

中国重要成矿系列的形成机制和结构特征

总　序

不断将地质调查和地质科研成果进行综合集成，形成系列地质科学文献，具有重要价值。由中国工程院院士陈毓川同志主持，常印佛、汤中立、裴荣富、任纪舜、翟裕生、滕吉文、张本仁等200多位专家共同参加完成的“中国成矿体系与区域成矿评价”项目及其所属各课题、专题研究成果陆续出版，将为中国地质学界提供一批重要的文献资料。

“中国成矿体系与区域成矿评价”是1999年中国地质调查局设立的国土资源大调查关于矿产资源调查评价工作的全国性、综合性研究项目。该项目成果是对新中国成立50多年来广大野外地质工作者和地质科研工作者辛勤劳动成果的一次全面、系统地总结和提升，是目前关于我国大陆矿床成矿系列、主要地质时期大规模成矿作用及其时空结构与成因机理、主要成矿区（带）成矿物质富集规律和定位机制等方面研究的最新、最完整的世纪性科学巨著。

在“中国成矿体系与区域成矿评价”系列成果中，涉及全国性的成矿背景的成果包括“中国地质构造环境、演化及其对成矿的控制”、“中国大陆地球物理场与深部结构及其对成矿作用的制约”及“中国地球化学场与成矿”等；涉及全国性和区域性成矿规律研究的成果有“中国主要成矿区带研究”及“大别-台湾走廊域成矿区带形成的四维结构”等；涉及不同时代成矿作用的包括“前寒武纪成矿作用”、“古生代成矿作用”、“中生代成矿作用”及“新生代成矿作用”等；涉及区域成矿理论的有“中国矿床成矿系列、成矿系列组合、成矿谱系”及“主要成矿系列形成机制和结构特征”的研究，并在此基础上构筑了“中国成矿体系”框架；涉及矿产资源评价的有“综合信息区域成矿评价系统”及

“全国成矿远景评价与重要矿产资源潜力评估”等专题成果及相应的专著。同时，各省、自治区也分别对区域成矿规律进行了系统的总结，对找矿前景和找矿方向进行了分析，并且结合地质大调查资源评价项目的实施，取得了很好的找矿效果。这一系列成果的出版，无疑是对几十年来中国区域成矿规律研究的检阅，也将对今后的地质勘查和地质科研工作产生极大影响，同时对矿产资源调查评价工作部署和生产实践具有重要的指导意义。

中国地质调查局局长

2005 年 1 月

目　　录

第一章　绪　论 …… (1)
一、成矿系列研究简史和现状 …… (1)
二、专题的研究任务、研究内容及技术路线 …… (2)
三、专题工作情况、编写分工和致谢 …… (4)
四、主要进展和认识 …… (4)
第二章　海底热水喷流成矿系列——以狼山-渣尔泰山成矿带为例 …… (8)
第一节　区域地质构造背景与成矿环境 …… (8)
一、区域构造格架及演化 …… (8)
二、狼山-渣尔泰山裂陷槽的空间范围 …… (8)
三、狼山-渣尔泰山裂陷槽的变质基底 …… (8)
四、狼山-渣尔泰山裂陷槽的形成和发展 …… (11)
五、狼山-渣尔泰山裂陷槽的沉积建造与原岩恢复 …… (11)
六、狼山-渣尔泰山裂陷槽的重要地质事件及其演化 …… (16)
第二节　主要控矿因素 …… (17)
一、赋矿盆地 …… (17)
二、地层层位与岩性 …… (18)
三、同生断裂活动 …… (19)
四、同沉积期火山活动 …… (24)
五、成矿金属来源 …… (28)
六、热水对流系统 …… (29)
第三节　代表性矿床剖析 …… (30)
一、东升庙矿床 …… (31)
二、炭窑口矿床 …… (39)
三、霍各乞矿床 …… (41)
四、甲生盘矿床 …… (41)
五、朱拉扎嘎金矿床 …… (42)
第四节　成矿系列的形成过程与时空分布 …… (43)
一、形成过程 …… (43)
二、时空分布 …… (44)
第五节　成矿系列中大矿产出部位及控矿因素 …… (45)
第六节　待深入研究问题 …… (46)
第三章　富镁碳酸盐岩建造非金属成矿系列——以辽东裂谷成矿区为例 …… (47)
第一节　区域地质构造背景及成矿环境 …… (47)

一、区域地层 …… (47)
二、辽东裂谷 …… (49)
三、岩浆岩 …… (49)
四、变质作用 …… (50)
五、区域地质发展史与重大地质事件 …… (53)
第二节　主要控矿因素 …… (54)
一、大地构造 …… (54)
二、含矿建造 …… (55)
三、岩相古地理 …… (57)
四、成矿构造 …… (60)
五、成矿地球化学 …… (64)
六、成矿流体 …… (73)
第三节　区域矿床时空分布 …… (76)
一、菱镁矿矿床 …… (76)
二、滑石矿床 …… (77)
三、硼矿床 …… (80)
第四节　矿床类型及典型矿床特征 …… (81)
一、矿床类型 …… (81)
二、菱镁矿矿床 …… (81)
三、滑石矿床 …… (87)
四、硼矿床 …… (87)
第五节　成矿系列的结构、成因与结构模型 …… (91)
一、成矿系列划分 …… (91)
二、成矿系列结构与成因 …… (97)
三、成矿系列结构模型 …… (101)
四、大矿、富矿的产出部位及控矿因素 …… (101)
第六节　区域主要矿种资源潜力 …… (105)
一、找矿标志 …… (106)
二、找矿方向 …… (106)
第四章　粤北晚古生代复合成矿系列——以粤北盆地成矿区为例 …… (108)
第一节　地质背景与主要矿床特征 …… (108)
一、地质背景 …… (108)
二、典型矿床地质特征 …… (108)
第二节　盆地晚古生代岩相古地理 …… (110)
第三节　盆地同生断层分布及特征 …… (113)
第四节　盆地同沉积期热事件 …… (119)
第五节　盆地成矿流体系统 …… (122)
一、盆地成矿流体类型划分 …… (122)
二、凡口矿床海底热泉喷口的判定 …… (125)

第六节　盆地成矿物质来源……（127）
一、硫的来源 ……（127）
二、铅的来源 ……（128）
三、水的来源 ……（131）
第七节　粤北层控矿床成矿过程和成矿模式……（132）
一、成矿系列的形成过程 ……（132）
二、凡口矿床形成过程和特定条件 ……（133）
第八节　粤北晚古生代复合成矿系列……（136）
一、成矿系列及其模式 ……（136）
二、粤北晚古生代盆地成矿系列的若干特点 ……（136）
第五章　成矿系列的结构模型……（139）
第一节　成矿系列的物质结构……（139）
第二节　成矿系列的空间结构……（142）
一、成矿分带 ……（142）
二、矿化网络 ……（145）
第三节　成矿系列的时间结构……（146）
一、成矿过程的复杂性 ……（146）
二、成矿过程的阶段性 ……（148）
三、成矿系列的时间结构类型 ……（149）
第四节　成矿系列中大型－超大型矿床的时空位置及制约因素……（151）
一、大型－超大型矿床形成的基本条件 ……（151）
二、成矿因素的良好匹配 ……（152）
三、大型－超大型矿床在成矿系列中的时空位置 ……（154）
第五节　成矿系列间的相互关系……（157）
一、成矿系列的相互关联 ……（157）
二、叠加复合成矿系列 ……（158）
第六节　成矿系列模式……（161）
一、成矿系列模式的内容 ……（161）
二、建模原则和工作要点 ……（162）
三、区域成矿系列模式实例 ……（164）
主要参考文献……（165）
英文摘要……（169）

Contents

General Preface

Chapter 1 Introduction …… (1)

1.1.1 Brief history and situation of metallogenic series research …… (1)

1.1.2 Research tasks, contents and technical route …… (2)

1.1.3 Work process, compiling division and acknowledgement …… (4)

1.1.4 Main achievements …… (4)

Chapter 2 Submarine hydrothermal exhalative sedimentary (SEDEX) metallogenic series——example form the Langshan-Zhaertaishan metallogenic belt …… (8)

2.1 Regional tectonic setting and ore-forming environment …… (8)

2.1.1 Regional tectonic frame and evolution …… (8)

2.1.2 Spatial distribution of the Langshan-Zhaertaishan rift …… (8)

2.1.3 Metamorphic basement of the Langshan-Zhaertaishan rift …… (8)

2.1.4 Formation and development of the Langshan-Zhaertaishan rift …… (11)

2.1.5 Sedimentary formations and original types of metamorphic rocks of the Langshan-Zhaertaishan rift …… (11)

2.1.6 Major geological events and evolution of the Langshan-Zhaertaishan rift …… (16)

2.2 Major ore-controlling factors …… (17)

2.2.1 Ore-bearing basin …… (17)

2.2.2 Stratigraphy and lithology …… (18)

2.2.3 Activity of synchronous faults …… (19)

2.2.4 Syn-sedimentary volcanic activities …… (24)

2.2.5 Source of ore-forming metals …… (28)

2.2.6 Hydrothermal circulation system …… (29)

2.3 Analysis of typical ore deposits …… (30)

2.3.1 The Dongshengmiao ore deposit …… (31)

2.3.2 The Tanyaokou ore deposit …… (39)

2.3.3 The Huogeqi ore deposit …… (41)

2.3.4 The Jiashengpan ore deposit …… (41)

2.3.5 The Zhulazhaga gold deposit …… (42)

2.4 Forming processes and temporal-spatial distribution of metallogenic series …… (43)

2.4.1 Forming processes …… (43)

2.4.2 Temporal-spatial distribution …… (44)

2.5 Position of large ore deposit in the metallogenic series and ore-controlling factors …… (45)

2.6 Problems need to be researched in detail …… (46)

Chapter 3 Mg-B metallogenic series related to Mg-rich carbonate formation ——example form the ore-forming belt in Liaodong rift zone …… (47)
3.1 Regional tectonic setting and ore-forming environment …… (47)
3.1.1 Regional strata …… (47)
3.1.2 The Liaodong rift zone …… (49)
3.1.3 Magmatic rocks …… (49)
3.1.4 Metamorphism …… (50)
3.1.5 Regional geological evolutionary history and important geological events …… (53)
3.2 Major ore-controlling factors …… (54)
3.2.1 Tectonics …… (54)
3.2.2 Ore-bearing formations …… (55)
3.2.3 Petrography and palaeogeography …… (57)
3.2.4 Ore-forming structure …… (60)
3.2.5 Ore-forming geochemistry …… (64)
3.2.6 Ore-forming fluids …… (73)
3.3 Temporal and spatial distribution of ore deposits …… (76)
3.3.1 Magnesite deposits …… (76)
3.3.2 Talc deposits …… (77)
3.3.3 Boron deposits …… (80)
3.4 Ore deposit types and features of typical ore deposit …… (81)
3.4.1 Ore deposit types …… (81)
3.4.2 Magnesite deposits …… (81)
3.4.3 Talc deposits …… (87)
3.4.4 Boron deposits …… (87)
3.5 Genesis and structure of the metallogenic series …… (91)
3.5.1 Classification of the metallogenic series …… (91)
3.5.2 Genesis and structure of the metallogenic series …… (97)
3.5.3 Structural model of the metallogenic series …… (101)
3.5.4 Position of large and high-grade ore deposit in the metallogenic series and ore-controlling factors …… (101)
3.6 Resource potential of main ore commodities in the region …… (105)
3.6.1 Prospecting criteria …… (106)
3.6.2 Prospecting direction …… (106)
Chapter 4 Late Paleozoic compound metallogenic series in the northern Guangdong area——example form the Yuebei Basinal ore-forming zone …… (108)
4.1 Geological setting and features of major ore deposits …… (108)
4.1.1 Geological setting …… (108)
4.1.2 Geological features of the ore deposits …… (108)
4.2 Late Paleozoic petrography and palaeogeography of the basin …… (110)
4.3 Distribution and features of the synchronous fault …… (113)

4.4 Synsedimentary heat events of the basin ····· (119)
4.5 Ore-forming fluid system of the basin ····· (122)
4.5.1 Classification of the fluid systems of the basin ····· (122)
4.5.2 Confirmation of erupting center of mineralizing fluids in the Fankou Pb-Zn ore deposit ··· (125)
4.6 Source of ore-forming materials in the basin ····· (127)
4.6.1 Source of sulfur ····· (127)
4.6.2 Source of lead ····· (128)
4.6.3 Source of water ····· (131)
4.7 Ore-forming process and metallogenic model of stratabound deposit in the Yuebei basin ····· (132)
4.7.1 Ore-forming process of the metallogenic series ····· (132)
4.7.2 Ore-forming process and special conditions of the Fankou ore deposit ····· (133)
4.8 Late Paleozoic compound metallogenic series in the Yuebei Basin, northern Guangdong province ····· (136)
4.8.1 Metallogenic series and its model ····· (136)
4.8.2 Some features of basinal metallogenic series of late Paleozoic in Northern Guangdong province ····· (136)
Chapter 5 Structural model of metallogenic series ····· (139)
5.1 Material structure of metallogenic series ····· (139)
5.2 Spatial structure of metallogenic series ····· (142)
5.2.1 Ore-forming zonation ····· (142)
5.2.2 Mineralization network ····· (145)
5.3 Temporal structures of metallogenic series ····· (146)
5.3.1 Complexity of ore-forming processes ····· (146)
5.3.2 Multistage of ore-forming processes ····· (148)
5.3.3 Temporal structure type of metallogenic series ····· (149)
5.4 Temporal and spatial position of large-superlarge ore deposit in the metallogenic series and controlling factors ····· (151)
5.4.1 Basic conditions for the formation of large-superlarge ore deposits ····· (151)
5.4.2 Well coupling of ore-forming factors ····· (152)
5.4.3 Temporal and spatial position of large-superlarge ore deposit in the metallogenic series ··· (154)
5.5 Relationships between different metallogenic series ····· (157)
5.5.1 Relationships between different metallogenic series ····· (157)
5.5.2 Superimposed metallogenic series ····· (158)
5.6 Model of metallogenic series ····· (161)
5.6.1 Contents of metallogenic series ····· (161)
5.6.2 Principles and essential of constructing model ····· (162)
5.6.3 Examples of regional metallogenic series model ····· (164)
References ····· (165)
English Abstract ····· (169)

第一章 绪 论

一、成矿系列研究简史和现状

据已掌握的矿床学文献，法国地质学家 De Launay 于 1905 年初步提出成矿系列的概念（郭文魁，1991）。1920 年翁文灏提出“中国矿产区域论”，1923 年，翁文灏又发表“含砷矿物在成矿系列中的地位”一文，论述了含砷矿物在华南四个金属成矿带中出现的情况及地位。

成矿系列概念的全面论述是我国地质学家在总结新中国成立后几十年来找矿勘探工作和矿床地质研究过程中提出来的。它将在一个区域中与某一地质事件有关，在空间、时间、成因上有联系的一组矿床类型，作为一个整体加以研究。这对于深入认识成矿规律，指导矿产勘查工作，有重要的意义。

首先，当在一个区域找矿时，在详细研究区域地质构造背景的基础上，运用成矿系列的概念可以对该区的成矿环境、控矿因素、成矿作用和可能出现的矿床类型有一个全面的分析和认识，即树立起一个整体观念，根据已知矿床，找寻未知矿床，因而能起到扩大找矿思路，明确找矿方向的作用。

其次，成矿系列研究冲破了过去矿床研究中只注重单个矿床类型的倾向，而以联系的观点作指导，既考虑成矿过程总的演化特征，又注重地质局部异常对矿化类型的控制作用。从矿床个体成因研究发展到成矿系列研究，可以认为是矿床成因分类研究史上的一个突破。

自 20 世纪 70 年代程裕淇等全面提出矿床成矿系列概念以来，我国的广大地矿工作者在应用成矿系列观点指导找矿勘探，总结区域成矿规律方面做了大量工作，取得显著的成绩。研究机构和院校的专家们对成矿系列也作了广泛深入的研究。在各类成矿系列中，研究较深入的是与岩浆和热液作用有关的成矿系列。因为这方面矿产勘查和研究的资料很丰富，成矿系列表现也较明显和全面，有较多研究成果（陈毓川，裴荣富，1983，1989；夏宏远等，1991；翟裕生等，1992；崔彬等，1992；毛景文等，1998 及其他）。陶维屏等（1989，1994）系统论述了中国非金属矿产的成矿系列。在成矿系列内涵方面，翟裕生等（1980，1987）提出了成矿系列结构概念，包括分带性、阶段性、过渡性、重叠性、互补性等结构型式，以表示一个成矿系列内部各矿床类型间的时空、物质和成因联系。

在国外，苏联学者也曾提出类似成矿系列的观点。X. M. 阿伯杜拉也夫（1960）划分了地槽、地背斜、过渡带和地台等大地构造单元的 4 个成岩成矿系列，并进一步划分了与岩浆建造有关的矿床成因系列。П. А. 斯特罗纳（1978）系统论述了“含矿建造”，划分了含矿建造类型。她明确指出，含矿建造是稳定的矿床组合，而不仅仅是狭义的、具体的矿石建造。就其含矿建造的定义，是相当于成矿系列或矿床成矿系列的。西方地质学家较少运用成矿系列，而多用成矿系统一词，如热液成矿系统、斑岩成矿系统等。

当前，成矿系列研究在我国已广泛深入地展开，矿产勘查单位、研究院所、大专院校等的专家们在大量地矿资料基础上，运用成矿系列观点总结提炼我国不少成矿区带和矿田（床）的成矿规律，发表了大量的著述。仅举若干例子：在区域成矿系列方面如《桂北地区矿床成矿系列和成矿历史演化轨迹》（陈毓川、毛景文等，1995）、《秦岭造山带区域矿床成矿系列、构造-成矿旋回与演化》（王平安等，1998）、《华北地块北缘及其北侧金属矿床成矿系列与勘查》（裴荣富等，1998）；在不同地质时代的成矿系列方面有《中国北方古元古代成矿带矿床成矿系列研究》（杨言辰等，2002）；在有关矿种的矿床成矿系列方面有《海相火山沉积岩区铁-铜-硫成矿系列及铁-铜型矿床》（邹介人等，1999）。很多省区的地矿部门都运用成矿系列观点指导找矿和综合研究，取得了明显的成效，并出版了总结性著述，例如《河北省主要成矿区带矿床成矿系列及成矿模式》（章百明等，1996）、《中国新疆矿床成矿系列》（刘德权等，1996）、《黑龙江省主要成矿带矿床成矿系列》（韩振新等，1996）等。

在成矿系列的综合研究方面，翟裕生等（1996）的《成矿系列研究》一书，较系统地论述了成矿系列研究的理论基础。陈毓川等（1998）以对中国的区域成矿研究为基础，出版了《中国矿床成矿系列初论》专著。

总的认为，我国的成矿系列研究开展较早，成果明显，居于国际同类研究的前列。在当前正在开展的矿产资源大调查中，为了更有成效地运用成矿系列理论指导找矿，需要加强对成矿系列形成机理和结构特征的研究，以深入认识成矿系列的形成条件、控制要素、形成过程及其动力学机制，即深入探索成矿系列的形成和分布规律。

二、专题的研究任务、研究内容及技术路线

本专题《主要成矿系列的形成机制和结构特征》（K1.4-1-5）在整个项目研究中属于重点深入的部分，重点研究几种主要成矿系列的形成机制和内部结构特征，建立成矿系列动力学模型。以便更好地指导找矿，并为建立中国大陆成矿体系提供有关成矿系列的若干理论观点。

（一）目标任务

1）研究阐明重要成矿系列的构造背景及其形成-演化特征，探索系列内各矿床类型发育程度的控制因素，以及各类型间的时空和成因关联，建立成矿系列的结构模式。

2）重点解剖海底热水成矿系列、富镁非金属成矿系列和复合型成矿系列，以典型地区为例，阐明它们的控制要素、形成过程、成矿机理和产物系列；并根据研究区地质条件，分析这些系列中产出新矿种、新矿床类型、大矿和富矿的可能性，为区域资源潜力评价提供科学依据。

（二）选择三个成矿系列的理由

之所以选择这三个成矿系列的原因在于：海底热水成矿系列的时空分布广泛，从元古宙到现代的海洋中均有分布，是铜、铅、锌、银、金、锡、硫等矿产的重要来源。狼山成矿带是我国已知最老的海底热水沉积成矿系列分布区，在该类成矿系列中有代表性，成矿条件好，矿种多，是西部地区的重要后备矿业基地。

富镁非金属成矿系列是辽吉地区很发育的矿床成矿系列，镁、硼等矿产资源丰富，是我国已知最老的蒸发岩相成矿系列，与国外类似矿床比较也很有特色，且非金属矿床系列过去研究很少，值得深入探索。

复合型成矿系列是指两个（以上）成矿系列的叠加复合，它常能生成大型矿床和复杂组分矿床。由于我国地质构造历史复杂，多旋回构造发育，复合型成矿系列比较多见。粤北晚古生代盆地中的热水成矿系列及复合成矿系列在华南有代表性，且产出多个大型-超大型矿床，因此，选择该区做深入研究并与长江中下游等成矿区带作对比。

岩浆成矿系列、岩浆-热液成矿系列、火山-次火山成矿系列等也有重要的理论和实际意义，对它们已有较系统研究，参见翟裕生等（1996）著的《成矿系列研究》及其他文献，不再作重点探索。

（三）研究内容

1）研究成矿系列内部各矿种、矿床类型发育或不发育的控制因素，探索矿床多样性或单一性的原因。

2）研究成矿系列内各矿种、各矿床类型间在空间、时间、物质组成和成因上的联系及其原因。

3）研究成矿系列的垂直分带特征，探索矿化垂直分带控制因素。

4）以东升庙、炭窑口等矿床为例，研究海底热水沉积成矿系列的形成机理和结构特征。

5）以大石桥矿床等为代表，研究辽吉元古宙海盆的蒸发岩建造成矿系列的形成演变历史和结构特征。

6）以粤北等地区金属矿床为例，研究叠加复合成矿系列的形成演变历史和结构特征。

（四）技术路线

1）成矿系列的形成机制和结构特征是“中国大陆成矿地质环境及成矿系列”课题的有机组成部分，其任务是对中国几个重要成矿系列作较深入解剖，探索研究成矿系列成因的方法和途径。其研究思路是：以系统论、整体观和历史观为指导，以区域构造-成岩-成矿为主线，以成矿环境、成矿要素、成矿过程、成矿产物为基本内容，研究代表性成矿系列的形成过程和时空结构，阐明成矿系列形成和分布规律。

2）以综合研究为主，充分收集、研究和应用已有的地质、矿产、地球物理和地球化学资料，运用新思路和新方法，进行加工提炼；同时，也进行必要的实地调查研究及分析测试工作，包括示踪矿物、元素和同位素的测定和对比研究。

3）采用点面结合的原则，在深入解剖几个成矿系列时，注意与国内外同一类成矿系列的比较研究。

4）研究工作实行地、物、化、遥等多学科结合，注重产、学、研各方的密切协作，重视阶段性研究成果的及时交流。

5）加强与有关专题的协调与合作，相互促进，完成项目整体目标。

三、专题工作情况、编写分工和致谢

专题由翟裕生、彭润民、陈从喜、王建平、蔡克勤、邓军、陈学明、程小久等承担，并按专题设计来分工开展工作。工作分两方面进行，一方面是对重点矿床和矿集区的现场调研和实验室工作，包括狼山区的东升庙、炭窑口、甲生盘；辽宁的大石桥、翁泉沟、青城子；粤北的凡口、大宝山、红岩以及长江中下游的铜官山、狮子山、冬瓜山等矿床。另一方面工作是对已有的矿床系列研究成果进行学习、研究与较深入的提炼、加工和综合研究。为了与国外有关成矿系列作对比，专题组主要成员还于2001年9月赴南非共和国参观考察了铬-铂-钒-钛矿床、金刚石矿床和金-铀矿床，扩大了眼界，搜集到较系统的第一性资料。

除上述工作外，还对澳大利亚、加拿大、美国等有关矿床文献、资料作了对比研究。

专题报告和本专著的编写分工是：第一章：翟裕生、王建平；第二章：彭润民；第三章：陈从喜、蔡克勤；第四章：程小久、陈学明、邓军；第五章：翟裕生、邓军。全书初稿写成后，由翟裕生、王建平统一整理定稿。

专题研究工作是在项目负责人陈毓川院士和项目办朱明玉同志的统一组织下进行的。几次项目工作会议的学术交流和深入研讨对我们很有启发。各有关矿山、地质队和中国地质大学（北京）的地球科学与资源学院、科技处和“211项目”办公室与杜杨松教授等都给予专题工作多方面帮助和支持，在此一并致以谢意。

在研究和编著本书的过程中，王庆飞、刘玉祥等帮助整理文稿，清绘图件。在矿床实例部分，引用了一些地勘单位和专家们的研究成果。笔者一并对他们表示谢意。还要感谢那些长期工作在矿产勘查和开发第一线的地质专家们，是他们积累了丰富的第一性地质矿产资料，使我们有可能在此基础上加以研究探索。作为本书基础的各级研究课题，曾获得国土资源部、科技部、教育部（211工程）和国家自然科学基金委（重点基金项目40234051）的资助和支持，在此一并表示衷心感谢。

四、主要进展和认识

专题取得的主要进展和认识是：

（一）富镁碳酸盐岩非金属成矿系列

在过去工作基础上，通过三年的研究工作，对辽东硼镁非金属矿床成矿系列的结构和成因有了新的认识，主要有以下几点：

1）阐明了辽东裂谷的发生、演变和闭合历史，并提出辽东裂谷内辽河群发育的大规模富镁碳酸盐岩矿床与所在裂谷形成、演变的一致性。

2）确定了该成矿系列中各类矿床矿化强度的主要控制因素。辽东古元古代古裂谷环境制约了成矿系列的矿质、流体来源、热力驱动等。其中，蒸发岩系和蒸发作用是该成矿系列区别于其他成矿系列的主要特征。

与其他非金属成矿系列不同，辽东硼镁非金属成矿系列矿床类型较多，矿床规模不等，且呈互补性的特点。最典型的是菱镁矿与滑石矿床的互补与相互过渡和转化，这是由于成矿微环境的变化造成的。

3）提出蒸发沉积-变质热液改造是形成菱镁矿床的基本过程，建立了叠加复合成矿系列模型。野外调查发现，菱镁矿层中含有大量叠层石，表明该矿有生物成矿的参与；在菱镁矿层底部发现石膏层，找到了蒸发成因的直接证据。结合现代塞卜哈蒸发形成菱镁矿的情况，提出了辽东菱镁矿原生蒸发沉积的观点。而滑石矿床则是富镁质碳酸盐岩建造经构造-流体改造的结果。

4）结合前人资料，查证辽东硼矿床矿化特征，对辽东硼矿床的构造-流体-蚀变-矿化分带作了室内外综合研究，认为辽东的硼矿是火山、沉积、变质等综合作用形成的。火山-热液作用使硼初步富集，区域变质使硼矿床（化）改造富集。

5）对辽吉硼镁非金属成矿系列内部结构作了进一步研究，提出了同源性、共生性、重叠性、转化性等概念，建立了两个成矿亚系列，初步建立了早期蒸发沉积、火山活动和热水沉积，成矿后期叠加区域变质改造的成矿模式。

（二）粤北盆地热水沉积多金属成矿系列

粤北盆地是华南海西-印支期沉积盆地中的组成部分，处在构造叠加复合地带，表现为拉伸裂陷和俯冲挤压造山交替的多旋回演化特征。它在震旦纪至古生代期间处于伸展性大陆边缘。晚古生代时受古特提斯裂谷作用和古西太平洋裂谷作用的影响，粤北盆地中发生了两期重要的热事件——中-晚泥盆世早期海底的火山活动和早石炭世末期热水活动与基性岩浆侵入，从而形成了与成矿密切相关的海底火山喷气系统、海底热水循环系统和压实流体系统，进而产出大宝山、凡口和红岩等重要的铅、锌、铜、铁、硫等矿床。这些矿床的形成与盆地流体系统密切相关，因此在对该成矿系列进行整体研究的同时，重点对其流体系统进行了研究，取得以下进展：

1）通过盆地演化过程、矿床地质、流体包裹体、同位素地球化学等的研究，提出粤北盆流体系统由4个子系统组成，即①中-晚泥盆世早期海底火山喷气系统：发生在大宝山一带，由深部或岩浆的热能驱动的由岩浆气液、海水、大气降水等组成的混合流体系统；②早石炭世末期至中石炭世海底热水循环系统：发生在凡口一带，是在构造-热事件影响下的大规模中-低温热液系统；③盆地沉降期压实流体系统：几乎遍布整个盆地，流体运动的驱动力是压实作用力，流体主要来源于因沉积物随埋深增大孔隙度衰减而被挤出的地层水或建造水；④印支—燕山盆地隆升期重力流体系统：流体运动的驱动力是其自身的重力，流体主要来源于在重力作用下渗入地层或岩石的大气降水，流体作用的范围在补给区和排泄区之间。

2）对粤北凡口矿床的构造-流体-蚀变-矿化带作了室内外综合研究，初步查找到海底热泉喷口与含矿流体运移方向（运用断裂构造分析与矿物流体包裹体分析相结合的方法），为判定凡口矿床为叠加复合成矿系列提供了新的依据。

3）粤北盆地及邻区主要矿床分布于华南加里东不整合面上海西旋回之中，绝大部分矿床赋存在底部碎屑岩建造与上部碳酸盐岩建造的过渡部位，底部有利于流体运移的碎屑岩建造与上部富有硫化氢的浅海碳酸盐岩建造组合构成有利的矿化环境。

4）综合研究表明，大宝山多金属矿田与海底火山沉积作用及后期岩浆叠加作用有关，凡口铅锌银矿床与海底热泉喷溢沉积作用有关，红岩黄铁矿矿田与盆地成岩压实流体作用有关。

5）在对粤北盆地演化与典型矿床深入研究的基础上，综合分析成矿的流体系统、矿源系统、动力系统及其相互关系，提出该盆地演化过程中自晚古生代至中生代发育了复合成矿系列，包括三个成矿系列：①晚古生代盆地热水及火山-喷气成矿系列（含红岩、凡口及大宝山矿 Cu-Pb-Zn-Fe 矿床）；②燕山期岩浆-热液成矿系列（大宝山附近斑岩型 Mo 矿、矽卡岩型 W-Mo 矿等）；③海西期热水成矿与燕山期岩浆热液的叠加成矿系列（大宝山矿北段的复合型矿体）。初步建立了粤北盆地 Pb、Zn、S、Cu 多金属复合成矿系列及其演化模型。

（三）狼山热水喷流沉积 Pb-Zn-Cu-Au-S 成矿系列

在全面研究狼山-渣尔泰山成矿带的构造背景、控矿要素、成矿机理和矿床系列的基础上，深入研究了火山活动、同生断裂对成矿的控制作用，并扩大了狼山式 SEDEX 成矿系列的矿种和空间范围，主要成果包括：

1）在东升庙矿床中进一步确认出变质的“双峰式”火山岩夹层。同时首次在炭窑口矿床的含矿狼山群二组岩层中发现同沉积期的钾质细碧岩和偏酸性火山岩的夹层，基本上也属“双峰式”。两地的火山岩夹层主要产在矿层的下部层位，表明火山活动可能为成矿提供了热源、流体和部分矿质，这些发现为建立狼山式多金属矿床的近火山-热水喷流沉积成矿模式提供了依据。

2）对狼山-渣尔泰山成矿带同生断裂活动特征及其对成矿的控制作用做了深入研究，确认同生断裂具有多期活动特征，同生断裂活动与火山活动关系密切。同生断裂的规模、活动频率、持续时间的差异是造成矿床不同规模及不同成矿组分的重要因素，同时，也基本确认不同尺度的同生断裂对区域矿化和局部成矿有不同的控制作用。

3）经与国外同类矿床对比，确认狼山-渣尔泰山成矿带的成矿特征有特殊性。将朱拉扎嘎金矿床与霍各乞、炭窑口等 Cu-Pb-Zn-S 矿床作了对比，认为其含矿岩系、构造背景、矿体产状、成矿元素、同生断裂等都有可对比性，初步将朱拉扎嘎金矿床作为狼山式海底热水喷流沉积 Cu-Pb-Zn-Au-S 成矿系列中的一员，从而扩大了狼山式 SEDEX 型成矿系列的矿种及空间范围。

（四）成矿系列的结构模型

1）阐明成矿系列结构研究的重要意义，以实例深入分析了成矿系列的内部结构——物质结构、空间结构和时间结构，总结提出成矿系列的同源性、多样性、过渡性、互补性、分带性、网络性、集约性、阶段性、重叠性特征，并说明了造成这些特征的原因。

2）初步总结出成矿系列中矿床类型多样化的制约因素，包括①矿质充分；②热液环流系统畅通且持久；③成矿方式多样；④多阶段成矿；⑤成矿过程稳定、持续，自组织能力强等。

3）尝试将成矿系列按成矿时间和成矿过程划分为若干类型，包括①漫长成矿型（如一般的沉积或生物沉积矿床系列）；②短暂成矿型（如火山喷溢型矿床系列，其形成经过较长时间的孕育，但矿床就位时间是突发式的，时间短暂）；③突发成矿型（加拿大的肖德贝里 Ni-Cu 陨击矿床，孕育时间很短，就位时间也短）；④多重富集成矿型（如绿岩型金矿，矿床经过多重富集作用，多次的孕育和多次的富集和最终就位）；⑤先成后储型

（如在南非一些金伯利岩筒型金刚石矿床中，如 Finsch 和 Kimberly 矿床的金刚石形成于 31 亿年前的地幔环境，而矿床就位则是在约 1.2 亿年前侵位的火山管道型金伯利岩岩筒中）。

4）通过正反实例的分析指出，成矿因素（包括巨量矿质、流体、能量的持续供给、系统矿源场、中介场和储矿场结构紧凑、适时的成矿启动、稳定持续的成矿作用及良好保存条件等）的良好匹配是成矿系列中大型-超大型矿床的形成的必要条件。大型-超大型矿在空间上常常产出于多次矿化活动中心，在时间上处于较长成矿过程的主要成矿期，多期成矿作用在同一空间的叠合也是形成大型-超大型矿床的重要因素。

5）初步提出成矿系列间可能存在以下几种关系：①过渡关系；②伴生关系；③继承转化关系；④演化更替关系；⑤裂解分支关系和⑥叠加复合关系，指出成矿系列间关系的研究应是成矿系列研究的重要课题之一。

6）总结了成矿系列模式研究的主要内容，提出建立成矿系列模式的原则和工作要点，列举了长江中下游地区的典型成矿系列模型。

上述研究成果主要是在专题研究期间（2000～2003 年）取得的，在 2004 年以来又获得一些关于成矿系列、成矿系统的新的认识，未来得及反映在本书中，特此说明。

第二章　海底热水喷流成矿系列

——以狼山-渣尔泰山成矿带为例

第一节　区域地质构造背景与成矿环境

狼山-渣尔泰山海底热水喷流成矿系列位于华北陆块的西北边缘，它东与白云鄂博稀土-铁矿区为邻，是中国中元古宙海相热水喷流沉积矿床的典型发育地区，内产东升庙、炭窑口、霍各乞和甲生盘等大型-超大型矿床。现有研究成果和众多待深入探索问题已引起广泛的关注，本次研究选此成矿带作为典型海相热水成矿系列、就其若干问题作初步探讨，显然有着特殊地质意义。

一、区域构造格架及演化

元古宙期间，由于大地构造作用的不均一性，在华北地台北缘坳陷区的地壳伸展、变薄、下陷、裂开、深部成岩、成矿物质上涌时都表现出非对称性和不均衡性，以致在华北地台北缘从东至西形成了延吉裂陷槽（或称裂谷）、燕辽裂陷槽和内蒙古中西部的狼山-渣尔泰山（白云鄂博）裂陷槽（图 2-1）。并在这些裂陷槽中形成了一系列性质、规模、时限不同的次级断陷盆地。而其中的三级或四级盆地往往是各典型矿床产出的具体场所，故在华北地台北缘形成了东起延吉，西至内蒙古狼山地区，绵亘 2000 余公里的元古宙多金属和稀有、稀土元素矿床成矿带。该成矿带的东部辽吉一带，在古元古代便接受沉积，有 B、Mg 等成矿元素富集。而内蒙古西部的狼山-渣尔泰山裂陷槽，则到中元古代才接受（喷流）沉积，形成了以 Pb-Zn-Fe-Cu 硫化物为主的海底热水喷流成矿带。

二、狼山-渣尔泰山裂陷槽的空间范围

狼山-渣尔泰山裂陷槽是上述华北地台北缘裂陷槽带西段（图 2-2）的重要组成部分，它西起狼山地区的千德曼一带，东延至渣尔泰山地区。狼山南侧的太阳庙-翁根深断裂和狼山北麓深断裂把华北地台北缘西段坳陷区分割成三个带，即狼山北裂陷槽（北带）、狼山主峰断隆（中带）和南裂陷槽（南带）。

在狼山地区，裂陷槽呈近北东向展布，向东弧形转折至渣尔泰山（白云鄂博）地区，南、北两裂陷槽可分别与白云鄂博及渣尔泰山裂陷槽相连，并向东转为呈近东西向展布，总长约 400 km，宽 30～50 km（图 2-3），其南北两侧均为区域性大断裂。

三、狼山-渣尔泰山裂陷槽的变质基底

狼山-渣尔泰山裂陷槽是在太古宙结晶基底上发展起来的（王楫等，1992）。侯明等

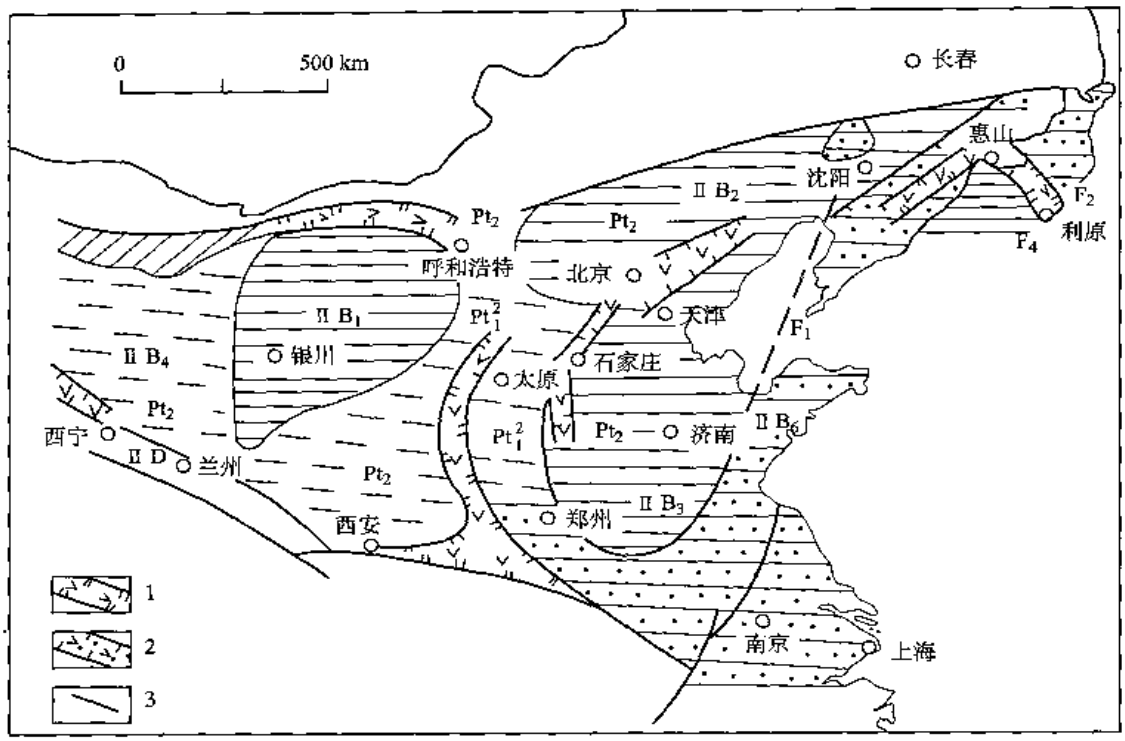


图 2-1　中国前寒武纪基底构造略图

（据王鸿祯等，1986；E. E. 米兰诺夫斯基，1983）

ⅡB—华北地块；$ⅡB_1$—鄂尔多斯陆核，$ⅡB_2$—燕辽陆核，$ⅡB_3$—河淮陆核，$ⅡB_4$—阿拉善地块，$ⅡB_6$—胶辽隆起。ⅡD—兰州西宁地块。1—大陆边缘裂陷槽；2—大陆内部裂陷槽；3—大断裂

（1981）将狼山地区的基底岩石定为乌盖群，并进一步划分为乌拉特组、达拉盖组、苏对口组，认为属于古太古界。亦有研究者将狼山-渣尔泰山地区的太古宙结晶基底称为乌拉山群（高级变质区）、五台群（或东五分子群—古太古界的绿岩-花岗岩地体）或集宁群。

狼山地区太古宙变质杂岩的特征，可从分析东升庙沟、苏对口沟两条代表性剖面后得出：

1）变质杂岩中心部分的岩石为下部层位（相当于侯明等人所称的乌拉特组），岩性为斜长角闪岩、角闪石岩、角闪斜长片麻岩及少量黑云母阳起石片岩、黑云绿泥石片岩。其原岩相当于玄武岩，并且有少量样品成分与冀东地区迁西群中的科马提岩相似（侯明等，1981）。该套岩石相当于典型绿岩带的下部层位。

2）狼山变质杂岩中部层位（即侯明等人所称的达拉盖组）的岩石主要为黑云斜长片麻岩及黑云角闪片麻岩，夹少量层状角闪岩及斜长角闪岩。原岩以钙碱性中性火山岩为主、含少量凝灰质沉积岩及基性火山岩，相当于典型绿岩带中部层位之上段。

3）狼山变质杂岩最上部层位（即侯明等人所称的苏对口组）是以黑云变粒岩、黑云母石英片岩为主，夹少量斜长角闪岩。原岩以粘土质碎屑岩、粉砂质泥岩为主，相当于绿岩带上部的沉积建造（王思源等，1993）。

上述狼山主峰变质杂岩的 Sm-Nd 同位素组成见表 2-1，等时线年龄为 2735 Ma。可代表其原岩年龄，属于新太古代。目前在狼山地区尚未找到老于 2800 Ma 的地质体，但在阿拉善迭布斯格获得过 3108.3 Ma 的全岩 Rb-Sr 年龄。在乌拉山、大青山地区有古太古界集

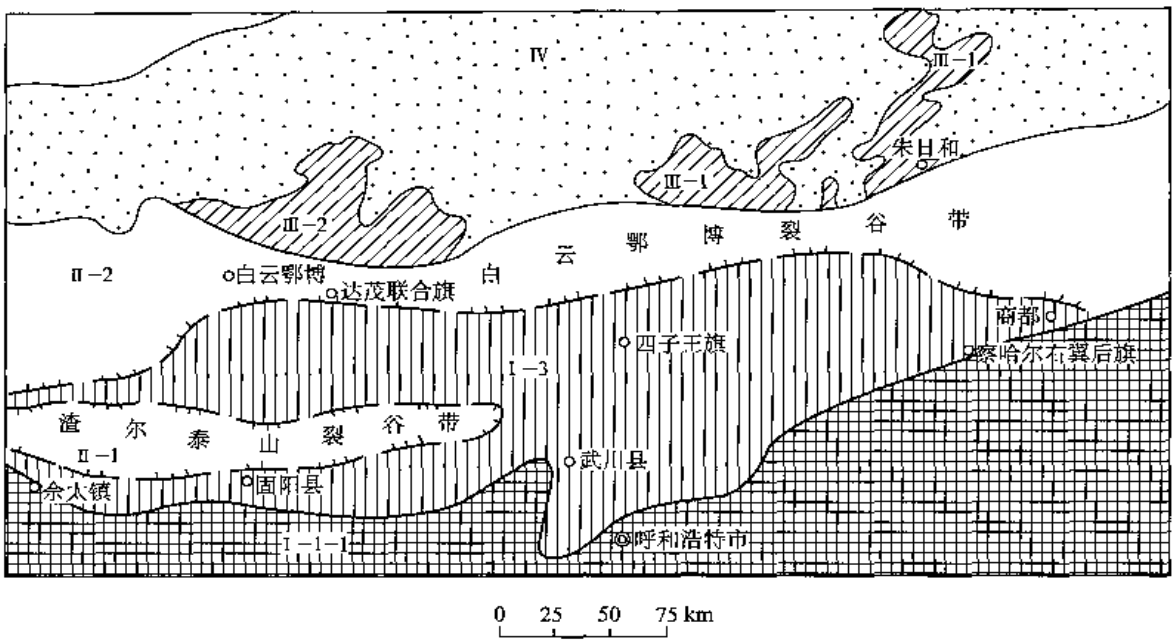


图 2-2 华北地台北缘西段构造要素（单元）划分略图

（据王楫等，1992）

Ⅰ-1～2—初始地壳、高级变质区；Ⅰ-3—绿岩-花岗岩地体；Ⅱ-1—渣尔泰山裂谷带；Ⅱ-2—白云鄂博裂谷系；Ⅲ-1—白乃庙－温都尔庙地体；Ⅲ-2—布龙山－哈拉地体；Ⅳ—晚华力西期褶皱带

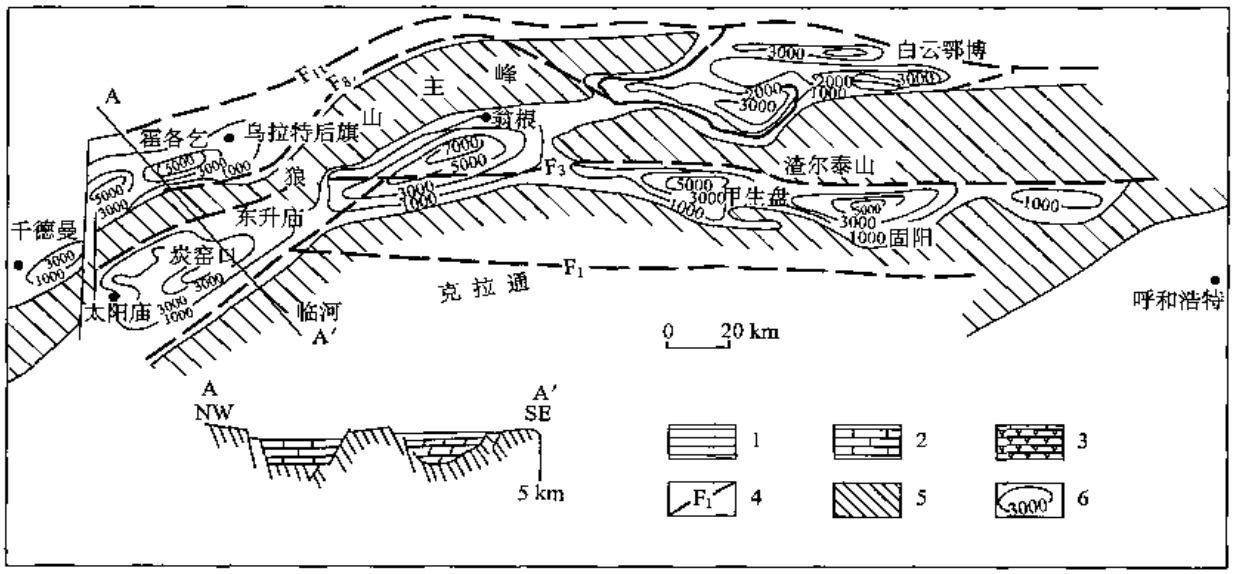


图 2-3 内蒙古中部地区中-新元古代沉积-构造图

（据刘仁福等，1984，修改）

1—泥质岩类；2—碳酸盐岩类；3—砂砾岩类；4—深断裂及编号；5—古陆；6—地层等厚线（m）

宁群成片出现，并且上集宁群的原岩建造是以硅-铝质沉积岩为主，说明内蒙古中部地区在狼山主峰变质杂岩形成之前，有某些“陆核”出现，可能代表 Kroner 所指的绿岩带形成之前的硅铝质地壳。而狼山主峰变质杂岩可能是在“陆核”之间的高热流薄壳上形成的。

表 2-1　内蒙古狼山主峰变质杂岩 Sm、Nd 同位素组成

样　号	采样位置	岩　性	Sm（10^{-6}）	Nd（10^{-6}）	$^{147}Sm/^{144}Nd$	$^{143}Nd/^{144}Nd$	模式年龄（Ma）
8-9-1	迭布斯格	磁铁石英岩	0.863	6.215	0.084019	0.511586	1835.36
9-10-15	东升庙沟	黑云斜长片麻岩	6.399	46.910	0.081721	0.510690	2826.65
7-29-8	格尔敖包沟	黑云斜长片麻岩	4.657	20.677	0.136202	0.511617	3000.12
90-14-23	达拉盖沟	黑云斜长片麻岩	5.591	21.855	0.154715	0.512019	2910.56

注：由中国地质科学院地质研究所测试。　　（据王思源等，1991）

新太古代绿岩带的形成，增加了地壳的厚度，也导致了地幔热状态的改变（王思源等，1993）。

王楫等（1992）曾指出：狼山-渣尔泰山裂陷槽（裂谷）的基底是由太古宙集宁群、乌拉山群和东五分子群的变质岩系构成，据它们的岩石组合、原岩建造、变质作用、构造变形特点以及同位素年龄资料，可将太古宙结晶基底进一步划分为“初始地壳（古陆核）”、“高级变质区”、“绿岩-花岗岩地体”三个造单元（图 2-2）。前述狼山地区的太古宙结晶基底则相当于上述“绿岩-花岗岩地体”（东五分子群）。

四、狼山-渣尔泰山裂陷槽的形成和发展

太古宙末期，五台运动（或称乌拉山运动）（2500 Ma ±——该区已有的诸多测年结果多集中于此期）使该区太古宙原始大陆发生强烈变形、变质，经历褶皱、隆起、形成山峦和谷地。随着南北向挤压应力的不断加强，岩石产生破裂，进而形成以近东西方向为主的线状断裂和褶皱系。元古宙早期压应力减弱，继而转变为拉张力，断裂活动加剧，正负地貌继承性地进一步发展，断裂上盘相对更加急剧下降，形成地堑。中元古代伴随着海水入侵，地堑发展形成古裂陷槽（海盆），地垒形成古隆起，因而在 F_I 及 F_2 与 F_{II} 等深大断裂之间形成了南、北两个北东、东西方向的古大陆（克拉通）边缘裂陷槽（图 2-3），且由于大地构造运动的不均一性，导致深大断裂相对运动的距离不一（差异地壳运动），再加上太古宙结晶基底地貌差异的共同效应，从而在狼山-渣尔泰山裂陷槽中又进一步形成了水深不一、力学性质与物化条件既有共同特征、又有显著差别的多个次级断陷槽（海盆）（图 2-3），并在这些盆地中形成了东升庙、炭窑口、霍各乞、甲生盘等一系列大型-超大型 Zn、Pb、Cu、Fe 多金属硫化物矿床，构成华北地台北缘西段重要的热水喷流-沉积成矿带。

五、狼山-渣尔泰山裂陷槽的沉积建造与原岩恢复

（一）含矿（火山）沉积变质建造

中元古代时期，在上述太古宙末—古元古代形成的古构造-沉积格局的基础上（图 2-

3），狼山-渣尔泰山裂陷槽（谷）总体下降、继续沉陷，接受物源主要来自于地壳表层，少部分来自于地球内部的造岩（火山熔岩、凝灰质等）、成矿物质的沉积（在同沉积过程中，同生断裂在长时期内脉动性活动，导致海底火山喷溢（发）和深部成矿流体进入海盆），直至夭折、消亡。

沉积期后地壳多次构造运动，使含矿沉积建造经受褶皱、变质作用，产生重结晶，从而形成了狼山群（Pt_2Ls）、渣尔泰山群（Pt_2Ze）两大含矿（火山）沉积变质建造。前者分布在狼山地区，后者产在渣尔泰山一带。近年有研究将狼山群与渣尔泰山群合并统称为渣尔泰山群，本书则考虑到资料的沿用性以及二者之间的差别而仍将二者分称。它们的主要特征是：

1. 狼山群

中元古界狼山群呈带状分布在狼山主峰南、北两侧，构成南、北两个成矿亚带：

1）狼山北侧的千德曼-霍各乞多金属硫化物成矿亚带；

2）狼山南侧的东升庙-炭窑口多金属硫化物成矿亚带（图 2-3）。

（1）岩石建造及含矿性

狼山群和渣尔泰山群的组成岩类有：①细晶白云石大理岩；②方解石大理岩类；③千枚岩类；④片岩类；⑤石英岩类；⑥混合岩类；⑦浅粒岩和变粒岩类；⑧镁铁闪石岩类；⑨菱铁矿层。各类岩石的主要特征可归纳如下：

白云石大理岩类

岩石呈浅灰、青灰、灰白、灰色、暗灰色或深灰色，主要由白云石（它形—半自形、局部见自形，含量 50% ~95% 不等）组成，次为石英、绢云母、黑云母、炭质。另有少量磁铁矿、菱铁矿、绿泥石、黄铁矿、磁黄铁矿、白云母、蛇纹石，透闪石、重晶石，以及微量锆石、长石、金红石、锐钛矿、磷灰石等。具有细粒变晶结构、块状结构、变余（中-厚、薄-纹）层理构造。另有眼球状、条带状、透镜状构造（在含炭质、绢云母的细晶白云石大理岩中有灰色调细晶块状白云石大理岩的角砾或石英团块）。

其主要岩石化学成分：$CaO = 20.30\% \sim 28.96\%$，$MgO = 11.23\% \sim 19.42\%$，$CO_2 = 22.31\% \sim 44.18\%$，$SiO_2 = 2.52\% \sim 25.86\%$，$MgO/CaO = 0.55 \sim 0.72$，接近或等于理论值，与国内外同类白云岩的化学成分相近。

依其次要矿物成分的含量差异，可分出：白云石大理岩、含石英白云石大理岩、含炭质绢云条带白云石大理岩、炭质绢云白云石大理岩、含白云母白云石大理岩、含角闪石（或阳起石）大理岩、含磁铁矿白云石大理岩、含黑云母白云石大理岩等多种岩石类型。

本类岩石主要产在狼山群二组，是主要岩类之一，含矿性好。

方解石大理岩类

岩石外观与白云石大理岩相似，多为浅灰、灰色、深灰色，局部颜色浅，呈灰白色。在狼山北侧霍各乞一带，本类岩石结晶较好，方解石粒度为 0.2 ~0.4 mm；在狼山南侧东升庙一带，本类岩石结晶较差，方解石粒度为 0.1 ~0.3 mm。方解石含量从 50% ~98% 不等，另有少量石英、黑云母、白云石、钙铝榴石、镁橄榄石、炭质、绢云母等，微量矿物有磷灰石、菱铁矿等。岩石具有它形等粒变晶结构、块状构造、变余（薄层）状构造或变余条带状构造。

其主要岩石化学成分：$CaO = 24.51\% \sim 43.41\%$，$SiO_2 = 10.68\% \sim 31.87\%$，$MgO =$

2.03% ~7.90%，MgO/CaO =0.059 ~0279。这种化学成分特征与其矿物组成相吻合，和上述白云石大理岩的化学成分特征明显不同。

依其次要矿物的含量不同，本类岩石可以分为：大理岩、钙铝榴石大理岩、镁橄榄石大理岩（前三种岩石主要分布在狼山北侧的霍各乞一带）、含石英大理岩、含黑云母大理岩、含白云石大理岩等岩类（后三种岩石主要分布在狼山南侧的东升庙一带）。

本类岩石产在狼山群二组，其含量不大，且不含矿体。

千枚岩类

岩石呈黑色、灰黑、灰绿色，有些呈丝绢光泽，主要由石英、绢云母、炭质、石墨等组成，次为黑云母、绿泥石、钠长石、白云母、黄铁矿、磁黄铁矿、局部见石榴子石，另有微量磷灰石、锆石、锐钛矿、褐铁矿、电气石等。多为细晶鳞片变晶结构、也有变余泥质结构或变余泥质粉砂结构，具有变余层状构造和揉皱状构造。

其主要岩石化学成分：SiO_2 =54.91% ~67.40%，Al_2O_3 =12.68% ~21.49%，MgO = 1.19% ~3.16%，K_2O =2.62% ~8.90%，Na_2O =0.03% ~0.47%。

依其主、次要矿物含量的差异，可进一步分为：炭质千枚岩、炭质绢云千枚岩、绢云母千枚岩、绢云绿泥千枚岩、黑云绿泥石英千枚岩、含炭质二云母千枚岩等岩石。

本类岩石主要产在狼山群二组，是主要岩类之一，其中的炭质千枚岩含矿性好。

片岩类

岩石呈暗灰、灰褐、灰黑、灰白、灰绿色，主要由黑云母、石英组成，次为绢云母、绿泥石、斜长石、钾长石、石榴子石，另有少量白云母、磁铁矿、炭质（石墨）和微量十字石、红柱石、矽线石、电气石、磷灰石、黄铁矿、磁黄铁矿等。具有（细粒）鳞片变晶结构、少见包含结构、部分片岩还具有变余斑状结构，多为片状构造，另有变余杏仁（气孔）构造。

其主要岩石化学成分：SiO_2 =38.31% ~65.58%，Al_2O_3 =14.51% ~21.49%，K_2O = 0.48% ~9.06%，MgO =0.01% ~8.48%，FeO =1.79% ~10.40%，Na_2O =0.05% ~4.30%。

依其矿物组合的不同，可分为：黑云母片岩、黑云母石英片岩、石英黑云母片岩、含黑云绿泥绢云石英片岩、炭质千枚状片岩、含石榴二云石英片岩、红柱石二云母（石英）片岩、石榴子石二云母片岩、矽线石二云母石英片岩、绢云母石英钠长片岩、钠长绿泥片岩、绢云钠长绿泥石英片岩和黑云钠更片岩等岩石。

本类岩石主要产在狼山群的第一、第三岩组，在第二组中产出相对较少。在狼山北侧的霍各乞一带，含石榴二云石英片岩是矿层的主要顶板围岩、黑云母石英片岩是主要底板围岩。而在狼山南侧的东升庙—炭窑口一带，本类岩石则是不含矿岩类。

石英岩类

岩石多呈灰白、白色、浅灰色，在狼山北侧还见有黑色者。主要由石英组成（含量为75% ~98%），次为长石、绢云母，另有少量黑云母、白云母和微量磷灰石、磁铁矿、孔雀石、黄铁矿等。多为变余砂状结构，亦见有齿状—粒状变晶结构、粒状（鳞片）变晶结构。主要为块状构造，另还有变余条带状构造、变余交错层理构造。

其主要岩石化学成分特征是：

1）狼山北侧含矿的条带状石英岩：SiO_2 =67.72% ~88.05%，Al_2O_3 =0.29% ~

9.42%，Fe_2O_3 = 0.66% ~ 6.17%，FeO = 1.80% ~ 9.07%，CaO = 0.13% ~ 2.66%；

2）不含矿的石英岩类：SiO_2 = 92.28% ~ 96.26%，Al_2O_3 = 1.13% ~ 2.58%，Fe_2O_3 = 0.35% ~ 0.88%，FeO = 0.42% ~ 1.10%，CaO = 0.13% ~ 1.08%，K_2O = 0.64% ~ 0.88%。

依其矿物成分、颜色与构造的不同，可以分为：石英岩、（含）长石石英岩、（含）绢云石英岩、（含）黑云石英岩、黑色石英岩、条带石英岩等岩石。

本类岩石是狼山群的主要岩类之一，狼山南、北两侧第三岩组基本由此类岩石组成。此外在狼山北侧还有一部分产在第二岩组，是主要含矿岩石之一。

混合岩类

岩石主要呈灰褐、褐灰色、次为浅褐色、浅灰—灰色。其矿物组成可以分为两种：浅色脉体主要为长石（钾长石、斜长石）与石英。基体主要为黑云母，集合体呈片状、条带状分布在浅色脉体之间，定向排列明显。此外，岩石中还有少量白云石及微量磷灰石、锆石、电气石、偶见锐钛矿、独居石等。具有粒状鳞片变晶结构、斑状变晶结构和片状-条带状、片状-透镜状、片状-眼球状构造。

其主要化学成分含量为：SiO_2 = 64.94% ~ 68.63%，Al_2O_3 = 14.40% ~ 14.68%，FeO = 2.68% ~ 4.05%，Na_2O = 3.37% ~ 3.83%，K_2O = 3.20% ~ 4.18%，MgO = 1.58% ~ 1.63%。

依其矿物组合、脉体与基体的成分及构造差异，可分为：（钾长、斜长）石英黑云条带混合岩、（钾长、斜长）石英混合岩、长英质黑云条带混合岩、长英质黑云眼球混合岩等岩石。

本岩类也是狼山群的主要岩石类型之一。产在狼山南侧狼山群底部的第一岩组下部，不含矿体。在狼山北侧的霍各乞一带未见出露。

浅粒岩和变粒岩类

新鲜岩石外观酷似块状白云石大理岩，呈灰色、浅灰、深灰色，主要由钠长石或钾长石、石英组成，次为绢云母，另有少量黑云母、白云母、偶见白云石、方解石和微量锆石、磁铁矿、磷灰石等。具有粒状（鳞片）变晶结构、变余斑状结构，多为块状构造，局部为流劈理构造。

其主要化学成分为：以钾长石、绢云母为主的岩石，其化学成分特征是 K_2O 高；以钠长石、石英为主者，其岩石化学成分为 Na_2O 高，详见第二节的表 2-3。

依其矿物组合的差别，可以分为石英钠长浅粒岩、石英钠长变粒岩、含黑云钾长变粒岩等岩石。

镁铁闪石岩类

岩石呈灰黑色，致密块状，由角闪石、镁铁闪石、磁铁矿、斜长石、石榴子石、石英等组成。依其矿物组合的不同，可分为两种岩石：

1）磁铁镁铁闪石岩：矿物组合为角闪石 + 磁铁矿 + 斜长石 + 石英；

2）石榴镁铁闪石岩：矿物组合为石榴子石 + 镁铁闪石 + 斜长石 + 石英。

这两种岩石都是呈透镜状产在狼山北侧霍各乞矿田的矿床中。

从总体上看，自下至上，狼山群的原岩建造是由（不含矿的）碎屑岩类（砂页岩、砂岩）→（含矿的）碳酸盐岩类（夹有黑色页岩、碎屑岩类与火山岩、凝灰岩夹层、火山岩屑与晶屑）→（不含矿的）碎屑岩类（基本为石英砂岩、极少量砂页岩）。

（2）变质程度

根据岩石和变质矿物种类及其组合，可以判定狼山群是一套变质程度总体为绿片岩相、局部达角闪岩相的中、浅区域变质岩系。它至少经历了三次以上的构造作用，普遍发育多期次的片理和劈理，原岩的组构等特征已经受到相当程度的破坏与改造而不易直接识别。

（3）形成时代

从以往的同位素地质测年结果来看，狼山群（岩石）的测年数据很少，绝大多数是唯一含矿的第二岩组所含各种矿体的矿石矿物（方铅矿、闪锌矿、磁黄铁矿、黄铁矿）的铅同位素测年数据。

属于狼山群（岩石）的测年结果有：在东升庙矿区狼山群第一岩组中选取滚圆状锆石测得的 U-Pb 年龄 2400 Ma。这是物源基底岩石的年龄，表明狼山群的形成晚于 2400 Ma（也晚于狼山主峰变质杂岩的形成年龄 2735 Ma）。在狼山北侧第三岩组石英岩中选取磨圆度较好的碎屑锆石，测得 U-Pb 年龄 928 Ma（李兆龙等，1986）。此外，在区域研究中，张英臣等（1983）测得狼山北侧第二岩组地层的 Rb-Sr 等时线年龄 1198 Ma。杨海明等（1992）测得狼山北侧变质基性火山岩的 Sm-Nd 同位素等时线年龄 1491 Ma。本次研究测得东升庙一带变质基性火山岩的 Sm-Nd 平均模式年龄 1805 Ma（彭润民等，1997）；炭窑口一带变质钾质细碧岩的 Sm-Nd 等时线年龄 1824 Ma，平均模式年龄 2058 Ma（彭润民，1998，1999）。

狼山群所含矿石矿物的铅同位素年龄是：模式年龄间隔多在 900 ~ 1900 Ma，其中炭窑口矿区的最老，霍各乞矿区的最新，东升庙矿区的则位于二者之间（李兆龙等，1986；缪远兴等，1992；丁悌平等，1992）。

（4）含矿特征

狼山群含矿性好，其内蕴藏着丰富的 Zn，Pb，Cu，Fe 硫化物矿产资源，但这些矿产都是产在第二岩组中，第一岩组和第三岩组都不含矿体。迄今为止发现的东升庙、炭窑口、霍各乞等矿床和其他矿点无一例外地都产在第二岩组三个岩段的一定岩性中，具有鲜明的“层控”、“岩控”和“时控”特点。

2. 渣尔泰山群

（1）岩石建造

自下至上，渣尔泰山群的原岩建造也是由（不含矿的）碎屑岩类（砂页岩、砂岩、局部夹有火山岩夹层）→（含矿的）碳酸盐岩类（夹有黑色页岩、碎屑岩类和少量凝灰质岩石）→（不含矿的）碎屑岩类（基本为石英砂岩、极少量砂页岩），与狼山群的岩石建造总体相似。显著的差别是在含矿岩组中缺少具有变余斑状结构的变质火山岩夹层，但在书记沟一带的渣尔泰山群书记沟组（相当于狼山群第一岩组）的第二岩段中，已找到了岩性以碱性-弱碱性岩为主的变质火山岩夹层（王楫等，1992）。

（2）形成时代

据王楫等（1992）的研究，渣尔泰山群形成时代为 1600 ~ 1950 Ma。董申保（1986）测得阿古鲁沟组的 U-Pb 年龄为 1516 ~ 1612 Ma。王魁元等（1994）认为渣尔泰群的形成时代为 1450 ~ 1900 Ma，与蓟县剖面的长城系相当。

（3）变质程度

渣尔泰山群也遭受过多期次的构造挤压，是总体为绿片岩相、局部达角闪岩相的区域

变质岩系，并发育多期次的片理和劈理，与狼山群的变质程度相当。

（4）含矿特征

渣尔泰山群中也蕴藏着丰富的 Pb、Zn、硫铁矿等矿产资源，它们都赋存在阿古鲁沟组一定的岩性中，目前已在该组中找到甲生盘、山片沟等大型 Zn、Pb、Fe 硫化物矿床。

（二）原岩恢复

狼山群和渣尔泰山群在沉积期后经历了多次构造运动，使原岩的沉积特征受到了破坏与改造，岩石片、劈理发育。因此，只有在野外进行详细观察、确定地层产状及其岩石组合的基础上，室内再进一步进行岩矿鉴定，并结合岩石化学与地球化学特征等资料，才可准确地恢复原岩、分辨出同沉积期的火山作用产物——火山熔岩、火山岩屑与晶屑等。

通过野外对该成矿带典型矿床含矿建造狼山群和渣尔泰山群地层产状及其岩石组合的详细观察、追索与室内的综合研究，恢复其原岩，得出如下基本结论：

1）狼山群的原岩主要是海相沉积碳酸盐岩类、碎屑沉积岩类，次为同沉积期的海相火山岩、凝灰岩夹层，并有火山岩屑与晶屑等。

2）渣尔泰山群的原岩主要是海相沉积碳酸盐岩、陆源碎屑岩类，另有极少量的凝灰质沉积岩。

六、狼山-渣尔泰山裂陷槽的重要地质事件及其演化

通过以上区域地质构造分析和对狼山群和渣尔泰山群岩石建造的研究，并结合新发现的变质海相火山岩和同生断裂活动产物的特征，可以厘定狼山-渣尔泰山裂陷槽经历了以下重要构造地质事件（和演化阶段）：

裂陷槽基底岩石建造形成阶段：太古宙（前五台运动，约 2800 ~ 2500 Ma）

产生海底火山喷发，狼山-渣尔泰山裂陷槽的基底岩石建造（由太古宙乌拉山群和东五分子群的变质岩系组成）形成。

↓

基底岩石变形阶段：太古宙（五台运动，约 2500 Ma）

狼山-渣尔泰山裂陷槽基底岩石（原始大陆）发生强烈变形、变质，经历褶皱、隆起、形成山峦和谷地。随着南北向挤压应力的不断加强，岩石产生破裂，进而形成以近东西方向为主的线状断裂和褶皱系。

↓

裂陷槽格架形成阶段：古元古代（约 2500 ~ 1800 Ma）

挤压作用减弱，并逐渐转变为拉张，断裂活动加剧，正负地貌继承性地进一步发展，断裂上盘相对更加急剧下降，形成地堑和地垒，狼山-渣尔泰山裂陷槽格架形成、在裂陷槽内形成了多个次级沉陷盆地。

↓

裂陷槽接受喷流-沉积成矿阶段：中元古代（约 1800～1000 Ma）

拉张作用继续进行，地壳总体稳定下降、并伴有不均一的同生断裂活动和海底火山喷发。在水深不一、力学性质与物化条件既有共同特征、又有显著差别的多个次级断陷海盆中，接受喷流-沉积，形成由 Zn，Pb，Cu，Fe 硫化物组成的成矿系列。

↓

裂陷槽夭折、消亡、遭受变形改造阶段：新元古代—晚古生代

进入新元古代，拉张作用逐渐减弱，沉积作用结束。裂陷槽夭折消亡。在新元古代-古生代，狼山群和渣尔泰山群产生早期褶皱变形。在海西运动期间，地壳进一步运动，大量花岗岩浆上侵，形成了大量海西期花岗岩。

第二节　主要控矿因素

经过系统研究后确认，狼山-渣尔泰山成矿系列的东升庙、炭窑口、霍各乞、甲生盘等矿床都具有鲜明的“层控”、“岩控”和“时控”特征。它们的形成受多种有利成矿因素（如赋矿盆地性质、沉积建造岩性及组合特征、同生断裂和同沉积期的火山活动、成矿物质来源、热水对流系统的发育程度等）的制约。

一、赋矿盆地

（一）断陷盆地的性质与环境

1. 盆地性质

区域沉积-构造和岩相古地理研究表明，狼山-渣尔泰山成矿系列各典型矿床都产出于狼山-渣尔泰山裂陷槽内三级断陷盆地边缘的更次级凹陷中（图 2-3）。已有的研究资料表明，不同的构造地质环境中往往有不同的岩浆（火山）作用，如世界范围内岩浆（火山）作用与构造地质环境（背景）关系的研究结果显示，大陆（边缘）裂谷以火山熔岩发育，且多为碱性、偏碱性火山岩，并具有“双峰式”组合，其稀土元素含量往往表现为轻稀土富集、重稀土亏损、不相容元素含量高等为特征（邱家骧等，1991；孙谦等，1985；夏林圻等，1991；许志琴，1980；陈德潜等，1980；Hochstaedter，1990；Smity et al.，1990），综合来看，近年在狼山群中发现的变质火山岩夹层则兼具这些特征：

1）东升庙矿床的火山岩夹层，野外产状（基性火山岩与酸性火山岩共层产出）、岩石化学成分（后文表 2-3）、稀土元素球粒陨石标准化曲线都呈现明显的“双峰式”组合特征（详见本节四、第三节）。

2）狼山南、北两侧的火山岩夹层都是轻稀土元素富集、重稀土元素亏损：北侧霍各

乞矿床基性火山岩的 $\sum REE = 42.01 \times 10^{-6} \sim 92.17 \times 10^{-6}$，$\sum LREE/\sum HREE = 2.35 \sim 5.36$，$\delta Eu = 0.63 \sim 0.99$；南侧东升庙矿床的基性火山岩的 $\sum REE = 128.83 \times 10^{-6} \sim 148.53 \times 10^{-6}$，$\sum LREE/\sum HREE = 6.05 \sim 6.91$，$\delta Eu = 0.81 \sim 1.10$；酸性火山岩的 $\sum REE = 140.60 \times 10^{-6} \sim 148.78 \times 10^{-6}$、$\sum LREE/\sum HREE = 24.52 \sim 26.58$，$\delta Eu = 0.88 \sim 0.94$，其球粒陨石标准化曲线为右倾单斜（详见第三节）。

由此说明这些赋矿的次级凹陷是张性裂谷盆地。

2. 盆地环境

前已述及，狼山-渣尔泰山成矿系列的含矿建造是变质程度主要为绿片岩相，局部达角闪岩相的区域变质岩系。各典型矿床的唯一含矿岩组中，含有大量白云石大理岩。经过综合恢复，其原岩是白云岩。魏菊英等（1987）指出，在变质程度主要为绿片岩相、局部达角闪岩相的碳酸盐岩中，C，O 同位素仍可保留原岩的主要特征。经测定，狼山-渣尔泰山成矿系列含矿建造中白云石大理岩的 $\delta^{13}C = -1.3‰ \sim -2.4‰$（PDB）、$\delta^{18}O = -13‰ \sim -13.3‰$（PDB），属于海相碳酸盐范畴。再结合赋矿地层又都含炭质，因此可以说明狼山-渣尔泰山裂陷槽中的各赋矿次级盆地都是属于拉张条件下具有还原性质的海相裂谷盆地。

（二）断陷盆地对成矿的控制

狼山-渣尔泰山成矿系列各赋矿盆地的边界都受深断裂控制（图 2-3），盆地边缘的水下古隆起是盆地与广海之间对流的障壁，它导致盆地成为相对海水滞流的半封闭海湾潟湖环境、使断陷盆地处于还原状态而有利于硫化物的形成。狼山群含矿岩组中的基性火山岩、或“双峰式”火山岩夹层产出时，意味着这些赋矿盆地进入相对张裂高峰期，同时也为深部含矿热水顺同生断裂进入沉积盆地做准备。

由于盆地处于拉张状态，导致控制盆地边界的深断裂继承性活动，促使深部成矿流体沿盆地边界断裂或附近的同生断裂上涌喷入赋矿盆地，而盆地又处于相对较封闭的还原状态，这极有利于各种硫化物沉积、富集成矿，因而该成矿系列的主要矿床都是产在三级断陷盆地内更次级凹陷的边缘。

二、地层层位与岩性

（一）地层层位对成矿的控制

狼山-渣尔泰山地区的东升庙、炭窑口、霍各乞和甲生盘等矿床都是产在一定的层位中。具有鲜明的“层控性”。狼山群只有第二岩组含矿，第一岩组和第三岩组都不含矿体。迄今为止在狼山地区发现的东升庙、炭窑口、霍各乞等矿床和其他矿点无一例外地都是产在狼山群的第二岩组三个岩段的一定岩性中；而渣尔泰山群则只有阿古鲁沟组含矿，如甲生盘大型 Pb，Zn 硫化物矿床就是产在阿古鲁沟组二段中。

狼山群和渣尔泰山群的原岩建造基本相似，具有可对比性。从总体上看，狼山群的第一岩组相当于渣尔泰山群的书记沟组，狼山群的第二岩组则相当于渣尔泰山群的“增隆昌组 + 阿古鲁沟组。”它们的形成时代相近、变质程度相同。在狼山的东升庙一带，狼山群第二岩组的三个岩段都含矿，但在渣尔泰山一带，却只有阿古鲁沟组含矿（表 2-2）。

表 2-2　内蒙古狼山群、渣尔泰山群岩性、矿体及同生断层特征

狼山群					渣尔泰山群			
组	段	厚度（m）	主要岩性、含矿特点与同生断裂活动		组	段	厚度（m）	主要岩性及含矿特征
第三组		>150	主要为灰色、灰白色块状石英岩、局部有绢云母石英片岩，深灰色绢云石英片岩、灰绿色绿泥二云石英片岩，深灰色、灰黑色含炭质千枚状石英绢云片岩		刘鸿湾组		>161	长石石英砂岩、石英岩
第二组	第三段	75.00～242.5	顶部：炭质千枚岩与细晶方解石白云石大理岩互层（不含矿体）往下过渡为青灰—灰色细晶块状白云石大理岩，夹有黑云母（片）岩、炭质千枚岩、变质凝灰岩等夹层，有层间砾岩。含 Pb、Zn、S 矿体	同生断裂活动特征明显	阿古鲁沟组	三段	>210	灰黑色炭质板岩、粉砂岩夹薄层含碳白云质灰岩、含黄铁矿、叠层石、有石盐假晶和石膏层
	第二段	11.00～231.0	灰黑色、黑色炭质千枚岩，局部夹有黑云母（片）岩、含白云石绢云母千枚岩、含炭质绢云母白云石大理岩，变质凝灰岩。含层间砾岩、滑塌堆积岩和角砾状矿石，含 Pb、Zn、S、Cu 矿体			二段	894	灰黑色含黄铁矿含碳泥砂质白云岩及白云质灰岩薄层、夹钙质板岩，所有 Pb-Zn 矿体均产在该岩段，含层间砾岩与角砾状矿石　同生断裂活动特征明显
						一段	419	灰黑色含碳千枚状粉砂质板岩
	第一段	6.00～462.0	青灰色、浅灰色、灰色细晶块状白云石大理岩，灰色变余薄、纹层状细晶白云石大理岩，夹变质“双峰式”火山岩、黑云母（片）岩、炭质千枚岩等夹层，有层间砾岩。主要含黄铁矿体		增隆昌组	二段	181	灰黑色灰岩、条带状硅质灰岩、含炭白云质灰岩、白云岩、含叠层石
						一段	113	灰色炭质粉砂质板岩夹白云质灰岩
第一组		>130.0 未见底	上部：石英岩 中部：黑云母石英片岩、石英黑云母片岩 下部：黑云母石英片岩、眼球（条带状）混合岩 本组不含矿体		书记沟组		60	上部：灰白色长石石英砂岩 中部：白色石英岩、灰色绢云石英片岩 下部：含砾长石石英砂岩、石英岩，夹中基性火山岩、砾岩及石英片岩

资料来源：矿体资料据化工部内蒙古地质勘查院、内蒙古 105 地质队，其余为本文。

（二）岩性对成矿的控矿

该成矿系列的“岩控性”特征表现很明显。它们的容矿建造狼山群和渣尔泰山群的组成岩类有：①细晶白云石大理岩；②方解石大理岩；③千枚岩类；④片岩类；⑤石英岩类；⑥混合岩类；⑦浅粒岩和变粒岩类；⑧镁铁闪石岩类；⑨菱铁矿层等。但含矿性最好的只有白云石大理岩（白云岩）类、炭质千枚岩（炭质板岩）类、炭质千枚状片岩等岩类。目前仅在崔各乞矿床，见有部分 Cu 矿体是产在石英岩中，出现这种特殊性的原因尚待进一步研究。

三、同生断裂活动

（一）同生断裂的确认

由于同生断裂（Synchronous fault）作用是和沉积作用、火山作用、成矿流体活动、

成矿作用同时且持续地进行，因此，含矿火山沉积（变质）建造必然是同生断裂活动的忠实记录者。同生断裂活动特征必然会反映在相应的含矿（火山）沉积变质建造狼山群和渣尔泰山群中。

但因后期多次构造形变改造（彭润民等，2000），含矿建造狼山群和渣尔泰山群的同生断裂活动特征已受到破坏与改造而变得模糊、不易直接判别。近年通过对该成矿系列的一些典型矿床深部地层的系统观察与地表追索，综合分析容矿岩组的岩性组成及其变化、含矿特征、矿体内部结构与空间分布规律等资料，已确认在狼山群和渣尔泰山群含矿岩组中同生断裂活动十分明显。其主要确认依据可归纳如下：

（1）含矿地层岩相（性）的突变

在含矿岩组中，顺地层层位，可以从细晶白云石大理岩突变为炭质千枚岩或其他岩性（如二云母片岩等），这种现象在深部和地表均可见到。

（2）在含矿岩组的各岩段中存在层间砾岩、层间混杂堆积、滑塌角砾岩

如在东升庙矿床二组一段与三段的变余薄、纹层细晶白云石大理岩中，可见到青灰色-浅灰（白）色的眼球状、透镜状细晶块状白云石大理岩角砾，其长轴方向总体与上、下地层的层面平行。这种角砾往往产在层间的无矿带（图2-4），并且角砾多有变形、弯曲、受挤压、拉伸、长轴方向的末梢多有被溶蚀现象。

一些角砾还具有与上下地层和火山岩夹层变余斑晶形变相似的膝状构造，依据这种宏、微观上受构造挤压变形特征的一致性，可以确认它们是同沉积期的同生角砾而非沉积期后的构造角砾。此外，在无矿带的层状白云石大理岩中，还见有香肠状青灰色白云石大理岩块与绿泥石、黄铁矿、白云石等的混杂堆积，这种形变强烈的香肠状白云石大理岩块是早期未完全固结成岩的白云岩破碎并沉积后再塑性变形的结果。

又如在甲生盘矿床容矿岩段的地表露头上，由于差异风化作用，可以见到从块状白云岩中显露出来的大小不一的绢云母片岩角砾、碎块和岩屑，它们呈镶嵌状出露在块状白云岩的表面。这显然是变余同生沉积构造特征，而非后期构造现象。

（3）角砾状矿石

在东升庙矿床的黄铁矿、磁黄铁矿、闪锌矿、方铅矿、黄铜矿体中发育（似）角砾状矿石（图2-4、2-5），角砾成分为大小不一的青灰色、灰白色白云石大理岩块（Do）、炭质千枚岩块、石英团块（Q）、黑云母片岩碎块（Bi）、变粒岩块、变质火山岩碎块、和Pb-Zn矿石或Py矿石角砾等。在甲生盘矿床的黄铁矿矿石和铅锌矿石中同样可以见到大小不一的炭质千枚岩碎块和早期的铅锌矿石。根据矿石中一些刚性的块状白云石大理岩角砾有明显的塑性流变（可见到反S型劈理）或呈弧形弯曲或呈雁行排列，其所属矿体及其上下地层都总体呈层产出，可以确定这种角砾状矿石是同生断裂所致，而非后期构造所为。

（4）含矿岩段地层厚度的突变

顺走向和倾向，含矿岩段厚度可出现突变。在东升庙矿床，可见到唯一含矿第二组的一段（$Pt_2Ls_2^1$）和二段（$Pt_2Ls_2^2$）顺走向（图2-4）和倾向（图2-5）有明显的突变现象。在甲生盘矿床，唯一容矿的阿古鲁沟组第二岩段（Pt_2ag^{2-2}）在主矿段0线附近出现明显的突变（图2-6）。

（5）矿体厚度与矿化程度的突变

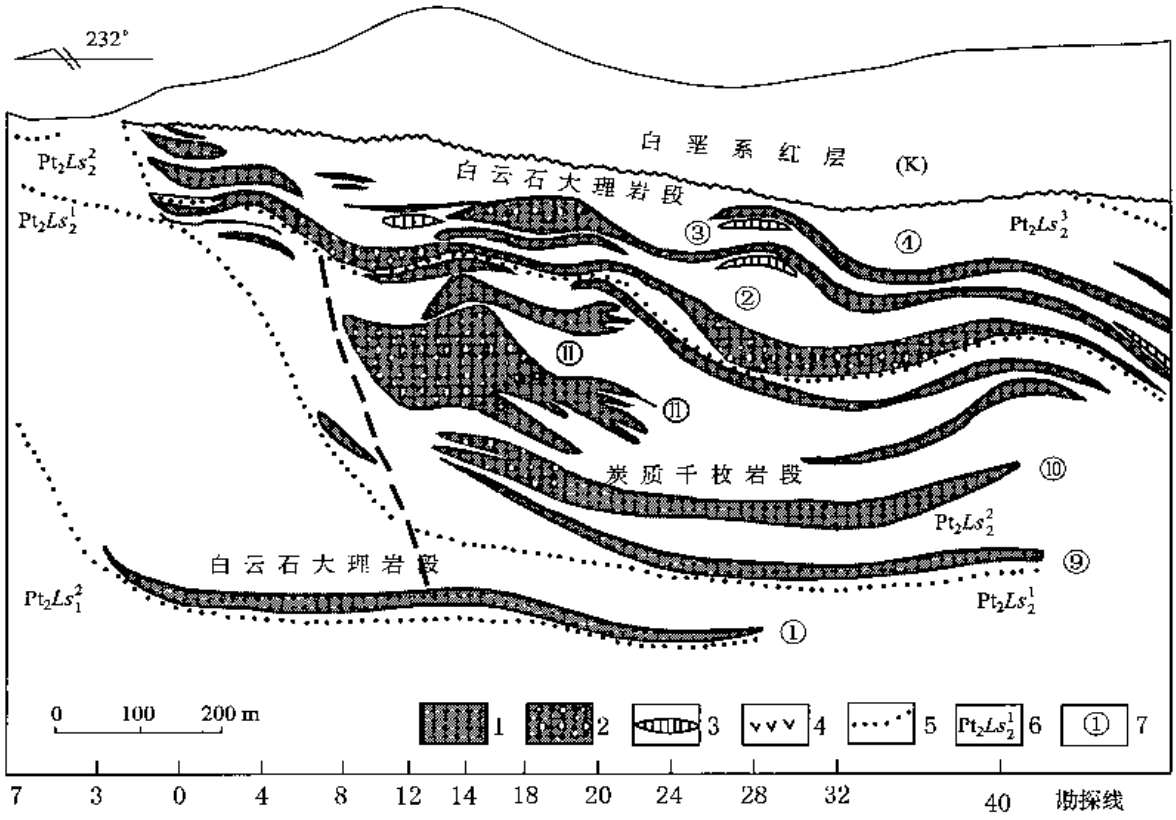


图 2-4　内蒙古东升庙矿床纵剖面图

（资料来源：本文和化工部内蒙古地质队）

1— 矿体；2—含角砾状矿石的矿体；3—菱铁矿层；4—推测的同生断层；5—岩段界线；6—岩段代号；7—矿体编号

该成矿系列的矿床具有鲜明的层控特征，矿体总体呈层产出，但在有些地段，可见到矿体厚度出现突变或消失现象。图 2-4，2-5 清楚地显示了狼山地区的东升庙矿床有些厚数十米或上百米的闪锌矿、方铅矿、黄铜矿体、黄铁矿、磁黄铁矿（或它们的复合矿体）在相邻近的钻孔中突然变薄，甚至消失、形成鱼头状矿体。这种矿体上覆岩段界线和矿体都呈舒缓波状，显然其厚度突变现象不是后期构造引起。图 2-6 表明在渣尔泰山地区的甲生盘矿床主矿段 0 勘探线附近，大量 Pb-Zn 矿体集中产出，且角砾岩发育。向西到相邻的勘探线，矿层产出明显变少。

（二）同生断裂对成岩成矿的控制

同生断裂是狼山-渣尔泰山裂陷槽（图 2-3）在含矿（火山）沉积建造狼山群与渣尔泰山群沉积过程中的一种特殊且又非常重要的控矿构造类型。其特殊性在于断裂活动与火山活动及沉积作用同时且持续地进行；其重要性则在于它控制着该裂陷槽（裂谷带）内次级断陷盆地的空间展布和盆地内的沉积作用、火山活动和成矿作用。

1. 区域性同生断裂对成岩成矿的控制

主要是控制裂陷槽及其内部次级断陷盆地的空间展布和区域沉积相、沉积带的分布。

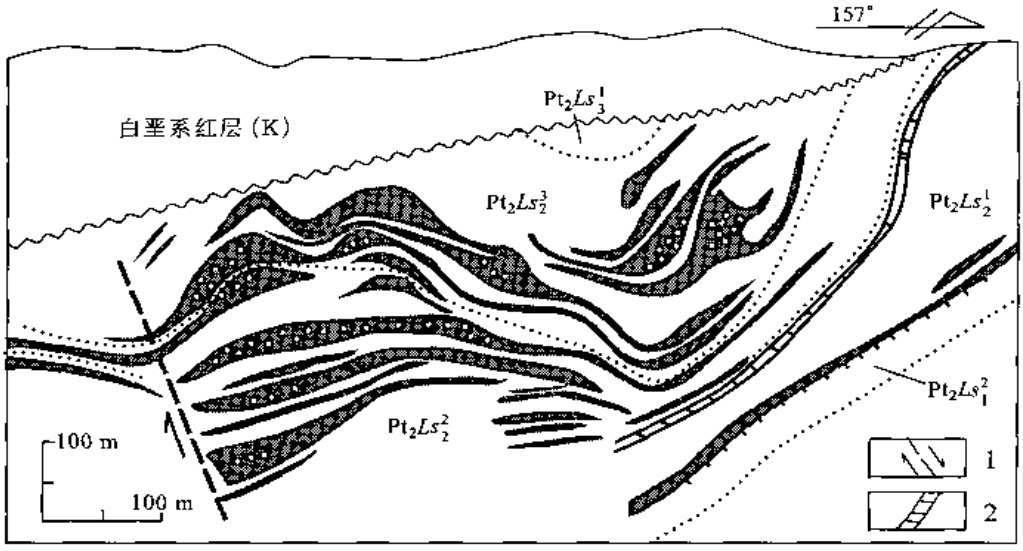


图 2-5　内蒙古东升庙矿床勘探地质剖面图

（资料来源：同图 2-4）

1—推测的同生断层；2—火山岩夹层（其余图例同图 2-4）

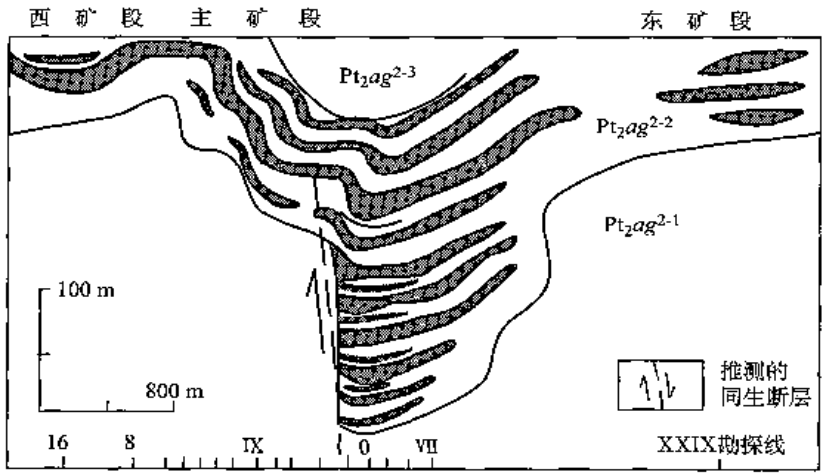


图 2-6　内蒙古甲生盘矿床纵剖面图

（资料来源：内蒙古 105 地质队与本文）

区域沉积-构造和岩相古地理研究表明，在中元古代，狼山-渣尔泰山裂陷槽在太古宙末—古元古代形成的古构造-沉积格局的基础上，总体下降、继续沉陷，形成多个古陆边缘的次级断陷盆地，东升庙、炭窑口、雀各乞、甲生盘等矿床都是位于该裂陷槽内三级断陷盆地边缘的更次级凹陷的边缘带（图 2-3）。这些次级断陷盆地的边界受区域性断裂控制，如东升庙、炭窑口沉陷盆地的北界是太阳庙-翁根（F_4）断裂、南界则受 F_2 断裂控制。在拉张条件下，这些区域性断裂继承性活动，使得断裂之间的地域下陷，且不同范围的下陷幅度不同，从而在这些次级断陷盆地内又形成了一些局部的凹陷、并接受物源主要来之于地壳表层、少部分来之于地球内部的造岩（火山熔岩、凝灰质等）、成矿物质的沉

积。由于地壳活动的不均一性和不同次级盆地周边的物质来源不同，以及沉积速率不同等方面的差别，因而在该裂陷槽的不同部位有不同的沉积建造岩相的形成和成矿元素的富集。

2. 矿区内同生断裂对成岩成矿的控制

中元古代沉积的中期，随着拉张作用的进行，沉积盆地内水深加大，进入狼山群第二组和渣尔泰山群的增隆昌组 + 阿古鲁沟组的以碳酸盐岩（白云岩）为主，另有碎屑岩沉积的喷流-沉积成矿时期，赋矿盆地中同生断裂活动十分明显。此期以东升庙一带“双峰式”火山岩夹层在二组一段顶部产出为标志，意味着赋矿盆地进入相对张裂高峰期，同生断裂活动也相应显著加强。同生断裂在此期内在不同断陷盆地内的持续、脉动性活动结果是：

（1）导致矿区范围内含矿岩段岩相（性）、地层厚度和矿体厚度急剧变化，并在一定程度上控制着矿体的形成与空间分布

以图 2-4 为例，可以得到以下信息：

从东升庙矿床 12 勘探线附近往西，$Pt_2Ls_2^1$ 白云石大理岩段厚度急剧增加，到零线附近厚达 460 余米，至 7 勘探线往西再变薄，形成本矿床很特殊的以块状白云石大理岩为主的无矿带。该带内层间角砾岩发育、同生角砾为细晶块状白云石大理岩。说明在此沉积阶段内，12 勘探线附近以西至 7 勘探线附近，是下降盘，且沉降幅度较大。

进入 $Pt_2Ls_2^2$ 以含炭质页岩为主的沉积阶段，12 勘探线附近以西至 7 线一带则转为上升盘，$Pt_2Ls_2^2$ 岩段变薄、矿化弱，工业矿体极少；而 12 勘探线附近以东则转为下降盘，$Pt_2Ls_2^2$ 岩段沉积的地层厚度变大。

图 2-6 同样表明甲生盘矿床唯一含矿的阿古鲁沟组第二岩段（$Pt_2ag^{2\text{-}2}$）在主矿段附近同生断裂两侧的厚度与矿体分布的突变情况。

（2）导致局部的海底火山喷溢（发）和深部成矿流体（含矿热水）进入海盆，并制约一些矿体的形成与空间分布

同生断裂是深部成岩、成矿物质（流体等）进入古裂谷盆地的通道。在下降盘，矿种多、矿化度高（图 2-4 ~ 图 2-6），还可有含角砾状矿石的厚大 Zn-Pb-Cu 复合矿体的形成（图 2-4）。这是深部含矿热水不断地顺同生断裂上升喷流至海盆，并在下降盘一侧卸载、沉淀富集的结果。由此也说明同生断裂在一定程度上控制着矿体的形成与空间分布。此外，东升庙矿床的变质基性火山岩具有一定的线状分布特征，其产出位置受同生断裂的制约，在靠近同生断裂处，厚度增大；远离同生断裂时厚度变小、甚至消失。

（3）同生断裂活动频率与持续时间影响矿床规模

在不同断陷盆地内，同生断裂活动的时限、频率不同，成矿结果也各不相同。例如，东升庙矿床在含矿的第二组第一段（$Pt_2Ls_2^1$）一开始沉积，同生断裂就已活动（此时主要是先存控制盆地边界的深大断裂的再活动），这从二组一段底部的①号硫铁矿体（图 2-4）中有同生角砾状硫铁矿石可以得到证实。此后随着地壳运动加强，同生断裂继续活动、在下降盘层间砾岩发育（图 2-4，2-5），切割地壳的深度也不断加大，到二组一段沉积晚期，“双峰式”火山岩夹层形成，意味着赋矿盆地进入相对张裂高峰期。同时也为深部成矿物质继续顺同生断裂上涌进入赋矿海盆做了准备。在第二组二段（$Pt_2Ls_2^2$）和三段（$Pt_2Ls_2^3$）沉积阶段，同生断裂进一步活动，大量的 Zn、Pb、Cu、Fe 不断地沿同生断裂上

升，在赋矿盆地喷流卸载、聚集形成 Zn、Pb、Cu、Fe 硫化物（复合）矿体和独立的菱铁矿层，以致矿床规模达到超大型。

而渣尔泰山甲生盘矿床则不同，在与东升庙一带的狼山群含矿第二组相当的增隆昌组和阿古鲁组地层中（表 2-2），除了含矿的阿古鲁沟组二段（Pt_2ag^{2-2}）之外，其他不含矿地层中同生断裂活动特征虽然也有，但都远不如东升庙矿床的那么强烈，因而只有 Zn、Pb、Fe 硫化物矿体（缺少 Cu 矿体和菱铁矿层），矿床规模为大型。

四、同沉积期火山活动

（一）含矿岩组中海相火山岩和凝夹岩夹层的确认

1. 海相火山岩夹层

20 世纪 80 年代中期以来，东升庙、炭窑口、霍各乞、甲生盘等矿床逐渐被确认为海底喷流-沉积矿床。并先后在渣尔泰山群书记沟组（相当于狼山群底部的第一岩组）中找到了变质中基性火山岩，在霍各乞、东升庙、炭窑口矿床及外围狼山群的第二组中确认出同沉积期的基性火山岩（现变质为绿片岩类、角闪岩类）、“双峰式”火山岩、钾质细碧岩等夹层。它们的共同特征是：

1）都是在狼山群唯一含矿的第二组中、下部呈层产出、层位稳定（图 2-7）。

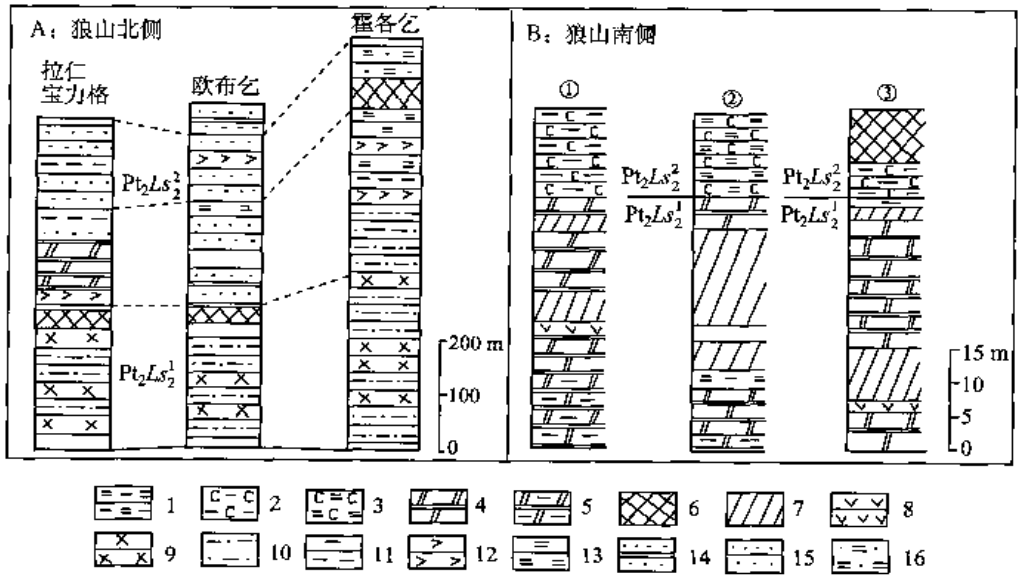


图 2-7　内蒙古中元古界狼山群中变质火山岩夹层与矿体的产出层位

1—二云母片岩（变质基性凝灰岩）；2—炭质千枚岩；3—二云母炭质千枚岩；4—（白云石）大理岩；5—含炭质白云石大理岩；6—矿体；7—变质石英角斑岩；8—变质基性火山岩；9—绿片岩类；10—千枚岩；11—板岩；12—角闪岩类；13—黑云母石英片岩；14—石英岩；15—黑色石英岩；16—二云母石英片岩；①、②、③依次为东升庙矿床第 19、0、14 勘探线的钻孔柱状图

2）可以见到清晰的变余斑状结构、变余中空骸晶结构和变余杏仁构造，显示出明显的海底火山喷发成岩特征。

3）同位素年龄：霍各乞一带基性火山岩的 Sm-Nd 等时线年龄为 1491 Ma（杨海明等，

1992）、南侧东升庙一带基性火山岩的 t_{DM} = 1767 ~ 1867 Ma（彭润民等，1997）、炭窑口一带钾质细碧岩的 Sm-Nd 等时线年龄为 1824 Ma（彭润民，1998），表明它们是中元古代同沉积期的海相火山岩。

表 2-3　内蒙古东升庙-炭窑口-霍各乞一带变质火山岩层的化学成分　（w_B/%）

矿区	序号		SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	H_2O^+	CO_2	总计	K_2O+Na_2O
东升庙矿区	钻孔	1	71.34	0.09	13.97	0.13	1.98	0.09	0.51	1.49	5.31	1.62	0.13	0.99	2.43	100.08	6.93
		2	72.44	0.09	14.94	0.13	1.80	0.08	0.32	1.27	5.17	1.83	0.13		2.15	100.35	7.00
	近地表	3	73.02	0.13	15.05	1.09	1.53	0.05	0.56	0.94	4.53	2.75	0.09	0.98	0.12	100.84	7.28
		4	52.90	1.31	16.70	2.42	6.01	0.14	3.40	5.56	3.95	2.49	0.35	2.14	2.22	99.59	6.44
	钻孔	5	71.98	0.12	15.22	1.23	1.24	0.05	0.59	1.12	5.19	2.49	0.09	1.10	0.21	100.63	7.68
		6	54.43	1.37	17.17	1.31	6.70	0.09	3.90	3.97	4.30	3.34	0.34	1.18	1.57	99.67	7.64
炭窑口矿区	7		46.12	1.22	15.88	3.04	6.54	0.15	6.11	4.99	2.15	5.93	0.27	4.24	2.14	99.45	8.08
	8		47.13	1.23	17.21	2.40	6.92	0.15	6.36	4.37	2.17	5.62	0.28	4.30	1.88	100.02	7.79
	9		47.96	1.29	16.67	2.71	6.52	0.14	4.93	4.96	2.86	4.99	0.41	4.00	2.40	99.84	7.85
	10		47.86	1.24	16.05	2.19	6.49	0.13	5.20	5.64	3.14	4.48	0.40	3.96	2.54	99.32	7.62
	平均		47.24	1.24	16.44	2.49	6.30	0.14	5.66	5.32	2.49	4.92	0.33	3.85	2.35	99.82	7.41
	11		48.05	0.88	16.52	1.38	5.98	0.17	4.58	7.05	3.40	4.51	0.58			93.10	7.91
霍各乞矿区	12		47.12	0.47	16.72	1.06	7.99	0.13	8.59	9.85	2.92	1.77	0.20	1.85	1.11	99.78	4.69
	13		48.62	0.55	16.95	2.09	7.11	0.21	5.75	11.23	3.78	0.69	0.21	2.89		100.08	4.47
	14		45.18	0.55	17.96	1.22	9.83	0.19	7.88	7.19	3.68	0.39	0.30	4.14	1.00	99.51	4.07
	15		47.70	0.47	17.08	2.25	7.40	0.11	6.82	10.44	3.56	0.63	0.25	3.17		99.88	4.19
	16		48.13	0.98	16.04	1.56	9.24	0.19	7.23	9.72	2.99	0.45	0.22	2.75	0.73	100.23	3.44
	17		49.07	1.60	16.56	3.32	6.89	0.14	6.10	9.55	3.28	0.44	0.13	3.20		100.28	3.72
	18		45.33	1.26	15.02	0.63	11.33	0.23	14.15	8.17	0.29	2.16	0.21	1.05	0.23	100.06	2.45

注：1、2 为单层变质酸性火山岩；3、4、5、6 分别为酸性火山岩与基性火山岩共层连续产出时的化学成分；7 ~ 10 为炭窑口钾质细碧岩（1 ~ 10：本文，由国家地质实验测试中心测试）；11 为北祁连钾细碧岩（据夏林圻等，1991）；12 ~ 18 为霍各乞一带变质基性火山岩（据杨海明等，1992）。

它们的不同之处是：岩石类型不同，化学成分有明显差别。从表 2-3 可知：

1）东升庙和炭窑口的火山岩夹层碱质总量（$Na_2O + K_2O$）都高，但东升庙一带的“双峰式”火山岩夹层富钠低钾，而炭窑口的火山岩则富钾低钠。

2）霍各乞的火山岩夹层碱质总量相对低，富钠或富钾特征不明显。这反映各赋矿次级盆地之间火山活动与成矿环境有显著差别。

2. 凝灰岩夹层

在甲生盘矿床唯一含矿的渣尔泰山群阿古鲁沟组（相当狼山群二组上部层位）中已见有层纹状凝灰质页岩或板岩（其 K_2O 平均 3% ~5%、Na_2O 平均 0.22% ~0.66%）。

在东升庙矿床含矿二组中的一些厚 0.01 ~2 m（多为 0.5 ~1.2 m）、呈灰色-灰白色的

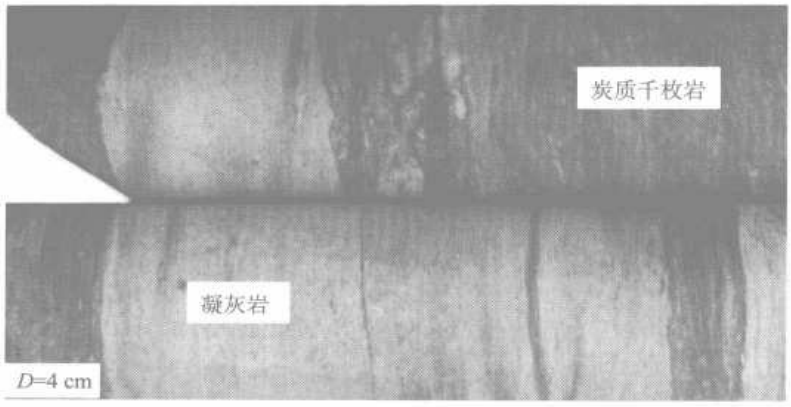


图 2-8　内蒙古东升庙矿床炭质千枚岩中的凝灰岩夹层

含白云石绢云石英钠长片岩、石英钠长片岩和呈灰褐色-暗褐色的含白云石黑云母片岩、二云母片岩，在正常沉积地层中呈薄夹层产出、界线截然，有时可以见到二者互层产出（图 2-8）。它们与上、下正常地层一道褶皱变形，并发育相同方向的片理和劈理。显微鉴定无变余斑晶、但可见周边有明显溶蚀现象的细小长石晶屑。其化学成分特征是 K_2O 含量高，利用其化学成分扣除 CO_2 及相应的 MgO 与 CaO（因岩石中含少量白云石、方解石）后在尼格里、谢缅年科、西蒙南等图解中投影都落在火成岩区（图略）。根据上述主要特征，可以确认这些片岩都变质凝灰岩层，其中云母片岩类的原岩是基性凝灰岩石、石英钠长片岩类的原岩则是酸性（石英角斑质）凝灰岩。

（二）同沉积期火山活动对成矿的贡献

一般认为，被动陆缘并无火山活动，典型 SEDEX 型矿床的成矿作用与海底火山喷发活动也无直接关系。但通过研究后认为，狼山-渣尔泰山成矿系列同沉积期间歇性的海底火山活动直接提供了部分成矿物质，同沉积期的海底火山活动与矿化类型、矿化强度密切相关，对本区热水喷流成矿起了重要作用。

1. 直接提供了部分成矿物质

（1）间接标志

黄铁矿的 Co、Ni 含量和 Co/Ni 值是判别其成因的有效标志之一。正常沉积成因的黄铁矿往往 Co/Ni < 1，与火山热液或火山岩有关的黄铁矿则 Co/Ni > 1（陈光远等，1987）。从表 2-4 可以看出：

1）狼山-渣尔泰山成矿带各矿床黄铁矿的 Co/Ni 值兼具上述两方面特征。

2）含矿岩组中有火山岩夹层的霍各乞、东升庙、炭窑口矿床的黄铁矿 Co/Ni 值总体高于含矿岩组中只有凝灰岩夹层的甲生盘矿床。其中含“双峰式”火山岩夹层和多层凝灰岩的东升庙矿床的黄铁矿 Co/Ni 值又最高，其角砾状 Zn-Pb 矿石的黄铁矿的 Co、Ni 含量与塔斯曼尼亚火山岩型矿床黄铁矿的 Co、Ni 含量（陈光远等，1987）更接近。

3）该成矿带内四大矿床的黄铁矿的 Co、Ni 含量及 Co/Ni 值多大于 1。

4）秦岭泥盆纪 SEDEX 型矿带的一些典型矿床，其含矿岩系中无火山岩夹层、黄铁矿 Co/Ni 值均小于 1。

表 2-4　不同类型矿床中黄铁矿的 Co、Ni 含量特征

	矿床	黄铁矿产状（样数）	Co（10^{-6}）	Ni（10^{-6}）	Co/Ni	
狼山—渣尔泰山成矿带	甲生盘	层纹状矿石（4）	11～16	16～20	0.60～0.84	1
		层纹状矿石（3）	23～85	23～80	1.0～1.67	2
	东升庙	黄铁矿矿石（6）	10～40	11～180	0.08～0.45	3
		含角砾 Zn-Pb 矿石	460～2100	70～410	1.6～11.67	4
		未分类（23）	—	—	平均值 11.91	5
		未分类（27）	—	—	3～28	6
	炭窑口	未分类（15）			2.15～167	7
		未分类（38）			平均值 2.15	8
		锌硫矿石（2）			8.7～17.20	9
	霍各乞	黄铁矿石（13）	—	—	0.5～3.15	10
秦岭成矿带	邓家山	黄铁矿（7）	平均 47	平均 347	平均值 0.14	11
	李家沟	黄铁矿（3）	平均 46	平均 330	平均值 0.13	12
	毕家山	黄铁矿（3）	平均 42	平均 190	平均值 0.22	13
塔斯曼尼亚		黄铁矿（11）	平均 307.3	平均 114.3	平均值 3.14	14

资料来源：1～10：本文；李兆龙等，1986；缪远兴等，1992。11～13：张汉文等，1987。14：陈光远等，1987。

这说明狼山-渣尔泰山各矿床的成矿物质来源与火山喷发（流）活动密切相关。

（2）直接证据

近年在东升庙矿床的深部钻孔矿心的黄铁矿石中，还新见到已高岭土化的变质酸性（凝灰）岩块与岩屑，其大小和形状不一，具有明显的受挤压变形后产生的塑性流变现象，小的岩屑在黄铁矿集合体（Py）之间定向排列，大的岩块发育明显的劈理（有的变形后呈 W 形）（图 2-9）。

这类矿石受挤压定向排列现象十分明显，与上、下地层发育相同方向的劈理，表明它们与地层经历过相同期次的构造挤压作用，是同（沉积）期形成的产物。这有力说明同沉积期海底火山喷发活动直接提供了部分成矿物质。

2. 与矿化强度相关

东升庙矿床同沉积期火山活动最明显，唯一含矿二组中既有“双峰式”火山岩，又有多层凝灰岩（图 2-8），且在矿石中还见有火山岩屑与晶屑（图 2-9），其矿化程度最高，其硫铁矿、Zn、Pb、Cu 矿都可以独立成矿、单独形成矿体或者形成复合矿体，矿床规模为超大型；其他三矿床火山活动相对较弱，如霍各乞矿床只有基性火山岩，炭窑口矿床还只见钾质细碧岩，其化学成分（表 2-3 的 7～10）与我国祁连山钾质细碧岩的化学成分（表 2-3 的 11 号样）相近和甲生盘矿床只见少量凝灰质页岩（王魁元等，1994），其硫铁矿、Zn、Pb、Cu 矿的矿化强度明显不如东升庙矿床，矿床储量都只达到大型（王魁元等，1994）。

3. 与矿化类型有关

甲生盘矿床含矿岩组中只有少量凝灰质岩石，缺少具有变余斑状结构的变质火山岩夹层时，就只有 Pb、Zn 矿而没有 Cu 矿体。东升庙、霍各乞、炭窑口三矿床唯一含矿岩组

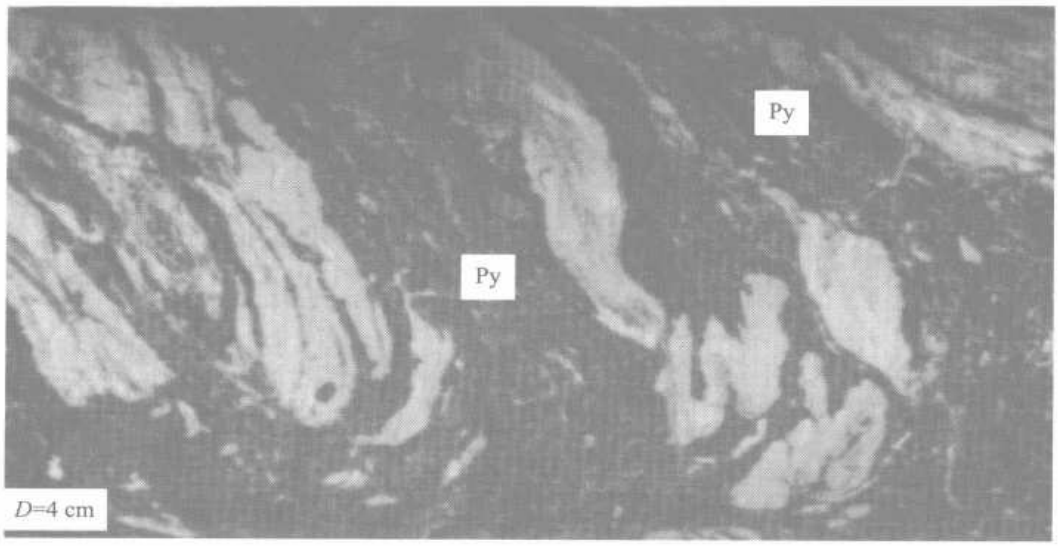


图 2-9　内蒙古东升庙矿床黄铁矿（Py）石中的酸性凝灰岩屑（白色）

中都含具有变余斑状（或聚斑状）结构的变质火山岩夹层时，则除了 Pb、Zn 矿之外，还都有 Cu 矿体，且霍各乞矿床的变质基性火山岩分布最广，其 Cu 矿储量最大。Cu 矿体的存在往往也暗示着成矿温度相对偏高。这进一步间接说明同沉积期的海底火山喷发活动与热水喷流成矿有密切的内在成因联系。

4. 有利于海底热水对流系统的形成

狼山-渣尔泰山成矿带含矿岩组中同沉积期的海底火山喷发活动，为赋矿盆地提供了热能，这是维持热水对流系统循环的热驱动力之一。而有持续稳定的、发育完整的热水对流系统，又是热水喷流-沉积矿床形成的必要条件之一。显然，狼山-渣尔泰山裂陷槽内同沉积期的海底火山喷发活动，为该裂陷槽内的热水喷流成矿做出了间接贡献。

五、成矿金属来源

1. 铅同位素特征

成矿金属来源可分为地幔源、地壳源及混合源。B. R. Doe 与 R. E. Zartman（1979）对比了世界不同范围内不同环境中的铅同位素组成，编制了 $^{207}Pb/^{204}Pb$-$^{206}Pb/^{204}Pb$ 铅演化模式图。将狼山-渣尔泰山成矿系列各矿床现有铅同位素数据投影在 $^{207}Pb/^{204}Pb$-$^{206}Pb/^{204}Pb$ 图中，得到图 2-10 所示的结果，总体反映出多来源的特征。

1）东升庙、炭窑口矿床的各种硫化物的铅同位素数据多、分布范围广（炭窑口的 $^{206}Pb/^{204}Pb$ = 15.02‰ ~ 16.457‰、$^{207}Pb/^{204}Pb$ = 15.038‰ ~ 15.373‰、$^{208}Pb/^{204}Pb$ = 35.030‰ ~ 36.469‰；东升庙矿床的 $^{206}Pb/^{204}Pb$ = 15.171‰ ~ 16.301‰、$^{207}Pb/^{204}Pb$ = 15.144‰ ~ 15.320‰、$^{208}Pb/^{204}Pb$ = 35.253‰ ~ 36.682‰），从下地壳→地幔→造山带都有，显示出多源特征。但多数落在地幔演化曲线两侧或地幔演化曲线与下地壳演化曲线之间，其 μ 值为 7.90 ~ 9.91，多 < 9.3，依 B. R. Doe（1974）的标准表明矿石铅主要来源于地幔和下地壳。缪远兴等（1992）也认为东升庙矿床的铅源有地幔铅和地壳铅。

2）霍各乞矿床各种硫化物的铅同位素组成较接近，$^{206}Pb/^{204}Pb$ = 17.027‰ ~

17.224‰、$^{207}Pb/^{204}Pb$ = 15.451‰ ~ 15.727‰、$^{208}Pb/^{204}Pb$ = 36.747‰ ~ 37.669‰，主要分布在造山带铅平均演化曲线和地幔铅平均演化曲线之间，表明是地壳铅和地幔铅。

3）甲生盘矿床的铅同位素组成是：$^{206}Pb/^{204}Pb$ = 15.889‰ ~ 16.469‰、$^{207}Pb/^{204}Pb$ = 15.158‰ ~ 15.554‰、$^{208}Pb/^{204}Pb$ = 35.112‰ ~ 36.437‰，从地幔→造山带→上地壳都有分布（个别样品在下地壳附近），说明铅的来源多，但多数仍分布在地幔铅平均演化曲线附近，表明也是以地幔铅为主，另有造山带铅和（上、下）地壳铅。

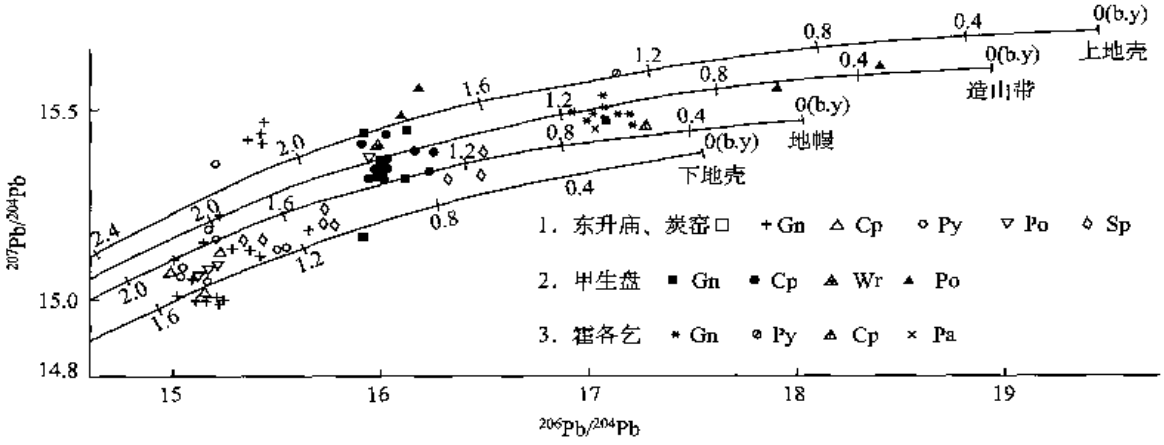


图 2-10　内蒙古狼山-渣尔泰山地区铅锌硫矿床铅同位素组成分布图

（资料来源：本文；李兆龙等，1987；缪远兴等，1992；施林道等，1994；王魁元等，1994）

Gn—方铅矿；Cp—黄铜矿；Py—黄铁矿；Wr—全岩；Pa—斜长角闪岩；Po—磁黄铁矿；Sp—闪锌矿（下同）

以上铅同位素分布范围大的特征表明狼山-渣尔泰山各矿床的成矿金属来源广，但主要来自地幔和下地壳。

2. 硫同位素特征

据于耀先等（1990）的研究，东升庙矿床黄铜矿 $\delta^{34}S$ 的变化范围为 -0.6‰ ~ 3.0‰，和主要与海水中的硫酸盐还原有关的其他硫化物的 $\delta^{34}S$ 值（重硫富集）相差较大，可能与幔源硫有关。缪远兴等（1992）也根据黄铜矿的 $\delta^{34}S$ 为 2.1‰ ~ 5.7‰，认为黄铜矿的硫源为深源，这与上述铅同位素的主要来源具有一致性。

以上同位素特征表明狼山-渣尔泰山热水成矿系列各矿床的成矿金属来源广，这是该成矿系列成矿元素多、同一元素多层产出、不同元素矿体复合产出的重要原因之一。

六、热水对流系统

由于古代 VMS 型热水沉积矿床与自 20 世纪 60 年代以来发现的现代海底热水沉积硫化物极为相似，用洋底热水沉积模式来阐明其成因现已初步达成共识。而对古代 SEDEX 型热水沉积矿床成因的认识，因现代例证甚少还没有取得一致意见，对其成矿机理的研究仍在探索。

通过对现代海底热水沉积成矿作用的观察、对同生断裂对流体活动与热水成矿的控制研究，现在已认识到在伸展构造体制下古陆边缘 SEDEX 型矿床形成的必要条件之一是“发育完整的热水对流系统（有长期存在的地热异常场）和长期稳定持续的热水沉积作

用”，显然，同沉积期间歇性海底火山活动可导致带内长期存在地热异常，极有利于海底热水对流系统的形成与循环，使深部富含 Zn、Pb、Cu、Fe 的成矿流体不断地顺同生断裂系统上升至海盆喷流、卸载、聚集成矿。

正是由于起源于地幔的成矿流体在顺同生断裂系统上升的过程中，又进一步淋滤、攫取通道附近围岩（该区基底地层）中的部分金属，使成矿物质来源更为广泛，以致该区各种硫化物的铅同位素显示出从下地壳→地幔→造山带→上地壳都有、但是以地幔和下地壳来源为主的特征。这也证明元古宙 SEDEX 型矿床成矿作用的多样性、复杂性。

总之，狼山-渣尔泰山热水喷流成矿系列是在华北地台边缘中元古代裂谷带内、由上面介绍的各种主要控矿因素（和其他有关次要因素）综合作用、耦合成矿的产物。

由于狼山-渣尔泰山裂谷发育程度和受构造作用的不均一性，使得这些控矿因素（成矿要素）在该裂谷带的不同地域（部位）的发育以及它们之间的耦合程度都不同（表 2-5），进而导致在同一裂谷带的不同次级断陷盆地中产出的东升庙、炭窑口、霍各乞、甲生盘和朱拉扎嘎等矿床的矿化类型（成矿元素种类及其组合）、矿化强度（矿床规模）也不同（表 2-5，2-8；详见下节）。

表 2-5　狼山-渣尔泰山热水喷流成矿系列主要矿床的成矿要素

矿床 / 成矿要素		东升庙	炭窑口	霍各乞	甲生盘	朱拉扎嘎
陆缘裂谷		○	○	○	○	○
次级断陷盆地		○	○	○	○	○
半封闭海湾		○	○	△	○	○
生物有机质发育		○	○	△	○	?
强还原环境		○	○	△	○	△
富碳-硅-泥碳酸盐相		○	○	○	○	○
同生断裂发育		○	?	○	△	?
区域断裂交会		○	?	○	×	?
同期火山活动		△	△	○	?	○
热水沉积作用		○	○	○	○	○
海西期岩浆侵入对成矿的贡献		?	?	?	?	△
保存条件		○	△	○	○	○
矿　种		Zn、Pb、Cu、S	Zn、Cu、Pb、S	Cu、Pb、Zn	Zn、Pb、S	Au
矿床规模	金　属	超大	大	大	大	大
	硫铁矿	超大	大	无	大	无

注：○—满足；△—部分满足；×—不满足；？—不清楚。

第三节　代表性矿床剖析

狼山群-渣尔泰山群热水成矿系列由产在狼山群中的东升庙、炭窑口、霍各乞等代表性矿床和产在渣尔泰山群中的甲生盘、山片沟等矿床构成。其中的东升庙矿床是狼山群

（也是该成矿系列）中最为重要，矿种最多、储量最大的超大型矿床、甲生盘矿床则是渣尔泰山群中的大型矿床。

一、东升庙矿床

（一）地质概况

从图 2-11 可以清楚地看出：东升庙一带出露的地层为中元古界狼山群、白垩系红层和零星分布的第四系。在东升庙矿区范围内，狼山群被挟在 F_1 与 F_5 两大区域性大断裂之间，即南以 F_1 为界与河套平原接壤，北以 F_5 为界与海西花岗岩复式岩体为邻。狼山群下部不含矿的第一岩组（Pt_2Ls_1）出露良好，分布在本区南部，是东升庙次级倒转背斜的核部地层。狼山群上部不含矿的第三组，在本区中部以西范围内已被剥蚀掉。从中部往东，狼山群多被白垩系红层（K）覆盖，仅在东部一带出露良好。唯一含矿的狼山群第二岩组，除了底部以及在东升庙沟两侧有部分出露之外，其余绝大部分都被白垩系红层（K）覆盖。

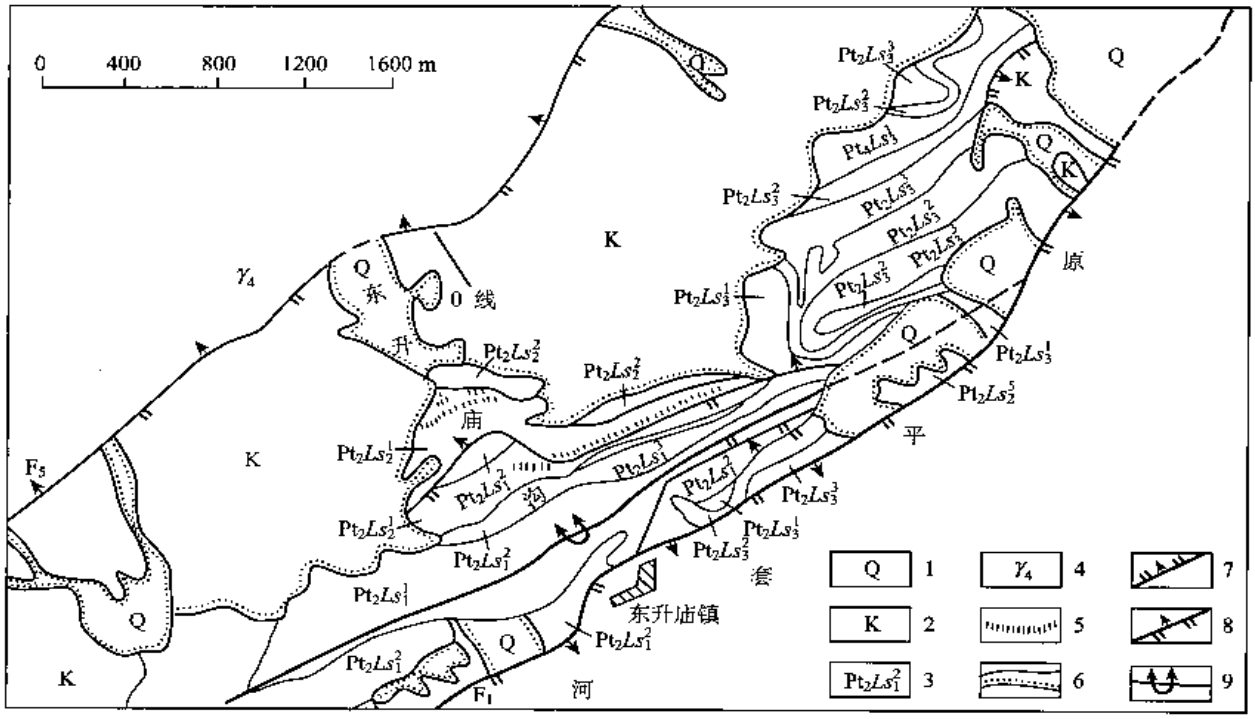


图 2-11　内蒙古狼山南侧东升庙矿床地质概况图

（资料来源：本文、内蒙古化工地质队）

1—第四系；2—白垩系红层（K）；3—中元古界狼山群岩段代号；4—海西期花岗岩；5—变质石英角斑岩；6—地层界线、角度不整合线；7—正断层；8—逆断层；9—东升庙倒转背斜轴

（二）赋矿地层

狼山群为东升庙超大型矿床的赋矿地层。自上至下，东升庙矿区狼山群三个岩组的主

要岩性及含矿特征是：

第三岩组（Pt_2Ls_3）：主要由片岩类和石英岩类组成。分为三个岩段。原岩为陆源碎屑岩类，都不含矿体，只有微弱的矿化。

第二岩组（Pt_2Ls_2）：主要由细晶块状白云石大理岩、含炭质绢云白云石大理岩、炭质千枚岩组成，夹有石英钠长变粒岩、石英钠长浅粒岩、黑云母更长片岩、绢云石英钠长片岩等变质火山岩、凝灰岩等夹层。分为三个岩段。原岩主要为海相碳酸盐岩和陆源碎屑沉积岩，少数为海相火山岩、凝灰岩。是东升庙矿床的唯一含矿岩体。

第一岩组（Pt_2Ls_1），主要由黑云母石英片岩类和眼球、条带状混合岩类组成，另有少量石英岩。分为三个岩段。其原岩主要为陆源碎屑岩类。本组不含矿体。

与下伏太古宇呈角度不整合接触。

狼山-渣尔泰山地区以东升庙、炭窑口、霍各乞和甲生盘等矿床为代表的中元古代热水喷流成矿带的形成受到地层层位、岩性、同沉积火山活动和同生断裂等多种因素的控制。

（三）主要控矿因素

东升庙超大型矿床是在有利成矿地质构造背景下，受容矿地层、同生断裂、同沉积期火山活动等多种有利成矿地质因素综合作用的结果。

1. 地层层位控矿

东升庙矿床的容矿地层是狼山群二组。本矿床所有的矿体都是产在第二组的三个岩段中，具有鲜明的“层控性”（表2-2）。二组地层的空间展布特征，在一定程度上决定了本矿床各种矿体的产状与分布范围（图2-4，2-5）。

2. 岩性控矿

东升庙矿床狼山群组成岩类有①细晶白云石大理岩；②方解石大理岩类；③千枚岩类；④片岩类；⑤石英岩类；⑥混合岩类；⑦浅粒岩和变粒岩类；⑧菱铁矿层。最主要控矿的岩性是白云石大理岩类、炭质千枚岩类、炭质千枚状片岩类，“岩控”特征很明显。

3. 同生断裂控矿

（1）同生断裂活动的确认依据

通过近几年的反复观察与研究后确认，狼山-渣尔泰山裂陷槽（或称裂谷系）在中元古代沉积过程中，同生断层活动的确存在，尤其是在容矿岩组沉积期内，同生断层活动频繁。

其确认的主要依据与特征可归纳为：

1）含矿地层岩相（性）与厚度的突变：如顺地层层位，岩性可以从细晶块状白云石大理岩突变为炭质千枚岩（或突变为二云母片岩）（图2-12），含矿岩段的厚度也产生突变，而上下相邻地层的岩段界线却是连续的（图2-4，2-5，2-13），由此可以排除这种岩相（性）与厚度的突变是后期断裂作用的结果。

2）（厚大）矿体厚度的突变：一些厚度大的黄铁矿、磁黄铁矿体、闪锌矿、方铅矿、黄铜矿体，在相邻钻孔中不连续、突然尖灭，或者矿体的厚度迅速产生变化（厚大矿体突然变薄、甚至尖灭（图2-4，2-5，2-12，2-13）。

3）含矿地层中存在层间砾岩、滑塌角砾岩：层间砾岩、滑塌堆积岩和角砾状矿石

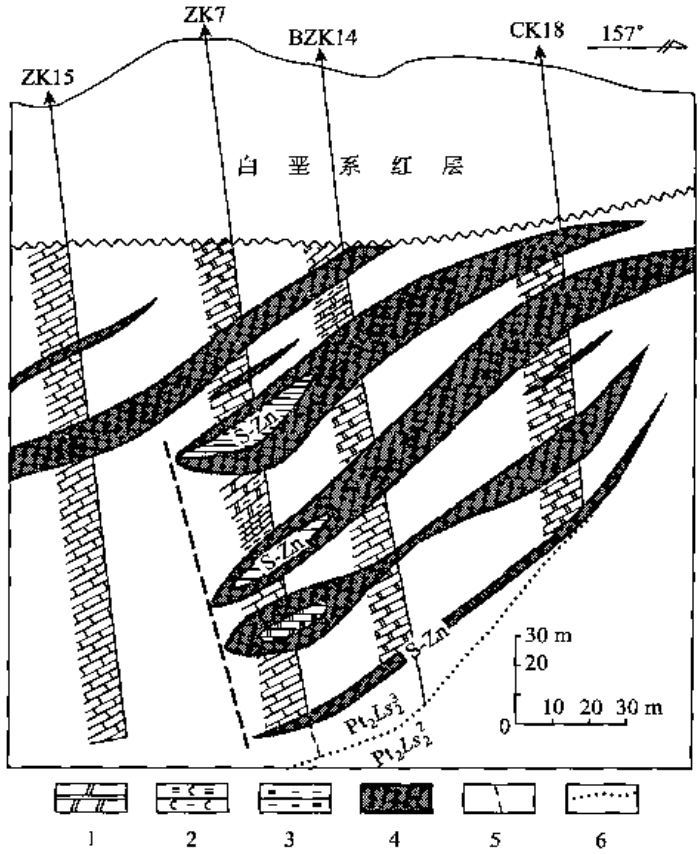


图 2-12　内蒙古狼山东升庙矿床地质勘探剖面图

（钻孔资料据内蒙古化工地质队）

1—细晶块状白云石大理岩；2—炭质千枚岩；3—二云母片岩；4—矿体；

5—推侧的同生断层；6—岩段界线

发育，角砾成分多样、并与下伏地层的岩性相同。在细晶块状白云石大理岩上、下两个平行的层面中，可以见到眼球状、小透镜状的白云石大理岩角砾，或者炭质千枚岩角砾。

4）矿体中发育（似）角砾状矿石：如在总体呈层产出的矿体中，可以见到大小不一、成分不同的各种角砾（有大小不一的块状白云石大理岩块、炭质千枚岩块、石英团块、黑云母片岩块、变粒岩块、变质火山岩块等被黄铁矿（Py）、磁黄铁矿（Po）、闪锌矿（Sp）、方铅矿（Gn）等矿石矿物集合体所包围），这些角砾往往发育与上下相邻地层方向相同的片理或劈理。

（2）同生断裂活动对成岩成矿的控制

同生断层是东升庙矿床形成过程中的一种特殊且又非常重要的控矿构造类型。其特殊性在于断裂活动与火山活动及沉积作用同时且持续地进行；其重要性则在于它在一定程度上控制着东升庙矿床的沉积作用和成矿作用。

据目前对东升庙同生断裂活动的研究可以得出以下结论：

东升庙矿床的形成与同生断裂活动密切相关，在其含矿岩系中，不含矿的岩组同生断

裂活动不明显，容矿岩组中同生断裂活动特征则十分显著：

a. 同生断裂在喷流-沉积成矿期内的持续、脉动性活动导致含矿岩段岩相（性）、地层厚度和矿体厚度急剧变化（下降盘矿体和地层厚度大），并在一定程度上控制着矿体的形成与空间分布：

图 2-4，2-5，2-12，2-13 表明，东升庙矿床在同生断裂两侧矿体厚度、容矿岩石、地层厚度在同生断裂两侧产生突变的情况；

b. 导致海底深部成矿流体（含矿热水）进入海盆，并制约一些矿体的形成与空间分布：同生断裂是深部成岩、成矿物质（流体等）、火山物质进入古裂谷盆地的通道。在下降盘，矿种多、矿化度高，还可有含角砾状矿石的厚大 Zn-Pb 复合矿体的形成（图 2-4，2-5，2-13）。这是深部含矿热水不断地顺同生断裂上升喷流至海盆、并在下降盘一侧卸载、沉淀富集的结果。

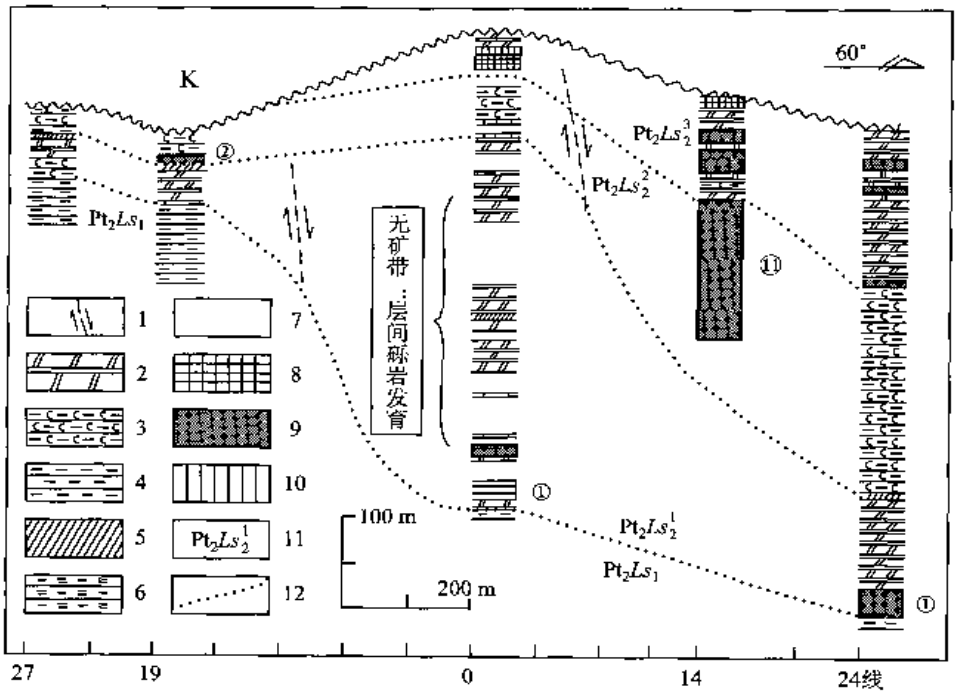


图 2-13　内蒙古东升庙超大型矿床钻孔柱状图

（资料来源：本文、内蒙古化工地质队）

1—推测的同生断裂；2—细晶块状白云石大理岩；3—炭质千枚岩；4—石英黑云母片岩；5—变质石英角斑岩；6—二云母片岩；7—层间同生角砾岩发育带；8—褐铁矿体；9—矿体；10—菱铁矿层；11—岩段代号；12—岩段界线

c. 同生断裂的活动规模、频率与持续时限影响矿床规模与矿体的时空分布：东升庙矿床的同生断裂活动时限跨度长、贯穿在整个含矿二组沉积的全过程中，即从含矿的第二组第一段（$Pt_2Ls_2^1$）一开始沉积，同生断裂就已活动（表 2-2）。其同生断裂活动时限相对长，这可能是其矿种多、矿床为超大型、位列狼山-渣尔泰山裂陷槽中已知四大矿床之首的重要原因。这一事实表明赋矿盆地尺度的同生断裂活动控制着矿床的规模、同一古大陆边缘的不同赋矿盆地在同沉积过程中存在同一性和不均一性。

（四）同沉积期火山活动及其对成矿的贡献

1. “双峰式”火山岩的特征与确认依据

通过对东升庙一带狼山群露头与深部钻孔岩心的大量系统的逐层观察、取样和室内岩矿鉴定、测试与综合研究对比后确认：

矿区狼山群二组中的一些呈灰色调、主要由钠长石和石英组成、厚度从0.5～10余米不等的石英钠长浅粒岩、石英钠长变粒岩是变质酸性火山岩（后文简称为Ⅰ类岩石）；一些呈灰黑色-黑色、主要矿物是钠长石＋更长石＋黑云母、厚0.5～2.5 m的黑云钠-更长片岩类（后文简称为$Ⅱ_1$类）、钠-更长绿泥片岩是同沉积期的变质基性火山岩（后文简称为$Ⅱ_2$类）。它们具有“双峰式”组合特征（彭润民等，1996，1997）。其主要特征和确认依据可归纳如下：

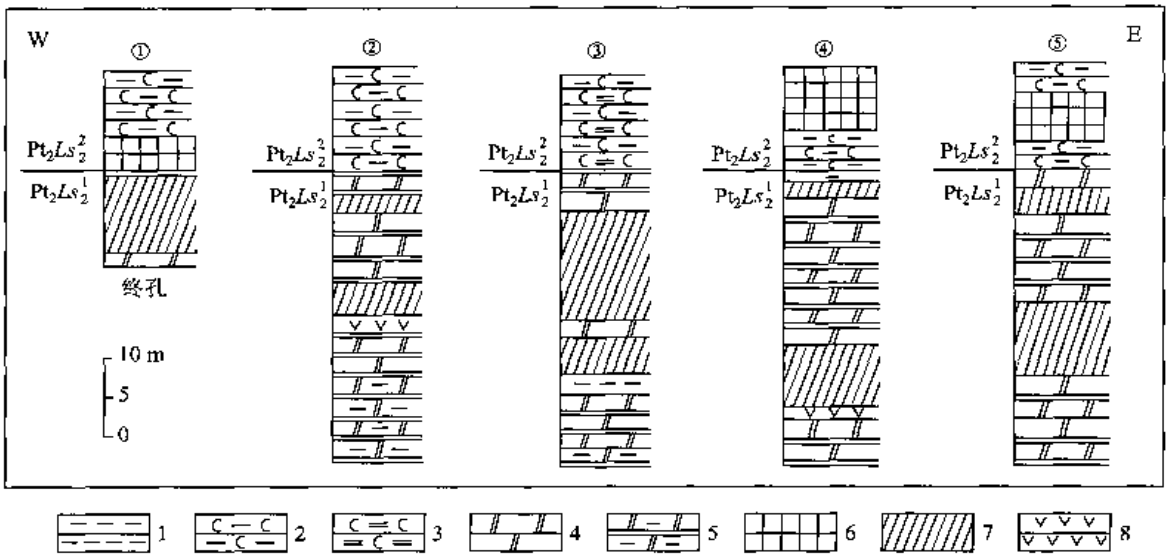


图2-14　内蒙古东升庙一带狼山群中变质“双峰式”火山岩夹层的产出层位

（资料来源：本文、内蒙古化工地质队）

1—二云母片岩（变质基性凝灰岩）；2—炭质千枚岩；3—二云母炭质千枚岩；4—细晶块状白云石大理岩；5—含炭质白云石大理岩；6—矿体；7—变质石英角斑岩（Ⅰ类）；8—变质基性火山岩（Ⅱ类）；①、②、③、④、⑤依次为第27、19、0、14、24勘探线的钻孔柱状图

（1）产出层位

它们总体稳定呈层产在狼山群二组的中上部，变质基性火山岩类（$Ⅱ_1$类）岩层紧接在酸性火山岩类（Ⅰ类）岩层之下产出，在地表（图2-11）和深部（图2-14的②、③、④）都可以见到Ⅰ类与$Ⅱ_1$类岩石呈上、下层关系产出（彭润民等，1997），或者Ⅰ类岩石单独呈层产出（图2-15）。在一块新鲜的钻孔岩心上，也可以见到Ⅰ类岩石在上、$Ⅱ_1$类岩石在下，二者连续共层产出（图2-16），接界处既未见二者有相互穿切的现象、也未见二者之间有其他岩性夹层，而是界线分明（直观与显微鉴定结果均如此），这说明二者是先后沉积的接层关系而非侵入接界关系。但是，在走向上，$Ⅱ_1$类岩层的连续性差（在地表连续出露仅见几十米至百余米），亦即从总体上说，$Ⅱ_1$类岩层是呈透镜状断续产在

成层性好的Ⅰ类岩层之下，在地表（图2-11）与已知的深部均如此。

（2）变余组构

Ⅰ类岩石的变余斑晶以钠长石为主，另有少量石英；$Ⅱ_1$类岩石的变余斑晶多是钠-更长石（探针测定其$An<27$）少见辉石与角闪石斑晶（二者多有黑云母化或绿泥石化现象）；$Ⅱ_2$类岩石的变余斑晶以钠-更长石为主（探针测定其$An\leqslant28$），另有角闪石、辉石。斑晶的周边及其晶体内都有被熔蚀、周边极不规则、并有裂开与错位、沿片、劈理方向排列以及有膝状构造等现象与特征，可以认定它们是变余斑晶。

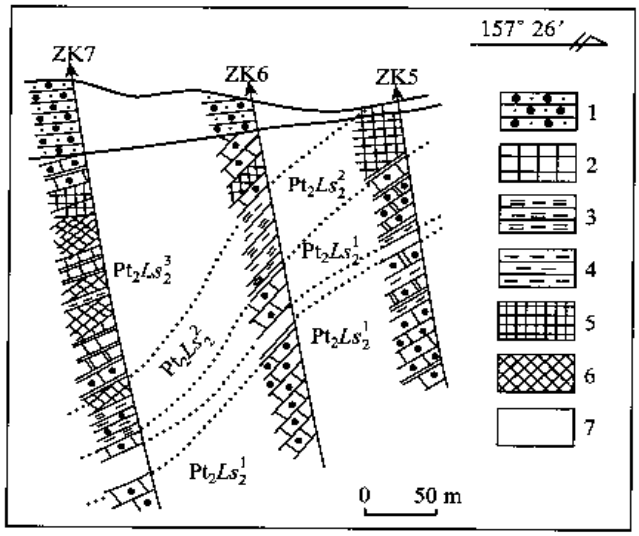


图2-15 内蒙古东升庙矿床某地质剖面石英角斑岩类产出层位示意图

（资料来源：本文、内蒙古化工地质队）

1—白垩系红层；2—细晶块状白云石大理岩；3—炭质千枚岩；4—绿泥石黑云母片岩；5—褐铁矿体；6—原生矿体；7—变质石英角斑岩；$Pt_2Ls_1^2$—狼山群岩段代号

基质中普遍见有变余晶屑，镜下易见它们有和变余斑晶一样的被熔蚀与受构造挤压变形现象。

这种变余组构特征表明它们是在海底快速喷发冷凝而成。

（3）化学成分特征

Ⅰ类的SiO_2含量分布在70.47%～73.02%之间，$Ⅱ_1$类与$Ⅱ_2$类的SiO_2含量则分布在52.00%～54.43%与47.44%～48.86%之间（表2-3）。依较通用的火成（山）岩分类的SiO_2含量界线（邱家骧等，1991；孙鼐等，1985），它们显然具有“双峰式”组合特征。

（4）岩石化学图解结果

利用它们的岩石化学成分扣除CO_2以及相应的MgO与CaO（这是因为岩石中含有少量白云石、方解石，它们是变质过程中的外来物）、并重新调整各主要组分的百分含量再计算参数后，在尼格里（1954）、谢绳年科（1966）、西蒙南（1953）等多种岩石化学图解中投影，都落在火山岩区，或者聚集在火山岩区的两个小邻域内，显示出明显的二分性（图2-17，其余图略）。

（5）稀土元素特征

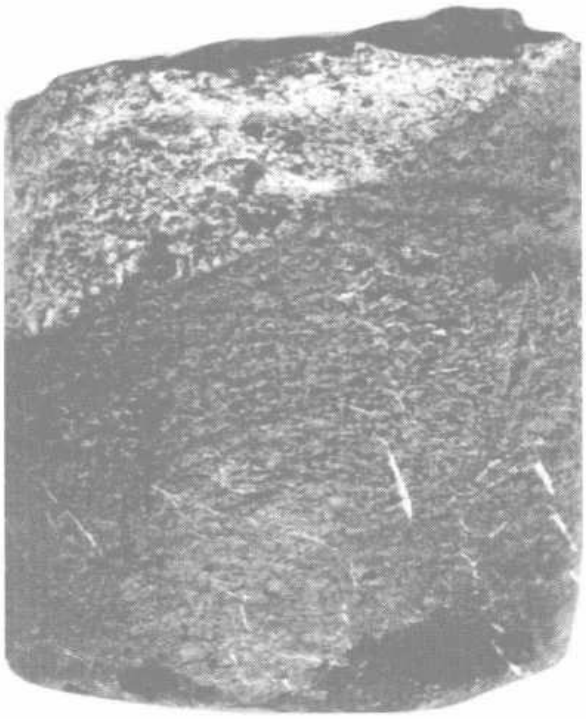


图 2-16　东升庙矿床“双峰式”火山岩共层产出关系

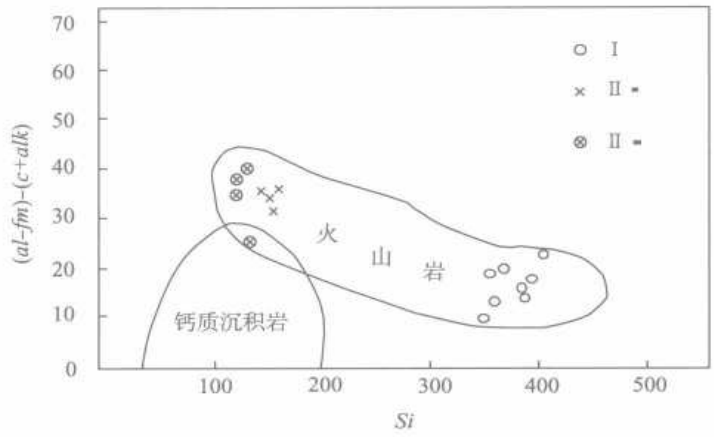


图 2-17　$(al+fm)-(c+alk)$ —Si 图解

（底图据西蒙南，1953；转引自王仁民等，1987）

稀土元素含量表现为轻稀土富集、重稀土亏损为特征。表 2-6 列出了 8 个新鲜岩石的代表性样品的稀土元素含量及其有关参数。从表 2-6 与图 2-18 可以看出：

Ⅰ类与$Ⅱ_1$、$Ⅱ_2$类分异（馏）程度的二分特征非常明显。

（6）同位素年龄

考虑以往含矿二组同位素年龄研究结果，全是矿石矿物黄铁矿、磁黄铁矿、方铅矿、闪锌矿、黄铜矿等的铅同位素模式年龄，还缺少含矿地层的测年数据。而同沉积期火山岩

表 2-6　内蒙古东升庙—三贵口一带“双峰式”火山岩的稀土元素组成特征　($w_B/10^{-6}$)

类　型	Ⅰ			Ⅱ$_1$	Ⅰ	Ⅱ$_1$		Ⅱ$_2$	Ⅰ	Ⅱ$_1$
编　号	1	2	3	4	5	6	7	8	a	b
La	34.06	34.74	34.25	23.79	35.43	24.70	26.79	26.92	34.62	25.09
Ce	61.48	63.58	62.63	48.02	64.80	47.91	51.89	54.50	63.12	49.27
Pr	7.01	7.10	7.05	5.83	7.39	6.49	6.45	6.92	7.14	6.26
Nd	26.99	29.07	28.54	26.24	29.24	27.30	29.33	31.50	28.46	27.62
Sm	4.58	4.91	4.78	5.74	4.84	5.94	6.59	7.14	4.78	6.09
Eu	1.15	1.19	1.16	1.52	1.25	1.53	1.68	2.46	1.19	1.58
Gd	2.71	2.75	3.02	5.34	2.97	5.51	5.90	6.36	2.86	5.58
Tb	0.31	0.42	0.33	0.87	0.40	0.90	0.98	0.96	0.37	0.92
Dy	1.14	1.13	1.13	4.63	1.22	4.41	5.70	5.26	1.16	4.91
Ho	0.18	0.15	0.16	0.96	0.20	0.92	1.13	1.02	0.17	1.00
Er	0.54	0.44	0.47	2.67	0.56	2.27	3.09	2.58	0.50	2.68
Tm	0.06	0.05	0.06	0.39	0.06	0.32	0.43	0.36	0.06	0.38
Yb	0.34	0.31	0.34	2.44	0.37	1.87	2.66	2.20	0.34	2.32
Lu	0.05	0.04	0.05	0.39	0.05	0.28	0.40	0.35	0.05	0.36
Σ	140.60	145.88	143.97	128.83	148.78	130.35	143.02	148.53	144.81	134.07
LREE	135.27	140.59	138.41	111.14	142.95	113.87	122.73	129.44	139.31	115.91
HREE	33	5.29	5.56	17.69	5.83	16.48	20.29	19.09	5.50	18.15
LREE/HREE	25.38	26.58	24.89	6.28	24.52	6.91	6.05	6.78	25.34	6.41
$(La/Lu)_N$	68.15	86.59	68.53	6.10	70.89	8.82	6.70	7.69	73.54	7.21
$(La/Yb)_N$	64.43	74.47	64.99	6.31	62.03	8.55	6.51	7.92	66.48	7.12
δEu	0.88	0.83	0.93	0.81	0.91	0.81	0.94	1.10	0.89	0.85

测试：国家地质实验测试中心；a 为Ⅰ类的平均值；b 为Ⅱ$_1$ 类的平均值。

夹层的成岩时代又可代表其所赋存的含矿建造的形成时代。因此，根据该区变质火山岩夹层的种类及现有同位素测年方法的适用范围，本次研究时根据狼山群是总体为绿片岩相、局部达角闪岩相的中—低级变质岩系、Sm-Nd 体系在中—低级变质作用中一般能保持封闭体系、可继承原岩特点（魏菊英等，1988）的实际情况，对产在狼山群中的Ⅱ$_1$类变质基性火山岩夹层做了 Sm、Nd 同位素测年工作。测定结果（表 2-7）的 $f_{Sm/Nd} = -0.32 \sim -0.34$（采用亏损地幔源参数），满足计算单阶段模式年龄 t_{DM} 的前提（李献华等，1991；李献华，1996）。因而所测结果可用于计算单阶段模式年龄。经计算，t_{DM}（Ma）$=1767 \sim 1867$ Ma $\pm 2\sigma$，（五个样品）平均 1805 Ma $\pm 2\sigma$。再结合野外地质产状，可以有效地证明该类岩石是中元古代的产物。

Ⅱ$_1$类岩石的 $\varepsilon_{Nd}(t) = +5.0 \pm 2.6$，意味着成岩物质来源于（亏损）地幔（魏菊英等，1988）。

2. 同沉积期火山活动对成矿的作用

东升庙矿床同沉积期间歇性的海底火山活动对热水喷流-沉积成矿起了重要作用：

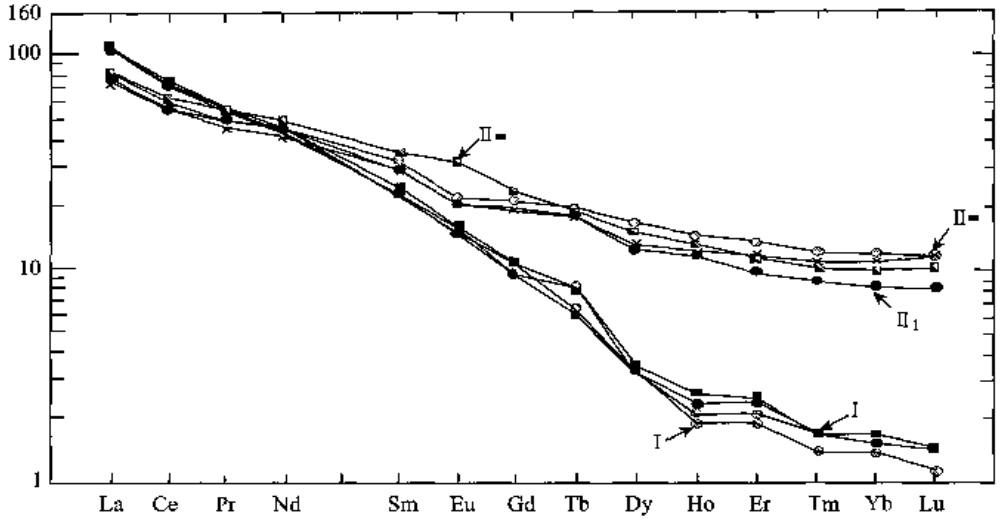


图 2-18　内蒙古东升庙—带狼山群中变质“双峰式”火山岩夹层的 REE 标准化曲线

表 2-7　东升庙-三贵口一带狼山群中变质基性火山岩的 Sm-Nd 模式年龄

样号	Sm（10^{-6}）	Nd（10^{-6}）	$^{147}Sm/^{144}Nd$	$^{143}Sm/^{144}Nd$	t_{DM}（Ma）
95-y_9	5.686	25.529	0.1347	0.512217	1795
95-y_{10}	4.988	27.104	0.1113	0.511946	1787
95-y_{11}	5.938	26.951	0.1222	0.512192	1811
95-y_{12}	5.442	24.742	0.1330	0.512212	1767
95-y_{14}	6.112	27.504	0.1344	0.51276	1867

测试单位：中国地质科学院地质研究所。

1）直接提供了部分成矿物质（图 2-9、表 2-4）。

2）同沉积期的海底火山活动是东升庙矿床矿化类型多、矿化强度大的重要原因之一（详见第三节、东升庙矿床的其他特征见表 2-8）。

二、炭窑口矿床

炭窑口矿床是华北地台北缘成矿带西端的重要 Zn、Cu、Fe 硫化物矿床。其含矿地层狼山群由混合岩类、片岩类、石英岩类、浅（变）粒岩类、千枚岩类、细晶白云石大理岩类组成，是变质程度总体属于绿片岩相、局部达角闪岩相的区域变质岩系，它自下而上分为三个岩组，唯一含矿的是狼山群第二岩组。

该矿床与东升庙矿床相邻，基本地质概况、含矿岩系狼山群的划分与矿床地质特征总体与东升庙矿床的类似（表 2-8）。但据至目前的研究来看，它与东升庙矿床有以下三方面的显著差别：

1）只有少量方铅矿化、并无达到工业要求的 Pb 矿体；

2）同沉积期火山活动明显，但岩石化学成分富钾低钠、而东升庙矿床的火山岩则富钠低钾（表 2-3）。

表 2-8　内蒙古狼山-渣尔泰山成矿带主要矿床的特征

矿床 / 特征	东升庙矿床	炭窑口矿床	霍各乞矿床	甲生盘矿床
含矿地层	狼山群二组	狼山群二组	狼山群二组	渣尔泰山群 阿古鲁沟组
沉积-古构造环境	元古宙古大陆边缘裂陷槽南侧的三级（裂谷）盆地（滨、浅海）	元古宙古大陆边缘裂陷槽南侧的三级盆地（滨、浅海）	元古宙古大陆边缘裂陷槽北侧的三级盆地（向岛弧过渡）	元古宙古大陆边缘裂陷槽内侧的二级海盆（?）
同位素年龄	变质基性火山岩的 Sm-Nd 单阶段模式年龄平均 1805 Ma，各种硫化物的铅模式年龄为：1000 ~ 1900 Ma	黄铁矿、黄铜矿、磁黄铁矿、闪锌矿、方铅矿的模式年龄为 1800 ~ 1900 Ma	变质基性火山岩的 Sm-Nd 等时线年龄为 1491 Ma，各种硫化物的 Pb 模式年龄为 950 ~ 1800 Ma	阿古鲁沟组炭质板岩、方铅矿、黄铁矿的 Pb-Pb 等时线年龄为 1679.65 Ma、模式年龄为 1431 ~ 1685 Ma
容矿岩石	白云石大理岩、炭质白云石大理岩、炭质千枚岩、黑云母炭质千枚岩	炭质千枚岩、含方解石白云石大理岩	石英岩、炭质千枚岩、透辉透闪石岩	粉砂质（含炭）白云石大理岩、白云质灰岩、粉砂质板岩、炭质粉砂质板岩
主要矿石矿物	黄铁矿、磁黄铁矿、闪锌矿、方铅矿、黄铜矿、菱铁矿	黄铁矿、磁黄铁矿、闪锌矿、黄铜矿	黄铜矿、磁铁矿、方铅矿、闪锌矿	黄铁矿、磁黄铁矿、方铅矿、闪锌矿
矿石结构	以变晶结构为主，另可见到交代结构、变余胶状结构、变余斑状结构等	以他形-半自形-自形的变晶结构为主，另可见到交代结构、碎裂结构与填隙结构等	为（等粒）变晶结构、斑状变晶结构、交代自形变晶结构、交代残余结构、碎裂结构等	散胶状和变胶聚粒状结构、它形-自形粒状变晶结构、固融体分离结构、碎裂结构与填隙结构等
矿石构造	以块状矿石为主，另条带状、纹层状、角砾状、浸染状、网脉状矿石	以块状、条带状矿石为主，另有纹层状、浸染状矿石	以浸染状、条带状矿石为主，另有角砾状、斑杂状矿石和脉状矿石	多为条带（纹）状、块状、浸染状矿石，另有残余层纹状、斑杂状矿石
矿体形态	以层状矿体为主，另有似层状、透镜状矿体，总体与围岩产状一致	以层状、似层状矿体为主，另有透镜状矿体，总体与围岩产状一致	层状、似层状或透镜状矿体较连续地沿层位延伸，与围岩产状整合、但界线截然可分	以层状矿体为主，次为透镜状、似层状矿体，也见有脉状矿体
金属分带	垂向：由（下）Cu → CuZn → CuPbZn → PbZn（上）；水平方向：由 CuPbZn → PbZn → Zn →（菱）Fe	垂向：由 Cu → Zn（Cu）；水平：总体由下往上是 CuZn → Zn	垂向：由 ZnPb → Cu → Fe（Pb）-Cu；水平方向：由 Cu-Pb-Zn-Fe	垂向：由（下）Zn-Pb-S（Fe）（上）；横向：从主矿 → 西矿 → 山片沟，由 Pb → Zn → S（Fe）→ Mn → Ba
硫同位素	重硫富集型：各种硫化物的 $\delta^{34}S$（‰）=（多为）14.4 ~ 41.84	重硫富集型：各种硫化物的 $\delta^{34}S$（‰）= 17 ~ 38.5	重硫富集型：各种硫化物的 $\delta^{34}S$（‰）= 3.6 ~ 23.5	重硫富集型：各种硫化物的 $\delta^{34}S$（‰）= 7.7 ~ 31.4

续表

矿床 / 特征	东升庙矿床	炭窑口矿床	霍各乞矿床	甲生盘矿床
同生断层	发育，在含矿岩组中与矿体中都可见到特征的滑塌角砾岩与角砾状矿石等	初步见有同生断裂活动迹象	发育，一些规模较大的断层在沉积期继承性活动	发育垂直走向的系列同生断裂，见有滑塌角砾岩
同沉积期火山岩夹层	双峰式火山岩夹层与凝灰岩夹层	已找到钾质细碧岩夹层	变质基性火山岩夹层，未见酸性与中性火山岩夹层	未见火山岩夹层，仅有凝灰质沉积
后期改造特征	使矿质富集，在向斜核部矿体变厚、两翼变薄	变质作用使矿质富集、产生重结晶，断裂作用使矿层被切断、产生明显位移	变质作用使矿质进一步富集、产生重结晶，在褶皱核部矿体厚度增大、两翼变薄	使矿质富集，矿层产生褶皱，在核部加厚，矿体被切断，产生位移
变质程度	总体为绿片岩相、局部达角闪岩相	总体为绿片岩相、局部达角闪岩相	早期的高压角闪岩相、晚期的低压角闪岩相-绿片岩相	沸石相-绿片岩相
矿床成因	海底火山喷气（溢、流）沉积变质矿床（物源为幔源+壳源）	海底火山喷气（溢、流）沉积变质矿床（物源为幔源+壳源）	海底火山喷气沉积变质矿床（物源为壳源+幔源）	产于沉积岩中的海底喷气铅锌硫多金属矿床
矿床规模	超大型：硫铁与Zn、Pb、Cu矿体、菱铁矿体	大型：硫铁与Zn、Cu矿体	大型：Cu、Fe、Pb、Zn矿	大型：硫铁矿、Pb、Zn矿

资料来源：本文；芮宗瑶等，1994；王思源、杨海明等，1993；王魁元等，1994。

3）同生断裂活动远不如东升庙矿床的明显。

三、霍各乞矿床

狼山北侧成矿亚带以霍各乞矿田（床）为代表，成矿元素以Cu为主，另为磁铁矿和Pb、Zn矿。出露地层为中古界狼山群的第二岩组和第三岩组，狼山群第一岩组的混合岩在霍各乞一带没有出露。尚有少量第四系与白垩系砾岩、砖红色砂砾岩零星分布，不整合覆盖在狼山群之上。

其基本地质特征与狼山群的岩石组成、划分、总的成矿特征都与东升庙矿床类似（表2-8）。但与东升庙矿床相比，有以下三方面的明显差别：

1）部分铜矿化出现在石英岩中；

2）同沉积期的火山活动明显，但基性火山岩既不富钾、也不富钠（表2-3）；

3）同生断裂活动远不如东升庙矿床明显。

四、甲生盘矿床

甲生盘矿床是渣尔泰山群中的代表性矿床。

据区域沉积-构造发展史和岩石建造的对比研究，渣尔泰山群的增隆昌组与阿古鲁沟

组相当于狼山群的第二组（表2-2）。其容矿岩石类型和矿床特征总体与东升庙矿床的相似（表2-8）。但与东升庙矿床相比，有以下三方面的差别：

1）含矿地层只有阿古鲁沟组一段，其他与东升庙矿床含矿二组相当的层位都不含矿（表2-2）；

2）容矿岩组中没有具斑状结构的火山岩夹层，只有少量凝灰岩夹层；

3）只有少量铜矿化、没有达工业要求的铜矿体。

五、朱拉扎嘎金矿床

该矿床位于狼山-渣尔泰山裂陷槽西南段。矿区出露地层为渣尔泰山群增隆昌组白云岩、变质泥质粉砂岩夹泥页岩，阿古鲁沟组一岩段下部硅质板岩、变质泥质粉砂岩夹白云岩透镜体，一岩段上部变质钙质粉砂岩和粉砂质板岩。矿区岩浆岩不发育，仅在区内及南侧见加里东期辉长辉绿岩脉、石英闪长岩脉和花岗斑岩脉，为成矿后脉岩。矿区内有近东西向、南北向及北西向成矿后断裂构造，对矿体有破坏作用，使矿体不连续。

矿体赋存于阿古鲁沟组一段变质钙质砂岩和粉砂质板岩中，夹有霏细岩、石英角斑岩及粗面流纹岩等火山岩薄层（杨岳清等，2001）。

由上至下可分为三个含矿层，下含矿层为硅化大理岩，地表见脉状矿化，钻孔中见Pb，Zn矿化；中含矿层为变质钙质粉砂岩和粉砂质板岩，含两层厚大矿体，在两层厚大矿层上下均见数层薄矿层，累计厚度大于40 m；上含矿层为含砾砂岩，地表亦见矿化。

矿体呈层状或似层状，其产状与地层产状一致，东部矿体走向北东，倾向南东，倾角30°～40°；西部矿体走向近东西，倾向南，倾角30°～45°。矿体产状随地层产状而变化，沿走向及倾向矿体有膨缩现象（见图2-19）。

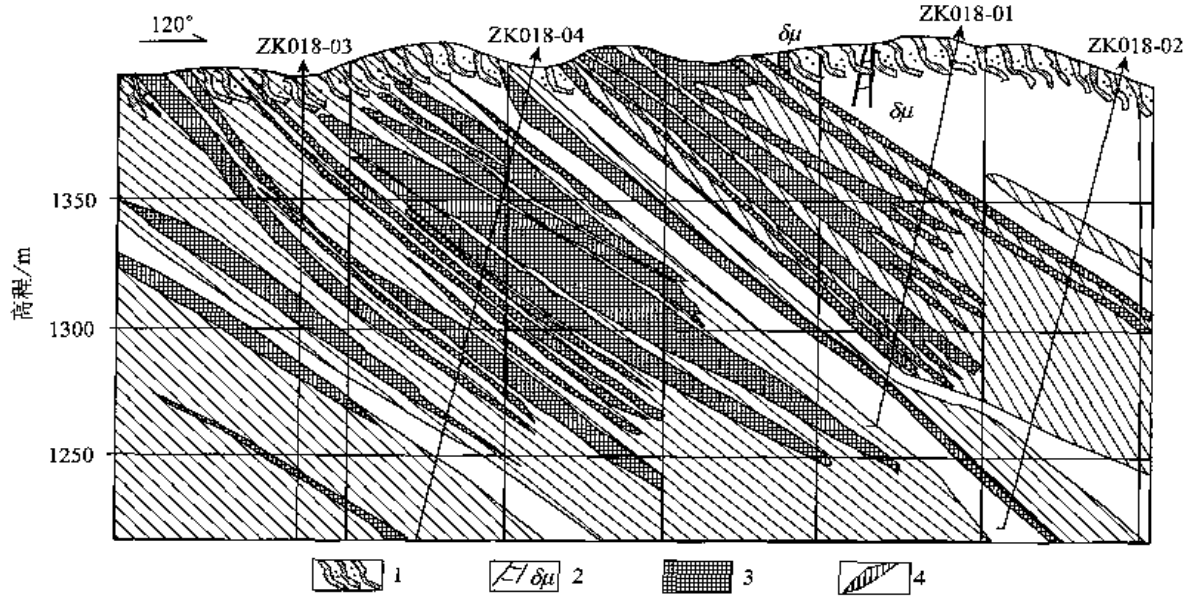


图2-19　朱拉扎嘎金矿区P018勘探线地质剖面图

（资料来源：据内蒙古自治区国土资源勘查开发院，1998）

1—变质砂岩、粉砂岩；2—闪长玢岩脉；3—金矿体；4—蚀变带

矿区有56个矿体，分3个矿带。矿体规模较大，目前工程已控制的中含矿层矿体长400～550 m，厚10～50 m，控制深度330 m，沿走向及倾向均无尖灭趋势，氧化带深度10～15 m，氧化矿石品位为4.7 g/t，原生矿石平均品位为1.4～1.9 g/t。目前仅在0.2 km^2的范围内，已求得金资源量50余吨（马润等，2002）。

矿石类型以蚀变粉砂岩型为主，次为磁黄铁矿呈层纹状分布的喷流沉积型矿石。矿石具变余粉砂结构，层纹状构造。矿石中金属矿物以磁黄铁矿、黄铁矿为主，黄铜矿少量，偶见毒砂。金以自然金赋存于脉石中，少量见于磁黄铁矿、黄铁矿裂隙中，以微细粒金为主。

近矿围岩蚀变为磁黄铁矿化、黄铁矿化、弱硅化和绢云母化、毒砂化、褐铁矿化及透闪石化、透辉石化。

朱拉扎嘎金矿床与该成矿系列中的东升庙、炭窑口、霍各乞等铅、锌、铜硫化物矿床具有一定的相似性与可比性，包括：

1）成矿构造背景与含矿建造相似：矿床的含矿建造是同一裂陷槽的产物，都发育富含叠层石的增隆昌组白云岩；

2）具有层控性：矿体形态、产状相近；

3）喷流-沉积成矿特征明显：存在喷流沉积型矿石、一些矿石具有同生喷流沉积形成的层纹状、条带状构造；

4）矿石中金呈微细浸染状，金矿化常与磁黄铁矿、黄铁矿、毒砂和黄铜矿等硫化物关系密切；

5）矿床上部为层状或似层状金矿化，下部为铅锌矿体，且矿床含金品位低、规模大；

6）含矿层内（矿体底盘）夹霏细岩、石英角斑岩及粗面流纹岩等火山岩，铅同位素表明其幔源海底喷发属性；

7）成矿时代为中元古代。

以上事实说明，朱拉扎嘎金矿床是狼山-渣尔泰山海底热水喷流沉积成矿系列的组成部分。但与狼山—渣尔泰山一带的东升庙、炭窑口、霍各乞、甲生盘等矿床相比，还有明显的不同之处：

1）含矿建造中火山岩多；

2）朱拉扎嘎金矿床受海西期强烈的花岗岩类岩浆热液改造，使金、银等进一步富集的特征很明显。而海西花岗岩侵入对狼山—渣尔泰山一带的东升庙、炭窑口、霍各乞、甲生盘等矿床的叠加、改造成矿作用究竟如何，则还需要进一步研究。

第四节　成矿系列的形成过程与时空分布

一、形成过程

综观前述狼山-渣尔泰山成矿系列的各种控矿因素，再结合狼山群唯一容矿岩组中火山岩夹层的Sm，Nd同位素年龄、典型矿床的各种硫化物（黄铁矿、磁黄铁矿、方铅矿、闪锌矿和黄铜矿）的Pb同位素年龄和各矿床的矿体分布特征，可以看出狼山-渣尔泰山中

元古代热水成矿系列各矿床的形成是在中元古代裂陷槽中、在拉张条件下，同生断裂作用和火山活动与热水喷流沉积作用耦合成矿的结果。其成矿过程可以综合归纳如下：

进入狼山群含矿的第二岩组（相当渣尔泰山群增隆昌组＋阿古鲁沟组）沉积期，该区普遍接受沉积。在该组沉积早期，随着地壳运动，同生断裂活动加剧、切割地壳的深度也不断加大，导致同沉积期海底火山喷发、形成变质（“双峰式”）火山岩等夹层。这意味着赋矿盆地进入相对张裂高峰期。同时也为深部成矿物质顺同生断裂进入沉积盆地做准备。由于同生断层的多次、脉动性活动，使深部成矿流体（物质）间歇性地上涌、喷入沉积盆地，从而导致该区矿化类型多（有铅、锌、铜、硫铁、菱铁矿化）、同一矿种多层产出、不同矿种复合产出，并在容矿岩组中有大量层间砾岩、在矿体中有许多同生角砾状矿石产出。总之，是由于同生断裂的作用，才使深部火山物质与成矿物质（含矿流体）得以不断地顺同生断裂上升喷入赋矿盆地并沉积成矿，才在狼山-渣尔泰山裂陷槽内形成了一系列著名的矿床。

这从绝大多数矿体都产在火山岩之上（图 2-7）和主要大矿体中同生角砾状矿石发育（图 2-4～图 2-6）可以得到证实。

到该组沉积晚期，同生断裂活动逐渐平息，成矿作用也渐渐减弱、直至停止。裂谷盆地进入接受陆缘碎屑沉积期，直至夭折、消亡。

二、时空分布

区域沉积-构造和岩相古地理研究（刘仁福等，1984）表明，该 SEDEX 型成矿带各典型矿床都有是在华北地台北缘狼山-渣尔泰山裂陷槽内三级断陷盆地边缘的更次级凹陷中形成。这是非常有利于成矿的区域地质构造背景。

根据含矿建造狼山群和渣尔泰山群的岩性组合及其含矿特征、变质火山岩夹层的产出层位及其与矿体的时空关系、同生断层的活动特征及其对成矿的控制作用、矿体特征及其产出层位可以总结出如下规律：

（1）在狼山群第一岩组和渣尔泰山群书记沟组（碎屑岩）沉积期

渣尔泰山一带和狼山南侧处于古陆边缘内侧的裂陷槽位置，主要接受陆源碎屑沉积。随着拉张作用逐渐加强，在渣尔泰山一带的局部地段已有明显的火山活动，产有中基性火山岩夹层（王楫等，1992）。而狼山北侧缺失第一岩组，说明此期还没有接受沉积。这也表明在同一古陆边缘不同部位的沉积作用存在明显的不均匀性。

在此沉积期内没有发生明显的成矿作用、因而也就没有矿体产出。

（2）进入唯一含矿的狼山群第二岩组和渣尔泰山群“增隆昌组＋阿古鲁沟组”（碳酸盐岩、碎屑岩、火山岩＋凝灰岩）沉积（成矿）期

伴随拉张作用，控制盆地边界的深断裂继承性活动、且由于裂陷槽基底岩性组成的不均一性、致使裂陷槽内不同地域产生不同幅度的沉降而形成一系列次级断陷盆地，并普遍接受沉积。在该组沉积早期，随着地壳运动，同生断裂活动加剧、切割岩石圈的深度也不断加大，导致同沉积期海底火山喷发、（“双峰式”）火山岩夹层在唯一含矿岩组下部产出（图 2-7），这意味着赋矿盆地进入相对张裂高峰期。且正是由于拉张作用导致深切地幔（或下地壳）的同生断裂产生和活动，使深部火山物质与含矿流体间歇性地顺同生断裂喷入赋矿盆地、才有大量 Zn、Pb、Cu、Fe 硫化物在火山岩夹层产出以后的上覆地层中多层

富集成矿（图 2-4、2-5、2-7；表 2-2、2-8）。

并且由于地壳与裂陷槽基底构成以及拉张作用的不均一性，在该裂陷槽的不同赋矿盆地内同生断裂活动与火山活动也不均一，从而导致：

1）不同矿床的矿体在同一含矿岩组内产出的具体层位不同；

2）同一成矿元素（Zn、Pb、Cu、Fe）在不同矿床的富集强度有显著差异；

3）同沉积期海底火山活动产物（火山岩、凝灰岩、火山岩屑与晶屑）也不同。

东升庙、炭窑口矿床的各种硫化物的铅模式年龄为 1100 ~ 1800 Ma，多集中在 1500 ~ 1600 Ma 间。晚于或接近于基性火山岩的 Sm-Nd 单阶段模式年龄（t_{DM} = 1767 ~ 1867 Ma）和等时线年龄（1824 Ma），说明主要成矿作用晚于含矿二组早期的海底火山喷发作用。这与火山岩夹层与各种矿体的产出空间关系完全吻合（图 2-4、2-5、2-7）。

雀各乞矿床各种硫化物的铅模式年龄为 950 ~ 1118 Ma、其基性火山岩的 Sm-Nd 等时线年龄为 1491 Ma，各种矿体也是在火山岩夹层的上覆地层中集中产出（图 2-7A）。

甲生盘矿床的方铅矿模式年龄为 1488. 80 ~ 1685. 86 Ma，Pb，Zn 矿体产在阿古鲁沟组中，其含矿岩系渣尔泰山群的铅同位素年龄为 1450 ~ 1900 Ma。

由以上事实可以看出，狼山-渣尔泰山成矿带四大典型矿床在大规模成矿之前，都有非常明显的同沉积期海底火山喷发活动，并形成了同沉积期海相火山岩夹层或凝灰岩夹层，但不同矿床同沉积期火山活动的类型、强度以及矿化作用不完全等时、且容矿岩石类型也有差异。说明在同一大地构造单元的不同部位，拉张作用、火山活动与成矿作用存在明显的不均一性。

到二组后期拉张强度才逐渐减小，同沉积期火山活动和成矿作用也逐渐变弱，直至停止。

（3）到狼山群第三组和渣尔泰山群刘鸿湾组（碎屑岩）沉积期

该裂陷槽的拉张作用与同生断裂活动已不明显，进入相对稳定状态、接受陆源沉积，直至夭折、消亡。

因而在狼山群第二组顶部和第三组地层中，以及阿古鲁沟组上部的第三段地层中，也都没有矿体产出。

在此后的古生代以来，该成矿系列进入喷流-沉积期后的变质改造时期。与之相关的有关问题，尚待进一步研究。

第五节　成矿系列中大矿产出部位及控矿因素

综合本区已发现矿床的地质特征、控矿因素、同沉积期火山岩夹层与成矿的时空关系，以及同生断裂活动与火山活动及热水喷流沉积成矿的耦合关系，可以清楚地看出，在火山岩（包括凝灰岩）夹层与同生断层发育的地区，都是有利的成矿区、段，其中大矿和富矿产出的主要部位是：

1）在该裂陷槽内的三级断陷盆地边缘；

2）在狼山地区，主要在狼山群容矿二组中有火山岩夹层或凝灰岩夹层产出、并有明显同生断裂（多次）活动的地段；

3）在渣尔泰山地区，主要在阿古鲁沟组一段、并有明显同生断裂（多次）活动和有

凝灰质薄夹层产出的地段。

该区狼山群和渣尔泰山群分布广泛，在已发现的矿床外围和有狼山群和渣尔泰山群的分布区内，在有火山岩（包括凝灰岩）夹层与同生断层发育的地段，都是很有利的成矿区、段，资源潜力大。

今后在该区找矿时，①首先找狼山群二组；②然后在二组（或相当层位）中查找变质火山岩夹层、查找同生断裂。例如，在炭窑口矿床的西部和东部（如杨贵口沟以东一带），都有同沉积期火山岩夹层产出，在东升庙矿床东部的三贵口一带也有同沉积期火山岩夹层及同生断裂活动迹象，建议在这些地区可重点进行外围找矿。

第六节　待深入研究问题

1）该成矿系列的含矿岩系向西南可延伸到朱拉扎嘎金矿一带，目前已在朱拉扎嘎金矿床中发现与东升庙等矿床相似的层控 Pb-Zn 矿层。根据古地理环境、含矿建造和成岩成矿特征，朱拉扎嘎一带矿床可包括在狼山-渣尔泰山成矿系列之中。但其含矿建造的岩性组成、尤其所含的火山岩夹层、容矿岩石以及海西期花岗岩侵入对（金、银）成矿的贡献等诸多问题还有待进一步工作。

2）该成矿带中 Cu、Pb、Zn、Au 等在不同矿床中有不同比例，原因何在？富 Cu 矿床如霍各乞、炭窑口等是否与靠近深断裂、接近热液古喷口有关，都需要进一步探讨。

3）中元古宙矿床形成后，区域又经过构造岩浆活动，其中较明显的是海西期大规模的岩浆侵入活动，这一期构造-岩浆活动对元古宙形成的矿床有何改造影响？目前虽已知有若干线索，但还是值得深入研究的课题。

4）狼山-渣尔泰山中元古代 SEDEX 型成矿带各典型矿床唯一含矿岩组中发现同沉积期变质（“双峰式”）火山岩、凝灰岩以及矿石中有火山岩块与岩屑的事实表明：

①这些矿床与澳大利亚的 Broken Hill、Mount Isa、McArthur River（Plumb K A，Ahmad M，Wygralak A S，1990；Forrestal P J，1990；Logan R G，Murray，W J. Williams N，1990；McClay K R，1991）、加拿大的 Sullivan（MacIntyre D G，1992）、朝鲜的 Komdok（张进红等，1992）等中元古代著名的热水沉积矿床既有相似之处——容矿岩石是沉积（变质）岩，又与典型的热水沉积（SEDEX 型）矿床有着显著差别——在成岩成矿过程中有明显的海底火山喷发作用、并直接提供了部分成矿物质，但火山活动究竟直接提供了多大比重的成矿物质，则还需要深入探讨。

②东升庙等并非典型的 SEDEX 型矿床，而是位于 SEDEX 型—VMS 型之间（但靠近 SEDEX 型一侧）的过渡型矿床，但两者的权重，却还需要进一步研究。

第三章　富镁碳酸盐岩建造非金属成矿系列

——以辽东裂谷成矿区为例

辽东地区古元古代变质岩系富镁质碳酸盐岩建造中产出有巨量的菱镁矿、滑石矿床。已知有大型、特大型菱镁矿矿床6处，中型矿床2处，矿点30余处，储量占全国总储量的80%和世界总储量的30%；有大型、特大型滑石矿床4处，中型矿床5处，矿点40余处，储量占全国总储量（不含黑滑石）的50%和世界总储量的近20%；有大型、特大型硼矿床8处，中、小型矿床和矿点100余处，储量占全国总储量的29%，在世界上排第5位。辽东已成为世界级菱镁矿、滑石和硼矿床大规模聚集区，因成矿的规模和特色而引起国内外同行的关注。

前人对辽东地区地质与成矿作了很多研究，为本次工作积累了丰富的资料。研究工作表明，辽东与富镁质碳酸盐岩建造有关的菱镁矿、滑石、硼矿等大型—特大型非金属矿床成矿作用受辽东裂谷控制，并与古元古代蒸发岩系有关，形成了一个独具特色的成矿系列。本章在前人工作基础上，对辽东地质成矿特点作进一步总结，概括此成矿系列的特征，并对辽东地区菱镁矿、滑石、硼矿等矿床成矿潜力作出简要评价。

第一节　区域地质构造背景及成矿环境

辽东裂谷位于华北板块北缘东段。古元古代时，辽东裂谷打开，营口—宽甸一带在太古宙基底的构造特征上，形成了近东西向的凹陷，接受了一套火山-沉积建造，习惯上称之为辽河群。历史上很多地质学家在此开展过工作，尤其是20世纪80年代以来，研究工作取得了较大进展（姜春潮，1987；刘敦一，1991；刘劲鸿，1985a，1985b；吕宗凯等，1984，1985；罗耀星等，1990；倪培，1991；方如恒等，1993，1996；刘俊来等，1995；彭齐鸣等，1994，1995）。张秋生等（1984，1988）较早曾认为这套岩系是形成于大陆裂开优地槽相的一套同源岩浆演化系列。孙敏等（1996）推测它们形成于拗拉槽的大地构造环境。陈荣度（1984，1994）根据辽河群的特征，提出辽河群沉积盆地的主体是一个大陆型-陆间型裂谷，并命名为“辽东裂谷”。作者（陈从喜等，2000）曾指出，辽东裂谷内辽河群发育有大规模的富镁质碳酸盐岩建造，并赋存与此建造有关的硼矿、菱镁矿、滑石、岫岩玉等大型-特大型非金属矿床，这些非金属矿床的形成与辽东裂谷的发生、发展与闭合相一致。

一、区域地层

辽东地区的地层有太古宙鞍山群、古元古代辽河群、榆树砬子群以及新元古代—古生代的盖层沉积，中生代、新生代的火山岩等。

太古宙鞍山群岩性为角闪斜长片麻岩、黑云角闪斜长片麻岩、变粒岩、斜长角闪岩和磁铁石英岩，是一套经历了角闪岩相-麻粒岩相变质作用的片麻岩系，厚度 > 14000 m。主要分布于鞍山、本溪、清原、抚顺等地，该地发现有 3.8 Ga 古陆壳（刘敦一，1991）。曹国权等（1994）根据侵入清原的鞍山下亚岩群中云英闪长岩的 2.88 Ga U-Pb 等时年龄和黑云母的 2.9 Ga K-Ar 年龄，将其归属于中-古太古代；茨沟岩组为弓长岭二长（钾质）混合花岗岩（2.5 ± Ga）所侵入，并形成边缘混合岩化带，将其归属于新太古代早期。它们构成辽河群裂谷盆地的基底（曹国权等，1994）。

辽河群底部（浪子山组），有一层分布较稳定的（含砾）石英岩，与下伏太古宇鞍山群呈角度不整合接触，其上以（含石榴子石）二云片岩、绿泥绢云石英片岩、千枚岩为主，夹含石墨石榴子石十字石二云片岩及大理岩，厚度 244 ~ 1278 m；下部（里尔峪组-高家峪组）以变质凝灰岩、二云（石英）片岩、浅粒岩、变粒岩为主，夹大理岩、斜长角闪岩及大型硼矿层，简称“含硼岩系”，是硼矿的矿源层和赋矿层位，厚 308 ~ 2637 m；中部（大石桥组）以大理岩及厚层菱镁矿层、二云片岩为主，夹透辉透闪岩，厚 100 ~ 2948 m；上部（盖县组）主要为二云片岩、浅粒岩、黑云变粒岩、绿泥绢云片岩、千枚岩，夹变质砂岩、板岩、大理岩，厚 1500 ~ 4969 m。辽河群的原岩为碎屑岩、粘土岩、镁质碳酸盐岩，夹中酸性（富碱性钠质）火山岩、火山碎屑岩，属滨海相陆源碎屑、粘土、碳酸盐岩沉积建造，夹含硼、铁硅质的中酸性火山沉积建造。榆树砬子群：主要分布在辽东庄河、许屯一带，面积较小，与下伏辽河群、上覆新元古代永宁组呈不整合接触。主要岩性为石英岩夹千枚岩、绢云石英片岩、变质石英砂岩，厚度 215 ~ 4084 m。其原岩为滨海-浅海相陆源粘土-碎屑沉积建造（表 3-1）（曹国权等，1994）。

表 3-1　辽河群地层划分及其岩性简表

时代	地层序列		岩性组合	厚度（m）	原岩建造
	群	组			
新元古代	永宁组		石英砂岩、含砾石英砂岩	5200	磨拉石建造
古元古代	榆树砬子群		石英岩夹千枚岩、绢云石英片岩、变质石英砂岩	215 ~ 4084	正石英岩建造
	辽河群	盖县组	二云片岩、浅粒岩、黑云变粒岩、绿泥绢云片岩、千枚岩，夹变质砂岩、板岩、大理岩	1759 ~ 3657	泥岩建造
		大石桥组	镁质大理岩夹片岩、变粒岩、菱镁矿	100 ~ 3842	碳酸盐岩建造
		高家峪组	变粒岩、片岩（片麻岩）、斜长角闪岩夹透闪岩、透辉岩	100 ~ 557	炭质页岩建造
		里尔峪组	下部由黑云角闪变粒岩、富电气石变粒岩、二云片岩组成，夹镁质大理岩、斜长角闪岩；上部以浅粒岩为主，夹斜长角闪岩	308 ~ 2637	双峰式火山岩建造
		浪子山组	含石榴二云片岩、绿泥绢云石英片岩、千枚岩为主，夹含石墨石榴子石十字石二云片岩及大理岩，底部为含砾石英岩	293 ~ 1629	杂砂岩建造
太古宙	鞍山群		角闪斜长片麻岩、黑云角闪斜长片麻岩、变粒岩、斜长角闪岩和磁铁石英岩	14000	绿岩建造

（据陈荣度，1984；吴昌华，1996，综合）

辽河群同位素年龄有：高家峪组上部变粒岩的 Rb-Sr 等时线年龄为 1.892 Ga。里尔峪组 Rb-Sr 等时线年龄为 2.39 ±0.1 Ga，Pb-Pb 等时线年龄为 2.11 ±0.06 Ga，Sm-Nd 等时线年龄为 2.31 ±0.1 Ca。花岗岩中锆石 U-Pb 上交点年龄达 2.142 ±0.005 Ga，斜长角闪岩的钕亏损地幔模式年龄（TDM）为 2.46 ~ 2.75 Ca，花岗岩的钕亏损地幔模式年龄（TDM）为 2.36 ~ 2.53 Ga（王集源等，1984；张秋生，1988；孙敏等，1996）。数据反映了由下而上自 2.3 ~ 1.9 Ga 的递减序列，它们基本可以代表辽河群的沉积年龄，其中有的数据也可能反映早期埋深条件下发生的变质重结晶年龄。

从新元古代开始，伴随地壳的升降运动，在广大地区接受了震旦纪、寒武纪、奥陶纪、石炭纪和二叠纪的沉积物，它们之间多为整合或平行不整合接触，产状较为平缓，为稳定的地台型盖层沉积。中生界包括侏罗系和白垩系，主要为盆地火山沉积岩，其岩性为安山质玄武岩、安山岩、英安岩、凝灰岩、凝灰质碎屑沉积岩、泥质粉砂岩和砂质页岩（陈荣度，1984；贾大成，1995）。

二、辽东裂谷

辽东裂谷横亘于北纬 40°20′ ~ 41°20′之间，宽约 60 ~ 70 km，西起盖县向东经宽甸、桓仁进入吉南的集安、临江，然后跨江入朝鲜，全长 300 km 以上。在辽东部分（东经 122°20′ ~ 125°20′）总体作 NEE 向。裂谷基底为太古宙鞍山群构成的古陆（吴福元，1991）。对辽河群下部火山岩和花岗岩的岩石学和地球化学研究表明，其原岩建造相当于一套双峰式火山岩和非造山花岗岩岩石组合，向上是浊积岩系（孙敏等，1996；Condie，1992）。

裂谷北缘断裂位于大石桥—隆昌—草河口—桓仁一线，裂谷南缘以永甸-小洋河-丹东北部深断裂为界，总体 NEE 向延伸。根据岩相建造与构造特征，裂谷在横向上可划分为北缘斜坡、中央凹陷与南缘浅台三个构造岩相区（陈荣度等，1994）。它们都在地表呈由多条 NEE 向剪切断裂及被其限制的 EW 向拉张断裂组合，出现密集（北缘）或断续（南缘）的古元古代辉绿—辉长岩带，航磁图上显示出线性的异常带（王雅山等，1984；杨宏等，1991）。地壳等厚线显示辽东地区出现明显的地壳减薄带。在宽甸与凤城间，区域重力垂向梯度异常表现为负异常背景上的一个轴向近东西的正异常区，可能代表了被中生代以来大规模地壳运动调整后的古元古代地幔隆起的残余片段（戴凤岩，1992）（图3-1）。

综上所述，辽河群的主体呈狭长的带状分布，厚度巨大。辽河群形成之前（2.3 ~ 2.4 Ga）可能曾经存在过类似现代板块规模的壳幔对流作用。由于上地幔的上涌，新太古代末地壳开始拉张，出现了以偏酸性为主的双峰式火山岩，然后是非造山花岗岩浆的侵入，而后是浊积岩系为特征的岩石系列，与元古宙较常见的形成于裂谷系或拗拉槽环境的岩石组合相一致。两侧对称分布的基性岩带与线性航磁异常表现出的边缘深断裂，以及重力场所反映的地幔隆起的痕迹等，显示了裂谷盆地的基本特征。

三、岩浆岩

本区底部出露的花岗质岩石矿物成分及结构构造均一，主要由微斜长石、钠长石及石英组成，常含少量角闪石、黑云母、磁铁矿，后三者定向排列构成条痕状，故常称为

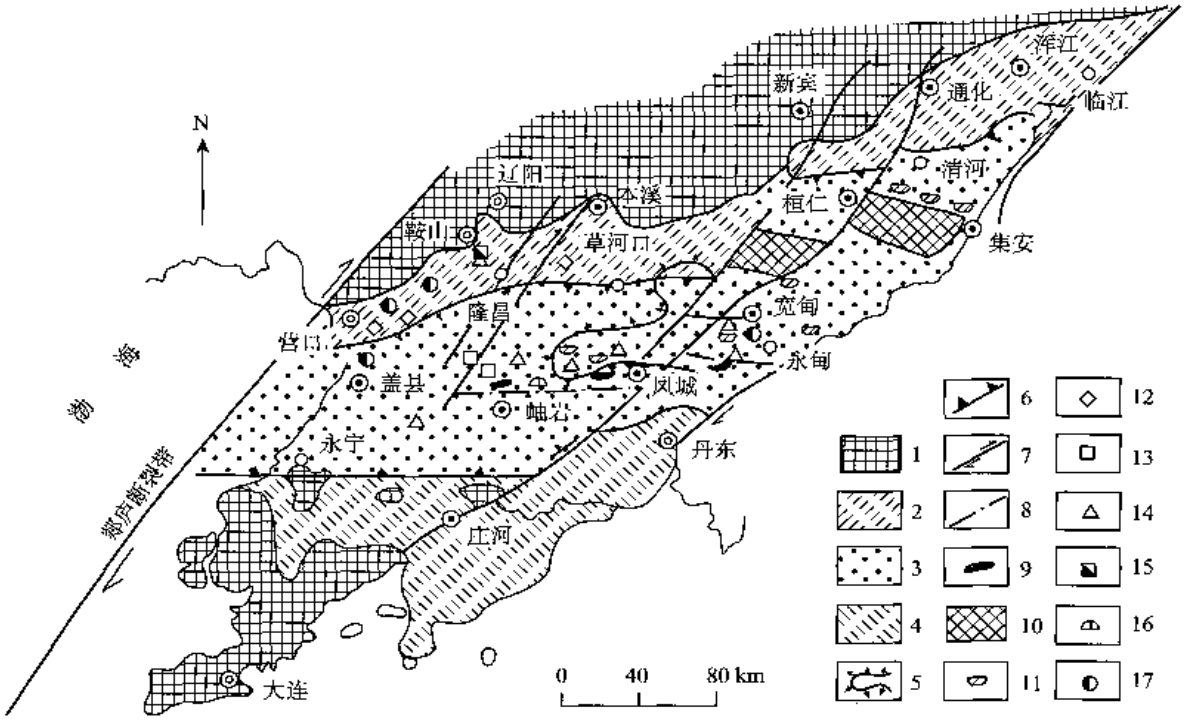


图 3-1　辽东地区古元古代裂谷构造分带及主要矿床分布略图

（据陈荣度等，1994，修改）

1—太古宙古陆；2—北缘斜坡区；3—中央凹陷区；4—南缘浅台区；5—地幔隆起；6—构造带分界线（深断裂带）；7—剪切断裂；8—拉张断裂；9—基性岩；10—推断的隆起；11—硼矿；12—铅锌矿；13—黄铁矿（含铜）；14— 金矿；15—滑石及菱镁矿；16—水镁石；17—海泡石

“条痕状花岗岩”。其化学成分据 14 个分析值平均，SiO_2 为 72.60%，$K_2O + Na_2O$ 为 8.06%，其中 Na_2O 达 4.32%，具有高硅富碱富钠的特征，并富含硼质高达 500×10^{-6}（李庆森，1980；陈荣度等，1994）。

辽东地区元古宙岩浆岩除含硼岩系火山岩外，还有中基性-超基性小岩体和花岗岩类。

含硼岩系中的浅（变）粒岩原岩为富硼富钠质中偏酸性熔岩及其凝灰岩，斜长角闪岩部分为拉斑玄武岩，部分为碱性玄武岩。沿裂谷边缘断裂带发育着密集的变质辉长-辉绿岩岩脉（床）与岩株。这些基性岩体与该处大石桥组大理岩中的枕状基性熔岩具有相同的物质成分，是同时、同源的（王雅山等，1984；杨宏等，1991）。

此外，中生代花岗岩类在该区广泛出露（倪培，1991）。几乎所有水镁石矿床边部都有花岗岩类岩体的出现。大型菱镁矿、滑石和硼矿床的形成则与印支期-燕山期花岗岩关系不大（陈从喜等，2000）。

四、变质作用

本区地层遭受 3 期构造变形和中压区域动力热流变质作用，变质岩相为绿片岩相—低角闪岩相。北缘斜坡区岩石变质达绿片岩相，自北而南可以分为黑云母带与石榴子石带。中央凹陷区是变质作用最强的地区，出现了绿帘角闪岩相的蓝晶石带与十字石带，向南、

北外缘依次递变为高绿片岩相的石榴子石带和低绿片岩相的黑云母带。南缘浅台区褶皱较开阔，变质作用为绿片岩相。自南向北出现黑云母带、石榴子石带，与中央相区构成变质递进带（胡国巍等，1992，1994；李三忠，1996；邵建波等，1993；肖成信，1993；修群业，1993；王天武等，1995，1996；Liu J. L. , et al. , 1997；Turner F. J. and Weiss L. E. , 1963）（图 3-2）。

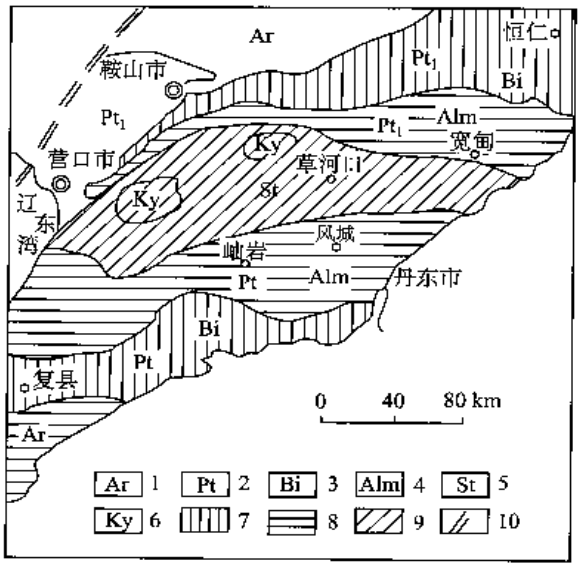


图 3-2　辽东古元古代变质带分布示意图

（据陈荣度等，1994）

1—太古宇；2—古元古界；3—黑云母带；4—铁铝榴石带；5—十字石砂线石带；6—蓝晶石带；7—低绿片岩相；8—高绿片岩相；9—低角闪岩相；10—古郯庐断裂带

根据辽河群变质岩中的黑云母-石榴子石、斜长石-角闪石、白云石-方解石共生矿物对，通过矿物分配地质温度计、温压格子分析及矿物共生组合分析，确定辽河群各变质相带温压条件（表 3-2）：低绿片岩相（黑云母带）400 ~ 500℃，0.2 ~ 0.3 GPa；高绿片岩相（铁铝榴石带）500 ~ 600℃，0.3 ~ 0.4 GPa；低角闪岩相（十字石带、蓝晶石带）600 ~ 700℃，0.4 ~ 0.6 GPa（吴春林等，1995；赵国春，1995；Andreasson P. G. and Dallweyer R. D. , 1988；Tomperson A. B. and England P. C. , 1984；Vernon R. H. , 1987）。

根据辽河群变质和变形作用演化史和地质温度计及上下相邻层位的高铝矿物多形变体的综合分析（刘福来等，1995；游振东等，1991；张国伟等，1996；钟宏等，1993；赵国春，1995；周高志等，1996；Andreasson P. G. and Dallweyer R. D. , 1988；Muni I. A. , 1990；Brown M. , 1993；Sharp Z. D. et al. , 1993），确定本区辽河群的 *PTt-D* 轨迹（图 3-3）。其 PTt 轨迹为逆时针形式（卢良兆等，1996）。

图中，M_1 和 D_1 同时，矿物组合属绿片岩相，表明 M_1 之前很长一个阶段陆壳拉张减薄和裂陷槽中表壳岩不断沉积和埋深过程，深度达 8 km 左右，压力增高至 0.2 ~ 0.3 GPa 左右，温度升高到 400 ~ 500℃之间。

M_2 的温压条件在 500 ~ 600℃，0.35 ~ 0.45 GPa 之间。M_1—M_2 为第二阶段，此时构造环境反转，出现压缩构造体制，其间出现两幕重要的区域构造变形作用，包括新沉积的

表 3-2　辽河群各变质相带形成的温压条件

矿物对	变质相带 温压条件	低绿片岩相 （黑云母带）	高绿片岩相 （铁铝榴石带）	低角闪岩相	
				十字石带	蓝晶石带
黑云母-石榴子石	T/℃		600 ~ 620	530 ~ 660	530
	P/GPa		0.2	0.2 ~ 0.6	0.4
斜长石-角闪石	T/℃			580	620
	P/GPa			0.5	0.5
白云石-方解石	T/℃		540 ~ 550		
	P/GPa		0.13 ~ 0.41		
温压格子分析	T/℃	400 ~ 500	500 ~ 600	600 ~ 650	600 ~ 700
	P/GPa	0.2 ~ 0.3	0.3 ~ 0.4	0.4 ~ 0.5	0.5 ~ 0.6
综合分析	T/℃	400 ~ 500	500 ~ 600	600 ~ 650	600 ~ 700
	P/GPa	0.2 ~ 0.3	0.3 ~ 0.4	0.4 ~ 0.5	0.5 ~ 0.6

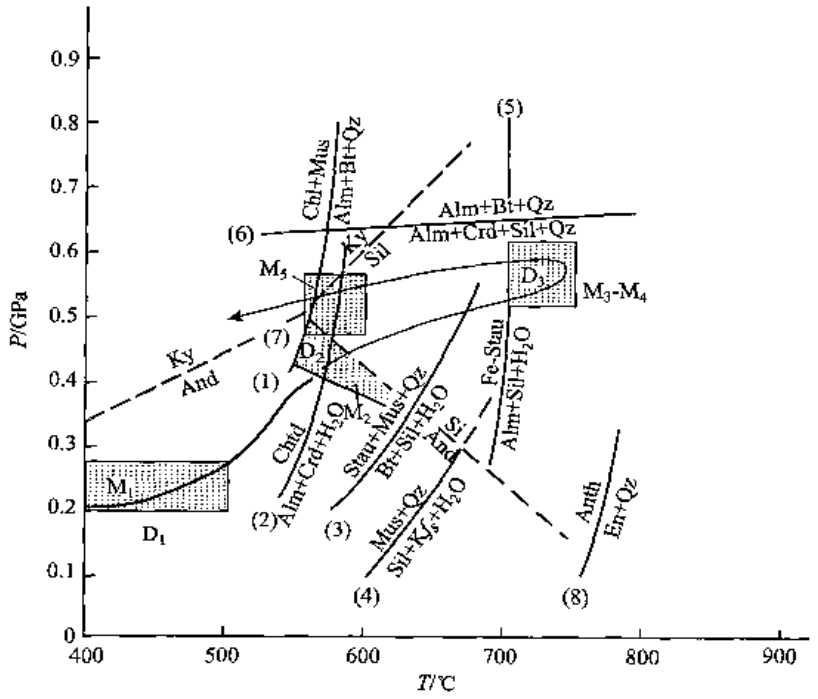


图 3-3　辽东古元古代变质作用 PTt—D 轨迹

（据卢良兆等，1996）

带箭头粗线为 PTt—D 轨迹；方框 M_1—M_5 分别代表第一幕至第五幕变质重结晶作用；

D_1—D_3 代表三幕变形作用

表壳岩系在内的陆壳重新增厚，PTt 迹线坡度相应变陡，这表明压力明显增大（$\Delta P > \Delta T$），但随深度增加，温度亦增高 50 ~ 100℃左右。到晚期构造作用基本停止，此时岩石已处于 15 km 左右深处，压力约 0.4 GPa，温度为 600℃左右，在静态构造环境下，形成一套低压角闪岩相组合。

从 M_2 到 M_3—M_4 为第三阶段，以近等压增温为特征。温度由 550 ~ 600℃ 增高到 700℃，但压力基本不变，说明地热梯度异常升高，结果在较浅部形成低压相系变质作用。本区辽河群下部有大量同变质的花岗质片麻岩存在，也说明它们属于地壳重熔型，这也可作为变质作用主要阶段有花岗质岩浆作用参与的佐证。

M_5 温压条件在 550 ~ 600℃，0.4 ~ 0.5 GPa 之间，从 M_4 到 M_5 为第四阶段，为变质峰期后的近等压冷却过程。

五、区域地质发展史与重大地质事件

纵观辽东区域地质发展过程，有如下几期重大地质事件（表 3-3）：

表 3-3　辽东地区重大地质事件与成矿作用

时　间	重大地质事件	主要地质特征	主要金属、非金属成矿作用
2.8 Ga	鞍山运动	太古宙鞍山群地层发生角闪岩相—麻粒岩相区域变质作用	鞍山式铁矿
2.5 Ga	太古宙结束	大量的钾质花岗岩的侵入	
2.5 ~1.9 Ga	硅铝壳发生局部活化再侵位，辽东裂谷收缩	以富硼钠质火山岩的喷发和钠质火山岩为基底的硅铝壳发生了局部活化再侵位；同时辽东裂谷收缩，沉积了巨厚的碳酸盐岩	层状硫铁矿（铜矿）、硼矿火山-沉积成矿、菱镁矿蒸发沉积成矿
1.9 Ga ±	吕梁运动	古元古代堆积物遭受了绿帘角闪岩相-角闪岩相区域变质及变形作用的改造	形成沉积变质菱镁矿，热液交代滑石矿、硼矿、蛇纹石、透辉石和透闪石等矿床；层状铅锌矿在区域变质变形中被改造成似层状、角砾状矿体
1.8 ~1.7 Ga	辽东地区裂谷闭合	伴随北部地区辉长岩的侵入，西南地区磨拉石建造的堆积和环斑花岗岩的侵入，辽东裂谷的结束和辽东古陆的最后形成	
中元古代—古生代	辽东地块活化	中元古代-古生代，本区在原东西向构造基础上活化，形成中元古代凹陷	
中生代	环太平洋构造-岩浆活动的叠加	上升遭受剥蚀；同时环太平洋构造-岩浆活动的叠加，发育 NNE—NE 向断裂和火山沉积物	富镁质碳酸盐岩蚀变成块状水镁石
新生代	地幔热柱活动	继承中生代构造格局，并发生大面积玄武岩溢流	

1）2.8 Ga 时期，鞍山运动。太古宙鞍山群发生较高级的（角闪岩相-麻粒岩相）区域变质作用，这也是本区古老层状岩系划归太古宙地层的基本依据。

2）2.5 Ga，重大地质事件以大量的钾质花岗岩的侵入为标志，也是元古宙与太古宙的分界。但由于本区缺失 2.8 ~ 2.5 Ga 的地层，证据尚不充分。这种情况与乌克兰地盾中缺失 2.8 ~ 2.5 Ga 的堆积物有些类似（张秋生，1988）。

3）2.1 Ga，以富硼钠质火山岩的喷发和钠质火山岩为基底的硅铝壳发生局部活化再

侵位（浅色花岗岩）为特征；同时稍晚表现为裂谷的收缩，形成了北缘碳酸盐潮坪和一些陆缘蒸发盆地，沉积了巨厚的富镁质碳酸盐岩。

古元古代早期，华北地台处于拉张阶段（李江海等，1998），辽东地区则发生大陆-陆间型裂谷运动（陈荣度等，1984，1994）。在裂谷早期拉张裂陷阶段，中央凹陷区在富硼、富钠质中偏酸性岩浆喷发的间歇期形成了火山-沉积型硼矿，它们与富镁碳酸盐矿物一起富集于含硼岩系的下部。同时，在北缘斜坡区发育有与酸性凝灰物质有关的层状硫铁矿（铜矿）床（张秋生，1988；郝贵先等，1990；Yang Z. S. et al.，1988；Wang A. J.，et al.，1998）；中央凹陷区堆积的陆源碎屑岩-火山碎屑岩-碳酸盐岩组合中有层状铅锌矿形成，矿体与凝灰岩共生（张秋生，1988；蒋少涌等，1991；郭进京，1993；金顿镐等，1993）。在裂谷发育晚期堆积的潮坪-蒸发相镁质碳酸盐岩建造（大石桥组三段）中含有巨厚的菱镁矿（陈荣度等，1994；冯本智等，1995）。

4）1.9 Ga 时期，发生吕梁运动。这次重大事件不仅使早元古代堆积物遭受了绿帘角闪岩相-角闪岩相区域变质及变形作用的改造，而且变形作用还具有塑流变形-塑性变形-脆性变形，这一造山期变形构造演化系列的特点。

吕梁运动对上述沉积的火山岩-碳酸盐岩建造和矿物进行改造，形成了菱镁矿、滑石矿、硼矿、水镁石矿、蛇纹石、透辉石和透闪石等矿床（张秋生，1988；孙明希等，1990；陈从喜等，1998）；层状铅锌矿在区域变质变形中被改造成似层状、角砾状矿体（孟庆润等，1995；商翎，1987；申永治，1995；秦松贤等，1994，1995）。

5）1.8～1.7 Ga 时期，辽东地区裂谷闭合。主要特征是伴随北部地区辉长岩的侵入，西南地区磨拉石建造的堆积和环斑花岗岩的侵入为标志，表明辽东裂谷的结束和辽东古陆的最后形成。

6）中元古代—古生代，本区在原东西向构造基础上活化，形成中元古代凹陷。

7）中生代，本区上升遭受剥蚀；同时开始了环太平洋构造-岩浆活动的叠加，发育 NNE—NE 向断裂和中酸性火山沉积物。在燕山期的构造-岩浆活动中，辽东地区还产有重要的金矿床，如五龙金矿、陨子金矿、分水金矿、白云金矿等（戴立军等，1990；倪培，1991；王有维，1993；王文清等，1993；赵彦明等，1993；刘永胜，1996）。非金属矿成矿作用表现为近花岗岩处富镁质碳酸盐岩建造蚀变成水镁石。

8）新生代，继承中生代构造格局，构造线方向为 NNE—NE 向。地幔热柱活动，形成大面积溢流玄武岩。

第二节　主要控矿因素

辽东地区古元古代变质岩系富镁质碳酸盐岩建造中产出有大型菱镁矿、滑石矿床以及蛇纹石、透辉石、透闪石等矿床，这些非金属矿床的成矿作用受大地构造、含矿建造、岩相古地理、成矿物质来源、成矿构造、成矿流体等因素的控制。

一、大地构造

辽东地区古元古代变质岩系及产于其中的镁质非金属矿床受辽东裂谷的控制。太古宙末至古元古代，地球曾发生过较为明显的拉张和裂陷。同样，古元古代辽东地区也处于拉

张裂陷。在古元古代里尔峪期，裂谷早期裂陷，在中央凹陷带沉积了辽河群里尔峪组的含硼火山岩系（含硼岩系），在火山沉积岩系中产有大型-特大型硼矿床。里尔峪组以富硼的变粒岩、浅粒岩为主要岩石，原岩为含火山物质的碎屑岩。含硼岩系的原岩为一套海底火山喷发岩、粘土岩及镁质碳酸盐岩沉积建造。在中央凹陷带沉降中心，海底火山活动频繁，形成的含硼变质火山岩中硼含量可高出同类火山岩硼含量的数十倍至数百倍，为尔后硼矿床的形成提供了物质来源，并使硼矿床集中赋存于一定的层位和区域。在里尔峪期沉积后期，沉积盆地向沉降中心退缩，集中于营口—宽甸一带，并演化成潟湖蒸发环境，为硼矿床大规模聚集提供了适宜的环境。而在盆地斜坡带沉降幅度较小，缺失含硼层位，火山活动较弱，来自深部的硼物质贫乏，没有重要的硼矿床。因此，辽东硼矿床受辽东裂谷中央凹陷带控制。

大石桥期，在辽东裂谷北缘斜坡带发育晚期堆积的潮坪相碳酸盐岩和潟湖相富镁质碳酸盐岩建造，主要是在大石桥组三段中产有巨厚的菱镁矿。辽东裂谷北缘斜坡带控制了菱镁矿大量聚集成矿。

古元古代晚期至中元古代，裂谷闭合，发生后期变质、变形作用以及中生代构造-岩浆活动，在构造-流体成矿作用下交代成滑石矿床。

总之，辽东裂谷这一特定的构造环境控制了辽河群的沉积和区域变质作用，由此控制了与裂谷沉积有关的菱镁矿和与区域变质热液交代有关的滑石矿床的成矿作用。

二、含矿建造

富镁质碳酸盐岩建造是包括大型超大型菱镁矿床和硼矿床的含矿建造。根据岩石组合、矿床类型、建造层位和分布区域的不同，将其分为两个含矿亚建造，分别称之为里尔峪组含硼镁质碳酸盐岩亚建造和大石桥组镁质碳酸盐岩亚建造。

里尔峪组含矿亚建造产于辽东裂谷的中央凹陷区，广泛分布于辽宁省营口、凤城、宽甸等地。其上覆岩系为古元古界辽河群高家峪组的炭质板岩、石墨透闪变粒岩，下伏岩系为辽吉花岗岩。里尔峪组含矿亚建造由白云石大理岩、变粒岩、浅粒岩和斜长角闪岩组成，厚 800 m。以出现大量变质镁质碳酸盐岩夹含硼变粒岩为特征，因此称为“含硼岩系”。含硼岩系内各类变质岩的原岩类型主要为：流纹英安岩、英安流纹岩、拉斑玄武岩、白云岩、泥质白云岩。其原岩建造为一套以中偏酸性火山岩为主，夹基性火山岩和镁质碳酸盐岩的海相火山-沉积建造。

含硼岩系可分为四层。其中第三层赋存有大规模的硼矿床，以及与之伴生的蛇纹石、菱镁矿、滑石、水镁石矿床。据统计，辽东地区目前所发现的近 100 处硼矿床（点）无一例外地分布在含硼岩系中的富镁质碳酸盐岩建造内。硼矿床的容矿岩石均为富镁碳酸盐岩，其厚度与矿体厚度及亚建造的厚度成正比。从区域上看，该含矿亚建造厚度变化较大，但层位和岩相均较稳定，不同地区的岩性段基本可以对比，如营口后仙峪、凤城翁泉沟、宽甸杨木杆等地（图 3-4）。

营口后仙峪含硼岩系以距后仙峪硼矿区约 1500 m 的松蛇子剖面为代表，厚度 > 400 m。自上而下分为：四段：块状-条纹状磁铁微斜长石浅粒岩、变粒岩夹电英岩、磁铁石英岩，厚 >148 m。三段：电气微斜变粒岩、黑云微斜变粒岩夹电英岩、富镁碳酸盐岩、镁橄榄石岩，厚 153 m。二段：黑云钠长变粒岩、浅粒岩夹电气钠长浅粒岩、电英岩，厚

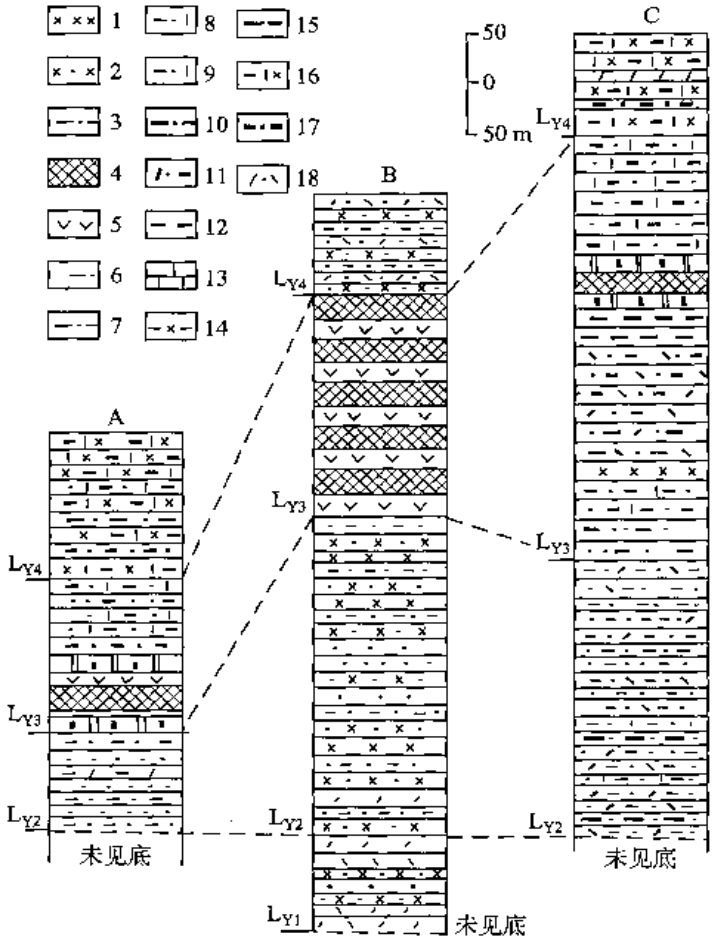


图 3-4　辽东各成矿盆地含硼岩系柱状剖面对比图

（据冯本智等，1998）

A—营口地区；B—凤城地区；C—宽甸地区

1—斜长角闪岩；2—钠长浅粒岩；3—黑云变粒岩；4—硼矿层；5—硅镁石岩或镁橄榄石岩；6—黑云二长变粒岩；7—电气变粒岩；8—黑云微斜长石变粒岩；9—电气微斜长石变粒岩；10—电气黑云微斜长石变粒岩；11—电气二长变粒岩；12—电气石岩；13—含硼富镁大理岩；14—黑云微斜长石变粒岩；15—电英岩；16—磁铁微斜长石变粒岩；17—磁铁石英岩；18—角闪变粒岩

度 > 102 m。一段因断层破坏而没有出露。

凤城翁泉沟含硼岩系，总厚度 > 800 m。自上而下可分为四个岩段。四段：角闪变粒岩与钠长浅粒岩，厚度 > 100.9 m。三段：蛇纹岩与硼镁铁矿互层，厚度 220.5 m。二段：钠长浅粒岩与黑云变粒岩互层夹斜长角闪岩，厚度 321.8 m。斜长角闪岩夹钠长浅粒岩，厚度 > 118.6 m。下伏条痕状或片麻状钾长花岗岩，与上述岩石呈侵入接触关系。

宽甸杨木杆子含硼岩系以杨木杆子矿区至其东南的杨林剖面为代表，岩系厚度约 800 m。四段：磁铁微斜长石浅粒岩，厚度 > 118.6 m 。三段：电气微斜长石变粒岩、电气黑云微斜长石变粒岩夹斜长角闪岩、含硼富镁大理岩，厚度 422.0 m。二段：黑云二长变粒岩夹黑云微斜长石变粒岩、电气变粒，厚度 > 280.0 m 。底部因受花岗岩破坏，未见一段岩层。

由此可以看出，含硼岩系厚度变化较大，但岩性基本稳定，可以对比。其中，第三段为硼矿赋矿层位（冯本智等，1998）。

镁质碳酸盐岩建造的厚度、岩石类型以及 MgO/CaO 比和 SiO_2 含量等对菱镁矿和滑石的成矿起着重要的控制作用。

菱镁矿矿床的厚度和规模与富镁质碳酸盐岩的发育程度有关。一般大石桥组三段地层厚度大时，富镁质碳酸盐岩建造厚度也大，菱镁矿和滑石矿体的厚度也增大；反之，则减小。大石桥组三段地层及其中碳酸盐岩厚度变化较大。据区测资料，英洛-草河口-太平哨复向斜北翼平均地层厚度 1676.2 m，最大厚度 3569.2 m，最大厚度集中于海城-营口一带，与圣水寺、青山怀、铧子峪、下房身等地产出的大型菱镁矿矿床相吻合。虎皮峪-红石砬子复背斜北翼平均地层厚度 423.6 m，碳酸盐岩厚度 279.2 m，最大厚度位于岫岩王家堡子一带。滑石的矿化范围和矿床规模同样受富镁质碳酸盐岩的控制，滑石矿床与菱镁矿矿床同处一成矿带，主要集中于辽东裂谷的北缘。

大石桥组三段岩石类型主要有镁质碳酸盐岩（菱镁矿、菱镁矿大理岩、白云石大理岩）、钙质碳酸盐岩、泥砂、泥灰质岩石（片岩、变粒岩、透闪岩为主）。根据岩石组合和分布特点，大石桥组三段可划分出 4 个岩石类型自然组合：①白云石大理岩、菱镁矿大理岩、菱镁矿夹大理岩、千枚岩薄层；②大理岩夹白云石质大理岩及片岩；③透闪岩夹大理岩、片岩；④片岩、变粒岩夹大理岩。各岩石类型自然组合在区域上分布有一定的规律性，与古岩相（见下文）相一致，并互为过渡关系。菱镁矿的直接围岩均为菱镁矿大理岩、白云石大理岩，菱镁矿矿床严格受岩石组合①的控制，菱镁矿大理岩和白云石大理岩是菱镁矿的宏观标志。滑石矿床也同样受受岩石组合①的控制，其空间分布与菱镁矿大理岩和白云石大理岩具有相依关系，也与菱镁矿处于同一含矿层位中。

菱镁矿矿石矿物主要为菱镁矿，有时还有少量水镁石；脉石矿物为白云石、滑石、蛋白石、石英、斜绿泥石、黄铁矿、黄铜矿和赤铁矿等。滑石矿石矿物为滑石，脉石矿物多为菱镁矿和白云石。此外，还有少量石英、磷灰石、黄铁矿等，偶含微量透闪石、金红石、电气石、金云母、海泡石、石墨和斜绿泥石等。可以看出，滑石矿石及夹石或顶底板围岩中很少见方解石，说明滑石成矿并没有明显的脱钙作用。

三、岩相古地理

古元古代里尔峪组早期是硼矿形成的早期。在辽东裂谷海槽（一级盆地）中存在有营口、凤城、宽甸与青林的集安 4 个次级火山-沉积断陷盆地（二级盆地）（图 3-5）。古火山活动为成矿盆地带来巨量成矿物质。盆地下陷较深并受同沉积断裂控制。沿成矿盆地中的断裂，分布有与火山活动有关的热泉和喷气孔群（冯本智等，1998）。

岩石中变价铁计算结果，Fe_2O_3/FeO 比率较大，表明含硼岩系沉积于氧化环境，Eh 值应大于 1，同时反映水体很浅（Barley M. E. et al.，1979）。镁质碳酸盐大都形成于 1～3 m 浅水潮间带或潮上带，反映碳酸盐岩沉积期时为浅水条件。含硼岩系底部磁铁矿-微斜长石岩具有高 K_2O 和 Fe_2O_3/FeO 比值，从岩石矿物学和地球化学特征推测它们可能是红层变质的产物（Peng Q. M. and Palmer M. R.，1995）。因此古沉积环境可能为裂谷早期干旱气候下的红层沉积向滨浅海潟湖相沉积转化的环境（彭齐鸣等，1994，1999；Gresens R. L.，1978；Higgins M. D. and Shaw D. M.，1984；Hutchison R. W. and Engels S. G.，

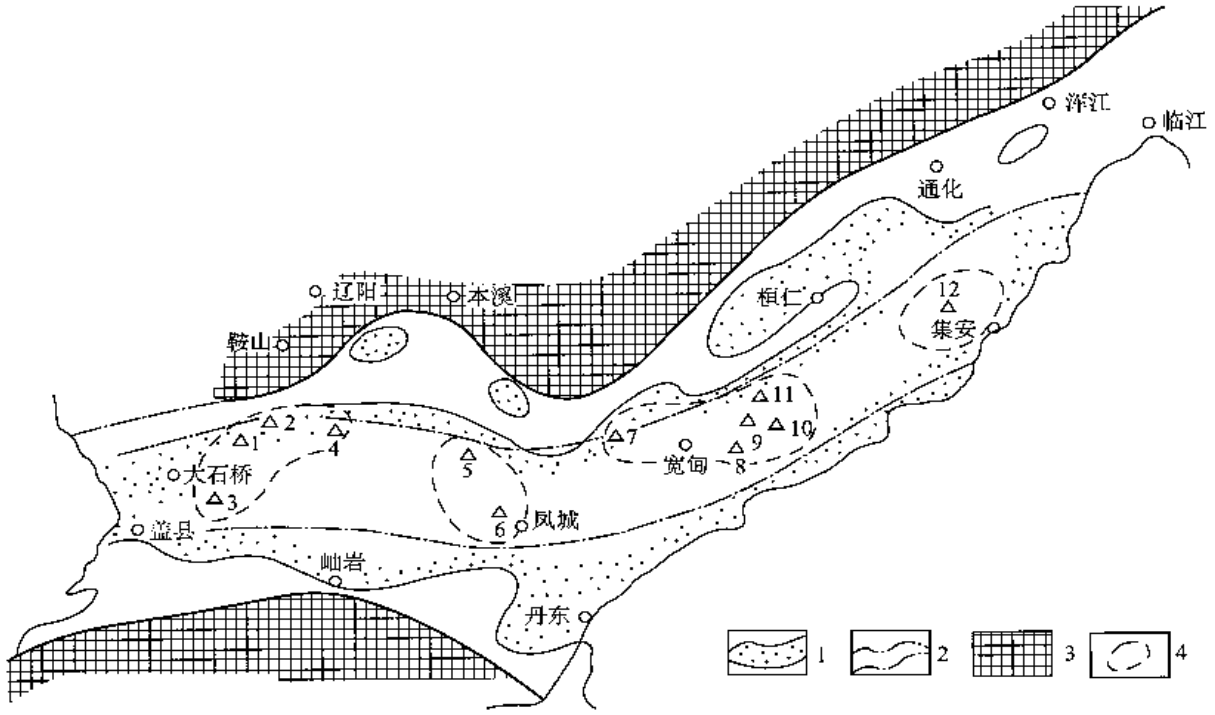


图 3-5　里尔峪期沉积期岩相古地理略图

（据姜春潮等，1987，修改）

1—里尔峪组沉积；2—深断裂带及硼矿床分布带；3—太古宙基底；4—含硼二级盆地。硼矿床及编号：1—营口大台沟；2—辽阳诺葛岭；3—营口后仙峪；4—辽阳生铁岭；5—凤城翁泉沟；6—凤城二台子；7—凤城边沟；8—宽甸红石砬子；9—宽甸砖庙；10—宽甸杨木杆；11—宽甸五道岭；12—集安高台沟

1970）。该地广泛发育的层状电气石岩显示了蒸发环境（Slack J. F. et al.，1993，1996）

含硼岩系中富镁碳酸盐岩层、透镜体的存在，以及矿层中白云石、菱镁矿的大量出现，指示海水一度为碱性，pH 值达 9，说明盆地中保持碱性介质环境是形成镁硼酸盐有利的条件（黄镇福，1992）。此外，由矿石的成分来看，成矿盆地海水中富含 B、Fe、Mg、Si、K、Na 以及 CO_2、SO_4^{2-}、F^-、Cl^- 等组分，表明盆地沉积期海水的盐度较正常者为高，是一种成分相当硫酸盐-硼酸盐型的热卤水盆地。据含硼岩系中含矿镁质大理岩的氧同位素 $\delta^{18}O_{(SMOW)}$ 为 +9.1‰ ~ +21.5‰，估算含硼成矿盆地的古海水温度约在 60℃ 以上（冯本智等，1999）。硼同位素分析结果表明其为非海相的海相蒸发岩系（Harder. H，1970；肖荣阁等，1999）。

综上所述，认为里尔峪组含硼岩系沉积期属裂谷早期构造环境，为干旱气候下的红层沉积，随着裂谷的打开，火山活动比较频繁，初期以碱性玄武岩喷溢为主，中后期则以中酸性火山岩和流纹质岩石为主的双峰式火山岩，并携带大量的硼镁质。由于当时气候干旱，在海相浅水的环境下，蒸发使海水浓缩，盐度增高。在此蒸发环境中，富硼热水补给，沉积富镁碳酸盐和硼酸盐。

古元古代大石桥期，菱镁矿沉积成矿作用受岩相古地理控制。古元古代时，辽东裂谷盆地东西长 300 km，南北宽 100 km（陈荣度等，1984，1994）。古地磁研究（姜春潮等，1987），表明大石桥组处于古纬度较低（北纬 17° ~28°）的干旱的热带或亚热带环境。盆

地沉降中心分布于主断裂北侧的虎皮峪—红石砬子一带。其北侧为斜坡带，向南逐渐加深。根据岩石类型、矿物组合、CaO、MgO 等地球化学指标，将大石桥期含矿建造沉积相由北而南划分为滨岸碎屑岩相→闭塞台地相→沿岸滩坝相→半闭塞台地相→开阔台地相（董清水等，1996）（图 3-6）。其中，菱镁矿产于闭塞台地相-潟湖相，形成于平均低潮线以下的沉积区，其沉积环境可能代表古陆边缘的潟湖，为蒸发环境。

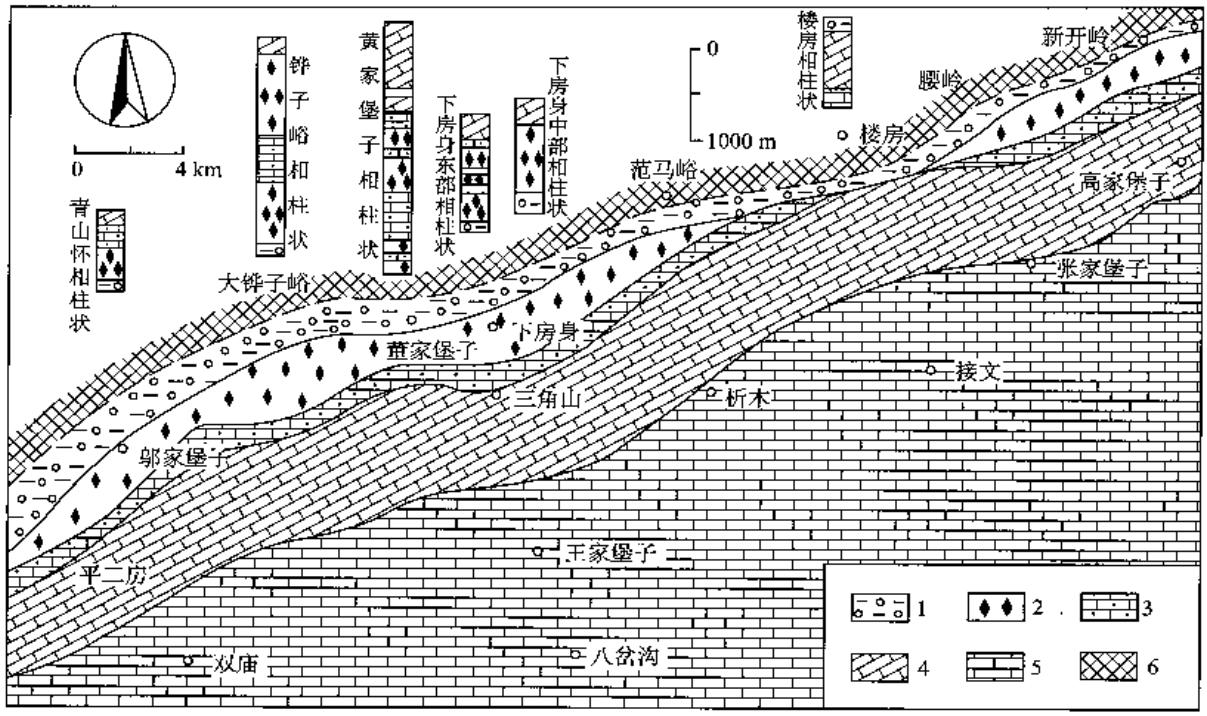


图 3-6　辽东古元古代大石桥期岩相古地理分布略图

（据董清水等，1996）

1—滨岩碎屑岩相；2—潟湖相；3—沿岩滩坝相；4—闭塞台地相；5—浅海槽盆相；6—古陆

前人已发现菱镁矿矿层中有大量变余的沉积组构，如变余的层理、层纹、斜层理、豆状、结核状、波痕、雹痕、滑塌构造等（冯本智等，1995）。作者最近在野外工作中，除观察到上述地质现象外，还在大石桥附近的大岭菱镁矿采场发现菱镁矿矿层附近所夹的灰黄绿色泥质碳酸盐岩共生有 40～50 cm 厚的透镜状石膏夹层。其中石膏和硬石膏均为结晶矿物，含量可达 60% 以上。矿石裂隙中还有 2～5 cm 厚的白色纤维石膏（图 3-7）。采样后分析，石膏硫同位素 $\delta^{34}S_{VCDT}$（‰）为 23.9～26.5。石膏产状、矿物组合和硫同位素等特征说明这种石膏不是火山热液成因的石膏，而是海相沉积蒸发岩系的标志。

大石桥菱镁矿大理岩中发现有大量叠层石（图 3-8），这说明菱镁矿沉积时有生物的参与。另一方面也说明当时气候温暖，海水干净。现代叠层石研究认为，藻类一般形成方解石和白云石，很难形成菱镁矿；但是现代沉积环境与古代是有差别的。元古宙全球海水富镁和大气缺氧并富集 CO_2（涂光炽，1996），有利于形成菱镁矿。当初海水中 Mg^{2+} 普遍较高，起初叠层石吸收 Ca^{2+}、Mg^{2+} 形成白云石，海水中 Ca^{2+} 减少，而 Mg^{2+} 相对增高，这时叠层石也可吸收 Mg^{2+} 积聚形成菱镁矿。

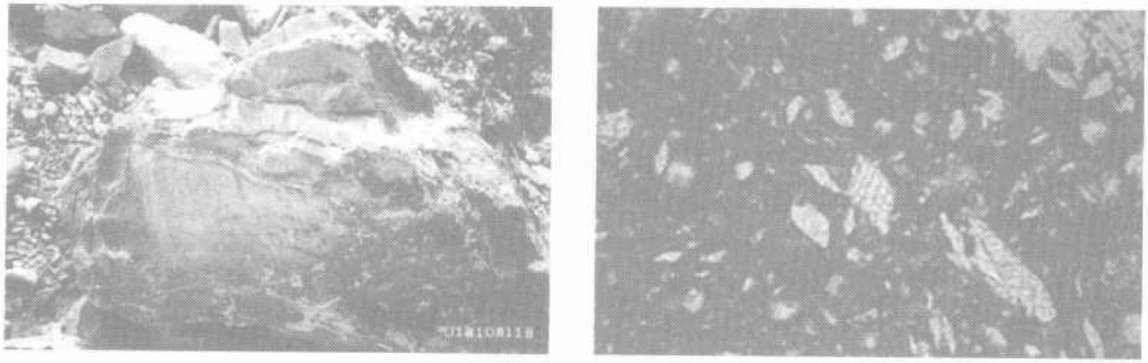


图 3-7　辽东古元古代大石桥组菱镁矿共生石膏标本及显微镜下矿物组合特征

左—石膏标本；右—显微镜下石膏矿物与白云石共生

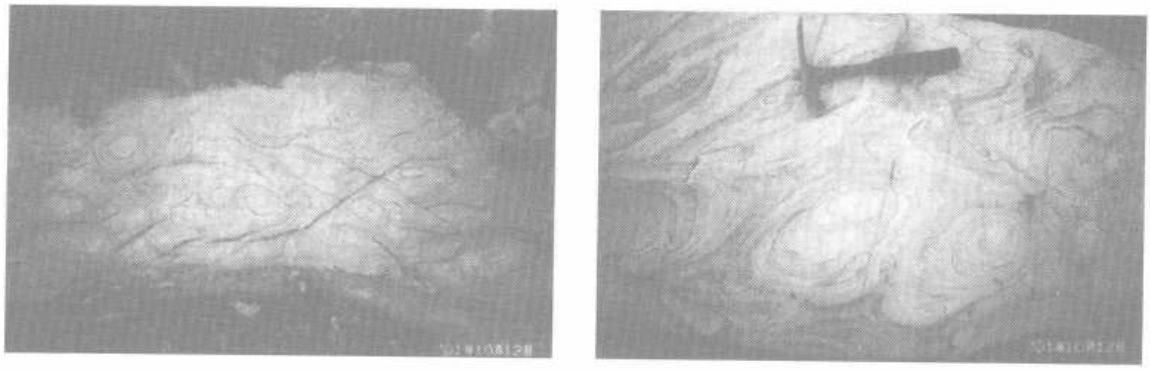


图 3-8　辽东古元古代大石桥组菱镁矿大理岩中叠层石

四、成矿构造

辽东地区镁质非金属矿床的成矿构造主要有褶皱构造和断裂构造。

褶皱构造的控矿作用表现在：褶皱构造是与一定的构造变形密切相关的，这种构造变形为成矿物质的运移提供了动力；褶皱构造的滑脱带和层间构造带为矿质聚集提供了空间场所；褶皱构造的向斜核部和倒转向斜的下翼为矿体的保存而不被剥蚀破坏提供了条件。

辽东的镁质非金属矿床，大多数受吕梁运动形成的 EW 向褶皱控制，并赋存于 EW 向褶皱的复背斜、背斜的倒转翼、陡翼，以及复背斜轴部次一级向斜翼部的陡倾地段。与成矿关系密切和规模比较大的褶皱构造有虎皮峪-翁泉沟-红石砬子复背斜（如后仙峪硼镁石矿床）、太平哨-草河口复向斜（如砖庙硼镁石矿床）、英落-草河口复向斜（如范马-水泉滑石矿床）、二户来-清河复背斜（如高台沟硼矿床）等（胡国巍，1992；刘敬党，1996；吕宗凯等，1984，1985；秦松贤，1994，1995）。

吕梁运动不仅产生了区域变质和混合岩化，而且把辽河群（宽甸群）中矿源层在区域变质-混合岩化阶段所形成的含矿热液，顺层吸入到层间剪切运动强烈的褶皱翼部低压空间，与顶底板镁质大理岩发生交代，形成沉积变质再造硼、滑石、蛇纹石等矿床。由于含矿物质的迁移、富集受层间剪切作用控制而顺层进行，故所形成的矿床仍然赋存于原始沉积的矿源层层位。

研究表明，纵弯褶曲翼部层间（纵向）剪应力强弱，与该翼倾角大小呈正相关关系，当翼部倾角达到90°时，其层间剪应力最大。因此，在区内几个大型硼镁石矿床中，后仙峪、砖庙和杨木杆3个矿床分别赋存于虎皮峪复背斜、砖庙背斜和杨木杆背斜的倒转翼（图3-9），二台子矿床所在的鸡冠山背斜虽然没有倒转，但矿床分布地段地层倾角也达65°~75°（图3-10），而这些复背斜、背斜的正常翼或地层倾角平缓部位，至今尚未发现工业矿体。翁泉沟EW向复背斜轴部中次一级向斜的特大型磁铁矿-硼镁石矿床，也主要赋存于向斜翼部倾角急陡部位。而含磁铁矿-硼镁石型高台沟矿床，由于原始沉积条件较差，褶皱又较平缓而无大型矿床。本区海城-大石桥一带的大型和超大型菱镁矿-滑石矿床、北瓦沟地区的蛇纹石（岫岩玉）矿床也主要赋存在这些褶皱的有利部位。

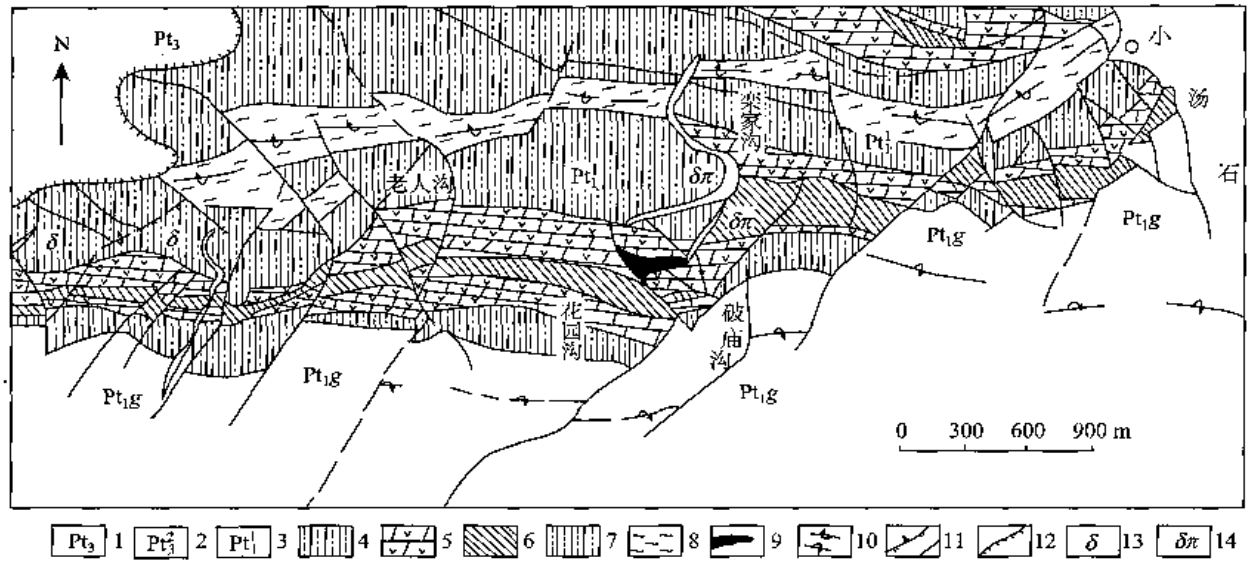


图3-9 宽甸砖庙矿床地质图

（据王培君等，1991）

1—新元古界；2—古元古代高家峪组；3—古元古代里尔峪组；4—浅粒岩；5—蛇纹石化大理岩；6—磁铁浅粒岩、角闪变粒岩；7—透辉变粒岩、黑云变粒岩、钠长变粒岩；8—黑云片麻岩；9—硼矿体；10—倒转背斜、倒转向斜；11—断层；12—不整合界线；13—闪长岩脉；14—闪长斑岩脉

吕梁运动EW向褶皱期间矿源层部分物质已转变为流体，故其复向斜、向斜轴部虽然可能也产生了虚脱空间，但因该部位位置低洼而不利于含矿热液的聚集，所以该时期的EW向复向斜、向斜的轴部（除其中次一级背斜外）没有硼矿床出现；相反，这些虚脱部位为滑石矿体提供了有利空间，如海城范家堡子滑石矿床（图3-11）。厚矿体于低压空间中形成，故其矿石构造与高压区薄矿体的条纹状、条带状构造不同，多呈致密块状、束状、放射状、三角格架状等构造。

断裂构造包括各种断层和裂隙，对许多矿床的形成和分布起着重要的控制作用。辽东镁质非金属矿床的主要的控矿断裂构造有三个方面：沉积期东西向深大断裂带控制了辽东裂谷的沉积和岩相分带，以及成矿流体的通道（图3-1）；变质和构造变形期NE向的区域断裂是形成滑石、蛇纹石等热液矿床的流体通道，而近东西向的层间剪切破碎带是某些大型滑石矿床的控矿构造。

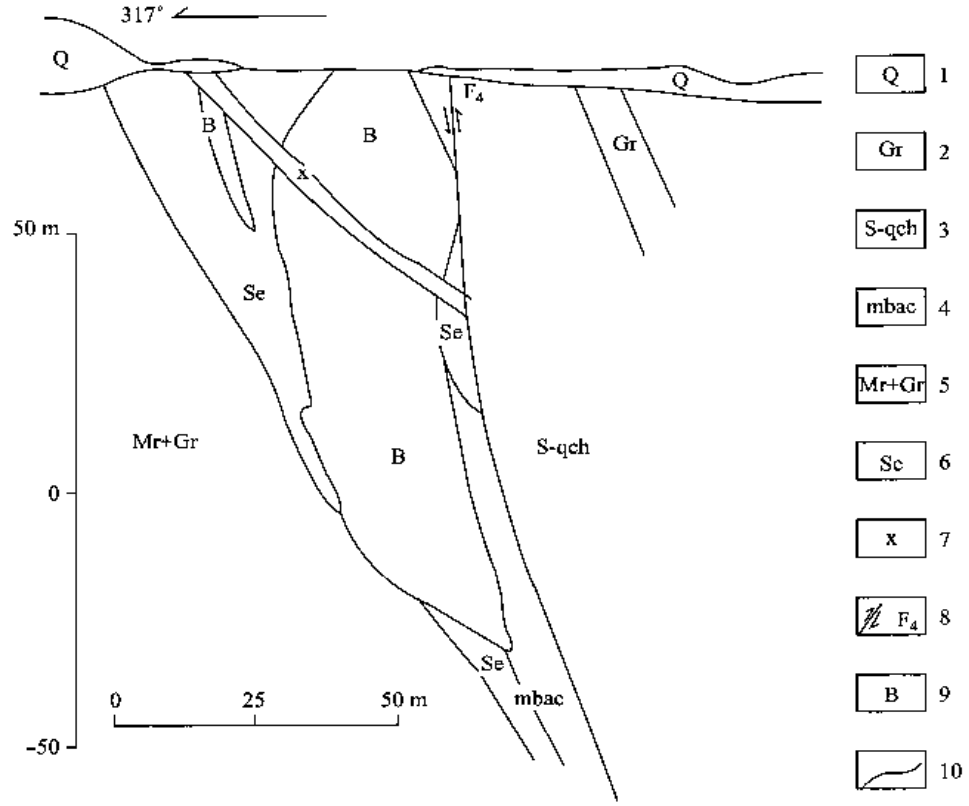


图 3-10　风城二台子硼矿床第 3 号勘探线剖面图

（据王培君等，1991）

1—第四系；里尔峪组；2—浅粒岩；3—绿泥石英片岩；4—蛇纹石化大理岩；5—浅粒岩、混合岩；6—蛇纹岩；7—煌斑岩；8—断层及编号；9—硼矿体；10—地质界线

古元古代硼矿床主要分布于中央凹陷带营口—宽甸一带，其南北分别以深断裂带与南缘浅台、北缘斜坡相连接，即凹陷带夹持于两条断裂带之间，这一特点决定了凹陷带内的火山-沉积建造受深断裂带的控制，后者起了同沉积断裂构造控制的作用。太平哨和草河城重力高夹在两条东西向重力负值带之间，带内正是古元古代裂谷海槽巨厚堆积物的中心部位，硼矿床分布较广，其中大型-超大型硼矿床主要沿深断带分布，表明深断裂带对大型-超大型硼矿床具明显的控制作用（冯本智等，1998）。推测元古宙裂谷带轴部东西向深断裂的形成与活动，导致来自地幔-地壳深部的富硼基性-酸性岩浆的喷发，形成裂谷带内火山-沉积盆地，盆地内沿断裂又可发生硼、镁、铁等的喷流活动，带来巨量的含矿流体，为大型-超大型硼矿床的成矿作用创造了重要条件，这与世界上超大型硼矿床的形成均与深大断裂的活动有关是一致的。

在中央凹陷带中，分布着由次一级的断裂控制的热水成矿盆地，沿此种成矿盆地中的断裂，分布有与火山活动有关的热泉和喷气孔群，由其强烈活动为盆地带来充分的成矿物质，有利于硼、镁、铁矿床及热水沉积岩的形成。

北东向区域断裂是变质构造期主要的断裂，在本区十分发育，它们是变质热液矿床形成的热液通道。许多大型硼矿、滑石、蛇纹石、水镁石矿床都分布在北东向断裂带附近。

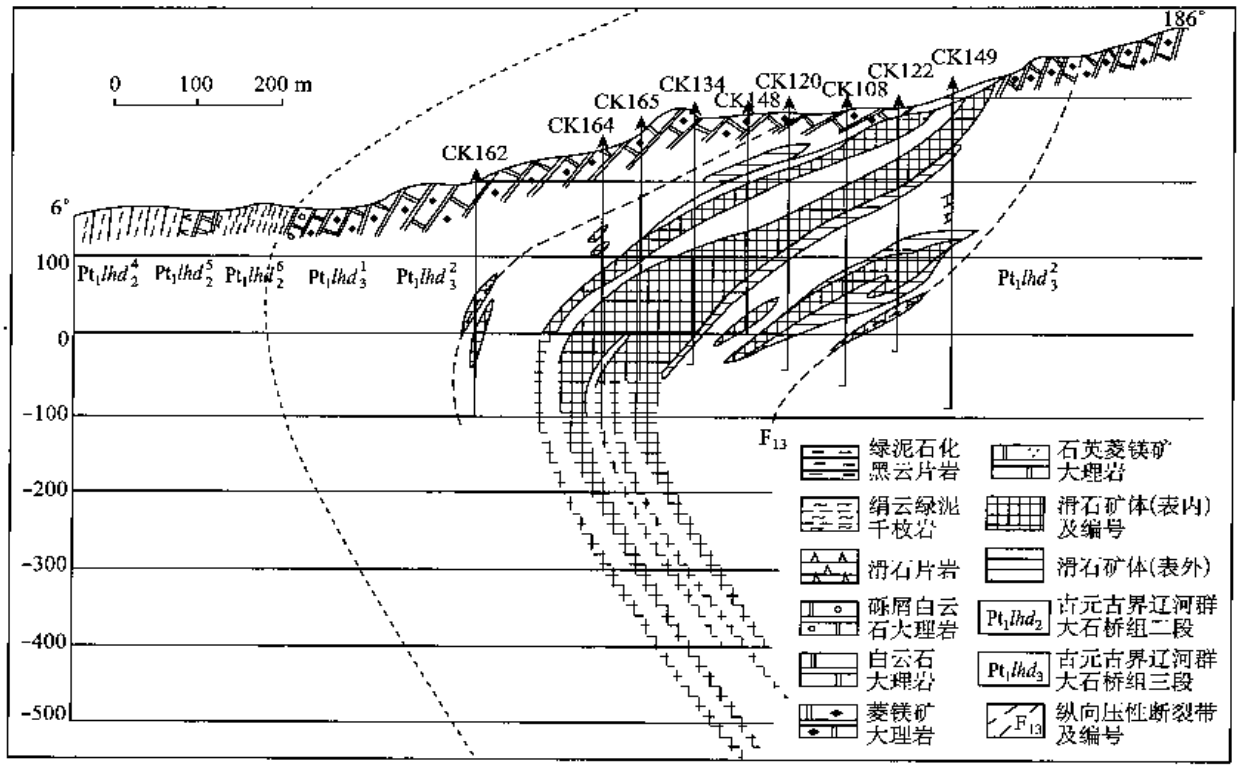


图 3-11　海城范家堡子滑石矿床第 15 勘探线剖面图

（据刘崇德等，1987，修改）

由于含矿物质沿层间剪切作用所形成的虚脱空间或派生的裂隙充填，故硼矿矿体多呈似层状、鞍状、透镜体、台阶状、S 状、反 S 状、羽毛状或条带状产出（图 3-12），矿体的长轴方向与层间剪切方向垂直，枢纽水平的褶皱中矿体长轴方向多呈水平状态。

纵向挤压剪切破碎带对滑石、蛇纹石等热液交代矿床控矿作用最明显。几乎区内所有大型滑石矿床都与纵向挤压剪切破碎带有关，如海城范家堡子滑石矿床、水泉滑石矿床等（姜春潮，1987；李驭亚等，1994；张万魁等，1984）。海城-大石桥滑石矿明显地受三条 NE—NEE 向纵向挤压剪切破碎带控制，形成三条滑石矿带，它们是区域滑石矿床的成矿

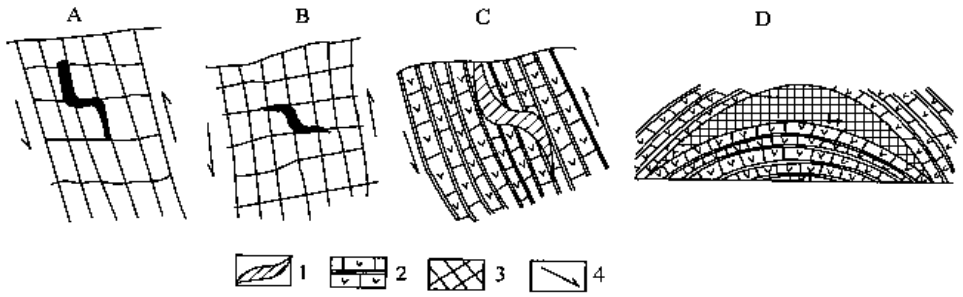


图 3-12　辽东硼矿床中矿体形态示意图

（据王培君等，1991）

砖庙矿区：A—台阶状矿体；B—反 S 状矿体；C—S 状矿体；后仙峪矿区：D—鞍状矿体

1—硼矿体；2—蛇纹石化大理岩；3—剪性断裂；4—剪切方向

构造。与其相交的 NNW—NW 向断裂可能为成矿热液的通道。北带由海城范马经牌楼到铧子峪，以范马滑石矿为代表；中带由范马经麻峪到牌楼，以麻峪-杨家甸为代表；南带主要在大石桥百寨到青山怀，以百寨滑石矿为代表。这是由于区域的偶压应力作用结果而形成的倒“S”形构造型式，形成三条大致平行的纵向逆断层和一系列的同斜褶皱。断裂带内裂隙十分发育，常常由两组共轭扭裂面形成构造压扁体带，且越是构造挤压强烈处滑石越富集，如海城铧子峪菱镁矿区菱镁矿和白云质大理岩挤压破碎带中可见滑石矿化现象（图 3-13）。地表和深部滑石矿体展布方向也反映了矿体主要受 EW 向及 NE 向两组控矿断裂控制，矿体延长呈舒缓波状，而其总体走向又是与 NEE 向主裂面相一致。

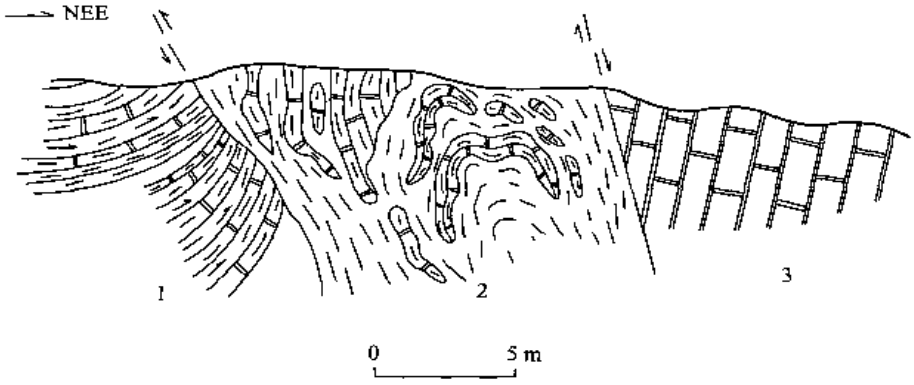


图 3-13　海城铧子峪菱镁矿区菱镁矿采场 115 m 台阶断裂带中滑石矿化素描图
（据 Jiang C. C. et al.，1996）
1—白云质大理岩；2—断裂带及滑石矿化；3—菱镁矿

此外，成矿后构造对已形成的非金属矿床进行了改造。本区在吕梁运动之后，经历了漫长的相对平静期。进入中生代以来，先后受到西伯利亚板块向南不均匀推挤所导生的南北向左行扭动、库拉板块 NNW 向挤压和印度板块 NE 向挤压的作用，前述各种构造又相继复活，从而在这些正向构造核部新的减压空间中，又发生重熔和再生作用，使其中一些变质岩、混合岩在 250 Ma 前进一步演变成花岗岩，并新产生一些 NEE 向构造和 NW—NNW 向构造。

这些构造主要使已形成的镁质非金属矿床发生物理方面的变化，其中 NEE 向构造以逆冲断层和平面 X 型断裂对矿床的影响较为明显，它们对矿床起破坏、断落、抬升、变薄、变厚作用；而 NW—NNW 向构造对矿床的影响，则主要见于后仙峪硼矿床的小褶皱。

同时部分镁质碳酸盐矿物受岩浆热能和大气降水影响，镁质非金属矿床成矿区又新生一些次生矿床，如块状水镁石和纤维状海泡石等，它们主要发生在镁质碳酸盐岩建造的裂隙构造较发育地段，水镁石矿物还与岩浆岩体构造相关联，如徐家台水镁石矿床。

五、成矿地球化学

（一）里尔峪组富镁质碳酸盐岩含硼亚建造地球化学特征

1. 常量元素地球化学

研究区含硼大理岩及硼矿石以富镁为特征（表 3-4），局部可出现较富钙的岩石（仍

以白云石为主），通过对花园沟、栾家沟、杨木杆等硼矿床的硼矿石及含硼蛇纹石化大理岩样品全分析结果进行统计表明：B_2O_3 与 MgO 呈正相关，与 SiO_2、Al_2O_3 和 CaO 呈负相关，其中 B 的富集与岩石中 MgO 的含量关系密切，相关显著。

表 3-4　辽东地区硼矿石、大理岩常量元素分析结果　（w_B/%）

成　分	采　样　地　点				
	花园沟-1	花园沟-2	二人沟	栾家沟-1	栾家沟-2
SiO_2	32.96	27.58	6.29	17.79	1.01
Al_2O_3	6.97	5.09	0.69	0.61	1.43
Fe_2O_3	6.50	9.46	2.78	3.36	0.99
FeO	4.95	4.86	4.11	2.47	0.84
MgO	28.21	32.14	45.63	34.31	33.55
MnO	0.19	0.24	0.32	0.62	0.20
CaO	2.89	2.82	2.65	12.65	18.15
K_2O	2.58	0.28	0.16	0.00	0.003
Na_2O	0.51	0.54	0.66	0.00	0.11
TiO_2	1.00	0.25	0.05	0.022	0.07
P_2O_5	0.12	0.03	0.02	0.029	0.00
B_2O_3	7.97	9.06	36.97	0.51	3.52
Loss	2.74	6.30	0.63	28.54	37.04
Total	97.41	99.65	100.93	100.81	96.91

2. 微量元素地球化学

含矿建造镁质大理岩中几个主要微量元素分布与变粒岩、浅粒岩相似，即 B、Cd、Cs、Sn、Ta 等元素含量较高，其中 B、Cd 含量又显著偏高，二者的含量分别为 362×10^{-6} 和 2.90×10^{-6}，浓集克拉克值 K 值分别为 30.17 和 22.34。对样品的性质和含 B 量的研究表明，含硼岩系镁质大理岩异常高的含硼量与它本身受到不同程度的蛇纹石化有关，完全未受到蛇纹石化的岩石含硼量，比受到一定程度蛇纹石化的岩石要明显低一些。Cs、Sn、Ta 的 K 值分别为 2.38、2.42、2.58。然而 Mo、Pb 的含量特征却与变粒岩、浅粒岩不同，Mo 的含量为 26×10^{-6}，K 值为 2.36，Pb 的含量为 15.63×10^{-6}，略低于克拉克值。其他元素除 Nb 的 K 值为 1.05 外，均明显低于克拉克值（表 3-5）。

含硼岩系中镁质大理岩的稀土元素含量很低，稀土总量 ΣREE 值为 13.74～37.65，平均为 25.59，与地壳碳酸盐岩 ΣREE 平均值 21.84 接近。ΣCe/ΣY 值为 1.13～5.53，平均为 3.75，为轻稀土富集型配分模式。$(La/Yb)_n$ 值为 1.74-21.79，变化范围较大，平均值为 11.21。Eu/Sm 值平均为 0.23，Sm/Nd 值平均为 0.23，它们与沉积岩的值非常相似。在稀土配分图上，7～9 号样品稀土曲线与一般碳酸盐岩相似。硼矿矿石的稀土元素含量也很低，稀土总量 ΣREE 值一般为 5.178～34.78，平均为 24.247，与镁质大理岩的稀土元素含量平均值接近，ΣCe/ΣY 值为 0.683～3.53，平均为 1.75，为轻稀土富集型配分模式，$(La/Yb)_n$ 值为 1.4～11.03，平均值为 4.795。Eu/Sm 值平均为 0.123，Sm/Nd 值平均为 0.255，它们与镁质大理岩的值非常相似（表 3-6；图 3-14）。

表 3-5　辽东地区硼矿石及围岩主要微量元素平均含量　　($w_B/10^{-6}$)

元素 / 岩石类型	样品个数	Ti	Mn	P	Ba	Be	Co	Cr	Cu	Ga
电气石变粒岩	5	4386.80	403.96	624.20	518.44	0.67	14.4	78.27	35.24	17.68
变粒岩	20	3786.95	621.58	620.20	436.59	1.28	11.77	61.66	33.58	19.17
浅粒岩	11	2911.49	396.19	559.78	364.3	1.03	7.28	47.22	14.53	17.43
镁质大理岩	5	108.37	790.84	141.99	66.37	0.50	1.94	6.62	34.11	2.5
硼镁石型矿石	10	149.25	691.55	342.87	24.84	0.74	7.39	7.11	10.96	2.5
硼镁铁矿型矿石	4	79.14	763.48	781.93	16.96	5.15	10.53	3.89	9.59	9.17

元素 / 岩石类型	样品个数	Li	Ni	Pb	Sr	Th	V	Zn	Sc
电气石变粒岩	5	4.32	15.28	42.79	147.33	15.59	59.84	46.65	11.39
变粒岩	20	19.94	24.38	33.14	116.78	13.24	60.06	83.99	13.20
浅粒岩	11	5.15	6.87	33.54	204.97	13.26	40.38	32.33	8.23
镁质大理岩	5	3.78	3.87	15.63	146.43	2.51	11.28	39.03	1.35
硼镁石型矿石	10	2.70	7.43	13.97	17.79	3.77	42.41	69.79	3.93
硼镁铁矿型矿石	4	5.92	4.14	25.18	66.28	4.09	19.13	137.27	5.01

元素 / 岩石类型	样品个数	Cd	Nb	Ta	Sn	W	Mo	Rb	Cs	B
电气石变粒岩	5	2.96	21.35	9.33	6.26	0.80	0.42	96.80	8.40	3968
变粒岩	20	2.90	27.69	7.68	7.03	0.87	2.47	120.10	9.70	1150.95
浅粒岩	11	2.99	26.49	7.00	11.92	0.85	1.37	52.46	7.91	351.64
镁质大理岩	5	2.90	20.98	6.45	6.04	0.85	2.60	4.80	8.80	362
硼镁石型矿石	10	2.96	8.78	5.56	6.17	0.71	0.64	14.90	12.10	
硼镁铁矿型矿石	4	2.35	52.32	5.00	9.70	3.58	1.95	1.63	7.00	

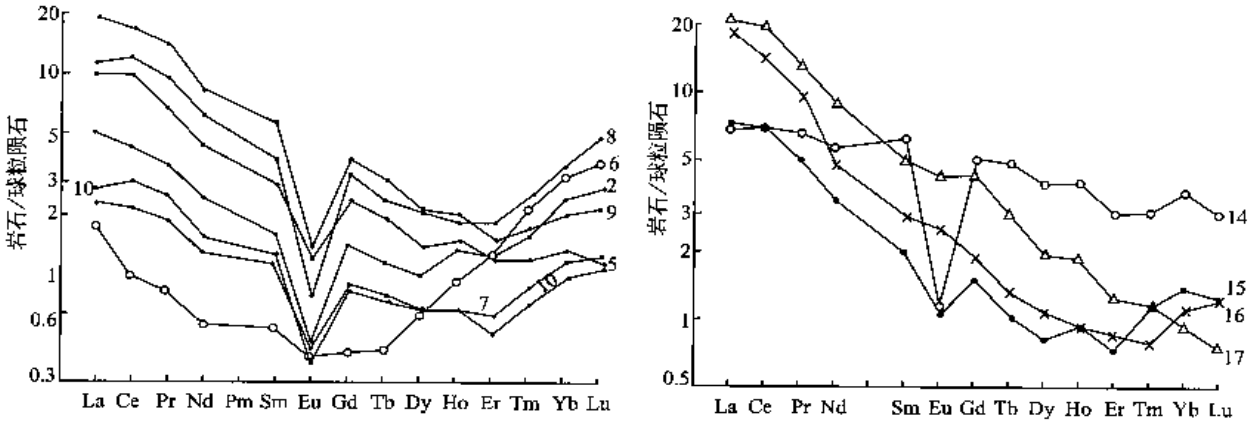


图 3-14　里尔峪组含硼岩系硼矿石与镁质大理岩稀土分配模式

左为硼矿石稀土分配模式；右为镁质大理岩稀土分配模式

表 3-6　辽东硼矿矿石及围岩镁质大理岩稀土元素含量（$w_B/10^{-6}$）和有关参数

样品	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm
1	5.6	18.02	2.6	13.2	5.1	0.3	6.6	1.2	7.7	1.9	4.0	0.63
2	1.6	3.5	0.41	1.5	0.32	0.035	0.37	0.055	0.33	0.1	0.28	0.053
3	5.3	17.7	2.3	10.4	3.5	0.2	4.0	0.64	3.6	0.86	1.7	0.26
4	0.84	2.3	0.30	1.3	0.5	0.051	0.57	0.11	0.67	0.15	0.32	0.06
5	3.2	8.1	0.77	2.7	0.56	0.089	0.63	0.09	0.46	0.11	0.26	0.041
6	0.55	0.84	0.10	0.35	0.11	0.029	0.11	0.021	0.22	0.070	0.27	0.073
7	0.73	1.8	0.22	0.78	0.23	0.032	0.23	0.037	0.23	0.05	0.14	0.03
8	3.6	9.7	1.1	3.7	0.75	0.06	0.67	0.11	0.67	0.14	0.40	0.086
9	5.9	13.4	1.6	5.0	1.1	0.10	0.70	0.14	0.70	0.15	0.33	0.059
10	0.87	2.4	0.29	0.94	0.25	0.027	0.23	0.039	0.23	0.05	0.11	0.025
11	0.677	1.394	0.156	0.632	0.151	0.027	0.123	0.022	0.123	0.03	0.065	0.11
12	0.882	2.015	0.213	0.737	0.171	0.043	0.105	0.016	0.105	0.024	0.049	0.010
13*	2.479	6.764	0.838	3.437	1.062	0.083	1.195	0.207	1.253	0.303	0.66	0.049
14	2.0	5.7	0.76	3.4	1.2	0.083	1.3	0.23	1.3	0.30	0.64	0.10
15	2.3	5.7	0.58	1.9	0.36	0.076	0.39	0.049	0.27	0.07	0.16	0.04
16	6.6	15.6	1.5	5.4	0.98	0.31	1.1	0.14	0.64	0.14	0.27	0.039
17	5.9	11.7	1.1	2.9	0.54	0.18	0.49	0.063	0.36	0.07	0.19	0.027
18*	4.2	9.67	0.98	3.40	0.77	0.16	0.82	0.12	0.64	0.15	0.32	0.05

样品	Yb	Lu	Y	∑Ree	∑Ce/∑Y	$(La/Yb)_N$	Sm/Nd	Eu/Sm	δEu
1	4.0	0.46	39.1	110.39	0.683	1.4	0.39	0.06	0.16
2	0.052	0.09	2.7	11.86	1.64	3.08	0.21	0.11	0.31
3	1.6	0.22	18.7	70.98	1.25	3.31	0.34	0.06	0.17
4	0.45	0.061	3.7	11.38	0.87	1.87	0.39	0.10	0.30
5	0.29	0.038	2.9	20.24	3.2	11.03	0.21	0.16	0.46
6	0.67	0.12	2.2	5.73	0.53	0.82	0.31	0.26	0.81
7	0.25	0.041	1.6	6.4	1.45	2.92	0.30	0.14	0.43
8	0.76	0.16	5.0	27.06	2.32	4.74	0.20	0.08	0.24
9	0.43	0.071	4.8	34.78	3.53	13.72	0.22	0.09	0.29
10	0.21	0.037	1.2	6.92	2.23	4.14	0.27	0.11	0.34
11	0.103	0.017	0.741	4.297	2.41	6.572	0.239	0.179	0.552
12	0.101	0.016	0.624	5.178	2.636	8.732	0.232	0.251	0.768
13*	0.686	0.102	6.405	24.247	1.75	4.795	0.255	0.123	0.372
14	0.76	0.097	6.9	24.77	1.13	1.74	0.35	0.07	0.21
15	0.30	0.042	1.5	13.74	3.87	5.06	0.19	0.21	0.62
16	0.20	0.026	4.7	37.65	4.19	21.79	0.18	0.32	0.92
17	0.24	0.040	2.4	26.2	5.75	16.23	0.19	0.33	1.06
18*	0.38	0.05	3.88	25.59	3.74	11.21	0.23	0.23	0.70

注：矿石样品产地及矿石类型：

营口后仙峪：1. 角砾状纤维硼镁石矿石，2. 角砾状遂安石矿石，3. 角砾状板状硼镁石矿石；

凤城二台子：4. 块状纤维硼镁石矿石，5. 块状纤维硼镁石矿石；

宽甸杨木杆：6. 条带状纤维硼镁石矿石，7. 花斑状板状硼镁石矿石；

凤城翁泉沟：8. 磁铁-纤维硼镁石矿石；

集安四道沟：9. 磁铁-纤维硼镁石矿石，10. 花斑状板状硼镁石矿石；

宽甸东道岭：11. 硼镁铁矿矿石，12. 硼镁铁矿-纤维硼镁石混合矿石；

镁质大理岩样品产地：14. 营口后仙峪；15. 凤城二台子；16. 凤城通远堡；17. 集安高台沟。

13* 是 1～12 样平均值；18* 是 14～17 样平均值。

3. 稳定同位素地球化学

富镁大理岩和硼矿石的氧同位素（表 3-7）的 $\delta^{18}O_{SMOW}$（‰）值在 10.64 ~ 21.49 之间变化，平均值为 16.4，与沉积成因的碳酸盐岩 $\delta^{18}O_{SMOW}$（‰）值 14 近似。由此可见，镁质大理岩为海相沉积的碳酸盐岩。

表 3-7　含硼岩系不同岩石类型中氧同位素分析结果

序号	采样地点	岩石名称	矿　物	$\delta^{18}O_{SMOW}$/‰
1	凤城二台子	条带状硼镁石	白云石	12.87
2	凤城二台子	白云质大理岩	白云石	21.49
3	凤城二台子	白云质大理岩	白云石	10.64
4	凤城二台子	含硼白云大理岩	白云石	18.09

表 3-8　含硼岩系不同岩石类型中硼同位素分析结果

岩、矿石名称	矿　物	$\delta^{11}B$/‰	矿　床	数据来源
电气石变粒岩	电气石	+6.9 ±0.4　+6.7 ±0.3	后仙峪	①
电气石变粒岩	电气石	+6.7 ±0.4　+7.0 ±0.4	后仙峪	①
电气石变粒岩	电气石	+3.9 ±0.3　+4.5 ±0.3	后仙峪	①
电英岩	电气石	+9.7 ±0.3　+9.5 ±0.3	后仙峪	①
电英岩	电气石	+9.4 ±0.2　+9.2 ±0.4	后仙峪	①
电英岩	电气石	+7.9 ±0.4　+8.3 ±0.3	后仙峪	①
矿　体	遂安石	+10.9 ±0.4　+11.1 ±0.3	后仙峪	①
矿　体	硼镁石	+10.3 ±0.2　+9.6 ±0.4	后仙峪	①
矿　体	硼镁石	+10.2 ±0.3　+10.1 ±0.2	后仙峪	①
矿　体	遂安石	+12.767	后仙峪	①
电英岩	电气石	+6.835	后仙峪	②
矿　体	硼镁石	+8.318	砖庙	②
块状硼镁铁矿矿石	硼镁铁矿	+10.2 ±0.3　+10.1 ±0.2	杨木杆	③
角砾状遂安石矿石	遂安石	+10.9 ±0.3　+10.1 ±0.2	杨木杆	③
角砾状板状硼镁石矿石	板状硼镁石	+10.3 ±0.2　+9.6 ±0.4	杨木杆	③
电英岩	电气石	+9.7 ±0.3　+9.5 ±0.3	杨木杆	③
电气石岩	电气石	+9.4 ±0.3　+9.2 ±0.3	杨木杆	③
电气微斜变粒岩	电气石	+3.9 ±0.3　+4.5 ±0.3	杨木杆	③
电气斜长伟晶岩	电气石	+8.1 ±0.3　+7.8 ±0.3	杨木杆	③
电气花岗岩	电气石	+0.8 ±0.3　+0.9 ±0.3	杨木杆	③
块状硼镁石	硼镁石	+10.11	花园沟	④
电气石岩	电气石	+9.97	凤城	④

①彭齐鸣提供；②黄作良提供；③邹日博士送样，由英国皇家科学院 Palmer M. P. 分析；④日本上智大学大井隆夫等取样分析。

本区镁质大理岩 $\delta^{13}C_{PDB}$（‰）值为 -3.35 ~ +2.1（张秋生等，1984），变化很小，而且接近于零，这说明碳酸盐岩碳同位素的相对稳定性，也表明了本区含镁大理岩来源于海相碳酸盐。

硼同位素分析结果见表3-8，$\delta^{11}B$（‰）为 8 ~ 11 左右，与洋中脊硼库接近，并介于海相蒸发岩与非海相蒸发岩之间（图 3-15）。由硼同位素和稀土元素特征对比可以看出，硼沉积盆地的物质来源是多源的，既有海水的补给，也有海底火山喷发喷气直接供给，有地下热泉的加入（Barth S.，1997；Jiang S. Y. et al.，1997；Kakihara H. et al.，1987；Leeman W. P. et al.，1992；Nomara M. et al.，1984；Oi T. et al.，1983；1993a，1993b）。它们为蒸发盆地提供了大量的硼、镁等主要成矿物质来源。

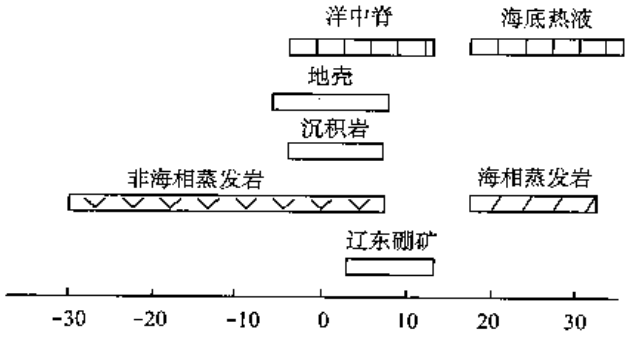


图 3-15　辽东硼矿床中含硼矿物及地壳中主要硼库的硼同位素组成
（据 Spivack A. J.，1987；Swihart C. H，1986；Plimer I. R.，1989；Slack J. F.，1989）

（二）大石桥组三段富镁质碳酸盐岩含矿亚建造地球化学特征

1. 常量元素地球化学

大石桥三段岩石化学成分以高镁高钙为特征，并富集一定的硅，SiO_2 与 MgO、CaO 成反比关系，而 MgO 厚度与地层厚度为正相关关系。

从岩石化学成分等值线图（图 3-16）上可以看出，大石桥—黑峪—二户来一线及岫岩王家堡子、宽甸坦甸、丹东汤池地区等地 MgO > 20%，其中营口-辽阳地区为高镁区，MgO 平均含量为 27.08%。一般 MgO > 20% 时就有菱镁矿矿层出现，而高镁区有大规模菱镁矿聚集。营口虎皮峪、本溪通远堡、宽甸杨木川-南发磨子为高硅区，SiO_2 平均含量大于 50%。高钙区一般分布于上述二种成分富集区的过渡部位。

碳酸盐岩 CaO/MgO 比值是衡量镁富集程度的一项指标，它与岩石中矿物成分有密切关系。以方解石为主的碳酸盐岩（方解石 >95%，白云石 <5%）CaO/MgO > 50，MgO 含量为 1.085%；当白云石与方解石含量相等时 CaO/MgO 为 4.0，MgO 含量为 10.85%；以白云石为主的碳酸盐岩（白云石 >95%）CaO/MgO 接近 1.4，MgO 含量为 21.7%。当碳酸盐矿物以白云石和菱镁矿为主要矿物时，CaO/MgO 比值将大大降低，MgO 含量则大幅度提高。如以白云石为主（白云石 75%，菱镁矿 25%）时，CaO/MgO 比值为 0.84，MgO 含量为 28.18%；较纯的菱镁矿（白云石 5%，菱镁矿 95%），CaO/MgO 比值为 0.03，MgO 含量为 43.943%。

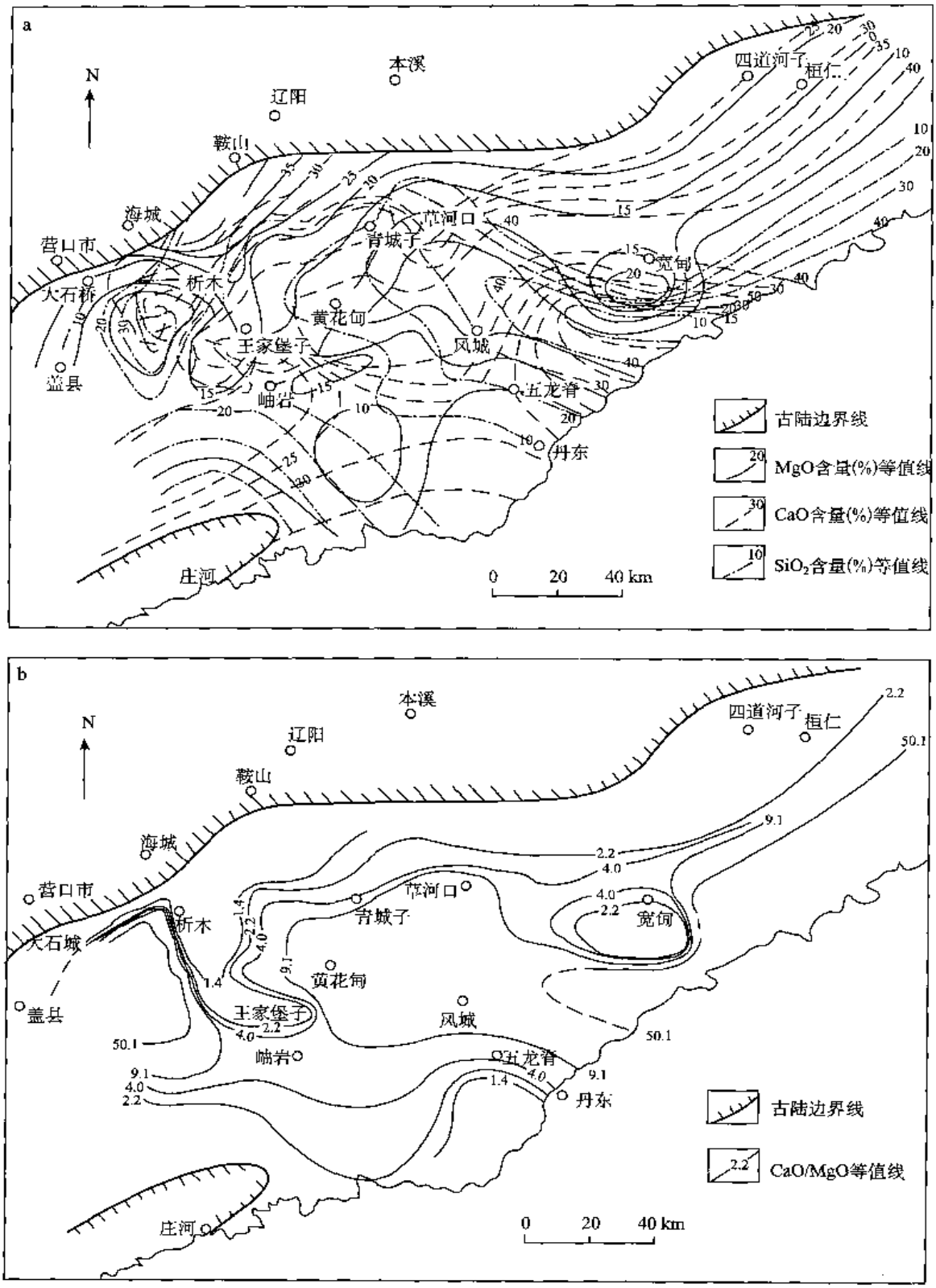


图 3-16　辽东大石桥三段主要岩石化学成分等值线图

a—岩石 MgO、CaO、SiO_2 等值线图；b—CaO/MgO 比值等值线图

根据碳酸盐岩 CaO/MgO 比值可将本区碳酸盐岩分为 4 类：钙碳酸盐岩、镁钙碳酸盐岩、钙镁碳酸盐岩和镁碳酸盐岩。从碳酸盐岩 CaO/MgO 比值等值线图可以看出：①等值线平行于古陆边缘分布，由大陆边缘向内侧比值逐渐增大；②高镁区集中分布于营口-辽阳地区，与含矿建造岩石组合富镁质矿物相吻合；③菱镁矿层出现在 CaO/MgO 比值 2.2 附近；④碳酸盐岩 CaO/MgO 比值对菱镁矿滑石的控制作用与地层厚度、岩石组合及矿物成分相一致。

2. 稀土元素及微量元素地球化学

辽东菱镁矿与围岩的稀土元素含量相近，稀土元素球粒陨石分配模式基本相似（表 3-9，图 3-17），其中菱镁矿矿石稀土元素总量 ∑Ree 为 17.29，与白云石大理岩的 20.76 接近；菱镁矿矿石 ∑LRee/∑HRee 为 2.53，与白云石大理岩的 3.27 接近，说明在沉积作用过程中稀土元素强烈均一化，在相同的地质作用中，使它们的稀土元素相对丰度差别小，因此具有同生成因特点。辽东滑石矿石中 Sr/Ba 比值为 35.7，与大石桥组三段含石英脉菱镁矿大理岩（Pt_1d^3）中 Sr/Ba 比值 38 接近，而与混合岩（M_2）中 0.5 和二长花岗岩（$\eta\gamma_5^1$）中 0.4 相差甚远，表明滑石成矿的主要物质来源于沉积成因的镁质碳酸盐岩建造，而与其他岩石无关（表 3-10）。

表 3-9　辽东菱镁矿矿石及围岩白云石大理岩稀土元素含量（$w_B/10^{-6}$）和有关参数①

样品	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Dy	Ho	Er	Yb	Y	∑Ree	∑LRee/∑HRee
1	10.05	6.59	9.28	5.84	4.52	2.20	2.12	2.24	3.42	2.13	1.36	3.11	20.76	3.27
2	8.08	5.08	7.14	4.16	3.52	1.83	2.18	2.33	3.29	2.13	1.38	3.03	17.29	2.53

注：1—菱镁矿矿石；2—白云石大理岩。①池文仲，辽宁省大石桥至塔子岭一带菱镁矿地质特征及成矿预测科研报告，1985。

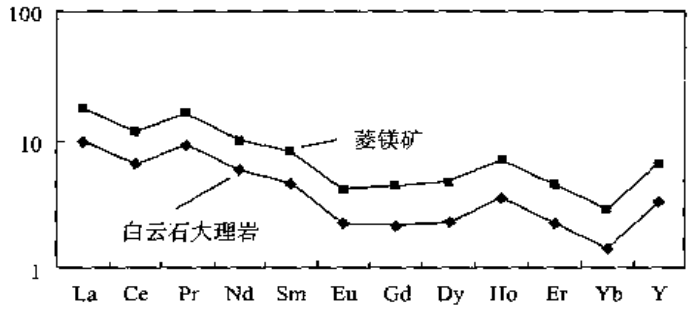


图 3-17　辽东菱镁矿矿石及围岩白云石大理岩稀土元素球粒陨石标准化图谱

3. 稳定同位素地球化学

我们在辽东菱镁矿不同矿区和大石桥组不同层位的碳酸盐岩采取了碳、氧稳定同位素样品，其分析结果见表 3-11。可以看出，方解石大理岩和白云石大理岩的 $\delta^{13}C_{PDB}$（‰）变化范围为 -4.5 ~ +4.4，平均值接近于零；菱镁矿的 $\delta^{13}C_{PDB}$（‰）变化范围为 -1.4 ~ +1.2，平均值也接近于零，说明菱镁矿与白云石大理岩在相同环境下形成，均属海相沉积的。

表 3-10　辽东古元古代大石桥组岩石与围岩 Sr/Ba 比值

矿石/岩石类型	滑石	菱镁矿大理岩	含石英脉菱镁矿大理岩	白云石大理岩	黑云片岩	均质混合岩	二长花岗岩
层位、时代	Pt_1d^3	Pt_1d^3	Pt_1d^3	Pt_1d^3	Pt_1d^3	M_2	$\eta\gamma_5^1$
样品数	12	6	2	2	2	2	2
$Sr/10^{-6}$	10.7	12.4	11.4	34.9	72.5	85.5	190.8
$Ba/10^{-6}$	0.3	0.2	0.3	4.5	282.2	182.7	429.2
Sr/Ba	35.7	62	38	7.8	0.3	0.5	0.4

（据辽宁省地质矿产局第五地质大队资料综合）

表 3-11　辽东古元古代大石桥组菱镁矿、滑石及其围岩碳、氧稳定同位素分析结果

采样号	样品名称	$\delta^{13}C_{PDB}/‰$	$\delta^{18}O_{SMOW}/‰$
L01035	滑石化菱镁矿	-1.4	11.1
L01022	菱镁矿	1.2	12.6
L01015	方解石大理岩	-1.8	22.8
L01025	方解石大理岩	-4.5	19.6
L01017	叠层石大理岩	-0.5	20.2
L01020	条带状白云石大理岩	4.4	18.2
L01023	变余条状白云石大理岩	-0.8	12.1
L01021	条带状白云石大理岩	0.8	11.2

注：中国地质科学院矿产资源研究所同位素实验室分析。

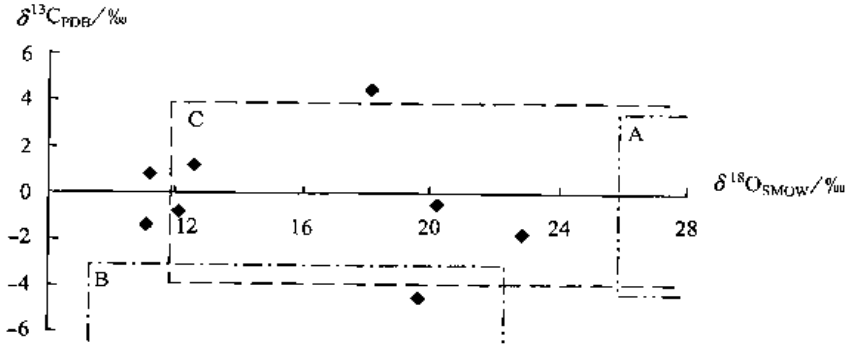


图 3-18　辽东菱镁矿和白云石 $\delta^{13}C_{PDB}$—$\delta^{18}O_{SMOW}$相关图解

A—正常海相区；B—淡水区；C—受变质海相碳酸盐岩区

方解石大理岩和白云石大理岩的 $\delta^{18}O_{SMOW}$（‰）变化范围为 +11.2 ~ +22.8，其平均值为 17.35；菱镁矿的 $\delta^{18}O_{SMOW}$（‰）变化范围为 +11.1 ~ +12.6，其平均值为 11.85。氧同位素有些偏低的现象可能与区域变质作用中地表水轻同位素的加入影响有关。

前人对各类碳酸盐矿物的碳氧同位素组成特征进行了分析，认为海相成因的灰岩和白云岩具有低的 $\delta^{13}C$、$\delta^{18}O$ 值，而淡水成因的碳酸盐具有较低的负值。Talyor（1986）和 Craig（1953）亦认为淡水碳酸盐和海相碳酸盐 $\delta^{13}C$、$\delta^{18}O$ 值有明显差异。辽东的菱镁矿

和白云石大理岩 $\delta^{13}C_{PDB}$—$\delta^{18}O_{SMOW}$ 值相关图解上位于受变质海相碳酸盐岩区（图 3-18）。另据 Keith 和 Weber（1964）的判别式：$Z=2.048(\delta^{13}C+\delta^{18}O)+0.498(\delta^{18}O+50)$ 当 $Z>120$ 时为海相，$Z<120$ 时为淡水相，求出辽东菱镁矿和白云石大理岩的 Z 均大于 120，亦显示出海相沉积特征。

六、成矿流体

前文研究表明，古元古代早期辽东裂谷带轴部东西向深断裂的形成与活动，导致来自地幔-地壳深部的富硼基性-酸性岩浆的喷发，形成裂谷带内古元古代火山-沉积盆地，盆地内断裂又可发生巨量的含硼、镁流体的喷流，为大型-超大型硼-镁矿床的形成创造了重要条件。

已有研究表明，卤水在古变质地体和现代沉积盆地都是大量存在的，如加拿大地盾。里尔峪期沉积成矿作用发生在近海含硼断陷盆地的热卤水成矿盆地中。从岩相古地理和岩石建造特征研究可知，沿此种成矿盆地边缘的断裂，分布有与火山活动有关的热泉和喷气孔群，其强烈活动为盆地带来充分的成矿物质，有利于硼矿床及热水沉积岩的形成。沿硼矿体走向，矿石普遍发育有角砾状构造；矿体下盘富镁碳酸盐岩产有层状、透镜状、结核状的硅质岩；矿床主岩中常见有细脉状、网脉状的硼酸盐，并切割、穿插富硅的镁质大理岩等等，这些特点说明盆地中硼、硅等喷气作用的存在，推测沿矿体走向可代表热泉、喷气孔群的展布方向。由于盆地四周火山物质不均匀堆积，形成的障壁阻隔了其与盆地外围的大部分联系，造成盆地内相对闭塞环境，使海水循环不畅。这些都有利于盆地内沿断裂上升的大量火山气液流体及其他成矿流体在盆地中停滞、聚集，形成盐度较高的热卤水盆地。

含硼岩系中富镁碳酸盐岩层、透镜体的存在，以及矿层中白云石、菱镁矿、硬石膏的大量出现，指示沉积水体一度为碱性，pH 值达 9。由矿石的成分来看，成矿盆地海水中富含 B、Fe、Mg、Si、K、Na、Ca 以及 CO_3^{2-}、SO_4^{2-}、F^-、Cl^- 等组分，表明盆地沉积期海水的盐度较正常者为高，成矿流体是一种成分复杂的热卤水，由于盆地内分布有富硼喷气孔、热泉，使其中海水温度较正常的海水表面为高。根据含硼岩系中容矿的镁质大理岩的氧同位素资料，$\delta^{18}O_{SMOW}$ 为 +9.1‰ ~ +21.5‰，借用诺斯罗普等（1987）所提出的公式，对区内硼的成矿盆地的古海水温度估算大约在 60℃以上，说明辽东古裂谷海槽内可能存在着类似于现代红海中部深海槽中的热卤水盆地（现代红海热水盆地温度达 59.2℃，而且有高达 104℃的活动卤水注入（桑斯特 D. F.，1985；Turner F. J.，1980）。这种盆地因受构造断裂控制，有利于来自深部的成矿物质的注入与聚集，在合适的物化条件下，含硼热卤水可相继沉淀形成各种硼矿床及与其有关的热水沉积物。

辽东含硼建造岩石中硼的平均含量较其克拉克值高 20 ~ 300 倍，即辽东裂谷内里尔峪期的火山岩及其凝灰岩都富含硼。无疑，在火山岩浆活动过程中所产生的流体，可沿盆地中的深断裂为水盆地带来硼、铁质。此外，在水盆地火山岩层中循环的渗流海水至深部受热，并与火山岩相互作用，促使其中的一些组分进入溶液，上升后被带至成矿盆地。根据 B. B. 库尔诺索夫（1993）进行的玄武质熔岩在蒸馏水和合成海水中淬火试验结果，海水中金属离子的浓度比蒸馏水高 1.3 ~ 5 倍。在自然条件下，与海水接触的熔浆中含有挥发组分，可以增强成矿物质的带出并进入海洋。据艾皮斯等在温度为 250 ~ 600℃条件下海水与玄武岩相互作用的实验，海水富集了 Cl、B、铵及少量的 F，玄武岩中 75% 的氯在温

度 300～350℃区间释放出来。这些实验都说明通过温度升高的海水与岩石之间的反应为成矿的热卤水盆地带来部分成矿组分。可以推测裂谷海槽内下渗的海水在岩石圈循环时形成热水，能使富 B、Mg、Fe 的火山岩中部分 B、Mg、Fe 浸出，沿断裂上升至成矿盆地（Chaussidon M. and Jamton A，1994）。

越来越多的事实证明，在裂谷活动过程中，存在大量地幔排气现象（杜乐天，1998）。地幔排气以 CO_2、CH_4 和碱金属为主，在地壳岩石中表现出碱交代现象。因此，裂谷盆地内发育有钠的热液蚀变作用，辽东裂谷带内含硼建造中的广泛发育的钠长石化也可能与此有关。由此，可以推断来自地幔的成矿流体参与了成矿作用。

综上所述，形成镁（铁镁）硼酸盐矿床及有关的热水沉积岩的成矿流体，可能有三种来源：①幔-壳部分重熔所形成的基性-酸性火山岩浆的分异；②地幔的排气作用；③通过海水或大气降水下渗，在岩浆热的驱动下，发生对流循环，受热海水和大气降水对火山岩的浸滤作用。通过上述多种作用所形成的成矿流体，在火山活动过程中，以热泉或喷气形式，从地壳深部带入成矿盆地。经长期作用，为成矿盆地带进巨量的矿质，从而为形成大型-超大型硼-镁矿床创造条件。

滑石成矿作用表现在成矿流体交代含硅镁质碳酸盐岩和部分热液充填形成滑石矿床。成矿流体的成分和特征是滑石矿床成矿的重要条件。滑石矿床的包裹体特征及化学成分见表 3-12、3-13。滑石矿石中石英及菱镁矿的流体包裹体普遍含有 NaCl 子晶，盐度 29%～37%（表 3-12）。包裹体中普遍含有 K^+、Na^+、Ca^{2+}、Mg^{2+}、HCO_3^- 及大量的 CO_2 和少量的 CH_4。其中，K^+ 为 25.94 mg/L，Na^+ 平均 158.09 mg/L，最高可达 575.00 mg/L，Ca^{2+} 127.55mg/L，Mg^{2+} 146.49mg/L，HCO_3^- 626.53 mg/L，CO_2 高达 144.26 mg/L，而 CH_4 <0.3%。流体平均 pH 值为 9.14，呈碱性（表 3-13）。滑石矿体顶底板还可见到含氯矿物方柱石，它可能是石盐或卤水演变而来。菱镁矿和石英均一化温度有两个区间，150～210℃和 285～305℃，分别是菱镁矿重结晶和石英析出的温度，推测滑石成矿温度在此区间，约 200～300℃。通过对比，认为它与美国的 Ruby Mountains 元古宙滑石矿床的成矿温度接近，成矿流体都具有热卤水性质（Brady J. et al.，1998）。

表 3-12　辽东古元古代大石桥组菱镁矿矿床包裹体特征

样号	矿物	包裹体形态	包裹体大小（μm）	气液比 %	盐度 w_B/%	子晶消失温度 ℃
1	菱镁矿	负晶形	5～15	10～30	37	280～300
2	菱镁矿	负晶形	5～20	15	34	250
3	石英	负晶形，管状，筒状	4～18	10	31	167～209
4	石英	滴状	5～15	10～15	31	185
5	石英	滴状，管状	5～15	10～15	30	135～150
6	石英	立方体，筒状，管状	5～15	10～15	29	130

辽东滑石含矿围岩中 SiO_2 含量一般为 1.09%～33.28%，平均为 7.97%。同时发现围岩中的硅质在区域变质、动力变质过程中有明显的逐渐向挤压断裂带集中的现象。由菱镁矿大理岩中存在的石英脉可知，成矿流体中是富硅的。这表明分布在含石英菱镁矿大理

岩中的原生硅质，在长期的区域变质和动力热变质中，曾经朝着断裂带方向发生迁移集中，造成了滑石成矿前的硅化作用。这种硅化是碱性变质热液淋滤流经围岩中的硅质，并携带其向挤压断裂带附近运移的结果。而断裂构造和褶皱构造的扩容，满足形成滑石过程中体积增加（一般情况下增加63%）的需要，同时还降低了流体与镁质碳酸盐岩反应生成的 CO_2 的分压，有利于形成厚大的滑石矿体。

表 3-13　辽东滑石矿床液相包裹体分析结果　　（mg/L）

样号	K^+	Na^+	Ca^{2+}	Mg^{2+}	HCO_3^-	CO_2	CH_4	pH 值
1	25.94	185.48	401.79	235.62	522.15	112.20	<0.03	9.34
2	25.94	139.11	111.61	84.82	658.28	125.40	<0.03	9.23
3	25.94	56.65	55.81	179.07	837.50	214.50	<0.03	9.00
4	25.94	64.92	78.13	122.52	496.29	198.00	<0.03	9.16
5	25.94	575.00	111.61	7.54	130.97	102.30	6.30	8.71
6	25.94	39.07	89.29	131.94	534.21	66.00	<0.03	9.24
7	25.94	46.37	44.64	263.89	1206.28	191.40	<0.03	9.30
平均	25.94	158.09	127.55	146.49	626.53	144.26	<0.03	9.14

注：由中国地质科学院矿产资源研究所同位素实验室分析。

以上研究表明，滑石成矿流体是一种源于海水的富镁含硅的高盐度的变质流体，这种成矿流体有利于与富镁质碳酸盐岩建造交代成矿。

辽东因产有规模巨大的菱镁矿和滑石矿床，已引起国内外地质学界和工业矿物利用专家的广泛关注。通过我们对它们成矿条件的研究，基本上认为菱镁矿是蒸发沉积的，而滑石矿床则是富硅质高盐度的变质流体对含硅质菱镁矿交代的结果。

辽东裂谷的发生、发展与闭合控制了菱镁矿的沉积、改造和滑石矿床的交代成矿。滑石矿床与菱镁矿矿床同处一成矿带，主要集中于辽东裂谷的北缘。富镁质碳酸盐岩是菱镁矿、滑石的含矿建造和成矿母岩。

古元古代辽东古裂谷发育早期，因当时气候干热，渴湖内海水蒸发量较大，海水盐度不断提高，部分地段沉积石膏和石盐。蒸发环境下，渴湖中白云石首先沉淀，当渴湖中 Mg^{2+} 富集到足够程度，并有足够的 CO_3^{2-}，发生菱镁矿沉淀。叠层石吸收 Ca^{2+}、Mg^{2+} 首先形成白云石，随海水中 Ca^{2+} 减少，而 Mg^{2+} 相对增高，也可直接沉积或交代白云石形成菱镁矿。

吕梁运动使辽东裂谷闭合，辽河群褶皱变质，沉积的菱镁矿在区域变质-混合岩化过程中进行了第二次富集，菱镁岩改造为粗粒状菱镁矿石；同时，在构造-流体成矿系统中，富 SiO_2 热液在构造有利部位交代富镁质碳酸盐岩形成滑石矿床。

值得指出的是，关于辽东古元古代辽河群的早期沉积中蒸发岩相的问题，彭齐鸣和 Palmer M. R.（1995）、蒋少涌等在研究硼矿中已经发现了硼矿最早的沉积是蒸发岩系，王安建等（1998）在研究辽东裂谷北缘的 Fe-Cu 硫化物矿床时，也认为属于盐丘控矿。本次工作在大石桥组三段发现的石膏及其有关岩相特征，证明辽东菱镁矿也是在蒸发环境下形成的，这些研究成果对于理解辽东裂谷形成和演化以及研究菱镁矿、滑石大型矿集区的成因机理均具有重要的意义。

第三节　区域矿床时空分布

一、菱镁矿矿床

辽东地区产于古元古代大石桥组三段富镁质碳酸盐岩建造中的菱镁矿矿床主要分布在大石桥—连山关—二户来连线以南及双塔镇—大孤山—大东沟镇连线以北地区，并以该区北部的英落-草河口-太平哨复向斜北翼为重要，复向斜的南翼次之，其余地区虽有零星出露，但一般规模较小。

英落-草河口-太平哨复向斜北翼镁质碳酸盐岩沉积厚度大，菱镁矿矿体发育好，规模大，形态简单。其余地区由于沉积环境不如前者有利，因而钙镁碳酸盐岩沉积厚度较小，并常出现较多的钙碳酸盐岩或泥灰质岩，菱镁矿体仅在局部地区形成，规模小，形态多呈透镜状。

营口—辽阳地区菱镁矿矿床最能代表辽东地区的菱镁矿矿床地质特征。该区位于英落-草河口-太平哨复向斜北翼西段，西起营口县牛心山，经海城县马风、东至辽阳县塔子岭，含菱镁矿矿体的富镁质碳酸盐岩建造岩层沿 NE65°方向延伸，断续长达 80 km，含矿建造平均厚度为 2206 m，其中菱镁矿大理岩及菱镁矿体的厚度约占三分之一，是罕见的菱镁矿矿床集中区，囊括了辽东地区所有大型菱镁矿矿床。

菱镁矿矿体主要赋存在大石桥组三段，一般可分为中、下两个层位。下部含矿层距离三段底部为 0～375 m，走向断续延长约 50 km，产出矿床有小圣水寺、铧子峪、金家堡子、下房身、梨树沟等；中部含矿层相距下部含矿层 420～830 m，断续延长约 60 km，赋存矿床有官马山、圣水寺、高庄、青山怀、石匠沟、老官山、吉洞峪东山等。总的来看，中部含矿层无论是规模和质量都不及下部含矿层。沿走向向东、向西两个含矿层中的矿体均有变小和变劣的现象（表 3-14）。

表 3-14　辽东地区菱镁矿矿床规模及产状

矿　区	矿层规模/m			矿床产状（倾向倾角）
	总长度	真厚度	矿层数	
营口县高庄—平二房	2100（中部主矿体）	31-122	3	高庄矿段为北东向背斜两翼倾角 10°～40°；平二房矿段为单斜 SE∠10°～30°
营口县小圣水寺	1760	110	1	单斜：140°～172°∠24°～38°
营口县青山怀	2000	211	2	单斜：140°～160°∠50°～60° 东端倾角变陡 70°～80°
海城县铧子峪	5500	328	6	单斜：西部 150°～160°∠50°～87° 东部 330°～340°∠42°～87°
海城县下房身	1380	429	2	单斜：160°～170°∠60°～85° 局部直立或倒转
海城县金家堡子	2200	303	2	单斜：150°～170°∠65°～85° 局部倒转倾角 70°～80°

下部含矿层中菱镁矿矿体底板围岩一般为灰色条带状中粗粒含炭质绿泥石菱镁矿大理岩，有的则是以断层与白云石大理岩相接触，如小圣水寺，顶板围岩为白、灰白色、薄-厚层细粒含透闪石白云石大理岩。

中部含矿层中菱镁矿矿体顶、底板围岩一般为滑石化方柱石或透闪石白云石大理岩，并常见有硅质条带（纹），但底板也有以断层与白云石大理岩相接触，如青山怀菱镁矿矿区。

二、滑石矿床

大石桥组三段是辽东地区滑石矿床的主要含矿层位。绝大多数滑石矿床均产于大石桥组三段白云石大理岩、菱镁矿大理岩中，受东西向褶皱的层间压性构造控制。矿体形态多为透镜状、扁豆状，但在不同地区滑石矿床的矿体规模、矿石成分存在一定差异。产生这种差异的原因主要是与含矿建造的岩石特点有关。如营口—海城地区大石桥组三段富镁质镁碳酸盐岩层厚度大，菱镁矿大理岩数量多，区域变质程度为绿片岩相，特征变质矿物主要为透闪石，透闪石矿物多出现在菱镁矿大理岩顶部的白云石大理岩中，因此该地区滑石矿体多数赋存在菱镁矿大理岩里，滑石矿床数量多，储量大。矿石的脉石矿物成分简单，矿石质量好。而岫岩、本溪、桓仁、丹东、宽甸、庄河地区的大石桥组三段富镁碳酸盐岩层厚度不大，菱镁矿大理岩所占比重小，变质程度略高于前者，属钠长绿帘角闪岩相，特征性变质矿物为镁橄榄石、硅镁石、透辉石。因而矿体围岩主要为白云石大理岩，个别矿体产于白云石大理岩与云母石英片岩之间，矿床数量少，规模较小。矿石中脉石矿物成分复杂，常含少数透闪石、石棉、蛇纹石、斜绿泥石，影响矿石质量。

现以营口-辽阳滑石矿床主要集中区为例讨论滑石矿床的时空分布特征。

营口-辽阳地区古元古代大石桥组三段总体构造为一局部倒转的单斜层。区内及其两侧 NEE 向逆断层及层间挤压破碎带发育，并伴有 NW 和 NE 向平移和平移正断层。矿床通常产在上述断裂构造交叉部位的附近。滑石矿床的空间分布主要受三条构造带控制，形成三条构造含矿带。

1. 下部构造含矿带

下部构造含滑石带一般距大石桥组三段底界 50 ~450 m，含矿带厚 170 ~360 m。矿体出露标高在 200 ~330 m，已知最大延深 >300 m。此带中分布有大岭、范家堡子等大型矿床，水泉中型矿床，刘家坟、马家堡子、高家西沟、塔子岭小西沟矿点。矿化总趋势是 SW 段矿化强，向 NE 方向矿化逐渐减弱。

滑石矿体围岩大多数（70%）为菱镁矿大理岩或菱镁矿矿体，少数（30%）为白云石大理岩。矿体主要赋存在菱镁矿大理岩或菱镁矿层间挤压破碎带内，其次是在菱镁矿大理岩与白云石大理岩层接触部位和白云石大理岩层间构造中，与变质变形期矿体加富增厚作用有关。滑石厚大矿体与围岩界线多为渐变过渡；薄矿体与围岩界线常常清晰。

矿体产状与地层产状一致，唯有马家堡子矿点 WIII 号矿体走向 335°，与地层走向斜交。大岭矿床、水泉矿床、范家堡子矿床 II 号断层以西部分及高家西沟矿点矿体倾向 140° ~220°，倾角 20° ~60°；马家堡子、范家堡子 II 号断层以东部分和刘家坟矿体产状随地层倒转，倾向为 340° ~355°，倾角 25° ~70°；再有塔子岭小西沟受断层影响，使东、中部矿体倾向 60°左右，倾角 80°（表 3-15）。

表 3-15　辽东地区主要滑石矿床矿体规模

矿床	矿体个数及编号	矿体规模/m			矿石物理性质	滑石含量(%)
		长度	厚度	延深		
营口县大岭	Ⅰ	100	0.5	56		39.41
	Ⅱ	100	0.56	54		34.51
	Ⅲ	100	0.51～1.20	54		58.63
	Ⅳ	605	0.56～8.65	275～460	豆绿、白色块状为主	49.22
	Ⅴ	120	0.50	53	乳白、白色致密块状	54.47
	Ⅵ	120	1.02	53	乳白、白色致密块状	41.34
	Ⅶ	200～400	0.71～3.64	171～260	乳白色块状为主	51.23
	Ⅷ	135	0.54～2.83	170	乳白色块状	36.86
	Ⅸ	80～195	0.50～1.75	107～320	豆绿色块状	48.98
	Ⅹ	100	0.57	54	豆绿色块状	94.70
海城水泉	36个 其中：	50～570	1.01～9.83	30～300		
	$Ⅰ_1$	570	2.36	38～100	多为粉色块状	60.43
	$Ⅱ_4$	433	2.77	25～<100	大部为粉红色块状	54.38
	$Ⅱ_5$	320	3.39	304	多为白、粉红色块状	61.56
	$Ⅱ_6$	50	5.33	>50		55.32
	$Ⅱ_{15}$	300	3.41			81.44
	$Ⅱ_{17}$	200	5.75			56.06
海城马家堡子	11个，其中：	60～215				
	Ⅰ	100	2～6	100	灰色块状	70
	Ⅱ	120	6～8	100	灰色块状	70
海城范家堡子	Ⅰ	500	7～74 平均35	300～400	粉红色为主，片状、块状、浸染状	59.35～79.46
	Ⅱ	300	15～60 平均24	500～700	青灰色为主，块状、浸染状、片状	60.03～78.66
	Ⅲ	600	15～80 平均40	400～600	粉红色为主，块状、片状、浸染状	59.26～78.00
	Ⅳ	300	25	150～300	白、粉红色	
	Ⅴ、Ⅵ	250～400	2～50	40		
海城刘家坟	Ⅰ	400	40		白、灰白色片状	
	Ⅱ	260	20			50～75
	Ⅲ	500	20	20～80		39～87
	Ⅳ	500	60	70～150	灰白色、烟灰色、片状、浸染状	60～70

滑石矿体形态多为扁豆状、透镜状，少数矿体形态很不规则，并有分支、复合现象。各矿床的矿体数量往往较多，矿体规模大、中、小均有，大型矿体居多。矿体中的夹石主要为滑石化菱镁矿大理岩，其次是白云石大理岩。夹石呈扁豆状、透镜状、纺锤状，表面常被片理化滑石所包裹，分布在靠近矿体的顶底部，长几厘米到几十米，厚几厘米到几米。夹石产状与矿体产状基本一致，矿体中夹石较多因而矿体在厚度方向的连续性较差。

如范家堡子矿床矿体经统计平均含矿率分别为0.67，0.74，0.76，属于间断-微间断类型。

2. 中部构造含矿带

中部构造含滑石带基本上位于大石桥组三段的中部（表3-16），含矿带断续长60 km，宽200～300 m至10～20 m，SW部较宽，NE部窄。该带中赋存有麻尔峪中型滑石矿床，圣水寺、平二房、田家坟、修家沟、杨家甸、红土岭、羊角峪沟里二道沟、老官山、唐家堡子矿点。这些滑石矿床（点）出露标高由75～540 m，一般在200 m左右。杨家甸矿点已采到标高102 m，麻尔峪矿区初查钻孔控制矿体最低标高至30 m未尖灭。

表3-16　营口—辽阳地区中部构造含矿带矿体一览表

矿床（点）名称	矿体个数	矿体产状倾向/倾角	长度/m	厚度/m	延深/m	矿石物理性质	滑石含量(%)
圣水寺	1	207°∠61°	20～30	0.5	不详	白色块状滑石	
	1	152°∠61°	30～50	1～2	不详		
平二房	数层	120°∠39°			不详	北段白色块状滑石质好，南段灰色滑石质较差	
		310°∠63°					
		165°∠55°					
田家坟	1	350°∠55°	250	2	100	以白色块状滑石为主局部灰色	现生产一、二级品
修家沟	1		不详	宽4	不详	灰色片状块状	
	1			宽1.2			
杨家甸	主要1个	360°∠45°	>150	15～20	采到102m标高		
麻尔峪	已知12条其中：	305°～352°∠44°～74°	50～300	宽1～34			
	Ⅳ号	343°∠62°	100	宽4～10		块状	
	Ⅶ号	345°∠62°	300	宽5～10		块、片状	
	X号	347°∠74°	300	宽2～10		粉状	
唐家堡子	1		断续	宽10		白色块状为主，片状次之	
	1		200～300	宽20			

滑石矿体赋存在层间构造中，产状与围岩一致。部分矿床可以清楚地看到层间破碎带角砾岩化。有60%以上的矿床（点）围岩为滑石化菱镁矿大理岩；25%的矿床（点）矿体产于菱镁矿大理岩与白云石大理岩层接触带内；只有10%以上的矿点围岩是白云大理岩。矿体多为扁豆状、透镜状，很少呈不规则状。中部构造含矿带各矿点矿体规模一般较小，唯有杨家甸—麻尔峪一带规模较大，可发展成大型矿床，其次是田家坟、唐家堡子也有一定发展远景。

3. 上部构造含矿带

上部构造含滑石带位置靠近大石桥组三段顶部（表3-17），矿点多分布在该区的SW端，含矿带长约15 km，宽一般20～50 m，最宽达150～200 m，其中赋存有桥台辅、东江

塔寺、后百寨、张官屯、枣尔岭、青山怀等矿点。出露标高 35～170 m 左右。中东段已知仅有海城羊角峪沟里一个矿点。这些滑石矿体受层间构造控制，44% 的矿点围岩为菱镁矿大理岩；22% 的矿点矿体赋存在菱镁矿大理岩与千枚岩的接触带；33% 的矿点矿体产于白云石大理岩与千枚岩的接触带和白云石大理岩层间构造破碎带内。滑石矿体呈扁豆状、透镜状、断续分布于含矿带中。上部构造含矿带矿体一般规模小，质量较差。

表 3-17　营口—辽阳地区上部构造含矿体一览表

矿点名称	矿体个数	矿体产状 倾向/倾角	长度/m	宽比度/m	延深	矿石物理性质	滑石含量(%)
桥台铺	数个	170°∠ 51° 220°∠ 51°	20～30	1～2， 最宽 9	不清	白色块状、灰色块状	76.12 48.07
东江塔寺	不清	220°∠ 36°	20～30 最长 60	1～2	不清	灰白色、黑绿色块状	65～75
后百寨	不清	走向近东西， 倾向南	30	最宽 10	不清	白色块状为主， 灰色块状者少	61.47
张官屯	不清	走向近东西，倾 向南，局部向北	30	5～10	不清	灰色片状，属滑石 -绿泥石型	57.55
枣尔岭	不清	140°∠ 26°	20～30 最大 50	0.5～2.0 最大 8	不清	白色灰色，质量较差	64.61
青山怀 （火石岭）	仅见 1 个	100°～130° ∠ 9°～60°	30～50	5～10	不清	矿石质量较差， 白色片状	63.32

三、硼矿床

辽东地区硼矿床分布于辽东裂谷带轴部，在层位上属里尔峪组三段。

根据已有资料分析，辽东所有大中型硼矿床，均分布于东西长近 300 km，南北宽 50～60 km 的辽东裂谷的中央凹陷带。其每个硼矿床（点）的空间展布，均受深断裂带和以古元古代条痕状角闪质混合岩（以下简称混合岩）为核的穹状构造、短轴背斜构造控制；且无一例外地产于以含硼岩系而著称的里尔峪组内，表现出明显的层控矿床特点。里尔峪组是一套以富钠、铁、硼、镁为特征的变质火山-沉积岩建造，其底部与混合岩（或称辽吉花岗岩，张秋生，1988）多呈混合交代接触，少数呈侵入接触或韧性剪切带接触关系，顶部与高家峪组呈强变形带接触。

在空间上，产于含硼岩系中的所有硼矿床（点），均赋存于富镁质大理岩中，反映了本区硼矿受富镁质碳酸盐岩建造控制的特点。硼矿体与容矿岩石富镁质大理岩具有固定的层位，往往分布于里尔峪组的下部，且与混合岩体垂直距离小于 200 m 的范围内。矿体与顶、底板围岩多为构造接触（接触带为构造蚀变岩）。另外，在二台子、高台子等地可见硼矿体的下部围岩中分布有硬石膏层，反映了硼质形成时也应处于蒸发环境。

硼矿矿体往往呈似层状、透镜状，一般延长数十米至数百米，个别达数千米；厚度数

米至数十米，最大厚度达356 m（翁泉沟硼矿）。容矿岩石厚度、矿体厚度及矿床规模均与含硼岩系厚度呈正相关关系。据区域中72个硼矿床（点）统计，大-中型以上矿床容矿岩石的厚度均大于50 m，硼矿分布于含硼岩系及容矿岩石厚度的最大部位（膨胀部位），如翁泉沟特大型硼矿床容矿岩石的厚度达356 m。

矿体厚度最大部位位于矿体在塑性变形过程中造成的膨胀带，说明在构造变形作用中有用组分再次富集成矿，同时说明矿体发生了异地的物理迁移，而化学迁移居于次要地位。容矿岩石与矿体的关系，无论沿走向或倾向，均可同时表现为明显的膨缩、分支复合，甚至与围岩同步褶皱等现象，并在膨胀处或向斜转折部位造成矿体厚度明显增大、矿量增多，并相伴出现一系列新的矿石组构。说明矿体与容矿岩石具有同生性与后期构造改造的双重特征，矿化与镁橄榄石化、蛇纹石化、电气石化关系密切。

总之，辽东地区菱镁矿、滑石和硼矿床的区域分布既受辽东裂谷的总体控制，又与区域性构造和富镁质碳酸盐岩建造密切相关。

第四节　矿床类型及典型矿床特征

一、矿床类型

本区镁质非金属矿床大多已经过勘查评价，不少矿床有较长的开采历史，其成因已有较好的研究基础。据文献资料，本区的菱镁矿于1913年被发现，并于1918年开始进行开采加工。1949年以后，对辽东菱镁矿进行了大规模勘查，发现和评价了6个大型-特大型和许多中小型矿床。20世纪50～60年代以来，对辽东的硼矿、滑石也进行了勘查，发现了4个大型-特大型硼矿床、6个中型硼矿床和1个大型-特大型、10个中型滑石矿床，并进行了深入研究。同时发现菱镁矿、滑石、蛇纹石、硼矿床伴生现象（江绍英等，1999；项仁杰等，1999；李驭亚等，1999；李恒学等，1999；姜春潮，1987）。20世纪80年代以来，还发现了一批过去仅作为一般蚀变岩石或变质岩石（围岩）对待，如水镁石、透闪石、透辉石、蛇纹石、金云母和纤维状海泡石等新的工业矿物，从而扩大了该区矿床种类及工业意义（刘劲鸿，1985；李世鹤，1994；吕宗凯1985b；陈开俊，1996；李定成1995；董发勤1990，1991a，1991b；丁浩华等，1986）。现将这一组矿床的成因类型及特征归纳如表3-18。

二、菱镁矿矿床

辽东菱镁矿矿床严格受大石桥组上段控制，一般可分上、中、下三个含矿层位。中部菱镁矿矿体质纯，品位高，厚度大，是主要的工业矿体。矿体总厚度在100～400 m，延深大于300 m。矿石类型一般以纯菱镁矿型为主，滑石-菱镁矿型次之。纯菱镁矿矿石呈粒状结构，块状构造。矿物成分主要为菱镁矿及少量的水镁石，脉石矿物有白云岩、滑石、石英、绿泥石、黄铁矿、白云母、蛇纹石等。矿石平均化学成分为SiO_2 0.67%、MgO 46.76%、CaO 0.74%。菱镁矿矿石中可见大量变余的沉积组构，如变余的层理、层纹、斜层理、豆状、结核状、波痕、雹痕、滑塌构造等，并发现了蒸发相石膏岩。富矿层内还见叠层石。地球化学研究表明，菱镁矿与围岩的稀土元素分配模式基本相似，其中

表 3-18　镁质碳酸盐岩建造主要镁质非金属矿床成因类型

矿种	矿床成因类型	成矿时代	成矿地质背景	主要成矿作用	矿床特征		矿床实例
					矿体	矿石	
菱镁矿、白云岩	镁质碳酸盐岩建造沉积-区域变质型	Pt_1	蒸发海盆中镁质富集，经沉积变质而成矿，后期叠加热液交代作用	沉积-变质作用	多层矿层呈层状、似层状、透镜状产出于白云岩、菱镁岩中，长数百至数千米，厚几米至上百米，常与滑石伴生	矿石中见大量变余沉积组构，块状构造，粒状结构，以晶质菱镁矿为主，滑石-菱镁矿次之，MgO 35% ~47%	海城王家堡子、下房身
硼镁矿、硼镁铁矿	镁质碳酸盐岩建造沉积-区域变质型	Pt_1	含硼火山物质沉积后，由富硼、镁、硅热水沉积而成矿，叠加区域变质和热液交代	热水沉积-变质作用	矿体呈似层状、透镜状产于白云石大理岩、菱镁矿大理岩、含云橄榄岩中，长数十至数千米，厚几米至上百米，常与滑石、菱镁矿、蛇纹石伴生	矿石一般具变质、变形、交代成因和喷气-沉积的组构，如变余条带状、块状、斑杂状构造，变晶交代残余结构，由硼镁石、板状硼镁石、遂安石、硼镁铁矿组成，B_2O_3 7% ~40%	营口后仙峪、凤城
滑石	镁质碳酸盐岩建造变质热液交代型	Pt_1-Mz	变质热液交代白云岩、菱镁矿而成	变质热液交代和充填作用	矿体呈似层状、扁豆状、透镜状产于硅化的白云石大理岩、菱镁矿大理岩中，长数百米，厚几米至上百米，常与菱镁矿、绿泥石伴生	矿石呈白色、浅粉色块状，鳞片变晶结构、交代蚕蚀结构、交代残余粒状变晶结构，矿石主要为滑石（95% 以上），少量白云石、菱镁矿、绿泥石和石英等	海城范家堡子、水泉
淡斜绿泥石	镁质碳酸盐岩建造变质热液交代型	Pt_1	白云岩或菱镁岩受区域变质作用，变质热液原地交代就近充填而成	变质热液交代和充填作用	矿体呈带状集合产出于镁质大理岩中，矿带长 200 ~600 m，延深 50 ~200 m，厚 4 ~23 m。单个矿体规模小，常呈条带状、透镜状	矿石为浅绿、浅灰、黄褐色，条纹状构造、致密块状构造，鳞片状变晶结构，主要有淡斜绿泥石（50% ~80%），少量滑石	本溪连山关、岫岩大安口
块状水镁石	镁质碳酸盐岩建造热液交代型	Mz	燕山期岩浆侵入使镁质碳酸盐岩分解，大气降水在热驱动下水合而成	热液交代作用	矿体呈透镜状似层状，长几十米至几百米，厚几米至几十米。矿体顶、底为白云石大理岩	矿石呈块状或片状构造，淡绿色及白色，水镁石含量 90%，并含少量方解石、蛇纹石、白云石、菱镁矿和滑石	凤城刘家河
蛇纹石软玉、蛇纹石大理岩、石棉	镁质碳酸盐岩建造变质热液交代和充填型	Pt_1-Mz	镁质大理岩受变质热液交代蚀变而成	变质热液交代和充填	矿体沿层间破碎带呈层状、似层状产出于白云质大理岩、菱镁岩中，长 20 ~200 m，延深 30 ~450 m，厚 3 ~20 m，常伴生有菱镁矿、滑石、透闪石矿床	呈深绿、浅绿、黄绿、蓝绿及白色，块状、不规则条带状构造，显微鳞片变晶结构。致密块状者为岫玉。矿石矿物以叶蛇纹石、纹蛇纹石为主。棉脉以横纤维复式脉为主，肉状和分支状者少见。纤维长 2 ~20 mm，最长 250 mm	集安石棉矿、岫岩北瓦沟、凤城上长阴子
透闪石、透辉石	镁质碳酸盐岩建造区域变质型	Pt_1	大陆裂谷闭合后区域变质带	区域变质作用	矿层呈层状、似层状、透镜状产出于硅质白云质大理岩中长数百米至千米，厚几米至几十米	矿石呈致密块状、间有条带状及斑杂状构造，呈纤维状鳞片花岗变晶结构，主要矿物为透辉石、透闪石（56% ~80%）	庄河仙人洞、辽阳吉洞峪、西榆
纤维状海泡石	镁质碳酸盐岩建造热液充填型	Mz	白云质大理岩断裂破碎带中富硅、镁质热液交代充填而成	热液充填作用	矿体呈复脉型细脉带状产于白云质大理岩中，脉长几米，宽几至十几厘米，细脉密集成带，脉带可断续延伸几千米	海泡石为白色、灰白色纤维集合体，致密块状，海泡石含量 70% ~86%	盖县、宽甸、辽阳—营口一带

$\sum$LREE/$\sum$HREE5.9～8.1，矿石的 Eu/Eu* 为 0.72～0.80，围岩为 0.49～0.74。矿石与围岩的稳定同位素 $\delta^{13}C$ 趋向于 +1‰。矿石 $\delta^{18}O$ 为 15.70‰，围岩 $\delta^{18}O$ 为 14.57‰。这些特征反映了菱镁矿与白云石大理岩形成环境相似，具蒸发海水沉积成因特点。代表性矿床有辽宁海城菱镁矿矿床和小圣水寺菱镁矿矿床。

1. 辽宁海城菱镁矿矿床

该矿床是中国最大的菱镁矿矿床。矿床大致呈 NEE 向延展，走向长 3250 m，由 SW 至 NE 分别由王家堡子、金家堡子和下房身 3 个矿段组成。矿区出露地层为古元古代辽河群大石桥组二段（Pt_1d^2）和三段（Pt_1d^3）。Pt_1d^2 分布于矿床北部，为云母片岩层，主要为二云母石英片岩、（矽线石、蓝晶石、十字石）二云母片岩，夹透闪透辉岩和白云石大理岩。总厚 570 m 以上，顶部局部有菱镁矿大理岩（级外晶菱镁矿），厚度 5～10 m。

其中，白云石大理岩主要由白云石（80%～90%）和石英（5%～15%）组成；含少量透闪石、滑石、蛇纹石、金云母、炭质物、方柱石和白云母等矿物。条带状炭质白云石大理岩为薄层状夹层，分布于下部菱镁矿矿体底部。

矿区内岩浆岩有石英斑岩、辉绿玢岩和煌斑岩等，受近 NE 向和 NW 向断层控制，一般宽数米，最宽 10 m 左右。

矿区内为一单斜构造，走向 N65°～85°E，倾向 SE，倾角 70°～85°，矿床局部倾向 NW。矿区内断层发育，可分为走向逆断层和横断层。主要走向逆断层带分布于 Pt_1d^2 云母片岩层中，在矿床西部靠近矿体。断层带走向 NE65°～85°，倾向 SE，倾角 65°～75°，宽 3～7 m。其中有断层角砾岩、断层透镜体和片理化岩石，并有煌斑岩脉。横断层，走向有 NE 向和 NW 向，倾角较陡，水平断距最大 7～73 m。横断层两侧羽状节理、裂隙发育。横断层中常有各种岩脉充填（图 3-19）。

菱镁矿矿体分为下部矿体、上部矿体和中部白云石大理岩中的矿体。下部矿体为主矿体，呈似层状，走向长 3625 m。矿体水平厚度一般 100～300 m，平均 205 m。矿体沿倾向延深 300 m 以上，矿体下盘夹石为菱镁矿大理岩、千枚岩，分别厚 2～10 m 和 3～7 m，局部有白云石大理岩和滑石岩。其上盘夹石为菱镁矿大理岩和白云石大理岩，厚度一般为 5～70 m。上部矿体由菱镁矿岩、菱镁矿大理岩、白云石大理岩和千枚岩等互层组成，走向长也为 3625 m，水平厚度 30～326 m，平均 137 m，上部矿体主要可分为 4 个矿体，单个矿体长 430～3000 m，水平厚度 13～200 m，矿体间的菱镁矿大理岩和白云石大理岩厚度 2～80 m，二者与菱镁矿互层，或夹于菱镁矿之中。它们的形态多为复杂的似层状，有膨胀、狭缩和分支现象。千枚岩形态简单，呈薄层状，厚度 2～10 m。中部矿体包括菱镁矿矿体 6 个，夹于白云石大理岩中，呈薄层状，长 140～820 m，水平厚度 19～84 m。矿体中有可煅烧高纯镁砂的特级矿石，主要产于下部矿体中，其规模长 60～1235 m，水平厚度 4～100 m，延深 50～370 m。

矿石构造以致密块状为主，条带状、放射状构造较少。矿石粒度以中粒（5～10 mm）为主，巨粒（>50 mm）和细粒（<5 mm）次之，矿石矿物主要为菱镁矿，少量有滑石、透闪石、白云石和斜绿泥石。其他矿物含量很少但种类多，有：碳酸盐类的方解石、含铁白云石、铁白云石、含铁菱镁矿、铁菱镁矿、菱铁矿和菱锰矿；硅酸盐类的硅灰石、石榴子石、蛇纹石和海泡石；硫化物类的黄铁矿、黄铜矿和闪锌矿；氧化物类的褐铁矿、赤铁矿和磁铁矿；磷酸盐类的磷灰石等。

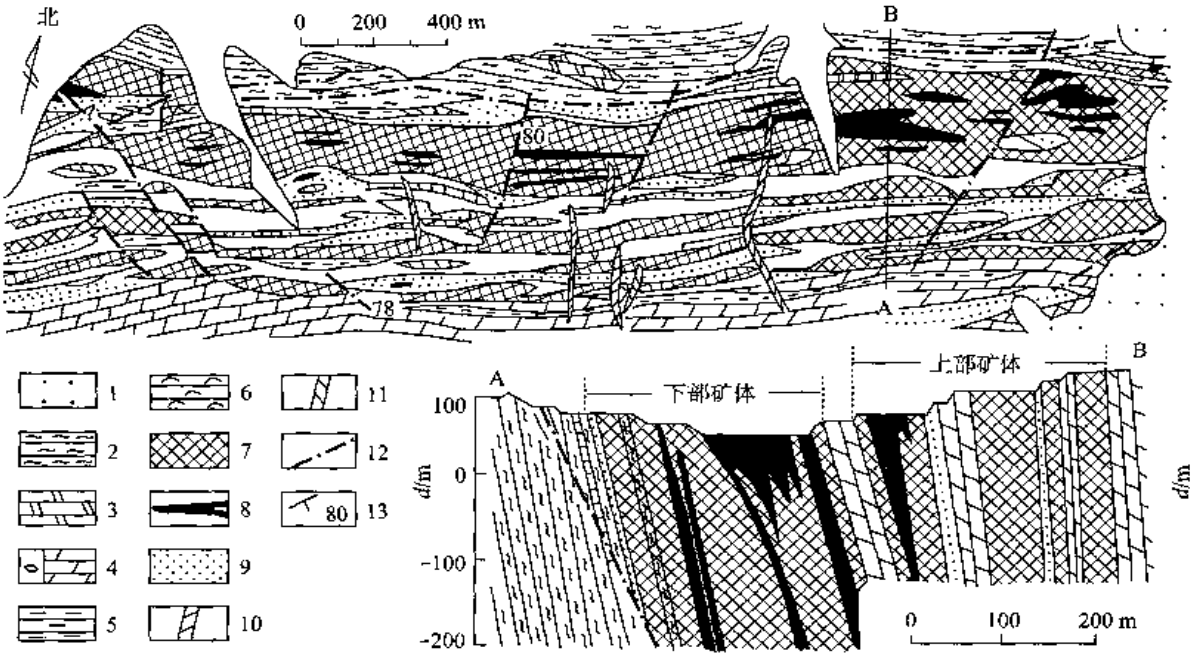


图 3-19 辽宁省海城菱镁矿矿床区域地质图和剖面图

（据冶金部东北地质勘探公司 403 队，1987）

1—第四系冲积层；2～3—古元古界辽合群大石桥组二段；2—云母片岩，3—白云石大理岩；4～6—大石桥组三段，4—白云石大理岩，5—千枚岩，6—滑石片岩；7—菱镁矿；8—特级品菱镁矿；9—菱镁矿大理岩（级外品菱镁矿）；10—石英斑岩；11—煌斑岩；12—断层；13—产状

菱镁矿，呈白色、灰白色，个别浅肉红色，粒度小于 1 mm 至大于 50 mm，一般 2～30 mm。显微镜下沿菱镁矿颗粒边缘、菱面体解理和裂隙有滑石、斜绿泥石、石英、方解石、白云石、赤铁矿、褐铁矿、黄铁矿、磁铁矿和炭质物等呈细脉状、片状和粒状产出。在中粗粒菱镁矿中见有铁矿物、磷灰石、方解石和呈透闪石假象的滑石。它们的含量在低品级矿中较多。可见细粒和中粒菱镁矿互相穿插，也见有早期菱镁矿裂隙壁上生长的晚期柱状菱镁矿。

滑石，在矿体中分布普遍，含量一般 1%～5%，其形态分三种：第一种滑石沿矿体节理、裂隙呈细脉状、不规则条带状和团块状分布，常见于下部矿体顶板和上部矿体附近。第二种滑石呈透闪石或方柱石假象的柱状，分布于下部矿体顶板和上部矿体底板附近矿体中。第三种滑石呈白色、浅黄色鳞片状，沿菱镁矿晶体边缘或平行层面的构造裂隙带分布，或沿放射状矿石的板状菱镁矿晶体边缘分布，或与绿泥石和炭质物组成条带状矿石的暗色条带，主要分布于下部矿体底板和上部矿体中。

斜绿泥石，一般为白色、浅绿色鳞片状或聚鳞片状，含量不定。局部分布于下部矿体夹层和底板白云石大理石岩之中，并交代了滑石和菱镁矿。

白云石，含量 1%～5%，产出形态有两种：一种为原生白云石，呈晶质粒状，分布于菱镁矿晶粒间。另一种为细脉，分布于矿裂隙中或菱镁矿解理中，粒度 0.01～2 mm，据电子探针分析有白云石和含铁白云石（FeO 3.99%）两种。

方解石，白色、乳白色，中细粒，含量 1%～2%。后期方解石呈细脉状分布于矿石

节理、裂隙中。

菱铁矿、菱锰矿，含量小于0.33%。

黄铁矿，多沿矿石节理、裂隙呈星点状分布。

矿物生成顺序大致为：白云石、透闪石→细粒菱镁矿→中粒菱镁矿→粗粒菱镁矿→早期斜绿泥石→早期较大片状滑石→晚期细小鳞片状滑石→晚期斜绿泥石→石英、方解石、黄铁矿。

2. 辽宁小圣水寺菱镁矿矿床

该矿床位于区域性复向斜北翼，其西侧毗邻陈家堡子白云石矿床（图3-20）。矿区出露地层为古元界辽河群大石桥组二段（Pt_1d^2）和三段（Pt_1d^3）。Pt_1d^2 由绢云母千枚岩、千枚岩夹黑云母石英片岩等组成。总厚500 m。Pt_1d^3 自下而上分为三部分：下部白云石大理岩与千枚岩互层，中部白云石大理岩及菱镁矿层，上部白云石大理岩与千枚岩互层。

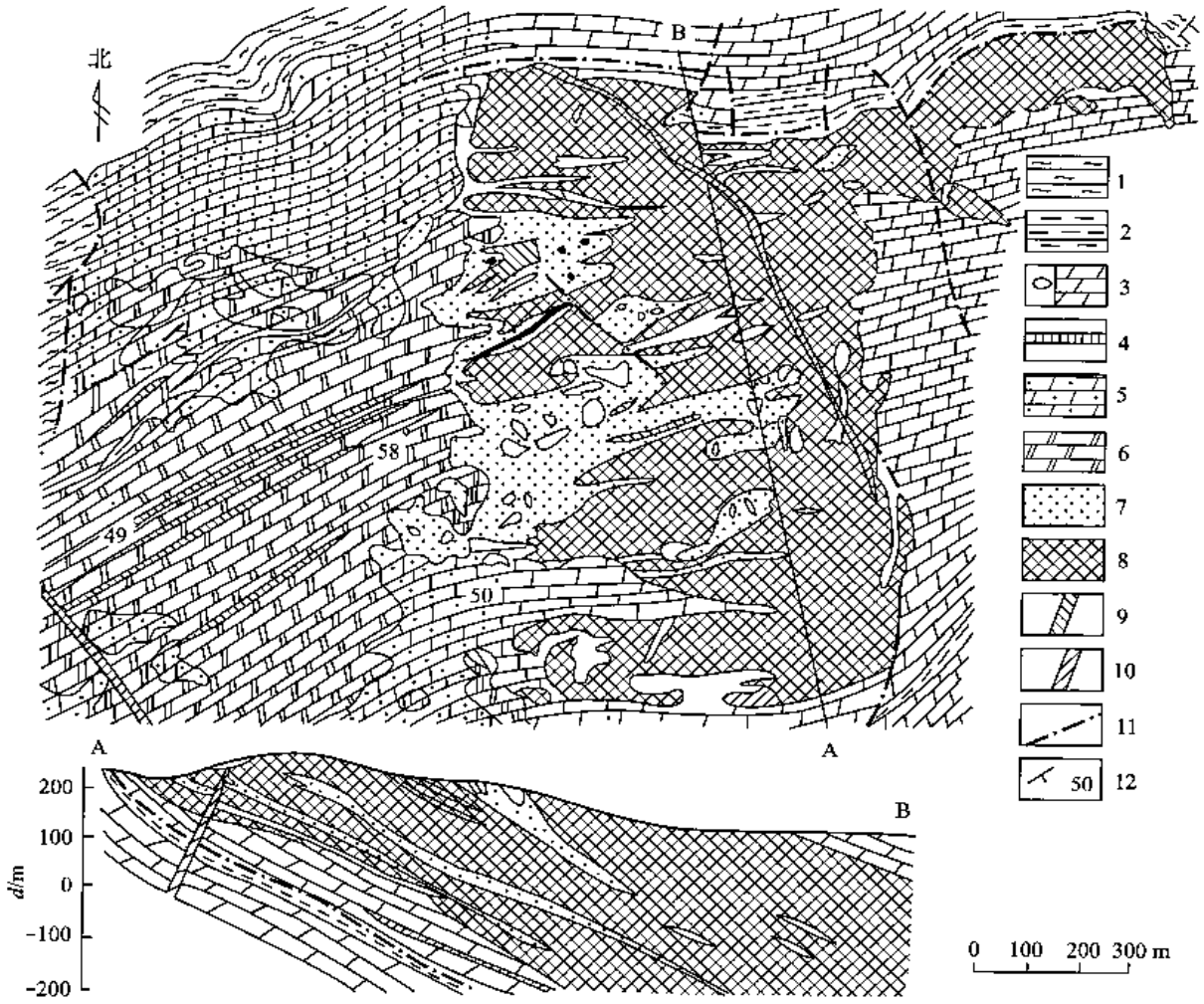


图3-20 辽宁省海城小圣水寺菱镁矿矿床地质图和剖面图

1—古元古界辽河群大石桥组二段千枚岩；2～8—古元古界辽河群大石桥组三段：（2—云母片岩，3—白云石大理岩，4—隐晶质白云石大理岩，5—微细粒白云石大理岩，6—细粒白云石大理岩，7—菱镁矿化白云石大理岩、白云石菱镁矿，8—菱镁矿）；9—白云石脉；10—辉绿岩脉；11—断层；12—产状

下部白云石大理岩互层，由2层白云石大理岩和千枚岩组成。厚度60～130 m。中部白云石大理岩及菱镁矿层，在矿床西部陈家堡子为白云石大理岩夹少量千枚岩，局部为菱镁矿化白云石大理岩；在东部小圣水寺为菱镁矿矿层。菱镁矿矿层西部边界大致与白云石大理岩走向呈70°交角。西部呈港湾状接触，为渐变关系。由东而西一般为：菱镁矿→含白云石菱镁矿→白云石菱镁矿→菱镁矿化白云石大理岩→中细粒白云石大理岩。西部陈家堡子白云石大理岩中夹有隐晶质石灰质白云岩。白云石大理岩可分为微细粒（0.06～0.4 mm）和中细粒（0.5～3.0 mm）。还有菱镁矿化白云石大理岩。隐晶质石灰质白云岩有2层，厚度6 m。上部白云石大理岩与千枚岩互层，主要为白云石大理岩夹千枚岩及滑石片岩。白云石大理岩灰白色至白色，细粒，有藻类化石，厚420 m。矿床内有辉绿岩脉穿插，其产状与横断层产状相近。

矿床为一单斜构造，西部陈家堡子走向NE60°～70°，倾向SE，倾角40°～50°。东部小圣水寺走向NE55°～80°，倾向SE，倾角20°～45°。局部有次一级小褶皱。区内断层较发育，有逆断层和横断层。在小圣水寺逆断层主要有2条。一条逆断层通过菱镁矿层下盘，走向NE，倾向S，断层带中见有由菱镁矿、白云石大理岩和千枚岩等角砾被白云石胶结。断层带附近千枚岩多滑石化，滑石化带宽0.1～2 m。另一逆断层分布于东部，断层走向自东而西由NE转为近SN，倾向E、倾角30°～52°。断层带中见有2～6 m厚的角砾岩，角砾为白云石大理岩，被红色白云石胶结。在陈家堡子西北部还有3条断层组成的逆断层带。断层角砾带宽100～200 m，延长约450 m。角砾是灰色、灰白色石灰质白云岩，砾径10～100 mm，为白色或浅紫色中粒白云石胶结。石灰质白云岩角砾局部重结晶，并常有菱镁矿交代现象。

菱镁矿矿层产状大致与围岩产状一致，走向NE65°～75°，倾向S，倾角20°～45°，延长1760 m，平均厚度390 m。矿层内部结构复杂，除菱镁矿外，还有菱镁矿化白云石大理岩和白云石大理岩。菱镁矿化白云石大理岩在中部较多，多分布于菱镁矿与白云石大理岩之间。菱镁矿工业矿体共37个，规模较大者8个，多呈似层状，有分支现象，单个矿体延长375～1155 m，倾斜延深300～980 m，平均厚度20～68 m。散布于矿层中的白云石大理岩很多，呈似层状、扁豆状和团块状，大小不等，大者厚度5～40 m，小者30 cm×20 cm至1 cm×1 cm。此外，还有滑石化千枚岩4层，长20～100 m，宽0.5～5 m。

矿石构造可分7种：①块状构造，多由细、中粒菱镁矿组成；②片状构造，也多由细、中粒菱镁矿组成；③薄层状构造，由细、中粒菱镁矿组成，单层厚5cm，层理清晰；④条带状构造，由白色、淡红色条带和灰黑色、灰色条带相间组成，一般是中、粗粒菱镁矿；⑤放射状构造，由粗粒或中粒菱镁矿组成，有时其核心为赤铁矿或细粒菱镁矿；⑥球粒状构造，白色菱镁矿中有灰白色、灰色菱镁矿球粒；⑦蠕虫状-虎皮状构造，灰色菱镁矿中有白色蠕虫状菱镁矿，或白色菱镁矿中有灰色、灰白色蠕虫状菱镁矿。

矿石的矿物成分除主要矿物菱镁矿外，尚有不等量的白云石、滑石、石英、斜绿泥石以及微量黄铜矿、黄铁矿和赤铁矿等。矿物组合有7个，即菱镁矿、白云石-菱镁矿、滑石-菱镁矿、蛋白石-石英-菱镁矿、斜绿泥石-菱镁矿、滑石-白云石-菱镁矿和滑石-蛋白石-菱镁矿。以前三者最发育。

矿石中的白云石呈星散状和脉状。呈星散状者粒度与菱镁矿近似。呈脉状者为细脉或网脉。滑石有3种形态：①薄膜状滑石，多分布于薄层状、条带状矿石层面；②凸透镜状

滑石，大小为 3 mm×0.5 mm 至 1 cm×1 cm，其中常有圆形菱镁矿残余体，镜下滑石中菱镁矿呈岛屿状；③鳞片状和脉状滑石，沿菱镁矿节理和裂隙分布。蛋白石、石英呈细脉，多沿矿石节理分布。

前人根据矿区西部菱镁矿与白云石大理岩呈港湾状接触的渐变关系和菱镁矿交代白云岩现象，认为菱镁矿是交代白云岩成因的（李驭亚等，1994）；但是，由于矿区内没有大量的方解石矿物出现，即白云岩没有明显的脱钙现象，单纯靠热液交代形成菱镁矿是不可能形成如此大规模的菱镁矿矿床的。

三、滑石矿床

辽东地区滑石矿主要产于古元古代辽河群大石桥组上段。矿体围岩主要是菱镁矿大理岩、白云石大理岩。矿体产状与地层产状基本一致，矿体呈扁豆状、透镜状产于菱镁矿大理岩或白云石大理岩的挤压破碎带中，矿体一般长 200～600 m，厚度 0.5～80 m，最大延深达 500～700 m。矿石类型分为纯滑石型、滑石-菱镁矿型、滑石-白云石型。矿石化学成分以高 MgO、SiO_2，低 Fe_2O_3、Al_2O_3 为特征。矿体围岩普遍发生硅化、滑石化和绿泥石化。代表性矿床如辽东海城范家堡子矿床。

辽宁海城范家堡子滑石矿床位于大石桥组上段的底部菱镁矿大理岩内。滑石矿体呈扁豆状和透镜状产出。有工业矿体 6 个，其中 1～4 号矿体为主矿体，其规模、产状列于表 3-19。矿体与围岩产状一致，但界线不清，为渐变关系（图 3-11）。滑石矿体周围有 1～2 m 宽的硅化带，并有石墨化、斜绿泥石化及黄铁矿化。由于滑石化及硅化的影响，范家堡子一带的菱镁矿矿体已成为等外品。滑石矿体受多期活动的裂隙构造控制，矿体附近脉岩较发育，破碎带中有煌斑岩的角砾，反映了构造裂隙的多期活动。在露天采场中可见粉红色滑石脉穿切其他脉状滑石，说明其多阶段成矿的特征。滑石矿床系菱镁矿和白云石大理岩在区域变质过程中，由富含 SiO_2 的高盐度成矿流体交代形成的。

表 3-19　辽宁海城范家堡子滑石矿床矿体规模产状

矿体	矿体规模/m		矿体产状/（°）			矿石自然类型	滑石含量（%）
	长度	厚度	走向	倾向	倾角		
1	500	7～34	近东西	175	35～40	块状、片状、浸染状	60～80
2	300	15～60	近东西	340	25～35	块状、片状、浸染状	60～79
3	600	15～80	近东西	340	25～35	块状、片状、浸染状	60～79
4	300	25	近东西	340	25～35	块状、片状、浸染状	60～79

四、硼矿床

辽东地区硼矿床，按其工业矿物可以分为两种类型：硼镁石型矿床，构成小型-大型矿床；硼镁铁矿型矿床，构成大型-超大型矿床。

1. 硼镁石型矿床

辽东吉南地区镁质碳酸盐岩建造变质成因的硼镁石矿床是中国主要的，也是最具工业

价值的硼矿床类型。硼镁石矿床位于辽河群里尔峪组白云石大理岩、蛇纹石大理岩、富电气石变粒岩、电英岩、浅粒岩、斜长角闪岩等组成的含矿建造中。含矿建造底部分布有富硼的火山岩，上部为硼镁石矿沉积，具有含硼地层的二元结构模式（王培君等，1996）。后期经受了角闪岩相区域变质作用改造。矿体形态和分布受原岩控制，呈大小不等的层状、扁豆状产出。矿体最大延长达数 km，最大延深超过 400 m。矿体厚度变化大。根据矿石中主要硼酸盐矿物的不同，可分为三种基本的矿床类型：硼镁铁矿矿床、硼镁石矿床、硼镁石-硼镁铁矿矿床。其中以硼镁石矿床质量最好，工业价值最大。围岩蚀变主要有蛇纹石化、碳酸盐化和绿泥石化等。

在该岩系中下部发现存在硬石膏层，这些硬石膏层在空间上与硼镁石矿体关系密切，代表了原始沉积条件为蒸发环境。据常量元素研究，B_2O_3 与 MgO 呈正相关，说明它的富集与岩石中 Mg 的含量关系密切。硼镁石矿石与碳酸盐岩稀土元素对比，发现矿石中除了富集 B 外，还出现了 Sc、Hf、Ta、Co 和 Ba 的富集，表明硼酸盐、碳酸盐岩沉积时，有酸性火山物质的加入。含硼蛇纹石化大理岩碳同位素 $\delta^{13}C$ 值为 $-4.9‰ \sim 3.4‰$，氧同位素 $\delta^{18}O$ 为 $+9‰ \sim +23.3‰$，显示了海相碳酸盐岩的特性。电气石、硼镁石和遂安石的硼同位素研究，$\delta^{11}B$ 为 $+7‰ \sim +10‰$，表明硼来源于碎屑岩和火山沉积物，部分硼同位素还可能经历了变质改造。

代表性矿床如辽宁后仙峪硼矿床（硼镁石型）。后仙峪硼矿位于辽宁营口市虎皮峪背斜南翼。区内地层为宽甸群和草河群变质岩系，硼矿产在宽甸群砖庙组中。后仙峪矿区分为 5 个矿化带，其中规模最大的是第二号矿化带（图 3-21）。该矿化带中有 6 个硼矿体，其中以 5 号矿体最大，其次是 3、4 号矿体。5 号矿体呈扁豆状和似层状，其主要矿物为硼镁石和遂安石，矿体厚度变化较大，最厚可达 61 m，平均厚度 17 m，是一个高品位大矿体。该矿体的主要脉石矿物是镁橄榄石、蛇纹石，其次还有金云母、透闪石、滑石、方解石、白云石、菱镁矿以及少量的硅镁石类、绿泥石、磁铁矿、磷灰石等。矿石按自然类型划分有：遂安石型、硼镁石型、遂安石和硼镁石混合型、硼镁铁和硼镁铁与硼镁石混合型等。按工业要求划分，则有硼镁石矿石、硼镁铁矿石以及硼镁铁与硼镁石混合型矿石。遂安石矿石多位于矿体的中部，硼镁石矿石多位于矿体的上部和下部，而混合型矿石只见于矿体上部，分布很局限。沿整个矿化带走向和倾向，B_2O_3 含量的变化规律不明显，但就单一矿体而言，无论是沿走向或倾向，在矿体收缩或尖灭方向上均有逐渐变贫的趋势，在矿体膨胀部位，硼含量为最高。

2. 硼镁铁矿型硼矿床

矿床赋存于翁泉沟含硼岩系内，矿床中伴有放射性元素铀；岩系内还产有磷灰石矿床，并含稀土元素矿化，它们产于电气透辉岩中。因此本类型矿床是以硼铁为主，并伴生稀土、磷、铀等多种元素，其中硼的储量可达超大型矿床的规模。

硼镁铁矿矿体呈层状、似层状及透镜状，沿一定层位可断续出现多个。各硼镁铁矿体皆产于富铁的蛇纹岩中，并与围岩同步褶皱，因此，矿体在区内向斜构造中保存较好。矿体与围岩之间呈整合接触，在矿体中存有不同岩性的夹层，如各种变粒岩、蛇纹岩（或蛇纹石化镁橄榄石岩）、金云透闪岩、富镁大理岩、电气透闪岩等，其厚度与延长变化皆大，这些反映了含硼岩系韵律式连续沉积的特点和沉积环境的变化，也说明岩系中 Fe-B-U-TR-P 元素成矿系列与孕育它们的岩石之间具有十分密切的成因联系。

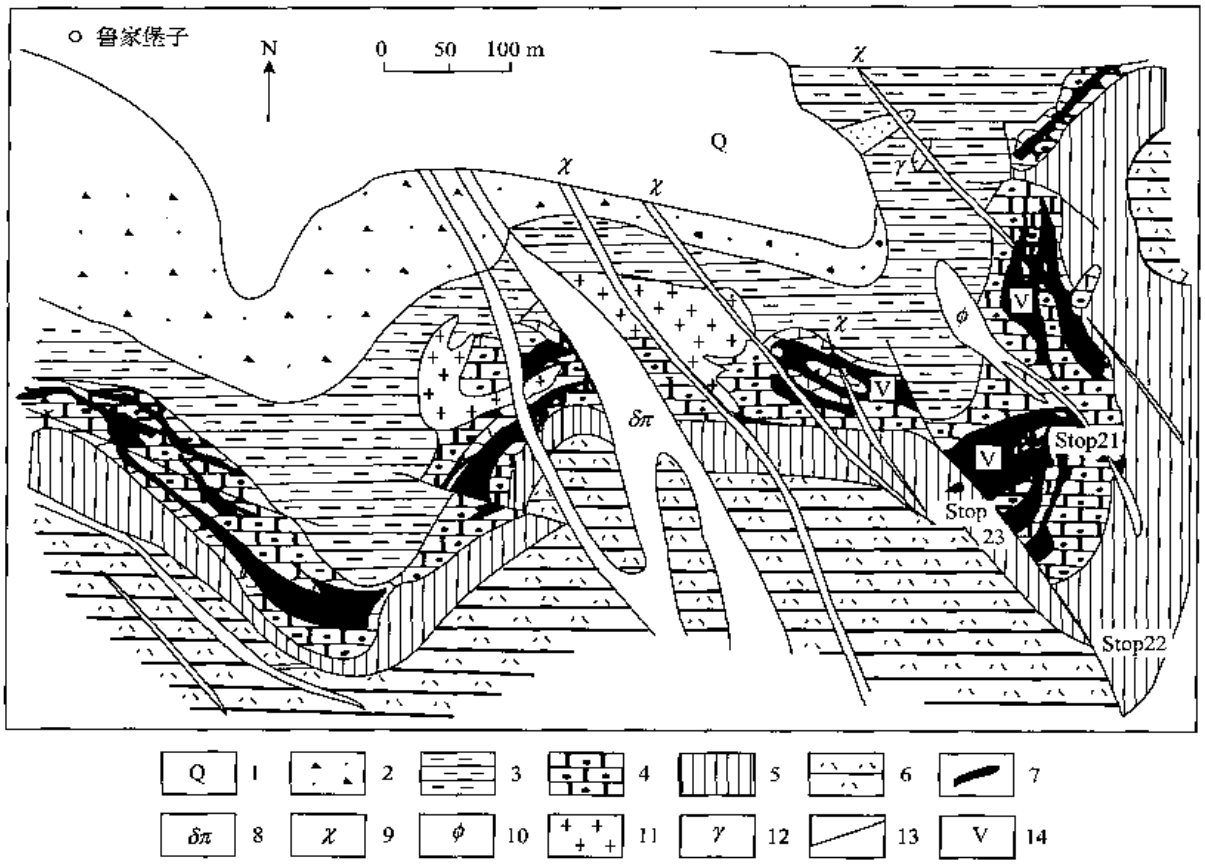


图 3-21 辽东营口后仙峪硼矿床第 2 矿化带地质简图

（据姜春潮等，1996）

1—第四系；2～7—里尔峪组地层：（2—电气黑云变粒岩，3—黑云变粒岩，4—蛇纹岩、蛇纹石化大理岩，5—黑云变粒岩和电气石化黑云变粒岩，6—角闪质条纹状混合岩，7—硼矿体）；8—闪长斑岩；9—斜长角闪岩；10—细晶岩；11—伟晶岩；12—花岗岩；13—断层；14—5 号矿体

矿石中变质、变余的组构如层状、条带-条纹状、石香肠等构造广泛分布，矿石遭受过区域变质的改造是明显的，同样，以后因热液作用影响矿石还出现一些交代的组构。矿石中微量元素 Cd、Cs、Sn、Ta、Nb、W、Mo 等的含量明显高于其克拉克值的 2～4 倍，这些元素一般在酸性岩浆岩中含量较高。因此表明含硼建造形成过程中伴有酸性火山活动，它为提供硼的来源起了重要作用。

代表性矿床如辽宁翁泉沟硼铁矿床（硼镁铁矿型）。该矿床于 1958 年发现，位于辽宁省凤城市刘家河乡与西门子乡的交界处，是一个硼、铁共生并含铀的特大型沉积变质再造型硼矿床（图 3-22）。

该矿床包括东台子、业家沟和翁泉沟三个主要矿段，总储量（B_2O_3）为 2185 万 t，铁矿石 2.8 亿 t。B_2O_3 储量占全国总储量的 45% 左右。由于选矿及铀的放射性问题，因此使之至今不能得到开发利用。但近年来，在这方面已有相当大的突破，研究证明，该矿床中 90% 以上矿石是属于具有可选性的硼镁石-磁铁矿型，通过选、冶结合的加工工艺，能获得较满意的结果，可望不久将会有实质性的进展。

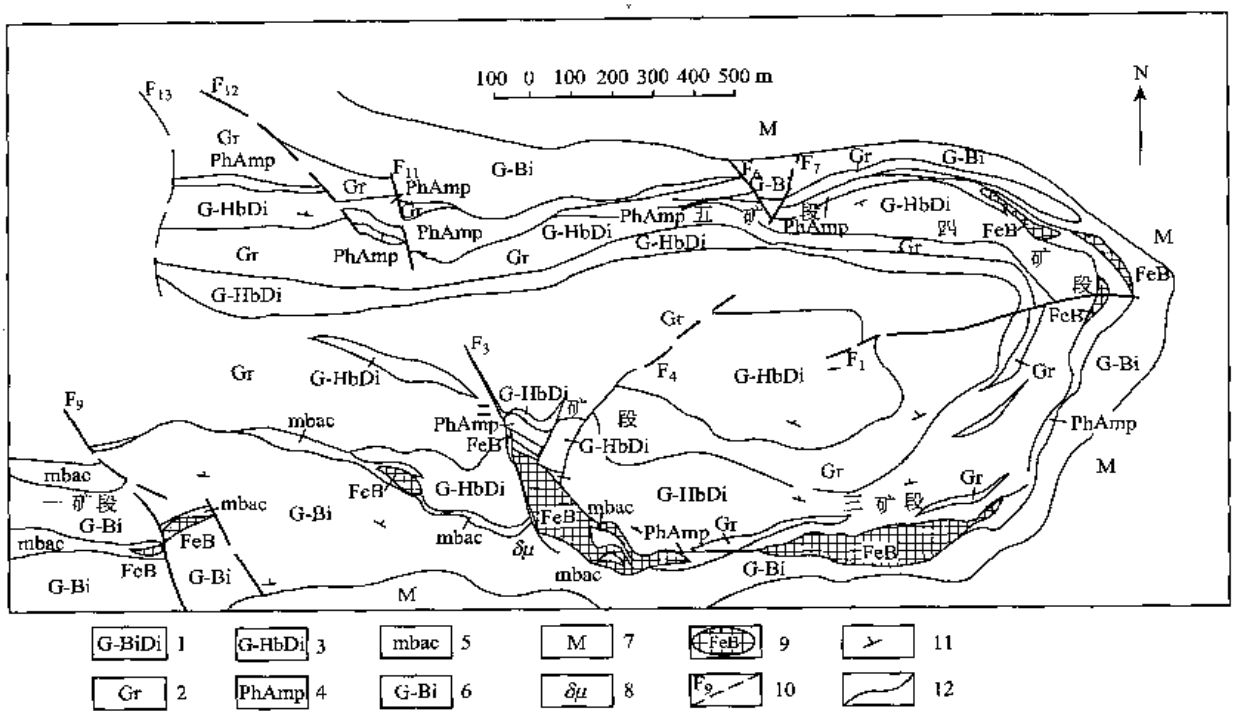


图 3-22　辽东宽甸翁泉沟硼矿床地质简图

（据王培君等，1991）

1—黑云透辉变粒岩；2—浅粒岩；3—角闪透辉变粒岩；4—金云透闪岩；5—蛇纹石化大理岩；6—黑云变粒岩；7—混合岩；8—闪长岩岩；9—硼矿体；10—断层及编号；11—岩层产状；12—地质界线

翁泉沟硼矿赋存于古元古界辽河群里尔峪组下部的变粒岩段中。硼铁矿层主要产于蛇纹岩、金云蛇纹岩中，部分产于蛇纹石化大理岩中。放射性元素与硼镁铁矿紧密共生。矿体倾角变化大，一般是浅部较陡，深部较缓，靠近向斜轴部矿体近于水平。

矿区分上、下两层矿，共分 9 个矿体。矿体呈层状、透镜状、扁豆状。矿体长约 3000 m，宽约 1500 m，最大延深 600 m，一般厚度 30 ~ 50 m，厚度变化较大，随含矿岩层的厚度变化而异。矿区内较大矿体是 1、2 号矿体，1 号矿体规模最大，其储量占全矿区的 90%。南北宽 1500 m，东西延长 2800 m，最大厚度 150 m，平均厚度 45 m。2 号矿体平均厚度 22 m。

矿体与围岩呈整合接触关系，中间为金云透闪岩的交代带。矿体中夹有数层黑云角闪变粒岩、蛇纹岩、电气透辉岩等，厚度不等，延长几米到数百米。矿体与赋矿岩层的厚度之间关系密切。沿走向、倾向二者厚度有正相关关系。

整个矿床属镁质硼镁铁矿，主要矿石矿物为磁铁矿、硼镁铁矿，其次为纤维硼镁石、遂安石、晶质铀矿。脉石矿物为蛇纹石、金云母、硅镁石。主要为变晶、交代残余结构，条带状、块状、斑杂状构造。矿石中 B_2O_3 含量一般为 4% ~ 10%（平均 7.23），最高可达 22.68。TFe 在空间上分布较为均匀，与 B_2O_3 一般呈正相关关系，依硼酸盐矿物和磁铁矿的含量，可将本矿区矿石分为四类：硼镁石-磁铁矿型、硼镁铁矿-磁铁矿型、硼镁石（遂安石）-硼镁铁矿-磁铁矿型、磁铁矿型。其中，以前两类为主要类型。

第五节　成矿系列的结构、成因与结构模型

一、成矿系列划分

镁质碳酸盐岩建造在整个演化过程中的沉积、变质改造和后生改造作用的各个阶段，可形成上述多种镁质非金属矿床。各类非金属矿床之间有着成生联系和密切的时、空关系，构成了这一特定的矿床成矿系列。按照矿床成矿系列分类原则，镁质碳酸盐岩建造镁质非金属矿床成矿系列应划归于沉积-变质成矿系列组合（程裕淇等，1979，1983；陈毓川等，1994；翟裕生等，1980，1987，1992，1994，1996；陶维屏等，1989，1994，1996a，1996b）。现将这一成矿系列的成矿母岩、成矿区域地质背景、岩石组合、演化特征及其伴生的成矿作用和矿床组合特征列于表3-20。

表3-20　镁质碳酸盐岩建造镁质非金属矿床成矿系列简表

成矿系列 / 成矿特征	镁质碳酸盐岩建造镁质非金属矿床成矿系列	
	（大石桥组）镁质碳酸盐岩建造镁质非金属矿床成矿亚系列	（里尔峪组）含硼镁质碳酸盐岩建造镁质非金属矿床成矿亚系列
成矿地质背景	大陆裂谷边缘斜坡带潟湖	大陆裂谷中央凹陷区火山作用，后期演化蒸发盆地
主要岩石组合	白云石大理岩、菱镁矿大理岩、滑石岩，夹薄层绿泥绢云千枚岩	白云石大理岩、蛇纹石大理岩、变粒岩、浅粒岩
主要成矿作用	沉积成矿作用、区域变质成矿作用、变质热液交代作用、岩浆接触变质作用	火山沉积作用、热水沉积作用、区域变质作用、混合岩化作用、岩浆接触变质作用
成矿环境及成矿演化	蒸发环境下，菱镁矿和白云石沉积形成；区域变质过程中，菱镁矿重结晶，富硅热液在有利的构造空间多次交代菱镁矿或白云岩形成滑石或斜绿泥石矿床；后期构造岩浆活动使矿床进一步富集，并可能形成水镁石、透闪石等矿床	火山沉积作用使硼初步富集，区域变质作用使硼矿床改造，并在低 CO_2 化学位下，形成水镁石、滑石、菱镁矿、金云母等共生矿床
矿床组合	滑石＋菱镁矿，滑石＋菱镁矿＋蛇纹石，滑石＋透闪石，菱镁矿＋滑石＋水镁石，滑石＋绿泥石	硼镁石＋遂安石＋蛇纹石＋水镁石＋金云母，滑石＋菱镁矿＋金云母，局部有透辉石-透闪石矿床
典型矿床实例	海城范家堡子滑石矿床，海城水泉滑石矿床，岫岩北瓦沟岫岩玉矿床，凤城刘家河块状水镁石矿床，连山关斜绿泥石矿床	砖庙、花园沟、杨木杆、二台子、后仙峪

（一）大石桥组镁质非金属矿床成矿亚系列

1. 菱镁矿-滑石矿床组合

这是辽东常见的矿床组合类型。其特征是滑石与菱镁矿矿床的紧密伴生，该类矿床组合主要产于大石桥组三段。如海城范家堡子、海城水泉、营口大岭、海城麻尔峪、刘家坟

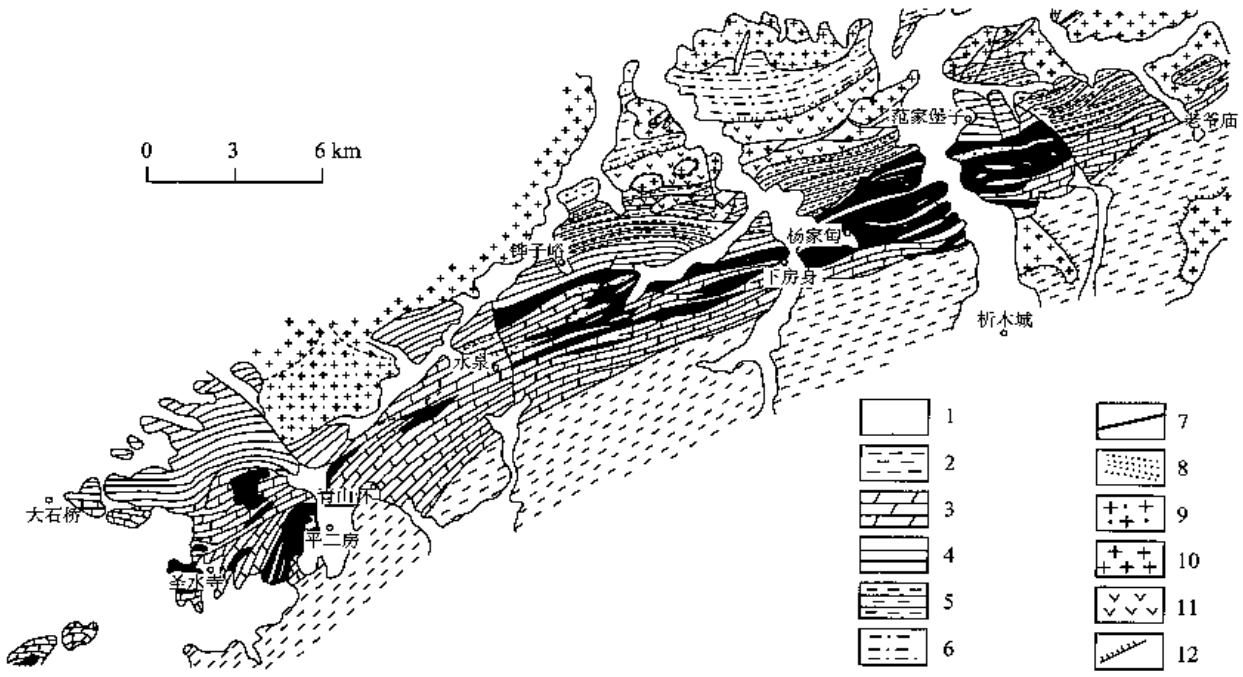


图 3-23 海城—大石桥滑石-菱镁矿矿带区域地质图

（据张秋生等，1988，修改）

1—第四系；2—盖县组云母片岩、千枚岩；3—大石桥组三段白云质大理岩；4—大石桥组二段石榴子石、矽线石云母片岩夹条带状白云石大理岩；5—大石桥组一段千枚岩条带状大理岩夹凝灰岩；6—浪子山组变粒岩、白云二长片麻岩，石英二长片岩；7—菱镁矿（部分为菱镁岩）；8—滑石矿带；9—燕山期花岗岩；10—早元古代花岗岩；11—中、基性脉岩；12—侵入地质界线

等矿床。其中，滑石矿体多呈似层状、扁豆状、透镜状或豆荚状夹于白色厚层菱镁岩之间，滑石矿体与菱镁矿矿体交替出现，两者之间呈渐变或突变两种接触关系。成矿特征是菱镁矿以及顶、底板白云岩等作为滑石的成矿原岩。在滑石形成的地段，菱镁矿质量欠佳，矿层变薄，或转为围岩或矿体夹层；反之，形成大量菱镁矿地段则滑石矿化较差，甚至无矿体。反映了滑石矿床与菱镁矿矿床的过渡和互补关系（图 3-23）（张秋生等，1988）。

在矿石组构上，具有菱镁矿的滑石化特点，滑石矿的富矿石在结构上呈显微鳞片变晶结构。贫矿石交代结构明显，贫矿呈交代残余粒状变晶结构、粒状变晶结构等，灰白色滑石沿菱镁矿裂隙或菱镁矿粒间交代，使菱镁矿形成港湾状、波曲状或孤岛状。在矿石构造上，富矿石多为块状、片状或条带状构造；贫矿石当滑石沿菱镁矿粒间呈星散状交代时呈浸染状构造，当交代作用进一步增强时，便形成斑杂状，残留部分形成花斑状构造。

2. 菱镁矿-滑石-蛇纹石-水镁石矿床组合

水镁石矿床发育在辽东凤城上长阴子、刘家河（徐家台）、太阳沟、岫岩县朝阳一带大石桥组上段镁质大理岩中。矿床组合是在菱镁矿矿化基础上又叠加蛇纹石和水镁石成矿作用。其空间特征是菱镁矿矿体呈层状、厚层状分布于大石桥组上段菱镁矿大理岩、白云石大理岩和蛇纹岩化白云石大理岩中（图 3-24）。

菱镁矿矿石呈白色，糖粒状结构，锤击呈松散状，块状构造。矿物以菱镁矿为主，其

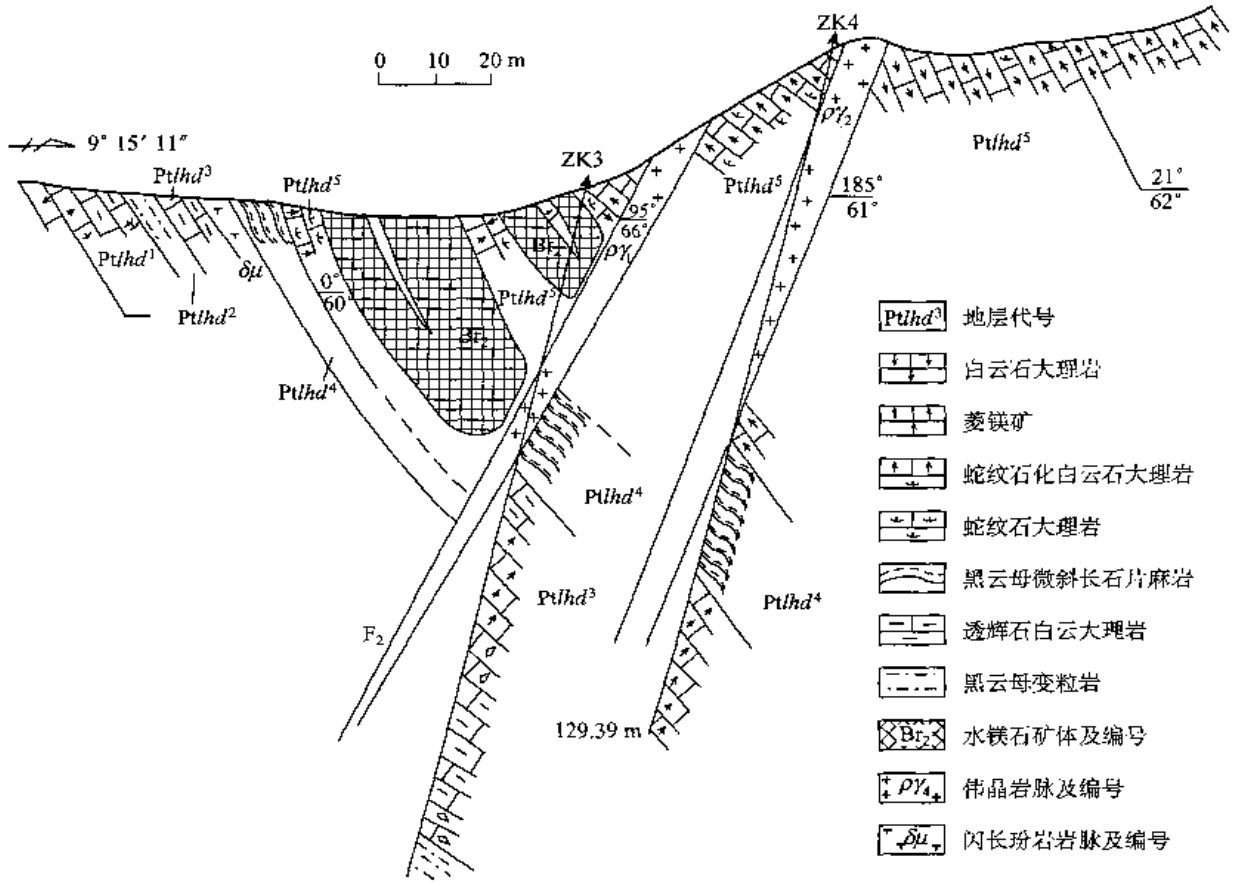


图 3-24　凤城县刘家河乡徐家台水镁石矿床第 3 勘探线地质剖面图

（据建材地质辽宁总队，1997）

含量一般大于 90%，其次为少量白云石、蛇纹石、水镁石和石英等。在断裂构造发育和周围有印支期或燕山期岩浆岩体分布区，蛇纹石（或蛇纹石化大理岩）和水镁石矿体受断裂构造控制，蛇纹石化大理岩或蛇纹岩呈不规则团块状分布。其中，蛇纹石沿构造裂隙和层间裂隙交代白云石大理岩和菱镁矿大理岩产出，显然，蛇纹石也是后期热液的产物。

块状水镁石矿呈球状、结核状沿层产出。在横向上，围岩与矿体变化关系是：白云石大理岩（菱镁矿大理岩）-蛇纹石化大理岩-水镁石-蛇纹石化大理岩（蛇纹石化含菱镁矿大理岩）。从热液交代关系、矿物组合上，可以明显地辨识出 3 个成矿期。在靠近燕山期中酸性侵入岩体附近，少量的接触变质和矽卡岩化形成蛇纹石、金云母、透辉石、透闪石，但大量的蛇纹石、水镁石成矿是远离岩体形成的。成矿方式以热液交代为主，成矿早期是蛇纹石-水镁石矿物组合，中期是水镁石-蛇纹石-方解石-石英矿物组合，晚期是水镁石-文石-水菱镁矿矿物组合，可见到水镁石交代白云石、菱镁矿、蛇纹石现象。

3. 菱镁矿-滑石-蛇纹石（岫岩玉）-透闪石（透辉石）矿床组合

辽东著名的岫岩玉见于岫岩县北瓦沟-王家堡子-周家堡子复式向斜褶曲大石桥组二、三段之中，与菱镁矿、滑石紧密共生。向东延至凤城地区北部的蔡家堡子。在其南部东沟县合隆—长安一带的另一隆起构造中也有同类矿化，其蛇纹石称为“丹东绿”。

区内所产玉石矿，无一例外地都产在大石桥组二、三段，并且主要产于三段中-上部镁质大理岩中，与菱镁矿、滑石紧密共生。从北瓦沟玉石矿地质剖面（图 3-25）可以看出，具有工业价值的玉石矿均产于白云石大理岩层中的菱镁矿（岩）之中，表明了两者密切的共生关系。菱镁岩是成矿原岩，蛇纹石是后生矿物。因此，两者是交代和转化共生关系。

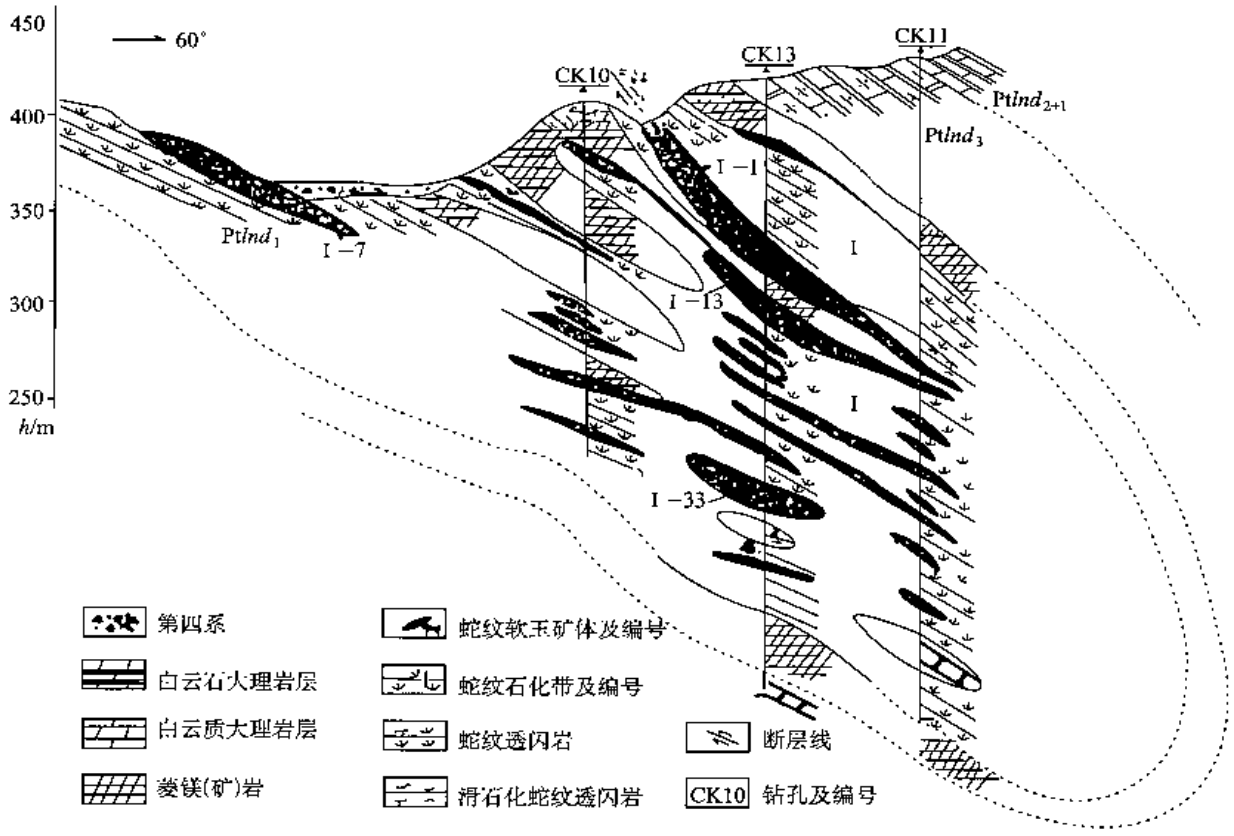


图 3-25　辽东岫岩县北瓦沟玉石矿区地质剖面图
（据辽宁省地矿局第七地质大队，1983）

按照矿物共生关系，可划分为三个岩矿组合：①白云石大理岩-菱镁矿；②蛇纹石大理岩-蛇纹岩-蛇纹石软玉；③透闪石大理岩-透闪透辉岩-滑石岩。这种矿床组合在北瓦沟地区稳定，在矿床上以蛇纹石软玉为主，向东过渡为以透闪岩-滑石矿床为主，如大房身滑石矿。透闪石大理岩-透闪透辉岩-滑石岩产于玉石矿层之下，有的透闪岩与玉石矿同层共生或逐渐过渡。透闪石软玉（又称老玉）是两者过渡的产物。透闪岩、透辉岩包括其过渡类型，是新型的工业矿物。透闪岩中透闪石含量可达 90% 以上，透辉岩中透辉石也在 80% 以上，最高可达 98%。此类岩石中常共生有水镁石和滑石，形成小规模水镁石矿体（或水镁石透闪岩）和滑石透闪岩，质量较好的滑石岩即是滑石矿，如老爷庙滑石矿。

4. 菱镁矿-滑石-斜绿泥石矿床组合

绿泥石矿体产于菱镁岩和白云石大理岩层间构造带和断裂破碎带中，如本溪连山关、大安口等滑石矿区。菱镁矿呈层状—巨厚层状产于白云石大理岩-菱镁岩中。淡斜绿泥石

矿带与围岩接触处普遍受到交代作用，主要为绿泥石化，其次为滑石化。绿泥石与滑石伴生，矿石类型从滑石过渡为滑石-绿泥石型。绿泥石含量多时，使滑石品级降低，滑石矿多为Ⅱ，Ⅲ级品，有时绿泥石含量为主而形成绿泥石矿体。

连山关淡斜绿泥石矿体产于辽河群高家峪组、大石桥组菱镁矿大理岩和白云大理岩中。受区域构造线控制，地层倒转成单斜，局部呈小背斜及小向斜。矿区可分为三道河、小榆树沟两部分。全长2000 m，宽1000 m，由五个矿带组成，其中Ⅰ，Ⅴ号规模大，质量稳定。在斜绿泥石岩主矿体边部，常伴有滑石矿体，一般厚约几十厘米到2 m，最厚处在小榆树沟西，达5～6 m（吴文炳，1983）。

淡斜绿泥石矿带与围岩接触处普遍受到交代作用，主要为绿泥石化，次为滑石化。交代方式以周边交代为主，其次为裂隙式交代。此外，还有透闪石化和硅化。透闪石化主要发育在小榆树沟区，以白云石菱面体的假象嵌布在白云石大理岩中，形成透闪石白云石大理岩。尔后，又经水化被滑石所替代，透闪石很少保留下来。硅化在三道河Ⅴ号矿带中比较发育，常形成硅化镁质大理岩和石英绿泥石岩。矿石呈各种色调的浅绿-浅灰-黄褐及其相间的杂色，条纹状为主，条带状、块状次之，质地致密、细腻、有滑感，硬度近于滑石，条痕白色，粉碎后滑感及白度增加。

5. 白云石-海泡石矿床组合

在辽东也发现纤维状海泡石矿床赋存于镁质大理岩层中，且见有燕山期酸性侵入岩发育地段。矿体一般呈复脉型细脉带发育，单脉厚0.3～10 cm，脉带宽度2 m左右。纤维状海泡石矿脉分布于白云质大理岩组成的围岩破碎带或节理裂隙中，可观察到纵、横、斜纤维海泡石，说明含矿裂隙的多次脉动。

海泡石矿多为白色、灰白色纤维状集合体，其纤维长度1～2 cm，具绢丝光泽，质纯，吸水性强。矿石呈致密块状，海泡石含量70%～86%，质量远较沉积型海泡石矿为好。化学成分主要为 SiO_2 53.74%，MgO 25.79%，次为 H_2O^+ 12.44，H_2O^- 8.84%，Al_2O_3 2.97%，FeO 0.29%，CaO 0.28%，Fe_2O_3 0.24%等（章少华等，1996）。

（二）里尔峪组含硼镁质非金属矿床成矿亚系列

该成矿亚系列分布于辽东裂谷中央凹陷带里尔峪组含硼镁质碳酸盐岩亚建造中。含矿层的顶底板均为厚度巨大的浅粒岩、变粒岩和斜长角闪岩。含矿层中富镁碳酸盐岩经常与富镁硅酸盐岩交替出现。富镁碳酸盐岩化学成分相当于白云岩、菱镁矿白云岩及白云质菱镁岩，以富镁为特征，MgO含量为25%～36%，CaO/MgO一般小于1.0。富镁硅酸盐岩如蛇纹岩、金云母岩、透闪透辉岩等其岩石化学成分相似，以富镁、硅，贫铝，含钙为特征。组成含矿建造的有关岩石类型，在空间上呈有规律的分布，在水平方向上总的演化趋势为透闪石岩—金云母岩—透辉石岩—蛇纹石岩—菱镁矿大理岩—白云石大理岩；在垂直方向上，表现为两种类型：①角闪岩—透闪透辉岩—透闪石岩—金云母岩—蛇纹岩—金云母岩—透闪石岩—透闪透辉岩—角闪岩；②白云石大理岩—蛇纹岩—白云石大理岩。这两种类型均具有以蛇纹岩为中心，上下对称的特点。此外，各岩石类型还有反复交替出现，形成“韵律构造”的特点。不同的岩石类型形成不同的矿种，从而构成了成矿系列。

该类矿床组合以产出大、中型硼矿床为特征，区别于大石桥组成矿亚系列。常见的矿床组合有以下两种形式：

1. 硼镁石-菱镁矿-滑石-蛇纹石-水镁石矿床组合

矿床组合主要分布于营口、凤城、宽甸等地。硼矿和菱镁矿、白云岩原岩具热水沉积和蒸发相沉积特点。硼镁石矿体和岩层产状基本一致，一般呈似层状、透镜状产出在蛇纹石化大理岩中，典型矿床如后仙峪矿床（图3-26）（姜春潮等，1987；张景山，1994；刘敬党等，1995，1996；Jiang C. C.，1996）。

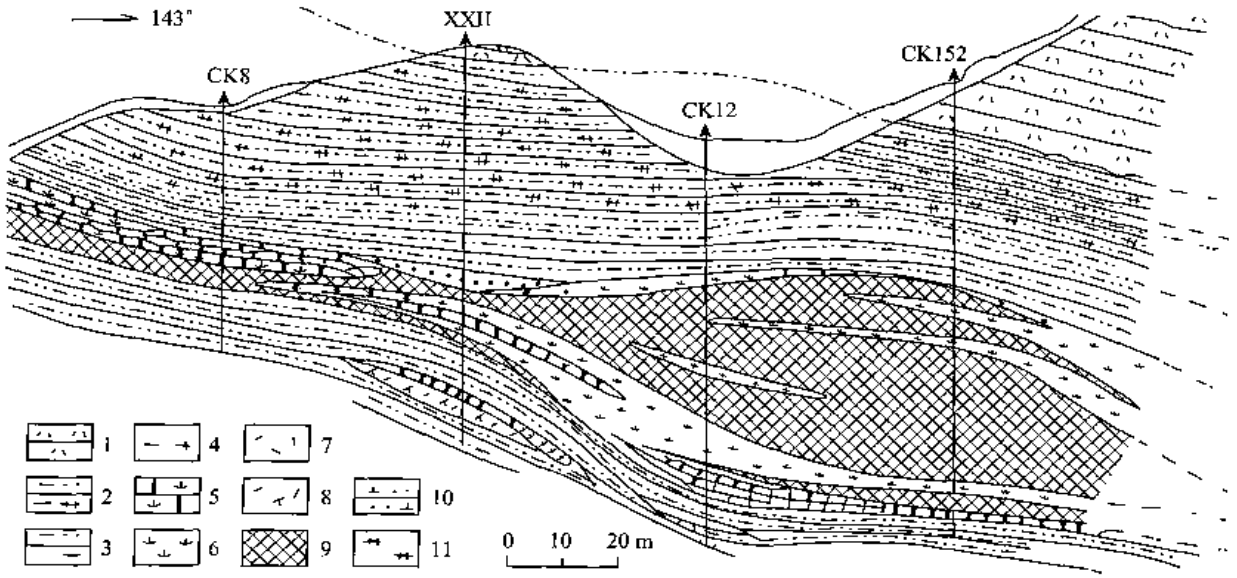


图3-26 辽东营口后仙峪硼矿床XXII+200勘探线地质剖面图

（据Jiang C. C. et al.，1996）

1—角闪质条纹状混合岩；2—电气黑云变粒岩；3—黑云变粒岩；4—电气石岩；5—蛇纹石化大理岩；6—蛇纹岩；7—滑石-电气石浅粒岩；8—电气石浅粒岩；9—硼矿体；10—电气石长英麻粒岩；11—伟晶岩

矿石主要组成矿物有板状硼镁石、遂安石和纤维状硼镁石及少量的硼镁铁矿和柱状硼镁石。矿石一般具变质、变形、交代成因的组构，而变余的喷气-沉积组构普遍存在，如变余层状、角砾状、结核状、条带状等构造。矿石中常见两个重要的共生矿物组合：①遂安石-板状硼镁石-镁橄榄石-菱镁矿±硼镁铁矿；②遂安石-镁橄榄石-菱铁矿-硬石膏。

与硼镁石矿体共生的菱镁矿则质量差，含量低，可供综合利用。后期热液作用产生强烈的蛇纹石化，硼酸盐矿物发生纤维硼镁石化。蛇纹石是常见的后生矿物，结晶细腻的蛇纹石可作玉石（岫岩玉）使用。滑石矿床规模较小，是菱镁矿、蛇纹石蚀变的产物。水镁石矿体常作为硼镁石矿体的底板或共生矿物出现，也可单独形成工业矿体。

在宽甸县毛甸子乡滑石岭水镁石矿区，也见到硼镁石矿与水镁石、蛇纹石的伴生（图3-27）。

2. 硼镁铁矿-遂安石-菱镁矿-蛇纹石-金云母-透辉石（透闪石）矿床组合

矿床组合赋存于翁泉沟含硼岩系中，以硼镁铁矿为主，并伴生有稀土、磷、铀等多种元素，其中，硼的矿化达到超大型矿床的规模（图3-22）。

硼镁铁矿矿体呈层状、似层状及透镜状，沿一定层位可断续出现多个，并均产于富铁的蛇纹岩中，矿体与围岩呈整合接触，并与围岩同步褶皱。矿体在区内向斜构造中保持较

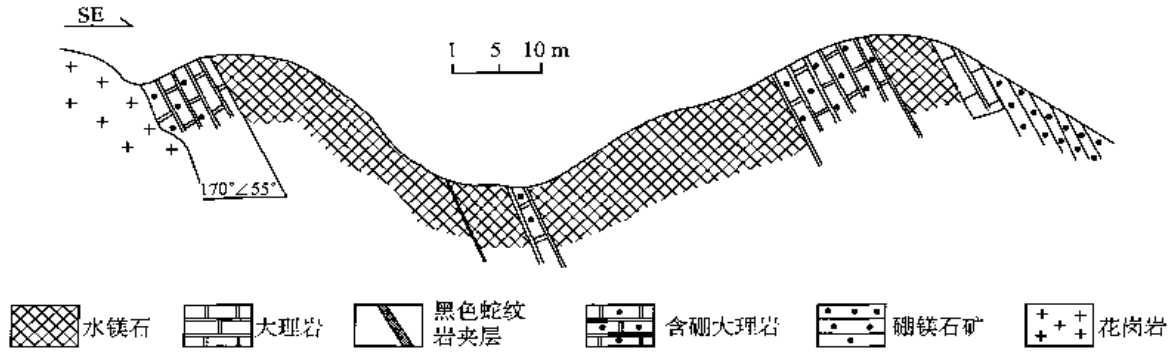


图 3-27 宽甸县毛甸子乡滑石岭水镁石矿区地质剖面图

好。矿石中变质、变形组构，如层状、条带-条纹状组构广泛发育，并有后期热液交代叠加影响。矿石典型的共生矿物组合为：磁铁矿-硼镁铁矿-遂安石-镁橄榄石-菱镁矿。

在矿体中存在不同岩性的夹层，如各种变粒岩、蛇纹岩、菱镁矿、金云透闪岩、电气透闪岩等，分别构成蛇纹石矿体、金云母矿体、菱镁矿矿体和透闪石矿体。金云母矿体的规模很小，厚度 1～2 m。在吉林集安地区同层位的新开河组久财源段中还有具工业意义的透辉石矿床（刘劲鸿，1985；李世鹤，1994；吕宗凯 1985b）。

此外，翁泉沟硼矿床中还伴生有磷灰石矿体，还有磁铁矿、放射性元素（铀）和稀土矿化，是一个金属、非金属复合矿床。

二、成矿系列结构与成因

镁质非金属矿床成矿系列的内部结构具有同源性、共生性、阶段性、分带性、重叠性、过渡性和互补性等成矿系列的内部结构性质。

1. 同源性

镁质碳酸盐岩建造作为镁质非金属矿床的矿源层，初步富集了一些富镁矿物。在古元古代早期，辽东裂谷盆地沉积的辽河群沉积岩中，富集了一些富镁矿物如菱镁矿、白云石、高镁方解石、含镁硼矿物等，这些物质为后期镁质矿物的富集提供了物质条件。有些菱镁岩和白云岩层可能本身就是矿层，后期变质过程中，物质成分没有多大改变，只是其结构和构造发生了较大变化。菱镁矿与白云岩同源性表现在以下三个方面：

1）大石桥组菱镁矿与白云石大理岩中缺乏火山岩，而且发育大量变余的沉积组构，如变余的层理、层纹、斜层理、豆状、结核状、波痕、雹痕、滑塌构造等。菱镁矿层内还见叠层石，从岩相特征看菱镁矿和白云石是沉积成因的。

2）菱镁矿和白云石大理岩的稀土含量接近。另外，菱镁矿与白云石大理岩所含微量元素 Cr/Ga 比值 1.6 ±，与海水的 1.67 接近。一些难迁移元素 Ti，Zr，Nb，V 等的含量均小于或接近于海相碳酸盐岩的含量，说明菱镁矿和白云石大理岩同是海相成因的。

3）菱镁矿和白云石碳同位素 $\delta^{13}C$ $(‰)_{PDB}$ 值接近，其变化范围是 −2.9 ～ +0.3，平均值接近于零，说明同具海水来源。氧同位素 $\delta^{18}O‰_{(SMOW)}$ 值也接近，它们的变化范围是 +7.93 ～ +17.05，平均值接近于 +10，形成于相似的环境下。

对于滑石、蛇纹石、透辉石、透闪石、水镁石等改造成因的矿床来说，菱镁矿和白云

石属于它们的成矿母岩。镁质碳酸盐岩建造形成后，经受了后期区域变质和混合岩化以及岩浆作用等若干地质作用的叠加，由于成矿流体的介入，在局部的构造-地球化学条件下，成矿微环境发生了改变，从而形成了一组镁质非金属矿物，富集充填在构造裂隙带或交代碳酸盐岩形成。

因此，这些滑石、岫岩玉、闪石玉、蛇纹石、透辉石、透闪石、水镁石等改造性非金属矿床与菱镁矿矿床具有同源性。

2. 共生性

成矿系列的共生性表现在成矿系列内各矿床的共生、单矿床内不同矿种的共生和矿石内不同的镁质非金属矿物的共生，即矿床成矿系列从宏观到微观的共生。

如前文所述，辽东常见的矿床组合为菱镁矿-滑石矿床组合，如海城范家堡子、海城水泉、营口大岭、海城麻尔峪、刘家坟等矿床。其中，滑石矿体多呈似层状、扁豆状、透镜状或豆荚状夹于白色厚层菱镁岩之间，滑石矿体与菱镁矿矿体交替出现，两者之间呈渐变或突变两种接触关系。矿石组构也具有菱镁矿和滑石共生的特点，如滑石贫矿呈交代残余粒状变晶结构、粒状变晶结构等，灰白色滑石沿菱镁矿裂隙或菱镁矿粒间交代，使菱镁矿形成港湾状、波曲状或孤岛状。在矿石构造上，富矿石多为块状、片状或条带状构造，贫矿石当滑石沿菱镁矿粒间呈星散状交代时呈浸染状构造，当交代作用进一步增强时，便形成斑杂状，残留部分形成花斑状构造。

此外，在辽东凤城上长阴子、刘家河（徐家台）、太阳沟、岫岩县朝阳一带还见有菱镁矿-滑石-蛇纹石-水镁石矿床组合。其特点是在菱镁矿矿化基础上又叠加蛇纹石和水镁石成矿作用，蛇纹石沿构造裂隙和层间裂隙交代白云石大理岩和菱镁矿大理岩。在辽东著名的岫岩玉见于岫岩县北瓦沟—王家堡子—周家堡子一带见有菱镁矿-滑石-蛇纹石（岫岩玉）-透闪石（透辉石）矿床组合。区内所产玉石矿，无一例外地都产在大石桥组二、三段，并且主要产于三段中—上部镁质大理岩中，与菱镁矿、滑石紧密共生。在本溪连山关、大安口等滑石矿区还见有菱镁矿-滑石-斜绿泥石矿床组合。绿泥石矿体产于菱镁岩和白云石大理岩层间构造带和断裂破碎带中，如菱镁矿呈层状-巨厚层状产于白云石大理岩-菱镁岩中，绿泥石化与滑石化伴生。

可见，富镁质碳酸盐岩建造非金属矿床成矿系列的共生组合不仅表现在菱镁矿和滑石、蛇纹石、斜绿泥石、块状水镁石、透辉石和透闪石的相互共生，还表现在同一矿区内不同矿种的矿层相互伴生和矿石内不同的镁质非金属矿物的共生。

3. 阶段性

指辽东地区菱镁矿、滑石等矿床的成矿阶段性特点。总的来看，辽东地区富镁质碳酸盐岩建造非金属成矿系列可划分出三个成矿阶段：一是古元古代早期，菱镁矿蒸发沉积成岩成矿阶段；二是古元古代末期（晋宁运动）变质阶段，富镁质碳酸盐岩建造受区域变质热液交代形成滑石、斜绿泥石、蛇纹石、透辉石和透闪石等热液矿物；三是在印支-燕山期改造阶段，菱镁矿蚀变成蛇纹石，部分分解水化成水镁石。

在不同的矿化阶段，由于成矿的先后顺序不同，往往又可划分出不同的期次。如在有的矿区菱镁矿滑石化过程中，大致可划分出二期，灰色滑石在先，往往质量较差；粉红色滑石在后，往往质量较好。

在刘家河块状水镁石矿区，从热液交代关系、矿物组合上，可以明显地辨识出3个成

矿期次。在靠近燕山期中酸性侵入岩体附近，少量的接触变质和矽卡岩化形成蛇纹石、金云母、透辉石、透闪石，但大量的蛇纹石、水镁石成矿是远离岩体形成的。成矿方式以热液交代为主，成矿早期是蛇纹石-水镁石矿物组合，中期是水镁石-蛇纹石-方解石-石英矿物组合，晚期是水镁石-文石-水菱镁矿矿物组合，可见到水镁石交代白云石、菱镁矿、蛇纹石现象。

4. 分带性

指成矿系列内不同矿床类型的分带和同一矿床中不同矿石类型的分带现象。辽东地区滑石与菱镁矿矿床的分带现象非常明显，如海城范家堡子、海城水泉、营口大岭、海城麻尔峪、刘家坟等矿床。其中，滑石矿体多呈似层状、扁豆状、透镜状或豆荚状夹于白色厚层菱镁岩之间，滑石矿体与菱镁矿矿体均成带状交替出现，两者之间呈渐变或突变两种接触关系。

在范家堡子滑石矿体内部，根据不同的滑石品级划分出滑石的矿体也成带状分布。一般的，表现为由滑石矿体中间向围岩由Ⅰ级品滑石→Ⅱ级品滑石→Ⅲ级品滑石→滑石化菱镁矿→菱镁矿的分带现象。

5. 重叠性

指成矿系列内不同矿床类型和同一矿床中不同矿石类型在同一空间的重叠交叉关系。如滑石与斜绿泥石矿床在同一矿体内出现，常见于本溪连山关、大安口等滑石矿区。斜绿泥石矿体产于菱镁岩和白云石大理岩层间构造带和断裂破碎带中。斜绿泥石矿带与围岩接触处普遍受到交代作用，主要为绿泥石化，其次为滑石化。绿泥石与滑石伴生，在空间上重叠，矿石类型从滑石过渡为滑石-斜绿泥石型。斜绿泥石含量多时，使滑石品级降低，有时绿泥石含量为主而形成绿泥石矿体。

淡斜绿泥石矿带与围岩接触处普遍受到交代作用，主要为绿泥石化和滑石化。这两种交代方式相伴作用，形成了滑石矿体与斜绿泥石矿体的重叠。此外，还有透闪石化和硅化。透闪石化主要发育在小榆树沟区，以白云石菱面体的假象嵌布在白云石大理岩中，形成透闪石白云石大理岩。尔后，又经水化蚀变被滑石所替代，透闪石很少保留下来。这又是滑石化与透闪石化重叠的另一种情况。

6. 过渡性

指各种镁质非金属矿物或其矿物组合在空间上的过渡关系。如辽东岫岩北瓦沟岫岩玉矿床，按照矿物共生关系，可划分为三个岩矿组合形式：①白云石大理岩-菱镁矿；②蛇纹石大理岩-蛇纹岩-蛇纹石软玉；③透闪石大理岩-透闪透辉岩-滑石岩。这种矿床组合在北瓦沟地区稳定，在矿床上以蛇纹石软玉为主，向东过渡为以透闪岩-滑石矿床为主，如大房身滑石矿。透闪石大理岩-透闪透辉岩-滑石岩产于玉石矿层之下，有的透闪岩与玉石矿同层共生或逐渐过渡。透闪石软玉是两者过渡的产物。透闪岩、透辉岩包括其过渡类型，是新型的工业矿物。透闪岩中透闪石含量可达90%以上，透辉岩中透辉石也在80%以上，最高可达98%。此类岩石中常共生有水镁石和滑石，形成小规模水镁石矿体（或水镁石透闪岩）和滑石透闪岩，质量较好的滑石岩即是滑石矿，如老爷庙滑石矿。

7. 互补性

指不同矿床类型在空间上的互补关系。如海城范家堡子、海城水泉、营口大岭、海城麻尔峪、刘家坟等矿床中滑石矿体多呈似层状、扁豆状、透镜状或豆荚状夹于白色厚层菱

镁岩之间，菱镁矿以及顶、底板白云岩等作为滑石的成矿原岩。在滑石形成的地段，菱镁矿质量欠佳，矿层变薄，或转为围岩或矿体夹层；反之，形成大量菱镁矿地段则滑石矿化较差，甚至无矿体。反映了滑石矿床与菱镁矿矿床的互补关系。

8. 转化性

指前一种矿床类型转化为后一种矿床类型，或前一种矿石类型转化为后一种矿石类型的性质。这也是非金属矿床成矿系列区别于金属矿床成矿系列的特征之一，究其原因在于金属矿床利用的是金属元素，非金属矿床利用的是矿物或岩石的工艺性能。辽东地区非金属矿床成矿系列转化性不仅表现在菱镁矿向热液矿物滑石、斜绿泥石、蛇纹石、水镁石、透辉石和透闪石的转化，还表现在热液矿物之间的转化关系，如透辉石、透闪石向滑石的转化、蛇纹石向水镁石的转化等。

辽东地区产于镁质大理岩中的滑石矿床，都与菱镁矿、白云岩紧密共生。如海城范家堡子、海城水泉、营口大岭、海城麻尔峪、刘家坟等矿床，且无论从矿层的共生关系、交代残余结构上，都反映出菱镁矿向滑石转化，如在滑石矿石组构上，具有菱镁矿滑石化特点，呈显微鳞片变晶结构。贫矿灰白色滑石沿菱镁矿裂隙或菱镁矿粒间交代，使菱镁矿形成港湾状、波曲状或孤岛状，当滑石沿菱镁矿粒间呈星散状交代时呈浸染状构造，当交代作用进一步增强时，便形成斑杂状，残留部分形成花斑状构造。

滑石交代作用通过两种方式进行，在贫硅的含石英菱镁矿大理岩中主要是由含硅酸的热液与围岩中的菱镁矿反应形成滑石；在富硅的石英（化）菱镁矿大理岩中，在成矿热液作用下围岩中的菱镁矿和石英完全变为活动组分，互相置换组成新矿物滑石，成矿热液在交代中起了促进和平衡作用，被交代的石英化菱镁矿大理岩中的部分石英脉、石英“鲕粒”和石英晶簇仍保持其原有的外表形态。

成矿热液交代含石英菱镁矿大理岩和硅化菱镁矿大理岩形成滑石可表示为

$$\underset{\text{菱镁矿}}{3MgCO_3} + 4SiO_2 + H_2O \longrightarrow \underset{\text{滑石}}{Mg_3[Si_4O_{10}](OH)_2} + 3CO_2\uparrow$$

辽东地区产于镁质大理岩中的岫岩玉矿，无一例外地都与菱镁矿、滑石紧密共生。如北瓦沟玉石矿，具有工业价值的玉石矿均产于白云石大理岩层中的菱镁矿（岩）之中，菱镁岩是成矿原岩，蛇纹石是热液交代矿物。因此，两者是交代和转化关系。

温度升高，白云岩、菱镁矿首先与流体中少量的 SiO_2 形成蛇纹石（岫岩玉）或蛇纹石化大理岩。反应式如下：

$$\underset{\text{菱镁矿}}{3MgCO_3} + 2SiO_2 + 2H_2O \longrightarrow \underset{\text{蛇纹石}}{Mg_3Si_2O_5(OH)_4} + 3CO_2\uparrow$$

在绿片岩相区域变质作用中，不纯大理岩常变质形成透闪石、透辉石矿物，并有透闪石向透辉石的转化，其反应式如下：

$$5\,\underset{\text{白云石}}{CaMg(CO_3)_2} + 8SiO_2 + H_2O \longrightarrow \underset{\text{透闪石}}{Ca_2Mg_5[Si_4O_{11}](OH)_2} + 3CaCO_3 + 7CO_2\uparrow$$

$$\underset{\text{透闪石}}{Ca_2Mg_5[Si_4O_{11}](OH)_2} + 3CaCO_3 + 2SiO_2 \longrightarrow 5\,\underset{\text{透辉石}}{CaMgSi_2O_6} + 2H_2O + 3CO_2\uparrow$$

$$\underset{\text{透闪石}}{Ca_2Mg_5[Si_4O_{11}](OH)_2} + 3CaCO_3 \longrightarrow 4\,\underset{\text{透辉石}}{CaMgSi_2O_6} + CaMg(CO_3)_2 + H_2O + CO_2\uparrow$$

当透闪石、透辉石富集达到工业要求时，即形成透闪石、透辉石矿床。

造成成矿系列上述特征的原因主要有以下几个方面：

1）成矿系列的形成都受一定的大地构造控制，富镁质碳酸盐岩建造镁质非金属矿床成矿系列形成的构造背景是大陆裂谷环境。大石桥组镁质碳酸盐岩沉积时期岩相古地理为海相蒸发潟湖相环境。滑石、蛇纹石、透辉石和透闪石等矿床形成的构造背景是辽东裂谷闭合时区域变质环境。

2）所有镁质非金属矿床菱镁矿、滑石、斜绿泥石、蛇纹石、水镁石、透辉石和透闪石等都产在富镁质碳酸盐岩建造内，也就是说，镁质碳酸盐岩建造既是它们的成矿母岩，又是他们成矿的场所，是镁质碳酸盐岩建造使这些镁质非金属矿床具有同源性。

3）成矿物质来源相同，成矿条件基本相同，但成矿微环境的差异和成矿作用的先后变化差异决定了不同的矿床组合的共生，即上述4种矿床组合形式。

4）成矿主岩相同，都是富镁质碳酸盐岩建造，成矿物质来源相同，但由于不同时期成矿条件的差异，则形成镁质非金属矿床成矿的阶段性。

5）造成成矿系列内分带性的原因有成矿原岩的因素，也有成矿作用强度的差异即热液交代作用的强弱的差异，还有交代作用的先后顺序所致。

6）由于成矿原岩差异，或成矿条件的交替变化，造成成矿作用在同一成矿空间的叠加或交错出现，表现为镁质非金属矿床成矿系列的重叠性。

7）由于成矿原岩矿物成分或纯度的差异，或成矿作用强弱变化，形成成矿系列内矿体或矿石的过渡性。

8）由于成矿作用的继承或演变为另一种成矿作用，且后一种成矿作用并不彻底时，造成成矿系列内不同矿床类型的互补性。

9）一种矿床类型形成后，由于成矿地质条件的改变，原矿石遭受蚀变，或成矿流体交代原矿石，使其而转化为后一种矿床类型，或转化为后一种矿石类型。

总之，镁质碳酸盐岩建造有关的镁质非金属矿床种类较多，各矿床成因类型之间按一定规律共生现象明显，是与辽东裂谷发生、发展和闭合密切相关的一组典型的非金属矿床成矿系列。

三、成矿系列结构模型

根据以上讨论，对富镁质碳酸盐岩建造镁质非金属矿床成矿系列特征，建立成矿系列的结构模型（表3-21）。

四、大矿、富矿的产出部位及控矿因素

这一成矿系列内产出的大型-特大型矿床主要有菱镁矿和滑石矿床，而且它们中有许多富矿，在国内外有一定影响。下面总结菱镁矿和滑石矿床中大矿、富矿的产出部位，并讨论主要控矿因素。

1. 菱镁矿大矿、富矿的产出部位

1）辽东地区所有大型菱镁矿矿床均分布于英落-草河口-太平哨复向斜北翼西段，镁质碳酸盐岩沉积厚度大，菱镁矿矿体发育好，规模大，形态简单；

2）菱镁矿矿体主要赋存在大石桥组三段，一般可分为中、下两个层位。下部含矿层

产出菱镁矿矿床有小圣水寺、铧子峪、金家堡子、下房身、梨树沟等；中部含矿层赋存菱镁矿矿床有官马山、圣水寺、高庄、青山怀、石匠沟、老官山、吉洞峪东山等。总的来看，下部含矿层规模和质量都优于中部含矿层；

3）大型优质菱镁矿矿床的菱镁矿矿体底板围岩一般为灰色条带状中粗粒含炭质绿泥石菱镁矿大理岩，有的则是以断层与白云石大理岩相接触，如小圣水寺；顶板围岩为白、灰白色、薄-厚层细粒含透闪石白云石大理岩。

2. 滑石大矿、富矿的产出部位

1）辽东地区所有大型滑石矿床均分布于英落-草河口-太平哨复向斜北翼西段，镁质碳酸盐岩沉积厚度大，滑石矿体常与菱镁矿伴生，规模大，形态简单，延伸稳定。

2）大石桥组三段是辽东地区滑石矿床的主要含矿层位。绝大多数滑石矿床均产于大石桥组三段白云石大理岩、菱镁矿大理岩中，受东西向褶皱的层间压性构造控制。

表 3-21　富镁质碳酸盐岩建造镁质非金属矿床成矿系列特征结构模型

成矿期		沉积成矿期 (2300～1900 Ma)	变质-热液成矿期 (1900 Ma)	成矿后改造期 (250 Ma 以来)
地质构造背景		早期裂谷作用	裂谷收缩闭合	构造变质地体
构造控矿作用		张裂作用、同生断层控制裂陷盆地沉积	区域变质作用 近东西向构造控矿	印支、燕山期构造岩浆作用 NE、NW 向构造改造
成矿系列	成矿亚系列	矿源层沉积 早期成矿作用	热液交代 成矿富集	构造变形 矿床形变
镁质碳酸盐岩建造镁质非金属矿床成矿系列	（甲尔峪组）含硼镁质碳酸盐岩建造镁质非金属矿床成矿亚系列	1. 海底火山喷发沉积物带来硼 2. 热泉带来硼 3. 蒸发沉积富集浓缩，在富镁、高盐度、弱碱性环境下硼矿物析出，沉积菱镁矿、白云石	1. 结晶或重结晶作用 2. 多硼酸根矿物分解 3. 形成硼镁石、遂安石、硼镁铁矿、白云岩、菱镁矿，热液交代形成镁橄榄石、蛇纹石、滑石等	矿床在成矿后构造作用下产生变形，在适宜空间重新富集；或受构造作用矿体遭破坏
	（大石桥组）镁质碳酸盐岩建造镁质非金属矿床成矿亚系列	1. 海水带来大量镁，大气和水体中富 CO_2 2. 蒸发沉积富集浓缩，在富镁、高盐度、弱碱性环境下沉积菱镁矿和白云石	1. 菱镁矿结构构造变化 2. 菱镁矿、白云石受含硅富镁质高盐度变质流体交代成滑石、蛇纹石等	1. 菱镁矿矿体形态变化 2. 菱镁矿受热分解，水解成水镁石，或热液交代成蛇纹石、海泡石
成矿流体控制作用		富镁（硼）蒸发海水	埋藏海水演化而来的变质流体	大气降水叠加部分岩浆热液
成矿条件和共生性		1. 含矿建造相似，富镁质碳酸盐岩建造 2. 成矿环境相似，有微差别	相同的构造、流体作用过程	相同的保存和改造条件
成矿系统作用过程				

营口—辽阳地区古元古代大石桥组三段总体构造为一局部倒转的单斜层。滑石矿床通常产在 NEE 向逆断层及层间挤压破碎带发育地段，并伴有 NW 和 NE 向平移和平移正断层等断裂构造交叉部位的附近。滑石矿床的空间分布主要受三条构造带控制，形成三条构造含矿带。其中，大型优质滑石矿床主要分布在下部构造含矿带，其次在中部构造含矿带。

3）大型优质滑石矿体围岩为菱镁矿大理岩或菱镁矿矿体，少数（30%）为白云石大理岩。滑石矿体主要赋存在菱镁矿大理岩或菱镁矿层间挤压破碎带内，其次是在菱镁矿大理岩与白云石大理岩层接触部位和白云石大理岩层间构造中。厚大矿体与围岩界线多为渐变过渡。

3. 菱镁矿和滑石矿床控矿因素

根据辽东地区地质构造格局、菱镁矿和滑石矿床的分布特点，大型优质菱镁矿和滑石矿床形成和分布的控矿因素主要有构造、岩相古地理、地层层位、含矿建造的厚度和岩石组合特点、地球化学等因素。

（1）控矿构造

菱镁矿受构造控制作用不明显，主要呈单斜产出。但滑石矿床严格受褶皱、断裂构造控制。矿床集中分布于向斜、背斜的上翼部和端部。这是由于褶皱构造的低压区，对成矿流体的运移起控制作用。断裂构造以层间断裂构造为主，其形成同时产生二组平移或平移正断层。这些断裂叠加于成矿原岩层，使之原有的构造性质、形态受到改造，有的甚至明显切割了滑石矿体。层间断裂提供了滑石矿体生成的最有利场所。由于镁质碳酸盐岩受挤压破碎，形成较宽的挤压破碎带，一方面为成矿流体提供了通道，另一方面也有利于成矿流体对镁质碳酸盐岩的交代作用。褶皱和断裂构造的这种对滑石矿床的控制作用在营口—辽阳地区比较明显。就褶皱构造而言，该区含矿部位属英落-草河口-太平哨复向斜上翼部，离复向斜槽端较近，属低压带。该地区断裂构造也发育，含矿层有三组层间断裂带，断裂带发育较宽，延续较稳定，并有平移或平移正断层发育，控制了刘家坟、范家堡子、水泉等大型滑石矿床的分布。

（2）岩相古地理

辽东地区大型菱镁矿和滑石矿床受岩相古地理因素控制明显。首先，古元古代裂陷沉积受裂谷构造控制，具有明显的近东西向分带性。在北缘斜坡带滨海潟湖蒸发相沉积了一套富镁质碳酸盐岩建造，岩石组合主要为白云石大理岩和菱镁矿大理岩，夹薄层千枚岩。当时的沉积环境，类似于现代的滨海萨布哈环境，加上当时盆地的持续下陷，有利于巨厚菱镁矿的沉积。向南盐度减小，镁质碳酸盐岩减少，钙质碳酸盐岩和碎屑岩增加，因而不利于形成菱镁矿矿床。与菱镁矿成矿稍有不同的是，滑石矿床受镁质碳酸盐岩沉积环境控制，并不像菱镁矿沉积时要求环境严格，而一部分白云石大理岩也是滑石矿床的成矿母岩和赋矿层位，因此滑石矿床虽然也受镁质碳酸盐岩制约，但比菱镁矿范围要宽的多，使一部分滑石矿床的分布与菱镁矿伴生外，也有与白云石大理岩伴生的。

（3）地层层位、厚度与含矿建造的岩石类型

辽东地区大型菱镁矿和滑石矿床受地层层位因素控制明显，因此有人也称之为“层控矿床”。已知大型菱镁矿和滑石矿床均产在大石桥组三段地层中。例如，在营口—辽阳地区，菱镁矿矿体受地层层位控制集中于大石桥组三段地层的下部，次为中部。

辽东地区大型菱镁矿和滑石矿床不仅受地层层位因素控制，而且还受地层厚度的控制，特别是其中含矿建造富镁质碳酸盐岩建造厚度的控制。小圣水寺、青山怀、铧子峪、下房身等大型菱镁矿矿床中大石桥组三段的地层厚度均在2500 m以上，其中主要为碳酸盐岩，而富镁质碳酸盐岩建造厚度为500～800 m。其他地区由于富镁质碳酸盐岩建造厚度较小，因而没有大型菱镁矿矿床产出。

滑石矿床的分布范围和矿床规模同样受地层中富镁质碳酸盐岩建造厚度的控制。目前所知，大中型滑石矿床均控制在碳酸盐岩厚度大于1000 m的地层中，其中富镁质碳酸盐岩建造厚度占大多数。如富镁质碳酸盐岩建造在营口—海城一带厚度最大，产出的菱镁矿和滑石矿床多是大中型矿床。

（4）地球化学

大石桥三段岩石化学成分以高镁高钙为特征，SiO_2与MgO，CaO成反比关系，而MgO厚度与地层厚度为正相关关系。大石桥—黑峪—二户来一线及岫岩毛家堡子、宽甸坦甸、丹东汤池地区等地MgO > 20%，其中营口—辽阳地区为高镁区，MgO平均含量为27.08%。菱镁矿层出现在CaO/MgO比值2.2附近；高镁区有大规模菱镁矿聚集。碳酸盐岩MgO含量、CaO/MgO比值对菱镁矿滑石的控制作用与地层厚度相一致。

（5）区域变质

菱镁矿矿床主要受沉积作用控制，而受区域变质作用控制不明显。辽东地区古元古代末期发生的区域变质与部分混合岩化作用导致沉积菱镁矿发生重结晶、变质结晶、局部产生重结晶，造成矿石结构方面的变化，并使局部矿体产生重就位，矿体形态变的复杂。但区域变质和混合岩化为滑石成矿提供热能、流体运移通道及物质来源，高盐度富硅成矿流体交代富镁质碳酸盐岩形成滑石矿体，并在构造薄弱部位形成厚大滑石矿体。

4. 硼矿床大矿、富矿的产出部位及控矿因素

综合研究本区的大型-超大型硼矿床可知，辽东地区大型优质硼矿床主要分布于以下构造和岩性有利部位：

1）所有大型优质硼矿床均分布在辽东裂谷里尔峪期中央凹陷带蒸发盆地中。断陷盆地内主要受断裂控制的局部的次一级热卤水蒸发盆地的大小、盆地沉降的幅度都影响硼矿床形成的规模。如同处于凤城断陷盆地内的翁泉沟成矿盆地近10 km^2，矿层厚度由几十米至百米以上；二台子成矿盆地不到1 km^2，矿层厚度仅几米至十几米。翁泉沟矿床构成超大型硼矿床，它的储量是较小的二台子硼矿床高1000倍。可见，成矿盆地的规模越大，沉降越深，对形成超大型矿床越有利。

2）所有大型优质硼矿床均分布于富镁质碳酸盐岩建造分布区，严格受里尔峪组（含硼岩系）富镁质碳酸盐岩建造控制。矿体厚度、矿石品位均与里尔峪组富镁质碳酸盐岩建造厚度呈正比。

3）所有大型优质硼矿床均分布于具蒸发环境的断陷盆地中。在中央凹陷带沉降中心营口—宽甸一带，受古地理环境制约，盆地内相对封闭并逐渐演化成渴湖蒸发环境，为硼矿床大规模聚集提供了适宜的环境条件。大量的含矿热泉长时间地为成矿盆地带来巨量的成矿物质，也是形成大型超大型硼矿床的条件。

4）含铁量大小决定了硼矿床类型。含铁量较低的情况下，形成优质的硼镁石型硼矿床；含铁量较高时，则形成较难分离的硼镁铁矿型硼矿床。

5. 成矿系列模式

综上所述，可将辽东地区镁质非金属矿床成矿系列模式概括为图 3-28。

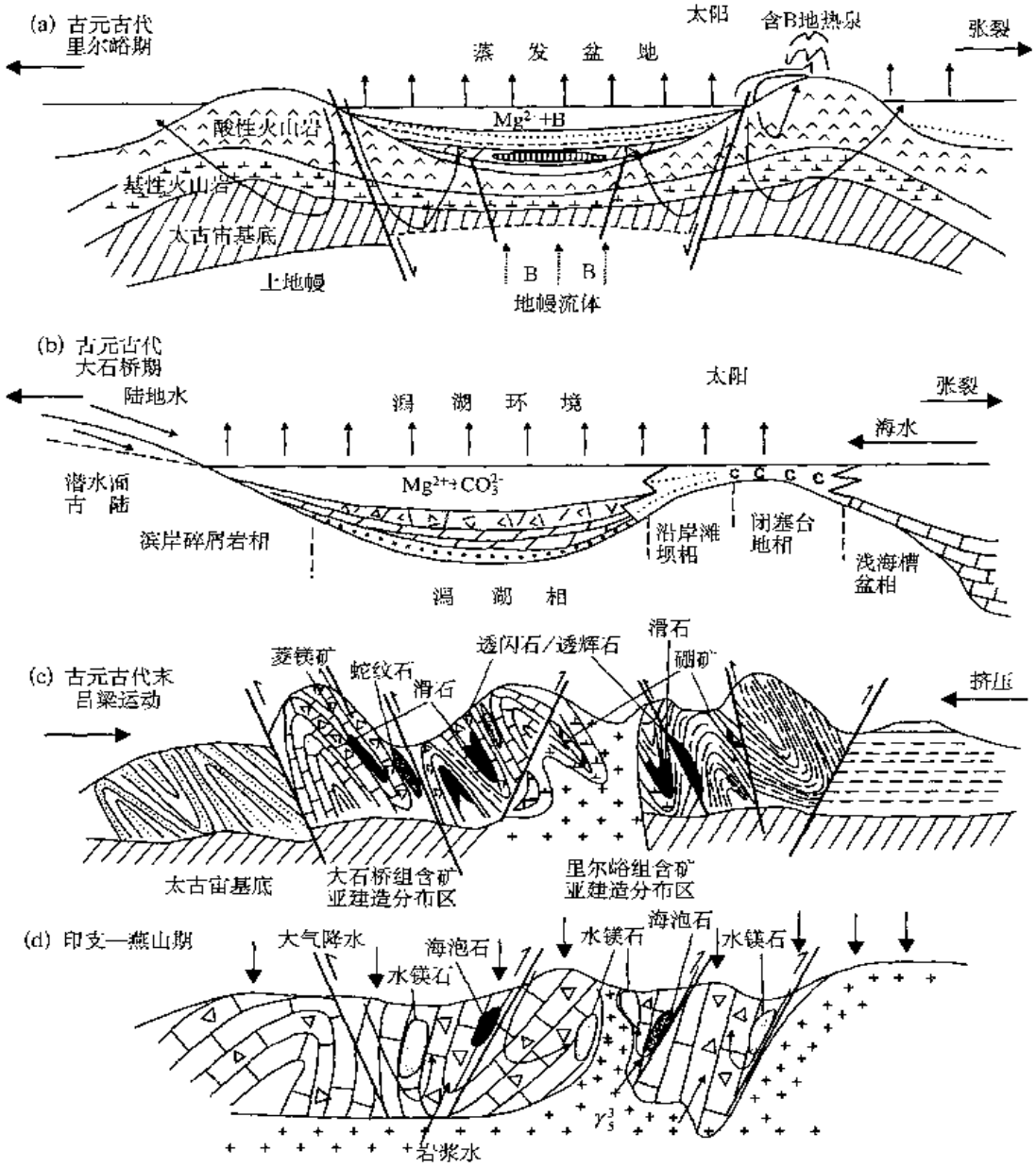


图 3-28　辽东地区古元古代裂谷带镁质非金属矿床成矿系列模式

第六节　区域主要矿种资源潜力

辽东镁质非金属矿床包括菱镁矿、滑石、硼矿、水镁石、蛭石、蛇纹石、透闪石、透辉石和纤维状海泡石。其中菱镁矿、滑石和硼矿都是我国的优势矿产，应重点加强对菱镁矿、滑石和硼矿的找矿勘查。水镁石、透闪石、透辉石和纤维状海泡石是近年来发现和开

发利用的新矿种。因此，加强找矿和资源评价具有重要的意义。

一、找矿标志

辽东镁质非金属矿床的找矿标志主要有：

1. 层位和岩相标志

大型硼矿床产于辽东裂谷中央凹陷区里尔峪组三段镁质碳酸盐岩建造内。古岩相特征为大型蒸发盆地以富硼火山岩为基底和镁质碳酸盐岩在上的地层结构，并具富含硼的热水沉积。矿床规模与含硼岩系厚度成正比。含硼岩系以翁泉沟最厚，故翁泉沟形成超大型硼矿床。4 个含硼沉积盆地沉积环境不同，其中营口后仙峪到杨木杆子为大型蒸发盆地，沉积环境为富硼、镁的蒸发沉积。随蒸发作用，硼酸盐与镁质碳酸盐岩一并沉积，为硼镁石矿石类型。而位于营口—宽甸一带的沉降中心则沉积环境不稳定，且水体铁含量较高，形成磁铁矿-硼镁石建造。宽甸红石砬子为含磁铁矿-硼镁石建造。而向东至集安高台沟为含磁铁矿-硼镁石建造。沉积环境以高台沟为佳，但由于沉积时期硼的物质来源贫乏，并无大型矿床产出。大型-超大型菱镁矿产于大石桥组上段镁质碳酸盐岩建造内。地理位置于海城—大石桥的青山怀、铧子峪、下房身和楼房一线。古岩相位于干旱环境下的潟湖相。富含 CO_2 的大气环境，充足的镁质来源和适宜的构造背景，即地壳缓慢下沉，形成巨厚层菱镁矿沉积。

后期的蛇纹石、滑石、水镁石等镁质非金属矿床也大多都产在这一岩相和岩段内。而透闪石、透辉石、纤维状海泡石除产于本岩段外，还可产于其他层位富镁、硅的岩性段内。其中滑石矿床产于菱镁岩与白云石大理岩互层的岩性段。

2. 构造标志

大部分矿床应分布在区域性复向斜的核部而易于保存不被剥蚀。大型硼矿床多位于倒转褶皱的翼部或地层的陡倾地段，其次是褶皱层间剪切滑动带附近。大型菱镁矿受东西向复向斜控制，由于剥蚀常呈陡倾或局部倒转的单斜构造。大型滑石矿床主要受纵向断裂构造带控制，尤其是层间破碎带和向斜核部是成矿有利部位。

3. 岩浆岩标志

元古宙条痕状花岗岩多作为硼矿床的基底标志。中-新生代岩浆岩体与镁质碳酸盐岩的接触带是水镁石矿床找矿标志。一般岩体规模较大、接触带呈弧形对成矿较为有利。

4. 变质作用标志

硼矿、滑石、蛇纹石及部分高品位菱镁矿都在绿片岩相-低角闪岩相变质阶段形成。部分含硼地层经历了混合岩化。

5. 围岩蚀变标志

含硼岩系的热水沉积电气石化、蛇纹石化、水镁石化，滑石矿床的显著硅化，滑石化和绿泥石化等热液蚀变发育地带是寻找热液矿床的标志。

二、找矿方向

根据上述找矿标志，提出镁质非金属矿床的找矿方向如下：

1. 里尔峪组

目前较有工业价值的硼矿床是硼镁石型矿床。本文以硼镁石矿床为例，讨论硼矿床的

找矿方向。

根据上述控矿条件，硼矿的有利地段是辽东裂谷中央凹陷带里尔峪组三段层位。构造上为东西向复背斜、背斜的翼部（尤其是倒转翼、陡翼）和轴部。由于构造作用、剥蚀和花岗岩化，目前残存的有后仙峪、二台子、砖庙、杨木杆等几个成矿区。

后仙峪成矿区：位于虎皮峪复背斜的倒转翼。含硼变质岩组合遍布于该翼 50 km^2 范围内，是一个资源潜力很大而又比较可靠的远景区，其中 NWW 向后仙峪背形轴部对成矿有利。

砖庙成矿区：砖庙背斜东部倾伏端已发现栾家沟矿段为大型矿床，其北侧高家堡背斜，南翼为倒转翼，成矿构造有利，找矿条件与砖庙矿床相同。

和平-杨木杆成矿区：钓鱼台-杨木杆背斜西段的杨木杆倒转背斜及和平倒转向斜，倒转翼长 5 km。钓鱼台-杨木杆背斜的东端杨木杆背斜倒转翼以及和平向斜东端、大砬子沟等地段均有含硼岩系产出，都是成矿有利地段，有可能找到大型硼矿床。

其他地区如通远堡、西江和下露海等地区的褶皱倒转翼也都可能找到硼镁石矿床。

在含硼岩系中，还应注意寻找与硼矿伴生的滑石、菱镁矿、蛇纹石、水镁石和透闪石、透辉石矿床。

2. 大石桥组

辽东菱镁矿、滑石、岫岩玉、蛇纹石、块状水镁石矿床产在潟湖相的大石桥组上段富镁质碳酸盐岩建造内。大石桥—海城地区是菱镁矿、滑石大规模成矿带。在东西向复向斜的两翼陡倾或局部倒转的单斜构造地段，MgO/CaO 较高地带注意寻找菱镁矿矿床。在大型纵向断裂构造带，尤其是层间破碎带和向斜核部是成矿有利部位，菱镁矿与白云石大理岩互层地带，注意寻找大型滑石矿床。

在大石桥组上段白云石大理岩、菱镁矿大理岩发育的地段，滑石化、蛇纹石化发育的地段和印支期和燕山期花岗岩、闪长岩与上述地层的接触带上，注意寻找块状水镁石矿床。

在镁质碳酸盐岩（菱镁岩、白云石大理岩）和镁质硅酸盐岩（透闪石、透辉石岩、镁橄榄岩）的发育地带，注意寻找蛇纹石矿床以及岫岩玉矿床。

在镁质碳酸盐岩顶底板附近钙镁硅酸盐岩发育地带，注意寻找透闪石、透辉石矿床。在白云质大理岩和构造裂隙尤其是韧性剪切带发育地带注意寻找纤维状海泡石矿床。

由于辽东地区是镁质非金属矿床的大型矿集区，又分布有许多典型矿床，因而以其为主要目标，进行综合研究是很有必要的。建议有关部门在立项时应考虑这一特点。在开展成矿地质条件研究和成矿预测的前提下，以辽东地区最具工业意义的硼矿、菱镁矿、滑石、岫岩玉为主要目标，进一步开展普查找矿工作。在开展硼矿、菱镁矿、滑石、岫岩玉找矿勘探的同时，注意水镁石，尤其是块状水镁石、透闪石、透辉石和纤维状海泡石等新型工业矿物的寻找和勘查。

第四章　粤北晚古生代复合成矿系列

——以粤北盆地成矿区为例

第一节　地质背景与主要矿床特征

一、地质背景

粤北盆地位于广东北部北纬 24° ~ 25° 20′，东经 113° ~ 114° 范围之内的地区（图 4-1）。盆地外缘主要为前泥盆纪变质岩系（主要为寒武系），盆地盖层为晚古生代和中新生代地层。泥盆系广泛分布于盆地中，位于加里东运动不整合面之上。盆地北界为诸广山花岗岩带，南部为佛冈花岗岩带，贵东 - 大东山花岗岩带将粤北盆地分割为南北两部分，即北部曲仁盆地和南部英德盆地。主要层控矿床分布在盆地内缘中、上泥盆统和下石炭统碳酸盐岩之中。盆地边缘多由线状构造控制，主要呈东西向和北北东向分布，它由东西向幔坡带（南岭重力梯度带）和北北东向幔坡带（赣西 - 粤西重力梯度带）组成。佛冈至韶关南侧的东西向幔坡带，宽约 120 km，北倾，上地幔倾斜面深约 34 ~ 35.5 km，横跨全区作东西向延伸，长达 600 km。南岭地区许多大、中型矿床，如大厂、北山、泗顶、老厂、杨柳塘、凡口、大宝山、马口、井冲角、西牛、锯板坑、梅县丙村等，都分布在此带附近。赣西 - 粤西重力梯度带为北东向幔坡带，纵贯广东全省向江西方向延伸。另外，北北东向断裂对后期的岩浆侵入、古地理变化及矿床分布都有明显的控制作用。

二、典型矿床地质特征

粤北盆地西南缘发育以红岩矿床为代表的与盆地压实流体有关的数十个大、中型黄铁矿矿床，在英德地区形成长 6 km 的黄铁矿矿带；盆地东缘发育与海底火山热液沉积有关的大宝山中高温多金属矿床；盆地北缘发育与海底热液作用有关的凡口中低温铅锌银汞矿床。三类成因不同的矿床有不同的地质特征，其中与盆地压实流体系统有关红岩型黄铁矿床成群、成带分布于盆地边缘有利的岩相古地理环境中，而大宝山和凡口则为单独出现在特殊构造部位的矿床。如红岩矿区位于东西向的英德盆地西南缘，五点梅花古陆的北侧；马口黄铁矿矿床位于英德盆地南缘中段、泥盆 - 石炭纪英德海沟发育的部位；凡口铅锌矿位于曲仁盆地的北缘；大宝山矿床位于曲仁盆地与英德盆地交界处，贵东 - 大东山东西向构造带与吴川 - 四会 - 大宝山 - 赣江构造带交会处附近的吴川 - 韶关海西 - 印支裂陷槽之中。不同构造部位控制四类矿床的形成，各自特征如表 4-1 所示。

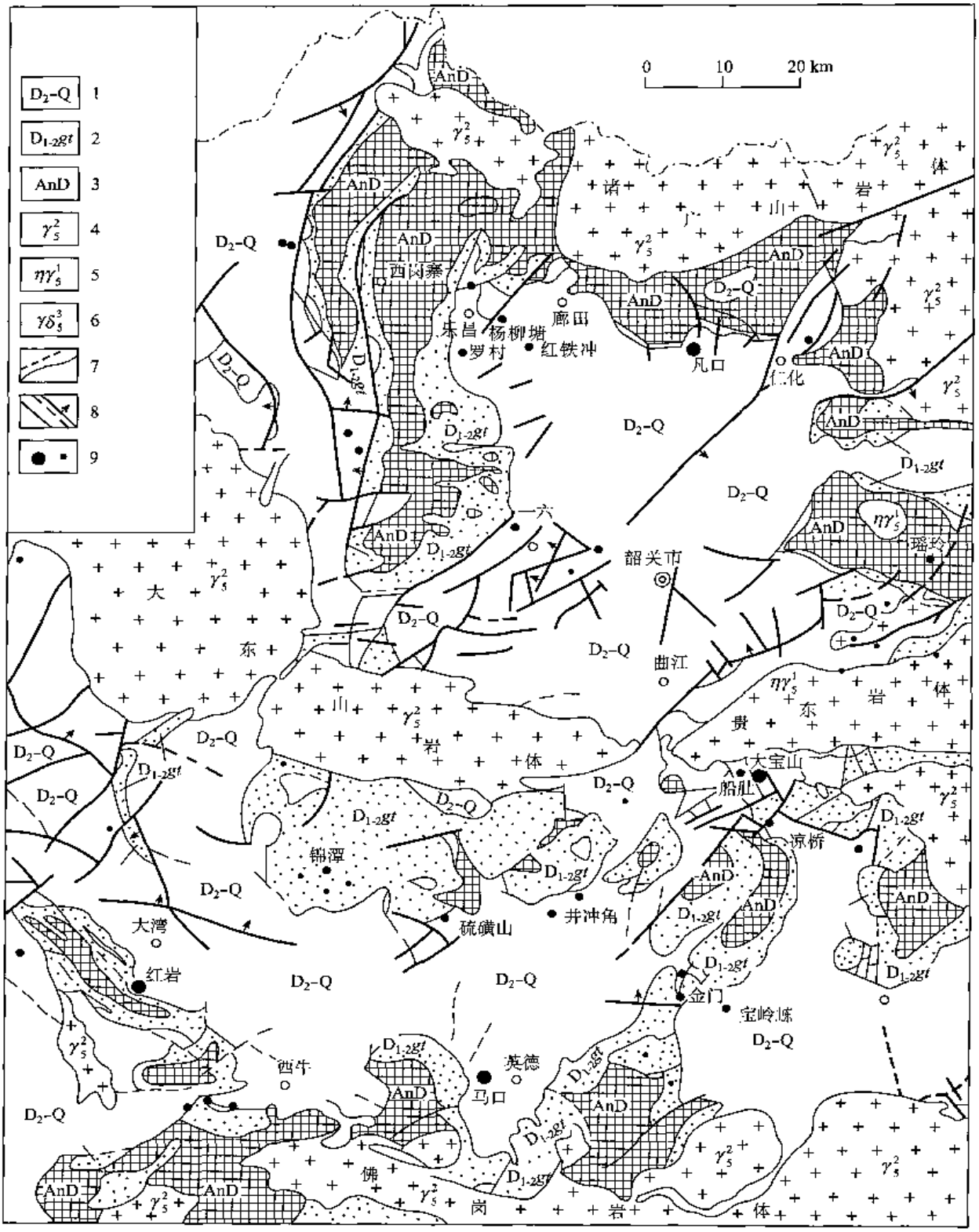


图 4-1　粤北盆地地质矿产略图

（据陈学明等，1992）

1—中泥盆统以后地层；2—中－下泥盆统桂头群；3—前泥盆系；4—中粒斑状黑云母花岗岩；5—中粒黑云母二长花岗岩；6—花岗闪长岩；7—地质界线；8—断层；9—矿床（点）

表 4-1　四类矿床地质特征

矿　区	红　岩	马　口	凡　口	大　宝　山
构造位置	东西向的英德盆地西南缘，五点梅花古陆的北侧	英德盆地南缘中段、泥盆-石炭纪英德海沟发育部位	曲仁盆地的北缘	吴川-韶关海西-印支裂槽中
构造方向	北西向近与线状排列	南北向	东西和北北东断裂交汇处	北东、北北西和东西向断裂交汇处
地层与围岩	D_3 白云岩	D_2 大理岩	D_2—C_1 灰岩	D_2 火山-沉积岩
控矿构造	水下古隆起、同生断层	后生断裂、角砾岩带	水下古隆起、同生断层	海底塌陷，海底断裂
矿体形态	透镜体	脉状、透镜状	似层状、楔状（有流体作用标志），脉状	透镜状、似层状、脉状
矿石矿物	黄铁矿	黄铁矿	黄铁矿、闪锌矿、方铅矿、菱铁矿	黄铁矿、磁黄铁矿、黄铜矿、闪锌矿、方铅矿、辉钼矿、白钨矿、黑钨矿、菱铁矿
矿石构造结构	细脉状、角砾状、块状、胶状、变胶状	角砾状、条带状	角砾状、块状、层纹状、沉积韵律、碎屑—内碎屑、微粒状	条带状、角砾状，块状、网脉状、较大晶粒、鲕粒状
交代生物特征	镶边交代	交代叠层藻	铸模交代（矿体中）镶边交代（灰岩中）菱球状（主要在灰岩中）	铸模交代、杆状微生物
矿物结晶方位与层面关系	杂乱、无优选	（未测）	中等优选、较发育的晶面与层面近于平行或∠20°锐角	略有优选
主要矿化期	成岩早期	后生期	沉积-成岩期	沉积-成岩期，后生叠加
矿化对围岩的作用	与灰岩的白云石化有密切关系	大理岩化	受热泉成矿作用	海底热液对流循环的结果
矿石地球化学特征	简单	较简单	复杂	复杂
稀土元素地球化学特征			与胶结物中的泥质硅质和碳酸盐有关	硫化物矿石的稀土总量高

粤北盆地成矿的多样性受整个盆地的演化历史制约，尤其是与盆地晚古生代岩相古地理、同生断裂和多种成矿流体的控制相关联。

第二节　盆地晚古生代岩相古地理

粤北盆地中地层主要为上古生界，而其中的层控矿床绝大多数赋存在中上泥盆统和下石炭统碳酸盐岩地层中。现简述泥盆纪—二叠纪岩相古地理特征如下。

1. 早-中泥盆世桂头期

桂头早期沉积主要是一套陆相沉积物，由杂基支撑的含砾砂岩、具高角度槽形交错层的砂岩和具波痕构造的红色泥质粉砂岩构成，基本上是冲积扇、河心滩和河漫滩相沉积物。桂头晚期，地形已逐步准平原化，海水开始由 SW 往 NE 方向逐渐浸漫，出现了既有植物碎片、淡水鱼类，又有海相生物（腕足类、叶肢介等）的滨海－三角洲相碎屑沉积，主要由灰绿色紫红色碎屑岩组成，下部碎屑较粗，并以底砾岩与桂头早期沉积物分界，往上颗粒渐细，以粉砂岩、粉砂质泥岩为主，近顶部几十米有少量薄层白云岩和泥质白云岩。上述岩性往南西至红岩—西牛（即五点梅花）一带，红色碎屑岩及砾质碎屑物突然变少直至消失，几乎全由灰绿色千枚状砂泥质岩石所替代，岩相突变带为 NW 走向，暗示了 NW 向同生断层的存在（图 4-2a）。桂头期形成的以砂岩为主的地层（桂头群）厚度自 NE 至 SW 逐渐增大，最厚处可达 1500 m 以上。桂头群是粤北盆地底部的高渗透层。

2. 中泥盆世东岗岭期

东岗岭早期的沉积环境以滨海砂质潮坪为主，在东侧接受滨海-三角洲相碎屑沉积，而西南角五点梅花一带开始了浅水陆棚的碳酸盐岩沉积。碳酸盐岩的沉积范围受 NE 和 NW 向同生断层控制，在红岩矿区表现明显。西牛地区底部纹层状白云岩发育，上部地层中珊瑚化石的频频出现以及红岩矿区含大量珊瑚、板状层孔虫的生物层，表明碳酸盐岩的沉积环境逐渐开放。

东岗岭晚期早阶段海侵迅猛，使原来的灰砂泥质潮坪转化为碳酸盐岩潮坪和浅水陆棚，以大面积白云岩的出现为特征。但沉积盆地内海水深度和碳酸盐岩沉积速度并不均一，反映为地层厚度不等（图 4-2b）。在北侧乳源—桂头和西岗寨—带以及南侧西牛—红寨一带发育 3 条 NE 向沉降凹陷，它们受同生断裂的控制。在晚阶段，全区经历了一次海退，沉积盆地外围相对上升，向浅水陆棚提供了大量泥质粉砂并占主导地位。另外，西南角有一 NW 向岩相突变带，江英—西牛之西侧岩相突变为深陆棚边缘相的碳酸盐岩沉积，水体深，能量低，生物稀少，有时沉积硅质条带，而凡口—大宝山以东地区，则属于陆缘潮坪砂泥质沉积，地层中几乎不含碳酸盐岩。从岩相及地层厚度变化和火山作用位置可知，控制盆地发展演化的主导因素仍为 NE 和 NW 向同生断层。

3. 晚泥盆世佘田桥期

佘田桥期海侵进一步扩大，以沉积较纯的碳酸盐岩为基本特征。深水陆棚边缘和浅水陆棚的碳酸盐岩沉积进一步向东推移。岩性特征除白云岩层较少外，其余与东岗岭期基本相同，在浅水陆棚碳酸盐岩沉积区，也有南北两个沉积凹陷（图 4-2c）。凹陷区总体上以泥晶灰岩为主，夹有较多生物碎屑灰岩，出现主要由群体珊瑚、半球状层孔虫和柱状叠层石组成的生物层；凹陷外缘层纹状泥晶灰岩相对发育，白云岩化较强，生物以轮藻为主，生物层薄。

4. 晚泥盆世锡矿山期

沉积环境的基本格局与佘田桥期相同（图 4-2d），东侧陆缘碎屑潮坪范围略向东退缩，西侧深陆棚边缘碳酸盐岩沉积进一步向东扩张，浅水陆棚碳酸盐岩沉积物绝大部分为泥晶灰岩，生物门类比较单调，是一种浅水陆棚上的潮间-潮下带为主的低能沉积环境。锡矿山晚期在凡口一带所见由天子岭组向帽子峰组过渡的 8～40 m 范围内，岩性重现了锡矿山中期、早期及佘田桥期的各种岩性，表明海退过程十分急速。至帽子峰组沉积时，陆

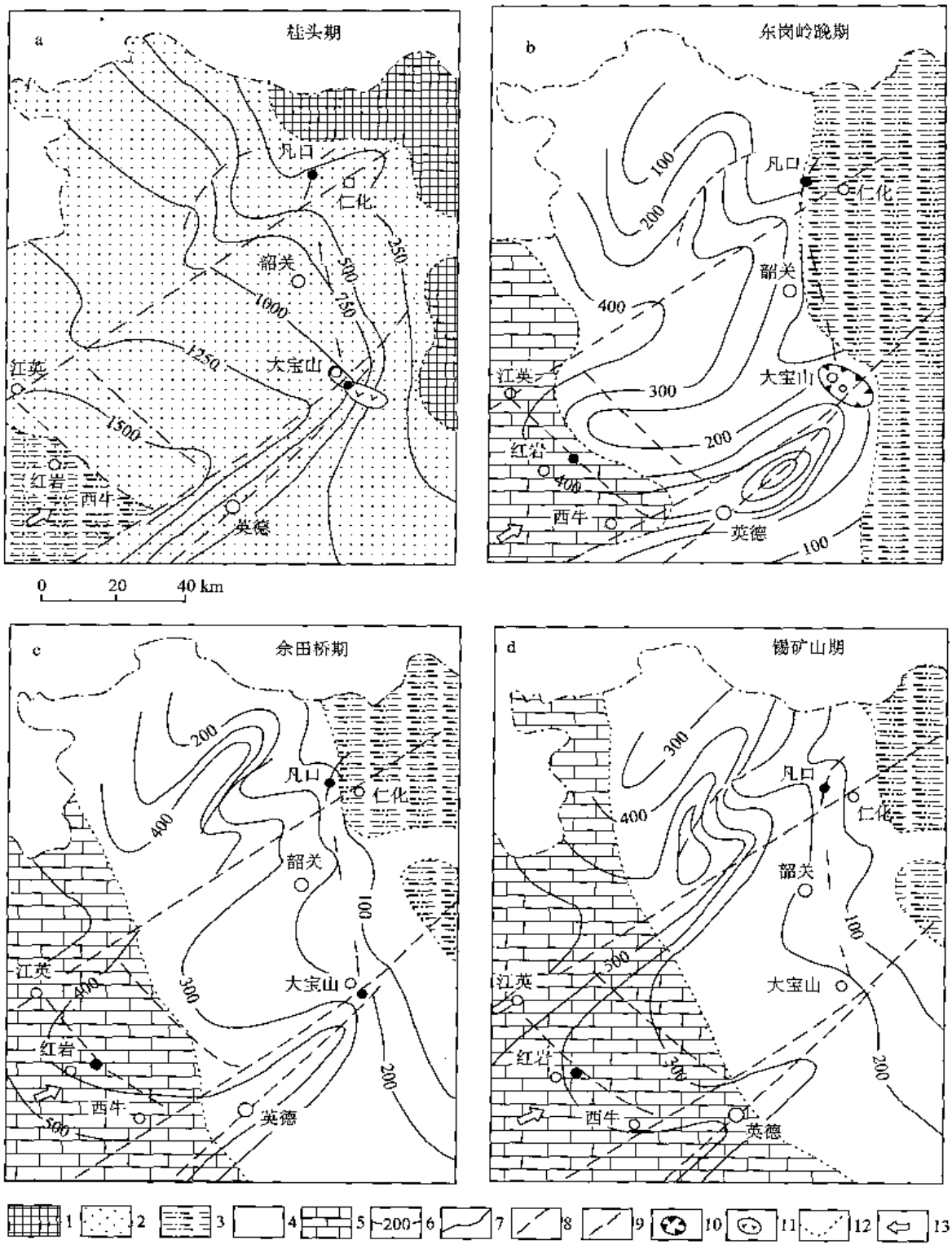


图 4-2　粤北泥盆纪沉积相古地理、同生断层和层控矿床分布

（据赖应馥资料修编）

1—剥蚀区；2—三角洲-滨海砂砾质沉积相；3—陆缘潮坪及浅水陆棚砂泥质夹灰泥质沉积相；4—浅水陆棚碳酸盐岩源坪沉积相；5—深水陆棚边缘碳酸盐岩沉积相；6—地层等厚线；7—地质界线；8—同生深断裂带；9—同生断层；10—古火山沉积凹地；11—古火山熔岩；12—相区界线；13—海侵方向

源碎屑又逐渐占主要地位，再次出现植物碎片和鱼类化石，一些砂岩中具有大型交错层理和垂直虫孔，原来的浅水陆棚碳酸盐岩沉积范围大部分重新抬升为滨海-三角洲环境，从而结束了本区泥盆纪海盆的沉积历史。

5. 早石炭世岩关期和大塘期

岩关期早阶段沉积了一套滨海相沉积物，以粉砂岩、页岩为主，夹细砂岩、泥质灰岩和灰岩。晚阶段沉积是一套局限台地相碳酸盐岩，主要岩性是灰岩、白云质灰岩和白云岩，夹硅质条带和钙质页岩等，反映了早石炭世海平面逐渐上升的海侵过程。大塘期早阶段，粤北地区普遍为陆缘海的浅海碳酸盐台地环境，沉积物以碳酸盐岩为主，主要岩性为隐晶质灰岩、泥灰岩、泥质灰岩夹页岩。大塘期中阶段，本区普遍形成滨海沼泽环境，主要岩性为砂岩、页岩夹煤层，常夹砂砾岩和含砾砂岩等。晚阶段本区为滨海沼泽相和开阔台地相，主要岩性有灰岩、白云岩、硅质岩、砂岩及页岩等。大塘期沉积环境多变，反映了海平面多次升降。

6. 中、晚石炭世威宁期和马平期

中、晚石炭世，粤北地区发育大规模海侵，而处于陆缘海的开阔台地和局限台地环境。两期沉积物难以区分，为一套白云岩、白云质灰岩沉积，厚度一般为 400 ~ 600 m。威宁期早阶段在凡口一带出现微型裂陷槽，即所谓的“壶天沟”。

7. 早二叠世栖霞期和茅口期

栖霞期本区为开阔台地相沉积，地层岩性以灰岩为主，多含燧石，厚达 110 m。茅口期发生海退，粤北地区沉积了一套滨海相和滨海沼泽相页岩、粉砂岩和细砂岩等，厚近 200 m。

8. 晚二叠世乐平期和长兴期

早二叠世末期，区域上发生的东吴运动使得粤北盆地西南的广宁—云开地区隆升成为陆地，但对粤北地区影响较小，未出现沉积间断，并继承了早二叠世晚期的滨海沼泽环境，局部则为海湾、河口三角洲，地层岩性为粉砂岩、细砂岩和页岩等。长兴期沉积相与乐平期差异不大，仍以滨海相泥质、砂质沉积为主。二叠纪地层总厚度 700 m 左右。

第三节　盆地同生断层分布及特征

同生断层的特殊性在于断层作用和沉积作用同时且持续地进行。同生断层对盆地的沉积物、沉积相和沉积成矿流体有重要控制作用。盆地中同生断层可通过岩相、地层厚度的突变、线性展布的滑积岩、快速堆积的沉积物和同沉积期海底火山活动和热水活动等来鉴别。赖应箴、程小久等查定的同生断层如表 4-2 和图 4-2 所示。

1. 大宝山-英德同生深断裂带

该断裂带是吴川-四会断裂带的东北段外延部分，其同沉积期存在并活动的主要依据是：①该断裂带控制着区域泥盆系地层沉积相的分布，其西为浅海相灰岩和砂页岩，含早泥盆世沉积；其东侧主要是滨海及陆相的砾岩和砂页岩，没有早泥盆世沉积。它是一条重要的区域地层岩相分界线；②在大宝山矿区，中泥盆世东岗岭组下段地层厚度存在 3 ~ 4 个明显的突变带（图 4-3，4-4），这种地层厚度变化不可能由成岩期后岩石流变造成，因为地层主要由力学性质能干的碳酸盐岩组成，而且突变带两侧的沉积物类型有明显的差

表 4-2　粤北盆地同生断层一览表

断层位置	走向	活动时限	主要确立标志	控矿实例
大宝山—英德	NE—NNE	D_2—D_3	区域地层岩相分界线，地层厚度和岩性突变带，同沉积期海底火山活动	大宝山多金属矿床
江英—仁化	NE	D_2—?	地层厚度突变带	
江英—西牛	NW—NWW	D_2—D_3^1	岩相和地层厚度突变，同生滑塌角砾岩	红岩黄铁矿矿床
大宝山—韶关	NNW	D_2—D_3^1	同沉积期次英安岩带，岩相突变带	大宝山多金属矿床
凡口	NE、NNE	D_2—C_3	地层厚度、岩性突变带，“壶天沟”	凡口铅锌矿床
硫磺山	NW—NWW	D_2—D_3　C_1—C_2	岩相、地层厚度突变带	硫磺山黄铁矿矿床
杨柳塘	NE—NNE	D_2—D_3	岩相、地层厚度突变带	杨柳塘铅锌矿床

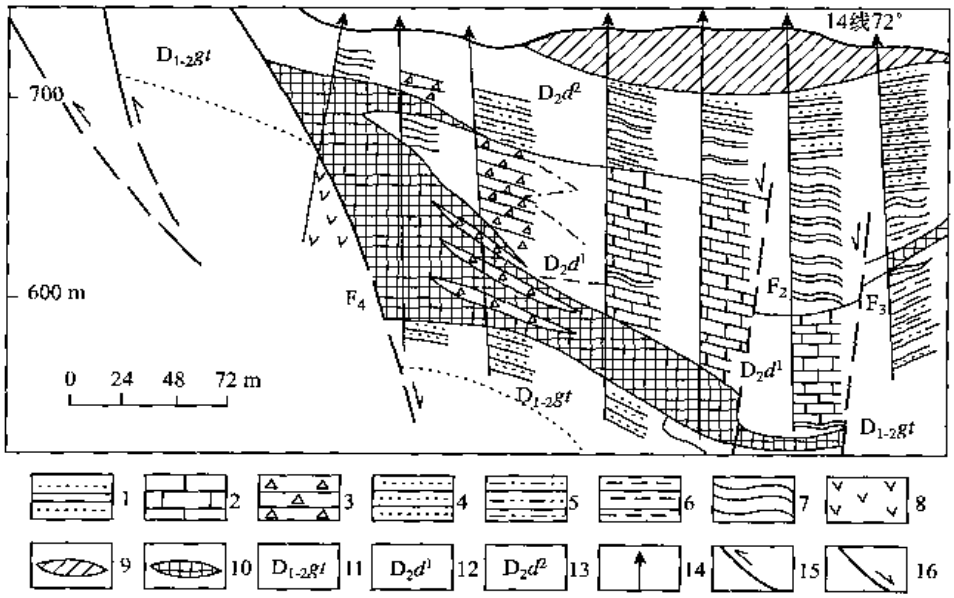


图 4-3　大宝山矿区 14 勘探线剖面图

（据广东地质矿产局 705 地质队）

1—凝灰岩；2—大理岩；3—角岩；4—砂岩；5—粉砂岩；6—页岩；7—板岩；8—次英安斑岩；9—褐铁矿矿体；10—铅锌（铜）矿体；11—桂头群；12—东岗岭组下段；13—东岗岭组上段；14—钻孔；15—逆冲断层；16—同生断层

异，地层较薄处以页岩、砂页岩和角岩为主；地层较厚处则主要发育碳酸盐岩。据此推测 3 条 NNE 向次级同生断层（F_1，F_2，F_3）的存在，表明大宝山-英德同生断裂带在地壳浅部是由多条次级的同生断层组成；③在大宝山一带，中泥盆世东岗岭组和晚泥盆世天子岭组下部地层中发育有火山凝灰岩层，桂头群（$D_{1-2}gt$）中侵入有次英安斑岩，表明大宝山一带在中泥盆世至晚泥盆世早期曾发生海底火山作用和岩浆侵入作用，而输导深部岩浆物质的通道可能是同生深断裂。

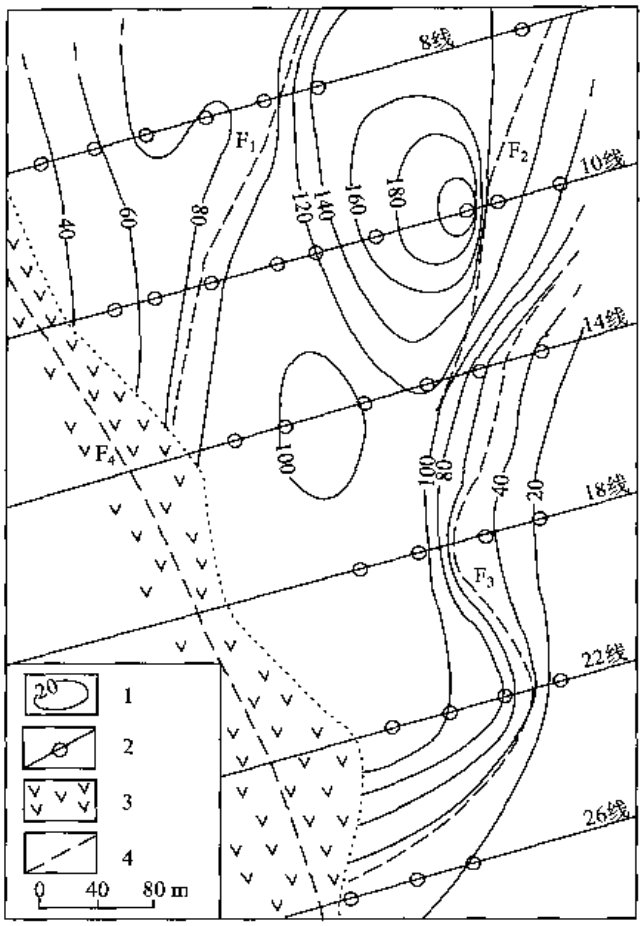


图 4-4 大宝山矿区 D_2d^1 地层厚度等值线及推断的同生断层（F_1，F_2，F_3）

1—东岗岭组下段地层厚度（m）；2—勘探线及钻孔位置；3—次英安斑岩；4—同生断层

研究认为，大宝山-英德断裂是粤北盆地规模最大、切割最深的区域性同生深断裂带，其在地壳浅部表现为由数条 NE—NNE 向次级断层构成的狭长对称的地堑构造，断裂主要活动时期是在泥盆纪，尤其在中泥盆世活动最强烈。石炭纪至三叠纪早期，该断裂没有明显的活动迹象，为相对宁静时期。印支-燕山运动之后，断裂再次活动直至现代。

由大宝山矿区南部铅锌矿体的 Cu、Pb、Zn 品位和矿化强度等值线与同生断层叠合图（图 4-5）可知，铅锌（铜）矿体赋存在地堑构造的下降盘地层中，反映了海底低洼场所对矿质的聚集作用，也暗示大宝山矿床的同生成因，与根据矿化特征和地质地球化学研究得出的结论相一致（葛朝华等，1987）。在同生断层带，Cu、Pb、Zn 品位最高，构成了沿同生断层展布的矿化富集带。且在 NNE 向和 NNW 向同生断层交会部位矿体品位最高，厚度最大。矿化有明显的分带性，矿床中部和下部以 Cu 矿化为主，而矿床两端和上部则主要是 Pb、Zn 矿化。

2. 凡口同生断层带

80 年代初，赖应箴首次提出凡口铅锌矿床受同生断层控制。程小久研究发现该区发育两期同生断层，它们分别是两次裂陷作用的产物。早期形成的同生断层是 F_{101} 和 F_{102}。确立标志有：①断层两侧的地层厚度突变，以上泥盆统天子岭中亚组（D_3t^b）厚度变化为

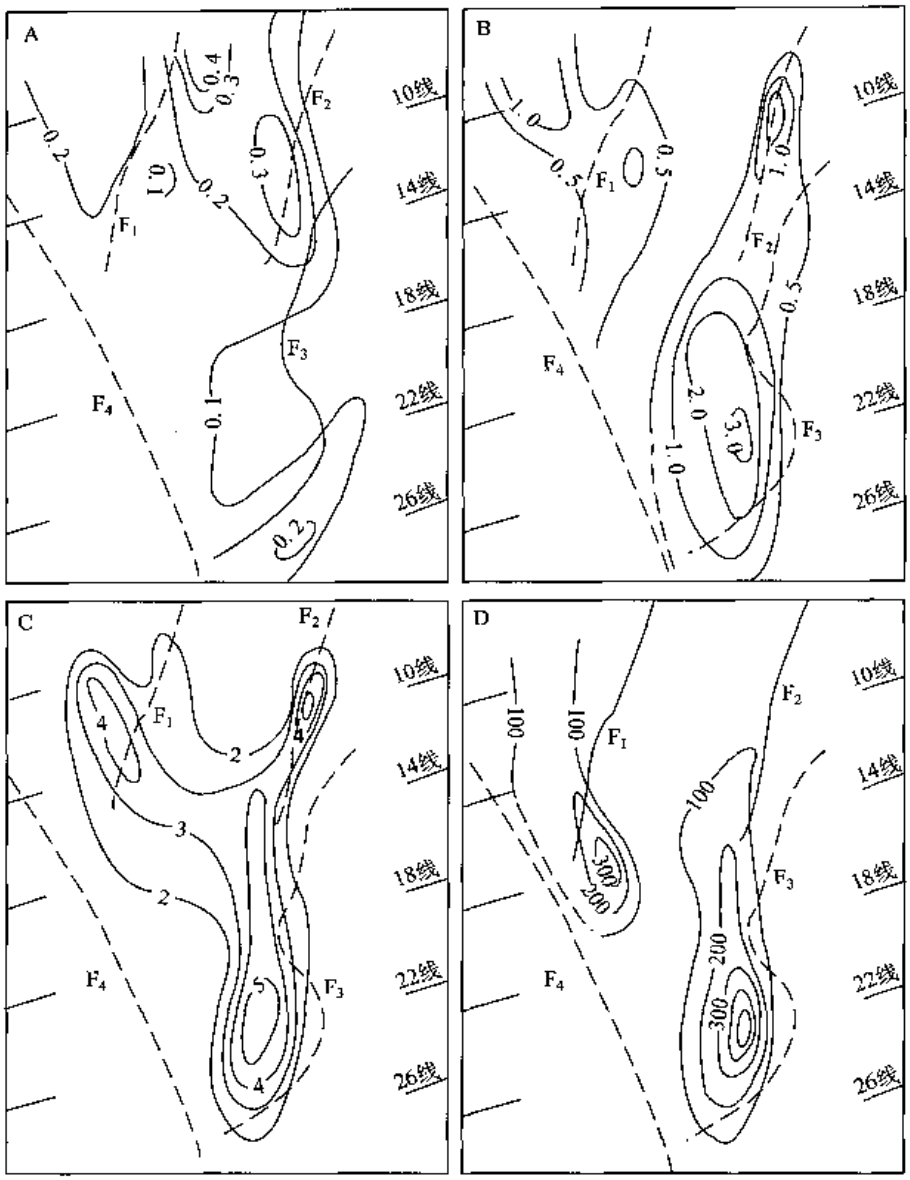


图 4-5　大宝山矿区南部铅锌（铜）Cu、Pb、Zn 品位和矿化强度等值线图

A—Cu 品位等值线；B—Pb 品位等值线；C—Zn 品位等值线；D—（Cu + Pb + Zn）×矿体厚度等值线

例，在断层西侧地层厚度在 120 ~ 180 m 之间，而其东侧地层厚度仅 60 ~ 90 m❶；②断层两侧沉积物岩性有差异，如上泥盆统天子岭上亚组（D_3t^c）中的泥灰岩只出现在断层东侧（图 4-6、4-7），其活动时代在中晚泥盆世。

晚期同生断层的确立依据主要是：中上石炭统壶天群呈楔状嵌入到泥盆系和下石炭统中，即所谓的“壶天沟”（图 4-8）。最初作“微不整合”论，有些学者认为是与构造关系密切且复杂的剪切滑移构造（邱小平，1991），由逆冲推覆造成的。程小久（1995）认为逆冲推覆不可能产生共有同一下降盘的类似“地堑”的构造样式，将其视为裂陷作用

❶ 赖应镜，1984，粤北泥盆系中主要金属矿床成矿地质条件研究，内部资料。

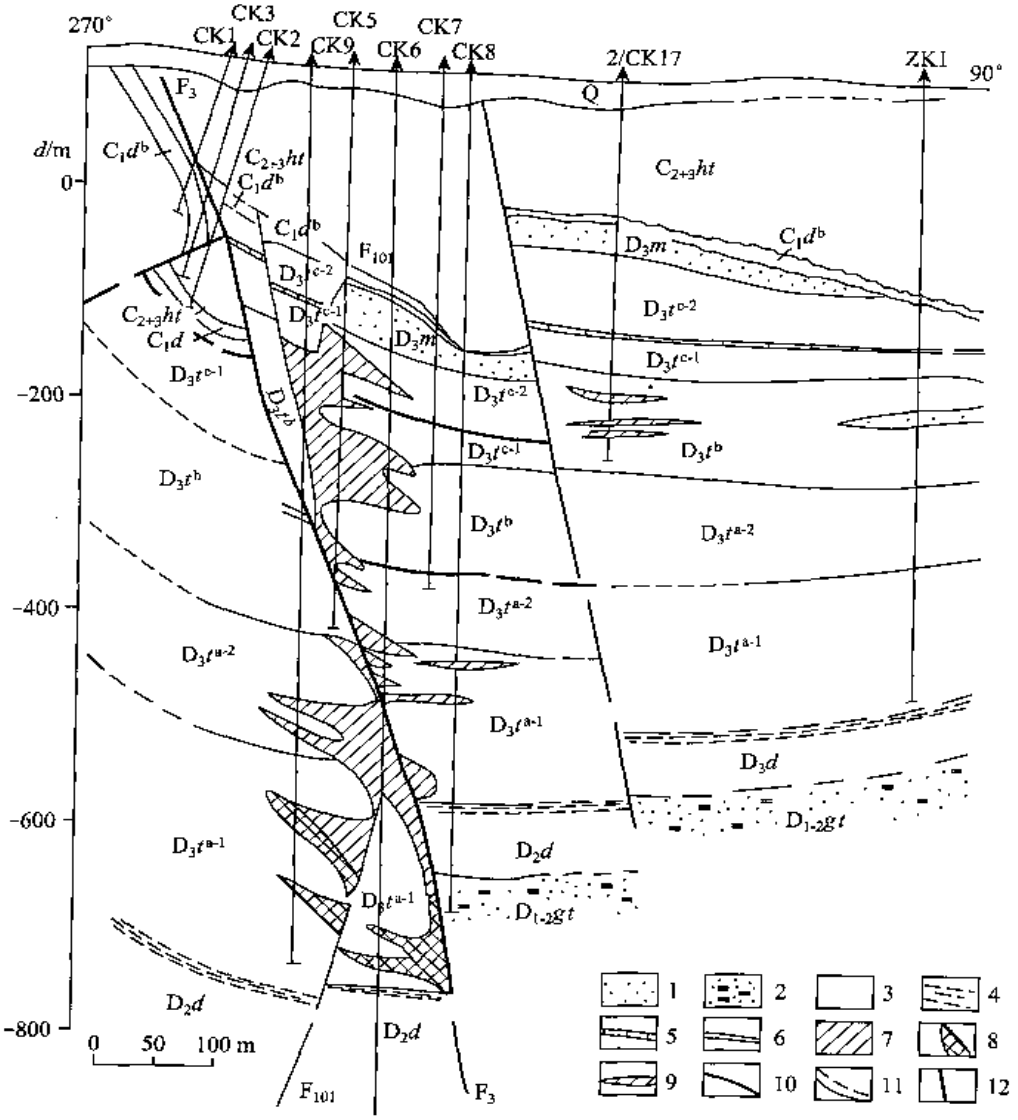


图 4-6　凡口铅锌矿床 -203 线剖面图

（据赖应筏，1986）

Q—第四系；$C_{2+3}ht$—中上石炭统壶天群；C_1d^b—下石炭统大塘阶上部地层；D_3m—上泥盆统帽子峰组；D_3t^{a-2}—上泥盆统天子岭上亚组上段；D_3t^{a-1}—上泥盆统天子岭上亚组下段；D_3t^b—上泥盆统天子岭中亚组；D_3t^{c-2}—上泥盆统天子岭下亚组上段；D_3t^{c-1}—上泥盆统天子岭下亚组下段；D_2d—中泥盆统东岗岭组；$D_{1-2}gt$—中下泥盆统桂头群

1—砂岩为主；2—碎屑岩夹白云岩；3—碳酸盐岩为主；4—粉砂岩为主；5—泥灰岩标志层；6—瘤状灰岩标志层；7—铅-锌矿体；8—黄铁矿体；9—辉绿岩；10—平行不整合界线；11—地质界线；12—同生断层

的产物比较合理。

3. 江英-西牛同生断层

该断裂带位于江英、西牛一带，总体走向 NWW，西段走向 NW。在 D_2 和 D_3 早期，该断裂有较强烈的活动。主要依据有：①中泥盆部东岗岭组在断层两侧厚度突变，其中第一、二段只出现在断层的北侧；②东岗岭组中发育线性展布的滑塌角砾岩，产出位置恰在

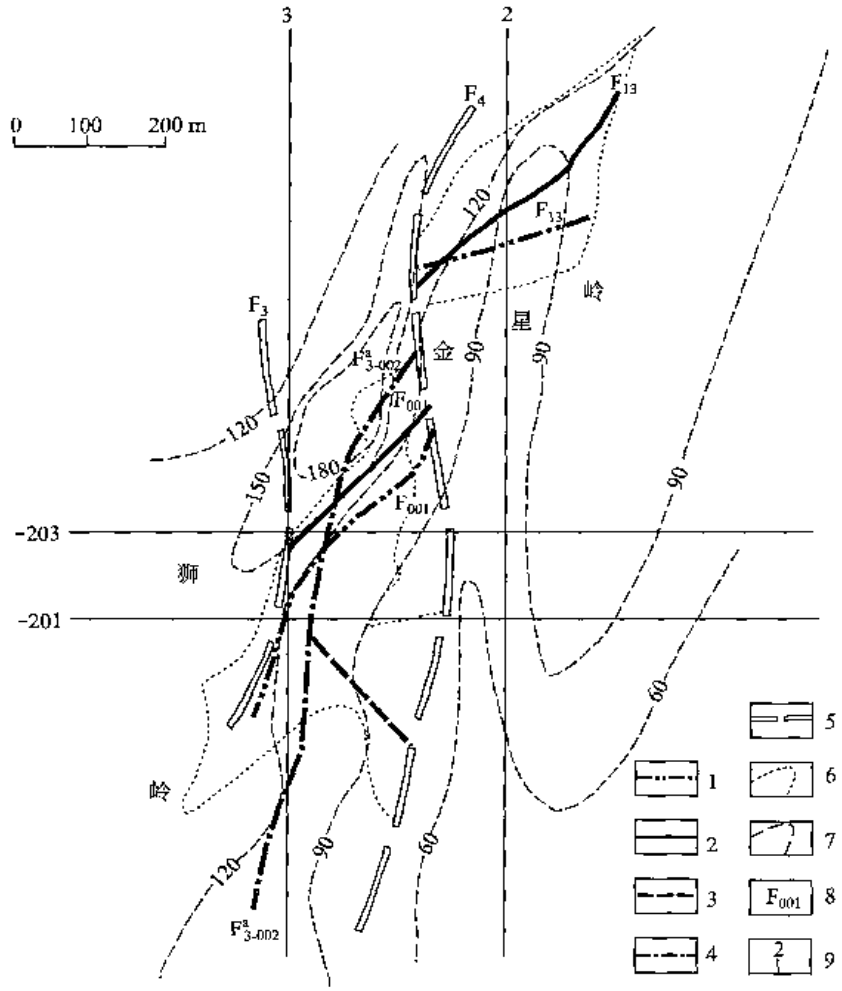


图 4-7 凡口矿床古同生断层空间展布略图

（据赖应箴，1986）

1～4—古断层（同生断层）大体位置，分别为 -100 m，-150 m，-200 m，-300 m 标高；5—晚期断层；6—主矿体水平投影边界；7—D_3lb 地层等厚线；8—断层编号；9—勘探线位置及编号

地层厚度突变带上。可以认为，滑塌角砾岩是由同生断层强烈活动引起海底斜坡上沉积物垮塌造成的。

同生断层是形成各类矿床的基本条件：一定规模、性质的同生构造导引地壳中一定深度的物质循环与相应沉积。没有同生断裂，就不可能形成大型、超大型层控矿床。控制红岩大型黄铁矿矿床、马口黄铁矿矿床、凡口超大型的 Pb、Zn、Ag、Hg 矿床和大宝山超大型 Cu、Pb、Zn 多金属矿床的同生断裂深度和规模不同，成矿流体物理化学条件和矿化结果也就不同。

红岩断裂只涉及下部含铁碎屑岩建造，结果形成单一黄铁矿矿床。地处吴川-四会深大断裂附近的大宝山矿床，其控矿断裂直接导引深部岩浆物质，形成温度高、成分复杂的铜多金属矿床。盆地北缘凡口矿床，其同生断裂导引深部建造的热液进入海底，在三级盆地沉积形成具有各种沉积组构的铅锌矿石。各矿床铅同位素组成特征，也能反映其控矿断

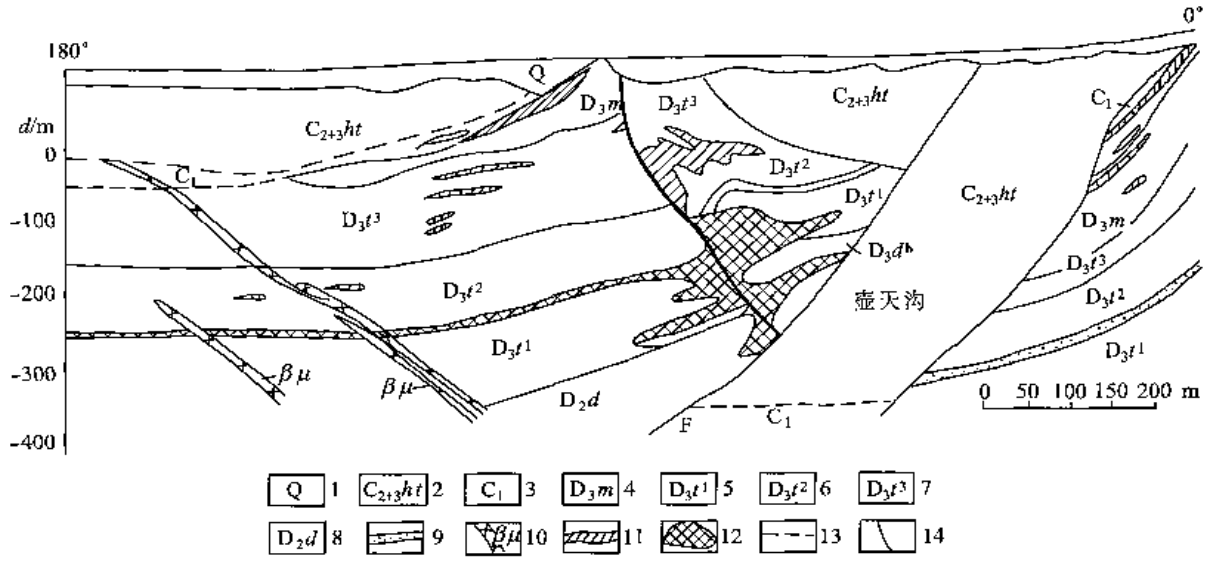


图 4-8　凡口矿区 2 线剖面图

（据赖应箴，1986 年资料改编）

1—第四系；2—中上石炭统壶天群；3—下石炭统；4—上泥盆统帽子峰组；5—上泥盆统天子岭上亚组；6—天子岭中亚组；7—天子岭下亚组；8—中泥盆统东岗岭组；9—鲕粒灰岩标志层；10—辉绿岩墙；11—铅锌矿体；12—黄铁矿矿体；13—地质界线；14—断层

裂所导引的物质循环深度和循环范围。

第四节　盆地同沉积期热事件

粤北盆地的成矿作用与充足而稳定的热源相关联，而探索其热源要从区域热事件入手。地质历史时期的热事件主要是地壳深部的热活动，它对沉积环境、沉积作用、成矿作用以及生物演化都有重要影响。热活动主要有两种形式：①深部热源在表层薄弱带释放，形成突发性火山喷发或喷溢；②深部热源物质通过断裂沟通地表水、地下水和海水，形成热水循环或热水活动，并常伴有火山喷发。热活动的突出特点是与地质构造演化同步，并具阶段性。目前研究表明，上述两种形式的热活动在粤北盆地演化发展时期均有表现。

晚古生代时期，华南地区由于受古特提斯裂谷作用和古西太平洋裂谷作用的影响，加里东基底活化裂解而形成沉积盆地，由于两类裂谷作用强烈拉张断陷和火山活动发生的时代略有差异，使得粤北盆地在晚古生代发生两期热事件。

1. 中-晚泥盆世早期海底火山活动

中-晚泥盆世早期，伴随古特提斯海的大量火山活动，粤北盆地内部大宝山一带发生海底火山喷发作用。海底火山岩、次火山岩和火山沉积岩与中、上泥盆统碳酸盐岩和碎片岩以及硫化物和菱铁矿层构成了一套含矿火山岩－沉积岩建造，自上而下可划分为 5 个组合（图 4-9）（葛朝华等，1987）；①层状菱铁矿、黄铁矿-中基性火山岩组合；②变凝灰岩、页岩-大理岩组合；③贱金属硫化物矿层；④蚀变英安岩；⑤底部页岩。（次）火山岩主要由玄武岩、英安岩、次花岗闪长斑岩、次石英霏细斑岩和次闪石辉绿岩组成。玄武

岩 ΣREE = （60 ~ 70） $\times 10^{-6}$，$\delta Eu \approx 1$，轻稀土曲线平坦而重稀土曲线不太平坦的波状为特征，与大洋岛屿及大洋拉斑玄武岩的稀土配分模型较为相似，是由于走滑拉张裂陷作用，使上地幔部分熔融的岩浆沿断裂上升至海底喷发的产物；英安岩 ΣREE = （164 ~ 202） $\times 10^{-6}$，个别达 503×10^{-6}，$\delta Eu = 0.6 \sim 0.8$，与次花岗闪长斑岩 ΣREE = （173 ~ 203） $\times 10^{-6}$，$\delta Eu = 0.65$，均属于轻稀土富集，而重稀土曲线较平坦，具不明显铕亏损特征，说明它们是年轻陆壳下部同源岩浆的异相产物（曾允孚等，1987）。这个大洋拉斑玄武岩和英安岩类构成的双模式火山岩套是本区加里东陆块在海西早期裂陷作用的重要证据。这一热事件导致了盆地局部火山喷气（喷流）系统的发生和 VMS 型铜铅锌和铁矿床（大宝山式）的形成。

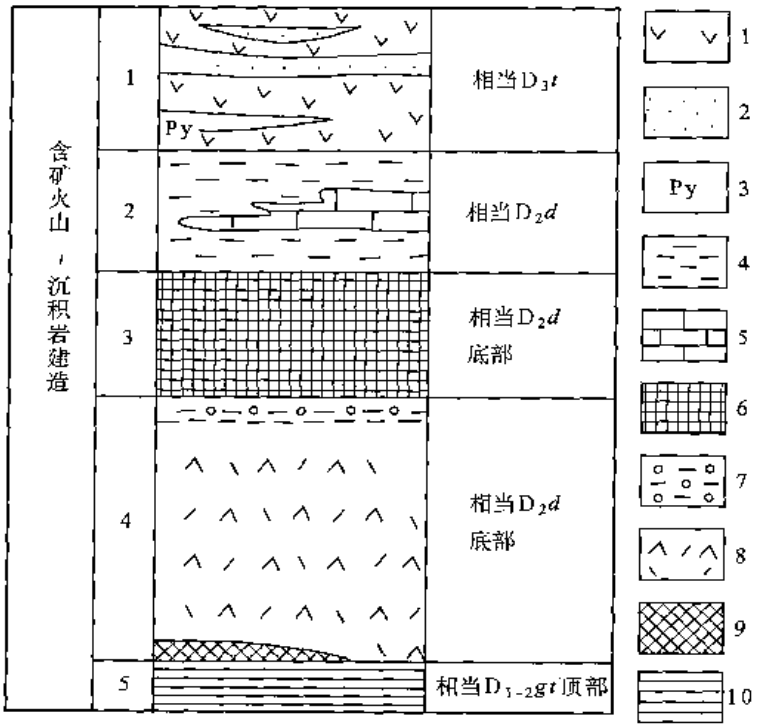


图 4-9　大宝山矿床含矿火山－沉积岩建造剖面

（据高朝华等，1987）

1—中基性火山岩；2—菱铁矿层；3—黄铁矿层；4—变凝灰岩、页岩；5—大理岩；6—贱金属硫化物矿体；7—硅化岩带；8—英安岩；9—角砾状硫化物矿带；10—底部页岩

2. 早石炭世末期—中石炭世热水活动和基性岩浆侵入作用

早石炭世末期—中石炭世，古西太平洋裂谷处于岩浆作用活跃时期，粤北盆地中同沉积期热水活动和岩浆侵入作用的记录见于凡口矿区。热水活动的记录（产物）即是凡口铅锌矿床，侵入体岩性为辉绿岩。

在凡口矿区，辉绿岩脉多出现于矿化减弱的矿床外围地段，呈 NWW 和 NEE 走向，倾向北，厚一般数米，组成矿物有拉长石（An 60）、钛辉石、含钛普通辉石、钛铁矿和含钛磁铁矿等（邱小平，1991）。岩石部分遭受碳酸盐化、绿泥石化和绢云母化，脉岩两侧常可见铅锌矿化。辉绿岩空间分布的最大特点是与铅锌矿体产状一致。在矿区内数以百

计的岩心钻孔中，脉岩几乎全部出现于壶天群（$C_{2+3}ht$）之下的地层中，壶天群最底部（0～30 m）偶见。当辉绿岩侵位接近壶天群底界时，趋于呈顺层产出（图4-10）。根据这一产出特点以及它所具有的浅成-超浅成组构（气孔和杏仁构造）特征，同时联系到矿区同生断层的发育和下石炭统上部平行不整合的存在，推断辉绿岩可能是活动于早石炭世末期—中石炭世形成的浅成-超浅成侵入岩。陈学明（1992）通过辉绿岩稀土元素、铅同位素和黄铁矿硫同位素等方面的研究表明，辉绿岩浆源于上地幔。本次研究根据收集到的仅有的数个辉绿岩化学组成和微量元素分析数据投点表明，凡口矿区的辉绿岩属于板内碱性玄武岩类。

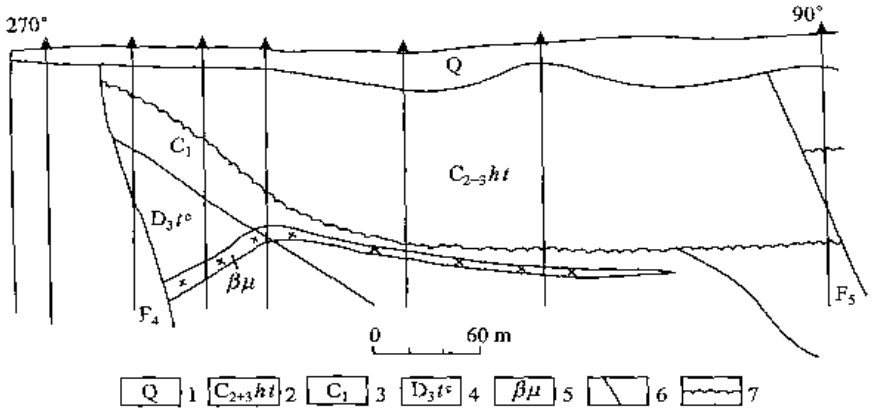


图4-10　凡口矿区202线浅部剖面图

（据赖应钱，1986）

1—第四系；2—中上石炭统壶天群；3—中下石炭统；4—上泥盆统天子岭上亚组；5—辉绿岩；6—晚期断裂；7—平行不整合面

以往的研究者多认为辉绿岩与铅锌矿化之间没有成生联系。笔者认为，对凡口矿区辉绿岩与成矿关系的认识，应放大研究尺度，与区域上构造热事件-成矿作用联系起来分析。

华南地区早石炭世末期曾发生显著的上升运动，造成东经115°以东的皖、浙、赣、闽和粤东地区下、中石炭统之间存在沉积间断。中石炭世威宁期，这一地区沿一系列NEE向基底断裂发生微型裂陷作用。微型裂陷带一般未出现深水沉积类型，但沿基底断裂或先期形成的同生断裂发生海底火山喷发和火山热液（热泉）活动。向东至闽西南盆地东侧和粤东梅县一带，下石炭统和中石炭统下部地层中广泛出现中酸性凝灰岩、中基性火山岩和火山热液-沉积铁矿床（马坑式铁矿）（边效曾等，1987；刘本培，1986；王尔康等，1993）。表现为自西向东，裂陷作用和火山活动有增强的趋势。王尔康等（1993）通过闽西南—粤东北海西-印支构造带下石炭统和中石炭统中火山岩的研究，将该带定为晚古生代大陆边缘裂谷系，简称永梅裂谷（图4-11）。永梅裂谷在发育时间和空间展布特征上，与石炭纪发育于台湾玉里、琉球群岛和长崎-三郡的古西太平洋裂谷一致。尽管，粤北凡口距离永梅裂谷西缘达100多公里，但凡口矿区出现的下、中石炭统之间的平行不整合及其附近的浅成-超浅成辉绿岩和“壶天沟”表明该区叠加了这一时期的构造热事件。只是火山活动和裂陷作用的强度较弱，但与此有关的热水活动形成了凡口超大型铅锌矿床。

综上述可见，粤北盆地及周边地区晚古生代的两期构造-热事件主要表现为海底火山

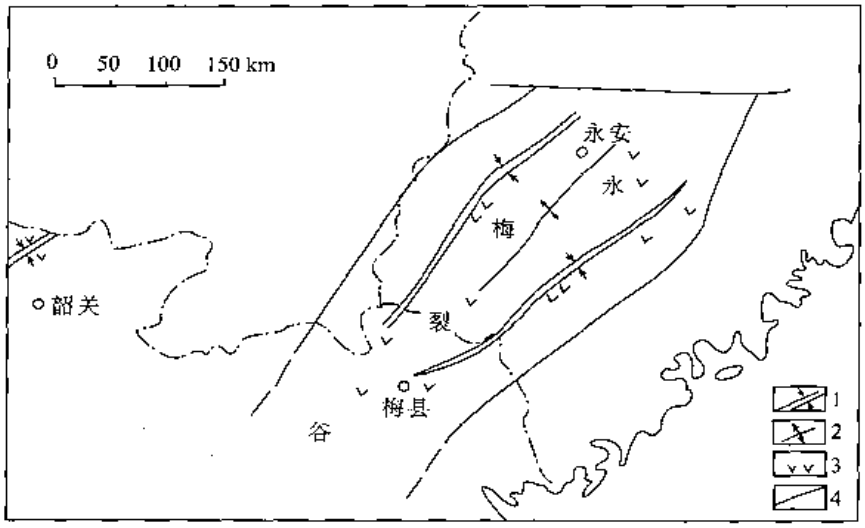


图 4-11 永梅裂谷及邻区构造格架和火山岩分布

1—地堑；2—地垒；3—火山岩出露点；4—裂谷边界

活动、基性岩脉侵入和盆地热水活动。这些活动除对已成层状矿床进行轻微改造外，主要是形成了大宝山和凡口两个大型-超大型矿床。

第五节 盆地成矿流体系统

盆地成矿流体系统（basinal ore-forming fluid system）可以被定义为沉积盆地演化的某一地质时期，在一定空间范围内，受动力驱动的流体从发生、发展到终止整个演化过程中，其动力场、温度场和地球化学场构成的整体。系统的时间跨度自流体的产生到矿质的最终堆积；系统的空间范围即是流体影响的地带；驱动流体系统运动的动力主要是岩浆热动力、重力、压实作用力和构造应力；成矿流体系统研究的中心内容是流体动力场、温度场和地球化学场。

一、盆地成矿流体类型划分

前已述及，粤北海西-印支期盆地在其发生、发展和消亡过程中经历了多次构造-热事件，而构造-热事件是划分和确立盆地流体系统最重要的标志。此外，在盆地演化期间，形成的矿床矿物包裹体也记录着曾发生的成矿流体系统的某些信息。

粤北盆地在海西-印支期形成的层控矿床有大宝山式铜、铅、锌、铁矿床，凡口式铅、锌、黄铁矿矿床和红岩式黄铁矿矿床。由大宝山、凡口和红岩等矿床数十个矿物包裹体成分测定数据分析（表 4-3；图 4-12）可知：粤北盆地曾经历过 4 种性质成矿流体的作用，它们可能分属于不同的流体系统。凡口铅锌矿床中块状中粗粒闪锌矿和方铅矿包裹体液相组分中阳离子以 K^+ 为主，阴离子以 Cl^- 为主，$K^+/Na^+ > 1$，且 K^+/Na^+ 比值较稳定，不随 F^-/Cl^- 比值而变化，矿物包裹体水的氢氧同位素组成显示成矿流体由岩浆水和海水混合而成。凡口矿床中的细脉状方铅矿（-闪锌矿-方解石）包裹体液相组分以 Na^+、Cl^- 为

主，$K^+/Na^+ < 1$，$F^-/Cl^- < 1$，且阳离子总量低，成分类似于浅部地下水，包裹体水的氢氧同位素组成也表明成矿流体源于大气降水。大宝山成矿流体以 K^+、F^- 为主，$K^+/Na^+ > 1$，$F^-/Cl^- \approx 1$，流体可能主要来自岩浆挥发分。汤吉方等（1992）测得石英包裹体水的 $\delta^{18}O = 1‰ \sim 7‰$，$\delta D = 50‰ \sim 60‰$，也表明成矿流体主要是岩浆水。红岩矿床成矿流体中 Ca^{2+}、Mg^{2+} 总量高，K^+、Na^+ 总量低，阴离子以 Cl^- 为主，呈现建造水特征。

表 4-3　四矿床包裹体特征对比表

		杨柳塘	马　口	凡　口	大宝山	
包裹体特征		包裹体很不发育，非常少和小，3～6 μm，气液比 <5%	包裹体 10～15 μm，气液比 <5%～20%	包裹体很不发育，少而小，分布不均，3～6 μm，多为两相，但气相仅 1%～5%	包裹体发育，面状分布，3～20 μm，液体为主，少量为气体包裹体，含液态 CO_2	
包裹体成分	Na/K			0.24	0.04～0.16	
	Ca/Mg			1.94	2.69～5.69	
	Cl/F			10.71～76	0.22～1.44～2.31	
	流体类型	Na-Ca-Cl		K-Ca-Cl	K-Ca-F（Cl）	
包裹体测温（℃）	爆裂法		150～390	150～310	均一法	340～410
						250～320
	均一法	95～230	240～260	160～200		180～200
	众值	100～200	170～270（爆裂法） 250（均一法）	110～250（爆裂法） 150～200（均一法）	360（均一法） 270（均一法） 190（均一法）	
温度空间变化				剖面深浅部位无变化，平面上断裂附近温度最度	360℃与英安斑岩包裹体温度相近，270℃与火山岩和花岗闪长斑岩的温度相近，190℃与盆地压实水温度相近	
盐度		4%～16.4% 平均 11.12%		1%～17.9% 众值 4.5%～8.0%	1.50%～13.2% 众值 7%～13%	
包裹体水特征	δD			−53‰～−143‰ 13 个样均值 −83.7‰	−103‰～−123‰	
	δO			+0.4‰～−24.4‰ 6 个样均值 −13.07‰	0.26‰～10.27‰	
	投影位置			雨水线附近变质水左侧	远离雨水线的右方，变质水与岩浆水的下方	
成矿流体来源		盆地建造水（压实流体）	盆地建造水（压实流体）	海水，深部和浅部的循环热液	海水深部和浅部循环热液	
资料来源		刘月星	蒋明霞	刘月星、贵阳所、赖应镜、本文	刘月星、刘垢勤等	

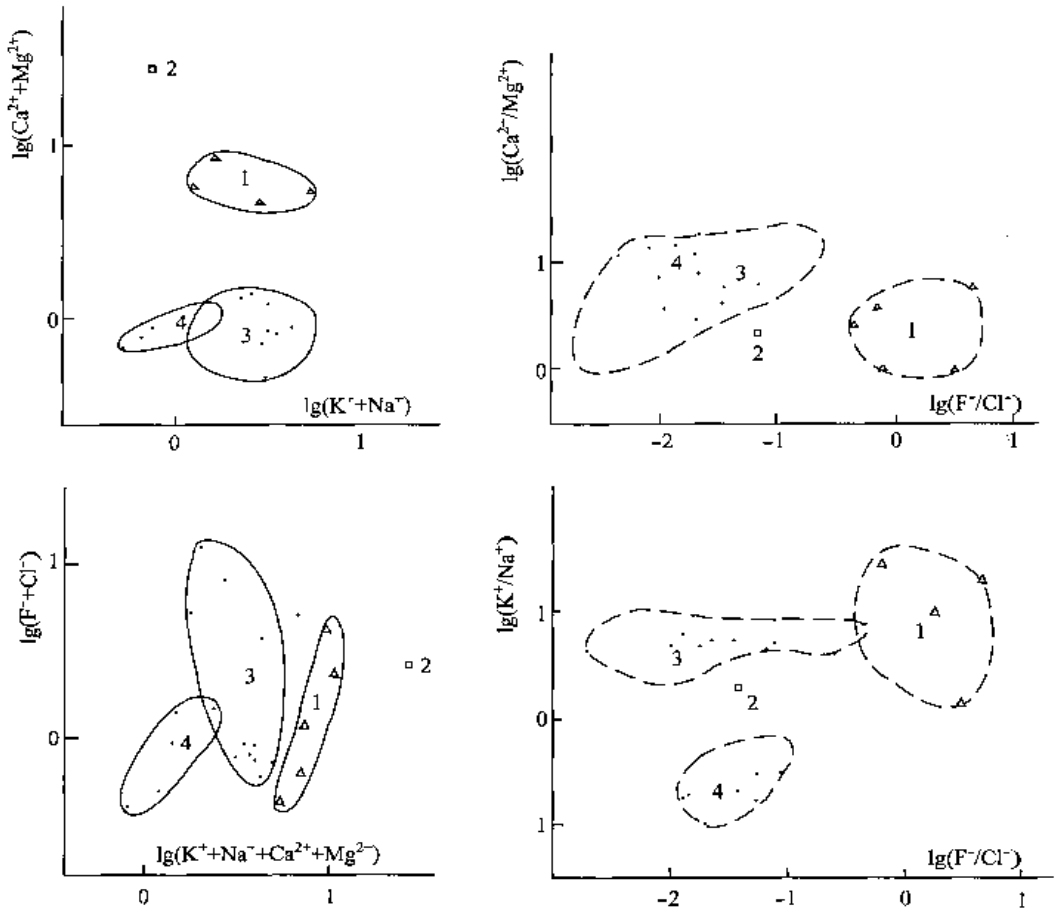


图 4-12　粤北盆地层控矿床成矿流体液相组分图解

1—大宝山层状铅锌铜矿体；2—红岩黄铁矿矿床；3—凡口矿床块状中粗粒铅锌矿石；
4—凡口矿床细脉状铅锌矿石

以矿物包裹体成分特征和氢氧同位素研究为基础，结合粤北盆地在海西-印支期发生的 3 期构造-热事件，即①中泥盆世—晚泥盆世早期快速拉张走滑和海底火山喷发；②早石炭世末期—中石炭世微型裂陷作用和基性岩浆侵入；③中三叠世—侏罗纪盆地萎缩消亡并褶皱造山，将粤北盆地成矿流体系统分为 4 种类型：

1）海底火山喷气系统　发生在大宝山一带，系统发生的时间为中-晚泥盆世早期。是由深部或岩浆的热能驱动的由岩浆气液、海水、大气降水等组成的混合流体系统。

2）海底热水循环系统　发生在凡口一带，系统发生的时间主要在早石炭世末期至中石炭世。是在该时期构造-热事件影响下的大规模中-低温热液系统。

3）压实流体系统　系统作用的范围几乎遍布整个盆地，即在盆地沉降期间，均有压实流体的活动。流体运动的驱动力是压实作用力，流体主要来源于因沉积物随埋深增大孔隙度衰减而被挤出的地层水或建造水。

4）重力流体系统　发生在盆地降升接受大气水淋滤时期，主要是印支-燕山期。流体运动的驱动力是其自身的重力，流体主要来源于在重力作用下渗入地层或岩石的大气降水，流体作用的范围在补给区和排泄区之间。

二、凡口矿床海底热泉喷口的判定

本次工作在矿床地质研究的基础上，使用矿物包裹体测温方法，研究矿体温度场的分布，配合矿化元素的分布状态和矿石组构分带特征，初步判别出成矿流体的喷口位置和运移方向。

1. 矿化元素分布特征

含矿热液沿同生沉积断裂喷溢到海底，与海水混合。由于温度降低，浓度稀释，酸碱度变化，铁、铅、锌的硫化物发生沉淀。在同生断裂附近形成较富的黄铁矿和铅锌硫化物，向外矿化减弱；在硫化物矿体外围，受残余矿化溶液的影响，形成菱铁矿、铁白云石和白云石。这样就依次形成黄铁矿、方铅矿、闪锌矿和菱铁矿、铁白云石的矿物分带。

为了研究矿体中矿化元素分布状态与矿化溶液运移方向的关系，笔者选择了在两组同沉积断裂交会附近的 Sh_5 号矿体为研究对象。Zn、Pb 和 Zn/Pb 比值五次趋势面（图 4-13）表明，在同生断裂 F_{101}（赖应篾，1986）与此两组断裂的交会点附近，Zn/Pb 趋势面呈现封闭的突起。这里不仅是 Zn、Pb 的高品位区，而且是黄铁矿爆裂温度较高的地点，因此推断，该部位很可能是海底热液喷溢点。

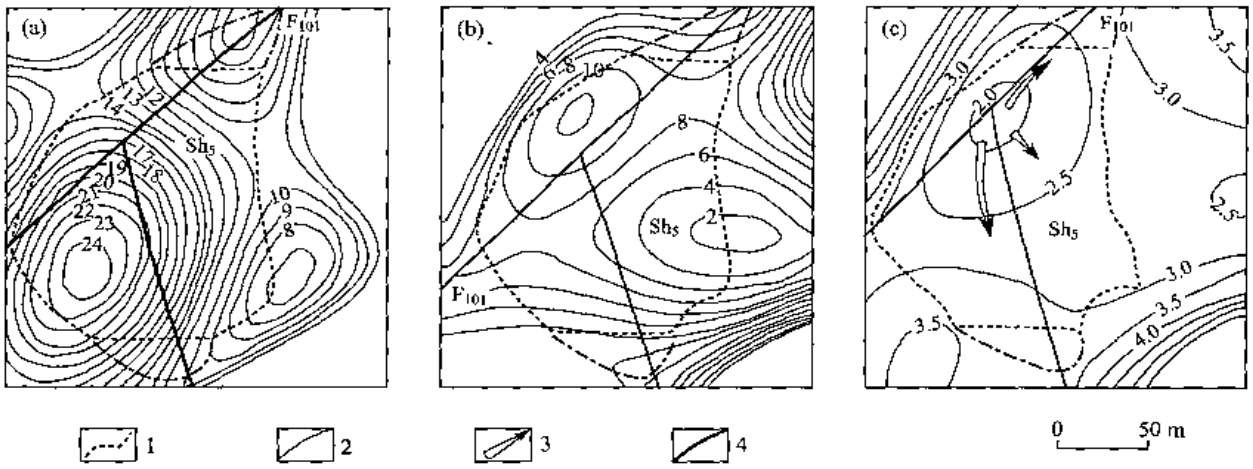


图 4-13　凡口铅锌矿床 -80 m 中段 Sh_5 号矿体 Pb-Zn 趋势面图

1—矿体计算范围；2—矿体边界；3—推测矿液流动方向；4—断层

在 -120 m 中段，远离断裂喷口的 Sh_6 号矿体的 Zn/Pb 比值五次趋势面（图 4-14）为略有起伏的曲面，没有明显的高值区和低值区。可能反映成矿溶液面状运移的特点。

2. 温度场特征

（1）矿区温度场特征

矿石中粒度较细的黄铁矿爆裂温度为 190 ~ 240℃（校正温度 140 ~ 190℃），较粗的黄铁矿爆裂温度为 150 ~ 310℃（校正温度 110 ~ 255℃），脉状闪锌矿爆裂温度 200 ~ 290℃（校正温度为 150 ~ 240℃），矿石中脉石矿物方解石均一温度 50 ~ 117℃，平均 80℃。可见，成矿温度变化范围较大，但基本连续，温度上限为 220 ~ 255℃，下限 110 ~ 140℃，残余溶液温度 50 ~ 110℃。

在垂直方向上，深部（ -200 m 中段）至浅部（0 m 中段）各层位矿石测温结果无明

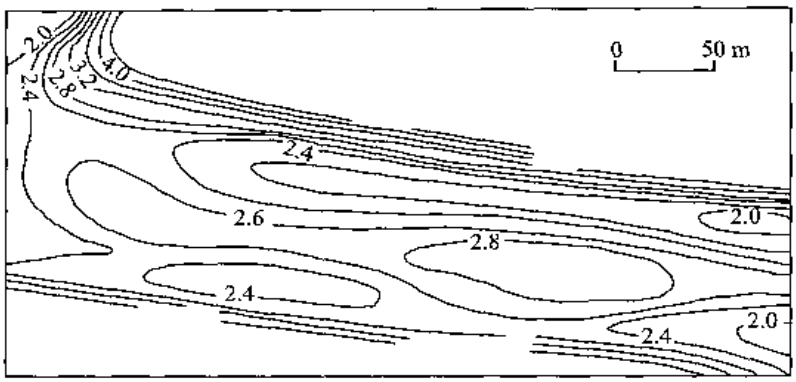


图 4-14　凡口铅锌矿床 -120 m 中段 Sh_5、Sh_6 号矿体的 Zn/Pb 比值趋势面图

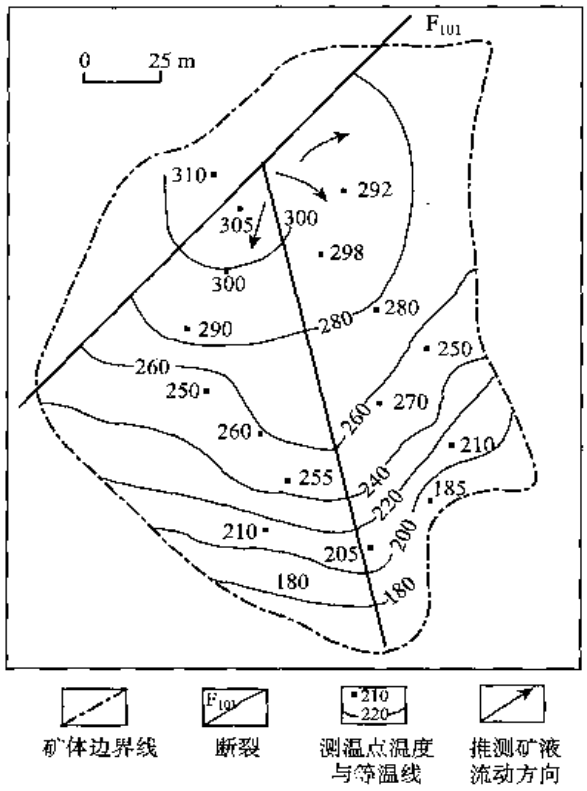


图 4-15　凡口铅锌矿床 Sh_5 矿体温度场

显差别，说明不同时期的矿化温度基本上是稳定的；但在水平方向上，不同矿段、不同部位的测温结果有较明显的变化，最高测温点的位置正是同生断裂旁侧、热泉长期活动的地点，远离热泉喷口的地方温度低。温度的这些特点反映矿化作用与内生成矿作用的不同，而与外生成矿作用一致。

（2）矿体温度场特征

温度场据矿区 -80 m 中段 Sh_5 号矿体中同期同阶段的黄铁矿爆裂温度绘制，从图 4-15 可以看出，等值线略呈半圆形分布，高值点都在同生断裂 F_{101} 与此两组断裂交会处附

近；距离断裂交会点越远，温度呈总体下降趋势，由此推断，矿液自断裂交会点附近上涌并向外运移。

综上，温度场特征与矿化元素分布特征都指示出，两组断裂交会点可能就是海底热泉。这一推论与硫化物结构构造空间分布也基本相符。在两组构造交会附近，硫化物堆积体中发育大量角砾状矿石，闪锌矿颜色较深，甚至发现存在黄铜矿固溶体分离物的闪锌矿，说明成矿温度较高。由于接近喷口处矿化程度较高，异地滑塌而来的生物碎片几乎完全被黄铁矿闪锌矿交代，形成铸模生物交代结构。随着远离热液喷口，成矿温度下降，矿化程度相对减弱，闪锌矿颜色也显棕绿色，矿石中角砾状构造被条带状构造代替。生物碎片较少，偶尔发现的异地生物碎片主要为浸染状和镶边状交代生物结构。在矿体边缘，矿石主要为层纹状构造，方铅矿相对含量减少，浅色闪锌矿相对含量增加。黄铁矿爆裂温度最低。

第六节　盆地成矿物质来源

粤北盆地中的硫、铅、水等成矿物质，具有多源性，现分述如下。

一、硫的来源

1. 红岩矿床

盆地中三类矿床硫同位素组成特征明显不同。红岩矿区 $\delta^{34}S$ 分布于 $-22‰ \sim +20‰$，在直方图上成跳跃式排列，属于重硫与轻硫的“混合型”。$\delta^{34}S$ 有明显的两个区间，一个是 $-22.00‰ \sim -8.00‰$，样品数为 7，占全部样品数的 11.86%，代表生物成因硫；另一个是从 $-6.00‰ \sim +20.00‰$，样品数为 52，占全部样品的 88.14%，代表海水硫酸盐还原硫。矿床属于有生物作用参与，以海水硫酸盐为主要硫源的沉积改造型矿床。

2. 凡口矿床

凡口矿区 $\delta^{34}S$ 的正值较大，众值在 $+17.00‰ \sim +22.00‰$之间，直方图上呈塔式分布（图 4-16）。图中黄铁矿、闪锌矿和方铅矿的众值依次降低分别为 $+20.00‰$、$+19.00‰$ 和 $+18.00‰$。反映硫化物基本处于平衡状态，矿区 $\delta^{34}S$ 众值与粤北泥盆系中沉积重晶石 $\delta^{34}S$ 值（$+24.00‰$）及地层中黄铁矿 $\delta^{34}S$ 不大明显的众值（$+20.00‰ \sim +23.00‰$）相接近，表明矿石硫源可能与海水硫酸盐有关。

各段地层围岩中黄铁矿以分散和明显众值为特征，$\delta^{34}S$ 分散在 $-15.00‰ \sim +28.00‰$ 之间。与矿化很弱的层位相比，中、上泥盆统灰岩中黄铁矿 $\delta^{34}S$ 略为集中，其不太明显的 $\delta^{34}S$ 众值比较接近。

围岩中和矿石中硫同位素组成的不同，反映成岩环境与成矿环境的差异。围岩中硫同位素分散的原因，可能与厌氧细菌在成岩早期对硫酸根还原有关。在厌氧菌的作用下，$^{32}SO_4^{2-}$ 被还原的速度大于 $^{34}SO_4^{2-}$ 被还原的速度。结果，在不同时间里还原出的 H_2S 就有各自不同的同位素组成，形成分散的特点。矿石形成的温度较高，硫酸根的还原可能不完全由生物活动完成，矿石硫同位素集中的特点也反映了这点。W. G. Holand 与 H. Ohmoto 等论述在较高温度下，地下循环热水中海水硫酸根被有机物还原时，硫酸根可在较短时间内完全转化为硫化氢，并基本保持海水硫酸根的同位素组成。赵瑞等认为，这可能与凡口矿

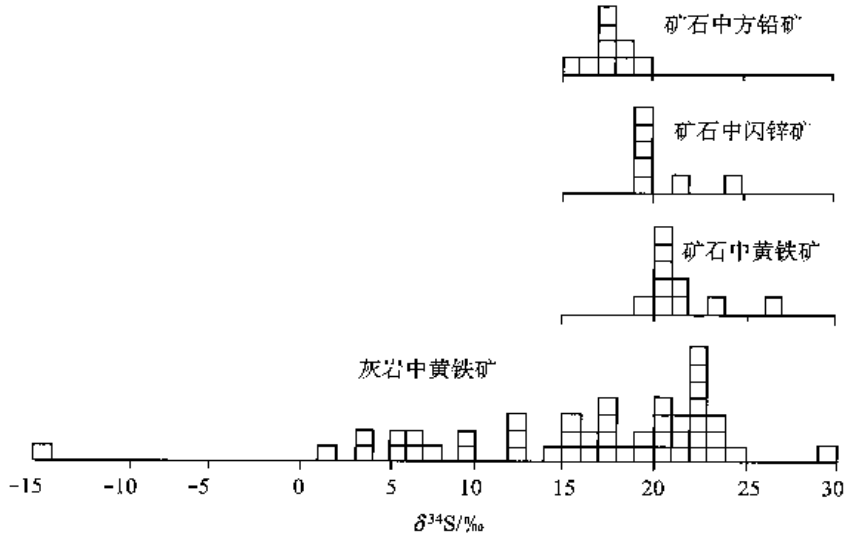


图 4-16　凡口铅锌矿床硫同位素组直方图

区的情况相符合。由于海底含矿热泉成矿作用与海相碳酸盐岩沉积作用同时演化，所以，围岩硫同位素在分散背景上出现了与矿石相接近的不太明显的 $\delta^{34}S$ 众值，在矿化很强的中、上泥盆统灰岩中尤其明显。

3. 大宝山矿床

大宝山矿床 $\delta^{34}S$ 以高度集中在 0 值附近为特征，主要数值范围在 -3.00‰ ~ +3.00‰ 之间，众值约 +1.5‰，具典型岩浆硫特点，这也与大宝山矿床成矿地质特征相一致。围岩泥盆系与东岗岭组和天子岭组地层中成岩结晶的立方体黄铁矿 $\delta^{34}S$ 分散在 -9.00‰ ~ +18.00‰之间，属于典型的生物硫。

二、铅的来源

1. 红岩矿床

据方铅矿、黄铁矿和全岩样共 12 个样品的同位素组成分析结果（表 4-4），红岩矿床的铅同位素组成除了一个样品为 J 型铅外，其余均为正常普通铅（高 μ 值单阶段铅）。$^{206}Pb/^{204}Pb$，$^{207}Pb/^{204}Pb$，$^{208}Pb/^{204}Pb$ 比值变化范围很小，在 $^{207}Pb/^{204}Pb$—$^{206}Pb/^{204}Pb$ 坐标图上投影点非常靠近，没有显示线性关系（图 4-17）。根据多伊（Doe，1974）的单阶段演化模式，计算出模式年龄除了一个方铅矿为 187 Ma 外，其余 10 个都接近泥盆系地层年龄，表明沉积与成矿来源具同源性。按斯塔西（Stacey，1975）混合模式计算铅的来源大约 1/3 为幔源，2/3 为壳源。模式年龄偏低的那个方铅矿，可能与后期岩浆岩侵入（燕山期岩体）有关；桂头组千枚岩样品为 J 型的原因，可能是由于碎屑岩中锆石所含的 Th 和 U 使千枚岩明显富含 ^{206}Pb 和 ^{208}Pb 的结果。

2. 凡口矿床

凡口矿体中方铅矿、黄铁矿以及灰岩全岩、辉绿岩全岩的铅同位素组成如（表 4-5）所列。矿体中四个采自同一层位（D_3t^b）方铅矿的同位素组成十分接近，三个黄铁矿矿石样品的铅同位素组成也较接近，三个天子岭组灰岩的铅同位素组成差别也不大。矿石与围

岩铅同位素组成相近似，模式年龄多在3.1亿～3.4亿年之间，灰岩铅模式年龄略大于矿石模式年龄，反映矿石和灰岩中成矿金属元素来源有密切联系，成矿作用与灰岩沉积作用大致同时进行。μ值在9.73～9.90之间，方铅矿中Th/U比值较低（3.11），反映铅的来源具壳源性质，源区可能富含铀铅。

表4-4　红岩黄铁矿床铅同位素组成表

项目 / 样品编号	矿物或岩石	资料来源	铅同位素比值			μ	模式年龄 Ma	铅同位素	
			$^{206}Pb/^{204}Pb$	$^{206}Pb/^{204}Pb$	$^{206}Pb/^{204}Pb$			幔源	壳源
红同 Pb-1	方铅矿	广东省706地质队	18.395	15.736	38.801	9.73	338	0.32	0.68
红同 Pb-2	方铅矿		18.425	15.730	38.781	9.71	311	0.32	0.68
红同 Pb-3	方铅矿		18.522	15.686	38.871	9.62	187	0.34	0.66
83	黄铁矿	武汉地质学院矿床室蒋明霞	18.416	15.741	38.748	9.74	334	0.32	0.68
32	黄铁矿		18.434	15.805	38.942	9.86	395	0.30	0.70
92	黄铁矿		18.361	15.718	38.697	9.70	345	0.32	0.68
265	黄铁矿		18.400	15.735	38.768	9.73	338	0.32	0.70
172	黄铁矿		18.375	15.721	38.678	9.70	339	0.32	0.68
Hpb-1	灰岩	本文	18.365	15.684	38.588	9.63	302	0.33	0.68
Hpb-2	黄铁矿		18.368	15.745	38.743	9.75	372	0.32	0.67
Hpb-3	白云岩		18.375	15.699	38.617	9.66	313	0.33	0.68
Hpb-4	千枚岩		19.684	15.715	41.00	9.59			0.67

表4-5　凡口矿区矿石与岩石铅同位素组成一览表

样品	层位	测定对象	位置与产状	$\frac{^{206}Pb}{^{204}Pb}$	$\frac{^{206}Pb}{^{204}Pb}$	$\frac{^{206}Pb}{^{204}Pb}$	模式年龄 Ma
廿－114	D_3t^b	方铅矿	Jb－240 m F4上盘粗粒矿石	18.42	15.73	36.92	317.8
廿－125	D_3t^b	方铅矿	－240 m Sh6a内铅锌条带	18.43	15.73	38.90	310.8
廿－56	D_3t^b	方铅矿	－200 m F_{101}上盘结核状矿石	18.45	15.73	38.89	296.7
廿－4	D_3t^b	方铅矿	－200 m Sh6a边部细粒矿石	18.44	15.73	38.90	303.8
廿－4	D_3t^b	方铅矿	同上	18.377	15.69	38.679	300.8
廿－159	D_3t^c	黄铁矿	－240 m Sh6a内部细粒矿石	18.44	15.82	39.322	403.7
组－11	D_3t^b	黄铁矿	－120 m 曲塘F_{101}上盘	28.23	15.82	38.95	315.5
t－107	D_3t^c	黄铁矿	Sh－200 m N4穿脉	18.86	15.74	38.83	345.7
t－123	D_3t^b	灰岩	－90 m 5号采场	18.62	15.64	39.76	348.5
t－150	D_3t^a	灰岩	Jb－160m 8号穿脉	18.57	16.02	39.10	307.1
$\beta\mu$－2		辉绿岩	穿插壶天群灰岩的辉绿岩脉壁	18.65	15.84	38.96	248.0
$\beta\mu$－4		辉绿岩	穿插壶天群灰岩的辉绿岩脉中心		15.76	38.65	

根据前人测试结果，部分矿石铅同位素组成中钍铅含量较高，同位素组成具中等程度变化（变化范围3%～4%）。这可能是具复杂来源的地层铅的反映，也可能与主要矿化作

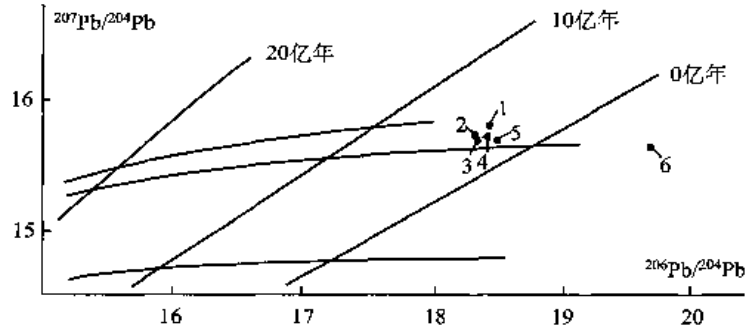


图 4-17　红岩黄铁矿铅同位素单阶段演化模式图

图中数字代表样品为：1—32；2—Hpb-2；3—Hpb-3、Hpb-1、172、92；4—265、83、红同 Pb-1、红同 Pb-2；5—红同 Ph-3；6—Hpb-4

用后沿断裂发生的溶液活动有关。少数采自小脉中的方铅矿样品模式年龄为 1.78 亿年，说明局部有燕山期成矿作用的叠加。少量样品的铅模式年龄在 4 亿～5 亿年间，表明下伏岩层（桂头组和寒武系）的成矿物质参入了成矿活动。

3. 大宝山矿床

大宝山矿区硫化物中铅同位素组成较特殊，$^{206}Pb/^{204}Pb$ 为 18.997～18.565，$^{207}Pb/^{204}Pb$ 为 15.931～15.461，$^{208}Pb/^{204}Pb$ 为 39.706～38.516。属于多阶段的放射性较高的铅。μ 值为 10.07～9.17，V 值为 0.073～0.067，ω 值为 42.69～36.13，K_1 值为 4.24～3.75，K_2 值为 584.30～525.73，K_3 值为 4.10～3.63。以上特点表明大宝山矿区铅为多来源和多阶段成因的铅。在 $^{207}Pb/^{204}Pb - ^{206}Pb/^{204}Pb$ 坐标图（图 4-18）上，大宝山矿区铅源最复杂，既有壳源铅，也有岛弧铅和大洋火山岩铅，比红岩矿区和凡口矿区的铅源更为复杂。

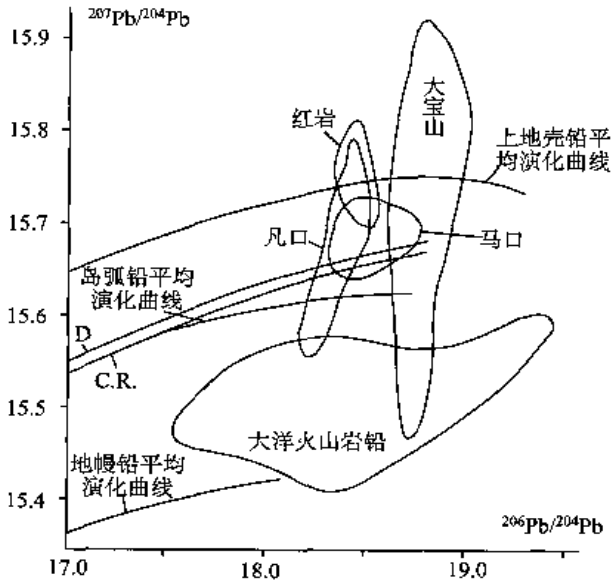


图 4-18　粤北泥盆系层控矿床铅同位素组成坐标图

三、水的来源

1. 氢氧同位素

凡口矿区矿物包裹体的氢氧同位素组成如表（表 4-6）所列，在投影图（图 4-19）上，主要分布在 2 个区域，大部分层状硫化物投影点集中在变质水的左下方区域，离岩浆水和雨水较远。δD 主要在 -40.00‰ ~ -83.00‰之间，$\delta^{18}O$ 在 0‰ ~ -8‰之间，属于深层建造水。另一投影区在雨水线附近，多为晚期脉状方解石矿物，反映矿化后期大气水参与程度较高。

表 4-6　成矿溶液氢氧同位素组成

矿物	$\delta^{18}O$/‰（SMOW）	$\delta^{18}D$/‰（SMOW）	资料来源
黄铁矿	-8.30	-125.70	本文
闪锌矿	-3.40	-94.00	
方铅矿	-4.40	-95.60	
闪锌矿	4.87	-41.40	崔裕生等
闪锌矿	-0.93	-51.80	
闪锌矿	3.71	-59.70	
方解石	3.75	-59.70	
黄铁矿	7.92	-40.90	
闪锌矿方铅矿	13.29	-78.30	於崇文
闪锌矿	6.10	-46.00	
闪锌矿	0.59	-52.30	
闪锌矿	7.83	-83.70	
方解石	0.44	-53.30	赖应镁
方解石	-12.30	-60.95	
闪锌矿	-13.42	-83.22	

表 4-7　凡口地区碳氧同位素组成

测定矿物	样品数	$\delta^{18}O$/‰				$\delta^{13}C$/‰	
		PDB 标准		SMOW 标准		PDB 标准	
		范围	平均值	范围	平均值	范围	平均值
石灰岩中的方解石	5	-10.67 ~ -18.05	-14.03	11.90 ~ 19.50	15.92	-0.68 ~ 0.06	-0.83
铁白云石	1	-13.76	-13.76	16.32	16.32	-5.26	-5.26
菱铁矿	2	-12.78 ~ -14.63	-13.71	15.72 ~ 17.33	16.53	-4.28 ~ -6.4	-5.34
与硫化物共生的方解石	6	-9.56 ~ -13.46	-12.4	16.63 ~ 20.65	17.72	-1.84 ~ -8.15	-5.99
合　计	14	-9.56 ~ -18.05	-13.32	11.90 ~ 20.65	16.83	-8.15 ~ 0.06	-4.03

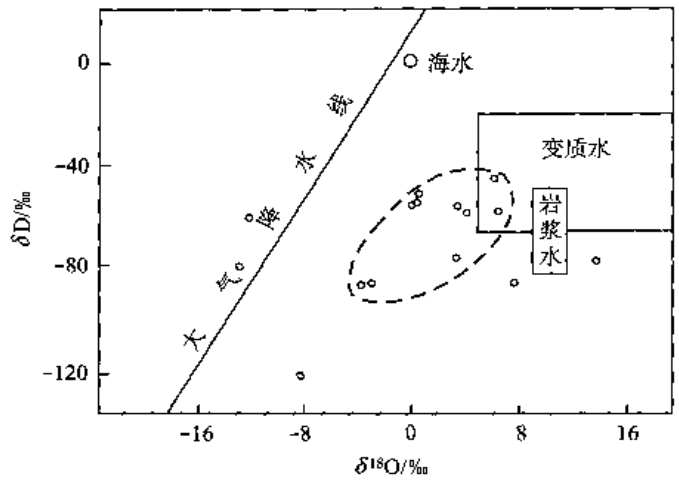


图 4-19　矿物包裹体 δD-$\delta^{18}O$ 分布图

2. 碳氧同位素

对凡口 14 个碳酸盐岩和铅锌矿物共生的方解石样品测定（表 4-7），表明碳氧同位素组成与一般海相碳酸盐岩完全吻合。

上述表明，粤北盆地流体具多来源，从深部幔源、中部壳源，包括岩浆水及基底建造水至深部海水，针对某一矿床而言又有混合流体特征，如红岩矿区属幔源、壳源、岩浆源的混合流体，凡口矿区为壳源和海水的混合流体等。

第七节　粤北层控矿床成矿过程和成矿模式

一、成矿系列的形成过程

粤北多种矿床的形成是沉积盆地构造运动、岩浆活动和沉积-成岩-成矿作用共同演化的产物。

前泥盆纪弧间海槽中堆积了巨厚的火山-沉积岩。这些富含金属的岩石是后期矿化的重要物质基础。华南加里东运动形成的基底构造格架是海西期沉积盆地形成的构造基础。在该盆地中发生和演变的区域成矿作用是一个复杂的过程，可概括为：

1. 中-晚泥盆世（D_2—D_3）单一黄铁矿成矿期

从早泥盆世开始，由于古特提斯和古西太平洋构造域的联合作用，华南加里东基底发生活化、裂解，形成海西-印支期沉积盆地。中-晚泥盆世早期，粤北盆地处于快速拉张走滑阶段，同生断层是盆地中最主要的构造型式，既是区域地壳运动的响应，又作为地壳物质均衡、热能调整和流体聚散的控制器。这一时期，盆地北缘局部隆升，并发育有同生断层。压实流体系统数值模拟表明，流体以 $n\times10^{-12}\sim n\times10^{-13}$ m/s 的速度向同生断裂带会聚，但没有在断裂带引起热异常。成矿流体中呈氯络合物或有机络合物形式迁移的 FeS_2 与地层中的 H_2S 化学障相遇，形成顺层展布的单一黄铁矿矿体。

这种在盆地南部英德一带广泛分布的黄铁矿矿床（红岩式），其矿体赋存于 NWW 向

同生断裂带或其上盘中泥盆统和上泥盆统下部。这一时期，在 NE 向大宝山-英德同生深断裂带和 NWW 向同生断层交会部位发生海底火山活动，从而在盆地压实流体系统之上叠加了海底火山喷气系统，形成了海底火山喷气-沉积铜铅锌和菱铁矿矿床（大宝山式）（葛朝华等，1987）。

2. 早石炭世末期—中石炭世（C_1 末—C_2）铅锌黄铁矿成矿期

早石炭世末期—中石炭世，受西太平洋裂谷的强烈扩张和大规模火山喷发的影响，粤北凡口一带在早石炭世末期隆升，并在中石炭世发生微型裂陷（壶天沟）和基性岩浆的侵入。在海底一定范围内形成热水（海水和深部流体）循环系统，深部富含 CO_2、Pb^{2+}、Zn^{2+} 的高温流体沿同生断裂带上涌，浅部富含 HCO_3^- 的海水顺同生断层及裂隙下渗，并吸取地层中的 Pb、Zn 等矿质。两种流体在松软沉积物（壶天群）之下的引张扩容带（包括早期同生断层、新生断裂带和层间断裂带）会聚。在 H_2S 障作用下，形成了规模巨大、形态复杂的铅锌黄铁矿硫化物矿体，并叠加在第 I 成矿期形成的黄铁矿矿层之上（凡口式）。

3. 燕山期（J—K_1）岩浆热液钨锡钼铅锌成矿期

自印支运动之后，粤北盆地处于褶皱隆升阶段，已完全脱离海相环境，进入了大气降水渗滤水文地质阶段，与之有关的细脉状方铅矿（-方解石-闪锌矿）矿化叠加在凡口的主矿体之上。

这一时期的主要成岩成矿作用是在粤北盆地的某些地带，伴随造山作用，有大量 S 型花岗岩侵入（170～130 Ma），形成了与花岗岩有关的 W、Sn、Mo、Pb、Zn 成矿系列。如大宝山斑岩型钼钨（铜）矿、一六铅锌矿和红岭钨矿等。大宝山的侵入岩体还叠加在早期的层状矿体上，构成复杂的叠加改造成矿系列。

二、凡口矿床形成过程和特定条件

1）凡口矿床位于粤北盆地北缘凡口倾伏向斜的北西扬起端，矿体赋存在东岗岭组至壶天群以下各组地层中，其中天子岭组为主要含矿地层。

2）矿床位于同沉积北西西向断裂构造与北东向断裂构造的交会部位，也是含矿岩系由北西西向往北东向走向的转折端，为含矿流体的输运和汇集提供了构造空间（图 4-20）。

3）矿床位于粤北盆地北缘的局部隆起部位，矿区的含矿层泥盆系厚度显著变薄，仅为 740 m，是区域的三分之一左右（2300 m）。结合矿区内上覆下石炭统中存在沉积间断，说明在中晚泥盆世至早石炭世期间，矿区所在地的沉积速度相对缓慢，是个相对稳定的较高的隆起地段，这个地段又是陆棚砂泥质沉积相与碳酸盐岩相的过渡带，很有利于同沉积压实流体的汇集（图 4-21）。

4）矿区内的同生断层切割多个层位（自 $D_{1-2}gt$ 柱头群到 Cd_1 大塘阶），说明它是长期活动且切割较深的同生断裂，它既是不同类型流体的混合带，又是含矿热卤水上涌的通路和排泄出口。

5）矿区内壶天群地层以下出现少量辉绿岩脉，多顺层产出，为壶天群沉积初期的超浅成侵入岩（次火山岩?），如前所述，它可能代表着在盆地及外围地区早石炭世末期的一次构造-热事件，为当时凡口区热液环流系统和中低温热液矿体的形成提供了热源条件。

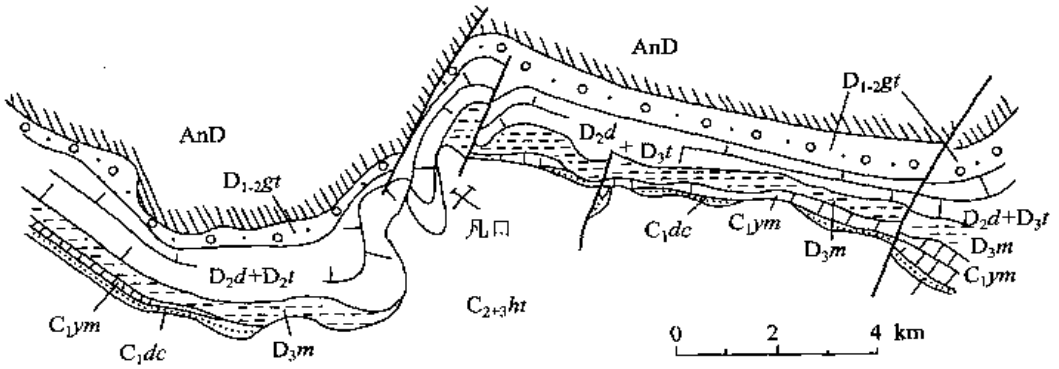


图 4-20　凡口矿区外围泥盆-石炭纪地层分布略图

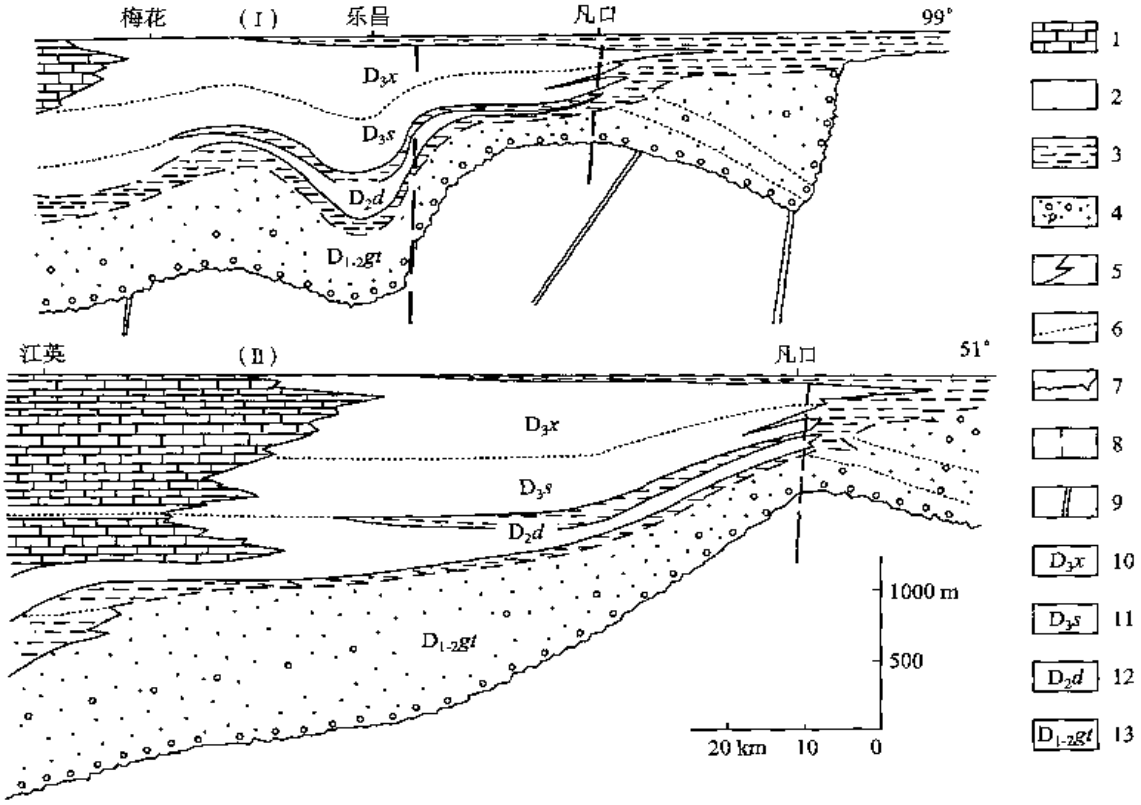


图 4-21 粤北地区泥盆纪沉积相古地理剖面略图

（据赖应镁，1984）

1—深陆棚边缘碳酸盐岩沉积相；2—浅水陆棚碳酸盐岩沉积相；3—浅水陆棚及陆缘潮坪灰砂泥质沉积相；4—滨海－三角洲－大陆砂砾质沉积相；5—沉积相及地层界线；6—推测的等时线；7—沉积基底；8—同生断层；9—基底断层；10—锡矿山期；11—余田桥期；12—东岗岭期；13—桂头期

6）矿体形态复杂多样，既有顺层的透镜状矿体，又有的沿同生断层呈脉状和囊状产出，二者纵横交错，似瓜藤状。根据矿体穿插和叠加关系、矿石组构及铅同位素年龄，可分出三个成矿期（Ⅰ、Ⅱ、Ⅲ，图 4-22），即黄铁矿矿层→铅锌黄铁矿矿体→细脉状矿化。其中Ⅱ为主成矿期，其铅锌黄铁矿矿体为块状、团块状和条带状构造以及细-粗粒、

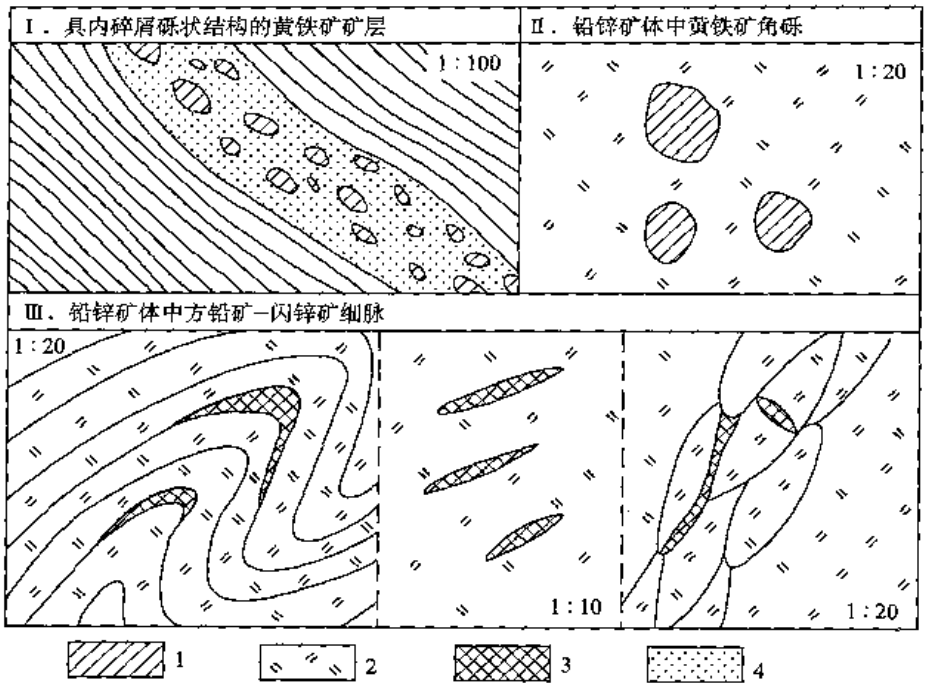


图 4-22　各成矿期矿体（脉）相互关系素描图

1—单一黄铁矿矿体；2—铅锌黄铁矿矿体；3—方铅矿-闪锌矿-方解石脉；4—浸染状黄铁矿

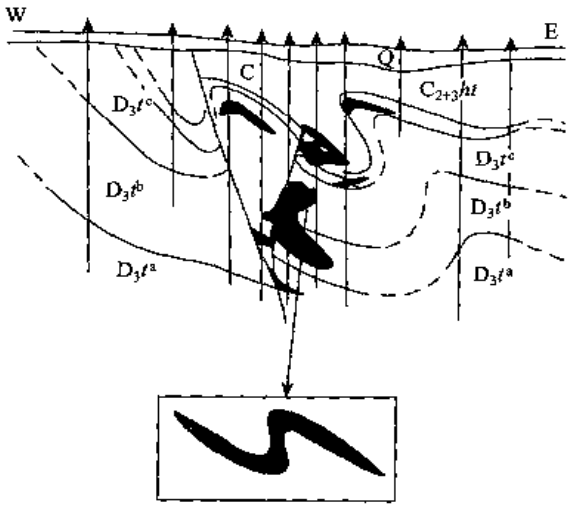


图 4-23　凡口矿区 203 线剖面示意图

（据广东地勘公司）

伟晶和交代结构。矿体中见条带状铅锌黄铁矿薄层发生层间不对称小褶皱（图 4-23），其形态产状反映的受力状态与印支期—燕山期形成的凡口向斜受力状态一致，表明矿层形成于印支期—燕山期发生区域性褶皱之前。矿石铅同位素模式年龄为 300 Ma 左右（赖应箴，1988），也进一步佐证凡口铅锌矿床主成矿期发生在印支期—燕山期之前。

从矿脉（体）切割泥盆系和下石炭统推断，并结合铅同位素年龄值和早石炭世末期至中石炭世发生的构造-热事件分析，笔者认为，主成矿期发生在早石炭世末期—中石炭世。

第八节　粤北晚古生代复合成矿系列

一、成矿系列及其模式

在上述对代表性矿床的地质构造、矿化特征、成矿物理化学因素和矿床成因进行探讨的基础上，依据对粤北盆地的构造-沉积-流体的发展演化历史，建立起粤北海西-印支盆地的沉积成矿系列。该系列的控制因素及矿床类型等列于表4-8，4-9。

表4-8　粤北盆地构造-流体-成矿系列

时代		构造阶段	构造型式	流体系统	矿床类型	实例
盆地流体成矿系列及后续矿化	D_2—D_3	盆地稳定扩张热沉降阶段	同生断裂	压实流体系统 Na-（Ca、Mg）-Cl 50～100℃	渗入充填交代矿床	红岩黄铁矿矿床，凡口黄铁矿矿层
		盆地快速拉张-走滑阶段	不同方向同生断裂交会部、海底火山构造	海底火山喷气系统 K-Mg-F，130～170℃，290～320℃	海底火山-喷气沉积矿床	大宝山矿区 Cu-Pb-Zn-Fe 矿床
	C_1末—C_2	盆地隆升及微型裂陷阶段	早期同生断裂、新生断裂、层间破裂带	海底热水循环系统（海水和深部流体）K-Ca-Cl，110～255℃	海底热水沉积矿床	凡口 Pb-Zn-S 主矿体
	T_2—J	盆地褶皱隆升消亡阶段	逆冲推覆断层、次级断层裂隙	重力流体系统（大气降水）Na-Ca-Cl，60～90℃	地下水热液矿床	凡口 Pb-Zn-方解石细脉
叠加成矿系列岩浆热液及	J_3—K	盆缘造山阶段	同生断裂再度活动，区域新生断裂	岩浆热液系统（待补充）	岩浆热液矿床（矽卡岩型、斑岩型）、岩浆热液叠加改造矿床	大宝山矿区的 W-Mo（Cu）矿床

综合前述，可将该盆地的成矿系列模式概括为如图4-24所示。

二、粤北晚古生代盆地成矿系列的若干特点

1）该盆地不是一个单纯的裂陷盆地，而是兼有沉积作用、断裂作用、生物有机质作用，火山喷气活动和火山-次火山岩浆活动的一个复杂型盆地。盆地内流体有多种类型。由于控矿因素的多样性，导致形成多种矿床类型，包括红岩、马口、凡口、大宝山等不同类型的矿床，它们的规模和矿物组成都不尽相同。

2）盆地内主要矿床产在华南加里东不整合面上的海西沉积旋回中，大多数矿床产在底部碎屑岩建造与上部碳酸盐岩建造的过渡部位，底部有利于流体运移的碎屑岩建造与上部富有 H_2S 的浅海碳酸盐岩建造的组合构成有利的矿化环境，广布的成岩-后生的红岩型

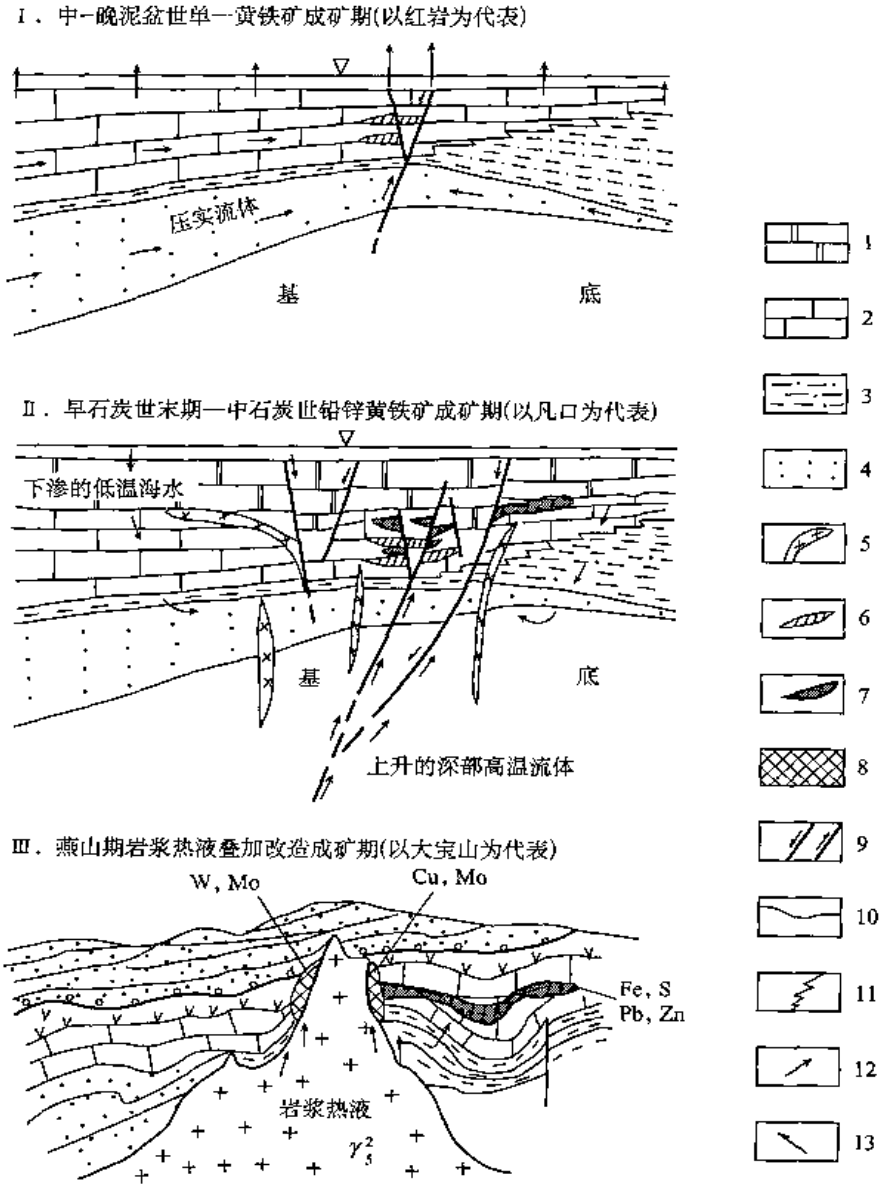


图 4-24　粤北盆地复合成矿系列模式图

1—白云岩；2—灰岩；3—页岩和粉砂质页岩；4—砂岩；5—辉绿岩；6—单一黄铁矿矿体；7—铅锌黄铁矿矿体；8—岩浆热液铜钨钼矿体；9—同生断层及逆冲推覆断层；10—地质界线；11—相变界线；12—成矿流体流向；13—断层相对运动方向

黄铁矿矿床就是在这种环境中形成的。这类矿床形成后有的经受后来的构造改造，如马口矿床。

3）该盆地中的两次重要热事件——中晚泥盆世早期海底火山活动和早石炭世末期深源热水活动和基性岩浆侵入，是产出大型、超大型多金属矿床的重要因素，前一事件形成了大宝山矿床，后一事件与长期活动同生断裂的结合，造成凡口矿床的铅锌等金属的巨量堆积。

表 4-9　粤北晚古生代盆地复合成矿系列控矿因素

演化过程	控矿因素	红岩	马口	杨柳塘	凡口	大宝山
盆地演化期	盆地边缘	○	○	○	○	○
	还原性半局限的次级洼地	○	○	○	○	○
	碎屑岩/不纯碳酸盐岩相过渡带	○	○	○	○	○
	富含生物有机质	○	○	○	○	○
	同生断裂发育	○	○	○	○	○
	盆地边缘的古隆起	○	○	○	○	○
	构造-热事件	○	○	○	○	○
	深层含矿热卤水活动	?	?	?	○	?
	同构造期次火山岩-热异常	?	?	?	○	?
	同构造期火山-喷气作用	?	?	?	?	○
中生代岩浆热液叠加期					?	○
新生代表生富集期		○				○
矿　种		Py	Py	Py(Pb、Zn)	Py、Pb、Zn	Fe、Cu、S、Pb、Zn、W、Mo
矿床规模		大	中	中	超大	大

○—满足；？—不清楚。

4）印支运动后，粤北盆地褶皱隆升，继而有大量壳源花岗岩侵入，既形成了新的岩浆-热液型 W、Mo 矿床，又在花岗岩类侵入体与原层控矿床的接触带上造成了两类矿床的叠加复合，如大宝山矿床北段，使蚀变强烈，矿种复杂，在 Pb-Zn-Fe-S 基础上 Cu、Mo 矿量比重增大，表现了先后两个不同矿床系列的叠合的复杂情况。

5）综合上述可见，古粤北盆地现今的韶关—英德地区自晚古生代以来形成的成矿系列有三类：①晚古生代盆地热水及火山-喷气成矿系列（含红岩、凡口及大宝山矿 Cu-Pb-Zn-Fe 矿床）；②燕山期岩浆-热液成矿系列（大宝山附近斑岩型 Mo 矿、矽卡岩型 W-Mo 矿等）；③海西期热水成矿与燕山期岩浆热液的叠加复合成矿系列（大宝山矿北段的复合型矿体）。

总之，粤北盆地的矿种之多、矿床类型之多、成矿因素和成矿过程之复杂，在我国华南诸多晚古生代成矿盆地中是少见的，可称为复杂的多期的古盆地成矿系列，即粤北晚古生代-燕山期复合成矿系列。其形成的地球动力学背景和成矿演化过程有待更深入的研究。

第五章　成矿系列的结构模型

一个成矿系列中各矿种、各矿床类型之间的相互关系属于成矿系列结构的研究范围。结构是指一个系统内部的组成诸要素间的相互联系和相互作用方式。研究成矿系列结构特征对于深入认识矿床分带、矿化阶段以及大矿、富矿在系列中的产出位置有重要意义。

成矿系列的内部结构，可概括为三个方面：一是成矿系列的物质结构——指矿源供应、矿化强度、矿种、矿床类型和规模等的有序配置；二是成矿系列的空间结构——指成矿要素、成矿强度的空间分布、变化及所形成的矿化分带和矿化网络；三是成矿系列的时间结构——指成矿作用过程和矿化阶段。成矿物质在一定的时间、空间中的运动是一个不可分割的整体，研究成矿系列要有四维观念。同时，对物质结构、空间结构和时间结构分别加以探讨，深入认识每一个侧面，从而有助于对整个系统的理解。而对这些问题的认识，对于区域成矿预测、普查勘探、矿产资源潜力评估等的重要意义是不言而喻的。

第一节　成矿系列的物质结构

成矿系列物质结构研究的主要问题是：

1. 成矿物质来源和供应

区域成矿的前提与基础是有充足的矿质来源。一般将矿质来源地称为矿源场，它包括有相当大体积的矿源层（如黑色岩系、基性火山岩系等）、矿源岩（如花岗岩类）以及富含矿质的热卤水库和海洋、湖泊等。矿源场可由单一矿源体组成，也可包含多个矿源体。

区域地球化学场（省、区、块体等）的查定是研究矿源场的一项基础工作，包括采用区域水系沉积物测量、区域基岩地化测量、区域岩石圈地化测量等方法，用以查明可能矿源场的位置、面积（体积）、矿质含量（总量）、矿质赋存状态、矿质活化迁出途径、对成矿的贡献即参与成矿的矿质量以及该矿源场的成矿率等（图 5-1）。

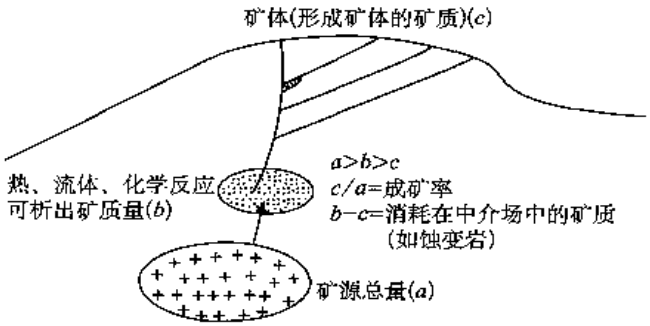


图 5-1　从矿源场到矿体成矿物质量的变化
示意剖面，未考虑中介场围岩中加入的矿质

在研究矿源场时，成矿元素的化学性质（惰性的、中间的、活泼的）与赋存状态在很大程度上决定它们能否从矿源场析出并参与成矿。例如，在含铀花岗岩中，铀如果产在矿物晶格中，则难以析出；铀以吸附状态或以晶质铀矿形式存在，则相对地易于被萃取出来参与成矿。当然，铀是否能成矿，还与成矿流体的溶解萃取能力、微细构造发育程度和矿源场所处的构造-热状态以及热液作用时间等因素密切相关。

2. 矿化强度与矿床规模

矿化强度或称成矿强度，一般是指由成矿物质的富集度（矿石品位）、矿床规模（吨位）和矿床数量所综合体现的成矿作用的发育程度。在一个成矿区带中，由一个成矿事件所形成的矿床规模大、矿石品位高，矿床数量多，则表示有很大的成矿强度。显示矿化强度的标志有：①矿床规模；②矿石品位；③矿床数量（单位面积内的矿床数量）；④矿石矿物及伴生矿物的数量；⑤矿石/矿化岩石/岩石的比例；⑥成矿区带的规模（三维的）；⑦其他。

3. 成矿系列中矿床（化）类型的多样性

成矿系列中，有的只有1～2种矿床类型，如砂矿床；有的则有多个矿床类型，如岩浆热液型矿床系列中常有矽卡岩型、斑岩型、脉型、层控型等多种类型。

在一个成矿系列中矿床成因类型的多寡，涉及资源潜力和找矿工作部署，应加以研究。以铜矿为例，同是由于燕山期花岗岩类的热液成矿作用，铜陵地区的矿床类型就比较多，而德兴铜厂矿田的矿床类型就只有斑岩铜矿一种。造成这种差别的一个重要原因是铜厂地区的矿化围岩只有双桥山群的千枚岩、板岩和变质沉凝灰岩，且厚度大（>4000 m），适于斑岩铜矿的产出；而铜陵地区的含矿岩系从上泥盆统碎屑岩到石炭、二叠直到三叠纪的石灰岩、白云岩、页岩、砂岩及硅质岩等，岩性多样，且一些岩层中已初步富含FeS_2等成矿物质（矿源层、矿层）。各层间的破裂、滑脱等小构造又发育。因此，当含矿岩浆就位时，就形成了矽卡岩型、沉积改造型、斑岩型、热液脉型等多种矿床类型。可见，控矿因素的多样性是导致一个成矿系列中矿床类型较多的一个重要原因。

4. 成矿系列中矿床类型的过渡性

在一个成矿系列形成过程中，矿床类型随着具体地质条件的有序变化而发生递变，成矿系列内各端元矿床之间常出现过渡型矿床。过渡型矿床有不同的情况，一是矿种间的过渡，如矽卡岩型铜矿与矽卡岩型金硫矿之间的过渡型矿床，实例有铜金硫矿床（如大冶鸡冠嘴）；二是成矿流体间的过渡，如介于矿浆型铁矿和热液型铁矿之间的矿浆-热液过渡型铁矿（如大冶灵乡脑窖）；三是成矿方式间的过渡，如介于晚期岩浆熔离型和矿浆贯入型之间的伟晶岩型磷灰石-阳起石-磁铁矿矿石（如承德大庙-黑山和宁芜大东山）。过渡性矿床都具有“亦此亦彼”性质，记录了成矿作用的连续演化过程。

5. 成矿系列中成矿元素和成矿强度在不同矿床类型中的分配和互补性

指一个成矿系列中成矿元素种类和矿化强度在不同矿床类型中的分配是不均衡的，具有“此多彼少”和“此强彼弱”的关系。例如，在鄂东南铁铜钼金成矿系列中，铁钴主要产于矿浆型矿床中，铜钼主要产于斑岩型矿床中，铜金主要产于矽卡岩型矿床中，表现出各成矿元素在不同矿床类型中分配的不均匀性。成矿作用强度在不同矿床类型中的不均衡性也是一种普遍现象。如在铜陵地区的Cu-Fe-S成矿系列中，矽卡岩型铜矿和层控型铜矿的铜储量占有主导地位，而热液脉型铜矿则居次要地位（表5-1）。产生这种互消长、

互补性的一个重要原因，在于一个成矿区带的一次成矿事件中，参与成矿的物质的种类和数量具有常量性质，而由于岩石、构造、地球化学、含矿流体和矿化时间长短等控矿因素的差异，从而造成成矿元素和矿化强度在各矿床类型之间的分配是不均衡的。

表 5-1　安徽铜陵地区不同铜矿化类型

成矿类型	层控矽卡岩型	矽卡岩型	沉积-改造型	热液脉型（含角砾岩型）
矿床实例	冬瓜山	药园山	新桥	东狮子山
矿床储量（万 t）	141	92	55	11
所占百分比	47	31	18	4
有利控矿因素	A. 先存沉积黄铁矿层，提供少量铜； B. 处于花岗岩与白云岩及灰岩的接触带上； C. 层间滑脱构造和层间裂隙； D. 有利的岩性组合：白云岩、灰岩； E. 有利的构造部位：处于背斜脊部，矿液易于聚集，充填交代成矿； F. 附近的矿源层	A. 花岗闪长岩与围岩的断裂复合接触带； B. T_2n 的薄层灰岩	A. 原先沉积的胶状黄铁矿层和邻近的菱铁矿矿层和局部的石膏层； B. 后期的岩浆热液改造	A. 与花岗闪长岩有关； B. 角砾岩筒、交叉断裂； C. 所处位置离矿源层较远

注：斑岩型矿石已发现，但量较少，未计入。储量数据由安徽 321 地质队提供。

6. 成矿系列中矿化强度和矿床类型数量的控制因素

成矿系列中各类矿床的发育完整程度，关系到一个区域中矿产资源潜力的评估和找矿对象——矿床类型的确定。例如，在热液成因铜矿系列中，包括斑岩型、矽卡岩型、脉型和角砾岩型等矿床成因类型。但具体到某一个成矿地域中，有时只产有其中的一、两种类型，而在另一地域中，则可能多数矿床类型都有产出。这就涉及在一个成矿系列中不同矿床类型出现的多寡是受哪些因素控制的。另外，一个系列中有的类型成大矿，有的类型只是小规模矿，为什么成矿强度不一？根据对若干个成矿系列的实际研究和成矿理论的推理分析，可以认为，控制成矿系列中各矿床类型发育完整程度的因素有：

1）矿质供应充分，有利于形成多种矿床类型。例如，有巨厚的矿源层或巨大的矿源岩体作为成矿物源基础背景，就可提供形成多种类型矿床的可能性。反之，则成矿强度较小，类型也少。

2）有巨量的含矿流体参与成矿，流体的对流系统规模较大，且保持长期、稳定的态势，这有利于形成大矿和多种矿床类型。反之，则成矿强度不大。

3）成矿的驱动机制和持续能力，主要是构造-热动力的强度、广度和持续性，即成矿能量大小及其稳定存在程度。

4）储矿构造、储矿岩石（层）的类型多种多样有利于形成多种矿床类型。反之则形成单一类型。如花岗岩与碳酸盐岩接触带易于形成白钨矿矿床，而花岗岩类与碎屑岩接触则易形成脉型黑钨矿矿床。

5）控矿参数多样，包括物理的、化学的、生物的等。如成矿的温度、压力、深度等

均有较大区间，则可能形成多种矿床类型。

6）成矿后未遭受显著的破坏和改造，地表剥蚀也适度，各矿床类型基本得到保存。如遭受强烈破坏，则只有数或个别矿床类型保存下来。

这些控制因素，随具体地区的地质构造环境而异。在实际工作中，要紧密结合区域地质构造背景及演变过程，来深入探讨成矿系列的内部结构，包括各类矿床发育的完整程度。

成矿系列的物质结构概括于表5-2。

表5-2　成矿系列的物质结构（各矿种、矿床类型的物质关联）

结构性质	内　涵	典型事例	矿床实例
同源性	一个成矿系列中不同类型矿床具有全部或部分相同的物质来源	绿岩带中石英脉型和构造蚀变岩型金矿	招远金矿
多样性	同一成矿系列中各成矿元素组合的多种多样	如热液Cu、Mo、Fe、Au系列中的Cu-Mo、Cu-Fe、Cu-Mo-Fe、Cu-Au等元素组合	鄂东-九瑞矿带的铜山口、铜绿山、城门山、武山等
继承性	在长期成矿演化过程中，主成矿元素（组合）具有一致性，即继承演化关系	富镁碳酸盐岩型成矿系列中的菱镁矿转化为滑石、水镁石	辽宁海城
互补性	成矿物质在一个系列内各矿床类型间的数量分配关系及主要成矿元素间数量消长关系	铜陵矿集区中主要铜矿量产在层控矽卡岩和矽卡岩型矿床中，其他矿床类型则少；丰山洞Cu-Au矿田中在不同矿床中Cu、Au具此消彼长关系	铜陵、鄂东的Cu、Au矿床

第二节　成矿系列的空间结构

成矿系列的空间结构指系列内诸矿床在空间上的有序分布，它是由成矿要素、成矿方式、成矿强度及其他控矿因素的空间分布和变化所决定的。

一、成矿分带

在一个成矿系列中，各矿种、各矿床类型、各类地质异常（地质的、地化的、地物的等）在空间上常作有序分布，它们或沿某一巨厚岩系分布（如黑色岩系），或围绕某一侵入岩体分布（如湖南千里山花岗岩体），或沿某一断层带作有序分布（如招平含金断裂带）。有的在某一地质体内部，有的在其外围。有的矿床在浅表，有的在较深部位。这种多个矿化体（矿体、矿床、矿田、矿集区）在空间（三维的）有序分布，一般称为成矿分带（矿化分带）。

1. 成矿分带的划分

1）按物质组分划分：如铜带、铅锌带、汞锑带。

2）按矿床类型或成矿系列划分：如斑岩矿床带、矽卡岩矿床带等，或更大范围内按

成矿系列（亚系列）划分。

3）按空间维划分：有水平分带、垂直分带、三维分带等。

4）按时间维划分：有原生分带、次生分带和复合叠加分带。

几种常见分带形式：有带状、环状、弧形、放射状、网格状等多种形式，受控于地层、构造、流体、岩浆岩等多种因素（图5-2）。

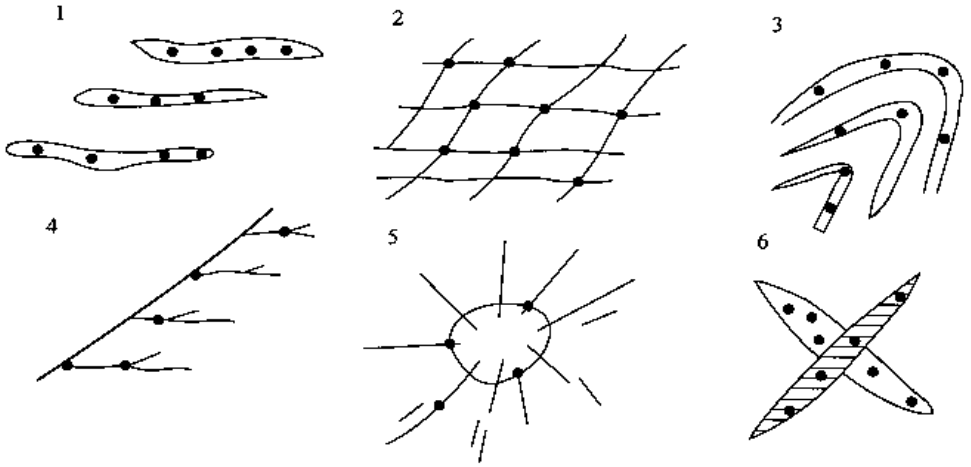


图5-2　常见成矿分带型式

图中黑点为矿床

2. 成矿分带的某些规律性

等距性分带——指诸矿床（田）的空间展布以大致相等的距离有规律地出现。热液矿床受构造控制明显，等距性分带较为常见（如豫西卢氏地区的等距分布的燕山期小侵入体及伴生矿床）（参见图5-2之2）。

对称性分带——指诸矿床间的分布常以某种地质体或构造为中心作镜面对称分布，如德兴银山多金属矿床（图5-3）。

离散型分带——在一些矿区或区域的垂直断面上常可发现矿化分带中的离散现象，即主干断裂或主要岩体中常产出主要矿床，而数量较多的次要矿床则产在次级断裂或小型岩株岩枝处。而浅表的断裂和小岩体都有向深部收拢的趋势（图5-4）。控矿断裂的垂向变化在宁芜玢岩铁矿和山东招远夏甸金矿等多个矿床中都有发现。

3. 成矿分带的研究思路

1）矿化分带是一个三维概念，水平分带和垂直分带只表示其一个侧面，在研究程度较高和大量矿山开发的成矿区带积累有较多的深部资料，可以研究矿化三维分带，尤其是垂向分带特征，这对于深部探矿极有意义。

2）矿化分带指矿化的空间表现形式，而空间形式中包含着时间进程。在解释热液矿床分带原因时，就有一种脉动分带观点，即热液沿通道脉动式一次又一次上升，造成矿石组分和构造结构的差异，从而形成矿床分带。在成矿区域（带）中，许多矿化分带是不同期次矿化叠加复合的产物，是矿化时-空结构的一种表现。

3）矿化分带的内容除矿床外，还应包括矿点、蚀变带和地质异常（含物、化、遥异常）的分带情况，因为它们都是成矿系统的产物，矿点和异常的规律性分布常能指示隐

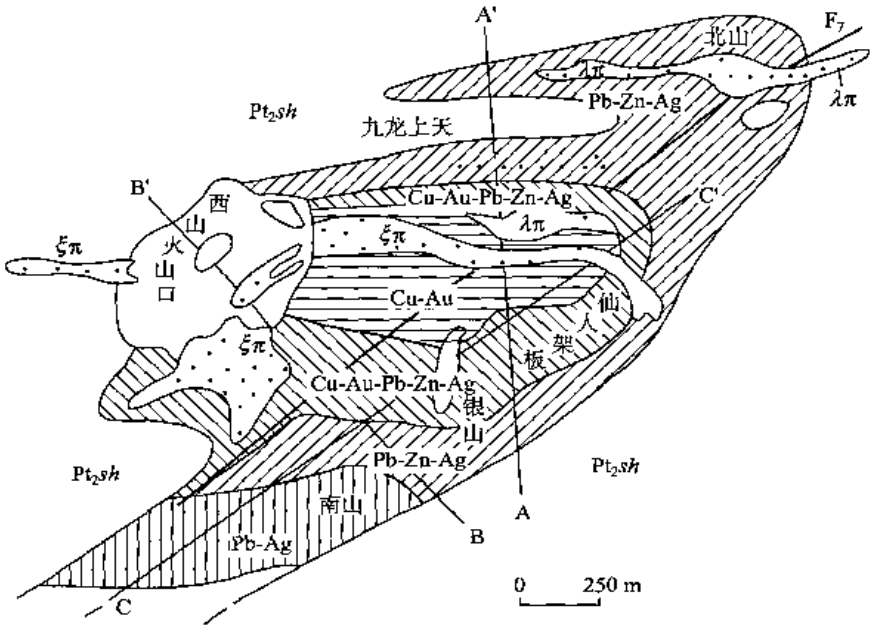


图 5-3　江西德兴银山火山-次火山热液型铜金多金属矿床的分带性

（据《江西银山铜铅锌金银矿床》，1996）

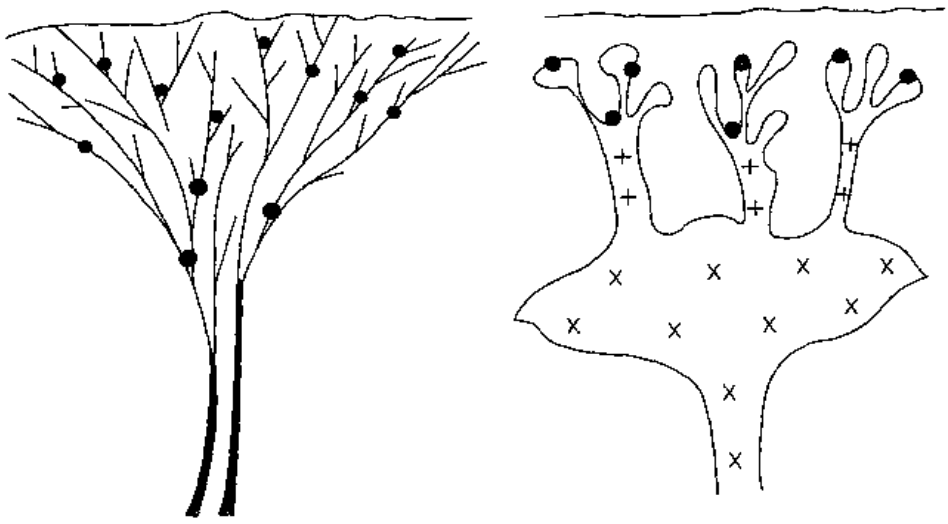


图 5-4　矿化垂直分带显示的分支性或离散性

左为断裂控制，右为侵入体控制；•—矿床

伏矿床（体）的位置。

4）研究区域矿化分带要抓住主要控矿因素。构造-岩浆-成矿带观点对认识岩浆岩发育区的矿化分带有帮助；构造-热液-成矿系统是研究热液矿床分带性的关键因素；构造-岩相-成矿带则是盆地沉积成矿系统分带性的主要表现形式，主要矿床常在含矿盆地内作带状分布。

5）区域矿化分带的后期变化和改造。要注意原生矿化分带受到后来地质作用的改

造，而不再保持其原状。因此要注意区分原生分带和次生（改造）分带，即后期地质作用对原生分带的改变，包括对原生分带完整性的破坏。

二、矿化网络

矿化网络（mineralization network）指成矿区带、矿集区及矿田中矿床、矿点和矿化蚀变岩及相关岩石、构造等有序分布构成的矿化空间结构。矿化网络包括了在一定地质环境中由统一成矿事件形成的矿床系列和矿化异常系列，它既包括已知矿床，又包括尚未被发现的矿床，是一个开放的和动态的矿化体系（图 5-5）。

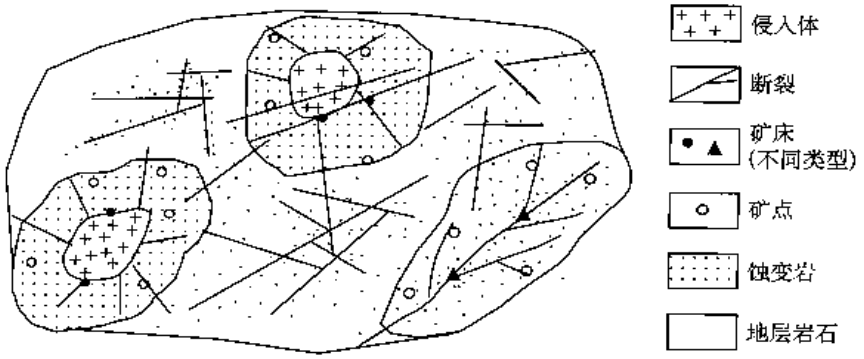


图 5-5　矿化网络结构简图

平面图，以热液矿床为例

之所以除矿化分带外，还提出了矿化网络一词，是因为后者有更丰富的内涵，有更大的包容性，它既包括矿床类型、矿种间的分带特征，也包括除带状以外的各种空间分布形式，如岩石-构造的界面、交点、转换空间等对矿床的控制。也可以说，矿化网络包括了成矿系列空间结构的整体。

矿化网络一词是在成矿系统研究中提出的（翟裕生等，2002）。成矿系统理论研究阐明矿床形成的环境、要素、机理、过程、产物及后来的变化，而矿化网络则是在一个成矿系统中形成的矿床系列和相关异常及其所在环境组成的实体，一般相当于矿集区或矿田的范围。矿化网络是物化了的成矿系统，是可以看得见、摸得着的具体事物，例如，宁芜火山－次火山岩盆地中，在著名的玢岩铁矿系列形成过程中，以含矿辉石闪长玢岩体为核心，发育强烈而广泛的围岩蚀变如钠长石化、阳起石化、硅化、泥化、黄铁矿化等，以及相应的各类地质异常，构成一个长约 50 km，宽达 12 km 的区域矿化网络（以铁为主），而主要矿床都产在这个网络的构造结点，并与次火山岩体密切相关（翟裕生，1992）。

矿化网络有不同的尺度，有成矿区（带）级、矿集区级和矿田尺度的成矿网络，它们的组构形式常表现出彼此间的自相似性。

矿化网络研究的主要内容包括：①各类矿床的发育程度；②各类矿床的空间关系；③各类矿床的时间关系；④各类矿床的成因联系；⑤各类矿床被改造情况。这些内容在矿床研究和找矿预测工作中经常遇到，研究它们是十分必要的，详见有关文献（翟裕生等，2002）。

成矿系列空间结构特征如表 5-3 所示。

表 5-3　成矿系列的空间结构（各矿种、矿床类型的空间关联）

结构性质	内涵	典型事例	矿床实例
共生性	成矿系列内不同类型矿床、矿种间的共生，常与某一地质体相伴	花岗闪长斑岩内外的斑岩型、矽卡岩型	铜山口（Cu、Mo）
分带性	不同矿种、矿床类型在空间的有序分布	围绕次火山岩体 Cu、Au、Pb、Zn 矿等成带状分布	银山（Pb、Zn、Ag、Au、Cu）
过渡性	成矿系列内各矿床类型或矿种在空间上的过渡关系	矿浆-热液型过渡型铁矿	大冶灵乡（Fe）
集约性	成矿系列中各矿床间的排列的紧密程度（与松散性相对应）	高：较小空间汇集巨量多矿种矿石；低：沉积成矿系列	柿竹园（Wo、Sn、Mo、Bi）庞家堡（Fe）
重叠性	成矿系列内不同矿床类型在同一空间的重叠交叉关系	晚期矿浆贯入型叠加在早期浸染型矿体之上	河北大庙（Fe、Ti、V）

第三节　成矿系列的时间结构

成矿作用从孕育、发生到终结有一个比较长的过程。在这个过程中，成矿物质、成矿作用方式和矿化强度随时间进程而变化，这就是成矿系列的时间结构。

区域成矿在时间分布是不均匀的，有些时段矿化强烈，有些时段则成矿微弱或没有矿化，在不同时段，成矿的矿种也不尽相同，如早期形成 Fe、Cu 矿，晚期形成 Cu、Mo 矿。因此，可划分出若干成矿期和成矿阶段。在每一成矿期中，均有特定的成矿要素和控矿因素在起作用。因此，研究区域成矿系列的时间结构，要以具体成矿区域中的地质构造条件和地质演化过程研究为基础，进行深入的综合分析。

成矿系列的时间结构包括：①矿源供应阶段；②流体运移阶段；③矿床定位阶段和④成矿后变化改造阶段。对不同的成矿系列来说，成矿地质时间过程（geological interval of a metallogenic series）有长有短，成矿发生的地质年龄（geological age）有早有晚，应该做具体的研究。

一、成矿过程的复杂性

1. 成矿强度的演变

在一个区域成矿系统中，成矿作用过程有长有短，可以根据直接定年法与地质推断法结合获得的各个矿化阶段的年龄进行排序，提出成矿过程的时间表。现以研究工作较系统的安徽沿江地区铜、金、铁、硫矿床为例，说明其成矿强度和成矿物质组成随时间的变化情况。据唐永成等（1998）分析，该区与岩浆活动有关的铜、金、铁、硫成矿作用集中在中生代燕山期（170～90 Ma）的构造-岩浆-热事件中。区内铜-金成矿系列集中于 137 ± 5 Ma，为主要成矿期；在晚白垩世初期约 100～90 Ma，仅形成个别铜-金矿床，代表金-铜成矿的尾声。铁-硫成矿系列的成矿起止时间与铜-金系列大体相同，但成矿高峰期偏晚，

主要集中在 135～120 Ma 时段，形成了著名的产于中生代火山岩盆地内的“玢岩铁（硫）矿”，是该区铁、硫矿床最主要的成矿期（图 5-6，5-7）。从图中可以看出，铜、金系列和铁、硫系列虽都有 150～90 Ma 的较长形成过程，但主成矿期的间隔是狭窄而短暂的。

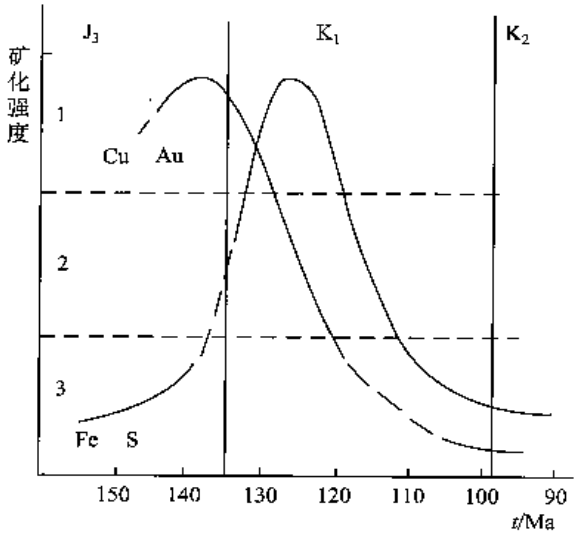


图 5-6 矿化强度随时间变化
（据唐永成等，1998）
1—强烈；2—较强；3—弱

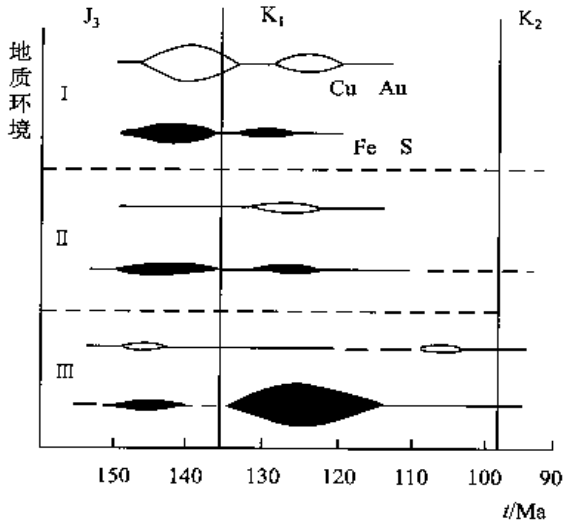


图 5-7 不同地质环境中矿化强度与时间分布
（据唐永成等，1998）
Ⅰ—块断隆起区；Ⅱ—过渡区；Ⅲ—断陷火山盆地

成矿强度随时间的变化，与系统内部各要素耦合状况和外部环境的扰动程度有关。当各种成矿要素开始耦合形成造矿功能时，多是微量、渐变的成矿过程，表现为较轻微或一般强度的变化。当系统内部成矿的持续涨落发展到进入混沌状态边缘时，成矿功能突然进入最强烈状态，形成成矿的高峰，也即大型矿床甚至超大型矿床形成阶段（於崇文，1999）。所以，成矿过程中成矿强度的变化与各成矿要素耦合状态的变化、系统自组织能力的变化以及外界环境干扰状态的变化等因素都有一定关系。

2. 成矿组分的演变

除成矿作用过程中成矿强度随时间的变化外，成矿物质组分也有随时间变化的趋势。仍以安徽沿江地区为例（唐永成等，1998），在不同的矿床系列中，主要成矿元素和伴生成矿元素（组合）也呈现出一定的演变趋势（图 5-8）。例如，在铁-硫成矿系列中，Fe 为主要成矿元素，早期伴生 V、Ti、P，中期主要伴生 S，到晚期主成矿元素则转化为 Cu、Au，间有 Pb、Zn 和 Ag。从安徽沿江地区控矿要素分析，可以认为成矿组分随时间的变化与该区岩浆-热液的成分变化及流体的温度、压力、浓度等的演变有密切关系。

3. 矿床类型随时间的演变

成矿系列的形成过程中，成矿方式和矿床类型并非一成不变。如前述的安徽沿江地区铜-金矿床系列形成早期，有层控矽卡岩型、矿浆熔离-贯入型、矽卡岩型等矿床，而其后形成的矿床类型有斑岩型、热液充填-交代型等，最后为单一的脉型。在铁-硫矿床系列中，形成较早的矿床类型有矿浆贯入型、气液伟晶型、玢岩型等，其后为热液交代-充填型和沉积-热液叠加-改造型，最后为单一的脉型。上述两个成矿系列中，矿床类型由早到

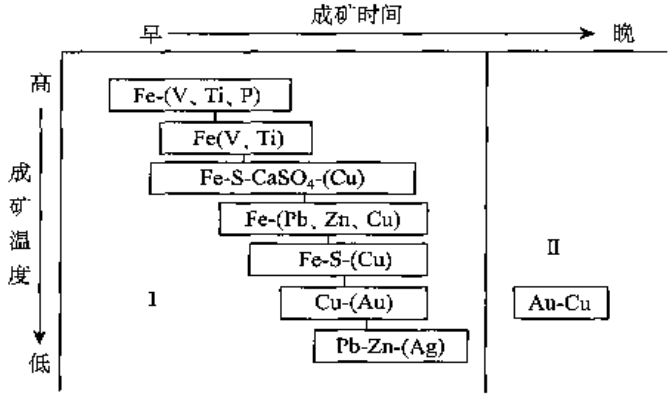


图 5-8　铁、硫矿床系列成矿元素组合随时间变化示意图

（据唐永成等，1998）

Ⅰ—主成矿期；Ⅱ—晚成矿期

晚有由复杂到较简单，再到单一的变化趋势。

4. 控矿要素随时间的演变

上述成矿强度、成矿组分和矿床类型随时间前进而发生的种种变化，都与成矿系统中的成矿要素和控矿条件随时间的变化有关。前已说明，成矿系统是一个动态的开放系统，系统与环境之间一直进行着物质和能量的交换作用，这个作用时而强烈、时而轻微，视各成矿要素间的耦合程度而变化。成矿过程中，如矿源场的组成和供应数量、供应速度发生变化，或流体中加入某些成矿物质，或溶液中 P、T、E_h、pH 等参量变化导致某些伴生组分的相对浓集等，都可能使成矿物质组分发生变化。成矿过程中，成矿流体的状态或赋矿围岩发生明显变化，如由较高温、密度较大的富矿熔浆（鄂东南和宁芜地区的富铁矿浆等）转变为温度较低、密度较小、挥发分增多的富铁气液时，则形成的矿床类型相应由矿浆型铁矿转化为热液交代-充填型铁矿（如大冶灵乡铁矿）。当围岩为碳酸盐岩时易被含矿流体交代而形成矽卡岩型矿床，而后来的矿液再上升在碎屑岩中就位时，则易形成裂隙充填型矿脉。

总之，由于成矿组分，成矿方式和成矿强度以及控矿因素随时间的显著变化，一个统一的成矿过程显示出阶段性，下一节专门讨论这一问题。

二、成矿过程的阶段性

在成矿的时间维上，可划分为三个基本层次或尺度，即成矿事件、成矿期和成矿阶段。一个成矿系统的形成过程，相当于一个成矿事件。在一个事件过程中，因成矿强度、成矿组分、矿床类型及控矿条件的显著变化而划分出成矿期。在一个成矿期中，因成矿微过程，即具体成矿方式的变化，可划分出若干个成矿阶段。可以用不同成矿期来表示成矿作用过程中的几次显著变化。每一个成矿期都产有一定的矿种（组合）和矿床类型（组合）。这些矿床类型组合或矿床系列则各有其一定的空间位置，产于成矿区带中的某一构造-岩石部位，有的构成成矿亚区或亚带。现以冀北—辽西地区燕山期金属成矿系统为例，说明成矿期、成矿阶段的划分依据以及各不同矿床系列间复杂时空结构。

冀北-辽西地区经历了太古宙—古元古代克拉通基底形成、中-新元古代克拉通基底上裂陷槽沉积和古生代稳定大陆环境下的陆表海沉积、印支期—燕山期陆内造山作用和新生代伸展体制下的盆岭构造演化等阶段，形成大型山系及盆地。本区燕山期造山作用对岩浆活动及与之有关的矿床形成起了极为重要的作用。石准立等（1996）厘定了燕辽地区中生代构造岩浆活动的时空序列，提出了中生代花岗岩类单元-超单元-岩基段划分方案。将区域中的内生金属矿床划分为斑岩型、矽卡岩型、岩浆热液脉型、次火山热液型及热泉型等8种类型。总的构成一个成矿系统，即燕山期花岗岩类有关的成矿系统，再依据矿化与岩浆岩的关系划分出四个矿床系列，即：

Ⅰ. 与钙碱性中酸性侵入岩有关的钼、铁、铜、铅、锌、铀矿床系列；

Ⅱ. 与铝过饱和酸性侵入岩有关的蚀变岩型铌、钽矿床系列；

Ⅲ. 与中酸性火山-次火山岩有关的热液及热泉型银、金、锰矿床系列；

Ⅳ. 太古宙变质岩及中酸性侵入体中的热液金矿床系列。

其中，第Ⅰ成矿系列又可根据成矿环境和热液蚀变岩特征分出三个矿床亚系列：$Ⅰ_1$—与中浅成中酸性岩有关的矽卡岩成矿亚系列；$Ⅰ_2$—与浅成中酸性岩有关的斑岩型成矿亚系列；$Ⅰ_3$—岩浆热液脉状、网脉状成矿亚系列。

各成矿系列的矿床具有多期性，期与期的划分是以构造应力场的转换为界限的。依据构造-岩浆-成矿作用的差异，将研究区的燕山期花岗岩有关的成矿系统划分为三个成矿期，即：①印支末期—燕山早中期（T_1—J_2），本区以东西向挤压、拉张构造控制为主，形成沉积带边缘的矽卡岩型钼、铅、锌矿床（杨家杖子）和隆起带的热液型金矿（小营盘）；②燕山中期（J_3）以北东-南西向走滑断层为主，形成斑岩型和热液脉型钼、铁、铜、铅、锌、金矿床（大湾、兰家沟等）；③燕山晚期（K_1）为北西-南东向拉张期，伸展构造遍布全区，发育有火山-次火山热液型银-金-铅-锌矿床（蔡家营子），其中冀北隆起区的北西-南东向断裂是主要控矿构造。

在上述工作基础上，石准立等提出了区域中生代成矿系统的内部结构及时空分布规律图——区域成矿模式图（图5-9）。

三、成矿系列的时间结构类型

1. 各矿种、矿床类型的时间关联

如前所述，成矿系列的时间结构是指成矿作用过程中由于成矿要素演变而表现出的矿化有序性。现阶段对成矿系列的时间结构认识还多是经验性的和定性的。现据已有研究成果将成矿系列的时间结构类型列为表5-4。

2. 按时间因素划分的矿床系列类型

区域成矿过程是复杂的，受多种因素制约，主要是受成矿条件和成矿作用机制的影响，可分为5种情况：

1）一般的沉积成矿和生物沉积成矿作用是缓慢渐进的，成矿的孕育时间长，矿石就位时间也长，其所形成的矿床系列属渐近式的漫长成矿型。

2）火山喷溢型矿床一般在地下深处有较长的孕育时间，但火山喷发、矿质溢流堆积即矿床就位时间是突发式的，时间短暂，其所形成的矿床系列可称为短暂成矿型。

3）有些特殊的成矿作用，如巨大陨石冲击诱发的成矿作用（加拿大的肖德贝里 Ni-

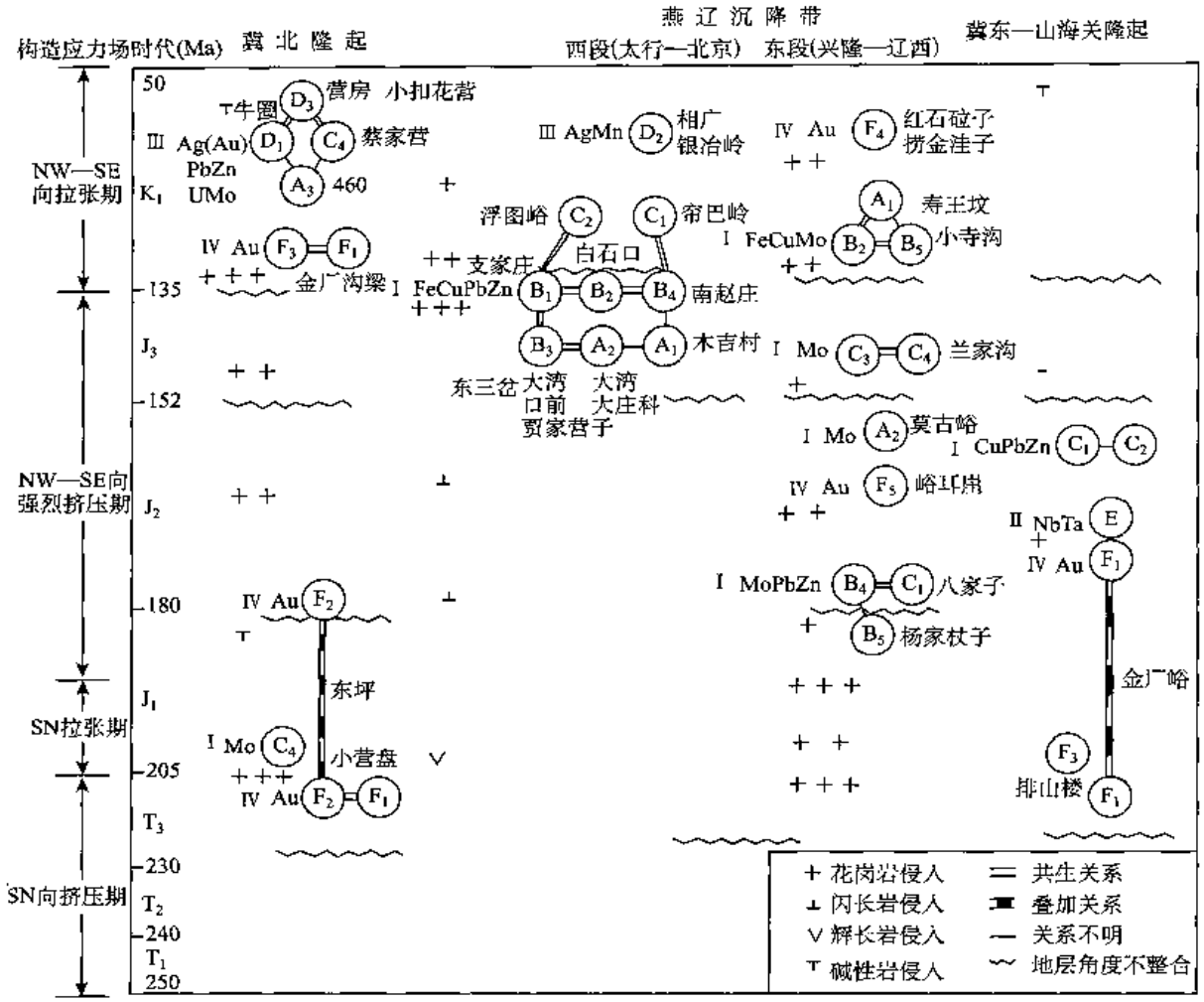


图 5-9 冀北—辽西地区中生代成矿系统内部结构及时空分布规律图

（据石准立等，1999）

A_1—斑岩型铜矿床；A_2—斑岩型钼矿床；A_3—斑岩型铀-钼矿床；B_1—矽卡岩型铁矿床；B_2—矽卡岩型铁-铜矿床；B_3—矽卡岩型铁-锌矿床；B_4—矽卡岩型铅-锌矿床；B_5—矽卡岩型钼矿床；C_1—热液脉型铅-锌矿床；C_2—热液脉型铜矿床；C_3—热液脉型钼矿床；C_4—热液网脉型钼矿床；D_1—热泉型银-金矿床；D_2—热泉型银-锰矿床；D_3—热泉型银（铅-锌）矿床；E—蚀变岩型铌-钽矿床；F_1—太古宙变质岩中金矿床；F_2—太古宙变质岩及中生代碱性岩浆岩中金矿床；F_3—太古宙变质岩及中生代钙碱性花岗岩中金矿床；F_4—火山岩及次火山岩中热液金矿床；F_5—燕山期钙碱性花岗岩中金矿床

Cu 矿床），就是偶然性的，孕育时间很短，就位时间也很短，其所形成的矿床系列是在特殊环境中的突发成矿型。

4）矿床经过多重富集作用，多次的孕育和多次的富集和最终就位，如绿岩型金矿，其所形成的矿床系列属多重富集成矿型。

5）在南非一些金伯利岩筒型金刚石矿床中，如 Finsch 和 Kimberly 矿床的金刚石形成于 31 亿年前的地幔环境（据 Kirkley，1991），而矿床就位则是在约 1.2 亿年前侵位的火山管道型金伯利岩岩筒中（据M. D. Lynn，1998），我们将这一漫长的成矿过程称之为

表 5-4　成矿系列的时间结构（各矿种、矿床类型的时间关联）

结构性质	内　涵	典型事例	矿床实例
时限性	一个成矿系列的形成局限在一定时段，系列内部各类型矿床或矿中间可有早、晚的差别	玢岩铁（硫）系列中：早期 Fe（V、Ti）；中期 Fe、S；晚期 Cu、Au	宁芜盆地 Fe-S-Au 矿床
阶段性	成矿过程中因某一（些）要素的显著变化而表现出阶段性，导致矿种和矿化类型的差别（脉动性）	如因温度变化而形成高温热液、中低温热液阶段	热液矿床：铁山、铜录山
渐近性	成矿过程缓慢渐进，作用过程漫长	沉积成矿、风化成矿	滨海砂矿、风化矿床（Ni）
突发性	成矿作用是突发的，成矿过程短暂	火山喷溢、陨石撞击	拉科铁矿、肖德贝里 Ni-Cu

先成后储型成矿系列。对一些幔源成因的矿床，如铬铁矿、金红石等部分矿床具有先成后储的可能性，如西藏的罗布莎铬铁矿床。

第四节　成矿系列中大型-超大型矿床的时空位置及制约因素

成矿系列研究的一个重要目的是探索大型-超大型矿床在成矿系列中产出的时空位置和控制因素，以及成矿系列内大型、超大型矿床与中小型矿床的时空分布关系，以便为找寻大型-超大型矿床和评价区域矿产资源潜力提供地质依据。

一、大型-超大型矿床形成的基本条件

超大型矿床很罕见，其形成需要多种有利成矿因素和条件的良好匹配。这些条件包括：

1. 巨量矿质、流体和能源的有利匹配和稳定供给

其中，矿质应是易活化、易被流体浸取和集中的，流体应有较强的化学活动性能，而能源应是不间断地供给的，以保持成矿系统的持续运动。从已知资料看，对一部分超大型矿床来说，其矿质、流体、热能常是多来源的，而非只局限于一种来源。

2. 成矿系统的矿源场、中介场和储矿场的结构紧凑

成矿系统的核心是源、运、储三个环节，即矿源场、中介场和储矿场。它们三者的结构状态影响成矿功能。当三者结构紧凑时，热-动力条件优越，矿质运输通畅，成矿过程简捷高效，局部构造和岩石的聚矿功能强，这些因素能使巨量矿质高度集中于集约化的局部空间，从而形成大型-超大型矿床。

3. 适时的成矿启动

即当出现成矿契机时成矿作用及时发生，使各种成矿因素协调地有机地运动起来（成矿“机器”的启动）。这种契机包括构造应力的转换、局部温度、压力突变等。一些研究表明，成矿作用往往是在局部升温后再突然降温，局部升压后再突然降压的条件下发生。此外，不同类型流体的混合也是矿质大规模沉淀的契机。

4. 稳定持续的成矿作用

超大型矿床的形成一般需要较长的时间，这就要求区域成矿环境、良好匹配的成矿因素、高效成矿作用等保持在稳定运行状态。而在成矿环境发生变化（干扰）时，成矿系统能发挥自组织能力，调整和建立新的匹配关系，最大限度地适应变化了的环境，维持系统的正常运转，而不致中断，直到完成矿质的最大量富集。

5. 良好保存条件

矿床形成后，尤其是古老矿床形成后，还要经过一系列的地质变化，包括所在区域的隆升或凹陷、构造变形、岩浆活动以及地表风化改造等。矿床全部保存且现今接近地表，是最理想的勘查和开采目标。矿床的部分矿量被剥蚀分散，则可能由超大型矿床缩小为大中型矿床。因此，对矿床形成后所在区域的构造演化史，尤其是地壳抬升和剥蚀速率的研究对评价矿床有重要意义。

总的认为，大型-超大型矿床的形成条件可简单地概括为："多因耦合，临界转变，成矿持续，保存良好"。

二、成矿因素的良好匹配

在一个成矿系列的形成过程中，各成矿因素在时间上和空间上分布是不均匀的，当在特定时空域中，各种成矿因素形成最佳匹配时，则有可能形成大型-超大型矿床。现以伸展构造环境（如裂谷）中海底热水沉积矿床（SEDEX 型）为例加以说明。

粤北滇黔地区古生代裂谷环境热水沉积成矿系列发育。据对广西大厂、广东长坑、云南白牛厂等 10 多个矿床的研究（据张湖、翟裕生等 1997 年研究资料），提出在裂谷环境下影响海底热水沉积型大型-超大型矿床形成的主要因素有：

1. 产于裂谷构造内

裂谷构造为本类超大型矿床的形成提供了地质背景、环境和最基本条件。裂谷构造是其他有利成矿条件能发挥作用，并达到最佳组合和匹配一个平台和基础。

2. 围岩主要为富含炭质和黄铁矿的硅质岩、碳酸盐岩和细碎屑岩系

这类岩系可以是纯硅灰泥岩系，也可以是不纯（过渡性）岩系。其中一些可以归于礁硅岩套。岩性组合的基本构型是灰-硅-泥序列，在此基础上有一些变种。这类岩性序列在找矿上有重要意义。当然，不排除其他有利成矿岩性序列存在的可能性。

3. 成矿时有同生断裂活动

同生断裂与裂谷关系密切，是裂谷活动的产物。同生断裂往往不是一条单一的断裂，而是一套断裂构造体系，既包括与隆起-坳陷的长轴方向一致的伸展断层，也包括与此方向垂直或斜交的调整断层（燕守勋等，1993），还包括低级别和低序次的断裂和破碎带。

同生断裂起的作用是多方面的，如：切入热水储库，导致热水上涌；提供上涌通道并控制喷口分布；决定热水喷涌次数、强弱、时间、范围、集中、分散和停止；促使热水沸腾、水爆，促进矿质沉淀；控制次级小坳陷和小隆起的分布、走向、形态；控制沉积相带的展布和发育状况；控制物质沉淀的位置和水平分带；造成海底滑塌、碎屑流等；破碎沉积物和促成同生角砾岩形成；还可以为成矿提供空间。

4. 往往形成于隆起-坳陷交界处附近或浅水-深水过渡带附近

隆起和坳陷的规模可大可小，水的深浅也不一定，但超大型矿床总趋向于出现在交界

带、过渡带、相变带等的附近。这里是地球化学条件和地质条件的转变带，更是同生断裂和热水活动出现的位置。在垂直方向上也是如此，从含矿岩系层序分析可知，矿化出现于由浅水沉积向深水沉积转化的过渡带上，成矿时坳陷处于正受到拉伸下陷运动的动态演变时期。

5. 发育次级小坳陷

次级小坳陷在成矿上有重要意义，它是聚矿的良好场所。其原因是：热水喷出后，往往流到低洼处（小坳陷）形成卤水池，在这里热水中含的矿质不易流失；沉积环境稳定和宁静，沉积作用发育得充分；物质得以充分分异形成水平分带；易于出现沉积不补偿，加上小坳陷两侧的小隆起的阻挡，对成矿有干扰和稀释作用的外来物质进入较少；闭塞还原环境维持得好。因而次级小坳陷是否存在，在相当大程度上决定了超大型矿床能否形成。

6. 发育良好的热水沉积作用，可以伴有热水动力、交代和充填作用

良好的热水成矿作用包括如下条件：热水上涌量大，热水中的成矿元素含量高，热水作用集中。热水作用集中是指热水在数量、时间、范围等方面集中而不分散，这主要受同生断裂控制。

沸腾、水爆、同生角砾和硅化交代等作用在促进热水中物质沉淀成矿方面有重要意义。

研究热水岩石和矿石可以了解热水作用的发育状况。要注意划分地质事件的期次，注意查明后期构造-热液作用对早期热水成岩成矿现象的改造和掩盖。

7. 良好的水平分带

水平分带使一定元素聚集在一定的岩相和构造带中，加强了矿质富集程度，减少了分散贫化。根据具体矿床水平分带的规律可以评价找矿远景，推测找矿方向和远景区以及矿带位置等。

能否发育水平分带的四个影响因素是：热水带来的物质种类和数量；不同地段地质条件的差异是否明显；成矿坳陷能否保持较长期的宁静、稳定状态，外来各种干扰是否很少；不同物质的性质差异是否明显。

良好的水平分带有利于成矿，并且有重要的指示意义，但不要认为没有水平分带就一定不能形成超大型矿床。例如，如果热水带来的物质种类单调，或不同物质的性质差异不大，即使物质来源丰富，富集得好，形成的超大型矿床也可以不出现水平分带。

8. 发育闭塞还原环境

闭塞还原环境构成了特定的地球化学障，促进了一些种类元素的沉淀。如果区域上的还原环境不强，则局部发育的闭塞还原环境往往反映了次级小坳陷的位置。

闭塞还原性环境的标志是富含炭质和黄铁矿的岩层。

9. 成矿时坳陷处于沉积不补偿和稳定宁静状态

在这种状态下很少有外来物质进入坳陷并改变坳陷内水体的地球化学状态和使矿质贫化，因而能形成稳定的、无干扰的、持续沉积、成矿物质充分富集的环境，并显示出沉积分异和水平分带。

实际工作中还应考虑矿床的保存状态，只有保存得好未被剥蚀和未被后期作用破坏的矿床才有实际意义。

表 5-5 的对比是经验性的、定性的，但它说明了，要形成超大型矿床需要成矿的局部地段各种有利成矿因素达到最佳组合和匹配，成矿条件应该得到充分满足。

表 5-5　海底喷流沉积型矿床的成矿条件与矿床规模

序号	矿床名称 / 规模 / 主要矿种 / 成矿指标	长坑	大厂①	白牛厂	高龙	戈塘	金牙	明山	下雷	湖润
		超大型	超大型	超大型	中型	大型	中型	大型	超大型	大型
		金、银	锡、多金属	银、多金属	金	金	金	金	锰	锰
1	产于裂谷构造内	○	○	○	○	○	○	○	○	○
2	围岩主要为富含炭质和黄铁矿的硅质岩、碳酸盐岩和砂泥岩系	○	○	○	○	○	○	○	○	○
3	成矿时有同生断层活动	○	○	○	○	?	○	○	?	?
4	往往形成于隆起－坳陷交界处附近或浅水－深水过渡带附近	○	○	○	○	○	○	○	○	○
5	发育次级小坳陷	○	○	○	?	?	×	×	?	?
6	发育良好的热水沉积作用，可以作有热水动力交代和充填作用	○	○	○	○	?	×	×	○	?
7	有好的水平分带	○	×	○	×	×	×	×	○	?
8	发育闭塞还原环境	○	○	○	○	○	○	○	○	○
9	成矿时坳陷处于沉积不补偿和稳定宁静状态	○	○	?	○	○	○	○	○	?

○为满足；×为不满足；？为情况不明或满足得不够好。①对大厂矿床的成因有不同认识。

三、大型-超大型矿床在成矿系列中的时空位置

据已有矿床资料分析，多数的大型、超大型矿床不是孤立存在的，它产于一定的成矿系列之中，与系列中的中、小型矿床相伴生，可比喻为“鹤立鸡群”现象。其所以能在同一系列的诸多矿床中以规模巨大而突出出来，可能有其特定的原因。

1. 成矿系列中产出超大型矿床的特定因素

1）有足够长的成矿时间，多发生在成岩成矿作用的高峰期，即在主成矿阶段形成矿石巨量堆积；

2）产在矿化中心区适宜的储矿构造中，如岩浆-热液矿床中具脉动活动的构造-岩石圈闭，SEDEX 矿床中具有同生断层活动的次级海底凹槽；

3）多期成矿作用在同一空间的叠合，使矿质多重富集；

4）矿床形成后的地质变化过程中，处在易于保存不受破坏的有利部位。

总的认为，成矿系列的形成需要多种有利因素的耦合，而在此背景上的具有成矿因素最佳匹配的时-空地段则是大型、超大型矿床形成的必要条件。而在复杂的地质成矿系统中，这样的极佳条件很少见，因此，超大型矿床产生的几率是很低的。

2. 柿竹园矿床实例解剖

现以柿竹园矿床及其所在的湘南花岗岩-热液型 W-Sn-Mo-Bi-Pb-Zn-Ag 成矿系列为例，说明柿竹园超大型矿床形成的特定条件。

柿竹园-东坡矿田位于郴州市东南千里山花岗岩体周边，沿岩体接触带及附近断续分布有 20 多个大、中、小型矿床，矿种有 W、Sn、Mo、Bi、Pb、Zn、Be、萤石等。是我国华南著名的矿产富集区，主要成矿系列为燕山期花岗岩-热液型 W、Sn、Mo、Bi、Be、Pb、Zn 成矿系列。

（1）该成矿系列形成的有利因素

1）矿田位于湘赣早古生代地块与湘桂晚古生代坳陷的边界靠隆起地块一侧，在茶陵-临武北东向深断裂带和重力梯度带上，属于古构造转折部位的地块边缘成矿；

2）在区域成矿地球化学背景上，既有赣南 W、Sn、Bi、Mo 成矿特征，又有西部（湘西南、桂北）的 Sn、Pb、Zn、Cu 成矿特点，形成多成矿元素组合；

3）矿田位于多组断裂构造交会地，北东、北西、南北、东西向米字型断裂的活动中心，构成多期次花岗岩类侵位的有利地段；

4）富含成矿元素的元古宙基底及其分熔演化的花岗岩类以及来自幔源的热流体（含部分矿质）提供了丰富的矿质和成矿流体；

5）花岗岩体周围的晚古生代碳酸盐岩和碎屑岩层的化学性质及其封闭构造型式，构成了捕获成矿物质的构造-岩石圈闭，使大量的成矿物质不致逃散；

6）千里山花岗岩体有四次侵位（183～144 Ma），岩浆活动强度大，热场稳定，延续时间长，伴有相应的多次气液蚀变-矿化作用。

7）早-中侏罗世成矿时，该区地表为断陷湖盆，积蓄的湖水沿断裂系统向下渗透，可淋滤出地层中的有机质、挥发分参与成矿（刘义茂等，2000）；

8）成矿后该区发生继承性的断块上升运动，经过适度剥蚀，大部分矿床得以保存。

（2）柿竹园矿床的特定有利因素

由于具备上述有利成矿因素，在千里山岩体周围形成了东坡、金船塘、野鸡尾、岔路口、大吉岭、青石板及红旗岭等 20 多个矿床。而作为超大型矿床的柿竹园之所以“鹤立鸡群”，脱颖而出，是由于它除具有上述诸因素之外，还有特定有利条件。

1）千里山岩体就位时间自 183 Ma 到 144 Ma，包括 4 次花岗岩（斑岩）侵位，每次都有矿化，而柿竹园矿床的主要成岩成矿时间位于第二次即黑云母钾长花岗岩活动（162～158 Ma）时期，正处在成矿高峰期。

2）该矿床处在由两条 NE 向压扭性断裂夹持的断块中，又处在次级 NE 向断裂的对称中心，是构造多层次震荡、岩浆多次侵位的中心部位，具备区内最佳的流体成矿系统，也即富挥发分含矿流体上涌活动中心和排泄-堆积场所。

3）具有良好的成矿圈闭构造，该矿位于千里山岩体东南侧内凹处，上有起隔挡作用的缓倾（+剪切面）地层，下连热流体脉动活动的主要通道（刘义茂称之为“热柱”），具备稳定的地温场，构成极佳的聚矿构造型式。

3. 若干超大型矿床的时空位置

超大型矿床在成矿区带或矿田中处于什么位置，情况复杂多样。笔者统计了若干个实例，发现有相当一部分超大型矿床是产在矿集区的中心或靠近中心位置，在成矿时间上是

在主成矿阶段（表5-6）。

表5-6 若干大型-超大型矿床的时空位置

矿床	矿种	矿床类型	在成矿区（矿田）中的位置	在成矿过程中的位置（Ma）
大厂	Sn、Pb、Zn、Sb	SEDEX+热液型	河池-南丹裂陷槽中部	
东升庙	Pb、Zn、Cu、S	SEDEX	狼山裂陷槽中部	
Broken Hill	Pb、Zn	SEDEX	Broken Hill Block 中部	
金顶	Pb、Zn	砂岩型	兰坪盆地中部	
承德黑山	V、Ti、Fe	岩浆型	斜长岩体及矿带中部	主成矿阶段
鄂东大冶铁山	Fe、Cu	矽卡岩型	鄂东矿集区中部	156～115（145～139）
德兴铜厂	Cu、Au、Ag	斑岩型	北西向构造-岩浆带中部	
西藏玉龙	Cu	斑岩型	藏东斑岩铜矿带北矿带中部	
柿竹园	W、Sn、Mo、Bi、Pb、Zn、Be、萤石	岩浆热液型	东坡矿田中心	183～144（162～156）

4. 大型、超大型矿床在成矿系列中的位置

在有些地区的成矿系列中，只生成一般的大、中、小型矿床，而未生成超大型矿床，如宁芜玢岩铁矿系列、鄂东南中生代Fe、Cu、Mo、Au成矿系列。以宁芜地区为例，该区在2000 km^2区域内，有30多个Fe（P、Ti）矿床，比较密集，成矿受处在断裂交点的次火山岩（辉石闪长玢岩）控制，由于该火山岩盆地中构造网络发育，次火山岩体众多，造成矿化的多个中心，形成8种矿床类型，在构造-岩浆结点上中小型矿床星罗棋布，而未能出现鸡群中的“鹤”。

在鄂东南地区，在约5000 km^2面积内，以燕山期为主的Fe、Cu、Mo、Pb、Zn、Au矿床密集，计有10种矿床类型，大、中、小矿床114个，但没有超大型矿床。这与该区的褶皱、断裂构造的多样性、多个构造结点、多个含矿层位、多个岩浆侵入体（6个大岩体，40多个小岩体）有密切关系，也即控矿因素主要是侵入岩的众多和分散，导致本区矿床数目众多，但缺少超大型矿床。

从以上2个缺少超大型矿床的著名矿集区的分析可见，在岩浆热液成矿系统中，构造-岩浆侵入体的众多和分散（多中心），是造成矿质平均、分散的一个重要原因。这也从反面说明，一个岩浆-热液成矿系统中，要发育大型、超大型矿床，一个长期（多期次）活动的构造-岩浆-热液-矿化中心是至关重要的，上述的瑶岗仙矿床是一个实例。澳大利亚的卡姆巴达铜镍矿、布罗肯山铅锌银矿、奥林匹克坝铜铀金矿等巨型矿床也都是产于长期构造活动中心。

从以上正反两面实例对比和分析中可见，一个成矿系列中，产出超大型-大型矿床的因素如下（图5-10）：

成矿因素的良好匹配——必要条件（Ⅰ）

足够的成矿时间
矿化多次活动中心
良好圈闭及保存
——充分条件（Ⅱ）

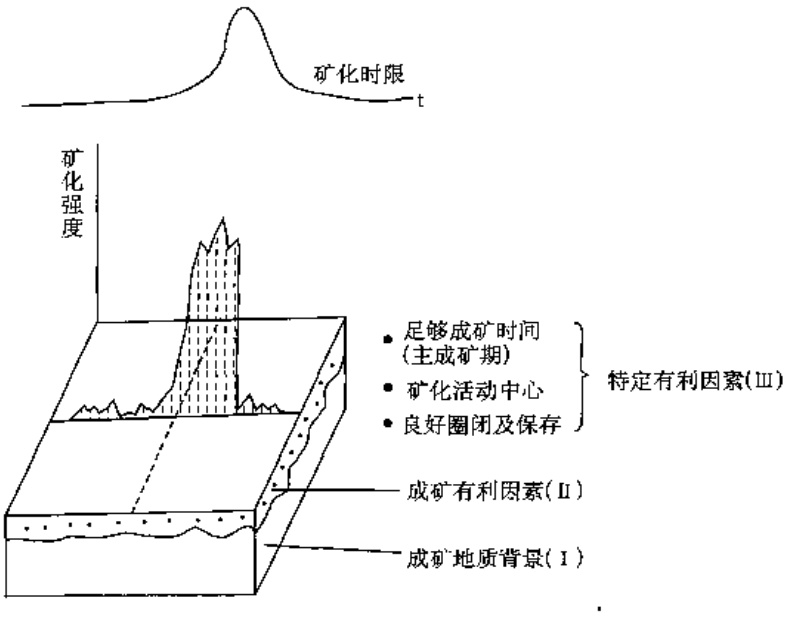


图 5-10　成矿系列中超大型矿床控制因素

需要说明的是，矿化多次活动中心在矿集区中的位置，视具体成矿区带不同。有不少是产在矿集区的中心（表 5-6），有些则是在矿集区的边缘，如凡口矿床，其形成受盆地边缘的多种断裂控制。

总之，成矿系列中是否产出超大型矿床受多种因素控制，在不同构造环境下的不同成矿系列中，其因素也不尽相同。这里，只着重讨论了岩浆热液型及 SEDEX 型矿床系列中产出超大型矿床的可能条件，主要是提出一些工作思路和初步观点，有待进一步的研究、检验和深化。

第五节　成矿系列间的相互关系

前文阐述了一个成矿系列内部各矿种、矿床类型间的相互关系（时间上、空间上、物质上）。那么在各成矿系列间有哪些关系呢？这涉及更广阔的区域地质成矿的时空范畴，目前，尚不能全面认识各成矿系列间的全部复杂关系。这里初步提出以下几点，并对重点的关系加以说明。

一、成矿系列的相互关联

1. 过渡关系

在广阔的海相沉积环境中，既有正常的陆源或内源的沉积（生物沉积）成矿系列，又有海底火山喷溢-火山热液成矿系列。在这两种系列的交汇地区，存在这两种成矿系列的过渡类型，构成海相火山-沉积成矿系列，如一些 Fe、Mn 多金属矿床。

2. 伴生关系

在一些含油气盆地中，当地质条件具备时，既有盆地内的油气成矿系列，又有盆地边缘的砂岩型铀矿成矿系列，两种截然不同的成矿系列在一个沉积盆地中伴生。例如，辽河

沁田南部边缘的钱家店砂岩型铀矿。沁田内的富有机质层位成为含铀地下水的地球化学障而促使铀沉淀富集。再如，伊犁盆地南缘侏罗纪煤系中发育可地浸砂岩铀矿（已开发），也是成煤系统和砂岩铀矿相伴生的实例。

3. 继承转化关系

在一定条件下，一种早期的成矿系列可为另一种较晚生成的成矿系列提供物质来源。如金、钨、锡、金刚石等的原生矿床经风化剥蚀搬运可转变为沉积砂矿系列。原生超镁铁质岩型镍矿可转变为风化壳型镍、铝土矿、铁矿床系列。这些古老矿床系列经过新生代风化作用转化为外生成矿系列的过程比较清晰。有些成矿系列间的转化就比较复杂，例如，古老砂页岩铜矿，当其所在的稳定地块经后期构造-岩浆强烈活化时，可经过重熔作用（花岗岩化等）而转变为斑岩型铜矿床系列（陈文明等，1980）。黑色页岩金属矿化系列也可能是后来某些成矿系列的物质来源，在我国华南地区早古生代黑色页岩发育区存在这种可能性。

4. 演化更替关系

一个矿种形成什么样的成矿系列，随着地史演化进程表现出更替关系。以铁为例，就沉积（火山-沉积）铁矿系列来说，在太古宙—古元古代，形成含铁石英岩型硅铁建造（BIF），为条带状磁铁矿矿石。以后随着稳定大陆的增生和大气中 O_2 增多，自古生代以来就不再形成硅铁系列，而是形成了以赤铁矿为主的滨海相 Fe-Mn 成矿系列，且常与煤系地层伴生。

5. 裂解分支关系

在太古宙—古元古代时期，由于地幔地壳结构较简单，控矿因素较单纯，地球物质的分异作用演变处在早期阶段，地球物质分异水平不高，因而能形成一系列多组分共存的成矿系列，例如，产在古元古代镁铁-超镁铁质层状杂岩体中的 Cr、Ni、Cu、Pt、V、Ti、Fe 成矿系列（如南非布什维尔德）。但在以后的地质历史中很少发现这样包容很多成矿组分的巨型成矿系列，如何解释这种现象呢？有一种可能是分解为三个成矿系列：①辉长岩-斜长岩 Fe、V、Ti 系列；②富钙镁质-超镁铁质 Ni、Cu、Pt 成矿系列和③超镁铁质 Cr（Pt）系列。此外，在南非发育的古元古代砾岩型巨型 Au-U 成矿系列在后来的地史中也未发现，只有 Au、U 分别存在的表生成矿系列。由此推测，在地史的长期演化过程中，成矿物质组合由“混合”到“分解”即“由繁到简”的这种演化方向是可能存在的。这与矿床类型自老到新是“由简到繁”的趋势是并行不悖的。

6. 叠加复合关系

在一些具有多期成矿历史的成矿区带中，不同时期的成矿系列间存在着叠加复合关系，即晚期的成矿系列重叠在早期成矿系列之上，或对早成的成矿系列加以继承和改造，造成复杂的成矿现象。由于叠加复合成矿系列在我国多有发育，将在下面详加论述。

以上简述了 6 种成矿系列间的关系，研究这种关系对于认识区域成矿演化历史、成矿控制因素的重大变化乃至矿床的时空分布规律有重要的意义，应列为成矿系列理论研究的重要课题。

二、叠加复合成矿系列

在一定的成矿区带中，在不同地质时期形成的成矿系列间存在着叠加复合关系，晚期的成矿系列在空间上重叠在早期成矿系列之上，或对早期成矿系列加以继承和改造，造成

复杂的矿床物质组成和结构，也常是形成大矿、富矿的重要因素。

1. 复合成矿系列的实例

我国的大地构造背景复杂，有多期的构造-岩浆-成矿和构造-沉积-成矿历史，因而在特定区域中的成矿系列叠加复合现象是常见的。其中，早期沉积或热水沉积成矿系列与晚期岩浆-热液成矿系列二者之间的叠加复合最为常见，如下表（表 5-7）中的 12 个实例。

表 5-7 中国若干叠加复合成矿系列

区域背景	不同系列间的复合关系	典型矿床
长江中下游断拗带	海西期热水沉积成矿 + 燕山期岩浆-热液成矿	武山、铜官山、狮子山
长江中下游断拗带	三叠纪蒸发岩成矿 + 燕山期岩浆-热液成矿	鄂城
浙赣断拗带	晚石炭世（C_2h）热水沉积成矿 + 燕山期岩浆-热液成矿	建德岭后铜矿
粤北古生代盆地	中泥盆世东岗岭热水沉积－火山沉积成矿 + 燕山期岩浆－热液成矿	大宝山
桂西北丹池断陷带	中泥盆世东岗岭热水沉积－火山沉积成矿 + 燕山期岩浆－热液成矿	大厂
扬子西南缘早古生代裂陷槽	中寒武世 SEDEX 成矿 + 燕山期岩浆－热液成矿	白牛厂
华北地台北缘古裂谷区	中元古代裂谷热水沉积 + 古生代碳酸岩浆－稀土成矿	白云鄂博
扬子地台边缘断陷盆地潮坪区	早震旦世大塘坡期沉积锰矿 + 印支期岩浆－热液成矿	宁乡黑甘山锰矿
华南陆表海沉积区	晚石炭世船山期沉积锰矿 + 燕山期岩浆－热液成矿	连城庙前锰矿
闽西南断陷带	中泥盆世晚期沉积锰矿 + 燕山期岩浆－热液成矿	玛瑙山锰矿
羌塘-昌都微陆块东缘	中生代（晚三叠世甲丕拉组）砂岩铜矿 + 喜马拉雅期岩浆－热液成矿	玉龙*
湘南海西-燕山成矿带	晚二叠世煤系 + 燕山花岗岩接触热变质石墨矿	郴州鲁塘石墨矿

* 据唐菊兴等，1996。注：对大厂等矿床的成矿过程有不同认识。

2. 沉积-岩浆复合成矿系列的组合形式

沉积-岩浆叠加复合成矿即早期的沉积（火山-沉积）成矿系列被晚期的岩浆-热液成矿系列所叠加，是最常见的一种叠加复合成矿作用，可有多种组合形式。图 5-11 展现出地史演化过程中可能存在的叠加复合成矿系列的各种组合。从中国东部研究程度较高的成矿区带看，古生代沉积（热水、火山）成矿系列与中生代（印支、燕山）岩浆-热液成矿系列的叠加复合情况是多见的。其他的组合形式有待关注和进一步的研究。

3. 叠加复合成矿系列中矿质的继承性和新生性

叠加复合成矿系列中由于成矿作用的复杂而导致成矿物质的复杂多样，既可以以早期成矿物质为主，也可在后期叠加成矿中带入新的成矿物质。在特定的成矿环境中，因叠加复合成矿作用的方式和强度不同，可使系列中成矿物质表现出继承性和新生性（表 5-8）。

4. 叠加复合成矿系列的形成条件（以沉积-岩浆热液叠加成矿系列为例）

成矿系列间的叠加复合是形成“多矿源、多阶段、多成因”矿床或称多成因矿床的一种重要机制，它形成了大量的层控矿床。在多种成矿因素的耦合条件下，成矿系列叠加也是造成大型、超大型矿床的重要原因。

要深入研究的问题是，造成成矿系列复合的原因是什么？是哪些因素控制了成矿系列的叠加复合？

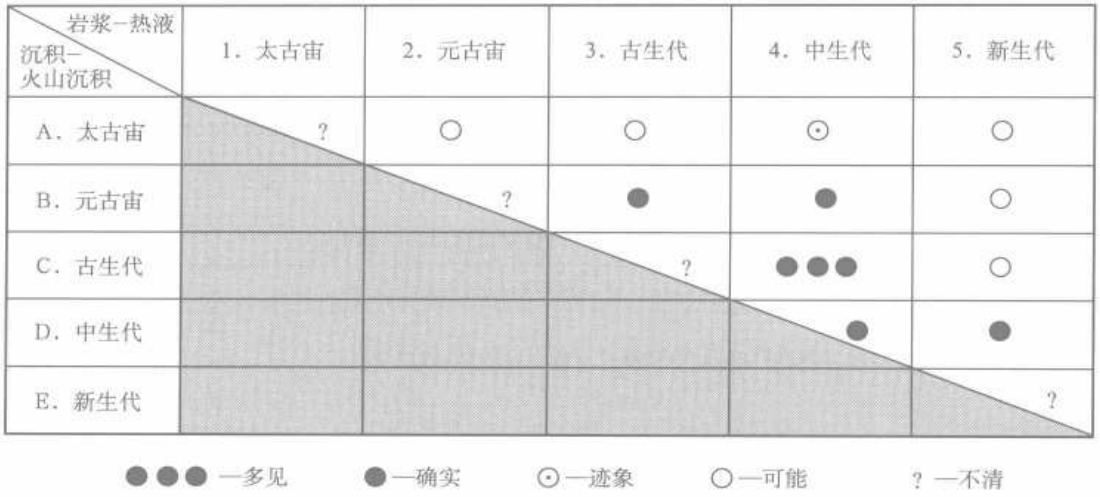


图 5-11　沉积-岩浆复合成矿系列的组合形式

实例：A4—绿岩型金矿；B3—白云鄂博；B4—棠甘山；C4—武山、铜官山、大宝山、大厂、岭后；D4—狮子山；D5—玉龙。可能的实例：A2—BIF 的古老风化壳；A5、B5、C5—超基性岩的风化壳型矿床

表 5-8　叠加复合成矿系列中矿质的继承性与新生性

类　型	早期成矿组分	晚期成矿组分	矿床实例
Ⅰ. 早、晚矿质基本不一致	SnO_2、Fe、Zn 的硫化物	Sb、Pb、Zn、W、As	大　厂
	石　膏	Fe	鄂　城
Ⅱ. 早期矿质上新矿质的继承与叠加	Fe（REE）	REE	白云鄂博
	Fe-Mn	Pb、Zn	玛瑙山
	$MnCO_3$	MnS_2	棠甘山
	黄铁矿	黄铜矿（方铅矿、闪锌矿）	建德岭后
	黄铁矿、菱铁矿、黄铜矿	辉钼矿、黄铜矿、白钨矿	大宝山
Ⅲ. 早期矿质的晚期相变	煤　层	石　墨	郴州鲁塘

从对长江中下游和粤北盆地的矿床研究中，可以得到的启发是，构造因素是造成成矿系列复合的主要因素。例如，早期沉积盆地或热水（热泉）或火山热液-沉积盆地是受裂谷等断裂构造控制的，其中的同生断层（主要是主支断层交会区）控制的还原性海底次级凹地最有利于上涌热液系统的输运和矿质的堆积与保存，是发生早期成矿系列的良好环境。后来当含矿盆地关闭，转入一个新的构造环境，如褶皱隆升造山环境时，原已瘉合（静止）的同生断裂如与基底断裂沟通且再度活动时，又可作为深部岩浆热液上升的通路，有利于基底和盖层的物质和能量交换和融通，促进岩浆-热液型矿床的形成和就位。这就是说，长寿的同生断层的多次反复活动既造成有利于热水沉积成矿的通道和空间场地，又为后来的岩浆热液成矿准备了有利场所。因而，由同一断裂系统所引发的早、晚不同成矿系列构成了在空间上的重叠。可以认为，同生断裂构造的多次活动对成矿系列的复合起了“纽带”作用。

再有，早期盆地成矿系列形成的层状矿床多为金属硫化物矿层，黄铁矿、胶状黄铁矿

层比较发育，它们之中的 Fe、S 等为后期成矿提供了物源，又因其具有物理化学还原性，因而为后来的岩浆热液系统的成矿就位提供了必要的地球化学屏障，起到了汇聚后来铜、铅、锌等矿质的作用。一些层控矿床中早期黄铁矿作为晶核，黄铜矿等以之为依托聚集结晶的现象可以作为一个佐证（顾连兴等，1989）。

早期热水沉积成矿系列常产在不同地层岩相的界面带或转换带，如粤北盆地之中泥盆统的碎屑岩-碳酸盐岩的转换带，从岩石物理力学性质看，是易于剥离滑脱的顺层构造带；从岩石化学性质看，易于与接触的热液发生反应，是水-岩作用活跃地段。早期矿床的这种地层-层间构造物理化学性质有利于后期热液成矿的发生和重叠。例如，铜陵狮子山矿出的“多层楼”成矿模式。

从成矿构造环境看，古陆块边缘、陆内构造-沉积-岩浆多发活动带也即壳幔作用活跃带是有利于发生多次成矿系列的成矿地质背景（相当于地台活化区或地洼区）。

综合上述，可以认为，壳幔作用多期活跃带、成矿构造区（带）的重叠、构造-热点的长期存在、同生断裂构造的反复活动、早期生成矿层（硫化物）的地球化学障作用以及早期含矿岩系的构造物理化学多样性（和界面转变），是形成复合成矿系列的综合控制因素。还应指出，特定的成矿元素的高浓度区域地球化学场的稳定长期存在是造成同一元素（组合）的多种成矿系列复合的基础背景条件。

第六节　成矿系列模式

区域成矿研究的一个重要内容是建立区域成矿模式。所谓区域成矿模式可理解为，运用文字的、图表的或其他简明方式对一定区域中成矿的时空背景、主导控矿因素、主要矿床类型及其时空分布特征的综合与概括。区域成矿模式是在对区域的矿床类型和成矿规律进行深入综合研究基础上概括提炼出来的，常以成矿系列作为其主要显示的内容。一个好的成矿模式可以清晰地反映出区域成矿系统的全局，表明其中的各个成矿系列、各种作用因素间的相互联系，可帮助我们从宏观上整体上认识区域成矿特征，并对区域找矿预测和矿产资源潜力评价起到导向作用。

一、成矿系列模式的内容

成矿系列模式常是指区域尺度的，一般包含以下内容：

1）区域岩石圈结构及组成；

2）区域成矿构造环境（伸展、挤压、走滑、隆升、沉降等）；

3）区域主要地层及岩石建造（含沉积岩、火山岩及变质岩）；

4）区域的侵入岩（岩相、时代、规模、穿切地层情况）；

5）区内的控岩控矿构造；

6）矿床类型（矿种、成因类型）及其时空结构和成因联系；

7）主要控矿因素，如流体、f_{O_2}、f_{S_2}、E_h 等；

8）成矿作用机理。

由于各成矿区带研究程度不同，各种信息详略不一。因此，反映在成矿系列模式上的内容也有差别，关键是尽可能地多反映一些成矿信息。

成矿系列模型反映了对该区域成矿规律的综合研究成果和现阶段的认识水平。为建立好成矿模型，需要以下的研究工作为基础：

1）研究成矿系列形成的地质背景。研究、总结该成矿系列所处的区域地质环境和区域地质构造发展历史，重点放在形成该成矿系列的构造运动和所属年代、重大的构造-热事件等。

2）研究成矿系列的主要控制因素。根据区域矿床类型划分和代表性矿床和矿田成矿规律的研究结果，分别总结各类成矿系列的地层、构造、岩浆岩、沉积和变质作用等控制因素。由于矿床类型的差别，主要控制因素不全一致，要抓住主要因素，突出表现。

3）研究成矿系列中矿床空间分布规律。总结各类矿床的空间分布特征，分析控制因素，研究各矿种、矿床成因类型、矿化规模以及矿体形态、产状、蚀变及品位的空间变化规律。

4）研究成矿系列的形成作用。研究总结成矿系列形成的温度、压力、深度等物理、化学条件，分析成矿物质来源、流体来源及富集成矿的制约因素；研究形成不同矿床类型、不同矿种的局部控制因素。

5）研究成矿系列的内部结构。研究、阐明成矿系列的内部结构，查明各有关矿床类型间的时间、空间和物质组成关系。

6）研究成矿系列的成矿多期次性，包括成矿系列的叠加及后期改造作用。总结成矿系列的多期成矿特点，揭示不同矿床的主成矿期和多期成矿的叠加现象，分析不同成矿期和不同地质作用时期对成矿系列的作用的效果及机理。

在上述工作的基础上，用简明的文字或图表形式表示成矿系列各方面的控制因素和形成机理的内在联系，并加以恰当组合和理论概括，建立起成矿系列模型。

成矿系列模型的研究和建立，涉及面广，综合性强，较之对单一矿床的成因研究更为复杂。因此，所建立的成矿系列模型，仍然带有一定的推断性和假定性。随着研究区内资料的逐步丰富和人们认识水平的提高，成矿系列模型也应加以修正并不断完善。

二、建模原则和工作要点

1. 建模原则

矿床建模一般要依据3个原则：相似性、简化和客观性（张贻侠等，1993）。

1）相似性原则　即模型与原型之间必有某种程度的相似性。模型是对应于“原型”而言的。原型是指要研究的系统，而研究的工具是模型。只要模型与原型间在几何形态、结构功能和其他属性上存在着相似性，二者关系即可建立。

2）简化原则　模型不再现原型的全部特征，但能描述原型的本质特征，这就需要科学的抽象和简化，要突出主要内容，略去次要内容，有取有舍，分清主次。

3）客观性原则　模型是真实性和简化性的统一。简化而不失实，这就要求我们在建立和使用模型时，坚持客观性原则。要根据所研究系统的真实情况，对模型进行核实、修正，尽力改正在建模中的随机性和模糊性。

2. 建模工作要点

1）选择研究程度较高的区域和矿床类型，充分搜集全面而准确的地质和矿床信息，反复对比，综合分析，抓住关键因素，概括出一些本质联系，并将其表现为模型的形式。

2）将含矿区域的地质构造研究放在首位，研究和阐明控制矿床形成和分布的大地构造环境。只有通过区域地质这个环节，才能把同一区域的诸矿床联系起来，阐明它们的时、空位置及它们之间的关系。在此基础上，就能从总体上把握矿床产出的几率，合理地进行区域资源潜力评价和找矿。

3）要建立合理的成矿系列模型，必须从时间、空间和物质组成3个方面进行综合分析，从发展演化的观点，进行四维成矿分析（三度空间+时间），即动态的、整体的成矿系列模型。

4）要逐步做到定量化，定量地表示矿床特征（地质的、地球物理的、地球化学的），定量地解释矿床的成因（与相图结合），尽可能地建立各矿床类型间的空间、时间和储量间的“量”的关系。

5）注意时间概念：区域成矿模式是指成矿作用发生时的各种条件和环境，而不是现在的矿床产出模式。因此，用地质剖面法表示时，一定要标明当时的古地表、古海水面等，如为内生矿床，则应定量或半定量地表明矿床的形成深度。

6）区域成矿模式是概念模型，但不是一般的示意图或简图，其岩层厚度、成矿深度、构造型式等应尽可能是真实情况的缩写，各种地质体的关系符合比例、逻辑合理。

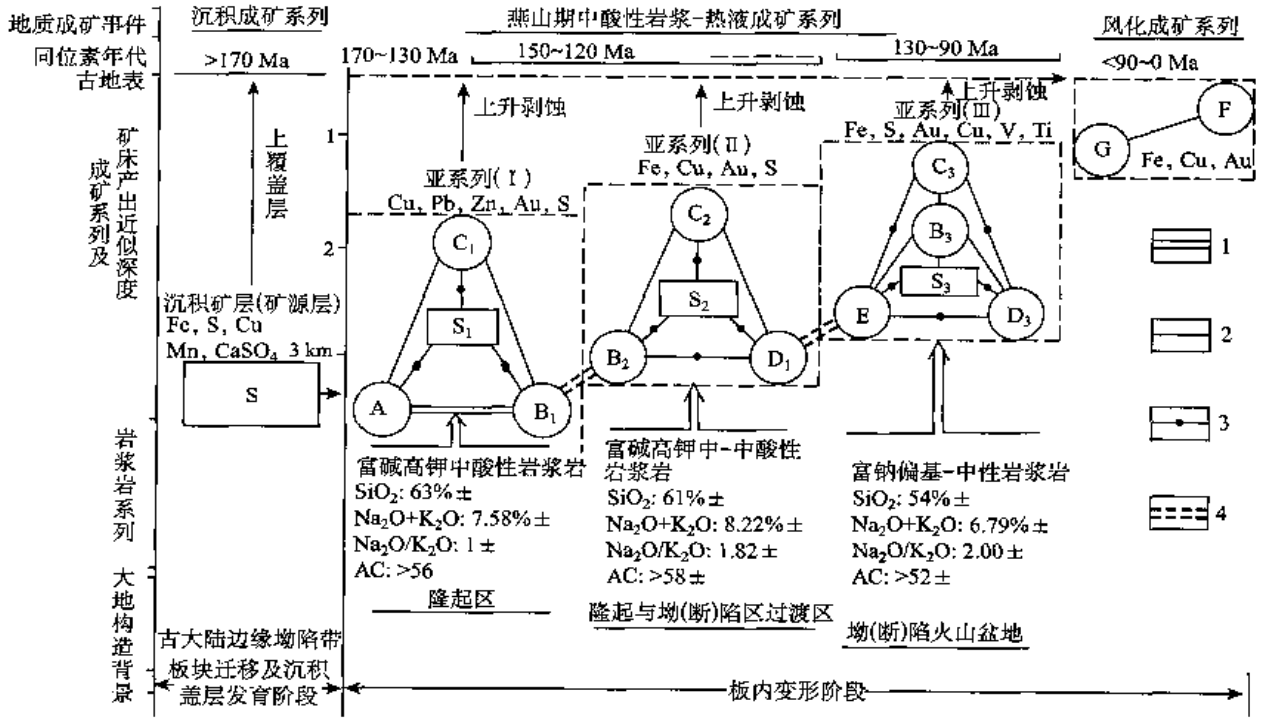


图5-12 长江中下游区域成矿系列图（以中生代成矿为主）

矿床类型代号：A—斑岩型铜矿；B—矽卡岩型：B_1—矽卡岩型铜矿，B_2—矽卡岩型铁矿，B_3—类矽卡岩型铁矿；C—热液脉型（含角砾岩型、蚀变破碎型）：C_1—热液脉型铜矿，C_2—热液脉型铁矿，C_3—热液脉型铜（金）矿；D—矿浆型：D_1—矿浆型铁矿，D_2—矿浆型铁矿（含V，Ti，P）；E—（狭义）纷岩型铁矿；S—沉积型矿床：S_1—沉积改造型铜、硫、铅锌矿，S_2—沉积改造型铁矿，S_3—火山-沉积型铁（硫）矿；F—铁帽型铁、锰、金矿；G—硫化物次生富集带铜矿

矿床类型间关系：1—共生关系；2—过渡关系；3—复合叠加关系；4—联系各亚系列之间关系

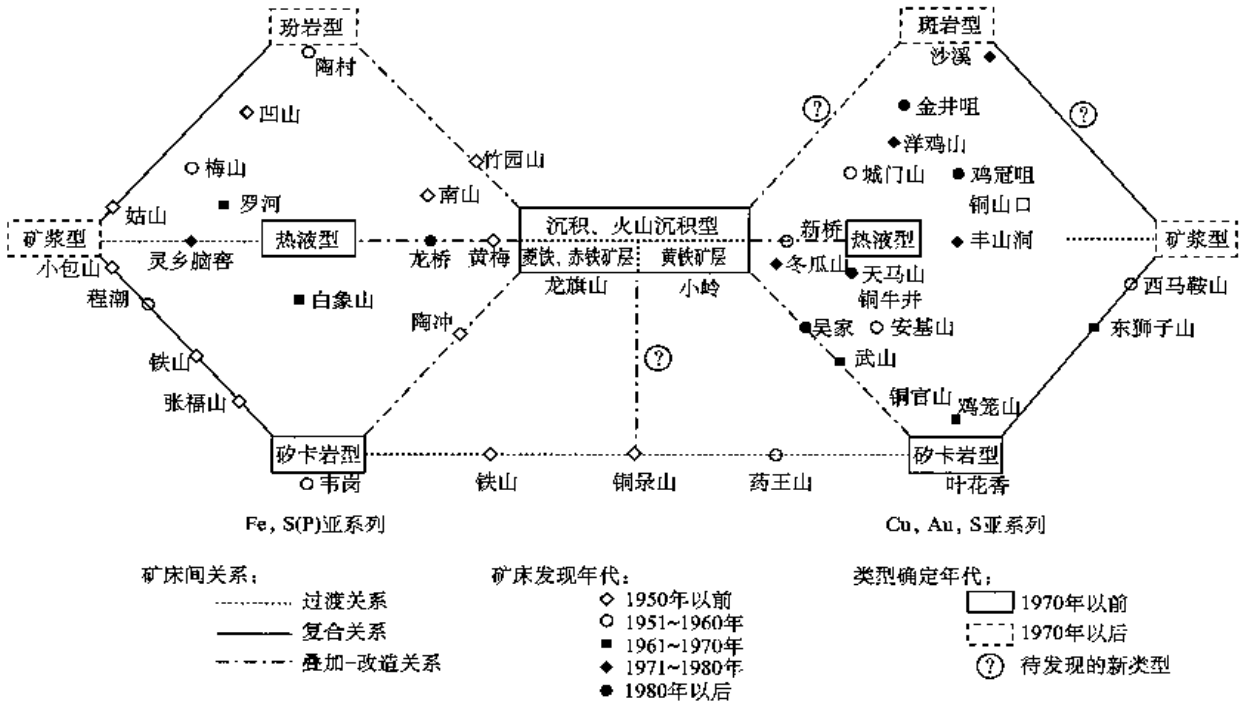


图 5-13　长江中下游铁铜金硫成矿系列

7）当成矿区域中有多次成矿事件和多个成矿系列时，为清晰表示成矿的时间关系和因果关联，可考虑用连环图画式方法，图Ⅰ、Ⅱ、Ⅲ等，分别表示早晚不同时期的成矿景象，显示出区域中成矿的历史过程。

三、区域成矿系列模式实例

以对长江中下游地区成矿研究为例，有以下几个成矿模式：

1）长江中下游安山岩-闪长岩质火山-深成岩铁矿系列理想模式（图 5-12）。突出了本区铁、铜、金矿床形成的地质构造环境、矿床与岩浆岩的专属联系以及矿床形成的时间和空间位置。

2）长江中下游铁铜成矿系列图（图 5-13）。突出了铁、铜矿床，并划分了 Fe、S 亚系列和 Cu、Au、S 亚系列，包括矽岩铁矿、矽卡岩铁矿、斑岩铜矿和矽卡岩铜矿等矿床类型。模式的特点是区分了各矿床类型间的不同联系——共生、过渡和叠加等形式，以及根据成矿理论在本区可能存在的但目前尚未发现的矿床类型（“新类型”），用“?”表示，列出其在成矿系列中的位置。这样，就赋予这个模式图以指导研究方向和找寻新类型矿床的意义。

以上是从不同侧面，显示区域成矿系列模型的表达方式，随着区域成矿研究工作的深入，尤其是深部地质矿化现象的逐步被揭露，上述这些模型将会进一步修改充实，以建立新的更加完善的成矿系列模型。

主要参考文献

巴斯科夫. F A. 沈照理译. 1980. 成矿规律研究中古水文地质分析. 北京：地质出版社

白瑾，黄学光，王惠初，等. 1996. 中国早前寒武纪地质及成矿作用(第二版). 北京：地质出版社，61～165

蔡克勤，陈从喜. 2000. 辽东古元古代镁质碳酸盐岩建造镁质矿床成矿系统研究. 地球科学－中国地质大学学报，(4)：346～351

曹国权，张瑞成，杨忠杰，等. 1994. 塔里木～华北地区区域地质特征. 见：程裕淇主编. 中国区域地质概论. 北京：地质出版社，99～100

陈从喜，蔡克勤，章少华. 2002. 辽东镁质碳酸盐岩建造沉积变质镁质非金属矿床成矿系列. 地球学报，23(6)：521～526

陈从喜，蔡克勤. 1998. 辽东镁质碳酸盐岩建造沉积变质镁质非金属矿床及成矿作用研究. 第六届全国矿床会议论文集. 矿床地质，(增刊)：465～468

陈从喜. 2000. 辽东早元古代镁质碳酸盐岩建造镁质非金属矿床成矿系统研究. 博士学位论文. 北京：中国地质大学(北京)

陈德潜，陈刚. 1990. 实用稀土元素地球化学. 北京：冶金工业出版社，59～114、173～183

陈光远，孙岱生，殷辉安. 1987. 成因矿物学与找矿矿物学. 重庆：重庆出版社，233～243

陈荣度，王有爵. 1994. 辽东——吉南地区早元古代裂谷演化与成矿. 见：张贻侠，刘连登主编. 中国前寒武纪矿床和构造. 北京：地震出版社，186～200

陈荣度. 1984. 一个早元古代裂古盆地—辽东裂古. 辽宁地质，2：125～133

陈学明，邓军，翟裕生，等. 1998. 凡口铅锌矿床海底热泉喷溢成矿的地质地球化学特征. 地球科学，23(6)：608～615

陈学明，邓军，翟裕生，等. 1998. 凡口铅锌矿床海底热泉喷溢成矿的物理化学环境. 矿床地质，17(3)：238～246

陈学明，邓军，翟裕生，等. 1999. 凡口铅锌矿床地球化学特征及成矿作用分析. 地质地球化学，27(1)：6～14

陈学明. 1992. 粤北地区层控矿床构造演化成矿模式和找矿预测. 北京：地质出版社

陈学明. 1996. 金属硫化物矿石中同沉积组构的成因鉴别. 矿床地质，15(1)：16～20

陈毓川，毛景文，徐志刚. 1995. 桂北地区矿床成矿系列和成矿历史演化轨迹. 南宁：广西科学技术出版社

陈毓川，裴荣富，宋天锐. 1998. 中国矿床成矿系列初论，北京：地质出版社，1～104

程小久. 1994. 同生断层控矿作用综述. 矿床地质，增刊，111～113

程小久. 1995. 沉积盆地中同生断层及对层控型 Pb-Zn-(Ba-Cu-Ag)矿床的控制. 现代地质，9(3)：343～348

程裕淇，等. 1979. 初论矿床的成矿系列问题. 中国地质科学院院报，1号，33～58

邓军，陈学明，方云，等. 2000. 粤北盆地流体系统及其矿化特征. 地学前缘，7(3)：95～102

邓军，陈学明，沈崇辉，等. 2000. 粤北晚古生代盆地压实流体的性状. 矿物岩石地球化学通报，19(3)：149～154

邓军，孙忠实，杨立强，等. 2000. 成矿流体运动系统与金质来源和富集机制讨论. 地质科技情报，19(1)：41～45

董清水，冯本智，李绪俊，等. 1996. 辽宁海城—大石桥超大型菱镁矿矿床形成的岩相古地理背景. 26(第三十届国际地质大会专集)：69～73

冯本智，等. 1995. 辽东海城—大石桥超大型菱镁矿矿床的地质特点及成因. 长春地质学院学报. 25(2)：121～124

冯本智，卢静文，邹日，等. 1998. 中国辽吉地区早元古代大型－超大型硼矿床的形成条件. 长春科技大学学报，28(1)：512～515

冯本智，邹日，谢宏远. 1993. 辽吉早元古宙裂谷带内含硼热水沉积建造与硼矿床. 见：中国地质学会矿床地质专业委员会编. 第五届全国矿床地质论文集. 北京：地质出版社，512～515

哈钦森，R W. 1992. 流体向深部渗流和矿石沉积. 国外地质科技，(5)：125～129

河北地质学院，内蒙古化工地质队. 1980. 内蒙古巴盟东升庙硫铁矿区狼山群的层序和地质构造特征. 河北地质学院学报，(2)：47～66

华仁民. 1993. 流体在金属矿床形成过程中的作用和意义——水岩反应研究进展系列综述. 南京大学学报，5(3)：351～360

姜春潮，郑绵平，王培君，等. 1994. 中国硼矿床，见：《中国矿床》编委会，中国矿床·下册. 北京：地质出版社，60～107

姜春潮. 1987. 辽吉东部前寒武纪地质. 沈阳：辽宁科学技术出版社，1～321

赖应钱. 1989. 凡口铅锌矿床硫同位素特征及其意义. 广东地质，4(4)：41～50

李佩兰. 1989. 凡口铅锌矿床成矿作用演化规律. 地质与勘探, 25(8): 9～16
李敬亚, 刘国春, 郑宝鼎. 1994. 中国滑石、菱镁矿矿床, 见:《中国矿床》编委会, 中国矿床下册. 北京: 地质出版社, 497～538
李兆龙, 许文斗, 庞文忠. 1986. 内蒙古中部层控多金属矿床硫、碳和氧同位素组成及矿床成因. 地球化学, (1): 13～23
刘德权, 唐延龄, 周汝洪. 1996. 中国新疆矿床成矿系列. 北京: 地质出版社
刘敬党. 1996. 辽东—吉南地区早元古代硼镁石型硼矿床地质特征及矿床成因. 化工矿产地质, 18(3): 207～212
卢焕章, 李秉伦, 沈昆, 等. 1990. 包裹体地球化学. 北京: 地质出版社, 200～220
缪远兴, 冉崇英. 1992. 内蒙古东升庙铅锌硫矿床海底喷流沉积成矿作用地质地球化学特征. 地球化学, (4): 375～382
倪培. 1991. 辽东半岛地质演化及金矿床的成因. 博士学位论文. 南京: 南京大学
裴荣富. 1998. 华北地块北缘及其北侧金属矿床成矿系列与勘查. 北京: 地质出版社
彭齐鸣, 许虹. 1994. 辽东—吉南地区早元古宙变质蒸发岩系及硼矿床. 长春: 东北师范大学出版社, 1～120
彭润民, 翟裕生, 王志刚. 2000. 内蒙古东升庙、甲生盘中元古代 SEDEX 矿床同生断裂活动及其控矿特征. 地球科学—中国地质大学学报, 5 (4)
彭润民, 翟裕生. 1997. 内蒙古东升庙矿区狼山群中变质"双峰式"火山岩夹层的确认及其意义. 地球科学—中国地质大学学报, 22(6): 589～594
彭润民. 1998. 内蒙古狼山炭窑口一带钾质细碧岩的发现. 科学通报, 43(2): 212～216
邱家骥, 林景仟. 1991. 岩石化学. 北京: 地质出版社, 95～102
施林道, 谢贤俊, 巩正基. 1994. 狼山—渣尔泰山中元古代裂陷槽有色金属矿床. 见: 芮宗瑶、施林道, 方如恒, 等主编. 华北陆块北缘及邻区有色金属矿床地质. 北京: 地质出版社, 121～126
孙敏, 张立飞, 吴家弘. 1996. 早元古代宽甸杂岩的成因: 地球化学证据. 地质学报, 70(3): 207～222
陶维屏, 高锡芬, 孙祁. 1994. 中国非金属矿床成矿系列. 北京: 地质出版社
陶维屏. 1989. 中国非金属矿床的成矿系列. 地质学报, 63(4): 324～337
涂光炽. 1996. 关于 CO_2 若干问题的讨论. 地学前缘, 3(3): 53～62
王东方. 1987. 华北地台北缘地质构造演化及多金属成矿带的构造控制问题. 矿床地质, 6(3): 1～9
王魁元, 赵彦明, 等. 1994. 华北陆台北缘元古宙典型铅锌矿地质. 北京: 地质出版社, 1～8, 115～164
王培君. 1996. 硼矿床含硼地层的二元结构模式. 化工矿产地质, 18(3): 201～206
王平安, 陈毓川, 裴荣富. 1998. 秦岭造山带区域矿床成矿系列、构造-成矿旋回与演化. 北京: 地质出版社
王秀璋. 1974. 东北内生硼矿床的矿物组成和矿床成因研究. 北京: 科学出版社
王舸, 李双庆, 王保良, 李家驹. 1992. 狼山-白云鄂博裂谷系. 见: 中国北方板块构造文集(六). 北京: 北京大学出版社, 16～25, 69～71
魏菊英, 王关玉. 1988. 同位素地球化学. 北京: 地质出版社, 51～84, 140～166
邬介人, 任秉琮, 黄玉春. 1994. 西北海相火山岩地区块状硫化物矿床. 武汉: 中国地质大学出版社
吴昌华, 姜春潮. 1996. 辽河群. 见:《中国地层典》编委会编著, 中国地层典·古元古界. 北京: 地质出版社, 34～35
夏林圻, 夏祖春, 任有祥, 等. 1991. 祁连、秦岭山系海相火山岩. 武汉: 中国地质大学出版社, 122～137, 183～190
徐贵忠, 边千韬, 周少平. 1998. 华北板块西北缘元古宙大型—超大型矿床形成的地质构造条件. 中国科学(D 辑), (增刊): 78～84
许志琴. 1980. 谈谈裂谷. 地质论评, 26(3): 260～264
杨海明, 苏尚国. 1992. 内蒙古狼山北侧中元古代变质基性岩特征及其成矿意义. 矿床地质, 11(2): 143～153
杨世瑜. 1990. 滇东南锡矿时空分布特征及成矿模式. 地质科学, (2): 138～140
於崇文, 岑况, 鲍征宇, 等. 1998. 成矿作用动力学. 北京: 地质出版社, 1～230
翟裕生, 邓军, 等. 1997. 大型构造与超大型矿床. 北京: 地质出版社
翟裕生, 邓军, 李晓波. 1999. 区域成矿学. 北京: 地质出版社
翟裕生, 邓军, 宋鸿林, 程小久, 彭润民. 1998. 同生断层对层控超大型矿床的控制. 中国科学, 28(3): 214～218
翟裕生, 林新多, 池三川. 1980. 长江中下游铁矿成因类型及成矿系列探讨, 地质与勘探, 3
翟裕生, 熊永良. 1988. 关于成矿系列的结构. 地球科学, 第 4 期

翟裕生，姚书振，崔彬，等. 1996. 成矿系列研究. 武汉：中国地质大学出版社

翟裕生. 1998. 古大陆边缘构造演化和成矿系统. 见：北京大学地质系编. 北京大学国际地质科学学术研讨会论文集. 北京：地震出版社，769～778

翟裕生. 1999. 论成矿系统. 地学前缘：6(1)：67～81

张根林. 1987. 滑石. 见：陶维屏主编，中国工业矿物与岩石. 北京：地质出版社，270～304

张汉文，李福东，孙南一. 1987. 秦岭式层控铅锌矿床的基本地质特征及成因. 见：中国地质科学院西安地质矿产研究所所刊（第19号）. 陕西：陕西科学技术出版社，83～96

张进红，施林道. 1992. 辽东—吉南地区和朝鲜北部元古宙铅锌矿的区域成矿条件——从裂谷晚期活动角度探讨. 有色金属矿产勘查，1(5)：268～275

张秋生. 1984. 中国早前寒武纪地质及成矿作用. 长春：吉林人民出版社，1～329

张秋生. 1988. 辽东半岛早期地壳与矿床. 北京：地质出版社，218～450

章百明，赵国良，马圆玺. 1996. 河北省主要成矿区带矿床成矿系列及成矿模式. 北京：石油工业出版社

章少华，蔡克勤，陶维屏. 1996. 豫西南镁质大理岩建造非金属矿床成矿系列研究. 北京：地质出版社

郑绵平，向军. 1989. 青藏高原盐湖. 北京：北京科学技术出版社，1～431

周永芳，等. 1988. 澳大利亚发现大型沉积成因的隐晶质菱镁矿矿床. 地质科技情报，11

朱上庆，池三川，等. 1992. 层控矿床及找矿. 北京：地质出版社

Ahmad S. 2000. Magnesite and talc deposits of Pakistan. Mineralia Slovaca, 32(6): 563～564

Benning L C, Seward T M. 1996. Hydrosuphide complexing of gold(I) in hydrothermal solution from 150 to 500℃ and 500 to 1500 bars. Geochim Cosmochim Acta , 60: 1849～1877

Bethke C M. 1985. A numerical model of compaction-driven ground-water flow and heat transfer and its application to the paleohydrology of intracratonic sedimentary basins. Journal of Geophysical Research, 90(B5): 6817～6828

Bethke C M. 1989. Modelling subsurface flow in sedimentary basin. Geologishe Rundschau. 78: 129～154

Brady J B, Cheney J T, Rhodes A L et al. 1998. Isotope geochemistry of Proterozoic talc occurences in Archean marbles of the Ruby Mountains, southwest Montana, USA. Geol Matls Res, 1(2): 1～41

Burrett C. 2000. Talc and magnesite deposits in Australia. Mineralia Slovaca, 32(6): 561～562

Carvalho I G. 2000. Talc occurrences in the state of Bahia, Brazil: a short review. Mineralia Slovaca 32. (6): 521～526

Chen Congxi and Cai Keqin. 2000. Minerogenic system of magnesian nonmetallic deposits in early Proterozoic Mg-rich carbonate formations in eastern Liaoning province. Acta Geologica Sinica, 74(3): 623～631

Condie K C. 1992. Proterozoic crustal evolution, development in precambrian geology 10. Elsevier, Amsterdam, New York, Tokyo

Crawford M L. 1981. Phase equilibria in aqueous fluid inclusions. Mineral. Assoc. Canada Short Course Handbook. 6: 75～100

Crawford M L, Filer J and Wood C. 1979. Saline fluid inclusions associated with retrograde metamorphism. Bull Mineral, 102: 562～568

Csikosova A, Novek Z and Kamenikova. 2000. Position of the Slovak magnesite on world markets. Mineralia Slovaca, 32(6): 530～532

De Loyola L C and Gondim A C. 2000. Characterization of the Parana talc deposits, Brazil. Mineralia Slovaca, 32(6): 527～529

Doe B R, Zartman R E. 1979. Plumbotectonics, The Phanerozoic. In: Barnes H L ed. Geochemistry of hydrothermal ore deposits John Wiley & Sons, Inc. , 22～70

Forrestal P J. 1990. Mount Isa and Hilton Silver-lead-zinc deposits. In: Hughes F E, ed. Geology of the mineral deposits of Australia and Papua New GuinGa (Volume 1). Australia: The Australian Institute of Mining and Metallurgy Clunies Ross House, 927～934

Furst M J. 1981. Boron in siliceous material as a paleosalinity indicator. Geochim Cosmochim Acta, 45: 1～13

Garven G. 1985. The role of regional fluid flow in the genesis of the Pine Point deposit, Westem Canada sedimentary basin. Economic Geology, 80: 307～324

Gondim A C. 2000. Magnesite and talc in Brazil related to the world context. Mineralia Slovaca, 32(6): 517～520

Grecula P, Radcanic M and Nemenikova K. 2000. Magnesite and talc mineralization in Slavokia. Mineralia Slovaca, 32(6): 533 ~ 542

Grilhaumou N. 1990. Characterization of hydrocarbon fluid inclusions by infra-red fluorescence microscopetrometry. Mineralogical Magazine, 54: 519 ~ 533

Guerstein P G. 2000. Talc deposits in the central western sector of Argentina. Mineralia Slovaca, 32(6):567 ~ 568

Harben P W. and Bates R L. 1984. *Geology of the Nonmetallics*. Metallic Bulletin Inc

Hecht L, Freiberger R, Grundmann G, et al. 1999. Rare earth element and isotope(C、O、Sr)characteristics of hydrothermal carbonates: genetic implications for dolomite-hosted talc mineralization at Gopfersgron(Fichtelgebrirge, Germany). Chemical Geology, 155(1 ~ 2): 115 ~ 130

Hochstaedter A G. 1990. Volcanism in the Sumisu rift, major elements, volatile, and stable isotope geochemistry and subduction and nonsubduction related components. Earth Planetary Science Letter, (100): 179 ~ 209

Komatina S M and Komatina M. 2000. Types of magnesite deposits in Yugoslavia. Mineralia Slovaca, 32(6):549 ~ 550

Komov I L. 2000. Magnesite raw material of Ukraine. Mineralia Slovaca, 32(6): 555 ~ 558

Liu J L, Liu Y J, Chen H et al. 1997. The inner zone of the Liaoji Paleorift: its early structural styles and structural evolution. *Journal of Asian Earth Sciences*. Elsevier Science Ltd, 15(1): 19 ~ 31

Logan R G, Murray, W J. Williams N. 1990. HYC silver-lead-zinc deposit, McArthur River. In: Hughes F E, ed. Geology of the Mineral Deposits of Australia and Papua New Guinea (Volume 1). Australia: The Australasian Institute of Mining and Metallurgy Clunies Ross House, 907 ~ 911

MacIntyre D G. 1992. SEDEX Sedimentary exhalative deposits. In: McMillan W J, Hoy T, MacIntyre D G, et al. ed. Ore deposits, tectonics and metallogeny in the Canadian Cordlllera Victoria: Queens printer for British Columbia, 25 ~ 66

McClay K R. 1991. Deformation of Stratiform Zn、Pb (barite) deposits in the north Canadian Cordillera. Ore Geology Reviews, 6: 435 ~ 462

Nasedkin V V, Efremova SV and Krupenin M T, et al. 2000. Review of talc and magnesite deposits in Russia. Mineralia Slovaca, 32(6): 551 ~ 554

Novek Z, Csikosova A and Kamenikova K. 2000. Magnesite production-threat for living environment? Mineralia Slovaca, 32(6): 569 ~ 570

Peng Q M, Palmer M R. 1995. The Palaeoproterozoic boron deposits in eastern Liaoning, China: a metamorphosed evaporite. Precambrian Research, 72: 185 ~ 197

Peng Runmin. 1999. Discovery of potassic spilite(or Poelite) in Langshan Group "Tanyaokou District, Inner Mongolia, China. Chinese Science Bulletin, 44(6): 563 ~ 567

Plumb K A, Ahmad M, Wygralak A S. 1990. Mid-Proterozoic basins of the North Australian craton——regional geology and mineralisation. In: Hughes F E. ed. Geology of the mineral deposits of Australia and Papua New Guinea (Volume 1). Australia: The Australasian Institute of Mining and Metallurgy Clunies Ross House, 881 ~ 902

Prasannakumar V and Nair P K P. 2000. Tectonic controle of magnesite mineralization in Bhavani shear zone, South India. Mineralia Slovaca, 32(6): 565 ~ 566

Radivanec M, Prochaska W and Nemeth Z. 2000. Preface of IGCP443 Intruductory Newsletter. Mineralia Slovaca, 32

Roedder E. 1977. *Fluid inclusions as tool in mineral exploration*. Econ Geol, 503 ~ 525

Roedder E. 1984. Fluid inclusions. Reviews in mineralogy, 12: 434 ~ 442

Smity J R, Taylor B, Malahoff A, Petersen A. 1990. Submarine volcanism in the Sumisu rift, IzuBonin arc: submersible and deep tow camera results. Earth and Plane. Science Letter, 100: 148 ~ 160

Spooner E T C. 1981. Fluid inclusion studies of hydrothermal ore deposits. Fluid inclusions: Applications to petrology, 6: 209 ~ 240

Wang A J, Peng Q M and Palmer M R. 1995. Salt dome-controlled sulfide precipitation of Paleoproterozoic Fe-Cu sulfide deposits, Eastern Liaoning, Northeastern China. Economic Geology, 1: 1 ~ 14

Zhai Y S, DengJ, PengR M. 1997. Some major mineral deposits in China: their tectonic setting and deposit model characteristics. *Proc. 30th Int'l. Geol. Congr*, 9: 367 ~ 379

Genesis and structure of major metallogenic series of China

ABSTRACT

Metallogenic series is an academic idea (concept) for studying regional metallogeny in the sciences of mineral deposits, which is using the viewpoint of systematic and evolutional theory to study the natural association of mineral deposits of different stage in the development of geohistory under special geological structural setting through metallogenic processes. Taking a series of ore deposit types, which have temporal, spatial and genetic relationship, occurred in a certain regional geological event as a whole, metallogenic series research is of significance both to recognition of regional metallogeny and to mineral prospect.

This research focused on three typical metallogenic series of China. The first one is the famous Mesoproterozoic SEDEX Langshan-Zhaertaishan ore belt, which is the oldest SEDEX ore belt in China including many large Cu, Pb, Zn, Au, S ore deposits. The second one is Mg-rich Mg-B metallogenic series distributed in Liaoning and Jilin province. This area is very abundant in Mg, B mineral resources and the metallogenic series there is the oldest one related to evaporite facies. The third is the typical superimposed metallogenic series in Yuebei Basin, northern Guangdong province, where also occurred many large and super-large ore deposits.

The main objective of the research includes two aspects. ①Investigate tectonic setting and formation processes of some important metallogenic series, development degree of different ore deposit types in the series and controlling factors, find out temporal, spatial and genetic relationships between different deposit types, construction structural model of metallogenic series; ②Taking the submarine SEDEX metallogenic series, Mg-B metallogenic series and superimposed metallogenic series as examples, illustrate their controlling factors, forming processes, metallogenic mechanism and product series. Analyze the potential to find new commodities, new deposit types, large ore deposits and high-grade ores to provide scientific basis for regional mineral resource assessment.

The main achievements of this research are as follows:

1 Hydrothermal exhalative sedimentary Pb-Zn-Cu-Au-S metallogenic series in Lanshang area

1) Metamorphic bimodal volcanic rock layer is identified in the Dongshengmiao ore deposit. Potassium spilite and acidic volcanic rock interlayers were discovered for the first time in the Tanyaokou deposit. The volcanic rock also shows bimodal characteristics. All of these volcanic layers occurred under the ore layer indicates that volcanism may provide heat, fluid and part of materials for mineralization. These new discoveries give evidence to construct near volcanic

hydrothermal exhalative sedimentary model of the Lanshang type polymetal ore deposit.

2) A thorough study on activities and ore-controlling processes of synchronous faults in the Langshan-Zhaertaishan ore belt was carried out during the research program. Synchronous faults activated in multistage and showed a close relationship with volcanism. Differences in scale, activity frequency and duration of synchronous faults cause different scale and ore commodities of the ore deposit. Synchronous faults in different scale controlled both regional mineralization and local ore-formation.

3) Comparison with some same type ore deposits abroad indicates that mineralization in Langshan-Zhaertaishan is very special in volcanic activities. Comparison between the Zhulazhaga gold deposit with the Huogeqi and the Tanyaokou Cu, Pb, Zn, S deposit shows that they are similar in ore-bearing formation, tectonic setting, occurrence of ore bodies and synchronous fault activities. So the Zhulazhaga deposit can be included into the Langshan type submarine hydrothermal exhalative sedimentary Cu, Pb, Zn, Au, S metallogenic series. This view enlarge commodity scope and spatial distribution of the Langshan type SEDEX metallogenic series.

2 Mg-rich carbonate related Mg-B metallogenic series in the Liaodong Rift

1) The history of occurrence, development and closure of the Liaodong rift, Liaoning and Jilin province, was reconstructed. Put forward the idea that large scope of Mg-rich carbonate related ore deposits occurred in the Liaohe Group in the Liaodong rift evolved consistently with the formation and development of the Liaodong Rift.

2) Factors controlling mineralization strength of different ore deposit types are confirmed. Early Proterozoic rift setting in Liaodong area influenced ore-forming materials, fluid source and heat supply. Among them, evaporite rocks and evaporation distinguish this series form other metallogenic series.

Different with most other metallogenic series, there are many ore deposit types in Mg-B metallogenic series in Liaodong area, ore deposit scale are different and show complementary feature between different commodities. The representative example is complementarity, transition and transformation between magnesite ore deposit and talc deposit. This may caused by change of mineralization microenvironment.

3) Evaporative deposition and metamorphic hydrothermal reformation is the basic ore-forming processes of magnesite ore deposit. Large amount of stromatolith found in magnesite ore beds indicates biogenic mineralization during ore-forming processes. Gypsum layers found in the lower part of the magnesite ore beds give direct evidence for evaporative genesis. Considering modern sabakha model for magnesite, evaporative deposition genesis of magnesite ore deposit in Liaodong area is brought forward. While talc ore deposit is the product of reformation of Mg-rich carbonate formation by structural-fluid reformation.

4) Mineralization features of boron deposits in Liaodong area are studied in detail. Comprehensive study on structure, fluid, alteration and mineralization zoning show that boron deposits in Liaodong area is the result of volcanisum, sedimentary and metamorphism. Boron was firstly enriched by volcano-hydrotherml fluid and regional metamorphism made it reform and more

enriched.

5) A further study on the internal structure of Mg-B metallogenic series in Liaoji area is made based on the above research. Concepts such as homologue, paragenesis, superposition and transformation are put forward. Two sub-metallogenic series are established. A primary two-stage ore-forming model was set up, including early stage evaporative deposition, volcanism and hydrothermal deposition and late stage regional metamorphism reformation.

3 Hydrothermal sedimentary polymetal metallogenic series of the Yuebei Basin

The Yuebei Basin in northern Guangdong province, a structural superimposition belt, is an important component of Hercynian-Indonisian sedimentary basin in Southern China. Affected by strong extension of and palaeo-Tethys rift and the west Pacific rift, two important heat events happened in late Paleozoic in the Yuebei basin, e. g., the early stage of middle-late Devonian submarine volcanism and late stage of early Carboneferous hydrothermal activities and basic magmatic intrusion. So submarine volcanic exhalative system, submarine hydrothermal circulation system and compaction fluid system occurred in the Yuebei basin. So cause the generation of lots of important Zn, Pb, Cu, Fe, S ore deposits including the Dabaoshan, Fankou and Hongyan ore deposit.

1) According to the study on basin evolution, ore deposit geology, fluid inclusion, isotope geochemistry, the Yuebei basinal fluid system are divided into four sub-fluid systems, including middle Devonian to early stage of late Devonian submarine volcanic exhalative subsystem in Dabaoshan area, late stage of early Carboniferous submarine hydrothermal subsystem in Fankou area, compactional fluid subsystem in subsidence period developed in the whole basin and Indonisian-Yanshanian gravitational fluid subsystem.

2) Based on the comprehensive study on structure, fluid, alteration and mineralization zoning of the Fankou ore deposit, submarine hot spring vent and fluid migration direction are confirmed (combination structural analysis with fluid inclusion analysis). This provided new evidence to ascertain superimposion feature of the Fankou ore deposit.

3) Major ore deposit in the Yuebei basin and its neighboring area occurred in the Hercynian cycle upon Caledonian unconformity surface in Southern China. Most of them located in the transitional zone between lower clastic formation and upper carbonate formation. This is because that clastic formation favorable migration of fluid and carbonate formation is rich in H2S. So combination of lower clastic formation and upper carbonate formation constitute one of most favorable ore forming environments.

4) Comprehensive study shows that mineralization in the Yuebei basin is controlled by structural movement, basin evolution and ore-forming activities. The Dabaoshan polymetal deposit is related with submarine volcano-sedimentation and superimposed by late magmatic hydrothermal events. The Fankou Pb, Zn, Ag deposit shows close relationship with submarine hot spring exhalation. While the Hongyan pyrite ore deposit is closely associated with compactional fluid generated during diagenetic process.

5) Based on thorough research on typical ore deposit and basin evolution, superimposed

metallogenic series from late Paleozoic to Mesozoic is ascertained in the Yuebei basin. The series includes three subseries: ①basinal hydrothermal and volcanic exhalation metallogenic subseries (including Hongyan, Fankou and Dabaoshan Cu, -Pb-Zn-Fe deposit), ② Hercynian hydrothermal and Yanshanian magmatic hydrothermal metallogenic subseries (porphyry Mo deposit and skarn type W-Mo deposit near Dabaoshan) and ③Hercynian hydrothermal and Yanshanian magmatic hydrothermal metallogenic subseries (compound ore bodies in northern part of the Dabaoshan ore deposit). A preliminary model of Pb, Zn, S, Cu polymetal compound metallogenic series was established in the Yuebei basin.

4 Structural models of metallogenic series

1) The internal structures of metallogenic series including material structure, temporal structure and spatial structure are analyzed with examples. Some concept about metallogenic series are brought forward, such as homologue, diversity, intergrade, complementarity, zonation, paragenesis, intensivism, multi-phase and superposition of metallogenic series. Also the reasons for these phenomena are explained.

2) Factors controlling diversity of ore deposit types in a metallogenic series are summarized initially. These factors include ① enough ore-forming materials, ② unobstructed and long-duration hydrothermal circulation system, ③multiple ore-forming mechanism, ④multi-stage ore-forming processes and ⑤durable and stable ore-forming processes.

3) A new classification of metallogenic series was made according to temporal duration and ore-forming processes: ①long time mineralizing type, e. g., sedimentary or biosedimentary metallogenic series. ②Brevity mineralizing type, e. g., volcanic effusion metallogenic series, which underwent a long preparation time, but the ore deposit located in a very short time. ③ Disaster mineralizing type, e. g., the Sudbury Ni-Cu deposit in Canada, which occurred suddenly after an aerolite impact event, so both the preparation time and location time of the ore deposit is very short. ④ Multistage mineralizing type, e. g., green-stone type gold deposit, which underwent multistage preparation and enrichments. ⑤ Early form but late located mineralizing type, in which ores formed in early time but the deposit located in late time, e. g., Finsch and Kimberly diamond deposit in kimberlite tube, some diamonds are formed before 3. 1 Ga in mantle environment, but the deposits are located in kimberlite tube which are intruded at 120 Ma.

4) Example analysis shows that well coupling of ore-forming factors is the prerequisite for the formation of large and super-large ore deposit. These factors includes continuous supply of ore-forming material, fluids and heat, compact structure of ore-forming material field, medium field and depositional field, suitable onset of mineralization, stable and continuous ore-forming function and good preservation condition. Large and super-large ore deposit usually occurred in the center of multiple ore-forming events in space and in the main ore-forming epoch during a long time ore-forming processes. Multiple mineralization and superimposition in the same space is one of the most important factors controlling the formation of large and super-large ore deposits.

5) Preliminarily point out that there may several relationships between different metallogenic

series, including ① transitional relationship, ② associating relationship, ③ successive and transformational relationship, ④evolutionary and replacing relationship, ⑤broken and bifurcating relationship and ⑥ superimposition relationship. Research on relationship between different metallogenic series should be one of the most important research programs.

6) Main contents of study on metallogenic series model are summarized and principles and key points for establishing metallogenic series are brought forward in the book. Also typical metallogenic series model of the Middle and Lower Reaches of the Yangtze Rive is listed for examples.