷盆地成矿堆积环境

这类矿床较集中产出在昌都—思茅陆块察雅—江城中生代坳陷带中部的兰坪—云龙坳陷盆地中，矿种较复杂，包括铅、锌、铜、金、汞、锑、砷等矿床，其赋矿围岩为中—新生代陆相碎屑岩和蒸发岩。各类矿床在空间分布上有一定规律，在成因和成矿时代上相似和相近，总体构成一个成矿系列。其中具代表的金顶式铅锌矿床产出在兰坪—云龙坳陷盆地北部，以发育巨厚的新生代沉积岩为特征，主要为古新统云龙组陆相含盐建造，此外，还发育推覆构造群及一些穹隆构造，推覆体由上三叠统至下白垩统倒转层序构成。地层属于盆地内部系统。穹形构造可能由滑脱层的塑性流动，底辟上侵所致。铅锌矿的形成明显受盆相位控制，老第三系云龙组垮塌堆积岩，河湖冲积扇，重力滑覆体和下伏的云龙组中的破碎带是铅锌矿床的重要容矿部位。

（四）陆块（中间地块）边缘的构造岩浆带成矿堆积环境

这一环境主要分布在昌都—思茅陆块成矿构造域的微陆块边缘。大洋岩石圈板块的俯冲消减后，导致陆—弧或陆—陆碰撞，从而进入全面陆内汇聚阶段，在此过程中，同碰撞期的岩浆作用一般表现为十分强烈，但在大规模的岩浆活动晚期或之后，还出现一些有别于主期的岩浆活动，在空间上，它们往往与陆内大规模冲断、推覆、走滑构造相伴随，在时间上，以燕山晚期和喜马拉雅期为特征。另外，岩浆岩的规模一般都较小。其滞后的原因比较复杂，有的可能是陆弧碰撞之后，地幔岩石圈的后继俯冲所致，然而与它们有关的成矿作用却是极发育的，并构成西南特提斯成矿构造域中的一大特色，其中较典型的是斑岩型铜（钼）矿和钨、锡矿床。

斑岩型铜（钼）矿床在本区较集中分布在金沙江—哀牢山板块结合带两侧的微陆块边缘构造岩浆岩带中，矿床与斑岩在空间上密切相伴，成岩、成矿时间基本一致，岩浆活动有燕山晚期（138～80Ma）和喜马拉雅期（52～36Ma）两个旋回。代表矿床为玉龙斑岩铜矿带，其矿化在空间上分布有三种形式：

（1）在斑岩体内：主要是 Cu、Mo 全岩矿化或部分矿化，矿石呈浸染状、细脉浸染状产出；

（2）接触带上：以 Cu、Fe 多金属矿化为主，矿石呈块状，细脉状产出，矿体呈脉状、透镜状；

（3）蚀变围岩地层中矿化多呈浸染状、脉状，矿化元素为 Pb、Zn、Au、Ag 等，矿体呈脉状、似层状、透镜状产出。

矿化分带与前述三类蚀变分带对应。

五、滨西太平洋成矿构造域与成矿堆积环境

中国东部滨西太平洋成矿构造域内成矿作用十分广泛，其矿床类型主要为斑岩型、夕卡岩型、热液型和层控型矿床，其他类型则比较少见，并且矿种以有色金属矿床为主，如钨、锡、锑、汞、铜、铅、锌、钼、金、银等，其中钨、锡、钼、锑等均有特大型矿床产出。该区成矿作用均与中生代，特别是燕山期构造-岩浆作用有直接与间接关系，然而大量资料表明，凡有构造-岩浆活动地方未必都有成矿作用发生；成矿作用只是在构造-岩浆活动大背景之下的某种地质环境中产生，并形成了工业矿床。因此成矿地质环境研究在区域成矿中具有重要意义。现依据初步研究成果，将中国东部滨西太平洋成矿构造域中主要成矿环境分述如下。

（一）火山盆地成矿堆积环境

这种成矿地质环境在火山活动带中十分普遍，是重要的成矿环境之一。该环境主要出现在火山盆地及其周围。大量资料表明火山盆地愈发育对成矿愈有利，并且其所形成的矿种与火山盆地中火山喷发的岩性有密切关系。通常火山喷发以中基性为主的，则多形成铁、铜矿床；若以中酸性为主的，则多形成铜、铅、锌、银矿床；若以酸性为主的，则多形成钨、锡、钼矿床。这种特点在华南地区表现得十分突出。

在火山盆地发育过程中其地质特点是不断变化的，虽然在火山盆地发育的不同时期与阶段都有成矿作用发生，但其成矿形式与规模有明显的差别，其中以火山活动晚期在火山盆地边缘部位和火山活动中心的火山管道部位最为特殊，常有较大经济价值的矿床出现。

在火山盆地边缘部位成矿作用主要与边缘断裂以及侵位于断裂之中的次火山岩有关。成矿作用主要围绕花岗闪长斑岩及其周围，形成了斑岩型和热液型金属矿床。

在火山活动中心的管道部位成矿作用主要与其中次火山岩活动有关。在次火山活动的晚期往往伴有热液隐爆作用，使火山管道周围出现爆破角砾岩脉及其矿化作用。这种矿化一般为低温热液矿化，形成规模较大的铜、金等有色金属矿床。如福建上杭火山盆地的中心管道部位，在次火山岩体活动晚期发生了热液隐爆作用，使火山管道中心二侧形成北西向隐爆角砾岩脉群，并伴有低温热液成矿作用，形成紫金山式铜-金矿床。

（二）隆起边缘断裂活动带成矿堆积环境

这种环境在中国东部分布比较广。它是在隆起区边缘的断裂带活动过程中产生了配套的次级断裂及其有关的岩浆侵入活动而形成的。在这种成矿地质环境中，古老的基底隆起；隆起边缘大断裂；配套构造及其岩浆活动是其组成的三大要素。

褶皱隆起基底是该成矿地质环境的基础。大断裂活动是该环境形成的主导因素。配套构造是赋矿空间。

在这种环境中成矿作用主要于低序次断裂上的中酸性—酸性小侵入岩体及其周围，而在大断裂上基本没有矿化。成矿类型以斑岩型矿床为主，如江西德兴，但在它外围常有脉状矿床。

（三）隆起区网状断裂体系的成矿堆积环境

这种环境是在中生代隆起区经一对（组）大断裂反复活动，并在其所夹持的范围内形成二组次级断裂，构成了网状断裂系统，产生了新的成矿地质环境。这种环境分布规模较广，是中国东部地区重要成矿地质环境之一。

成矿作用主要发生在侵位于网状断裂系统中的岩体及其周围。矿化类型与成矿种类都比较多样，如九瑞地区有斑岩型、夕卡岩型和脉状的铁、铜、铅、锌、金等矿床；赣南地区有伟晶岩型、石英脉型、云英岩型及细脉浸染型钨、钼、锡、稀土等矿床。矿化比较集中，常有大型、特大型矿床出现。

（四）不协调构造的成矿堆积环境

这种环境主要是在基底构造不协调部位，经中生代构造活动，发生了再次形变并伴有岩浆侵入或热水环流活动，从而构成一个相对比较封闭的成矿地质环境。

基底不协调构造大多是在原先沉积时受同生断裂影响以及褶皱隆起时由于岩性差异造成层间滑脱和走滑而使岩层在总体褶皱隆起时局部出现陷落，或在总体拗陷下沉时局部出现隆升现象而形成的。即通常所称的“隆中坳”和“坳中隆”构造。

在这种成矿环境中与中生代构造活动相伴随的岩浆侵入活动有多种多样形式，有的沿浅部断裂带或不协调构造面侵位，如内蒙古黄岗—甘珠尔庙地区中生代花岗岩类多呈岩枝、岩墙沿层间破碎带侵位；有的侵位较深，地表没有出露，如锡矿山地区。据矿物流体包体资料，这两种侵位形式虽然不同，但均具有发育的热水循环系统，促使成矿物质富集。

成矿作用在该成矿地质环境中主要发生在局部的“隆”和“坳”之中，其成矿物质既可来自岩浆，亦可来自围岩。矿化可集中在岩体周围形成岩浆热液矿床与夕卡岩矿床，如内蒙古黄岗—甘珠尔庙地区的白音诺铅锌矿床等；矿化亦可随水热作用循环，延伸较远，在屏蔽层之下的层间褶皱带或层间破碎带形成矿床，如锡矿山矿区特大型锑矿床。这种成矿地质环境在中国东部滨西太平洋成矿构造域中分布比较广，是十分重要的成矿地质环境。

（五）叠置成矿堆积环境

这里指的是中生代构造-岩浆作用叠置在前中生代张裂带或裂陷带上、并对后者进行改造的成矿地质环境。其中前中生代张裂带或裂陷带是这种成矿地质环境的基础。它属于陆内构造，一般延伸较长，可达数百千米，宽数千米。在裂陷带中由于裂陷深度不均一性，岩层岩性、厚度变化较大，同时在裂陷较深部位常伴有海底喷流作用。如广西河池—南丹一带在晚古生代早期处于张裂状态，形成了以碳质灰岩为主的“台沟”相沉积，并伴有海底喷流作用，形成了硅质岩、电英岩并呈条带状、条纹状夹于灰岩中，延绵数十千米，同时在岩层中还具不对称蚀变及 Sn、Sb、S、As 等预富集现象，形成一个地球化学高背景场，局部地方甚至富集成矿。

这种成矿地质环境的形成是经历了较长时期，并且经过了由一种成矿地质环境向另一种成矿地质环境转化以及相互叠置的过程。它是深部活动与浅部活动、内生作用与表生作用转化与叠置的结果。因此，这种成矿地质环境常有超大型矿床产出，如著名大厂锡矿即产于此环境。

（六）陆内沉积盆地成矿堆积环境

这种成矿地质环境在中国东部地区比较局限，主要是在中、新生代形成的，其中含矿性较好的陆内沉积盆地大多出现在古隆起中及其边缘，并且周围出露地层大多是固结程度较好、稳定性较高的古老火山-沉积变质岩系。也就是说该环境形成必须保证盆地景观在相当长时间内保持稳定状态，而盆地中能够持续地获得成矿物质的供应。

在该成矿地质环境中金属矿床形成，如含铜砂岩型矿床等必须依赖气候条件，才能促使成矿物质周期性地迁移、富集，并在一定水文地质与物理化学条件下成矿，而其中以亚热带气候最有利。因此，该成矿地质环境及其成矿作用的发生往往受一定地理纬度控制。

（七）挤压-活动带的成矿堆积环境

该成矿地质环境多发生在远离火山活动带地区。它是在前中生代基底基础上，由于中生代构造挤压作用，产生了一系列短轴褶皱以及与其有关的陡倾斜断裂，构成了一个构造动力活动环境，并促使前中生代地层中成矿物质发生再富集。挤压活动带多形成于中生代，并以燕山期为活动的高潮期。如湘西、粤北地区，在泥盆纪—石炭纪地层中含有铜、铅、锌矿化层或地球化学高背景场，印支运动后在其褶皱隆起过程中发生了强烈挤压作用，形成了串珠状短轴褶皱及陡倾斜断裂，并在背斜倾伏端（湖南白云铺、禾青等和陡倾斜断裂二侧（凡口等）形成了层控型矿床。此外，这种挤压-活动带进一步发展将产生韧性剪切作用，若其发生在前寒武纪金背景值较高层位上，则可形成较大金矿床，如河台金矿床。据统计该成矿地质环境多出现在内地，而沿海一带则很少出现这种成矿地质环境。

第二章　难识别及隐伏大矿、富矿资源的四个等级体制成矿及矿床(点)等密度图

第一节　金属成矿省四个等级体制成矿

金属成矿省是指在一定地质构造部位有规律地集中某些金属矿床及其系列组合的区域成矿概念，自20世纪初问世以来，近一个世纪，对其成矿内涵和研究法已有很大发展和变化。主要是把传统的，仅在一定地质构造背景基础上，圈定不同类型矿床时、空分布而标定不同成矿区带的固定论研究，发展为随地质历史演化（时间维）促使各自异向的控矿因素得以异常地形成成矿构造聚敛场（空间维），即“时间维”造就（generated）“空间维”的活动论新概念。这一概念是通过第26、28、29、30届等历届国际地质大会均将其列为专题讨论后而逐渐形成的，尤其是第30届国际地质大会将其作为21世纪能源和矿产资源的重点，并在会上提出“演化成矿学”（evolutionary metallogeny）、“成矿演化是一切成矿因素的函数”和金属成矿省演化的“景”、“场”、“相”、“床”四个成矿等级体制成矿的论点。显然，金属成矿省地质历史演化已是当代成矿学研究的前缘课题。国际上很多学者先后开展了一个国家的或不同地区的，不同地质构造单元典型成矿区带的和具体矿田（矿床）的成矿演化研究。近15年来，国内对金属成矿省研究也积累了大量资料和成果，并拥有一批具有中国特色的成矿区带，为成矿学研究跃居国际先列奠定了基础。还应提出的是，自“六五”开始，15年来地质矿产部已完成两轮成矿远景区划，对全国金属、非金属和能源矿产的成矿规律和资源量预测均取得大量资料和系统成果，为配合当前以大比例尺为主的第三轮成矿远景区划，深入开展金属成矿省等级体制成矿研究将是现代矿产资源勘查评价理论和方法的重要内容。

金属成矿省等级体制成矿（hierarchy systematic metallogeny of a metallogenetic province）是指在全球或一个国家范围内的一些特殊地质构造部位，明显地集中着某些金属组合，称金属省（metalloprovince）或地球化学省（geochemical province），并由之形成某些类型矿床及其系列组合（metallogenetic series associations），称金属成矿省（区、带）（metallogenetic province），其内部，都存在着成矿构造背景（tectonic setting）、成矿构造聚敛场（metallotect convergence）、金属成矿相（metallogenetic phases）和结构构造矿床（ore deposits），即“景”、“场”、“相”、“床”四个不同等级的成矿组成（metallogenetic components），并随地质历史演化、按不同层次（metallogenetic level）的耦合规律成矿。金属成矿省等级体制成矿概念的提出，是对深化认识金属成矿省地质历史演化和合理进行矿产勘查评价的新发展，是把以往仅按在一定地质构造背景基础上，圈定不同类型矿床时、空分布的矿产勘查传统方法，变革为按等级体制不同层次及其随成矿史演化进程的耦合程度进行勘查评价的新方法。现对等级体制成矿概念的形成和意义，研究内容，华北地

台北缘及其北侧金属成矿省等级体制成矿和矿产评价的应用分述如下。

一、金属成矿省四个等级体制成矿概念的形成和意义

（一）概念的形成

在70年代以前金属成矿省被定义为：由成矿作用形成的，具有一定矿物组成一定形态、类型和一定年代的地体，同时也定义为：相对丰富的、由同一类型矿化为主的成矿区域，另外，也认为有利成矿物质沉积的时间域（称为金属成矿期）与金属成矿省密切相关。在这些要领的影响下，通过专门进行成矿图研究的国际委员会使金属成矿省得到很大发展。前苏联地质学家在此领域的工作最出色，并出版了全球的、国家的和区域的大量成矿图。但是，所有区域成矿论著以及有关成矿图均以表达在一定构造背景上，圈定已产出的不同类型矿床空间分布为主。虽然也论述了古地块的形成与发展，造山带的早、中、晚期演化，板块构造离散和聚敛等与成矿的关系，然而对成矿的初始—发展到现存状态的演化历程，即对成矿来龙去脉及其行为研究不够，尤其是因众多成矿学派的观点分歧，成矿认识在争论中。

由于在世界上的一些特殊地区里，明显地集中着某些金属及其组合或某些类型矿床及其系列组合（Evans，1980），自然地反映了地壳组分演化的不均一，形成不同地球化学省（geochemical province）或块体（geochemical block），它不仅是某种金属成矿的供应源，也是研究矿化分布规律的客观存在。据此第26届国际地质大会出现以“矿化集中区”（矿集区），即一个地区聚集一种或一组特定金属，而不一定共有成因而被称之为金属省，并以大量矿床（点）密集的自然分布趋向论述区域成矿规律。前国际成矿图分委员会主席Guild（1986），在第28届国际地质大会上展示了美国数以万计的矿床（点）矿化集中区分布趋势图，为不同成矿学派的不同观点增补了客观性的新内容，但是，金属省的金属演化史还得不到反映。通过对陆壳和洋壳大量金属元素和不同类型矿床时、空分布的深入研究，矿床分布和成矿大多与三大岩类有亲缘关系，甚至无例外的一定类型矿床专属一定构造环境、一定岩石组合和一定地质时代，并偏爱产于特定地质构造和地质时代双重限定的地壳演化过程的构造动力作用“足迹”（swaths）中。实际上，矿床是在地质历史造壳进程中出现的有经济意义的特殊岩类，它和地层中出现的化石一样完全可以作为地壳演化的标记。

根据上述金属成矿省的内涵及其研究内容的发展，任何不同区域和不同构造背景的金属成矿省，在其成矿史演化过程中都具有同一内部组成及不同层次的成矿演化，即均需经过宏观—中观—微观的成矿进程。首先开始的是孕育在宏观成矿地质构造背景中的成矿场地准备（ground preparation），其次是在背景中出现的有利控矿因素的控矿场（中观），再次是在场中发生有利制约成矿的物理、化学成矿相，以及在一定相中堆积一定结构构造的矿床（微观），即“景”、“场”、“相”、“床”四个等级体制及其耦合规律的成矿历程。第29届国际地质大会在由作者与国际成矿图分委员会主席Dawson共同主持的“金属成矿省演化和成矿年代学”讨论会上，重点讨论了金属成矿省等级体制成矿问题，从而使之进入国际，并形成了以等级体制概念研究成矿学的国际氛围。

（二）意义

早在70～80年代就已开始应用等级体制概念研究岩石学和地层学。例如70年代以来

英、美地质学家已开始建立了不同构造环境中分布的不同花岗岩岩基内部，都同样由特定的几个岩石类型组成的概念，即按具有一定亲缘关系的花岗岩石组合的一定次序出现的同源岩浆演化序列划分出单元、超单元和岩基段三个等级体制，并成功地作出科迪勒拉、内华达山脉等岩基的成岩演化。我国对华南花岗岩类深成岩的构造填图，也从等级体制研究获得显著成绩；又如地层学与沉积学相结合的新学科——层序地层学，也同样是按有等级的沉积层序及全球海平面变化旋回的控制划分为巨、大、中、正、亚和小层 6 个等级体制。地层学的等级体制研究不仅是全球水圈相应于天体运动周期的沉积记录，也是对全球的和区域的地层划分与对比研究的新发展。

金属成矿省等级体制成矿是作者根据在国际地质大会上多次重点讨论金属成矿省演化的基础上首次提出的。它和岩石学、地层学等级体制有序次地研究成岩演化和沉积旋回的概念是类似的。金属成矿省成矿的内部组成都具“景”、“场”、“相”、“床”四个从宏观到微观的不同层次的动态成矿，它不同于按不同规模划分的成矿省、成矿带、成矿田和成矿区。因而，有层次地研究成矿演化规律，不仅可以提高区域的以及全球的成矿对比，发展成矿学理论，而且对有序次地进行矿产合理勘查评价也具有重要实用意义。

二、金属成矿省四个等级体制成矿研究内容

金属成矿省四个等级体制成矿研究的目标是把一个世纪以来的仅以在一定成矿构造背景基础上，圈定不同类型矿床而标定成矿区带的固定论，发展为随地质历史推移，按成矿构造背景、成矿构造聚敛场、金属成矿相和结构构造矿床四个等级逐次演进成矿的活动论新概念。四个等级成矿体制研究内容如下。

（一）成矿构造背“景”（metallogenic tectonic setting）研究

成矿构造背景是宏观的可能成矿环境。通常，把有利成矿构造背景仅仅归纳为是两个地质构造单元交接的边缘带及其地球物理和地球化学显示的各项参数急变带，尤其是超大型矿床更是如此。但是，这些带的出现范围广袤，一般均达几百到几千 km^2，为此，必须深入研究不同构造单元的交汇样式、相互作用强度和彼此影响范围，特别应结合矿化传导不连续性（transitional discontinuity）进一步从成矿背景中提取有利成矿堆积环境（Accumulation environment）。矿化传导不连续性是反映区域矿化频率的新概念。矿化频率及其形式是认识一般构造背景可能出现成矿堆积环境的深化。在作者主编的《中国矿床模式》一书中划分了前寒武纪地块、古亚洲、秦祁昆、特提斯—喜马拉雅和滨西太平洋五大成矿构造域，28 个成矿堆积环境，91 个矿床类型模式，使具体矿床既见模式之“木”又见成矿环境之“林”。这是从成矿构造背景环境和矿床的逐级研究，反映宏观和微观不同等级成矿的实例。成矿构造环境研究程度仅能用于矿产资源的战略工作部署。

（二）成矿构造聚敛“场”（metallotect convergence）研究

成矿构造背景是成矿地质构造的场地准备（包括地球化学场），它仅反映成矿大体的构造环境和物源供应的可能。只有在有利空间和物源基础上进一步发生控矿作用聚敛，即形成成矿构造聚敛场，才有成矿的可能。成矿构造（metallotect）一词引自 Laffitte (1965)，是指地质的、地球物理的和地球化学的综合控矿因素。成矿构造聚敛场是研究综合控矿因素在地质历史演化的动态过程中，向某一定点达到有机汇聚的综合控矿结果，尤其应突出研究其中形成异常聚敛场的条件及其控矿的构造动力机制。因为异常成矿构造聚

敛场是超大型矿床成矿“温床”。作者在对“中国特大型矿床形成的地质背景和预测研究”中，按地质历史演化初步概括下列四个主要的异常成矿构造聚敛场：

(1) 太古宙—古元古代同剪切形变异常成矿构造聚敛场；

(2) 元古宙—古生代“三同一体”异常成矿构造聚敛场；

(3) 中生代构造-岩浆“行”“列”“汇”异常成矿构造聚敛场；

(4) 新生代多阶湖汇流异常成矿构造聚敛场。

通过对上述成矿构造聚敛场的研究，确定成矿等级体制中控矿因素有否可能达到控矿的层次，从而使其研究程度可作为成矿远景区的勘查评价。

(三) 金属成矿“相”(metallogenetic phase)研究

主要研究上述成矿构造背景、环境和成矿构造聚敛场耦合部位的成矿物理-化学条件，尤应重点注意控矿构造动力机制左右下的成矿化学动力学（chemical kinetics）的实验研究。在成矿作用非平衡态演化过程中提出相对平衡态的条件，即金属淀积的平衡相物化参数。例如 Anderson G. M.（1997）在研究热动力学与硫化物溶解度的实验工作中，提出在 80℃与方铅矿平衡的铅离子浓度（$m_{Pb^{2+}} = m_{H_2S}$）和 H_2S 浓度（无络离子情况下），只有在 pH≈0. 3 才能出现金属平衡相，但是这样极酸性 pH 值的流体是很难存在的。实验结果只有当流体与碳酸盐岩相接触，发生岩石蚀变消耗氢离子，使 pH 值接近中性则将出现方铅矿金属相使金属淀积而成矿。这仅是成矿温度、金属离子浓度和流体酸碱度的化学动力成矿参数，其他还有氧逸度、盐度、压力和温度多种物、化参数的化学动力研究。最近张荣华在研究地球内部流体实验工作中，观测了高温高压下的 $NaCl—H_2O$ 体系，并提出新的水热系统溶液性质矿床分类，划分出典型稀溶液（盐度＜3%）、卤水型（盐度为 3%～8%）和超浓卤水型（盐度＞50%）三类，其中卤水型又按临界温度（374℃）划分两期。这一分类反映了温压、流体浓度的化学动力的不同参数促成一定类型矿床矿相的形成。金属成矿相研究是深化认识成矿机理的重要内容，其研究程度使成矿在等级体制中达到金属有否可能淀积的层次，其研究程度可作为成矿靶区的勘查评价。

(四) 矿“床”结构构造 (texture-structural ore deposit) 研究

这是在上述“景”、“场”、“相”研究的基础上，对已发现矿床（点）本身成矿组构及其空间配置规律的研究，包括组成矿床最基本单元的矿物共生和共生组合，蚀变分带，矿床结构-构造的垂向、侧向变化和成矿期次等，建立矿床结构-构造模式，如西华山—大吉山钨矿床“五层楼”结构，九-瑞地区铜金矿“三位一体”结构和美国科罗拉多 Climax 和 Henderson 世界级钼矿床的上、下部矿体的扣钟结构等。矿床结构、构造研究是深化认识矿床可能变化性的主要内容，其研究程度可达到对已形成矿床进行多种勘查工程的布置。

据上述研究内容可以看出金属成矿省等级体制成矿研究的关键问题是解决成矿省内部组成的四维演化及“景”、“场”、“相”、“床”四个成矿等级体制在地质历史进程的耦合规律。为此，要密切结合成矿年代和成矿地质事件研究等级体制的发生和发展，成矿流体的驱动、成矿物质的传输和堆积作用。尤应以“时间维”促进“空间维”的成矿新思维，重点研究成矿事件过程、传导不连续性和四个等级体制成矿的动态组合、聚敛机制和耦合梯度。若其耦合梯度较陡，即四个等级体制密切叠置，将可能形成大矿，否则梯度缓，等级体制不叠置或互相配置不密切则成矿不佳。

三、华北地台北缘及其北侧金属成矿省四个等级体制成矿

现按前述的“景、场、相、床”四个等级体制在华北地台北缘及其北侧金属成矿省的成矿序次及其在统一成矿框架中的耦合规律分述如下。

（一）华北地台北缘及其北侧金属成矿省的成矿地质构造背景（景）

华北地台北缘及其北侧金属成矿省成矿地质构造背景是四个等级体制成矿的第一序次。该成矿省包括华北克拉通北部与其北侧兴蒙—吉黑褶皱系南部，南起邯郸—济南一线，北至西乌珠穆沁旗—牡丹江以北，西到贺兰山东侧，东达绥芬河—珲春以东国境线，东西长2400km，南北宽800km。本区具有38亿年以上复杂的地质构造演化历史，是前寒武纪华北地块、古亚洲与滨西太平洋三个全球性构造域的叠加复合地带，发生过多次强烈的地壳运动，形成了多种类型的造山带与多期不同的构造格局，是我国从前寒武纪到中—新生代多重大构造发展的关键地区，对其成矿地质构造背景及其演化的分析尤为重要。我们主要是在本区三大全球性构造域的基础上，分别按太古宙—古元古代克拉通基底形成演化、古生代碰撞造山作用、中生代陆缘-陆内造山作用及新生代盆-岭构造演化四个阶段，分别剖析其地壳运动与形变特点及区域构造格局，探讨华北地台北缘构造演化规律与造山作用历史，进而区划本区的成矿地质构造背景。

将本区的地质成矿构造背景区划为前寒武纪华北地块北缘构造成矿域，包括克拉通基底和拗拉槽两个阶段，古生代古亚洲兴蒙—吉黑造山带构造成矿域，包括克拉通盖层与北侧造山阶段和中新生代滨西太平洋陆内-陆缘造山带构造成矿域，包括地块陆缘和陆内构造活化阶段。（图2-1，表2-1）。现从地质历史演化对本区三大构造成矿域的成矿构造背景形成与演化分述如下：

1．前寒武纪华北地台北缘及其北侧构造成矿域的形成与演化

（1）太古宙—古元古代克拉通基底和中元古代拗拉槽形成与演化

从表2-1可分为A克拉通基底阶段和B拗拉槽阶段。这两阶段都属中国大陆微古陆块裂解阶段。

A．太古宙克拉通基底阶段

在＞2500Ma以前的太古宙演化阶段，地台北缘处于由高级变质的麻粒岩—片麻岩区所组成的小型分散的古陆核，及古陆核间或其内部花岗绿岩带相互对立而统一的发展过程，如上述表2-1所示，可在麻粒岩—片麻岩区中，划分出太行山、阴山、冀东、辽吉等四块；在花岗绿岩带中，划分出五台山、阴山东五分子、冀东与燕山、辽北清原、吉南桦甸等五条岩带。

在2500～1800Ma之间的古元古代演化阶段，地块北缘处于条状的活动带与其间块状的微陆块相互对立而统一的发展过程。对这些时代相近、各具特点的活动带的构造属性，这里统称之为活动带。在地块北缘各微陆块之间划分出西活动带（五台山、吕梁山的古元古界）、阴山—燕山北侧活动带和冀东、青龙河活动带及辽东—吉南活动带。

B．中元古代拗拉槽阶段

1800～1000Ma的中元古代，在上述克拉通基底的构造薄弱地段，特别是地台北缘受强烈拉张构造，自西向东形成白云鄂博、渣尔泰、燕山及泛河四个拗拉槽，并以夹杂有火山碎屑和碳、泥、硅质岩的碳酸盐系为主的厚—巨厚沉积构造。

表 2-1　华北地台北缘及其北侧金属成矿省地质构造背景演化格局表

Table 2-1 Geotectonic background evolution framework of the metallogenic province to the north rim of North China Platform

全球构造域	构造阶段	构造背景	(Ma)	华北地块北缘(Ⅰ)	华北地块北缘北侧兴蒙、吉黑褶皱系(Ⅱ、Ⅲ)(南部)			构造背景	构造阶段
中新生代滨西太平洋构造域	D 地块北缘陆缘-陆内构造活化阶段		Kz	I_D华北地块北缘中新生代构造活化带 陆内：I^1_D鄂尔多斯北缘裂谷盆地(Kz)；I^2_D汾渭裂谷系北段裂谷盆地(Kz)；I^3_D燕山—阴山构造-岩浆带 陆缘：I^4_D下辽河 华北裂谷盆地(Kz)；I^5_D辽东—吉南构造-岩浆带	II_D兴蒙褶皱系中新生代构造活化带 陆内：II^1_D二连—海拉尔裂谷盆地(Kz)；II^2_D大兴安岭构造-岩浆带	松江裂谷盆地(JK)	III_D吉黑褶皱系中新生代构造活化带 陆缘：III^1_D吉林哈达岭构造-岩浆带；III^2_D老爷岭构造-岩浆带	(Ma)	D褶皱系陆缘-陆内构造活化阶段
			Mz					Kz Mz	
			230					230	
古生代古亚洲构造域	C 克拉通盖层阶段		Pz_2	I_C华北地块北缘 I^1_C鄂尔多斯块体；I^2_C山西块体；I^3_C内蒙古隆起带；I^4_C燕山坳陷带；I^5_C山海关隆起带；I^6_P辽吉块体；I^{6-1}_C铁岭—靖宇隆起；I^{6-2}_C太子河—浑江坳陷；I^{6-3}_C营口—宽甸隆起；I^{6-4}_C复县—大连坳陷	II^6_C—III^5_C包头—尚义—平泉—义县—通化一带古生代构造-岩浆带 II^1_C东乌珠穆沁旗早华力西褶皱带；II^2_C苏尼特左旗—西乌珠穆沁旗晚华力西褶皱带；II^3_C爱力格庙—锡林浩特中间地块；II^4_C苏尼特右旗—林西晚华力西褶皱带；II^5_C温都尔庙—翁牛特旗加里东褶皱带		III^1_C放牛沟—辽源加里东褶皱带；III^2_C夹皮沟—凌山北侧加里东褶皱带；III^3_C吉中晚华力西—印支褶皱带；III^4_C延边晚华力西—印支褶皱带	400 Pz_1 600 Pt_3	C古亚洲洋壳消减碰撞造山阶段
			1000					1000	
前寒武纪华北地块构造域	B 拗拉槽阶段		Pt^2_2 1400 Pt^1_2	I_B 中元古代拗拉槽 I^1_B白云鄂博拗拉槽；I^2_B渣尔泰拗拉槽；I^3_B燕山拗拉槽；I^4_B泛拗拉河槽				Pt_2	
	A 克拉通基底阶段		1800 Pt_1 2200	I_A 古元古代活动带 I^1_A山活动西带；I^2_A北侧活动带阴山—燕山；I^3_A洋活动带青龙河；I^4_A辽活动河				Pt_1	微陆块裂解阶段
			2500 Ar_3	I_A麻粒岩—片麻岩区花岗—绿岩带 I^1_A太行山；I^2_A阴山；I^3_A冀东；I^4_A辽吉；I^5_A五台山；I^6_A阴山东五分子；I^7_A冀东燕山；I^8_A辽北清原；I^9_A吉南桦甸				Ar	
			2900 Ar_{1-2} 3800						

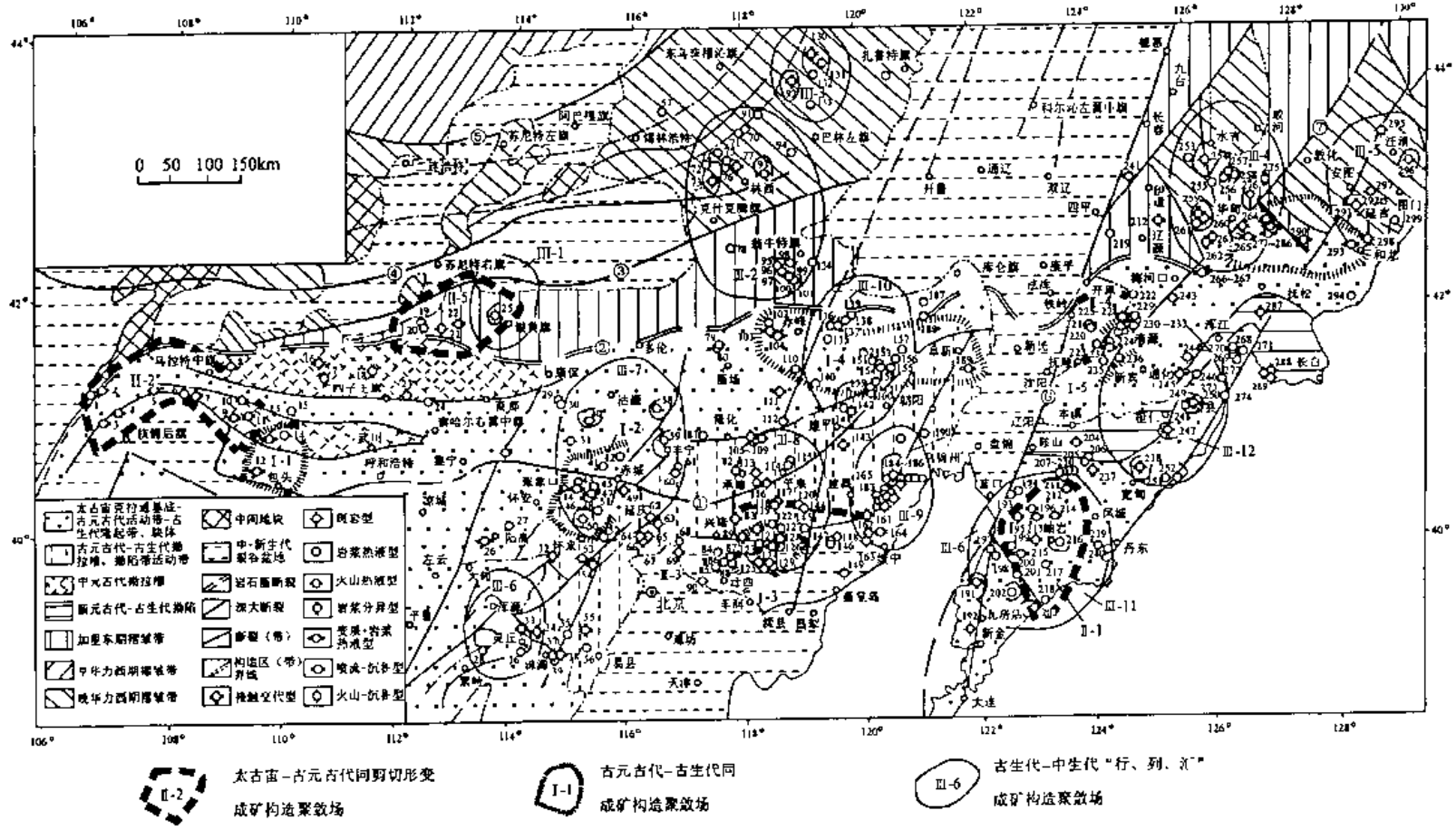


图 2-1　华北地块北缘及其北侧成矿地质构造背景及成矿构造聚敛场分布图

Fig.2-1　Metallogenic tectonic setting of the northern margin of North China Platform and the area north to it and its metallotect convergence

根据我国 Sm-Nb 同位素研究表明，华北地块太古宙时期是最重要的地壳垂直生长时间，约 3.0Ga 前即已存在一个规模相当大的初始地壳，而在新太古代（2.9～2.5Ga）又有构造造壳活动，即在太古宙末期发生强烈构造-岩浆作用，使初始地壳经过活化再造形成 TTG 花岗质岩类，并使太古宙初始地壳以受构造-岩浆侵位的残体形式保留在 TTG 岩系中。这种在克拉通基底出现的构造-岩浆断裂系统，随着 TTG 岩系的出露而广为分布。但是这些断裂系统的构造活动以垂向增生为主，侧向延展不发育。当构造演化到古元古代时，古地壳的发展则围绕古陆核周缘发生侧向增生，并形成巨大陆缘构造活动带和裂陷-深断裂带，在本区出露显著并发育完全的主要有下列三条：

① 内蒙古隆起带南缘地壳断裂带

这里所指的内蒙古基底隆起带与过去所称的内蒙古地轴（黄汲清，1945）的范围大致相当，这一近东西向的构造带除西段在中元古代发育有白云鄂博—渣尔泰的拗拉槽体系外，自中新元古代—古生代处于以隆升为主的状态。其南缘自包头、呼和浩特以北—集宁—承德—北票一线发育一条总体上略成东西向、长达约 1200km 的地壳断裂带。50 年代末至 60 年代初，长春地质学院参加地科院组织的大地构造图编制工作时，曾称其为宣化—承德—北票深断裂带。

该断裂带构造表现为由数条韧性—脆性断裂断面组成的、具有一定宽度的复杂断裂带，并有着长期的活动过程。特别是在崇礼—凌源一带的中段，在承德市以南和以北，发育有相距 10～35km 南、北两条主断裂带，并具有多期、多幕性的活动特点（崔盛芹等，1965）。南断裂带自宣化—古北口—平泉—北票略呈向南突出的弧形。在平泉附近已查明其四次不同性质的活动过程：中新元古代的同沉积断裂—印支期逆冲断裂—燕山早期剪切断裂—燕山晚期的正断层活动（孙德育，1982）。北断裂带成东西向直线状，自凌源—隆化向西延向崇礼—赤城一带，保留有明显的多期、多（变质）相逆冲的活动证据（王国灿、谭应佳等，1992）。

近年来在北断裂带的隆化、大庙东西一线发现数条韧性剪切带，在其中取得 280Ma 的 Ar-Ar 同位素年龄值，并查明早期的韧性断裂与晚期的脆性断裂之间存在转化关系（吴珍汉，1993）。隆化附近的韧性剪切带向北东东可能联向阜新以北的排山楼一带，向西则延向崇礼附近，再向西可通过集宁，与广泛发育在大青山、乌拉山一带的韧性剪切带相联结。这一近东西向韧性剪切带群的出现，反映出在华北地块与兴蒙褶皱系及其有关块体之间，长期存在着近南北向强烈挤压作用的总体背景下，内蒙古基底隆起带内部不同的长条状块体间出现在地壳深部的碰撞-挤压效应。

沿此断裂带多处可见到断层面主要呈压性结构面特征：断裂带中东段，南断裂带主要为逆冲性质，断面北倾，倾角一般在 50～70 之间，以脆性及韧-脆性为主；北断裂带主要为陡倾角的冲断性质，以韧性及脆-韧性剪切活动为主，叠加有晚期的脆性断裂；向西本断裂带通过尚义侏罗纪煤盆地北侧—集宁附近，再向西联向大青山及乌拉山一带。大青山地区的逆冲-推覆构造先后已经孙健初、王建平等（1986）研究和查明。尤其在拴马桩石炭二叠纪及石拐子侏罗纪煤盆地边缘，可观察到清楚的推覆构造和飞来峰。

沿本断裂带在地球物理特征上多处可见到与断裂延展方向一致磁异常带与重力梯级带，而断裂带常构成不同特征的磁场或重力场的分界线；自大兴安岭延展到太行山的北北东向的重力梯级带及地壳厚度陡变带，在通过东西向的内蒙古隆起及其南缘的断裂带时，

在承德—张家口一线发生近东西向的转折，而在切过本区的两条地质-地球物理断面图中，皆反映出这一断裂带切割地壳深部并位于中低地壳及低速层的隆-坳转折部位；沿本断裂带西段由于新生代（N—Q）时期逆冲性质的大青山山前断裂转化为正断裂活动，从而构成呼和浩特—包头盆地之下莫霍面隆起的北界。

活动时期：太古宙—古元古代本断裂带部分地段发生断裂活动；中元古代部分地段表现为同沉积断裂性质；断裂带的主要活动时期为华力西晚期—印支期—燕山期；新生代及现今时期除西段有张性活动外，其他地区不够明显。

穿切深度：就总体而言，以地壳型深断裂活动为主。在部分时间空间范围内，向深部切割可达岩石圈断裂的深度；活动性减弱时，主要涉及地壳上部；中元古代晚期—古生代大部时期内无明显活动。

力学性质：本断裂带的力学性质在燕山期及其以前以压性及压扭（压剪）性为主，形成压面陡立的韧性剪切带及以压面北倾为主，部分为对冲的逆冲-推覆断裂系统，反映出华北地块与兴蒙褶皱系及其有关块体间，以及内蒙古基底隆起带内部不同条状块体间存在着多期次以南北向碰撞-挤压作用为主的区域应力场状态。在新第三纪—第四纪的喜马拉雅晚期，主要在西段大致沿原有的冲断构造发生张性断裂活动，并导致部分地区的玄武岩喷发。

伴随内蒙古基底隆起南侧断裂带长期性与多幕性活动，有多处不同时期的酸性、中性及偏碱性等岩浆活动，其中东段尚有较多基性—超基性岩体形成，因而沿这一近东西向巨型断裂带及其附近地区，具有良好的构造-岩浆-成矿条件。特别是与上述韧性剪切带群及其有关韧-脆性、脆性断裂作用及岩浆活动，伴随有多处金的矿化与富集，如自东向西，有阜新以北排山楼金矿—承德—带金矿—崇礼东坪金矿—乌拉山、哈德门金矿等一系列金矿床的形成，并预示着沿着这一巨型的内蒙古基底隆起带南侧的韧性剪切带群，对今后金矿等找矿勘查具有良好前景。

② 华北地块北缘岩石圈断裂带

该带亦称白云鄂博—赤峰—开原深断裂带，为横贯本区华北克拉通与兴蒙—吉黑褶皱带即古陆壳和巨洋壳之间的巨型断裂带，是地块与造山带的接合带。在本区出露长达2000km，近东西向展布。其西、中段呈直线状，东段因受其他断裂交切成折线状。

沿该断裂带多处发育有挤压破碎带、糜棱岩带、片理化带、动力变质带及韧性剪切带。

断裂带若干地段不同地球物理资料所反映出的梯度带及异常等值线延展方向与断裂带走向一致；东段吉南地区，布格重力异常表现为宽可达 10km 的负异常带；中段多伦、赤峰一线，区域性深部磁异常呈线形排列，断裂两侧磁场特点不同；西段本断裂带位于阴山块体与内蒙古褶皱系之间，沿这一分界线处的中、下地壳内存在一低密度体（2990kg/m^3），延伸到上地壳为 2950kg/m^3。其西侧密度相对偏低，略呈对称分布，而莫霍面在这一带因受南北方向挤压作用而出现起伏。

断裂带主要活动时期：为晚前寒武纪—古生代，中生代在若干地段有继承性活动，新生代活动性不够明显。

穿切深度：总体上应属岩石圈断裂带，早期有些地段切割深度可能超过岩石圈，而后期中生代的断裂深度主要限于地壳范围内。

依据断裂带的地质构造-地球物理特征，表明其力学性质主要应属压性-压扭（压剪）性，反映出华北古克拉通块体与其北侧褶皱系及其有关地块之间，曾存在着长期性与多幕性的挤压作用。断裂带两侧岩浆活动时期与特点不同，北侧较广泛出现华力西期花岗岩及火山岩，基性—超基性岩在断裂带附近有所侵位。

沿断裂带附近形成的若干不同规模的矿床和矿化作用，包括白云鄂博式稀土矿、若干地段的金矿以及硫化物铜镍矿床等，与深断裂带及其分支断裂的长期性、多幕性活动及其所导致的构造—岩浆—成矿作用有着一定联系。

③ 太子河凹陷南侧地壳断裂带

位于辽东—吉南块体上的太子河凹陷与营口—宽甸隆起之间，主要断裂发生在海城—集安以南，其南、北两侧也有断裂活动。本断裂带总体略呈东西向波状展布，长近300km。在50年代末本区大地构造图编制中，曾称之为太子河凹陷南侧大断裂带；辽宁省地质志（1989）中则名为海城—草河口岩石圈断裂带。

断裂带包括有数条略近平行的断裂，沿断裂带多处发育有断层构造岩、挤压破碎带、构造透镜体以及片理化现象。

沿本断裂带有前长城纪的变质基性—超基性岩、印支期的赛马碱性岩群、燕山期花岗岩及火山岩的岩浆活动，有近东西的磁异常带与重力变异带与本断裂带展布保持一定关系。

本断裂主要为吕梁期在变质基底内形成的古断裂，到印支—燕山期再度性断裂和岩浆活动，喜山期活动不明显；主要穿切深度限于地壳范围之间，变质基底形成前个别地段可能深达莫霍面以下的岩石圈，断裂活动性减弱时则成为一般区域性断裂带；断裂性质在印支—燕山期以压性及压扭（压剪）性为主。

与本断裂构造有关的矿化作用主要是与前寒武纪基性—超基性有关矿化，以及与中生代构造-岩浆活化的燕山期夕卡岩型矿床和印支期与碱性岩有关的放射性矿床。

（2）新元古代—古生代克拉通盖层和造山带断裂带阶段

本区在1.0Ga发生燕辽运动以后，地壳进入隆升和坳陷阶段、在华北地块区的克拉通盖层中形成拗拉槽、隆起带和坳陷带，如燕辽拗拉槽系和胶辽凹陷带等。围绕这些隆升和凹陷带发育地壳断裂并多与上述太古宙—古、中元古代断裂带叠置、复合和沟通。在华北地台北侧的兴蒙造山带中，随着洋壳俯冲消减和碰撞造山形成十分发育的洋缘（古亚洲洋）和陆缘（华北地块陆缘）深断裂带，其中陆缘的古生代深断裂带受前述克拉通基底①②③深断裂带的前导而发育，并形成古生代构造-岩浆岩带，如在华北地块陆缘出现的加里东—华力西期花岗岩和碱性杂岩带，其对前古生代成矿物质的活化和再造的成矿作用是有重要意义。

在兴蒙造山带中受洋壳叠接和对接消减作用，自北而南形成：二连—贺根山深断裂带、索伦山—阿鲁科尔沁旗深断裂带和温都尔庙—西拉木伦河深断裂带三条断裂带。这三条断裂带的特点是：

① 二连—贺根山深断裂位于二连—苏尼特左旗北—贺根山一线，呈北东东—北东向延到本区之外，向西则联向蒙古境内。

沿深断裂带有星散的蛇绿岩残片出露，而以贺根山地区面积最大，且发育完整，其时代约为晚古生代早期，而目前蛇绿岩则夹持在推覆或叠瓦断裂构造带中。这一深断裂带构

成北、南两侧早华力西与晚华力西褶皱带的分界线。

通过自赤峰—东乌珠穆沁旗所作北西向电性及地震波速结构断面图，表明在西乌珠穆沁旗西北大地电磁测量的高导层错断明显，构成不同电性结构的分区界限，反映出这一断裂带的存在。

② 索伦山—阿鲁科尔沁旗深断裂带西起靠近蒙古边界的索伦山，向东经苏尼特右旗以北、查干诺尔及林西附近，延向扎鲁特旗，近东西—北东东向，长约 1150km。

西段索伦山地区蛇绿岩分布较广，包括东西长约百余千米的大小数百个蛇绿岩块，以透镜状块体产出于中晚石炭世及早二叠世地层狭长断层中。向东在满都拉以南约 2km，可见到超铁镁质岩以构造侵位关系穿插在中石炭世本巴图组中。在苏尼特右旗以北及林西附近，也有星散的蛇绿岩出露于断裂带两侧。此外，断裂带北侧早二叠世岛弧火山岩建造发育较广，并含冷水动物群，而南侧的二叠系则以滨海、浅海相碎屑岩为主。

在地球物理特征方面，沿本断裂带中、西段，包括覆盖区多处出现有明显的近东西向的重力梯级带及磁异常。

③ 温都尔庙—西拉木伦河深断裂带位于白云鄂博以北包尔汗图—温都尔庙—西拉木伦河一线，呈近东西—北东东向，长达 850km，为一条宽度可达数十千米的复杂断裂带。

沿本断裂带有早古生代蛇绿岩、蛇绿混杂岩带及岛弧火山岩在温都尔庙地区、西拉木伦河北侧柯单山与巴林右旗等地出露。其中温都尔庙地区发育完整，研究较深，自上而下可划分为三套岩石系列，包括温都尔庙群火山-沉积岩，辉长-辉绿岩和超基性杂岩系列；初步查明这套蛇绿岩时代为寒武纪，上部可能包括部分早奥陶世，其下部的堆积辉长岩系晚前寒武纪后期产物，而蛇绿岩侵位发生在晚加里东期的中志留世末到（或）晚志留世初期（胡骁等，1990）。

温都尔庙—西拉木伦河深断裂带构成南、北两侧加里东褶皱带与晚华力西褶皱带的构造分界线。在生物区系方面，二叠纪时期在断裂以南，以暖水型动物群及华夏植物群为特色，断裂以北则以含冷水型动物群及安加拉型植物群为其特征。沿断裂带多处可见到近东西向延展的挤压带、片理化带及糜棱岩化带。其活动时期以古生代为主，局部地段有燕山期构造-岩浆作用及新生代的玄武质岩浆喷溢。

本断裂带具有明显的地球物理特征，东段航磁异常强度增大，构成以正异常为主的宽 20～30km 的近东西走向的磁异常带，在断裂两侧地质-地磁综合剖面图上清晰反映出来。又如通过大地电磁测深成果表明，本断裂带以南在翁牛特旗稍东岩石圈深度（上地幔高导层顶界）达 139km，向东北到西拉木伦河断裂带则迅速上升到 88km，两者反差为 51km。因而，推断本断裂带为一系层面倾向南东的岩石圈断裂。此外，在前述兴蒙造山带有关电性-地震波速结构模型中，也反映出接近地幔深度的高导层自翁牛特旗—西拉木伦河急剧发生上隆挠折也与这一断裂活动有关。

总之，温都尔庙—西拉木伦河深断裂带是一条深切到地壳—上地幔的岩石圈或超岩石圈断裂带。其力学性质，早古生代晚期应属俯冲消减带性质，在晚古生代—中生代的造山期以压性、压剪性活动为主，新生代则显示以张性、张剪性活动特点，由于上地幔物质上涌，形成昭盟地区第三纪的玄武岩高地及达来诺尔第四纪火山群。位于本断裂带东延的通辽地区，1940 年及 1942 年发生过两次 6 级地震，可能与这断裂带的现今活动有关。

2. 古生代古亚洲构造成矿域兴蒙—吉黑造山带的形成与演化

古生代，华北陆台与西伯利亚陆台隔洋相望，之间为古亚洲洋，经历了多期洋壳扩张与俯冲、碰撞造山作用；古亚洲洋的范围不断收缩变小，直至古生代末期最后封闭，导致华北陆台与西伯利亚陆台最终拼合为一个整体，组成欧亚大陆板块东部，并主要表现为克拉通盖层及其北侧古亚洲洋造山阶段。

（1）地台北缘克拉通盖层阶段与北侧古亚洲洋造山阶段

在约 1000～230Ma 的新元古代—古生代或早中生代之初，是地台北缘稳定地块与其北侧陆缘造山带相互对应而统一的发展过程。

在地台北缘，按盖层发育特点和地块隆起、坳陷的不同分区而划分为包括鄂尔多斯块体、山西块体、内蒙古隆起、燕山坳陷、山海关隆起、辽吉块体及其内部的铁岭—靖宇隆起、太子河—浑江坳陷、营口—宽甸隆起、复县—大连坳陷等构造单元。

兴蒙造山带内部以华北地块北缘早古生代岛弧型火山岩建造、温都尔庙—柯单山残余洋壳及早古生代末的造山作用为主要标志，划分出温都尔庙—翁牛特旗加里东褶皱带；其以北以受力格庙—锡林浩特零星散布的前古生代微陆块组成的中间地块为界，将具有晚古生代索伦山—贺根山残余洋壳及发生华力西晚期造山作用的统一的晚华力西褶皱带一分为二，包括南面的苏尼特左旗—西乌珠穆沁旗晚华力西褶皱带；再北根据华力西期造山作用主要时期，划分出东乌珠穆沁旗早华力西褶皱带。

吉黑褶皱带在本区构造区划中存在分歧最多，限于目前研究深度，暂在华北地块北部的铁岭—靖宇隆起以北划分出放牛沟—辽源及夹皮沟—茂山两条加里东褶皱带；对吉中、延边则划分为两个晚华力西—印支褶皱带，其华力西期的造山作用及构造-岩浆活动延续到晚三叠世的大酱缸组及其相当层位之前。

另外，应特别划出由于古亚洲洋壳与前寒武纪地块的相互应力作用而在其陆缘形成包头—尚义—平泉—义泉—通化古生代构造活化岩浆带。

（2）建造类型与地壳运动

古生代，华北陆台北部处于稳定的大陆环境及陆表海环境，形成克拉通盖层沉积。寒武纪—中奥陶统形成滨浅海相碎屑岩-碳酸盐岩-泥质岩沉积旋回，中石炭统—二叠纪形成滨浅海相—海陆交互相含煤碎屑岩建造，其间发育一次长时间的沉积间断，即奥陶纪末期—早石炭世沉积间断，形成区域性平行不整合。

兴蒙褶皱带—延吉地区古生代处于华北陆台与西伯利亚陆台之间，长期处于活动型古亚洲洋环境及大陆边缘环境，发育多期典型的复理石建造、细碧角斑岩建造、硅质建造及蛇绿岩套；地壳构造变动强烈，形成多期区域性角度不整合与岩浆侵入、变质作用。已发现的典型褶皱幕有桌子山地区奥陶系与寒武系之间角度不整合（早加里东期褶皱带）、白乃庙地区中志留统白乃庙组与上志留统西别河组之间角度不整合（晚加里东期褶皱带）、东乌珠穆沁旗中石炭统宝力格庙组与晚泥盆世安格尔音乌拉组之间角度不整合（早华力西期褶皱幕）及晚三叠世林西组与早二叠世哲斯组之间角度不整合（晚华力西期褶皱幕）等。加里东期地壳运动伴有一些花岗岩侵入作用、复杂褶曲变形与绿片岩相—低角闪岩相区域变质作用；华力西期地壳运动伴有大规模强烈的基性—中性—酸性岩体侵位、多期褶皱作用、韧性剪切变形、东西向—北东东向断裂活动及低绿片岩相区域变质作用和吉南—辽北晚华力西期褶曲与固态塑性流变构造。古生代兴蒙褶皱带—吉黑南部褶皱带的地壳运

动与构造变形机制均与俯冲造山作用、碰撞造山作用在成因联系，陆壳的增生与古亚洲洋壳的消减密切相关。

古生代造山作用所形成的各期构造线均以东西向—北东东向为主，最终形成欧亚大陆东部介于西伯利亚陆块与华北陆块之间近东西向展布的巨大造山带。兴蒙褶皱带于二叠纪晚期已全部褶皱成陆；而吉黑褶皱带南部的延吉地体，其部分地区直至三叠纪才完全结束洋壳演化历史，形成印支期褶皱带。

(3) 区域构造格局

古生代，华北地块北缘以狼山北—白云鄂博北—化德—多伦—赤峰—彰武—铁岭北—桦甸—夹皮沟北—茂山北为界，其南部为华北陆台区，北部为兴蒙—吉黑南部褶皱系。

华北陆台区以固阳—武川—张家口—承德—阜新断裂带为界，进一步划分出两个二级构造单元。南部为鄂尔多斯—华北—胶辽古生代陆内稳定坳陷沉积区，其中发育多个坳陷中心与一些北东向、东西向水下隆起区带；沉积了寒武系—奥陶系、中石炭统—二叠系以滨浅海相、海陆交互相为主的碎屑岩-碳酸盐岩-泥质岩系，在辽东等局部地区发育少量泥盆纪—早石炭世沉积物；其古生代构造变形与岩浆活动微弱。北部为内蒙古地轴带，缺乏古生代沉积盖层，是一个古生代长期隆起剥蚀带；基底岩系广泛出露，大量华力西期与少量加里东期中酸性岩体侵位于其中，顺近东西向断裂尚分布有大量晚古生代基性—超基性侵入体；伴有近东西向华力西晚期—印支期断裂活动与韧性剪切变形，如冀北崇礼—赤城—隆化韧性—韧脆性断裂带，其中发育典型糜棱岩与片理化带，控制华力西晚期—印支期中基性侵入体的空间展布。在内蒙古西部阴山地区，亦发现华力西晚期韧性剪切带，其糜棱岩时代（^{39}Ar-^{40}Ar 法年龄）为 277～285Ma（王建平，1993）。这些特点显示出内蒙古地轴晚古生代受北部造山作用影响较大、具有一定的活动性，处于古亚洲洋南部陆缘带较为活动的构造环境。

兴蒙—吉黑南部褶皱系自北向南、自东向西可分为多个不同时期褶皱带及其间的中间地块，表现出明显的南北分带、东西分段性特征；东西分段性以中生代断裂为界而表现出来，很大程度上是中生代构造叠加改造的结果。

西段兴蒙褶皱带南北向分带性非常明显，自北向南可进一步细分为五个次级构造单元，即东乌珠穆沁旗早华力西褶皱带、二连浩特—西乌珠穆沁旗早华力西褶皱带、二连浩特—西乌珠穆沁旗晚华力西褶皱带、东力格庙—锡林浩特古陆块（中间地块）、苏尼特右旗—林西晚华力西褶皱带及温都尔庙—翁牛特旗加里东褶皱带。其中锡林浩特古陆块夹于晚华力西褶皱带中间，受到晚华力西期褶皱造山作用的强烈改造与破坏，形态不完整。各褶皱带之间以一定时期的重要消减带为分界线，常伴有蛇绿岩套、混杂堆积。沿二连浩特—贺根山断裂带分布有华力西蛇绿岩套、混杂堆积与高压低温变质带，代表古亚洲洋北部重要的板块缝合线，其南、北侧残留有不同时期的古岛弧火山岩带，标志着不同时期沟-弧-盆系统的存在。白乃庙—巴林右旗断裂带分布有加里东期与华力西期蛇绿岩套、高温低压变质带与高压低温变质带（温都尔庙一带双变质带），代表古亚洲洋南部重要的板块缝合线；其南侧白乃庙—温都尔庙地区残留有加里东期岛弧型基性火山熔岩，伴有岛弧型斑岩铜-金-钼矿化，标志着典型沟-弧-盆体系明显具有向古亚洲洋中心部位迁移和古亚洲洋不断消减、缩小的总趋势。索伦山—林西蛇绿-混杂岩带与锡林浩特—西乌珠穆沁旗东蛇绿岩带分别代表华力西晚期两条重要的地壳消减带，西拉木伦河蛇绿岩带则代表更早

期的地壳消减带。

古亚洲洋经晚期造山作用，至晚二叠世早期褶皱成山、形成一些山前典型磨拉石建造（如巴林左旗—扎鲁特旗磨拉石带）与内陆湖泊（如索伦—老龙头湖、林西湖与哈尔苏湖盆等）。

中段松辽地块因为中新生代沉积物覆盖很厚，缺乏前中生代地质构造资料，故其中生代构造演化与大地构造单元归属尚难于判别，目前存在较多争议。一种观点认为其为中间地块；另一种观点认为其属兴蒙褶皱带东延部分，一些学者认为西拉木伦河蛇绿岩带及其两侧不同时代褶皱带均向东延至松辽盆地下部。由于缺乏可靠的判别资料，故此处暂将其归为性质不明地块。

东段吉黑南部褶皱带发育面积占70%以上的古生代中酸性侵入岩，古生代火山-沉积建造仅呈孤岛状无根状态残留于巨大古生代岩体之内。各块体均以断裂为界，四周被断裂所围限，曾有人将它们都视为地体构造。舒兰—铁岭断裂以西为四平—长春加里东期褶皱带，发育志留纪—泥盆纪活动型海相碎屑岩-火山岩-泥质岩系，如放牛沟火山-沉积岩体系，古生代地层已发生绿片岩相—低角闪岩相区域变质作用。在吉黑褶皱系最南端与华北地台（陆台）交界处，亦发育总体上呈北西西向展布的加里东期褶皱带，包括辽源加里东期褶皱带、夹皮沟—茂山北缘加里东褶皱带。密山—敦化断裂与伊兰—伊通断裂之间的地区，西部为晚华力西—印支期褶皱带，东部为加里东期褶带皱带，两者总体上均呈北东向展布。敦化—密山断裂以东，为敦化—延吉—珲春晚华力西—印支期褶皱带；其北侧牡丹江—绥芬河地区为一具有古元古代基底岩系的古陆块，可能属中间地块。

3. 中新生代滨西太平洋构造成矿域陆缘-陆内造山带的形成与演化

中生代，华北地块北缘除东部吉林—延吉外来地体外，均处于陆内环境，属欧亚大陆板块东部，距离当时陆洋边界达近千千米，据传统的板块构造理论，在这样的大陆板块内部，不应该发生大规模造山作用和强烈的构造-岩浆活动；造山作用只能发生于板块边缘俯冲带（如滨太平洋造山带）与陆间碰撞带（如喜马拉雅造山带）。然而，中生代印支期与燕山期，华北地块北缘阴山、燕山—辽西、兴蒙地区、胶东、辽东、吉南等地区均发生了多期强烈的地壳运动，发育多个区域性褶皱幕、多期褶皱变形、断裂活动、岩浆侵入、火山喷发与成矿作用，形成典型的中生代造山带。其造山作用的特点与造山机制明显有别于板缘俯冲造山带与陆间碰撞造山带，我们称之为大陆板块内部（陆内）造山带。中生代陆内造山作用在本区与欧亚大陆东部其他地区均十分发育，在全球造山带分类中有重要地位。华北地块北缘自印支期开始至整个燕山期一直处于典型陆内造山作用阶段。主要表现为地块陆缘—陆内活化阶段。

（1）印支期地壳运动与形变

华北地块北缘印支期地壳运动与造山作用表现为两期区域性褶皱幕、强烈的褶皱变形、韧性剪切变形、断裂活动与岩浆侵入作用，在延吉地区尚形成绿片岩相区域变质作用。印支期强烈地壳运动与造山作用广泛分布于兴蒙地区、阴山、辽西、辽东、胶东、吉林—延吉等地区；在鄂尔多斯—华北盆地则印支期地壳处于较稳定状态，其印支运动及相关的构造-岩浆活动十分微弱。

印支期，华北地块北缘形成2个区域性褶皱幕，即晚三叠世与早中三叠世地层之间角度不整合（印支Ⅰ幕、前老虎沟组褶皱幕）、下侏罗统与上三叠统之间角度不整合（印支

Ⅱ幕、前郭家店组幕)。印支Ⅰ、Ⅱ幕在燕山、辽西地区均有明显反映，在辽东—吉南地区也有所表现，在鄂尔多斯—华北盆地则变为平行不整合。

印支期构造变形强烈，形成了多种褶皱构造、断裂构造、韧性剪切带、片理化带、固态塑性流变构造、同沉积断裂及线状断陷盆地。印支期褶皱以紧闭褶曲、倒转褶曲、倒转背斜、倒转向斜、复式褶曲为主，局部地区形成形态复杂的揉皱及平卧褶皱。印支期韧性剪切变形主要发育于阴山—燕山—辽西地区，在辽东、吉南地区也存在。近年来，相继在阴山—燕山—辽西鉴别出数十条近东西向—北东东向华力西晚期—印支期规模很大的韧性剪切带，其主要形成时期为283～195Ma，控制华力西晚期—印支期基性、超基性—中酸性侵入体的空间分布。其中，燕山—辽西地区的崇礼—赤城—隆化—阜新韧性剪切带群东西长达700km以上，南北宽达30km，由一系列近东西向展布的韧性剪切带、糜棱岩带、片理化带、紧闭褶曲及其间弱变形岩块所构成，该构造带向西可能延入阴山南部，向东被郯庐断裂所截断。

印支期断裂构造在西部地区以东西向为主，在东部以北东向为主，压性—压扭性逆冲断裂居主导地位。在燕山—辽西地区发育典型的张性—张扭性同沉积断裂，如汤河口—下板城—平泉同沉积断裂，控制了晚三叠世类磨拉石建造的空间展布。

固态塑性流变构造与揉皱在北京西山河北村一带颇为典型，由平卧褶曲、褶劈理、透入性片理及流褶曲等所构成。在冀北青灰岭、土城头中新元古代地层中也发育规模较小的固态塑性流变构造。

华北地块北缘印支期区域构造格局与晚古生代相比有非常显著的差别，但印支期构造演化存在一定的继承性特点，表现为中下三叠统与上二叠统之间连续—过渡的沉积接触关系、华力西期断裂构造在印支期的继承性活动及印支早期东西向构造的主导性等方面。

在时间上，早印支期构造活动以继承性为主，构造带走向以北东东向为主，尤其在郯庐断裂以西地区；晚印支期开始形成一些规模较大的北东向构造，表现出较明显的新生性，尤其在郯庐断裂以东地区，新生的北东向构造-岩浆带非常发育，构造新生性居主导地位。

在空间上，印支期本区既具有东西向分段特点，又具有南北向分带性特点。以郯庐断裂为界，东西两侧构造格局存在较大差异。东部胶东—辽东—吉南地区构造带走向以北东向为主，表现为北东向展布的压扭性-扭性断裂-岩浆带、复式褶曲、北东向变质带与片理化带诸方面，已转化成太平洋构造域。而西部地区则以东西向—北东东向构造为主，仅印支晚期在其东缘辽西地区形成一些北东向构造与盆地。西面很多重要断裂构造带在华力西期已基本形成，在印支期重新活动，如崇礼—赤城—隆化构造-岩浆带。印支期，本区中西段地区具有明显南北向分带性；白云鄂博—化德—赤峰以北古生代褶皱带，印支期构造-岩浆活动有一定强度；中带阴山—燕山辽西地区，印支期构造-岩浆活动均很强烈，局部发育印支期火山活动；而南带鄂尔多斯—华北盆地，印支期构造变形与岩浆活动均很微弱，属印支期稳定地块。

综观全区，印支期自西向东地壳运动、构造-岩浆活动及构造新生性具有不断增强的趋势，东西向构造-岩浆带的活动性不断减弱，而北东向构造-岩浆带活动性逐步增强。东西分段性与南北分带性均有明显表现。

(2) 燕山期地壳运动与变形

燕山期，华北地块北缘地壳运动与陆内造山作用的强度均达到中生代以来的最高峰，构造活动的新生性居主导地位。时间上，挤压造山与伸展成盆作用交替出现；空间上，山脉与盆地相间分布；形成新的、颇具特色的区域构造格局与构造-地貌特征，其特点是：

① 地壳运动显著发育

华北地块北缘燕山期发生了多期强烈的地壳运动，形成了至少4期区域性褶皱幕、多期强烈的褶皱变形与断裂活动、多期广泛的火山喷发与岩浆侵入作用及强烈的热液型金-多金属成矿作用。

燕山运动形成的4个区域性褶皱幕由早至晚依次为：前九龙山组幕（燕山Ⅰ幕）、前东岭台组幕（燕山Ⅱ幕）、前坨里组幕（燕山Ⅲ幕）及前长辛店幕（燕山Ⅳ幕）。这四期褶皱带在燕山—辽西地区、大兴安岭地区、阴山—辽东—吉南及胶东地区均有明显的表现，在鄂尔多斯盆地、华北盆地、下辽河盆地及二连盆地也有一定的影响。

燕山运动伴有至少3期强烈的岩浆侵入与至少5期强烈的陆相火山喷发作用，遍及各古山脉-古隆起带的数百个大小不同的各类侵入体，在沉积盆地及其邻区形成多期火山-沉积旋回，伴有广泛的热液成矿作用，成为华北北缘最重要的金、银、多金属成矿时期之一。

与印支运动相比，燕山运动更为强烈，构造活动的新生性远大于继承性，构造-岩浆活动强度更大；燕山运动的影响范围远大于印支运动，几乎遍及全区各构造单元。

② 具特定构造类型的形变

燕山期构造变形以宽缓褶皱变形、脆性-韧脆性断裂活动及局部的韧性剪切变形、塑性流变构造为主，岩浆侵入与火山喷发尚伴有环状与放射状断裂系统。

区域性褶皱以宽缓的、轴面近直立的对称背斜、向斜为主，一些隆起带发育一些复式背斜，向斜盆地多发育宽缓向斜或复式向斜。在大断裂带发育一些倒转背、向斜与较紧闭的不对称褶皱构造。一般白垩纪（晚燕山期）褶皱比侏罗纪（早燕山期）褶皱更为宽缓，褶皱形态也更为简单。在燕山期褶皱与印支期褶皱的叠加复合部位可发育形态复杂的叠加褶皱。

断裂带构造变形以脆性、韧脆性为主，规模较大的燕山期断裂常伴有较厚的构造角砾岩、碎裂岩与断层泥，一些断裂尚伴有宽厚的片理、劈理化带及复杂伴生褶皱。燕山期东西向与北东—北北东向断裂多数以压性—压扭性为主，其中很多为逆冲-推覆构造系统，如北东向鹰手营子推覆构造、鸡鸣山逆冲推覆构造、永安—大吉口逆冲断裂带，近东西向的十三陵—蛤蟆石推覆构造、潘家口—下板城逆冲断裂系、丰宁—隆化断裂等。燕山期盆缘断裂很多为具有伸展特点的张性—张扭性同沉积断裂，如阜新盆地东缘同沉积断裂、白垩纪时期的舒兰—舒通断裂等，它们对断陷盆地的形成与发展有明显控制作用。燕山期在辽东—吉南地区、燕山—辽西地区发育很多规模不大但密度较大的北西—北西西向张性—张扭性断裂，它们多为北东—北北东向压性—压扭性断裂的共轭配套构造，在很多矿区这些北西向断裂具有重要的控矿意义，成为重要含矿构造带，如金厂沟梁金矿、小营盘金矿、牛心山金矿、蔡家营—青羊沟多金属矿带等。

燕山期韧性剪切变形与塑性流变构造变形常属局部构造，与燕山期岩体侵位有成因联系；如怀柔蒙山变质核杂岩发育典型的韧性剪切变形与糜棱岩带，寿王坟侵入体外围中元

古代碳酸盐岩系内发育典型的流变褶曲。燕山期局部地区的这类韧性—塑性流变构造的发育是岩体侵位所产生局部热-应力作用的产物之一。

燕山期，在燕山—辽西地区、阴山地区、辽东—吉南地区与胶东地区，尚发育数量不等、规模不同、时期不同、但线系性明显的山间中小型沉积盆地，一般呈东西或北东向展布，如东西向展布的石拐含煤盆地、北东向展布的九龙山盆地、牛营子盆地及北北东向展布的阜新—义县盆地，这些山间火山-沉积盆地多受燕山期构造所制约，一般为向斜盆地，一些为断陷盆地。其中燕山—辽西地区燕山期沉积盆地受北东向与东西向构造复合所控制，呈明显等距性分布特点。

此外，在阴山、燕山、辽西、辽东等地区，燕山期尚发育大量环状-放射状构造系统，其中一些与燕山期岩体侵入有成因联系，如蓟县盘山环状构造系统，一些与火山喷发有关，还有一些与燕山期环状隆起及环状坳陷有关，如都山环状构造等。

③ 具有特殊区域构造格局

燕山期，华北地块北缘构造新生性居主导地位，形成了明显不同前燕山期的区域构造格局，具体表现在北东—北北东向新生构造带的主导性、多级盆-岭构造格局及东西向分段性等诸方面。

燕山期，以大同—尚义断裂、郯庐断裂等区域分划性大断裂为界，华北地块北缘自西向东可分为四个总体上呈北北东向展布的区带，即西段“盆-岭”带、中西段大兴安岭—太行山隆起带、中东段“盆-岭”带及东段胶辽吉隆起带。各段均存在不同程度的南北向分带性。

西段“盆-岭”带，燕山期构造线走向以东西向为主，北东—北北东向及北西向构造均不占主导地位；其中褶皱、断裂与沉积盆地、坳陷中心均以东西向—北东东向为主。与东部各段相比，西段燕山期地壳运动总体强度较低，岩浆侵入与火山喷发活动均比较微弱。西段以东西向的温都尔庙—狼山断裂及呼和浩特—包头断裂为界，分为北、中、南三个带。北带发育白垩纪近东西向—北东东向断陷盆地，包括二连盆地、苏尼特右旗盆地等；中带为近东西向展布的阴山古隆起带，以大面积断隆与褶皱隆升作用为主，对应于燕山期古山系；其间发育一些小型断陷盆地，如乌拉特中旗盆地、石拐盆地等，对应于燕山期古山间盆地；南部为鄂尔多斯盆地，是一个较稳定的内陆河湖相沉积盆地，面积虽大但燕山期构造变动微弱，缺乏燕山期侵入岩与火山岩。

中西段太行山—大兴安岭隆起总体上呈北北东向展布，与东西两侧盆地以北北东向大断裂为分界线。其中燕山期地壳运动与造山作用强烈，北东—北北东向构造居主导地位，岩浆侵入活动与火山喷发活动也十分强烈。褶皱构造以北东—北北东向为主，东西向褶皱较小。断裂以北东—北北东向逆冲断裂，推覆构造居主导地位，东西向逆冲-推覆构造仅在中带有所分布，如崇礼—赤城逆冲-推覆构造与西拉木伦河断裂、林西断裂呈近东西向分布。燕山期，本段南部即太行山中南部以隆起剥蚀区为主，而其以北地区包括大兴安岭在内发育山间断陷盆地与白垩纪面积较大的火山-沉积岩系，尤其在中部张家口—围场地区。这些中小型盆地属隆起带上的相对坳陷区。

中东段“盆-岭”区介于大兴安岭—太行山隆起与胶—辽—吉隆起之间，其南北向分带性非常明显。北带为松辽盆地，沉积了厚度巨大的侏罗—白垩纪含煤、含油页岩沉积建造，属较稳定的陆内河湖相沉积环境。中带为燕山—辽西古隆起带，其中生代尤其是燕山

期地壳运动与造山作用强烈，发育多期褶皱幕、构造变形与岩浆活动，形成次级线系性十分明显的中小型断陷盆地与向斜盆地；隆起剥蚀带与小型坳陷沉积区相间分布，呈现出明显等距性。中带西段下辽河地区白垩纪开始大面积沉降，形成北北东向下辽河断陷盆地。南带华北平原燕山期为一较为活动的盆地，其中沉积了以河湖相为主的含煤与含油页岩建造，厚度很大，夹有陆表浅海沉积与一些火山岩系。

郯庐断裂以东的胶东—辽东—吉南地区燕山期地壳运动、构造变形岩浆侵入与火山喷发活动均十分强烈，构造活动的新生性十分显著，北东—北北东向构造居主导地位。著名的郯庐断裂、伊兰—伊通断裂、密山—敦化断裂、浑江断裂、鸭绿江断裂等大型北东—北北东向断裂均主要形成于燕山期，且在燕山期以逆冲-推覆、走滑平移活动为主，其中一些至晚燕山期开始转化为同沉积断裂。燕山期，华北地块北缘东段总体上以隆起剥蚀为主，仅局部发育一些不等的小型断陷盆地。

综观华北地块北缘全区，燕山期形成了多级盆-岭构造格局，造山作用与成盆作用相间分布，交替出现，并呈现出显著的等距性分布特点。一级盆-岭构造表现为大型盆地与大型隆起带相间分布；西段北带与南带、中东段北带与南带均为大型中生代沉积盆地，中间隔以东西向阴山—燕山隆起与大兴安岭—太行隆起。二级盆-岭构造表现为大型古隆起区带内山间中小型盆地与古山脉相间分布，如在燕山—辽西地区的二级盆-岭构造。燕山期不同级别的盆-岭构造可能具有不尽相同的成因机制，一些盆地为伸展成因盆地，明显受伸展构造所控制，如华北盆地、下辽河盆地、阜新盆地等；另一些盆地则可能为挤压坳陷机制，如燕山—辽西地区的九龙山盆地、滦平盆地、北票盆地等小型向斜盆地。尽管如此，在华北地块北缘大部分地区与大部分时间内，燕山期的陆内挤压造山作用仍居主导地位，所形成的压性—压扭性构造形迹遍布全区隆起带与主要大中型盆地。

(3) 新生代盆-岭构造形成与演化

新生代，华北地块北缘进入了又一个新的构造演化阶段，即以伸展体制为主的盆-岭构造演化阶段，形成大型山系与大型盆地相间分布的现今盆-岭构造格局。

新生代，华北地块北缘地壳运动仍有一定的强度，表现为区域性微角度不整合、多级夷平面与河流阶地、断裂活动、裂谷作用、多期陆内中基性火山喷发、多级别地震活动等诸方面。地壳运动以地壳垂向隆升与坳陷为主，伸展构造活动居主导地位；褶皱成山与逆冲-推覆造山作用不显著，伸展成盆作用居主导地位。新生代构造-岩浆活动强度都远小于燕山期。

新生代地壳运动造成汾渭裂谷盆地、华北盆地、松辽盆地等地区几个微角度不整合—平行不整合，如中新世与渐新世之间微角度不整合、更新世与上新世之间微角度不整合。

新生代构造活动具有较明显的继承性，表现为一些中生代形成的断裂在新生代重新活动，但断裂力学性质发生了不同程度的转变，很多中生代逆冲-推覆断裂在新生代转化为同沉积断裂，如大同盆地西缘断裂、延庆盆地西缘与北缘断裂、郯庐断裂，这些断裂对现今盆-岭构造的形成、演化具有重要控制作用，构成新生代盆地边界，如大青山山前断裂、大行山东缘与西缘断裂、大兴安岭东缘断裂、郯庐断裂、西拉木伦河断裂等；其中很多至今仍在活动，控制现今地震分布，切割了第四纪沉积地层。

新生代在华北地块北缘主要山区均发育多级夷平面与多级河流阶地，成为地壳运动的良好标志。现已鉴别出至少两期广泛分布的夷平面；早期为北台面，使中生代末期—新生

代初期形成的山形地貌被广泛夷平，其主要发育时代属早第三纪早期；晚期唐县面，切割了始新世三趾马红土，使新生代早中期山形地貌受到一定程度的夷平作用，其主要形成时期为中新世末—上新世初。据北京八达岭—延庆地区热年代学测定结果，结合地质资料分析，初步确定八达岭及邻区北台面形成时期为 46Ma 左右，而唐县面形成时代为 5.5～6.5Ma。北台期夷平面在阴山、燕山、辽西、大兴安岭、太行山、辽东—吉南老岭、龙岗山脉等地区均存在，构成渭河裂谷盆地等新生代早期盆地的底面。唐县夷平面至少在燕山及邻区构成延庆—怀来盆地底面。

新生代裂陷作用与山脉隆升作用呈共生关系，成镜像对称，形成典型的现今盆-岭构造地貌，属新生代地壳运动的重要表现形式与结果之一。在北京北侧的八达岭—延庆地区，八达岭山脉与其北侧的延庆盆地、南侧的南口盆地在中新世尚处在同一高度，即同位于唐县面上，上新世初（5.5～6.5Ma）开始，中间八达岭快速隆升成山，而其南北两侧裂陷成盆，成山与成盆过程同时发生，成镜像对称关系。

火山活动与地震活动是区内新生代地壳活动的重要标志之一，两者皆受新生代断裂所控制。新生代火山活动具有多期性，早第三纪、晚第三纪与第四纪均存在不同程度的火山活动。晚第三纪火山岩主要分布于华北平原西缘、汾渭裂谷系北部、集宁—张北、围场及拉木伦河沿岸，具有多个喷发中心，以玄武岩为主；第四纪火山活动主要发育于吉南长白山区、敦化—牡丹江、长春—四平一带，在大兴安岭西缘、冀北坝上高原也有所分布。地震活动在华北地块北缘非常活跃，历史上与现代很多著名的大地震如山西洪洞地震、通县地震、唐山地震、海城地震等均分布于本区，现今 6 级以下中小地震时有发生，活动频繁。地震带受活动断裂控制，同时也成为反映构造活动性与地壳稳定性的重要标志之一，多分布于现今强烈裂陷地区及盆地边缘，如大青山山前地震带，汾渭地震带，华北盆地北部京—津—唐地震区，郯庐地震带等。

新生代，华北地块北缘构造格局与燕山晚期有一定的相似性，即盆、岭相间分布，东西分段、南北分带，形成具一定等距性的盆—岭构造地貌。但新生代盆-岭构造是在伸展体制下形成的，挤压成山作用不占主导地位。

新生代构造线方向仍以北北东向—东西向与北西向为主，但各组构造带的力学性质活动特点明显不同燕山期。北西向断裂其规模与分布范围比燕山期更大，具有明显的压扭性—扭性结构面特点，成为区内新生代主要断裂构造之一，如张家口—渤海湾断裂、西乌珠穆沁旗—北票断裂带等；而中生代以压性—压扭性为主的很多大型北东—北北东向逆冲断裂、逆冲—推覆断裂与东西向逆冲断裂至新生代转化成重要的同沉积断裂，成为典型的伸展体制下的张性断裂带。中、新生代断裂力学性质与活动方式这种显著差异性反映中、新生代区域构造应力场的显著变化。以这些大断裂为界线，华北地块北缘各陆块在新生代的活动性与构造地貌特点显示出较大差别，呈现出分区与分带性，东西向分段性居主导地位。

自西向东，存在两个总体上呈北北东向展布的大型隆起带，即西部的太行山—大兴安岭隆起带与东部的胶东—辽东—吉南隆起带；其中分布有大量线系性明显的现代山脉，西部有五台山、太行山、吕梁山、大兴安岭，东部有张广才岭、小兴安岭、那丹哈达岭与长白山等。在这两个隆起带之上发育一些总体上呈北东向展布、受同沉积断裂控制的裂谷体系与断陷盆地，如发育于太行山隆起带轴部的汾渭裂谷系、发育于东段隆起带之内的、沿

伊兰—伊通断裂与抚顺—密山—敦化断裂分布的线性断陷盆地等。这两个隆起带分隔了大型沉积盆地。太行山分隔了鄂尔多斯盆地与华北盆地，大兴安岭分隔了二连盆地与松辽盆地，燕山—辽西隆起与辽东隆起之间为下辽河盆地。在南北方向上，山脉与盆地也相间分布，表现出南北向分带性。西段北带为二连坳陷带，南带为鄂尔多斯盆地，中间隔以东西向阴山隆起带（即阴山山脉）；中段北带为松辽盆地，南带为华北盆地，中间隔以总体上呈东西向展布的燕山—辽西隆起带。在这些一级盆-岭构造格局基础上，在隆起带内部形成一些二级盆-岭构造地貌单元，表现为隆起带之上形成断陷或裂陷盆地，盆、山相间分布，受活动断裂所控制，如阴山隆起带南部大青山山前呼和浩特—包头裂陷盆地、太行山隆起中部汾渭地堑（裂谷）系、东部隆起带舒兰—舒通断陷带、四平—长春断陷带、密山—抚顺断陷带等。这些线系性明显的裂谷带、断陷盆地具有更大的活动性；而规模巨大的一级坳陷盆地则相对更为稳定，如鄂尔多斯盆地、松辽盆地、华北盆地等，以西南部的鄂尔多斯盆地最为稳定。

新生代构造分区、分带性、地块活动性均明显受深部结构构造制约，与地壳、岩石圈内部低速带的空间展布、与软流圈厚度、地壳厚度均存在明显相关关系。地壳愈薄、壳内低速层越多越厚、软流圈越厚，则地块活动性越大，如汾渭裂谷系、下辽河平原、华北平原区；反之，地壳与岩石圈越厚，壳内低速层与软流圈很薄或缺乏，则地块活动性小，稳定性大，如鄂尔多斯盆地。

（二）华北地台北缘及其北侧金属成矿省的成矿构造聚敛（场）

成矿构造聚敛场是本区四个等级体制成矿的第二成矿序次，即在上述广袤分布的第一序次的构造成矿背景基础上发生的控矿场。根据前述“成矿构造聚敛场”研究内容可以认为“成矿构造聚敛场”不是简单的空间场所，虽然它在构造成矿背景上具有形成的一定地域，但更重要的是它具有在地质上，地球化学上和地球物理上各自异向有利控矿因素的综合汇聚。它在构造成矿背景上综合汇聚的概率是不大的。因而有利成矿构造背景不等于一定出现有利控矿场。等级体制成矿的“景”、“场”两个级序耦合机制是评价区域成矿远景的重要研究内容。

1．成矿构造聚敛场的分类

从成矿“时间维”造就“空间维”的地质历史演化的动态成矿概念出发（裴荣富，1998），现将本成矿省的成矿构造聚敛场划分为下列三类：

（1）太古宙—古元古代同剪切形变成矿构造聚敛（场）

太古宙—古元古代是前寒武纪成矿构造域特大型矿床偏爱产出的重要时、空域。近期研究认为太古宙陆块在新太古代时期经过分裂—聚合形成中国“原地台”，在聚合的结合部位的花岗—绿岩带中，由于各种有利成矿构造的汇聚，常形成沉积变质型和绿岩型铁、金等矿床。但是，只有当这些有利成矿控制因素与韧—脆性剪切带形成一种罕见的剪切形变异常成矿构造聚敛场时，才能产生特大型矿床。

同剪切形变控制金矿的异常成矿构造聚敛主要有两种类型。

第一类是不同步褶皱同剪切形变控矿。即，成矿作用是在含矿建造与共生围岩之间，因岩性韧度不同而出现的不协调褶皱与剪切形变为同一连续时间发生，并且在空间上也是连续的。富大矿（体）脉主要受同剪切驱动而使之在脆性断裂裂隙中形成，其特点是不切穿含金建造。如夹皮沟金矿为产于三道沟组与老牛沟组不同岩性组合结合带的含金建造发

生不同步褶皱，并在其韧—脆性剪切扩容带中形成的含金石英脉。脉体虽显示为后生脉，但不切穿含金建造，仍属于同剪切脉（图 2-2）。当然，显生宙花岗质岩浆成矿作用的后期叠加矿化除外。

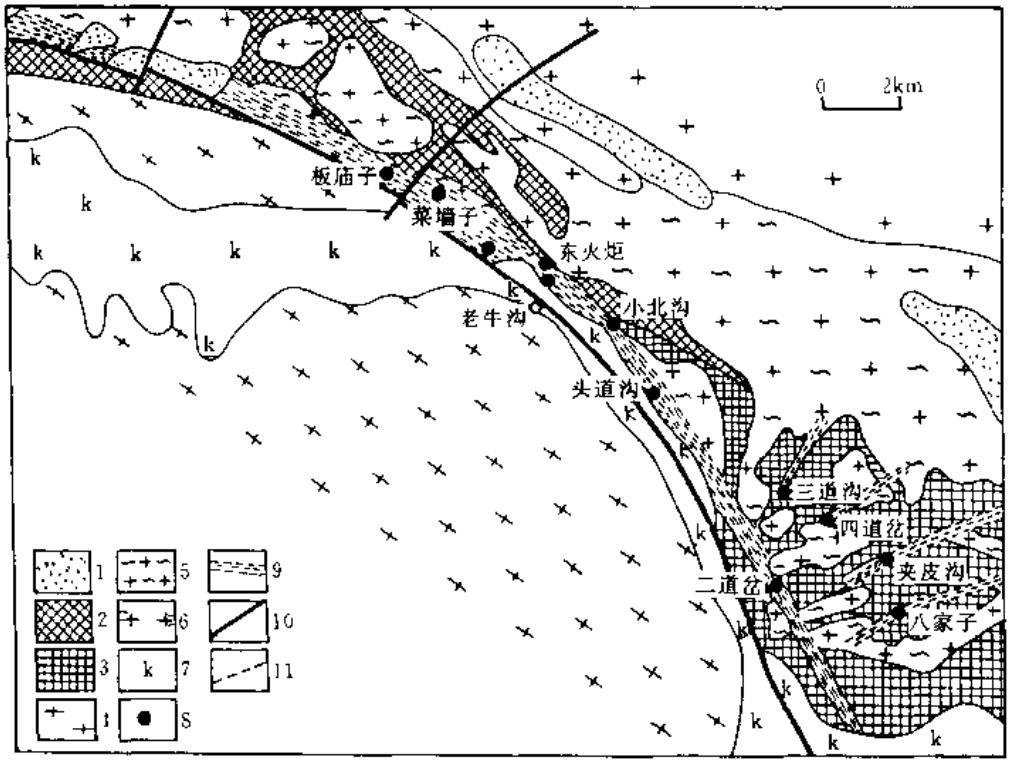


图 2-2 夹皮沟花岗—绿岩型金矿同剪切形变控矿平面图

Fig. 2-2 Geological map of the Jiapigou granite-greenstone gold deposit, showing syn-shearing deformation ore-controlling role

1—呼兰群；2—夹皮沟岩群二道沟组；3—夹皮沟岩群老牛沟组；4—片麻岩-麻粒岩区；5—太古宙英云闪长质—奥长花岗质片麻岩；6—华力西期花岗岩；7—钾质花岗岩；8—金矿床；9—韧-脆性剪切带及含金石英脉；10—地质界线；11—推断地质界线

上述同成矿剪切控矿的特大型矿床实例是与应力—应变—时间曲线或称“T 轨迹”相合的（邱小平，1995）。该轨迹表示三种形变：①为脆性低能形变，Au 元素不被活化，难以成矿；②为韧性高能形变，Au 元素被活化，但未有就位空间；③韧-脆性高能—低能形变，Au 元素活化并有就位空间而成矿。据之可以看出，必须是时、空连续发生同剪切的控矿空间，才能有利成矿。

第二类是共轭同剪切形变控矿。即，复式剪切形变构造聚敛带中，当其第一带顺时针和第二带逆时针向深部呈雁行斜列延伸剪切时，可能会在一定深度部位相交，并形成类似共轭状结合在一起的复合剪切带（图 2-3）。根据椭球应变理论将剪切热应力作用分为压热主剪切（Sd）和顺时针、逆时针张热剪切（Sb）。如果其中张热剪切异常地顺向和逆向斜列延深至一定深度相互交汇形成共轭剪切（CSb）时将是最大控矿空间。这一模式在华北地块北缘中段分布的剪切带内均有可能形成。例如金厂峪金矿床即为产在剪切带的韧-脆性张裂中的大型金石英脉体，但明显地受控在共轭剪切部位形成的复式大脉中（图 2-

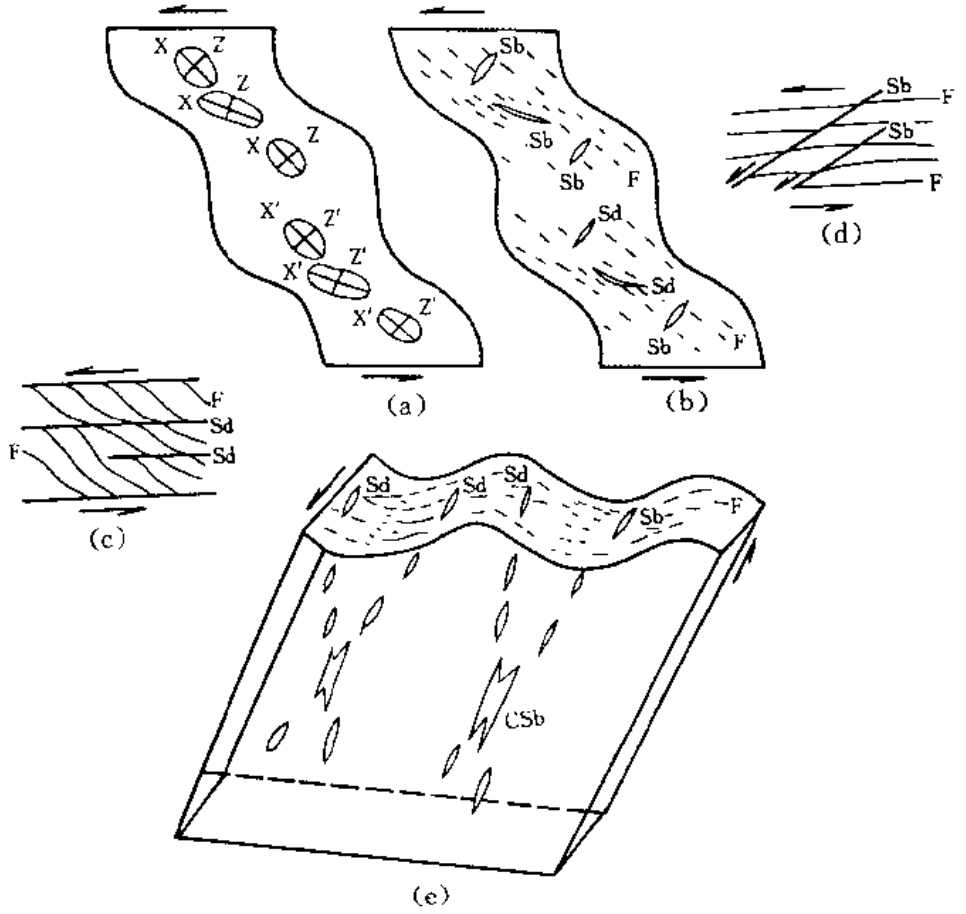


图 2-3　复式剪切构造带共轭剪切形成演化模式

Fig. 2-3　Formation and evolution model of conjugate shear in the composite shear structural zone

(a)剪切复合带内有限应变椭球体;(b)剪切复合带内有限应变的剪切叶理 F、压扭性主剪切 Sd、张扭性顺向和逆向剪切 Sb;(c)(d)剪切叶理 F 与 Sd、Sb 的演化关系;(e)顺向和逆向剪切向深部斜列延深形成共轭剪切(CSb)

4)。共轭剪切形成含金石英脉的时代应是多期的，包括显生宙。

(2) 元古宙—古生代同成矿构造聚敛（场）

元古宙—古生代是中国“原地台”分解和古亚洲构造域形成时期。在这个时期，中朝地台、扬子地台发育陆缘-陆内裂谷和拗拉槽构造环境。同成矿构造聚敛场是这种环境中特大型矿床的最佳成矿场地。同成矿构造聚敛是指同成矿生长断裂、同成矿不同步褶皱和同成矿角砾岩三种控矿因素在时间上和空间上的最佳异常耦合。元古宙—古生代的特大型铅、锌、铜矿床多为以碳、泥、硅质细碎屑岩（含火山岩）和碳酸盐岩为容矿岩石的层状和似层状矿床。如东升庙硫、铅锌矿床（见后图 2-10)。

显然，这些矿床的成因尚存在很多不同看法，但当代矿床学家的一般共识是其成矿为处于盆地不断沉陷，并能接受巨厚含矿物质堆积环境的补偿和伴有有利喷流通道转输大量物源补给，特别是它们都与同成矿生长断裂的补给密切有关。如果被补给的成矿物质按在

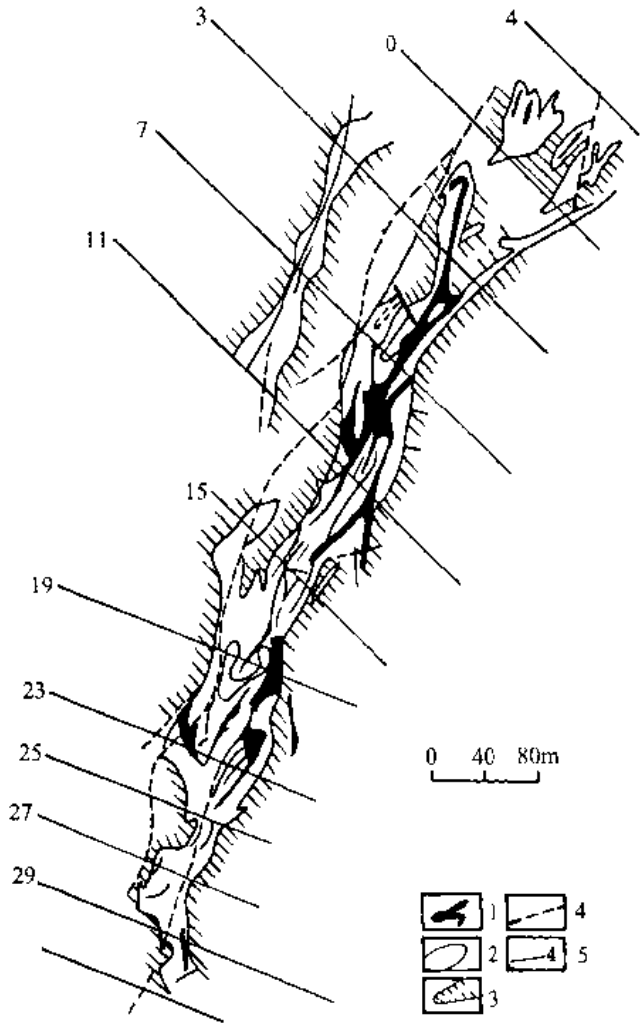


图 2-4 金厂峪金矿复式共轭同剪切形变控矿图

Fig. 2-4 Composite conjugate syn-shearing deformation of the Jinchangyu gold deposit

(中段平面图)

1— 复式共轭含金石英脉；2—共轭同剪切构造带；3—含矿绿岩岩系；4—断裂带；5—勘探线及编号

一定层位空间堆积的同时或稍后，又因堆积矿层为弱韧性，受同构造作用与围岩间发生不同步褶皱，其中强揉皱矿层层位之间相对未或弱揉皱围岩的空间容积将会增大数倍至几十倍，矿质继续堆积量也将随之扩大。据此可以认为同成矿生长断裂和继而发生的不协调褶皱耦合聚敛对喷流沉积矿床起到特殊的控矿作用。这一作用在M.Person（1997）研究大陆裂谷盆地热流模式时已有表达。他提出张性盆地、消减带、扩张脊和碰撞带不同环境热流体的不同驱动形式。其中张性盆地构造驱动将使同成矿断裂不断供应成矿物质。Grant Garven（1997）在研究层控矿床成因时提出水动力和反应流（reactive flow）与成矿问题。在盆地中驱动成矿物质传输到矿区，再到矿床，如果先前堆积的矿层受反应流作用发生揉皱，将增大成矿物质不断补给的空间容积，从而有可能堆积成特大型矿床。应该指出，这种同成矿不同步褶皱不同于成矿后的变形重就位。重就位只是使初始矿层形变增厚和加

富，其规模不会有很大变化。

另据我们研究特大型锡矿山锑矿床时，不仅发现同沉积和不同步褶皱成矿（图 2-5），还发现同成矿层状角砾岩成矿。层状角砾岩在矿区分布广泛，多集中于不同步褶皱的背斜及翼部的倾伏端。角砾成“石堆”产出，貌似“活化层”，实为同成矿的锑矿化不断补给堆积而成。层状角砾岩中矿石类型样式很多，角砾结构碎裂而不紊乱，去掉矿化部分可重嵌于一体，反映其矿化为在同角砾破碎空间堆积。同不同步褶皱和同角砾岩成矿是同构造开拓物源堆积空间而成矿，类似M.Sass—Gustkiewica（1997）提出的溶洞内沉积。它们都不同于开放沉积。锡矿山飞水岩地区这种同成矿角砾岩长达 3000～4000m，垂向延伸达 4000m，其规模不同一般。在华北地台北缘及其北侧金属成矿省最发育的同溶洞角砾岩成矿，但矿床多呈不规则囊状体，未形成巨大矿床。如关门山铅锌矿床（图 2-13）。

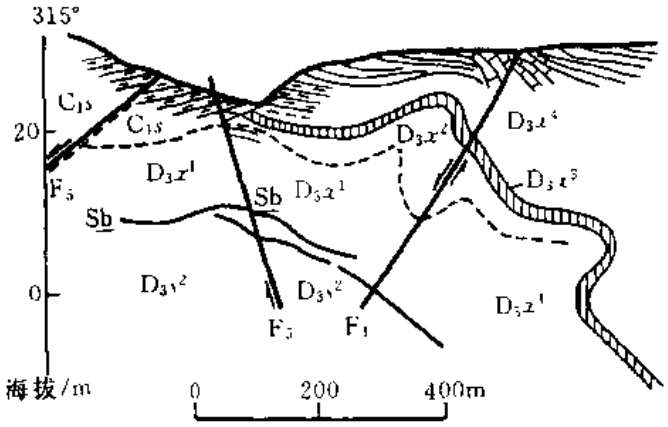


图 2-5　锡矿山锑矿 8.37 号断面的不协调褶皱

Fig. 2-5　Discordant fold along No. 8.37 geological section of the Xikuangshan antimony deposit

（据冶金 246 队 1995 资料修改）

泥盆系不同层间发生褶皱，其中 $D_3s^2D_3x^1$ 间为同不协调褶皱制约 Sb（矿层）

（3）古、中生代“行”、“列”、“汇”构造-岩浆成矿构造聚敛场

这一成矿构造聚敛控矿模式，在中国东部地区十分发育。主要是环太平洋成矿构造域叠覆在前中生代成矿构造域之上。如华北地台北缘地区，由于存在前寒武纪地块、古亚洲造山带和滨西太平洋构造带三个全球性构造叠加，从而体现了“行”、“列”、“汇”构造样式，作者称为“L”（Lines）、“R”（Rows）、“C”（Cluster）模式。这里的“行”指前中生代近东西向构造带方向，“列”指中生代矿床在中国东部表现的 NNE—NE 以及 NW 构造带方向，上述构造带交叉处则称“汇”。在“汇”附近出现中生代构造岩浆的耦合将形成异常成矿构造聚敛场。例如在华北地台北缘及其邻区的网格状张性构造十分发育，其中 EW 向基本是前中生代超壳深大断裂带的反映，具有承前启后的导岩导矿作用；NE 向是中生代发动前中生代导岩导矿构造活化的引擎，也是形成中生代构造岩浆成矿作用的主导。但是，构造方向交叉的哪一结点能成为异常成矿构造聚敛场？还要取决于结点的构造-岩浆是否具有共（源）岩浆补余分异效应。

共源岩浆补余分异作用是指岩浆在共源岩浆库的特定地质环境（如多期、多阶段、脉动的张性断裂构造环境）或特定的物理、化学条件下（如逸度和电位势能等的韵律性变化），方可发生补余分异效应。补余分异效应是指一个熔体（流体）的总组分，在多期

(次) 分异过程中，第一期（次）分异体的组分相对总组分的不足由第二期（次）分异体予以补余，第二期（次）由第三期（次）补余，依期（次）补余直至分异过程达到平衡态而停止。多期分异补余组分的总和与岩浆库总组分相同。据大量地质调查发现复式岩体的不同期次定位出现补余分异的现象屡见不鲜。其中与柿竹园特大型钨多金属矿床成矿有关的多阶段花岗岩晚期阶段的补充岩体就是共（源）岩浆补余分异的结果。最具代表的应属著称于世的西华山黑钨矿石英脉型矿床（表 2-2）。该矿床产于赣南加里东碰撞造山的后造山隆起区，与成矿有关的复式花岗岩呈岩株状定位于寒武系浅变质的板岩、千枚岩、变余粉砂岩中，出露面积为 19.12km^2。主要由 4 个阶段的黑云母花岗岩体组成：第一期为燕山早期第一阶段侵入的斑状中粒黑云母花岗岩（γ_5^{2-1}）；第二期为燕山早期第二阶段侵入的中粒黑云母（含斑细粒二云母）花岗岩（γ_5^{2-2}）；第三期为燕山早期第三阶段侵入的斑状中细粒黑云母花岗岩（γ_5^{2-3}）；第四期为燕山晚期第二阶段侵入的斑状细粒花岗岩（γ_5^{2-4}）。四期岩体基本上是先后穿切的。四期岩体总组分和各期次的分组分见表 1。各期次岩体 SiO_2 和其他 Al、K、Na、Fe、Ca、Mn、Ti 的氧化物依次出现一高一低的振荡现象（图 2-6）。该振荡现象正是共岩浆补余分异效应的表现。西华山岩体主侵位年代为 $163\times10^6\sim140\times10^6$a，可以推断本区的共源岩浆补余分异作用可能持续约达 23×10^6a。赣南后加里东隆起区的共岩浆补余分异作用与该区表壳的“行”、“列”、“汇”构造耦合是西华山—大吉山特大型矿床成矿偏在异常控制条件。

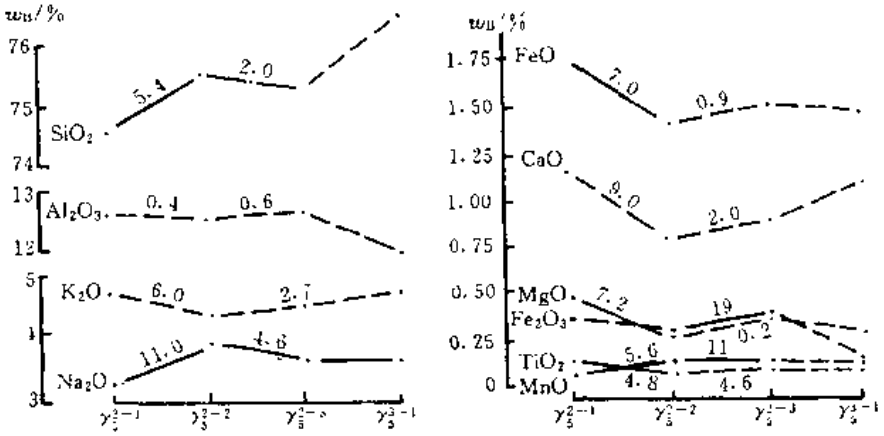


图 2-6 西华山不同期次岩体补余分异岩浆成分振荡曲线

Fig. 2-6 Compositional oscillatory curves of supplementary differentiated magma in Xihuashan intrusives of various stages

另外，共源岩浆补余分异与行、列、汇构造样式的耦合，还可以从地球物理研究得出进一步解释。华南一带软流圈为剪切波速度高值薄层区，岩石圈地幔为高值厚幔区，其上部的岩石圈厚度大，软流质向上运移受阻，地幔物质不易达到地表，只有当太平洋板俯冲时，发生陆缘-陆内造山，软流层才有机会沿地壳拆离断层上升，形成同熔-重熔型岩浆和与之有关的特大型矿床。在中国华南南部陆内出现地震波垂向低速带与行、列、汇耦合部位，也是评估该“行”、“列”、“汇”具成矿远景的地球物理标志。华北地台北缘及其北侧金属成矿省“行、列、汇”构造聚敛控矿也是比较发育的（图 2-7）。但矿床多较分散，

未能出现巨量金属堆积，原因可能是深部地震波垂向低速带尚未与“行、列、汇”完全吻合。另外，从图 2-7 中看出，矿床大多未产出在“行”、“列”相交“汇”的部位。这可能是含矿流体未能符合地下水偏流理论沿“行”“列”相交的钝角方向形成涡流的缘故。

表 2-2　西华山不同期次岩体平均化学成分

Table 2-2　Average chemical composition of intrusives of various stages in Xihuashan

岩体	样数	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	灼失	总计
		w_B/%												
γ_5^{3-1}	3	76.37	0.04	12.09	0.18	1.22	0.11	0.20	0.75	3.73	4.46	0.05	0.66	99.86
γ_5^{3-3}	14	75.47	0.05	12.69	0.34	1.25	0.10	0.27	0.68	3.83	4.52	0.07	0.65	99.92
γ_5^{2-2}	39	75.84	0.03	12.64	0.22	1.18	0.11	0.17	0.57	4.16	4.29	0.05	0.62	99.87
γ_5^{2-1}	9	74.61	0.01	12.60	0.35	1.73	0.07	0.45	1.19	3.39	4.71	0.05	0.70	100.04
平均值		75.57	0.06	12.51	0.27	1.35	0.10	0.27	0.80	3.78	4.50	0.06	0.66	99.95

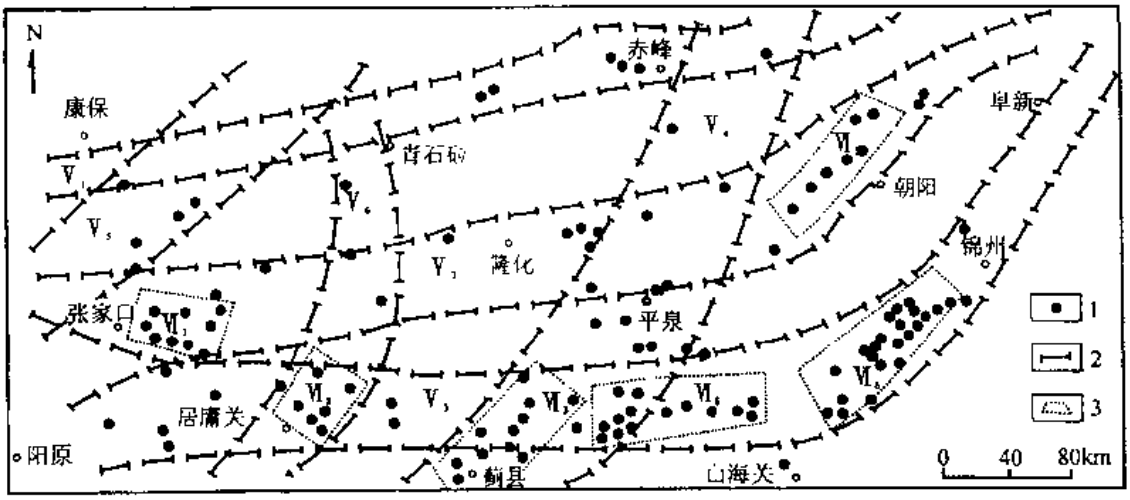


图 2-7　辽西—冀北矿床沿“行、列、汇”构造聚敛分布样式

Fig.2-7　Distribution of ore deposits in western Liaoning-northern Hebei showing its row-line-convergence control pattern

（据权重，1992 修改）

1—矿床；2—“行、列、汇”样式；3—矿化集中区

2．成矿构造聚敛场

根据上述三类成矿构造聚敛场和在华北地台北缘及其北侧金属成矿省构造成矿背景中分布的太古宙克拉通基底—古元古代活动带（包括古生代隆起带、块体）、古元古代—古生代拗拉槽—坳陷带活动带、新元古代—古生代坳陷、加里东期褶皱带、早华力西期褶皱带—晚华力西褶皱带和中—新生代裂谷盆地。加上包括 299 个矿床在内的华北地台北缘及其北侧金属成矿省矿床成矿系列（图 2-1）；同时，结合作者 1995 年在中国矿床模式一书中，根据成矿构造背景—成矿环境—全岩岩石组合分类提出的三大构造成矿域的 20 个成矿堆积环境，现按“时间维”造就“空间维”的地质历史演化成矿概念将本区划分为 23 个成矿构造聚敛场，其中太古宙—古元古代为 6 个（Ⅰ-1～Ⅰ-6）、古元古代—古生代 5

个（2-1～Ⅱ-5）、古生代—中生代12个（Ⅲ-1～Ⅲ-12）（表2-3）。

从表2-3中可以看出：

Ⅰ-太古宙—古元古代同剪切形变构造聚敛有6个场，它们均产于太古宙克拉通基底—古元古代活动带—古生代隆起带和中间地块以及古元古代—古生代拗拉槽、坳陷带活动带构造成矿背景中（图2-1、表2-3）。聚敛场的规模一般为2800～12500km^2，该构造成矿背景的产出率为1.3%～6%，可见其产出几率是很小的。然而，在该成矿构造聚敛场中已发现同剪切形变矿床30余处，其中大型矿，如小营盘、金厂峪和夹皮沟等金矿床控矿场的产出率分别为2%、1.5%、3.5%。这类构造成矿背景和金矿床除受不同剪切形变形成不同结构-构造的矿床外，也可作为元古宙—古生代同成矿构造聚敛场形成同成矿构造成矿的衍生矿源（层）地体。它们除可以形成大—超大型初生型矿床外，还可受中生代“行、列、汇”构造聚敛场控制形成与构造-岩浆热液成矿有关的大型再生型矿床。所以，该成矿构造聚敛场是华北地台北缘的基础控矿场。在其产出几率很小的第一序次的成矿构造背景基础上，如何发现第二序次的控矿聚敛场和第三序次金属成矿相的耦合是当前成矿学研究的重要课题。

Ⅱ-古元古代—古生代同成矿构造聚敛有5个场。它们均产于古元古代拗拉槽（裂谷）和中元古代—古生代坳陷带中（图2-1，表2-3）。聚敛场的规模一般为4500～11250km^2，其中以Ⅱ-1青—北聚敛场和Ⅱ-2东—甲聚敛场较比大。前者形成于古元古代坳拉谷中，后者产在狼山—渣尔泰中元古代坳陷带中，并产出有超大型的硫铅锌铜矿床。它们都近临太古宙克拉通基底，从而为两构造聚敛控矿场提供充分物源。另外，Ⅱ-5聚敛场产于古生代兴蒙造山带中。该造山带是在古亚洲洋向华北板块叠接俯冲和与西伯利亚板块对接碰撞过程中造山的。因此，该带的成矿是多期矿床（polychronous ore deposits），并出现由海相到陆相成矿的演化。如白乃庙铜钼矿床，早期为海相块状硫化物铜矿床（南矿），后期出现陆相类斑岩钼铜矿（北矿），更甚者可以跨代形成燕山期哈德庙式斑岩型金矿床。该聚敛场除需研究与上述太古宙—古元古代聚敛场如何与广袤分布的构造背景相耦合，从而发现新场外，还需研究造山带的演化机制，发现多期矿床。

Ⅲ-中生代“行、列、汇”控矿聚敛有12个场（图2-1，表2-3），它们均产于华北地台北缘及其北侧产出的10个构造-岩浆带与表壳的“行、列、汇”交汇的构造背景处。10个构造-岩浆带为：

（1）乌拉特后旗—察哈尔左翼中后旗吕梁旋回构造-岩浆岩带（γ_2）；

（2）台槽边缘加里东—华力西旋回构造-岩浆带（γ_4）；

（3）台槽边缘燕山旋回构造-岩浆岩带（γ_5^2）；

（4）灵丘—翁牛特旗燕山旋回构造岩浆岩带（γ_5^2）；

（5）丹东—敦化燕山旋回构造岩浆岩带（γ_5^2）；

（6）迁西—建平燕山旋回构造岩浆岩带（γ_5^2）；

（7）秦皇岛—阜新燕山旋回构造-岩浆岩带（γ_5^2）；

（8）华铜—鞍山燕山旋回构造-岩浆岩带（γ_5^2）；

（9）庄河—清原燕山旋回构造-岩浆岩带（γ_5^2）；

（10）延庆—绥中燕山旋回构造-岩浆岩带（γ_5^2）（图2-8）。

表 2-3　华北地台北缘及其北侧成矿构造聚敛场一览表

Table 2-3　A brief list of the metallotectonic convergence sites to the north rim of North China Platform

名称	控矿场区	产出构造背景	场区规模 km^2	产出几率(占背景%)	成矿时代/Ma	矿　种	矿床成因类型	矿床规模	矿床远景	实例	
Ⅰ太古宙-古元古代同前切形变成矿构造聚敛场	Ⅰ-1 包(头)乌(拉山)区	太古宙克拉通基底阶段边缘裂陷槽及山前超壳大断裂南缘(西段)花岗-绿岩带	3250	1.5		Au	变质+岩浆热液	中小-大	大	哈德门沟	太古宙控制大矿的场最大产率为3.5%
	Ⅰ-2 宣(化)-赤(城)区	太古宙克拉通基底阶段边缘裂陷槽及山前超壳大断裂南缘(中段)花岗-绿岩带	5400	2	2711-(1800±14)-(1826±31)-463-235-247-260.8	Au	变质+岩浆热液	中小-大	大	小营盘	
	Ⅰ-3 金(厂峪)-马(兰峪)区	同上(中段)花岗-绿岩带	3250	1.5		Au	变质+岩浆热液	中小-大	大	金厂峪	
	Ⅰ-4 排(山楼)-金(厂沟梁)区	同上(东段)花岗-绿岩带	12500	6		Au	变质+岩浆热液	中小	大	排山楼	
	Ⅰ-5 鞍(山)红(透山)区	同上(东段)花岗-绿岩带	2800	1.3	Rb-Sr 2700-2600	Cu、Au	变火山沉积(块状硫化物)	中小	不明	红透山	
	Ⅰ-6 桦(甸)-夹(皮沟)区	同上(东段)花岗-绿岩带	7500	3.5	含 Au 石英脉 Ar/Ar1824-1253-203	Au	变质+岩浆热液	中小-大	大	夹皮沟	
Ⅱ古元古代-古生代同成矿构造聚敛场	Ⅱ-1 青(城子)-北(瓦沟)区	克拉通基底内古元古代延-吉活动带	6750	4		Pb、Zn	碳酸盐岩容矿喷流沉积	中小-大	大	青城子	元古宙控制大到超大矿的场最大产率为6.6%
	Ⅱ-2 东(升庙)-甲(生盘)区	坳拉槽阶段中元古代渣尔泰白云鄂博坳拉槽	11250	6.6	1600	S、Cu、Pb、Zn	碳酸盐岩容矿喷流沉积	大-超大	大	东升庙	
	Ⅱ-3 高(板河)-军(屯)区	中元古代燕山坳拉槽	8000	4.7		S、Mo、Au、Pb、Zn	碳酸盐岩容矿喷流沉积	中小	大	高板河-军屯	
	Ⅱ-4 泛河区	中-晚元古代泛河坳拉槽	4500	2.6		Pb、Zn	碳酸盐岩容矿喷流沉积(MVT)	中小	中、小	关门山	
	Ⅱ-5 白(乃庙)-别(鲁乌图)区	古生代克拉通盖层阶段兴蒙褶皱系叠接俯冲带	6250	3.7		Cu、Au、Fe、Mo	海相火山沉积块状硫化物	中小-大	大	白乃庙南矿-别鲁乌图	

续表

名称	控矿场区	产出构造背景	场区规模 km^2	产出几率(占背景%)	成矿时代/Ma	矿　种	矿床成因类型	矿床规模	矿床远景	实例	
Ⅲ古生代中生代[行、列、汇]成矿构造聚敛场	Ⅲ-1 白(乃庙)－哈(达庙)区	同上，古生代-中生代构造岩浆带	1900	0.4		Au	斑岩型	小	小	白乃庙北矿—哈达庙	中生代控制大矿的场最大产出概率最大只有2.4
	Ⅲ-2 黄(岗)－东(一岔)区	同上，古生代-中生代构造岩浆带	96000	2.4		Sn	夕卡岩型	中	大	黄岗	
	Ⅲ-3 白(音诺)－浩(布高)区	同上，古生代-中生代构造岩浆带	1962	0.49		Pb Zn	夕卡岩型	大	大	白音诺、浩布高	
	Ⅲ-4 二(道林子)－大(黑山)区	古生代克拉通盖层阶段吉黑褶皱系古生代-中生代构造-岩浆带	90000	2.3		Cu As Mo	岩浆热液	大	大	二道林子、二道甸子、大黑山	
	Ⅲ-5 大(宝山)－五(星山)区	同上，古生代-中生代构造岩浆带	11000	2.7		Pb Zn Ag Au	岩浆热液	小	中	大宝山、五星山	
	Ⅲ-6 义(兴寨)－小(青沟)区	陆内构造活化阶段燕山-阴山中生代构造岩浆带	7850	1.9		Au Ag Zn Cu Mn	岩浆热液	小	大	义兴寨、小青沟	
	Ⅲ-7 贾(家营)　撒(岱沟门)区	同上，中生代构造岩浆带	96000	2.4		Mo	岩浆热液	中	大	贾家营、撒岱沟门	
	Ⅲ-8 小(寺沟)－峪(耳崖)区	同上，中生代构造岩浆带	11304	2.8		Mo Au	斑岩型	小	中	小寺沟、峪耳崖	
	Ⅲ-10 八(家子)－杨(家杖子)区	陆缘构造活化带辽东-吉南中生代构造-岩浆带	11304	2.8		Pb Zn Mo	夕卡岩型	小	大	八家子、杨家杖子	
	Ⅲ-9 肖(家营)－二(道沟)区	同上，中生代构造岩浆带	1962	0.49		Mo Au	岩浆热液	小	中	肖家营、二道沟	
	Ⅲ-11 华(铜)－岫(岩)区	同上，中生代构造岩浆带	9600	2.4		Cu Pb Zn	岩浆热液		小	华铜、岫岩	
	Ⅲ-12 宣(化)－赤(城)－包(头)－乌(拉山)区	华北地块陆缘包-尚-平-义-通古生代构造岩浆带	9600	2.4		Au	碱性岩浆热液	大	大	东坪、后沟、哈德门沟	

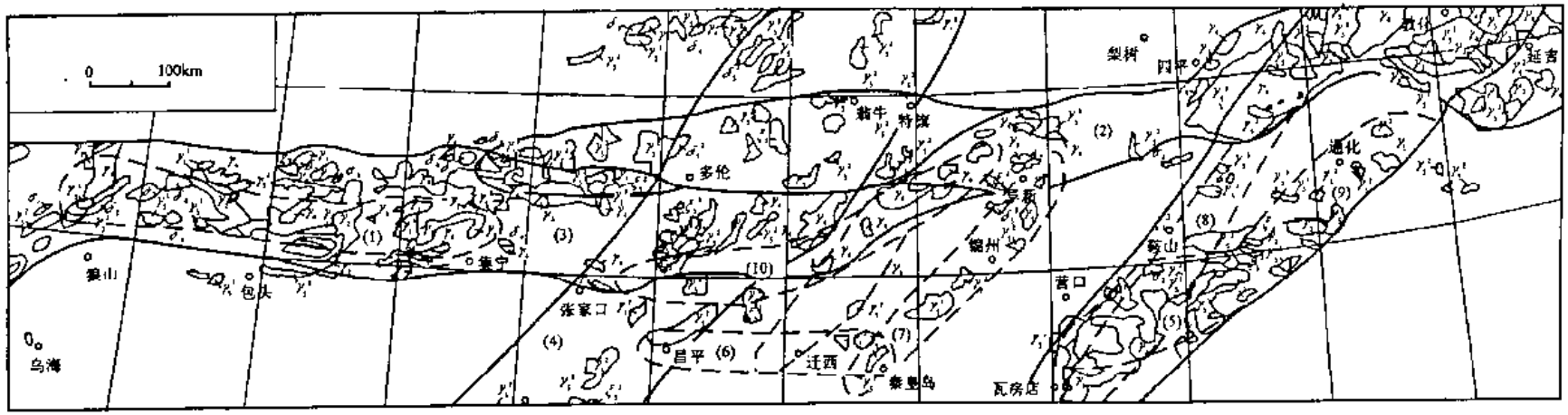


图 2-8 华北地台北缘及其北侧侵入岩浆岩带

Fig.2-8 Geological map of Northern margin of North China Platform and the area north to it showing distribution of intrusive rocks

从10个岩带产出的本身即可明显的反映了东—西向成“行”，北东向成“列”，“行”、“列”相交成“汇”，同时，再结合图2-1的构造背景图和图2-7的“行、列、汇”构造分布则可更为明显的反映“行、列、汇”控矿聚敛的控矿样式。这几个场控制的矿床多达数百处，说明该控矿场在本区的控矿作用十分发育，但大多数为中小型矿床，其中大型者仅18处。这18处大矿中，在华北地台区者是受东西向构造带和北东构造带交汇，并应在交汇处形成含矿流体流，并形成涡流才能有大矿定位，如杨家杖子Mo矿，黄岗Sn矿，撒岱沟门Mo矿，义兴寨Au矿等；在兴蒙造山带区者是受叠接俯冲构造的夹持部位定位的，如浩布高铅锌矿、白音诺铅锌矿等。该聚敛场尤其是叠加在同剪切形变之上受构造岩浆热液作用形成再生型金矿，是本聚敛场的控矿特色。如小营盘金矿、金厂峪金矿和东坪金矿（表2-3）。

（三）金属成矿相（相）

金属成矿相是深化认识成矿机理，达到金属能否淀积的重要内容：即在有利构造背景和聚敛控矿场条件下，如果成矿流体达不到一定金属成矿相时，也不能成矿。该研究工作正在矿床所动力地球化学实验室实验中，现仅能将初步搜集的有关资料作简单概述。

根据张荣华编制的成矿温度、压力、盐度和氯离子的浓度成矿相图（图2-9），从中反映了沉积岩容矿、碳酸盐岩容矿、火山岩容矿和与构造-岩浆作用有关矿床的成矿相。其中，前二者沉积岩-火山岩容矿矿床的成矿温度都在374℃临界温度以下，沉积岩和碳酸盐岩容矿矿床的成矿温度为50～210℃，火山岩容矿矿床为250～350℃。两者的成矿流体盐度均为大于15%，沉积岩容矿达30%～40%，碳酸盐岩容矿仅为15%～25%。与构造-岩浆作用有关矿床成矿温度介于280～500℃之间，跨临界温度两侧。它们包括夕卡岩矿床、长江中下游的岩浆热液矿床和玉龙斑岩铜矿，但夕卡岩矿床流体的盐度为5%～14%，长江中下游逐渐增至22%，而玉龙最高可达39%。

根据已搜集到的辽西—冀北地区9个与构造岩浆热液成矿有关8个矿床的盐度、温度、压力等参数（表2-4），并将其投入图2-9上，可以看出八家子铅锌银夕卡岩型矿床、茅山和三家子岩浆热液金矿脉，以及金厂峪岩浆热液叠加金矿脉的成矿温度都处于临近临界温度的范围，成矿流体盐度仅为6.2%～8.5%，均未达到长江中下游的岩浆热液矿床和玉龙斑岩铜矿的成矿温度和流体盐度值。据此，可以认为，辽西—冀北地区已知的上述9个矿床即使具备有利成矿背景和控矿场也不可能形成长江中下游和玉龙的大—特大型矿床。这是从等级体制成矿相评价本区构造-岩浆热液矿床的重要环节。当然“景”、“场”、“相”、在统一成矿框架中，如能发现其在最佳耦合的一定成矿年代，出现异常成矿热事件时，在本区仍具有形成超巨量金属堆积的金属成矿相条件。

（四）结构-构造矿床（床）

根据前述成矿构造背景、成矿构造聚敛场及金属成矿相可能淀积的代表性矿床的结构构造，基本上可概括为三大类型，十个结构-构造矿床样式：

第一类为同剪切形变成矿构造聚敛控矿类型：该类型主要有两个结构-构造矿床样式：

1．不同步剪切同成矿近水平产出的金-石英大脉矿床式（小营盘式）

这种样式的金-石英大脉矿体厚度比较大，一般在2～4m，最厚可达10m，分布面积可达8km^2，矿脉产出较稳定。在矿区的南侧和西侧均有向外推延扩大的可能。最近，据成矿预测，其南部F_{12}以南又发现新的隐伏矿物探异常，分布范围达7km^2，初步验证已见

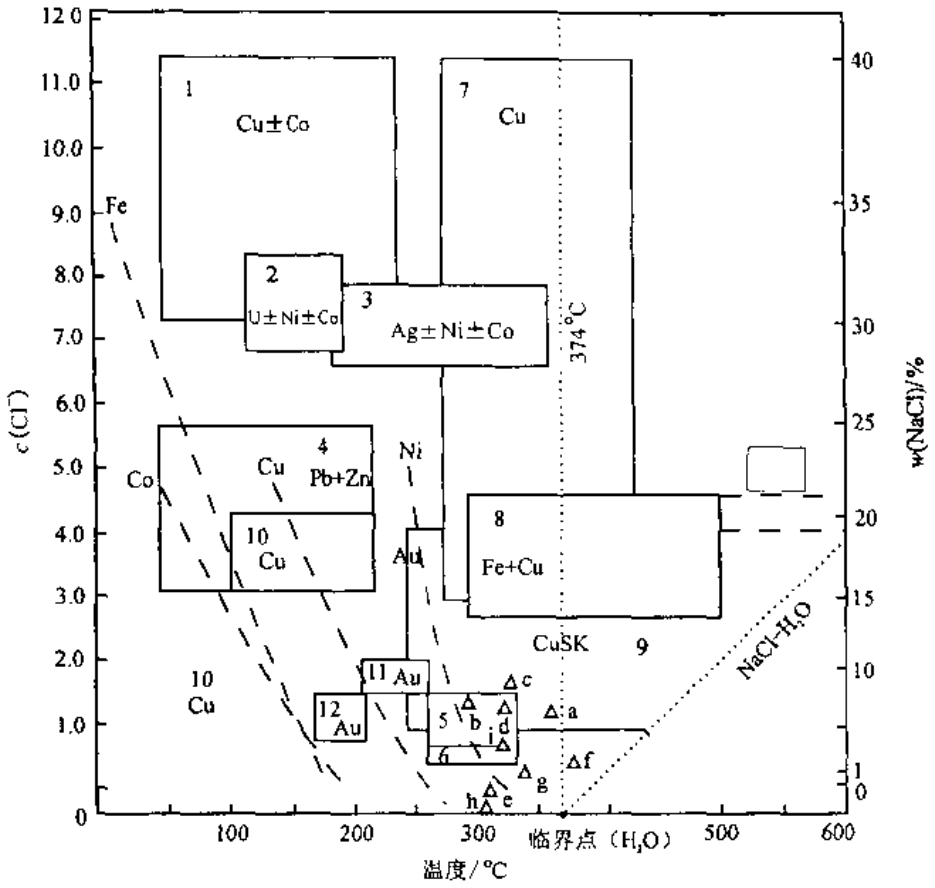


图 2-9　成矿流体成矿相图

Fig.2-9　Metallogenic phase diagram of ore-forming fluid

（据张荣华，1999 补充）

1—罗德西亚铜矿带；2—整合型 U（Ni、Co）矿；3—Ni、Co 多金属和 Ag 砷化物矿脉；4—密西西比型铅锌矿床；5—日本黑矿床；6—塞普路斯型矿床；7　中国玉龙斑岩铜矿床；8—长江中下游火山成因铁铜矿床；9—长江中下游夕卡岩铜矿床；10—滇东北细粒—网脉浸染铜矿床；11—蚀变岩型金矿；12—黔西南金矿；a—蔡家营铅锌银矿；b—盘家沟铜矿；c—水泉金矿；d—姑子沟银铅锌矿；e—峪耳崖金矿；f—八家子铅锌银矿；g—茅山金矿；h—三家金矿；i—金厂峪金矿

点线为临界线；虚线为络合物形式转变线；Δ为华北地台北缘矿床投点位置

矿。除石英大脉主脉体外，在其上下部均产有小型的似层状副矿脉。主、副矿脉叠置在一起的部位，类似磨盘结构，即为多层脉。另外，主、副缓倾斜石英矿脉带可被晚期中—基性脉岩体穿切，并受其岩浆作用可衍生而派出陡立的含金石英矿脉（张全庄金矿）。经我们研究，认为陡立脉与缓倾斜大脉有可能形成陡缓连结结构-构造组合的矿床，并可互为预测，扩大区域找矿远景（详后叙）。

2. 复式剪切形变的共轭金-石英脉矿床式（金厂峪式）

这种样式的金-石英脉形成机制如前述（图 2-3）。该样式矿体多在共轭剪切部位形成厚大矿体。共轭的产出部位多随侧向或垂向剪切的变化在矿体延长方向或延深方向出现多个共轭结构-构造并使矿体膨大。在掌握这种结构-构造矿床的变化规律后，可据之追索发现厚大富矿囊（图 2-4）。

第二类为同沉积成矿构造聚敛控矿类型：该类型主要有四个结构-构造矿床样式：

1．同生长断裂成矿齐头状厚大似层状矿床式（东升庙式）

这种样式的矿床是受同成矿断裂控制的。同成矿断裂一般不穿透与之同成矿容矿岩层，矿层与断层齐头相交。多期复活的同成矿断裂可以形成多层厚大矿体（图 2-10）。当

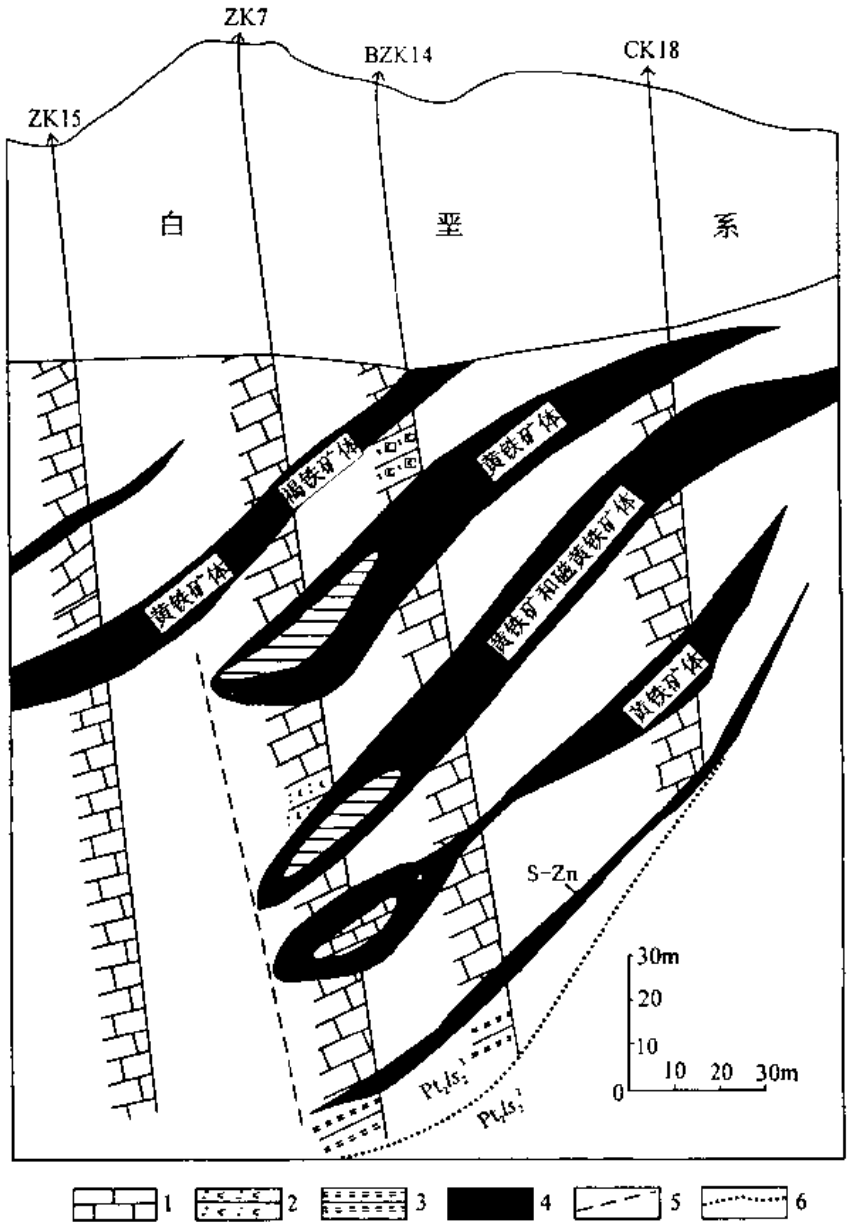


图 2-10　内蒙古狼山东升庙矿床地质勘查剖面

Fig.2-10　Geological exploration profile of the Dongshengmiao ore deposit in Langshan, Inner Mongolia

（据内蒙古化工地质队）

1—细晶块状白云石大理岩；2—岩质千枚岩；3—二云母片岩（$Pt_2ls_2^3$）；4—矿体；5—推测同生断层；6—岩段界线

然这要取决于喷流热水的多期活动和环流作用发育程度，更重要的是喷流沉积的同时要有有利沉积补偿的沉积环境。补偿环境越好，则矿体越厚大。这是对该类矿床进行地质勘查和评价的极为重要的矿床结构-构造研究基础。内蒙古西部中元古代狼山—渣尔泰裂陷槽的碳酸盐岩和碳泥硅碎屑沉积岩容矿的 Cu、Pb、Zn、S 矿床，现已发现具规模的霍各乞 Cu 多金属矿床、东升庙锌多金属矿床、炭窑口多金属矿床和甲生盘铅锌矿床四处，其中以东升庙的同生长断裂成矿条件最优，并已形成超大型规模矿床。这种结构-构造矿床模式是对该区矿床评价的重要地质依据。

表 2-4　辽西—冀北地区石英气液包裹体有关参数

Table 2-4　Related parameters of quartz's gas-liquid inclusions in western Liaoning-Northern Hebei

采样位置	围岩蚀变	盐度 %	温度 ℃	压力 10^5Pa	pH 值	还原参数 (R)	$\frac{w(Na^+)}{w(K^+)}$	$\frac{Na^+}{Ca^{2+}+Mg^{2+}}$
蔡家营铅锌银矿	绢英-绿泥石化	0.63	317	120	<5.70		2.52	2.90
八家子铅锌银矿	夕卡岩-绢英岩化	6.52	360	190	<5.70	1.71	0.41	2.18
蓝家沟钼矿	钾化-绢英岩化	1.90	378	240	6.06	1.33		1.25
水泉金矿	钾化-绢英岩化	1.53	342	165	<5.70	0.81	14.65	4.57
姑子沟银铅锌矿	绢英-碳酸盐化	0.09	306	100	5.80	0.16	1.03	2.06
峪耳崖金矿	绢英岩化	2.13	320	125	6.85	0.04	0.88	2.25
茅山金矿	绢英岩化	7.96	274	75	7.16	0.07	0.36	2.07
二家金矿	绢英岩化	8.43	330	180	7.18	0.20	5.09	0.20
金厂峪金矿	绢英岩化	6.21	334	190	5.79	0.22	4.28	1.69

2. 同沉积成矿白云岩容矿传导不连续层状矿床式（高板河式）

这种样式的矿床是产于中元古界高于庄组锰质白云岩容矿的层状矿体。矿体展布东西长达 6km，矿化露头呈传导不连续（transitional discontinuity）达 42km。传导不连续是指矿层虽然断开，但有成矿传导的地质因素（图 2-11）。这种结构—构造的矿层具有传导追

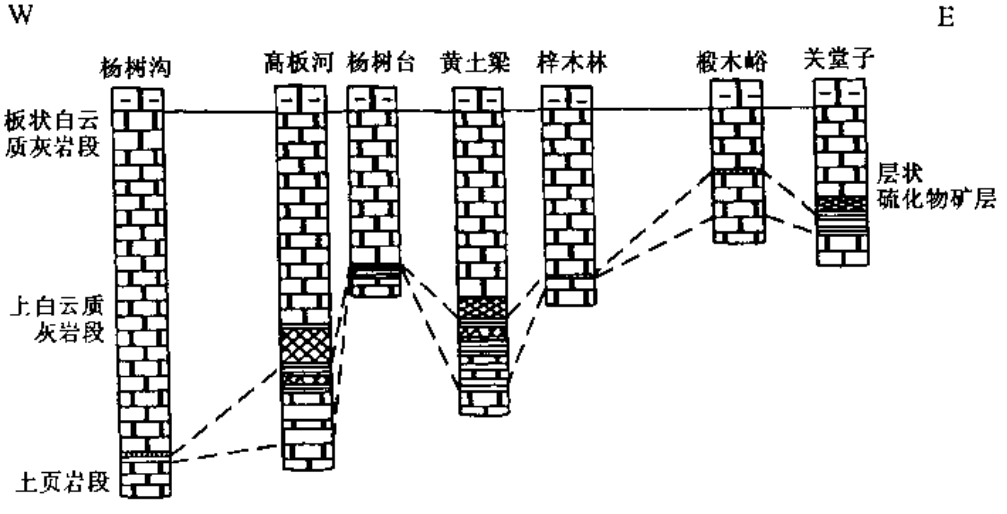


图 2-11　示高板河式矿层产出的传导不连续层位

Fig. 2-11　Discontinuous conductive horizon of Gabanhe-type seam

（据冯钟燕，1985，修改）

索矿层进行评价的意义。它不同于受不同地质因素断开的矿层。含矿层一般比较稳定，但

因沉积物源和成矿相的变化，矿层上部以闪锌矿为主，下部以黄铁矿为主，并以赋存在泥质岩过渡至白云质灰岩的界面处为主矿层（图 2-11、图 2-12）。

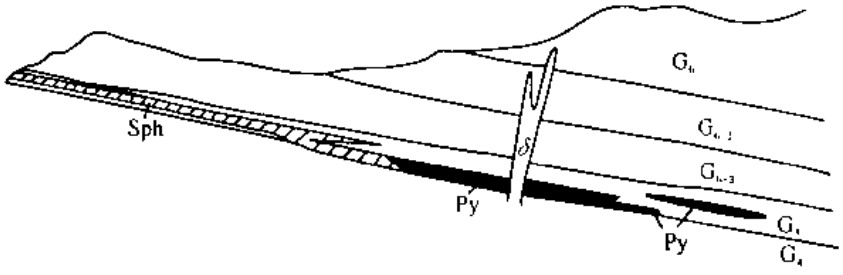


图 2-12　高板河铅锌-黄铁矿矿床矿层形态

Fig.2-12　Configuration of Pb, Zn-pyrite seams in Gaobanhe ore deposit

（据芮宗瑶，1994）

Sph—锌矿体；Py—硫铁矿体；G_4—上页岩段；G_5—上白云质灰岩段；G_6—板状白云质灰岩；δ—闪长岩脉

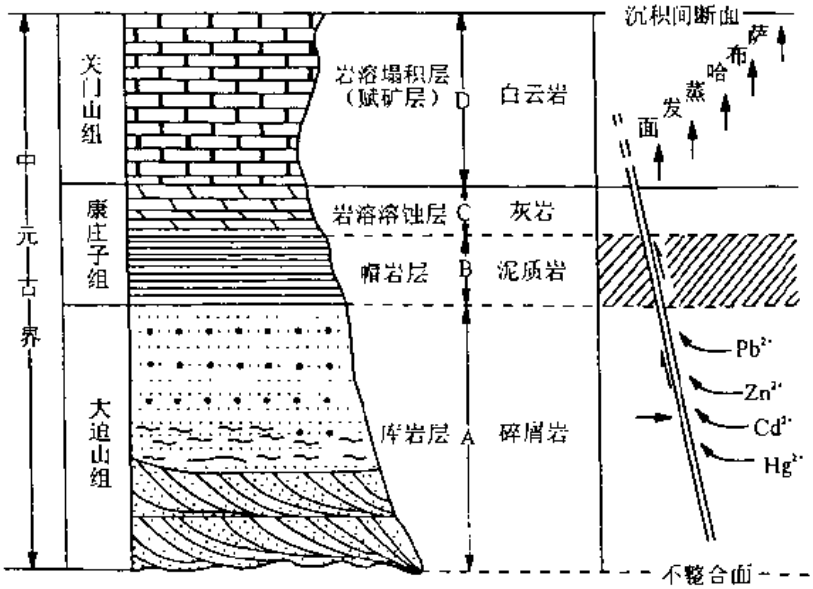


图 2-13　关门山铅锌矿床赋矿地层结构图

Fig.2-13　Configuration of ore-hosted strata of the Guanmenshan Pb-Zn deposit

（据芮宗瑶，1994）

3. 同沉积成矿碳酸盐岩岩溶容矿囊状矿床式（关门山式）

这种样式的矿床的直接赋矿层为岩溶塌积层（karst collapse bed）。成矿作用是受断裂构造传输环流热水，从与岩溶塌积层（关门山组）不整合的下部大迫山组的矿岩层（芮宗瑶，1994）中，运载成矿物质而淀积在塌积层中的（图 2-13、图 2-14）矿体形态受岩溶塌积层的控制，多与溶洞角砾岩共生，并多呈不规则团块状、囊状、透镜状、瓜藤状，较广泛分布在塌积层中，似有层位，但又不规定层位，主要受岩溶塌积发育程度控制。这种结构-构造矿床式的矿床形态复杂，勘查评价工作是困难的。

4. 同沉积成矿的云母片岩和条带大理岩组合层容矿的复杂形态矿床式（青城子式）

这种样式矿床的赋矿岩层为变泥质和钙质组合岩层，并多呈互层条带产出。矿体形态由顺层的似层状、透镜状变化为切层的脉状或不规则状，进而变化为产于断裂一侧沿层羽状矿体。这三类矿体规模都不大，一般长30～400m，而且后二者形态常很复杂。但是，它们有时在三种控矿因素组合在同一赋矿部位时，也可以同时出现在矿田中，即由羽状矿体可以预测脉状或似层状矿体。(图2-15)对其进行勘查评价中，应全局掌握这种组合矿体的出现。

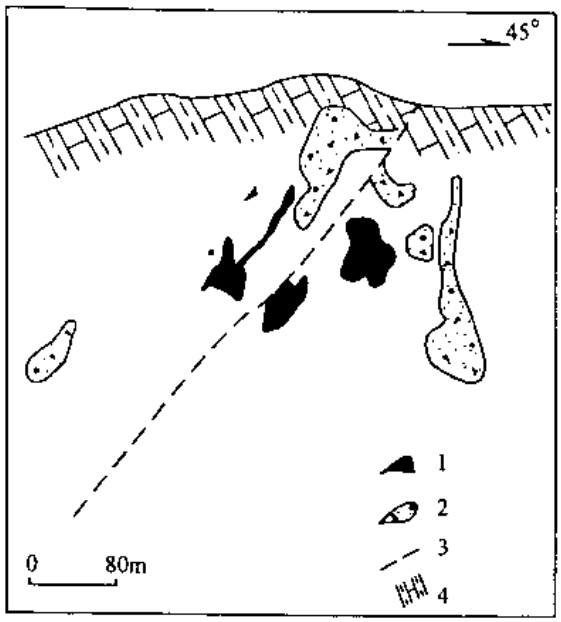


图2-14 小西沟矿段角砾岩体和矿体形态对比

Fig.2-14 Comparison between breccia bodies and configuration of orebodies in Xiaoxigou ore block

（据肖宗瑶，1994）

1—矿体；2—角砾岩体；3—断层；4—白云岩

第三类为构造-岩浆“行、列、汇”成矿构造聚敛控矿类型，该类型主要有四个结构-构造矿床样式：

1. 产于碱性杂岩体中含金石英复脉和蚀变岩矿床式（东坪—黄土梁式）

这种样式的含金石英脉是受构造-碱性

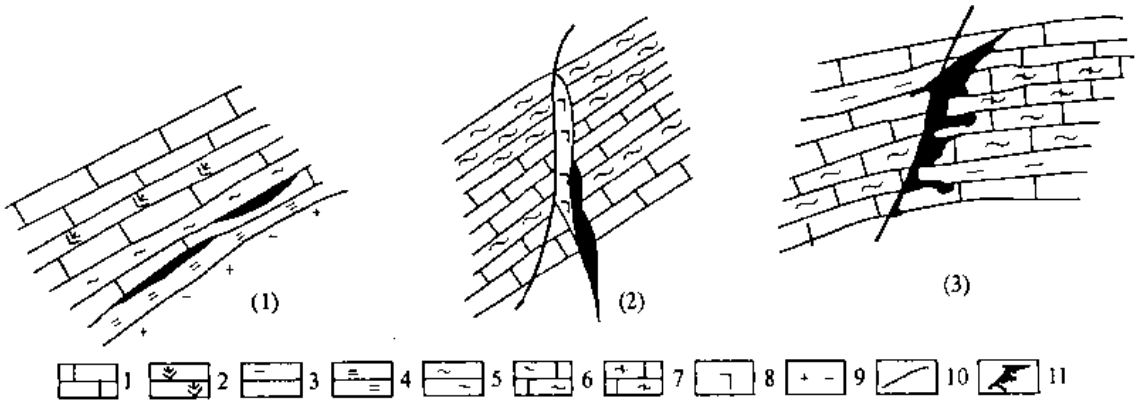


图2-15 青城子矿田中矿体形态变化图

Fig.2-15 Shape of orebodies of the Qingchengzi ore field

（据方如恒，1994）

(1) 榛子沟矿体；(2) 本山矿体；(3) 南山矿体

1—大理岩；2—石榴云母片岩；3—夕线石片岩；4—角闪片岩；5—云母片岩；6—云母质条带大理岩；7—大理岩与云母变粒岩、云母片岩互层；8—花岗斑岩；9—混合岩化花岗岩；10—断层；11—矿体

岩浆侵入体压-扭-张性构造破裂带控制的石英复脉带。含矿流体也是碱质的。由于发生强烈的碱交代（钾化），金络合物卸载金离子于扭-张性构造带而成矿的。矿体结构-构造样式随扭-张构造发育程度而变化。在杂岩中部东坪金矿的扭-张构造十分发育，这可能是岩体中部构造应力最强，张性构造带十分发育，从而控制大量含金石英复脉带。其中追踪复

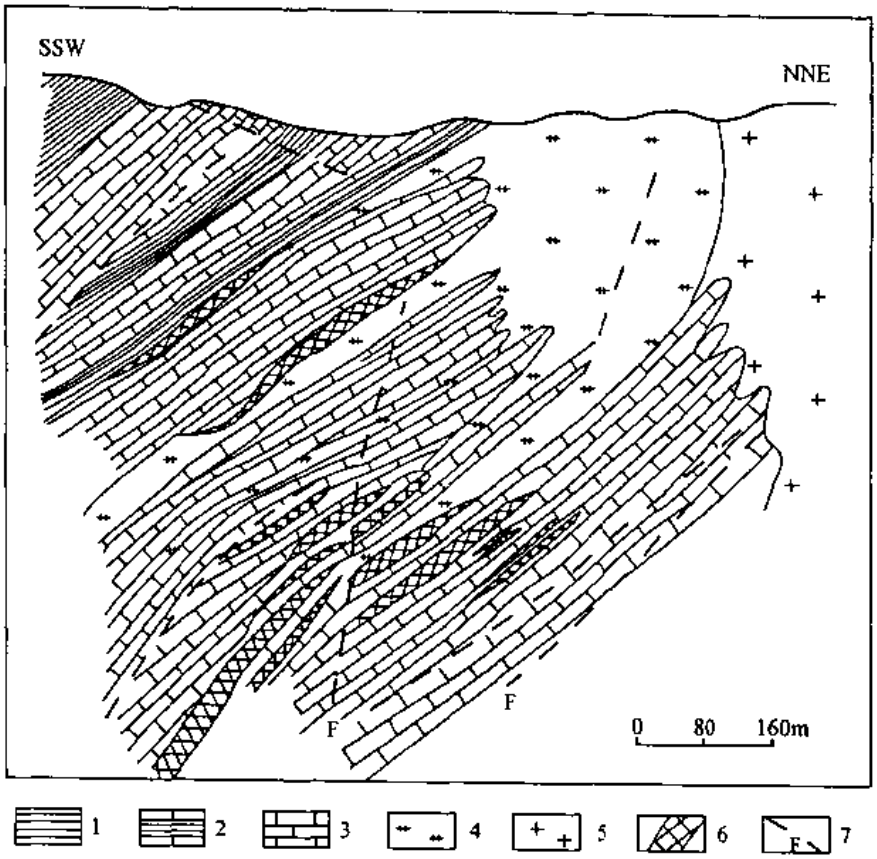


图 2-16 杨家杖子钼矿地质剖面

Fig.2-16 Geological section of the Yangjiazhangzi molybdenum deposit

1—页岩；2—薄层灰岩夹页岩；3—厚层灰岩；4—夕卡岩；5—细粒似斑状花岗岩；6—钼矿体（含钼夕卡岩）；7—断层

脉带的复合部位可形成厚大富矿体。另外，在其深部或侧向延展的部位，扭-张构造可能相对不够发育，并以压-扭构造为主时，则为含金石英细脉浸染或含金蚀变岩或两者混合产出的矿体样式。例如，在岩体东端的后沟和黄土梁金矿，构造应力以压性为主则多形成石英脉和蚀变型混合矿体。特别是在黄土梁，金矿体全部是浸染在钾化蚀变岩带中的钾长石破裂微细裂纹中。用 1×10^{-6} 金品位，平均 3×10^{-6}，可圈出八个矿体。如用 0.5×10^{-6}，则将变成一个大型的贫矿体。如能堆浸提取和露天开采，矿床经济价值将大大提高。这类结构-构造样式的矿床随结构-构造的变化将有不同评价认识和方法。

2. 产于岩体接触带夕卡岩和斑岩体岩钟部位似层状-细脉浸染状矿床式（杨家杖子—蓝家沟式）

这种矿床式包括主要以辉钼矿为主的多金属矿床，产于接触外带的渗透型夕卡岩体中（杨家杖子），矿体形态除受转折接触带控制外，还受外接触带一定地层层位控制，因而矿体多呈围绕岩体转折的似层状（图 2-16）。另外，在粗粒花岗岩体的岩钟部位的细粒似斑状花岗岩中，由于含矿流体沸腾并在其顶端形成大量张裂隙，从而产出石英细脉浸染辉钼矿体（蓝家沟）（图 2-17）。这两类矿体在一个矿床的深部可能为夕卡岩型矿而浅部可能

为细脉浸染型矿或者在一个矿田内两类矿分别产出。但在总体上它们是同一组合的结构-构造矿床。这一结构-构造矿床的组合型式是在杨家杖子钼矿外围继续发现蓝家沟钼矿的重要认识。

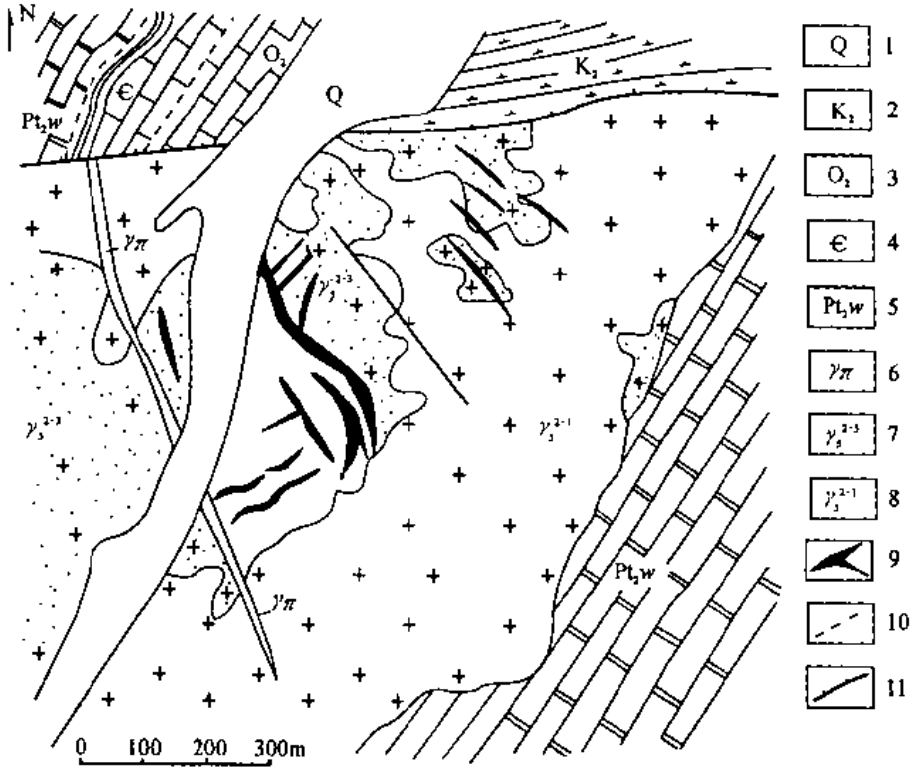


图 2-17　蓝家沟钼矿地质略图

Fig.2-17　Sketch map of the Lanjiagou molybdenum deposit

（据辽宁地勘局 105 队修改）

1—第四系；2—上侏罗统安山岩；3—中奥陶统马家沟组灰岩；
4—寒武系页岩；5—蓟县系雾迷山组；6—粗粒花岗岩；
7—细粒似斑状花岗岩；8—花岗斑岩；9—钼矿体；
10—平行不整合；11—断层

3．产于岩体接触带夕卡岩和远离接触带地层中透镜状—层状矿床式（八家子—吴家屯式）

这种矿床式和上述的接触带到岩体岩钟控矿不同处在于它由夕卡岩向远离接触带的地层层位延展，甚至岩层是为夕卡岩矿床提供一部分物源的矿源层。例如，八家子铅锌银矿床是花岗岩（γ_5^{2-1}）与杨庄组四段（Pt_2y^4）接触的夕卡岩矿床。在北山以夕卡岩型铅锌矿为主，向北北西延伸远离接触带时则以银锰为主。在八家子南部的吴家屯锰银铅锌矿床是更为远离接触带的层状矿体，其中已不见夕卡岩矿体（图 2-18）这种由夕卡岩型转变为层状型矿床的结构-构造，也是在八家子铅锌矿床外围发现吴家屯锰银矿床的重要认识。

4．产于变火山沉积岩系中的绿泥石-绢云母-银多金属复复脉带矿床样式（蔡家营式）

这种样式的矿床为受“行、列、汇”断裂构造控制的，至少产出 5 组复脉带，可称之

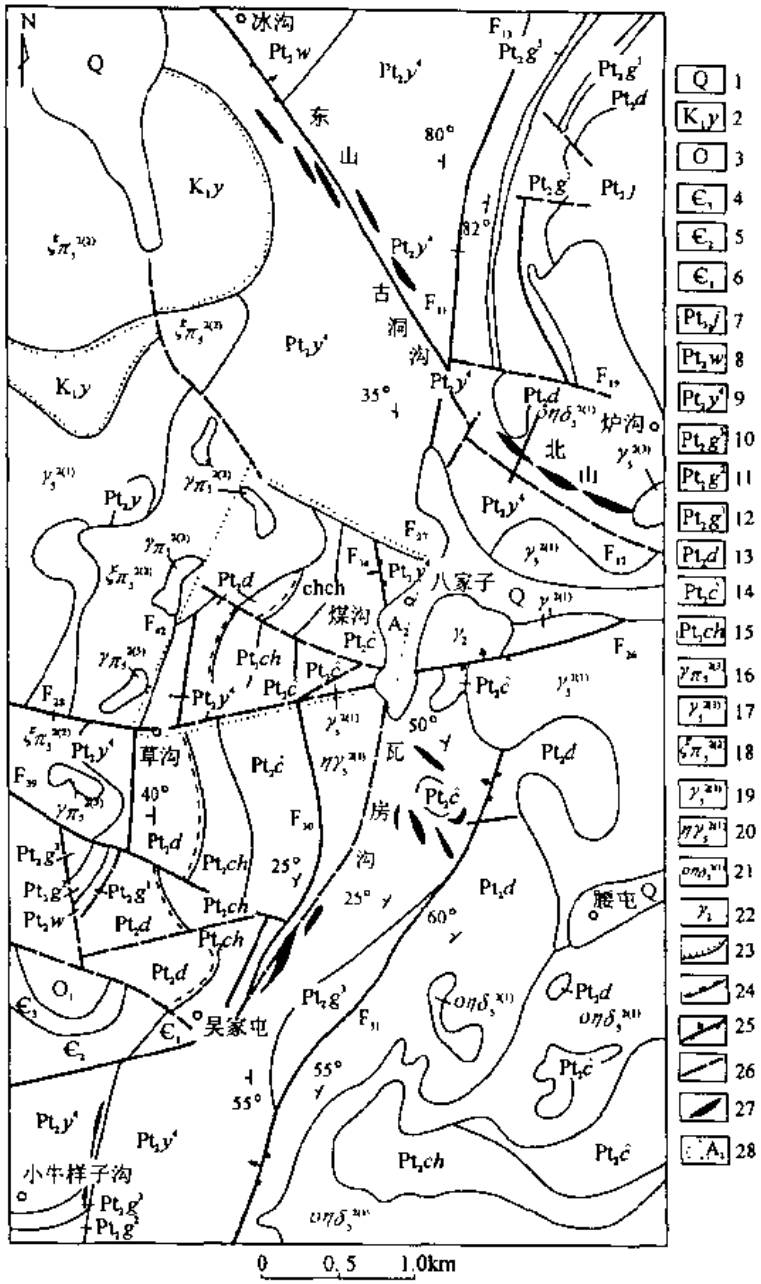


图 2-18　八家子—吴家屯矿田地质图

Fig.2-18　Geological map of the Bajiazi-Wujiatun ore field

（据权恒，1992）

1—第四系；2—义县组；3—奥陶系下统；4—寒武系上统；5—寒武系中统；6—寒武系下统；7—景儿峪组；8—雾迷山组；9—杨庄组；10—高于庄组三段；11—高于庄组二段；12—高于庄组一段；13—大红峪组；14—串岭沟组；15—常州沟组；16—二长花岗斑岩；17—细粒花岗岩；18—流纹英安斑岩；19—花岗岩；20—二长花岗岩；21—石英二长闪长岩；22—混合花岗岩；23—角度不整合线；24—平行不整合线；25—实测逆断层；26—推测断层；27—氧化矿体；28 -煤沟草沟预测区

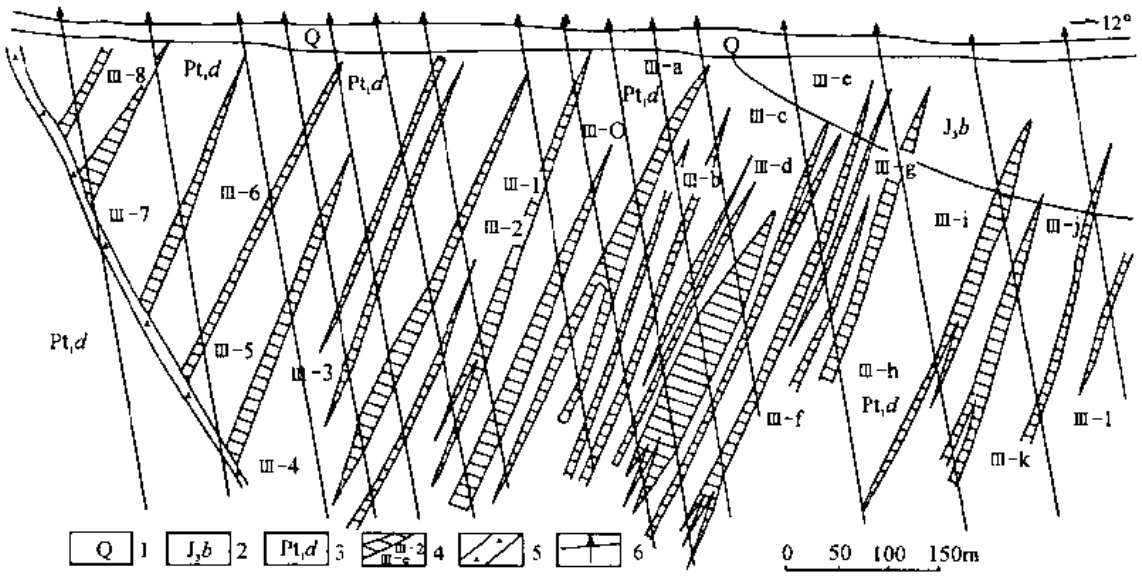


图 2-19 蔡家营矿床Ⅲ矿段 315 线剖面图

Fig.2-19 Geological profile of the No.315 line of ore block Ⅲ in the Caijiaying ore deposit

(据权恒，1992)

1—第四系；2—白旗组；3—大同营组；4—矿体及编号；5—断层破碎带；6—钻孔

为复复脉带。其特点是除复脉带为多组产出外，单组复脉带的宽度极大，最大可达 1000m，长为 1400m，但矿脉最大斜深仅有 400m，长宽远大于脉体的延深（图 2-19）。据此，对该结构-构造矿床样式的勘查应以追索其侧向延展为主。

最后，应指出上述的三大类十个结构-构造矿床样式基本上代表了华北地台北缘及其北侧金属成矿省的矿床样式。这些样式不能简单地认为是矿体形态问题，实际上，它是反映一个矿床在控矿场中的分布特点和矿体在矿床中的配置规律。掌握其规律，不仅能科学地指导勘查工作还能评价它的经济价值。

第二节 矿床（点）等密度图评价预测

在第 26 届国际地质大会上，加拿大地质学家 Derry（1980）展示了世界上第一张加拿大矿床（点）密度图。作者编制该图的主要意图在于暂时放弃难于定论的不同学派研究成矿作用和成矿规律的争论，只将实际矿床（点）位置标于相应图上。发现矿床（点）总是相对集中在一些局部范围，这样就获得了一些矿床（点）自然聚集区，这些自然聚集区称为矿床（点）密集区。然后利用这些密集区的分布特征作矿化趋势分析和预测。第 28 届国际地质大会期间，美国学者 P.W.Guild（1989）也编制了美国矿化密集区分布图，并与相应的构造、地质、物化探等基础图件配置研究成矿规律，亦取得满意效果。以后我国地质学家（裴荣富，1995；沈保丰，1995[1]）等，将这种思路引入超大型矿床的研究和预

[1] 国家攀登计划 B85－34－02－01 及 B85－34－02－02，1995 年度汇报。

测。他们根据矿质的客观自然分布，探索其富集的规律及其与成矿背景的关系，认为金属超巨量来源和堆积是形成超大型矿床的物质基础，矿床高密度区是有巨大物质来源及其堆积空间的反映。除个别情况（白云鄂博）之外，大多数超大型矿床都是与大大小小各类矿床密切共生的，它们共同组成了矿床分布密集区。因此，通过密集区分析，结合地质、物化探成果，不仅可探讨成矿规律，还可在大多已知矿带、矿区、矿田内，甚至在已知矿床的深部和旁侧发现新的超大型矿床或矿体。

以往的矿床分布图，是将规模不等的所有矿床（点）以大小不一的符号和不同颜色标识在图上，因此很难对这个矿化集中区的形态、范围和强度有一个可以量化的认识，更不用说在区域上有一个量化的对比了。与以往的矿床分布图相比，矿床（点）等密度图已不只是简单的矿床点位展示，而是将这些矿床（点）的空间分布进行了逻辑变量设置和综合信息计算处理，在此基础上勾绘的等值线几何图形，它较前者能更直观地刻画出金属物质分布特征，数量和规模，以及浓集趋势，适合于大型-超大型矿床战略预测。

一、中国金矿床（点）等密度图编制

近二十多年来中国黄金业高速发展，促进了黄金资源的勘查研究和金矿床（点）的大量发现，截至1994年底，就有7000余个矿床（点）被发现。其中经过综合归并有确切地理位置和储量规模，并被研究过的矿床（点）达1500余处[1][2][3]，为选择金矿种作为研究编制矿床（点）等密度图奠定了基础。

等密度图可分为金矿床（点）密度等值线图、金矿床（点）矿量等值线图和综合信息等值线图。基本作图方法是：将搜集到的1500多个岩金、砂金、伴生金矿床（点）图上位置经数字仪转存于计算机，由计算机操作标绘于中国政区图上，以80km×80km为网格化单元，分别计算出各网格单元内金矿床（点）数、矿量数之和及综合信息量，各自以一定的参数划分间距，勾出等值线。

1．中国金矿床（点）分布密度等值线图

将计算出的各网格内金矿床（点）数置于单元格中央，按2^n（$n=1$、2、3……）的间距，使用内插法，勾绘出矿床（点）等值线，以1为背景值，圈定出金矿床分布高背景值区，如图2-20所示。

2．中国金矿床（点）矿量分布等值线图

将计算出的各网格内金矿床（点）矿量之和置于单元格中央，按金矿量小于1t、1～5t，5～10t、10～50t，大于50t分为5个级别，以1、5、10、50为线距，使用内插法勾绘出金矿量等值线图，以1为背景值圈定出的金矿量高背景区如图2-21所示。

3．综合信息等值线图

（1）给单元格中矿床级别赋权值$w(i)$：按上述矿量等值线5个级别大约对应的矿点、小型矿床、中型矿床、大型矿床、超大型矿床的重要性，据经验分别赋权值$w(i)$

---

[1] 武警黄金地质研究所．中华人民共和国黄金矿产图集．1992年．

[2] 武警黄金地质研究所．中国岩金成矿图．1993年．

[3] 潘辉遨．中国金矿成矿规律和预测综合研究报告 1994年

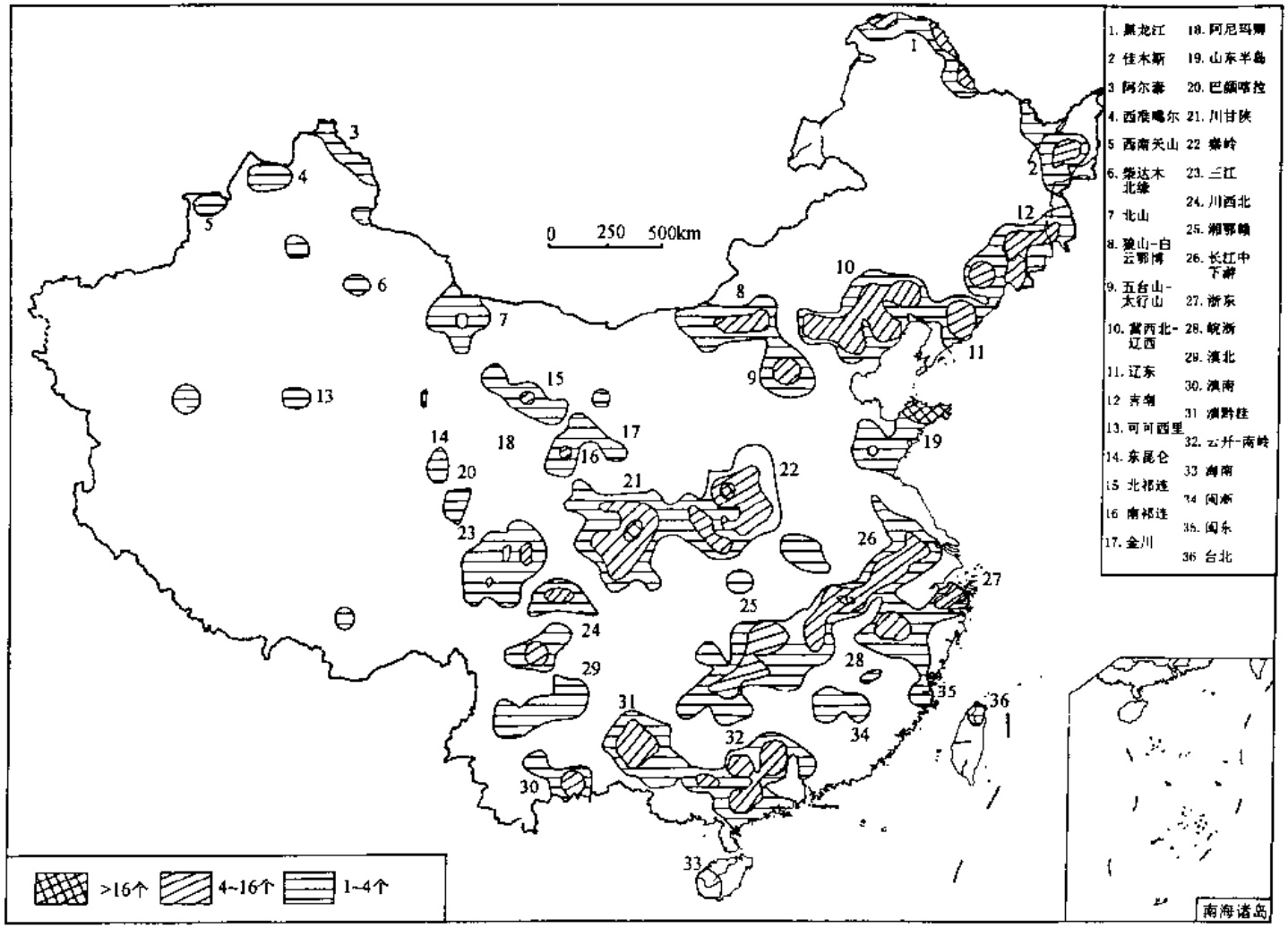


图 2-20 中国金矿矿床（点）密度等值线图

Fig.2-20 Sopycnic map of gold deposits (occurrences) of China

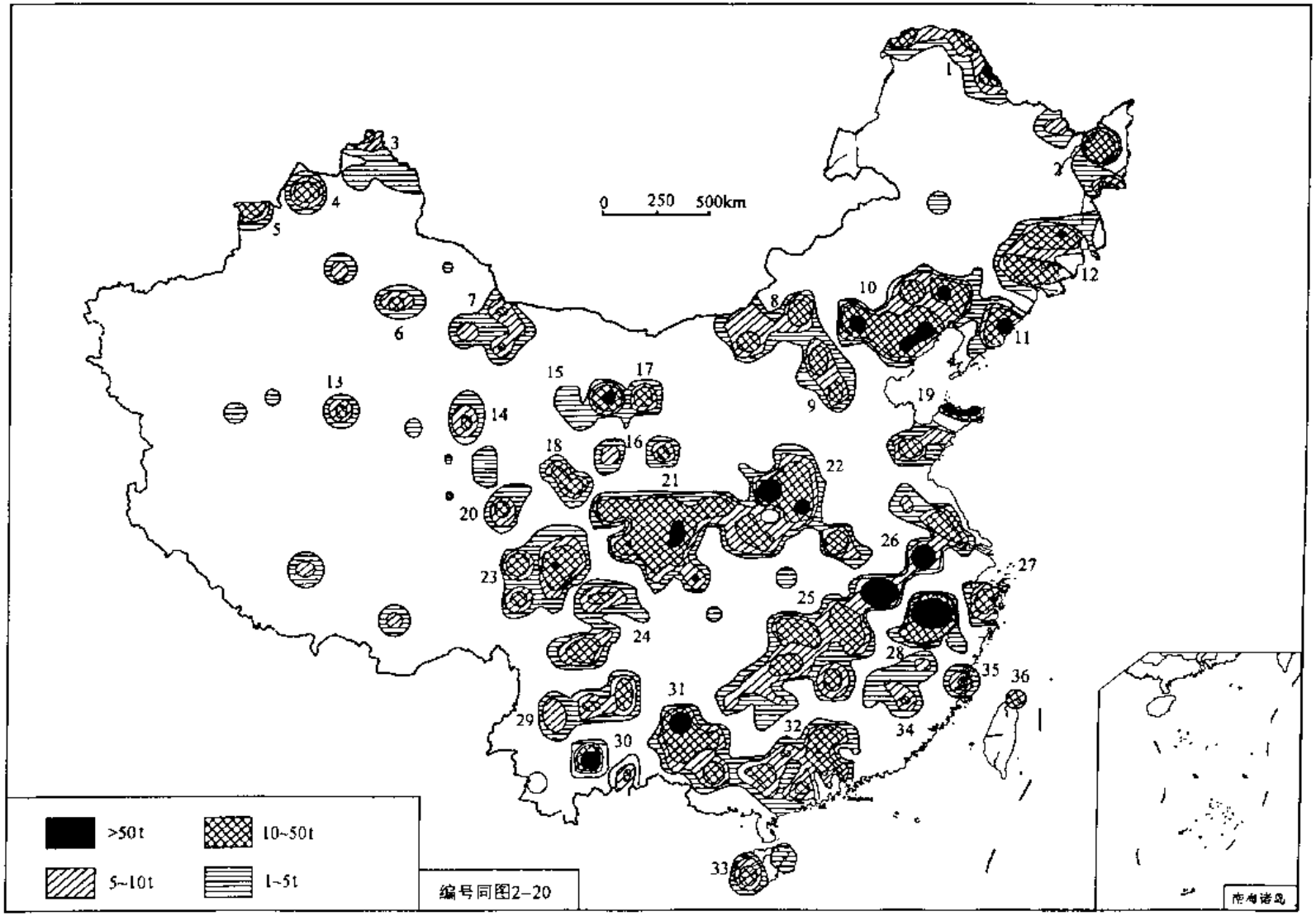


图 2-21 中国金矿矿床（点）矿量等值线图

Fig.2 21 Isogram of ore tonnages of gold deposits of China

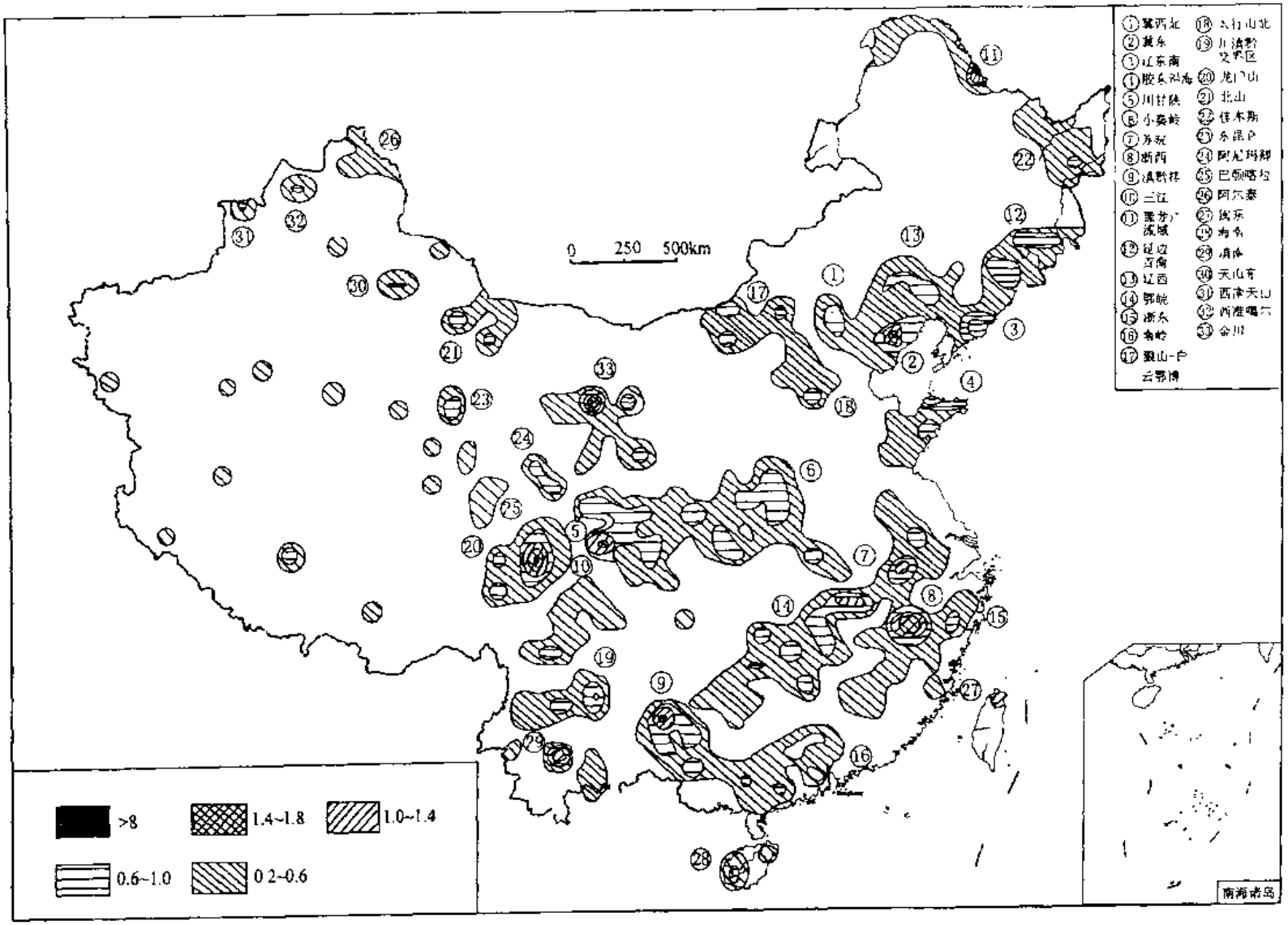


图 2-22 中国金矿矿床（点）综合信息等值线及远景预测区分布图

Fig. 2-22 Isogram of comprehensive information and distribution of gold deposits in the prognostic prospects of China

为0.2、0.4、0.6、1、2（$i=1, 2, 3, 4, 5$）；

（2）计算单元格中不同级别的矿床（点）数 dp（i），及相应的矿量之和 rP（i），i 为1，2，3，4，5；

（3）确定矿床（点）矿量与矿床（点）密度的权重。目前还无一种确定的标准，只能定性地认为对于一个矿床（点）集中区，金属矿量因子远比矿床（点）数因子重要得多，例如有的地区十几个小型矿床和矿点的矿量之和远不如一个大型—超大型矿床。因此我们暂时人为地赋予矿床（点）密度权重0.2，矿床（点）矿量权重0.8；

（4）计算单元综合信息量：

$$K=\sum_{i=1}^{5}[0.2\times w(i)\times\frac{dp(i)}{\Sigma dp(i)}+0.8\times w(i)\times\frac{rp(i)}{\Sigma rp(i)}]$$

式中 K 为单元综合信息量，Σdp（i）为单元内某一矿量级别的矿床（点）数之和，Σrp（i）为单元内某一级别矿量数之和；

（5）根据 K 值，以0.2为初始值，差值0.4为线距勾绘等值线，划分出5个级别的信息量值，完成综合信息等值线图（如图2-22所示）。

二、中国金矿床（点）分布密度与特征

（一）矿床（点）分布密度等级划分指标

对比图2-20至图2-22：

（1）以高于背景值圈定的背景区等值线形态、走向、范围基本吻合，可见三种参数提供的信息是等同的；

（2）等值线最密集地区，代表高背景值区内金物质运移和浓集趋势，是金矿床（点）集中区；

（3）规模较大的复杂背景区内可形成一个以上的密度浓集中心，对于矿量大于50t浓集中心与矿床（点）数大于16浓集中心的重合，意味着这些地区是金矿最富集的地区；而矿量大于50t的浓集中心与矿床数在4～16时，则意味着这些地区存在大型—超大型矿床（如10，25，36号密度区）；

（4）以上分析说明，只用矿床（点）等值线图或矿量等值线图分析矿床分布和集中趋势都会丢失一些重要信息，应该将二者有机结合，才有利于分析的准确性和全面性；

（5）图2-22即是为了实现上述要求，通过综合信息处理绘制的综合信息等值线图。将其与图2-20、图2-21对比，除个别地区（22、10）有出入外，大多数结果相互吻合。

由于图2-20至图2-22各自划分的密度等级存在差异，为简单起见，按密度背景值统一划分为矿床（点）高密度区、中密度区和低密度区。划分的综合指标如表2-5：

表2-5 密度区划分指标

Table 2-5 Index of division of density

密度等级	矿床（点）数/个	矿量数/吨	综合信息值
高密度区	>16	>50	>1.0
中密度区	4～16	5～50	0.6～1.0
低密度区	1～4	1～5	0.2～0.6

（二）中国金矿床（点）密度等级分区

根据表2-5综合指标，对我国金矿床（点）等密度图进行密度区等级划分，结果列于表2-6。由于并不是所有的指标都能满足某一密度等级的要求，所以在具体确认某一地区密度等级时我们规定：

表2-6 中国金矿床（点）密度等级分区表

Table 2-6 Ranking division of density for gold deposits (occurrences) of China

密度级别	地区	编号	最高等值线级别			最高级别指标		
			矿床（点）	矿量	综合信息值	矿床（点）	矿量	综合信息值
高	冀西北—辽东	10，11	2	4	4	4~16	>50	1.4~1.8
高	川甘陕—秦岭	21，22	3	4	4	>16	>50	1.4~1.8
高	山东半岛	19	4	4	4	>16	>50	1.4~1.8
高	湘鄂赣—长江中下游	25，26	2	4	3	>16	>50	1.0~1.4
高	黑龙江	1	2	4	4	4~16	>50	1.4~1.8
高	皖 浙	28	2	4	5	4~16	>50	>1.8
高	云开—滇黔桂	32，31	2	4	4	4~16	>50	1.4~1.8
高	三江	23	2	4	5	4~16	>50	>1.8
高	祁连山	15，16，17	2	4	5	4~16	>50	>1.8
中高	吉南	12	2	4	2	4~16	>50	0.6~1.0
中高	滇南	30	1	4	3	4~16	>50	1.0~1.4
中	北山	7	2	3	2	1~4	10—50	0.6~1.0
中	佳木斯	2	2	3	2	4~16	10—50	0.6~1.0
中	浙东	27	2	3	2	4~16	10—50	0.6~1.0
中	川西北	24	2	3	2	4~16	10—50	0.6~1.0
中	狼山—太行山	8，9	1	3	2	4~16	10—50	0.6~1.0
中	滇北	29	1	3	2	1~4	10—50	0.6~1.0
中	西准噶尔	4	1	3	2	1~4	10—50	0.6~1.0
中	西南天山	5	1	3	2	1~4	10—50	0.6~1.0
中	柴达木北缘	6	1	3	2	1~4	10—50	0.6~1.0
中	东昆仑	14	1	3	2	1~4	10—50	0.6~1.0
中	闽东	35	1	3	1	1~4	10—50	0.2~0.6
中	海南	33	1	3	2	1~4	10—50	0.6~1.0
中	台北	36	2	3	1	1~4	10—50	0.6~1.0
中	阿尼玛卿	18	1	3	2	4~16	10—50	0.6~1.0
中低	闽浙	34	1	3	1	1~4	10—50	0.2~0.6
中低	阿尔泰	3	1	3	1	1~4	10—50	0.2~0.6
中低	巴颜喀拉	20	1	3	1	1~4	10—50	0.2~0.6
中低	可可西里	13	1	3	1	1~4	10—50	0.2~0.6

(1) 三项指标全部符合某一级别时为这一级密度区；

(2) 如果有一项只低于该级一个级序时，仍按上一级别定名，如表 2-6 中冀西北—辽东；

(3) 若有两项都同时低于该级别一个等级，则按两个等级过渡类型命名，例如吉南地区定为中高密度区；

(4) 由于三项指标中至少有一项达中等密度，故在已确定的 36 个密度区中，最低为中低密度区。由此得到 9 个高密度区、2 个中高密度区、13 个中密度区和 4 个中低密度区。

(三) 中国金矿床（点）密度区特征

1. 密度区分布特征及其与地质构造和区域成矿带的耦合关系

由图 2-20 至图 2-22 可以看出，36 个密度区大致沿东西方向、北东和北西方向排列展布，并在交汇处叠加、膨胀、增大，它们各自与一定的地质构造背景和区域成矿带形成耦合关系。

(1) 东西向密度区：分布着狼山-冀西北-辽东中-高密度区、川甘陕-秦岭高密度区、云开-滇黔桂高密度区。它们分别与东西向华北地台北缘构造成矿带、秦岭构造成矿带和华南褶皱系-扬子地台南缘右江构造成矿带吻合。这些高密度区和构造成矿带一般都位于地台边缘或地槽褶皱带中。

(2) 北东-北北东向密度区：分布着湘鄂赣-长江中下游高密度区、闽浙-皖浙-浙东中低-高-中密度区、长江中下游-山东半岛-辽东-吉南高-中高密度区。前二者分别与中、新生代太平洋板块向欧亚大陆俯冲形成的北东向构造岩浆成矿带吻合，分别位于扬子地台南缘和华南褶皱系的云开-武夷褶皱系中；后者与前寒武纪形成、中新生代受太平洋板块俯冲作用影响活化的郯庐断裂构造岩浆成矿带吻合。在与东西向构造成矿带交汇处的长江中下游地区形成高密度区。

(3) 北西向密度区：分布着祁连山-秦岭高密度区、三江-川西北-滇北-滇南高-中-中高密度区。前者与祁连山构造成矿带吻合，位于古生代华北陆块与柴达木-塔里木陆块之间的祁连海槽中，其与秦岭带的交叉复合部位是膨胀扩大的高密度区；后者是中新生代特提斯洋封闭时的产物，分别与三江成矿带-滇北成矿带-滇南成矿带位置吻合。

东天山、西天山、北山密度区可以看成是狼山-冀西北-辽西密度区的西延部分；可可西里、东昆仑密度区可看成川甘陕-秦岭的西延部分，由于研究程度较低，未列入分布描述；其他一些密度区呈分散状，在此从略。

由以上密度区的分布特征可以看出：①几个密度区在同一构造背景条件下形成带状分布，并与一个或多个成矿带吻合；②规模较大的密度区带多产于一级构造单元边缘接触带及其附近或地槽褶皱系中，与深大断裂带吻合，并在交汇处膨胀扩大；③密度区带中的密度区一般与次级构造带和矿带吻合。

丁式江[1]（1998）用两个分形分布尺度来描述中国金矿的分布。一个是 5～80km 尺

[1] 丁式江．博士论文．绿岩型金矿综合地质异常研究——以胶东焦家金矿田为例．中国地质大学．北京，1998.5.

度，在这个尺度中金矿床的分形分布显示矿田或成矿系统（控制因素）的自相似性；另一个是80～2400km尺度，在这个尺度内矿床分形分布显示大型构造（或成矿区）的自相似性。这与我们总结的密度区带和密度区与构造岩浆带耦合关系的结论是一致的。

2．典型密度区特征分析

归纳为6个密度区带叙述。

（1）狼山-冀西北-辽东密度区带

①狼山-白云鄂博中密度区（8—密度区图上编号，下同）：走向东西，长约450km，宽125～250km。矿床（点）密度中级；矿量密度亦为中级，综合信息值0.6～1.0。密度区位于华北地台北缘西段。已知金矿床（点）30多处，岩金10处，砂金20处，伴生金2处，其中大型2处，总矿量大于96t。岩金类型有构造蚀变岩型、变质热液型、岩浆热液型。

本区金成矿的有利条件有：a．含金丰度较高的新太古代基底岩系与东邻的冀西北基底连成一体，是本区的矿源层；b．大型东西向构造韧性剪切带；c．大型东西向元古代白云鄂博和狼山裂谷系；d．地幔流体作用。但燕山期同熔和重熔岩浆活动相对弱于东邻冀西北-辽西高密度区，影响这一类型金矿形成。

②冀西北-辽西高密度区（10）：走向东西，长约650km，宽约70～350km，矿床（点）密度中级，呈分枝状；矿量密度达高级，具三个浓度中心。密度区位于华北地台北缘中段，沿大古宙形成的崇礼-赤城、承德-北票等深大断裂展布，与地台北缘成矿带吻合。已知岩金矿床（点）260余处，其中大型8处，总矿量达567t。主要金矿类型有绿岩变质热液型、构造蚀变岩型、火山热液型、重熔和同熔花岗岩浆热液型及砂金。在浓集中心形成张宣、冀东、辽西三个大型-超大型矿床集中区。

该密度区具有十分有利的成矿条件：a．新太古代基底岩系金丰度值达5.05×10^{-9}，被认为是本区重要的矿源层；b．大型东西向构造韧性剪切带；c．变质核杂岩构造；d．大规模重熔和同熔岩浆活动；e．地幔岩碱质流体交代作用。

③辽东高密度区（11）：北东走向，长约350km，宽约50～170km，矿床密度中级，矿量密度达高级，有一个浓集中心。密度区属华北地台北缘东段辽东半岛，已知金矿床（点）190余处，以岩金为主，砂金7处，伴生金3处，其中大型矿床2处，总矿量超过140t。原生金矿类型有绿岩型、变质-混合岩化热液、构造蚀变岩型、岩浆热液型。

主要成矿作用和有利条件：a．新太古代变质基底岩系矿源层；b．东西构造与北北东向（郯庐断裂）交汇处；c．大型韧性剪切变质作用；d．重熔和同熔花岗岩浆作用；e．混合岩化作用及混合花岗岩；本区金成矿作用既有东西向地台北缘构造带控制，又有南北向断裂作用的叠加。其最明显的成矿特点是交代混合花岗岩化，这与胶东半岛非常相似，并且密度走向与叠加的郯庐断裂走向接近一致。

（2）川甘陕-秦岭密度区带

①川甘陕高密度区（21）：略呈东西方向延长的等轴状，长、宽各400km。矿床（点）密度和矿量密度都达高级，分别具有一个矿床（点）浓集中心和2个矿量浓集中心，并相互对应。该区位于扬子地台西北缘龙门山-大巴山台褶带、西秦岭褶皱带和松潘-甘孜褶皱系交汇部位。已知金矿床（点）140余处，以砂金为主，岩金44处，伴生金2处。其中大型金矿5处。总矿量约663t。在浓集中心有相应的广元、青川-勉略一带大型矿床集中

区。金矿类型有火山热液型、渗滤热液型及砂矿型。

本区有利成矿条件：a. 构造交汇有利成矿三角区；b. 碧口期东西裂陷海槽及其火山岩浆活动；c. 有多期矿源层分布；碧口群海相火山岩含 Au 10×10^{-9}～16×10^{-9}、志留系含 Au 5.3×10^{-9}、泥盆系含 Au 3.4×10^{-9}，为砂矿的重要补给源；d. 盆地热流体作用和硅、碳质事件有利微细浸染型金矿形成；e. 温湿气候和网状水系、山谷、冰川等有利河谷冲积型砂金和冰川阶地型砂金形成。

②秦岭高密度区（22）：密度区略呈近东西向的等轴状，长约 550km，宽约 450km，为矿床（点）高密度和矿量高密度区，综合信息值达 1.4～1.8，有一个矿床（点）密度浓集中心和两个矿量密度浓集中心，并且相互对应。密度区位于秦岭地槽系和华北与扬子地台的南、北边缘。已知矿床（点）102 处，其中砂金 26 处、伴生金 5 处、大型矿床 9 处，总量 783t，矿床类型包括绿岩型、变质混合热液金矿、重熔和同熔岩浆热液型、构造蚀变岩型金矿、火山-次火山岩型金矿和砂金矿。在浓集中心是我国著名的小秦岭大型-超大型矿床集中区和熊耳山大型矿床集中区。

本区存在以下有利成矿条件：a. 太华群变质基底 Au 丰度值高，熊耳地区镁铁质岩中 Au 理论值可达 107.2×10^{-9}；b. 大型构造韧性剪切变质带；c. 地台中元古代边缘裂谷与拗拉槽中强烈的火山岩浆活动；d. 中生代造山期大规模的同熔和重熔岩浆活动；e. 变质核杂岩构造；f. 地幔碱质流体矿源和交代作用。

对比 21 和 22 密度区，虽然二者可联为同一东西向高密度区带，但其成矿作用和成矿条件却迥然不同，只有元古宙的火山活动为二者共有。

（3）滇黔桂-云开密度区带

①滇黔桂高密度区（31）：走向北西，长约 420km，宽约 200～250km，矿床（点）和矿量密度都为高级，形态呈较规则的矩形，具浓度中心。该密度区位于扬子地台南部右江印支褶皱带。已知金矿 53 处，伴生 5 处，砂金 10 处，其中大型 5 处，总矿量约 378t。以微细浸染型金矿为主。浓集中心为大中型矿床集中区。

有利成矿和控制条件：a. 北西向右江裂谷系和右江深大断裂提供矿质和热液；b. 裂谷中碳酸盐台地相及其周边同生断裂系，提供矿质沉淀场所；c. 海底热泉作用，碳、硅质沉积变质事件。

②云开-南岭中部密度区（32）：走向北东，长 500km、宽 100～300km，不规则形。矿床（点）密度中级，矿量密度中级。属于华南褶皱系云开-武夷褶皱带。已知金矿床（点）约 92 处，伴生 12 处，砂金 9 处，矿量约 66t。其中大型 1 处。以变质-混合岩化热液型金矿为主，另有火山-次火山热液型。

主要有利成矿控制条件：a. 震旦-寒武系中 4 层含矿碳硅泥质矿源层，特别是寒武系水口群 Au 丰度值达到 31×10^{-9}；b. 云开楔形隆起中的交代-重熔和混合花岗岩化作用；c. 构造韧性剪切变质带及糜棱岩化作用；d. 燕山期重熔火山-岩浆作用。虽然本区成矿条件十分有利，但未出现浓集中心及相应的大型矿床集中区。

对比本区带的两个密度区，实属于两个不同的构造地质背景下成矿作用和矿床类型迥然不同的矿床密度区。二者在桂中一带交汇，但未形成高密度区。

（4）湘鄂赣-长江中下游密度区带

①湘鄂赣中高密度区（25）：密度区呈北东走向，长约 450km，宽 5～200km。矿床

（点）密度中级，矿量密度为高级，且有一个浓集中心，综合信息值 0.69～1.0。本区位于江南古陆南缘，包括鄂东南，赣西北、湘西北、黔东南等地区。已知金矿床（点）200余处，其中大型6处，矿量584t。矿床类型有变质热液型、渗滤热液型及砂金，以伴生金矿床为主。

主要受近东西向扬子与华夏古陆碰撞带的控制影响，太平洋板块俯冲影响减弱。主要的成矿有利条件：a. 古中元古代地层中的海相火山岩和基性超基性岩中较高的含 Au 丰度（1.8×10^{-9}～10×10^{-9}），为火山-沉积变质改造层控型金矿的矿源层；b. 新元古界板溪群和震旦系地层中的炭质钙质板岩和凝灰岩是重要含矿层位，被认为与海底热泉作用有关；c. 韧性剪切作用及片理化，糜棱岩化；d. 硅化、绢云母化、黄铁矿化、绿泥石化、碳酸盐化等低温热液活动和交代作用；e. 斑岩型矿化主要发生于赣东北，与长江中下游成矿作用和矿床类型相似，并在此形成 Cu、Mo、Pb、Zn、Au 大型伴生矿床集中区，如德兴银山等矿床。

②长江中下游高密度区（26）：密度区呈北东方向展布，长约 600km，宽约 100～220km，矿床（点）密度和矿量密度都达到高级，前者有一个浓集中心，后者有四个浓集中心，且规模大，但综合信息值却相对较低（1.0～1.4）。已知矿床（点）100余处，其中伴生金矿接近半数达43处，大型8处，总矿量636t。矿床类型有夕卡岩型、碳酸盐型、铁帽型、火山岩型、斑岩型和构造蚀变岩型。

本区属扬子地台南缘下扬子地区，包括安徽、江苏两省区。主要受华夏洋闭合、扬子板块和华夏板块碰撞，以及太平洋板块俯冲的影响，其成矿的有利条件有：a. 北东-北北东向的地裂陷运动，使地壳减薄，地幔物质上涌，发育同熔型岩浆；b. 近东西向的板块碰撞造山带形成碰撞型重熔花岗岩浆；c. 两种岩浆在本区重叠出现，形成大面积火山-岩浆活动区；d. 广泛发育夕卡岩型矿化、斑岩型矿化、玢岩型矿化、岩浆期后热液型矿化伴生型金矿化；e. 在两组构造岩浆带交汇处，形成矿床密度浓集中心，出现大型-超大型矿床集中区。

本密度区带的两个密度区，无论构造地质背景、成矿作用和矿床类型等都存在继承性和差异性。最明显的特征是从西向东，主要矿床类型有沉积变质热液改造型（以沃溪金矿为代表）-斑岩型（德兴）-夕卡岩型和玢岩型（宁芜铁矿）变化，矿床密度等级也由西向东增强，由独立金矿为主变为以伴生金矿为主。

（5）长江中下游-山东半岛-辽东-吉南密度区带

①长江中下游高密度区（26）：[见（4）-②]

②山东半岛高密度区（19）：密度区走向北东，长约 500km，宽约 70～240km，矿床（点）密度及矿量密度都为高级，并存在一个对应的浓度中心，综合信息值 1.4～1.8。密度区位于华北地台郯庐断裂东侧。郯庐断裂与太行山断裂平行，被认为是华北地堑两侧的肩部断裂，从太古宙生成，至今仍在活动。金矿床在这两条断裂控制区广泛分布。本区已知矿床（点）240余处，大型-超大型矿床12处，集中于浓集中心，总矿量956余t。矿床类型主要为绿岩型、构造蚀变岩型和岩浆热液（石英脉）型。

成矿有利条件：a. 近南北向断裂系统；b. 新太古代绿岩（胶东群）是重要矿源层，Au 丰度达 22.9×10^{-9}；c. 韧性剪切变质带和糜棱岩化；d. 重熔花岗岩和混合岩化。

③吉南中高密度区（12）：走向北东，长约 1000km，宽约 240～260km。矿床（点）

密度为中级，矿量密度达高级，有一个浓度中心，综合信息值 0.6～1.0。密度区包括吉南地槽和华北地台北缘东段两部分，以吉南地槽系为主。已知金矿床（点）140 余处，伴生金 1 处，砂金 32 处。其中大型矿床 5 处，总矿量大于 200t。主要金矿类型有绿岩型变质热液金矿、重熔花岗岩和混合岩化热液型和火山热液型金矿。

主要成矿作用及成矿有利条件：a. 古生代地槽系中的变质基底岩块，具有绿岩特征及产出绿岩型变质热液金矿；b. 造山碰撞带型花岗岩浆活动、形成与重熔花岗岩浆和混合岩化有关的金矿床；c. 地台边缘断陷盆地中产出与火山岩和次火山岩有关的火山热液或沉积矿床；d. 韧性剪切变质作用叠加的变质热液矿床，其矿质来自基底镁铁质建造。

本密度区带最突出的特点是其南北两端都与东西向或近东西向的密度区带交汇，这与华北地堑及其断裂系在中部明显，而在两端模糊消失是一致的。

(6) 三江-川西北-滇北-滇南密度区带

①三江高密度区（23）：呈宽约 400km 的近等轴状。矿床密度为低级，矿量密度为中级。属于我国西南特提斯构造域与太平洋构造域交接部位，阿尔卑斯-喜马拉雅巨型造山带东段弧形转弯处。由四条板块结合带和夹于它们之间的四个陆块镶嵌构成。已知金矿产地 158 处，其中大型 4 处，中-小型 56 处，矿点 98 处；以砂金为主，岩金 38 处，伴生金 6 处；总矿量近 300t。矿床类型有夕卡岩型、微细粒型、斑岩型等。

成矿有利条件：a. 多条板块结合带及其中的蛇绿岩套、中酸性、基性岩脉；b. 陆块上火山岛弧、双峰式火山岩活动晚期的酸性火山岩；c. 陆块上中生代坳陷带中坳陷盆地；d. 陆-陆碰撞后，滞后于主碰撞岩浆活动的陆块边缘构造-岩浆带。

②川西北中密度区（24）：由两个密度区组成，走向南北，单个走向近东西。长约 400km，宽约 250km，矿床（点）密度和矿量密度都为中级。位于扬子板块西缘川滇南北构造带北段龙门山断裂带。已知岩金矿床（点）91 处，矿量约 100t。金矿类型复杂，有变质热液-绿岩型，含碳碎屑岩型、渗滤热液碳酸盐型、混合岩化热液构造蚀变岩型、中酸性岩浆热液型及砂金型。

主要成矿作用和有利条件：a. 新太古代康定群中基性火山杂岩金丰度 80×10^{-9}～260×10^{-9}，震旦系灯影组富藻白云岩含 Au 100×10^{-9}～1500×10^{-9}。是前寒武纪绿岩型金矿含矿层位和变质热液金矿的矿源层及渗滤碳酸盐型金矿的含矿层位；b. 古生代裂谷火山作用和沉积作用，形成火山岩型金矿和碳硅质热水沉积含金层位，即渗滤热液碳酸盐型和含碳碎屑岩型金矿床；c. 中生代推覆构造和韧性剪切作用形成变质热液矿床。

③滇北中密度区（29）：走向北东东，长约 500km，宽约 30km；矿床密度低级，矿量密度中级。其西端属于特提斯三江成矿带，东端属扬子地台西缘成矿带。有产地 22 处，其中岩金 11 处，伴生 Au10 处，砂金 1 处。西端成矿作用同三江（23，30），东端多与 Cu 伴生，为中元古代同生拉伸断裂海盆中富 Mg 碳酸盐含 Cu 建造经新元古代褶皱改造富化。

④滇南中高密度区（30）：走向北西，长约 400km，宽 50～15km。矿点密度为中等，矿量密度分离为两个密度区，其中一个达高级，并有富集中心，另一个为中级。前者高级中心对应于低矿床密度，反映了大型矿床的存在。该密度区属特提斯-喜马拉雅成矿构造域哀牢山断裂带和红河断裂带。已知金矿床（点）37 处，伴生 6 处，砂金 2 处。其中大型 3 处，总矿量逾百 t。金矿类型有岩浆热液型、绿片岩变质热液型、火山-次火山岩型、细碎屑岩型及砂矿。

成矿作用和有利成矿条件：a. 古特提斯洋扩张和闭合部位；b. 古元古代哀牢山群具有洋壳残片特征，Au、Cu丰度值高，是本区重要矿源层，同时也是火山岩型金矿的含矿层位；c. 碰撞、推覆、韧性剪切作用和糜棱岩化作用形成变质热液金矿；d. 中新生代重熔岩浆作用形成岩浆热液型金矿床。

本区带与三江成矿带吻合、规模巨大。三江和滇南密度区位于古特提斯碰撞和扩张部位，川西北和滇北密度区位于陆缘弧后伸展构造部位、因此各自的成矿作用条件存在一定差异。

3. 小结

总结以上密度区特征和分布规律，获得以下认识和结论：

（1）高密度区配以浓集中心（特别是矿床密度和矿量密度重合的浓集中心）是大型-特大型矿床集中区。例如冀西北（10）、山东半岛（19）、秦岭（22）、川甘陕（21）、滇黔桂（31）等。

（2）密度区与地台基底性质。凡是具有镁铁质建造地台基底的密度区，大多都为高密度区（例如图 2-21 中的高密度区），但也有仅为中高密度区的，如吉南（12）、狼山（8）、滇北（29）。这种类型基底的作用主要是为后期金的富集提供矿源层，而并未出现类似国外的超大型绿岩金矿类型。

（3）密度区与地台基底演化。镁铁质基底强烈活化地区，可成为高密度区。活化的主要特征表现在作为含金矿源层的镁铁质岩深熔和混合岩化，形成中酸性重熔岩浆和交代混合岩浆，金在这种岩浆过程中进一步富集，形成相关矿床高密度区（如图 2-21 中高密度区）。狼山和滇北地区未形成高密度区，可能是由于这些地区活化型重熔（或混合）岩浆作用不强的缘故。

（4）密度区与地裂陷运动。长江中下游地区处于我国华北地裂堑南端，地幔上涌和地壳减薄，使本区形成大量同熔型中酸性岩浆及其相关的伴生金矿床高密度区。主要伴生金矿床类型有斑岩型、夕卡岩型和玢岩型。单一的大型（59t）构造蚀变岩型金矿，日前在安徽贵池才被首次发现。

（5）密度区与裂陷海槽沉积。裂陷型海槽海底热泉的渗滤交代作用形成碎屑岩型和碳酸盐型微细粒金矿床高密度区，例如滇黔桂（31）、川甘陕（21），同时由于含碳质、硅质、泥质岩和有机生物活动对金的吸附作用，为后期成矿提供了矿源层或赋集空间。例如云开-南岭（32）、狼山-白云鄂博（8）中密度区。

（6）密度区与沟弧盆系的海相火山作用。俯冲碰撞带中的海相火山岩型铜金矿床和层控火山沉积金矿床，可形成高密度区或中高密度区。例如祁连山海相火山块状硫化物矿床高密度区，湘鄂赣海相火山岩型和火山沉积变质岩型金矿床中高密度区。

（7）密度区与韧性剪切带和变质核杂岩滑脱层。韧性剪切变质作用和变质核杂岩体滑脱构造作用于矿源层，将形成变质热液矿床。独立的变质热液金矿床虽然也能形成大-中型规模（例如狼山密度区卡八倾豪金矿、辽西吉南密度区中的排山楼金矿、夹皮沟金矿等）。但不能形成独立的高密度区（比如狼山和云开密度区）。然而这类成矿作用大多数情况下总是与碰撞造山、地台活化等作用伴生，形成金矿床高密度区。例如冀西北、山东半岛、秦岭、湘鄂赣等密度区。

（8）密度区与矿床成矿谱系。一个矿床密度区常常不是由某种单一金矿类型构成，特

别是那些高密度区。大多数情况下，它们是由多种金矿类型构成的复杂组合（当然也不排出简单的情况，例如滇黔桂和川甘陕等）。这种复杂类型的组合是在地质构造和成矿作用时空演化中形成的有机整体，这就是成矿谱系。一般情况下跨越时间越长，地质构造和成矿作用越复杂，成矿谱系也越复杂；另一种情况是尽管演化的时间不长，谱系不复杂，但规模却较大，这就取决于异常的物质来源。谱系现象是自然界的演化规律，人类社会、动物界、植物界无不具有这一相似性。金矿床密度区的规模和强度与成矿谱系的这些特点亦是一致的。规模较大的高密度区常常表征了由多个成矿时代，多种成因类型构成复杂的成矿谱系（如冀西北、山东半岛、秦岭、辽东、吉南等）。认识这一点，可使我们拓展开在现有已知矿区寻找多矿床类型的思路，具有科学和经济意义。

三、金矿床（点）等密度图成矿远景区预测

（一）等密度图及其预测功能

1. 等密度图的精度受到已知矿床（点）数量和矿量限制。很明显由于我国东、西部工作程度差别，在这两地区的预测效果也必然不同。

2. 根据大型-超大型矿床产出的局限性，偶然性或者偏在性。在我国东部地区金矿高密度浓集中心即为大型-特大型矿床集中区。在这些地区，应加强已知矿床深部和旁侧的找矿工作。另一方面是在它们存在的高密度区范围内预测新的浓度中心。

3. 总结矿床密度与成矿作用和成矿条件的关系（前述），具有我国特色的可产出大型-特大型金矿的基本类型为：活化型、渗滤交代型、伴生型三种。它们与密度区类型的关系：

（1）基底矿源层＋基底活化型花岗岩＋韧性剪切系统⇒活化型复杂谱系高密度区；

（2）裂陷海盆热水沉积＋同期韧－脆性断裂系统⇒渗滤交代型简单谱系高密度区；

（3）裂陷盆地＋壳幔同熔中酸性岩⇒斑岩型、夕卡岩型、玢岩型伴生金矿简单谱系高密度区；

（4）沟-弧-盆海相火山岩、火山沉积岩⇒块状硫化物伴生金简单谱系高密度区。由此可以看出，不同密度区实际上是各种环境和成矿条件综合作用的结果。

综上所述，对于一个地区是否存在某种类型大型-超大型金矿床远景区的预测，不能只根据密度区的规模和等级，应综合考虑地质构造背景、成矿作用及物化探资料，才能保证预测的精度和效果。因此矿床（点）等密度图的主要预测目标是中高密度区内是否存在大型特大型矿床的环境和条件。

（二）预测依据

1. 预测标志

（1）密度区规模和等级；

（2）密度区地质构造背景；

（3）密度区的主要成矿作用和控制条件；

（4）密度区的成矿谱系特征和规模。

2. 预测指标

（1）广义的矿化集中区。在图 2-20 至图 2-22 中为背景值线圈划的高背景地区，规模可大可小，也可包含低→中→高值分带。可用来预测大型构造成矿区带；

（2）高级矿化集中区。矿床分布密度、矿量和综合信息值分别＞16、50 和 10 的高密度区；

（3）中级矿化集中区。三项指标分别为 4～16、5～50 和 0.6～1.0 的中密度区；

（4）低级矿化集中区。三项指标分别为 1～4、1～5 和 0.2～0.6 的低密度区。

3. 预测准则

一级预测区：在规模巨大的高背景区中，有多个高、中级密度区，并呈低-中-高套合关系，具浓度中心，密度区规模大于 250km。地台活化、裂陷海槽、地裂堑等有利构造背景；活化岩浆作用，海底热水渗滤交代作用、同熔岩浆作用为主，大型韧性剪切变质作用叠加，巨大的复杂或简单的成矿谱系。

二级预测区：巨大背景中的中级密度区，无浓集中心，密度区规模大于 50～250km。碰撞造山带，岛弧褶皱系构造环境为主。海相火山作用及火山沉积成矿作用，中等尺度韧脆性断裂系统叠加。规模中等的简单成矿谱系。

三级预测区：背景区规模 5～50km。单线圈闭区。可出现于多种构造环境中，受各种成矿作用和条件限制，强度和规模都很小，小而简单的成矿谱系。

（三）成矿远景预测（见图 2-22）

一级预测区：（1）冀西北-辽东密度区中的冀西北①、冀东②、辽东南③；（2）山东半岛密度区中胶东沿海地区④；（3）川甘陕-秦岭密度区中的川甘陕⑤、小秦岭⑥地区；（4）湘鄂赣-长江中下游密度区中的苏皖地区⑦、浙西地区⑧；（5）滇黔桂-南岭密度区中的滇黔桂地区⑨；（6）三江密度区中的三江地区⑩；（7）黑龙江密度区中的黑龙江流域⑪。

二级预测区：（1）冀西北-辽东密度区中辽西地区⑬；（2）湘鄂赣-南岭密度区中鄂皖⑭、浙东地区⑮；（3）滇黔桂-南岭密度区南岭地区⑯；（4）狼山-太行山密度区狼山-白云鄂博⑰、太行山北地区⑱；（5）川滇黔密度区川滇黔交界地区⑲；（6）川西北密度区龙门山地区⑳；（7）北山密度区中北山地区㉑。除此以外还有佳木斯㉒、辽东-吉南地区⑫、东昆仑㉓、阿尼玛卿㉔、巴颜喀拉㉕、阿尔泰㉖等地区。

三级预测区：（1）闽东㉗；（2）海南㉘；（3）滇南㉙；（4）天山东㉚；（5）西南天山㉛；（6）西准噶尔㉜；（7）金川㉝等。

四、结论和建议

（一）利用有利成矿背景条件下，高密度区特征综合分析方法，可对隐伏的大型-特大型金矿床进行战略远景区预测，为政府和相关职能决策部门制定金矿资源勘查规划提供科学依据。

（二）矿床（点）等密度图编制的方法属于数理统计方法范畴，强调成矿元素富集程度及其富集范围两个方面，其精度取决于矿床（点）的数量及其产出坐标位置，点数愈多愈能反映其客观分布规律，由于 GPS 技术的发展和广泛应用，矿床点等密度图研究成矿规律将是今后的重要方向。

（三）矿床（点）等密度图的编制是用矿集区自然分布趋势对不同理论研究成矿规律的进一步补充，可以进一步深化区域成矿理论。

（四）是矿产编图工作向数字化发展的尝试。

（五）矿床（点）等密度图的研究不等于忽视成矿基础地质，只有在两者密切结合综合分析的基础上才能使成矿规律研究取得更大发展。

（六）本制图方法和分析预测方法可推广应用于其他矿种的战略远景预测中。

第三章　衍生矿床导向与成矿轨迹评价方法

第一节　由来与原理

一、由　　来

衍生矿床是指某一类型矿床或矿源地体（层）受再一次的地质-成矿作用，使之派生出另一类型矿床而命名的。衍生矿床源于因袭成矿或称亲缘成矿。这一成矿概念早在中世纪（16 世纪中期以前）的矿石成因猜想年代就已萌芽。例如当时的古代欧洲以 Aristotle 的猜想最有代表性，他认为所有的成矿物质都是由“火”、“水”、“土”、“气”四种“物质”组成的，每一种“物质”又都是两种“因素”亲合而产生的：“火”是由“热”与“干”的亲合；“水”是由“冷”与“湿”的亲合；“土”是由“冷”与“干”的亲合；“气”是由“热”与“湿”的亲合。两两相亲而产生“火”、“水”、“土”、“气”四种“物质”的形成作用，这就是早期的极为简单而朴素的成矿猜想，同时，也反映了物质形成的因袭与亲缘关系。

中国古代对矿石成因也同样有类似的猜想。中国则以阴阳五行说为根据，即以“金”、“木”、“水”、“火”、“土”作为组成宇宙物质的五种基本因素。五行彼此在一个永不终止的循环圈上互变，互变是受阴阳两性的对立统一而相克相生。这种阴阳五行说更是反映物质形成的亲缘和因袭的生与灭之间的演化关系。

上述国内、外早期的矿石成因猜想概念一直反映到 20 世纪 20～30 年代仍在继续发展。当时的几位著名岩石矿床学家 R. H. Rastall、F. F. Grout、A. F. Buddington 等，在他们的著作中都进一步形象的用“进化树”来描述岩浆演化与成矿过程，即从成矿的主根系统发展成为枝繁叶茂的各类矿床，这也是矿床学利用因袭亲缘概念模拟成矿作用的“进化树”模式。

50 年代，W. H. Schneiderjohn 为代表的应用实际矿床类型式来表达矿床因袭关系。60 年代以 W. E. Petascheck 为首的又提出成矿继承性。70～80 年代，特别是原苏联非常提倡岩浆水热矿床的岩浆成矿专属性，即一定成分的岩浆岩与一定组分的金属元素具有一定亲缘性。例如酸性岩浆与钨锡矿床，中性岩浆与铜、铅锌矿床，基性—超基性岩浆与铜、镍、铂、铬矿床等。同时还应用岩浆分异演化的酸度和碱度变化预测成矿元素组合的可能性。但是一定的岩浆岩类型又常常不完全出现一定的金属组合。这一亲缘成矿的不足为后来提出的成矿容矿岩石组合（petro-hosted assemblage）的岩浆岩成矿专属性弥补，即不是一种岩石类型，而是一组岩石类型组合的成矿专属性。近年又发展为成矿系列的岩浆岩组合成矿专属，即把一套岩石类型组合与一个系列的矿床类型联系起来，从而也进一步

提出矿床成矿系列成因的新问题。

总之，上述的矿床成矿因袭与亲缘概念，实际上是起源于生物繁衍的遗传与变异理论。当然，生物繁衍的理论（有机）与地质矿产的演化（无机）在本质上是有差别的。但是他们在繁衍、演化过程的现象上可以作一定比拟，即应用有机已解决了的事实来解释无机中有关过程的发生-发展现象是能够比较深化认识客观实际的。何况近年来无机与有机之间正在宇宙间出现生命与无生命统一旋回论和地质界也正在发展“天”、“地”、“生”新学科的探索之中。

二、原　　理

较新矿床继承较老矿床称之为成矿继承性，较新矿床来源于较老矿床，而较老矿床又可能来源于幔或壳源，因而他们又都具有幔或壳源的亲缘性。成矿作用的继承性和亲缘性虽是两个词，但均具成矿系统中成矿作用演化的同一含义。因而借以深入研究其因袭成矿关系、科学地辨认矿床来龙（亲缘）去脉（继承）是当代区域成矿学研究的一个重要发展的方向。近年来又从因袭成矿概念，对矿床类型本身提出变异相矿床（heteromorphic deposits）和衍生相矿床（derivative deposits）新概念（R. T. Bell，1992；P. Laznicka，1989；裴荣富，1989），为扩大特大型矿床成矿对比的可能性开辟了新的途径。Gandhi 和 Bell 等人研究了超大型奥林匹克坝 Cu-U-Au-Ag 矿床及其可能衍生性而形成的新的矿产勘查概念，即对衍生矿床因袭成矿的深入研究可以直接导向另一类型矿床的发现。他们认为沉积蒸发成因的赞比亚型铜矿床和不协调底辟褶皱变形的角砾岩型扎伊尔铜、铅锌矿床，以及喷流沉积型的铅锌、银矿床都可能被视为奥林匹克坝的衍生矿床，也是寻找奥林匹克坝的导向矿床。另外，俄罗斯学者 Konstantinov 也提出与衍生矿床相同含义的再生矿床（regeneration deposits）作为寻找金银盲矿的指示晕，即在俄罗斯地台边缘分布的原生的喷流沉积型矿床受后来的岩浆热液成矿作用派生出新的脉状矿床，根据脉状矿床的矿化晕而发现原生的喷流矿床。这种派生的脉状矿床，早在 50 年代在中国扬子地台西缘内缘成矿带分布的西昌—滇中铜、铁、金矿化集中区中，就已发现东川式铜矿床，在其似层状矿体中及其上部普遍出现脉状矿，矿山老矿工把似层矿体称为“主栓”，脉状矿称为“子栓”。从而形象地说明层状矿为“母”矿体，脉状矿为“子”矿体，他们是原生再生的“母子”矿床，老矿工都能有目标的由“子栓”追索“主栓”，即由衍生矿床追索原生矿床。作者即根据这个认识在超大型矿床找矿方法研究的国家攀登项目中提出“衍生矿床导向成矿轨迹追踪研究”课题，并指出以东川铜矿作为衍生矿床导向，利用成矿轨迹追踪有可能发现新的大红山式铜矿，以及与大红山式具有一定变异相特征的奥林匹克坝式矿床。另外，对在云、贵、川地带广泛分布的受构造地层控制的微细粒浸染型金矿床，利用在含矿建造层局部牵引褶皱鼻部出现的衍生石英细脉型金也可以发现深部隐伏大型矿床。

特大型矿床（giant ore deposits）系指其规模大—巨大，其经济价值是该类矿床的数目不超过 5%～10% 即可提供世界所需金属量的 75%～95%（P.Laznicka，1994；裴荣富，1994），可见对其寻找将具有重大经济意义。

隐伏矿（concealed ore）是指未出露和出露后又被后期地质体或土壤、植被所掩蔽的矿床，对其寻找的难度大到极大，因而开展找寻隐伏矿的新理论、新技术方法研究，不仅是当代找矿突破的关键，而且也是国际地学界列为专项讨论的前缘课题。

成矿轨迹（metallogenetic path），也称成矿路径，或称成矿作用 $3Dt_{0\cdots n}$（裴荣富，1990），即成矿的三度空间（$3D$）随着地质历史时间的推移 $t_{(0\cdots n)}$而出现成矿过程的不同地质表征。成矿轨迹追踪是根据成矿趋向在开放体系的成矿化学动力的驱动下，在非稳态的地质—成矿推移（演化）过程中，由非稳态的、不平衡的容矿岩石组合、矿物共生和共生组合、构造组合和地球化学指纹型式组合逐次达到相对稳态的和相对平衡的组合时，作为动态的直接追踪成矿标记的找矿方法。这种成矿标记是否为隐伏特大矿床，采用上述元素的、矿物的、岩石的和构造的各种组合形式的相对平衡度及其向矿床的逼近梯度（approach gradient）来度量。如果为陡梯度可能逼近特大矿，缓和梯度可能为小矿或无矿。

总之，衍生矿床导向和成矿轨迹追踪研究是一项新的课题，它的研究内容是十分丰富的。它不仅要研究成矿构造背景、异常成矿构造场、成矿相和矿床的时空分布和相互耦合的规律，而且还要深入研究衍生、变异和因袭成矿特征，以及结合成矿地质事件和成矿年代建立成矿计时钟，在非稳态的成矿演化轨迹中，圈定物化条件相对稳定的金属成矿相，按元素、矿石、岩石和构造组合型式及其向矿床的逼近梯度指出寻找特大型矿床的方向。这一研究，不仅对地质勘查工作可能有新发现，而且对找矿新技术方法的基础性研究也将是重大的发展。

第二节　衍生矿床导向与成矿轨迹方法应用

一、冀西北金矿矿集区及预测评价

冀西北（河北张家口—宣化）地区是我国重要的产金地之一，现已查明的矿床（点）已有 100 余处，分布在张家口、崇礼、宣化、赤城、张北、怀来等市（县）地区，且大部分集中于崇礼、宣化和赤城的三角地带。本区发现的两个大型金矿床、5 个中型矿床、1 个小型矿床都出现在这个区域内。经过三十年的勘探开发，本区现已建成国有金矿山七座、年产黄金超过五万两。但是随着一些重要矿山服务年限到期或已逐渐接近闭坑，后续资源供应难度越来越大，使现有资源保有量与矿山生产能力的矛盾日益突出，因而在本区寻找新的大型金矿资源后备基地已成当务之急（图 3-1）。

（一）衍生金矿床

根据冀西北重要地质事件：中太古代古陆核的形成（3.6～2.7Ga），新太古代—古元古代结晶基底形成和韧性剪切变质作用（2.7～1.7Ga），晚古生代—中生代亚洲洋消失和古太平洋俯冲（0.23～0.067Ga），可以看出冀西北矿集区金矿床有一个衍生和变异的成矿轨迹，现将衍生金矿列述如下：

1. 太古宙剪切变质作用衍生金矿床—大营盘式

张宣地区在新太古代—古元古代曾经历了一次韧性剪切变质作用，主要是围绕中太古代古陆核边缘以及陆核内大断裂附近发生的高温塑性重力滑脱，生成糜棱片麻岩、糜棱片岩、眼球状片麻岩等，由于后期构造的改造破坏和叠加，使这些高温糜棱片麻岩带面貌发生较大改变，目前只在尚义—崇礼—赤城东西向断裂和场地—谷咀子—韩家沟北西向断裂上鉴定出这种以糜棱岩为特征的韧性剪切变质岩。正是由于这种高温韧性剪切变质作用，使中太古代涧沟河组和花家营组中的矿源层岩石在糜棱岩化和片理化的过程中，矿物重组

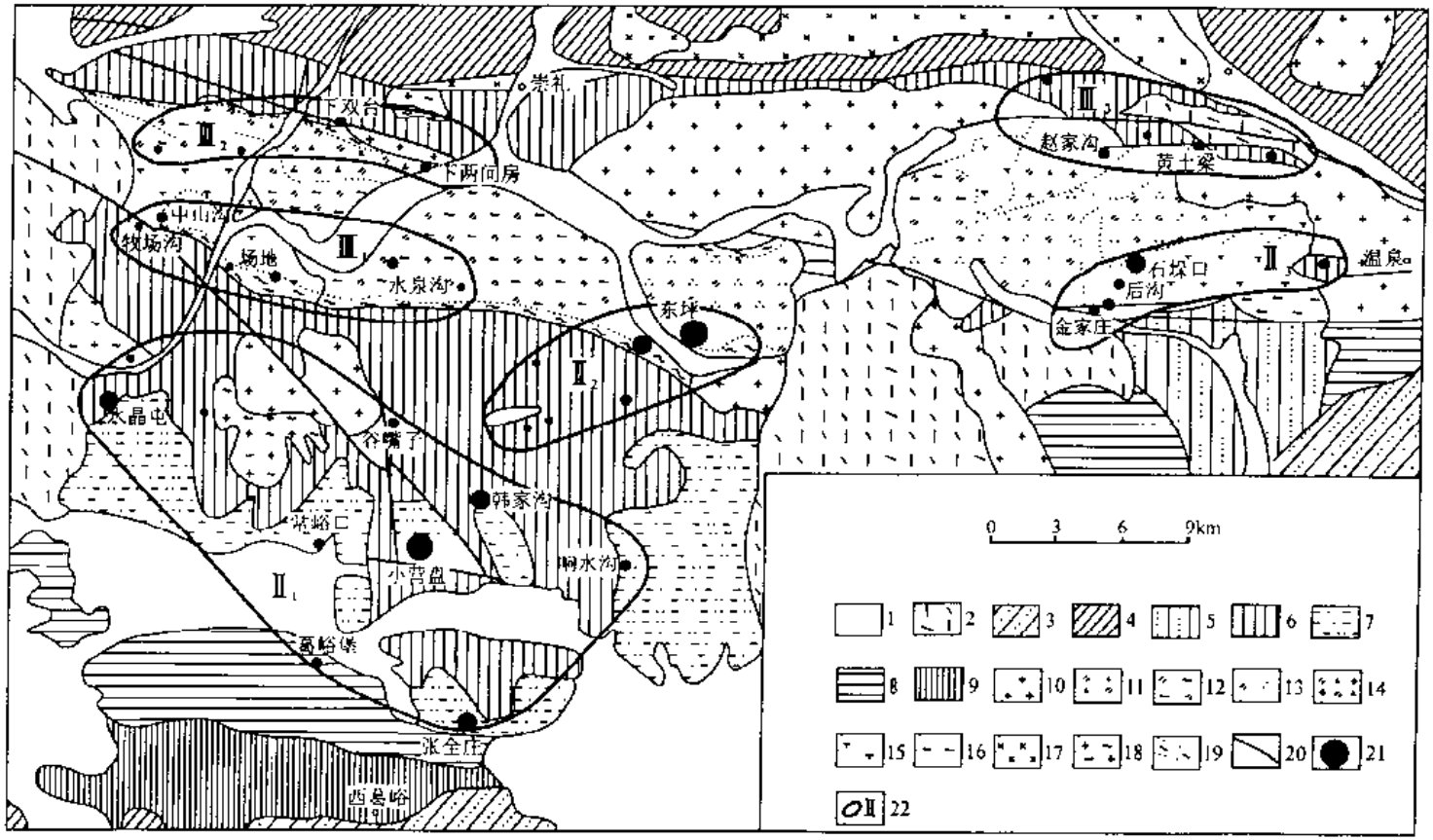


图 3-1　崇礼—宣化—赤城地区金矿地质略图

Fig.3-1　Sketch map of the gold deposits in Chongli-Xuanhua-Chicheng area, Hebei

（据河北三队，1992 资料修改）

1—第四系；2—侏罗系；3—长城系；4—古元古界红旗营子群；5—太古宇桑干群艾家沟组；6—涧沟河组；7—化家营组；8—水地庄组；9—西葛峪组；10—燕山期花岗岩；11—华力西期（下同）角闪二长岩；12—辉石角闪二长岩；13—石英二长岩；14—角闪二长花岗岩；15—正长岩；16—元古宙辉石岩；17—元古宙花岗片麻岩；18—太古宙花岗片麻岩；19—二长岩体边缘混合岩化带；20—断裂带；21—小到大型金矿床；22—预测区与编号

和重新排列，使 Au 得以初步富集。但是由于温度压力太高，不容易形成变质热液和热液运移沉淀的场所，因此难以形成工业金矿床。大多是一般意义的小矿床或矿点，为初生型金矿，称之为大营盘式金矿床。

2. 晚古生代—中生代同构造韧—脆性剪切作用衍生金矿床——小营盘式

由于本区晚古生代—中生代东西—北西西向构造强于北东向构造，且岩体也大多呈东西—北西西向分布，因此本区的动力学系统主要来自西伯利亚板块与华北板块南北向俯冲碰撞，形成由北向南的俯冲挤压和由南向北的逆冲推覆构造体系。本区处于仰冲板块一侧，其上由南向北叠瓦式的逆冲推覆作用使本区老变质基底岩系大面积出露，并且在尚义—赤城深大断裂附近发育东西向—北西西向次级推覆体构造和夹于其中的紧闭倒转褶皱。这种推覆体构造根据不同的形成深度可分为韧性—韧脆性—脆性剪切破碎带。目前已鉴定出尚义—崇礼—赤城韧性剪切变质带和次级的青边口—小营盘韧脆性剪切构造带。金矿床基本上产于这两个剪切带控制的范围内。

与小营盘金矿床类似的矿床还有中山沟、后沟、水晶屯、韩家沟、席麻湾、黑土沟等矿床（点）。这类矿床主要有以下特征：

①矿床产于青边口—小营盘韧性剪切带的中太古代老变质岩系中；②矿脉严格受限于糜棱岩构造岩石中，蚀变强烈；③小营盘金矿床 30 余条含金石英脉组成 NE46°的主脉带，倾向 SE，倾角 4°，延深 3700mm，全部位于花家营组与涧沟河组接合部土，且较老层序的花家营组位于较新层序的涧沟河组之上。银剑钊认为石英脉侵位的构造面是在两岩组接合部的逆冲推覆剪切面（图 3-2）。我们认为除逆冲推覆外，还因花家营与涧沟河两岩组岩石韧度不同而出现不谐调褶皱，并形成平缓延展的大面积容矿空间。区域上张宣地区含金石英脉产状有 NNW、NNE、NW、NE、EW、NEE。从构造力学进行分析，NNW 和 NNE 代表了本区南北向主压应力的张性结构面；NEE 和 EW 向代表了压性结构面，NE 和 NW 代表了共轭剪切结构面。其中张性结构面和剪切构造面是本区的主要金矿构造。小营盘 NE 向主矿脉是在南北向压应力作用下的不谐调褶皱的剪切断裂空间充填产物，与

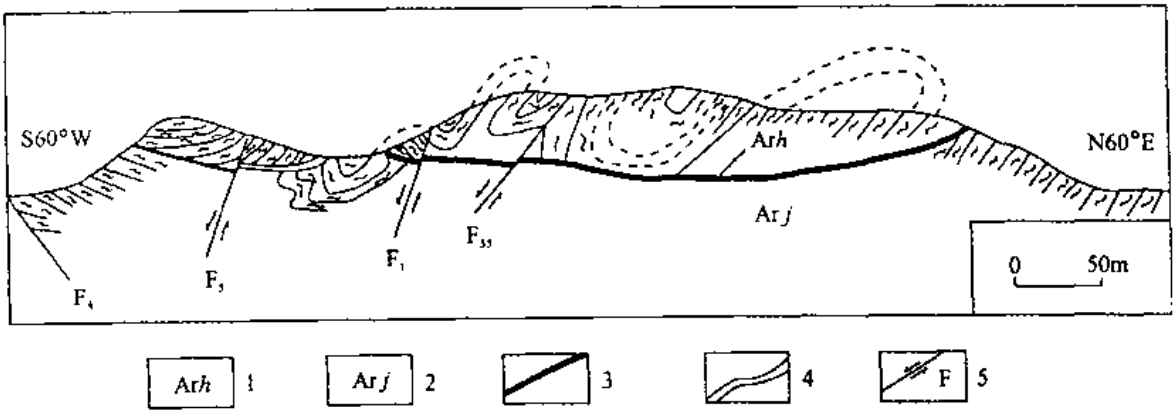


图 3-2　小营盘金矿主赋矿构造产状及其与上、下盘岩系关系剖面图

Fig. 3-2　Section of the Xiaoyingpan gold deposit showing the ore-hosted structure and its relations to hang and foot walls

（据河北地质三队，1986 年资料修改）

1—桑干群花家营组变质岩系；2—桑干群涧沟河组变质岩系；3—含金石英脉；4—蚀变岩；5—断层

之共轭的 NW 向矿脉在其他矿区出露或者在其南北向主脉上呈 NW 向分枝脉。

综上所述，小营盘是具有特征的变质热液充填交代的石英大脉型金矿床。它主要受强烈同韧性剪切变质作用和不谐调褶皱容矿空间带控制。在晚古生代—中生代期间尚义—崇礼—赤城深断裂受南北向板块碰撞挤压的影响，产生由浅至深部的脆性—韧脆性—韧性变形变质作用。深部的高温高压糜棱岩化变质作用，使新太古代的初生矿源层和衍生的初生型矿床重遭破坏，形成新的变质含金热液沿断裂带上升至强烈同韧脆性—脆性破碎带，即沿青边口—小营盘韧脆性剪切带上升，在北东向推覆体形成的不谐调褶皱破裂容矿空间充填形成大型金矿床。

3. 中生代“行、列、汇”构造岩浆作用衍生金矿床——张全庄式

这里所指的“行”包含东西向或北西向构造，“列”是指北东向构造，“汇”是指同一组构造交汇处控制衍生矿床形成的构造-岩浆系统。银剑钊（1995）指出的张宣地区矿床分布的网格状等距离性与我们提出的“行、列、汇”构造成矿体系概念上是一致的（图 3-3）。所不同的是我们视这种网格为东西古亚洲构造系与北东向滨太平洋构造系的复合构造体系和交汇点上产生的中生代（包括印支期）重熔花岗岩体及与其有关的衍生金矿床。根据我们进行的张全庄金矿含矿石英脉包裹体流体 Rb-Sr 等时线测年为 211Ma ± 20Ma 从成矿年代鉴证张全庄式金矿从印支期即开始衍生了。

张全庄型金矿床具有较清晰的岩浆热液特征，并且含矿石英脉密切与闪长玢岩或石英斑岩脉伴生，这可能是岩浆作用于上述新太古代初生矿源层和再生矿床（大营盘）（小营盘）发生衍生作用的结果，是两个构造体系交汇处深部熔融生成花岗岩浆在浅部侵位（隐伏岩体）后分离出的岩浆热液。这种热液与大气降水和变质热液混合，并萃取矿源物质充填在裂隙中形成金矿床。

4. 晚古生代—中生代构造-岩浆碱交代作用衍生金矿床——东坪式

本区变质核杂岩中包含碱性杂岩、交代型花岗岩、交代型混合岩等（图 3-1）。它们是变质基底在不同性质流体作用下的产物，大多分布在深大断裂和韧性剪切带中或者其附近。表明流体是沿这些构造薄弱带运移和发生交代作用的。流体的碱交代作用形成碱性杂岩体或钾质脉状（条带）混合岩；进一步交代和受构造作用也可形成同熔型花岗岩。水泉沟碱性杂岩体即是这些作用在韧性剪切带深部塑性程度较高的岩石中发生的，形成了面积达 240km^2 的碱性杂岩体。在其以南地区变质岩层中混合脉体（花岗质岩脉、混合伟晶岩脉、正长岩脉、钾长石英脉）和二长岩小岩株多认为是碱交代作用和同源异相和异地地质体。❶

东坪金矿是本区最大的金矿床，与之同类型的金矿床还有西坪、中山沟、下双台、赵家沟、后沟、北沟、黄土梁等中小型金矿床。它们都产于水泉沟杂岩体内接触带边缘或岩体中。矿床的直接围岩为各种类型碱性岩，没有明显专属性。金矿可分为两种类型，一种为含金石英脉型；一种为细脉浸染状（或无脉）钾化、硅化蚀变岩型。后沟、北沟、黄土梁等属于后一种类型。

东坪金矿产于水泉沟岩体中部南接触带内。矿体围岩为二长岩、石英二长岩和霓辉二长岩。岩体中有四组容矿构造：①NNE 向（0～20°）张扭性断裂；②NE—NEE 向（35°

❶ 河北地质三队，张家口地区水泉沟—大南山二长杂岩体特征、金矿成矿作用及找矿方向，1992.

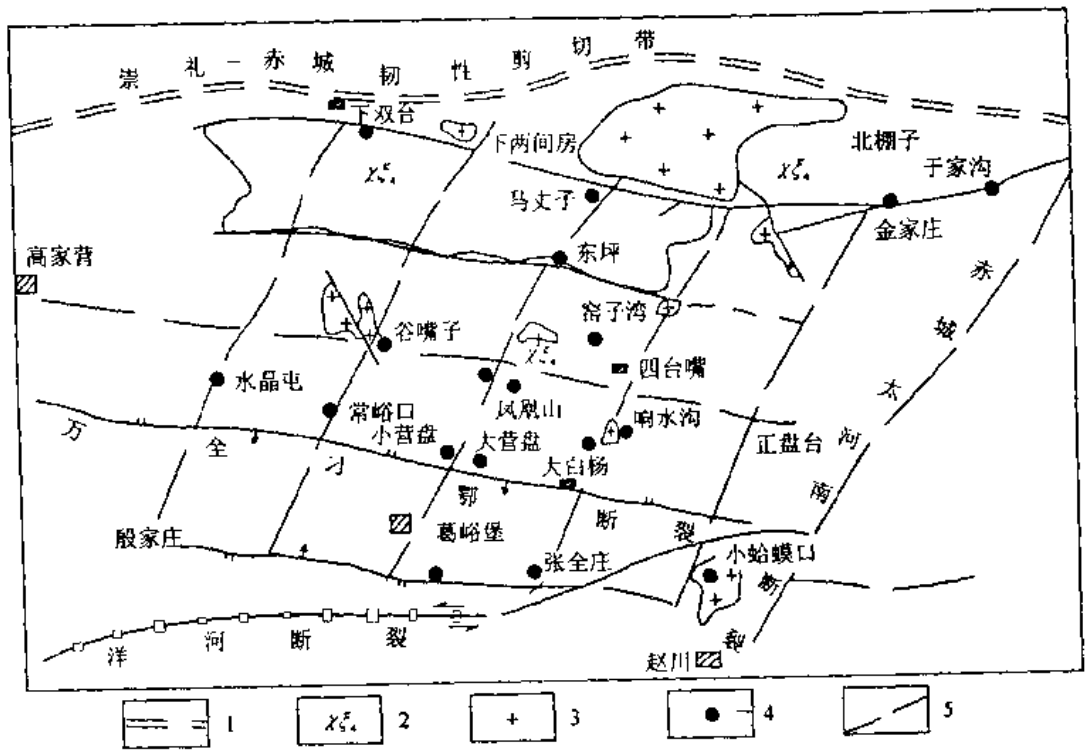


图 3-3　张宣地区金矿床（点）的网格状等距性分布简图

Fig. 3-3　Geological map of gold deposits (occurrences) showing their isochore-grid-distribution regulations

（据冶金一勘局综合大队 1987、河北地质三队 1991 等资料修编）

1—韧性剪切带；2—碱性杂岩体；3—燕山期花岗岩；4—金矿床（点）；5—断裂构造

～60°）右侧边幕式压扭性断裂；③NW 向（310°～340°）右侧边幕式压扭性断裂；④EW 向断裂。其中①和③组合成追踪式张扭性断裂带，是矿区主含矿构造。含金石英脉沿这两组断裂充填成矿。武警黄金指挥部根据上述四种断裂组合，认为 NE 和 NW 是一组共轭剪切断裂，它们的主压应力来自近南北方向，并产生近南北向张性构造面，成为东坪式金矿的主含矿构造。与此同时，在 E-W 方向上的主压扭性结构面上将会出现含金矿物的溶解导出，故一般不含矿。主要的围岩蚀变为钾长石化、硅化、绢云母化、碳酸盐化等，产于石英脉两侧。东坪型金矿床硫同位素组成 $\delta^{34}S$，16.30‰～5.50‰，平均－8.9‰，与小营盘较相近，缺乏明显的塔式效应并与具幔源特征的变质岩硫同位素发生偏离，暗示硫源可能主要来自老变质岩系，与老变质岩系的改造有关。矿床硫同位素的分散状态同时也暗示了还有其他成因硫源加入（幔源硫、沉积硫等）。东坪含金石英脉 $\delta^{18}O$，9.4‰，变质岩 $\delta^{18}O$，9.01‰，碱性岩 $\delta^{18}O$，4.2‰～7.6‰，平均 6.09‰。总的来看，各类岩石 $\delta^{18}O$ 组成比较接近，说明它们有一定的成因联系。但是与小营盘石英脉相比，东坪金矿 $\delta^{18}O$ 降低了 4.44‰，同样碱性岩比变质岩 $\delta^{18}O$ 也低了近 3‰。东坪金矿与小营盘金矿、张全庄金矿、变质岩、碱性杂岩等比较 $\delta^{18}O$ 都发生了分离，显然是有其他成因氧同位素混入。

总之，本区晚古生代—中生代的主要地质事件是南北板块的俯冲碰撞和太平洋板块的北西向斜插俯冲，在南北碰撞的仰冲岩片一侧和俯冲带的上盘的主要构造形迹为东西向和

北西西向褶皱断裂构造，形成行—列—汇网格和以东西向为主的太古宙老基底隆起及中生代断陷盆地，后者形成伸展构造体系和变质核杂岩体。在变质核杂岩中由于南北向主压应力作用，使基底断裂系复活，形成以叠瓦状逆冲推覆为主要特征的韧—脆性剪切带和倒转紧闭褶皱。“行、列、汇”构造衍生的重熔花岗岩浆热液型金矿床以张全庄金矿为代表，产于可能的隐伏岩体上部变质围岩中。晚古生代—中生代同构造韧—脆性剪切变质岩型金矿床以小营盘金矿床为代表，产于青边口—小营盘韧—脆性剪切带中，以主矿脉充填于推覆构造剪切面石英脉型金矿为主要特征。变质核杂岩体中与碱交代—混合岩化有关的碱性杂岩体热液金矿床以东坪金矿床为代表，主要产于水泉沟碱性杂岩体边缘和岩体中，以近南北向石英脉型和碱交代蚀变岩型矿体为主要特征。

（二）衍生金矿床成矿轨迹

根据控矿构造和金矿床的演化顺序，本区金矿床可划分出两个时间演化序列和两类衍生矿床组合：

1. 大营盘—小营盘—张全庄衍生金矿组合主要特征：

（1）潜在初生矿源层：中太古代涧沟河组；

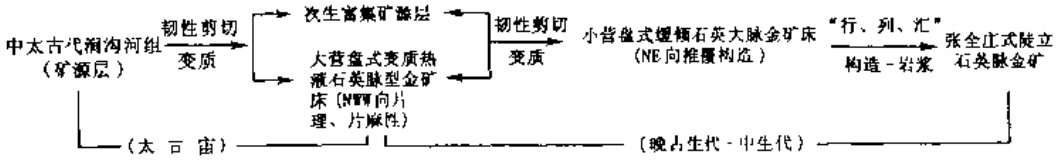
（2）次生富集矿源层：太古宙尚义—崇礼—赤城韧性剪切带＋场地—谷咀子—韩家沟韧性剪切带；

（3）太古宙衍生矿床：大营盘小型金矿床。含金石英脉顺片理、片麻理方向充填；

（4）晚古生代—中生代衍生矿床、小营盘大型金矿床，含矿石英脉顺北东向次级推覆构造形成同不谐调褶皱容矿空间而充填；

（5）中生代印支期衍生矿床：张全庄中、小型金矿床构造岩浆脉岩热液萃取大营盘、小营盘金矿物源衍生含金陡立石英脉沿北西向构造断裂充填。

（6）衍生轨迹：



2. 大营盘—东坪式衍生金矿组合

主要特征：

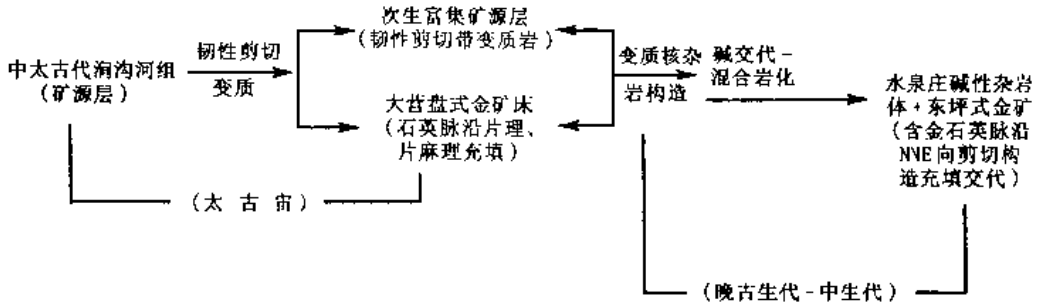
（1）潜在矿源层：中太古代涧沟河组；

（2）次生富集矿源层：尚义—崇礼—赤城韧性剪切带＋场地—谷咀子—韩家沟韧性剪切带；

（3）太古宙衍生矿床：大营盘式金矿床；

（4）晚古生代—中生代衍生金矿床：东坪式大型金矿床：变质核杂岩构造控制下的碱交代—混合岩成因的碱质杂岩体热液金矿床，含金石英脉沿北北东和北西向剪切构造充填交代；

（5）衍生轨迹



（三）衍生矿床成矿轨迹追踪预测

1. 远景预测区划分

东西向的尚义—崇礼—赤城深大断裂、中太古代含金变质基底的大面积出露、多期次构造岩浆活动，以及大量金矿床（点）的陆续发现，都表明了张宣金矿集中区具有寻找大型—超大型金矿床的环境和条件。根据前述衍生金矿床的特征及已知矿床（点）的分布特点可大致以水泉沟—大南山岩体南缘（含南缘）为界将本区分为北矿床（点）分布区和南矿床（点）分布区（图 3-1）。北矿床分布区目前只发现部分矿点或小矿床，虽然也有涧沟河组分布，矿化产于崇礼—赤城韧性剪切带内和水泉沟东岩体北部。

根据衍生成矿观点，虽然大营盘式—小营盘式—张全庄式—东坪式具有不同的成矿方式，但是它们都来自同一母体，它们应该被看成是来自同一母体的“母子矿床”或“姊妹矿床”。因此在划分预测远景区时不应把它们割裂开来，应将它们视为一个家族。从这一认识出发，在一个地区如果同时出现这几种类型矿床，表明在这个地区金的地球化学背景高，成矿方式复杂多样，来自深部的含金热液流体十分丰富，它们组成了一个金矿床大家族，其中已有 2 个以上大型金矿床，那么有可能在它们中变异生成大—超大型矿床成员。我们将这种地区标定为Ⅰ级远景成矿预测区，上述南矿床（点）分布区即是Ⅰ级成矿预测区（图 3-1）。如果一个地区同时出现 2～3 种成因类型矿床，而且其中有一个以上大—中型矿床，可标定为Ⅱ级成矿远景预测区，Ⅱ级区可看成是Ⅰ级大家庭中的分枝家庭成员。具体有张全庄—小营盘—水晶屯；东坪；金家庄—后沟—温泉沟三个Ⅱ级远景成矿预测区。只出现一种矿床类型的矿点或小型矿床地区被标定为Ⅲ级远景成矿区，如水泉沟—中山沟、下双台—下两间房、赵家沟—黄土梁等。

2. 主要Ⅱ级远景预测区评价

（1）张全庄—小营盘—水晶屯远景预测（$Ⅱ_1$）

该远景预测区含有大营盘式、张全庄式和小营盘式三种矿床类型，现已评价出一个大型矿床三个中型矿床和其他小型矿床及矿点，沿北西向场地—谷咀子—韩家沟韧性剪切带分布。该区有大面积涧沟河组分布，有两次韧性剪切带叠加，是寻找小营盘式金矿的理想场所。建议加强水晶屯和响水沟两地区的找矿评价工作。

（2）东坪远景预测区（$Ⅱ_2$）

该预测区有东坪式和小营盘式两种金矿床分别产于水泉沟碱性杂岩体内外接触带附近，围岩为碱性正长岩混合带、涧沟河组基性变质岩。现已评价出东坪、西坪—大—中碱性岩型矿床及其他小型矿床（点）。重点应放在水泉沟外接触带涧沟河组。一是查明这些

矿床的成因，二是查明与东坪式金矿有无成因联系，以便解决东坪金矿与小营盘金矿的关系这样一个长期争论的问题。

（3）金家庄—后沟—温泉沟远景预测区（Ⅱ_3）

该预测区有东坪式、张全庄式（金家庄）和小营盘（温泉）式金矿。已查明一个中型矿床和5个小型矿床（点）。围岩大多为碱性正长岩及其混合岩带，以及洞沟河组基性变质岩（温泉矿点），预测区位于水泉沟—大南山碱性岩体东南转折部位，崇礼—赤城韧性剪切带南边缘附近，北东东、北西和南北向断裂（或隐伏断裂）发育，并有燕山期温泉花岗岩体侵入，成矿环境和条件良好，特别是水泉沟—大南山岩体东西两侧转折端矿体和矿化体分布东侧强于西侧。如果将北边和赵家沟—黄土梁Ⅲ级（Ⅲ_3）预测区联合起来考察，该预测区是很有希望的东坪式金矿找矿靶区。

以上三个Ⅱ级预测区中，目前看来最有希望的是Ⅱ_1和Ⅱ_3两个预测区，因此张宣金矿集中区大型—超大型金矿床的寻找和勘探战略为：东在水泉沟—大南山碱性杂岩体东端寻找东坪为主的金矿床；西在水泉沟岩体外接触带沿场地—谷咀子—韩家沟断裂寻找小营盘式和张全庄式金矿床。

根据上述预测目标方法、准则和标志，对小营盘—张全庄—响水沟地区进行了具体预测。预测工作是与地矿部物化探研究所气测组对张全庄金矿开展远景勘查评价工作同时进行的[1]。同时，也结合小营盘金矿矿山召开的扩大矿区外围找矿会议进行综合评价的。

小营盘—张全庄—响水沟金矿是一组由太古宙矿源地体（层），通过区域构造应力作用，使不同韧性度矿源建造产生同不协调褶皱剪切构造作用衍生成矿物质进入不协调构造的容矿空间，而形成缓倾斜石英大脉型金矿（小营盘、大白阳）和在中生代（印支期）“行、列、汇”构造岩浆作用下，受一定构造方向控制的岩墙衍生石英大脉金矿而形成陡立石英脉型金矿（张全庄、响水沟）的衍生成矿组合，根据这一组合的主要特征和衍生轨迹，对张全庄金矿进行了汞气测量（图3-4）。

张全庄金矿为与中酸性岩墙密切伴生的陡立产出的石英脉金矿。它是受“行-列-汇”构造的以“汇”为中心，沿“行”或“列”构造交叉的一个延展方向而形成的“构造-岩墙-矿脉”组合体。组合体的断裂构造出现，岩墙必现；岩墙出现，矿脉、矿化或蚀变出现。断裂构造是岩墙衍生作用的通道，岩墙是衍生成矿的主体，矿脉—矿化—蚀变是成矿不同的显示。因而，首先利用汞气测量探查区内“构造-岩墙-矿脉”组合体中的隐蔽构造分布，进而追寻岩墙-矿脉。探查结果，发现在矿区内出现有规律分布的汞气异常。它们平行于以NW—SE方向发育为行的“行-列-汇”矿区主矿脉。该平行汞气异常（图3-5），可能为与主矿脉平行的隐伏矿脉。

进一步利用激发极化和可控源音频大地电磁测深测量，发现25～27测线具有较好激化率异常，并可与主矿脉异常相对应，在19～20线，于860～700m标高之间具有明显电阻率变化且有CSAMTIP异常，可能反映了有利矿化深度。据此，我们进一步预测张全庄金矿主矿脉的上盘可能赋存有一平行主矿脉的新的隐伏矿脉，并建议矿山利用开采巷道，在19线750m标高的水平穿脉进行探查，探查结果未发现平行陡矿脉，但出现缓倾斜断裂构造和岩墙，说明深部已经显示了衍生构造路径和岩墙的衍生作用。但陡矿脉可能还应

[1] 地矿部物化探研究所“河北宣化张全庄金矿q11-12矿脉上盘断裂”构造追踪及其含矿性评价.

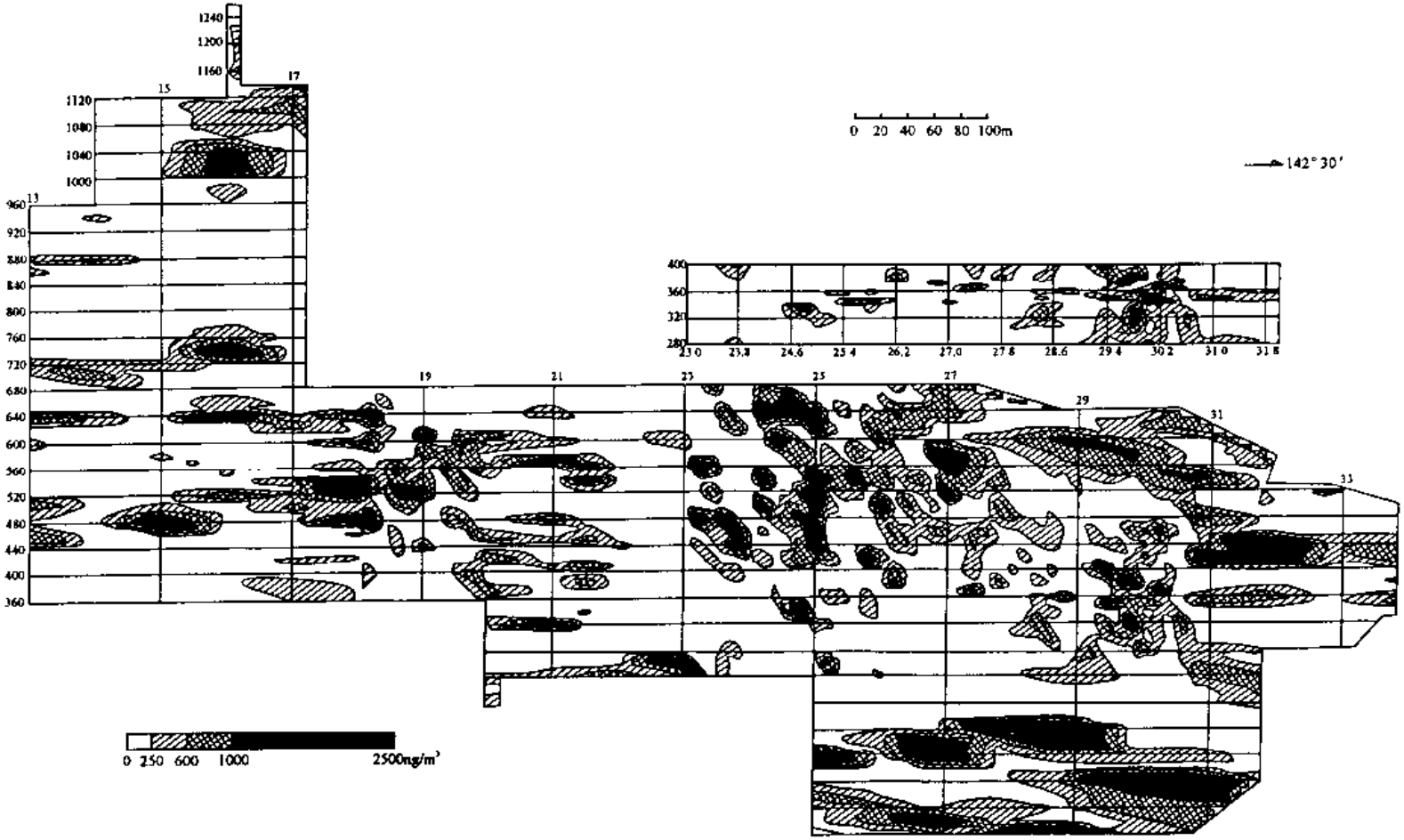


图 3-4　张全庄金矿汞气异常及推测断裂构造图

Fig. 3-4　The mercury anomaly and inferred faults in Zhangquanzhuang gold deposit

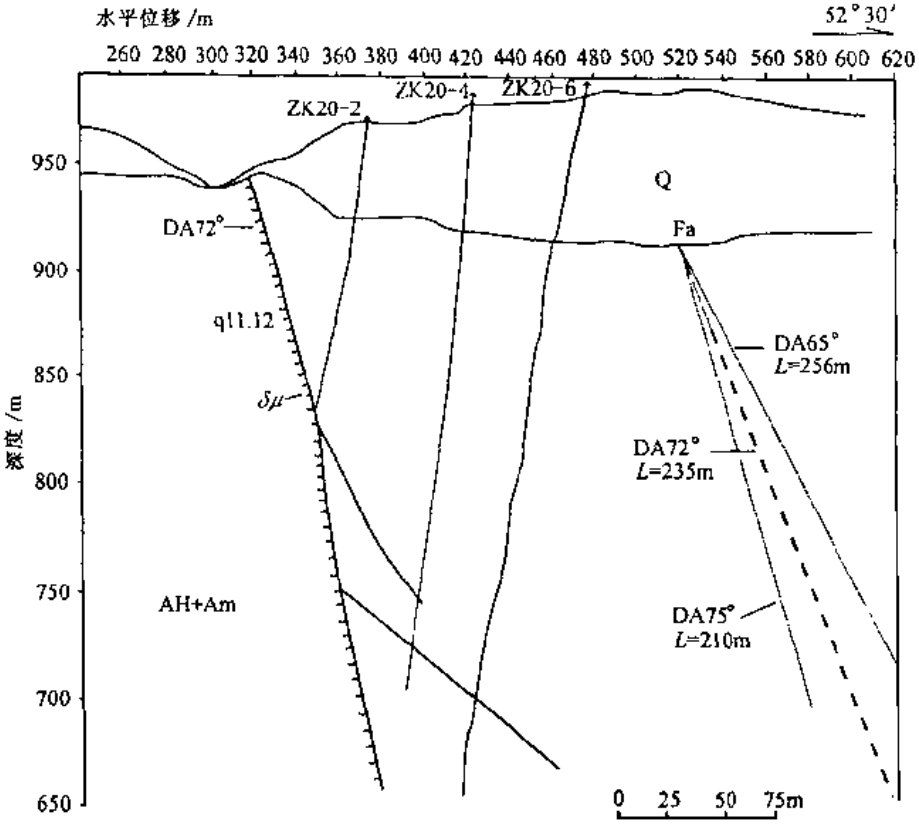


图 3-5　20 线勘探剖面及推断断裂构造

Fig.3-5　Profile of the No.20 line and inferred faults

DA—倾角；Q—第四系；AH+Am—混合岩及片麻岩；L—距 q11.12（750m 标高）水平平距；q11.12—陡立和缓矿脉；δμ—闪长玢岩墙；Fa—推断断裂及可能矿脉

产出在 750m 标高以上部位。750m 标高及其以下部位应赋存有缓倾斜型矿脉。近期，在小营盘金矿矿区呈东西向切割含金石英脉的 F_{12}断层以南进行深部找矿工作的激发极化测量结果，发现大面积缓倾斜激化率异常（邱小平，1999），说明小营盘矿体在深部向南延展，有可能达到离小营盘不到 10km 的张全庄地区（图 3-3）。因此，预测张全庄深部向北延有可能赋存缓倾斜的小营盘式石英大脉金矿。

另外，在小营盘石英大脉金矿（断坳地段）之东 5～10km 等距再现的大白阳（图 3-3，图 3-6）大脉金矿（断隆地段）是和小营盘金矿完全相当的矿脉，仅因产出断隆部位，规模不大。从此再向北东延 5km 左右见有响水沟陡立的衍生石英脉金矿。该金矿下部发育有涧沟河组含金建造，并应与花家营组形成不协调褶皱的最佳容矿空间。该区产出的构造位置相当于由小营盘向东每隔 5～10km 等距再现的断坳。而响水沟已见陡倾斜衍生矿脉，据此导向预测其深部可能赋存超大型小营盘石英大脉型隐伏金矿是可能的（图 3-6）。

二、冀东金矿矿集区与预测评价

冀东地区位于河北省东部，西起京津，东临渤海，东北与辽宁省相接。在地理上包括总体呈东西向延伸的燕山山脉东段及毗邻的山前平原地带。本文所提的“冀东地区”是指

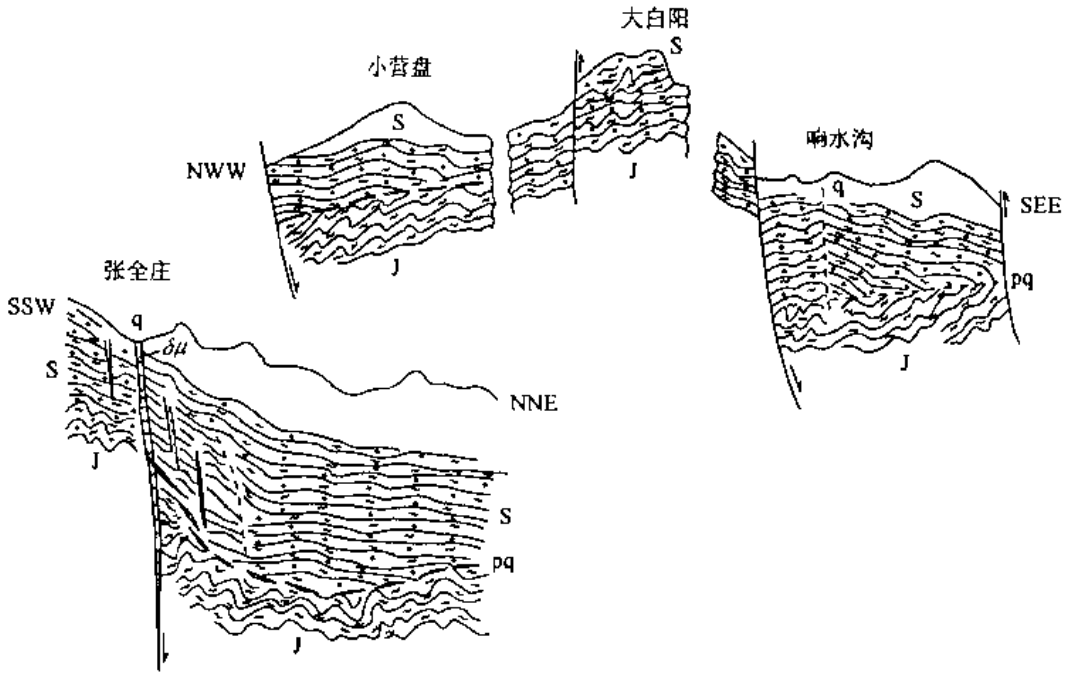


图 3-6　小营盘—大白阳-响水沟—张全庄矿田预测图

Fig. 3-6　Prognostic map of the Xiaoyingpan-Dabaiyang-Xiangshuigou ore field

S—水地庄组；J—洵沟河组；$\delta\mu$—岩墙；q—已知矿脉；pq—预测矿脉

东经 117°00′～119°00′、北纬 39°40′～40°40′所围限的区域，面积约 1.8 万 km^2（图 3-7）。

冀东地区在大地构造区划上隶属于中朝准地台燕山台褶带，是三级大地构造单元——马兰峪复式背斜的主体展布区域。该复式背斜为一个近东西向的宽缓式复背斜构造，四周为断裂所截。其核部主要由下前寒武系变质杂岩组成，两翼依次为中—新元古界、古生界及中生界，在北翼（及南翼局部）发育有以中侏罗统为核部的次级向斜。该复式背斜构造的形成是跨代的多期产物，但其整体褶皱时代应在侏罗纪末。

本区是前寒武纪构造成矿域、古亚洲构造成矿域、滨太平洋构造成矿域的交汇、叠置地区。区域构造以近东西向构造带与北东、北北东向构造带的叠加、交切所形成的“棋盘格子式”构造格局为基本特征。特别是在表壳形成的“行-列-汇”控矿模式，在本区具有十分重要意义（裴荣富，1997）。

区内太古宙变质杂岩在元古宙—显生宙发生的多次韧性、韧-脆性剪切作用，造成了金的多次预富集。韧性剪切带、韧-脆性剪切带、构造片理化带的重合、叠加部位和复式剪切带的共轭剪切扩容带是成矿的有利空间。

（一）含金建造

冀东原生金矿床的层控特征比较明显，它们的形成和分布与原划迁西群上亚群有关，后者主要由变质深成岩（花岗片麻岩）和表壳岩（变质火山-沉积岩）组成，两者的比例大致为 4:1。对不足 25% 的经历多期变质变形作用的表壳岩可统称为迁西表壳岩，它可以主要地划分为两个岩石建造，即下部的铁镁质—长英质硅酸盐建造（称金厂峪—马兰峪建造）和上部的硅铁建造（称龙湾建造），前者是本区主要的含金建造。

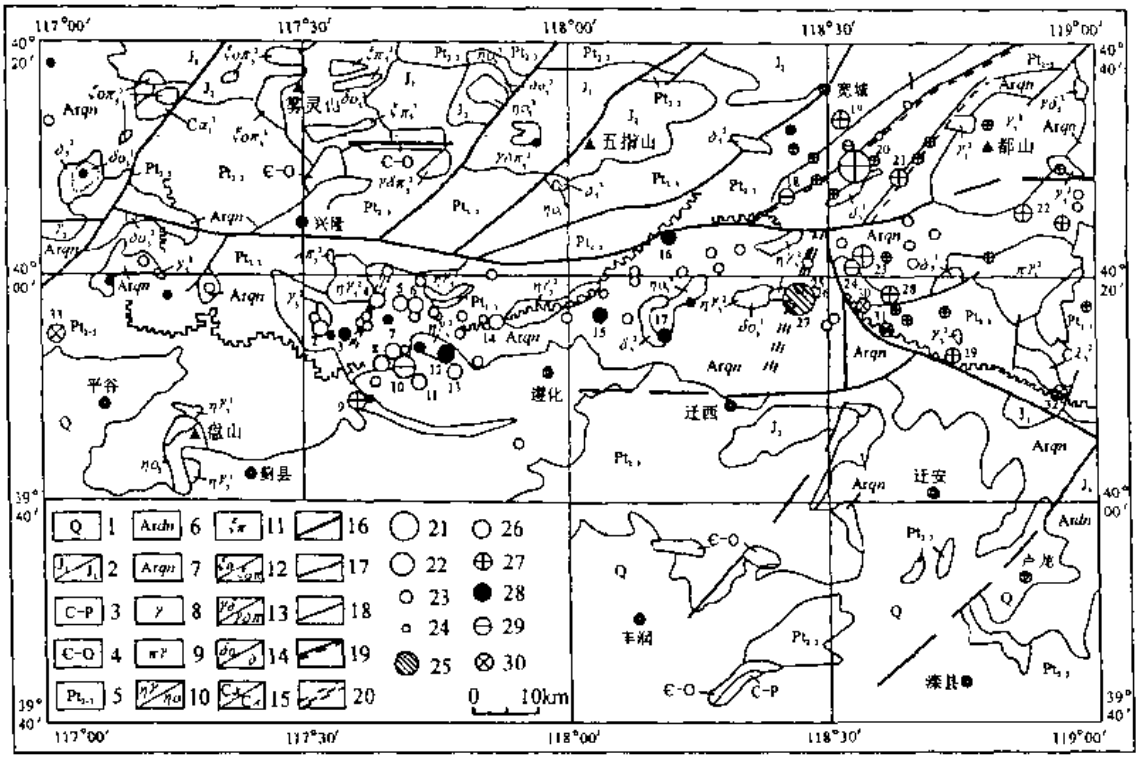


图 3-7 冀东地区金矿地质图

Fig.3-7 Geological map of gold deposits in eastern Hebei

(据梅燕雄，1997)

1—第四系；2—上侏罗统、中侏罗统；3—石炭二叠系；4—寒武奥陶系；5—中新元古界；6—太古宇单塔子群；7—太古宇迁西群；8—花岗岩；9—斑状花岗岩；10—二长花岗岩、石英二长岩；11—正长斑岩；12—石英正长岩、石英正长斑岩；13—花岗闪长岩、花岗闪长斑岩；14—石英闪长岩、闪长岩；15—次流纹岩、次安山岩；16—深大断裂；17—大断裂；18—一般断裂；19—韧性断裂；20—韧性剪切构造带；21—大型矿床；22—中型矿床；23—小型矿床；24—矿点；25—金厂峪式金矿；26—倒流水式金矿；27—峪耳崖式金矿；28—茅山式金矿；29—马兰峪式金矿；30—长城式金矿

矿床编号及名称：1—杨家洼；2—蚂蚁沟；3—水泉沟；4—偏道沟；5—倒流水；6—大北沟；7—橡树台；8—二道洞；9—黄花山；10—马兰峪；11—赵家沟；12—茅山；13—三义；14—八岔沟；15—片石峪；16—岔沟；17—高家店；18—唐杖子；19—长河；20—峪耳崖；21—三家湾子；22—响水沟；23—牛心山；24—西清河；25—黑石峪；26—金厂峪；27—桑家峪；28—大岔沟；29—东沟；30—大西峪；31—斧刃山；32—军屯；33—万庄

(二) 金矿床

1. 新太古代—中生代韧性剪切带及构造片理化带复合控制的石英复脉型金矿床——金厂峪式

金厂峪金矿田由金厂峪、桑家峪、黑石峪三个金矿床组成。矿田范围内主要出露太古宇迁西群斜长角闪岩、石榴斜长角闪岩、角闪斜长片麻岩、斜长片麻岩以及花岗质片麻岩等。区内未见大的岩浆侵入体，但各类脉岩较发育。其中，煌斑岩及安山玢岩的生成时间一般晚于（含金）石英脉及钠长石英脉，花岗斑岩、石英斑岩、闪长玢岩等脉岩则早。在

矿田以西 2km 和西北 7km 处分别分布有青山口、贾家山两个较大的中生代花岗岩类侵入体，与金矿有一定的成因联系。矿田构造主要为北北东向的金厂峪韧性剪切构造带，该构造带属于区域性的北北东向上营—洪门店韧性构造带中段的构造扩容带，由早期北北东向韧性剪切带及叠加其上的同向韧-脆性剪切带和更晚形成的构造片理化带组成，沿该构造带发育糜棱岩、片糜岩、碎裂岩、构造角砾岩、绿泥绢云片岩等。含金钠长石英脉及含金石英脉多沿构造带中的片理贯入，并受顺向及逆向斜列延深的韧-脆性剪切带相互交汇而形成的共轭剪切扩容带控制。

金厂峪金矿在新太古代末至古元古代可能已有初生型金矿化，但主要形成于青山口花岗岩侵位之后，也晚于中酸性脉岩。对前人获得的 2200Ma 的铅模式年龄进行异常铅多阶段模式计算，求出金矿化年龄为 133Ma（余昌涛等，1989）。热液蚀变绢云母的 K-Ar 法年龄为 197～169.8Ma；9 件钠长石英脉的裂变径迹法平均年龄为 97.2Ma。因此，该矿床成矿年龄为 197～97.2Ma，主要集中在 197～133Ma（燕山早期）。

综上所述，金厂峪式金矿床的演化特征可大致归纳如下：

金含量/10^{-9}	演化系统	同位素年龄/Ma
4510～14780	金厂峪金矿床	170～133
	↑	
4.7	青山口花岗岩	195～186
	↑	
748.3	构造片理化带	
	北北东向韧-脆性剪切带	506～197
	↑	
	近东西向韧性剪切带	2500～1800
	↑	
37.1	太古宙花岗岩	2497±34
31.0～51.9	含金建造	2900～2500

2. 中新元古代—中生代产于碳酸盐岩及碎裂岩中的微细浸染型金矿床——长城式

近年来，在青龙、宽城、迁西、迁安等县长城沿线的中元古界长城系、蓟县系碳酸盐岩及碎屑岩中陆续发现一批微细浸染型金矿床（点），部分学者称之为长城式金矿。该类型金矿属层控低温热液金矿，受断裂构造及层状碎裂角砾岩控制，与美国卡林型金矿有相似的地质特征。

长城式金矿虽具有层控矿床的某些特征，但对具体的地层层位及岩石类型并无严格限制。

初步研究认为，中新元古代碳酸盐岩和碎裂岩中的层间断裂破碎带是该类型金矿的储矿构造，矿化程度决定于角砾岩带的破碎程度和热液活动的强度，特别是后者往往决定了金矿体的存在与否。较强的氧化环境和有机质（碳）的大量存在亦是该类金矿成矿的重要控制因素。含矿热液作用在白云岩中形成碳酸盐岩脉，在碎裂岩中形成石英脉。黄铁矿和有机物是金的主要载体，褐铁矿化使载金体分解、金重新聚集。角砾岩中有大量糜棱岩碎块或角砾，说明成矿前岩石可能经历过一次韧性剪切作用。

3. 中生代主要受韧-脆性剪切构造带控制的石英脉型金矿——倒流水式

倒流水式金矿床是指产于太古宙变质杂岩中的石英脉型金矿床。金矿主要赋存在石英

脉中，部分赋存在含金石英脉邻近的蚀变岩中。本类金矿床（点）数量众多，分布广泛，以倒流水、偏道沟、马兰关、赵家沟等金矿床（点）为典型代表。

本类金矿明显地受构造控制。在西部的马兰峪一带（图 3-8），北北西向的马兰峪复式韧性剪切构造带是一个重要的含金构造带，晚期形成的数条北东、北北东向韧-脆性剪切构造带与之斜切叠加，两者的交汇部位及剪切扩容部位均成为金矿的重要容矿空间。更晚期（中生代）形成的北东、北北东向构造片理化带对金矿起直接的和主要的控制作用，当其与北北东向韧-脆性剪切构造带叠加时，对成矿尤其有利。具有重要经济价值的含金石英脉均赋存在斜长角闪岩的构造片理化带（绿泥绢云片岩）中。倒流水、偏道沟、马兰关、赵家沟、江湖峪等金矿床（点）均受这种复合构造控制。单纯受脆性断裂带控制的含金石英脉一般规模小、品位低，工业意义不大，但数量更多，分布更广泛。

根据作者对倒流水、偏道沟含金石英脉进行的测年分析，它们的石英流体包裹体 Rb-Sr 等时线年龄分别为 155.0Ma 和 161Ma（燕山早期）。考虑到它们分别靠近分水岭和王坪石岩体，形成年代方面的新老关系具有一致性，可见金矿的形成与花岗岩关系比较密切。

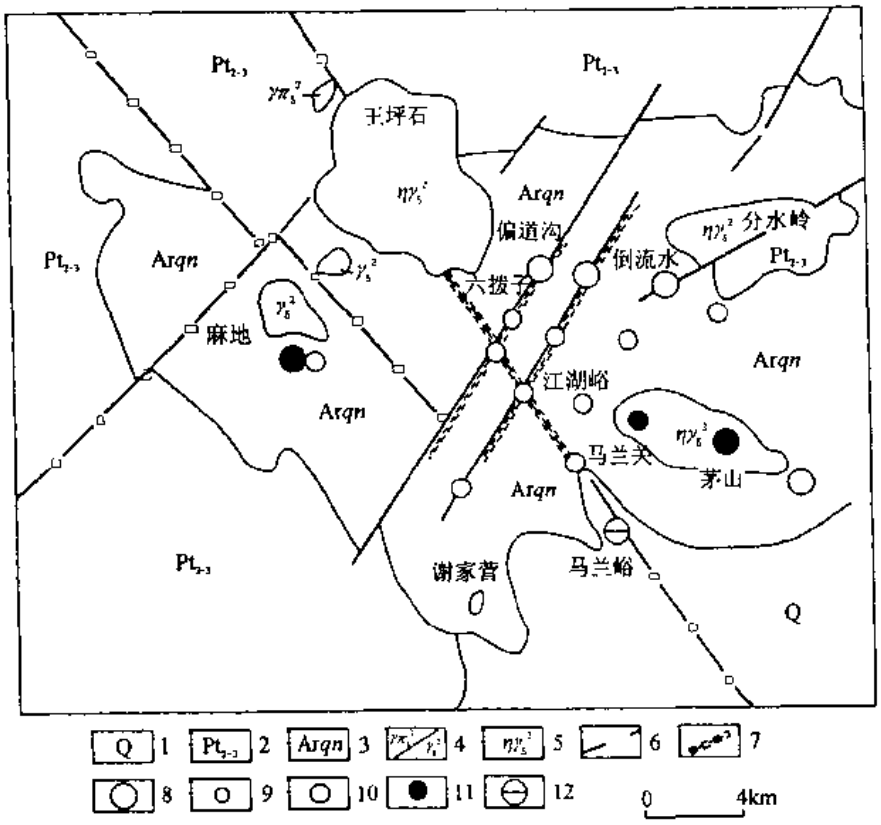


图 3-8　马兰峪一带金矿地质略图

Fig.3-8　Sketch map of gold deposits in Malanyu area

1—第四系；2—中新元古界；3—太古宙迁西群；4—燕山早期花岗（斑）岩；5—燕山早期二长花岗岩；6—断裂；7—韧性剪切构造带；8—金矿床；9—金矿点；10—金厂峪式金矿；11—茅山式金矿；12—砂金矿

倒流水式金矿床的演化特征可大致归纳如下：

金含量/10^{-9}	演化系统	同位素年龄/Ma
1560～26100	倒流水金矿床	155
	偏道沟金矿床	161.0
	↑	
	分水岭花岗岩	160～143.5
3.2～4.1	王坪石花岗岩	185～156
	↑	
748.3	构造片理化带	
	晚期韧-脆性剪切带（主要呈北东向）	265～214.9
	↑	
	早期韧性剪切带（主要呈北西向）	2500～1800
	↑	
37.1	太古宙花岗岩	2500±100
31.0～51.9	含金建造	2900～2500

4．中生代与重熔花岗岩类有关石英脉-斑岩复合型金矿床——峪耳崖式

峪耳崖式金矿是指产于中生代花岗岩类侵入体中及其与围岩接触带的石英脉—斑岩复合金矿床。本类金矿的累计探明储量约占全区金总储量的32.5%，是区内重要的金矿类型，主要分布在本区东北部，以峪耳崖、牛心山、唐杖子等金矿为典型代表。

本类金矿主要产于花岗岩类小侵入体的内部、接触带及其附近的围岩中，部分产于隐爆角砾岩或构造破碎带中。矿体呈脉状、不规则脉状、网脉状、透镜状及扁豆状等，它们在空间上成群出现，分段集中，构成不同的矿体群。含金岩体（或与金矿关系密切的岩体，下同）属燕山早期的产物，受近东西向和北北东向构造的复合控制，其围岩为太古宙迁西群斜长角闪岩及角闪斜长片麻岩、元古宙长城系白云岩及石英砂岩。含金岩体多为由灰白色花岗岩和肉红色花岗岩组成的复式岩体。

本类金矿的围岩蚀变发育。花岗岩中以硅化、黄铁矿化、绢云母化为主，局部构成绢英岩化（或黄铁绢英岩化）带，其次是萤石化、绿泥石化及高岭土化；与花岗斑岩等超浅成侵入岩有关的隐爆角砾岩中发育黄铁矿化、绢云母化、硅化、绿泥石化、碳酸盐化等蚀变；而岩体的外接触带围岩蚀变则以强烈的硅化为特征，其次是绢云母化、黄铁矿化、绿泥石化、绿帘石化、蛇纹石化、碳酸盐化及夕卡岩化、大理岩化等。金矿与硅化、黄铁矿化、绢云母化等蚀变的关系最为密切。

根据已有的同位素测年结果，峪耳崖式金矿的演化特征可大致归纳如下：

金含量/10^{-9}	演化系统	同位素年龄/Ma
21100～281200	峪耳崖金矿床	189.0～163.8
	牛心山金矿床	190.0～175.8
	↑	
70.1	峪耳崖花岗岩	207.6～187.3
	牛心山花岗岩	229.9～160.0
	↑	
35.1～3.8	韧性断裂杂岩（含金建造）、中新元古界碳酸盐岩及碎屑岩	>570

5. 中生代与重熔花岗岩类有关的蚀变岩型金矿床——茅山式

茅山式金矿是指于中生代花岗岩侵入体中的蚀变岩型金矿，以茅山、高家店等矿床为代表。

本类金矿的含金岩体为燕山期花岗岩类复式侵入体，其围岩为太古宙迁西群斜长角闪岩和角闪斜长片麻岩。茅山岩体主要由灰白色和肉红色中粗粒二长花岗岩组成，两者侵位时间相近但肉红色花岗岩略晚且蚀变更强烈，岩体边缘见有宽 5～20m 的浅灰色细粒黑云母二长花岗岩。

近矿围岩蚀变以硅化为主，以黄铁绢英岩为特征。在空间上，通常由矿体中心向外依次显示下列蚀变分带，即黄铁绢英岩化→绢英岩化→绢云母化→红化、碳酸盐化。金矿主要富集在黄铁绢英岩或黄铁绢英岩化花岗岩中。

根据已有的同位素测年资料，茅山式金矿床的演化特征可大致归纳如下：

金含量/10^{-9}	演化系统	同位素年龄/Ma
4870.0～16840.0	金矿床	135.9
	↑	
	断裂破碎带和蚀变岩	
	↑	
57.4	花岗岩	170～138
	↑	
35.1	太古宙变质杂岩（含金建造）	>2500

6. 新生代河流堆积物及残积物中的砂金矿床——马兰峪式

冀东地区砂金矿主要分布于山区向平原的过渡地带。砂金矿区常为腹地宽阔、两端狭窄的河床。在主流与支流汇合处下侧或河弯内侧，含矿性较好。在河水流向与岩层倾向相反，形成似刷状地形且岩石节理发育时，有利于砂金的富集成矿。砂金矿体呈层状、似层状、透镜状赋存于河谷漫滩及阶地的第四系冲-洪积及残积含土砂砾层中。砂金矿层一般下富上贫，主要富集于基岩风化带附近。风化带之下即应为原生金矿脉赋存部位，而砂矿属风化作用形成的衍生矿床。

本区砂金矿区的基岩及四周的围岩主要为太古宙变质杂岩，含金石英脉普遍发育，它们为砂金矿的形成提供了充足的物质来源，特别应根据衍生砂金的分布规律探寻初生型金矿。

（三）金矿成矿演化轨迹

冀东金矿的成矿演化序列和成矿轨迹可综合为图 3-9：

冀东地区所有金矿床，从因袭成矿的观点来看，都属于衍生矿床的范畴。但是，它们又有各自不同的特征，可以分为三个大类：

1. 衍生金矿床 A

A 类衍生金矿床的共同特征是：矿石类型以含金石英脉为主，含金蚀变岩次之，金厂峪—马兰峪含金建造是成矿的基本因素，它在新太古代末至古元古代初可能形成初始金矿

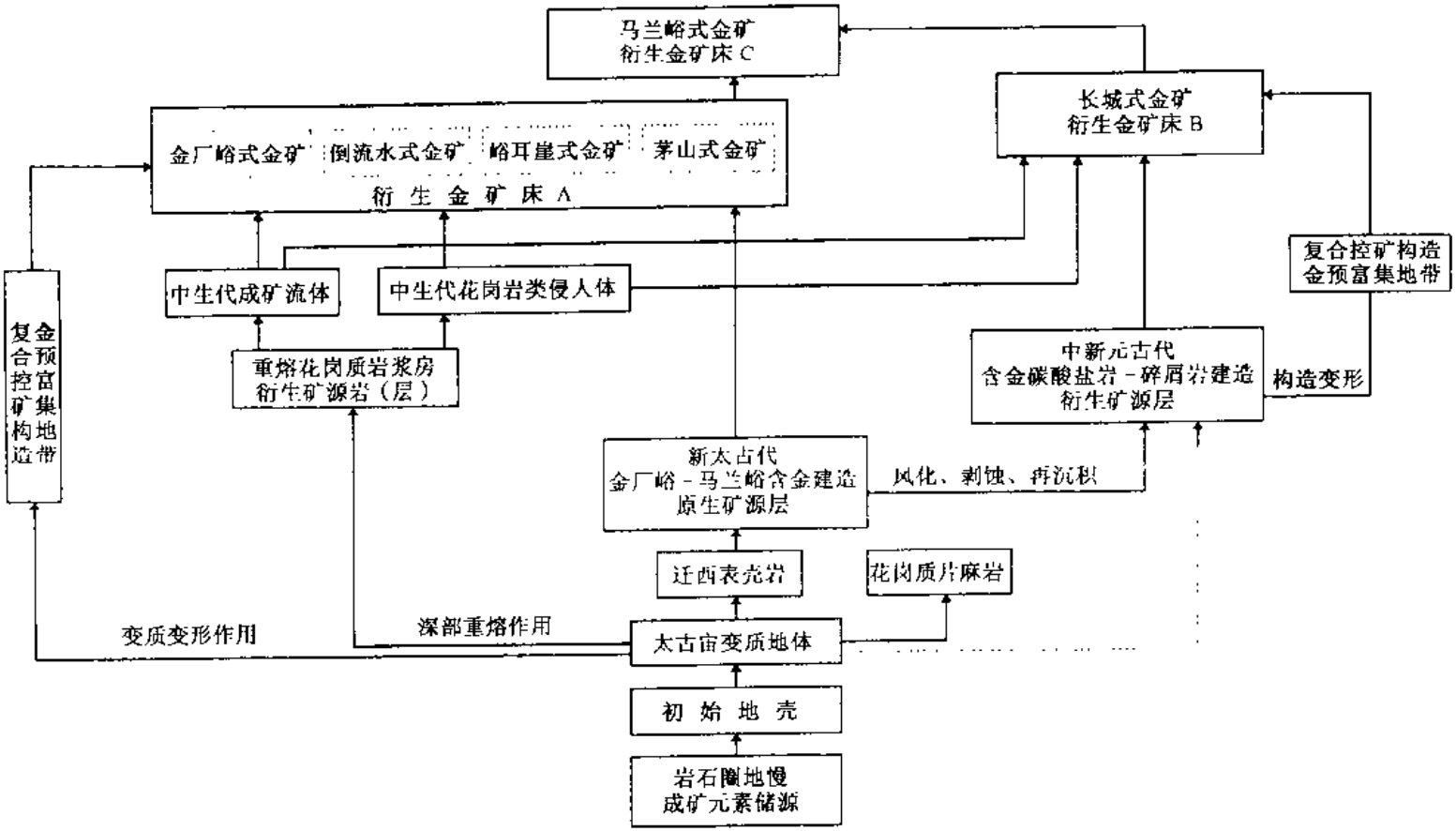


图 3-9　冀东地区金矿成矿演化轨迹

Fig.3-9　Metallogenic evolution path of gold deposits in eastern Hebei

化，但主要是在中生代大规模成矿作用中作为衍生金矿床的原生矿源层；大约在中生代早期发生的深部重熔作用形成的花岗质岩浆（房）是一种衍生矿源层，由其派生的同源中生代花岗岩类侵入体和成矿流体是金矿形成的两个重要因素；而不同时期形成的韧性剪切带、韧-脆性剪切带和构造片理化带组成的复合构造是金矿的主要控矿构造形式。

本类衍生矿床包括金厂峪式金矿、倒流水式金矿、峪耳崖式金矿和茅山式金矿等四种矿床形式，它们是由于成矿堆积环境的具体差异而产生的不同变异形式——一组相似而有着差异的矿床。

2. 衍生金矿床 B

长城式金矿是另一类衍生金矿床，其主要特征是：矿石类型主要为微细浸染型，部分为含金石英脉；成矿物质来源于衍生矿源层——中新元古代含金碳酸盐岩-碎屑岩建造，后者主要是太古宙变质地体及新太古代金厂峪—马兰峪含金建造经风化、剥蚀、再沉积形成的；控矿构造以脆性的断裂裂隙构造为主；中生代花岗岩类侵入岩和成矿流体仍然是金矿成矿的两个重要因素。

3. 衍生金矿床 C

马兰峪式金矿床，即产于河流堆积物及残坡积物中的砂金矿床，是新生代表生条件下形成的衍生金矿床。其成矿物质来源于前新生代含金地质体——太古宙变质地体及原生含金建造、元古宙次生含金建造、中生代花岗岩、原生金矿床（点）等。

综上所述，本区三类金矿床可归纳为两个成矿演化序列，即：太古宙变质地体及含金建造→中生代重熔花岗岩→原生金矿床 A（金厂峪式、倒流水式、峪耳崖式、茅山式）→原生金矿床 C（马兰峪式）；或太古宙变质地体及含金建造→元古宙含金建造、中生代重熔花岗岩→衍生金矿床 B（长城式）→衍生金矿床 C（马兰峪式）。同一序列中的衍生金矿床和同类不同变异形式的衍生金矿床在金矿勘查工作中可以互为导向、互为指示标志。

（四）金矿预测区

从 A 类衍生金矿床的分布区域看，该类金矿与太古宙变质地体有关，主要分布于遵化地体中。从衍生矿床导向、已知金矿床（点）的分布、成矿条件分析及成矿轨迹追踪，跑马场—金厂峪金矿带是冀东最有潜力、最有远景的金矿带，其面积约为 1500km^2，约占全区总面积的 8.3%，从而可以大大缩小金矿的找矿范围。

在跑马场—金厂峪金矿带中，可以初步圈出四个金矿预测区：

1. 金厂峪金矿预测区

指金厂峪金矿田深部及外围，是金厂峪式金矿的集中分布地段。

2. 高家店金矿预测区

该预测区内目前仅发现高家店小型金矿床，属茅山式金矿。据刘连登等（1994）对该预测区的重砂研究，找矿前景甚好。尤其是高家店东南侧，金汞异常重合较好，最具找矿远景。此外，高家店岩体外围亦应引起重视。

3. 分水岭金矿预测区

该预测区包括分水岭岩体、茅山岩体及其毗邻地带，为茅山式金矿的主要分布区。区内北西向、东西向及北东向断裂构造发育，并有 Au、Cu、Pb、Zn 等化探组合异常和自然金、白钨矿、方铅矿、闪锌矿等重砂矿物组合异常分布，具有良好的找矿前景。其中，以茅山岩体东北部及其向分水岭岩体延伸地段最具找矿远景。

4. 马兰峪金矿预测区

该预测区北起王坪石—偏道沟—倒流水一线，南至马兰峪，面积约 200km^2，预测区内太古宙含金建造、中生代重熔花岗岩、围岩蚀变、韧性及韧-脆性剪切带、构造片理化带以及砂金矿床（点）等均比较发育，是倒流水式金矿的集中分布地段，具有较大找矿潜力。其中又以倒流水、蚂蚁沟、江湖峪、马兰关等地段最有远景。

为了进一步缩小和优选找矿靶区，我们共同与河北省地矿局综合研究地质大队张尔匡等（1992，1996）对马兰峪金矿预测区进行了详细研究。根据区域地球物理地球化学预测准则（区域物化探异常预测准则）及“四位一体”预测准则（即含金建造及矿源地体、构造及变质变形作用、花岗岩、成矿流体在时间上的有序发展和空间上的叠置耦合），优选出马兰关等四个重点找矿靶区（区段）。

马兰峪—马兰关—江湖峪北西向河谷底部为一条韧性剪切构造带，长约 15km，宽约 2km，为由 3～4 个剪切带组成的雁行斜列复式韧性剪切带。在复式韧性剪切带之上，已发现数条北北东韧-脆性剪切带与之叠加，其叠加构造部位和由顺向及逆向斜列延深的韧-脆性剪切带相互交汇而形成的共轭剪切扩容带是金矿良好的成矿堆积空间。在倒流水地段，剪切扩容带除倒流水含金石英脉矿体（现已大部分采空）外，按扩容带斜列延深的规律，在倒流水矿区深部将有扩容带的再现和发现更大金矿体的可能。江湖峪位于北西向复式韧性剪切带北北东向韧-脆性剪切带的叠加复合部位，围岩蚀变及中酸性—基性脉岩均十分发育，已开采若干个金矿小扁豆体，尚有进一步扩大金矿资源远景的可能。在蚂蚁沟—麻地一带，韧-脆性及韧性剪切构造、中生代花岗岩均很发育，围岩蚀变、含金建造及已知金矿床（点）亦较发育，是找矿的有利地段。

在马兰峪—马兰关—江湖峪北西向河谷底部基岩含金量等值线图（图 3-10）上，8665m 长的河谷内共圈出五个含金量大于 3g/m^3 的地段。其中，马兰关矿区已经群采金矿井证实，河床下部基岩中有多组含金（银铜）石英脉存在。该矿区基岩地层为太古宇迁西群斜长角闪岩、角闪斜长片麻岩夹磁铁石英岩。河谷底部北西 30°的剪切构造糜棱片岩带宽 120 ～280m，蚀变强烈，主要有绢云母化、绿泥石化、硅化、黄铁矿化、蛇纹石化、碳酸盐化等；北西向主构造带上又叠有北东、北西西、南北向断裂构造。矿区东距茅山花岗岩侵入体的接触带 1800m，主要脉岩有石英斑岩、伟晶岩（长英质交代岩）、煌斑岩等。含金（银铜）石英脉矿体主要产出于构造糜棱片岩带内及其两侧，脉体群在构造带以东，倾向北东、倾角 35°；在构造带内，倾向北、倾角 22°；在构造带以西，倾向北西、倾角 70°。脉体多成雁行式排列。矿物组合，主要为黄铁矿、黄铜矿、方铅矿、自然金、辉银矿、毒砂等。到目前为止，通过砂金矿的开采，马兰关矿区共发现五个小矿体，估算金开采量已超过 0.2t。

为了进一步寻找深部隐伏的岩金矿体，为普查找矿钻孔的设计提供充分的科学依据，河北地勘局物探大队受该局综合地质大队委托于 1995 年 11 月投入了激电中梯、激电测深、联合剖面及地面磁测等综合物探测量。通过工作发现已知金矿体均为高激电低磁异常：η_s>1.8（%）的高激电异常走向与马兰峪韧性剪切带走向基本一致，在垂直走向上呈雁行排列；η_s>1.6（%）等值线圈定的激电异常与 3g/m^3 基岩含金量等值线形态相似，但规模略大一些。共圈出 5 个综合异常，Ⅰ、Ⅳ异常与已知的Ⅰ、Ⅳ号金（银、铜）矿体吻合，且延深范围基本一致；Ⅱ、Ⅲ、Ⅴ号异常经实地踏勘检查和访问调查在基岩中均见

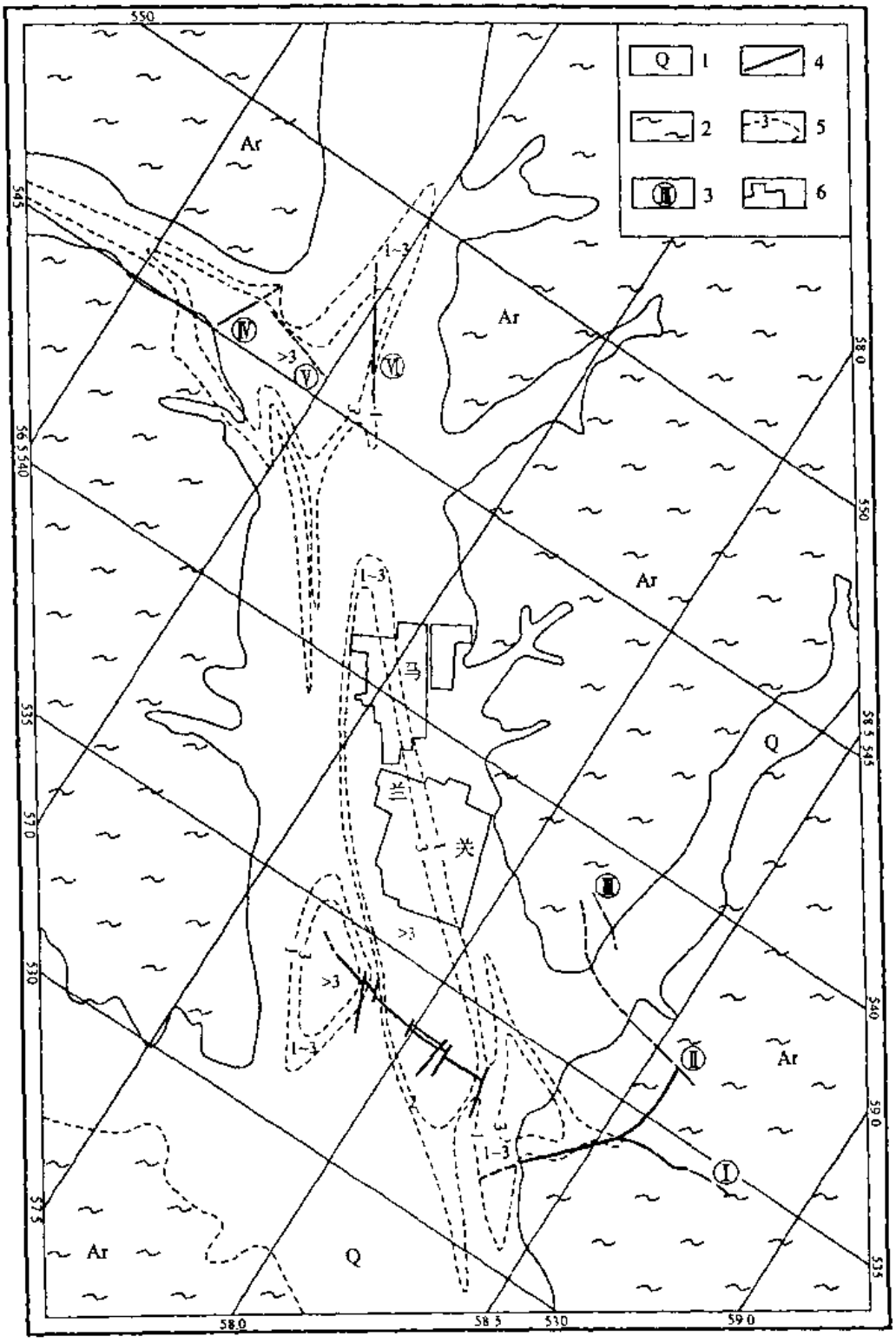


图 3-10　马兰关河床底部基岩金含量等值线图

Fig.3-10　Au isopleth bedrock under the bed in Malanguan

1—第四系；2—太古宇变质岩；3—含金石英脉及编号；4—断裂；5—金含量等值线；6—村庄

到金矿脉，应为矿致异常。

1996 年，河北地勘局综合研究地质大队在马兰关矿区Ⅰ线施工两个浅孔（孔深均<300m），岩心观察表明，岩石蚀变及构造形变均很强烈，并且见到与金矿密切伴（共）生的钾质交代岩，这是载金的最佳金捕（goldtrap）。蚀变岩据少量样品分析，岩石含金量普遍较高，并在ZK_1 钻孔三处共计 10.98m 和在ZK_2 钻孔两处共计 2.61m 见到矿化（图 3-11），部分已达边界品位要求。但因资金短缺，未能实施全部的钻探工作量，且钻孔设计深度偏浅。作者认为，如果加大投资力度并加强综合研究，在该矿区进一步进行以钻探验证为主的金矿勘查工作，找到中小型金矿床乃至大型隐伏金矿床是完全可能的。

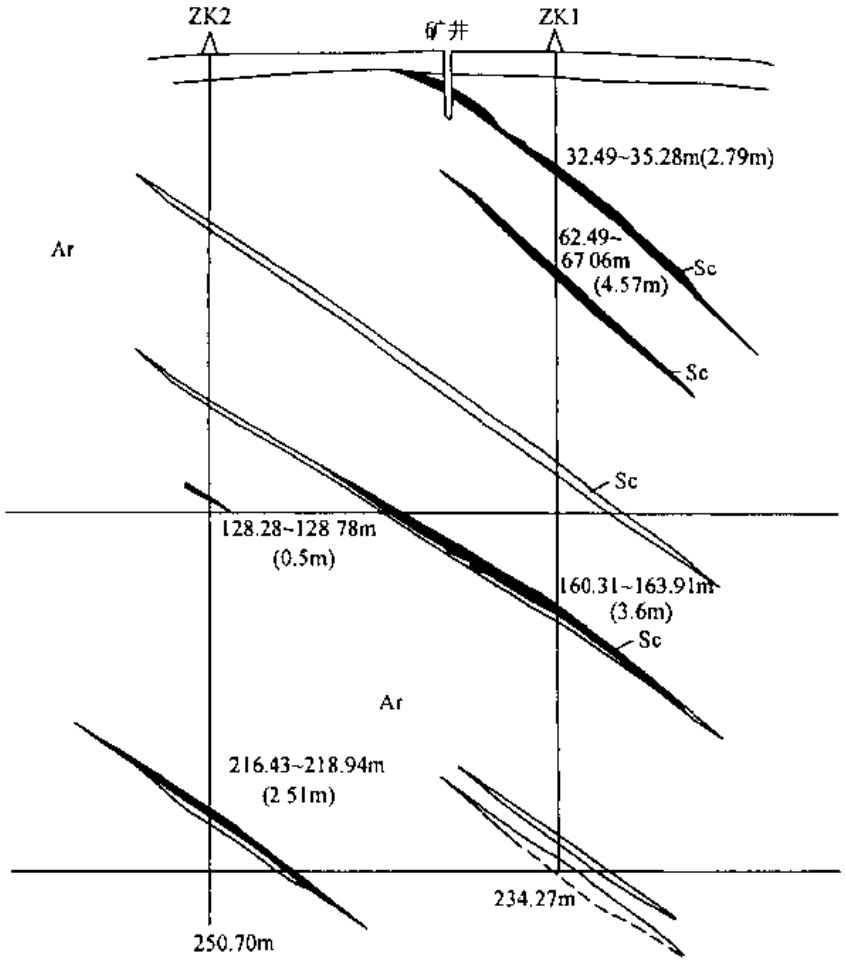


图 3-11　马兰关钻探验证剖面图

Fig.3-11　Profile of the drill hole testing in Malanguan

（据河北省地矿局综合地质队，1987）

Ar—太古宙花岗-绿岩类；Sc—矿化蚀变带和见矿部位；

ZK—验证钻孔

160.31～163.91m 见矿深度（厚度）

第三节 小 结

现将在本区应该继续开展的工作建议如下：

（1）冀西北小营盘—张全庄—响水沟金矿床是华北地台北缘金矿成矿的重要衍生成矿组合。该组合具有前寒武纪花岗-绿岩初生型金矿和古—中生代构造-岩浆衍生作用的再生型金矿，利用初生—再生之间的衍生规律互为预测是在本区发现超大型隐伏矿床的重要方法。目前，已在张全庄深部至小营盘 F_{12} 断层以南的深部发现物、化探异常，并经初步验证见有矿化和控矿构造带，据此提出下列建议：

①继续深入研究和探查张全庄金矿深 750m 水平以上地段的矿化规律，从而能够发现与主矿脉平行的陡立金矿脉（Fa）；按在深 750m 水平以下地段的矿化向北平缓延展趋向，还有发现缓倾斜的小营盘式石英大脉金矿的可能，为此，还应探查其向北延展及其与小营盘金矿 F_{12} 断层以南深部可能存在的隐伏矿衔接问题。

②开展小营盘—大白阳—响水沟每隔 5～10km 出现的断坳和断隆构造的形成规律，进一步确认响水沟构造位置为一与小营盘金矿相似的断坳区，探查该区出现的涧沟河组和花家营组两岩组间可能形成同不协调剪切褶皱的容矿空间，并通过地质的和地球物理的深入研究选定有利靶区进行验证，我们认为在响水沟的深部将有可能发现第二个小营盘金矿。

（2）冀东金厂峪—峪耳崖—倒流水—马兰峪金矿也是华北地台北缘金矿成矿的重要衍生成矿组合，该组合也存在与冀西北金矿类似的初生和再生型金矿。在该组合中发现超大型隐伏矿，应特别重视在马兰峪砂金矿深部出现金厂峪式金矿的可能。经研究，马兰峪与金厂峪金矿产出构造位置属同一复式背斜构造，但金厂峪经过侵蚀已出露至背斜的中部，马兰峪则仅出露在背斜倾末的顶部，而且海拔高度低于金厂峪近 100m 说明其深部远未暴露。金厂峪为同共轭剪切构造控大矿，马兰峪尚仅为处于矿床出露顶部残坡积砂矿部位，其深部类似金厂峪同共轭剪切构造控大矿的部位尚未出露。经初步地球物理工作在马兰关至倒流水一线已发现异常，三个钻孔验证已见矿化，为此，建议对本区应进一步投入，并通过地质、地球物理深入工作，选定有利靶区进行系统验证，我们认为在该区深部有发现第二个金厂峪金矿的可能，从而扭转马兰峪金矿区只有“星星”无“月亮”的局面。

（3）近年在冀东新房子—北桦尖和喜峰口—汤道河地区，位于围绕太古宙变质杂岩体周边的中新元古界盖层中发现不可见的极微细粒金矿，现称之为“长城式金矿”。该金矿产于与变质杂岩接触的并受裂解构造（伸展或逆推）所夹持的长城系或蓟县系一定岩组的白云质灰岩中，因受构造或构造-岩浆作用，在岩层中形成糜棱-碎裂岩岩片，从而发生机械作用衍生和化学作用衍生（显微褐铁矿化），并在断裂构造带的局部地段形成衍生矿床。它们都可能是由深部太古宙变质杂岩矿源地体或元古宙喷流沉积的初生型微细粒侵染金矿所衍生的。特别是近年在冀东的元古宇中发现喷流孔（陆松年，1996），以及大量球团硅质结核都可能与火山喷流有关。为此，建议在该区进一步应用中—新元古界三同（构造）一体异常成矿构造聚敛场控矿规律（裴荣富，1998）研究该区衍生成矿组合，并在喜峰口—汤道河东西长 65km，北桦尖—新房子东西长 40km 的广大范围内预测隐伏在深部可能存在的“卡林型”金矿。

（4）衍生矿床导向与成矿轨迹的地质预测方法，即就矿预测矿，是以多种衍生作用形成衍生成矿系列组合而进行找矿的，虽然它比仅从控矿条件间接推断有较高准确性，但是还应辅以其他综合方法，如综合应用地质、物化探，特别是化探金属元素异常的资料。为此继续深入开展衍生矿床导向综合地质方法预测研究很有必要，以便进一步提高预测工作的有效性。

第四章　矿床密集区评价方法

矿床密集区预测的理论和方法是一项基础性、探索性的研究课题，至今国内外尚没有较为成熟的理论和具体预测方法。我们的研究工作始终贯串着初始地壳的特征、演化和成矿作用最佳耦合这一主线，对成矿区域地质背景、成矿过程中各种事件时间维的确定、矿床定位空间、成矿作用特征和区域异常预测准则等方面开展研究。选择胶东、小秦岭、夹皮沟、张宣等金矿床密集区为研究重点，同时对目前成矿规模尚不清的鲁西、太行山北段和冀北地区开展成矿预测。

第一节　地壳类型的划分和初始地壳、初始源的识别方法

矿床是岩石圈的组成部分，它的形成和分布受岩石圈的组成、结构、运动和演化过程所控制，它的形成是与深部地质作用——壳幔作用紧密有关，从成矿物质的聚集到工业矿床的形成和四维空间的产出，是一种概率极低的地质过程，是多种地质要素的匹配和最佳耦合的结果。

近些年来，地球物理研究的进展，已充分说明上地幔和下地壳在物质组成上强烈不均一性，这些不均一性，在物质成分上表现为分布着不同规模、不同组分的一些巨大地球化学块体，其中那些富集某些金属并容易被析出的地球化学块体，有可能成为矿床密集区的源岩。而这些巨大地球化学块体可能在区域岩石圈演化的早期就形成，随后的地质作用促使其块体内部金属再分配。因而了解古老岩石的地球化学异常，确定深部地球化学块体和了解其地壳演化的历史，对于寻找浅部的、较年轻的矿床十分重要。

一、地壳类型的划分和初始地壳识别方法

根据地壳的形成时代和形成地壳的地质作用特征，将地壳划分为四个端元类型（陆松年等，1996、1997），即初始地壳、活化再造地壳、沉积再造地壳和沉积自生地壳。初始地壳是指直接由地幔熔融分离出的地壳，主要形成在前寒武纪，少量形成在显生宙的洋中脊和岛弧等线形活动带，另有少量通过热点（或地幔柱）和壳下底侵作用添加到先存地壳中的新物质。活化再造地壳是先存地壳经过部分熔融而形成的新地壳。沉积再造地壳是先存地壳通过风化剥蚀和搬运沉积而形成的新地壳。而沉积自生地壳是由生物作用、生物化学作用和物理化学作用形成的新地壳（图 4-1）。

地壳类型的判别主要根据组成地壳的岩石类型以及其同位素和地球化学特征、年代学数据等。不难看出，沉积再造地壳和沉积自生地壳是由沉积或副变质岩组成的，而初始地壳和活化再造地壳是由岩浆岩或正变质岩组成的。初始地壳和活化再造地壳的区别表现在前者多由高镁铁质岩石组成，有时含少量由富集型地幔直接分异形成的长英质岩石，而后者主要是由长英质岩石组成，有时含少量富镁铁质岩石。初始地壳的 U-Pb 年龄和 Sm-Nd

等时线年龄及亏损地幔模式年龄的峰值度一致或接近，而活化再造地壳的亏损地幔模式年龄要大于或远大于 U-Pb 年龄和 Sm-Nd 等时线年龄。

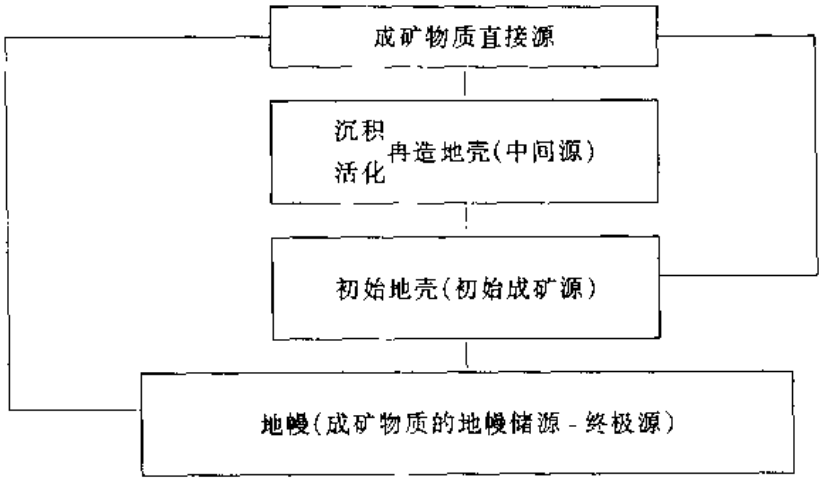


图 4-1 成矿物质来源分类

Fig.4-1 Classification of sources of ore-forming materials

二、地壳类型与成矿物质来源

根据地壳类型及与成矿物质供给的关系，成矿物质来源也可划分为四种类型，即终极源（地幔储源）、初始源、中间源和直接源（图 4-1）。

（1）终极源——地幔中的含矿元素统称为终极源或地幔储源。从理论上分析，地幔中成矿元素丰度不但在空间上不均一，而且在时间上也是变化的，这是由于壳幔、核幔不断处于分异之中，同时又存在着对流和交换。早期地幔由于分异出大量的镁铁质一超镁铁质岩石不断变得亏损，此后由于地壳物质通过拆离和俯冲不断进入地幔，又使地幔变得富集。此外，少量地核物质通过地幔柱也可到达地壳。由于壳幔分异在前寒武纪最为强烈，因此大量终极源成矿物质是在这一时期进入地壳的，在显生宙主要通过板底垫托和地幔柱进入地壳的。由地幔储源直接形成的矿床属幔源矿床，许多超镁铁质一镁铁质岩石中的铜-镍矿、铂矿就属于此类。此时，地幔中的成矿元素既是储源，又是成矿物质的直接源。

（2）初始源——初始地壳中的成矿元素为初始源，由于初始地壳是地幔熔融的直接产物，其成矿元素类型和丰度反映地幔的特征，由于地幔空间和时间上的不均一性，从而导致了不同地区、不同时代初始地壳成矿元素的差异，如太古宙形成的绿岩带由于其形成在核-幔强烈对流期、地核中高丰度的金进入地幔，最终在绿岩带形成中得到体现，但初始地壳成矿元素仅为初始矿源，尚不形成矿床，只有通过后期地质活化再造过程，使初始地壳中的金活化富集，才能形成金矿床密集区，初始地壳成为再造地壳的重要物源，在地壳的再造过程中金的总量受到初始地壳中金总量的制约。一个贫金的初始地壳，在活化过程中很难形成成群的大、中型矿床。而大规模的富金初始地壳在活化过程中必然有较大概率形成金矿床密集区。

（3）中间源——赋存在活化再造和沉积再造地壳中的成矿物质构成中间源，它是初始

矿源再分配的结果。与初始源丰度相比，中间源既可能贫化，也可能富化。

(4) 直接源——为矿床形成直接提供成矿物质来源的矿源，称为直接源。由于成矿热液从直接源萃取成矿物质，与背景值相比，成矿直接源呈明显的亏损场特征，直接矿源的亏损程度及规模是预测具体矿床的重要标志。

从上述对成矿物质来源的分类中，可以看到，在实际研究工作中初始源的研究是最为重要的，这是它的承前启后的地位所决定的。由于终极源是目前科学手段甚难触及的，而中间源和直接源大都又难以确定，因此初始源就成了解决问题的关键。实际上初始源不仅容易确定，而且最能反映地球化学省特征和成矿潜力。在技术上，初始源的研究主要包括下列路径：首先对矿床密集区范围的富镁铁质火成岩、变质岩进行研究，确定那一种代表初始地壳，接着对代表初始地壳的岩石建造（包括侵入岩中的岩石包体）进行地球化学元素的研究工作，研究样品必须是远离矿区的，没有蚀变交代和强烈的风化；最后，研究成矿元素的丰度和浓集系数，进行成矿远景分析。一般地说，初始源的成矿元素丰度愈高、浓集系数愈大，成矿的潜力也就愈大。

第二节　胶东、小秦岭、夹皮沟、张家口—宣化等金矿床密集区特征

通过对胶东、小秦岭、夹皮沟、张宣等金矿床密集区的重点研究，可以看出它们共有以下特征。

一、矿床密集区是高金异常地幔区

金矿床密集区是产出在含金高的异常地幔区，而非金矿床密集区则是在含金正常或亏损的正常地幔区。这种地球化学的不均一性导源于地球早期壳幔分异和地壳形成过程。近年来研究表明，现代地壳物质 90% 以上是在前寒武纪时期由地幔供给的，显生宙只是在洋中脊和岛弧等少数线性活动带有地幔物质添加。矿床密集区在空间上分布的不均一性，主要由岩石圈地幔物质分布不均匀所决定的，为了探讨地幔物质的不均一性，了解终极源在地幔中分布的特点，我们划分了前述的地壳类型和提出初始地壳的识别方法。

二、初始地壳具有较高的金丰度值和浓集系数

通过对胶东、小秦岭、夹皮沟和张宣等地区初始地壳丰度值的计算，它们金的丰度值和浓集系数都较高，说明这些地区形成金矿床密集区不是偶然的，而是有其物质基础的。

在地质、地球化学详细研究基础上，对胶东、小秦岭、夹皮沟和张宣等金矿床密集区的变质镁铁质岩石为主共 224 个样品，进行了包括金元素在内的 19 个成矿元素的分析。采集的样品是远离矿区的斜长角闪岩、基性麻粒岩、角闪岩等，应用同位素示踪资料表明，它们是古老初始地壳的残留，计算结果表明，胶东初始地壳金的丰度值为 28.5×10^{-9}，小秦岭为 45.1×10^{-9}，张宣为 20.4×10^{-9}，夹皮沟为 5.36×10^{-9}，它们的浓集系数分别为 13.0、20.61、9.32 和 2.45，均高于地壳金的丰度值（图 4-2）。说明这些地区形成金矿床密集区不是偶然的，而是有其物质基础的。当然金矿床密集区的储量多少，不仅与初始地壳的金含量有关，还与初始地壳的规模大小以及后期活化富集程度有关。

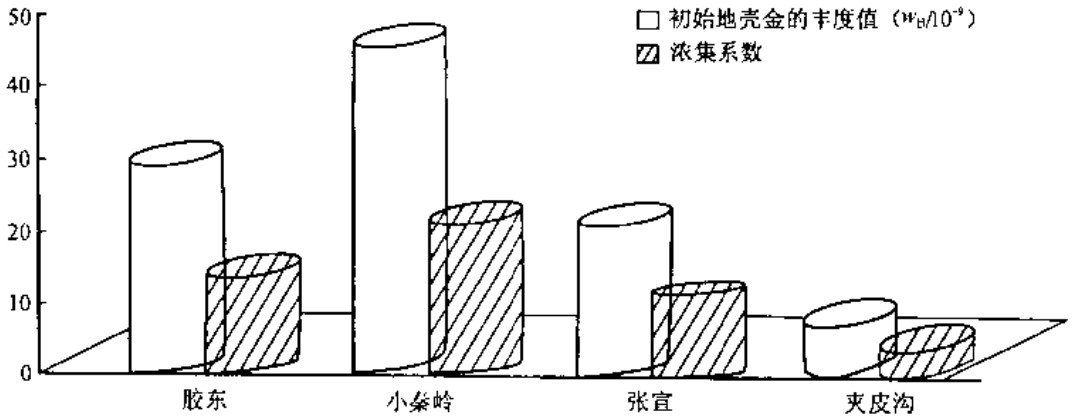


图 4-2　胶东等地区初始地壳金丰度值和浓集系数

Fig.4-2　Au abundance and its concentration coefficient of initial crust in eastern Shandong

现以胶东为例，胶东是我国最主要的金矿床密集区，是目前我国探明和保有储量最多的金成矿区。据 1991 年资料，区内累计探明储量 712.7t，保有储量 524.1t，已建黄金矿山近百处，年生产黄金约占全国四分之一以上。胶东早前寒武纪地层包括太古宙胶东岩群和古元古代的荆山群和粉子山群，胶东岩群的岩石类型以斜长角闪岩为主，其次为二辉麻粒岩、黑云变粒岩等。表壳岩呈包体形式赋存在花岗片麻岩内，构成典型的斜长角闪岩-片麻岩岩石组合，这一组合具有花岗岩-绿岩带的特征（图 4-3）。

为了了解胶东金矿床密集区初始地壳的金丰度以及其他成矿元素的含量特征，在对该区地壳类型研究的基础上，采集了胶东岩群以变质镁铁质岩石为主的大量岩石样品，进行了包括金元素在内的 19 个成矿元素分析。样品由原冶金部地球物理勘查院物化探研究所测定。采集的样品是远离金矿区的镁铁质-超镁铁质岩石，包括基性麻粒岩、斜长角闪岩和角闪岩。同位素示踪资料表明它们具有较古老的地壳滞留年龄（TDM 一般大于 2.5Ga），是古老地壳的残留。为了避免高含量异常值的影响，19 个元素以金元素为标准，剔除了大于标准差 3 倍的所有样品，余下的 72 件样品分区进行了均值等参数计算，结果见表 4-1。

表 4-1　胶东地区初始地壳成矿元素平均值（$N=72$）

Table 4-1　The mean value of metallogenic elements in initial crust of Jiaodong Area

元素	平均值	最大值	最小值	标准差
Au	28.4694	68.0000	10.8000	13.9667
As	0.9736	4.2000	0.5000	0.7117
Sb	0.9792	19.0000	0.3000	2.2076
Bi	0.3000	0.3000	0.3000	0.0000
Hg	0.0233	0.1100	0.0200	0.0144
Cu	46 2306	249.0000	3.0000	51.5630
Pb	108.4597	3741 0000	2.4000	468.3273

续表

元素	平均值	最大值	最小值	标准差
Mn	981.4444	4034.0000	385.0000	355.9413
W	2.4403	2.8000	2.1000	0.1836
Ni	48.1514	182.0000	2.5000	45.2345
Sn	1.2639	4.9000	0.4000	0.9484
Cr	93.0458	614.0000	7.1000	120.6843
B	6.4931	43.2000	3.0000	6.4108
Ti	2126.2500	7616.0000	267.0000	1082.8860
V	75.4375	224.0000	4.2000	55.9234
Mo	0.3131	4.2800	0.0800	0.5323
Ag	0.1568	1.0100	0.0400	0.1511
Zn	86.3778	409.0000	14.4000	55.4201
Co	16.7181	39.9000	1.2000	12.4040

注：Au 含量单位为 10^{-9}，其他元素为 10^{-6}，N 为样品数。

从表 4-1 中可以看出，胶东初始地壳的金丰度和浓集系数都是较大的。

三、成矿过程具主期或多期时间维

矿床是壳幔演化过程中特定阶段的产物，成矿过程不是孤立的地质事件，在一个特定区域内总是受到一次或多次热-构造或其他异常地质事件的影响或制约，因此探讨成矿事件与其他热-构造事件时间上的耦合性是十分重要的环节。确定主要成矿期的时代，成矿过程中各种地质事件时间维的标定，对了解矿床的成因和指导找矿具有十分重要的理论和实际意义，我们重点研究的胶东、小秦岭、夹皮沟和张宣等地区金矿床的主成矿期和成矿过程中各种地质事件时间维的时代，各家的认识也不一致。在对这 4 个矿床密集区深入的野外地质调研和室内详细分析研究的基础上，对采样的地质体有了较充分的了解，然后采集合适的样品、测年的方法主要采用国内外较为先进和较准确的单颗粒锆石 U-Pb 法和 Sm-Nd 法，通过对近 20 件样品 60 组锆石 U-Pb 定年和 10 件岩石 Sm-Nd 定年测定，对胶东、张宣、小秦岭和夹皮沟等地区成岩成矿时代取得一批新的资料，获得了新的认识，在张宣东坪金矿区内，获得石英二长岩颗粒锆石 U-Pb 年龄为 410.2Ma±1.1Ma，含金石英脉的成矿年龄为 350.9Ma±0.9Ma（图 4-4）。这说明东坪金矿床及其有关的碱性岩不是形成在燕山期，而是在加里东晚期—华力西期。胶东郭家岭和玲珑花岗岩体单颗粒锆石的 U-Pb 年龄分别为 144.1Ma±0.8Ma 和 145.9Ma±0.5Ma，同时在马家窑金矿床获得成矿年龄为 2560Ma±15Ma（图 4-5、图 4-6），这反映在胶东地区金矿床形成有两个时期，即新太古代和中生代燕山期。在夹皮沟八家子和二道沟矿床的矿石中，单颗粒锆石 U-Pb 年龄分别为 2469Ma±33Ma 和 2475Ma±19Ma（图 4-7），与成矿关系密切的板庙岭钾质花岗岩的单颗粒锆石 U-Pb 年龄为 2505Ma±14Ma，说明夹皮沟金矿床密集区内矿床主要成矿期为太古宙末期。这些测年资料说明，在华北地台金矿床的主要成矿期是中生代燕山期，同时也要注意在太古宙末期—古元古代和加里东晚期—华力西期的成矿时代。

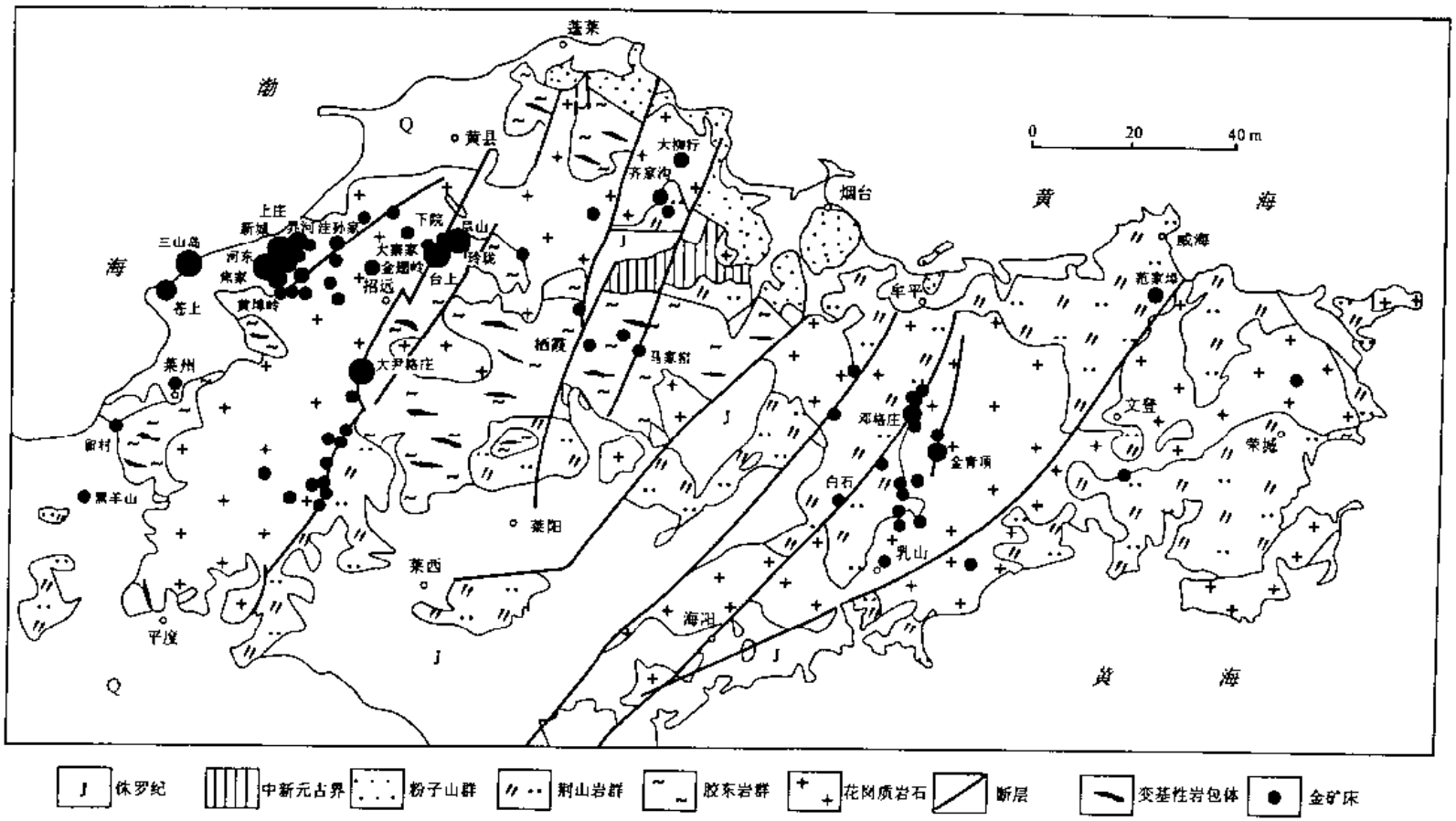


图 4-3　胶东地区金矿地质图

Fig.4-3　Geological map of gold deposits in eastern Shandong

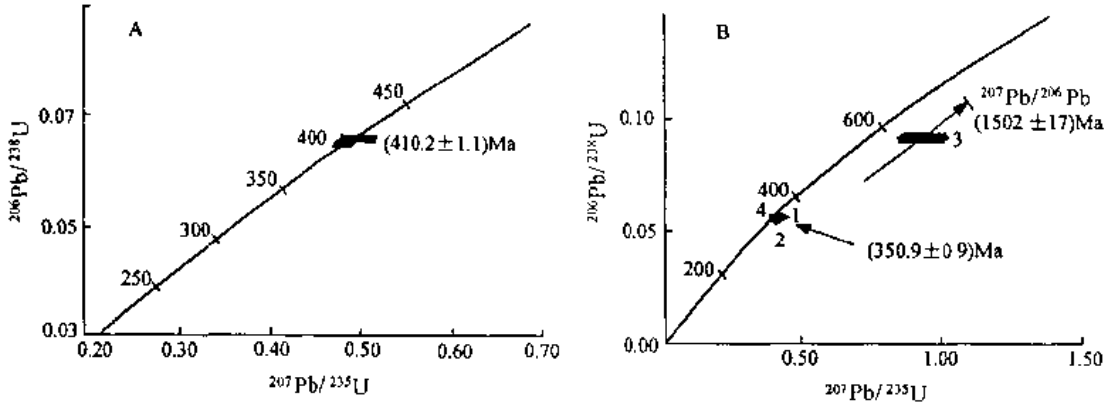


图 4-4 水泉沟碱性岩体石英二长岩（A）、东坪金矿主矿化期含金钾长石英脉（B）锆石 U-Pb 同位素年龄谐和图

Fig.4-4 U-Pb dating concordance diagram of zircon of quartz monzonite (A) in Shuiquangou and Au-bearing K-feldspar quartz veins (B) of the main metallization stage in the Dongping gold deposit

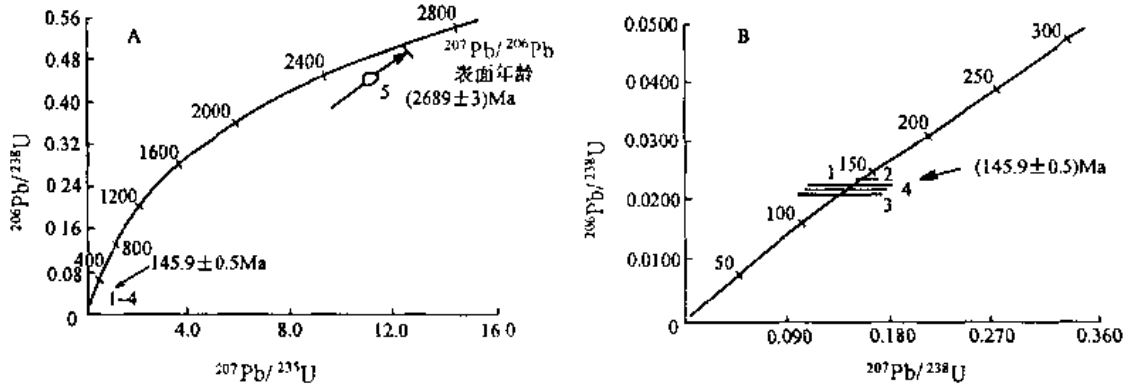


图 4-5 罗山金矿竖井北大磨坑采石场玲珑花岗岩锆石 U-Pb 同位素年龄谐和图

Fig.4-5 U-Pb dating concordance diagram of zircon of Linglong granite in Damokeng stone quarry, Luoshan gold deposit

四、特定的金矿床定位空间

胶东、小秦岭、夹皮沟、张宣等金矿床密集区的矿床主要赋存在由太古宙花岗岩-绿岩组成的变质基底内。这些地区绿岩带的变质程度相对较高，由角闪岩相到低麻粒岩相，如张宣地区的绿岩带可称为高级变质绿岩带（或深变质绿岩带）。变质基底一般呈双层结构，下部主要由变质镁铁质火山岩组成的斜长角闪岩-片麻岩组合，上部为以变粒岩、磁铁石英岩、大理岩等变质沉积岩为主的岩石组合，有些地区为孔兹岩组合，金矿体主要产出在下部岩石组合内，产在斜长角闪岩-片麻岩组合的金矿体主要受韧性剪切带控制。在胶东地区金矿体主要赋存在受强烈活化改造绿岩带所形成的壳源深熔花岗岩体的内外接触

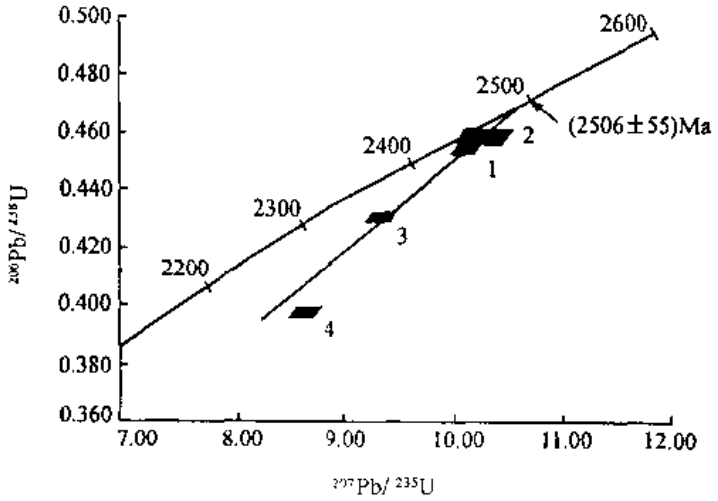


图 4-6　马家窑金矿含金石英脉锆石 U-Pb 同位素年龄谐和图

Fig.4-6　U-Pb dating concordance diagram of zircon of Au-bearing quartz veins from the Majiayao gold deposit

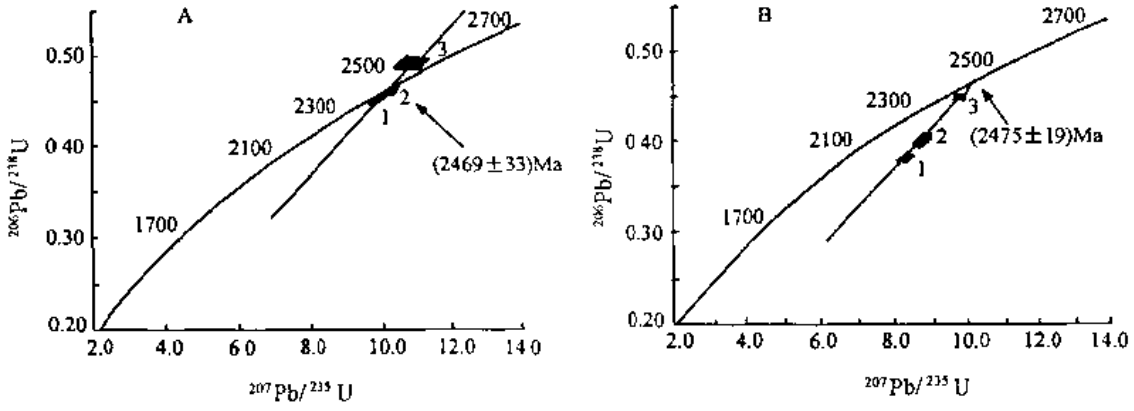


图 4-7　含金石英脉中单颗粒锆石 U-Pb 年龄

Fig.4-7　U-Pb dating concordance diagram of individual zircon of Au-bearing quartz veins

A—八家子；B—二道沟

带内（图 4-8）。在张宣地区东坪式金矿床主要产出在碱性-偏碱性的后沟—水泉沟岩体内，而该岩体是太古宙英云闪长岩在深熔地质作用下部分熔融的产物。在夹皮沟地区金矿体主要产出在由斜长角闪岩、角闪斜长片麻岩组成的，经过韧性剪切作用形成的退变质蚀变岩内，还需要指出的是变质基底形成以后，在随后的地史演化过程中，特别是构造抬升过程中，叠加在早期韧性剪切带之上的韧-脆性剪切带、退变质带或拆离滑脱带往往是金矿体定位的有利空间。

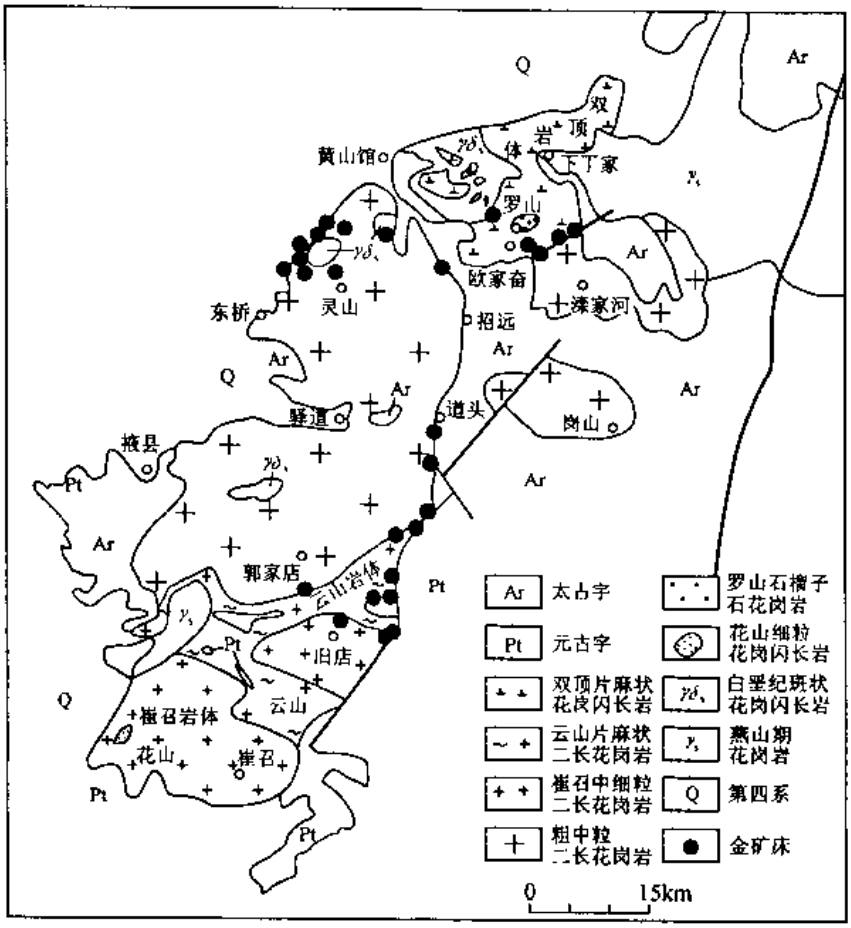


图 4-8　玲珑复式花岗岩体与主要金矿床的分布关系

Fig.4-8　Relations of the Linglong composite granite to the main gold deposits

第三节　鲁西、太行山北段、冀北等地区预测评价

一、预 测 准 则

金矿床密集区预测的目标是在“陆块”或“活动带”级别的大地构造单元内，圈出如小秦岭、张宣、胶东、夹皮沟等这样的区域和具一定储量规模的金矿床密集区。根据我们多年的研究积累，提出下列 5 条区域预测准则。

（一）区域地质构造准则

1. 具有太古宙变质基底的地质体

中国的大陆地壳形成于前寒武纪，其中华北和塔里木陆块的大陆地壳主要形成于太古宙，而天山—兴安、秦岭、扬子和华南等地质单元则主要形成在元古宙。根据现有资料分析，具有太古宙基底的华北陆块以金、铁、镍矿为其特色，而具元古宙基底的地质单元则盛产铅-锌-银和钨、锡、钼矿。就金矿而言，具有太古宙变质基底的地质体比具有元古宙变质基底的更有利于形成金矿床密集区，在变质基底的双层结构中，下层结构含金均优于

上层结构。

2. 具有花岗岩-绿岩带的构造-岩石组合

在太古宙变质基底的各类岩石组合中，以花岗岩-绿岩带对金矿的形成最为有利。我们理解的花岗岩-绿岩带是不受变质程度制约的，以镁铁质火山岩为主的火山-沉积岩系和大规模同构造期的花岗质岩石（TTG 岩套）共同组成的构造-岩石组合。花岗岩-绿岩带既有中低级变质的，如五台山、色尔腾山、清原等，也有中高级变质的，如张宣、遵化、小秦岭等花岗岩-绿岩带。在太古宙变质基底的构造-岩石组合中，除花岗-绿岩带外，还有以富铝变质沉积岩为主的孔兹岩系是最典型的变质沉积岩组合（如集宁岩群等），它们的含金能力远不如花岗-绿岩带。

3. 陆块周边的太古宙变质基底比陆块内部的有利成矿

中国最重要的金矿床密集区（不是单独的矿床）既不分布在具有太古宙变质基底或花岗岩-绿岩带基底的陆台内部，也不分布在应力高度集中的活动带内，而是围绕着陆台的周边分布。

（二）地质年代准则

已知的金矿床密集区与某些时代的花岗岩-绿岩带的密切关系，显示了金矿床形成的时控特点，这是有利的区域成矿预测准则之一。

在华北陆台花岗岩-绿岩带主要分为三期，即古—中太古代、新太古代早期和新太古代晚期，确定花岗岩-绿岩带的时期有两个准则：第一，必须符合花岗岩-绿岩带的定义；第二，主要依据表壳岩的地层时代。

第一期有规模的花岗岩-绿岩带形成于古—中太古代，包括张宣地区桑干杂岩、阜平岩群和胶东岩群的分布区。其特点是该期表壳岩形成的时代较早，接近或大于 2.9Ga，变质程度达角闪岩相、麻粒岩相，表壳岩在花岗片麻岩中多呈规模较小的包体存在。第二期花岗岩-绿岩带分布范围最大，时代为新太古代早期，包括冀东遵化岩群、辽宁清原岩群、吉林夹皮沟岩群、鲁西泰山岩群、豫陕太华岩群等分布区。其特点是该期表壳岩的时代多在 2.7～2.9Ga 之间，变质相以角闪岩相为主，表壳岩保留的规模较大，具有更多的经典花岗岩-绿岩带特征。第三期花岗岩-绿岩带形成于新太古代晚期，表壳岩时代在 2.5～2.7Ga，如内蒙古色尔腾山群、山西五台群、冀北的单塔子群、冀东的双山子群分布区。一般说该期的绿岩层序保存较好，保存的规模也较大，变质程度为绿片岩相-角闪岩相。

在上述太古宙的三期花岗岩-绿岩带中，以新太古代早期的花岗岩-绿岩带赋矿能力最好，冀东、小秦岭、夹皮沟金矿床密集区均与这一期花岗岩-绿岩带有关。其次为古—中太古代花岗岩-绿岩带，如张宣、胶东金矿床密集区与该时期绿岩带有关。虽然这期花岗岩-绿岩带变质程度可高达低麻粒岩相，下地壳的温压条件不利于金矿的沉淀，但在后期构造抬升过程中所发生的构造叠加及退变质作用，特别是显生宙地壳活化再造过程中所形成的碱性和酸性侵入体也造成在高级变质花岗岩-绿岩中金的析出，形成储量可观的金矿床密集区，第三期花岗岩-绿岩带虽然最典型，但目前表现的含金能力不如其他两期。

（三）区域地球化学准则

前寒武纪是全球地壳生长的最重要时间，那么主要为壳内金元素再分配和富集过程中形成的金矿床必然与壳内活化再造作用的发生紧密联系。前寒武纪形成的初始地壳是壳内活化再造的主要物源，活化再造的过程也是初始地壳中金元素活化、重新分配的过程。从

根源上探索控制一个地质单元内与地壳活化再造或沉积再造作用有关的金矿总量是初始地壳含金量的函数，初始地壳规模越大，含金量越高，能够被萃取和集中富化的金含量越多，形成的金矿总量就越大。因此，在区域地球化学场研究中，必须紧紧抓住前寒武纪初始地壳这一主要矛盾进行剖析。

（四）岩浆活动准则

在控制金矿床密集区的诸多因素中，以花岗岩类为主的侵入体的发育是重要的控制因素之一。根据华北地台的资料，太古宙、中生代侵入体和加里东晚期-华力西期的碱性杂岩体与金成矿的关系比较密切。

1．大古宙花岗质岩石与金矿床的成生联系

在最近几年内，在加拿大阿比提比绿岩带的富钠花岗质深成岩体中相继开发了几个金矿床，总储量已超过 145t（Richard 等，1991），并赋存有大型 Renable 金矿床（储量 40t）。在其他国家如巴西，也有产于花岗岩类中的金矿床。在国外此类金矿已引起人们的重视。中国大古宙花岗质岩石约占花岗岩-绿岩带分布区出露面积的 60％以上，主要分布在华北地台，形成时代以新太古代为主，与绿岩带呈侵入接触关系。通过我们近几年的工作（沈保丰等，1990；李俊建等，1993），在花岗岩-绿岩带中识别出了几处以新太古代花岗质岩石为容矿围岩的太中型金矿床，如豫西小秦岭文峪大型脉状金矿床产在新太古代奥长花岗岩质片麻岩中，夹皮沟八家子金矿床、四道岔金矿床产在新太古代英云闪长岩质片麻岩中，这在找矿方向上突破了传统认为的沿中生代岩体内外接触带找矿的思路，开辟了新的找矿方向，具有重大的实用价值。

2．中生代花岗质岩石与金矿床的成生联系

中国东部在受环太平洋板块俯冲作用影响下，中生代产生了强烈的构造-岩浆作用，广泛发育花岗质岩石，中生代岩浆主要是壳源或壳幔混合源深熔岩浆，源岩主要是太古宙绿岩带及古老陆块残块。岩体硫同位素具幔源特征，铅同位素与古老地层铅相近，深熔岩浆形成和分异过程中，产生气水溶液和热液，萃取并活化迁移地层中金及有关成矿物质，同时有地壳循环热水加入和岩浆热液混合，形成含矿热液，在已固结的岩体内，或岩体周围大古宙地层或岩体构造中沉淀成矿。

中生代控矿岩体特征如下：①岩体侵入太古宙变质地层，或岩体附近有大古宙变质火山-沉积岩系出露；②控矿岩体形成深度为中深相、浅成相和超浅成相，前缘深度大约距地表 10km 以内，这个深度有利于脆-韧性形变，也是成矿热液上移聚集的有利场所和成矿温度有利范围；③控矿岩体是多期次岩浆活动或结晶分异形成的复式岩体，分异较好；④控矿岩体发育有良好的构造体系。

3．碱性火成岩与金矿的成生联系

近些年来，寻找碱性火成岩中的金矿在国外取得较大的进展，在加拿大柯克兰湖区和提敏斯区及巴布亚新几内亚等碱性岩中及其附近找到了一些大型超大型金矿床，如巴布亚新几内亚利希尔岛的拉多兰金矿，现有金矿储量 500t，赋矿围岩是碱性火山角砾岩，提敏斯区的金矿体是沿碱性钠质长石斑岩产出，柯克兰湖区金矿有一个巨型含金脉系，主要赋存在一个较陡的透镜状长英质碱性正长斑岩杂岩体中，80 年代以来，我国在张宣地区东坪金矿和内蒙古乌拉山区哈达门金矿均有与碱性、偏碱性岩有关的大中型金矿床，是可作为有望取得突破的金矿床类型加以重点工作。

4．煌斑岩与金矿的成生联系

煌斑岩是一种具斑状结构、镁铁质至超镁铁质成分，富含挥发分的碱性、钙碱性脉岩，在金矿区最常见的是钙碱性煌斑岩，主要包括云斜煌斑岩、闪斜煌斑岩及云煌岩。

金矿与煌斑岩的关系问题虽然仍有争议，但与煌斑岩有关的金矿床却越来越多的被发现，在胶东、小秦岭等矿床密集区内亦广泛存在这种成生关系。例如胶东玲珑矿田欧家夼—九曲—蒋家一带，有不同规模的煌斑岩脉300余条，平均超过10条/km^2，而矿体附近脉岩的密度更大。

除煌斑岩外，其他类型的岩脉如闪长玢岩、石英闪长玢岩与金矿的关系也很密切。它们往往是一次热-构造事件过程中接近尾声的反映，虽然脉岩有成矿前、成矿期和成矿后之分，但同一期热-构造事件中的岩脉与矿脉形成的时间还是比较接近的。因此，脉岩群的发育，特别是煌斑岩脉群的发育是金矿床存在的标志。

（五）构造准则

构造是控制金矿床分布的最重要因素，是矿液运移的通道和沉淀的空间。构造动力过程是成矿物质活化迁移的驱动力之一。

1．深大断裂带

纵观中国金矿床的分布，不难发现金矿床密集区多沿着深大断裂带分布。如华北地台北缘，清原—夹皮沟地区的南龙王庙、线金厂、下大堡、夹皮沟、金城洞等金矿床主要分布在浑河—辉发河深断裂的两侧；在地台南缘，著名的小秦岭金矿区南、北各以小河、太要区域深断裂为界；在地台东段，招掖地区金矿床主要受NNE向深断裂控制。虽然这些深断裂对金矿区的空间分布起着重要的控制作用，但它的本身通常没有金矿化，矿化带常集中在与深断裂有几何联系的分支剪切带或断层内及其附近的脆-韧性剪切构造或脆性构造中。

2．韧性剪切带

在金矿床密集区内矿床或金矿化的空间分布明显受韧性剪切带的控制。韧性剪切带既发育在绿岩中，也产出在TTG质片麻岩和显生宙的花岗质岩石和碱性岩内。但是并不是所有的韧性剪切带都有金矿化产出，而是与韧性剪切带的类型有关。对成矿最有利的韧性剪切带是属于脆-韧性剪切带和韧-脆性剪切带，前者的金矿化常呈细脉-浸染状，后者以脉状为主。在剪切带中，金富集在一定的剪切带部位，矿体多分布在剪切带的退变质和强应变带中，也就是产出在受退变作用的糜棱岩和糜棱片岩中，而变形相对较弱的糜棱岩化岩石和初糜棱岩中矿化较弱。同时也需指出，金矿化带发育的地段与剪切带变质岩的交代作用，特别是硫化物交代作用的强度有关，其中绢云母＋黄铁矿、绿泥石＋黄铁矿的组合发育地段，常是金矿化的产出地段。在韧性剪切带产状的变化处，宽窄急剧变化部位，后期脆性断裂活动叠加处和不同方向剪切带相交部位，往往是形成富矿体的有利地段。

二、预测的实例和结果

对目前地勘工作程度相对较低的鲁西、太行山北段和冀北等地进行金的区域成矿预测。

（一）鲁西地区

1．地质特征

鲁西地区位于沂沭断裂以西，是我国早前寒武纪地质较为发育的地体之一。区内分布中太古代中高级变质火山-沉积岩系的沂水岩群，新太古代绿岩岩系的泰山岩群、古元古代低级变质的含铁岩系济宁群及新元古代滨海相碎屑岩-碳酸盐岩系的土门群。鲁西地区前寒武纪表壳岩多以不同规模、不同形态的地质体产出。沂水岩群、济宁群和土门群出露均很局限，分布范围较小，而泰山岩群分布范围最广泛，与变质深成侵入体一起构成我国较典型的花岗岩-绿岩带（图 4-9）。

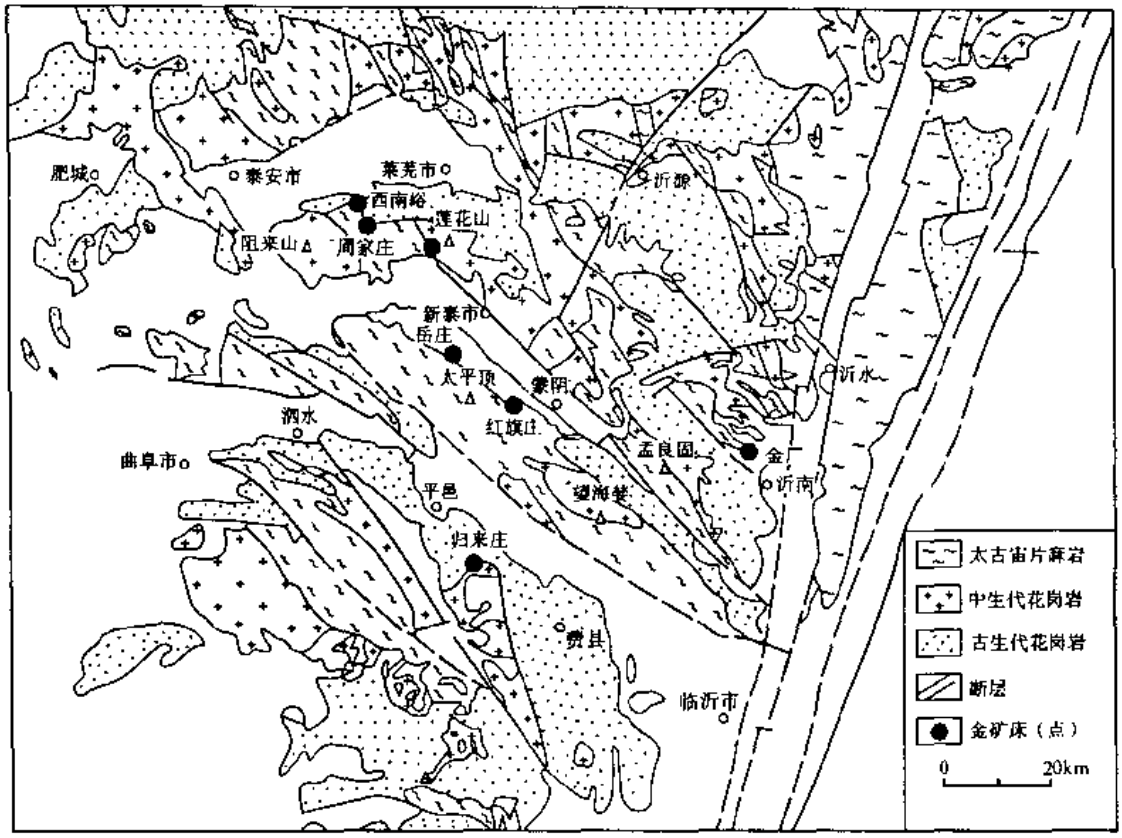


图 4-9　鲁西地区金矿地质略图

Fig.4-9　Geological sketch map of gold deposits in western Shandong

鲁西结晶基底中变质深成侵入体分布面积很广泛，约占全部前寒武纪露头区的 90% 以上，其中包括 TTG 质岩套（大多为片麻状）、镁铁质辉长岩-闪长岩以及由片麻状花岗岩和表壳岩重熔再造的二长花岗岩，这些深成侵入岩体的形成时间太约在 2400～2700Ma。鲁西地区基底构造活动十分发育，其最大特点是变质地层、侵入岩体的构造线和构造面理近于平行或基本平行，均受到多期次、多层次韧性剪切带的改造。受其控制，鲁西基底构造格架显示呈“业”字型向北的半辐射状格局（图 4-9）。

2. 成矿预测

鲁西地区与胶东地区相比较，其早期前寒武纪初始地壳发育程度、出露面积、形成时代等基本特征十分相近。对鲁西地区金成矿作用的不利因素是初始地壳金丰度值不高，40 个样品 Au 的平均值为 7.78×10^{-9}，仅为胶东的四分之一，浓集系数仅为 3.55（表 4-2），

其次促使初始地壳活化改造的中生代岩浆活动不甚发育，影响了金的富集和成矿，因此我们认为鲁西地区很难成为象胶东或小秦岭那样的金矿床密集区。

表 4-2　鲁西地区初始地壳成矿元素平均值（N = 40）

Table 4-2　The average values of metallogenic elements in the initial crust of western shandong

元素	平均值	最大值	最小值	标准差	浓集系数	地壳克拉克值①
Au	7.78	52.00	2.50	7.92	3.55	2.19×10^{-9}
As	5.09	59.00	0.50	11.46	2.50	2.03×10^{-6}
Sb	6.50	43.00	3.00	7.80	1.28	5.07×10^{-7}
Bi	3.00	3.00	3.00	0.00	1.58	1.90×10^{-7}
Hg	1.18	4.20	0.30	0.80	1.14	1.03×10^{-7}
Cu	9.41	23.28	1.65	5.38	1.68	5.60×10^{-5}
Pb	1.53	4.21	0.60	0.77	1.09	1.40×10^{-5}
Mn	1.51	2.67	0.69	0.41	1.38	1.09×10^{-3}
W	2.51	2.80	2.20	0.14	2.22	1.13×10^{-6}
Ni	25.89	50.00	4.42	14.41	3.18	8.13×10^{-5}
Sn	2.90	13.20	1.40	2.15	1.00	2.90×10^{-6}
Cr	3.86	10.00	0.66	2.92	3.04	1.27×10^{-4}
B	2.80	20.46	0.50	3.58	2.47	1.13×10^{-5}
Ti	4.02	9.88	2.32	1.65	0.64	6.25×10^{-3}
V	1.91	2.96	0.80	0.49	1.33	1.43×10^{-4}
Mo	0.44	1.54	0.25	0.22	0.30	1.43×10^{-6}
Ag	34.90	106.00	11.00	21.00	4.66	7.50×10^{-8}
Zn	11.97	22.98	2.93	4.16	1.57	7.63×10^{-5}
Co	6.34	28.21	1.38	4.77	2.65	2.47×10^{-5}

①据黎彤，1992，Au 含量单位 10^{-9}，其他元素分别为 10^{-3}、10^{-4}、10^{-5}、10^{-6}、10^{-7}、10^{-3}。

但鲁西地区仍具有一定的金成矿远景：

(1) 鲁西地区主要金矿化与新太古代绿岩带有密切的关系。绿岩带中初始地壳金的平均浓集系数为 3.55，个别高达 23.74，已知区内含金量大于 0.1×10^{-6} 的地质体近百处，绝大部分分布在绿岩带的火山岩系中，因而具备成矿物质基础条件。

(2) 鲁西地区初始地壳的规模较大，可成为后期活化再造地壳的物源。在发育完整保存较好绿岩带中，基性-超基性火山-沉积旋回上部是金富集的重要部位，这是鲁西绿岩带金矿化的一个特点，反映其为绿岩早期金矿化作用的产物，有别于其他金矿床密集区。糜棱岩化带和片理化带在鲁西与金矿化关系密切。大于 1×10^{-6} 的样品分布地段都处在强蚀变区，与金矿化关系密切的区域变质作用主要发生在 2600×10^{6} 和 2500×10^{6} 的低角闪岩相变质作用时期。山新泰—蒙阴构造带和肥城—曲阜—苍山构造带所圈定的构造区，基底岩石构造格架相当复杂，是强变形 TTG 岩系最发育的地区，各种构造线均受到韧性剪切变形的强烈改造而平行化，总体方向为 NW 向，同时有近 SN 向、NE 向、EW 向构造

断裂的叠加，构造叠加部位常常是金矿化最有利的产出部位。

（3）归来庄金矿床是近年来在鲁西南发现的一种新类型大型金矿床，是本区找矿工作的重大突破，矿床位于尼山穹隆北东部，平邑中生代盆地边缘，早侏罗世铜石杂岩体沿着太古宙与下古生界的不整合面，以及古生界的层间剥离面贯入。岩浆沿着构造通道不断脉动式上侵，对围岩进行活化改造，促使金元素等成矿物质析出、富集，形成贫硫化物的隐爆角砾岩型金矿床。

归来庄金矿床的发现，对本区的找矿工作有了新的启示。除应加强对该矿床深部找矿力度和注意矿区周围寻找金的富集标志，扩大成矿远景外，还应注意本区中生代岩浆活动对初始地壳的活化改造关系。金矿床的形成需要多期次、多阶段的金元素活化富集，中生代岩浆活动、韧性剪切带等断裂构造带的叠加复合部位具有重要意义。尤其是多组构造断裂交汇部位出现强烈硅化、萤石化等地区，往往会出现金矿化的叠加，应加强对这些地区的找矿工作。

还需要指出的，本区初始地壳中除 Au 外，Ag、Co、Ni、Cr、Cu、Zn 等也较高，在预测找矿中同时应注意加强对 Cu、Ag、Ni 等矿种的调查和评价。

（二）太行山北段

1．概述

该区位于华北地台山西台背斜中东部的边缘，区内出露地层自老至新主要为太古宇阜平岩群变质杂岩、中新元古界的砂岩和白云岩、古生界的砂页岩、灰岩和白云岩和中生界的安山岩、流纹岩。区内的基本构造格架是由阜平运动形成的近东西向构造和中生代燕山期形成的北东向构造及其次级构造交织而成，它们控制了本区的岩浆活动和成矿作用。燕山期中酸性岩浆活动非常强烈，形成了大河南、大石峪、台峪、麻棚和赤瓦屋等一系列中酸性侵入岩体（图 4-10）。

根据容矿围岩产出特征，该区金矿划分为四类：①产在阜平岩群变质岩中脉状、细脉浸染状金矿，如石湖、上岭和横岭里等大中型金矿床；②产在燕山期花岗岩体内外接触带的脉状、细脉浸染状金矿，如大石峪、上明峪、赤瓦屋等金矿床；③产在燕山期脉岩中的细脉状、浸染状金矿，这是该区新发现的金矿床类型，其特点是品位低、全岩矿化、规模较大，如虎峪、上明峪等；④产在中新元古界中，与次火山岩—浅成侵入岩有关的金矿床，如孔格庄、柴厂等矿床，这是该区有望取得突破的金矿新类型。

2．成矿预测

太行山北段初始地壳成矿元素的丰度，根据李义、王玉富等（1991）的资料，进行初步统计（表 4-3）。结果表明，初始地壳的金丰度值为 5.50×10^{-9}，金丰度的对数频率分布直方图示双峰态分布（图 4-11），说明初始地壳中的金曾发生过明显的二次预富集作用。另外，Cu、W、Pb、Zn、Ag 等相对地壳的克拉克值亦显示了较明显的富集特征，其他成矿元素均低于或接近于地壳克拉克值。

太行山北段的基底岩石阜平岩群广泛发育，以往研究认为这是一套沉积岩系组成，对金矿产出不于分有利。最新的研究表明，阜平岩群的上部是以夕线石榴片麻岩和大理岩组成的一套沉积岩系，其下部则是以变质镁铁质火山岩为主体，这种原岩建造特征与小秦岭和乌拉山绿岩建造特点比较接近，即实际上阜平岩群亦是一新太古代的裂谷型绿岩带，预示着其具备良好的金成矿条件。另外，该区初始地壳的金丰度值较高，棋盘格状断裂构造

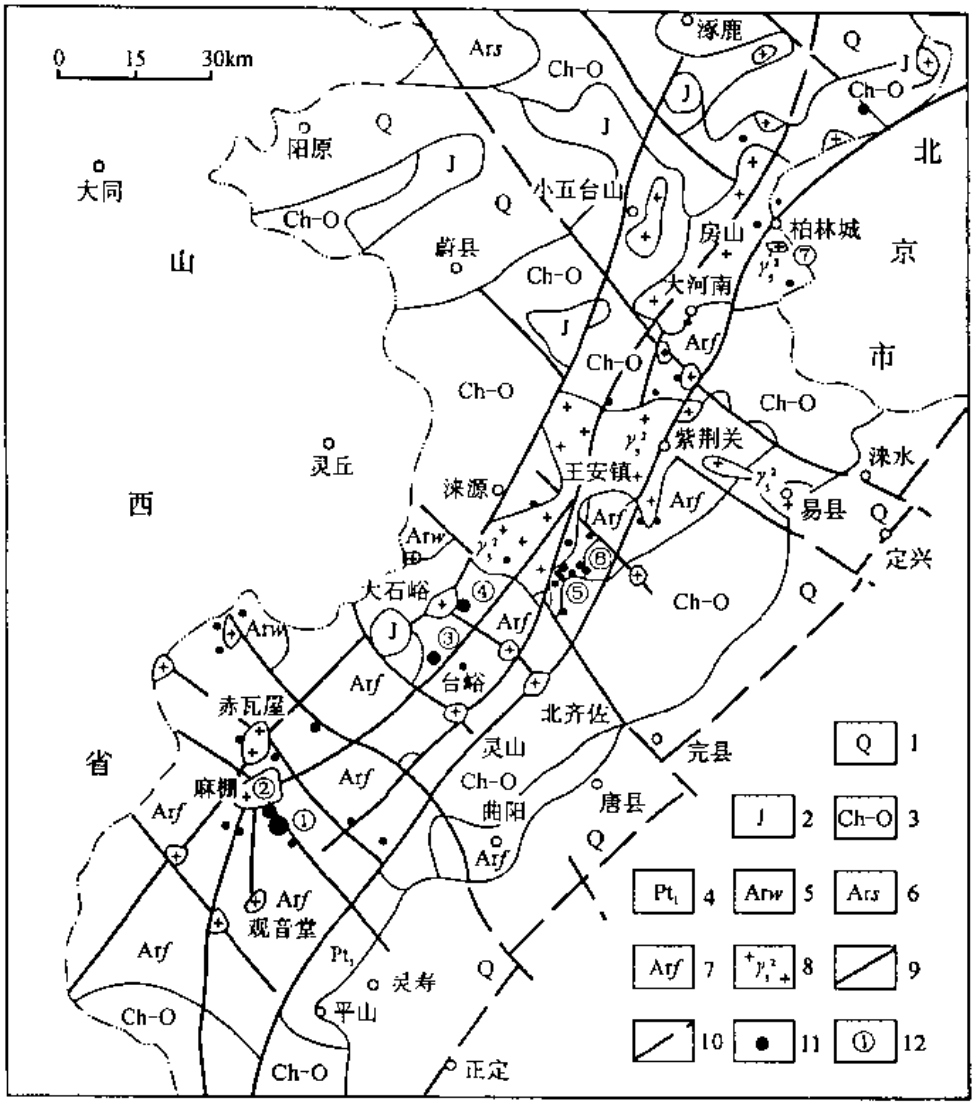


图 4-10　太行山北段构造岩浆岩带和金矿分布图

Fig.4-10　Tectonomagmatic belt and the distribution of gold deposits in northern part of Taihangshan

（据田玉林，1990）

1—第四系；2—侏罗系；3—长城系—奥陶系；4—甘陶河系；5—五台群；6—桑干岩群；7—阜平岩群；8—燕山期侵入体；9—断裂；10　隐伏断裂；11—金矿床点（圆点大小表示矿床、点规模）；12—主要金矿床点编号：(1) 石湖，(2) 土岭，(3) 白石台，(4) 大石峪，(5) 小岭根，(6) 奕木厂，(7) 柏林城

交织成网，燕山期中酸性岩浆活动异常强烈。凡此种种，从基底背景、构造、岩浆热源条件等等都为金成矿提供了良好的条件，加之该区产出的金矿床类型多样（甚至多于冀东等金矿密集区赋存的金矿床类型），因此提出太行山北段有望发展成为一个新的以金为主同时伴有银、铜、铅、锌矿床密集区。

表 4-3　太行山北段初始地壳成矿元素平均值（$N=21$）

Table 4-3　Average contents of elements of initial crust in northern part of Taihangshan

元素	平均值	最大值	最小值	标准差	浓集系数
Au	5.50	17.00	0.50	5.42	2.51
Ag	0.11	0.27	0.04	0.08	1.47
As	1.38	2.20	0.50	0.44	0.68
Sb	0.40				0.79
Bi	0.15	0.32	0.02	0.06	0.79
Hg	0.03				0.30
Cu	56.00	154.00	10.00	37.00	1.00
Pb	28.11	73.00	5.00	13.06	2.01
Zn	72.76	207.00	22.00	56.21	0 95
W	3.13	7.00	1.00	1.49	2.77
Mo	1.92	5.10	0.50	1.15	1.34
Co	44.44	133.00	12.00	28.00	1.80
Ni	64.42	149.00	5.10	31.72	0.79
Cr	79.63	120.00	3.00	36.78	0.63
Sn	3.57	5.10	1.00	1.72	1.23
Sr	166.00	270.00	100.00	73.40	0.43
Ba	258.00	410.00	170.00	101.07	0.56

注：Au含量单位：10^{-9}，其他元素含量单位：10^{-6}；浓集系数＝成矿元素均值/地壳克拉克值（黎彤，1992）。

（三）冀北地区

1．地质概况

本文所述的冀北地区是指华北地台北缘中段尚义—丰宁—隆化深大断裂以北，康保—围场深大断裂以南的河北省北部地区。大地构造上隶属内蒙古地轴中部。

区内的前寒武纪变质基底，主要为古元古界红旗营子群和单塔子群上亚群，局部有零星的中新元古界分布。盖层沉积主要由中新生界的火山-沉积岩系组成，此外，局部地区有少量的古生界沉积岩系出露。区域构造在基底构造中表现为复杂的叠加褶皱和各种尺度的韧性剪切变形，在盖层构造中主要发育断裂构造，尤以燕山期北东、北北东和北西向断裂最为发育。岩浆活动表现出多期性和复杂性，主要有元古宙的花岗片麻岩、巨斑状石英二长花岗片麻岩和闪长质片麻岩，华力西期的二长花岗岩和印支期-燕山期的黑云母花岗岩、正长花岗岩等，此外，中生代的脉岩和次火山岩也广泛分布。区内矿床、矿化点和物化探异常星罗棋布，主要有 PbZnAg 矿、CuMo 矿、UMo 矿和少量的 Au 矿。如蔡家营、北岔沟门、青羊沟、三道沟、兰阎等大中型铅锌矿，彭家沟中型银矿，牛圈--营房大型银铅锌金矿，撒岔沟门大型钼矿，460 和 543 中型铀钼矿等。

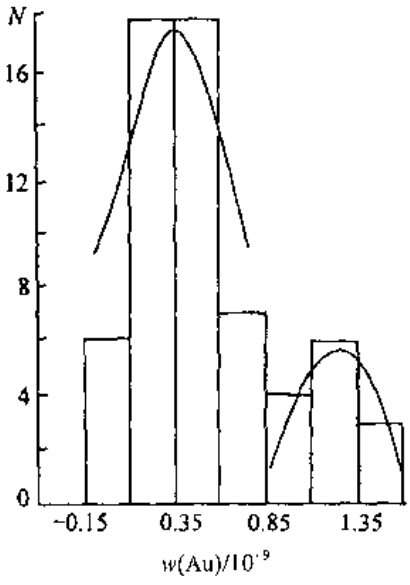


图 4-11　太行山北段初始地壳金分布

Fig.4-11　Distribution of Au contents of initial crust in northern part of Taihangshan

该区变质基底主要由红旗营子群和单塔子群上亚群组成。前者分布在西部的尚义—赤城地区，后者分布在东部的丰宁—承德地区。关于单塔子群目前大多数的研究者认为该群上部的凤凰嘴组和刘营组（即上亚群），与下部的燕窝铺组和白庙组（即下亚群）应分开，上部属古元古代，与西部的红旗营子群相当，并改称为红旗营子群（胡学文等，1989、1990；白瑾等，1993、1996）。因此本文也将二者统称为红旗营子群。

红旗营子群的同位素年代学数据分布在 1848.2Ma ± 0.6Ma ~ 2508Ma ± 263Ma 之间，显示这一岩群系古元古代产物，其下限年代在 2500 ~ 2400Ma，褶皱回返年龄在 2000 ~ 1900Ma 左右。

红旗营子群被划分为两个组：下部的大同营子组（凤凰嘴组）和上部的庙沟组（刘营组）。下部的大同营子组主要由斜长角闪岩、角闪斜长片麻岩、石榴角闪片岩、含石墨黑云变粒岩和透镜状大理岩组成，上部的庙沟组主要由黑云角闪变粒岩、角闪变粒岩（片麻岩）和黑云变粒岩组成。总体上看红旗营子群是一套经过低角闪岩相变质的火山沉积岩系，下部为变碎屑沉积岩夹基性火山岩。上部为变中性火山岩夹变基性火山岩和变陆源碎屑岩。岩石学和地球化学研究表明红旗营子群的形成环境可能是活动大陆边缘的岛弧和弧后盆地。

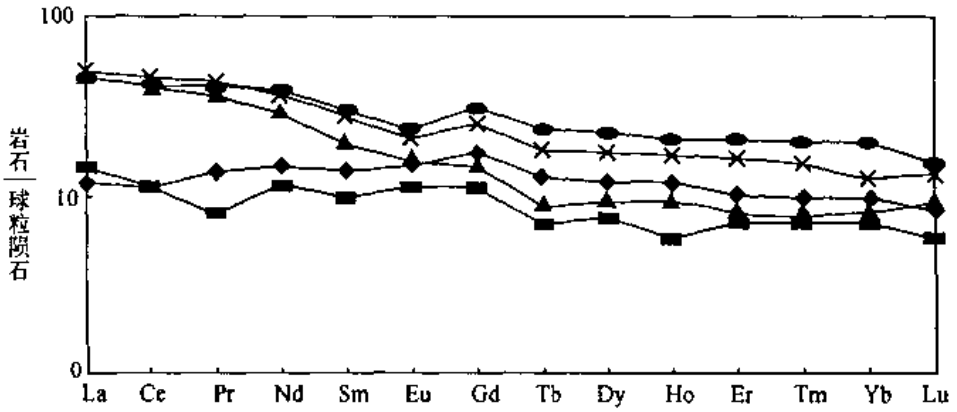


图 4-12　红旗营子群斜长角闪岩稀土元素配分模式

Fig.4-12　Distribution pattern of RFE of Hongqiyingzi Group plagioamphibolite

从岩石组成上看，红旗营子群主要为沉积活动再造型地壳。其中，基性火山岩总体地球化学特征与岛弧和弧后盆地的拉斑玄武岩相似，反映在地壳形成过程中有深源物质的添加。图 4-12 给出了稀土配分模式，可见两个样品的稀土含量较低，配分曲线近于平坦，Eu 异常不明显，另三个样品的稀土含量较高，轻稀土略微富集，稍有 Eu 负异常。样品的 Sm/Nd 在 0.18 ~ 0.30 之间，其中稀土总量低、配分模式平坦的样品都大于 0.26，与地幔的 Sm/Nd 比值接近，反映一部分岩石样品受地壳物质的混染较少，而一部分样品可能受到了一定的混染或在后期受到蚀变交代。根据部分样品见到钾长石，因此受蚀变交代的可能性大。两条斜长角闪岩的 Sm-Nd 等时线年龄分别为 2409.5Ma ± 369Ma，2414Ma ± 202Ma；$\varepsilon_{Nd}(t)$ 分别为 + 4 ± 2.79，+ 2.3 ± 1.6；T_{DM} 为 2624 ~ 2871Ma（胡学文，1996；张振利，1991），斜长角闪岩的锆石 U-Pb 年龄为 2405.9Ma ± 58Ma（夏毓亮，

1991)。由上述特征可以判断斜长角闪岩的原岩基性火山岩的形成可能经历了两个阶段，即在2700～2800Ma由地幔分异出基性岩浆侵位于岩石圈地幔，在2400Ma左右重融喷出地表，在此过程中基本未受地壳物质的混染（或仅受少量混染），因此斜长角闪岩基本上可代表本区的初始地壳。

2．成矿预测

表4-4给出了红旗营子群部分岩类的含矿性，可见有下列几个特征：①各岩类的Au、Cu、Mo丰度均近于地壳的克拉克值，而Ag、Pb、Zn的丰度较高，是克拉克值的2～3倍。②各岩类中含矿性最好的是代表中基性火山岩变质成因的角闪斜长片麻岩，这与现代岛弧和弧后盆地广泛形成火山喷气型块状硫化物矿床的现象是一致的。③矿区内岩石丰度比区域上同类岩石要高一些，反映成矿热液的迁移和富集作用。④代表初始地壳的斜长角闪岩与张宣、胶东、冀东、小秦岭等地的斜长角闪岩相比Au丰度要低，而Ag、Pb、Zn、Cu等的丰度要高，这说明了初始地壳反映的地球化学块体有明显的差别。事实上，华北地台北缘以尚义—丰宁—隆化大断裂为界，北部形成的矿床主要是Pb、Zn、Ag等，Au矿少见，且多伴生金，而南部以太古宙花岗岩-绿岩带为基底的区域内形成的矿床主要是Au，很少见独立的Pb、Zn、Ag矿床，如果有也是产在中新元古代地层分布区内。

表4-4　红旗营子群各类岩石成矿元素平均丰度

Table 4-4　Average abundance of metallogenic element in various rocktypes of Hongqiyingzi Group

	岩性	样品数	Au	Ag	Pb	Zn	Cu	Mo
区域内	斜长角闪岩	6	3.2	160	36.5	112	65.2	1.0
	角闪斜长片麻岩	12	2.7	216	65.4	176	78.6	1.2
	黑云斜长片麻岩	19	1.6	90	17.8	87	26.8	0.6
蔡家营矿区内	夕线斜长片麻岩	81	5.3	130	28.88	120	71.0	1.3
	石榴斜长片麻岩	94	0.9	220	25.15	103	64.0	0.9
	黑云斜长片麻岩	149	4.0	310	35.05	200	70.0	1.0
	角闪斜长片麻岩	212	5.1	580	80.80	485	79.2	1.1

注：Au、Ag单位为10^{-9}，其他元素单位为10^{-6}，蔡家营矿区数据据张长江，1994。

区域地球化学省特点决定了冀北地区主要找矿方向是铅锌银铜钼等有色金属，此外还有铀矿。区内密集分布的Pb、Zn、Ag、Cu、As、Hg、Mo等化探异常、物探异常和矿化点明显地反映了这一点，并说明找矿潜力很大，80年代蔡家营铅锌矿的突破和近年来北岔沟门铅锌矿的发现就是佐证。

找矿评价时要注意以下几个方面：①注意找三种类型铅锌银矿。蔡家营式沉积变质-岩浆热液叠加改造型，牛圈—营房式与花岗岩活动有关的热液型，小扣花营式与火山次火山岩浆活动有关的热液型。这三类矿床的主要控矿因素分别是：火山盆地周边红旗营子群下部大同营子群组角闪斜长片麻岩段，花岗岩的内外接触带，次火山岩周围和火山构造。②控矿断裂构造。蔡家营式矿床受地层褶皱构造和晚期断裂构造的双重控制，而其他两类矿床区域上受北东和东西向两大断裂构造体系的复合部位控制。③主要找矿标志。宏观的标志是脉岩和破碎蚀变带密集分布区，此外，蔡家营式矿床要注意角闪斜长片麻岩内大理岩夹

层附近的铁帽和铁锰帽，其他两类要注意大规模的黄铁绢英岩化和萤石化矿化。④地球化学组合异常分布区，并有地球物理异常反应。⑤遥感解译的环状构造和线形构造复合区。

根据上述标准，我们认为下地区具有较佳的成矿远景：隆化朝梁—丰宁凤山一带、丰宁张百万—营房一带、丰宁北头营—王家窝铺一带、隆化白虎沟—步古沟—西阿超一带、北岔沟门外围地区和围场西南部一带。

第四节　小　　结

矿床密集区预测的理论是一门涉及深部地质学、矿床学、地球化学、同位素年代学和找矿勘查学等综合性的，探索性极强的研究领域，在此理论指导下的预测方法，则是应用性极强，具有战略的实际效益，目前国内外都从不同角度研究，尚处于探索阶段，我们初步取得了如下一些新认识和新进展：

（1）矿床密集区在空间上分布的不均一性，主要由于岩石圈地幔物质分布不均匀所决定的，为了探讨地幔物质的不均一性，了解终极源在地幔中分布的特点，我们提出初始地壳的新概念，初始地壳是地幔部分熔融的结果，壳幔分离作用的产物，成分主要是镁铁质和超镁铁质岩石，因而它的组分和金丰度是较接近于当时的上地幔，也就是反映成矿物质的地幔储源-终极源；

（2）提出判别初始地壳的方法，除了应用常规方法，大致鉴别岩石类型和特征外，我们认为初始地壳应具有 U-Pb 年龄、Sm-Nd 等时线年龄及亏损地幔模式年龄的峰值一致或接近，稀土元素图谱呈现平直或缓倾斜，无铕异常或正铕异常的特点；

（3）初始地壳是区内活化再造或沉积再造地壳的主要物源，因而在一个地质单元内与地壳再造作用有关的金总量取决于初始地壳中金的总量，即初始地壳规模和金丰度，初始地壳规模愈大、金丰度越高，形成金矿床密集区的可能性就越大；相反初始地壳规模小、金丰度低，形成金矿床密集区的可能性就小，通过对胶东、小秦岭、张宣、夹皮沟四个金矿床密集区初始地壳的分析测定，其金的丰度值分别为 28.5×10^{-9}、45.1×10^{-9}、20.4×10^{-9}和 5.35×10^{-9}，浓集系数分别为 13.0、20.61、9.32 和 2.45，均高于地壳金的丰度值，说明这些地区，为形成金矿床密集区有其物质基础；

（4）初始地壳的金丰度高和规模大，是形成金矿床密集区的物质基础，但如没有强烈的热-构造事件，使初始源的金活化富集，并在有利构造部位沉淀，就不可能形成金矿床密集区；

（5）对金矿床和有关岩类的形成时代进行了深入研究，对胶东、张宣、夹皮沟、小秦岭等地区成岩成矿时代获得一批精确的定年数据，在上述地区中，金矿床的主要成矿时代既有新太古代—古元古代，也有加里东晚期-华力西期，而更多为燕山期，这为认识区域成矿特征和指导找矿有重要作用；

（6）提出区域地质构造、地质年代、区域地球化学、岩浆活动和构造等 5 条区域预测准则；

（7）对鲁西、太行山北段和冀北等地区进行金矿成矿预测。

我们对矿床密集区预测的理论和方法研究才起步，虽然有一些想法和取得一些成果，但毕竟还是初步的，还有待在实践中进一步修正和提高。

我们建议在以下几个方面再做进一步工作：

（1）在理论上再进一步论证和完善初始地壳矿源与地幔（主要是岩石圈地幔）和终极源之间的关系，探索初始地壳和活化再造地壳在物质交换分配、富集过程中的关系；

（2）这次仅对金矿床密集区开展了预测理论和方法的研究，有可能时选择若干铜和银铅锌矿床密集区进行研究，进一步充实和论证已取得的阶段性成果；

（3）开展大范围（如整个华北地台）前寒武纪初始地壳成矿元素丰度研究，可通过低密度取样，配合必要的地质体和成矿年代测定，迅速查明大范围内初始地壳矿化元素丰度不均一性状况，为区域战略预测提出地质依据。

第五章　“三源”交代热液成矿评价方法

第一节　交代热液矿床“三源”成矿论

一、热液源研究的突破性进展

热液是含矿质的高温的和以水为主的溶液。因此矿质、水和热是成矿热液组成的三个要素。关于热液成因的争论历史久远，在本世纪50年代以前，有关热液的来源以推理和假设为主，自60年代起由于科学技术的迅速发展，为热液来源的研究创造了条件，并在热液的矿质和水的来源研究方面均取得了突破性的进展。在热液铁矿床中（包括夕卡岩型、火山岩型、脉型等）常见铁矿体与褪色蚀变密切相伴，经分析对比，退色蚀变岩的铁含量比未蚀变的原岩减少了约3%～5%，蚀变与矿化的关系清楚表明，退色蚀变岩中释放出的铁进入了矿体。因此，各国研究人员都得出了一致的结论——褪色蚀变围岩为铁矿的形成提供了铁质，获得这种成果的代表有我国的沈保丰（1977）、陈毓川（1978）、赵一鸣（1980），俄罗斯的波赫纳列维奇（1968）、巴夫拉夫（1970）、萨卡洛夫（1976）、鲁德尼茨基（1987）、奥弗钦尼科夫（1988）、美国的麦金（1968）等。这是在矿质来源研究方面最成功的实例。遗憾的是，这种有效地确定矿质来源的直接测定法未被人们充分重视，特别是在研究地壳中丰度较低的有色、稀有和贵金属等热液矿床的矿质来源方面。幸好在这一研究领域，有些科研人员进行了大胆的探索，发现在钨、锡、铜、铅、锌、银、金等矿床的周围有成矿金属的降低场或负晕存在。他们是季克俭（1980～1989）、郑明华（1982）、杜琦（1983）、周俊法（1986）、刘英俊（1988）等。这样，在矿质来源研究方面不仅提出了有效的研究方法，而且还获得了一批宝贵的资料，并得出了可靠或较可信的结论。

氢、氧等高精度同位素方法在矿床学中的应用，为确定热液水的来源提供了有效的手段。通过对各种水的氢、氧同位素分析和综合，克雷格（1956、1963）在δD-$\delta^{18}O$图上做出了大气降水线、泰勒（1974）划出了岩浆水和变质水的分布区、季克俭（1997）提出了交代水新概念及分布范围。这样，为查明矿床热液水的来源或成因提供了对比标准。大量测试结果表明，热液水的$\delta^{18}O$（范围、平均值、下限值等）与岩浆水截然不同，这暗示它们不是或不全是岩浆水。

二、交代热液成矿理论

热液来源是矿床成因和成矿理论的基础，若热液来自岩浆，则矿床为岩浆热液成因，理论为岩浆热液成矿理论。若热液来自变质过程，则矿床为变质热液成因，理论为变质热液成矿理论。对部分矿床矿质和热液水来源的研究结果表明，矿质来自围岩，水以大气降水为主，因此，它们既不属岩浆热液型，也不属变质热液型。那么，它们究竟属何种成因

类型呢?

热液水的种类和来源通常包括海水、大气降水、建造水（或同生水）、地热水、变质水和岩浆水等。许多人把上述不都视为热液水的类型（如大气降水热液、海水热液、变质热液、岩浆热液等）是不合适的。大气降水和海水是热液的初始水，而岩浆热液和变质热液是强调了热液形成的过程或作用。热液水的分类以成因划分较为科学，已知的热液成因类型有岩浆热液和变质热液，而海水热液、大气降水热液、热卤水等都不是热液的成因类型，它们从初始水变成成矿热液的过程主要都是水-岩反应或以交代为主的过程。因此，由交代作用产生的水为交代水，产生的热液属交代成因，由交代热液形成的矿床属交代热液成因类型。据此，建立了交代热液成矿理论。

热液矿床的各种理论预测方法均以各自的成矿理论为指导，并应将各自的理论核心转化为预测准则。岩浆热液成矿理论强调在岩浆结晶过程中释放出富含碱、挥发分和矿质的水或热液，并由这种热液形成矿床。因此，岩浆热液矿床的形成决定于岩浆的含水性（如干岩浆的结晶不会释放水，也不会产生热液和热液矿床），同时还决定于岩浆热液的含矿性。变质热液成矿理论强调在这变质过程中一定伴随脱水，即产生热液。变质 热液矿床的形成决定于变质热液的数量和含矿性，因此，必须查明不同变质程度、不同变质的温压等条件、不同变质的原岩成分中哪种或哪些条件有利于成矿？交代热液成矿理论强调成矿热液是交代作用的产物。大范围和较高温度的交代作用是交代热液矿床形成的必要条件，关键是范围内矿源体、水源体和热源体共存和有机结合。矿质、热和水三种源在多数情况下都是独立存在的，它们的结合通过下列环节：①岩浆上侵，热源体进入水源区和矿源区；②水源区的水受岩浆热的影响，变热并运动，特别是往岩体方向；③由于水的温度不断增高和压力加大，水的溶解和置换能力急剧增大，较多地溶解岩石的易溶部分，盐类和成矿物质，使矿质活化；④水与岩石发生同位素与化学成分等的交换。这样，表生水通过加热与岩石反应（包括溶解、化学成分和同位素的交换等）逐步形成成矿热液。在矿质、水和热三种源共存区内，一定会发生水-岩反应和交代作用，并逐渐形成成矿热液，当其形成条件发生变化时，常常会发生矿质沉淀，大多数以充填方式产出，亦有交代方式产出。这就是交代热液成矿的模式。因此，三种源体的共存是交代热液成矿理论的基础和预测的主要准则。

第二节　“三源”成矿预测的原理和方法

热液矿床的“三源”预测方法是以交代热液成矿理论为指导，后者强调热液是水与岩石相互作用和交代作用的产物。

一、预测的原理

热液矿床的预测实际上是对热液源的预测。由于热液具有较高的温度（通常高于150℃）和较高的压力（>100Pa），因此，难于在较长距离内保持温、压状态不变，即难于进行长距离的迁移。这样，热液的生成区常常就是热液矿床的形成区，而热液的生成区一定是矿、水和热三种源的汇聚区。矿、水和热三种源的数量越多，热液源的规模越大，三种源之间的距离越小，越有利于热液的生成，距离越大，越不利于热液的生成。

二、预测的方法

“三源”预测方法是以矿、水和热三种源为基本准则，以地质图为基本图件开展预测，根据三种源的特征和组合就能预测区内是否有矿床，有什么矿种和类型的矿床，有多大规模或数量的矿床以及矿床的位置。在一预测区中“三源”的标志可不同，需作具体分析，但通常我们将具有中生代盆地碳酸盐层或其他含水、透水层等地层或地质体作为水源标志；将含一定量易活化金属的地质体作为物源标志；将岩浆岩体的存在作为热源标志。如预测区内有三种源共存，则其具备热液的形成条件，是有成矿远景的。若区内只有一种或两种源，则其不利于热液的形成，其成矿远景不大。根据矿源岩的特征，特别是矿源岩中呈负晕的金属，预测矿床的矿种。根据预测区中的成矿地质条件可预测矿床的类型。矿床的规模受三种源的规模和三种源之间的距离控制：若三种源的量均较充足，则可能形成大型和超大型矿床；若有一种或多种源不足，则矿床规模就较小；三种源之间的距离愈小，愈利于成矿或愈利于较大规模或较多数量矿体的形成。矿床的位置直接受三种源区控制，赋存于三种源区的范围内，特别是在它们的中心或靠近中心的部位。

第三节　“三源”成矿预测区及初步查证

“三源”预测方法适用于各种比例尺的成矿预测：在小比例尺成矿预测中能预测成矿区带的远景或划分出不同成矿远景的区带；在中比例尺预测中可优选出有成矿远景的区段；在大比例尺预测中可预测主矿，特别是预测大型或超大型的主要矿床。以下是小比例尺和大比例尺预测实例。

一、华北陆块金矿成矿区带的远景预测

华北陆块的金矿化主要受太古宙岩系控制，同时又受燕山期的岩浆活动和中生代的盆地等控制。这是因为金矿床的金主要来源于太古宇，在燕山期被活化和富集。所以，区带的成矿远景决定于太古宙建造的活化程度。在1:50万地质图中根据构造活化程度将区带分为三级：强烈活化区——构造活化范围广、时间长、较普遍地伴有岩浆活动和断陷盆地；活化区——有构造活动，但范围较局限或时间较短，伴有一定量的岩浆活动和断陷盆地；无明显活化区——无明显的燕山期构造活动和岩浆作用或仅有极微弱的表现。属强烈活化区的有燕辽、胶东、小秦岭、辽南—吉南、太行山和阴山等地区。它们都是较普遍的三源区，因此，也是金矿床集中区，区内都有大型的金矿床。这类地区为金矿的一级成矿远景区（Ⅰ）。属活化区的有清远、阜新、秦皇岛、绥中等地区，为局限性的三源区分布，有一定数量的金矿床分布，最大规模通常为中型，这类地区为金矿的二级成矿远景区（Ⅱ）。无明显活化区为赞皇、吕梁等，区内无三源区或偶有三源区，区内无金矿床，这类地区为金矿的三级成矿远景区（Ⅲ）。

根据构造活化特征及与已查明金矿床的对应关系，下列区带或地段具有明显的构造活化特征，但无金矿化或金矿床少见：和龙、靖宇、夹皮沟东、清远、阜新、秦皇岛、绥中、丰宁、康保、阜平、集宁、恒山、鲁西、胶东的东部和南部、胶南和合肥等地区（图5-1）。我们认为，可能有较大的金成矿远景（表5-1）。

表 5-1 华北陆块太古宇区带矿、热、水三源条件及金矿预测区

Table 5-1 The three-sources (materials, therm, water) conditions and gold prognostic areas in the Archean strata in North-China Landmass

区带及编号	三源状况	三源条件	金矿化	远景和级别	预测区
① 夹皮沟	齐	很好	有大型矿床的矿化密集区,仅局部地区	很大,Ⅰ	金银别
② 清远—龙岗	齐	较好(γ_3^2)	有中型矿床的矿化密集区,仅局部地区	较大,Ⅱ(-Ⅰ)	1—石道河;2—大合兴;3—黄泥河子;4—湾沟;5—白旗寨;6—争顶子;7—西大顶;8—大扁道子;9—四花顶子
③ 辽南	齐	很好	有大型矿床的矿化密集区,仅局部地区	很大,Ⅰ	1—大营子;2—达营子;3—凡房店
④ 辽西—冀北	齐	很好	有大型矿床的矿化密集区,仅局部地区	很大,Ⅰ	1—旧庙;2—上湾井;3—海棠山;4—北镇;5—朝阳湾;6—柴河;7—围场;8—张家营子;9—建平;10—承德;11—于营子;12—密云;13—后庸关;14—毛家店—古道;15—木头登;16—碎子山;17—迁西;18—龙王庙;19—抚宁
⑤ 集宁	不齐、局部齐	热源很少	金矿化弱,仅有少量矿床	局部较大Ⅲ(-Ⅱ)	1—尚义;2—察右中旗;3—阳高
⑥ 包头	齐	尚好	有大型矿床的矿化集中区	很大,Ⅱ	1—包头;2—武川
⑦ 临河	齐	热源较少	无金矿床	局部有,Ⅲ	东升庙
⑧ 阜平—五台	齐	很好	有一定数量金矿床,不够密集	很大,Ⅱ	1—札岗;2—台峪;3—六棱山;4—北楼口;5—东台
⑨ 吕梁山	不齐	缺热源,无中生代盆地	无金矿床	个别地段有,Ⅲ	岔口
⑩ 赞皇	不齐	缺热源,无中生代盆地	无金矿床	可能无远景,Ⅲ	
⑪ 运城	齐	三源结合不理想	有少量金矿床	有一定远景,Ⅲ	1—解州;2 神仙岭;3—朱家山
⑫ 登封	不齐	缺热源、无中生代盆地	无金矿床	尚有一些远景,Ⅲ	
⑬ 小秦岭	齐	很好	有大型矿床的矿化密集区	很大,Ⅰ	
⑭ 胶东	齐	很好	有大型矿床的矿化密集区	很大,Ⅰ	
⑮ 鲁西	齐	较好	有少数矿床	较大,Ⅲ	1—费县;2—腾县;3—宁阳;4—沂水
⑯ 胶南	齐	较好(γ_3^2)	有个别金矿床	较大,Ⅲ(—Ⅱ)	临沐
⑰ 皖北	齐	较好	有个别金矿床	较大,Ⅲ(—Ⅱ)	1—蚌埠;2—巢湖;3—肥西

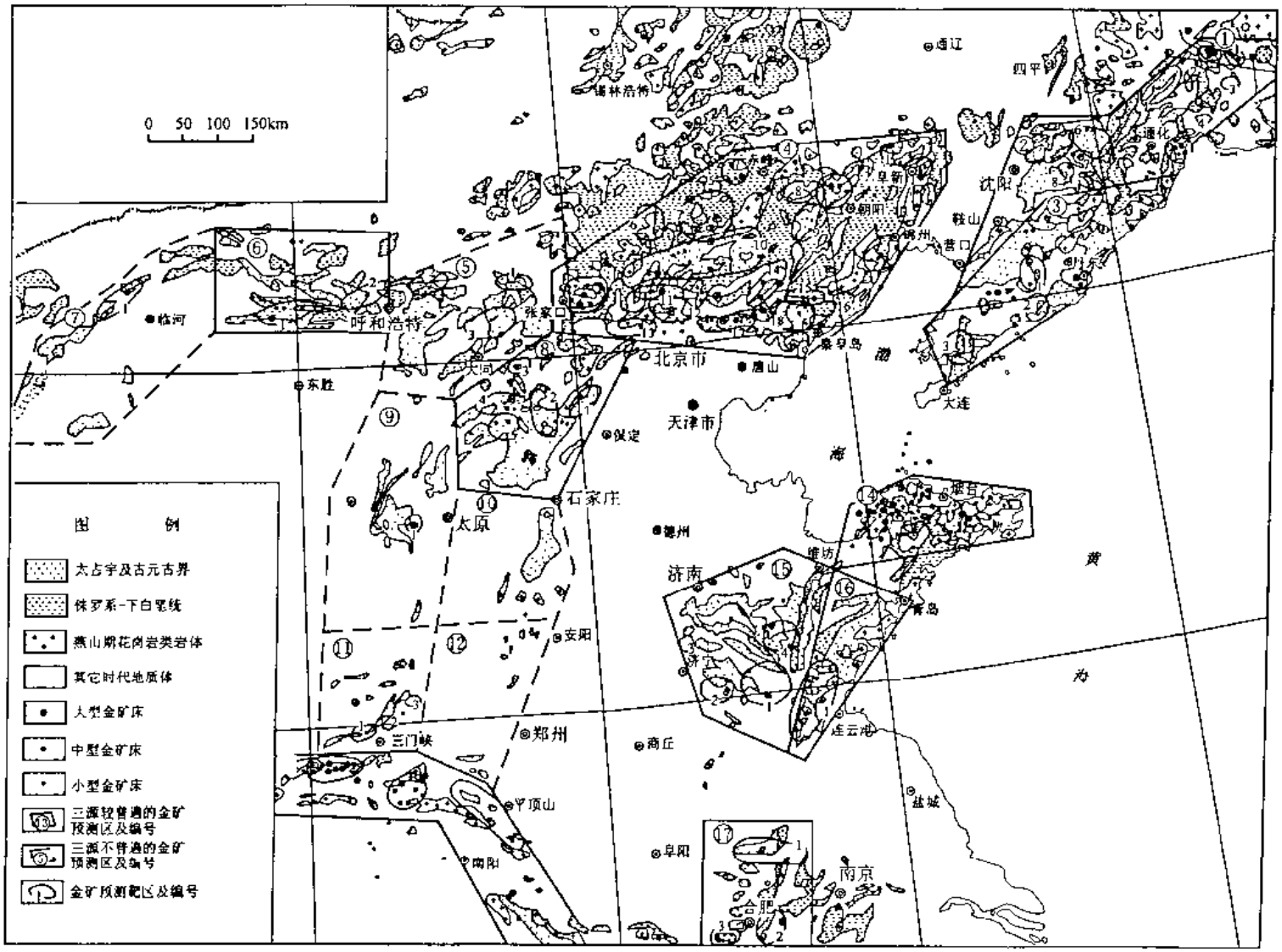


图 5-1 华北陆块金矿分布及三源预测图

Fig 5-1 Gold ore deposit distribution and the three-source (material source, thermal source, water source) prognostic map of North-China landmass

二、大型、特大型金矿床的预测

华北陆块北缘的热液金矿床主要集中产于矿源、水源和热源的交汇区，对大型和特大型矿床这一特征尤为显著。研究表明虽然各矿床中的矿源、水源和热源的地质体基本相同，但三种源的地质体组合方式有明显的区别。大致可分成四种组合类型。

(1) 太古宇中的盖层夹条（块），太古宇为矿源，盖层为水源、盖层夹条为相对的下陷区和构造破碎带，当热源体侵入后就成为三源区，易于成矿。具这种条件的金矿床有金厂峪、牛心山、排山楼、东坪、峪耳崖和夹皮沟等。具这种组合类型的预测区还有吉林的金银别、红石、石道沟、抚民、古洞河、辽宁的章党—黄旗寨、海棠山、下满井、北镇、锦县—娘娘宫、张家营子、河北的上营—刘家口、李家窝铺—古道、烟筒山—隆化、周杖子—星干河、大桥。

(2) 中生代盆地中小范围的太古宇隆起区，中生代盆地为水源，太古宇为矿源，当以岩浆为代表的热源侵入时，就利于成矿。这一组合类型的代表为红花沟金矿田，成矿远景区有河北朝阳湾、丰宁北部和隆化北部等。

(3) 中生代盆地之间的太古宇隆起区，已知矿床为东坪、小营盘和金厂沟梁等，具有这一组合类型的远景区有河北的丰宁、密云、山海关、辽宁的阜新、建平、医巫闾山等，可能还有栾平、承德等地区。

(4) 中生代小盆地边缘太古宇或古元古界隆起区，其代表为五龙金矿床，具类似组合特征的远景区有：吉林的和龙、天合兴、辽宁的大扁道子、四花顶子、争顶子、迷力营子、建平和绥中、河北的抚宁、周杖子、苗杖子等。

类型（二）—（四）属同一种三源组合，即上盆（中生代盆地）下基（太古宇基底）或上“水”（源）下“矿”（源），只是在矿化深度和剥蚀程度上有差异。

三、金矿预测区的初步查证

(一) 已知热液矿床和“三源”预测区

已知热液矿床是否较集中分布于“三源”预测区中，是判断“三源”预测方法是否有效的重要依据。“三源”预测方法对华南钨、锡等矿床和长江中下游铁、铜、硫等矿床的预测表明，大多数已知矿床落入预测区内，如1:20万郴县幅地质图内，“三源”预测区的面积不足全区的1/4，但22个已知矿床全部落入其中，而面积占3/4的非“三源”区中，却没有一个矿床。根据华北陆块北缘五省中型以上金矿床产出的“三源”条件统计，产于“三源”交汇部位的矿床占81.5%（表5-2）。

(二) 金矿预测区的初步查证

在大比例尺地质图中，我们确定的金矿预测区大多是具备三源条件的地区，即区内有能为成矿提供金源的太古宇、有成矿时可作为水源的中生代盆地和（或）元古宇碳酸盐等地层及作为热源的燕山期岩体。预测靶区的范围较小，通常为几平方千米。在这些靶区中没有金矿化或尚未查明成型的金矿床。我们对较多的预测靶区先进行踏勘初查，在此基础上，选择少数成矿地质条件等较好，工作条件允许的靶区开展查证研究。我们选择了抚顺—新宾、排山楼、冀辽的宽城—凌源和河北的青龙—兴隆等，共初查了约40个预测区。初查结果表明，这些预测区中的大多数是值得进一步开展找金工作。下面重点介绍头道

表 5-2 华北陆块北缘五省区中型以上金矿床产出条件统计

Table 5-2 Statistics of middle-large gold deposits in five provinces on northern margin of North China Platform

规模	数量	河北	山西	内蒙古	辽宁	吉林	总计	%
大型和超大型	总数	4		3	4	4	15	
	具三源条件数	3		3	3	4	13	87
中型	总数	15	4	5	17	9	50	
	具三源条件数	10	3	5	14	8	40	80
合计	总数	19	4	8	21	13	65	
	具三源条件数	13	3	8	17	12	53	81.5

沟、猫耳朵山等预测区。

1. 头道沟预测区

该区为抚顺新宾预测区带中的一个预测小区，位于大扁道子岩体的西北，离岩体约7km，测区主要为太古宇，由黑云变粒岩、混合质黑云变粒岩、斜长角闪岩和混合岩等构成，测区的东南角有侏罗系，经填图查明，测区内岩浆岩发育，主要呈脉状，可能亦有小岩株，一般长数百米，宽数米至上百米，走向主要为北西向和北东向，岩性有花岗斑岩、正长斑岩、花岗细晶岩、流纹斑岩、闪长玢岩、闪长岩、辉绿岩和煌斑岩等。由此可见，测区内矿源、水源和热源齐备，成矿条件较好。

经踏勘初查（1996）发现，预测区中水系沉积物金异常较好，金含量达 10×10^{-9}的点有 12 个，最高值为 64，平均值为 23，同时还发现金含量大于 1×10^{-6}的原生金矿化和滚石，1997 年复查时发现较多的原生金矿化及其滚石，原生金矿化 5 处，Au 品位为 $1.34\times10^{-6}\sim11.0\times10^{-6}$，金矿化的滚石样 7 个，金含量为 $1.30\times10^{-6}\sim4.36\times10^{-6}$。1998 年进行了综合查证，经土壤测量查明，金含量大于 24×10^{-9}的次生晕 14 个，它们总体呈北西向延伸，异常带长度大于 1500 m，宽度大于 700 m。经少量槽探揭露，发现金矿体和矿化体 11 个，其中金品位达 4.5×10^{-6}的矿体有 3 个，矿体厚度为 0.6～2 m（图 5-2）。金矿石为褐铁矿化石英脉、含硫化物石英脉、石英网脉及蚀变岩等。根据我们踏勘初查的结果，头道沟预测区于 1997 年被辽宁地勘局列为金异常的三级查证区，1998 年又提升为二级查证区。由此可知，研究查证工作已取得重要进展，但尚属初始阶段。

2. 猫耳朵山预测区

该预测区为峪耳崖金矿床外围预测区的组成部分。峪耳崖金矿床主要产于峪耳崖花岗岩体内，后者侵入于高于庄组白云岩中，岩体以北 2 km 处为太古宇。由此可见，峪耳崖矿区是矿源（太古宇）、水源（高于庄组白云岩）和热源（花岗岩）齐全的三源区，有利于成矿。峪耳崖矿床外围预测区的范围以矿床为中心，半径约 5 km。预测区内金的水系沉积物异常和次生晕异常较高，范围较广，东部为小庙沟异常，南部为前庄异常，西部为猫耳朵山异常，北部为后庄异常，异常主要产于外接触带的白云岩中，部分在石英岩中。有人认为，这些金异常与古阶地有关，依据是古阶地出现在较高的山坡上和金异常附近常见古阶地，但没有古阶地含金的实际资料，而且，不少金异常出现在古阶地之上。因此，古阶地不是金的异常源或不是主要的异常源。

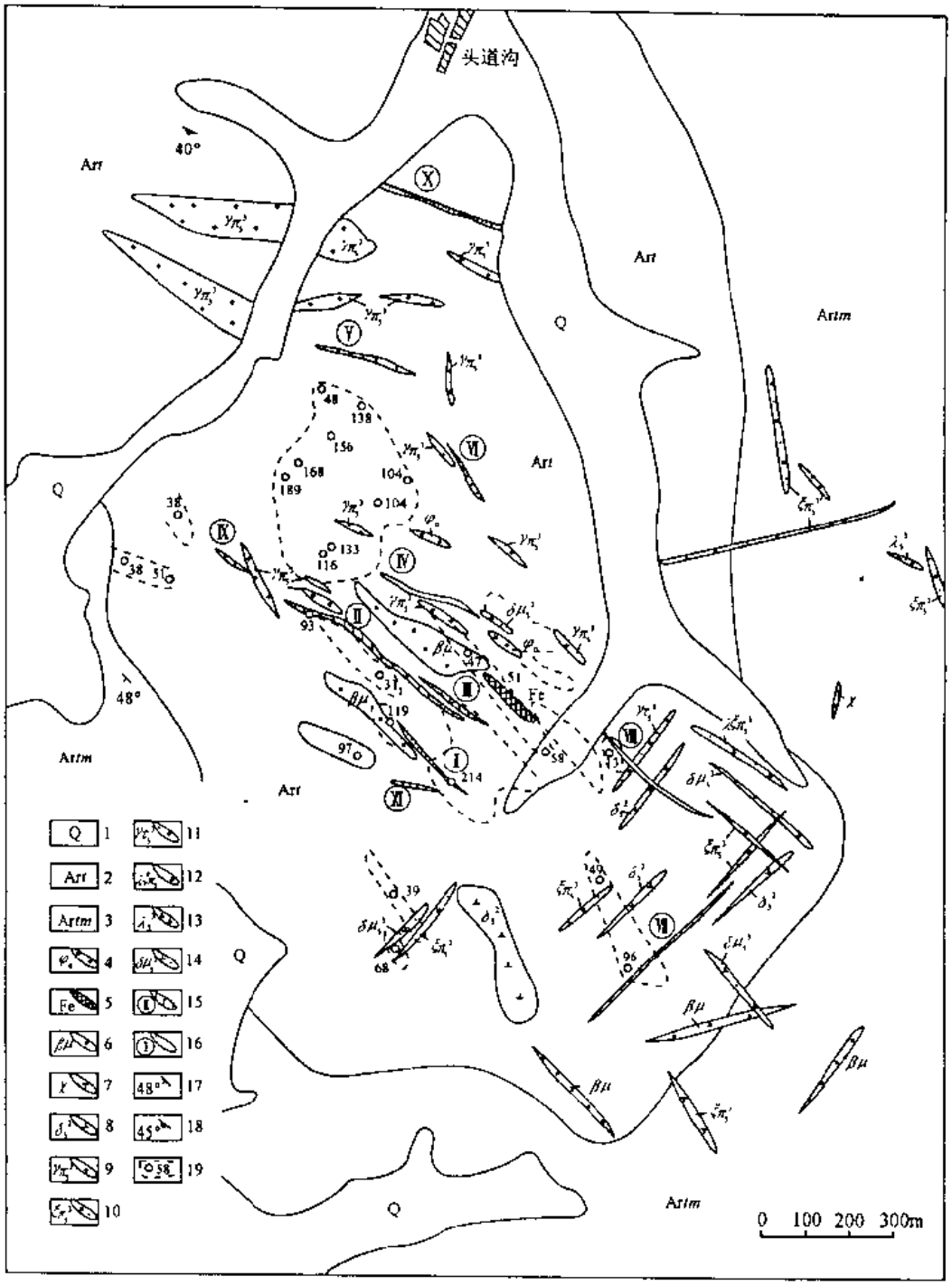


图 5-2　抚顺头道沟金矿区地质、化探综合图

Fig. 5-2　Geological and geochemical map of the Toudaogou gold deposit in Fushun

1—第四系；2—太古宇通什村组；3—太古宙混合花岗岩；4—斜长角闪岩；5—磁铁石英岩；6—辉绿岩脉；7—煌斑岩脉；8—闪长岩脉；9～14—燕山晚期脉体：9—花岗斑岩；10—正长斑岩；11—花岗细晶岩；12—石英正长斑岩；13—流纹斑岩；14—闪长玢岩；15—金矿化体（带）及编号；16—金矿化蚀变带及编号；17—地层产状；18—片麻理产状；19—土壤测量金含量大于 24×10^{-9} 异常范围及高值点位置和数值

猫耳朵山预测区主要为高于庄组白云岩，东北角为花岗岩体。预测区内共取水系沉积物样22个，Au含量为8×10^{-9}～92×10^{-9}，其中含量大于20×10^{-9}的样品有19个，大于50×10^{-9}的样品有10个。由此可见，水系沉积物的金异常很高，为对异常正确定位，进行了较系统的土壤测量，金的次生晕从南西的3线至北东的24线，长约1.5km，宽约70m，面积约1km^2，共取516个样，金含量为2×10^{-9}～475×10^{-9}，平均为10.5，其中≥3的样品为486个，占94%。因此，总体来看，取样区均为Au的次生晕异常区。八条剖面线上都有≥10×10^{-9}的Au异常点，其中4～24线均有大于50×10^{-9}的点，12线最高Au含量为475×10^{-9}（图5-3）。Au的次生晕异常沿南北向沟的两侧分布，沟的西边为猫耳朵山的东坡，Au异常强度低一些，最高值为60×10^{-9}，异常范围大，经观察发现，异常区内的小沟中均有红色的白云质角砾岩的滚石，它们的最大直径可达1m，红色玉髓滚石含Cu（2.4%）、Ag（75×10^{-6}）、Au（70×10^{-9}）。经追索发现了含Au的原生角砾岩带，Au含量为0.3×10^{-6}。沟东侧为峪耳崖山的西坡，为岩体与白云岩的接触带，异常强度很高，12～24线均有Au含量大于50×10^{-9}的样，12～20线有较多大于100×10^{-9}的点，原生矿化还未揭露，但预示着可能有较好的矿体存在。

3. 后庄预测区

该区位于峪耳崖金矿床的北东，为花岗岩体的外接触带，距岩体0.n～3km。主要地层为高于庄组白云岩，北部有少量的杨庄组和雾迷山组及太古宇。预测区面积约5km^2，水系沉积物的金异常很高，6×10^{-9}～154×10^{-9}，其中大于20×10^{-9}的样品有54个，占70%。在预测区中部取了三条土壤样剖面，共取样71个。样品的Au含量为1×10^{-9}～＞100×10^{-9}，平均为7.7。其中，在剖面的南、北两端有34个样的Au含量较稳定，均为1×10^{-9}，可能代表本底，其他较高金含量的样品代表异常。有针对性的地质观察，在金含量很高的水系沉积异常的上方发现有红色白云质角砾岩，预测区中多处发现这种角砾岩的露头，大小不等的滚石在水系中更为常见。经分析，其Au含量为0.2×10^{-6}～0.3×10^{-6}。通过对土壤样异常的检查还发现了含Au、Ag的铅锌矿脉，厚20cm。以上资料表明，后庄的较大范围和较高的水系沉积物和次生晕异常，不是由古阶地引起的，而是由多种原生Au矿化引起，应进一步加强查证工作。

4. 毛家店—柏杖子预测区

该区西北部和东南部均有太古宇出露和燕山期的岩体，中间主要为元古宙的碳酸盐地层和少量的石英岩等。区内具备三源成矿条件，柏杖子和毛家店金矿床都是位于三种源的交汇部位。预测区面积约80 km^2，根据1:5万水系沉积物测量，每4 km^{2}组合样Au含量为1.85×10^{-9}至61×10^{-9}，平均为17.7×10^{-9}。后来辽宁地勘局第二地质队进行了复查取样，共取181个样，Au含量为（0.2～70）$\times10^{-9}$，平均值为7.41，其中Au＞5的样品有72个，占样品数的40%。两次结果基本一致。本区金异常范围大、强度较高，它们明显受北东向的断裂控制，在北东向的柏杖子和毛家店矿化带上，金异常较集中，除部分异常已查明与金矿化有关外，不少异常尚未查明，这两个带上有望找到新的金矿床。在预测区中部呈北东向延伸的元古宙碳酸盐地层中，有较多的Au异常，最高值为56×10^{-9}或更大。在异常区内多处已发现Au含量为0.2×10^{-6}的白云质角砾岩，表明有含金的热液成矿作用，应注意寻找卡林型金矿床。

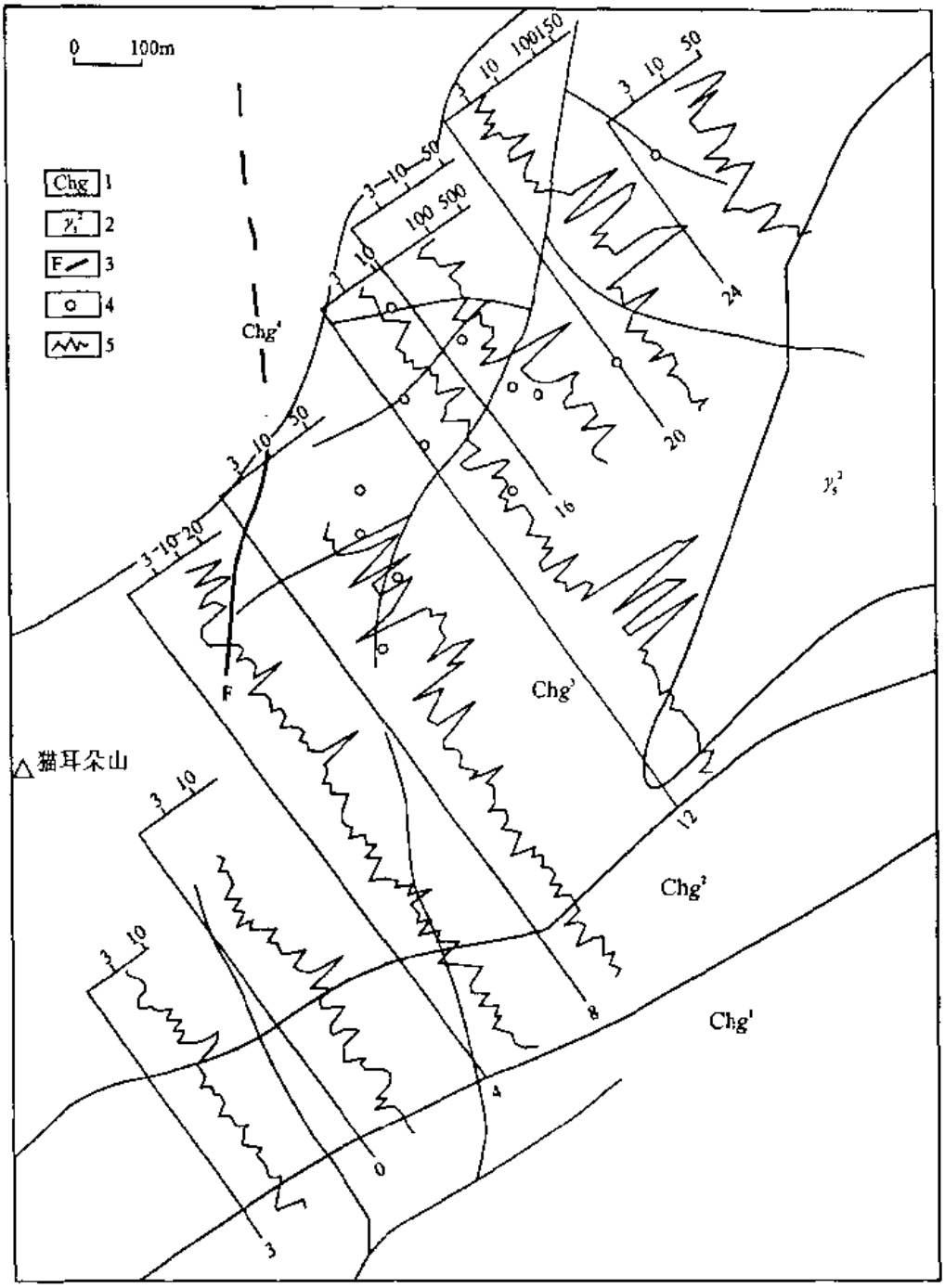


图 5-3 猫耳朵山预测区地质和金异常图

Fig. 5-3 Geological and Au anomaly map of the Mao'erduoshan prospect

（根据河北地质勘察院唐山工作部资料编制）

1—高于庄组（一段至四段）；2—燕山期花岗岩；3—断层角砾岩；4—金含量大于 20×10^{-9} 的水系沉积物；5—金的土壤样剖面曲线（10^{-9}）

第四节　小　　结

一、热液矿床的“三源”预测方法是一种理论预测方法

热液矿床的预测方法较多，如：异常和标志预测方法，即根据各种物探（磁、电、水、重、声、地震等）、化探（基岩、土壤、水、气、生物等）、遥感、地质（矿化、蚀变、矿物等）的异常或标志进行预测；控矿地质因素预测方法，即根据控矿的构造、岩浆岩、地层和岩性等进行预测，找矿模式或类比预测方法；综合信息预测方法等。这些预测方法中最主要的依据常常是异常，所以，原则上属异常或标志预测方法，不同于成矿理论预测方法，成矿理论预测方法是将理论的核心转化为预测准则，并根据准则开展预测。交代热液成矿理论强调成矿热液是在交代过程中逐渐形成的，是交代作用的产物。矿、水和热三种源的共存和相互作用是交代热液成矿理论的核心，是交代作用和交代热液形成的必要条件。因此，“三源”预测方法是交代热液成矿理论在预测中的具体应用。该方法主要是依据矿、水和热三种源存在标志，故即使在缺乏各种异常资料的条件下，也同样可圈出预测区。

二、“三源”预测方法是一种有效的和具有很大发展前景的预测新方法

“三源”预测方法是根据形成热液矿床的矿源体、水源体和热源体的规模和位置对未知矿床进行预测。这是具有特色的理论预测方法，在我们提出之前，国内外从未有过报导，所以，这是我国独创的一种预测方法。该方法可应用于各种不同比例尺的成矿预测，在研究程度较高的地区，该方法具有定性（定矿种、定类型）、定量（定规模、定数量）和定位功能。虽然该方法现在还不完善，但简便、易行、实用和有效。中国东部大部分燕山期的热液矿床位于“三源”交汇部位，表明“三源”预测方法对已知矿床是适用的。在郴县幅和宁芜盆地等地区的“三源”预测区内的找矿取得进展，找到了钨、锡、铜、铅、锌、银、金、铁等矿床十多个，表明，该方法对预测未知矿床也是很有效的。对一些地区的“三源”预测实践表明该方法较客观（根据“三源”条件）、简便（根据地质图）、易行（预测区范围小，特别是通过资料的综合，可缩小至几平方千米），而且，可以圈出大量的新的预测区，如对郴县幅（1:20 万）的预测，共圈出“三源”预测区 30 个，其中已有矿床的预测区为 10 个，无工业矿床的预测区为 20 个，后来在三源预测区中新发现或查明矿床 6 个，其中，4 个矿床是在无工业矿床的“三源”预测区内。本专题对辽北—冀北地区进行了“三源”预测，共圈出预测区 189 个，已有金矿床的预测区为 47 个，占 25%，无金矿床的预测区为 142 个，占 75%，后者为前者的 3 倍。郴县幅“三源”成矿预测和后来的找矿实践结果是，在 1/5 的预测区中找到了新矿床，通过对比，我们深信，辽北—冀北地区大量的金矿“三源”预测区是有巨大的找矿潜力的，应加强验证工作。

第六章　伸展盆地演化金矿评价方法

在全球范围内，卡林型金矿集中产出于我国扬子地块的西南缘及西北缘、美国内华达州及其附近。卡林型金矿产于未变质的沉积岩中，又称沉积岩型金矿（中国科学院科技工作领导小组办公室，1994）。矿石中金矿物颗粒细小，多为不可见金，矿石与围岩的界线往往只能靠化学分析界定，亦称微细浸染型金矿（刘东升等，1994）。

黔西南地区的沉积地层中从泥盆系至三叠系均分布有卡林型金矿床（点），但主要矿床集中产出于上二叠系及中三叠系的不纯碳酸盐岩及细碎屑岩中，矿体多赋存于逆冲断层及其构造破碎带内。金矿床（点）不同程度地普遍伴生有 Hg、Sb、As、Tl 等成矿元素，构成大面积的低温成矿元素矿化分布区。黔西南地区沉积了巨厚的碳酸盐岩及细碎屑岩地层，岩浆活动微弱，出露的火成岩除大面积分布的大陆喷溢拉斑玄武岩（即峨眉山玄武岩，在研究区西北部）外，还有少量辉绿岩及偏碱性基性脉岩，岩浆作用主要以板内离散背景（拉伸构造环境）下的幔源基性火成岩为主体。

针对这种以沉积岩为主要赋矿层的卡林型金矿及大面积的低温成矿元素的集中产出，并使之成为一独特的成矿域，盆地控矿的特征比较明显，因此有必要对该区的区域地质演化进行研究。

黔西南卡林型金矿床受地层和断裂构造双重控制比较明显。滇黔桂沉积盆地的演化控制着区域沉积地层的特性和分布，并影响着浅层地壳构造发育，盆地演化的研究可以揭示卡林型金矿的分布规律。

通过对研究区地层岩相古地理及区域构造特点的分析，重点分析盆地的沉积演化及构造演化，建立区内滇黔桂伸展海盆的演化模型。着重分析盆地演化过程中有利于卡林型金矿产出的特殊相带的形成环境及展布特点，研究盆地对金的初始富集的影响；考察盆地区域构造的特点，总结盆地构造，特别是浅层地壳的结构、构造特征，研究盆地构造的发育对盆地中沉积岩层的改造以及对盆地流体的影响，进而研究盆地闭合阶段金的活化迁移；最后综合沉积盆地格局分析卡林型金矿的分布规律，揭示金产出的有利位置。

卡林型金矿床（点）除普遍伴生有 Hg、Sb、As、Tl 等低温成矿元素外，矿区及其附近常伴有礁灰岩、硅质岩（或硅化）的出现。具有热水沉积特征的硅质岩及硅化，水下隆起部位产出的礁灰岩是指示该区卡林型金矿存在的极为典型的特殊岩相带。

研究区内构造的特点是主要发育浅层地壳构造，断裂、褶皱发育，并有为数众多的推覆构造存在。主要表现为盆地东西两侧的壳体向盆地沉降中心作对碰式运动。卡林型金矿主要分布于推覆构造的前缘地带，特别是大小推覆体的交汇部位。

第一节　滇黔桂地区区域地壳演化特征

一、区域地质及金矿概述

滇黔桂金矿集中区位于扬子地块的西南缘，在大地构造位置上跨越扬子地块和右江褶皱带两个构造单元，并具有二者的过渡色彩。该区位于全球两大构造域即特提斯构造域和太平洋构造域的交接部位东侧，构造变形亦兼有二者之特征。

区内沉积了巨厚的碳酸盐岩及细碎屑岩地层，岩浆活动微弱，出露的火成岩包括有大面积分布的大陆喷溢拉斑玄武岩（即峨眉山玄武岩，在研究区西北部）和少量辉绿岩及偏碱性基性岩等，岩浆作用主要以板内离散背景（拉伸构造环境）下的幔源基性火成岩为主体。

区内沉积地层中金及其相关元素汞、锑及砷等具有相对较高的背景值，其中陆源碎屑沉积物中元素背景值略低，但整体来说，该区属成矿元素高背景值区。

滇黔桂卡林型金矿又称微细浸染型金矿，其特点是金颗粒极为细小，多小于1μ，金矿体与围岩的界线不清楚，只有靠化学分析结果界定。金矿产于区内巨厚的碳酸盐岩及细碎屑岩中，主要含矿岩石为二叠纪至早三叠世的石灰岩类和中三叠世的细碎屑岩。金矿的产出受地层、构造双重控制。矿体和构造的关系及其在分布上的规律虽相当复杂，但仍有一些共性，即矿体多赋存于逆冲断层及其构造破碎带（有的破碎也不明显，但挤压很强烈，如烂泥沟矿床的F_3——主矿体产出部位）中，断裂构造控制着矿床和主矿体的分布。

按容矿岩石的不同，卡林型金矿可进一步划分为以碳酸盐岩及以细碎屑岩为容矿岩石的两亚类金矿床。

（1）以碳酸盐岩为容矿岩石的金矿床，主要分布于扬子地块上的安龙、兴仁和兴义一带，已发现金矿床四处，矿（化）点十余处，具有重要的工业价值，代表性矿床如紫木凼、戈塘等。控矿构造为背斜核部发育的逆冲断层及沿上、下二叠统假整合面发育的区域性滑脱面及顺层分布的张性构造破碎带。赋矿地层及岩石为二叠系至下三叠统不纯碳酸盐岩（泥质灰岩、泥灰岩）及细碎屑岩（粘土岩、粉砂岩）。其中，以不纯碳酸盐岩含金较富，是主要的赋矿岩石，围岩蚀变主要有硅化、黄铁矿化等，金矿体一般呈似墙状和透镜状，产在蚀变带的中心部位，随蚀变强弱及蚀变带的宽窄变化，矿体呈现膨大缩小或分枝复合，甚至尖灭再现等形态特征。

（2）细碎屑岩为容矿岩石的金矿床，主要分布于右江褶皱带西北边缘地区，赋矿岩石主要为中三叠统细砂岩、粉砂岩及粘土岩，少数为钙质页岩及泥灰岩。该亚类金矿之控矿构造为伴随逆冲-推覆构造形成的构造三角区，近东西向复式褶皱中的轴向逆冲断层及构造穹隆等。金矿的构造控矿特点明显，分布于断裂破碎带或层间滑脱带中。矿体产出的形态有二：一是高角度陡立矿体，呈大透镜状、似墙状或脉状产出，如烂泥沟1号矿体，厚度稳定，含金品位较高。在主断裂旁侧的分枝断裂或层间断裂中亦有小矿体分布；二是沿层间破碎带或大致顺层产出的平缓矿体或层状矿体，以及依附于褶皱剥离空间产出的鞍状矿体，该类矿体规模较小，形态复杂，矿化连续性差。黄铁矿为主要载金矿物。

二、区域地壳演化特点

我国两大卡林型金矿集中区（滇黔桂“金三角”和川西北地区）均产于扬子地块西南、西北边缘。扬子地块不同时期的演化在很大程度上影响着这两个矿化集中区的区域地质演化。

扬子地块为“三层式”基底结构：下层为太古宙（?）—古元古代的中深变质杂岩；中层是中元古代的变质细碎屑岩夹变质火山沉积岩；上层则由新元古代浅变质碎屑岩和碳酸盐岩组成。不同地质时期，扬子地块的“内涵”与“外延”具有不同的意义。概括来说，扬子地块在不同地质时期活动性有显著的不同，扬子地块经历了多次的大陆增生及分裂的过程。新元古代的晋宁运动造成扬子地区发生广泛的褶皱、断裂、变质、推覆逆冲，地壳增厚和隆升，使扬子古陆及周边数个古陆、活动带“焊接”或“堆叠”在一起，构成一巨大的大陆，称“扬子超地体”或“泛扬子地块”。晋宁运动之后不久，扬子超地体即处于拉张、松弛状态，扬子超地体解体，在扬子地块边缘发生由裂谷向被动大陆边缘的演化。扬子地块自新元古代进入亚稳定阶段，西缘、北缘分别松开形成了松潘甘孜洋和秦岭洋；东南缘成为东南洋（即华南活动带）。

滇黔桂接壤地区在大地构造位置上跨扬子地块和右江褶皱带两大构造单元，并具有二者的过渡色彩。滇黔桂地区地壳的活动性界于稳定的克拉通和典型的活动带之间。

从全国布格重力异常图上可以看出，黔西南地区位于六盘山—龙门山这条巨大的重力梯度带内，反映了该区地壳厚度的陡变。

通过对滇黔桂接壤地区的一些地质遥感资料和综合分析，可以看出（见图 6-1），北东向的弥勒-师宗断裂和北西向的紫云-桠都断裂控制着卡林型金矿的产出，滇黔桂接壤地区的卡林型金矿床（点）几乎全部分布于二者之间。一条近南北向的隐伏大断裂纵贯卡林型金矿集中区，南北向断裂大致沿贞丰—册亨—那坡一带展布。地矿部航空物探遥感中心（1990）在黔西南地区进行了高精度航空磁测，本区区域磁场是这样展布的，测区西部磁场以负异常为主，测区东部弱正磁场，正负磁场的分界线为南北向，与区域重力异常分界线吻合，磁场及重力异常的特点也反映出该区存在的南北向隐伏大断裂。

第二节　滇黔桂伸展盆地及其演化

一、滇黔桂伸展盆地的基本特征

扬子地块西南缘石炭纪至中三叠世期间存在着一个沉积海盆，区内沉积了巨厚的碳酸盐岩及细碎屑岩。盆地由三条深大断裂：弥勒-师宗断裂、紫云-桠都断裂和凭祥大黎-断裂所界定，这三条深大断裂控制着断裂两侧沉积相特征，它们属多期次活动的同生断裂，这是把三条深大断裂作为滇黔桂沉积盆地边界的重要依据之一。

滇黔桂沉积盆地具有如下四个显著特点。

（1）盆地基底具多样性，包括扬子地块基底和右江褶皱带基底。两者分界线大致沿南盘江北侧呈近东西向分布。右江褶皱带基底也属“三层式”结构，下层和中层与扬子地块相似，上层的新元古界之上常缺失奥陶纪和志留纪地层。

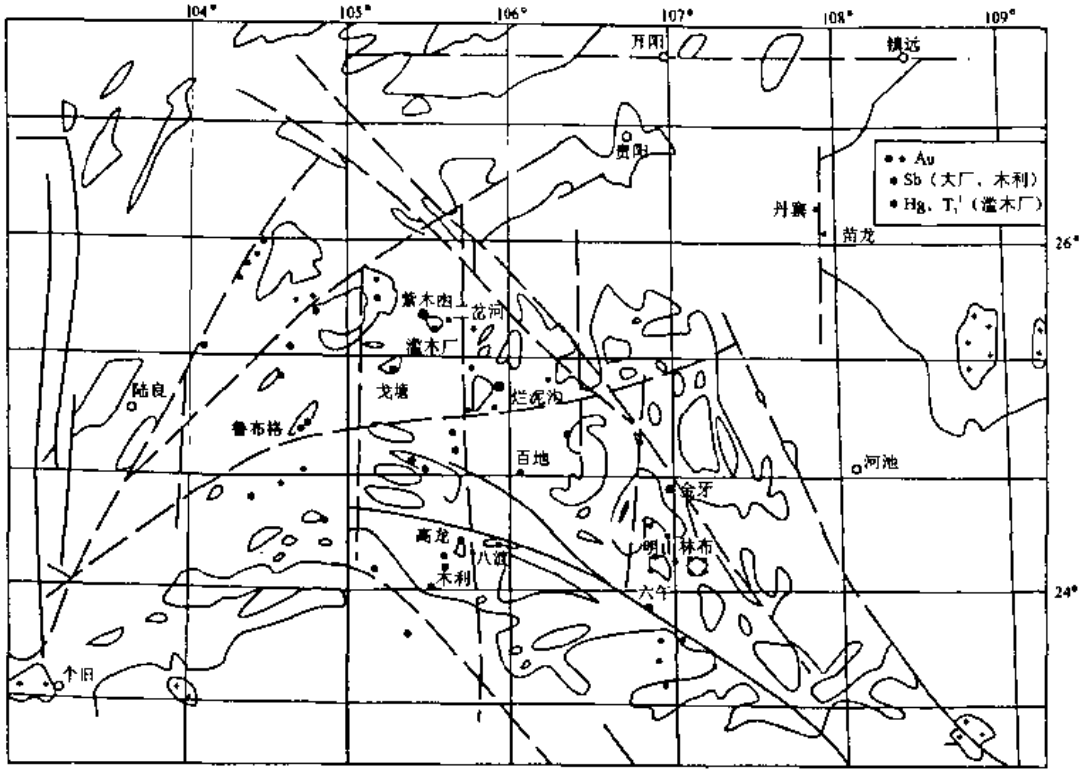


图 6-1　滇黔桂接壤地区金矿分布构造纲要图

Fig.6-1　Structural outline of the Yunnan-Guizhou-Guangxi joint area showing distribution of gold deposits

（2）盆地基底不均衡沉降。在伸展构造作用下，盆地基底发生不同程度的碎裂解体，成为盆地中较为刚性的基底断块。在盆地整体处于拉张裂陷状态下，这些断块不均衡地沉降，使得盆地中出现深度迥异的沉积环境。浅水相区与深水相区之界线大致沿贞丰—册亨—那坡一带（见图 6-2），呈近南北向分布。

（3）盆地演化具有自南而北的特点。首先在盆地南端（广西那坡一带）出现南北向深大裂谷。随着时间的推移，逐渐向北扩展，至中三叠世盆地裂陷达最大程度，大部分地区成为一深水广海，裂谷北端深入扬子地块。

（4）盆地为一较典型的古地热异常区。根据对区域地层岩石镜质组分反射率及牙形石色变指数的测试（韩世庆等，1987；周希云，1990），区内存在着 150～250℃的古地温异常区，地温异常中心与盆地中心一致。

二、滇黔桂伸展盆地演化的阶段性

泥盆纪至早三叠世，在早古生代褶皱或造陆的地块上发育了滇黔桂盆地，它是与伸展构造有关的盆地，代表大陆地壳内部裂陷阶段的产物。盆地内断块基底不均衡沉降，造成盆地内沉积格局的多样性，高水位块体（包括孤立台地，如“癞子山背斜”“灰家堡背斜”和“马雄背斜”等）沉积台地相碳酸盐岩，深水位块体处则沉积深水细碎屑岩及深水暗色碳酸盐岩，两者在平面上相间排列，错落有序。

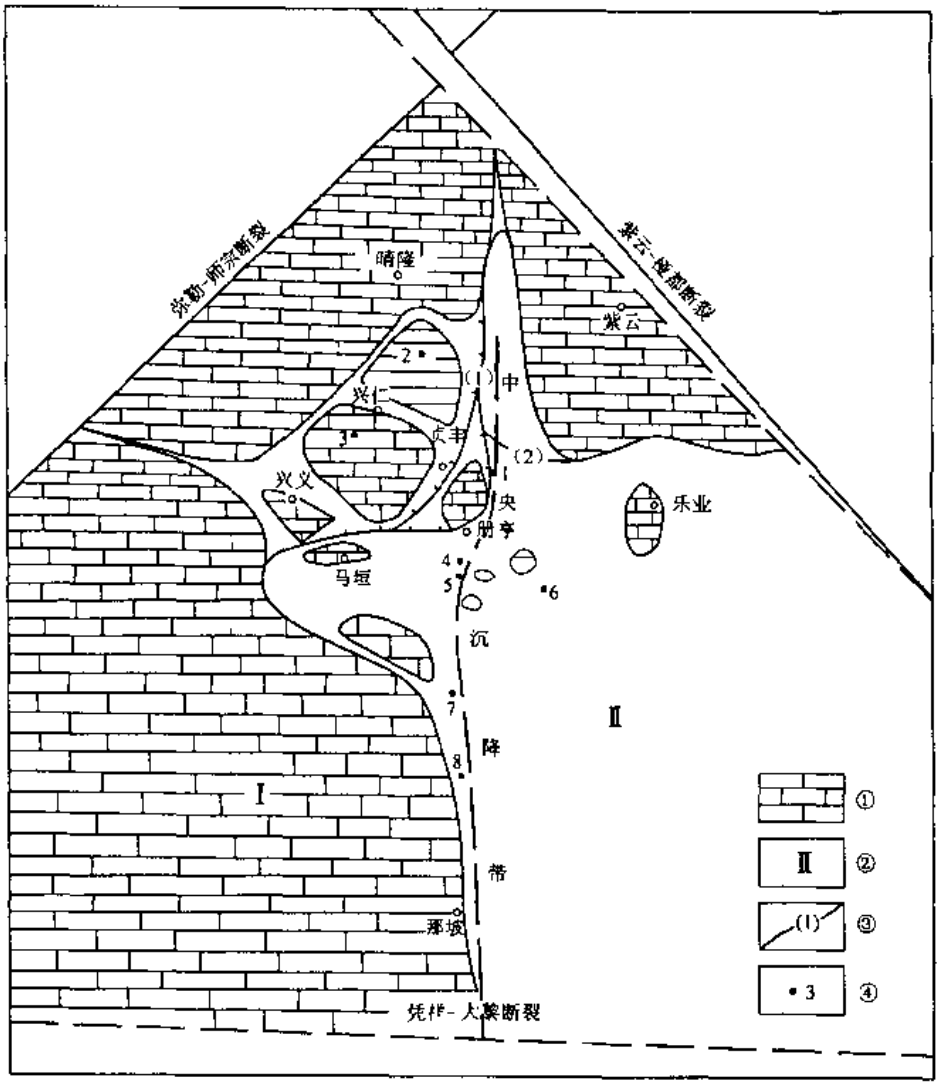


图 6-2　滇黔桂沉积盆地二叠纪盆地格局及主要金矿床、巨型推覆构造位置投影示意图

Fig. 6-2　Framework of Permian basin, gold deposits and giant nappe structure of the Yunnan-Guizhou-Guangxi joint area

①台地相碳酸盐沉积；②深水相碎屑沉积；③推覆构造及其编号；④金矿床及其编号

(1)坡坪巨型推覆体；(2)板昌巨型推覆体

1—烂泥沟；2—柴木凼；3—戈塘；4—丫他；5—板其；6—百地；7—高龙；8—革档

泥盆纪地壳开始裂陷，至二叠纪在盆地中央发育一中央沉降带，其延伸方向大致为南北向或北北东向，中央沉降带的北西侧为较陡的斜坡，其上发育细碎屑类复理石沉积、碎屑重力流沉积等，碳酸盐角砾沉积也十分发育，最高处发育生物礁，形成含大量蜓类、足类等生物化石的礁灰岩沉积，构成宽阔的浅水碳酸盐沉积的屏障，限制着浅水台地与深海之间水的循环和波浪作用。自中央沉降带至盆地东南端，主要发育深水碳酸盐沉积、细碎屑岩沉积及深水相硅质岩沉积，其间由于断块的不均衡沉降，存在着一些孤立台地，这些台地是由一系列北东向于北西向断裂上形成的地垒式构造，其上发育浅水碳酸盐及滩礁相灰岩组合，台缘斜坡以发育各类重力流沉积为特征。

中央沉降带的形成源于一近南北向的同生断裂的发育，中央沉降带由南至北逐渐进入扬子古陆区，宽度亦逐渐变窄，至三叠纪在盆地南部（广西境内）形成一较大的深水盆地沉积区域，并出现基性海相火山活动。

其中，东吴运动（P_1/P_2）使贵州大部分上升为陆，滇黔桂大部分属海陆交互的陆地边缘地区，煤层发育。高水位断块位置出现间断沉积，形成的灰岩、礁灰岩遭受一定程度的风化淋滤。

至晚三叠世，随着地壳的抬升，海水往南退去，滇黔桂盆地北部为滨岸沼泽相沉积。之后的安源运动使贵州全部上升为陆。侏罗纪至第四纪，滇黔桂沉积海盆区域仅出现零星分布的内陆河湖相碎屑沉积。

滇黔桂沉积海盆消亡，盆地抬升闭合、由于盆地沉积中相对刚性的碳酸盐岩与刚性较弱的细碎屑岩相间排列，而且，浅层地壳的垂向分布上，数层粉砂岩、泥质岩特别是煤系的存在，使得在区域推动力作用下，块体作推覆运动，主要表现为：中央沉降带两侧壳体相向作对冲式碰撞运动，同时在水下高地附近也出现陆缘碎屑沉积推覆到碳酸岩层之上。

滇黔桂伸展盆地演化的一个显著特点是盆地中央存在南北向大型线（带）状构造，在盆地演化的不同时期，这条线状构造的表现形式不同。随着盆地从发生到消亡，南北向构造分别表现为深大断裂——中央沉降带——中央碰撞带。滇黔桂伸展盆地的演化即是围绕着它展开。滇黔桂伸展盆地的演化可以划分主要的三个阶段。

（1）盆地初始裂陷阶段，在区域壳体处于整体拉张裂陷的状态下，盆地基底发生不同程度的碎裂，形成盆地中大大小小的刚性块体。

（2）盆地扩张裂陷阶段，南北向深大断裂的活动由南至北，北端深入到扬子地块内部，而南端则出现深海相的细碎屑岩沉积，并伴有海相火山岩的活动。深大断裂加宽加深，演变为中央沉降带。盆地中大小不均的基底断块不均衡地沉降，造成盆地中深度迥异的沉积环境。可能由于在广西那坡一带存在着近东西向的断裂活动，二叠纪时，广西那坡一带已成为一广海，并可能与东边的右江盆地连为一体。至中三叠世，盆地的扩张裂陷达到最大程度。大致在南盘江断裂（近东西向）以南，盆地的沉积环境主要为深水相的细碎屑岩沉积。南盘江以北，即黔西南地区，仍以台地相的碳酸盐岩沉积为主，细碎屑岩沉积主要呈楔型分布于贞丰一带。

（3）盆地消亡阶段，中三叠世以后，盆地处于整体抬升闭合的阶段。主要表现为中央沉降带两侧壳体做对冲式碰撞运动，中央沉降带演变为中央碰撞带。东西两侧的壳体卷入推覆及褶皱中。由于中央沉降带在黔西南地区主要表现为南北向的线状构造，贞丰一带存在两个巨型推覆体，分别位于中央沉降带之两侧。西侧为坡坪推覆构造，主体推覆方向为北西至南东；东侧为板昌推覆构造，主体推覆方向为北东至南西。盆地范围地层卷入的褶皱主要为一系列南北向的宽缓的向斜与紧闭的背斜相间排列，即区域主要出现隔档式褶皱。在背斜的两翼常出现逆冲断裂。金矿体常赋存于其间的构造破碎带中。

第三节　滇黔桂盆地演化对金成矿的制约关系

滇黔桂伸展盆地的演化控制着区域地层及浅层地壳的构造特征，同时盆地的演化又受到区域深大断裂等构造活动的影响。盆地、构造及金的成矿演化是一个不可分割的统一过

程。地层、断裂构造及穹隆构造对金成矿的控制作用反映了其间存在的统一性，揭示了盆地演化与金成矿的关系。

一、地层对金成矿的控制

（一）地层层位对金成矿的控制

在滇黔桂接壤地区，泥盆系至中三叠统的各个层位都有卡林型金矿床（点）的产出。但大多数金矿赋存于二叠系和中三叠统。

按照赋矿地层从老到新的顺序，滇黔桂接壤地区的卡林型金矿依次有：

(1) 产于下泥盆统的革档和马雄，这类金矿规模可达大、中型，但品位较低。

(2) 者隘金矿赋存在 D_3 梅江组与石炭系之间，以及中石炭统与二叠系之间的层间破碎带内。

(3) 夹友金矿产于栖霞灰岩内部的 1～4 个层间破碎带内。

(4) 戈塘、雄武和鲁布格赋存于 P_2 龙潭组底部（“大厂层”）、P_1 茅口灰岩古岩溶面上。

(5) 三岔河金矿的容矿围岩为断层破碎带附近的 P_2 大隆组和长兴组。

(6) 紫木凼金矿的容矿围岩为断层破碎带附近的 P_2 龙潭组和 T_1 夜郎组。

(7) 板其金矿赋存在 T_1 紫云组上段，位于 P_2 吴家坪-长兴组岩溶不整合面与断层之间。

(8) 中三叠统是本区大多数金矿赋存层位，如黔西南的烂泥沟、冗半、林坛、丫他、百地、陇纳、大观；桂西北的金牙、高龙、明山、林布；以及滇东南的赛鸭等。

表 6-1 列出了一些典型的矿床及其主要赋矿地层层位。

表 6-1 滇黔桂地区金矿赋矿地层

Table 6-1 Ore-hosted horizon of the Yunnan-Guizhou-Guangxi joint area

地层时代	赋矿地层层位	穹隆构造	典型矿床
T_2	新苑组、边阳组、百逢组、河口组	獭子山、高龙、凌云	烂泥沟、丫他、金牙、逻楼
T_1	紫云组、夜郎组	纳板、高龙、灰家堡	板其、高龙、紫木凼、革档
P_2	龙潭组底部	灰家堡、戈塘	岩上、戈塘
P_2/P_1	大厂层	古岩溶侵蚀面	老万场、胜境关、芹菜坪、砂厂

从卡林型金矿的空间分布看，在不同的区域，金矿的主要赋矿地层层位有显著的不同。以贞丰—册亨为界，西部矿床除了紫木凼矿床以外其余矿床均产出于晚二叠统地层中；东部矿床全部产出于下、中三叠统地层中。最西侧的晴隆大厂一带为红色粘土型产出于下二叠统不整合面上的岩溶凹地中（如老万场），在矿床的形成过程中可能存在远距离的风化搬运。矿石形态类似其他卡林型金矿的上层氧化矿石。岩上、紫木凼、戈塘、板其、高龙等矿床主要产出于上二叠统底部和下三叠统底部；丫他、烂泥沟金矿产出于中三

叠统的新苑组顶部和边阳组底部，逻楼、金牙金矿产出于中三叠统的百逢组和河口组；与下三叠统有关的金矿床主要分布于中央沉隆带的两侧，如夜郎组（紫木凼）、紫云组（板其）和逻楼组（高龙）。参见图 6-1。

（二）岩性对金成矿的控制

大厂层主要出露于晴隆、普安、普定、织金等地的茅口组顶部和峨眉山玄武岩之下。是一套具热水沉积成因的，由硅质岩、硅化灰岩、硅化粘土岩夹玄武质砾岩和粘土化沉积火山碎屑岩组成的地层。大厂层可能是古岩溶面上的沉积产物，重新下沉后接受热水沉积作用而形成的。产有锑、黄铁矿、萤石等，并有金、铜、硒等的矿化，其中金矿化以红色粘土型为主。卡林型金矿主要赋存于泥（质）灰岩及细碎屑岩中。以沉积环境看，这些岩石主要形成于由浅水台地向半深水-深水盆地过渡的沉积转换带上，即斜坡相带。

二、断裂构造对金成矿的控制作用

滇黔桂地区断裂构造对卡林型金矿的控制作用十分明显。从整个盆地的角度看，弥勒-师宗断裂和紫云-桂都断裂控制了整个盆地构造的格局，卡林型金矿几乎全部分布在两者之间的范围内。在盆地内部，近南北向的中央沉降带则显著地划分了两个不同的构造体系：西侧，二叠系地层中的金矿主要受与弥勒-师宗断裂方向近一致的北东向区域断裂构造控制，早三叠统中的金矿主要与穹隆构造周边断裂构造有关；东侧，产于中三叠统中的金矿主要受与紫云-桂都断裂方向近一致的北西向区域断裂构造控制。这些控矿断裂产出于区域性滑脱面及其附近，应是盆地闭合阶段中央沉降带两侧壳体对冲碰撞运动的产物。金矿体主要赋存于穹隆或短轴背斜附近，在穿层或顺层的逆冲断层所形成的构造破碎带中。在以前的研究过程中，曾将金矿的构造控矿特征总结概括为“背斜上面加一刀”。北东、近南北和北西向的三组断裂构造体系与盆地演化的三个主要阶段相对应，反映了盆地演化的不同阶段构造特征的差异，也显示了盆地演化、构造作用与成矿的统一性。

三、穹隆构造对金成矿的控制作用

绝大多数卡林型金矿都产出于穹隆或背斜边部及四周的断裂构造中。这些穹隆构造就是盆地演化过程中形成的局限-半局限的碳酸盐台地，亦可称之为水下高地或水下隆起。穹隆构造与成矿之间存在着密切关系（见表 6-1），说明其在成矿过程中起着极为重要的作用。

穹隆构造是盆地基底断块相对隆起的地方，其边缘是基底断裂或同生断裂活动带。穹隆构造的边缘是沉积环境的变换带，斜坡相带中常出现含碎屑角砾、包块的滑塌堆积，在板其、高龙、金牙、烂泥沟及丫他等矿床都可观察到。同生断裂破碎带也是（含矿）热液活动良好通道。因此，盆地边缘斜坡相带具有金的高背景值。

穹隆构造边缘的基底断裂或同生断裂带是导矿和成矿的有利场所，高龙、板其、戈塘及金牙金矿周围环形或弧形断裂的存在可能是该类金矿形成的重要条件。

四、盆地演化对金的初始富集的影响

区内巨厚的沉积地层中，除产出数十余个卡林型金矿床（点）外，还有为数众多的汞、锑、砷、铊等矿床（化）分布，构成富有特色的低温元素矿床（化）集中区。区内沉

积地层中金及其相关元素汞、锑及砷等具有相对较高的背景值，其中陆源碎屑沉积物中元素背景值略低，但整体来说，该区属成矿元素高背景值区。

孤立台地或水下穹隆构造周边存在着同生断裂活动。斜坡相带中常出现含碎屑角砾、包块的滑塌堆积，同生断裂破碎带也是（含矿）热液活动的良好通道。因此，盆地边缘斜坡相带具有金的高背景值。

五、盆地闭合阶段金的活化迁移

滇黔桂沉积海盆消亡，盆地抬升闭合，由于盆地沉积中相对刚性的碳酸盐岩与刚性较弱的细碎屑岩相间排列，而且，浅层地壳的垂向分布上，数层粉砂岩、泥质岩特别是煤系的存在，使得在区域推动力作用下，块体作推覆运动，主要表现为：以 P_2 含煤系及 T_1 页岩、粉砂岩为主滑脱面，区域上碳酸盐岩岩层逆冲推覆于较新的中三叠粉砂岩岩层。根据区域地质资料及野外观察，盆地中推覆构造具有如下特征。

（1）盆地中存在两个巨型推覆体，分别位于中央沉降带之两侧。西侧为坡坪推覆构造，主体推覆方向为北西至南东；东侧为板昌推覆构造，主体推覆方向为北东至南西。显示了沉积盆地演化后期，盆地抬升闭合，中央沉降带两侧块体发生对冲碰撞。如前所述，中央沉降带是同生断裂发育的中央断陷带，同时又是盆地闭合时两侧块体相向运动的中央碰撞带。

（2）推覆构造之逆冲断层面呈平缓波状，上盘构造简单，多呈单斜、扰曲及开阔的褶皱，推覆构造对下盘构造的影响和改造，一般只涉及 10～50 m 的范围，表现为韧性牵引褶皱、碎裂、辟理及叠瓦状小型逆冲断层。

（3）数个卡林型金矿床均分布于巨型推覆体前缘地带。如烂泥沟金矿床产于坡坪推覆体间南东凸出的弧型前端。

在区域推覆构造应力作用下，地层岩石特别是细碎屑岩中的流体成分作定向迁移，汇集于推覆构造前缘地带。在层间滑脱带及逆冲断层破碎带等构造位置，由于压力的突然释放，液体所携带的成矿元素发生沉淀富集。

滇黔桂伸展盆地除桂西北地区在盆地演化后期出现一些海相火山岩的活动外，岩浆活动微弱。盆地闭合阶段，大面积的浅层壳体推覆及褶皱，造成区域中低温地热场的形成，温度范围可能为 150℃～250℃。板其、丫他及紫木凼矿区采集的岩石硅同位素值（见表 6-2）$\delta^{24}Si_{NBS\text{-}28}$的分布范围为 $-0.3‰～-0.1‰$，显示了区域地层遭受一定的热液活动的影响，在一些地段可能有热水沉积的存在。

六、盆地格局与金矿分布规律

纵观整个滇黔桂海盆，盆地由性质差异明显的两大块体组成，西北侧在盆地发育过程，主要为稳定的台地相碳酸盐沉积，属弱应变区域，局部地段（主要是扬子地块的西南缘）由于同生断裂的作用，块体裂解破碎，周边发育一些陆源碎屑重力流沉积。这些碎块成为弱应变区域的强应变区。盆地东南侧主要发育深水相陆源碎屑沉积，属强应变区域，由于块体的不均衡沉降，局部地段存在着碳酸盐相孤立台地，形成孤岛或水下隆起高地，成为强应变区域中的弱应变区。卡林型金矿床多分布于强应变区的局部应变相对弱的地段（如板其和高龙金矿）与弱应变区域内相对强而窄的地段（如烂泥沟金矿）。

表 6-2 全岩硅同位素数据

Table 6-2 Chemical composition of Si isotope

样品号	采样位置	$\delta^{29}Si_{NBS\,28}$/‰
BQ-3	CD3 深灰色硅质岩角砾	-0.3
BQ-9	CD3 条带状硅质岩白色条带	-0.2
BQ-9	CD3 条带状硅质岩白色条带	-0.3
BQ-36	CD15 含石英条带硅质岩	-0.1
BQ-20	硅质角砾岩（外围）	0.1
BQ-20	硅质角砾岩（角砾）	0.3
BQ-28	采场白色硅质岩	0.1
DMZ-3	紫木凼硅化岩	-0.3
YT-1	丫他硅质岩	-0.1
BQ-25	采场硅质岩	0.0

注：样号为 BQ 的样品均采自板其金矿区，由地科院矿床所测试。

同时，卡林型金矿的分布存在着一共同之处，即几乎所有卡林型金矿之下或附近，都发育有礁灰岩。在海盆发育过程，这些地段存在着水下隆起的生物礁。盆地中水位相对较高的水下隆起附近是卡林型金矿产出的有利位置。盆地演化后期，沿水下隆起或孤立台地（地层产状非常平缓，倾角多在 10°左右）周边的同生断裂，沉积的陆源碎屑沉积物发生一定的挤压推覆，使得这些地段在构造上常被称为“背斜上面加一刀”。实际上，这只看到中间为时代较老的碳酸盐岩沉积（孤立台地），周边为时代较新的三叠系碎屑岩，两者之间常为逆冲断层或中三叠统超覆在下三叠统之上，而不是整合接触。在丫他、烂泥沟等金矿区矿体即赋存在逆冲断层所形成的构造破碎带中。多数卡林型金矿产出于这些构造部位。

盆地抬升闭合时，孤立台地周边的碎屑沉积物受到挤压亦发生向台地推覆，与整个盆地中几个大型推覆体相比，这种推覆构造的规模要小得多，但两者的共同作用使得孤立台地地段成为构造比较集中的构造三角区。区内目前已找到本区最大的金矿床——烂泥沟金矿，它就赋存于这种构造三角区中。这种区域将是寻找大型超大型卡林型金矿的有利位置。

根据矿床的地质地球化学特征，对于卡林型金矿的成因，本书认为主要有两大类。

（一）与热水沉积有关的矿床

该类矿床又可进一步划分为两种亚型：沉积热水改造型和热水沉积型。

（1）沉积热水改造型矿床主要分布于兴仁、兴义一带，亦称红色粘土型，矿床直接产出于热水沉积作用形成的大厂层，其形成可能是先沉积，后接受热水作用的改造。典型矿床有老万场、胜境关、芹菜坪、砂厂、沙锅厂及水淹塘等。

（2）热水沉积型板其、紫木凼、岩上及戈塘等金矿床具有明显的沉积特征，金矿体显示了和一定地层层位的同沉积特点；在矿体底部产出厚度较大的硅质岩层。硅质岩沿穹隆构造周边的环形或弧形断裂分布，受地层层位和断裂构造双重控制。

（二）沉积改造型

沉积改造型金矿床包括烂泥沟、丫他、逻楼和金牙等矿床。这类矿床具有如下特点：

（1）该类矿床赋矿地层层位较高，主要产出于新苑组、边阳组、百逢组等中三叠统上

部地层中，含矿岩性主要为细碎屑岩；

(2) 矿体受顺层和穿层的逆冲断层控制，在断裂构造内发育滑塌构造角砾岩、早期软变形组构、包卷层理、重荷模等硫化物往往沿软变形层理——层面上的槽痕、重荷模等准同生成岩组构分布，甚或围绕砂枕的边缘呈环带。指示当时水下高地边缘斜坡带强烈的同沉积构造活动；

(3) 无热水型金矿床底部与围岩整合产出的硅质岩、硅质角砾岩等，主要以硅化为主，在硅化强烈的部位，发育黑色富含有机质的碳质页岩。

该类矿床是在中三叠世晚期盆地闭合阶段，由于同生断裂构造的继承性活动，在早期沉积富集的基础上，改造叠加形成的。

第四节 小 结

在对大量区域地质、物探、化探及遥感资料综合分析的基础上，结合卡林型金矿区矿田地质构造的特征及区域伸展盆地的演化特征，重点研究伸展盆地对金的初始富集的影响及盆地演化后期金的活化迁移。通过对盆地发生、发展及消亡过程中的盆地沉积特征、热历史及其构造演化的分析研究，探讨了卡林型金矿的赋矿规律及有利的成矿位置。

(1) 滇黔桂伸展盆地中存在一近南北向的深大断裂（为隐伏断裂形式），这条断裂随着盆地的扩张裂陷，逐步演变为盆地中央沉降带；在盆地演化后期，又成为盆地东西两侧壳体对冲碰撞的中央碰撞带。在盆地的演化过程中，这条断裂的活动具有由南（广西那坡一带）往北（扬子地块内部）的特点。这条断裂在很大程度上影响着盆地的沉积相分布，并影响着盆地内的构造演化。

(2) 卡林型金矿的重要赋矿地层层位是二叠系及中三叠统，含矿岩石的岩性主要为泥(质)灰岩及细碎屑岩。

(3) 卡林型金矿主要产出于逆冲断层所形成的构造破碎带中。

(4) 卡林型金矿的产出与水下台地的存在有着密切的关系。短轴背斜及穹隆构造可能只是水下台地周边沉积地层逆冲推覆的产状假象，滑塌堆积、礁灰岩及（或）硅质岩是水下台地的特征产物。

滇黔桂接壤地区伸展盆地的演化特征指示着该区卡林型金矿产出的有利位置是在中央沉降带的两侧，与逆冲推覆构造有着密切的关系。

根据盆地演化及其与成矿之间的关系、不同类型的矿床产出的不同构造部位及其产出特征，盆地内的找矿方向有以下几个方面：

(1) 在贞丰—册亨的西侧兴义、兴仁一带的茅口灰岩之上的古岩溶面上寻找沉积热水改造型金矿床；

(2) 在穹隆构造边部北东向断裂构造和上二叠统地层中寻找与硅质岩有关的金矿床；

(3) 在穹隆构造边部及其周边寻找赋存于下三叠统地层和环形断裂构造中的热水沉积型金矿，特别是在硅质岩层上部含草莓状黄铁矿的碳质页岩和硅质粉砂岩中寻找热水沉积型金矿床；

(4) 在较为远离穹隆构造的中三叠统顶部地层和北东向断裂构造中寻找沉积改造型金矿床。

第七章　铅同位素化探方法与区域和深部隐伏矿预测评价

一般的地球化学找矿方法是通过测定岩石或土壤中有关元素含量或该元素含量与其平均值的倍数（衬度值）来判断矿化强度的。这种常规地球化学方法有时由于突出了次要矿化期的高浓度异常，忽视了主矿化期的微弱异常，而将主要矿体或矿床漏掉，作出不正确的评价。Pb同位素化探评价方法则能克服这种缺点。朱炳泉（1993）提出的铅同位素三维空间拓扑投影特征值的数据处理方法，不仅可用于块体的铅同位素省划分并可确定铅同位素地球化学急变带，而且在进行化探找矿，特别是隐伏矿的预测评价上也取得了良好的效果。

在化探异常区、老矿山或危机矿山以及经过初步勘探发现了一定规模浅层矿藏的区域，最迫切需要解决的问题是：深部是否存在隐伏矿藏及其埋藏深度和规模。这时常规的化探方法已无能为力，地球物理方法可提供一定信息，但也常具多解性。新的深穿透地球化学方法也在不断出现，我们则开展了隐伏矿深度预测的铅同位素系统剖面化探方法的探索性研究。

第一节　铅同位素地球化学急变带与区域成矿预测

一、铅同位素省划分

根据中国大陆特别是东部地区铅同位素的研究，发现了以下的重要规律：即由新生代玄武岩（特别是几乎未受地壳混染的碱性玄武岩）所确定的地幔铅、显生宙以来特别是中生代花岗岩的长石铅所代表的壳源铅和具有不同壳幔成因的矿石铅，三者具有消长同步变化，严格受不同构造块体制约。因此使根据铅同位素组成进行不同构造块体铅同位素省的划分成为可能（Zhu B. Q., 1991; Zhu B.Q. *et al*., 1990）。将铅同位素应用于地球化学省划分和化探评价时，数据的选择与处理方法如下：

矿石铅同位素主要包括方铅矿、闪锌矿、与矿化有关的黄铁矿，其他如辉锑矿、铁矿石、铁帽等矿石铅同位素也可以被利用。矿石铅资料根据同位素组成进行直接对比也常常很有效果，但矿石铅的同位素组成还与形成时间有关，因此，最好进行以下的数据处理，将它换算成与同时代原始地幔铅的相对偏差值。成矿时代可根据已确定的时代，或应用铅同位素的模式年龄，因为只有很老的铅时间效应才大于地块效应，同时又是进行相对比较。因此模式年龄只是一个相对参数，不要求它的严格正确性。原始地幔取 μ 值（$^{238}U/^{204}Pb$）= 7.8，Th/U 原始比值取 4.04，地球年龄取 4.57Ga，地球原始铅同位素组成取 α_0（$^{206}Pb/^{204}Pb$），β_0（$^{207}Pb/^{204}Pb$），γ_0（$^{208}Pb/^{204}Pb$）分别为 9.307、10.294 与 29.476。

铅同位素相对偏差值按以下公式计算：

$$\Delta\alpha = [\alpha - \alpha_0(t)]/\alpha_0(t) \times 1000$$

$$\Delta\beta = [\beta - \beta_0(t)]/\beta_0(t) \times 1000$$

$$\Delta\gamma = [\gamma - \gamma_0(t)]/\gamma_0(t) \times 1000$$

式中 α、β、γ 为测定值，$\alpha_0(t)$、$\beta_0(t)$、$\gamma_0(t)$ 为同时代原始地幔铅同位素组成。应用 $\Delta\alpha - \Delta\beta$ 或 $\Delta\beta - \Delta\gamma$ 作图进行区划效果更好些。为了能同时应用三种同位素组成来区分判别，以及避免原坐标平面投影产生的重叠现象，采用空间投影面的拓扑投影效果更佳。一般我们将数据投影在中国大陆铅同位素分布的最大展布图上，即以下的平面方程：

$$\Delta\gamma = a + b\Delta\alpha + c\Delta\beta$$

其中 $a \approx 0$，$b \approx 2.0367$，$c \approx -6.143$，在这个投影面上，可计算出投影点坐标值：

$$\Delta\alpha_p = \frac{(1 + c^2)\Delta\alpha + b(\Delta\gamma - c\Delta\beta - a)}{1 + b^2 + c^2}$$

$$\Delta\beta_p = \frac{(1 + b^2)\Delta\beta + c(\Delta\gamma - b\Delta\alpha - a)}{1 + b^2 + c^2}$$

$$\Delta\gamma_p = a + b\Delta\alpha_p + c\Delta\beta_p$$

并在最大展布面上建立新的 V_1、V_2 垂直矢量新坐标：

$$V_1 = \frac{b\Delta\gamma_p + \Delta\alpha_p}{\sqrt{1 + b^2}}$$

$$V_2 = \frac{\sqrt{1 + b^2 + c^2}}{\sqrt{1 + b^2}}\Delta\beta_p$$

根据铅同位素组成特征，朱炳泉（1993）把中国大陆划分为华南、扬子、华北、北疆、小兴安岭—佳木斯和西藏等六个铅同位素省，如图 7-1 所示。

二、地球化学急变带

由于不同地球化学块体中地壳、地幔与矿床铅同位素组成具有同步变化，因此铅同位素组成是划分地球化学省的最明显和最有效的方法。使用$^{206}Pb/^{204}Pb$、$^{207}Pb/^{204}Pb$与$^{208}Pb/^{204}Pb$三个同位素比值在三维空间最大展布面上的矢量 V_1 与 V_2 值填图（图 7-2）。从图上可以看出不同块体的铅同位素数据清晰地落在不同区间。但也可看出块体 V_1 值对华南、扬子与北疆—佳木斯地块体分区明显，但不能将华北块体与周边块体较好地区分开。而 V_2 值的变化对不同块体均有明显的反映。因此，这里用 V_2 对中国大陆的中部与东部（包括华南-扬子地区，以及华北块体及其周边）进行了较详细的填图（图 7-3）。填图结果表明不同块体不但具有明显不同的铅同位素组成特征值 V_2 与 V_1，而且在块体之间存在着铅同位素矢量的急变带，标志着块体的地球化学边界。如 V_2 值在华北小于 14，扬子与北太平洋微陆块大于 14（两者的差别是北太平洋陆块的 $V_1 < V_2$，扬子区则相反），扬子与华南以 $V_1 = 53$ 和 $V_2 = 40$ 为界，华南区 V_1 和 V_2 大于这一值。边界误差一般在 ±1左右。

地球化学边界提供了深源的信息，与目前根据地质出露情况确定的构造边界总体上有相似性，但也存在相当多的不一致性。它们与地球物理上的重力正异常梯度常有较好的吻

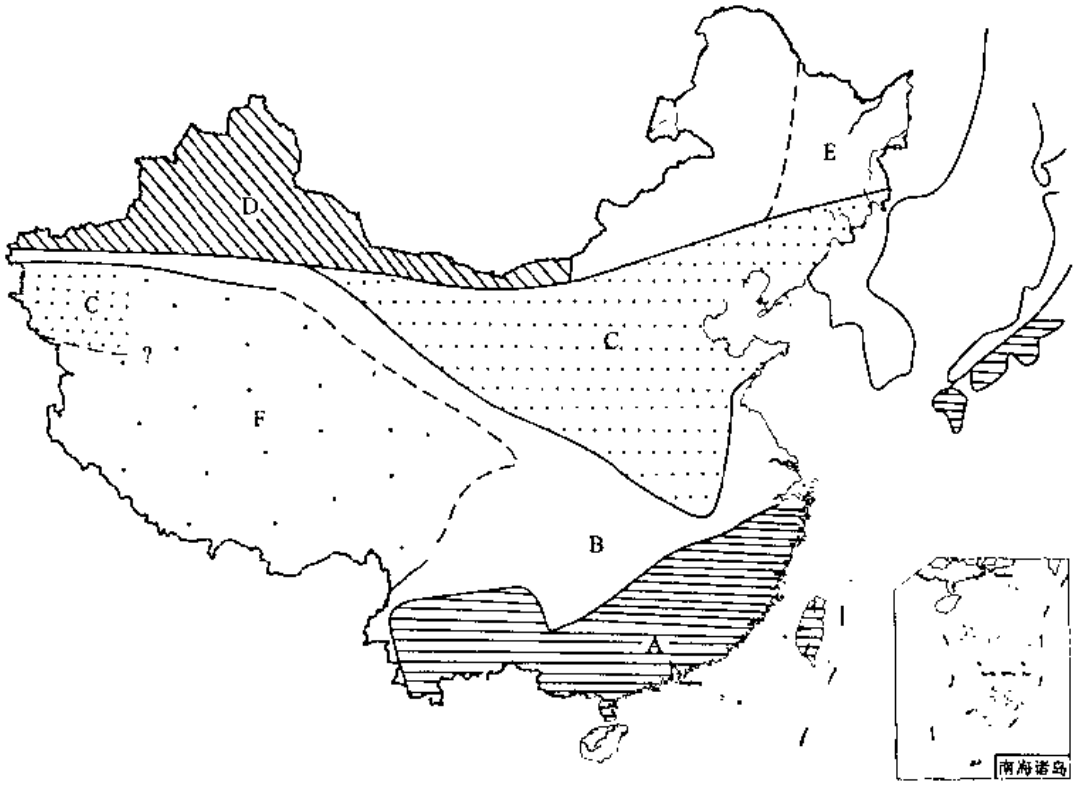


图 7-1　中国大陆铅同位素省区划图

Fig.7-1　Division of Pb isotope of China's continent

（据朱炳泉，1993）

A—华南；B—扬子；C—华北；D—北疆；E—佳木斯；F—西藏

合，如在哀牢山北侧，融水—郴州地段等。地球化学边界两侧在岩石圈波带结构层上也存在显著差异；如浙江龙游地区的地球化学边界常与大规模的走滑断层相一致，具有同时或准同时异相的基底地层。地球化学边界与中国大陆超大型矿床以及著名的大型矿床产出密切相关（朱炳泉，1995）。

三、华南-扬子地球化学边界与超大型矿床

华南-扬子地球化学边界几乎控制了中国南方所有超大型矿床（见图 7-3），包括如下 11 个超大型矿床。

1. 红河成矿带

该带的大红山铜-铁矿位于急变带中心线偏华南块体一侧，为与钠质细碧岩有关的火山岩型和热水沉积型矿床。这一钠质细碧岩系一直延伸到河口地区，形成红河成矿带，包括龙脖河与金河铜矿。大红山铜-铁矿的南面为老王寨超大型金矿，产于哀牢山群中。

2. 东川汤丹铜矿

位于扬子块体，略偏离急变带中心线，与火山岩以及碳酸盐-黑色页岩地层界面有关，以热水沉积为主。

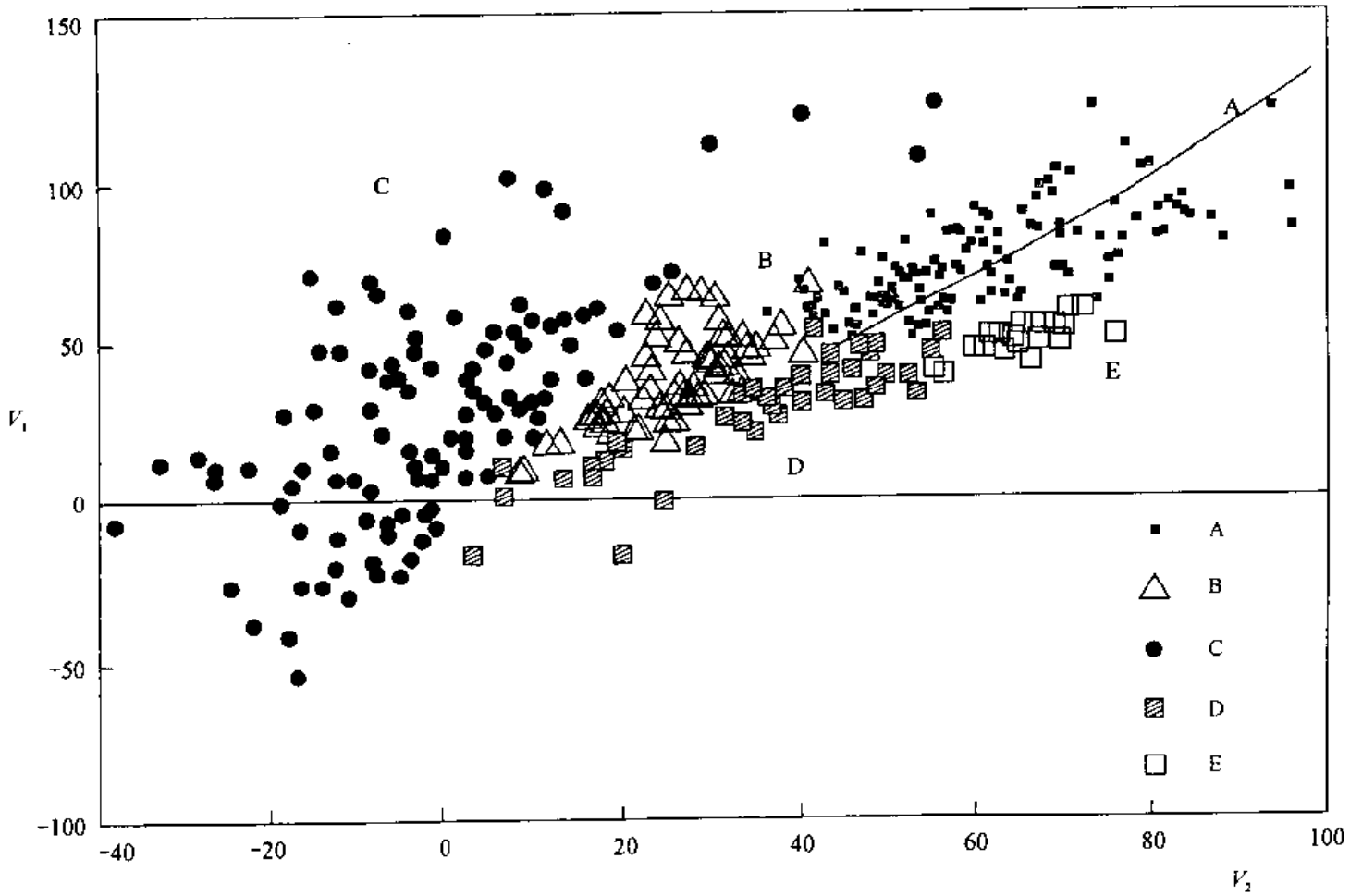


图 7-2　不同块体铅同位素矢量 V_1-V_2 图解

Fig.7-2　Vector $V_1 - V_2$ diagram of isotope of different blocks

A—华南；B—扬子；C—华北；D--北疆；E—佳木斯

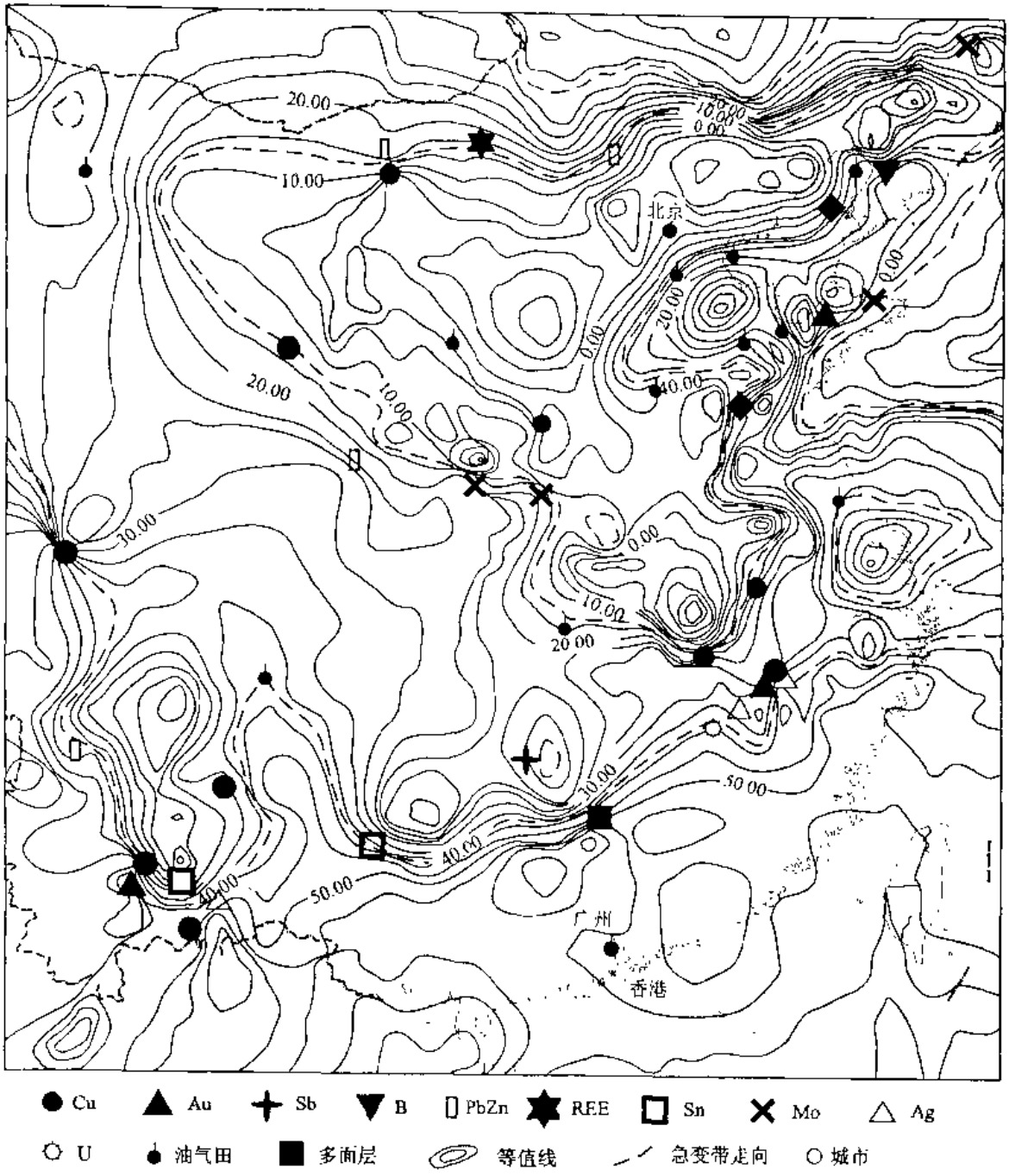


图 7-3　中国大陆中部与东部地区铅同位素矢量 V_2 等值线处理图解
及其地球化学边界与超大型矿床分布的关系

Fig. 7-3　Vector V_2 isopleth of Pb isotope of central and eastern China continent

3. 德兴地区铜厂、金山、银山超大型 Cu、Ag、Au 矿床密集区
位于地球化学边界从北东向向东西转折处。

4．玉龙铜矿

位于地球化学边界的 NNW 延伸方向上，并出现明显的急变带，为新生代斑岩型铜矿。

5．兰坪金顶铅-锌矿

位于急变带的中心线偏扬子块体一侧，与中生代地层相关，但成矿物质具明显幔源特征。

6．个旧锡矿

十分接近急变中心线，略偏华南块体一侧，中生代花岗岩有关，在该处急变带开始由北西向转向南北向。

7．蒙自白牛厂银矿

位于急变带中心线略偏华南块体一侧。

8．大厂锡矿

位于地球化学边界从南北向向北东东向转折部位，急变带收缩处靠华南块体一侧，成矿与晚古生代热水沉积、花岗岩活动以及夕卡岩化有关。

9．柿竹园多金属矿

位于急变带收缩并出现南北向错动处的华南块体一侧，与中生代花岗岩有关。

10．相山铀矿

位于地球化学边界中心线上，为中生代火山岩型矿床。

11．冷水坑银矿

位于地球化学边界中心线急变收缩处，为中生代斑岩型矿床。

四、铅同位素急变带与找矿区域预测

通过铅同位素块体填图已揭示出华南-扬子边界的铅同位素急变带是对中国南方大型-超大型矿床的一级控制线。它控制了约 14 个超大型矿床和 20 个以上的大型矿床。在急变带两侧产出的大型-超大型矿床均具有新元古基底，具有三个时期的主要矿期：15 亿～18 亿年、7 亿～9 亿年和中新生代，分别为火山-热水沉积成矿、动力变质岩浆改造成矿和岩浆作用成矿。

在急变带区中心与两侧的大型-超大型矿床预测应遵循以下三个原则。

（一）常位于急变带转折端部位

从现有的大型-超大型矿床看，急变带的强烈转折端常常是大型-超大型矿床的密集区。如滇南的个旧转折端，急变带从沿红河的 NW 走向转向沿经度（103.5°～104°）的南北走向，这一转折带出现了个旧 Sn 矿、蒙自 Ag 矿、老王寨 Au 矿三个超大型矿床。又如江西境内急变带出现不稳定的急剧变化，逐渐从 NE 走向转向 EW 走向，在这里出现超大型矿床分布的密集区段，出现了相山 U 矿、冷水 Ag 矿、德兴地区的金山、银山、富家坞 Cu、Ag、Au 矿，以及铅山、贵溪、东乡等大型多金属矿。黔南、桂北出现南丹转折端，急变带由 SN 向（大体沿经度 107°）左右，转向 NE 向，这里出现了大厂 Sn 多金属矿，以及独山 Sb 矿、丹寨 Hg 矿、北山 Pb Zn 矿、金牙 Au 等大型矿床。水口山—郴州地段，急变带在总体 NE 走向上出现了南北向的水平位移，这里出现了柿竹园超大型多金属矿以及水口山、香花岭、黄沙坝、新田岭等一系列密集大型多金属矿。

我们曾预测在云贵北部急变带向北的突出部分，一定会发现超大型矿床。新近的勘探发现了乐马厂超大型 Ag 矿（>5000t），会泽矿山厂也突破了超大型，这两个矿均位于急变带的中心部位。预测的另一个转折端在贵州北部，近来的勘探表明务川汞矿为超大型。根据急变带我们还曾预测在浙江天台地区可能会出现超大型矿床，有待于进一步勘探证实。

（二）急变带的收缩性与成矿分带性

在急变带的走向上，有些地段梯度较陡，有些地段梯度较缓。较陡地段矿床出现密集区以多金属为主，成矿的分带性较差。而在梯度不于分陡的地段成矿的分带性较好，其中心部位的内带以 Ag-Mo-Sn 为主，近侧中带以 Cu-Pb-Zn 为主，远侧外带以 Au-Su-Hg 为主。据此提出哀牢山的南段、大红山-河口和墨江-金平等地区应是进一步发现超大型 Cu 矿与 Au 矿的极有利地段。因此在区域预测时应注意急变带的梯度变化情况与成矿的分带。如果梯度小、分带性太宽且区域性大，将会增加找矿预测的难度，而且成矿物质分散，不易形成超大型矿。在梯度陡的地段应以找多金属矿为主。在分带性好的地段应注意中心找 Ag、内侧找 Cu、外侧找 Au。哀牢山的南段，位于急变带的南侧接近于个旧转折端，V_1 梯度变化 15km 内从 110 到 20 左右，梯度变化相对较大，而且成矿分带性也较好。个旧-蒙自带以 Sn、Ag 为主，大红山-河口带以 Cu 为主，墨江-大坪-金平带以 Au 为主。因此，这些地区应是进一步发现超大型 Cu 矿与 Au 矿的极有利地段。

（三）多阶段改造与成矿发育的完善性

在中国大陆大型-超大型矿床的形成常表现为强烈的改造成矿，至少有 100Ma 的成矿过程。如东川地区从中元古代到新元古代，会泽地区从新元古代到中生代，大厂锡矿从中元古代到中生代，柿竹园也有侏罗—白垩跨两纪的成矿。因此急变带区的成矿预测也应注意是否存在多期多阶段的成矿作用发生。哀牢山南段具有十分明显的中元古代、新元古代和中新生代的成矿历史。从这一点看也是进一步寻找大型-超大型矿床的极有利地段。

五、地球化学边界上形成超大型矿床的机理

关于中小型矿床的成矿作用机理常把它们置于小区域的地质作用环境去认识，如岩浆的分异，热液作用下侧分泌，海底的热水作用，风化搬运沉积过程的陆源吸取与封闭、半封闭洋盆中的沉积等等。但这些过程从热力学的观点看显然不能形成超大型矿床。超大型矿床的成因必须要将它置于更大的地球动力学环境去考查，成矿物质来源应由相当大的地球深度与面积提供。地表所观察到的构造与岩石组合只是反映了地壳极表层定性现象，而通过铅同位素填图确定的地球化学块体及其边界不但提供了定量的资料，而且更重要的是提供了深源的，长时间壳幔相互作用的历史信息。因此地球化学块体与边界更能较全面地揭示出大的地球动力背景。地球化学边界控制形成超大型矿床的地球动力学条件主要有以下几方面：

（1）地球化学边界常与地幔对流圈的结合面是一致的。地幔对流圈的结合面可以将上千千米水平方向和几百千米深的地幔交代流体向一条线性趋向汇聚。而地球边界的交错点则常是深浅地幔对流圈的交错点，因此这种交错点可以使上述范围的含矿流体向点趋向汇聚（见图 7-4 说明）。

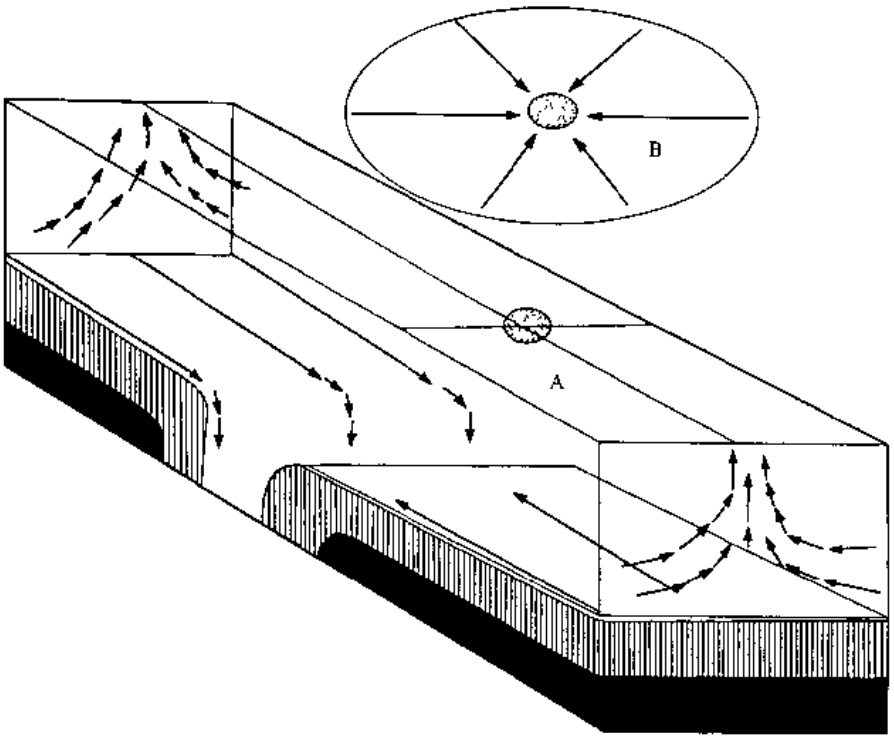


图 7-4　交错二维地幔对流圈使成矿物质向交错点汇聚的示意图

Fig. 7-4　A diagram showing the intersecting convection of two-dimension mantle driving the ore-forming material to converge in the intersection area

A—二维地幔对流圈立体图；B—二维地幔对流圈界面上物质运动轨迹

(2) 不同地球组分的块体相汇聚结合时导致了成矿流体介质条件的急剧改变，使成矿物质发生沉淀定位。这从不同化学组分洋流的交汇导致锰结核的大量沉淀可明显看出。如南极底流虽带有丰富的成矿物质，但只在赤道附近，与北太平洋流交汇时才有超巨量的锰结核沉积。

(3) 地幔对流导致太陆块体的结合。这种结合由早期的正交或斜交俯冲很快转变为大规模的走滑断层，发育大规模韧性剪切带（具有切穿岩石圈的深度和几百千米延伸）。如扬子板块向西北龙门山方向俯冲时在哀牢山带形成大规模斜剪切结合。这种剪切带是不同块体之间的线性结合，因此形成在地球化学上的急变带。动力变质使含矿岩石强烈破碎后再加热，实际上相当于一次冶炼过程，导致形成富矿的条件。

(4) 地球化学边界是地幔上涌带和深断裂的通道，因此是长时间壳幔相互作用的良好场所，使得各种成矿作用，如热水沉积、斑岩成矿、基性-超基性分异成矿以及花岗岩驱动成矿等长时间频繁发生。

根据地球化学急变带，结合元古宇分布特征，提出了中国大陆元古宇超大型矿床和潜在金矿的找矿预测靶区（图 7-5）。

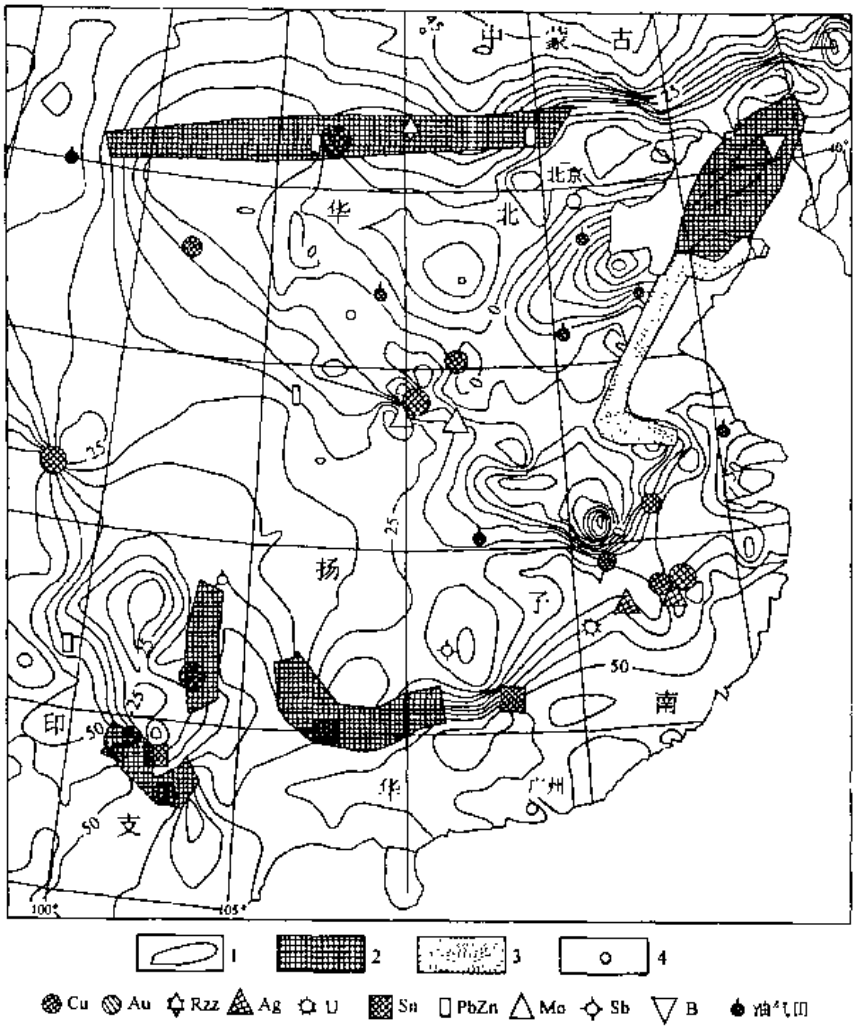


图 7-5 中国大陆元古宇超大型矿床与潜在金矿找矿靶区

Fig.7-5 A map showing the selected targets for prospection of Proterozoic super large ore deposits and potential gold deposits in China continent

1—V 值等值线；2—找矿靶区；3—盆地气异常带；4—城市

（其余同图 7-3）

第二节 隐伏矿深部预测的铅同位素化探方法

铅同位素研究除用于模式年龄定年和成矿物质来源探讨以外，还可用于化探与找矿评价。以往的铅同位素化探是根据不同矿化作用类型具有不同铅同位素特征和表生条件下铅同位素特征不发生改变的原理，通过建立特定地区的铅同位素靶标并以此作为评价未知区有矿无矿的标准，属简单的打靶法。实践表明，简单的打靶法对预测区的宏观评价有一定的意义，但对具体的隐伏矿的预测，结果并不理想（常向阳等，1998）。这里，我们利用同位素体系多维空间的拓扑分析方法在研究地球的垂向与横向不均一性以及成岩成矿物质研究等方面发挥了重要作用。为进一步完善了铅同位素打靶法，同时提出铅同位素系统剖面化探法，并引入隐伏系数概念。

一、铅同位素打靶

一般的地球化学找矿方法是通过测定岩石或土壤中有关元素含量或该元素含量与平均值的倍数（衬度值）来判断矿化强度的。这种常规地球化学方法有时由于突出了次要矿化期的高浓度异常，忽视了主矿化期的微弱异常，而将主要矿体或矿床漏掉，作出不正确的评价。Pb同位素打靶方法则能克服这种缺点，其优点在于：①可以区分出不同矿化期次的Pb同位素比值，跟踪主要矿化期的地球化学异常，排除次要矿化期的干扰；②Pb同位素比值不随岩石的新鲜程度而变化，各种岩石和矿石类型都具有各自确定的Pb同位素比值；③只需有限数量的样品便可以对矿化异常作出较可靠的评价。

许多大型或超大型矿床都具有Pb同位素组成十分稳定的特征，当矿体地段的地表发生风化后，Pb的矿化现象已存在不多，化探异常也可能不明显，但这种Pb同位素“指纹”与“血型”却始终保持着。对于地表铁帽到底是何种矿化所引起的，Pb同位素“指纹”则更为明显。在地表地层露头很好的区域，应用Pb同位素“指纹”也易于发现含矿层位。通过确定成矿靶标的Pb同位素组成范围来进行化探找矿的方法即为打靶法。具体步骤如下：

①成矿靶标的建立：朱炳泉等对中国大陆Pb同位素省的划分实际上已提供了各构造单元化探评价的粗略靶标。但在某一成矿区还必须建立更细的靶标。因此首先要采集成矿带上已知矿床或矿化点的矿石样品（这些矿点应是相距较远的）进行Pb同位素分析。根据这些Pb同位素组成进行$^{207}Pb/^{204}Pb-^{206}Pb/^{204}Pb$、$^{208}Pb/^{204}Pb-^{206}Pb/^{204}Pb$、$^{207}Pb/^{204}Pb-^{208}Pb/^{204}Pb$相关作图，或进行三维空间拓扑投影作图。当数据具有正态分布性质时，靶标范围可以根据三种同位素比值的二倍标准偏差（2σ）建立分布椭球来确定。当数据不是正态分布而是呈不规则状时，也可以先画出实际数据分布区，再将边界扩大（2σ）的数据分析误差，画出靶标范围。

②围岩Pb同位素组成的调查：在进行Pb同位素化探前还必须定期对成矿带邻近出露的各种岩石进行Pb同位素测定，了解Pb同位素的变化范围以及哪些岩石可能与成矿作用有关。

③剖面的化探评价：化探评价的剖面应选择切穿成矿带的方向，取剖面上地表的风化岩石样与20cm深的土样。取样的密度应兼顾岩性的变化与距离。在铁帽带、氧化带、蚀变带应增加密度。样品经过同位素分析后，在上述的几种图解上作图，看哪些样品进入靶区。为了进行定量比较，按$^{206}Pb/^{204}Pb$、$^{207}Pb/^{204}Pb$、$^{208}Pb/^{204}Pb$、$^{207}Pb/^{206}Pb$、$^{208}Pb/^{206}Pb$五个指标落入靶标的多少进行分类。五个指标全部落入的样品为Ⅰ类、四个落入的为Ⅱ类、三个落成入的为Ⅲ类、二个落入为Ⅳ类，其他为Ⅴ类。然后将不同类型号的样品标到剖面上。具有Ⅰ类和Ⅱ类样品的地段应是进一步勘探找矿的最有利地段。Ⅴ类样品的地段应被排除。

二、隐伏矿深部预测的铅同位素系统剖面化探

（一）基本原理

岩石圈中U含量与U/Pb值的变化具有明显随深度衰减的特征，这是壳幔演化引起的U-Th-Pb同位素体系分异的结果。无论是岩浆热液型、热水沉积型，还是改造成矿型

的大中型矿床，成矿物质来源普遍具有壳幔相互作用特征，成矿作用引起的元素分异，特别是U、Pb的分异要比地壳大得多。具有矿化显示的矿化前缘和浅源矿其铅同位素值很高且变化范围很大，而到达主矿体时则变得十分稳定，并与所属块状的壳、幔平均同位素组成相一致，如朝鲜检德铅锌矿、吉林夹皮沟金矿、新疆阿舍勒铜矿、河台金矿、海南抱板金矿等等都可看到这种明显的现象，云南龙脖河铜矿海拔从+490m到0m，其铅同位素V_1值从1000降到110左右。因此，铅同位素组成明显提供了矿床从矿化前缘到中心主矿体的示尺。这种铅同位素组成的差异变化是U和Pb在成矿过程中迁移能力差异所造成的，其微量元素在成矿过程中也会因迁移能力的差异而产生不同成矿部位具有不同的元素组合关系。但微量元素的组合关系由于受影响的因素较多，对矿体部位的指示只具有定性意义，而铅同位素组成则易受后期地质作用的影响，因而具有相当的定量性。在成矿带的这一铅同位素变化规律可用以下模式进行描述：

成矿带的铅同位素组成包括成矿时壳幔相互作用产生的壳幔不均一混合铅（初始铅）和成矿以后积累的放射成因铅。前者服从二元混合模式；后者服从放射性衰变规律，即有：

$$I_s = I_c X(d) + I_m[1 - X(d)] + R(d)[\exp(\lambda t) - 1] \tag{1}$$

I_s代表矿床中某一深度（d）样品的$^{206}Pb/^{204}Pb$、$^{207}Pb/^{204}Pb$或$^{208}Pb/^{204}Pb$；I_c为区域上地壳表层岩石的相应铅同位素组成；I_m为区域地幔铅同位素组成；X（d）为上地壳铅在铅中所占的分数，为深度d的函数；R（d）为$^{238}U/^{204}Pb$或$^{232}Th/^{204}Pb$，也为深度d的函数。地壳中放射性元素含量明显随深度呈指数下降，这已被地热观察所证实，故壳源铅在混合铅中所占的比值X应也呈指数下降，因此可导出以下样品铅同位素组成相对地幔值偏差的关系式：

$$\Delta = \frac{(I_s - I_m)}{I_m} \times 1000 = \frac{(I_c - I_m)\exp(-k_1 d) + R_0\exp(-k_2 d)[\exp(\lambda t) - 1]}{I_m} \times 1000 \tag{2}$$

式中K_1、K_2为X与R随深度的变异常数。铅同位素三维空间拓扑投影特征值（V_1和V_2）也同样符合这一基本关系式。为了深度取值上的统一性，采用海拔H代替d，则可得到以下简单关系式：

$$V = A\exp(k_1 H) + B(t)\exp(k_2 H) \tag{3}$$

对于一个同一成矿时代的矿床，A、B（t）、k_1和k_2均为常数，因此将矿床中测定的V_1或V_2值对其相应样品海拔高度H作图，可以看到具有斜率分别为k_1和k_2的两阶段的线性关系；对于具有不同成矿年龄的样品K_2斜率则发生平行位移（见图7-6）。当根据表层样品确定了这一线性关系后，就可以推断出现主矿体铅同位素V_1和V_2值的相应海拔高度H。这就是深度预测的基本理论模型。

（二）工作方法

根据现有的经验积累，应用铅同位素系统剖面化探方法进行深度预测主要包括以下步骤。首先，在对矿区地质特征和浅部矿体分布情况的详细调查基础上，尽可能多地选择不同海拔高程的切穿矿脉的剖面，按一定间距采集样品，并充分利用不同深度的钻孔岩芯样品；对样品的Pb同位素分析数据进行三维空间拓扑投影处理，获得特征值V_1和V_2；通过区域地壳或地幔平均值的调查，确定主矿体中心的铅同位素组成。然后，根据上述预测

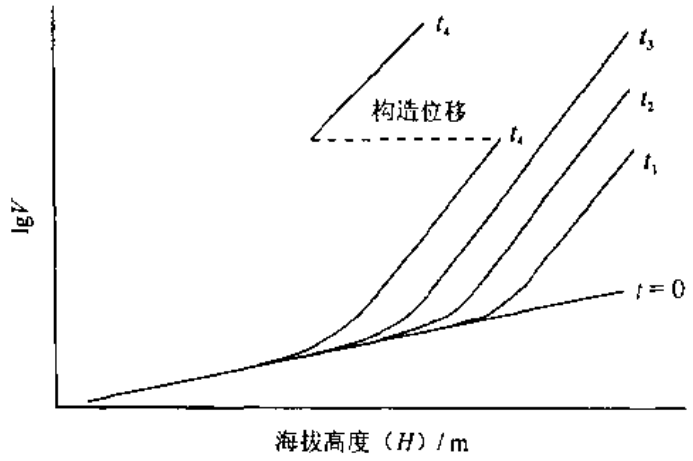


图 7-6　根据深度预测模型确定的 $\lg V - H$ 变化曲线示意图

Fig.7-6　$\lg V - H$ curves determined by prognostic depth model

t 代表不同的成矿时代，$t=0$ 线斜率为 k_1，$t_1 - t_4$ 线斜率为 k_2

模型，确定区域预测有关参数，系统分析不同剖面和钻孔的异常特征，进行隐伏矿深度预测。为了进一步提高预测的精确度，应充分利用已有资料，不断进行跟踪评价，通过点、线、面的结合实现对矿体几何形态的确定。

三、隐 伏 系 数

为了对有一定勘探程度（指对矿体有一定程度的槽探与钻孔揭示）的矿床的隐伏矿量作估计，我们提出了隐伏系数的概念。如前所述，矿床中 Pb 同位素的变化都是通过矿石载体来体现的，同时目前所观察的大型矿床都具有明显的壳幔混合特征。它的 Pb 同位素矢量值 V 的变化范围从观察到的最大值 V_{max}变化到区域地幔值 V_m，而矢量 V 的质量重权平均值 V_c 相当于地区地壳值。为了简化起见，我们称具有大于 V_c 值的矿体为浅源矿，小于 V_c 的为深源部。设在勘探中观察到的最低 Pb 同位素矢量值为 V_{min}。为了得到具有一定平均意义的 V_{min}值，应取勘探区具有高品位且同位素组成相对稳定的块状矿石。一般取迁移型的大脉矿为佳。这种大脉常已具浅源矿的较均一混合。由于目前观察到的极少量的原生矿显然不足以提供矿源与细脉矿均一混合形成同位素稳定的大脉矿，因此应存在一个储量较大的深部原生矿体。设已探明的浅源矿储量为 Q_1。浅源矿储量变化率 K 为 $Q_1/(V_{max} - V_{min})$，对于未探明浅源矿储量平均变化率作仍然等于 K 的保守估计，其同位素组成变化应在 V_{min}与 V_c 之间，因此浅源矿的总储量估计为：$Q_1(V_{min} - V_c)/(V_{max} - V_{min})$，设浅源矿的平均同位素组成接近于大脉矿 V_{min}，而深源矿的平均同位素组成等于区域地幔值 V_m，根据同位素质量平衡方程即可得到隐伏系数 R 和预测储量 Q 的估计。

第三节　铅同位素化探评价实例

一、东川汤丹铜矿

（一）滇中铜金矿带地球化学背景

滇中地区元古宙地层在时代上存在较多争论，过去一般认为大红山群属古元古代，而昆阳群为中元古代产物，两者推论为上下关系，并推测昆阳群中的铜质主要来自大红山群。但这种认识存在下列问题：区域上还没有见到两者连续沉积或接触的剖面，没有直接地质证据支持；没有确切的同位素年代学证据支持该顺序关系；两群的铜矿石铅同位素组成截然不同，反映铜质非同一来源，矿石铅同位素研究表明，东川、易门铜矿石 V_1 值一般小于 53，而大红山、岔河、金平地区铜矿石 V_1 值几乎都大于 111，明显代表两个成矿背景的产物。因民组火山岩的锆石 U-Pb 年龄（1765Ma 和 1685Ma）、落雪组白云岩和黑山组碳质板岩 Pb-Pb 年龄为 1716Ma ± 56Ma 和 1607Ma ± 128Ma 表明昆阳群中与铜（铁）成矿密切相关的火山-沉积岩系与大红山群中赋铁、铜的钠质火山岩系形成时代（1660Ma 左右）相当，不太可能为上下关系。金平和大红山地区的变基性火山岩 $^{143}Nd/^{144}Nd$ 值均大于 0.51200，Nd 模式年龄主要分布在 1.0～2.0Ga 之间；而东川地区变基性火山岩 $^{143}Nd/^{144}Nd$ 值大多小于 0.51200（段嘉瑞等，1994），Nd 模式年龄大多在 2.0～3.0Ga 之间。表明两区的壳幔分异时间与程度存在显著差异。如果昆阳群和大红山群是上下叠置关系，具有相同的地幔源则其 Nd 模式年龄应相近，不可能老的下伏地层 Nd 模式年龄小于新的上覆地层。长约 800km 的云南龙陵—宾川—马龙大断面（GGT—11）资料也表明在两个成矿带之间地壳结构的明显不同（孙克祥等，1991）；区域重力异常特征也反映了两带的差异。因此，大致以红河为界将滇中地区划分为两个成矿带：南北向的滇中成矿带和北西向的红河成矿带（图 7-7）。

（二）东川汤丹铜矿深部预测

汤丹铜矿是位于云南东部南北向急变带西侧的超大型矿床。该区地表矿化带铅同位素显现正异常。铅同位素数据列于表 7-1，在目前采掘的最深巷从黑山组穿过落雪组到因民组地层的长 300m 的剖面上（图 7-8），特征值 V_1 与 V_2 出现三个负异常，除与二个工业矿体相吻合，还预示了黑山组地层应存在矿体。巷道掘进后证实了这一预测，发现了存在于黑山组的铜矿。因负异常 V_1 值已接近扬子块体地幔值，表明该海拔水平已位于主矿体的下半部分，深部潜力不大。可以应用负异常指示矿体赋存部位并可进一步依据负异常的强弱判断矿体赋存深度。

二、金平龙脖河铜矿

金平县龙脖河铜矿区位于云南省东南部（图 7-7），属哀牢山脉在中国境内出露的最南端。分为东西两个矿带。西矿带产于哀牢山岩群中，化探异常组合为 Cu-Co-Ni 和 REE，上部为云母片岩夹条纹条带状石英大理岩、蚀变火山岩、硅质岩和阳起石岩，其中大理岩和蚀变火山岩组合中均赋存有铜矿，下部地层为混合质斜长角闪岩夹大理岩、变粒岩，混合岩中也有铜矿化异常。东矿带铜矿赋存于浅变质火山-沉积岩系中，矿体主要赋存于变

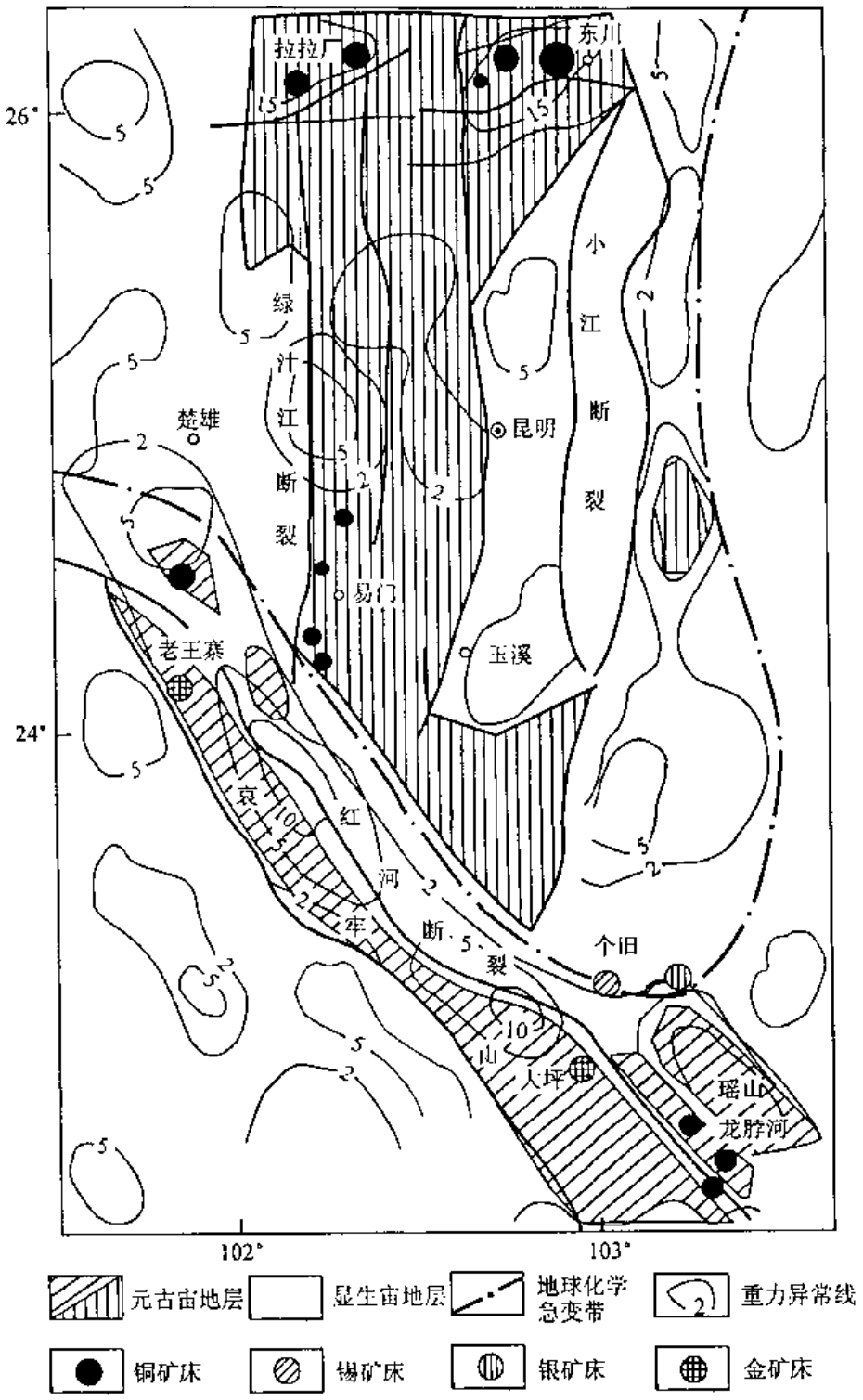


图 7-7　滇中地区地质构造纲要示意图

Fig.7-7　Structural outline of central Yunnan

钠质熔岩和火山角砾岩中，受火山岩相和其中发育的晚期铲式断裂所控制，此外，铜矿化也出现在变质火山岩所夹的大理岩中及其与辉长辉绿岩的接触带附近。铜矿化往往与磁铁矿共生。

表 7-1　东川汤丹铜矿 1 号硐中段西 14 穿脉全岩和矿石 Pb 同位素分析结果

Table 7-1　Pb isotope composition of rocks and ores of the NO.14 ort of the No.1 tunnel, Tangdan copper deposit in Dongchuan

样号	样品类型	地层位置	$^{206}Pb/^{204}Pb$	$^{207}Pb/^{204}Pb$	$^{208}Pb/^{204}Pb$	V_1	V_2
YD－11－2	板岩	黑山组	17.915	15.582	37.184	7.50	36.27
YD－11－5	板岩		20.221	15.715	37.256	67.80	150.4
YD－11－9－1	矿石	落雪组	18.572	15.829	38.413	53.63	60.18
YD－11－9－3	矿石		18.390	15.690	37.993	38.94	52.84
YD－11－11	矿化		23.996	16.007	38.197	186.2	329.8
YD－11－13	白云岩		19.018	15.649	38.227	60.50	79.81
YD－11－15	3 号矿体		18 747	15.705	38.312	55.65	66.98
YD－11－17	矿石		18.442	15.648	38.251	46.45	51.57
YD－11－19	矿化		23.370	15.985	38.259	171.8	298.3
YD－11－22	白云岩		19.858	15.732	38.363	85.10	120.9
YD－11－25	矿化		17.568	15.655	37.072	13.20	33.37
YD－11－28	白云岩		22.951	16.068	37.847	151.3	284.3
YD－11－31	白云岩		20.993	15 850	38.160	109.1	180.9
YD－11－34	白云岩		24.109	16.177	38.208	189.4	339.0
YD－11－36	矿化		18.608	15.656	38.286	51.50	59.42
YD－11－38	1 号主矿体		18.567	15.620	38.156	47.35	58.05
YD－11－39	矿石		17.938	15.609	37.720	20.92	32.08
YD－11－41	过渡层		20.272	15.693	42.489	194.5	94.63
YD－11－44	白云岩	因民组	18.959	15.657	39.342	85.71	64.82

铜矿体呈层状、似层状和透镜状，矿体的走向大致为 320°，与区域构造线方向一致。东矿带推覆于变质火山岩系之上的大理岩中的铜矿体呈较平缓的层状、似层状，矿体主要出现在韧性剪切带中。含矿大理岩呈条纹状，有明显的塑性揉皱现象，且矿石矿物（主要为斑铜矿）沿变形条纹整合分布，推测应为同变形期改造成矿。西矿带铜矿化露头呈透镜状，龙脖河地区发现的两个铜矿化露头可能为同一矿带，地表露头走向为 350°±，有沿 320°区域构造线呈雁行状排列的趋势，透镜体的延深大于延长。哀牢山脉南沿至越南境内的生权铜矿矿体亦由一系列延深大于延长的透镜体组成，其形态特征与金平地区的西矿带铜矿十分相似。

东西两带地表都存在铜矿化，西带表现为沿变质火山岩片理发生矿化。地球物理勘探显示西带存在长 7km，宽 50m，延深达 400m 的磁性状体。地表矿石主要为磁黄铁矿和含铜磁铁矿，铜的品位也较低（0.3%～0.5%）。深部是否存在品质好、规模大的矿体还有待进一步研究。东带表现为火山岩中石英脉型斑铜矿和黄铜矿、火山角砾岩有关的氧化铜矿和似层状大理岩中的条带状斑铜矿矿化，150m 左右的钻孔已揭示出火山岩中细脉浸染型铜矿石，但矿化并不好，是否值得深打钻，需要有深部预测的依据。

（一）铅同位素化探剖面

表 7-2 可见在西矿带海拔 490m 的剖面上发现了铅同位素极高正异常（V 值最高均超过 1000），在异常带上铜的矿化也增强；而在海拔 130m 的剖面上出现了高正异常（V 值下降了近一半），矿化带变宽。如此高的正异常，预示主矿体还有相当的埋深。铜矿化带

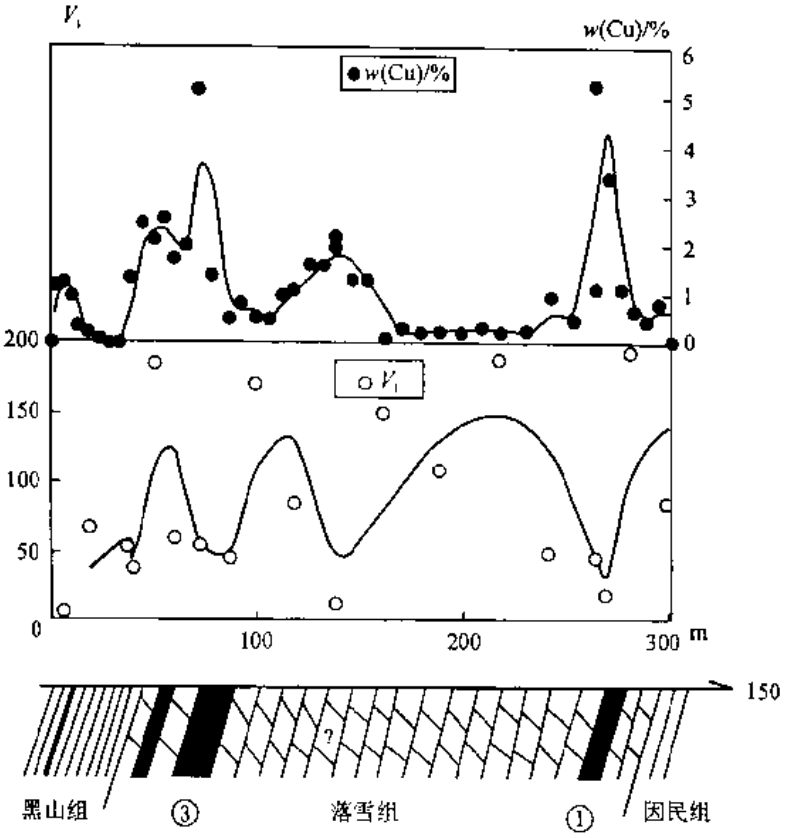


图 7-8　东川汤丹铜矿西 14 穿脉 Pb 同位素化探剖面图

Fig.7-8　Geochemical prospecting profile of Pb isotope of the No.14 ort, Tangdan copper deposit in Dongchuan

黑粗线为已知矿体位置，斜线“?”位置为预测隐伏矿体，①为 1 号主矿体，③为 3 号矿体

主要产在白云母片岩与糜棱岩化带中。两个剖面上未发现其他与矿化无关的铅同位素异常，可排除无矿异常干扰。

东矿带北部剖面和平硐在海拔 200m 到 120m 的范围内具有十分明显的正异常，V 值随海拔下降（表 7-3）；南部钻孔从海拔 230m 到 16m，出现了品位较高（>10%）的大脉矿，仍有明显正异常，但 V 值变化与北部海拔 - 50m 到 - 182m 的变化水平相近（表 7-4），表明北部矿体的埋深相应要比南部深 200m 左右。总的来说，观察到的矿石 V 值均具有明显正异常，深部仍有相当的潜力。

表 7-2　金平县龙脖河地区西矿带铅同位素化探剖面数据

Table 7-2　Pb isotope composition of west ore belt in the Longbohe area, Jinping County

序号	海拔	岩性	样品编号	$^{206}Pb/^{204}Pb$	$^{207}Pb/^{204}Pb$	$^{208}Pb/^{204}Pb$	V_1	V_2
1		大理岩	18－5	19.311	15.655	39.250	92.45	82.87
2		白云母片岩	18－9	19.544	15.643	39.981	115.9	85.85

续表

序号	海拔	岩性	样品编号	$^{206}Pb/^{204}Pb$	$^{207}Pb/^{204}Pb$	$^{208}Pb/^{204}Pb$	V_1	V_2
3		含铜大理岩	18－11	57.958	18.184	45.737	1229	1944
4		含铜阳起石岩	18－12	44.861	17.402	40.668	775.4	1347
5		花岗岩细脉	18－13	37.608	16.892	43.569	660.7	951.1
6	+490m	块状阳起石岩	18－14	32.636	16.580	40.769	467.3	733.7
7		硅质岩	18－15	38.551	16.899	40.458	610.1	1031
8		片状角闪石岩	18－16－1	31.090	16.392	45.655	545.1	600.5
9		块状角闪石岩	18－16－2	24.011	16.055	39.768	224.2	314.3
10		白云母钙质片岩	18－17	19.842	15.653	39.691	116.5	103.7
11		白云母片岩	18－18	22.774	15.827	41.991	246.1	224.6
12		暗色糜棱岩	15－2	19.464	15.661	39.928	112.6	83.04
13		糜棱岩	YL－7	19.737	15.733	39.352	109.4	102.6
14		矿化带	15－8	22.772	15.848	43.371	279.1	209.7
15		矿化带	15－9	23.903	15.937	42.162	278.8	280.0
16		矿化带	15－10	25.247	16.002	43.210	338.1	335.1
17	+130m	矿化带	15－11	30.581	16.410	44.951	515.3	584.0
18		矿化带	15－13	23.327	15.908	42.814	279.8	244.2
19		长英质糜棱岩	15－14	17.949	15.468	38.483	39.48	21.01
20		构造岩	15－16	19.341	15.684	39.696	103.9	80.07
21		透闪大理岩	15－17－1	19.159	15.713	39.696	99.27	71.89
22		含碳质片岩	15－19－2	18.886	15.666	39.368	84.48	61.20

样品 1～11 取自龙脖河 KD94－16 号槽；样品 12～22 取自龙脖河边矿化露头。

表 7-3　龙脖河铜矿东矿带北部钻孔与平硐剖面斑铜矿矿石铅同位素分析结果

Table 7-3　Pb isotope composition of porphyry copper ores from bore hole and adit in north part of the east ore belt, Longbohe mining area, Jiping County

样号	样品数	海拔	$^{206}Pb/^{204}Pb$	$^{207}Pb/^{204}Pb$	$^{208}Pb/^{204}Pb$	V_1	V_2
7102－1	1	－200m	20.913	15.763	41.720	192.3	135.8
PD2－1	2	+160m	20.346	15.731	41.131	163.8	114.1
7903A－2	2	+148m	20.785	15.763	42.272	202.3	123.5
YL－74	1	+132m	20.050	15.708	40.544	142.2	105.7
7903A－1	1	+120m	19.799	15.671	40.758	141.0	90.28
8702－1	1	－50m	9.525	15.672	40.221	121.1	82.93
8702－2	1	－182m	19.321	15.667	40.150	114.3	73.70

表 7-4 龙脖河铜矿东矿带南部钻孔剖面样品铅同位素分析结果

Table 7-4 Pb isotope composition of rocks and ores from bore hole in southern part of the east ore belt, Longbohe mining area, Jinping County

样号	岩性	海拔	孔号	$^{206}Pb/^{204}Pb$	$^{207}Pb/^{204}b$	$^{208}Pb/^{204}Pb$	V_1	V_2
308－10#	含矿火山岩	16m	34/94－07	19.141	15.668	40.268	112.5	63.93
308－12#	含矿火山岩	220m	34/94－09	19.927	15 745	40.084	128.1	105.6
YL 4	破碎带铜矿	230m	34/94－10	19.466	15.737	40.291	121.3	80.75
YL－90	火山岩含矿层	70m	34/94－05	20.475	15 856	40.846	160.2	126.3
YL－59	大脉黄铜矿	0m	34/94－05	19.221	15.667	10.122	111.6	68.56

（二）中心主矿体铅同位素组成的确定

从统计规律看，中心主矿体的铅同位素组成应与区域地壳或地幔的平均值相一致。华夏-印支块体地壳 V_1 值在 60～70 左右，V_2 值在 45～60 左右，地幔 V_1 值在 53～63 左右，V_2 值在 40－50 左右，但块体的不同部位会有一定的差异。通过本区页岩（表 7-5）（可代表区域地壳平均组成）和基性火山岩（代表区域地幔平均值）所确定的深部主矿体铅同位素组成约为$^{206}Pb/^{204}Pb = 18.68$，$^{207}Pb/^{204}Pb = 15.62$，$^{208}Pb/^{204}Pb = 38.70$，相应的 V_1 和 V_2 值分别为 65 和 55 左右。

表 7-5 龙脖河铜矿区古生代页岩铅同位素组成

Table 7-5 Pb isotope composition of Paleozoic shale in the Longbohe mining area

样号	$^{206}Pb/^{204}Pb$	$^{207}Pb/^{204}Pb$	$^{208}Pb/^{204}Pb$	V_1	V_2
306－12－1	18.498	15.744	38.896		
－2	18.498	15.752	38.895		
－3	18.513	15.806	39.104		
－4	18.435	15.707	38.847		
－5	18.430	15.701	38.774		
－6	18.548	15 722	38.909		
平均值	18.487	15.739	38.905	63.26	48.59
*	18.680	15.618	38.700	63.20	57.48

* 按等时线交点推断的主矿体同位素组成。

（三）隐伏矿深部预测

根据西矿带两个海拔剖面 V 值作图（图 7-3）进行外推所获得的主矿体中心应在海拔－400m 左右。因剖面处于矿化前峰区，加之地势陡峻，只能从两个剖面的工作做判断，故误差相应较大。在东矿带十几条剖面综合结果，表明从－100m 到－500m 均可能出现大规模的工业矿体。而目前所发现的矿体主要属于迁移型的浅源矿。8702 孔加深钻探证实我们的预测，在－50m 到－300m 范围内发现了三段总厚近 28m 的与火山岩有关的矿层（其中 11m 品位在 1% 以上）。由于不同海拔剖面数据较少，同时矿体可能受构造位移的影响，隐伏矿深度的定量预测误差还较大，但龙脖河铜矿的研究（图 7-9），特别是 8702 孔

的验证仍表明，铅同位素系统剖面化探方法是对隐伏矿进行定量预测的新途径。

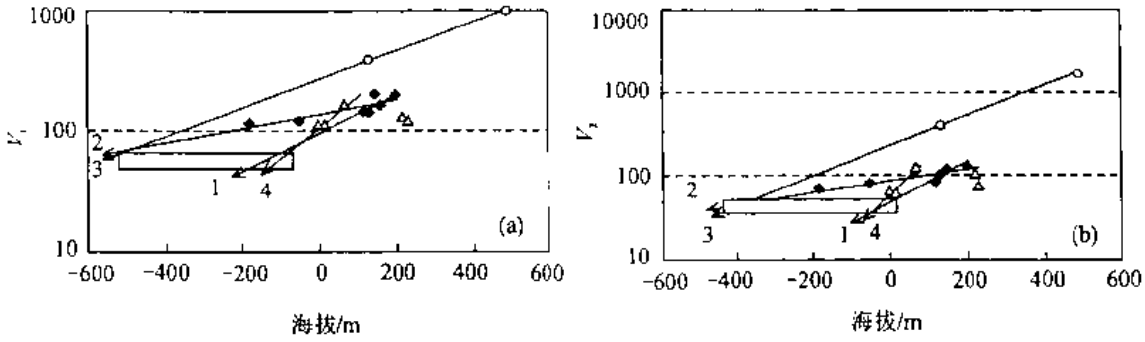


图 7-9　龙脖河铜矿不同海拔样品 $\lg V_1$ 对高度 H 作图

Fig. 7-9　$\lg V_1 - H$ diagram of samples collected at various altitude in the Longbohe muning area

箭头 1 为东矿带新街段海拔 120m 以上样品点趋势；箭头 2 为东矿带 34/94－05、8702 钻孔以及海拔 120m 以下样品点趋势；箭头 3 为西矿带两个标高剖面样品点趋势；箭头 4 为东矿带龙脖河段 34/94－07、34/94－09 和 34/94－10 钻孔样品点趋势

从目前观察到的极少量的原生矿显然不足以提供矿源与细脉矿均一混合形成同位素组成稳定的大脉矿，因此应存在一个储量较大的深部原生矿体。根据同位素质量平衡方程估算隐伏系数在 7 左右，以目前浅源矿储量在 30 万～80 万 t 计算，龙脖河铜矿的深部预测储量可达 200 万～500 万 t。

三、元阳大坪金矿深部预测

大坪金矿是一个以金为主，伴生有铅、银和铜的多金属硫化物石英脉型金矿。桃家寨闪长岩体几乎占据了整个矿区的范围，含金多金属硫化物石英脉多产于其中。围岩闪长岩和矿石铅同位素组成相似，总体上比较稳定，仅个别闪长岩数据较高，反映了两者之间的密切关系。地层和煌斑岩铅同位素组成明显较高，与矿石铅同位素组成相差较大，不是成矿的物源。表 7-6 列出了铅同位素分析数据。

图 7-10 所示为老旺厂崖子角 007 号洞穿过 V_5 脉、V_{24}脉和 V_{25}脉铅同位素特征值与采样距离的关系，其中 V_{24}脉的 V_1 已达本区域中心主矿体的 V_1 值的低限，略有负异常，V_2 值已低于区域中心主矿体的 V_2 值，而 V_5 脉和脉 28 的 V_1 值略呈正异常，而 V_2 值接近区域中心主矿体的 V_2 值。因此，该矿床目前揭露的矿体部位已达到其中心主矿体部位，即如图 7-11 所示的基本无异常的部位。在 V_5 脉附近出现的高 V_1 正异常，而 V_2 则出现强的负异常，应属假异常，是与成矿事件无关的外来铅的加入所致。

表 7-7 列出了不同海拔高程矿脉的铅同位素特征值对比情况，海拔高程与铅同位素特征值之间没有规律的变化，是因为不同矿脉被揭露的矿体部位不同。由于无法获得系统的剖面化探样品，特别是同一矿脉不同海拔高程的钻孔样品．无法利用我们所建立的铅同位素系统剖面化探方法对该矿床进行定量隐伏矿深部的预测和评价，而只能获得这样的定性认识，即该矿床的深部潜力已经不大，从铅同位素特征值 V_1 和 V_2 值的变化来估算，其隐伏系数大约为 1，隐伏矿量至多相当于目前开采面以上的矿量，此外应更多注意扩大现

有矿体周围的横向找矿范围。

表 7-6 云南大坪金矿铅同位素分析数据

Table 7-6 Pb isotope composition of the Daping gold deposit

样号	岩性	$^{206}Pb/^{204}Pb$	$^{207}Pb/^{204}Pb$	$^{208}Pb/^{204}Pb$	V_1	V_2
DP-1-1	煌斑岩	18.661	15.611	38.871	66.86	54 52
DP-1-2	V9 脉	18.686	15.682	39.019	71.04	55.70
DP-1-3	蚀变岩	18.724	15.663	39.040	72.51	56.89
DP-1-4	闪长岩	18.667	15.619	38.890	67.47	54.78
DP-2-2	闪长岩	18.705	15.678	38.911	68.94	57 73
DP-2-3	V9 脉	18 688	15.661	39.051	71.86	54.97
DP-3-1	闪长岩	18.543	15.650	38.886	64.22	49.51
DP-3-2	闪长岩	18.634	15 617	38.856	65.82	53.51
DP-3-4	V1 脉	18.710	15.653	39.095	73.47	55 37
DP-3-5	蚀变岩	18.816	15.645	39.041	73.87	60 93
DP-3-6	闪长岩	18.741	15.736	39.226	77.40	57.31
DP-3-7	闪长岩	18.813	15.736	39.257	79.97	60 46
DP-5-1	页岩	20.157	15.695	40.381		
DP-5-3	泥灰岩	19.870	15.705	40.760		
DP-5-4	页岩	19.848	15 711	40.458		
DP-7-3	矿脉	18.670	15 633	37.877	67.23	55.38
DP-19-2	闪长岩	18.400	15 548	38.641	54.72	42.96
DP-19-4	石英脉	18.586	15 628	39.123	70.99	48.48
DP-19-5	蚀变岩	18.214	15 495	38.940	57.16	29.44
DP-19-6	闪长岩	18.929	15.617	39.610	91.37	59.51
DP-19-7	煌斑岩	18.851	15.584	39.541	87.74	55.74
DP-19-8	闪长岩	18.609	15.591	39.048	69 78	49.59
DP-19-9	闪长岩	18.724	15.618	38.932	69.92	57.06
DP-19-10	支矿脉	18.627	15.568	38.825	64.90	52.40
DP-19-11	V28 脉	18.763	15 688	39.099	74.91	58.69
DP-19-12	支矿脉	18.611	15.532	38.738	62.40	51.77
DP-19-13	闪长岩	18.718	15.605	38.941	69.99	56.38
DP-19-14	闪长岩	18.657	15.605	38.897	67.38	53.90
DP-19-15	闪长岩	18.588	15 578	39.092	70.30	47.79
DP-19-16	闪长岩	18.716	15.752	39.540	84.28	52.99
DP-19-17	闪长岩	18.661	15.589	39.122	72.87	51.25
DP-19-18	闪长岩	18.456	15.471	38.499	52.74	45.51
DP-19-19	V24 脉	18.590	15.575	38.817	63.76	50.85
DP-19-20	闪长岩	18.710	15.618	39.110	73.83	54.42
DP-19-21	闪长岩	18.551	15.627	38.876	64.19	49.49
DP-19-24	石英脉	18.335	15.494	38.491	49 48	40.24
DP-19-26	闪长岩	18.727	15.659	39.119	74.48	56.07
DP-19-29	闪长岩	18.835	15 630	44.094	196.4	5.76
DP-19-30	V5 脉	18.724	15.669	38.945	70.23	58.07
DP-19-32	闪长岩	18.991	15.665	39.598	92.66	63.78

样品分析在中国科学院广州地球化学所完成。

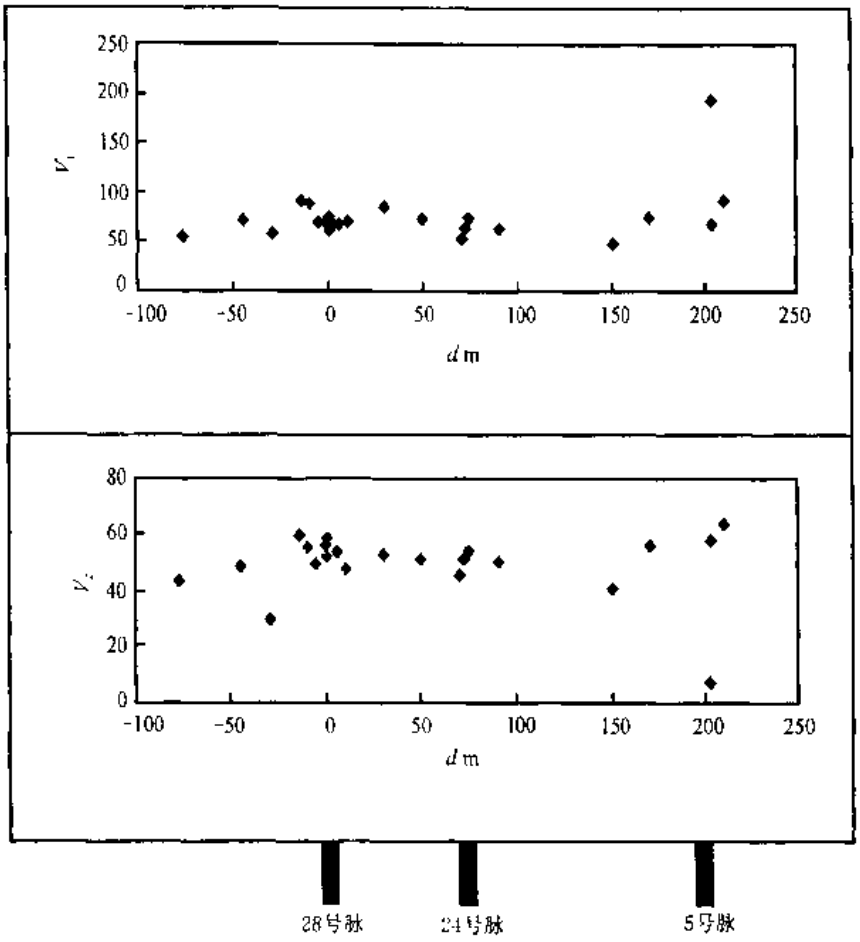


图 7-10　大坪老旺厂崖子角 007 号洞穿脉样品铅同位素特征值与采样距离的关系

Fig. 7-10　A diagram of signature values of Pb isotope vs sampling distance of the No. 007 tunnel in Yanzijiao, Laowangchang, Daping

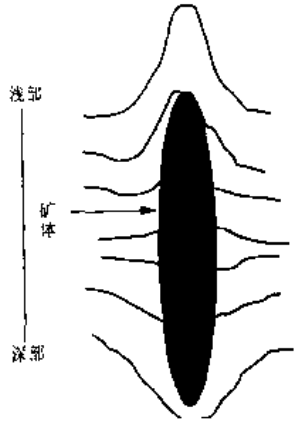


图 7-11　不同部位矿体铅同位素 V_1 和 V_2 异常变化示意图

Fig. 7-11　V_1 and V_2 anomalies of Pb isotope of orebodies of various locations

表 7-7　不同海拔高程矿脉的铅同位素特征值对比

Table 7-7 Comparison of Pb isotope characteristic values of veins in various altitudes

样号	位置	海拔	V_1	V_2
DP-1-2	-2V9 脉	835m	71.04	55.70
DP-2-3	V9 脉	835m	71.86	54.97
DP-3-4	V1 脉	1180m	73.47	55.37
DP-19-11	V28 脉	1140m	74.91	58.69
DP-19-19	V24 脉	1140m	63.76	50.85
DP-19-30	V5 脉	1140m	70.23	58.07

因此总体上看，①大坪金矿已进入主矿体的中心部位，深部隐伏矿潜力不大，隐伏矿与已发现和开采的矿的总量大致相当，找矿战略应以扩大横向为主，深部仅需适当的勘探工作；

②金矿形成时代研究表现出多期次特征，晋宁期成矿不容忽视，印支期和燕山晚期是主要的改造成矿期，喜山期以区域性的抬升为主，对矿体的揭露有利，但不是主成矿期；找矿应注意晋宁期、印支期、燕山期三个地质事件叠加较强的地段；

③金矿化与闪长岩密切相关，大坪周围的圆圈状金矿点的分布，金矿化与闪长岩铅同位素组成的一致性，均表明金矿化受闪长岩的控制。

第四节　小　　结

以同位素体系理论为基础，地球化学为“探针”的找寻深部隐伏矿的方法，是隐伏矿找矿理论的创新。它加强壳幔地球化学演化研究与化探找矿密切相结合，从而进一步推动化探理论科学的发展和前进。我们的主要认识有：

（1）通过中-细标度的 Pb 同位素填图，揭示出华南-扬子边界的铅同位素急变带是对中国南方大型-超大型矿床的一级控制线，急变带的强烈转折端常常是包含大型－超大型矿床在内的矿床密集区；

（2）对云南地区铅同位素急变带位置进一步详细确定，提出了在急变带作区域性预测的原则是在构造显性急变带注意找改造型矿床，而在构造隐性急变带注意找前陆盆地中的热水沉积矿床；

（3）发展了铅同位素化探评价理论，建立了铅同位素化探评价的三维定位、深度与储量预测模型，确立了工作方法。该方法完全突破了国内外以前所用的二维“铅同位素打靶法”，因此在国际上具有领先性，可以推广应用到其他铜、金矿床勘探区、开采区与危机矿山的深部远景评价；

（4）通过云南东川铜矿、金平龙脖河铜矿和大坪金矿的铅同位素组成特征与含矿特征研究，提出了“正异常以深部找矿为主，负异常注意扩大横向找矿”的原则；

（5）预测龙脖河铜矿隐伏主矿体中心部位的深度应在－400～－350m 海拔标高，隐伏矿总储量超过 700 万 t。钻孔验证：主要富矿层深度吻合较好，扩大控制储量 40 万 t。表

明建立的预测模型是基本正确的；

（6）大坪金矿、汤丹铜矿已进入主矿体的中心部位，深部隐伏矿潜力不大，隐伏矿与已发现和开采的矿的总量大致相当，找矿战略应以扩大横向为主。

（7）尽可能多地通过不同海拔高程的化探剖面和钻孔资料进行跟踪评价，可大大提高深度预测的准确度。

结　语

在对中国特大型矿床形成地质背景和成矿规律研究取得了较大进展前提下，提出了在国内开展特大型矿床或者难识别的隐伏大矿、富矿的地质潜力预测评价方法。这些具有创新价值的方法均具有重要的科学和实用意义。其研究成果已在国际地质对比计划 IGCP－354“岩石圈超巨量金属工业堆积”项目上进行了国际交流。在此我们强调指出：

1. 本研究项目的特大型矿床是指特别大的矿床，即包括国际上通用的超大型矿床和巨型矿床在内的较广义的内涵。另外，特大型矿床的发现一判定都是经过多年勘查后发现的，因而对一些具备一定规模，在成矿背景、矿床类型和成矿时代并具有偏在特征的矿床，可定为“准特（超）大型矿床”，以利对特大型矿床寻找，发现和勘查。

2. 特大型矿床是在一般矿床的成矿作用上出现成矿作用异常形成的，因而它具有成矿的特殊性和在成矿时、空上、成矿类型和金属组合上的偏在性，同时，也具有不同金属元素地球化学块体的专属性。成矿偏在性在不同国家和地区上又有各自的区域特殊性，因而特大型矿床的全球或全国对比都要根据其在共性基础上，探求区域上的特殊性，应以求异为主。

3. 特大型矿床的成矿特殊性和偏在性取决于异常成矿构造聚敛（场）的特殊控矿性。异常成矿构造聚敛（场）是地质的、地球物理的和地球化学的多种控矿因素动态综合汇聚的特殊控矿，不是简单静态的场地，而是多种因素的异常耦合。它们耦合梯度的陡缓将是判定特大型矿床偏在产出现存构造位置的重要关键。所以异常成矿构造聚敛（场）控矿新概念，将是特大型矿床成矿研究的重要方向。

4. 特大型矿床这一类与大、中、小三类矿床相比为数极少，但也具有一定的独立“点”，成群“面”和成带“线”的分布特征。在成矿地质背景上的分布和大、中、小矿床相似，大多分布在不同构造背景交接的边界附近。本文在广袤分布的构造背景边界上进一步聚焦的 26 个特大型矿床的堆积环境最多不超过边界带范围的 1‰，而堆积环境中能够出现异常成矿构造聚敛（场）的最多也不会超过 1%。所以特大型矿床的成矿预测只能是战略性的，即使圈定了异常成矿构造聚敛（场），还仅是特大型矿床成矿的有利条件，进一步的靶区预测还必须在聚敛（场）中研究“金属成矿相”，即出现成矿的物理化学条件的相对平衡态时才有可能成矿。为此，作者提出（背）“景”（聚敛）“场”，（成矿）“和”，（矿）“床”四个成矿等级体制概念将是对进一步深化研究特大型矿床成矿预测的最重要课题，也是当代世界前缘研究的重要方向。

5. 大量矿床（点）自然产出密集区分布趋势研究是以超不同成矿学术观点研究成矿规律。它弥补仅按某一学术观点预测的偏见，更能反映客观规律的新的研究趋向。本课题仅对金矿床（点）作了初步研究，并扩大预测区，体现了成矿预测的客观规律性。但是，这一研究工作必须建立在准确产出位置（包括经纬度）的大量、甚至超大量矿床（点）的资料上。由于当代 GPS 技术的发展，易于解决矿床（点）的定位，这一方法的预测前景将是十分广阔的。

6. 衍生矿床导向的预测方法是对已知矿源体（层）或矿床（点）受不同成矿作用而派生的新的类型矿床的预测，即初生型衍生再生型。初生型-再生型矿床的互为预测是直接找矿的有效途径。这一研究的关键在于衍生矿床类型的划分和衍生成矿路径（轨迹）的综合分析。本课题已初步对冀西北和冀东两金矿矿集区建立了金矿衍生矿床类型组合及衍生路径，为今后在其他地区和对其他金属矿床的衍生成矿预测研究作出实例。

7. 矿床密集区形成理论预测是从研究成矿物质供应源丰度而评价成矿远景的重要方法，我们应用初始地壳金属丰度的分析。评价了国内重要金矿、矿集区成矿的潜在远景，从而提高了预测效果的科学性，也为其他预测方法，尤其是衍生矿床导向法和三源的成矿物质热驱动法提供了衍生源和物源能否赋存的理论依据。

8. 交代热液矿床的“三源”成矿预测方法，强调热液矿床的分布在很大程度上决定于热液的来源，或者决定形成热液的矿源、水源和热源的规模、位置及耦合程度。这种首先在各种比例尺地质图上分析“三源”交汇区的目标靶区，然后在靶区以金属来源直接测定法、水-岩同位素交换及 $\delta^{18}O$ 值等确定热液成因，确定矿床位置和规模的简便、易行的预测方法，不仅提供了一批经初步查证效果较好的成矿预测区和找矿靶区，还更正了一批岩浆热液矿床为交代热液成因，进一步推动了热液矿床成矿理论和科学预测的发展。

9. 卡林型金矿赋存构造地质体-盆地演化是评价该类型金矿成矿远景的重要方法，提出盆地中央沉降带和推覆构造交汇是滇黔桂金三角微细粒金矿及该类型矿床受控而成矿的普遍属性，它不受同生或后生的不同成矿观点所左右，预测成果是能够反映客观规律。

10. 铅同位素化探方法以变革数据处理方法获得铅同位素三维空间拓扑投影特征值 V。不仅能应用其区域分布的急变带评价区域成矿远景，而且其系统剖面 V 值能预测矿体可能赋存部位和总矿量，它将是结合其他化探方法和地质方法进行成矿预测的重要新技术，具有很大发展前景。

综上所述，建议：

1. 深入开展金属成矿省等级体制成矿与矿产资源评价研究

（重点研究“景”、“场”、“相”、“床”四个等级体制的成矿序列及耦合规律，建立一个成矿省或区带的研究案例，发展成矿学及提高矿产资源评价的科学性）

2. 特大型矿床成矿偏在性与异常成矿构造聚敛场研究

（重点研究成矿偏在性的特殊控矿场以及地质的、地球物理的和地球化学的综合控矿因素在统一成矿框架中实现的机理）

3. 金属成矿省的年代成矿研究

（重点从“时间维”造就“空间维”成矿新概念，建立成矿年代省（区）及其评价指数（api）提高成矿随年代演化的动态评价规律）

4. 成矿作用爆发异常与超巨量金属堆研究

（重点研究地质年代的重大成矿热事件及应用已知矿床储量相对丰度（RAOR）与成矿时限的相关关系评定成矿爆发异常强度和超巨量金属堆积的潜在远景）

5. 广泛开展更多矿种的矿床（点）密集的自然分布趋向研究，从而发挥成矿自然产出规律的预测科学性。

6. 矿床密集区理论与衍生矿床导向成矿轨迹预测研究

（重点研究密集区与金属异常地幔相关理论及其受不同成矿作用形成不同衍生矿床类

型组合及衍生路径的预测方法，进一步开展冀西的小营盘-张全庄、冀东马兰峪金矿的勘查研究）。

7. 交代热液成矿理论与三源成矿预测研究

（重点研究部分矿床热液来源，查明成矿元素存在状态、围岩地球化学变化、水-岩反应和演化）

8. 深化研究滇黔桂地区沉积盆地水中隆起的鉴别与分析，进一步预测大型卡林型金矿的远景。

9. 重点研究壳幔地球化学演化与化探方法的结合点，推动化探理论的科学发展和前进，进一步加强对龙脖河铜矿隐伏矿预测深度的研究。

参 考 文 献

1 贵州省地矿局．贵州省区域地质志．北京：地质出版社，1987.

2 贵州省地矿局．省地质学会．“南盘江地区浅层地壳结构与金矿分布模式研究”专集，第12卷，第2期．贵阳：贵州科技出版社，1995.

3 贵州省地质学会．贵州区域构造、矿田构造学术讨论会论文集．贵阳：贵州科技出版社，1991.

4 广西地质矿产局．广西壮族自治区区域地质志．北京：地质出版社，1985.

5 黑龙江省地质矿产局．黑龙江省区域地质志．北京：地质出版社，1993.

6 河北省地质矿局．河北省、北京市、天津市区域地质志．北京：地质出版社，1989

7 南岭项目花岗岩专题组．南岭花岗岩地质及其成因和成矿作用．北京：地质出版社，1989，第57～66，285～287页．

8 内蒙古自治区地质矿产局．内蒙古自治区区域地质志．北京：地质出版社，1991.

9 武警黄金指挥部．河北省东坪碱性杂岩金矿地质．北京：地质出版社，1996.

10 新疆维吾尔族自治区地质矿产局．新疆维吾尔自治区区域地质志．北京：地质出版社，1993.

11 云南省地矿局．云南省区域地质志．北京：地质出版社，1990.

12 中国科学院黄金科技工作领导小组办公室．中国金矿研究新进展．北京：地震出版社，1994.

13 中国矿床编委员．中国矿床（上册）．北京：地质出版社，1989，第1～34页．

14 白鸽，袁忠信，吴澄宇．白云鄂博矿床地质特征及成因论证．北京：地质出版社，1996.

15 翟裕生等．大型构造与超大型矿床．北京：地质出版社，1997.

16 崔文智．韧性剪切带的发展演化与金银矿化的基本关系．黄金地质科技，1990．第2期，第27～32页．

17 曹国权等著．鲁西早前寒武纪地质．北京：地质出版社，1996.

18 陈毓川．玢岩铁矿矿化蚀变作用及成矿机理．矿床地质研究所所刊，1982，第1期．

19 陈毓川等．南岭地区与中生代花岗岩类有关的有色及稀有金属矿床地质．北京：地质出版社．1989.

20 程裕淇主编．中国区域地质概况．北京：地质出版社，1994，第1～517页．

21 程玉明等著．吉辽地区绿岩带金矿成矿找矿模式．北京：地震出版社，1996，第1～243页．

22 朱炳泉．矿石Pb同位素三维空间拓扑图解用于地球化学省与矿种区划．地球化学，1993，(3)：第209～216页．

23 朱炳泉．固体地球科学的同位素体系理论．北京：科学出版社，1998.

24 朱炳泉，常向阳，王慧芬．华南-扬子地球化学边界及其对超大型矿床形成的控制．中国科学（B），1995，25，第1004～1008页．

25 邓晋福，赵海玲．中国东部上地幔热结构—由岩石学模型推导．地质学报，1999，64（4）：第344－349页．

26 杜乐天．烃碱流体地球化学原理-重论热液作用和岩浆作用．北京：科学出版社，1996

27 杜琦等．多宝山斑岩铜矿床．北京：地质出版社，1987.

28 耿树方等．秦巴金属矿产成矿概论．北京：地质出版社，1994.

29 何登发，李德生．沉积盆地动力学研究的新进展．地学前缘，1995，第3期，第53－58页．

30 何国琦等．中国新疆古生代地壳演化及成矿．乌鲁木齐：新疆人民出版社；香港：香港文化教育出版社，1994.

31 胡胜标，汪集旸等．沉积盆地热体制研究的基本原则和进展．地学前缘，1995．第4期，第171－180页．

32 胡小蜓，赵嘉农，李双保．张宣地区太古代变质岩中脉金的成矿作用．天津地质矿产研究所所刊，

1990，22：第1～127页．
33 胡小蝶等．河北小营盘金矿成矿时代——单颗粒锆石U-Pb同位素年龄新证据．前寒武纪研究进展，1997，第20卷，第2期．
34 胡桂明等．华北陆台北缘地体构造演化及其主要矿产．武汉：中国地质大学出版社，1996．
35 黄斌．铅同位素在找矿勘探中的应用．地质与勘探，1990，26（12）：第29～33页．
36 黄汲清．中国主要地质构造单位．北京：地质出版社，1954．
37 季克俭，吴学汉，张国柄．热液矿床的三源表成热液成矿模式．矿床地质研究所所刊，1982，第3期．
38 季克俭，吴学汉，张国柄．关于德兴斑岩铜矿铜源的初步研究．矿床地质，1984，第3卷，第2期．
39 季克俭，吴学汉，张国柄．热液矿床成矿元素降低场及其意义．国际交流地质学术论文集（4）．北京：地质出版社，1985．
40 季克俭，吴学汉，张国柄．热液矿床的矿源、水源和热源及矿床分布规律．北京：北京科学技术出版社，1989．
41 黎彤．地壳元素丰度的若干统计特征．地质与勘探，1992，28（10）：第1～7页．
42 黎彤．中国陆壳及其沉积层和上地壳的化学元素丰度．地球化学，1994，23（2）：第140～145页．
43 李晶．关于松辽盆地内部地体碰撞的探讨．大庆石油地质与开发，1992，第3期，第1～5页．
44 李红阳等．试论冀西北金银多金属矿产富集区地幔热柱及其成矿制约．地球学报，1996，第17卷，第4期．
45 李红阳等．试论华北地台中生代超变质作用与地幔热柱作用．地球学报，1996，第17卷，第4期．
46 李俊建等．清原-夹皮沟绿岩带地质及金的成矿作用．天津：天津科学技术出版社，1995，第1～132页．
47 李俊建等．吉林夹皮沟金矿成矿时代的研究．地质学报，1996，70（4）：第335～341页．
48 李俊建，沈保丰，骆辉．豫西小秦岭太古宙花岗岩-绿岩带．天津地质矿产研究所所刊，1992，26～27：第293～303页．
49 李俊建．中国金矿床成矿时代的讨论．地球学报，1998，19（2）：第215～220页．
50 李兆龙等．胶东马家窑金矿地质地球化学特征及矿床成因．地质找矿论丛，1990，5（3），第36～48页．
51 李杨鉴，陈延成．关于厄尔尼诺成因新认识．化工矿产地质，1998，20（3）：第109～204页．
52 林景仟等．鲁西归来庄金矿成因．济南：山东科学技术出版社，1997．
53 刘东升等．中国卡林型（微细浸染型）金矿．南京：南京大学出版社，1994．
54 刘宝君，曾允孚．岩相古地理基础和工作方法．北京：地质出版社，1985．
55 刘连登等．金矿与韧性剪切带及叠加构造．《中国前寒武纪矿床和构造》．北京：地震出版社，1994．
56 刘英俊等．论江南型金矿床的成矿作用地球化学．桂林冶金地质学院学报，1991，第11卷，第1期．
57 刘洪波．矿床类型的大地构造背景．世界地质，1994，第13卷，第1期．
58 刘洪波．矿床成因论的历史演化．沈阳：东北工学院出版社，1992，第25～69页．
59 刘增乾等．三江地区构造岩浆带的划分与矿产分布规律．北京：地质出版社，1993．
60 卢纪仁．峨眉地幔柱的动力学特征．地球学报，1996，17（4）．
61 陆松年．在华北地台中-新元古界中寻找金、银矿床的思路和前景．前寒武纪研究进展，1997，第20卷，第1期．
62 陆松年等．金矿密集区的基底特征与成矿作用研究——以小秦岭、冀北和胶北金矿密集区为例．北

京：地质出版社，1997，第1～109页．
63 陆松年等．前寒武纪大陆地壳演化示踪．北京：地质出版社，1996，第1～156页．
64 陆松年等．建议的中国太古宙划分方案．华北地质矿产杂志，1996，1：第37～42页．
65 钱祥麟．华北北部太古界麻粒岩相岩区中不整合的构造事件及其意义．国际大陆岩石圈构造与动力学讨论会—第三届全国构造会议论文摘要（中册），1987，159页．
66 马杏垣等．中国前寒武纪构造格架及研究方法．北京：地质出版社，1987．
67 苗来成等．山东招掖金矿带内花岗岩类侵入体锆石SHRIMP研究及其意义．中国科学（D辑），1997，27（3）：第207～213页．
68 毛景文，李红艳，宋学信．湖南柿竹园钨锡钼铋多金属矿床地质与地球化学．北京：地质出版社，1998，第34～47页．
69 裴荣富．吴良士，熊群尧．矿床做为研究大地构造标志的意义．见：《亚洲增生－IGCP 321项目论文集》．北京：地震出版社，1994，第39页．
70 裴荣富，吴良士．找寻特大型隐伏矿床的衍生矿床导向和成矿轨迹追踪研究．矿床地质，1994，第13卷，第4期．
71 裴荣富．吴良士．矿物共生和矿物共生组合研究与成矿年代学．矿床地质，1995，第14卷，第2期．
72 裴荣富．金属成矿省等级体制成矿与矿产勘查评价．见：当代矿产资源勘查评价的理论与方法．北京：地震出版社，1999，第120～130页．
73 裴荣富等．华北地块北缘及其北侧金属矿床成矿系列与勘查．地质出版社，1998，第22～81页．
74 裴荣富主编．中国矿床模式．北京：地质出版社，1995，第35～93页．
75 裴荣富等．中国特大型矿床成矿偏在性与异常成矿构造聚敛场．北京：地质出版社，1998．
76 裴荣富．因袭成矿与特大型矿床．矿床地质，1997，16（1）：第93～96页．
77 裴荣富．金属成矿省演化与特大型矿床．矿床地质，1997（2）：第169～170页．
78 裴荣富，熊群尧，梅燕雄．金属成矿省成矿年代学研究的新进展——以华北地台北缘为例．地学前缘，1999，第6卷，第2期，第325～334页．
79 彭守晋．新疆主要有色和贵金属矿产及其找矿前景展望．新疆矿产地质，1990，第1～2期，第17～23页．
80 秦止永．燕山地区与变质核杂岩-伸展构造有关的金、银找矿远景探讨．前寒武纪研究进展，1997，第20卷，第2期．
81 邱小平等．冀西北金矿集中区成矿特征．北京：地质出版社，1997
82 任纪舜等．中国东部及邻区大陆岩石圈的构造演化与成矿．北京：科学出版社，1990．
83 芮宗瑶，李宁，王龙生．关门山铅锌矿床——盆地热卤水成矿及铅同位素打靶．北京：地质出版社，1991，第129～162页．
84 芮宗瑶，王龙生．超大型斑岩铜矿形成的必要地质条件．见：《第五届全国矿床会议论文集》．北京：地质出版社，1993，第159～160页．
85 沈保丰等．辽北-吉南太古宙地质及成矿．北京：地质出版社，1994，1～255．
86 沈保丰，骆辉，李双保，李俊建，彭晓亮，胡小蝶，毛德宝，梁若馨．华北陆台太古宙绿岩带地质及成矿．北京：地质出版社，1994，第1－202页．
87 沈保丰等．中国太古宙绿岩带．地质学报，1993，67（3）：第208～220页．
88 沈保丰，毛德宝，李俊建．中国绿岩带金矿床的时空分布．华北地质矿产杂志，1996，11（3）：第385～392页．
89 沈保丰，毛德宝，李俊建．中国绿岩带型金矿床类型和地质特征．前寒武纪研究进展，1997，20（4）：第1～12页．

90 沈保丰等．吉林夹皮沟金矿地质与成矿预测．北京：地质出版社，1998，第1～175页．
91 沈保丰等．某磁铁矿床中钠质交代作用的特征及其找矿意义．地质科学．1997，第3期．
92 宋瑞祥主编．96中国矿资源报告．北京：地质出版社，1997，第1～308页．
93 宋瑞先等．河北金矿地质．北京：地质出版社，1994．
94 唐克东（主编）．中国北方板块构造论文集（第1集）．北京：地质出版社，1983．
95 唐克东（主编）．中国北方板块构造论文集（第2集）．北京：地质出版社，1987．
96 唐克东等．中国东北及邻区大陆边缘构造．地质学报，1995，第69卷，第1期，第16～30页．
97 汤中立，李文渊．金川超大型硫化铜镍矿床成矿地质背景．见：《第五届全国矿床会议论文集》．北京：地质出版社，1993．
98 汤达祯．镜质组反射率与盆地古地理分析．地学前缘，1995，第4期，第181～188页．
99 涂光炽．关于超大型矿床的寻找和理论研究．矿物岩石地球化学通讯，1989，第3期，第163～168页．
100 涂光炽等．华南元古宙基底和成矿作用．北京：科学出版社，1993．
101 涂光炽主编．庞然大物——与寻找超大型矿床有关的基础研究．长沙：湖南科学技术出版社，1995，116页．
102 王作勋等．天山多旋回构造演化及成矿．北京：科学出版社，1990．
103 万天丰．中国东部中、新生代板内变形构造应力场及其应用．北京：地质出版社，1993，第70～75页．
104 万渝生．辽宁弓长岭含铁岩系的形成与演化．北京：北京科学技术出版社，1993，第66～68页．
105 伍家善等．华北陆台早前寒武纪重大地质事件．北京：地质出版社，1991．
106 伍家善等．中朝古大陆太古宙地质特征及构造演化．北京：地质出版社，1997，第1～212页．
107 肖序常等．试论新疆北部大地构造演化．新疆地质科学．1990，第1辑，第47～68页．
108 许云程，邵震杰．剪切带特征、演化及其控矿意义．中国矿业大学学报，1994，第23卷，第3期，第59～63页．
109 徐金方．玲珑复式花岗岩基的构成及其形成时代．岩石学报，1991，(2)：43～48．
110 徐志刚．内蒙古东南部铜多金属矿床成矿构造背景．见：张德全、赵一鸣主编《大兴安岭及邻区铜多金属矿床论文集》．北京：地震出版社，1993，第20～41页．
111 谢家荣．地质历史中成矿作用的新生性、再生性和继承性．矿床学论文集（矿床分类和成矿作用），北京：科学出版社，1964．
112 谢学锦．战术性与战略性的深穿透地球化学方法．地学前缘，1998，5（1—2）：第171～183页．
113 夏湘蓉等．中国古代矿业开发史．北京：地质出版社，1980．
114 杨敏之，吕古贤．胶东绿岩带金矿地质地球化学．北京：地质出版社，1996，第1～228页．
115 杨志华等．边缘转换盆地的构造岩相与成矿．北京：科学出版社，1991．
116 杨元根．韧性剪切作用使成矿物质活化迁移机制的新认识．矿物岩石地球化学通讯，1994，第4期，第202～205页．
117 杨岳清，田农．金沙江、澜沧江、怒江地区金矿类型及成矿条件．地质学报，1993，第67卷，第1期，第63～75页．
118 叶连俊等．生物有机质成矿作用和成矿背景．北京：海洋出版社，1998，第285～310页．
119 叶庆同．云南金顶超大型铅锌矿床的形成机制和成因．见：《第五届全国矿床会议论文集》．北京：地质出版社，1993，第137～139页．
120 银剑钊等．张家口-宣化地区金矿地质．北京：地质出版社，1995．
121 常向阳等．东川铜矿床同位素地球化学研究——地层年代学与Pb同位素化探应用．地球化学，1997，26（2）：第32～38页．

122 常向阳，朱炳泉，邹日．铅同位素系统剖面化探与隐伏矿深度预测——以云南金平龙脖河铜矿为例．中国科学（D辑），2000，第30卷，第1期，第33～39页．
123 曾允孚．右江盆地演化与层控矿床．地学前缘，1995.
124 张秋生，刘连登．矿源与成矿．北京：地质出版社，1982.
125 赵一鸣等．闽西南地区马坑式钙夕卡岩型铁矿床．矿床地质研究所所刊，1983，第1期．
126 郑绵平，向军，魏新俊等．青藏高原盐湖．北京：北京科学技术出版社，1989.
127 郑明华等．论河南桐柏-泌阳一带金银多金属矿层．成都地质学院学报，1982，第3期．
128 邹日等．红河成矿带壳幔演化与成矿作用的年代学研究．地球化学，1997，26（2）：第46～56页．
129 周俊法．论地球化学负异常及其找矿意义．浙江地质，1987，第3卷第1期．
130 朱志澄．伸展构造和拆离断层．地质科技情报，1987，6（1）：第18～25页．
131 左国朝等．北山早古生代板块构造特征．地质科学，1990，第4期，第305～314页．
132 Bruce R. Doe. 源岩及金属矿床成因．张雄伟译．Global Tectonics and Metallogeny. Vol. 4，No. 1 & 2. 见：《国外花岗岩矿产与地质》，1993，第1期．
133 P·鲁蒂埃．全球成矿规律研究（未来到何处去找金属）．北京：地质出版社，1990，第1－136页．
134 Amdtuta G. C.，1976，Stylolites of diagenetic age and their role in the interpretation of the southern Illinois fluorspar deposits. Miner. Deposits. No 2，pp. 44～53.
135 Bonnemaison. M. et al.，1990，Auriferous mineralization in some shearzones：A three-stage model of metallogenesis，Mineral Deposits，Vol. 25，No. 2，pp 96～104.
136 Budding A. F.，1933，Correlation of kinds of igneous rocks with kinds of mineralization. In：Ore deposits of the western stares（Lindgren Volume） a I. M E. pp. 35～385.
137 Cannon，R. S. et al.，1970，Suggested uses of lead isotopes in exploration，Geochemical exploration proceedings，4. Gulson，B. L.，1986，Lead isotopes in mineral exploration. In：Developments in Economic Geology. Amsterdam：Elsevier Science B V，pp. 1～245.
138 Coleman R. G.，Maruyanma，S.，1988，Characteristics of late Paleozoic foldbelts of Asia. DELP Tokyo International Symposium.
139 Craig，H.，1963，The isotopic geochemistry of water and carbon in geothermal areas，In Nuclear Geology on Geothermal areas.
140 Derry，D. R.，1980，Metallic Provinces in the precambrian of North America and Australia. 26th IGC.
141 Gandhi，S. S.，Bell. R. T.，1990. Metallogenic concepts to aid exploration for the giant Olympic Dam-type deposits and their possible derivatives. in Current Research，Part C，GSC.
142 Groout F. F.，1932，Petrography and Petrology，Mc Graw-Hiel.
143 Kojin，J. et al.，1997，The metasomatic hydrothermal metallogeny. Proc. 30th Intl，Geol，Congr，Vol. 9，pp. 57～66.
144 Konstantinov，M. N.，1990，Application of indication haloes（signs of ore regeneration）for blind gold and silver deposits prospecting. Abstract. V. 3 of 3 of 28th IGC.
145 Kutina，J.，1995，Regional mentle-rooted discontinuity extending transversely to the margins of cratons and adjacent mobile belts，Metallogenic applications. Glob，Tect Metall，Vol. No. 5，1～2 pp. 7～18.
146 Laznicka，P.，1989，Derivation of giant ore deposits. Abstract of V. 2 of 3 of 28th IGC. pp. 268～269.
147 Lafitte Perningeat. P. F.，Routhes，P.，1965. Cartographic metallogeny，metallotect at geochimie

region. Soc. France. Mines. Bull. Vol. 88 pp. 3～6.

148 Marugama S., E. Bisuzaki T. and Ishida M., 1999, Worfiay hypothesis of global material circulation, ABSTRACTS of International Workshop on the Superplume, Waco, Japan.

149 Mackin, J. H., Iron ore deposits of the iron springs District, Southwestern Utah: Ore Deposits of the United states, 1933～1967, Vol Ⅱ. ed. J D. Ridge, New York: Am. Inst. Mining Metall. Petrol. Eng., pp. 992～1019.

150 Oreskes N., 1989, Tectonic setting of Olympic Dam and relation to other Proterozoic Fe-REE deposits, Abstract of V. 2 of 3 of 28th IGC. pp. 551.

151 Petrascheck, W. E., 1961, Lagerstattenlehre wine, springer Verlag.

152 Pei Rongfu, 1992, Evolution of Yanshanian (Mz) metallogenic province in southeast China, ABSTRACTS of 29th IGC, Vol. 1 of 3.

153 Pei Rongfu, Qiu Xiaoping and Peng Cong, 1995, Tectonic Settings and Minerogenetic Series in Northeast China, Resource Geology Special Issue, The Society of Resource Geology, No. 18.

154 Pei Rongfu, Hong Dawei, 1996, The granite of south China and their metallogeny. Episodes. Vol 18: 1 & 2.

155 Rastall R. H., 1920, Differentiation and ore deposits Geol May, Vol. 57 pp. 290～299.

156 Sillitoe R. H., 1980. Are porphyry copper and Kuroko type massive sulfide deposits in compatible? Geology, Vol. 8, No. 1, pp. 11～14.

157 Taylor H. P., Jr. 1974. The application of oxygen and hydrogen isotope studies to problems of hydrothermal alteration and ore deposition, Econ Geology, V 69, No. 6.

158 Zhu B. Q., 1995. The mapping of geochemical provinces in China based on Pb isotopes, J. Geochem. Exploration. Vol. 55, pp. 171～181.

159 Пухнаревич М.М.1986.Условия и особенности формирования эндогенных месторождений железа югасибирской платформы.Иркутск: Изл.Иркутского Университета.

160 Павлов Д.И.и др..Извлечение железа при взаимодействий долерита с концентрированными растворами в условиях высоких температур и давлений. 《Докл.АН СССР》, Т. 195, No3

161 Соколов Г. А. и Павлов Д. И., 1976 Об.источниках рудообразующих веществ постмагматических магнетитовых месторождений. Источники рудного вещества эндогенных месторожденни, М. 《Наука》.

162 Рудницкий В. Ф. .1987.Миграция вещества при формирований уральских кольцедонных месторождений Геохимиа, No6

163 Овчиников Л. Н. 1988.Образование рудных месторождений. Москва: Недра, 51～56

GEOLOGICAL ASSESSMENT OF MINERAL RESOURCES POTENTIAL FOR HARD-IDENTIFIED CONCEALED LARGE AND RICH ORE DEPOSITS

PEI RONGFU, XIONG QUNYAO, SHEN BAOFENG,
JI KEJIAN, LI CHAOYANG, CHANG XIANGYANG

(ABSTRACT)

The book is composed of seven chapters. Chapter 1 begins with introduction of prognosis and assessment of mineral resources, and describes the application of metallogenic theories to the economic geological practices. It traces the over 400 years' history from supposition of ore origin before 16th century to the modern metallogenic theory of ore deposits. We have been probing into the ore origin in many aspects which especially spans the boundaries of science disciplines. Accordingly, the fresh blood has being transfused into; the modern theories of metallogenesis are being proposed in succession. Here comes the change from the single analogy prognosis using origin model as the studying object. Based on the successive accumulation of the past years' study, the author develops seven new clues and methods adapting different scale geological assessment of mineral resources potential, which boosts the development of metallogenic theory and prognostic assessment. Ore deposit forms the components of earth's geological evolution. Its components and types represent the product of historic evolution of earth. Especially, as for the super large ore deposits, their metallogenic environment plays the significant rule in their forming process. According to the distribution of super large ore deposits of China, Chapter 1 starts at the three large corridor-type metallogenic geological section of central China, northern China and southern China, and summarizes the particularities of regional tectonic setting, geological environment, assemblage of ore deposits etc. Successively, it sums up the metallogenic background of super large ore deposits of China in the evolution of the crust. The Metallogenic tectonic domains are divided into Precambrian

metallogenic tectonic domain, paleo-asiatic tectonic domain, Qinling-Qilian-Kunlun tectonic domain, marginal-Pacific tectonic domain and Tethys-Himalayan tectonic domain. The geological environments under which the metal accumulation of ore deposits and ore fields takes place are summarized as: high-grade metamorphic terrain, rift and rifting trough, active continental margin, trough-arc-basin, collision fold belt, complex magmatic belt on the margin of stable continent, sedimentary basin intracontinent, Phanerozoic active tectono-magmatic belt, volcanic arc and oceanic basin, ophiolite suite on the joint of plate of rifting basin, volcanic basin, active fault on the margin of rise, the grid faults in the uplift, superimposed structure, compressive belt. The latest studying results about the metallogenic regularities of large and super large ore deposits provide basis for the prognostic assessment of the hard-identified large and rich ore deposits. The contents from chapter 2 to chapter 7 describe the proposing and developing of new clues, and their qualification for assessment, as well as the concrete methods used in the given places. They include:

1. Four-hierarchy metallogenic mechanism: Metallogenic province is defined as the area in which the metallic ore deposits and their series are concentrated regularly. A metallogenic province means the integration of metallogenic geological setting, metallogenic structural convergence, metallic metallogenic phase and ore deposits with specific texture, that is to say the integration of setting, convergence, phase and ore deposits. The coupling of the above-mentioned factors result in the formation of ore deposits at different levels. The concept of hierarchy metallogenic is similar to that of study on diagenic evolution and sedimentary cycle in the petrological and stratigraphic hierarchy. The metallogenic history witnesses the evolution from micrometallogenesis through middle-sized metallogenesis to macrometallogenesis. It starts with the preparation of metallogenic site in the macrometallogenic tectonic background, then the ore-controlling field of useful ore-controlling factors, finally the physicochemical metallogenic phases constraining metallization and formation of ore deposits with certain texture and structure. The identification of four-hierarchy metallogeny and analysis of the northern margin of North China Platform and the area north to it perfect the scientificity, overall view and application.

2. Isopycnic maps of ore deposits (occurrences) used for geological assessment of mineral resources: The ore-concentrated area is brought back by drawing of the known ore deposits (occurrences) on a map. Because the super

large ore deposits is based on the huge accumulation of metals, the ore-concentrated area represents the huge ore source and huge accumulation site for ore-forming material. In addition, most super large ore deposits are associated with the same types of small or large ore deposits. Consequently, the analysis on the configuration, intensity, scale and concentration trend of ore-concentrated area is conducive to the strategic prognosis of large or super large ore deposits. In the compilation of isopycnic map of gold deposits in China, the natural points labeling method in which information might lost was not adopted, but the logical variables were set and comprehensive information processing method was adopted to divide the density area into high-middle-low-graded 36 areas. The studies analyzed the coupling relation between structure and regional ore belts, enhanced the comparison between configuration and quantity, and selected the prospects of mineral resources.

3. Orientation of derivative ore deposits and metallogenic path assessment of mineral resources: like the inheritance and variance of biologic multiplication, inheritance and affinity exist in the formation of ore deposits. The new ore deposits inherit the features of the old ore deposits, or the new ore deposits derive from the old ore deposits. Because the old ore deposits derive from mantle or crust, both of them have affinity with mantle or crust. The scientific identification of cause and effect of ore deposits, their evolution path, orientation of those ore deposits with different configuration but affinity is conducive to tracing the other various ore deposits.

Such derivative ore deposits with derivative path exist in the ore-concentrated areas in northwestern and eastern Hebei, which is helpful for the delineation of areas with concealed ore deposits.

4. Assessment of mineral resources in the ore-concentrated area: It focuses on the assessment of the initial ore source. According to the types of crust and its relations to supply of ore-forming material, ore sources are divided into four types: final source-ore elements of mantle; initial source-ore-forming elements in the initial crust; intermediate source-ore-forming elements of the mobilized reconstituted crust or sedimentary reconstituted crust. The initial source mostly reflects the characteristics of geochemical blocks and their metallogenic potential. The ore-concentrated area takes the geochemical blocks rich in some metals easy to be leached out as source rocks. The initial source can be recognized by the following ways: at first it should be determined which kind of mafic volcanic rocks and metamorphic rocks represents the initial crust; then the petrologic formation should be geochemically stud-

ied; finally, the abundance and concentration coefficient should be determined and the metallogenic potential be analyzed. In general, the higher the elementary abundance and concentration coefficient, the greater the metallogenic potential. It is shown that the eastern Shandong, Xiaoqinling, Jiapigou and Zhangjiakou gold ore-concentrated areas bear higher elementary abundance and concentration coefficient, which lays fundaments for metallization. As for the large ore deposits, it is needed for the intensive thermal and tectonic events to mobilize gold for further enrichment. The objects for assessment of ore-concentrated areas are the landmass or active belt-scaled tectonic units. It designates the prospecting orientation of western Shandong, northern Taihangshan and northern Hebei without clear metallogenic scale.

5. Assessment method of metallization by "three-source" hydrothermal solution metasomatism: Source of thermal solution is the main determination of origin and prognosis of ore deposits. Metasomatic hydrothermal solution is defined as the product of interaction between water and rocks, which forms the metasomatic ore deposits. Around such ore deposits are the large area of negative metal halo, which indicates that wall rocks provide ore-forming material for metallization. The negative O isotope of wall rocks within orebodies indicates that it is meteoric water that interacts with rocks. Some orebodies are hosted in the circular or radiate structures in the intrusives. Accordingly, the metallogenic theory points out that three factors, ore-forming material, water and heat are respectively derived from wall rocks, meteoric water and magma. The distribution of ore deposits is controlled by the scale and location of ore source, water source and heat source. The mid-large ore deposits are generally located on the intersection of "three source". Assessment method of metallization by "three-source" hydrothermal solution metasomatism suites the assessment of map of different scales in areas with different studying-level. Determination of three sources is the key. Since the application of the three-source assessment method in the prospecting of the northern margin of North China Platform, many prospects and targets have been delineated. It has been approved that the industrial orebodies had been outlined in some ore deposits.

6. Rifting-basin-evolution assessment of gold deposits: Based on the analysis on strata and tectonic setting, this method takes the fine-grained gold deposits in Yunnan-Guizhou-Guangxi as the examples to establish a metallogenic model of early extensional depression of NS-trending central settlement and late face-to-face collision of two landmasses. In the early stage, the de-

pression controls the distribution of deep-water area and shallow water area. The contemporaneous faults are developed in the isolated mesa in the basin or around the dome under water where the high Au background value of marginal slope reflects the initial Au enrichment. In the late stage, several large or small nappe structures are formed in the process of face-to face collision along the slide plane of Middle Permian coal horizon and Lower Tertiary shale and siltstone. Gold deposits are located in the front of nape. Gold deposits are generally apt to be located near the central depression, in the intensive strain area of the weak strain area, or in the weak strain area of intensive strain area. The recognition of uplift under water is the key for prospecting of large karlin-type gold deposits.

7. Geochemical prospecting of Pb isotope used for prognosis of deep concealed ore deposits: Unlike the traditional geochemical prospecting method, it is based on the transform data processing to obtain the eigenvalue V_1 and V_2 of three-dimension topology. The eigenvalue can be used to make intermediate-detailed scale map, classify geochemical blocks, reveal the sharp transition of Pb isotope which represents the controlling boundary of large-super large ore deposits. The sharp turning point of the sharp transition generally represents the location of the ore-concentrated area. On the one hand, the great importance should be attached to the searching of reformed ore deposits on the obvious sharp structural transition, and to the prospecting of thermal sedimentary ore deposits in the foreland basin on the concealed sharp structural transition. On the other hand, the systematic profile of Pb isotope eigenvalue can be used for the prediction of depth of the concealed ore deposits. Based on the systematic profile of Pb isotopic geochemical prospecting, the Pb isotope assessment of mineral resources was developed, the theory of positive deep prospecting-oriented anomaly and diatropism-orientated negative anomaly was put forward. Consequently, the three-dimension location method of ore deposits by Pb isotope was developed, the model of prediction of metallogenic depth and reserves was established. Based on the Pb isotope assessment method, the prospecting strategy of the Tangdan copper deposit in Dongchuan, Daping gold deposit in Yuanyang, Longbohe copper deposit in Jinping was worked out. It was successfully approved by drilling engineering in the Longbohe copper deposit. This method can be used in the exploration of ore deposits and prospective prognosis of deep ore reserves in the mining area.