

单位代码: 10183

学 号: 2001611001

吉林大学博士学位论文

李 基 宏

分类号: P618.4

密级 无

辽宁青城子铅锌银金矿集区成矿条件与成矿预测

Study on Ore-forming Conditions and Mineral Resource
Assessment of Lead-Zinc-Silver-Gold metallogenic belt in
Qingchenzi, Liaoning Province

李基宏

指导教师姓名 冯本智 职称 教授 单位 地球科学学院

专业名称 矿物学、岩石学、矿床学

论文答辩日期

授予学位日期

答辩委员会主席

论文评阅人

2005 年 4 月

未经本论文作者的书面授权，依法收存和保管本论文书面版本、电子版本的任何单位和个人，均不得对本论文的全部或部分内容进行任何形式的复制、修改、发行、出租、改编等有碍作者著作权的商业性使用（但纯学术性使用不在此限）。否则，应承担侵权的法律责任。

内 容 提 要

元古宙金及多金属矿床的找寻和理论研究是当前矿床及矿产勘查研究的前沿领域。辽吉地区是华北地台古元古代层状岩系及金、铅锌、铜钴等矿床发育区，特别是在其中部的青城子铅锌银金矿集区中，赋存大、中型铅锌矿 12 个、银矿 1 个、金矿 4 个，已探明铅锌储量 150 万吨、金 200 余吨、银 1100 余吨，且仍具较好找矿远景。本文以青城子矿集区为对象，从成矿背景入手，深入分析铅锌、银、金矿床的地质地球化学特征，系统探讨成矿地质条件及控矿机制，总结成矿规律，建立成矿模型，并对矿集区的找矿远景进行了研究。研究成果对指导区域金及多金属成矿预测具有重要意义，可供矿床及矿产勘查领域科研、生产和教学人员参考。

吉林大学博士学位论文原创性声明

本人郑重声明：所呈交学位论文，是本人在指导教师的指导下，独立进行研究工作所取得的成果。除文中已经注明引用的内容外，本论文不包含任何其他个人或集体已经发表或撰写过的作品成果。对本文的研究做出重要贡献的个人和集体，均已在文中以明确方式标明。本人完全意识到本声明的法律结果由本人承担。

学生论文作者签名：

日期： 2005 年 月 日

《中国优秀博硕士学位论文全文数据库》投稿声明

研究生院:

本人同意《中国优秀博硕士学位论文全文数据库》出版章程的内容,愿意将本人的学位论文委托研究生院向中国学术期刊(光盘版)电子杂志社的《中国优秀博硕士学位论文全文数据库》投稿,希望《中国优秀博硕士学位论文全文数据库》给予出版,并同意在《中国博硕士学位论文评价数据库》和 CNKI 系列数据库中使用,同意按章程规定享受相关权益。

论文级别: ☐ 硕士 ☒ 博士

学科专业: 矿物学、岩石学、矿床学

论文题目: 辽宁青城子铅锌银金矿集区成矿条件与成矿预测

作者签名:

指导教师签名:

年 月 日

作者联系地址(邮编): 长春市建设街 2199 号 130061

作者联系电话: 0431 - 8502131

目 录

前 言	1
第一章 成矿地质背景	6
第一节 大地构造背景	6
第二节 古元古代含矿地层	7
一、变质地层系统及岩石组合	8
二、原岩建造及沉积环境	9
三、变质作用特征	9
四、含矿变质地层的形成时代	10
第三节 成矿构造背景	11
一、古元古代裂谷带的构造特点	11
二、区域隆滑构造与岩浆核杂岩	12
三、矿集区的褶皱和断裂构造	15
四、中生代岩浆—构造活动	17
第四节 岩浆岩	18
一、花岗质岩石	18
二、中生代花岗岩	19
三、基性侵入岩	19
第二章 典型矿床特征	21
第一节 小佟家堡子金矿床	22
一、矿床地质	22
二、矿化带特征	26
三、矿体形态、规模和产状	26
四、矿石组成及组构	28
五、矿石中金的赋存状态	31
第二节 高家堡子银矿床	32
一、矿床地质	32
二、矿化带特征	33
三、矿体形态、规模和产状	34
四、矿石组成及组构	36
第三节 青城子铅锌矿床	41

一、矿床地质	41
二、矿体特征	42
三、矿石组成及特征	45
四、矿石结构、构造	48
第四节 矿床地球化学	49
一、稳定同位素地球化学	49
二、稀土元素分配特征	57
三、流体包裹体特征	59
第三章 成矿控制条件与成矿规律	63
第一节 裂谷控矿条件	63
第二节 构造控矿条件	66
一、韧、脆性断裂构造与成矿	66
二、褶皱构造与成矿	73
第三节 含矿建造控矿条件	73
一、含矿建造形成时期的热水沉积及成矿作用	74
二、含矿建造为金—多金属矿床的迭加改造提供了物质来源	80
第四节 岩浆活动对金、银、铅锌矿床的成矿控制	82
第五节 区域成矿规律及演化	84
一、矿床的空间分布规律	85
二、矿床的时间分布规律	85
三、成矿物质来源	86
四、成矿作用的多样性和多期性规律	87
第六节 铅锌、银金矿床形成机制	88
一、古元古代晚期的海底喷流、热水作用与成矿	90
二、区域变质作用及变形作用与成矿	90
三、中生代构造—岩浆活动叠对矿床（矿体）的改造	91
第四章 成矿远景预测	92
第一节 青城子矿集区的找矿标志及评价准则	92
第二节 青城子矿集区找矿远景评价	93
一、预查阶段	94
二、普查阶段	95
三、近期主攻找矿目标	97
结 束 语	99

主要参考文献 101

攻博期间发表的学术论文及其他成果 110

摘 要 1

Abstract 5

前 言

当前,矿产勘查学和矿床学研究领域出现两个备受关注的焦点问题:一是成矿模型的建立、改进和逐步完善,目的在于确定找寻什么类型的矿床;二是区域成矿学分析,研究区域成矿地质构造背景、成矿控制条件、成矿过程和成矿演化,阐明一定地域内有关联的各种成矿现象的时空分布规律,以解决到何处找矿的问题。对于前一个问题,国内外有关学者已经提出了相当数量的、比较公认的矿床模型,包括矿床成因模型、矿床产出模型和矿产勘查模型等,一些资源丰富的国家,如美国、俄罗斯、澳大利亚、加拿大和中国等,还出版了系统的综合性矿床地质和矿床模型汇编,对各主要矿床类型和实例进行了详细论述。第二个问题是要阐明各种矿床类型和矿床模型形成、分布的地质构造背景和环境,近年来国内外地质学家们研究和总结了不少重要成矿区带的地质成矿特征,发表了大量有关专著和论文;国内一些著名专家,如程裕淇、陈毓川、翟裕生等,还创立和发展了矿床成矿系列的学术理论和方法,从四维空间研究成矿作用的规律,它将矿床类型间的内在联系与区域成矿环境、条件、背景及其演化结合起来,探索地球发展过程中成矿作用的时空、物质组份及分布规律,从而提高对全球地质成矿规律的认识,以便更有效地指导成矿预测,促进矿产资源勘查工作的顺利开展。矿床成矿系列学术理论与方法的创立,为区域成矿学的发展和提高提供了科学依据,被认为是矿床研究和矿产勘查研究领域的一个重要进步。

古元古代是一段漫长的地质历史时期,是地壳演化由太古带克拉通向刚性地块发展的转折时期。Cordani 等(1988)利用 Rb/Sr 比值和 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 同位素地球化学,对巴西地盾地壳生长进行的研究表明,古元古代地壳生长要占 55%,表明古元古代是陆壳生长的最重要时期。在古元古代时期,伴随地壳的生长和演化,出现了各种地质事件,包括大规模的裂谷作用和板块间的汇聚碰撞,这些构造活动为多种类型矿产资源的形成提供了极为有利的条件,致使元古宙成为世界上大型、超大型 Fe、Mn、Pb、Zn、Cu、Ni、Au、U、P、B、Co 和稀土元素矿床的主要成矿期;尤其是近 20 多年的最大找矿突破,也是在元古代地层建造中,更加激起了人们的研究兴趣,使对古元古代地质及成矿作用的研究成为当前矿床学和矿产勘查学研究的前沿领域。

辽东、吉南是华北克拉通北缘东段元古宙层状岩系较为发育地区,这些层状岩石被认为是在古元古代时期裂谷海槽沉积产物经绿片岩相—角闪岩相变质变形作用改造形成。伴随这些层状岩石的沉积、变质变形及岩浆—构造活动的叠加,形成丰富而且重要的金、铅锌、铜钴、硼等矿床。国内外学者近年来对该裂谷带内的矿床进行了大量勘查

与研究工作，并不断获得新的进展。本人有幸跟随导师参与“辽东——吉南古元古宙成矿带成矿构造背景与成矿规律、成矿预测研究”（地调局“华北地台成矿规律与找矿方向综合研究”项目的课题之一）的研究工作。该项目研究的目的在于通过研究揭示辽吉古元古宙成矿带中铜钴、金、银、硼、菱镁矿等类型矿床的成因类型构成及其相互关系、构造——成矿旋回与演化；科学评价辽吉古元古宙成矿带大型金、多金属矿集区的工业意义及其找矿潜力。在项目研究中，有条件对青城子矿田开展比较详细的研究工作。青城子铅锌银金矿集区地处辽吉裂谷增生体内，在青城子矿田约 20 平方公里内，分布大中型铅锌矿床 12 个，累计探明储量 150 万吨，包括青城子、榛子沟、南山、喜鹊山、本山、甸南矿床等，其中的青城子铅锌矿是一个已有 400 年开发历史的老矿山；近 10 余年内发现大型银矿床 1 处（高家堡子）、大型金矿床 4 处（小佟家堡子、白云、杨树、刘家等金矿床），并具有较好找矿前景。

在导师指导下，选择当前矿床学与矿产勘查领域的热点问题——“辽宁青城子铅锌银金矿集区成矿条件与成矿预测”研究为题，以辽吉古元古宙成矿带中的青城子矿田为对象，以成矿背景、成矿条件及其成矿演化为基本内容，探讨区域成矿的物质基础和时空结构，阐明区域矿床的形成和分布规律，对科学评价青城子铅锌银金矿集区的工业意义及其找矿潜力、指导区域金及多金属矿产资源的成矿预测具有重要意义。

作者自 2002 年起对该矿田进行了研究，对该矿田中青城子铅锌矿、高家堡子大型独立银矿床和小佟家堡子、白云、杨树、桃源等金矿床进行了室内、外研究。博士论文在上述研究基础上，结合前人成果，选择目前仍然存在较大分歧的矿床成因与矿床控制条件为重点，对该矿田的构造环境、含矿建造及其变质变形特征、金—多金属矿床地质、地球化学特征、成矿控制条件和矿床成因进行了综合研究，建立了成矿模型并进行了成矿预测。历经两年半的探索研究，形成了较系统的认识，并取得如下成果：

1. 青城子铅锌银金矿集区地处华北陆台辽—吉裂谷增生体内，该裂谷带位于太古代龙岗地块和狼林地快之间，地处古亚洲洋构造域和环太平洋构造域的叠置部位，是在太古代基底上古元古代期间地壳拉张裂解—快速沉降—回返挤压形成的陆间裂谷。辽—吉裂谷在古元古代的时期的沉积（包括海底热水喷流沉积）成岩作用、在古元古代末期（吕梁运动）的变质变形作用、在中生代时期的岩浆——构造活动，为青城子矿集区铅锌、银、金矿床的形成提供了重要的区域构造动力学条件。

2. 矿集区内出露的地层主要是辽河群的浪子山组、大石桥组和盖县组，属一套含碳质较高的泥岩、泥沙岩、不纯碳酸盐岩以及与海底热水喷流作用有关的硅质岩，经绿片岩相—角闪岩相变质变形作用改造的浅粒岩、大理岩和片岩互层组合带。由于它们与铅锌、银、金等矿床的形成存在时间、空间及物质成分上的密切联系，主要表现为这些矿床都产出在特定岩相和特定岩性组合中，且其不同层位控制不同类型矿床的产出，故称“含矿建造”。含矿建造控矿的实质是因为含矿建造的某些特定层位在成矿物质来源，成矿环

境方面具有某种特性(如含矿建造的某些层位中含有较高成矿元素背景且易于活化;含较高有机碳质及黄铁矿等能够造成特殊环境的物质;以及易破碎变形、有利热液蚀变和成矿作用发生等),这种特性为青城子矿集区铅锌、银、金矿床的形成提供了重要地质前提。

3.位于辽吉古元古代裂隙槽轴部、三家子~方家二级盆地边缘的同生断裂具有多期活动历史,它的形成与演化对青城子矿集区铅锌、银、金矿床的形成具有重要控制作用。沿同生断裂构造发育的一系列富含硅质、铁质或富含碳质、硅质,以及电气石、钠长石等特征的热水沉积岩,显示断裂活动为富含 Au、Pb、Zn、Ag 等成矿元素的热水喷流沉积活动提供通道,在高家峪组和大石桥组、盖县组地层形成时,出现层纹状的热水沉积或喷流岩,这些热水沉积以富硅、硼为特征。由于热水活动创造的还原环境,CO₂ 分解加之喷口附近以化能自养为基础的生物群活动,使热水沉积岩乃至正常的粘土一半粘土沉积和碳酸盐岩沉积物中均富含碳质。同时生物分解作用使海水中的硫酸盐转化为还原硫,导致在这一时期的沉积物中普遍含有黄铁矿等硫化物。伴随同生断裂活动,热水喷流作用还将地壳深部或下伏太古宙地层中的 Au、Pb、Zn、Ag 等成矿元素带入海盆,分散沉积于热水沉积岩或正常沉积物中,形成金及有色金属的初始层状矿层或矿源层。由于同生断裂在不同时期出现活动性质及强度上的差异,导致形成不同的含矿建造,控制不同元素组合特征的矿床产出。在高家峪组上部、大石桥组下部、中部,碳酸盐岩的同生角砾状构造广泛发育,而且相关的矿床也以铅锌多金属矿床为特征;在大石桥组上部、盖县组下部,出现硅质岩等热水沉积岩,相关的矿床以金、银为主,铅锌多金属矿床为辅的特征。表明同生断裂构造是青城子矿集区铅锌、银、金矿床形成的重要条件,它的形成与演化为青城子矿集区铅锌、银、金矿床的形成提供通道、场所和成矿动力学条件。

4.青城子铅锌矿赋存于高家峪组和大石桥组,由大小 200 多条矿体组成,分布于榛子沟、南山、喜鹊山、本山、甸南等 12 个大中型铅锌矿床中,累计探明储量 150 万吨,它以矿床分布较集中、成矿地质特征典型而引起了许多地质工作者的重视。区内的铅锌矿体主要产出于五个储矿层中,由下而上为:①高家峪组泥砂质岩夹基性火山岩建造;②大石桥组一段下部动荡潮坪环境的大理岩、变粒岩及浅粒岩互层带;③大石桥组三段下部大理岩、金云夹云母片岩及薄层变粒岩带;④大石桥组三段中部块状透闪白云石大理岩、条带状白云石大理岩夹浅粒岩薄层带;⑤大石桥组三段上部方柱石大理岩夹薄层透闪片岩、透闪变粒岩带。铅锌矿床之间在空间分布上具有方向性和等间距及分带性的特点。矿体按形态大致可分为层状、似层状矿体(榛子沟式矿体)和不规则的脉状、囊状矿体(本山式矿体)两类,层状矿体主要赋存在容矿变质岩系的中上部,而脉状矿体分布在中下部,呈现出“下层上脉”的矿体分布规律;矿石矿物以简单硫化物为主,主要矿物有黄铁矿、方铅矿、闪锌矿、毒砂、磁黄铁矿、白铁矿、辉钼矿、黄铜矿,此外尚有磁铁矿、辉铜矿、黝铜矿,辉银矿、银黝铜矿、白钨矿等,脉石矿物以方解石、白

云石、石英为主，次为云母类矿物。矿石结构、构造比较复杂，既保存了残余的原始沉积、成岩，成矿的特点，又有较多的后期变质和热液改造的结构构造特征，不同的矿石结构构造在同一矿床中同时出现，显示着矿床经历了多期成矿及改造作用的特点。

5.金矿床在青城子矿集区具有较大前景，目前已探明金储量超过 200 吨，矿床矿体主要赋存于大石桥组顶部与盖县组接触部附近的大理岩、浅粒岩、云母片岩夹硅质岩互层带中。以小佟家堡子大型金矿床为例，金矿体呈似层状、扁豆状赋存于大石桥组三段四层中部条带状白云石大理岩顶部与上部石榴砂线石黑云片岩之间、三段四层上部石榴石砂线石黑云片岩与三段五层之间、三段五层上部与盖县组地层接触带的成矿断裂中，构成三个矿化层位。矿类型包括硅质岩型、破碎带蚀变岩型、硅化大理岩型及石英细脉型等。金矿石矿物成份简单，金属矿物含量较少，仅占 4.15%；主要矿石矿物为黄铁矿，约占 2.66%，其次为毒砂，约占 1.2%，此外见少量的闪锌矿、方铅矿、黄铜矿和微量的黝铜矿、磁黄铁矿，有用矿物为金银矿、银金矿；脉石矿物主要为白云石、石英，少量的绢云母、石墨。矿石构造为层纹构造、浸染状构造，其次细脉浸染构造、细脉状构造和环状构造；矿石呈自形粒状结构、它形粒状构、包含结构、压碎结构、交代结构、交代残余结构等。矿床地质、地球化学特征研究表明，该矿床的形成既与沉积作用有关，又遭受后期变质变形及热液的迭加改造。

6.银矿床属于青城子矿集区具有较大找矿潜力的类型，目前已探明银储量超过 1100 吨，矿床矿体主要赋存于大石桥组顶部与盖县组接触部附近的大理岩、浅粒岩、云母片岩夹硅质岩互层带中。以高家堡子银矿大型银矿床为例，矿体呈似层状、扁豆状赋存与在大石桥组三段四层中部条带状白云石大理岩顶部与上部石榴砂线石黑云片岩之间、上部石榴石砂线石黑云片岩与三段五层之间、三段五层下部、三段五层下部上部与盖县组地层接触带，矿体赋存于地下赋存于地下 200 米，构成四个矿化层位。矿石矿物成分比较复杂，主要矿石矿物有黄铁矿、毒砂、方铅矿、闪锌矿；次要金属矿物为白铁矿、磁黄铁矿、黄铜矿、黝铜矿、银黝铜矿等；微量金属矿物为自然银、银金矿、脆银矿、辉银矿等；脉石矿物主要为石英、绢云母、绿泥石、石墨、白云石、方解石。矿类型包括破碎带蚀变岩型、硅化大理岩型及石英细脉型等，总体以前两种类型为主；较大型矿体常有多种类型复合，如浅部的硅化大理岩型延深过渡为破碎带蚀变岩型等；硅化大理岩型矿石中金属矿物含量较低，蚀变岩型及石英细脉型矿石中金属矿物含量相对较多，方铅矿、闪锌矿及银矿物较常见。矿石结构包括隐晶质-细粒他形晶、自形-半自形晶、填隙、乳浊状(交代成因)、镶边、扩大再生长环边、胶状、包含、熔蚀交代、交代残余、放射花瓣状、定向压碎、等粒压碎、不等粒压碎等类型；矿石构造多为条带状、揉皱状、晶洞晶簇状、角砾状、缝合线状、环带状、浸染状等，其中浸染状可以分为细脉浸染状、稀疏浸染状、稠密浸染状等类型；脉状构造包括细脉状、网脉状、雁列脉状等类型。矿床地质、地球化学特征研究表明，该矿床形成既与沉积作用有关，又遭受后期热液的迭

加改造。

7.综合研究结果表明,青城子矿集区中的铅锌、金、银矿床总体为以热水沉积—变质为主,并经过变质热液迭加改造的层控矿床,部分金、银矿床还遭受到中生代岩浆—构造作用的改造;从总体看,这些矿床是在统一成矿地质景下,于不同成矿演化阶段、成矿空间部位和构造、围岩条件下形成的在时间、空间上有密切联系,成因上有亲缘关系的一组矿床。矿集区中铅锌、金、银矿床的形成受古元古代海底喷流—热水沉积作用、吕梁运动时期的区域变质及韧性变形作用和中生代岩浆—构造作用的综合控制(但各因素对不同矿床的作用存在差异),它们构成青城子矿集区中的铅锌、金、银矿床的成矿地质条件。其中沿三家子~方家二级盆地边缘的同生断裂的热水喷流作用将地壳深部或下伏太古宙地层中的 Au、Pb、Zn、Ag 等成矿元素带入海盆,分散沉积于热水沉积岩或正常沉积物中,形成金及有色金属的初始层状矿层或矿源层,为铅锌、金、银矿床的形成奠定了物质基础;由于不同时期同生断裂活动强度的差异,导致不同部位出现不同的成矿元素组合与含量,控制形成不同类型的矿床;吕梁运动时期含矿建造的变质及韧性变形作用,使含矿建造内的初始层状矿层或矿源层中的成矿物质发生重结晶形成层状矿体(如大部分铅锌矿体等),或使成矿物质随变质热液迁移、富集,并在韧性断裂内或褶皱核部的次级裂隙中形成似层状、脉状和囊状矿体;中生代的岩浆—构造作用对部分金、银矿床进行了叠加改造。青城子矿集区中铅锌、金、银矿床的形成体现了矿床形成的长期性和复杂性,并为我国元古宙成矿作用研究提供了一个不可多得的新矿例。

8.根据青城子矿集区不同地段各控矿条件的发育程度,矿化信息和标志的有利程度,特别一些主导控矿因素的发育程度、直接找矿标志的有利度等预测准则,确认本区金、银矿和铅锌矿床仍有较好的成矿远景:青城子矿集区具备一个覆盖全区的金低缓异常,尚有找到一定规模大型金矿的潜力;银(金)矿的发现是近几年的事,并已取得重大突破,在该成带内不同地段尚存在明显有利的银矿找矿条件,也有较好的化探异常显示,表明仍有发现或找到新的银矿床的潜力;目前开采利用的铅锌矿床主要集中于青城子矿集区中、西部、属大型矿床,与辽吉成矿带东部朝鲜检德大型或超大型矿床形成条件对比,找到新的大矿床有一定难度,但就现有的物化探成果资料看,找到中小型矿床或一些工业矿体尚有潜力。此外,根据已有地质、物探、化探成果资料,对下一步的筛选矿致异常、确定找矿靶区、进行深部验证和寻找隐伏矿体工作提出了建议。

在论文编写过程中援引了一些作者公开或未公开发表的研究成果,未能一一征得作者的同意,谨此致歉。限于作者的能力和水平,报告中肯定存在诸多不足之处,敬请各位专家和同行批评指正。

第一章 成矿地质背景

第一节 大地构造背景

青城子铅锌银金矿集区地处华北陆台辽—吉裂谷增生体内，该裂谷带位于太古代龙岗地块和狼林地块之间，地处古亚洲洋构造域和环太平洋构造域的叠置部位，是在太古宙基底上古元古代期间地壳拉张裂解—快速沉降—回返挤压形成的陆间裂谷，呈近东西向分布（图 1-1）。其北缘以辽阳—通化断裂为界，与龙岗地块（太古宙克拉通基底）相接；南部在庄河附近向南经石城岛、长山岛与胶东古元古代地层相连或与狼林地块（太古宙克拉通基底）相接；空间上西起郯庐断裂，向东经盖县、宽甸、桓仁进入吉林南部集安、临江、长白，延续至安图两江。辽—吉裂谷带向南折入朝鲜清津、金策，终止于日本海。辽—吉裂谷带内出露的古元古代地层主要是辽河群、集安群和老岭群，原来的辽河群可划分为南辽河群和北辽河群。它们分别由砂岩—泥质岩—火山岩组合和砂岩—泥质岩—碳酸盐岩组合构成，其中的火山岩属钙碱性——碱性系列，以中酸性火山岩（熔岩、凝灰岩）为主，夹少量玄武岩与超基性熔岩，局部出现基性岩——酸性岩的双峰式火山岩。带内的古元古代地层经历了低绿片岩相、高绿片岩相和角闪岩相递进区域变质作用的改造，变质相自成矿带两侧向中央依次升高，沿韧性剪切带发生动热退化变质作用，其变形型式基本表现为早期拉张变形和晚期挤压变性，前者包括层内褶皱、滑脱型韧性剪切

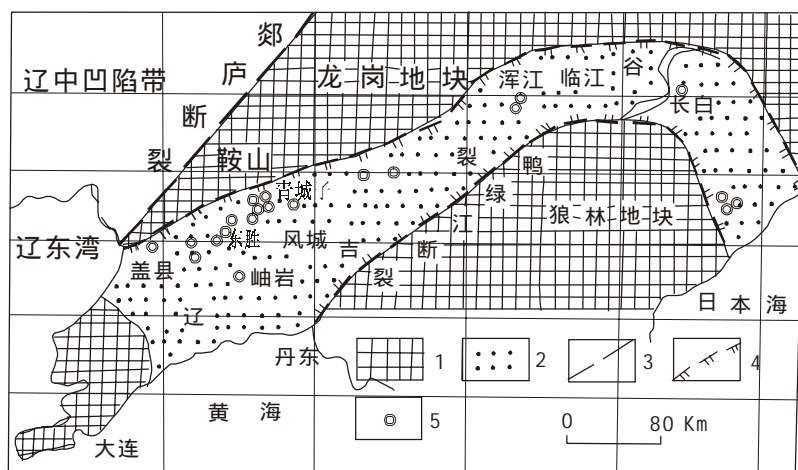


图 1-1 辽东—吉南古元古代裂谷构造轮廓

1-古陆；2-早元古代裂谷；3-断裂；4-同生断裂；5-矿床

带、拉伸线理、香肠构造和石英杆状构造；后者包括区域性紧闭复式褶皱、逆冲型韧性剪切带和逆冲—推覆构造等。在辽—吉裂谷带的褶皱闭合、变质变形中，以及中生代的岩浆—构造事件中，发生侵入作用，形成辽吉花岗岩（A型花岗岩）、环斑花岗岩、花岗岩和斜长花岗岩等。

辽东-吉南古元古代裂谷带独特的构造轮廓和地壳演化过程，特别是其所经历的前震旦纪准地台形成和中新生代构造岩浆活化的复杂过程，为区内铜（钴）、铅锌、金银、硼等矿产的形成提供了有利的构造背景和环境条件。在该成矿带中，有占世界第一位的菱镁矿，占世界第四位的滑石矿、独特的硼矿床，以及铅锌、金、银、铜（钴）、铁等矿床，已经发现大、中型规模以上矿床二十余处，主要矿床包括青城子、岫岩、东胜、北瓦沟、张家堡子、荒沟山等铅锌矿床，大横路、杉松岗等钴（铜）矿床，高家堡子银矿床，五龙、四道沟、猫岭、白云、小佟家堡子、林家、火龙盖、金厂沟西岔、荒沟山、南岔等金矿床，以及红透山、华铜、线金厂、蛤蟆塘、周家堡、四平街等铜多金属矿床，同时在该成矿带中还赋存有世界上著名的后仙峪、翁泉沟、栾家沟-花园沟硼矿床、大石桥菱镁—滑石矿床、岫岩玉石矿床等等，构成重要的金、有色金属和硼矿成矿带。与该成矿带毗邻的朝鲜东北部摩天岭地区，赋存有以检德、天南、仓坪等为代表的大型铅锌矿床和以惠山、云兴、甲山、上农、满德等为代表的大型铜多金属矿床。所有这些，都预示着该裂谷带矿化集中、资源总量宏大，具备较好的成矿控制条件和找矿远景。

第二节 古元古代含矿地层

辽吉裂谷带内的古元古代地层主要包括辽河群、集安群和老岭群，原来的辽河群可划分为北辽河群和南辽河群。自 50 年代以来，很多单位和个人对它们进行了多方面的研究，但在一些关键问题上仍存在较大分歧。长期以来在地层划分和大地构造环境方面存在三种对立的观点：一种观点认为南辽河群、集安群与北辽河群、老岭群是“同时异相”关系，它们是同一坳拉槽或大陆裂谷内不同构造部位的产物（辽宁地矿局 1989；张秋生等，1988；陈荣度，1990）；另一种观点认为北辽河群与南辽河群、老岭群和集安群是“上下叠置”关系，它们是同一活动大陆边缘或弧后盆地内不同时期的产物（吉林地矿局，1988；白瑾等，1993；胡国巍，1990）；第三种观点认为辽东—吉南地区的古元古代变质岩系，划归两个性质不同的变质地体，辽北地体包括北辽河群和老岭群，辽南地体包括南辽河群和集安群，两者之间以断裂带或韧性剪切带相接（贺高品、叶惠文，1998，1998），两者于古元古代末期的吕梁运动中被拼贴在一起。最近的区调资料认为，南、北辽河群地层发育的序列相同，而且具有明显的、可直接对比的标志层，两者的同一性远大于其差异性，从而表明其为同时异相关系（王成文等，1996）。作者研究认为，辽吉古元古代

层状岩系是一套处于区域伸展状态下的裂谷堆积物组合。主要依据是：(1) 辽吉古元古代层状岩系的总体构造线切过太古宙基底构造线；(2) 南辽河群和集安群中的火山岩具有双峰式特点；(3) 辽吉古元古代层状岩系两侧分布大量镁铁质或超镁铁质岩墙和岩床；(4) 古元古代花岗岩均属于 A 型花岗岩；(5) 在南辽河群和集安群中发育裂谷内的典型红层、蒸发岩组合。南辽河群和集安群属于裂谷内带，而北辽河群和老岭群属于裂谷外带，内带两侧的不对称分布部分原因在于其形成时构造格局的不对称性分布，而更重要的原因是中生代时期的构造岩浆活动的改造作用。现将辽吉古元古代裂谷带内的古元古代含矿地层主要特征叙述如下：

一、变质地层系统及岩石组合

根据区域构造、岩石组合和原岩建造，对辽东—吉南地区古元古代的地层单元和地层层序进行了划分：辽河群划分为北辽河群和南辽河群，两者之间为构造接触，北辽河群自下而上包括浪子山组、北里尔峪组、北高家峪组、北大石桥组和盖县组；南辽河群从下而上包括南里尔峪组、南高家峪组、南大石桥组和盖县组。吉林南部划分为老岭群和集安群，二者之间同样为构造接触，老岭群自下而上包括临江组、花山（包括大栗子组）组和珍珠门组，它们在地层层序上可以和北辽河群进行对比；集安群自下而上包括蚂蚁河组、荒岔沟组和大东岔组，它们在层序上可以与南辽河群进行对比（贺高品等，1998）。

北辽河群和老岭群由石英片岩、石英岩、片岩、变粒岩和大理岩组成。主要特征是：下部岩层（浪子山组和临江组）不整合于太古宙的变质岩和花岗岩之上，主要由石英岩和片岩组成，以下部发育厚层石英岩为标志，底部的不整合面上见有砾岩和含砾石英岩；中部岩层（北里尔峪组、北高家峪组和花山组）主要由片岩、千枚岩、变粒岩和大理岩组成，以片岩和千枚岩比较发育、局部夹硅质岩和含电气岩为主要特征；上部岩层（北大石桥组和珍珠门组）主要由厚层大理岩组成，局部夹硅质岩和角闪绿泥片岩，以大理岩厚度巨大且富镁（有些相当于菱镁质大理岩）为标志。

南辽河群和集安群由浅粒岩、变粒岩、片麻岩、片岩、大理岩和石英岩组成。主要特征是下部岩层（南里尔峪组和蚂蚁河组）由浅粒岩、变粒岩组成，以岩石中常含有磁铁矿和电气石为主要特征，是重要的硼矿床赋存层位；中部岩层（南高家峪组、南大石桥组和荒岔沟组）主要由变粒岩、片麻岩、片岩和大理岩组成，以岩石中普遍含石墨为主要特征；上部岩层（盖县组和大东岔组）主要由片岩、片麻岩、变粒岩和石英岩组成，以岩石中含有较多的富铝变质矿物为主要特征。

二、原岩建造及沉积环境

根据岩石学、地球化学和稳定同位素资料，对辽吉古元古代变质岩系的原岩类型和建造序列进行了深入研究，表明两种变质建造具有不同的原岩建造和沉积环境。

北辽河群和老岭群的原岩构成裂谷外带断槽建造（贺高品等，1998）。其下部岩层的原岩主要为石英砂岩和粘土岩，底部发育有分选性和磨圆度较高的厚层石英砂岩，它们是太古宙古陆上的花岗质岩石，在温湿气候条件下经长期风化作用的产物，属于稳定克拉通边缘的浅海相沉积；中部岩层的原岩为粘土岩和粉砂岩夹碳酸盐岩，不同类型的原岩常呈互层状或条带状产出，局部夹硅质岩等热水沉积岩，反映沉积环境的变化比较频繁，总体形成于浊流沉积环境；上部岩层的原岩主要为各种碳酸盐岩，大面积分布的巨厚碳酸盐岩说明其形成于广阔的浅海环境，局部发育的叠层石和沉积构造表明其形成于潮坪和泻湖环境，局部夹有大量硅质岩或出现角闪绿泥片岩（原岩为富硅、铁的热热水沉积岩）表明在该时期存在海底喷流和热水沉积作用。北辽河群和老岭群从下部到上部构成一个完整的沉积旋回，总体属稳定克拉通边缘的浅海相沉积，局部在某一沉积时期内伴随有海底喷流及热水活动（杨言辰，冯本智等，1996），这种海底热水沉积作用带来丰富的金等成矿物质，为区内许多铅锌、金银和铜钴矿床的形成奠定了物质基础。

南辽河群和集安群属于裂谷内带段槽建造（贺高品等，1998）。其下部岩层的原岩为中细粒花岗岩并夹有幔源及围岩包体，通过岩石地球化学研究表明其属于典型张裂环境下幔源岩浆分异的产物；中下部岩层的原岩为富硼、高钠、钛的张裂型中酸性火山岩夹少量基性火山岩，构成一套具有统一演化关系的张裂型火山岩序列，相当于拉斑玄武系列（张秋生等，1988；李守义等，1994），其中赋存大量层控型硼矿床、硼铁矿床、铜钴矿床、滑石、菱镁矿和多金属硫铁矿床；上部岩层的原岩为砂岩、粉砂岩、粘土岩及灰岩，局部夹有少量中酸性火山岩（火山沉积岩），其中产有大量层控型的金、铜钴、铅锌等矿床。南辽河群和集安群的原岩特征反映其为一套硅铝质至富钠硅铝质的深成岩、浅成岩、水下火山沉积岩和浊积岩组合，总体为裂陷槽或大陆裂谷拉张环境到稳定咸化泻湖环境、障壁岛后的浅海环境中的沉积组合。

三、变质作用特征

北辽河群和老岭群中常见有石榴石、十字石、蓝晶石等特征变质矿物，属于典型的中压变质作用。根据变质泥质岩中的矿物共生组合、变质反应及其与变形作用的关系，可划分为四个变质阶段（贺高品等，1998）：一为早期阶段，属绿片岩相变质作用；二是早期阶段后的升温和升压阶段，北辽河群达到低角闪岩相变质，老岭群仍属绿片岩相；三为变质作用的峰期阶段，属低角闪岩相变质作用；四为峰期后的降温降压阶段，属绿片岩相变质作用。变质作用的 PTt 轨迹为一个顺时针的演化轨迹，反映它们与推覆构造所

产生的构造增压作用有密切关系，具有大陆碰撞带变质作用的演化特征。北辽河群和老岭群在区域构造样式上的典型特征是线性构造特别显著，未出现短轴背形和穹隆构造，而且韧性剪切广泛发育。在它们中没有发现同构造期的片麻状花岗岩，但有大量晚期侵位的辉绿岩和辉长岩。

在南辽河群和集安群中常见有石榴石、十字石、红柱石、堇青石、矽线石等特征变质矿物，属于典型的低压变质作用产物。根据变质泥质岩中的矿物共生组合、变质反应及其与变形作用的关系，亦可划分为四个变质作用阶段（贺高品等，1998）：第一阶段为早期阶段，变质作用属绿片岩相；第二阶段为继续升温 and 升压阶段，变质作用属低角闪岩相；第三阶段为峰期阶段，变质作用属高角闪岩相；第四阶段为峰期后的降温降压阶段，南辽河群的变质作用属于绿片岩相；集安群的变质作用属于低角闪岩相。变质作用的 PTt 轨迹为一个具近等压冷却（IBC）特点的逆时针演化轨迹，其主要特点是变质作用开始表现为较快升温和缓慢升压的过程，在达到峰期变质阶段后表现为较快降温和缓慢降压的过程，表明它们具有与大量片麻状花岗岩侵位所引起的岩浆增温作用有密切关系，具有大陆边缘岩浆增生带变质作用的演化特征。南辽河群和集安群在区域构造样式上的突出特点是：线性构造不明显；短轴背形和穹隆构造十分发育；与其伴随的物理的、化学的差异迁移现象十分发育；常常由于多期变形作用的叠加而破坏原始建造的产状，并且出现了十分复杂的叠加褶皱。此外，在南辽河群和集安群中发育大量同构造期花岗质岩石，它们与变质地层一起遭受了变质和变形作用的改造，形成了广泛分布的片麻状花岗岩，有些地段形成以片麻状花岗岩为核心的穹隆构造。

四、含矿变质地层的形成时代

同位素年代学资料已经证实，辽吉地区的辽河群、集安群和老岭群形成于古元古代。裂谷外带断槽建造底部的浪子山组中，层状及脉状铀矿石的 U-Pb 法一致曲线图解年龄为 2110Ma（郭智添，1980）；浪子山组（亮甲—三道沟）七个千枚岩的 Pb-Pb 年龄为 1997Ma（陈毓蔚，1981）；侵入浪子山组的辉长岩—斜长花岗岩的角闪石 K—Ar 年龄为 1771Ma 和 1885Ma；浪子山组直接不整合在太古宙磁铁石英岩和钾质花岗岩（2500Ma）之上，故此判断其原岩年龄要老于 2200Ma，但不会超过 2500Ma。老岭群临江组伟晶岩的 K—Ar 年龄为 1800~1823Ma（王集源、吴家弘，1982）；临江组全岩的 Rb-Sr 年龄为 1875 ± 216 Ma（白瑾等，1990）；花山组全岩 Rb-Sr 等时线年龄为 1700Ma（王集源、吴家弘，1982）；花山组第二世代黑云母年龄为 1769 ± 351 Ma（白瑾等，1990）；珍珠门组角闪绿泥片岩的 Sm-Nd 全岩等时线年龄为 1829.31 ± 56.93 Ma（王魁元等，1989）；珍珠门组 Rb-Sr 等时线年龄为 1860 ± 124 Ma 和 1782 ± 70 Ma（姜春潮等，1987）。表明北辽河群和老岭群属于古元古代，其下限年龄在 2200~2500Ma 之间，上限可能在 1700Ma 以前。

裂谷内带断槽建造中含硼火山岩系（电气石变粒岩）的 5 个锆石 U-Pb 等时线年龄 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 为 1998Ma; $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ 为 1967Ma; $^{207}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 为 1930Ma。三组年龄一致性较好, 平均值为 1965Ma (张秋生等, 1988)。白瑾等 (1990) 测得砂岩—泥质岩—火山岩组合 Sm-Nd 等时线年龄为 $2210 \pm 60\text{Ma}$; 砂岩—泥岩—碳酸盐组合 Sm-Nd 等时线年龄为 $2060 \pm 40\text{Ma}$; 王有爵、刘长安等确定的 Pb-Pb 等时线年龄为 2.01Ga。辽吉花岗岩的 Pb-Pb 等时线年龄和 U-Pb 一致年龄分别为 2.05Ga 和 2.07Ga (张秋生等, 1988), 优地槽相变质酸性火山岩的 Rb-Sr 等时线年龄为 1.87Ga。表明优地槽相的下限亦在 2200~2500Ma 之间, 上限年龄大致在 2.0Ga 左右。

第三节 成矿构造背景

一、古元古代裂谷带的构造特点

介于南北两个太古宙克拉通基底之间的古元古代裂谷带, 具有典型的不对称格局 (刘俊来, 2001)。北部北辽河群和老岭群为一个线性特点明显的线性褶皱带, 而南部南辽河群和集安群为花岗岩穹隆和卵型褶皱构成的隆褶带。二者从组成、构造特点与变形—变质作用演化上具有一定的差异。线性褶皱带主要由一套反映地壳活动性较差的陆源岩石组成, 包括下部陆源碎屑岩—粘土岩组合 (石英砂岩、泥质岩、泥质白云岩、粉砂质泥岩等)、中部大陆架火山—沉积岩与陆源碎屑岩 (角斑岩、角斑质凝灰岩、石英角斑质凝灰岩、长石砂岩等) 和上部富含碳质 (局部夹硅质岩) 的陆源碎屑岩—粘土岩组合 (泥质岩、碳质泥岩、泥质砂岩、含砂碳质灰岩夹硅质岩等)。这套岩系直接毗邻于北部太古宙龙岗片麻岩卵型构造区, 以角度不整合覆盖在太古宙基底之上。在南部隆褶带从组成到演化普遍反映了强烈的地壳活动性, 主要反映在中下部海相沉积岩系中普遍夹杂着大量的火山岩系的成分。包括下部的蒸发岩组合 (?)、中部的泥灰质岩—粘土质岩—钙质沉积组合 (镁铁质、凝灰质) 和顶部的碳酸盐岩—粘土岩—碎屑岩组合。南部隆褶带中的古元古代层状岩系, 底部主体上被古元古宙时期的花岗岩侵位, 它们共同构成类似于披盖片麻岩穹隆的构造格局。而与其南部的太古宙灰色片麻岩之间, 往往被大量的中生代花岗岩质岩石侵位, 迄今还没有关于二者之间的直接接触关系的报导 (刘俊来, 2001)。

北部线性褶皱带与南部隆褶带, 不仅在物质组成上表现出差异, 而且在构造特点上也表现出不同。南部隆褶带的基本特点在于: 1) 沉积层状岩系底部总是伴随着古元古宙时期的同构造侵位花岗岩的出现, 并围绕后者呈镶边状出现, 花岗岩与沉积岩底部岩系具有相近的地球化学习性; 2) 多期叠加穹隆与相应的构造盆地奠定了隆褶带的主要构造格局; 3) 早期变质作用属于典型的低压变质作用, 并具有逆时针 PTt 演化轨迹与相应的动力学过程。北部线性褶皱带的基本特点 (刘俊来, 2001) 在于: 1) 古元古宙时期的花岗岩质

石分布非常局限，常常局部出现在层状岩系的底部，层状岩系与下伏太古宙基底之间的接触带往往为脆—韧性剪切带；2)褶皱构造、韧性剪切带构造等各阶段构造组合普遍具有较强的线性，顺褶皱带方向延伸较长，而横过褶皱带方向延伸较小；3)与早期变形作用相伴出现的变质作用具有中压变质作用的特点，并具有顺时针 PTt 演化轨迹与相应的动力学过程。

尽管北部线性褶皱带与南部隆褶带之间存在着显著的差异，但是，从构造演化的角度考虑，二者却具有很大的相似性。在形成后的演化阶段，两种褶皱带属于同一的构造体制，形成统一的构造组合与序列：早期的区域隆滑构造与岩浆核杂岩、中期的区域逆冲—推覆构造和晚期的走滑断层作用。其中，早期的区域隆滑构造与岩浆核杂岩是古元古代裂谷带内最典型的标志性构造型式，他们的出现反映了地壳早期的伸展作用过程与机理。

二、区域隆滑构造与岩浆核杂岩

在古元古代褶皱带演化的早期阶段形成的构造组合，是一套属于大陆伸展环境背景条件下产生的典型构造组合（刘俊来，2001）。区域上隆滑构造出现在包括北部线性褶皱带和南部隆褶带的整个褶皱带。大规模韧变带、流褶层与大型构造透镜体等的存在反映了近顺层滑脱作用产生的构造组合；古元古代层状岩系与下伏太古宙基底之间的角度不整合面在很大程度上被改造成巨大的脆—韧性转变型糜棱岩带；在上覆岩系中存在大规模的滑覆体构造；而在核部，也即在南带隆褶带形成了典型的岩浆核杂岩组合(图 1-2)。



图 1-2 岩浆核杂岩的区域分布与岩浆岩核的区域构形（刘俊来，2001）

1. 古元古代层状杂岩的底部层位；2. 岩浆岩核；3. 晚期断层

A—西部穹隆群；B—中南岩基；C—东北岩席

典型的岩浆核杂岩(Mcc)主要由三种成分、性质、特点及变质演化不同的构造单元构成，即核部岩浆杂岩、外部的滑覆体壳及其间的幔部顺层韧性剪切带(图 1-3)。三者在空间上及构造成因上密切相伴，构成一种特殊的构造样式（刘俊来，2001）。在辽东区目前

已经识别出至少二十个岩浆核杂岩的存在。从岩浆核杂岩得分布看，其发育程度与后期改造成度在不同地区存在显著差异。南部隆褶带是岩浆核杂岩集中分布区，而在北部线性褶皱带却几乎没有发现。在南带西部区营口—岫岩与中部凤城，核杂岩比较发育而且保存比较完整，保存了大规模岩基或岩株式穹状侵入体或花岗岩穹隆；在东部宽甸区，穹状侵入体多被后期近南北向收缩作用改造成具有不同厚度的花岗岩质席体。

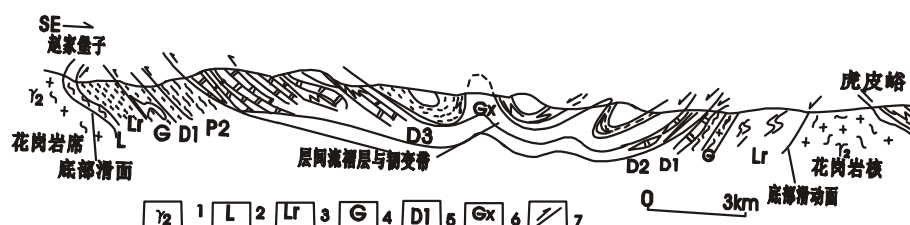


图 1-3 岩浆核杂岩典型剖面（据刘俊来，2001）

1.核部花岗岩；2.镁铁质火山岩与碎屑岩；3.钠质火山岩；4.碳酸盐岩、泥质岩石与钙硅酸盐岩；5.厚层碳酸盐岩夹泥质岩 6.泥质岩夹薄层碳酸盐岩；7.拆离型韧性剪切带

岩浆核杂岩的花岗岩核一般为碱性同构造侵入杂岩，主要组成矿物包括斜长石(钠长石和奥长石)、钾长石、石英、角闪石和黑云母。迄今尚未有报导在核部有大规模太古宙或古元古代杂岩包体的存在。花岗质侵入体与上覆古元古代层状杂岩之间具有总体整合与局部不整合的特点，基本伏于古元古代最下部层位之下，从而构成一种状似披盖片麻岩穹隆的构造型式。辽东区西部岩体多呈穹隆式产出，东北部呈席体式出现，中部呈大规模岩基状。在北带仅局部见到席状花岗岩体的存在。在岩体中可以见到极为发育的典型同构造侵位结构、构造特点，其中角闪石、石英或长石及其集合体构成的条痕状矿物线理与片麻理是保存最好的实例，并形成 $L \gg S$ 构造岩和 $S > L$ 构造岩。不同岩浆岩核具有一点共同的趋势，即线状和面状构造在边缘带更为发育并与环花岗岩高应变带过渡，而在岩体的中心部位发育较弱而转变为块状花岗岩。这一点也可以从花岗岩中不同成分包体的轴比反映出来（刘俊来，2001）。因而，在多数侵入体中由岩体边缘向中心具有如下结构分带：块状岩石—弱线理化或弱叶理化岩石—强线理化或片理化岩石—构造片麻岩—糜棱状岩石，结合微构造特点充分说明岩体的同构造侵位特点。

岩浆核杂岩幔部的韧性剪切带可以出现在不同的层位上或不同的构造部位，但它们都表现山总体的顺层性，即剪切带的总体延伸和内部主叶理与地层岩性层平行产出。岩浆核杂岩的顺层韧性剪切带包括了韧变带与流褶层及其不同类型。大小不等的外来岩块在南部隆褶带经常山现，它们在岩性序列、产状、变质作用强度与变形样式、变形程度等方面都与下伏岩层之间存在显著差异（刘俊来，2001）。区域构造分析及特征地区的构造解析表明，其中的某些岩块与后期挤压作用过程中的逆冲推覆作用间有密切的联系，

但绝大部分却表现出与岩浆核杂岩的相关性。小规模岩块多数局限于内带岩浆核杂岩附近，其滑覆距离可以达到数公里或十公里左右。岩块底部的糜棱岩或构造片岩带常常切过下伏地层。在辽吉地区目前已经识别出四个大规模滑覆体的存在(三个在北部外带，一个在南部外带)。滑覆体底部与内部厚达上百米的构造片岩带，使得上部外来岩块与下部原地岩块间在变形作用与变质作用特点上表现出不连续性。从滑覆体的分布，结合构造指向标志可以确定达数十公里的滑覆距离。

对岩浆核杂岩主要组成的分析研究(图 1-4)表明，它是古裂谷盆地形成后进一步区域伸展作用的产物。在岩浆核杂岩的形成、演化过程中，太古代基底的伸展性剪切变形、盖层—基底拆离、辽吉花岗岩的底垫式就位、以及盖层岩系的伸展与穹盆式褶皱作用之间互相促进、彼此制约。岩浆核杂岩的出现，证明了地壳早期伸展作用过程的复杂性以及地壳早期伸展作用的持续性，即裂谷的形成包括成谷伸展和前造山伸展等过程(刘俊来, 2001)。后者为岩浆核杂岩的形成创造了条件。这种前造山伸展作用的存在，证明地壳早期演化的 Wilson 旋回在早期发展过程中地幔对流体制具有延滞转变的特点。区域性裂谷盆地形成后，地幔对流体制并非象显生宙造山带中的情况，直接转变为一种使裂谷闭合的横向收缩体制，而是早期的体制将持续发展到一定阶段，并形成了特征的构造组合—岩浆核杂岩。

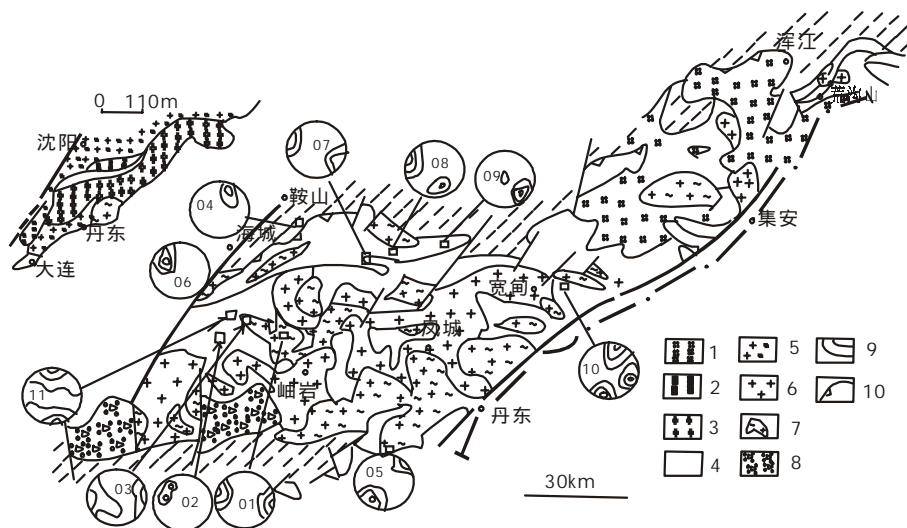


图 1-4 古元古代裂谷带构造统计与分析(据刘俊来资料修改, 2001)

1. 新元古宙; 2. 外带古元古宙; 3. 内带古元古宙; 4. 古元古代层状杂岩;
5. 太古宙基底; 6. 中生代花岗岩; 7. 古元古代花岗岩; 8. 新元古代磨拉石建造; 9. 线理产状统计; 10. 晚期逆冲断层

三、矿集区的褶皱和断裂构造

区域上青城子矿集区北部为东西向营口—草河城线性褶皱带，南为典型回曲构造发育区。矿田本身处在青城子—鸡冠山回曲构造与营口—草河城褶皱交汇部，西部有城子坦—南芬北东向断裂，东部为大营—草河口北东向断裂，并为遥感环形构造叠加区。形成两弧、两直线性构造封闭空间（刘君，1995）。

矿集区内构造极其复杂，主要褶皱构造有近东西向二道沟背斜、青城子倒转复式向斜，复式向斜中由北而南为东西向新岭背斜、四棵杨树向斜、棒子沟背斜、北东—南西向的一系列倒转褶皱系。

二道沟背斜位于矿集区北部，呈近东西向展布，为较协调倾状背斜，东部被尖山子基底断裂错开。在白云金矿区内背斜核部出露的地层为大石桥组二段(P_{td}^2)，为复理式沉积岩层，主要由砂线石黑云斜长片麻岩、黑云变粒岩、浅粒岩和透闪透辉岩，偶夹大理岩透镜体。其下部为大石桥组一段白云石大理岩，但未出露。该背斜为裂谷早期(2300~2400Ma)拉开形成与断隆断坳相应的近东西向开阔褶皱，由于组成该背斜上部的是以柔性为主的大石桥组二段(P_{td}^2)片岩，下部是以刚性为主的大石桥组一段大理岩(P_{td}^1)，所以当裂谷回返收缩时，处于刚性大理岩上部的柔性片岩对后期压应力特别“敏感”，变形相对大理岩而言较显著，由此在背斜变形加剧同时在其转折端形成程度较大的层间滑动，呈尖棱形虚脱空间，整个背斜倒转，并使由张节理扩展的顺层断裂由张性变为压性，发展成为逆冲断层，以至于推覆构造形成，平而上呈“a”字形，剖面上为箱型褶皱（刘君，1995）。

青城子复式向斜呈近东四走向，核部岩层为盖县组黑云片岩和黑云变粒岩，它与大石桥组接触部沿新岭弧形断裂左右展布。复式向斜中的次级褶皱形态表现的十分清楚，由北而南，近东西褶皱有新岭背斜、四棵杨树向斜、棒子沟背斜，北东—南西向褶皱有大地倒转向斜、高家堡子倒转背斜、小佟家堡子倒转向斜。这两组走向不同的次级褶皱是在裂谷拉开形成断坳、断隆同期沉积形成相应开阔褶皱基础上，又经历了裂谷回返收缩挤压形成的。由于局部应力的差异形成了两组褶皱，使它们在矿田南部有效叠加形成建造内横跨褶曲或层间横跨褶曲。这种叠加形成的穹隆和凹地使矿集区内主要矿床成矿空间更具有特殊性。

平面上，东西向褶皱枢纽弯曲摆动，在矿集区东部尤为明显。枢纽走向由近东西变成北东，向西为仰起端。北东—南西向倒转褶皱系，枢纽产状南西端向南东方向弯曲，略呈钩状，北东端向北摆动倾状。平面上的青城子倒转复式向斜中，东西向褶皱背斜呈紧闭式，向斜平缓较开阔，北东—南西向倒转褶皱具有类似特征（刘君，1995）。以青城子东西向褶皱为例，剖面上构成隔档式褶皱(梳状褶皱)。

整个矿集区断层发育，并以脆性断裂为主。这种类型的构造对该区铅锌、银、金矿

的成矿具有重要控制作用，它们既为火成岩脉的侵位提供了构造薄弱带，又为含矿热液的运移提供了通道。按走向断裂可以划分为 3 组，即 NE 向组、近 NS 向组、NW 向组。总体看，以北东、北西两向断裂构造为主，组成矿田内的菱形断裂构造格架，其次为近东西向和南北向次生断裂构造。

北东向断裂以喜鹊沟一二道沟断裂为代表，该断裂南起双顶沟岩体，北至新岭岩体，断裂带走向在 30° — 50° 之间，倾向 NW，倾角约为 70° ，具有规模较大的破碎带，是矿集区内重要的铅锌含矿构造带。张秋生等(1998)对青城子铅锌矿区 666 条岩脉和 210 条铅锌矿脉进行了走向统计，结果为以 NE 向为主。

在青城子矿集区北部白云地区，二道沟断裂发育在二道沟背斜近轴部，延长十余公里，总体走向 80° ，倾向北西，倾角上部为 30° ，下部为 55° ，具下陡上缓的明显特征。该断裂早期为背斜轴部张性节理扩展而成为张性顺层张裂，后期在裂谷回返收缩挤压下由张性变为压性甚至推覆。平面上呈舒缓波状，具有分枝复合特征。主干断裂与其派生的走向 60° 左右的次级分枝构造构成白云矿区的一级构造格架，断裂本身即为导矿构造，又为容矿构造。走向上有较大波曲，构成反“S”形，白云矿床中 I 号、II 号矿体就赋存在反“S”形构造中。剖面上断层明显呈舒缓波状，倾向北，上缓下陡，矿体赋存在断裂变缓处和派生的上盘低角度次生断裂中。这些次生构造在平面上和剖面上无论大小都具有共同性：分枝断裂或节理密集处其邻近主干断裂分枝规模小而变形却很强，产状变化大，相对远离分枝断裂密集处的主干断裂变形弱，而分枝断裂少，但规模大；分枝断裂与主干断裂在剖面上倾向相同，倾角变小；分枝断裂分布在主干断裂剖面上由缓变陡处，并在其上盘。

NE 向断裂以朱家堡子—姚家沟断裂、尖山子断裂为主。其中，尖山子断裂，南起杨家岭，经小佟家堡子北侧、桃源，向东北方向可能延至白云金矿，断续延长 15 km，是矿集区主要成矿控矿断裂。平面上，尖山子断裂具有明显分段性，由北而南可分为 I、II、III、IV 段。南沟以北为 I 段，以压扭为主要特征，呈单断面产出。根据断层效应，北东盘向南东错动，与其伴生的有近东西走向的小型韧性剪切带。主断层面比较光滑，可见磨擦镜面，也可见到擦痕、阶步。从擦痕、阶步特征可判定北东盘向南东错动。在该段内断层面倾角在 60° 少左右，为高角度逆冲断层。南沟—后沟之间地段为 II 段，表现为构造透镜体双相断层结构，深部大理岩与早期侵位花岗岩残留在断层间。剖面上，靠近 F2 断层面的大理岩或花岗岩具有明显的片理化。断层 F1 附近分布有磨擦角砾状大理岩和花岗岩，由此可以判定其形成机制是早期形成断层 F1，上盘下降，下盘上升，使深部大理岩或花岗岩抬升。而后形成逆断层 F2，上盘大理岩或花岗岩连同断层 F1，一起抬升，致使断层 F2 附近大理岩或花岗岩片理化。断层 F1，再活动，并造成先期在断层 F1 内的角砾岩压扁磨擦。由上可知该段内断裂至少经历了两次构造运动。后沟—一撇尾巴沟之间为 III 段，表现为单面断层结构，呈简单的张性断层。在断层内发育尖棱状围岩角砾，并见

硅化、黄铁矿化。撇尾巴沟以南地段为 IV 段，是尖山子断裂最复杂、剖面上分带性明显的区段，该区段断裂有两个断层面，整个幅宽 40m 左右，由西向东可分为片理化花岗岩带、片理化黑云片岩带、硅质岩透镜体带和磨擦角砾岩带。两断层面弯曲呈波状，并有明显的磨擦特征。形成机制是早期形成张性 F1 断层，后期受压应力作用形成断层 F2，使断层 F1 围岩花岗岩、黑云片岩片理化，F1 中断层角砾岩压扁磨擦，同时有硅质体析出呈透镜状分布在断层 F2 的下盘。在整个断裂带内见有绿泥石化、硅化、碳酸岩化，表明该断裂在 IV 段经历了两次构造活动。

在尖山子村附近，断裂带内具有大小不等，浑圆状，按一定方向排列的大理岩角砾，且在断裂带内的大理岩局部可见强烈铁锰碳酸盐化和贫铅锌矿化。断裂带局部侵入了中元古代钠质花岗岩和燕山期花岗斑岩，前者具有主动侵位特征，它将下部大石桥组大理岩挤入上部盖县片岩之中。该断裂带活动时间长，是矿区内的主要金矿控矿构造带。沿该断裂带分布有杨家岭、杨树、小佟家堡子、尖山子、桃源等矿床和矿点。区域地球化学图表明金异常明显受尖山子断裂控制，区内微细粒石英交代岩(以前称为硅质岩)也主要受该断裂控制(刘国平，1998)。

近 NS 向断裂以罗圈背一小佟家堡子 NS 向断裂带为代表，该断裂带由一组近于平行的断裂面组成，这些断裂是由张性破裂开始形成的扭性断裂，垂直错距可大于 80m；单个构造面走向 $340^{\circ}\sim 10^{\circ}$ ，倾向东或西，延长一般小于 2 km，断裂面呈舒缓波状，未见磨擦镜面。罗圈背一小佟家堡子的大规模微细粒石英交代岩主要受该组断裂控制，在杨树金矿露天采场中见该组断裂出露，两侧金矿品位较高。从断裂与金矿的空间分布上看，近 NS 向断裂是小佟家堡子、杨树、罗圈背等金矿床的主要导矿断裂。

四、中生代岩浆—构造活动

辽吉古裂谷褶皱回返之后，它虽然又经受了中晚元古—古生代的增生，在古裂谷的边缘活动带中出现太子河，复州湾凹陷；但是在太平洋板块俯冲作用的影响下，特别是印支—燕山期构造—岩浆活动，对古裂谷改造的更为强烈，形成了丹东—太平哨、庄河—本溪、金州—营口等北东、北北东向构造—岩浆活动带及庄河—营口、丹东—辽阳、桓仁—新宾等北西向挤压构造带，使早已固化了的辽东早元古宙地壳又再次发生了强烈的改造，促使了早元古宙裂谷内已形成的层状硼矿、菱镁矿、铅—锌矿、金银矿等发生再活化，形成脉状矿化，叠加在早期的层状矿体之上，构成了辽吉古裂谷中富有特色的多期、多成因、多来源的层控矿床。

第四节 岩浆岩

一、花岗质岩石

辽—吉古元古代裂谷带中的花岗质岩石有交代型与岩浆型两种类型。它们在地质产状、岩石学、球化学等方面都存在着较明显的差异。

1. 交代型花岗岩

交代型花岗岩广泛分布在营口—宽甸—集安断槽内，常出现在背斜构造核部，产于里尔峪组含硼岩系内，受一定层位控制，局部与南高家峪组的底部层位接触。岩体呈穹状(酸性次火山岩)或似层状(酸性火山熔岩，与原岩为玄武岩的斜长角闪岩互层)两种形式产出，以前者为主。穹状岩体长短轴比为 4:1~2:1。岩体与地层同步褶皱。

岩石呈粉白色、粉红色，中细粒结构，条痕状构造、片麻状构造、块状构造。岩石中的片麻理与围岩片麻理平行。岩石类型以花岗岩和二长花岗岩为主，局部有斜长花岗岩和花岗闪长岩。矿物成分为条纹长石、微斜长石、更长石、石英以及黑云母、角闪石、磁铁矿、电气石等。岩石交代结构发育。

岩石化学成分表明， Al_2O_3 、 MgO 与 A 型花岗岩接近。DI， CaO 、 $\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}$ 、 $\text{CaO} / \text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ 、 $(\text{FeO}) / (\text{FeO}+\text{MgO})$ 等变量指示其为张裂型花岗岩（方如恒等，1994）。

岩石稀土元素特征： $(\text{La} / \text{Yb})_{\text{N}}$ 为 6.66—9.92， $(\text{La} / \text{Sm})_{\text{N}}$ 为 2.83—3.88， $(\text{Gd} / \text{Yb})_{\text{N}}$ 为 1.10，反映重稀土较平坦，轻稀土富集。 ΣREE 为 224.72—262.57ppm， $\text{LREE} / \text{HREE}$ 为 3.30—4.24， δEu 为 0.51—0.69，与火山岩稀土元素特征接近。花岗岩的 Eu / Sm 值 (0.13—0.18) 与裂谷内火山岩的 Eu / Sm 值 (0.16—0.20) 比较相近。花岗岩的 Sm / Nd 值 (0.45—0.46) 高于地幔的 Sm / Nd 值 (黎彤，1981)，反映花岗岩原岩的原始岩浆来自上地幔。

花岗岩按 Pb—Pb 等时线和 U—Pb 一致曲线年龄为 2050.5Ma 和 2073.4Ma (张秋生等，1988)。许多单样品的 $^{207}\text{Pb} / ^{206}\text{Pb}$ 年龄值与此数值接近 (姜春潮等，1987；张秋生等，1988)。

综上所述，从空间、时间、地球化学特征和构造环境等方面来看，交代型花岗岩的原岩与火山岩有关，属于同一时代，同一构造环境、同一岩浆来源的产物。这种联系恰恰揭示了交代型花岗岩主要是由酸性次火山岩变来的。

2. 岩浆型花岗岩

岩浆型花岗岩包括环斑花岗岩、花岗岩 (西大坡、高丽墩台) 和斜长花岗岩 (高丽墩台)。

(1) 环斑黑云母二长花岗岩：主要分布于宽甸、桓仁、集安一带。侵入古元古代地层，并被永宁群不整合覆盖。岩石呈灰白色、粉白色，似斑状结构，块状构造。斑晶由具有斜长石外壳的环斑钾长石、无壳的钾长石和斜长石组成，粒径一般为 2—3cm，大者可达

5—6cm, 基质由斜长石、钾长石、石英、黑云母等组成, 粒度 2—5mm。副矿物有石榴石、电气石、磷灰石、锆石 U—Pb 谐和年龄为 2075Ma (李治福, 1998)。

(2)西大坡岩体: 位于宽甸张家堡子—八河川一带。侵入古元古代地层, 并被细河群不整合覆盖。岩石呈肉红色, 花岗结构, 块状构造。由钠长石、更长石、微斜长石、石英和黑云母等组成, 粒度 0.2—2mm。副矿物有磁铁矿、赤铁矿、黄铁矿、锆石、磷灰石、金红石等。U—Pb 谐和年龄为 1769 ± 25 Ma (聂振升, 1990)。

(3)高丽墩台岩体: 位于本溪草河城。侵入古元古代地层, 并被细河群不整合覆盖。岩石呈灰白色、浅红色, 花岗结构, 块状构造。岩石类型以斜长花岗岩为主, 其次有花岗闪长岩、石英二长岩和花岗岩。由斜长石、钾长石、石英和黑云母等组成, 粒度 0.3—6mm。副矿物有金红石、锐钛矿、锆石、榍石、磷灰石、石榴石、重晶石、黄铁矿、方铅矿、闪锌矿。U—Pb 年龄 2100Ma (张长捷, 1992)。

岩浆型花岗岩亦属轻稀土富集型, δEu 为 0.53(环斑花岗岩)、0.29(西大坡岩体)、0.23(高丽墩台岩体), Eu / Sm 为 0.14(环斑花岗岩)、0.08(西大坡岩体)、0.06(高丽墩台岩体), Sm / Nd 为 0.18(环斑花岗岩)和 0.22(西大坡岩体, 高丽墩台岩体), 指示其成因属壳源重熔型。

二、中生代花岗岩

裂谷活化期(即印支—燕山期)有大规模的同熔—重熔型花岗岩多位侵入, 青城子矿集区内的双顶沟花岗岩、新岭花岗岩、姚家沟花岗岩以及区外的酸性—硷性岩均属此期。岩石类型为二长花岗岩; 呈岩基—岩株状, 大小不等; 岩石具有铝过饱和和富碱性特征, $\text{K}_2\text{O} > \text{Na}_2\text{O}$, 同位素年龄 217.6~230.7Ma。从双顶沟—新岭—姚家沟花岗岩, 岩浆岩的演变趋势是: 岩体规模变小, 深度变浅, 分异程度增高, 碱交代增强, 微量元素含量增高, 蚀变矿化程度增强。与其有关的花岗斑岩、煌斑岩, 呈岩枝岩脉状遍及全区, 据频率测深和航磁异常分析, 1500 米以下由岩浆岩兜底。

三、基性侵入岩

基性侵入岩有两种: 一种是早期层状侵入体, 只赋存于里尔峪组内, 已变为斜长角闪岩; 另一种是晚期基性侵入岩, 呈岩床和岩墙产出, 在浪子山组、里尔峪组、高家峪组和大石桥组内都有, 侵入最高层位达到大石桥组中部, 保持基性岩面貌, 属变辉长岩和变辉绿岩。这两种基性岩均遭受到变质与变形的改造, 属裂谷褶皱回返前的产物。

1. 早期层状侵入体

早期基性层状侵入体主要分布在营口、岫岩、宽甸、桓仁、集安的南辽河群里尔峪组内, 在海城马风的北相里尔峪组中也有发现。它与地层中的基性熔岩不易分开, 但通

过沿层追索可见其切穿地层。岩石呈黑绿色，中细粒—中粗粒，块状或芝麻点状构造，花岗变晶结构。由角闪石、斜长石及少量透辉石、绿帘石组成，副矿物有电气石、磁铁矿、榍石，磷灰石等。属碱性玄武岩—拉斑玄武岩。

2. 晚期岩床、岩墙

晚期基性岩床与岩墙在营口—宽甸—集安断槽内从东到西均可见到，尤其是在海城—辽阳—本溪一带成群出现，多层位产出。岩石呈灰绿色、绿黑色，中细粒—中粗粒，变余辉长结构、变余辉绿结构，块状构造。主要矿物为基性斜长石、角闪石，其次有辉石、黑云母等。角闪石、辉石普遍遭受强烈的纤闪石化，斜长石 An 51—52，61—62，69—72，已黝帘石化。副矿物有磁铁矿、黄铁矿，磷灰石、锆石、榍石以及绿帘石、金红石、重晶石、电气石等。亦属碱性玄武岩—拉斑玄武岩。

基性侵入岩与基性火山岩在稀土元素地球化学特征方面是反映它们是同构造环境、同岩浆来源的产物。

第二章 典型矿床特征

青城子铅锌银金矿集区位于华北地台北缘东段，古元古代辽—吉陆间裂谷轴部的大石桥—草河口断拗的南翼与营口—宽甸断隆的衔接地带。矿集区内出露的地层主要是辽河群的浪子山组、大石桥组和盖县组，属一套含碳质较高的泥岩、泥沙岩、不纯碳酸盐岩以及与海底热水喷流作用有关的硅质岩，经绿片岩相—角闪岩相变质变形作用改造的浅粒岩、大理岩和片岩互层组合带。

矿集区内构造复杂，褶皱构造形成于裂谷带遭受碰撞造山作用、后造山作用中，并以塑流变形—塑性变形—塑—脆性变形作用为特征。矿集区内的褶皱构造具有多期叠加特征，大体可划分为三期：早期即在裂谷上隆初期形成东西向平缓开阔褶皱，有两个背斜（新岭、榛子沟）、两个向斜（四棵杨树、南山）组成；中期在背斜的基础上形成北西向或近南北向韧性叠加推覆构造，造成岩层倒转和基底较老地层推覆到大石桥组三段之上，形成矿区原地系统和东部外来系统两个单元；晚期由于深部物质重熔上侵，在岩体（大顶子）四周形成一系列紧闭线状褶皱；断裂构造主要表现为由塑流变形—韧—脆性变形—脆性变形的线形构造带。在早期东西向褶皱构造形成同时，伴随有南北、北西向两组压扭性断裂的形成和层间脱离构造，它们以塑流变形或韧—脆性变形为特征，早期的韧—脆性剪切带为成矿提供良好空间；印支—燕山运动时期，岩浆—构造活动形成大量的北东向、北西向、近南北向、近东西向的断裂构造，部分北东向和北西向的断裂叠加在早期断裂之上。晚期的脆性断裂在该区铅锌银金的成矿中也起了重要作用。

矿集区内岩浆活动强烈，据同位素年龄测定主要有吕梁期和印支期。吕梁期即裂谷回返期由壳源超变质作用形成的重熔型花岗岩—如大顶子斜长花岗岩体（K-Ar, 1621-1740Ma）；印支期有大规模同熔重熔型花岗岩侵入，如双顶沟花岗岩体、新岭花岗岩体及姚家花岗岩体等（K-Ar, 217.6-230.7Ma）。印支期岩浆活动对区内成矿有重要影响。

在青城子矿田约 20 平方公里内，集中产出了青城子大型铅锌矿、高家堡子大型银矿和小佟家堡子、白云、杨树、林家等大、中型金矿床（刘国平等，1998，1999）（图 2-1）。铅锌银金矿集区内已发现了 100 多个铅锌矿体，分布于榛子沟、南山、喜鹊山、本山、甸南等大中型铅锌矿床中，累计探明储量 150 万吨；近 10 余年内，发现大量金、银矿体赋存于大石桥组顶部与盖县组接触部附近的大理岩、浅粒岩、云母片岩夹硅质岩互层带中（包括高家堡子银矿床、小佟家堡子金矿床、杨树金矿床等），目前已探明金储量 209 吨，银储量 1139 吨，构成高家堡子—小佟家堡子金银多金属矿化带，并具有较好找矿前

景；矿化带北部于盖县组片岩接触带中赋存有林家、桃源、白云等中型金矿床。构成一处集多个大型矿床于一区的、重要的铅锌银金矿成矿集中区。

研究该矿集区的典型铅锌、银、金矿床特征，对分析成矿条件和控矿因素、总结成矿规律和进行成矿预测具有重要意义。

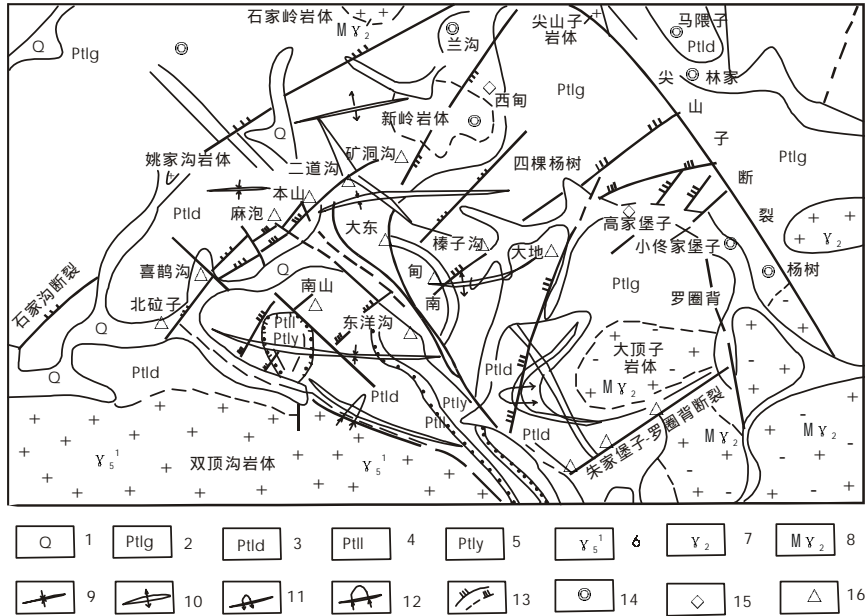


图 2-1 青城子矿集区地质矿产图（孙立民等，1997）

1—第四系；2—盖县组片岩；3—大石桥组大理岩；4—高家岭组；5—里尔峪组混合岩；6—印支期斑状黑云母花岗岩；7—吕梁期花岗岩；8—吕梁期斜长花岗岩；9—复式背斜；10—复式向斜；11—翻转背斜倒转背斜；12—翻转向斜侧转向斜；13—断裂、推测断裂构造；14—金矿床；15—银矿床；16—铅锌矿床

第一节 小佟家堡子金矿床

一、矿床地质

小佟家堡子金矿床产于青城子推复体滑脱面东侧，榛子沟倾没背斜的倾没端，南临大顶子花岗岩，东有尖山子断裂。在厚层片岩覆盖下，于大石桥组顶部与盖县组接触部附近的互层带中蕴育着高家堡子—杨树金床金银多金属矿化带，小佟家堡子金矿床是该带的一部分（图 2-2）。已有的矿产勘查工作获得的金储量达到大型金（银）矿床规模。

（一）矿区地层

矿区出露地层主要是辽河群大石桥组三段上部岩层及盖县组下部岩层。其不同岩性

接触部多为金、银矿体赋存部位。

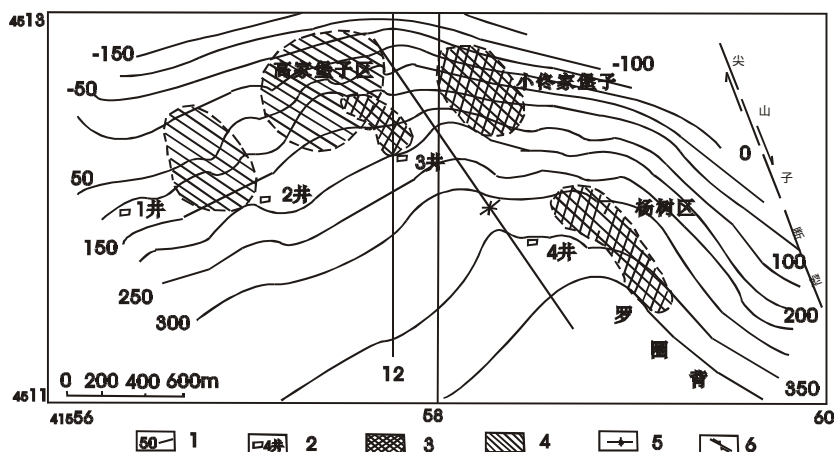


图 2-2 小佟家堡子—高家堡子矿化带 d_3^5 顶板等值线及矿化分布图

1- d_3^5 顶板等值线; 2-竖井; 3-金矿化范围; 4-银矿化范围; 5-背斜轴; 6-断裂

大石桥组三段四层($PtLd_3^4$)下部为斜长浅粒岩, 中部为条带状白云石大理岩, 上部为石榴石矽线石黑云片岩; 大石桥组三段五层($PtLd_3^5$)为白云石大理岩夹方柱石大理岩、矽线石黑云片岩; 盖县组地层主要为各种片岩、变粒岩等。在大石桥组三段四、五层之间往往发育一层黑云变粒岩层, 大石桥组顶部与盖县组接触面有硅质岩分布, 二者沿层呈透镜体产出, 受层位控制明显; 大理岩具层纹构造和同生角砾构造, CaO/MgO 比值为 0.2~0.6。

斜长浅粒岩层($PtLd_3^4$ xcL): 主要岩石为斜长浅粒岩。局部夹有少量黑云母变粒岩。岩性特征: 呈白色, 中粒花岗结构, 块状构造, 矿物成分酸性斜长石占 55%±, 石英 25%±, 微斜长石 15%±, 白云母微量, 副矿物有锆石、磷灰石。斜长浅粒岩与大顶子斜长花岗岩无论结构、构造、成分均相似, 故有人称其为斜长花岗岩, 该层与矿化无关, 层厚 10~30 米。

黑云变粒岩层($PtLd_3^4$): 岩石呈灰色、细粒变晶结构, 条带状构造。矿物成分有微斜长石(粒径 0.05~0.15mm, 含量 45%)、石英(粒径 0.05~0.3mm, 含量 25%)和黑云母(含量小于 15%)。副矿物有电气石、磷灰石等。硅化、黄铁矿化和毒砂化三种蚀变与 Au 关系密切, 其原岩为辽河期海相酸性火山岩(赵广繁、孙立民, 1997)。

白云石大理岩层($PtLd_3^4$ bd): 岩性以白云石大理岩为主, 间夹少量石墨及云母条带。岩性特征为: 灰色, 粒状结构, 块状构造。矿物成分: 白云石 80—92%, 白云母 5%±, 石墨微量。该层岩石上部与上覆地层接触为一套破碎了的互层带。厚度 5~20 米。

石榴石矽线石云母片岩层($PtLd_3^4$ sip): 以石榴石矽线石云母片岩为主。岩性特征: 灰色, 中~细粒鳞片变晶结构, 片状构造。矿物成分: 石英、微斜长石、黑云母、白云母

等。此层上部与 d_3^5 接触，亦为一套过渡性岩石。多破碎，层厚 15—30 米。

白云石大理岩层(PtLd₃⁵)：以白云石大理岩为主。其上部局部夹方柱石大理岩，中下部夹薄层矽线石云母片岩。白云石大理岩岩性特征：白云石占 80~95%±，白云母占 1%±，石墨少量，局部含有方解石等。该层西段较厚，东段较薄，层厚 20~100 米，该层往往破碎，且受到较强的硅化，是金矿的最主要含矿层位。

硅质岩层：硅质岩厚 1~10 米不等，地表呈穹状拱起，抗风化性较强。硅质岩呈深灰色、致密结构、块状、角砾状、孔洞状构造。矿物成分有石英(含量大于 90%)、玉髓、绢云母、方解石、碳质、铁质，偶见电气石、黄玉、鲕绿泥石等。石英颗粒明显拉长，波状消光，常呈团块状交代玉髓，SiO₂ 含量为 94.5%，微量元素富 Au、Ag、Mo、Sb、As、Pb、B，贫 Cu、Zn。岩石为孔洞状构造(气体逸失)。硅质岩与金银矿化关系密切(图 2-3)，其本身或上下盘常有金银矿体产出。硅质岩的地质地球化学特征研究结果表明，其形成与古元古代裂谷盆地内部的热液喷流沉积作用有关，并对区内金及多金属矿床成矿有重要控制作用(姜瑛、刘先利等，1997，1999)。

盖县组地层(Ptlg)：本区涉及中下部，主要为黑云母片岩、线石云母片岩、黑云变粒岩等，层厚 150~500 米。

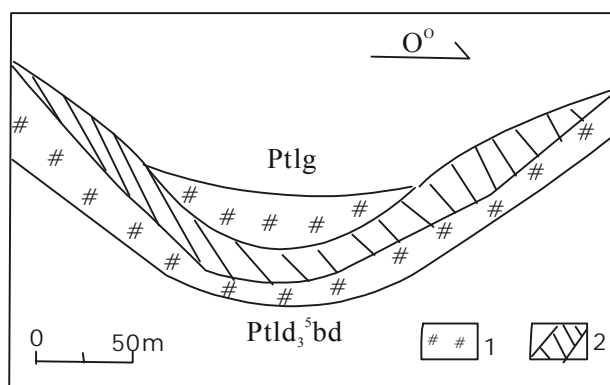


图 2-3 小佟家堡子矿床 300m 中段地质图(局部)

Ptlg-片岩；Ptld-白云石大理岩

1-硅质岩；2-金矿体

(二) 矿区构造

矿床容矿岩石在变质变形条件下，形成了复杂的构造格局，总的来说包括三期构造变形。早期变形表现为一系列顺层的平卧和紧闭同斜褶皱、层间或层韧性剪切带等，各种顺层褶皱都有韧性剪切带作为构造面，主要褶皱构造包括双顶沟—榛子沟大型倒转平卧褶皱、北砬子—石家堡子紧闭同斜褶皱、大顶子弓形紧闭同斜复式褶皱等。主要断裂(韧性变形带)包括浪子山组—大石桥组二段层间韧性剪切带、大石桥组二段一层与二层间大型韧性剪切带等。中期变形表现为北东向脆性腿覆构造，此期形成一系列断裂、

褶皱构造，西荒沟—石家西沟断裂、喜鹊沟—本山—二道沟断裂、房扁沟—大东沟断裂、李家西沟—甸南断裂和朱家堡子—马家堡子断裂等均为本期构造活动产物。晚期变形主要是一些诱导花岗岩侵入的区域性被动断裂及由于花岗岩侵位诱发的主动断裂，这些断裂的规模和性质各异，断裂走向主要是北东、北北东和北西向。

矿区最主要的褶皱构造为早期形成的东西向的棒子沟复式背斜，矿床矿体产出于其次级构造高家堡子背型中。高家堡子背型：轴向南西倾 230° ，倾角 75° ，枢纽 320° 走向，倾伏角 14° 。其西翼地层较缓，总体产状走向 $70^{\circ}\sim 80^{\circ}$ ，倾向北西，倾角 $10^{\circ}\sim 15^{\circ}$ 。东翼地层较陡，总体产状：走向 $280^{\circ}\sim 300^{\circ}$ ，倾向北东，倾角 $20^{\circ}\sim 35^{\circ}$ ，局部达 $40^{\circ}\sim 50^{\circ}$ 。该背型控制金银多金属矿床的分布，其西南翼以银多金属矿为主，如高家堡子银多金属矿床；东北翼以金(银)多金属矿为主，入小佟家堡子、杨树等金(银)矿床。

矿区最主要的断裂构造为尖山子断裂，属区内一级断裂，南起杨家岭，经本区至桃源金矿区，一直延伸至白云金矿区，控制区域上金矿的展布。该断裂延长约 $15\sim 20$ 公里，走向 330° ，局部近南北，倾向北东，倾角 $60^{\circ}\sim 80^{\circ}$ ，断裂带幅宽 $10\sim 20$ 米，最宽 180 米。带内有强烈的片理化、石墨化、泥化，靠近尖山子地段出现大理岩角砾。通过对南段研究，带内有很多塑性变形特征，具体表现为片理化明显、小褶皱发育；枢纽产状不尽一致，多为 310° 方向，反映了主压力方向；同时可见有早期的刚性岩石被拉断，塑性岩石产生绕流现象。脆性变形也较强烈，主要表现为岩石的破碎松散。对其次级构造及构造岩的研究表明，该断裂带具多期活动特点。另对其微量元素分布特征研究，金、银、砷与之关系较为密切，铅、锌、铜关系不大。通过化探次生晕资料，在其边部约几百米范围内(上、下盘)，存在金的低缓异常带($5\text{PPb}\sim 80\text{PPb}$)，说明了此断裂带与金的成矿有着一定的渊源关系(刘君，1995)。

必须强调的是，区内广泛发育的近东西向断裂构造，包括出现在大石桥组三段五层(Ptld_3^5bd)与盖县组(Ptlg)接触部、大石桥组三段四层上部($\text{Ptld}_3^4\text{slp}$)与大石桥组三段五层(Ptld_3^5bd)接触部、大石桥组三段四层中部(Ptld_3^4bd)与大石桥组三段四层($\text{Ptld}_3^4\text{slp}$)上部接触部、盖县组(Ptlg)下部靠近与大石桥组三段五层(Ptld_3^5bd)接触部断裂构造，在空间上控制着区内金矿床矿体的分布。

区内成矿后断裂主要为北东、北西两组。从中段探矿可看到，均已切割矿体。但破坏性不大，基本不造成矿体的中断与缺失。这些断裂多为张性结构面特征，上盘下降，下盘上升，在切过缓倾斜的地层，在平面图上显得错距很大，而在剖面上错距却很小。

(三) 矿区岩浆岩

本区为青城子矿田岩浆岩相对弱区，南部距吕梁期大顶子斜长花岗岩体 1Km ，北西方向 4.5Km 处为印支期新岭花岗岩，而矿区内只有脉岩出露，主要是花岗斑岩脉与煌斑岩脉沿北东与东西向断裂构造产出。中生代岩浆活动对金矿成矿有重要影响(赵广繁、孙立民，1997)。

二、矿化带特征

小佟家堡子金矿区内发育三个金矿化带，这些矿化带主要赋存于大石桥组三段四层中部条带状白云石大理岩顶部与上部石榴矽线石黑云片岩之间、三段四层上部石榴石矽线石黑云片岩与三段五层之间、三段五层上部与盖县组地层接触带的成矿断裂中。其中：

I号矿化带位于盖县组片岩与大石桥组三段五层的接触部，产状与地层一致，总体延长500米，延深200—600米，走向近东西，倾向北，倾角25°，带内矿化不连续，一般矿体赋存于地层起伏地段。带内主要产出I号矿体。

II号矿化带为本区较大的金矿化带。自西向东连续产出，已控制延长600米，延深300米，宽2~25米，走向北西285°，倾向北东，倾角25°。该矿化带赋存于三段五层大理岩与三段四层片岩之间的过渡带上，产状与地层一致，带内岩石破碎强烈，矿化较强。石墨化、毒砂化、硅化、黄铁矿化等蚀变发育。带内主要产出II号矿体。

III号矿化带赋存于三段四层中部白云石大理岩与上部石榴石云母片岩互层过渡带中。带内岩石变形强烈，具有较强的片理化和石墨化现象，矿化带在空间上连续性较好，与地层产状基本一致，走向70°—80°，倾向北，倾角25°，延长1000余米，延深500米，宽2—10米。该矿化带内金矿化相对较弱，主要产出III号矿体。

此外，在I号矿化带下部（大石桥组三段五层之内），发育层间剥离断裂，断裂产状与地层一致，目前该断裂控制延长近500米，延深400余米，走向北西285°，倾向北东，倾角25°，带内发育I-1号矿体。

三、矿体形态、规模和产状

现有矿产勘查工作证实，矿区内共发育三个金矿化带，矿化带内赋存矿体30多个。其中，I号矿体赋存于I号矿化带中，主要为硅质岩型，矿体呈似层状、扁豆状产出（图2-4、2-5），均为钻孔控制。含矿岩石为硅质岩、硅化碎裂大理岩、黑云变粒岩等，但并不是所有的硅质岩、黑云变粒岩都含金，只有当岩石变形强烈、含相对较多黄铁矿和细粒独砂时，才构成金矿体。在20~36线间见4条金工业矿体，I-2号矿体规模较大，延长320米，宽6米，其他三条矿体单矿脉延长60~150米，厚1.0~5.4米，延深70~150米；矿体产状与地层一致，一般走向70°~90°，倾向北，倾角10°~25°，局部达60°；矿体赋存标高100~200米。此外，该矿带中尚见有富硫化物金银铅锌矿体，矿石金平均品位 3.78×10^{-6} 。

I-1号矿体：为独立的金矿体，赋存于大石桥组三段五层中部的硅化碎裂大理岩内的I-1矿化带内，矿体呈似层状、扁豆状产出，区内见六条工业矿体，单个矿体延长80~200米，厚0.7~5.86米，其中西段矿体较薄，东段矿体厚大。矿体延深超过延长，控制深度最大70~300米。矿体走向70°~90°，倾向北，倾角15°~27°，产状与地层一致，局部因

切层断裂影响，产状有所变化。矿体赋存标高 50~200 米，矿化类型为含金石墨硅化大理岩，个别部位见富硫化物金银铅锌矿体。矿石金平均品位 3.33×10^{-6} 。

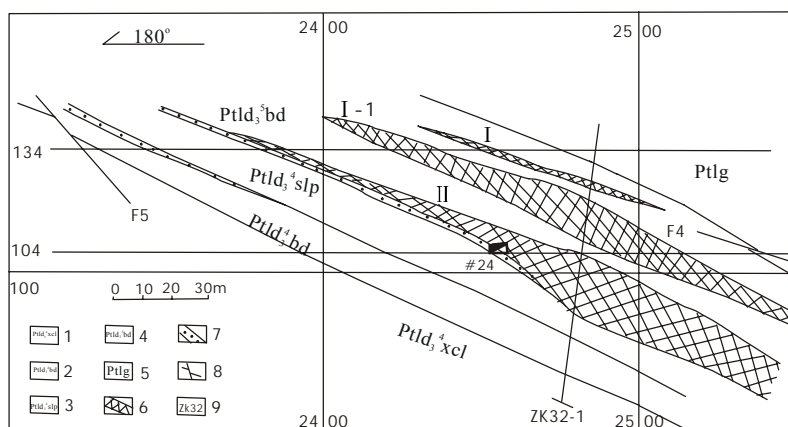


图 2-4 小佟家堡子金矿床 30A 地质剖面图 (局部)

1-大石桥组三段四层斜长浅粒岩；2-大石桥组三段四层白云石大理岩；3-大石桥组三段四层石榴黑云片岩；4-大石桥组三段五层白云石大理岩；5-盖县组黑云片岩；6-金矿体；7-蚀变带；8-断裂构造；9-钻孔及编号

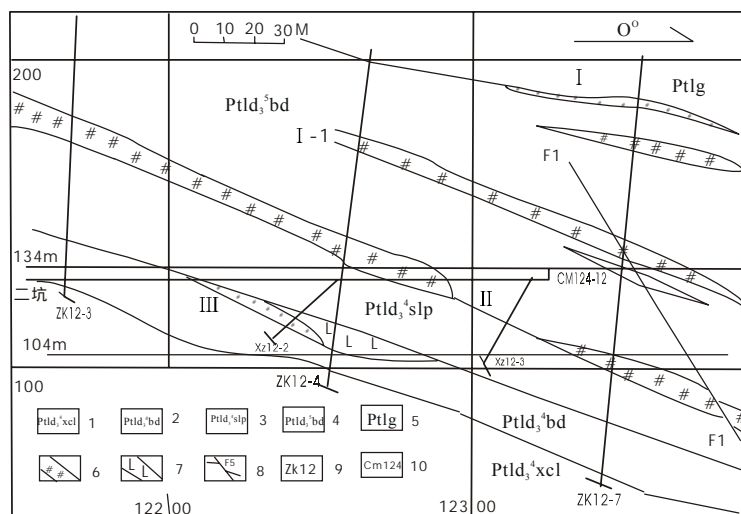


图 2-5 小佟家堡子金矿床 12 线地质剖面图 (局部)

1-大石桥组三段四层斜长浅粒岩；2-大石桥组三段四层白云石大理岩；3-大石桥组三段四层石榴黑云片岩；4-大石桥组三段五层白云石大理岩；5-盖县组黑云片岩；6-金矿体；7-煌斑岩；8-断裂构造；9-钻孔及编号；10-穿脉及编号

II 号矿体产出 II 号矿带中，为独立矿体。呈似层状、扁豆状产处于 d_3^5 大理岩与 d_3^4

片岩之间的过渡带上,总体与地层产状一致。区内见 3 条工业矿体,单个矿脉延长 70~200 米,厚 0.96~17.29 米,局部达 29.63 米,控制延深 360 米;矿体产状与构造带一致,东段走向 70°,西段走向 90°,倾向北,倾角 10°~30°,局部受断裂影响,产状有所变化。矿体赋存标高 50~200 米(图 2-4)。该矿体主要为石墨硅化大理岩、硅化黑云变粒岩型矿化。东段平均品位 21.50×10^{-6} ,西段平均品位 4.56×10^{-6} 。

四、矿石组成及结构

小佟家堡子金矿含矿岩石包括大理岩、硅质岩、片岩、透闪石变粒岩和石英脉。金矿石矿物成份较简单,金属矿物含量较少,仅占 4.15%。主要矿石矿物为黄铁矿,约占 2.66%,其次为毒砂,约占 1.2%,此外见少量的闪锌矿、方铅矿、黄铜矿和微量的黝铜矿、磁黄铁矿。有用矿物为金银矿、银金矿。脉石矿物主要为白云石、石英,少量的绢云母、石墨。石墨含量小于 2%,其中一部份为原岩(变粒岩、大理岩)中的成份,另一部分为成矿时的动力变质所形成。前者在矿石中呈定向分布,展布特征与岩层一致,后者则常聚集成堆出现(集合体中有时包有毒砂等矿物)或见于矿石滑动面节理面上。

根据矿石矿物、脉石矿物组合特征,可将金矿石划分为硅质岩型、破碎带蚀变岩型、硅化大理岩型及石英细脉型等矿化类型,总体以前两种类型为主,较大型矿体常有多种类型复合,如浅部的硅化大理岩型延深过渡为破碎带蚀变岩型等。所有金矿石均为贫硫化物型,肉眼不见铅锌等矿物。

黄铁矿:为最重要矿石矿物,在矿石中呈三种状态产出:一是黄铁矿呈变胶状结构沿片理方向定向排列,并具有明显遭受变形改造特征。这种黄铁矿在层状矿石中常见,呈串珠状、莓球(草莓)状或细粒浸染状产出,粒度较细, <0.2mm,探针分析结果(表 2-1)表明,这种黄铁矿 Fe 为 46.19%,S 为 53.4%,并含有较高的 Co、Au 等元素含量,它由原始沉积黄铁矿经变质作用重结晶形成;二是中粗粒(0.1-1.0mm),常呈立方体,自形一半自形晶,有明显的重结晶作用而形成的镶边结构、环带结构,这种黄铁矿核部与边部成分存在明显差异,主要表现为核部含 As 略低,边部含 As、Au 较高(表 2-1),在镶边结构间隙可见方铅矿、金矿物充填,为主要载金矿物;三是半自形中、细粒(0.05-0.5mm)黄铁矿,呈浸染状产出于石英微细脉中,与毒砂等共生,这种黄铁矿 Fe 为 44.82%,S 为 54.6%,并含有略高的 Co、Au、Ag、Cu 等元素含量,它由沉积物中分散分布黄铁矿等在变质热液作用下迁移、富集形成。

毒砂:为金矿石中较常见矿物。主要呈两种状态产出:一是自形微粒晶(0.01-0.05mm)毒砂,呈针柱状、针状集合体呈散浸染状或局部密集浸染状产出于石英细脉、细网脉中,探针分析结果(表 2-1)表明,这种毒砂 Fe 为 32.19%,S 为 21.42%、As 位 45.7%,并含有较高的 Au、Te 等元素含量;二是中粒(0.01-0.2mm)毒砂,呈针柱状集合体或细脉状

分布，与具有环带结构、镶边结构的黄铁矿共生，这种毒砂 Fe 为 29.93%，S 为 22.47%、As 位 47.3%，常表现为金的载体矿物。

表 2-1 主要矿物电子探针分析结果

序号	样号	矿物名称	Au	Co	As	S	Fe	Ag	Cu	Te	Zn	Sb	Total
1	XTJPZ-2	脉状黄铁矿	0.28	0.08	0	53.4	46.19	0	0	0	0	0	99.96
2	XTJPZ-7	条纹黄铁矿	0.27	0.05	0.08	54.6	44.82	0.07	0.02	0	0	0	99.91
3	XTJPZ-6	核部黄铁矿	0.15	0.22	0	53.77	45.61	0	0	0.06	0.12	0.12	99.92
4	XTJPZ-6	边部黄铁矿	0.99	0	0.04	52.6	46.13	0	0	0.14	0	0	99.9
5	XTJPZ-6	核部黄铁矿	0.42	0.04	0	53.26	46.17	0.11	0.02	0	0	0	100.01
6	XTJPZ-6	边部黄铁矿	0.21	0.05	0.13	52.38	47.1	0.03	0.03	0	0.06	0.06	99.98
7	XTJPZ-11	核部黄铁矿	0.5	0.03	3.86	53.63	41.7	0.12	0	0.08	0	0	99.92
8	XTJPZ-11	边部毒砂	0.33	0.06	45.72	21.42	32.19	0	0	0.19	0.05	0.05	99.96
9	XTJPZ-9	梅花状毒砂	0	0.02	47.25	22.47	29.93	0.21	0.09	0	0	0	99.97

注：吉林大学电子探针分析室，2003

矿石化学成分与相应的岩石成分一致，如硅质岩型矿石中 SiO_2 为 93.48%，碳含量较高（1.31%），Au 平均 3.30×10^{-6} ，Ag 平均 11.20×10^{-6} ；而蚀变岩（云母变粒岩）型矿石的 SiO_2 为 49.31%，碳含量较高（4.51%），Au 平均 8.50×10^{-6} ，Ag 平均 8.50×10^{-6} 。矿石普遍含有微量的 Zn（ $100 \sim 1900 \times 10^{-6}$ ），Cu（ $60 \sim 180 \times 10^{-6}$ ），Pb（ $80 \sim 650 \times 10^{-6}$ ）等。

小佟家堡子矿床最发育的矿石构造为层纹构造（照片 2-1）、浸染状构造，其次细脉浸染构造、细脉状构造（照片 2-2）和环状构造（照片 2-3）。矿石呈自形粒状结构（照片 2-5）、他形粒状构（照片 2-6）、包含结构、压碎结构、胶状结构（照片 2-4）、交代残余结构等。其中：

层纹状构造由中细粒自形一半自形黄铁矿、毒砂沿硅质岩、大理岩、片岩、变粒岩线理分布，硫化物呈微细条纹与含矿岩石平行相间产出，硅质岩中的石英等矿物，常发生拉长定向等变形（照片 2-1）。浸染状构造主要是黄铁矿、毒砂星散而均匀地分布于含矿岩石中，或在微细石英脉中稀疏分布；细脉浸染状构造较为常见，表现为含黄铁矿、毒砂的石英细脉、微细脉沿含矿岩石片理或裂隙分布，当这些硫化物石英细脉稍大或较多时构成角砾状或网脉状构造。

环带结构为本区最常见矿石结构，以黄铁矿环带结构为特征，常表现为早期黄铁矿被晚期黄铁矿包围，或被晚期自形毒砂包围形成环带，有时环带的核部可见共生的黄铁矿和毒砂；草莓（莓球）状结构主要表现为细粒黄铁矿形成的莓球状集合体，这种莓球场被晚期毒砂、黄铁矿包围；压碎结构常表现为在早期粗粒黄铁矿或毒砂被压碎形成晶



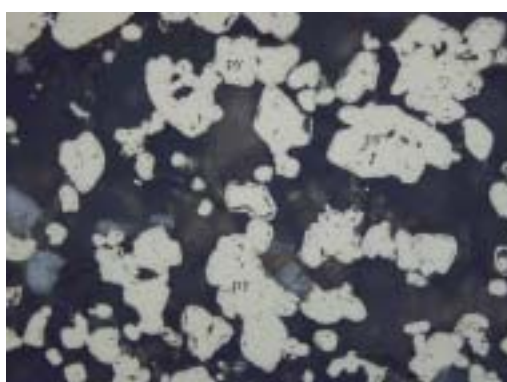
照片 2-1 层纹状构造(xt-10)
(py-黄铁矿, 下同)



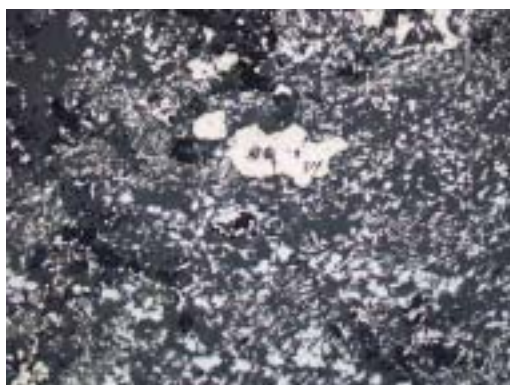
照片 2-2 脉状构造(xt-9)
(Ap-毒砂, 下同)



照片 2-3 环带结构(xt-5)



照片 2-4 胶状结构(xt-11)



照片 2-5 两期黄铁矿(xt-8)



照片 2-6 针状毒砂(xt-9)

屑分布于黄铁矿附近，有时这些晶屑出现定向分布，反映应力变形方向；交代结构较为常见，特别是在硅化石英细脉中，包括毒砂交代黄铁矿、方铅矿交代黄铁矿、方铅矿交代毒砂等。

矿石组构特征，总体反映该矿床形成既与沉积作用有关，又遭受后期变质变形及热液的迭加改造。

五、矿石中金的赋存状态

金在矿石中呈两种状态赋存，一为不可见金，二为可见金。以不可见金为主，约占矿石中金总量的 80%，可见金占 20%。矿石中的金主要赋存于硫化物中（表 2-2、2-3），且金含量与硫化物总量成正比，特别需要强调的是，金与黄铁矿、毒砂关系密切（表 2-4）。

表2-2 金浸出试验结果（-0.074mm占90%原矿）

项 目	单体裸体 Au	硫化物包含 Au	硅酸盐包含 Au	含 量
Au 含量 10^{-6}	0.22	7.96	0.17	8.35
Au 分布率(%)	2.63	65.33	2.04	100.00

(据辽宁地勘局 103 队，1996)

表 2-3 重选精矿的矿物组成及金的化学分析结果

不同产品 粒级	矿化物矿物量(%)					硫化物 金含量 10^{-6}	综合脉石金 含量 10^{-6}	产品中金 含量 10^{-6}
	黄铁矿	毒砂	闪锌矿	方铅矿	含量			
+710	2.87	1.11	0.10	微	4.08	7.29	0.27	7.56
-710~+0.095	47.34	5.70	2.89	0.50	56.43	35.20	0.12	35.32
-0.095	67.40	11.70	2.08	1.16	82.34	68.18	0.05	68.23

(据辽宁地勘局 103 队，1996)

表 2-4 硫化物混合物中金含量及黄铁矿、毒砂含量特征

不同产品 粒级	硫化物混合物 中金含量 10^{-6}	毒砂量 / 硫化物 总量	黄铁矿量 / 硫化物总量
+710	195.29	0.2721	0.7034
-710~+0.095	61.83	0.1014	0.8389
-0.095	82.84	0.1423	0.8184

矿石光片研究表明, 矿石中的可见金主要以金银矿、银金矿形式赋存于黄铁矿或毒砂矿物之中(表 2-5), 呈裂隙金、包体金产出, 粒度较细, 一般在 0.001~0.01mm, 个别达 0.03mm(长轴), 以微粒金为主, 细粒金极少; 其晶粒形态主要为浑园粒状、长粒状, 其次为细脉状、条状。经查定 55 块光片, 仅有 6 块见到了金矿物(共计 44 粒), 其粒度形态特征见表 2-6。

表2-5 矿石中金矿物的探针分析结果

样品号	分析结果		合 计	矿 物 名 称
	Au	Ag		
bg12A-15	44.02	55.86	99.88	金 银 矿
bg12A-15	43.10	56.70	99.80	金 银 矿
bg12A-15	40.55	58.80	99.25	金 银 矿
bg12A-15	44.02	55.82	99.84	金 银 矿
bg12A-15	44.68	55.20	99.88	金 银 矿
bg34A-3	47.09	52.77	99.86	金 银 矿
bg34A-3	25.63	74.31	99.94	金 银 矿
bg34A-3	50.01	49.92	99.93	银 金 矿
bg36-2	64.02	35.79	99.81	银 金 矿

(据辽宁地勘局 103 队, 1996)

表2-6 金矿物粒度、形态特征

金矿物形态	微粒金 (<0.01mm)		细粒 (0.01~0.037mm)		合 计	
	数量	含量 (%)	数量	含量(%)	数量	含量(t)
浑园粒状	19	43.18			19	43.18
角粒状	1	2.27			1	2.27
长粒状	14	31.82			14	31.82
条 状	3	6.82	1	2.27	4	9.09
细脉状	4	9.09	2	4.55	6	13.64
合 计	41	93.18	3	6.82	44	100

(据辽宁地勘局 103 队, 1996)

第二节 高家堡子银矿床

一、矿床地质

高家堡子银矿床赋存于大石桥组顶部与盖县组接触部附近的互层带中, 位于小佟家

堡子金矿西部，属于高家堡子—杨树金床金银多金属矿化带的一部分（图 2-2）。已有的矿产勘查工作获得的银储量达到大型银（金）矿床规模。

矿区出露地层主要是辽河群大石桥组三段上部岩层及盖县组下部岩层。大石桥组三段四层(PtLd₃⁴)下部为斜长浅粒岩，中部为条带状白云石大理岩，上部为石榴石矽线石黑云片岩；大石桥组三段五层(PtLd₃⁵)以白云石大理岩为主，其上部局部夹方柱石大理岩，中下部夹薄层矽线石云母片岩；盖县组地层主要为黑云母片岩、矽线石云母片岩、黑云变粒岩等。其不同岩性接触部多为金、银矿体赋存部位。

矿区断裂构造发育，按展布方向分为近东西、北西、北东和近南北相四组，根据其成矿的关系，近东西向（70°—80°）最为重要。这些断裂构造主要发育于三个部位：在大石桥组三段四层中部条带状白云石大理岩上部与上覆地层之间出现 5~20 米的近东西向断裂构造带，控制 III 号银矿化带；上部石榴石矽线石黑云片岩与三段五层之间，出现 15~30 米的近东西向断裂构造带，控制 II 号银矿化带；三段五层下部靠近 II 号银矿化带出现 II 号银矿化带分枝，上部与盖县组地层接触带发育的近东西向断裂构造带控制 I 号银矿化带和 IV 号银矿化带。

矿区褶皱构造主要为早期形成的东西向的棒子沟背斜，矿区处于倾没端北翼单斜地层中，矿体受次级构造高家堡子背形控制，高家堡子银多金属矿床矿体产出于其西南翼。矿区断裂构造可按展布方向，分为近东西、北西、北东、近南北向四组。按与成矿关系可分为成矿前断裂、成矿期断裂和成矿后断裂。

二、矿化带特征

高家堡子银矿区共发育四个银（金）矿化带，这些矿化带主要赋存与在大石桥组三段四层中部条带状白云石大理岩顶部与上部石榴石矽线石黑云片岩之间、上部石榴石矽线石黑云片岩与三段五层之间、三段五层下部、三段五层下部上部与盖县组地层接触带。其中

I 号矿化带位于盖县组片岩与大石桥三段五层大理岩的接触部及其上部，矿化带产状与地层一致，延长 1400 米，延深 200~600 米，走向 70°—80°，倾向北，倾角 25°，矿化带空间上不连续，主要发育在地层起伏地段。该矿化带内赋存 I 号矿体。

II 号矿化带为本区较大规模的矿化带，具体赋存在大石桥组三段五层大理岩与三段四层片岩之间的过渡带中，矿化带产状与地层一致。延长 1400 米，延深 300 米，宽 2—25 米，走向 70°~80°，倾向北，倾角 25°，该矿化带中岩石变形强烈，石墨、毒砂、黄铁矿化和硅化发育，控制着 II 号矿体的产出。

III 号矿化带赋存于三段四层中白云石大理岩与石榴石云母片岩互层过渡带中。带内岩石变形强烈，具有较强的片理化和石墨化现象，矿化带在空间上连续性较好，与地层

产状基本一致，走向 70°~80°，倾向北，倾角 25°，延长 1000 余米，延深 500 米，宽 2~10 米。主要控制 III 号矿体的产出。

IV 号矿化带产出于 4~8 线之间，赋存与盖县组底部黑云母变粒岩中，带内岩石变形强烈，片理化发育，空间上延长 200 米，延深 150 米，厚 2~4 米，走向 80°，倾向北，倾角 20°左右，主要控制 IV 号矿体的产出。

三、矿体形态、规模和产状

高家堡子银（金）矿床赋存于地下赋存于地下 200 米，四个矿化带总体延长 1600 米，宽 200~300 米，总体走向北东 70°~80°，倾向北西，倾角 10°~30°，四个矿化带近平行产出，带内的银（金）矿体呈层状、似层状、扁豆状和脉状产出。现有矿产勘查工作证实，矿化带内赋存矿体 30 多个，主要矿体特征见表 2-7。

表 2-7 高家堡子银（金）矿床主要矿体特征一览表

矿体 标号	矿化 类型	矿体规模			矿体 产状	矿石品位			
		延长 (m)	延深 (m)	厚度 (m)		Ag 10 ⁻⁶	Au 10 ⁻⁶	Pb %	Zn %
I	大理岩	400	100-250	1.52-3.7	335∠20	486.12	0.81	0.79	1.69
I -1	大理岩	200	100	0.8-1.14	360∠20	442.56	1.26	0.89	1.60
I -2	大理岩	500	180	0.9-2.02	335∠20	542.55	0.45	0.99	0.90
I -3	大理岩	250	200	0.85-2.4	335∠20	214.56	0.20	0.48	1.60
I -6	大理岩	160	72	0.98	335∠20	1016.3	2.03	6.02	0.73
I -7	蚀变岩	100	45	2.61	360∠20	298.92	0.48	0.68	0.05
I -9	蚀变岩	230	40	2.39	360∠20	15.01	8.27	0.05	0.05
II Ag	蚀变岩	50-400	40-210	1.02-2.1	345∠20	182.67	0.53	1.64	3.14
II Au	蚀变岩	50-200	60-140	1.58-6.9	345∠20	8.93	4.98	0.05	0.05
II PbZn	蚀变岩	50-130	40-170	2.15-3.3	345∠20	23.82	0.40	0.69	2.25
III Ag	大理岩	80-300	70-250	0.64-3.7	345∠20	148.67	0.53	1.77	3.40
III PbZn	大理岩	50-100	40-300	0.83-6.4	345∠20	25.12	0.15	0.96	1.60
IV	变粒岩	150	110	1.13	360∠20	434.29	0.02	0.38	0.79

(据辽宁有色丹东地质勘查院资料整理，2001)

各主要矿体特如下：

I 号银矿体：分布于 2 号坑 3—12 线间。产于 d₃⁵大理岩顶部层间破碎带中，矿体呈似层状（图 2-6、7）。总体走向近东西，倾向北，倾角 10°~30°，控制延长 400 米，倾斜延深 100~250 米。垂厚 1.52~3.70 米，银平均品位 486.12×10⁻⁶，金平均品位 0.81×10⁻⁶，

铅平均品位 0.79%，锌平均品位 1.69%，控制标高+10~+200 米。

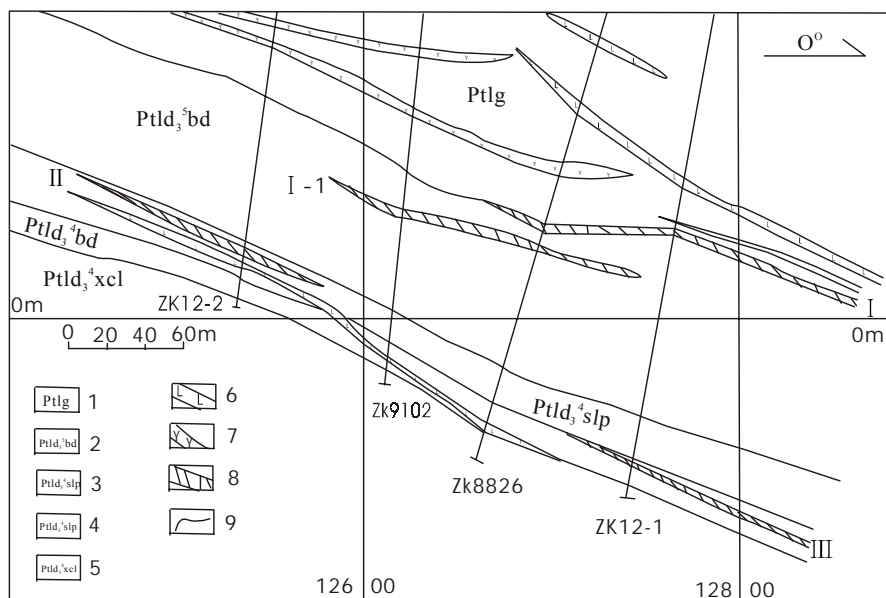


图 2-6 高家堡子银矿床 12 线地质剖面图（局部）

1-盖县组黑云片岩；2-大石桥组三段五层白云石大理岩；3-大石桥组三段四层石榴黑云片岩；4-大石桥组三段四层白云石大理岩；5-大石桥组三段四层斜长浅粒岩；6-煌斑岩；7-花岗岩斑岩；8-金矿体；9-地层界限

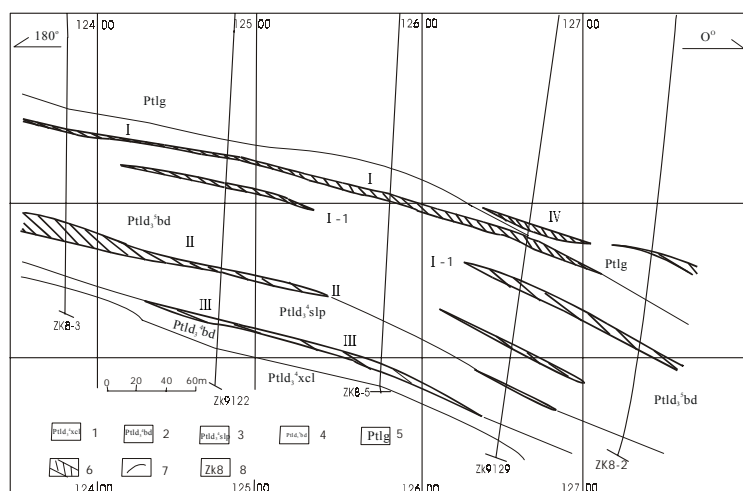


图 2-7 高家堡子银矿床 8 线地质剖面图（局部）

1-大石桥组三段四层斜长浅粒岩；2-大石桥组三段四层白云石大理岩；3-大石桥组三段四层石榴黑云片岩；4-大石桥组三段五层白云石大理岩；5-盖县组黑云片岩；6-金矿体；7-地层界限；8-钻孔及编号

I—1 号银矿体：分布于 2 号坑 7~8 线间，产于 d_3^5 大理岩层间断裂中，走向东西向，倾向北，倾角 $10^\circ \sim 25^\circ$ ，控制延长 200 米；倾斜延深 100 米，垂厚 0.80—1.14 米。银平均品位 442.56×10^{-6} ，金平均品位 1.26×10^{-6} ，铅平均品位 0.89%，锌平均品位 1.60%。控制标高+100—+140 米。

I—2 号银矿体：分布于 1 号坑 25—15 线间，产于 d_3^5 大理岩顶部层间断裂中，走向近东西，倾向北，倾角 $10^\circ \sim 25^\circ$ ，控制延长 500 米，倾斜延深 180 米，垂厚 0.90—2.02 米，银平均品位 542.55×10^{-6} ，金平均品位 0.45×10^{-6} ，铅平均品位 0.99%，锌平均品位 0.9%，控制标高+60~+120 米。

II 号矿体：分布于 35—12 线间，产于 d_3^5 大理岩与 d_3^4 石榴石云母片岩接触带的层间破碎带中，总体走向北东 $70^\circ \sim 85^\circ$ ，倾向北，倾角 $10^\circ \sim 30^\circ$ （图 2-7）。II 号矿带控制延长 1400 米，倾斜延深 300 米，其中银、金、铅、锌表内工业矿块比较分散。在 12—11 线间和 21—35 线间，银、金、铅、锌形成两个集中区。12—11 线间 600 米范围内分布有 3 个银矿块、5 个全矿块；在 21—35 线间分布有 7 个银矿块，1 个金矿块。银矿体延长 40~400 米，厚 1.02—2.13 米，银平均品位 182.67×10^{-6} ，金平均品位 0.53×10^{-6} 、铅平均品位 1.64%，锌平均品位 3.14%；金矿体延长 50~400 米，垂厚 1.58—6.87 米，金平均品位 4.98×10^{-6} ，铅锌矿体延长 50—130 米，垂厚 2.15—3.31 米，铅平均品位 0.69%、锌平均品位 2.25%，控制标高在-60~+170 米。

III 号矿体：分布于 35~12 线间，产于 d_3^4 白云石大理岩层间断裂中，总体走向北东 $70^\circ \sim 80^\circ$ ，倾向北，倾角 $10^\circ \sim 30^\circ$ （图 2-6、7）。III 号矿带延长 1400 米，延深 500 米。矿带中 III 号矿体银、金、铅、锌分布较分散，在 12—11 线间和 23~25 线间形成两个矿化集中区。银矿体延长 80—300 米，垂厚在 0.6~3.65 米，银平均品位 148.67×10^{-6} ，金平均品位 0.53×10^{-6} ，铅平均品位 1.77%，锌平均品位 3.40%。金矿体延长 50 米，垂厚 3.44 米，金平均品位 3.28×10^{-6} 。铅矿体延长 50~100 米，垂厚 0.83~2.27 米，银平均品位 25.12×10^{-6} ，金平均品位 0.15×10^{-6} ，铅平均品位 0.05%，锌平均品位 1.60%，赋存标高在-70~+110 米。

IV 号矿体：空间上分布于 4—8 线之间，盖县组底部的黑云母变粒岩破碎带中，矿体走向 $70^\circ \sim 90^\circ$ ，倾向北，倾角 20° （图 2-7）。单矿脉延长 150 米，垂厚 0.52~1.54 米，银平均品位 434.29×10^{-6} ，金平均品位 0.02×10^{-6} ，铅平均品位 0.38%，锌平均品位 0.79%，赋存标高在+40~+80 米。

四、矿石组成及结构

银矿含矿岩石包括大理岩、硅质岩、片岩、透闪石变粒岩和石英脉。矿石矿物成分比较复杂，目前所发现金属矿物 32 种，其中银、金矿物 18 种。主要矿石矿物有黄铁矿、

毒砂、方铅矿、闪锌矿；次要金属矿物为白铁矿、磁黄铁矿、黄铜矿、辉铜矿、黝铜矿、斑铜矿、浅色闪锌矿、块硫锑铅矿、硫锑银铅矿、银黝铜矿等；微量金属矿物为自然银、银金矿、金银矿、深红银矿、脆银矿、硫铜银矿、硫锑铜银矿、六方锑银矿、辉锑银矿、方辉锑银矿、辉碲银矿、辉银矿、螺状硫银矿、柱硫锑铅矿、(含银)块硫锑铅矿、红硒铜矿等。脉石矿物主要为石英、绢云母、绿泥石、石墨、白云石、方解石。

根据矿石矿物、脉石矿物组合特征，可将高家堡子银矿床矿石划分为破碎带蚀变岩型、硅化大理岩型及石英细脉型等矿化类型，总体以前两种类型为主，较大型矿体常有多种类型复合，如浅部的硅化大理岩型延深过渡为破碎带蚀变岩型等。硅化大理岩型矿石中金属矿物含量较低，蚀变岩型及石英细脉型矿石中金属矿物含量相对较多，方铅矿、闪锌矿及银矿物较常见。

黄铁矿：为最重要矿石矿物，在矿石中呈三种状态产出：一是黄铁矿呈变胶状结构沿片理方向定向排列，并具有明显遭受变形改造特征。这种黄铁矿在层状矿石中常见，呈串珠状、莓球（草莓）状、葡萄状或细粒浸染状产出，粒度较细， $<0.2\text{mm}$ ，它由原始沉积黄铁矿经变质作用重结晶形成；二是中粗粒（ $0.1\text{--}1.0\text{mm}$ ），常呈立方体，自形一半自形晶，有明显的重结晶作用而形成的镶边结构、环带结构，在镶边结构间隙可见方铅矿、金矿物充填，探针分析结果（表 2-8）表明，这种黄铁矿核部 Fe 为 47.38%，S 为 52.1%，并含有 Co、Au 等元素含量，边部 Fe 为 44.6%，S 为 47.42%，并含有较高的 As、Co、Au 等元素含量，为主要载金矿物；三是半自形中、细粒（ $0.05\text{--}0.5\text{mm}$ ）黄铁矿，呈浸染状产出于石英微细脉中，与毒砂等共生，它由沉积物中分散分布黄铁矿等在变质热液作用下迁移、富集形成。矿石中的银矿物种类较多（表 2-8、2-9）。这些银矿物的粒度不等，大小相差悬殊，一般在 $0.005\text{--}0.5\text{mm}$ ，标本中见到最大银矿物颗粒可达 2mm ，其形态主要为粒状、不规则粒状、角粒状、麦粒状、脉状、树枝状等，以粒状、不规则粒状、角粒最常见。

表 2-8 主要矿物电子探针分析结果

序号	样号	矿物名称	Au	Co	As	S	Fe	Pb	Ni	Ag	Cu	Te	Zn	Sb	Total
1	GJPZ-2	核部黄铁矿	0.23	0.02	0.07	52.1	47.38	0	0	0	0.09	0.05	0		99.94
2	GJPZ-2	边部黄铁矿	0.13	0.14	7.04	47.42	44.6	0	0	0	0.34	0	0.2		99.88
3	GJPZ-8	自然银	0	0.07	0.04	0.96	0.02	0	0.08	97.82	0.12	0.76	0.11		99.98
4	GJPZ-8	辉银矿	0	0	0	13.94	0.23	0	0.03	85.19	0.12	0.41	0.05		99.99
5	GJPZ-8	辉银矿	0.43	0	0	13.75	0.34	0	0	85.09	0.03	0.33	0.03		100.02
6	GJPZ-8	银黝铜矿	0.23	0.05	0.31	15.36	2.58	12.48	0.07	43.12	6.86	2.37	0.77	15.78	99.98
7	GJPZ-4	闪锌矿	0	0	0	34.25	4.62	0	0.04	0.09	0.06	0.11	60.8	0	99.97
8	GJPZ-6	方铅矿	0.34	0.02	0	13.73	0.19	85.69	0	0	0	0.02	0		99.99

注：吉林大学电子探针分析室，2003

表 2-9 矿石中银矿物种类及成分（电镜扫描结果）

样品号	矿物名称	Ag	Cu	Sb	As	Fe	Zn	Pb	Te	Hg	S	合计
G4	自然银	100										100
g3-1	自然银	96.66								3.3		100
g 3	银黝铜矿	35.15	13.44	26.75		2.6	25.7				19.46	100
g4	深红银矿	60.07		23.65							16.27	99.99
86193-4	脆银矿	69.3		19.9							15.6	100
2312	辉银矿	87.13									12.87	100
2	螺状硫银矿	89.68									10.32	100
86193-2	六方锑银矿	82.9		17.1								100
8824-6A	辉锑银矿	37.9		40.1							22.1	100.1
1475	硫锑铅银矿	25.69		30.12				24.6			19.80	100
777	硫锑银矿	22.76		24.77				30.9			18.59	97
8827—11	辉碲银矿	71.2							16.8		12.0	100
1596A	方辉锑银矿	77.44		8.59							13.95	99.98
1596A	黝锑银矿	32.06	14.49	25.54	0.7	5.4	0.30				21.23	99.71

(据辽宁有色丹东地质勘察院, 2001)

银矿物主要嵌布于闪锌矿、方铅矿、石英、白云石颗粒中或颗粒间，其中以嵌布于石英、白云石颗粒间为主，嵌布于闪锌矿、方铅矿颗粒内次之，有时可见银矿物互相包裹或连生。根据其赋存特征，可分为包体银、粒间银、裂隙银三种，以前面两者居多。其中，包体银主要表现为自然银，辉银矿、银黝铜矿等银矿物呈粒状、柱状被包于方铅矿、闪锌矿或白云石中；粒间银表现为自然银、银黝铜矿、深红银矿、螺状硫银矿呈角粒状、不规则状分布于石英、白云石颗粒间；裂隙银则表现为银黝铜矿呈细脉状分布于闪锌矿中。

毒砂：为银矿石中较常见矿物。主要呈两种状态产出：一是自形微粒晶（0.001-0.05mm）毒砂，呈针柱状、针状集合体呈散浸染状或局部密集浸染状与硅化、碳酸岩化共生；二是中粒（0.01-0.2mm）毒砂，呈针柱状集合体或细脉状分布，与具有环带结构、镶边结构的黄铁矿共生，常表现为金、银的载体矿物。

闪锌矿：为银矿石中较常见矿物。主要呈两种状态产出：一是呈粗粒与黄铁矿、方铅矿共生，颗粒中常有乳滴状黄铜矿溶出体，包有银黝铜矿，或被自然银、深红银矿、银黝铜矿等细脉穿切，这种闪锌矿 Zn 位 60.8%，S 为 34.25%，并含有较高的 Fe、Cu、Ag 等；二是中粒（0.01-0.2mm）、浸染状分布于石英粒间，或呈不规则粒状充填于矿石裂隙中，有时呈完好的四面体晶形（主要见于晶洞中），闪锌矿与银矿物关系密切，常与银矿物共生（表 2-8）。

方铅矿：为银矿石中较常见矿物。主要呈两种状态产出：一是呈粗粒、立方体与黄铁矿、方铅矿共生，颗粒中常有包有银黝铜矿、辉银矿、深红银矿等银矿物包体，常交代粗粒黄铁矿、闪锌矿、毒砂等矿物；二是中粒（0.01-0.2mm）、浸染状分布于石英粒间，或呈角砾充填于矿石裂隙中，偶见呈完好晶形产出于晶洞，方铅矿与银矿物关系密切，常表现为金、银的载体矿物（表 2-8）。

矿石化学分析和多元分析结果(表 2-10、2-11)表明，高家堡子银矿矿石中氧化物含量与有用组分含量相比较看不出消长关系，而 S 与 Au 显示正消长关系，S 含量高，Au 含量亦随之增高，说明 S 在成矿作用过程中对 Au 起到了促进与催化作用。矿石中的 $\text{CaO/MgO}=0.06\sim1.09$ ， $\text{K}_2\text{O/Na}_2\text{O}=3.11\sim9.50$ ，As、Sb、Ag 含量相对较高，显示丰度较高。V.Marching 等指出，As、Sb 可作为区分热水沉积物标志，因此有理由推测高家堡子金银矿床极有可能具火山喷流沉积成因。Co/Ni 比值常常用来判别矿床成因参数，火山成因比值一般大于 10，沉积成因比值小于 1，与火山作用有关矿床受到后期热液作用叠加比值一般在 1~5，高家堡子 Co/Ni 比值在 3.30~6.33 之间，比值数据反映了该矿床成因介于热液与火山喷流沉积作用成因之间特点。

表 2-10 银矿石化学成分（%）特征

样号	矿石类型	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	MnO	TiO ₂	CaO
G1	银铅锌矿石	9.16	0.62	30.09	3.80	9.68	0.28	0.09	0.04	0.05	7.50
G2	石英脉矿石	82.20	2.65	0.87	0.99	4.43	1.14	0.12	0.01	0.07	4.20
G3	大理岩矿石	33.86	2.35	7.08	3.21	11.09	0.93	0.10	0.04	0.10	12.04

(据辽宁有色丹东地质勘察院，2001)

表 2-11 银矿石微量元素含量（ $\times 10^{-6}$ ）特征

样号	Pb %	Zn%	S%	Co	Ni	Cd	Cu	Ag	Au	F	Hg	As	Sb
G1	2.92	6.12	27.4	330	60	380	400	234	2.3	10	0.24	100	23
G2	0.03	0.14	0.98	10	30	10	60	262	0.76	360	2.00	100	44
G3	1.78	6.60	9.11	210	50	430	300	120	1.76	440	0.12	100	100

(据辽宁有色丹东地质勘察院，2001)

矿石结构、构造：可见剪切破碎、火山喷气沉积、岩浆热液等典型组构（照片 2-7~12）。矿石结构包括隐晶质-细粒他形晶、自形-半自形晶、填隙、乳油状(交代成因)、镶边、扩大再生长环边、胶状、包含、熔蚀交代、交代残余、放射花瓣状、定向压碎、等粒压碎、

不等粒压碎等类型。矿石构造多为条带状、揉皱状、晶洞晶簇状、角砾状、缝合线状、环带状、浸染状等。其中浸染状可以分为细脉浸染状、稀疏浸染状、稠密浸染状等类型；脉状构造包括细脉状、网脉状、雁列脉状等类型。

矿石组构特征，总体反映该矿床形成既与沉积作用有关，又遭受后期热液的迭加改造。



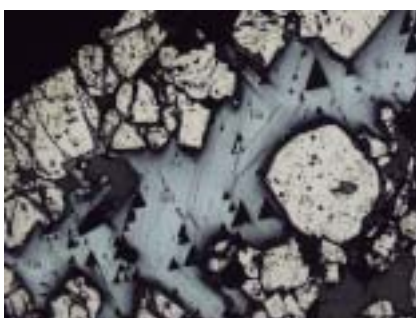
照片 2-7 脉状构造(gj-8)



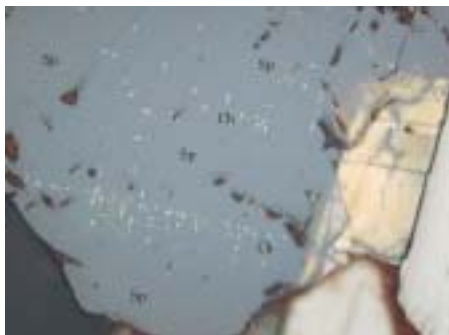
照片 2-8 环带结构 (gj-2)



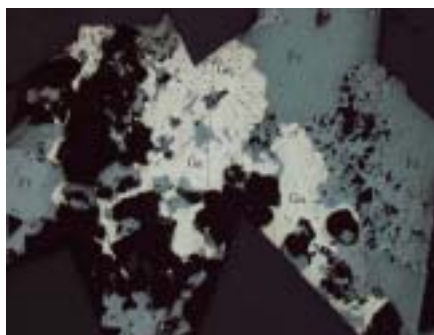
照片 2-9 交代结构(gj-5)
(Sp-闪锌矿)



照片 2-10 交代结构(gj-6)
(Ga-方铅矿)



照片 2-11 固溶体结构(gj-6)
(Ch-黄铜矿)



照片 2-12 两种银矿物(gj-8)
(Fr-银黝铜矿、Ar-辉银矿)

第三节 青城子铅锌矿床

一、矿床地质

青城子铅锌矿床位于高家堡子银矿西部，属于高家堡子—杨树金银多金属矿化带的一部分。青城子铅锌矿赋存于高家峪组和大石桥组，由大小 12 个矿床，200 多条矿体组成，它以矿床分布较集中，成矿地质特征典型而引起了许多地质工作者的重视。以下从三个方面分析铅锌矿床所具有的地质特征。

1. 储矿层位及其沉积环境

矿区出露地层主要是辽河群高家峪组、大石桥组和盖县组。由下而上可分为五个储矿层（方如恒等，1994）：

第一储矿层，位于高家峪组的泥砂质岩夹基性火山岩建造中，主要岩石由二云片岩、黑云片岩、石墨透闪变粒岩、透闪岩、云母变粒岩夹不纯质大理岩及斜长角闪片岩组成。岩石颜色较深，层内石墨、黄铁矿含量较高，常见有变余水平层理，该储矿层内多赋存似层状矿体，层厚 10~70m。

第二储矿层，位于大石桥组一段下部，由方解石大理岩、透闪变粒岩及浅粒岩互层组成，本层常呈黑白相间条带状层理，条带延伸不稳定，显示了沉积时的较动荡潮坪环境特征。层内以裂隙充填矿体为主，层厚 200m 左右。

第三储矿层位于大石桥组三段下部，由白云石大理岩、金云母条带白云石大理岩夹云母片岩及薄层变粒岩组成七个互层带，恢复原岩为以粘土质碳酸盐岩为主、夹泥砂质及安山—英安质凝灰岩。碳酸盐岩中有时断时续、时薄时厚，疏密不等的硅质岩条带，碳酸盐岩层向上层过渡，镁质含量增高，以致出现菱镁矿透镜体，顶部层位上还可见到变余干裂纹等暴露水面的沉积构造标志，整个储矿层为潮坪相向泻湖相过渡的沉积环境。它是青城子矿区中最主要的储矿层，层内以断裂充填和侧羽状矿体为主，层厚约 130m。

第四储矿层位于大石桥组三段中部，以块状透闪白云石大理岩及条带状白云石大理岩为主夹浅粒岩薄层，属泻湖相干旱炎热的沉积环境，内有似层状矿体，层厚 40—140m。

第五储矿层位于大石桥组三段上部，本层岩性岩相变化较大，在大顶子以南为方柱石大理岩为主夹薄层透闪片岩、透闪变粒岩。该层由南往北大理岩中 SiO_2 含量逐渐递减，有似层状小矿体，层厚 20~140m。

据 504 个岩石样品分析统计，储矿层中 Pb 含量均高于同类岩石含量的 3—13 倍，而 Zn 在第 3—5 储矿层中含量少一些，可能上部储矿层受变质改造较强、Zn 元素受迁移富集，从而表明储矿层本身含有较高的成矿元素丰度，构成成矿物质来源的矿源层。

储矿层在空间上主要分布在三级海盆中的不同沉积相的过渡部位，以碳酸盐岩建造

为主, 夹有泥砂质、火山质碎屑岩层及硅质岩, 或碳酸盐岩层与泥砂质碎屑岩层互层带。矿区东部为开阔台地相的潮坪环境, 碳酸盐岩中泥质、有机质含量高, $\text{CaO} > \text{MgO}$, 矿质聚集以 Zn、S 为主, 矿区西部为封闭、半封闭的蒸发岩相沉积为主、碳酸盐岩中的泥质含量相对较少、岩石中 CaO 小于 MgO , 矿质聚集以 Pb、S 为主。矿区中部有水下隆起、使矿区东西两部的地层岩性及沉积环境等都有明显的差异。

2. 矿区构造

青城子铅锌矿位于早中元古代辽东裂谷中段的构造复杂部位。显示出不同期生成的褶皱构造互相叠加, 不同性质, 不同方向断裂相互交切, 构成一个以近东西向褶皱构造, 北东向张性或张扭性断裂与北西向韧性推覆构造的菱形格架, 控制的铅锌矿矿床及矿体的空间分布。矿区的褶皱构造可分为两期, 早期为近东西向平缓开阔的褶皱, 由北往南主要有新岭背斜, 四棵树向斜和榛子沟倾没背斜等, 晚期由受北西向逆冲推覆构造影响, 使大顶子岩体前缘形成一系列弧形倒转褶皱, 两期褶皱叠加, 使区内地层产状变得复杂; 区内断裂构造, 早期以韧性推覆断裂为主, 主滑脱面呈北西向、倾向北东, 倾角 $18^{\circ} - 30^{\circ}$, 断裂由几十米的韧性推覆剪切带的剪切褶皱与糜棱岩组成。主滑脱面上部有辽河群下部高家峪组逆冲推覆在大石桥组之上, 在其前缘则出现一系列飞来峰和构造窗, 晚期脆性断裂主要为北东向, 其次为北西向及少量南北向, 它们有先张后扭或压扭兼备和多期活动的特征。

值得强调的是, 青城子铅锌矿床的矿体展布, 明显受层位和推覆构造控制, 全部铅锌矿体均赋存在北西向韧性推覆构造所波及的范围内, 受北东向或北西向张扭或压扭性断裂构造或层间破碎带控制。

3. 岩浆岩

青城子铅锌矿区周围岩浆活动比较强烈, 几乎整个矿区被花岗岩体所包围。频率测深资料还显示了整个青城子矿区被花岗岩体兜底。矿区东部有大顶子岩体, 北部有新岭岩体和姚家沟岩体, 南部有面积出露的双顶沟岩体。此外, 矿区还有大量脉岩出露, 主要是煌斑岩脉、闪长岩脉和花岗斑岩脉, 它们沿北东、东西向断裂构造产出, 并对铅锌矿体有一定改造作用。

二、矿体特征

青城子铅锌矿区内各矿床之间在空间分布上, 具有方向性和等间距及分带性的特点。以北西向推覆构造为界, 推覆构造下盘的西部矿区, 矿床沿北东、北东东向断裂带, 大致呈 $1 - 1.1\text{km}$ 的等间距展布, 从南西往北东依次为北砬子、喜鹊沟、麻泡, 本山、二道沟及南山、大东等矿床。在推覆构造的上盘为东部矿区, 矿床沿榛子沟倾伏褶皱依次有东阳沟、甸南、大地、榛子沟等矿床, 它们之间也为 $1 - 1.1\text{km}$ 间距出现。在矿床的金属

分带上, 推覆构造东部矿床矿石中锌含量较高, Pb、Zn 比值 1:1 或 1:2, 西部矿床矿石中以铅为主, Pb、Zn 比值 4:1。在以北西向推覆构造和北东向断裂交汇地段为中心向外展布、铅锌元素富集逐渐减少, 金、银元素增加、并可出现 Au 或银的独立矿床。

根据 12 个矿床 (北砬子、喜鹊沟、麻泡, 本山、二道沟、南山、大东、东阳沟、甸南、大地、榛子沟等矿床) 的调查, 青城子铅锌矿区中的矿体按形态大致可分两类: 一类为层状、似层状矿体——矿体与容矿围岩和产状一致或近于一致, 矿体形态为层状、似层状、透镜状, 有称之为层状矿体或榛子沟式矿体; 另一类为不规则的脉状和囊状矿体——矿体与容矿围岩的产状不协调, 切穿围岩的层理, 其形态有规则的脉状, 也有不规则的脉状和囊状, 有称之为脉状矿体或本山式矿体。两类矿体在各个矿区中的储量不同。据青城子矿区矿量的统计, 层状矿体占总储量的 2/3, 脉状矿体占总储量的 1/3。按矿体 Zn/Pb 比值, 层状矿体可进一步划分为 Zn 型 (Zn/Pb 比值为 5/1) 矿体, Pb 型 (Zn/Pb 比值接近于 0) 矿体。对青城子矿区已采坑口的地层柱对比表明, 层状矿体主要赋存在容矿变质岩系的中上部, 而脉状矿体分布在中下部, 呈现出“下层上脉”的矿体分布规律; 同时, Zn 型矿体赋存在容矿变质岩系的中下部, Pb 型矿体赋存在容矿变质岩系的中上部, 呈现出“上 Pb 下 Zn”的矿体分带性规律。

层状矿体在含矿地层剖面中具有多层性, 同时沿走向具有尖灭再现、尖灭侧现的分布特征, 矿体呈似层状, 不连续透镜状。以榛子沟矿段为例, 铅锌矿体主要产出于褶皱层间的变形带中, 含矿层位为高家峪组二段斜长角闪岩与石墨条带大理岩的互层带中, 其次为高家峪组顶部, 大石桥组一段含石墨大理岩顶部。该矿段层状矿长 1500—8000m, 厚 5—15m, 延深 300—900m, 矿体与围岩产状基本一致 (图 2-8), 可见到与围岩同步褶皱 (图 2-9), 这类矿体规模较大, 但品位较低, 单个矿体长

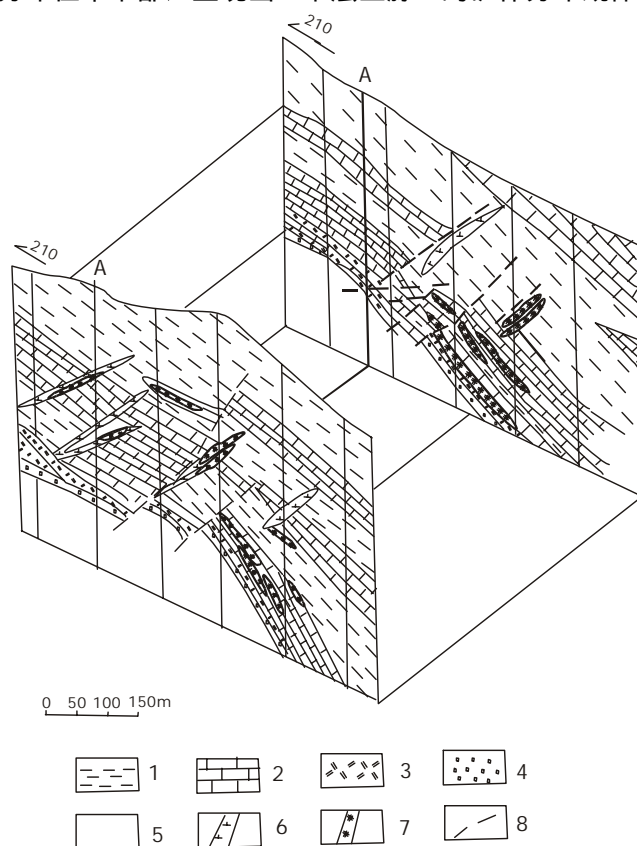


图 2-8 榛子沟矿段矿体剖面图 (据 103 队资料整理)

1-云母片岩; 2-薄层状碳质大理岩; 3-斜长角闪岩; 4-含砾石英片岩及石英岩 (硅质岩); 5-变粒岩; 6-煌斑岩; 7-矿体; 8-断层

为 50~200 多米, 厚度 0.5—5m。Zn 最高品位 (按中断平均) 可达 22%, 最低 6%, 平均品位近 10%; Pb 最高 7%, 最低 2%, 平均 4.7%; S 最高达为 27.5%, 最低 2%, 平均为 8.58%。研究表明, Zn 型层状矿体中 Pb、Zn、S 品位在垂深方向上比较稳定, 而 Pb 型层状矿体中 Pb、S 品位在垂深方向上变化较大。总体来说, Zn 型层状矿体的规模大于 Pb 型层状矿体。

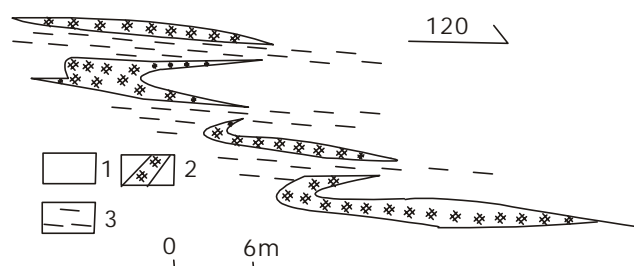


图 2-9 层状矿体与围岩同步褶皱 (甸南矿坑 150 中段)

1-大理岩; 2-层状矿体; 3-片理构造

脉状矿体又可进一步划分为切层产出的脉状矿体和断裂一侧的顺层羽状矿体两种。切层产出的脉状矿体主要分布在推覆构造前缘第三储矿层顶部透闪石大理岩断裂带中, 矿体呈脉状或不规则状, 长 30—400m, 厚 1—30m。矿体平均品位 Pb 为 4.42%, Zn 为 1.01%, 本山、麻泡一带矿床属这一类, 又称本山式矿体(图 2-10A); 断裂一侧和沿层羽状的复合矿体, 分布层位与切层矿体相当, 矿体产于第三储矿层的条带状大理岩夹变粒岩及云母片岩互层带中。这类矿体规模大小不一, 形态极不规则, Pb 品位一般较富, 如喜鹊沟 6404 矿体延长可达 300m, 宽 15m, 平均品位 Pb 为 5.87%, Zn 为 1.51%, 是青城子矿区西部的主要类型之一。这类矿体多在南山, 喜鹊沟, 大东、二道沟等矿床中出现, 以南山矿床最典型, 又称南山式矿体(图 2-10B)。

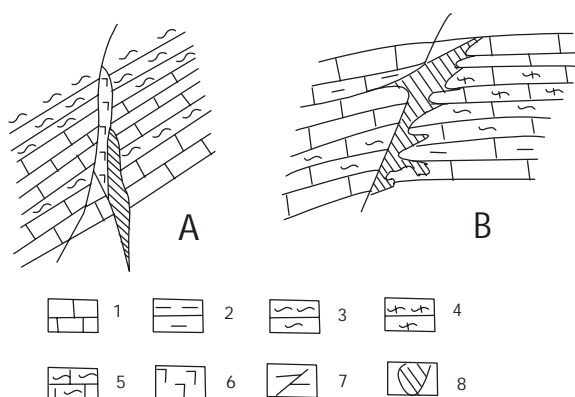


图 2-10 青城子矿区两种脉状矿体形态图

A.本山式矿体; B.南山式矿体

1-大理岩; 2-砂线石片岩; 3-云母片岩; 4-大理岩与云母变粒岩、云母片岩互层;
5-云母质条带状大理岩; 06-花岗斑岩; 7-断层; 8-矿体

综上所述,以推覆构造主滑脱面为界,东部矿床主要赋存在辽河群偏下部层位中,矿体以似层状为主,西部矿床多赋存在辽河群中部层位,矿体以脉状或脉状与沿层羽状结合的复合矿体。

三、矿石组成及特征

青城子矿床中矿石矿物种类较多,金属矿物以简单硫化物为主,主要矿物有黄铁矿、方铅矿、闪锌矿、毒砂、磁黄铁矿、白铁矿、辉钼矿、黄铜矿,此外尚有磁铁矿、辉铜矿、黝铜矿、辉银矿、银黝铜矿、白钨矿等。脉石矿物以方解石、白云石、石英为主,次为云母类矿物。主要矿石矿物特征如下:

黄铁矿:黄铁矿是含量较多的硫化物矿物之一。一般呈两种形式产出,一种呈微层状,与方铅矿或闪锌矿的微层相间产出,形成微层理构造。这种黄铁矿具有变余的胶状结构,发育条带状构造。黄铁矿呈自形晶等粒,粒径一般 0.1mm,有时发现具“菊花”状黄铁矿。在 Pb 型层状矿体的层状矿石中,条带状黄铁矿微晶集合体垂直层理面生长,成蒿状结构。另一种黄铁矿以浸染状形式分布于方铅矿或闪锌矿的微层理中。黄铁矿有的具有自形单晶粒,粒径一般大于 1mm,有的呈球状体,直径一般为 1cm 左右。经 1:1 硝酸浸蚀之后,由无数个微晶(直径小于 0.01 毫米)黄铁矿组成,呈微莓球状结构的特点。此外,还见到条带状黄铁矿具有裂开的现象,显示了黄铁矿脱胶过程中收缩固化作用的特点,其内常充填有方铅矿。除此之外,还见有白铁矿晶体存在。黄铁矿的微量元素分析结果(表 2-12)表明,层状矿体中的黄铁矿主要成分 Fe 含量为 41.66—15.54%,S 含量为 44.14—50.68%,41.66—52.73%,属亏硫型黄铁矿,与火山沉积矿床中的黄铁矿类似,Co / Ni 比值为 0.6—1.38,S / Se 比值在 9643138—350071.41 之间,明显表现出具有沉积成因特点;而脉状、囊状矿体则以富 As 贫 Co、Ni 为特征,此外 Cu、Pb、Zn、Se 等元素亦较高,明显与热液改造有关(方如恒等,1994)。

表 2-12 青城子铅锌矿床中黄铁矿中微量元素含量及比值

矿石 类型	主元素 %		微量元素 10^{-6}							比 值		
	Fe	S	Zn	Pb	Cu	Co	Ni	As	Se 10^{-9}	Pb/Zn	Co/Ni	S/Se
层状矿 (19)	41.66-	44.14-	557-	526-	104-	4.2-	4-	0.76-	0.14-	0.12-	0.6-	96431-
	45.54	50.68	64285	422144	1560	15.9	16	1.70	0.51	50.60	1.38	350071
脉状矿 (10)	44.13-	38.33-	20-	1105-	160-	1.4-	3-	0.51-	0.14-	10.96-	0.46-	92363-
	52.72	50.80	573	61000	3080	38.5	54	2.55	0.55	452.1	1.73	315286
囊状矿 (14)	42.05-	47.37-	20-	421-	415-	3.5-	3-	0.65-	0.21-	1.67-	0.46-	50640-
	46.02	50.68	671	21212	1053	29.8	31	1.25	0.19	114.0	1.62	414167

注:括号内为样品数;方如恒等,1994

闪锌矿：在 Zn 型层状矿体中闪锌矿是含量较高的硫化物，而在 Pb 型层状矿体中闪锌矿的含量则较少；闪锌矿主要呈细粒状，粒径约为 0.1mm。由它组成微层理，层厚约 1mm；呈星点状的(粒径 0.01 毫米)闪锌矿分布在碳酸盐岩的微层理中，其附近往往有碳质物(石墨)存在；在贫矿层中，闪锌矿具胶状结构，呈环状和呈球状构造，环状一般为单环状构造，即闪锌矿为环圈，而碳酸盐矿物为核心。球状构造有三种：一种以闪锌矿为球核，方铅矿为外球层；另一种是以方铅矿为球核，而闪锌矿为外球层；还有一种以黄铁矿为球核，依次向外为闪锌矿、方铅矿。在贫矿层的局部地段见有闪锌矿的微球状结构，在富矿层中的闪锌矿常胶结细粒自形及次球状黄铁矿，形成斑杂状构造体内含有晶体较小的黄铜矿。它们有的较为规则，有的极不规则。富矿层中的闪锌矿多为半透明，呈红棕色，贫矿层中的闪锌矿呈浅棕色透明度好。闪锌矿微量元素分析结果(表 2-13)表明，本区的闪锌矿以富 Cd 为特征，浓集系数为 1.3—1.6，属富 Cd 型闪锌矿(方如恒等，1994)。东部矿田层状矿体的闪锌矿含 Cd 最富，含 In 低，Ga / In 比值大于 1，西部矿田脉状矿体的闪锌矿 Cd 含量偏低，In、Ga 增高，Ga / In 比值明显小于 1，显示了热液改造特点。

表 2-13 青城子矿区闪锌矿中微量元素含量及其比值(据王建国，1989)

矿区	微量元素 $\times 10^{-6}$						Ga/In
	Cd	Ag	Cu	In	Ga	Ge	
棒子沟	4600	234	3400	5.5	15.1	2.6	2.75
棒子沟	4940	58	1740	6.0	11.1	2.75	1.85
甸 南	3500	25.7	3700	12.0	29.0	1.0	1.67
甸 南	3170	52.0	350	24.0	21.4	1.5	0.89
南 山	3960	53.9	390	124.0	28.0	1.0	0.23
二道沟	4350	105.2	500	30.0	16.0	2.0	0.53
二道沟	3800	116.0	350	121.0	41.6	1.95	0.34
本 山	3530	130.9	15300	855.0	108	2.0	0.13

方铅矿：方铅矿主要赋存在 Pb 型层状矿体中，呈三种形态产出：一是方铅矿呈微层状与碳酸盐岩互层，微细粒，粒径一般小于 0.01mm，基本上是硫化物单层，这种产状的方铅矿多沿碳酸盐矿物晶间分布而形成填间结构；二是方铅矿呈网状，并与碳酸盐矿物共同形成“网环”状结构此乃是成岩期成矿的特点；三是贫矿层中的方铅矿，除呈微细星散状之外，还见有球状体。球体周围往往有不明显的白云石化。不管以何种状态产出，方铅矿的粒度细小(小于 0.01mm)总是它的一个突出特点。当黄铁矿、闪锌矿、方铅矿共

存时, 往往可以看出其生长顺序: 黄铁矿→闪锌矿→方铅矿。这种共生组合多出现网脉状及脉状构造, 分布在沉积同期断裂内及其附近。与闪锌矿相比, 方铅矿的另一个特点是在贫矿层内多以集晶体的形式出现, 单晶甚微细, 小于 0.001mm。据分析资料表明, 青城子矿床中方铅矿富含 Ag、Ga、Se(表 2-14)。这些元素的混入使其密度及 a_0 均增大。方铅矿中微量元素混入多少, 在不同矿区存在明显差别, 如在东部的榛子沟、甸南一带产出的方铅矿富含 Cd、Zn、In、Se, 尤其是 Se 含量特高, 这可能与火山喷气有关(方如恒等, 1994), 西部断裂带中矿体的方铅矿中含 Cd、Zn、In、Se 较少, 而 Au、Ag 含量较多, 说明层状矿体与脉状矿体在成因上是有一定差异的。

表 2-14 青城子矿床方铅矿中微量元素含量(据王建国 1989)

矿区	元 素 (ppm)										总量
	Ag	Cd	Zn	In	Ga	Cu	Au	Se	As	Pb	
榛子沟	2885	64	278	4.8	0.1	415	0.22	4.05	76.42	81.98	3727.5
甸南	2585	44	271	4.3	0.33	50	0.36	0.63	29.64	84.19	2974.9
南山	1590	18	2	3.2	0.2	50	0.11	0.70	45.42	85.57	1709.6
喜鹊沟	2295	13.5	4	3.35	0.2	4.20	0.55	0.43	31.16	83.5	2768.2

黄铜矿主要呈乳滴状、网格状、树枝状分布在闪锌矿内, 或呈颗粒状分布于闪锌矿的边部。故在 Zn 型层状矿体中铜含量高。

毒砂含量少, 常与黄铁矿分布在一起, 呈细小的柱状体、针状体分散在贫矿层中。

含银的硫化物为辉银矿, 多分布在方铅矿内。

值得提出的是, 在青城子矿区层状矿体夹层碳酸盐岩(大理岩)的微细层理中发现有雌黄矿物的存在。雌黄呈微粒(0.0067mm~0.0135mm), 星散状分布, 受碳质物含量控制, 和雌黄分布在一起相伴生的有微粒状毒砂(0.0145mm), 黄铁矿(0.0143mm)、方铅矿和闪锌矿。雌黄的赋存状态有三种: 一是呈星散状分布在白云石晶隙内, 而是沿白云石的解理缝隙呈微粒分布, 三是呈包裹体形式赋存在白云石内。在显微镜下它们均为透明, 内反射色为鲜桔黄色。

铅锌矿石中的石墨(碳质物)主要分布在层状矿体及容矿岩系中。通过薄片和光片的观察研究, 石墨是由碳质物变质重结晶作用形成的。晶体形态有三种: 一是叶片状石墨多沿片理分布; 二是鳞片状石墨呈星散状分布在矿物品粒间; 三是球颗粒状石墨多在贫矿层中见到。据统计, 层状矿体的矿化均出现在石墨(碳质物)含量较高的岩石内。可见, 在一定程度上矿化受到了它的制约。

上述矿物主要构成六种矿石类型: 黄铁矿—方铅矿矿石、黄铁矿—方铅矿—闪锌矿

矿石、黄铁矿—磁黄铁矿—方铅矿矿石，黄铜矿—闪锌矿—黄铁矿矿石、毒砂—黄铁矿—方铅矿矿石、黄铁矿—辉钼矿矿石等。

矿石的矿物组合在空间上受层位和构造控制。推覆构造主滑脱面以西，第3—5储矿层中多以黄铁矿—方铅矿矿石为主；推覆构造主滑脱面以东，矿石中闪锌矿含量增多。次要矿物特别是辉钼矿，在空间分布上与姚家沟岩体有关，靠近岩体辉钼矿含量明显增多。黄铁矿在矿床中分布广泛，除与方铅矿、闪锌矿共生外，主要分布在铅锌矿体快尖灭的两端。矿石矿物在矿体中的分带性，在二道沟矿床的53号矿脉中表现最明显，表现为：在-90m中段以方铅矿为主；-180m中段开始出现闪锌矿；-270m中段变成以闪锌矿为主的矿体。这种变化与围岩性质和成矿温度差异密切相关。

按矿石矿物的共生组合和相互的生成次序，可分热液白云石化、金属硫化物，石英—方解石—硫化物和碳酸盐化等阶段。

矿石的有用成分除 Pb、Zn、Cu、S 外，还有 Ag、Au、Cd、Sb、Mo、In、Ga、Ge 等，有的可达工业品位而成独立矿体，如 Au、Ag、Mo 等，有的可综合利用。此外有 Hg、Sn、Sr、Co、Ti、As、Cr、V、Mn、Ba、Ni、W、B 等等，含量甚微，暂无综合利用价值。

四、矿石结构、构造

青城子铅锌矿中的矿石结构、构造比较复杂，既保存了残余的原始沉积、成岩，成矿的特点，又有较多的后期变质和热液改造的结构构造特征（表 2-15）。不同的矿石结构构造在同一矿床中同时出现，显示着矿床经历了多期成矿及改造作用的特点。

表 2-15 青城子铅锌矿中矿石结构构造主要特征

类别	结构构造	主要特征	出现部位
变余沉积成岩结构构造	纹层状构造	黄铁矿或闪锌矿沿层呈有韵律的分布，层厚仅 1—3mm，闪锌矿、方铅矿，黄铁矿呈	榛子沟，甸南、
	稀疏浸染状构造	细粒均匀浸染状分布于方解石长英变粒岩或矽线石云母片岩中，岩石无蚀变现象	榛子沟矿脉
	缝合线状构造	白云石大理岩中，见有细粒自形方铅矿沿弯曲伸展的微裂缝分布	
	微莓球状构造	矽线石云母片岩中，可见较多微莓球黄铁矿及部分微莓球状闪锌矿，粒径 1.5μ 部分沿片理有拉长压扁现象	喜鹊沟 榛子沟
变质改造结构构造	花岗变晶结构	硫化物呈半自形—自形晶紧密镶嵌	全区
	退火结构	黄铁矿或磁黄铁矿与闪锌矿接触晶面交角是 120°	全区
	菊花状结构	黄铁矿呈菊花状，花瓣长宽比为 6:1，中心为结晶良好的黄铁矿	榛子沟
	褶皱构造	闪锌矿黄铁矿组成条带并与围岩同步弯曲	榛子沟
热液叠加改造结构构造	充填脉状构造	硫化物沿裂隙充填有时包裹围岩的角砾，脉壁界线清晰	全区
	交代条带状构造	硫化物集合体沿定向交代，呈条带状，条带大小粗细不一，有时交叉出现	全区
	环状构造	黄铁矿，闪锌矿围绕着白云石碎屑呈环状有规律分布	榛子沟矿脉
	交代残余结构	黄铁矿，闪锌矿被后生成的方铅矿交代呈孤岛状	全区
	碎裂结构	黄铁矿呈碎裂状，方铅矿，黄铜矿呈细脉状充填间隙中	全区

矿石的变余沉积成岩成矿结构构造：这类结构构造多出现在层状矿体中，主要有纹层状构造、莓球(草莓)状构造、缝合线构造及细粒均匀浸染状构造等。

矿石的变质改造结构构造：主要表现出矿物在一定温压条件下重结晶及受应力变形，碎裂的结构构造，常见有花岗变晶结构，变斑状结构、退火结构、菊花状结构及揉皱构造、布丁构造，片麻状构造等。

矿石的热液叠加改造结构构造：这类结构构造在脉状矿体中较常见，主要有交代残余结构、穿插脉状结构、网脉状构造、角砾状构造、环状构造及块状构造等。

第四节 矿床地球化学

一、稳定同位素地球化学

1. 硫同位素组成

据报导辽河群岩石的 $\delta^{34}\text{S}$ 值为 $-17\sim+20\%$ (金成洙, 1986), 而张秋生等(1984)所测 $\delta^{34}\text{S}$ 值为 $-6.0\sim+20.5\%$, 王魁元等(1994)测定矿石黄铁矿的硫同位素 $\delta^{34}\text{S}$ 值为 $5.40\sim 7.3\%$ 、闪锌矿 $\delta^{34}\text{S}$ 值为 $5.8\sim 6.5\%$ 、方铅矿 $\delta^{34}\text{S}$ 值为 $3.1\sim 5.0\%$, 几乎全部数值是正值, 金属硫化物之间的同位素分馏明显, 矿石矿物中重硫($\delta^{34}\text{S}$)的富集顺序是: $\delta^{34}\text{S}$ 黄铁矿 $> \delta^{34}\text{S}$ 闪锌矿 $> \delta^{34}\text{S}$ 方铅矿, 表明这些硫化物接近同位素平衡; 由矿物共生对所计算的同位素平衡温度, 分别为 258°C , 363°C 和 377°C , 这些温度基本在均一温度范围之内。

综合青城子矿田全部硫同位素分析(表 2-16)结果, 矿田矿石硫组成占 $\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}$ 为 -1.2% $\sim 15.98\%$, 平均为 5.590% (127 件), 极差 17.180% 。矿石与围岩的硫同位素组成相近, 表明他们具有相同的来源。不同矿物的 $\delta^{34}\text{S}$ 值略有不同: 黄铁矿 $\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}$ 为 3.215% $\sim 15.98\%$, 平均为 7.195% (44 件), 极差 12.765% ; 闪锌矿 $\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}$ 为 2.415% $\sim 11.520\%$, 平均为 5.688% (27 件), 极差 9.105% ; 方铅矿 $\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}$ 为 -1.2% $\sim 9.620\%$, 平均为 3.759% (40 件), 极差 10.460% ; 磁黄铁矿 $\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}$ 为 2.280% $\sim 3.232\%$, 平均为 2.519% (5 件), 极差 0.952 , 四种矿物的平均值表明, $\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}$ 黄铁矿 $> \delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}$ 闪锌矿 $> \delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}$ 方铅矿 $> \delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}$ 磁黄铁矿, 与同位素平衡时共生矿物的富集顺序一致 (酒井, 1968; 巴金斯基, 1969), 反映矿田内的硫总体上来源一致。硫同位素 $\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}$ 在不同矿物与矿床表现为多峰值 (图 2-11) 且分散的特征。在黄铁矿、闪锌矿、方铅矿中的 $\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}$ 具有明显的双峰特征, 若不考虑相对低值的峰, 样品呈明显的正态分布特征, 此时的高值峰接近中位数和重数; 在此基础上叠加了明显的低值峰。 $\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}$ 的这种分布特征显示矿田中的硫来自两个母体, 或者说具有两种来源。矿石与地层的硫同位素分布特征一致, 说明矿石硫主要来源于地层, 矿石硫与围岩中的硫共同来源于古元古代的沉积作用和海底热

表 2-16 青城子矿田 $\delta^{34}\text{S}$ 测定结果 (‰)

样品号	样品产状	$\delta^{34}\text{S}_{\text{‰}}$				
		黄铁矿	闪锌矿	方铅矿	磁黄铁矿	全岩
QXX-13	喜雀沟粗粒矿石	4.9		-1.2		
M305	麻泡	5.729		1.429		
M307	麻泡	8.146		4.621		
M308	麻泡	4.556				
M309	麻泡	6.415				
M604	麻泡	8.146		1.292		
M901	麻泡	5.173				
M902	麻泡	6.831				
M903	麻泡	5.504				
M9031	麻泡	6.382		2.351		
N 12032	南山				2.28	
N 12033	南山			1.170	3.232	
N 15036	南山	10.156		3.280	2.233	
N 15037	南山	5.013		1.393		
N 18038	南山	6.384				
N 18039	南山	3.215		0.823	2.233	
N 18037	南山	6.096				
N 18075	南山	6.869		3.825	2.617	
QD-4	甸南 2 号矿体	7.7		6.7		
QD-18	甸南 320 号矿体	5.3				
QD-19	甸南 320 号矿体		5.7			
QD-21	甸南 321 号矿体			5.6		
QD-14	甸南 321 号矿体	7.0				
QD-14-1	甸南 321 号矿体		7.0			
QD-15	甸南 321 号矿体		6.8			
QD-23	甸南 3-号矿体			4.3		
QD-28	甸南 13-号矿体	5.3	4.8	3.3		
Z3210	棒子沟	8.605	4.840			
Z3213	棒子沟	8.836	4.647	2.007		
Z632	棒子沟	7.247	3.944	1.755		
Z6210	棒子沟	6.042	3.541	3.414		
Z891	棒子沟	7.042		3.819		
Z32892	棒子沟	6.134	3.661			
Z328914	棒子沟	7.683	5.133			
Z62892	棒子沟	8.489		1.468		
Z62897	棒子沟	6.064	5.041	-0.263		
Z92011	棒子沟	6.128	2.914	5.041		
Z92012	棒子沟	5.779	2.415			
Z63206	棒子沟	6.997	3.158			
Z6188	棒子沟	9.121	6.885	2.098		

续表 2-16

样品号	样品产状	$\delta^{34}\text{S}\%$				
		黄铁矿	闪锌矿	方铅矿	磁黄铁矿	全岩
Z6189	棒子沟	9.102		0.919		
Z6-1	棒子沟		2.857	1.758		
Z6-2	棒子沟		3.336	2.979		
QZ-23	棒子沟 289 号矿脉矿石	6.3	3.7	4.965		
QZ-20	棒子沟 289 号矿体小脉		8.0			
QZ-16	棒子沟 2 号矿体		7.8			
320-2	棒子沟 320 号矿体底板			8.6		
320-4	棒子沟 320 号矿体中部		8.6			
320-5	棒子沟 320 号矿体顶板			6.4		
82213-1	棒子沟	5.6	5.8			
82212	棒子沟	5.4		3.1		
SS-36	二道沟		6.4	4.9		
R26	二道沟			5.5		
Y13	YM64-31	7.93		1.87		
Y7	YM64-27	8.43				
G5	ZK7-1	8.45		7.73		
G8	ZK4-1	10.29		3.14		
LG13	ZK20-2	9.85	9.69	9.26		
Y17	小佟家堡子	15.98				
CH3	高家堡子	8.24				
CH11	I 号矿体		8.76	7.05		
CH108	II 号矿体			5.77		
CH6	II 号矿体			7.22		
CH21	I 号矿体		11.52	5.96		
CH24	I 号矿体		6.63			
CH28	I 号矿体	6.59		4.52		
XDB-1	新岭二长花岗岩					6.3
XDB-2	新岭二长花岗岩					5.6
SDB-2	双顶沟二长花岗岩					7.0
SDB-5	双顶沟二长花岗岩					7.6
QZ-2	地层大理岩					9.4
QZ-10	地层大理岩					13.2
QZ-25	地层大理岩					11.4
QZ-1	地层大理岩					9.1
QZ-24	地层大理岩					-0.5
QZ-161	地层大理岩					0.4
QZ-26	辽吉花岗岩					8.7

资料来源：金成洙，1986；邓功全等，1983；腾万昌等，1982；张秋生等，1984；王魁元等，1994

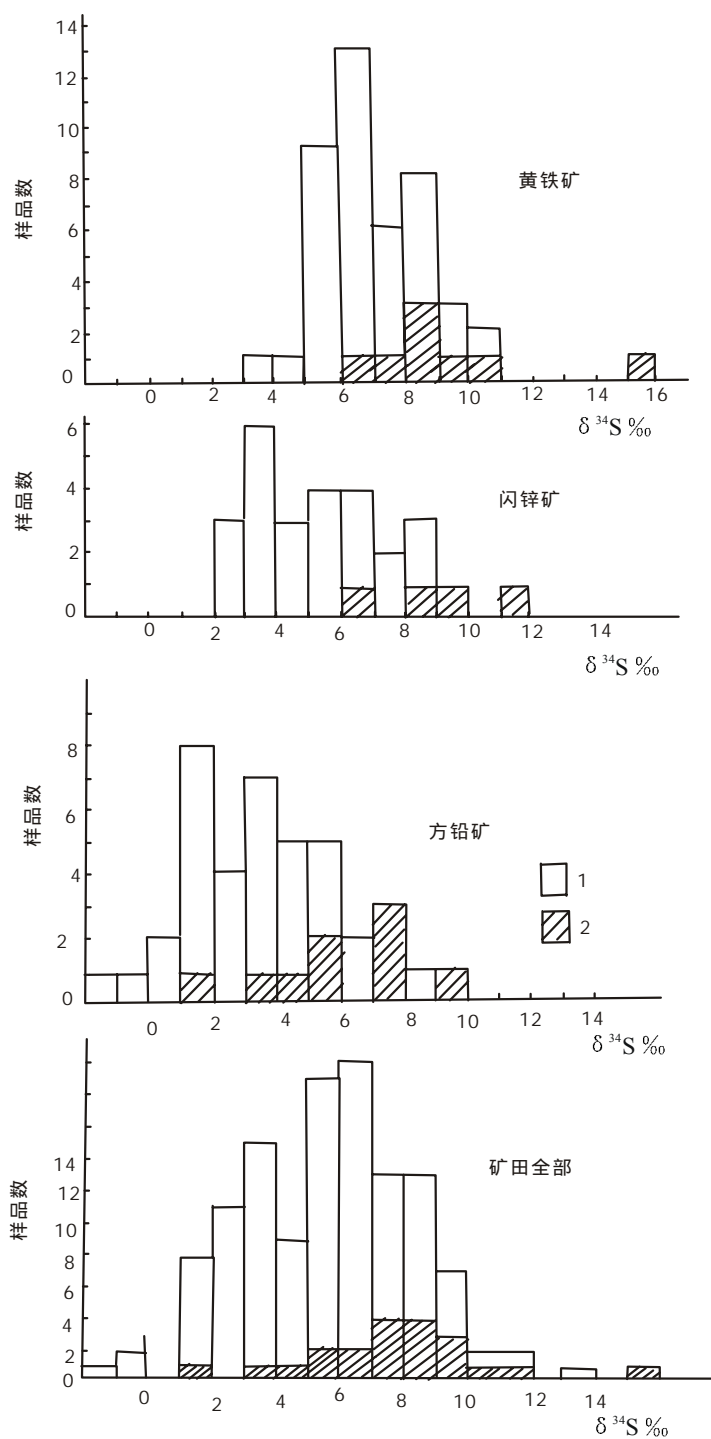


图 2-11 青城子矿田硫同位素 $\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}$ 直方图

1-铅锌矿床; 2-金银矿床 (高家堡子、小佟家堡子)

水活动。至于低值峰的出现,应该与岩浆硫的加入有关。H.L.BARNES(1979)指出,这种低值大部分的硫来自火成岩或来自岩浆热液,或是火成岩硫化物溶解而成。这种低值也可能意味热液处于氧化状态(氧化状态位于 $\text{SO}_2 / \text{H}_2\text{S}$ 界限的下方),或混有一些沉积硫化物。Sangster(1968)也曾报导过火山岩层控硫化物矿床中矿石硫化物 $\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}$ 平均值比当时海水中的 $\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}$ 值小 17‰,并进而认为这种类型中的硫化物是由岩浆与 H_2S (或 HS^-)混合而成的,而 H_2S (或 HS^-)是来自海水中硫酸盐细菌还原作用。

2. 铅同位素组成

铅同位素分析(表 2-17)表明:矿集区矿石铅同位素的组成变化明显, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=17.35\sim 18.37$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=15.17\sim 15.90$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=37.24\sim 38.94$ 。花岗岩铅同位素的组成变化较大, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=16.31\sim 17.217$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=14.75\sim 15.529$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=33.07\sim 38.082$ 。地层铅同位素的组成变化最大, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=17.71\sim 20.32$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=15.556\sim 16.20$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=35.858\sim 43.22$ 。矿石铅尽管有放射铅加入,但其分布比较集中,表明铅主要来自地壳;地层含放射铅较高,但同样表现为壳源铅的特征;花岗岩铅主要表现为来自地壳,显示花岗岩为重熔型的特征。

按照 Doe 和 Zarfman(1979)的铅构造模式(图 2-12),所有样品都落在造山带与地幔域内,少数位于上地壳域内。因此造山带铅演化的平均值是在造山带环境中,具有各自不同的铅同位素组成的上地壳沉积物、基底岩石和地幔物质的混合结果。

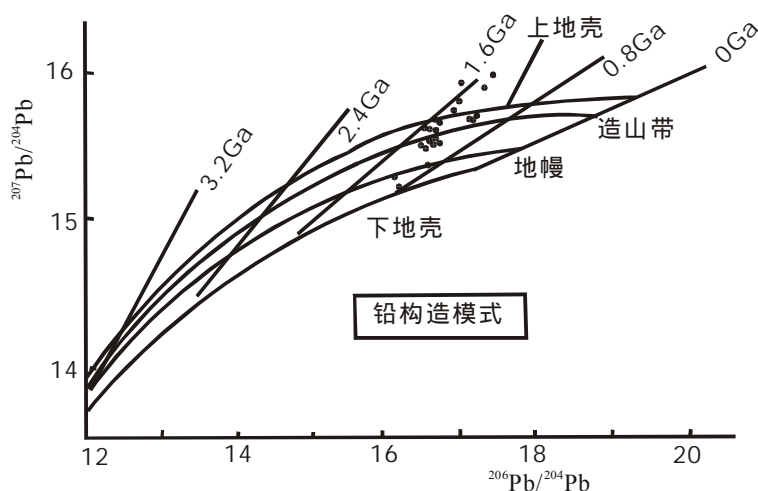


图 2-12 青城子矿床的铅构造模式图

(据 Zarfman, 1979)

表 2-17 青城县铅锌银金矿集区铅同位素组成表(迟永坤, 2002)

序号	样号	测试矿物	样品产状	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	Φ 值	年龄 Ma
1			喜鹊沟 240 脉	17.81	15.34	37.55	0.5993	291
2			喜鹊沟 270 脉	17.35	15.21	37.24	0.6178	476
3			喜鹊沟 270 脉	18.27	15.90	38.94	0.6316	617
4	XX-13	黄铁矿	喜鹊沟 426 脉	17.519	15.569	37.765	0.6496	695
5	XX-13	方铅矿	喜鹊沟 426 脉	17.651	15.732	38.27	0.6591	876
6			麻泡 Om2 脉	17.81	15.52	38.67	0.6209	501
7			本山 0m4 脉	17.81	15.33	38.26	0.5981	275
8			南山石英脉	17.79	15.79	38.57	0.6410	703
9			大东 330m509 脉	18.11	15.70	38.72	0.6202	500
10			大东 330m509 脉	17.67	15.55	38.33	0.6353	649
11			二道沟 53 脉	17.75	15.27	37.41	0.5952	240
12			二道沟 53 脉	17.62	15.49	38.26	0.6318	616
13			矿洞沟 60m	17.43	15.21	37.63	0.6116	414
14			棒子沟 330m2 脉	17.54	15.17	36.70	0.5983	278
15			棒子沟 330m2 脉	17.57	15.52	38.12	0.6394	688
16			棒子沟 289 脉	18.05	15.65	38.46	0.6187	487
17			棒子沟 330m2 脉	17.64	15.40	37.62	0.6192	492
18			棒子沟 320 脉	17.88	15.86	37.78	0.6563	840
19			棒子沟 321 脉	18.37	16.21	38.45	0.6595	868
20	QZ-23	闪锌矿	棒子沟 289 脉	17.919	15.736	38.557	0.6386	681
21	QZ-23	黄铁矿	棒子沟 289 脉	17.949	15.721	38.43	0.6345	642
22	320-5	方铅矿	棒子沟 320 脉	17.826	15.578	38.008	0.6267	566
23	QD-4	方铅矿	甸南 2 号矿体	17.649	15.674	37.998	0.6521	803
24	QD-18	黄铁矿	甸南 320 号矿体	17.825	15.604	37.810	0.6299	697
25	QD-14	黄铁矿	甸南 321 矿体	17.867	15.631	38.046	0.6300	599
26	QD-14	闪锌矿	甸南 321 矿脉	17.932	15.749	38.310	0.6391	685
27	QD-23	方铅矿	甸南 320 矿体	17.617	15.562	38.007	0.6404	702
28	QD-28	黄铁矿	甸南 13-2 矿体	17.758	15.704	38.450	0.6471	758
29	QD-28	方铅矿	甸南 13-2 矿体	17.687	15.574	37.979	0.6369	665
30			甸南	17.56	15.28	37.34	0.6104	402
31			甸南	18.16	15.43	37.83	0.5854	97
32			大地	17.96	15.65	37.60	0.6753	552
33	QZ-5	全岩	白云石大理岩	19.599	15.843	35.858	0.5429	负值
34	QZ-10	全岩	大理岩	17.866	15.579	38.015	0.6238	635
35	QZ-24	全岩	大理岩	18.091	15.632	38.347	0.6137	436
36	QD-1	全岩	斜长角闪岩	18.036	15.661	38.212	0.6210	509
37	QZ-26	全岩	辽吉花岗岩	17.719	15.556	37.990	0.6322	620
38			小夹沟变粒岩	20.32	16.00	43.22	0.5213	负值
39			小夹沟变粒岩	15.72	15.71	39.18	0.6671	932
40	SDB-6	钾长石	双顶沟花岗岩	17.217	15.514	38.082	0.6679	939
41	SDB-2	长石	双顶沟花岗岩	16.417	15.477	35.434	0.7398	1472
42	XDB-2	长石	新岭花岗岩	17.087	15.500	37.322	0.6775	1019
43	XDB-1	长石	新岭花岗岩	17.031	15.529	37.340	0.6864	1089
44			新岭花岗岩	16.86	14.75	36.56	0.5965	250
45				16.31	15.57	36.01	0.7651	1571
46				17.20	14.26	33.07	0.5065	负值
47	QZ-28	长石		22.338	16.212	36.525	0.5649	负值
48	QD-31	钾长石	煌斑岩斑晶	17.178	15.464	37.666	0.6648	913

表中所显示的 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 比值高, 而 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 值低。可能与通过镁铁质的热液循环, 其铅同位素有所反映。即火山岩—碎屑岩—碳酸盐岩组合中的碎屑沉积物 U / Pb 值高, 由此沉积岩层中的铅大量加入, 从而使热液铅源中放射铅比值高。A.P.Le.Huray(1982)指出, 当镁质火山岩的组分改造后, 就能产生低比值, 因为 ^{235}U 衰变而成的 ^{207}Pb 量在晚寒武纪是低, 所以从放射性成因组分高的铅源所得的 ^{207}Pb 量必定是低的。当与其它铅源混合时, 稀释效应最低, 这个模式适合于海底热泉(多半在裂谷带中), 即青城子铅锌银金矿集区矿石和地层中的铅来自地壳, 并与海底热水活动有关。

3. 氢氧同位素特征

从氢氧同位素分析结果(表 2-18)可以看出, 青城子矿集区中与铅锌相伴的石英 $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ 变化较大, 从 2.8‰ ~6.0‰, 包裹体水 $\delta \text{D}_{\text{SMOW}}$ 从-78‰~-100‰; 与银、金相伴的石英 $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ 变化较小, 从 6.42‰ ~10.70‰, 均值 8.23‰, 极差 4.28‰, 成矿溶液石英包裹体水 $\delta \text{D}_{\text{SMOW}}$ 从-48‰~-85‰, 均值-70.10‰, 极差 37‰; 经计算求得成矿溶液的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 值为-2.82‰~8.63‰。围岩共生的石英 $\delta \text{D}_{\text{SMOW}}$ 为 6.6‰~9.4‰, 石英包裹体 $\delta \text{D}_{\text{SMOW}}$ 为-81‰~-91‰; 与成矿作用密切的双顶沟、新岭岩体中石英或黑云母水 $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ 为 9.1‰~9.3‰, $\delta \text{D}_{\text{SMOW}}$ 为-81‰~-85‰。围岩与矿石氢氧同位素分析结果非常相近, 说明该包裹体水具相同来源的特征。矿床中的热液以多来源的混合热液为特征。

表 2-18 青城子矿集区氢氧同位素测试结果

样品号	样品产状	$\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}} \text{ ‰}$			$\delta \text{D}_{\text{SMOW}} \text{ ‰}$		
		石英	黑云母	水	石英	黑云母	水
QZ-23	棒子沟 289 矿体	11.70		2.8			-100
QD-15	甸南 320 号矿体	13.70		6.0			-78
QZ-11	棒子沟变质石英眼球体	18.20		6.7			-91
QD-9	甸南大理岩中石英透镜体	20.60		9.4			-81
QXX-5	喜鹊沟变粒岩中石英脉	17.80		6.6			-80
86J-55	双项沟斑状黑云母花岗岩	11.1		9.3	-116	-85	
86J-XZ	新岭似斑状花岗岩		6.5	9.1	-112	-81	
*G21-2	银矿体中	7.31		7.74	-62.4		
*G94	银矿体中	7.16		7.89	-70.6		
*G125	含银铅锌矿石	6.42		8.63	-48.0		
*QXX-5	变粒岩中石英脉	6.6			-85.0		
*QD9	大理岩中石英透镜体	9.4			-81.0		
**N-1	高家堡子-小佟家堡子矿石	10.0		5.94	-79.7		
**N-2	高家堡子-小佟家堡子矿石	10.7		2.82	-64.7		

资料来源: 迟永坤, 2002; *姜瑛, 1998; **辽宁地勘局 103 队, 1996

在 $\delta^{18}\text{O}$ — δD 图解(图 2-13、2-14)上,青城子矿集区的成矿流体与塞浦路斯 Kvroko 和 Ducktown 的流体及现代海水明显不同,与 Kvroko, Ducktown 和 Cyprus 火山块状硫化物的稳定同位素特点也是不同的,而与 Providencia 岩浆矿床存在相似之处,表明本区的成矿流体属于混合流体,铅锌矿床与金银矿床的成矿流体总体具有海底热泉、变质流体和岩浆热液等多源混合特征。反映了青城子矿集区成矿作用的复杂性。

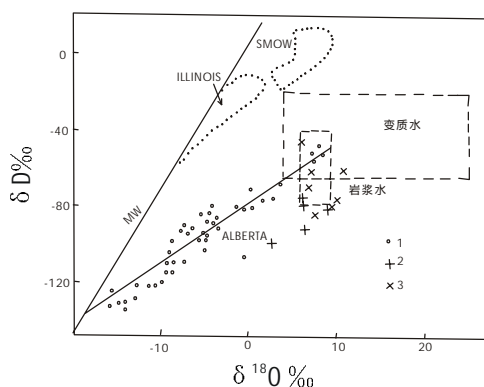


图 2-13 青城子铅锌、银金矿床与国外铅锌矿床及盆地卤水 $\delta^{18}\text{O}$ — δD 对比图解

(王魁元等, 1994)

1-ALBERTA 矿床; 2-青城子铅锌矿床; 3-小佟家堡子金矿床、高家堡子银矿床

SMOW-标准平均海水; MW-雨水; ILLINOIS-伊利诺斯盆地水

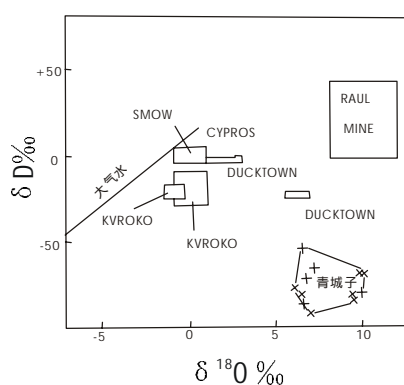


图 2-14 青城子铅锌、银金矿床与国外块状硫化物矿床及岩浆矿床 $\delta^{18}\text{O}$ — δD 对比图解

(王魁元等, 1994)

1-ALBERTA 矿床; 2-青城子铅锌矿床; 3-小佟家堡子金矿床、高家堡子银矿床

SMOW-标准平均海水; 其余为矿床名称及相应投影区

4. 碳同位素组成

青城子矿集区的含矿地层中含有较高的碳质, 铅锌矿石和金、银矿石中含有较多的石墨或碳质物, 显示碳质的聚集与成矿作用关系密切。综合研究表明, 碳质的聚集与海地喷出的热水具有强还原性、富含 CH_4 、 C_2H_6 、 H_2S 、 H_2 等组份, 喷口附近成为强还原与缺氧环境, 使 CO_2 被分解产生元素碳有关, 同时可能与喷口附近的生物群和以化能自养细菌为基础的食物链有关。此外, 成矿流体中的碳大部分被固定在碳酸盐矿物中, 为了形成碳酸盐矿物, 成矿流体中必须含有被氧化的碳种属, 这些氧化了的碳种属可以起源于: 1) 具有 $\delta^{13}\text{C}$ 平均值近于海相石灰岩的淋滤; 2) 岩浆 C 具有 $\delta^{13}\text{C}$ 值的范围是-5和-8‰; 3) 从沉积岩氧化的有机碳具有 $\delta^{13}\text{C}$ 值约为-20‰。

据李力资料(1986), 青城子矿方解石的 $\delta^{13}\text{C}$ ‰(类似于氧化碳形体‰)、 $\delta^{18}\text{O}$ 列于表 2-19。

表 2-19 青城子矿中方解石的 $\delta^{13}\text{C}$ (‰) 和 $\delta^{18}\text{O}$ (‰)

样品号	测定矿物	$\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$	δ ‰	$\delta^{18}\text{O}$	δ ‰
X34	方解石 (层状矿)	-0.88	0.005	2.468	0.001
X40	方解石 (大理岩)	-0.75	0.004	19.45	0.006
217	方解石 (脉状矿)	-2.25	0.007	4.261	0.001
X27	方解石 (角砾岩)	-0.64	0.007	3.034	0.001

从表 2-19 可以看出两类方解石：一类 $\delta^{18}\text{O}$ 较低，为富 H_2O 环境下形成的碳酸盐矿物；另一类为 $\delta^{18}\text{O}$ 较高，可能局部再活化形成的。总的来看 $\delta^{13}\text{C}$ 相对稳定而 $\delta^{18}\text{O}$ 是变化的这种情况要求 $\delta^{18}\text{O}$ 值来自 C / O 比值低的围岩地段，由此可推测流体中 $\delta^{18}\text{O}$ 受岩浆岩交换限制，而碳实质上不受交换过程的影响，说明方解石的流体与大气降水和岩浆水发生或只微量的发生交换。这一结果与氢氧同位素组成的解释是一致的。

二、稀土元素分配特征

REE 可作为成矿流体流动的示踪剂(Joseph, L.Graf.Jr, 1984)在成矿流体与它们流经过的岩石相互作用时，就能产生与成矿一致的 REE 模式。青城子矿集区岩体、围岩和矿石的稀土元素含量特征(表 2-20)及稀土配分特征(图 2-15)显示，样品中轻稀土含量大于重稀土含量，轻稀土分异明显，曲线右倾。地层中稀土总量变化在 80.30~ 224.79 之间，LREE/ HREE 为 2.17~6.32， δEu 为 $0.76\sim 1.77 \times 10^{-6}$ ，主要为 Eu 无亏损的轻稀土富集型，稀土模式平缓，基本保持沉积变质的特点。

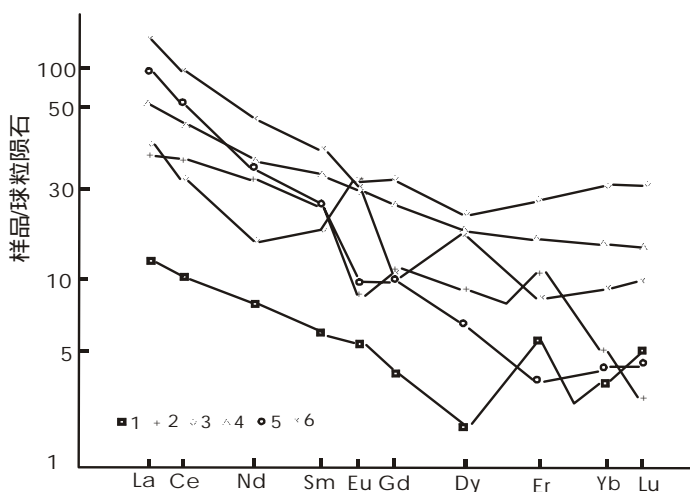


图 2-15 青城子矿集区岩体、围岩和矿石稀土配分模式图

1-金银矿石(1); 2-硅质岩(1); 3-大理岩(4); 4-变粒岩(2);
5-片岩(4); 6-印支期花岗岩(3)

表 2-20 青城子矿集区岩石和矿石稀土元素含量及特征值表 (孙立民, 1997)

样品 名称	大顶 子花 岗岩 (1)	姚家 沟花 岗岩 (1)	新岭 花岗 岩 (1)	双顶 沟花 岗岩 (1)	大理 岩 (4)	云母 片岩 (4)	变粒 岩 (2)	硅质 岩 (1)	角砾 状大 理岩 (1)	金银 矿体 (1)	黄铁 矿 (3)	方铅 矿 (3)	闪锌 矿 (1)
La	5.46	11.26	35.31	49.47	14.52	24.20	59.54	12	10	4.2	18.5	3.13	1.62
Ce	9.36	25.64	62.11	63.68	23.24	43.21	98.74	32	23	9.9	2.55	4.39	3.01
Pr	1.06	2.77	6.44	8.48	2.60	5.11	10.26	6.3	5.8	2.5	0.31	0.52	0.40
Nd	4.03	9.68	20.74	25.88	9.86	20.87	33.17	17	12	5.7	1.28	2.09	1.89
Sm	1.38	3.19	4.14	4.65	3.23	5.62	7.81	4.0	2.9	1.4	0.34	0.63	0.17
Eu	0.43	0.50	0.69	1.21	1.84	1.78	1.82	0.7	0.7	0.5	0.18	0.71	痕量
Gd	1.39	2.86	2.95	3.04	3.10	5.53	6.64	3.3	1.5	1.2	0.43	0.61	0.52
Jb	0.35	0.57	0.40	0.47	0.68	0.59	1.08	1.1	1.2	0.3	0.16	0.23	0.24
Dy	2.87	4.01	1.65	2.44	5.11	5.64	6.06	3.4	1.1	0.8	1.60	2.32	2.53
H0	0.42	0.70	0.25	0.44	0.97	1.24	1.47	0.7	0.7	0.3	0.23	0.34	0.35
Er	0.51	1.45	0.34	0.68	2.09	3.45	4.48	2.8	3.1	1.4	0.31	0.43	0.34
Tm	0.09	0.20	0.08	0.15	0.33	0.51	0.72	0.3	0.2	0.1	0.05	0.08	0.05
Yb	0.70	1.23	0.70	1.05	2.17	3.16	4.92	1.5	0.6	0.4	0.45	0.56	0.35
Lu	0.11	0.19	0.11	0.16	0.34	0.49	0.76	0.1	0.1	0.2	0.07	0.08	0.05
Y	3.69	8.03	5.90	5.98	1.051	25.50	7.32	15	6.3	5.3	1.08	1.23	1.57
ΣREE	31.81	72.34	141.8	188.0	80.30	147.3	244.8	99.4	69.2	34.2	27.54	17.35	13.1
LREE/ HREE	2.14	2.75	10.45	11.85	2.18	2.71	6.32	2.55	3.68	2.42	1.49	1.86	1.18
δ Eu	0.95	0.53	0.58	0.93	1.77	0.97	0.76	0.58	0.92	1.15	0.90	1.45	0.06
Sm/Nd	0.34	0.33	0.20	0.18	0.33	0.27	0.24	0.24	0.24	0.25	0.27	0.30	0.09

印支期花岗岩中稀土含量较高, 稀土总量为 $72.34\sim188.04\times10^{-6}$, LREE/ HREE 为 2.75~11.82, 轻稀土远高于重稀土, Sm/Nd 为 0.18~0.33。δ Eu 为 0.53~0.93 为铈亏损型, 稀土标准模式具有负铈异常, 在 Er 处出现一个最低点形成一个谷, 说明印支期花岗岩具重熔再生的特点。

金银矿石中稀土总量偏低为 $10.89\sim34.20\times10^{-6}$, LREE/ HREE 为 1.18~2.42。稀土标准模式与地层一致, 说明成矿物质来源主要与地层有关, 矿石中 Sm/Nd 为 0.09~0.30, δ Eu 为 0.06~1.45, 变化很大, 反映矿石具有多期性, 进一步说明岩浆热液迭加改造的特点。

金银矿体容矿岩石, 即角砾状大理岩和硅质岩, 稀土总量为 $69.2\sim99.4\times10^{-6}$,

LREE/HREE 为 2.55~3.68, 轻稀土明显高于重稀土, δEu 明显亏损, 稀土标准模式反映受岩浆热液改造特点。

铅锌矿石与矿集区岩体、围岩曲线吻合(王魁元, 1994), 与金银矿体关系密切的硅质岩的稀土元素组成和矿石稀土配分曲线基本和谐一致, 说明二者属同源产物, 反映成矿物质为深源, 但不排除有幔源物质加入(姜瑛, 1998)。围岩、硅质岩 Eu 显弱亏损, 但银矿石显弱正异常。这与 M.K.Michael 提出现代热水沉积中 δEu 为正异常相悖。其原因可能与硅质岩中常有石英脉叠加, 热液活动强烈有关。硅质岩与斜长花岗岩以及容矿围岩大石桥组角砾状白云石大理岩稀土配分曲线略有不同, 表明硅质岩与容矿围岩、侵入岩形成时间和成因不同。

三、流体包裹体特征

1. 流体包裹体类型

通过对青城子矿集区矿床围岩和矿体包裹体的系统研究表明, 矿床内不同类型矿体包裹体具有不同特征。在大理岩、硅质岩、铅锌和金银矿体内, 主要为纯液相包裹体, 其丰度可达 80%以上, 气液包裹体含量较少, 并含少量液相有机质包裹体。纯液相包裹体特点是单体较小, 仅为 $2\sim 3 \mu\text{m}$, 形态呈椭圆、粒状、滴状等, 常成群或沿裂隙分布。含少量液相有机质包裹体呈黑色, 主要见于大理岩与方解石脉中, 包体内主要为碳氢化合物。气液两相包裹体个体较大, 一般为 $5\sim 10 \mu\text{m}$, 包裹体形态呈椭圆形, 气液比为 60%~70%, 多与岩浆热液叠加有关。

在石英脉和脉状铅锌矿体中, 流体包裹体丰度中等, 主要为气液两相包裹体, 单液相或气液相包裹体较少。气液两相包裹体特点大小不等相差悬殊, 大者可达 $10 \mu\text{m}$, 小者仅为 $2\sim 3 \mu\text{m}$, 其形态为椭圆、菱形、三角形, 一般较规则, 气液比一般为 5%~10%。

上述各类包裹体在各类地质体中的丰度表明, 成岩期单液相包裹体不但在围岩中占绝大多数, 而且在矿体中占各类包裹体 80%以上, 这表矿集区内的铅锌银金矿体以同生沉积为主, 而其它几类包裹体仅见于晚期石英脉、方解石脉、闪锌矿内, 为岩浆热液叠加包裹体特征。从矿床包体特征看, 以同生沉积型包体为主, 岩浆热液型包体为辅。

2. 流体包裹体成分及特征

矿物包裹体成分是成矿溶液的标本, 直接反映了成矿溶液的组分特征。青城子矿集区通过包裹体液相和气相成分的研究, 它们的最主要特征是: 包裹体液相成分阳离子 $\text{Na}^+ > \text{K}^+$ 、 $\text{Ca}^{2+} > \text{Mg}^{2+}$, 阴离子 $\text{Cl}^- > \text{F}^-$, 气相成分中 H_2O 及 CO_2 占主导地位(表 2-21), 为 $\text{Na}^+ - \text{Ca}^{2+} - \text{Cl}^-$ 型溶液, 属同生沉积型; 而矿集区中的花岗岩包裹体成分为 $\text{K}^+ > \text{Na}^+$, Ms^{2+} 、 Ca^{2+} 含量相近, 为 $\text{K}^+ - \text{Ca}^{2+}(\text{Mg}^{2+}) - \text{Cl}^-$ 型溶液, 属于岩浆热液型。矿石中包裹体的溶液成分和岩体中的包裹体的溶液成分的明显差异, 表明成矿溶液与岩体关系不太密切, 仅

是热力作用关系。因此，随着热液改造作用的增强及矿体矿化的富集，包裹体中水的含量明显降低、Cl 含量有增高趋势。

表 2-21 青城子矿集区石英中流体包裹体成分分析结果

编 号	样 品	气 相 和 液 相 成 分								
		H ₂ O	CO ₂	CH ₄	H ₂	N ₂	K ⁺	Na ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺
1 [*]	花岗岩	2.78	0.182	0.005			0.067	0.05	0.012	0.011
2 [*]	伟晶岩	5.1	0.27	0.009	0.0008	0.006	0.093	0.066	0.033	0.005
3 [*]	石英脉	3.1	0.118	0.002	0.0003	0.0073	0.043	0.151	0.04	0.002
4 [*]	含铅石英脉	3.7	0.242	0.003	0.00031	0.0023	0.023	0.066	0.02	0.003
5 [*]	铅锌富矿	6.8	0.969	0.023	0.00018	0.0016	0.023	0.068	0.035	0.002
6 [*]	铅锌贫矿	10.8	0.211	0.008	0.00125	0.0697	0.027	0.041	0.036	0.003
8708-4 ^{**}	硅质岩	1.67	0.078	0.022	0.00045	0.0052	0.010	0.070		
9117-4 ^{**}	硅质岩	2.10	0.129	0.009	0.00062	0.0021	0.012	0.042	0.76	0.16
9114-8 ^{**}	硅质岩	2.29	0.106	0.010	0.00091	0.0021	0.029	0.066	2.50	0.23
	石英脉	0.62	0.023	0.001	0.00006	0.0015	0.086	0.302	8.00	0.40
	石英脉	0.74	0.048	0.001	0.00006	0.0006	0.086	0.132	4.00	0.60
编 号	样 品	气相和液相成分			K ⁺ / Na ⁺	Cl ⁻ / F ⁻	Cl ⁻ / SO ₄ ²⁻	Ca ²⁺ / Mg ²⁺	H ₂ O / CO ₂	
		SO ₄ ²⁻	F ⁻	Cl ⁻						
1 [*]	花岗岩		0.003	0.12	1.48	40		1.09	15.3	
2 [*]	伟晶岩	0.05	0.010	0.131	1.41	8.18	72.6	6.6	18.9	
3 [*]	石英脉	0.05	0.010	0.34	0.28	18.89	76.8	20	26.3	
4 [*]	含铅石英脉	0.05	0.015	0.131	0.64	8.73	72.6	6.67	15.3	
5 [*]	铅锌富矿	10ppm	0.002	0.115	0.368	63.9	72.3	17.5	7.02	
6 [*]	铅锌贫矿	0.05	0.014	0.098	0.66	7.0	72.0	12	47.9	
8708-4 ^{**}	硅质岩	0.051	0.74	3.08	0.15				21.49	
9117-4 ^{**}	硅质岩	0.054	0.23	7.75	0.28				16.28	
9114-8 ^{**}	硅质岩	0.063	0.04	6.24	0.44				21.61	
	石英脉	0.10	3.6	68.00	0.28				26.30	
	石英脉	0.10	3.0	26.2	0.65				15.30	

注：* 方如恒等，1994；** 姜瑛等，1999

用冷冻法测定青城子矿集区铅锌矿石的包裹体盐度，NaCl 的重量百分比范围为 0.1—9.9wt.%和 11.7—22wt.%，前者与海水含盐度相近，后者与卤水盐度相当(表 2-22)当石英包裹体有石盐子晶出现时，含盐度可高达 28—53wt.%（方如恒，1994），银金矿石的盐度为 1.690—21.50 wt.%（赵广繁，1997），表明成矿溶液属高盐度的卤水溶液。

表 2-22 青城子矿田流体包裹体冷冻温度和含盐度

样品号	测定矿物	测定次数	温度(°C)		含盐度(NaCl wt.%)	
			范 围	平 均	范 围	平 均
D 120	石英	3	0.01~-0.3	-0.12	0.1~4.5	1.5
		5	-17.4~-18.8	-18.3	20.8~22	21.5
		5	-12.5~14.7	-13.3	16.5~18.5	17.4
Z330	石英	2	-1.7~-1.9	-1.8	2.3~2.8	2.5
		4	-8.1~-10.4	-9.4	11.7~14.8	13.1
		1		-13	17	17
Z 320	石英	4	-10.8~-13.1	-12.3	14.6 — 17.1	16.4
H 107	石英	2	-16.1~-14.6	-15.4	20.2~18.5	19
		6	-6.8~-4.1	-4.5	9.9~6.1	7
		1	2.3	-2.3	4.0	4.0
Q 421	石英	2	-16.5~-3.1	-4.8	9.6~4.6	7.1
D14	石英	2	-11.9~13.0	-12.5	15.7~16.9	16.3
		1	-6.0	-6.0	8.8	8.8

注：数据来源，方如恒等，1994

成矿温度 矿田中对主要矿物用均一法测定温度是：石英包裹体为 97—434℃，其中有 100—140℃，180—240℃，300—320℃等三个高频度区，方解石包裹体测定为 88—345℃，并与石英类似，有 100—120℃，180—200℃，300—320℃三个高频度区(表 2-23, 2-24)。显示了成矿的多阶段性。金属硫化物的爆裂温度与上述均一温度具有明显的一致性，温度范围在 103—370℃。

表 2—23 青城子矿集区成矿期石英流体包裹体特征及均一温度（方如恒，1994）

样号	包裹体特征	次数	气液比(%)		均一温度(°C)	
			范 围	一 般	范 围	一 般
D246	单液相为主，气液相次之	25	5~30	20	97~410	214
D126	气液相为主，单液相次之	20	5~25	15~20	118~264	209
Z930	气液相为主，液相次之，少量 CO ₂	19	10~35	15~20	131~434	242
D218	单液相为主，气液相次之	14	5~30	10~20	132~342	210
Z321	气液两相为主，少量 CO ₂	17	5~30	10~15	140~248	188
X300	气液两相为主	7	5~20	10±	140~200	168
Z270	单液相为主，气液、气相次之	20	5~25	10±	93~282	190
Z17	单液相为主，气液、气相次之	8	5~25	10±	105~238	173

表 2—24 青城子矿集区方解石流体包裹体特征及均一温度（方如恒，1994）

样 号	包裹体特征	次 数	气液比(%)		均一温度(℃)	
			范 围	一 般	范 围	一 般
层状矿体	气液相为主，含有机质	19	5~10	10±	88~130	112
层状矿体	纯液相为主	9	10~20	10~15	93~180	136
脉状矿体	气液相为主	15	10~35	10~20	90~345	257
围岩脉体	纯液相为主	10	10	10±	98~135	113
角砾岩中		12	5~20	10±	88~180	132

根据札曼斯克和拉伊（1974）提供的矿物对同位素计算常数，对矿床中主要金属硫化物进行了硫同位素计温，温度范围为 268—542℃，其中以 268—366℃为主，这一温度与上述两项测定数据也较近似。这些温度表明，青城子矿集区的成矿温度范围大，是成矿多阶段发展的反映。其中，以 180 — 320℃为最主要的成矿阶段，所以应属中温成矿。综上所述，可确定青城子矿集区的成矿溶液是富含 CO₂、CH₄ 的，高盐度的 Na⁺—Ca²⁺—Cl⁻型溶液，以同生沉积成因热卤水溶液为主，有部分岩浆热水参加。

第三章 成矿控制条件与成矿规律

矿床地质研究及矿产勘查实践证明,任何成矿带或矿带的形成都直接受区域构造背景及其演化特征所控制;而具体矿床则产出于区域构造演化的特定阶段和含矿建造的特定层位中,是复杂地质作用综合的结果。研究分析成矿地质条件及控矿特征,对总结成矿规律、确定成矿机制和指导成矿预测均具有重要意义。

第一节 裂谷控矿条件

裂谷(rift valleys)在《国际构造地质词典》中给予的定义是:沿走向大致平行的断层,通过下沉而成,并伴有火山活动的地形上的洼地。中国《地质辞典》对裂谷的定义类同。裂谷一词最初由格雷戈里(J.W.Gregory, 1893)提出,用于东非裂谷。近年已广泛引起世界地质学家们的重视,对于裂谷形成及其分类,众说纷纭。

杜乐天(1987)认为,裂谷是因地幔大面积隆起和局部底辟,使地壳变薄、拉张和裂陷形成的长槽或盆地。裂谷具有破谷、热谷、浆谷、水谷、碱谷、酸谷、盐谷、气谷、矿谷的地球化学特征。

综合地质、地球物理和地史学、岩相学的研究表明,裂谷应包括以下特征:(1)裂谷和裂谷系在新全球构造中,成为与挤压性的弧—沟体系具有同等重要的构造活动带,并且在地球演化中占居极其重要的地位。近年来,人们纷纷从裂谷理论出发,研究矿产的区域分布规律,并取得许多令人鼓舞的成果;(2)裂谷做为深部地幔物质上涌的通道,总体为张性构造带;这种构造带常构成由深大断裂围限的梯状地堑;在地貌上形成中央深陷的谷地或盆地,特别是在纵向延伸上表现为不同级别或层次的谷地、盆地或湖泊,这种盆地主要依靠其沉积物特征来确定和区别;(3)裂谷活动时期,岩浆活动强烈而频繁,岩浆的深成作用和火山活动并存,组成典型的“双峰式”岩浆岩组合;但在不同演化阶段,岩浆活动的性质与强度存在明显差别;一般情况下具有早期强烈、向晚期减弱、并逐渐不发育的演化趋势;(4)根据深部构造特点,可将地球上的裂谷划分为大洋裂谷、大陆裂谷和陆间裂谷等类型,有时裂谷具有三叉结构特征,如山西的中条裂谷等,这与深部物质的穹状上隆作用有关;(5)裂谷作用时代可以追溯到太古代晚期—古元古代。对裂谷构造特点、深部结构的分析结果表明,裂谷的形成机制有两种模式,即主动方式和被动方式。前者是因软流圈隆起或深部物质上涌引起地壳或岩石圈破裂而形成的裂谷(地幔热异常构成裂谷形成的主要动力来源);后者则是由于地壳或岩石圈拉伸减薄、破

裂，导致软流圈上隆而形成裂谷。总体看控制裂谷发育的主导因素是高的热流、深部物质上升和水平拉张作用的相互结合；（6）大陆裂谷作用有两个阶段，第一阶段以穹状上隆和裂谷扩张为特征，并以裂谷系中的一支或两支发育成新生大洋而告终；第二阶段以新生大洋的扩张及由此引起的相对邻区的挤压为特征，这时新生大洋的孳生裂谷皆因被挤压而夭折。

这些基本特征，对于判别裂谷和研究裂谷的演化历史、分析与其相关的矿产资源的形成与分布控制特征，无疑是至关重要的。本文试图根据裂谷演化过程的构造环境与沉积背景，探讨辽吉古元古代裂谷系的活动特征、控矿特征与机理。

前已述及，青城子铅锌银金矿集区位于古元古代辽吉裂谷轴部的凹陷带中。辽吉裂谷是在太古宙龙岗古陆和狼林古陆之间发展起来的，并经历了 2500~1900Ma 的漫长演化历史(张秋生等, 1988)，其中沉积了巨厚的辽河群、集安群和老岭群岩石。裂谷带内空间构造分异明显。据岩相建造与构造特征，裂谷带横向上可划分为北缘斜坡、轴部凹陷及南缘浅台 3 个构造岩相带(陈荣度, 1984)。轴部凹陷带的南北边界分别以盖县—岫岩—永甸深断裂带、大石桥—隆昌—草河口—桓仁深断裂带与南缘浅台、北缘斜坡相联接（图 3-1）。该裂谷带的显著特点是发育巨厚沉积物，并夹有一定量的火山岩或火山沉积岩，特别是裂谷活动早期，海槽沉积物中夹有较多的火山熔岩、火山碎屑岩（辽河群和集安群）；裂谷活动晚期，海槽中火山活动强度减弱（仅在局部地段出现火山喷发），但由海水下渗对流循环引起的水热活动增强，使在裂谷海槽中（特别是在其更次一级的盆地内）出现热水活动和热水沉积成矿作用。经过挤压碰撞造山作用和后造山作用，形成了内带为由塑流变形~塑性变形~塑—脆性变形产生的弯形构造带和由塑性变形~塑—脆性变形~脆性



图 3-1 辽吉裂谷西部同生断裂及次级盆地示意图（刘君, 1995）

1-裂谷分布范围；2-裂谷轴；3-同生断裂；4-裂谷分区及编号

变形产生的线性构造带(李三忠等, 1996)。该古元古代造山带的构造特征概括为拉伸构造模式, 该模式由核部隆起和上部盖层及两者之间的拆离型韧性剪切带三部分组成(刘俊来等, 2001)。核部隆起常由岩浆隆起或基底隆起构成, 上部岩层内发育顺层分层滑脱构造体系。区域构造的拉张作用导致地幔上隆形成岩浆隆起或基底隆起, 使上覆岩层重力失稳, 发生滑脱, 导致层状变质岩系内多层顺层韧—脆性变形变质带形成。该区经历了吕梁、印支、燕山等多次构造岩浆活动。

由于火山作用和海底热水喷流作用, 将深源或下部岩层中的 Au 及 Pb、Zn、Co、Cu、B 等成矿元素带入海盆, 并与正常海水沉积物一起沉积, 形成原始矿化层或矿源层, 为辽吉裂谷带中各种类型矿床成矿系列的形成奠定了物质基础。特别是在辽吉裂谷活动的中晚期, 火山活动规模小、强度弱, 但与裂谷活动, 特别是裂谷内部小规模的同生断裂构造活动有关的热液作用和热液沉积岩相对发育, 使在冒地槽相的不同层位中形成典型的热液沉积岩(如硅质岩、电英岩、钠长石岩、富硫化物含铁硅质岩等等)、准同生角砾状构造岩和相关的金、多金属矿床共生(图 3-2)。辽吉古元古代裂谷盆地中, 有关矿床在空间上、时间上、及物质组合上与有关火山作用、火山喷气作用、沉积作用(特别是海底热水活动和热液沉积作用)之间存在的密切的、内在成因联系, 足以证明裂谷活动构成该成矿区不同类型矿床或矿床成矿系列的重要区域控矿条件。

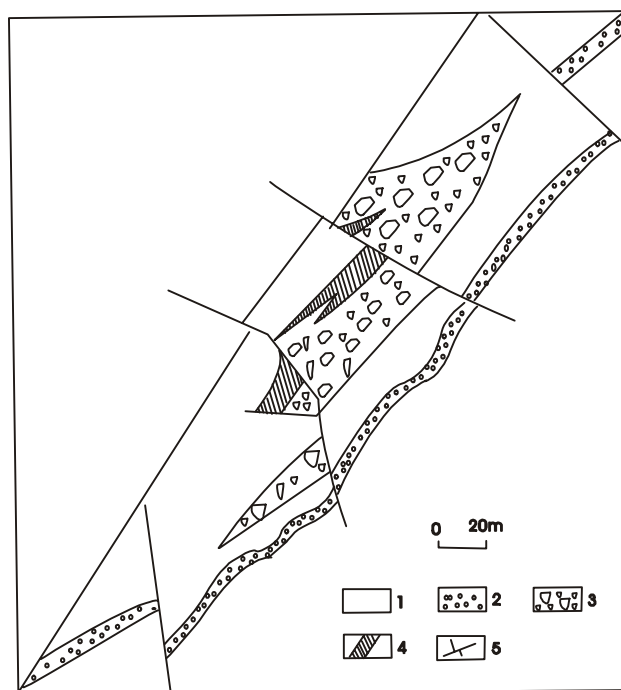


图 3-2 准同生角砾状构造岩体与矿体(喜鹊沟坑)

1-碳酸盐岩; 2-粘土质粉砂岩; 3-角砾岩体; 4-铅锌矿体; 5-断裂

第二节 构造控矿条件

构造按规模可分为全球性构造（即大地构造）、区域性的和局部体系的以及更小的褶皱、断裂和裂隙构造。无论哪种级别构造，均与成矿有着密切关系。有关区域成矿构造背景的控矿作用已在前节中论述，它主要表现为不同裂谷盆地的发生、形成、演化控制更低级别的沉积盆地中的沉积作用、火山活动、热水活动以及盆地边缘同生构造带的活动，导致形成不同特征和类型的矿床及矿床成矿系列。下文将要讨论的是局部构造体系或较小规模的褶皱构造和断裂构造对矿产形成、分布的控制作用，它主要表现为把矿液从矿源地输送到矿区的通道，并借助断裂、裂隙、剥离断层、破碎带、劈理、片理、层间滑动、不整合等等，形成适当的导矿、散矿和储矿构造。中国北方古元古代成矿带中不同成矿系列内的不同类型的矿产，均具有受构造控矿的特征。

一、韧、脆性断裂构造与成矿

韧、脆性断裂构造是重要的控矿因素，它们既可为成矿过程中矿质和矿液活化、迁移提供通道和动力学条件（压力效应），又可作为容纳矿液沉淀、富集成矿的主要空间构造。

（一）断裂控制沉积盆地中的铅锌、银、金矿床

与碎屑岩系、碳酸盐岩建造和泥沙质碎屑岩建造有关的铅锌、银、金矿床，多产于裂谷盆地内断裂构造活动区，而且这些次级的成矿盆地又受着断裂的控制，青城子矿集区的铅锌、银、金矿床最具典型特征。它们均产于辽吉裂谷的次级盆地——三家子~方家盆地内（图 3-3），盆地面积几十平方公里，是受断裂控制形成的盆地，它位于规模较大的二级盆地内，通常形成于受主干断层控制的扩张性构造环境中，主干断裂构成了大的一级沉积盆地的边缘，对青城子矿集区的地质研究证明，一级沉积盆地的边缘就是基底走向滑动断裂，盆地内沉积岩相和地层厚度在盆地边缘的突然变化，表明盆地边缘受断裂控制。

沿盆地边缘同生断裂构造发育一系列的富含硅质、铁质或富含碳质、硅质，以及电气石、钠长石等特征的热液沉积岩，显示断裂活动为富含 Au、Pb、Zn、Ag 等成矿元素的热液喷流沉积活动提供通道，在高家峪组和大石桥组、盖县组地层形成时，出现层纹状的热液沉积或喷流岩，这些热液沉积以富硅、硼为特征。由于热水活动创造的还原环境， CO_2 分解加之喷口附近以化能自养为基础的生物群活动，使热水沉积岩乃至正常的粘土一半粘土沉积和碳酸盐岩沉积物中均富含碳质。同时生物分解作用使海水中的硫酸盐转化为还原硫，导致在这一时期的沉积物中普遍含有黄铁矿等硫化物。伴随同生断

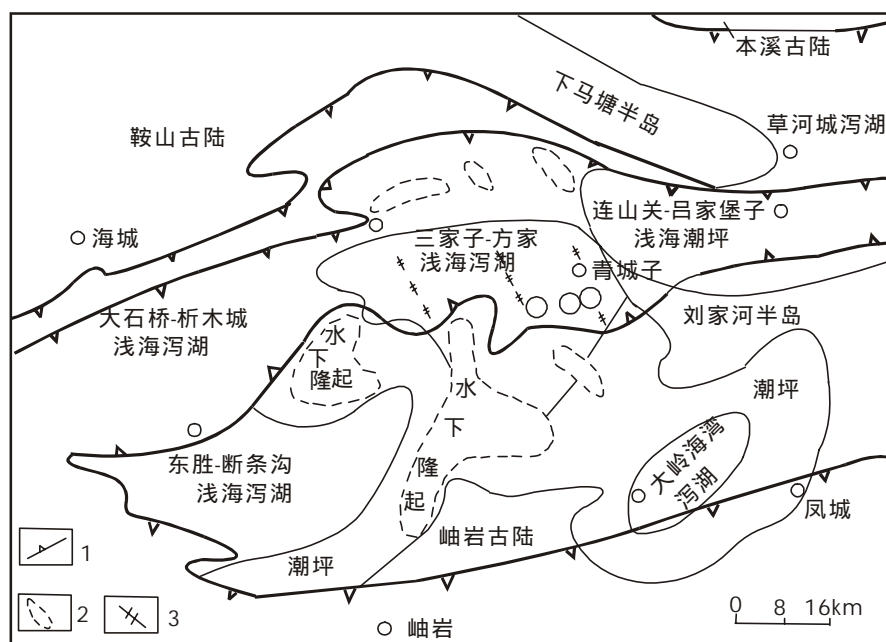


图 3-3 辽吉裂谷大石桥-兄弟山地区大石桥期岩相古地理示意图（据于言璋等，1993）

1-I、II 级同生断裂；2-水下隆起区；3-裂谷收缩同生断裂

裂活动，热水喷流作用还将地壳深部或下伏太古宙地层中的 Au、Pb、Zn、Ag 等成矿元素带入海盆，分散沉积于热水沉积岩或正常沉积物中，形成金及有色金属的初始层状矿层或矿源层。由于同生断裂在不同时期出现活动性质及强度上的差异，导致形成不同的含矿建造，控制不同元素组合特征的矿床产出。在高家峪组上部、大石桥组下部、中部，碳酸盐岩的同生角砾状构造广泛发育，而且相关的矿床也以铅锌多金属矿床为特征；在大石桥组上部、盖县组下部，出现硅质岩等热水沉积岩，相关的矿床以金、银为主，铅锌多金属矿床为辅的特征。青城子铅锌矿床中， $Zn/(Pb+Zn)$ 的比值呈现明显的空间分带特征，均标志着热水活动对成矿作用的严格控制关系。

总之，一级盆地应该是受基底走向滑动断层带控制的裂谷拗陷盆地；发育于裂谷盆地内的次级或三级盆地受低序次断裂构造控制，这些低级别盆地控制沉积作用和成矿作用。由此可见，在各裂谷盆地中，断裂构造为成矿流体的通道，以断裂为边界的次级或三级盆地及盆地内的断裂构造体系，构成层状矿床的控矿条件。此外，断裂活动本身可产生巨大的机械能，且能量可转化为热能和化学能，为成矿作用提供动力学条件。

（二）韧、脆性断层控制矿床矿体的产出与特征

韧性剪切带作为一种重要的构造变形方式，广泛发育于各种构造环境中，许多矿床直接产出于韧性、脆韧性剪切带内，或明显地受到与韧性剪切带有关的次级构造控制。表现最突出的是韧性剪切带对金矿化的控制作用，有关这方面研究近年来取得较大进展

(Grodes 等, 1986; A.比奇, 1985; E.M.Camevon, 1988, 1990; 王鹤年、张守韵等, 1992)。刘连登等(1989)提出了“含金剪切带型金矿床”(空间上受韧性剪切带控制, 成矿作用与韧性剪切带的发生、发展有成因联系的金矿床)概念等。从概念上看, 韧性剪切带是由地壳深、中深处岩石塑性流动或韧性剪切变形, 形成的由一系列网状的强变形带和被其包围的呈菱形的弱变形区(带)组成的变形系统。这种系统的形成和演化, 不仅是成矿热液运移的通道和矿质沉淀的场所, 也是成矿动力学过程的一个组成部分(Sibson, 1987; Kerrichdtal, 1987), 如韧性剪切带的构造活动, 造成的流体压力变化, 可以做为矿质沉淀的一种机制, 特别是做为流体发生分离(Robert and Kelly, 1987; Spooner et al., 1987; Guha et al., 1991; 卢焕章, 1991)的重要动力条件。

就青城子矿集区而言, 矿田构造主体构造格架为大顶子推覆倒转背斜、双顶沟倒转向斜, 以及北西向尖山子大断裂所诱导出(或活化)的北东向朱家堡子断裂、高家堡子断裂、棒子沟断裂、南山断裂所构成的菱形格子状构造体系。北西向断裂及推覆构造为矿区一级构造单元, 它控制了岩浆岩体规模和产状。北西向构造拉张扭曲引起了北东向构造发生和发展, 两组应力作用形成剪切构造带。对成矿而言, 北东向、北西向断裂均为重要控矿构造。

该区变质岩系中发育多层顺层滑脱断裂带, 为后期成矿提供了较大的容矿空间, 有利于形成规模较大的矿床。青城子矿集区已有的棒子沟铅锌矿、大地铅锌矿、高家堡子大型银矿、小佟家堡子金矿等均位于片麻岩隆起滑脱伸展翼, 主要矿带和矿体产于顺层滑脱断裂带, 矿体形态、产状及分布严格受北东向剪切构造及层间剥离剪切带控制, 在矿体附近可见在硅质岩上下盘柔性岩性接触部形成强弱不等的挤压片理化带, 小型褶皱发育, 枢纽产状不一致, 多为 310° 方向。同时可见早期刚性岩石被拉断, 塑性岩石产生绕流现象。岩石被压碎形成疏松碎块堆积, 常见碎裂化糜棱岩化现象。从某种意义上而论, 韧性剪切作用是一种重要的成矿机制, 韧性剪切作用所形成的构造组合及小型韧性断层, 本身就是衍生矿源层。除此而外, 岩层绕曲形成圈闭空间。燕山晚期形成北东向张性断层与剪切带作用形成的层间剪切裂隙构成了成矿空间。

本山式矿床, 如本山、麻泡、北砬子、二道沟等铅锌矿床, 矿体呈脉状充填于厚层状大理岩中的 NE 向、NW 向切层断裂中; 南山式矿床, 如喜鹊沟、南山等矿床, 矿体形态由切层断裂与层间剥离断裂控制, 在横剖面上呈“挂小旗”状。这些铅锌矿床矿体主要受陡倾的切层断裂控制, 呈脉群产出; 矿脉的分布密度较大, 单个矿体规模不大, 矿脉的规模、形态与断裂的性质关系密切, 张扭性断裂控制的矿脉一般较规则, 规模稍大, 张性断裂控制的矿体一般短而不规则。成矿作用以热液充填为主, 交代作用次之, 矿石中铅锌品位较高。矿带、矿体主要受 NE 向、NW 向断裂控制。除南山、大东沟铅锌矿外, 其他主要铅锌矿均受 NE 向的喜鹊沟一二道沟断裂控制, 南山铅锌矿矿带的分布亦受 NE 向断裂的控制, 大东沟铅锌矿床主要受 NW 向断裂控制。

为进一步研究韧性剪切变形作用的控矿特征，对矿集区内的林家金矿（特征与小佟家堡子金矿相近）进行了系统的构造地球化学解析(田树海等，2001)，表 3-1、3-2 是北西向 F8、F13 断裂构造岩微量元素含量特征，表 3-3 是近南北向断裂构造岩微量元素含量特征，表 3-4、3-5 是断裂在垂直和水平方向上构造岩微量元素含量特征，从中可以看出剪切带的控矿机理。

表 3-1 F8 断裂微量元素含量特征 (10^{-6})

样号	Zn	Cu	Ti	Mn	Co	Cr	Pb	V	As	Sb	Bi	Hg	Ag	Au	W
Gdl6	93	85	2756	707	14	94	49	126	200	7.6	0.5	0.08	2.14	0.07	8.0
Gdl7	46	5	116	966	1	20	78	22	200	2.0	0.1	0.05	0.27	0.012	5.0
Gdl8	45	5	393	1766	6	20	76	36	200	3.0	0.1	0.02	0.8	0.015	18
Gd20	192	31	$\geq 10^4$	1178	59	603	60	226	200	4.2	0.6	0.15	>5	10.65	60
Gd21	330	9	650	2953	11	23	47	38	200	2.6	0.3	0.1	1.68	0.12	43
Gd23	53	20	1367	522	12	36	35	80	87	4.0	0.5	0.05	0.61	0.005	23
Gd24	187	32	2933	818	19	122	54	100	260	11	0.5	0.4	4.04	16.5	18
Gd27	185	28	4750	1604	26	215	38	160	225	8.2	0.3	0.48	0.52	0.015	4.0
Gd28	108	36	3161	1001	18	105	71	112	270	9.4	1.0	0.09	3.58	11.0	6.0
Gd29	93	36	5149	955	28	389	95	155	207	18	0.5	0.02	0.81	0.04	5.0
Gd31	82	42	2841	1227	17	96	43	104	220	8.0	0.7	0.1	1.56	0.015	7.0

注：103 队阎成刚，2001

表 3-2 F13 断裂微量元素含量特征 (10^{-6})

样号	Zn	Cu	Ti	Mn	CO	Cr	Pb	V	As	Sb	Bi	Hg	Au	Ag	W
Gdl08	236	12	410	428	7	20	74	30	>200	16	0.3	0.36	100	2.7	12
Gdl09	252	8	630	242	7	36	46	40	>200	5.0	0.2	0.35	3	2.15	10
Gdl10	252	38	4294	830	32	192	58	104	>200	47	0.5	1.02	100	>5	50
Gdl11	115	32	2200	322	15	76	32	83	>200	2.4	0.7	0.04	3	0.26	20
Gdl12	34	8	274	12	7	20	47	2	90	1.6	0.8	0.07	3	0.9	70
Gdl13	115	39	4014	1002	31	170	70	73	>200	7.6	0.6	0.42	100	4.84	70
Gdl14	55	10	559	334	14	20	50	20	210	6.0	0.7	0.25	340	33	70
Gdl15	120	64	8698	183	16	161	32	65	>200	8.8	0.6	0.20	3	4.03	21
Gdl16	92	69	2610	565	22	85	42	100	200	5.3	3	0.07	3	0.83	29
Gdl17	157	36	1628	600	15	54	43	72	100	2.4	1.8	0.06	3	0.63	40
Gdl18	142	46	2000	617	18	75	72	7	30	3.0	0.5	0.04	3	0.5	8
Gdl19	79	29	2345	275	20	61	34	5	13	0.8	0.3	0.03	21	0.47	2
Gdl20	98	10	500	228	12	20	65	20	9	0.8	0.2	0.02	9	0.5	70
Gdl21	110	50	2887	200	20	89	47	9	30	1.6	0.5	0.05	5	0.32	20
Gdl22	96	30	2700	200	20	73	33	80	25	0.4	0.5	0.02	5	0.09	10

注：103 队阎成刚，2001

表 3-3 南北向断裂微量元素含量特征 (10^{-6})

样号	Zn	Cu	Ti	Mn	Co	Cr	Pb	V	As	Sb	Bi	Hg	Au	Ag	W
Gd93	10	5	220	91	17	20	10	20	>200	3.8	0.1	0.02	0.012	0.3	155
Gd95	44	42	3197	328	17	72	16	106	24	0.8	0.6	0.02	0.003	0.25	20
Gd96	1.55	91	38	2465	555	14	70	80	101	160	11	0.8	0.02	0.003	8
Gd97	25	5	399	562	5	31	88	36	90	0.8	0.1	0.02	0.025	0.57	5
Gd98	55	37	3982	587	24	221	55	99	>200	8	0.4	0.02	0.025	0.63	9
Gd99	60	26	478	1343	23	27	64	29	72	2.4	0.2	0.02	0.015	0.86	48
Gdl00	72	34	2368	385	13	66	41	79	100	9.2	0.8	0.02	0.025	1.21	17
Gdl01	34	12	1300	442	4	42	58	68	100	2	0.2	0.02	0.025	0.48	16
Gdl02	168	27	2923	729	14	75	58	73	>200	4.6	0.5	0.02	0.015	0.65	20
Gdl03	51	34	4477	772	31	452	77	115	>200	8.8	0.2	0.02	0.007	1.7	29
Gdl04	67	19	1565	548	14	62	65	91	>200	4	0.2	0.03	0.015	0.85	8
Gdl05	67	5	323	667	7	32	112	31	68	1.8	0.2	0.02	0.012	0.56	12
Gdl06	36	11	600	281	6	28	66	35	>200	1.8	0.3	0.02	0.04	0.53	21
Gdl07	40	11	1567	464	8	44	70	70	140	2.8	0.3	0.02	0.042	0.9	92
Gd94	36	42	3197	328	17	72	16	106	24	0.8	0.6	0.02	0.003	0.25	20

注：103 队阎成刚，2001

表 3-4 断裂不同深度微量元素含量特征 (10^{-6})

样号	标高	Zn	Cu	Ti	Mn	Co	Cr	Pb	V	As	Sb	Bi	Hg	Au	Ag	W
Gdl6	428m	93	85	2756	707	14	94	49	126	210	7.6	0.5	0.08	0.07	2.14	8
Gd20	398m	192	31	>10000	1178	59	603	60	226	280	4.2	0.6	0.15	10.6	>5	60
Gd345	336m	362	22	2232	2212	20	65	59	105	280	3.5	1.2	0.2	18.4	>5	12
Gd346	109m	409	234	81	210	14	20	178	20		200	0.9	0.21	0.95	>5	100

注：103 队阎成刚，2001

表 3-5 F4 断裂及两侧围岩微量元素含量特征 (10^{-6})

样号	位 置	Au	Ag	Cu	Pb	Zn	As
D0	F4 断裂中	2.41	0.19	56.19	104.11	2881.86	7.63
D1	下盘距 D0 0.6m	0.33	0.07	28.20	24.27	54.45	5.64
D3	下盘距 D0 1.5m	0.48	0.07	28.07	26.00	42.47	2.39
D5	下盘距 D0 4.5m	0.28	0.08	27.98	23.31	92.72	3.77
D7	下盘距 D0 8.5m m	0.23	0.08	26.41	22.74	40.97	1.64
D9	下盘距 D0 15m	0.25	0.17	32.31	28.69	5.96	2.07
D2	上盘距 D0 0.6m	0.25	0.15	34.27	22.55	47.16	1.96
D4	上盘距 D0 1.6m	0.38	0.07	45.40	21.20	73.62	1.74
D6	上盘距 D0 6.6m	0.23	0.09	32.79	24.85	50.28	2.10
D8	上盘距 D0 14.6m	1.01	0.07	27.42	24.47	48.21	6.17
D10	上盘距 D0 23m	0.26	0.06	52.4a	26.96	88.87	1.94

注：103 队阎成刚，2001

剪切带及断裂中构造岩（包括糜棱岩、构造角砾岩和碎裂蚀变岩）的成矿元素及微量元素含量的离散性大（3-1、3-2、3-3），说明含矿热液运移过程中，这些元素有明显的带入带出；断裂构造岩中普遍具有 W、As、Au、Pb、Zn、As、Bi、Sb 等元素含量较高的特征，显示在热液活动过程中，这些元素被带入；对断裂中微量元素的相关分析结果表明，Au 与 Ag、As、Bi 等元素关系密切，构成稳定组合，而且在断裂相互交切处，微量元素含量更高，矿化更强，元素含量往往是地壳丰度的几十~几百倍，甚至上千倍而形成工业矿体，且在断裂交汇部位矿体厚度增大，表明断裂构造，特别是压扭性断裂活动对矿液运移和成矿物质淀积有重要控制作用，构成重要控矿条件。

由表 3-4 可以看出，在垂直方向上，近地表 Ti、Cr、V 有增高的趋势，而断裂深部 Zn、Cu、Pb、Sb、W、Bi 等含量相对增高，呈现断裂浅部富集亲石元素、深部富集亲铜元素特征；反映了断裂由深到浅，成矿环境由还原到氧化的转变，元素由亲硫富集到亲氧富集。在水平方向上(表 3-5)，断裂中 Au、Pb、Zn 含量明显比围岩中增高，说明成矿过程中，成矿热液与围岩发生化学反应的同时，将这些元素从围岩中带出，沉淀富集于断裂中。综上可以说明，断裂构造对 Au 等成矿物质具有凝聚作用，断裂构造的产生打破了含矿热液的运移平衡，使 Au 等成矿物质重新分配，集中沉淀于断裂构造中。

孙继春等研究了青城子矿集区不同级次地球化学场结构特征。矿集区范围内 Cu、Pb、Zn、Ag、Au、Hg、Mo、Cr、Mn、Ti 等元素均形成了地球化学异常。考虑到单元素研究往往忽视复杂地质体的整体性，因此依据元素地球化学性质及已知矿床元素组合特征、分带性等，将异常元素分成四组：①Cu、Pb、Zn；②Au、Mo、Be；③Co、Cr、V；④Mn、Ti。分别绘出累乘异常等值线地球化学场图(图 3-4)。Cu、Pb、Zn 累乘异常的中内带基本圈定了青城子矿田范围，该范围内 Au 矿化普遍，找 Au 前景广阔。各组累乘异常均呈十字型分布，显示断裂构造控矿特征。

主要成矿元素 Au、Ag、Pb、Zn 衬度等值线地球化学场图(图 3-5)显示三个带：核心带，交替带和分散带。核心带指成矿元素最大浓集区，标型特征是高衬度的成矿元素组合；另一特征是不均一性，表现为元素组合沿一定方向有规律地更替，即轴向和横向分带。因此，核心带是找矿最佳远景区。交替带环绕在核心带的外边，主要成矿元素相对贫化或接近于背景含量，该带通常是找矿的最佳指示。分散带紧挨交替带，是正常地球化学背景上的一个局部地球化学异常发育区，表现为成矿元素浓度偏高，而亲石亲铁元素具准背景含量。在该带成矿相对有利部位可望找到小型矿床。主要成矿元素 Au、Ag、Pb、Zn 衬度等值线地球化学场的特征显示其具有受断裂构造，特别是近东西向构造控制特征。

Au 元素在空间上有规律地聚集，形成了明显的三带结构地球化学系统。核心带规模大、浓集分带清晰、内带范围内有矿化显示，有的已构成 Au 矿床。异常浓集中心集中分布以下两区：其一是小佟家堡子区，其二是白云区。前者伴有 Pb、Zn、Ag、As 等组合异常，后者仅存在 Pb、Ag 零星异常，说明两区具有不同的地球化学成矿专属性。Ag、Pb、Zn

三种元素异常分布特征相似, 规模大致相当, 浓集中心两个以上, 分带清晰, 尤以 Pb 异常最佳。同生断裂附近 Ag、Pb、Zn 异常发育, 且与新岭岩体关系密切。

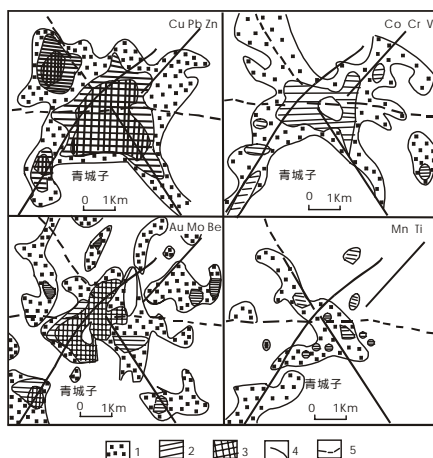


图 3-4 青城子矿集区水系沉积物累乘异常图

(据孙继春等, 2000)

1-背景的 2~4 倍; 2-背景的 4~8 倍; 3-大于背景的 8 倍; 4-断裂; 5-推测断裂

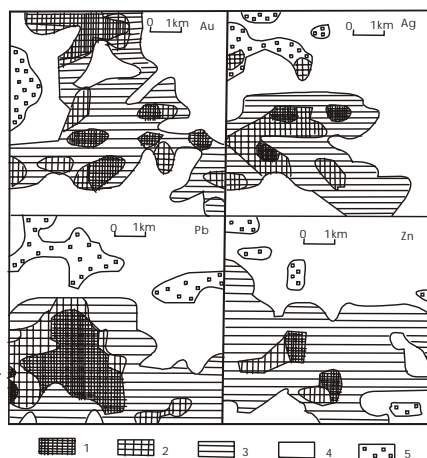


图 3-5 青城子矿集区主元素衬度图

(据孙继春等, 2000)

1-衬度>5; 2-衬度 3~5 倍; 3-衬度 1~3 为核心带; 4-交替; 5-分散带

此外, 高家堡子金银矿、小佟家堡子金矿以及榛子沟式铅锌矿床中碳酸盐化蚀变发育, 主要由镁白云石和方解石组成, 与硅化共同形成于脆性断裂带内, 构成了金银主要矿石。从石英包裹体成分分析可知, CO_2 是主要成分, 含量高达 $969 \sim 23 \times 10^{-6}$, A.C.Colvine 与 E.M.Cameron 认为, CO_2 主要来自于韧性剪切带下部地幔 CO_2 的释放(脱气)。地幔及下地壳 CO_2 的释放作用能够有效地萃取围岩中的金并带到有利空间聚集沉淀成矿, CO_2 大量出现似乎说明剪切带存在, 无疑剪切带存在就意味着赋存矿床的可能。据文献记载含金剪切带下部是氧化环境, 但本区的铅锌银金矿床形成于高盐度、低硫逸度环境下, 反映成矿是在还原环境, 这一点与前人看法相悖。研究表明, 包裹体反映的是剪切带浅部(10km 以内)成矿环境, 在下地壳出现氧化环境有利于金的转化溶解, 促使金以(HS)络合物形式迁移, 溶解的金随 $\text{CO}_2 - \text{H}_2\text{O}$ (天水或海水)流体, 通过韧性剪切带直接渗透、迁移、上升或产生对流、循环, 最后在剪切带内适合于金银成矿物理环境中富集成矿。

通过大量容矿岩石鉴定, 发现典型韧性变形显微构造如: 石英具波状、带状消光等, 当作用强烈时则形成变形纹及变形带。常可见镶嵌状结构及核幔构造, 有时并伴有动态重结晶现象, 大理岩具强烈压碎, 白云石双晶发生弯曲扭折, 形成共扼双晶。具有韧性变形的矿石中金银品位相对亦大大增高, 而无构造变形同种矿石金银品位相对下降,

从而可推测韧性剪切作用所形成岩石是金银的载体。

应该指出的是，剪切作用也会导致金银矿源层中的分散金随“侧分泌”，同时发生活化、运移、富集，在适合构造部位沉淀形成矿脉或矿层，由于剪切面理常沿层理滑移形成层间剥离，从而使高家堡子金银矿、小佟家堡子金矿床矿体具有类似层控加构造控矿的特点。

二、褶皱构造与成矿

褶皱构造是青城子矿集区的重要控矿要素之一。褶皱构造是一种具广泛性的构造，它具有连续性（成群成带发育）、复杂性和具有多种伴生或派生构造的特点。目前对褶皱构造的研究，除研究纵变作用、横变作用、剪切作用、流变作用以外，又提出研究断块隆升及其边缘的褶皱作用，底劈挤出作用、逆冲引起的褶皱作用、重力滑动和扩张引起的褶皱作用等，它们对成矿均具有重要的控制作用。研究表明，成矿前及成矿期的褶皱构造为成矿作用提供有利的空间条件，褶皱伴生的裂隙（断层、节理、轴面劈理）可间接对成矿起控制作用。成矿后的褶皱及其伴生的裂隙，可对矿床进行改造、富化、有时可为以后的叠加成矿作用提供有利构造条件。

青城子矿集区内一级褶皱构造即二道沟背斜、青城子复式向斜，在辽吉裂谷拉开形成断拗、断隆相应沉积开阔褶皱时期。成矿物质处于预富集状态。两褶皱已经控制了有益组分的分布。当裂谷晚期回返收缩后，使褶皱构造紧闭，伴随后期的岩浆侵位，使早期预富集成矿物质活化迁移，在有利的圈闭构造内沉淀成矿，因此两褶皱对于矿集区的成矿起到宏观调控的作用。就褶皱本身而言，控矿的具体空间为发生在多岩层纵弯褶皱形成层间滑脱面上、小型挠曲处。这是由矿集区内上部柔性片岩，下部刚性大理岩的特殊岩性组合所决定的。主要发育在两大岩性接触部的互层带上。互层带刚柔相间且不均匀的地层在应力作用下，变形不协调，产生层间滑动，形成虚脱空间及与之相伴的小型褶皱。该种控矿特征在矿集区一系列矿床中表现明显。褶皱控矿的另外一种形式是两组走向不同褶皱有效叠加产生的弯隆，凹地构造空间，形成似层状大矿体，表现在高家堡子银矿床中。至于发育褶皱中背斜核部的顺层断裂控矿，严格讲也属于褶皱控矿的一种形式，这在上述断裂控矿特征中已作过讨论。

第三节 含矿建造控矿条件

含矿建造对青城子矿集区中不同类型矿床的控制作用，主要表现为这些矿床都产出在特定岩相和特定岩性组合中。这种含矿建造控矿的实质是因为含矿建造的某些特定层位在成矿物质来源，成矿环境方面具有某种特性(如含矿建造的某些层位中含有较高成矿

元素背景且易于活化；含较高有机碳质及黄铁矿等能够造成特殊环境的物质；以及易破碎变形、有利热液蚀变和成矿作用发生等），这种特性控制了矿床矿体的产出部位。

青城子矿集区中金—多金属矿床的分布具有受特定层位控制的特征，如铅锌矿床(矿点)矿体赋存于高家峪组上部到大石桥组上部，并集中产出于五个层位：1) 高家峪组上部黑云片岩、变粒岩、透闪岩夹大理岩带，以岩石颜色较深，层内石墨、黄铁矿含量较高为特征；2) 大石桥组一段下部方解石大理岩、透闪变粒岩及浅粒岩互层带；3) 大石桥组三段下部白云石大理岩夹云母片岩、薄层变粒岩带，原岩为以粘土质碳酸盐岩为主、夹泥砂质及安山—英安质凝灰岩，碳酸盐岩中有时断时续、时薄时厚，疏密不等的硅质岩条带，它是青城子矿区中最主要的储矿层；4) 石桥组三段中部透闪白云石大理岩、条带状白云石大理岩夹浅粒岩带；5) 大石桥组三段上部方柱石大理岩夹薄层透闪片岩、透闪变粒岩带。而金、银矿床(矿点)矿体仅仅局限于大石桥组上部到盖县组底部，并集中产出于三个层位：1) 三段四层中白云石大理岩与石榴石云母片岩互层过渡带中；2) 大石桥组三段五层大理岩与三段四层片岩之间的过渡带，以岩石变形强烈，石墨、毒砂、黄铁矿化和硅化发育为特征；3) 盖县组片岩与大石桥三段五层大理岩的接触部及其上部；此外，盖县组底部黑云母变粒岩中也有小规模矿体出现。显然，不同矿床对含矿建造特定层位及岩性的这种严格依存关系绝非偶然巧合，而是其内在成因联系的反映。

一、含矿建造形成时期的热水沉积及成矿作用

近 20 年来，伴随海洋地质调查中一批海底温泉及相关沉积物被发现，热水沉积作用被认为是一种重要的成矿形式(R. Hekinian, 1982; Edmond 等, 1983; Ruan 等, 1984)。许多看似无关的矿床，如块状硫化物矿床，阿尔果马型条带状铁矿、陆相火岩中的铁矿、金矿、非金属矿(萤石、明矾石、叶蜡石等)，沉积层序中产出的铁矿(苏必利尔型条带状铁矿、兰第尔铁矿、菱铁矿等)、锰矿、磷矿、铅锌矿等，均被认为与热水沉积作用有关(陈先沛、祁思敬等, 1995; I.R.Plimer, 1986 等)。

前已述及，在青城子矿集区内发育较多的硅质岩，如在小石门沟、小佟家堡子、朱家堡子、桃源等区均可见到。硅质岩分布严格受层位控制，产状随地层变化而变化。以小佟家堡子为例，硅质岩层厚约 5~10m，面积 0.5km²，地表出露的硅质岩成穹状拱起，抗风化性强。硅质岩多呈不规则透镜状、扁豆状产于大石桥组与盖县组地层接触部，上盘与透闪变粒岩接触，界线清楚，下盘与灰白色中细粒大理岩呈交代接触，界线不清。小石门沟硅质岩成层性明显。小佟家堡子、高家堡子、桃源地区硅质岩规模、成层性不及小石门沟，其它特征基本相同。本区所见硅质岩呈灰黑色，局部黄白色、浅灰肉红色，致密块状，细粒隐晶质结构。隐约有条带状构造，因构造破碎有角砾状构造，受热液充填交代作用有晶洞、晶簇构造。矿物成份以玉髓石英为主，含少量绢云母、方解石、碳

质、铁质。上部含碳质等杂质，下部含大量钙质成份。普遍含有星散状立方体-半自形晶黄铁矿。后期不规则状石英小脉、细脉发育，一般长不大于 1m，宽仅 0.1mm。石英小脉以少杂质、粒度粗为特征。硅质岩的组成矿物特征如下：

石英：石英是硅质岩中主要成份，约占 90%。镜下看出有两种成因，早期为火山喷气形成的硅质岩，晚期为热液硅化。

玉髓：呈纤维状单晶产出，纤维晶体受力作用发生变形，产生明显的火焰状消光现象。集合体呈放射状、束状出现。

隐晶质-细粒石英：最大颗粒 0.01mm，一般 0.007mm，呈它形不规则状，圆粒状出现，颗粒边界呈锯齿状、缝合线状，受力作用波形扇状消光明显，多分布在纤维状玉髓颗粒之间。细粒隐晶质石英与玉髓是硅质岩主要成份，在岩石中常构成角砾状、球状集合体外形。

柱粒状石英：呈柱粒状出现，颗粒较粗，结晶较好。柱粒交错互生。柱状石英常垂直脉壁生长，构成梳状结构。粗粒石英受力程度及变形现象较差，该矿物以胶结物形式充填和胶结在早期硅质岩之间。其成因为晚期热液硅化。

白云母：他形片状。受力作用解理常发生弯曲扭折，形成 S 型。

绢云母：鳞片状，多分布在玉髓与细粒石英之间。含量较少，为白云母与电气石次生蚀变。

电气石：新鲜者少见，多数已蚀变退色呈浅褐-褐绿色，有的为无色。从边缘开始绿泥石化，进而全部被绿泥石化所替代。另外可见部分晶体被白云母取代，保持柱状及弧状三角形的外形轮廓，以假象存在。从次生蚀变矿物的种类，推测随着不同地区温度及环境的变化，电气石的矿物成份也随之发生变化。因此认为蚀变成绿泥石者可能含 Fe、Ti、Mn 较高，而蚀变为白云母和绢云母者可能含镁较高。硅质岩中普遍含电气石，在大顶子(斜长花岗岩)区段硅质岩中含量可高达 3%~5%(镜下目估)。

石墨：呈不规则粒状、虫状产出。分布不普遍，靠近围岩部位含量有所增长，石墨为捕虏的围岩成份。

在硅质岩中后期硅化石英含量的多少，主要取决于硅化程度。在不同地段，硅化石英含量亦不尽相同，从 10%~65%，硅化程度与金品位呈正相关，但很容易把这种硅质岩当成交代硅化蚀变岩。

硅质岩结构主要以交代熔蚀、碎裂结构为主，类型繁多：1)球粒结构：玉髓呈纤维状，沿着一个质点呈球状、放射状排列；2)纤维束状结构；3)放射状花瓣结构；4)细粒隐晶结构；5)再生边结构：石英呈他形粒状，沿其四周边缘形成再生加大边现象；6)鲕状结构：鲕粒直径在 0.1~0.08mm，核心为绿泥石，外层则由同心圆状绿泥石呈放射状排列，构成外形象鱼卵的鲕粒，鲕粒之间由铁质充填胶结；7)残留假象结构：在硅质岩中电气石自身蚀变被绿泥石或绿泥石与绢云母的混合物取代，仅保持电气石晶体轮廓即假象；8)放射状

结构：电气石沿着一个结晶点呈放射状排列；9)碎裂结构；10)锯齿状、缝合线状结构。

硅质岩构造包括：1)同心圆状构造；2)晶洞状构造；3)角砾状构造：早期硅质呈角砾状，被后期较纯净粗粒石英充填胶结；4)球状构造：纤维玉髓与隐晶-微细粒石英围绕石英中心呈同心层状分布，集合体外形呈圆状或椭圆状；5)脉状构造：后期石英呈脉状、网脉状充填胶结早期硅质岩角砾；6)块状构造；7)层纹构造：硅质岩具色调深浅明显不同、宽度不等的纹层或层理，小佟家堡子金矿区可见。

硅质岩的化学成分分析结果见表 3-6。其化学成分的特点是 SiO_2 为 90%， $\text{K}_2\text{O} > \text{Na}_2\text{O}$ ，与朝鲜检德比较 Al_2O_3 明显偏高，而 FeO 明显偏低，反映其在火山喷气过程中受海水和陆源物质污染(姜瑛等，1999)。

表 3-6 青城子矿集区硅质岩化学成份分析成果表

样号	SiO_2	Al_2O_3	CaO	MgO	K_2O	Na_2O	Fe_2O_3	FeO	TiO_2	MnO	P_2O_5	采样地点
QTC8630	93.18	2.24	0.45	0.97	0.60	0.00	0.00	1.04	0.00	0.00	1.02	小佟家堡子
QDI19-1	92.06	2.45	0.90	1.13	0.40	0.04	0.50	1.19	0.00	0.00	0.02	小佟家堡子
QD109-1	92.74	1.63	0.67	1.13	0.50	0.00	0.00	2.23	0.00	0.00	0.02	小佟家堡子
平均	94.51	1.12	0.40	0.16	0.23	0.14	1.54	0.80	0.19	0.02	0.055	朝鲜
检德	94.3	0.17	0.67	0.16	0.25	0.03	0.17	2.15	0.06	0.01	0.01	检德

注：姜瑛等，1999

硅质岩的稀土分布曲线总体向右倾斜，在 Eu 处明显有一个低谷（表 3-7，图 3-6）。

表 3-7 青城子矿集区硅质岩及有关岩石稀土含量特征

样品 名称	稀土元素含量($\times 10^{-6}$)								稀土元素含量($\times 10^{-6}$)							特征值		
	La	Ce	Pr	Nb	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Y	Σ REE	LREE/ HREE	δ Eu
1	13.00	32.00	5.70	18.00	4.2	0.80	4.35	1.00	3.50	0.85	2.50	0.25	1.90	0.40	20.00	76.52	1.22	0.57
2	14.00	32.00	5.20	19.00	4.4	0.90	5.40	0.90	3.60	1.00	2.20	0.20	2.30	0.20	25.00	116.3	4.80	0.56
3	20.18	35.32	3.14	32.00	10.24	0.80	1.62	0.16	1.34	0.73	2.40	0.46	0.89	0.20	10.86	106.5	4.53	0.37
4	12.00	32.00	6.30	17.00	4.0	0.70	3.30	1.10	3.40	0.70	2.80	0.30	1.50	0.10	6.30	99.40	5.92	0.58
5	14.70	32.83	5.15	21.50	5.76	0.80	3.66	0.94	2.96	0.82	2.47	0.30	1.64	0.22	15.54	99.68	4.12	0.50
6	10.29	30.77	3.23	10.71	2.76	0.43	1.99	0.68	6.27	0.85	0.77	0.15	1.23	0.19	5.82	82.62	3.85	0.54
7	15.11	67.50	3.81	15.46	3.45	0.64	3.35	0.56	3.77	0.81	2.54	0.40	2.77	0.43	22.27			0.57
8	4.20	9.90	2.50	5.7	1.40	0.50	1.20	0.30	0.80	0.30	1.40	0.10	0.40	0.20	3.3	34.20		1.15

1.青城子矿集区硅质岩 2；2.青城子矿集区硅质岩 4；3.小佟家堡子硅质岩；4.高家堡子硅质岩；

5.平均；6.新岭花岗岩斑岩；7.火山角砾岩，8.青城子石英脉

注：姜瑛等，1999

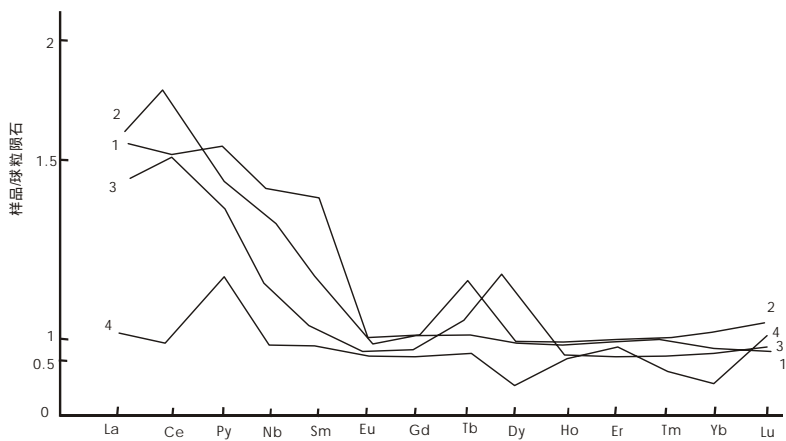


图 3-6 硅质岩球粒陨石标准化的稀土元素模式图（据姜瑛，1999）

1-硅质岩；2-次火山角砾岩；3-花岗斑岩；4-石英脉

δEu 为 0.5，显示负铕异常，其成因与正常沉积岩不同。从三条曲线对比来看，硅质岩与次火山角砾岩曲线基本合谐一致，而与燕山期花岗斑岩相差较大。当然曲线 1 与曲线 2 在个别样品上不一致，表现在 Ce 元素上。因为次火山岩属于浅成侵入岩，与浅海火山喷气沉积成因不同，所以曲线稍有差别，但可以表明物质来源一致，说明二者有成因联系，在演化特点上有相似性（姜瑛等，1997）。

从表 3-8 可见硅质岩微量元素特征：镓（Ga）在同生沉积形成的硅质岩中，含镓量较低，而在热液石英脉中 Ga 含量较高。反映了硅质岩是同生沉积海相成因之特征；硅质岩微量元素 Au、Ag、Mo、As、S 含量较高，富含热液元素，反映硅质岩为喷气沉积成因。

表 3-8 硅质岩微量元素分析结果($\times 10^{-6}$)

样品名称	Cu	Pb	Zn	Au	Ag	Tn	Ge	Co	Cr	Fe	Mo	As	Sb	Sr	Ba	Rb	B	Bi	Ni	Ga
小石门沟硅质岩	12.9	48.6	100	3.89	8	-	-	31.4	22.9	-	13.3	75	8.9	-	-	-	-	1.1	15.7	-
小石门沟硅质岩	43.3	33	300	0.5	6	-	-	40	20	-	9.3	75	4	-	-	-	-	1.7	40	-
小石门沟硅质岩	25	11.1	100	0.5	2.48	0.08	1.2	53.3	30	0.05	4.6	65	2.3	-	-	-	-	1	23	0.05
硅质岩平均	33	27	28	6.1	1.3	-	-	7.5	56	-	9.2	125	9.6	158	61	27	34	-	-	-
青城子石英脉	0.0067	0.11	5	-	-	1.53	1.4	-	-	0.14	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.13
高家堡子石英脉	0.001	0.03	0.14	0.76	-	-	-	0.01	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
石英脉	20	15	100	0.42	1	-	50	15	10	-	5	-	-	-	150	-	15	-	-	-

注：姜瑛等，1999

综上所述,辽河群地层中的硅质岩在产状、结构、构造、矿物成分及特征矿物上都足以说明硅质岩属于浅海火山喷气成因。

从硅质岩与成矿关系看,矿产勘查成果证实,小佟家堡子金矿床的金主要富集在硅质岩中及上下盘,层位相当稳定,硅质岩与矿体均富集在大石桥组与盖县组地层的过渡带上。由此可见,硅质岩分布的地段,就是成矿有利部位。在辽东半岛古元古代变质岩系(辽河群)地层中发现多处含金硅质岩地质体,其中高家堡子形成大型银矿床,桃源形成小型金矿床,小佟家堡子为中大型金矿床。另外在青城子矿田外围发现一批金多金属矿(床)点。

硅质岩对成矿的这种控制作用,是由硅质岩形成机制决定的,具体表现在三个方面:

首先从硅质岩物质来源及形成时间看,根据硅质岩在产状上具明显层状特征和较清晰层理,镜下球粒结构常见,石英具有再生加大边及破碎现象,并在小石门沟硅质岩中发现电气石、黄玉等典型气成矿物,所以可以认为硅质岩物质来源于切割地壳深处高温炽热熔融体经海水环流通过辽东裂谷的同生断裂喷溢沉积形成(姜瑛等,1999)。依据野外盖县组呈盖层覆盖硅质岩层之上,在大石桥组上部大理岩地层的裂隙中有硅质岩的“筋骨”,所以认为硅质岩大致形成在辽吉裂谷发展中晚期,即界于大石桥组与盖县组沉积期。硅质岩形成之后经历了后期构造—变质热液及燕山期岩浆热液作用,形成如今所见的复杂化了的硅质岩。

其次,从硅质岩形成空间看,硅质岩的分布均处于NW向尖山子断裂两侧。尖山子断裂是一个切割地壳很深的断裂,断裂中有元古代花岗岩侵入,还有后期基性辉长岩脉侵入。说明该断裂在早元古代辽河群沉积时就已经开始活动,属辽河群(辽东裂谷同生沉积)断裂(即同生断层),喷气沉积的硅质岩与该同生断层有成因关系,控制硅质岩分布和Au,Ag多种元素富集。后期构造对硅质岩起破坏作用,如脉岩的切割等。此外,硅质岩的分布,较多集中赋存在辽河群大石桥组和盖县组接触部的片岩、大理岩互层过渡带中,呈多层分布。

第三,从硅质岩对成矿的控制特征看,在青城子矿田找到了硅质岩就找到了金矿。金矿床规模的大小与硅质岩分布规模有关。如小佟家堡子含金地质体,在空间上紧密依赖于硅质岩。经查定,硅质岩不同程度含金,即使是在极正常的岩石中金含量亦偏高,最高达 1.32×10^{-6} ,说明 SiO_2 喷溢时即携带出金、银等成矿元素。硅质岩中含Au为 11×10^{-9} — 15×10^{-9} ,Ag: 23×10^{-6} — 50×10^{-6} 。显然由火山喷气形成的硅质岩即是原始含矿层,也是金矿载体。

后期构造活动在硅质岩上下盘的柔性岩层接触部形成强弱不等挤压片理化,在其与切层断裂交切处硅质岩中的金矿化较强。

尖山子同生断裂具有多期重复活动特点,构造活动导致多次喷溢。早期浅海火山喷溢沉积形成的硅质岩被后期断裂活动破碎,后期喷溢的硅质热液叠加或充填在早期形成

的硅质角砾间,使硅质岩金品位更高。在辽河群变质作用过程中,变质作用也可以使硅质岩的金活化富集成矿。另外,中生代早期新岭花岗岩的侵入与构造热动力作用,如岩浆侵位和煌斑岩脉,也可能对硅质岩金矿的富化起某些作用。从小佟家堡子金矿地质来看,可以说没有硅质岩就没有金、银矿体。硅质岩本身或附近就是矿体,硅质岩与后期硅质热液叠加更有利于富集成矿,所以说硅质岩和石英脉都是直接的找矿标志。

值得指出的是,在金属富集的热水沉积岩中,往往含有较高的有机碳。如高家堡子银矿床、小佟家堡子、杨树、林家、桃源等金矿矿石光片中,均见大量石墨等碳质物发育。在对青城子地区及其外围 1562km 的 1/5 万区调填图中发现,辽河群中变质岩石的碳质与石墨含量较高:除里尔峪组很少有石墨含量大于 1%之外,其他各组中均有石墨含量较高的岩层,对石墨或碳质含量高于 1%的岩石归纳于表 3-9。

表 3-9 青城子地区地层岩石中石墨(碳质)含量表 (陈江, 2002)

地层层位	岩石名称	石墨含量%	地层层位	岩石名称	石墨含量%
盖县组二段	含石榴斜长变粒岩	1	大石桥组一段	含白云母石英大理岩	<5
	碳质绢云板岩	碳质 25		含金云石英大理岩	<5
盖县组一段	黑云微斜变粒岩	<5		含金云透闪大理岩	5
	白云石大理岩	2		透闪碳质板岩	碳质 65
	黑云透闪石岩	3	高家峪组三段	二云片岩	0~2
	含石墨透闪石岩	5		黑云二长变粒岩	3
大石桥组三段	方解白云石大理岩	1		含石墨透闪变粒岩	5
	方解黑云片岩	<5		含石墨石英大理岩	5
	白云石大理岩	碳质 2	高家峪组二段	含石英白云石大理岩	0~5
	碳质绢云板岩	碳质 80		石墨白云石大理岩	<10
	碳质千枚岩	碳质 15		石墨黑云微斜变粒岩	10
	石墨透闪石岩	8	高家峪组一段	透辉微斜变粒岩	3
大石桥组二段	二长透闪石岩	2		石墨方解大理岩	15
	绿帘透闪变粒岩	3		含石榴石墨二云片岩	10~15
	含石墨透闪大理岩	5		石墨黑云石英片岩	<10
	含斜长透闪大理岩	1	浪子山组四段	含石榴斜长石英片岩	<5
	含碳质方解大理岩	5		含石榴二云片岩	5
	碳质方解大理岩	1			

从表 3-9 可以看出,石墨含量较高的岩石主要为碳酸盐质岩石和片岩。考虑到青城子地区的岩石均已遭受到中高级变质作用,在变质作用过程中会有碳质的逸出,因此可以

说, 青城子地区的变质原岩碳质含量很高, 岩石中黄铁矿含量亦较高。青城子矿集区与金、银矿有关的岩石类型主要有硅质岩、变粒岩、云母片岩等。白云金矿床主要赋存在大石桥组二段, 赋矿围岩由矽线石黑云斜长片麻岩、黑云变粒岩、浅粒岩和透闪变粒岩组成, 偶夹大理岩透镜体, 层厚 610m, 其上下为白云质大理岩。白云金矿的变粒岩含有机碳 0.7%—0.9%, 透辉透闪片岩中含有机碳 1.044%。小岭家堡子金矿床赋存在大石桥组三段五层的顺层破碎带内, 其最主要的容矿岩石为变粒岩, 其原岩成分为火山凝灰岩。该岩石以含碳、砷高为特点, 其金矿粉中碳含量为 3.46%, 砷含量为 3.15%。

无疑, 含碳的热液沉积岩与成矿之间存在某种特定的关系。首先, 碳质的聚集是与海底喷出的热水具强还原和富含 CH_4 、 C_2H_6 、 H_2S 、 H_2 等组分, 因而使喷口附近成为强还原缺氧环境, 使 CO_2 分解产生元素碳有关; 其次, 可能与喷口附近的生物群和以化能自养细菌为基础的食物链有关。因为这些生物通常依赖于喷出的热液中的某些组分(如 H_2S 等)组分而生存。生物的繁殖与堆积势必导致元素碳的聚集。对此, 人们似乎应有一个观念上的改变, 即过去认为矿床的形成是因为黑色地层的存在, 现在看来, 在许多情况下恰恰相反, 含碳地层可能是依赖于海底喷流成矿活动而存在。此外在这些岩层中还广泛发育层纹状黄铁矿, 表明热水活动在还原环境中发生。这种环境为金及银、铅锌等成矿物质直接在富含热水沉积物的层位中沉淀富集提供了条件。

还须指出的是, 在大石桥组粘土一半粘土岩建造的岩石中普遍含有较高的硼等元素含量, 多数地段可见数量不等的电气石等矿物, 而且本区硼的高含量岩石常与金及铅、锌、银等多金属元素矿体或矿源层紧密套合, 同样暗示本区在古元古代中晚期发生过长时间的、规模宏大的热水沉积和海底喷流作用。正是由于这种海底热水喷流作用, 将深源或下部太古宙岩层中的金、铅锌、银、锑等成矿元素带入海盆, 并在热水沉积物或正常海水沉积物中沉淀富集, 形成初始层状矿体或矿源层, 为本区金及多金属矿床形成奠定了物质基础。

二、含矿建造为金—多金属矿床的叠加改造提供了物质来源

上面已经谈到, 青城子矿集区金—多金属矿床中的金及银、铅锌等元素主要由热水沉积和海底喷流作用自深部或下部太古宙岩层中带来。这里主要通过元素地球化学特征研究, 讨论含矿建造中金—多金属矿床发生进一步叠加改造时有关金等成矿元素的来源问题。据冉荣英(1994), 赵振华等人的研究, 在特定构造环境中, 一定地层岩性中成矿元素的高丰度是有关层控矿床进一步叠加改造时的重要物质来源, 即矿源层。赵振华在总结了我国层控矿床控矿地层中成矿元素含量特征后指出, 绝大多数控矿层位中成矿元素含量较高, 构成矿源层(有些矿床的矿源层是含矿层的下伏地层、有些矿床成矿物质由上覆地层淋滤而来); 矿源层中很少是单元素, 而是多种元素(如 Pb、Zn、Cu、Hg、As、Au、

Sb 等)含量都高, 这为利用元素地球化学探讨矿质来源、矿床成因提供了依据。刘国平、艾永富(1998)认为含碳岩系为金矿床的形成提供成矿物质来源, 并强调两个方面: 一是把金矿化的形成与岩浆后期热液过程联系起来, 含碳岩系构成了一个良好的地球化学障, 碳质对成矿热液中活化金的固定起了直接作用; 二是在含碳岩系的沉积成岩过程中形成了金的预富集, 随后在含矿岩系的变质和热液交代改造中进行再分配, 在有利的构造部位再富集形成矿床。涂光炽等(1984)强调层控矿床的矿石中有机碳含量一般较高, 常出现碳质物; 郑明华等(1989)认为控矿层位中的有机碳组分对成矿元素富集有重要作用。

对青城子矿集区辽河群沉积建造不同层位岩石的成矿元素含量统计(表 3-10)表明, 辽河群是青城子矿集区的一个重要的含矿建造。矿集区内辽河群各地层内 Pb、Mo、As、Cd 呈富集特征, 而 Cu、Hg、V、Ti、Mn 呈贫化特征; 大石桥组片岩中 Zn、Sb 较富集。成矿元素在各组地层中分布极不均匀, 成矿元素具明显的带出(贫化)及带入(富集)特征, 说明辽河群中成矿元素具有活化性, 经过了强烈地质改造作用, 已经不是原始的沉积本底。辽河群为区内金、银、铅锌等矿床的矿源层。

表 3-10 青城子矿集区辽河群地层元素丰度 (10^{-6}) 表

ST	Cu	Pb	Zn	Ag	Au	Hg	Sb	As	W	Sn	Mo	Bi	Be	Cd	Cr	Ni	Co	V	Mn	Ti	B
1	30.7	51.7			0.0023	0.05	0.6	28.0	<30	<10	2.0	<10	2.7	3.0	123.0	42.0	13.0	49.0	170.3	2231.0	71.7
2	8.0	26.7	82.7	0.037	0.0020	0.05	0.3	6.3	<30	<10	2.0	<10	1.0	5.0	28.3	14.0	16.0	54.0	141.3	475.3	31.0
3	55.8	40.0	123.0	0.115	0.0053	0.05	0.9	15.5	<30	<10	5.0	<10	2.0	2.0	92.0	31.3	12.7	84.3	219.3	2772.0	50.0
4	2.7	45.0	24.7	0.03	0.0027	0.05	0.4	3.6	<30	<10	2.3	<10	1.0	1.3	14.7	11.3	2.0	10.0	132.7	26.3	2.0
5	37.0	25.0	126.0	0.043	0.0040	0.057	1.5	37.0	<30	<10	3.0	<10	1.7	1.0	89.3	40.7	15.7	87.3	297.3	2544.0	887.0
6	23.0	25.0	76.3	0.03	0.0020	0.05	0.4	2.7	<30	<10	2.0	<10	1.0	2.7	16.7	10.7	3.7	10.7	819.7	88.7	2.0
7	44.0	37.5	137.0	0.038	0.0035	0.05	0.6	11.3	<30	<10	2.0	<10	2.5	1.0	260.0	98.0	36.5	134.0	748.0	4050	51.0
8	5.0	25.0	65.0	0.03	0.002	0.05	0.3	5.0	<30	<10	2.0	<10	1.0	1.0	23.0	16.0	7.0	21.0	387.0	1101.5	3.5
9	17.5	25.0	81.0	0.03	0.002	0.05	0.3	425.0	<30	<10	2.0	<10	1.5	2.5	34.0	25.0	9.0	34.5	499.0	1389	43.5
10	10.3	25.0	59.0	0.03	0.003	0.05	0.6	8.7	<30	<10	2.0	<10	1.3	2.0	15.3	8.7	3.3	47.0	199.3	7303	4.7
11	63	12	94	0.08	0.004	0.089	0.6	2.2	1.1	1.7	1.3	0.004	1.3	0.2	110	89	25	140	1300	6400	13

注 ST: 地层岩石名称, 1、盖县组云母片岩, 2、大石桥组三段方柱石大理岩, 3、大石桥组三段云母片岩, 4、大石桥组三段白云石大理岩, 5、大石桥组三段云母片岩, 6、大石桥组三段白云石大理岩, 7、大石桥组二段云母片岩, 8、大石桥组一段晶质石墨大理岩, 9、浪子山组斜长角闪岩, 10、鞍山群变粒岩, 11、克拉克值(梨形)。

据迟永坤等, 2002; 测试单位: 辽宁有色测试中心

第四节 岩浆活动对金、银、铅锌矿床的成矿控制

青城子矿集区及外围岩体分布广泛，新、老期都有，古元古代末期的钾质花岗岩、中元古代的大顶子、石家岭钠质花岗岩、印支期的双顶沟、新岭黑云母花岗岩以及印支～燕山期众多的花岗斑岩、煌斑岩脉等为区内金银等矿产的形成提供了丰富的热能。其中印支期岩体与成矿关系最为密切，其同位素年龄(K-Ar 法)为 228-200Ma。

钾质花岗岩岩石化学成分 SiO_2 高(表 3-11)， $\text{K}_2\text{O} > \text{Na}_2\text{O}$ ，比值为 0.9—1.4， $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$ 平均含量为 8.26%，高于世界中酸性岩平均水平(6.48%)；稀土总含量 $\Sigma \text{REE} = 100 \sim 200 \times 10^{-6}$ ，明显低于世界酸性岩平均值(292×10^{-6} 维氏值)，轻稀土富集，稀土分布形式呈右倾平滑状，Eu 呈弱正异常(表 3-12)。微量元素 Pb、Zn、Cu 丰度较低，Au 元素丰度极低，而 Ag 丰度高于克拉克值(表 3-13)，稀土化学特征说明岩浆主要来自地壳深部下地壳或上地幔。

表 3-11 矿集区岩浆岩化学成分(%) 特征

岩体名称	SiO_2	Al_2O_3	CaO	MgO	K_2O	Na_2O	Fe_2O_3	FeO	TiO	P_2O_5
钾质花岗岩(4)	71.0	12.54	0.85	0.78	4.84	3.42	2.02	2.43	0.48	0.13
大顶子花岗岩(8)	65.5	17.02	3.70	2.00	2.69	4.06	0.53	2.44	0.25	0.00
新岭花岗岩(15)	68.18	13.96	1.27	1.20	5.25	2.80	1.37	1.39	0.37	0.13

注：资料引自 103 队杨连中等，1996

表 3-12 矿集区岩浆岩稀土元素含量($\times 10^{-6}$) 特征

岩体名称	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Cd	Tb	Dy	HO	Er	Tm	Yb	Lu	Y	Σ REE	LREE/ HREE	δ Eu
1	31.8	66.4	7.8	31.6	7.2	3.3	7.03	1.12	6.1	1.17	2.7	0.38	2.2	0.34	27.2	196.3	3.07	1.54
2	56.4	9.36	1.1	4.03	1.38	0.43	1.39	0.35	2.87	0.42	0.51	0.09	0.7	0.11	3.69	31.85	2.14	1.03
3	35.3	62.1	6.5	20.7	4.19	0.69	2.95	0.4	1.65	0.25	0.34	0.08	0.7	0.11	5.9	141.81	10.4	0.52

1、钾质花岗岩，2、大顶子花岗岩，3、新岭花岗岩

表 3-13 矿集区岩浆岩微量元素含量($\times 10^{-6}$) 特征

岩体名称	Au	Ag	Cu	Pb	Zn	Ni	Co	Sn	Mo	As	Sb	Bi	Hg
钾质花岗岩	-	0.2	12	28	50	410	510	<10	<1	<50	<100	-	-
大顶子花岗岩	-	<1	15	90	100	10	10	<100	2	<300	<100	10	-
新岭花岗岩	6.54	0.82	28.1	100.4	39	14.6	6.86	3	10.8	26.7	1.03	0.6	0.05

大顶子钠质花岗岩为斜长花岗岩, 硅酸过饱和贫碱性, $\text{Na}_2\text{O} > \text{K}_2\text{O}$, 比值为 1.3—6.2, 稀土元素含量极低, δEu 无亏损, 稀土配分曲线平缓右倾。成矿元素 Cu 丰度较低, 而 Pb、Zn 丰度较高, Au 丰度极低(表 3-11, 3-12, 3-13)。

新岭花岗岩体岩石为斑状黑云母花岗岩, 硅酸过饱和富碱性, $\text{K}_2\text{O} > \text{Na}_2\text{O}$, 比值为 1.0~1.9。稀土总含量 ΣREE 为 $70 \sim 190 \times 10^{-6}$, 轻稀土富集, 稀土配分曲线平缓右倾, Eu 呈弱负异常。微量元素中主成矿元素 Au、Ag、Pb 丰度均较高, Cu 丰度较低(表 3-11, 3-12, 3-13)。

花岗斑岩在该区较发育, 常呈北东向成群出现。延长几十~数百米, 厚度一~几十米, 受断裂构造控制明显, 主要为印支—燕山期的产物。其微量元素与中国同类岩石比较普遍具有较高的含量(表 3-14), 其中 Pb、As、Au、Ag、W 等元素均高出中国同类岩石数倍至数十倍, Zn、Co、Sb、Hg 等元素也高出一倍至数倍。

表 3-14 矿集区花岗斑岩微量元素含量 ($\times 10^{-6}$) 特征

名 称	分布 参数	Au	Ag	Cu	Pb	Zn	Co	As	Sb	Bi	Cr	Ti	Mn	V	Hg	W
花岗 斑岩 (11)	均值	3.29	0.98	51.7	72.7	71.4	15.7	110.6	13.4	0.36	53.1	2011.8	300.7	28.6	0.038	45.3
	方差	0.752	0.794	86.1	58.5	81.9	11.9	82.7	29.4	0.282	30.5	597.8	119.5	9.96	0.024	27.4

与成矿有关的元素 As、Pb、Bi、Hg、Au、w 等从早期至晚期有降低的趋势, 而岩浆侵入晚期, 正是金矿床成矿时期, 可见这些元素可能参与了成矿作用。

通过含矿花岗斑岩与非含矿花岗斑岩微量元素的比较发现, 含矿花岗斑岩中成矿元素具有离散性大的特点, 并且 Pb、As、Au 等元素均大于不含矿岩脉中同类元素几十倍, 说明花岗斑岩中 Au 等成矿元素被活化迁移, 从而造成富集与贫化。

区内煌斑岩极为发育, 小佟家堡子、杨树、永胜、林家、新岭等金矿床(矿点)几个铅锌矿区内都无例外地有煌斑岩脉产出, 且均有一部分煌斑岩构成矿石。这些煌斑岩脉主要形成于中生代, 多数形成于燕山期。其展布方向以北东向为主, 北西向次之, 走向长 50~500m, 厚度 1—10m 不等, 主要矿物组合为, 普遍辉石+黑云母+钠质钾长石, 主要元素: SiO_2 含量为 42.93—49.50%, $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ 为 6.28~8.63%, K / Na 比值为 0.26—0.58, $\text{K} / \text{K} + \text{Na}$ 比值为 0.42—0.60, 属于碱性系列岩石, 为强不相容元素强烈富集型, 微量元素 Au、As、Pb、As、W 含量高(表 3-15), 稀土元素含量高, 地质地球化学特征表明煌斑岩形成环境为拉张性质, 煌斑岩浆是东北地区晚侏罗纪晚期—早白垩世的伸展构造环境下地幔发生低度部分熔融和地幔交代作用形成的(田树海, 2001)。研究区内多个矿床和矿点中均发现有煌斑岩金矿石, 这些煌斑岩与金矿床的含矿蚀变构造带具有较明显的切割关系, 野外研究煌斑岩与金矿化的关系发现, 煌斑岩岩脉是在金矿成矿之前形成的。

煌斑岩岩脉被含矿断裂错断时,才见有金矿化及有关的蚀变作用,远离含矿构造,煌斑岩蚀变矿化很快变弱,变为无金矿化的煌斑岩。因此,区内煌斑岩发育是一重金、银成矿的构造标志。

表 3-15 矿集区煌斑岩与蚀变煌斑岩微量元素含量 ($\times 10^{-6}$) 特征

样品名称	Mn	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Pb	Au	Ag	Sr	Ba	Mo	Sn	Sb
煌斑岩(6)	492	137	264	37	132	36	128	21	50	5	1157	2869	1.3	1.39	0.62
煌斑岩矿石(3)	2216	101	331	33	165	69	10713	381	>3000	23	153	322	2.31	11.49	7.01

综上述,青城子矿集区金、银、铅锌矿床的形成具有受多种地质条件综合控制的特征,它是在特殊区域构造环境中同沉积断裂及其热水活动、含矿建造的区域变质作用、韧性剪切作用与褶皱变形作用综合控制的产物,个别矿床还遭受过中生代岩浆作用的改造。其中三家子—方家浅海泻湖南缘的青城子同沉积断裂构造控制了三家子—方家浅海泻湖盆地呈近东西向分布,并控制盆地的沉积环境,沿青城子同沉积断裂构造发生的海底热水喷流活动使在古元古代的碳酸盐岩建造和富硼、碳粘土一半粘土岩建造中形成许多呈条纹状、薄层状热水沉积硅质岩;由于海底喷出热水的强还原性和富含 CH_4 、 C_2H_6 、 H_2 、 H_2S 等组分,造成喷口附近为强还原缺氧环境, CO_2 分解加之喷口附近以化能自养为基础的生物群活动,导致元素碳在热水沉积岩中聚集;伴随热水作用来自深源或下部地层中的金、铅、锌、银、铜、锑、等成矿元素被带入海盆,并与热水沉积岩及其附近的正常浅海—较深水还原环境下的富硼粘土一半粘土质沉积物或干旱一半干旱潮坪泻湖环境下的碳酸盐岩一起沉积形成初始层状矿体或矿源层;含矿建造的区域变质作用首先使矿源层和初始矿层中隐晶质的 Au 及 Ag、Pb、Zn、Cu 等多金属硫化物发生重结晶,形成层状矿体,其次变质作用所产生的变质热液又使矿源层和矿层中的 Au、Pb、Zn、Ag、Cu 等元素发生活化、迁移,进入热液形成成矿热液;而韧剪切变形、褶皱变形在改造初始层状矿体或矿源层的同时,为成矿热液运移、富集和沉淀提供了有利的通道和富集场所;吕梁运动结束时形成了金和多金属矿床的各主要矿体(层状矿体及脉状矿体);中生代区内的岩浆—构造活动迭加改造了已经形成的层状和脉状矿体(主要使在一定标高范围内的个别金矿体被破碎,混杂或再沉淀富集),使矿体形态更为复杂。

第五节 区域成矿规律及演化

规律被认为是现象内部本质的联系,这种联系决定了现象必然的合乎逻辑的发展。R.W. Boyle(1979)在讨论金矿床的成矿规律时,强调必须考虑三个基本问题:一是矿床中成矿元素的来源;二是矿床中成矿元素赖以达到其沉积场所的通道,包括输导构造和渗

透性岩石；三是沉积场所或包含矿床的圈闭，包括有利于交代和浸染作用的构造和容矿岩石。这些因素，无疑也是中国北方古元古代成矿带区域成矿规律研究中所必须考虑的重要因素。但全面地看，还应该包括成矿作用随着时间的进程而发生的变化，以及成矿过程中介质的来源和热源等。综合以上各方面因素，将辽东—吉南古元古代成矿带的区域成矿规律概括如下：

一、矿床的空间分布规律

在区域上，辽东吉南成矿带的成矿作用受各种控矿因素综合控制，出现矿床（矿体）成群呈带集中产出的特征，同时存在两种或两种以上类型矿化密切伴生的规律。成矿作用的不均匀分布和集中分布，导致在不同地段形成不同类型的矿床矿体。如在大石桥组下部、中上部，主要产出铅锌矿床矿体；而在大石桥组上部，特别是大石桥组与盖县组的接触部位则主要产出金、银矿床矿体。成矿作用的集中分布，是各种控矿因素综合控制作用的结果，同时反映了成矿元素在空间上的组合特征。

二、矿床的时间分布规律

矿集区内的各种矿床明显受特定层位控制，属于层控型沉积变质改造矿床。成矿时代由沉积成岩成矿、变质改造和岩浆改造年龄确定。如铅锌矿床，属早元古代沉积—变质改造矿床；而金、银矿床，其成矿期受古元古宙变质作用和中生代构造岩浆复合成矿作用控制，但不同矿床其主成矿期不同，如白云金矿，根据矿体的产出状态及矿床地质特征，主成矿期应属 1900Ma± 的区域变质变形作用产物，形成以变质热液迭加改造型为主的金矿床，同时亦受燕山期岩浆作用局部重新富集，蚀变岩中钾长石样品年龄 303—166Ma（K—Ar 法）。

对该区金、银成矿作用和矿床类型存在多种认识，如古元古代喷流沉积矿床、微细浸染（卡林）型金矿床（刘国平等，1998）、火山喷流韧性剪切—岩浆热液叠加矿床（刘先利等，2000）、中生代地下热卤水渗滤型金矿床（王文清等，2000）、浊积岩型金矿床（陈江，2000）等。厘定矿床成因，精确测定成矿时代是关键，同位素年代学的进步，使其成为可能（桑海清等，1994；Mcdougall et al., 1999）。研究表明，中国东部，尤其是东偏南部金矿床主要形成于燕山中—晚期（胡受奚等，1998），而东北部的情况是否也如此？刘国平等（2002）应用 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 法测得小佟家堡子金矿床的成矿年龄为 167 Ma，薛春纪、陈毓川等（2003）联合采用 Rb—Sr 和 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 同位素测年方法研究了青城子矿集区金、银的成矿时代，获得了一组十分集中的印支中期成矿年龄，具体结果是：小佟家堡子金矿床金矿石（含金硅化岩）全岩 Rb—Sr 等时线年龄为 $233 \pm 31\text{Ma}$ （具有 95% 以上的置信度）。高家堡子银矿石中石英流体包裹体的 Rb—Sr 同位素等时线年龄为 $234 \pm 14\text{Ma}$ 。对小佟家堡子金矿 Rb—Sr

法测年样品中的 Dy-17 同时采用了 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 快中子活化法测年, 获得坪年龄 $t_p=238.78 \pm 0.74 \text{ Ma}$ (占总析出 ^{39}Ar 的 51.22%), 构成坪年龄的 4 组数据的 $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ 与 $^{39}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ 具有极好的相关性($r=0.99996$), 等时线年龄 $t_i=239.46 \pm 1.13 \text{ Ma}$ 。对高家堡子银矿 Rb—Sr 法测年样品中的 Fy-12 也采用了 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 快中子活化法测年, 获得坪年龄 $t_p=238.80 \pm 0.60 \text{ Ma}$ (占总析出 ^{39}Ar 的 54.01%) 构成坪年龄的 4 组数据的 $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ 与 $^{39}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ 具有极好的相关性($r=0.99998$), 显示等时线年龄 $t_i=(240.35 \pm 0.88) \text{ Ma}$ 。显然, 上述年龄与本区内印支期的构造—岩浆事件时代相对应。据航磁和重力资料推测青城子矿集区存在岩浆岩田, 可能被花岗岩兜底(芮宗瑶等, 1994)。矿集区出露的岩体包括北侧的新岭岩体和姚家沟岩株、南侧的双顶沟岩体, 它们均形成于印支中期, 测年结果分别是 $226.7 \sim 217.6 \text{ Ma}$ 和 $230.7 \pm 5 \text{ Ma}$ (芮宗瑶等, 1994)。金、银成矿时代与印支期构造—岩浆活动时代一致, 反映印支期构造—岩浆作用对矿集区 Au, Ag 成矿由重要控制作用。矿集区也见印支—燕山期煌斑岩脉($211 \sim 130 \text{ Ma}$, K—Ar 法, 刘国平等, 2002) 和燕山期闪长岩脉(140 Ma , K—Ar 法, 芮宗瑶等, 1994), 但燕山期岩浆活动并没有使印支期金、银矿石中均一化的同位素体系彻底改变, 其对金、银成矿的贡献有限。

从成矿作用强度看, 受辽吉古元古代裂谷形成、演化和闭合的环境控制, 不同的时间、地点、岩性和成矿环境, 在成矿作用在强度上存在明显差异。研究表明, 区内铅锌矿床矿体则在裂谷活动晚期集中发育而且典型; 而银、金矿床不仅与裂谷活动晚期热水活动有关, 更受中生代岩浆构造活动控制。

成矿作用在时间上具有继承性特征, 这种继承性是指在一定区域内或成矿域内, 随着地质构造和含矿建造的发展演化, 某些成矿元素在时间上和空间上不断重复出现的成矿现象, 即在前一个成矿期的成矿元素组合的基础上, 经过一定的构造间断之后, 又在后一个成矿期中重复出现, 反映成矿元素在不同时期内再富集的组合特征。如在不同类型的铅锌矿床之间就存在典型的成矿作用的继承性特征; 在银、金矿床之间也具有明显的成矿作用继承性特征。

三、成矿物质来源

伴随同位素地球化学和矿物流体包裹体研究、微量元素和稀土元素测定、成岩成矿实验以及地球化学动力学等研究方法技术的广泛应用, 使对矿床矿质来源的研究取得较大进展。就青城子矿集区各种矿床而言, 成矿物质来源具有明显的多源、混源特色。具体来说, 主要包括地幔(深源)源和地壳来源两大类。

地幔来源既是很多类型矿床成矿物质的直接来源, 又是其它来源, 如壳源的“初始源”。古元古代时期, 沿裂谷盆地边缘同生断裂发生的海底热水喷流作用将下部地层中的成矿元素带入海盆, 分散沉积与热水沉积硅质岩或正常沉积岩中, 形成层状矿体及后继

成矿的矿源层。其次是通过壳幔交代作用，渗透到地壳中与壳源物质融合，形成间接的地幔来源，如有关金、银矿床的物质部分来源于中生代岩浆活动等，均具间接地幔来源特征。

青城子矿集区的铅锌、银、金的矿床，其成矿物质是蕴藏于含矿建造中的深源物质和来源于壳源的成矿物质的混合产物。这些矿床的硫同位素组成为硫酸盐型和生物硫型，成矿元素从含矿建造中被变质流体等充分浸取、活化、迁移、再富集形成矿床。各种矿床中，由热液叠加富集形成的脉状矿体中的成矿物质，则总体显示为壳幔混源的特征。

四、成矿作用的多样性和多期性规律

青城子矿集区铅锌、银、金矿床的成矿作用是指在裂谷拉张、下切、扩张、褶皱闭合及其以后的改造过程中，将富集在地幔中或下部地壳中的成矿元素带到地壳浅部，并将分散的成矿元素在一定有利场所进行聚集的各种地质作用。这种地质作用是多种多样而又互相联系的，致使具有一定规模的矿床存在几种成矿作用共同成矿的特征。综合研究表明，青城子矿集区铅锌、银、金矿床主要经历了三种主要地质作用，即与深断裂有关的热液沉积或海底热液作用；裂谷盆地产物变质变形过程中的物理迁移和流体交代作用，以及个中生代中酸性岩浆—构造有关的热液成矿作用。

1. 喷流沉积(热水沉积)成矿作用：喷流沉积(热水沉积)成矿作用也是一种重要的原生成矿作用类型。在这种成矿作用过程中没有明显的火山作用，有关矿床的成矿物质被水一气搬运，通过深断裂等的控制，进入海盆，在正常海相沉积物或热水沉积物中富集形成矿体。已有的研究成果表明，青城子矿集区的铅锌、银、金矿床，矿体赋存于富碳质和黄铁矿等硫化物的岩石中，而且容矿岩层中常含(或夹)有硅质岩，后者常被认为由海底热卤水喷流而成。从而认为有关矿床也与喷流沉积(热水沉积)作用有关。哈钦森等还提出了这种成矿作用的成矿模式，即封存在含矿海底火山沉积岩中的原生水，在沉降—埋藏或对流循环过程中，向下运动时受热，并使卤水中的硫酸根不断被还原成硫离子，与二价铁硅酸盐反应后在岩石中形成浸染状黄铁矿和磁铁矿等。水越深，温度越高，水岩反应愈强烈，并且由于盐度的提高，使成矿物质随二氧化硅淋滤而带出；而这些高温、高压的热卤水，沿裂隙或断裂通道上升到浅处，随压力下降引起沸腾并造成蒸汽爆发，使海底沉积物或岩石在水力作用下破裂和角砾岩化，在这些裂隙中形成细脉浸染型矿化带。最后热卤水喷到海底，在静水还原环境中，进入沉积阶段，形成热水沉积物和初始层状矿体。显然，这种海底热水活动与火山作用在空间上、时间上和成因上无直接联系，而仅与一些同生断裂等的活动有关。

2. 区域变质变形热液叠加成矿作用：这是一种重要的后生成矿作用。它由变质变形热液将矿源层或原生层状矿体中的成矿元素活化、迁移，聚集在有利构造(如裂隙、层面

间隙、片理带、韧性剪切带等)部位形成矿体。显然,区域变质变形热液活化成矿作用具有明显的层控特性,同时在某种程度上又有热液石英脉或热液石英—方解石脉的性质。所形成的矿脉叠加在原生层状矿体和容矿围岩中,矿脉斜切片理并伴生一定的蚀变作用。有关矿化也与一定的构造部位有关,在成因上与区域变质作用密切相关是这种成矿作用的特征。

田永清等(1991)认为,区域变质变形热液成矿作用是一种重要的次生富集作用。以金为例,一般矿源岩中的原始金丰度在 2×10^{-9} 范围内,要达到具有经济价值的矿床,需要含金在 $5-10 \times 10^{-6}$ 的水平,并且要有一定的规模(如 1—100 吨),在最终的金矿床演化的某一阶段,经过处理的矿源岩的体积就应在 $0.25-25 \text{ km}^3$ (10^6-10^8 g 的矿床)范围内。因此,假如提取效率达到 100%,则需要的矿源岩石体积大约为 $10-100 \text{ km}^3$,相当于 4 km^2 地块直到莫霍面的地壳体积,同时还需要大量成矿介质,如果按 $\text{H}_2\text{O}:\text{SiO}_2:\text{Au}=100:1:10^{-5}$,或在成矿溶液中金含量为 $20-100 \times 10^{-9}$,形成上述规模的金矿床需要供给溶液约 1—100Mt (Fyfe 等, 1982)。由因可见,这是一个巨大的成矿作用。一般认为,正在进行区域变质的沉积岩(包括 BIF)和火山岩中,水的原始含量分别为 6.3—7.5%和 0.4—1.6%,而基性火山岩变成绿片岩,则需吸收 4%的水(Кравченко 等, 1974)。这样,只有 10 km^3 的岩石才能提供 100Mt 水,满足形成 1 吨的小矿的需要。而形成 10 吨金的矿床,则需将 100 km^3 矿源岩中的金和溶剂,集中于 0.001 km^3 内。因此,需要大规模的迁移集中作用,仅仅有变质热液作用的表现还是不够的,还将取决于岩石为液体大量运移的条件(高孔隙度、高渗透性以及流体运动的机制)。但这些因素均可能在伴随前进变质作用的褶皱和剪切变形中得到满足。

对青城子矿集区铅锌、银、金矿床的研究结果表明,这些矿床均受有利矿源层的控制,特别是受变质粘土岩和碳酸盐岩的控制,究其原因:一是这些岩层为矿床形成提供了物质来源;二是因为变质作用过程中产生的富含 H_2O 、 CO_2 、S 和 As 等组分的变质流体,促使矿源层中的成矿物质发生进一步活化、迁移和富集,形成新的脉状矿体。

3. 岩浆热液叠加成矿:伴随中生代构造—岩浆(次火山)侵入作用,有关的火山—岩浆期后热液作用使矿源层中的成矿物质发生活化、迁移,加之岩浆活动携带的成矿物质,形成新的后生矿床,青城子矿集区银、金矿床的同位素年龄,明确显示其成矿作用与中生代岩浆—构造作用有关,中生代岩浆—构造作用使金银矿床局部重新富集叠加。

第六节 铅锌、银金矿床形成机制

青城子矿集区的铅锌矿有百余年的开采历史,新近又找到小佟家堡子大型金矿床、高家堡子大型银矿床以及林家、杨树、新岭、桃源等中小型金、银矿床(点),在不到 11 km

×9 km 的范围内同时产出大型铅锌矿床、大型金矿床和大型银矿床，成为辽宁东部重要的有色贵金属矿集区。目前，对该区铅锌、金、银成矿作用和矿床类型存在多种认识，如古元古代喷流沉积矿床、微细浸染(卡林)型金矿床(刘国平等，1998)、火山喷流韧性剪切—岩浆热液叠加矿床(刘先利等，2000)、中生代地下热卤水渗滤型金矿床(王文清等，2000)、浊积岩型金矿床(陈江，2001)等。

作者根据各矿床在时间、空间分布上的一致性，把它们做为整体(即青城子矿集区)，分析了矿床成因及形成机制。作者认为该矿集区中的铅锌、金、银矿床总体为以热水沉积变质为主，并经过变质热液迭加改造的层控矿床，金、银矿床还遭受到中生代岩浆—构造作用的改造。从总体看，这些矿床是在统一成矿地质景下，于不同成矿演化阶段、成矿空间部位和构造、围岩条件下形成的在时间、空间上有密切联系，成因上有亲缘关系的一组矿床。它们的形成体现了矿床形成的长期性和复杂性，并为我国元古宙成矿作用研究提供了一个不可多得的新矿例。

矿集区中铅锌、金、银矿床的形成，如前所述，经历了海底喷流—热水沉积，区域变质及韧性变形两个大的成矿期，并遭到中生代岩浆—构造活动的叠加改造。基于前述有关矿床的地质地球化学特征、成矿控矿条件特征，作者建立了本成矿带的成矿模式(图 3-7)。概括如下：

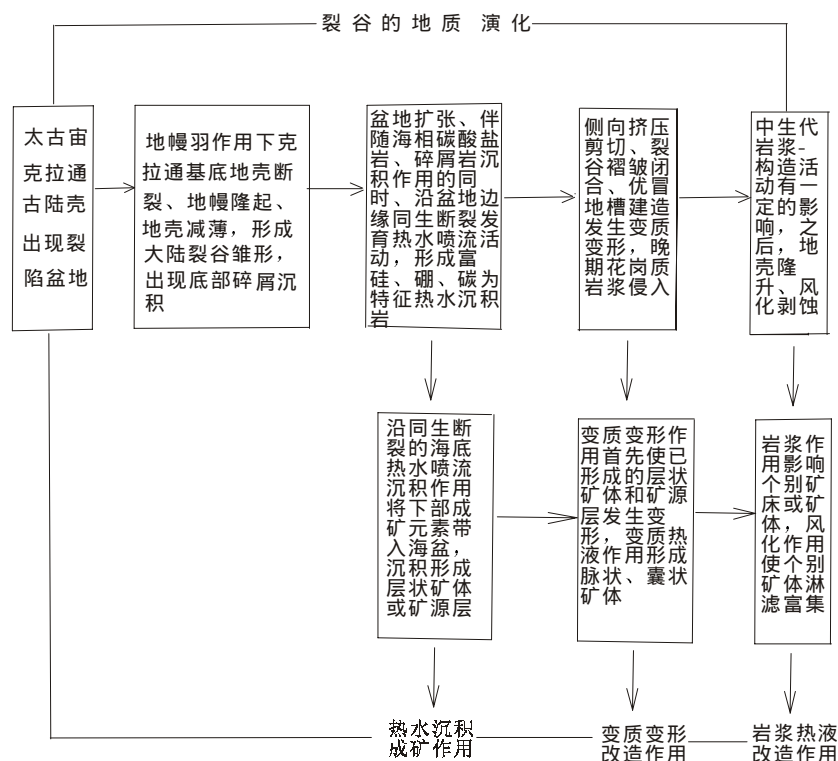


图 3-7 青城子矿集区铅锌银金矿床成矿模式

一、古元古代晚期的海底喷流、热水作用与成矿

地史学和古地理资料表明, 古元古代早期, 辽东—吉南—朝鲜北部地区在太古宙绿岩—花岗岩构造体制(狼林—龙岗地块)的基础上, 受引张作用形成陆间—陆内裂谷带。引张作用使岩石圈减薄, 诱发大量深部物质熔融并上移喷发, 使在正常粘土质—碳酸盐质沉积物中出现大量火山岩夹层, 特别是古元古代早期, 火山活动较强; 到裂谷活动晚期, 火山活动减弱。在青城子地区, 沿三家子—方家浅海泻湖南缘发育的青城子同沉积断裂构造控制了三家子—方家浅海泻湖盆地呈近东西向分布, 并控制盆地的沉积环境。古元古代中晚阶段的高家峪晚期—盖县初期, 沿青城子同沉积断裂构造发生的海底热水喷流活动使在古元古代的碳酸盐岩建造和富硼、碳粘土—半粘土岩建造中形成许多呈条纹状、薄层状热水沉积硅质岩。

伴随热水作用形成热水沉积岩的同时, 从地壳深部或下伏太古宙地层中携带大量金、铅、锌、银、铜、锑等成矿物质, 并在高家峪晚期—盖县初期的富碳、黄铁矿等粘土质沉积物、碳酸盐相沉积物及其所夹成热水沉积岩中沉淀富集, 形成铅锌、金、银矿床的初始矿源层和部分贫矿体(方如恒等, 1994; 王魁元等, 1994)。由于同生沉积构造不同地段和不同阶段活动性质及强度的差异, 导致不同层位沉积物中所夹热水沉积岩种类和数量出现差别。如在横向上, 由西向东海底喷流作用和热水活动所携带的成矿元素表现为: 铅锌—铅锌银—锌铅银(金)—银金铅锌—金银变化系列; 从时间上看, 由早到晚, 则海底喷流作用和热水活动所携带的成矿元素表现为银(金)铅锌—金银。Au, Ag 元素集中分布在盖县组中下部与大石桥组的过渡带附近; Pb, Zn 元素集中分布在辽河群中部大石桥组碳酸盐岩建造中; Cu, Co 元素集中分布在下辽河群浪子山组火山岩、碎屑岩建造中, 形成区域上的 Au, Ag, Pb, Zn, Cu, Co 元素的垂直分带。由于热水活动创造了强还原缺氧环境, CO_2 分解加之喷口附近以化能自养为基础的生物群活动, 使这一阶段沉积物中机碳含量较高。同时生物分解作用使海水中的硫酸盐转化成还原硫, 导致在这一时期的沉积物(包括热水沉积沉积物)中富含黄铁矿等硫化物, 构成铅锌、银、金等矿床的初始矿体或矿源层。

二、区域变质作用及变形作用与成矿

古元古代末期华北陆台范围内广泛发生的吕梁运动(1800Ma), 使辽吉裂谷带闭合, 并导致本区的含矿建造发生角闪岩相—绿片岩相区域变质、褶皱变形和韧性剪切变形, 形成了内带为由塑流变形—塑性变形—塑-脆性变形产生的弯形构造带和由塑性变形—塑-脆性变形—脆性变形产生的线性构造带(李三忠等, 1996)。该古元古代造山带的构造特征概括为拉伸构造模式, 该模式由核部隆起和上部盖层及两者之间的拆离型韧性剪切带三部分组成(刘永江等, 1997)。核部隆起常由岩浆隆起或基底隆起构成, 上部岩层内发育

顺层分层滑脱构造体系。区域构造的拉张作用导致地幔上隆形成岩浆隆起或基底隆起，使上覆岩层重力失稳，发生滑脱，导致层状变质岩系内多层顺层韧—脆性变形变质带形成。

在吕梁运动过程中，由于本区温度升高和压条增大，使含矿建造内初始矿体或矿源层中的成矿物质重新结晶，形成具有工业价值的层状矿体；同时含矿建造的变质变形使分散于沉积物或沉积岩层中的粒间水大量排出与矿物脱水析出的结晶水混合，生成富 Na^+ 、 Cl^- 高盐度的热卤水溶液（变质热液或变质流体）。这种流体不仅使原岩中的铅实现了充分均一化（陈毓蔚等，1984），而且使含矿建造内初始矿体或矿源层中的金、铅、锌、银等成矿元素发生活化、迁移，并在褶皱轴部轴面片理发育部位或韧性剪切带内的微细裂隙中进行富集和沉淀，形成金、银、铅锌脉状矿体。受变质热液成分、数量、温压条件等因素影响，成矿元素活化、迁移的距离较小，这些金、银、铅锌脉状矿体仅在初始层状矿体内及附近上、下盘的矿源层中出现。

三、中生代构造—岩浆活动叠对矿床（矿体）的改造

印支—燕山期发生的构造岩浆活动在本区涉及面积广，延续时间长（210 — 67 Ma）。即自印支早期至燕山晚期均有活动（刘国平，1998）。岩浆岩由南部的岩基至中部的岩株，北部变为岩脉。在岩相上，由南至北，由深成—中深成—浅成—超浅成。岩浆岩成分上，由富钾演变为富碱质。印支—燕山期强烈的构造岩浆活动，带来了大量热能源，促使矿源层的金、银、铅锌等成矿物质活化迁移，形成成矿热液，并使其沿着含矿层中的有利构造空间沉淀就位，进而形成矿床。如富碱性的燕山期浅成—超浅成岩浆及期后热液对围岩产生了强烈的硅钾交代，形成交代型的白云金矿；印支—燕山期构造岩浆活动晚期形成的蚀变煌斑岩，可直接构成金矿体；同时岩浆岩本身也有部分成矿物质加入，围绕新岭岩体周边出现的金高丰度值的煌斑岩更能说明这一点，从空间上看，大量的银矿点，银化探异常也多分布在新岭岩体的周边 1 — 3 km 范围内，这也间接说明岩浆活动对金、银等矿化富集有一定的贡献。

第四章 成矿远景预测

系统研究青城子矿集区铅锌、银、金矿床的地质地球化学及成矿控制条件,除了完善和提高元古宙成矿作用理论研究水平外,更重要的在于指导该地区后续的矿产勘查实践。通过三年的室内外研究,认为在对青城子矿集区进行成矿远景预测评价时,必须综合考虑各控矿条件的发育程度,矿化信息和标志的有利程度,特别要以主导控矿因素的发育程度和直接或间接找矿标志的有利度做为依据。因此在对青城子矿集区进行远景预测评价之前,首先应确定各种找矿标志,其次确定成矿预测准则,最后是成矿靶区圈定和评价。

第一节 青城子矿集区的找矿标志及评价准则

找矿标志是指那些直接或间接指示矿床或矿体存在的现象或线索。它既包括地质标志、地球物理标志、地球化学标志、又包括生物遗迹和一些特殊的人工标志(采矿遗址、特殊地名等)。具体地段内找矿标志发育程度、控矿条件有利程度和已知矿体出露程度的综合,构成成矿预测或远景评价的准则。根据青城子矿集区铅锌、银、金矿床的地质、地球化学、地球物理特征,确认下列现象可做为成矿预测准则:

1.含矿建造中热水沉积岩发育地段。如含条纹状硅质岩、条带状硅质岩、含碳黄铁矿较多的岩石、含较高铁硅的碳酸盐岩、富硫化物石英岩、硅质岩等的集中发育层位。应加强大石桥组与盖县组接触部(大石桥组三段五层大理岩与盖县组片岩、变粒岩过渡层;三段五层与四层的过渡层)的金银矿找矿工作,这是区域内金银矿产的主要含矿层位,高家堡子、小佟家堡子、杨树等金银矿的勘查工作已经确认该部位在下一步找矿中应作为主攻找矿方向;区内还有林家一桃源一带、兰花岭一带、大磨岭一带等底,与之条件相同,且已发现了较多金银矿床(点),但深入工作未开展,也是今后找矿的主攻目标;此外,盖县组片岩层也是区域金银的主要含矿层,目前已发现有林家三道沟金矿、白云金矿,以及新岭、云山石湖沟一大牛圈子等银矿床(点),在吉林老岭地区该层位也赋存大量金矿床、矿点和铜钴矿床(杨言辰, 2002),可作为今后找矿的重点目标之一。

2.含矿建造中韧性、韧脆性变形带的规模、变形程度及其与脆性断裂和紧闭褶皱的迭加、发育地段。区域上较大的 NW 向尖山子断裂带,宏观上控制着金银矿床的展布。金银矿床基本赋存于与其相交切的近 EW 向构造带中,而区域上还有大磨岭断裂和吕家堡子断裂等,大致以 5~10km 间距出露,这些构造与 EW 向含矿构造层相交的 1000~3000m

范围是找矿的主攻地段;加强区内含矿构造层的韧性-脆性变形及推覆构造带的分析研究,从已知含矿层的构造变形特征入手,着重分析区域构造应力状态,以寻找构造有利部位;在矿区片麻岩隆起的西南卷曲翼,以切层断裂为主,层间滑脱不甚发育,后期沿断裂形成的矿床规模受到一定程度的限制,主要形成充填交代脉状铅锌矿床,规模较小;在东北滑脱伸展翼,层间断裂发育、规模较大,为后生矿床的形成提供了良好的空间准备,区内棒子沟铅锌矿床、高家堡子银多金属矿床、小佟家堡子银矿床均产于东北滑脱伸展翼的层间断裂带中,而切层的 NE 向、NW 向陡倾斜断裂形成了良好的导矿构造,并且这些断裂及次级断裂中也可以形成脉状矿体,这类脉状矿体可以作为下部层间滑脱断裂中层状、似层状矿体的指示标志;同时,这些导矿断裂系统所形成的矿化可以在后来的表生风化过程中形成各种地球化学异常。因此,东北滑脱伸展翼具有进一步寻找大中型铅锌银金矿床的条件,可作为今后找矿的重点目标地段。

3.地球化学元素异常种类、异常强度及其套合情况。本区较有效的是金及铅锌、银、铜重砂异常、水系沉积物异常的强度及套合特征。

4.激电异常、航磁异常、垂力异常的强度、形态及与构造、矿体关联情况,较典型的标志主要是低阻高激化电法异常,高精度地面磁测所显示的高异常等。

5.有关蚀变标志或矿化露头发育程度等;进一步开展新岭花岗岩周边的蚀变煌斑岩型金矿的分析研究,总结出矿规律,以利今后的找矿勘查,并丰富裂谷型金银矿床类型。

6.对青城子矿集区内古岩溶侵蚀作用形成的岩溶洞穴一峰丛、岩溶管道系统发育情况及其被充填情况等进行分析研究,总结其对铅锌矿床矿体的控制特征,以找寻有利的矿体赋存部位。

第二节 青城子矿集区找矿远景评价

根据青城子矿集区成矿条件及成矿标志发育情况,特别是地质、物探、化探成果资料,认为本区金、银矿和铅锌矿床仍有较好的成矿远景。谢学锦等(1994)研究认为,大型、超大型矿床的产出往往与区域性面状或带状低缓异常相关;而在一个具体的区域异常范围内,超大型矿床往往与一系列中小规模矿床共生(王世称,1996)。青城子矿集区具备一个覆盖全区的金低缓异常,目前已发现矿床的规模小佟家堡子金矿超过 10 吨金外均为中小型,因而尚有找到一定规模大型金矿的潜力;银(金)矿的发现是近几年的事,并已取得重大突破,在该成带内不同地段尚存在明显有利的银矿找矿条件,也有较好的化探异常显示,表明仍有发现或找到新的银矿床的潜力;目前开采利用的铅锌矿床主要集中于青城子矿集区中、西部、属大型矿床,与辽吉成矿带东部朝鲜检德大型或超大型矿床形成条件对比,找到新的大矿床有一定难度,但就现有的物化探成果资料看,找到中小型矿

床或一些工业矿体尚有潜力。

根据区域成矿条件,矿化分布和物、化探成果资料,对青城子矿集区的找矿评价可按预查和普查两大工作阶段安排部署工作,不同阶段的目标任务分述如下:

一、预查阶段

预查阶段的目标任务是在现有资料基础上,以现代成矿理论为指导,对该区成矿地质背景、控矿因素进行综合研究和找矿预测,筛选矿致异常及找矿靶区,并进行追踪检查,对该区金银矿资源潜力做出评价。对白云三道沟、林家三道沟、兰花岭等有望矿化区进行系统地表工程揭露,并选择有利地段进行深部验证。综合运用地质、化探和物探等技术方法以及槽探、钻探等探矿手段,对青城子矿外围矿床(点)、物化探异常进行检查验证。预期可获取大量金储量,并发现新的矿产地3处。

预查阶段主要对白云三道沟、林家三道沟、兰花岭等有望矿化区开展工作。

1.林家三道沟区,区内以往获得了2、3、4、5、6五个土壤地球化学异常,目前的金矿预查工作仅对3—4号、3—6号异常进行深部验证,已施工14个钻孔,取得了较好的找矿成果,在盖县组发现平缓稳定的5号金矿体,并收获金资源量85吨。通过对5号矿体东西两侧开展深部找矿工作,获金矿储量上的突破。

2.白云大三道沟,该区位于白云金矿的西部延长,以往工作发现该区有多处金银矿点出露,通过地质物化探工作,取得了较好的成果。在工作区北部外围发现银矿带,延长800米,带内见多处古采迹,刻槽取样分析:银 $108-424 \times 10^{-6}$,金 $1.64-2.29 \times 10^{-6}$,铅 $7.28-35.2\%$;在工作区南部外围发现棒槌砬子银矿带,分析银品位 $91.4-190 \times 10^{-6}$,金 $4.03-6.74 \times 10^{-6}$,该断裂带长大于1000米,矿石类型为硅化蚀变岩型。显示该地区有进一步深入工作的良好地质环境。

白云金银矿带向东延长区,1/5万水系沉积物Au、Ag异常长7.5km,宽2km呈东西向展布,带中已知有白云金矿床(储量9吨)、冯家堡子金矿床(储量2吨)、云山石湖沟银矿点、付家堡子金矿点、荒甸子金矿点,构成东西向展布的金银矿带,仍具有较好的找矿前景。

3.马家堡子区,通过前期工作获得了较好的化探次生晕异常,通过对盖县组与大石桥组三段五层过渡带及大石桥组三段五层与三段四层过渡带进行了解剖,均发现较宽的矿化蚀变带,其中大石桥组三段四层与三段五层层间破碎蚀变带延长大于1500m(出区),带宽4—7m,最宽19m,通过与小佟家堡子主矿体对比,其含矿层位和矿化特征等均与其相一致,矿化蚀变强度则好于小佟家堡子区,推测其深部隐伏有小佟家堡子式金矿,可作进一步的施工钻探验证工作。

4.岗草甸子区,该区位于燕山期弟兄山花岗岩体西侧,出露地层主要为盖县组片岩,

南北均为大石桥组三段地层，有 4 个较大的 1/5 万水系沉积物金银异常，最大异常面积达 16km^2 ，异常中已存在岗草甸子金矿点，在该区北部，盖县组片岩与大石桥组三段大理岩接触部有大量的金、银异常和正沟、黄家沟铅锌矿点。证明该区成矿远景很大，具有找到林家三道沟式金矿床的条件，应尽快开展地表评价。

5.湾地沟区，处于小佟家堡子大型金矿的外围，从资料分析看，小佟家堡子金矿的赋矿层位——大石桥组三段与盖县组接触过渡带已延伸到本区，推测其下部应有隐伏矿体的存在。该区段 36 线以西为小佟家堡子矿区，36 线以东为新的勘查区，通过小佟家堡子勘查于 36 线 5 号孔见厚度 28.05 米，金平均品位 20.48×10^{-6} 的厚大金矿体，说明在 0 米—150 米标高即湾地沟区段，在大石桥组三段五层与大石桥组三段四层间（即 II 号矿体），存在厚大金矿体。据此，可对该地段进行深部钻探验证工作。

二、普查阶段

普查工作在预查工作基础上进行。普查阶段的目标任务是系统总结和研究区内成矿规律，建立矿田找矿模式，开展大比例尺成矿预测，确定找矿靶区。在有利找矿靶区内采用有效物化探综合方法开展找矿工作，开展面上的普查工作。对已发现的矿体（点）进行稀疏的工程控制，获得金、银储量和新的矿产地 1~2 处。

普查阶段的主要目标包括：

1.林家三道沟区深部找矿

区内以往获得 2、6 号土壤测量异常也为矿致异常，具有极大的找矿前景，拟于普查期间对其进行检查验证。另外该区东西两侧矿体未封闭，尚有较大找矿空间，通过钻探工作量的投入，控制矿体两侧延深，有可能在金矿储量上获得较大突破。

2.马家堡子区深部找矿

在 2002 年施工钻探基础上，通过电法剖面测量、槽探、钻探等手段开展该区深部找矿，可能在金矿储量上获得较大突破。

3.白云大三道沟—兰花岭富银、富铅锌找矿

白云大三道沟区位于白云金矿床北部，区内出露地层主要为辽河群大石桥组及盖县组。通过地质踏查，在白云三道沟背斜南翼发现一条银矿体，地表断续延长 800 余米，宽 1.20 米。刻槽取样银品位 250×10^{-6} ，金品位 1.64×10^{-6} ，铅 7.28%，锌 1.28%。其西部尚有多处古采迹，取样分析银品位最高 1778×10^{-6} 。2002 年该区预计开展地物化找矿工作 10km^2 。

兰花岭区位于兰花岭花岗岩体北侧。出露地层为辽河群大石桥组和盖县组。以往地质调查发现多处富银富铅矿化点，并发现三条银矿化带。各带延长均大于 3000 米。其中，I 带为铅、锌、银矿化带，带内红胡沟铅矿铅+锌品位最高达 50%，平均银品位

154.19×10^{-6} ，以富铅、富银为特征；II带为独立银矿带，由王家堡子银矿和2号矿体组成，银矿品位为几万克 $\times 10^{-6}$ ，平均大于千克 $\times 10^{-6}$ ，王家堡子银矿体有延深大于延长的特点；III带由岔沟、王家堡子前山等银矿点组成，矿体宽0.5-7.0米。岔沟银矿点，银品位一般在 $30.8-407.8 \times 10^{-6}$ 。

根据前期工作，认为该区具有广阔的寻找富银、富铅锌矿床的潜力，应在预查基础上，对该区进行深部找矿工作，以在银矿储量上获得较大突破。

4.棒槌砬子区找矿 区内出露地层主要为辽河群大石桥组及盖县组，其层间过渡带构造发育，是良好的金银赋矿层位。在1/5万水系沉积物测量工作发现多处的Au、Ag、Pb、As综合异常，通过地质调查，该区已有大量的银、金、铅锌矿点，并发现条两条金、银、铅锌矿化带。该区西部大石桥组大理岩中，发现一近南北向展布的含金、银层间破碎蚀变带。断续延长1300米，银品位 $191.4-290.0 \times 10^{-6}$ ，金品位 $4.03-6.74 \times 10^{-6}$ ；该区北部黑瞎子沟大石桥组与盖县组接触部发现银矿脉，总体走向近南北，局部走向近东西，控制延长1600余米，银品位为 $153.0-289.68 \times 10^{-6}$ ，铅品位2.83-13.56%，锌1.20-3.51%，厚度1.00-2.50米。该矿脉两侧延长未做进一步调查。有可能在银矿储量上获得突破。

5.岗草甸子区找矿 在预查工作的基础上，可采用1/2千地质简测、激电中梯剖面、激电测深、槽探和钻探方法评价，获得金矿储量突破。

6.林家堡子区找矿 根据对青城子矿集区地质成矿条件与成矿机制的研究，认为尖山子断裂为区内金银矿床主控矿及导矿构造，其上下盘有大量金银矿床分布。现已查明其断裂下盘有小佟家堡子金矿床、杨树大型金矿床、高家堡子大型银矿床，而上盘仅发现了桃源马隈子金矿床。断裂上盘有较好的金银矿化标志，是找矿有利地段。

该区81年找铅锌施工了两个孔，在浅部均见到大石桥组三段五层大理岩，见有50-80厚的硅化大理岩，岩石破碎并见到黄铁矿化，相当于小佟家堡子金矿床含金硅质岩层。但未做金银分析。通过进一步工作，有可能找到新的金、银矿床矿体。

此外，2003年三家子地区开展预查工作，三家子地区位于小佟家堡子—青城子成矿带的西段，同处于一个东西向古裂谷中央裂隙区边缘同沉积断裂带附近。区内辽河群地层发育，其中含金碎屑岩系广泛分布。EW、NE和NW向断裂构造相互交错，中生代韩家岭岩体出露于西南部。该区为NE向与EW向重磁梯级带的交汇区，区内具Au、Ag和Pb、Zn为主的地球化学异常明显受辽河群含矿岩系控制。且在大石桥岩组及盖县岩组界线处有多处金的水系沉积物异常和自然重砂异常，重磁异常解释表明侏罗纪洼岭花岗岩体向北倾伏。但该带研究程度较低，仅发现一些金及铅锌矿点和矿化点，因此在该区寻找“小佟家堡子式”隐伏矿有很大的可能性。

三、近期主攻找矿目标

综合以上研究,就青城子矿集区而言,近期主攻找矿目标应该是:在前期工作基础上,重点对林家三道沟区内2、5、6号土壤测量异常进行深部验证,探求资源量;在湾地沟区选择成矿有利地段,进行深部验证,寻找隐伏矿体;对马家堡子区、白云金银矿带、岗草甸子区中的矿化蚀变带、矿点及综合异常,利用大比例尺地物化综合手段,配合槽探工程进行评价,发现新的矿产地;总结区域成矿规律,初步评价区内金矿资源潜力。

1.林家三道沟区深部找矿 林家三道沟式金矿床的发现为厚层盖县组片岩覆盖区的找矿开拓了新的思路,从矿区构造环境看该矿带处于新岭背斜北翼、盖县组片岩层间破碎带中,东侧为尖山子断裂带,西侧为新岭花岗岩,北隔桃源河谷对应桃源矿带。该区以往获得了2、3、4、5、6五个土壤地球化学异常,2000—2001年金矿预查工作仅对3—4号、3—6号异常之间开展了深部找矿工作并取得了较好的找矿成果,对2、5、6号异常未进行深部验证,根据目前的研究成果,认为2、5、6号化探土壤异常亦为矿致异常,通过深部验证预计收获金资源量是有希望的。通过深部钻探工程控制,5号矿体的东、西均未封闭,尤其向东19—1孔见矿厚度和金品位均较好,说明5号矿体东、西两侧找矿空间还是较大的。可通过稀疏探矿工程控制,获得金矿储量突破。

2.湾地沟区深部找矿 该区段36线以西为小佟家堡子矿区,36线以东为我勘查区,通过小佟家堡子勘查于36线5号孔见厚度28.05米,金平均品位 20.48×10^{-6} 的厚大金矿体,说明在0米—150米标高即湾地沟区段,在大石桥组三段五层与大石桥组三段四层间(即Ⅱ号矿体),存在厚大金矿体。据此,对该地段进行深部钻探验证,获得金矿储量突破。

3.马家堡子区深部找矿 该区目前已获得了较好的化探土壤异常,通过对盖县组与大石桥组三段五层过渡带及大石桥组三段五层与三段四层过渡带的重点解剖,均发现了较宽的矿化蚀变带,地表蚀变类型与已知的小佟家堡子、杨树金矿床相比,有诸多的相似性,推断矿床类型是一致的。已知的小佟家堡子、杨树金矿床地表均无矿化蚀变显示,是隐伏矿床,但在地表以下150—200米经工程验证,已证实赋存较好的工业矿体。据此推断,该区通过深部验证,可获得金矿储量突破。

4.岗草甸子区金矿预查 该区位于燕山期弟兄山花岗岩体西侧,出露地层主要为盖县组片岩,南北均为大石桥组三段地层,以往1/5万水系沉积物测量获得了4个较大的金银异常,最大的金银异常面积达 16km^2 ,金银异常中已存在岗草甸子金矿点,证明该区成矿远景很大,通过工作很可能找到类似于林家三道沟式的金矿床。在该区北部,盖县组片岩与大石桥组三段大理岩接触部有大量的金、银异常和正沟、黄家沟铅锌矿点,与小佟家堡子、高家堡子矿床极为相似,有找到中—大型金、银矿床的条件。

5.白云大三道沟金银矿预查 该区位于白云金矿床北部,中河—大磨岭金矿带的西部

延长，区内出露地层主要为辽河群大石桥组及盖县组地层。以往工作发现多处铅矿点，2001 年通过地质踏查，于白云三道沟背斜南翼发现一条银矿体，走向 290° 、倾向 20° 、倾角 30° 。地表断续延长 800 多米，宽 1.20 米。刻槽取样银品位为 250×10^{-6} ，金品位为 1.64×10^{-6} ，铅 7.28%，锌 1.28%。其西部尚有多处古采迹，打块分析银品位最高为 1778×10^{-6} 。通过进一步工作，对该矿带进行追索，并对背斜北翼相应部位开展地质和物化探工作，为地质找矿提供信息。

结 束 语

古元古代是一段漫长的地质历史时期，是地壳演化由太古代克拉通向刚性地块发展的转折时期。伴随地壳的生长和演化，出现了各种地质事件，包括大规模的裂谷作用和板块间的汇聚碰撞，这些构造活动为多种类型矿产资源的形成提供了极为有利的条件，致使元古宙成为世界上大型、超大型 Fe、Mn、Pb、Zn、Cu、Ni、Au、U、P、B、Co 和稀土元素矿床的主要成矿期。

辽东、吉南是华北克拉通北缘东段元古宙层状岩系较为发育地区，区内蕴藏有丰富而且重要的金、铅锌、铜钴、硼等矿床。特别是地处辽吉裂谷增生体中部的青城子铅锌银金矿集区，在近 20 平方公里内，分布大中型铅锌矿床 12 个，累计探明储量 150 万吨，包括青城子、榛子沟、南山、喜鹊山、本山、甸南矿床等，其中的青城子铅锌矿是一个已有 400 年开发历史的老矿山；近 10 余年内发现大型银矿床 1 处（高家堡子）、大型金矿床 4 处（小佟家堡子、白云、杨树、刘家等金矿床），并具有较好找矿前景。对青城子铅锌银金矿集区进行成矿条件与成矿预测研究，即以辽吉古元古宙成矿带中的青城子矿田为对象，以成矿背景、成矿条件及其成矿演化为基本内容，探讨区域成矿的物质基础和时空结构，阐明区域矿床的形成和分布规律，对科学评价青城子铅锌银金矿集区的工业意义及其找矿潜力、指导区域金及多金属矿产资源的成矿预测具有重要意义。

时光流逝，人生短暂，三年的刻苦学习，我终于完成了预期的学习任务，撰写了博士论文，此刻，我心情思绪万千，感慨不已。我要真诚地感谢给予我帮助和支持的前辈、同事、同仁和朋友，向所有关心和支持我的人致谢。

我很荣幸地得到恩师冯本智教授的指导，论文在选题、整体设计、具体研究内容的确定以及论文的撰写工作，始终是在导师冯本智教授亲切的关怀和指导下完成的。导师敏捷的思路、渊博的学识及严谨的治学态度使我受益终身，他那谦和、严谨、广博、慈祥的品格，教我学会了如何去做人、做事，我坚信这种认真、仔细、负责的学术思想必将指导我在今后的工作中取得更好的成就。在此，对恩师的孜孜教诲，表示由衷的感谢。

我还要特别感谢吉林大学地球科学学院的杨言辰副教授、王可勇副教授的指导和帮助，他们对事业的忠诚、对科学的严谨治学态度，以及敏捷的思维、充沛的精力、渊博的知识，给我留下了深刻的印象，在论文的撰写过程中，他们一直给我鼓励和指导。

在室内、外研究和论文的撰写中，还得到中国地质调查局谭永杰教授、彭齐鸣教授、白治教授、吴峻博士，吉林大学地学院资源工程系孙丰月教授、卢景文教授、叶松青教授、孙英男书记，吉林大学地质调查院田庆君院士的深切关怀、鼓励、指导和帮助。

沈阳地质矿产研究所马德有所长、郝志波副所长、邢树文教授、邵俭波教授，辽宁有色金属勘查局 103 队野外作业组金海宽高工、郑吉凯工程师、刘福星工程师以及吉林大学地球科学学院的研究生代军治等，都给予我多方面的支持与帮助。

在此，谨向上述个人和单位表示衷心感谢。

文中引用了许多单位和个人尚未公开发表的资料，在此深致谢忱。

主要参考文献

- [1] 贺庆, 蔡春麟, 李向民等. 白银矿田找矿的进展与启迪. 西北地质, 1999, 32 (3): 11-15
- [2] 刘建明. 沉积盆地动力学与盆地流体成矿. 矿物岩石地球化学通报, 2000, 19 (2): 76-84
- [3] 刘国平, 艾永富. 含碳岩系与金矿床. 黄金地质, 1998, 4 (2): 62-66
- [4] 刘伟, 邓军, 储雪蕾等. 华北北部大型-超大型矿床的特征及其形成的宏观地质背景. 地球物理学进展, 2000, 15 (2): 67-78
- [5] 陈昌勇, 李守义, 范继璋等. 华北地块北缘 AuAgCuPbZn 成矿规律. 长春科技大学学报, 1999, 29 (3): 227-231
- [6] 陈昌勇. 华北地块北缘金、多金属成矿地质背景. 辽宁地质, 1998, (4): 241-251
- [7] 毛德宝, 钟长汀, 陈志宏等. 华北地块北缘中段铅锌银矿床成矿作用讨论. 前寒武纪研究进展, 2002, 25 (2): 105-112
- [8] 李俊建. 华北地台成矿规律和找矿方向综合研究项目论文集前言. 前寒武纪研究进展, 2002, 25 (3-4): 1
- [9] 李俊建, 燕长海, 谢汝斌等. 华北地台重要成矿区带成矿区划及其特征. 前寒武纪研究进展, 2002, 25 (3-4): 129-135
- [10] 陈旭瑞, 刘建明, 杨思道等. 华北克拉通北缘与盆地流体有关的若干矿床实例. 矿物岩石地球化学通报, 2000, 19 (2): 109-113
- [11] 王和胜. 化探异常筛选及查证工作方法. 辽宁地质, 1998, (4): 277-284
- [12] 吴桂祥. 淮胶辽地区构造演化与金成矿特征探讨. 黄金, 2002, 23 (6): 5-7
- [13] 郭文秀, 刘建民. 吉林省大横路铜、钴矿床地质特征及控矿因素. 前寒武纪研究进展, 2002, 25 (3-4): 206-213
- [14] 李三忠, 杨振升, 刘永江, 刘俊来. 胶辽吉地区古元古代早期花岗岩的侵位模式及其与隆滑构造的关系. 岩石学报, 1997, 13 (2): 189-202
- [15] 汪东波, 邵世才, 徐勇. 金矿化过程中两个地球化学问题探讨. 地球科学——中国地质大学学报, 1999, 24 (3): 292-297
- [16] 汪东波. 金同铅锌矿化的分离及共生. 地质找矿论丛, 1998, 13 (4): 53-60
- [17] 汪东波, 邵世才, 刘国平, 徐勇. 金与铅锌矿化的时空关系及应用. 矿床地质, 2001, 20 (1): 78-85
- [18] 裴荣富, 熊群尧, 梅燕雄. 金属成矿省成矿年代学研究的新进展——以华北地台北缘为例. 地学前缘, 1999, 6 (2): 325-334
- [19] 崔银亮. 老矿田(山)二轮地质找矿的若干问题与对策. 有色金属矿产与勘查, 1999, 8 (6): 619-622
- [20] 张鹏程, 刘如琦, 郭万超. 辽东地区前寒武纪地体金矿化特征. 地质找矿论丛, 2003, 18 (1): 21-28

- [21] 王文清, 曲亚军.辽东古元古宙金矿地质特征及成矿模式.辽宁地质, 2000, 17 (3): 161-172
- [22] 骆辉, 李俊建.辽东裂谷 Au、Ag、Pb、Zn、Cu、Co 金属矿床地质特征和成矿条件.前寒武纪研究进展, 2002, 25 (3-4): 240-245
- [23] 杨德江.辽东裂谷细碎屑岩型金矿地质特征及成因探讨.有色金属矿产与勘查, 1999, 8 (6): 697-698
- [24] 迟永坤, 杨桂莲.辽东南部地区地球化学分区.地质与资源, 2002, 11 (3): 157-160
- [25] 薛春纪, 陈毓川, 路远发, 李华芹.辽东青城子矿集区金、银成矿时代及地质意义.矿床地质, 2003, 22 (2): 177-184
- [26] 刘国平, 艾永富.辽东小佟家堡子金矿岩石地球化学及成矿条件研究.矿床地质, 1998, 17(4): 289-295
- [27] 夏学惠.辽东早元古代裂谷多金属硫铁矿地质及其成矿规律.化工矿产地质, 1997, 19 (2): 85-92
- [28] 刘俊来, 崔迎春, 关会梅.辽吉朝褶皱带古元古宙岩浆核杂岩及其大地构造意义.地质通报, 2002, 21 (4-5): 202-206
- [29] 刘俊来, 关会梅, 崔迎春.辽吉古元古宙褶皱带构造分区与构造演化.前寒武纪研究进展, 2002, 25 (3-4): 214-220
- [30] 王富春.辽宁白云金矿床的控矿构造特征.黄金, 2002, 23 (5): 4-7
- [31] 刘国平, 艾永富.辽宁白云金矿床某些基本问题探讨.矿床地质, 1999, 18 (3): 219-225
- [32] 王和胜.辽宁碱性岩及其相关的金矿床与找矿方向.辽宁地质, 1999, 16 (1): 57-69
- [33] 陈江.辽宁青城子地区黑色岩系与矿床.地质与资源, 2002, 11 (3): 188-192
- [34] 陈江.辽宁青城子矿田浊积岩型金银多金属矿床.辽宁地质, 2000, 17 (4): 241-244
- [35] 刘国平, 艾永富.辽宁青城子铅锌银金矿田控矿构造与找矿方向.矿床地质, 2001, 20 (2): 147-152
- [36] 陈江.辽宁省大中型金矿床分布格局及找矿思路.黄金学报, 2000, 2 (2): 83-87
- [37] 王文清, 王长峰.辽宁省金矿成矿系列划分及特征.辽宁地质, 2001, 18 (1): 21-27
- [38] 杨占兴, 田立臣.辽宁省铅锌矿床成矿作用研究.辽宁地质, 1998, (1): 1-19
- [39] 于宁.辽宁省青城子金银多金属矿床中黄铁矿矿物特征及找矿意义.有色金属矿产与勘查, 1999, 8 (6): 562-564
- [40] 刘国平, 艾永富, 冼伟胜.辽宁桃源-小佟家堡子金矿带煌斑岩的地球化学特征及地质意义.岩石矿物学杂, 1997, 16 (4): 324-330
- [41] 刘国平, 艾永富.辽宁小佟家堡子金矿床成矿时代探讨.矿床地质, 2002, 21 (1): 53-57
- [42] 栾辉.辽宁有色金属矿山二轮地质找矿概况及展望.有色矿冶, 1999, (3): 1-4
- [43] 王和胜.辽宁早前寒武纪金、铜、铅、锌(银)矿床的变质成矿系列研究.前寒武纪研究进展, 1998, 21 (3): 10-20
- [44] 陈江.略论青城子矿田矿化分带性.辽宁地质, 2000, 17 (3): 173-179
- [45] 刘建明, 叶杰, 刘家军, 顾雪祥.论我国微细浸染型金矿床与沉积盆地演化的关系 ——以右江盆地为例.矿床地质, 2001, 20 (4): 367-377
- [46] 孙宝亮, 金成洙, 崔卫利.猫岭—王家崴子金成矿带成矿模式研究.黄金学报, 2001, 3 (1): 19-23

- [47] 孙宝亮, 梁俊红, 姚玉增, 金成洙.猫岭—王家威子金成矿带铅同位素地球化学特征.辽宁地质, 2000, 17 (4): 259-263
- [48] 刘国平.青城子矿田的同位成矿作用.有色金属矿产与勘查, 1999, 8 (5): 277-282
- [49] 刘建明, 叶杰, 刘家军, 谭 骏, 应汉龙.盆地流体及其成矿作用.矿物岩石地球化学通报, 2000, 19 (2): 85-94
- [50] 徐勇.浅论矿集区的资源潜力与勘查评价.中国地质, 2002, 29 (3): 263-270
- [51] 胡铁军.青城子地区金银成矿作用、控矿因素及找矿思路.地质找矿论丛, 2001, 16 (3): 187-191
- [52] 姜瑛, 刘先利.青城子地区辽河群地层中硅质岩及其与金银矿的关系.有色金属矿产与勘查, 1997, 6 (4): 218-225
- [53] 孙文涛.青城子多金属矿田深入找矿是路浅谈.有色金属矿产与勘查, 1995, 4 (6): 346-350
- [54] 李光.青城子多金属矿田新一轮找矿工作浅见.西部探矿工程增刊(001), 2002, 152-153
- [55] 孙继春.青城子矿田不同级次地球化学场结构特征.有色矿冶, 2000, 16 (6): 1-4
- [56] 姜瑛, 刘先利.青城子矿田高家堡子大型金银多金属矿床成因机制.辽宁地质, 1998, (3): 205-213
- [57] 刘君.青城子矿田构造变形结构及其控矿特征.辽宁地质, 1995, (2): 148-157
- [58] 刘国平, 艾永富, 邓延昌, 周广学.青城子矿田金银矿床成矿环境和找矿评价.中国地质, 2001, 28 (1): 40-45
- [59] 姜瑛, 刘先利, 刘志远.青城子矿田石英脉-硅质岩与金银成矿关系讨论.辽宁地质, 1999, 16 (3): 194-202
- [60] 赵广繁, 孙立民.青城子矿田小佟家堡子金矿床地质特征及成因机制.有色金属矿产与勘查, 1997, 6 (4): 213-217
- [61] 孙立民, 孙文涛, 赵广繁.青城子矿田小佟家堡子金银矿床地质特征及成矿物质来源探讨.黄金, 1997, 18 (12): 13-18
- [62] 孙立民.青城子铅锌矿田闪锌矿特征及意义.辽宁地质, 1997, (3): 210-216
- [63] 刘先利, 姜瑛.青城子外围块硫锑铅矿型金矿地质特征和找矿意义.有色金属矿产与勘查, 1998, 7 (1): 17-21
- [64] 张庆久.清原县下大堡金矿控矿因素及找矿方向.辽宁地质, 1999, 16 (3): 203-210
- [65] 刘国平, 汪东波, 祝新友, 徐勇.生产矿山深部及外围找矿潜力巨大——夹皮沟金矿区勘查历史的启示.地质与勘探, 2001, 37 (2): 37-40
- [66] 毛德明, 何家骏, 廖朝贵.天桥铅锌矿床的沉积改造成矿特征.地质地球化学, 2001, 29 (1): 21-27
- [67] 于又华, 祁风茹, 程玉明.我国伴共生金成矿基本规律、成矿区带与成矿远景.黄金科学技术, 1999, 7 (6): 17-22
- [68] 张立公.新一轮金属矿的勘查与开发.资源调查与环境, 2002, 23 (3): 198-202
- [69] 梅友松, 汪东波, 金浚等.有色地质部门找矿勘查与成矿研究的若干成果概论.地质与勘探, 2000, 36 (6): 9-14

- [70] 王登红, 陈毓川.与海相火山作用有关的铁—铜—铅—锌矿床成矿系列类型及成因初探.矿床地质, 2001, 20 (2): 112-117
- [71] 梅友松, 汪东波, 金 浚, 刘国平, 邵世才.再论同位成矿与找矿.地质与勘探, 2000, 36 (5): 5-10
- [72] 方如恒.中朝古元古代层控铅锌矿床类型及其比较.辽宁地质, 1999, 16 (1): 43-56
- [73] 姚金炎.中国东部基底——老变质岩与成岩成矿作用.矿产与地质, 1998, 12 (5): 289-293
- [74] 翟裕生, 邓 军, 彭润民.中国区域成矿若干问题探讨.矿床地质, 1999, 18 (4): 323-332
- [75] 徐文炘, 陈民扬, 庞春勇, 李衡.中国有色金属矿床铅同位素研究.有色金属矿产与勘查, 1999, 8 (6): 692-693
- [76] 汪东波, 梅友松, 徐 勇.重点成矿(区)带综合研究的若干问题探讨.地质与勘探, 2001, 37 (5): 1-5
- [77] 迟永坤.青城子矿田成矿元素地球化学特征.地质与资源, 2002, 11 (2): 109-118
- [78] 翟裕生、姚书振、崔彬等.矿床成矿系列研究.武汉: 中国地质大学出版社, 1996, 1-28
- [79] 翟裕生、秦长兴.关于成矿系列和成矿模式.北京: 地质出版社, 1987, 1-25
- [80] 翟裕生.矿床地质学的发展前景和思维方法.地学前缘, 1994, 1 (3): 1-7
- [81] 程裕淇等.再论矿床的成矿系列问题——兼论中生代某些矿床的成矿系列.地质论评, 1983, 29 (2): 127-139
- [83] 翟裕生、邓军、李晓波等.区域成矿学.北京: 地质出版社, 1999, 4-15
- [84] 翟裕生、邓军、彭润民.中国区域成矿若干问题探讨.矿床地质, 1999, 18 (4): 323-331
- [85] 冯本智.辽东前震旦纪变质岩中硼矿床成因探讨.化工地质, 1985, (1): 9-17
- [86] 冯本智、卢静文、邹日等.中国辽吉地区早元古宙大型-超大型硼矿床的形成条件.长春科技大学学报, 1998, 28 (1): 1-14
- [87] 张秋生等.辽东半岛早期地壳与矿床.北京: 地质出版社, 1988, 221-225
- [88] 张秋生等.中国早前寒武纪地质及成矿作用.长春: 吉林人民出版社, 1984, 33-76
- [89] 芮宗瑶、施林道、方如恒等.华北陆块北缘及邻区有色金属矿床地质.北京: 地质出版社, 1994, 54-61、169-216
- [90] 魏菊英、曾怡善、牟堡垒等.华北地台北缘元古宙中铅锌矿床的地球化学.北京: 地质出版社, 1995, 1-7
- [91] 丁梯平、蒋少涌.华北元古宙铅锌成矿带稳定同位素研究.北京: 北京科学技术出版社, 1992, 2-8
- [92] 程玉明、李俊建、沈保丰等.辽吉地区绿岩带金矿成矿找矿模式.北京: 地震出版社, 1996, 35-60
- [93] 张怡侠、刘连登主编.中国前寒武纪矿床和构造.北京: 地震出版社, 1994, 39-75
- [94] 彭齐鸣、许虹.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, 1994, 5-35
- [95] 王魁元、赵彦明、曹秀兰.华北陆台北缘元古宙典型铅锌矿床地质.北京: 地质出版社, 1994, 13-59
- [96] 肖庆辉、李晓波、刘树巨等.当代地质科学前沿.武汉: 中国地质大学出版社, 1993, 379-416

- [97] 陆松年、李上森、李铨等.元古宙地质及大型、超大型矿床.国外前寒武纪地质, 1995, (3): 1-36
- [98] 李上森.国外元古宙的铜矿.国外前寒武纪地质, 1995, (1): 1-16
- [99]李上森、陆祥生、田书文等.国外元古宙铅-锌-铜多金属矿床研究进展. 国外前寒武纪地质, 1996, (3): 35-46
- [100] 程裕淇主编.华北地台早前寒武纪地质研究论文集.北京: 地质出版社, 1998
- [101] 伍家善、耿元生、沈其韩等.中朝古大陆太古宙地质特征及构造演化.北京: 地质出版社, 1998, 3-12
- [102] 刘敬党、孙淑华.辽东-吉南早元古宙硼矿地质及矿床成因.辽宁地质, 1995, (1): 47-57
- [103] 陶维屏.中国非金属矿床的成矿系列.地质学报, 1989, 63 (4)
- [104] 章少华.镁质碳酸盐岩建造区域变质及非金属矿成矿系列.矿床地质, 1995, 14 (1): 91-98
- [105] 李上森.元古宙的成矿作用.国外前寒武纪地质, 1994, (3): 17-32
- [106]刘敬党.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, 1996, 18 (3): 207-212
- [107] 高坪仙.元古构造活动带的几种构造模式.国外前寒武纪地质, 1995, (1): 40-46
- [108] 贺高品、叶惠文.辽东-吉南地区早元古代两种类型变质作用及其构造意义.岩石学报, 1998, 14 (2): 152-161
- [109] 贺高品、叶惠文. 辽东-吉南地区早元古代变质地体的组成及主要特征.长春科技大学学报, 1998, 28 (2): 121-133
- [110] 王海江.元古宙罗迪尼亚 (Rodinia) 泛大陆的重建研究.地学前缘, 1998, 5 (4): 235-240
- [111] 王成文、王天武、刘永江等.辽东裂谷西段辽河群地层学研究的几个问题及进展.世界地质, 1996, 15 (2): 12-14
- [112]赵广繁.辽东早元古代金银多金属成矿区成矿条件及找矿方向.有色金属矿产与勘查, 1996, 5 (4): 199-200
- [113]徐备.华北板块北缘元古代年代地层格架及其形成过程.现代地质, 1999, 219-200
- [114]王登红.试论热柱-热点体系与成矿系列的关系.矿物岩石地球化学通报, 1996, 15 (1)
- [115]王福润.吉南地区早元古代变质岩系的划分和对比.吉林地质, 1995, 14 (4): 1-15
- [116]钟华、马永生.碳同位素与早元古代地层对比.地层学杂志, 1995, 19 (1): 30-34
- [117]陈多福、陈先沛、陈光谦等.热水沉积作用与成矿效应.地质地球化学, 1997, (4)
- [118]夏学惠.热水沉积铁白云石斜长岩的发现及其找矿意义.岩石矿物学杂志, 1998, 17 (10): 41-46
- [119]夏学惠. 辽东地区硫铁矿矿床重点七十岩热水沉积剖面结构序列.岩石学报, 1997, 13 (2): 215-216
- [120]李英、祁思敬.中国北方超大型热水沉积硫化物矿床成矿模式.矿物岩石地球化学通报, 1997, 16 (3): 155-158
- [121]田毓龙、秦德先、林幼斌等.喷流热水沉积矿床研究的现状与进展.昆明理工大学学报, 1999, 24 (1): 150-156
- [122]刘方杰、方维营、郝英等.秦岭造山带热水沉积矿石建造特征及意义.有色金属矿产与勘查, 1999, 8

(6): 343-347

- [123]方维萱、胡瑞忠、黄转莹等.热水沉积成矿盆地的热状态及热演化分析与研究思路.西北地质科学, 2000, 21 (1): 10-16
- [124]刘家军、郑明华、顾雪祥等.海底喷流作用对金富集成矿的意义.矿产与地质, 1997, 11 (5): 289-294
- [125]王东坡、何起祥.大陆裂谷沉积特征及含矿性.世界地质(构造地质专辑), 1987, 6: 205—221
- [126]何起祥、王东坡.论裂谷沉积作用.长春地质学院学报, 1985, (3): 39—47
- [127]邴贵先.辽东早元古代裂隙槽.辽宁地质学报, 1984, (2)
- [128]肖庆辉等译.国外前寒武纪地质构造研究.北京: 地质出版社, 1978,
- [129]R W 博伊尔.金的地球化学及金矿床.北京: 地质出版社, 1984
- [129]刘英俊、马东升.金的地球化学.北京: 科学出版社, 1991
- [130]刘英俊等.元素地球化学.北京: 科学出版社, 1984
- [131]郑明华等.喷流型与浊流型层控金矿床.成都: 四川科学出版社, 1994
- [132]李德威.含金剪切带的类型划分及成矿机理.矿床地质, 1993, 12 (2)
- [133]K H 乌尔夫.层控矿床与层状矿床.北京: 地质出版社, 1980
- [134]毛德宝、沈保丰.前寒武纪浊积岩金矿床.国外前寒武地质, 1991, (4)
- [135]刘波、孙敬书等.辽宁兴城小盖州地区元古宙火山岩及扇—三角洲沉积.辽宁地质, 1994, (1-2)
- [136]张贻侠、寸圭、刘连登等.中国金矿床: 进展与思考.北京: 地质出版社, 1996
- [137]刘亮明, 吴延之. 变质岩中分散元素活化成矿过程中的力学—化学相互作用.地质科技情报, 1994, (4)
- [138]罗镇宽, 关康等.中国金矿床概论.天津: 天津科技出版社, 1993
- [139]王仲会、马青.辽东早元古代碳酸盐岩的地质地球化学特征.长春地质学院学报, 1991, 21 (1)
- [140]杨言辰、冯本智、刘鹏鹏.吉林老岭大横路式热水沉积叠加改造型钴铜矿床.长春科技大学学报, 2001, 31 (1): 40-45
- [141]杨言辰、王建、马志红.山西五台七图式沉积变质-热液叠加改造型砾岩金矿床.黄金, 2001, 22 (7): 6-10
- [142] 杨言辰、叶松青、冯本智.吉林老岭荒沟山式热水沉积叠加改造型金矿床.黄金, 1999, 20 (6): 1-4
- [143] Cox, D.P. and Singer, D.A..矿床模式.宋伯庆、李文祥、朱裕生、李基宏等译.北京.地质出版社, 1982
- [144] Watson, J..地壳演化对成矿作用的影响.J.B.Write 等编: 矿床、大陆漂移和板块构造.北京: 地质出版社.1982, 237-242
- [145] Breitskopf J.H., and Maiden K.J..Tectonic setting of the Matchless belt pyretic copper deposits.Namibia. Econ. Geol..1988, 88: 710-723
- [146] Chukhrov F.V., Ermilova L.P.and Nosik L.P..On the istopeic composition of carbon in epigenetic Graphites. In: Wanschkuhn A. Kluth C.and Zimmerman R.A..Syngenesi and Epigenesis in the Formation

- of Mineral Depos. Springer-Verlag. Berlin: Heidelberg, New York, Tokyo, 1984, 131-137
- [147] Pretorius D A Gold and uranium in quartz-pebble conglomerates. Economic Geology, 75th Anniversary volume, 1981, P117-138
- [148] Liu Dunyi, Page R W, et al. Zircon U-Pb studies of late-Archaean igneous and metamorphic rock systems in the Wutai and Taihang mountains, North China Abstracts-international conference on Geochronology, Cosmochronology, Isotope. Geology, 1982, 217-218
- [149] Singh S K, Mohan R D. Regional Search in hasal quartz pebble conglomerate and basic volcanics of Dhanjori basin for gold and base metals, Singhbhum District, Bihar Record of the Geological Survey of india, 1991, 124, part 3, 24-26
- [150] Gableman J.W. .Magmatic rock vs. rest fluids as source of uranium ore fluids.In: A. Wauschkuhn, C. Kluth and R.A.Zimmerman(eds.), Syngensis and Epigenesis in the Formation of Mineral Deposits.Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, Tokyo, 1984, 519-536.
- [151] Dai Tegen. Tectonic setting of conglomerate type gold deposits in the Jiamusi-Mudanjiang zones, northeast China Coutribution of Chinese scientists to Second international symposium on Diwa tectonics and metallogeny, 1991, 43-44
- [152] Giordana T.H. . A preliminary eevaluation of organic ligands and metai-organic complexing in Mississippi Velley type ore solution.Econ. Geol., 1985, 80: 96-106.
- [153] Hanor J. S., Sassen R. .Evidence for large-scale vertical and lateral migration of formation waters, dissolved salt, and crude oil in the Louisiana Gulf Coast Proc.9th Ann. Res. Conf. Gulf Coast Sec. Of Econ.Paleo. Mineral. Foundation 1990, 283-296.
- [154] Haynes D.W., Cross K. C., Bill R. T. .Olympic Dam Ore Genesis: A Fluid-Mixing Modle .Econ. Geog., 1995, 90: 281-307
- [155] Pirajno F. Hydrothermai mineral deposits. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, London, Paris, Tokyo, Hong Kong, Barcelana, Budapest, 1992, 709-710.
- [156] Unrug R. Mineralization controls and source of metals in the lufillian fold belt. Shaba, Zambia and Angola. Econ. Geol., 1988, 83: 1247-1258.
- [157] Barley M.E. , Groves D.I. .Supercontinent cycles and the distribution of metal deposits through time. Geology, 1992, 20: 291-294.
- [158] Bethke C.M. . A numerical modle of compaction-driven groundwater flow and heat transer and its application to the paleohydrology of intracration-driven sedimentary basins. Journal of Geophysical Research. 1985, 90(B8): 6817-6828.
- [159] Brachart C.W., Groves D.I. .Reginal alteration syrtems associated with volacanogenic massive sulfide mineralization at Panorama. Pilbara, Western Australia. Econ. Geol., 1988, 93: 292-302.
- [160] Brown D. and Mcclay K. R. .Deformation textures in pyrite form the Vangorda Pb-Zn-Ag

- deposit.Yukon, Canada .Mineralogical Magazine.1993, 57: 55-66.
- [161]Hooper E.c.d. .Fluid migration along growth faults in compaction sediments.Journal of Petroleum Geology, 1991, 14(2): 161-180.
- [162]Hutchinson R.W. .Massive Base MetalSulphide Deposits as Guides to Tectonic Evaluation In: Strangway D.w. ed. The continental crust and its mineral deposits.Geological Association of Canada Special Paper, 1980, 20: 659-684.
- [163]Fowler A. D. .The role of regional fluid flow in the genesis of the Pine Point deposit.Western Canada sedimentary basin—a discussion.Econ. Geol. .1986, 81: 1014-1024.
- [164] Garven G. and Freeze R. A. .Theoretical analysis of the role of groundwater flow in the genesis of stratabound ore deposit, 1.Mathematical and numerical model, Am. J. Sci., 1984a, 284: 1085-1124.
- [165] Roscoe S M, Minter W E L. Pritic placoplacer gold and Uranium deposits. Special paper-Geological Association of Canada, 1993, 40, 103-104
- [166]Ishihara S., Matsueda H. .Genesis of two contrasting metallogenic provinces in the back-arc basins of Hokkaido. Japan . Pro. 30th int'l Geol. Congr. .1997, V.9, 3-13.
- [167]Leach D. et al..Ore-fluid migration and the deposition of MVT deposits in the Ozark region, USA. In: Parnel J. ed. Geofluids 93 extended abstract. 1993.
- [169]Lister G.S., Davis G.A. .The origin of metamorphic core complexes and detachment fault formed during Tertiary continental extension in the northern Colorado River region, USA., J.Struct.Geol., 1989, 11: 65-94.
- [170]Lister G.S., Baldwin S.L. . Plutonism and the origin of metamorphic core complexes.Geology 1993, 21: 607-610.
- [171]MacIntyre D. G. .SEDEX-sedimentary-exhalative deposit, In: McLellan W.J. and Hoy T.: Ore Deposits, tectonics and metallogeny in the Canada Cordillera.Ministry of Energy, Mines and Petroleum Resources, British Columbia .Victoria , Queen's Printer for British Columbia.1995, 25-76
- [172]MacLay K.R. .Deformation of stratiform Pb-Zn(-barite) deposits in the north Canadian Cordillera, Ore Geology Reviews, 1991, 6: 435-462.
- [173]Meyer C. .Ore-Forming processes in geologic history.Econ.Geol., 1981, 75: 6-41.
- [174]Nelson J. .The Quiet counter-revolution : structural control of syngenetic deposits.Geoscience Canada, 1997, 24(2): 91-98.
- [175]Craw D,Leckie D A. Tectonic controls on dispersal of gold into a foreland basin:an example from western Canada foreland basin. Journal of Sedimentary Research, Section A: Sedimentary petrology and processes, 1996, 66(3): 559-566
- [176]Vennemann T W, Kesler S E, et al. Oxygen isotope sedimentology of gold and uranium-bearing Witwatersrand and Huronian Supergroup quartz-pebble conglomerates. Economic Geology and the

Bulletin of the Society of Economic GEOLOGISTS, 1996, 91(2): 322-342

[177]Bobrov A B, Gulii V N. Auriferous conglomerates of the Precambrian terrigenous formation, verkhovtsev structure, Ukrainina shield. lithology and Mineral Resouces, 1996, 31(4): 360-370

[178]Myers R E, Zhou T, et al. Sulphidation in the witwatersrand Gold fields: evidence from the middlelvlei Reef Mineralogical Magazine, 1993, 57(388): 395-405

[179]Brooks W E. Quartz-pebble conglomerate gold-Uranium deposits. U S Geological Survey Bulletin, 1993, 80-81.

攻博期间发表的学术论文及其他成果:

发表的学术论文:

- [1] 李基宏, 杨崇辉, 杜利林等, 河北平山伟晶岩锆石成因及 SHIMP U-Pb 年龄, 《自然科学进展》2004 年第 14 卷第 7 期
- [2] 李基宏, 杨崇辉等, 河北平山湾子群 SHIMP U-Pb 年龄, 《地质论评》, 2004
- [3] 刘俊来, 杨言辰, 李基宏等. 辽吉古元古代成矿带成矿构造背景及成矿远景研究, 项目研究报告, 2003
- [4] 李基宏, 地质调查主要进展与成果, 《中国地质调查局年鉴》, 2002

主持编写并公开出版的地质调查成果信息及成果年报:

- [1] 李基宏, 《地质调查成果信息》(中国地质调查局), 第三~六期, 2002
- [2] 李基宏, 《地质调查成果信息》(中国地质调查局), 第七~九期, 2003
- [3] 李基宏, 《地质调查成果信息》(中国地质调查局), 第十期, 2004
- [4] 李基宏等, 《地质调查进展与成果年报》, 中国地质调查局, 2001
- [5] 李基宏等, 《地质调查进展与成果年报》, 中国地质调查局, 2002
- [6] 李基宏等, 《地质调查进展与成果年报》, 中国地质调查局, 2003

参加编写出版的著作:

- [1] 《当代地质调查工作发展态势及我国对策》, 北京: 地质出版社出版, 2003 年第一版
- [2] 《国家地质工作运行机制与管理方式》, (中国地质调查局), 2003
- [3] 《地质尖兵 再创辉煌》(国土资源部地质大调查主要成果), 北京: 地质出版社, 2004 年

参加研究的项目:

- [1] 世界地质调查工作动向及我国需求分析
- [2] 我国地质调查项目的技术管理方式研究
- [3] 国家地质工作运行机制与管理方式
- [4] 辽吉古元古代成矿带成矿构造背景及成矿远景研究

辽宁青城子铅锌银金矿集区成矿条件与成矿预测

专 业：矿物学、岩石学、矿床学

导 师：冯本智教授

研究生：李基宏

摘 要

近年来，国内外矿床学及矿产勘查学界对元古宙金及多金属矿床的找寻和理论研究均给予极大关注。这是因为在元古宙的地壳演化中形成了极为重要的大型、超大型 Fe、Mn、Pb、Zn、Cu、Ni、Au、U、P、B、Co 和稀土元素等矿床，元古宙特别是古元古代构成全球最主要成矿期。

辽东、吉南是华北克拉通北缘东段元古宙层状岩系较为发育地区，区内蕴藏有丰富而且重要的金、铅锌、铜钴、硼等矿床。特别是地处辽吉裂谷中部的青城子铅锌银金矿集区，在近 200 平方公里内，分布大中型铅锌矿床 12 个，累计探明储量 150 万吨，包括青城子、榛子沟、南山、喜鹊山、本山、甸南矿床等，其中的青城子铅锌矿是一个已有 400 年开发历史的老矿山；近 10 余年来发现大型银矿床 1 处（高家堡子）、大中型金矿床 4 处（小佟家堡子、白云、杨树、刘家等金矿床），已探明金储量 209 吨，银储量 1139 吨，并具有较好找矿前景。对青城子铅锌银金矿集区进行成矿条件与成矿预测研究，即以辽吉古元古宙成矿带中的青城子矿集区为对象，以成矿背景、成矿条件及其成矿演化为基本内容，探讨区内成矿的物质基础和时空结构，阐明区内矿床的形成和分布规律，对科学评价青城子铅锌银金矿集区的工业意义及其找矿潜力、指导辽吉裂谷内金及多金属矿产资源的成矿预测具有重要意义。

作者自 2002 年起对该矿集区中的青城子铅锌矿、高家堡子大型独立银矿床和小佟家堡子、白云、杨树、桃源等金矿床进行了室内、外研究。博士论文在上述研究基础上，结合前人成果，选择目前仍然存在较大分歧的矿床成因与矿床控制条件为重点，对该矿集区的构造环境、含矿建造及其变质变形特征、金—多金属矿床地质、地球化学特征、成矿控制条件和矿床成因进行了综合研究，建立了成矿模型并进行了成矿预测。历经两年半的探索研究，形成了较系统的认识，并取得如下成果：

1. 青城子铅锌银金矿集区地处华北陆台辽—吉裂谷带内，该裂谷带位于太古代龙岗地

块和狼林地块之间，是在古元古代期间通过地壳拉张裂解—快速沉降—回返挤压形成的陆间裂谷。辽—吉裂谷在古元古代时期的沉积（包括海底热水喷流沉积）成岩作用、在古元古代末期（吕梁运动）的变质变形作用、在中生代时期的岩浆——构造活动，为青城子矿集区铅锌、银、金矿床的形成提供了重要的区域构造动力学条件。

2.矿集区内出露的地层主要是辽河群的高家峪组、大石桥组和盖县组，属一套含碳质较高的泥岩、泥砂岩、不纯碳酸盐岩以及与海底热水喷流作用有关的硅质岩，经绿片岩相—角闪岩相变质变形作用改造成浅粒岩、大理岩和片岩互层组合带。由于它们与铅锌、银、金等矿床的形成存在时间、空间及物质成分上的密切联系，主要表现为这些矿床都产出在特定岩相和特定岩性组合中，且其不同层位控制不同类型矿床的产出，形成不同含矿建造。含矿建造控矿的实质是因为其某些特定层位在成矿物质来源，成矿环境方面具有某种特性(如含矿建造的某些层位中含有较高成矿元素背景且易于活化；含较高有机碳质及黄铁矿等能够造成特殊环境的物质；以及易破碎变形、有利热液蚀变和成矿作用发生等)，这种特性为青城子矿集区铅锌、银、金矿床的形成提供了重要地质前提。

3.位于辽吉古元古代裂陷槽轴部、三家子~方家二级盆地边缘的同生断裂具有多期活动历史，它的形成与演化对青城子矿集区铅锌、银、金矿床的形成具有重要控制作用。沿同生断裂构造发育的一系列富含硅质、铁质或富含碳质以及富含电气石、钠长石等特征的热液沉积岩，显示断裂活动为富含 Au、Pb、Zn、Ag 等成矿元素的热水喷流沉积活动提供通道，如在高家峪组和大石桥组、盖县组地层形成时，出现层纹状的热液沉积岩，它以富硅、硼为特征。由于热水活动创造的还原环境，使热水沉积岩乃至正常的粘土—半粘土沉积和碳酸盐岩沉积物中均富含碳质，同时普遍含有黄铁矿等硫化物。伴随同生断裂活动，热水喷流作用还将地壳深部或下伏太古宙地层中的 Au、Pb、Zn、Ag 等成矿元素带入海盆，分散沉积于热水沉积岩或正常沉积物中，形成金及有色金属的初始层状矿层或矿源层。同生断裂在不同时期出现活动性质及强度上的差异，导致形成不同的含矿建造，控制不同元素组合特征的矿床产出。在高家峪组上部、大石桥组下部、中部，碳酸盐岩的同生角砾状构造广泛发育，而且相关的矿床也以铅锌多金属矿床为特征；在大石桥组上部、盖县组下部，出现硅质岩等热液沉积岩，相关的矿床以金、银为主，铅锌多金属矿床为辅的特征。表明同生断裂构造是青城子矿集区铅锌、银、金矿床形成的重要条件，同生断裂构造的形成与演化为青城子矿集区铅锌、银、金矿床的形成提供通道、场所和成矿动力学条件。

4.金矿床为青城子矿集区的重要矿床类型。目前已探明的金储量超过 200 吨。矿床矿体主要赋存于大石桥组顶部与盖县组接触部附近的大理岩、浅粒岩、云母片岩夹硅质岩互层带中。以小佟家堡子大型金矿床为例，金矿体呈似层状、扁豆状赋存于大石桥组三段四层中部条带状白云石大理岩顶部与上部石榴砂线石黑云片岩之间、三段四层上部石榴砂线石黑云片岩与三段五层之间、三段五层上部与盖县组地层接触带的成矿断裂中，

构成三个矿化层位。矿化类型包括硅质岩型、破碎带蚀变岩型、硅化大理岩型及石英细脉型等。金矿石矿物成份简单，金属矿物含量较少（仅占 4.15%），矿石矿物为主要黄铁矿（占 2.66%），其次为毒砂（1.2%）及少量闪锌矿、方铅矿、黄铜矿、黝铜矿、磁黄铁矿，有用矿物为金银矿、银金矿；脉石矿物主要为白云石、石英，少量绢云母、石墨。矿石呈自形粒状结构、它形粒状构、包含结构、压碎结构、交代结构、交代残余结构等；矿石构造以层纹构造、浸染状构造为主，其次是细脉浸染构造、细脉状构造和环状构造。矿床地质、地球化学特征研究表明，其形成既与沉积作用有关，又遭受后期变质变形及热液的迭加改造。

5.银矿床为青城子矿集区具有较大找矿潜力的类型，目前已探明银储量超过 1100 吨。矿床矿体主要赋存于大石桥组顶部与盖县组接触部附近的大理岩、浅粒岩、云母片岩夹硅质岩互层带中。以高家堡子银矿大型银矿床为例，矿体呈似层状、扁豆状赋存与在大石桥组三段四层中部条带状白云石大理岩顶部与上部石榴砂石英黑云片岩之间、上部石榴砂石英黑云片岩与三段五层之间、三段五层下部、三段五层下部上部与盖县组地层接触带，矿体赋存于地下 200 米，构成四个矿化层位。矿石矿物成分复杂，主要矿石矿物有黄铁矿、毒砂、方铅矿、闪锌矿，其次为白铁矿、磁黄铁矿、黄铜矿、黝铜矿、银黝铜矿等，微量自然银、银金矿、脆银矿、辉银矿等；脉石矿物主要为石英、绢云母、绿泥石、石墨、白云石、方解石。矿化类型包括破碎带蚀变岩型、硅化大理岩型及石英细脉型等，总体以前两种类型为主，较大型矿体以多种类型复合为特征，如浅部为硅化大理岩型延深过渡为破碎带蚀变岩型等。硅化大理岩型矿石中金属矿物含量较低，蚀变岩型及石英细脉型矿石中金属矿物含量相对较多，方铅矿、闪锌矿及银矿物较常见。矿石呈隐晶-细粒他形晶、自形-半自形晶、填隙、乳滴状(交代成因)、镶边、扩大再生长环边、胶状、包含、熔蚀交代、交代残余、放射花瓣状、定向压碎、等粒压碎、不等粒压碎等结构类型；矿石构造多为条带状、揉皱状、晶洞晶簇状、角砾状、缝合线状、环带状、浸染状等，其中浸染状可以分为细脉浸染状、稀疏浸染状、稠密浸染状等类型；脉状构造包括细脉状、网脉状、雁列脉状等类型。矿床地质、地球化学特征研究表明，该矿床的形成既与沉积作用有关，又遭受后期热液的迭加改造。

6.青城子铅锌矿赋存于高家峪组和大石桥组，由大小 200 多条矿体组成，分布于榛子沟、南山、喜鹊山、本山、甸南等 12 个大中型铅锌矿床中，累计探明储量 150 万吨，它以矿床分布较集中、成矿地质特征典型而引起了许多地质工作者的重视。铅锌矿床之间在空间分布上具有方向性、等间距性及分带性的特点，铅锌矿体主要赋存于高家峪组和大石桥组的五个储矿层中。矿体按形态大致可分为层状、似层状矿体（榛子沟式矿体）和不规则的脉状、囊状矿体（本山式矿体）两类，前者主要赋存于容矿变质岩系的中下部，后者分布在中上部，呈现出“下层上脉”的矿体分布规律。矿石矿物以简单硫化物为主，主要矿物有黄铁矿、方铅矿、闪锌矿、毒砂、磁黄铁矿、黄铜矿等，此外尚有磁

铁矿、辉铜矿，黝铜矿，辉银矿、银黝铜矿等，脉石矿物以方解石、白云石、石英为主，其次为云母类矿物。矿石结构、构造比较复杂，既保存了残余的原始沉积、成岩成矿的特点，又有较多的后期变质和热液改造的结构构造特征，不同矿石组构在同一矿床中同时出现，显示其经历了多期成矿及改造作用的特点。

7.综合研究结果表明，青城子矿集区中的铅锌、金、银矿床总体为以热水沉积—变质为主，并经过变质热液迭加改造的层控矿床，部分金、银矿床还遭受到中生代岩浆—构造作用的改造；从总体看，这些矿床是在统一成矿地质背景下，于不同成矿演化阶段、成矿空间部位和构造、围岩条件下形成的在时间、空间上有密切联系，成因上有亲缘关系的一组矿床。矿集区中铅锌、金、银矿床的形成受古元古代海底喷流—热水沉积作用、吕梁运动时期的区域变质及韧性变形作用和中生代岩浆—构造作用的综合控制，它们构成铅锌、金、银矿床的成矿地质条件。其中沿三家子—方家二级盆地边缘的同生断裂发育的热水喷流作用将地壳深部或下伏地层中的 Au、Pb、Zn、Ag 等成矿元素带入海盆，分散沉积于热水沉积岩或正常沉积物中，形成金银、多金属初始层状矿层或矿源层。由于同生断裂活动强度的差异，导致不同部位形成不同的成矿元素组合与含量特征，从而形成不同类型的矿床；吕梁运动时期含矿建造的变质及韧、脆性变形作用，使含矿建造内的初始层状矿层或矿源层中的成矿物质发生重结晶形成层状矿体（如大部分铅锌矿体等），或使成矿物质随变质热液迁移、富集，并在韧、脆性断裂内或褶皱核部的次级裂隙中形成似层状、脉状和囊状矿体；中生代的岩浆—构造作用，对部分金、银矿床进行了叠加改造。青城子矿集区铅锌、金、银矿床的形成，体现了矿床形成的长期性和复杂性，并为我国元古宙成矿作用研究提供了一个不可多得的新矿例。

8.根据不同地段各控矿条件的发育程度，矿化信息和标志的有利程度，特别一些主导控矿因素的发育程度、直接找矿标志的有利度，确认矿集区仍有较好的金、银、铅锌找矿远景：青城子矿集区具备一个覆盖全区的金低缓异常，尚有找到一定规模大型金矿的潜力；银(金)矿的发现是近几年的事，并已取得重大突破，在矿集区内不同地段尚存在明显有利的银矿找矿条件，也有较好的化探异常显示，表明仍有发现或找到新的银矿床的潜力；目前开采利用的铅锌矿床主要集中于矿集区的中、西部，已构成大型矿床，与辽吉成矿带东部朝鲜检德大型或超大型矿床形成条件对比，找到新的大矿床有一定难度，但就现有的物化探成果资料看，找到中小型矿床或一些工业矿体尚有潜力。此外，根据已有地质、物探、化探成果资料，对下一步的筛选矿致异常、确定找矿靶区、进行深部验证和寻找隐伏矿体工作提出了建议。

Study on Ore-forming Conditions and Mineral Resource Assessment of Lead-Zinc-Silver-Gold metallogenic belt in Qingchenzi, Liaoning Province

Major: Mineralogy, Petrology, Ore deposits
Supervisor: Prof. Feng Benzhi
Ph. D. Candidate: Li Jihong

Abstract

Special attentions have been paid to gold and multimetal deposits formed in the Proterozoic era in recent years. Many important large to huge-size ore deposits of Fe、Mn、Pb、Zn、Cu、Ni、Au、U、P、B、Co as well as REE have been discovered in Proterozoic era. It's considered that the Proterozoic (especially Paleoproterozoic) is one of the most important mineralization periods in the world.

The Proterozoic stratiform rocks are widely distributed in eastern Liaoning province and southern Jilin province, located in the east part of northern margin of North China craton. A large amount of gold, lead, zinc, copper, cobalt as well as boron deposits have been discovered in this region. The most remarkable region is Qingchenzi metallogenic belt, in the middle part of Liaoning-Jining rift. In this belt, 12 medium to large-size lead-zinc deposits with 1500 thousand tons proven reserves have been discovered in round about 200 square kilometers. The well-known Qingchenzi lead-zinc deposit is one of them. In recent 10 years, one large-size silver deposit and four medium to large-size gold deposits have been discovered in Qingchenzi neighbourhood with 209 tons gold and 1139 tons silver proven reserves and many preferred exploration areas.

The study on ore-forming condition and mineral resources assessment of Qingchenzi lead-zinc-silver-gold metallogenic belt is of great significance to evaluate objectively the economic value and guide gold and multimetal resources assessment of this region.

Since 2002, the author had been done a greate deal of research work in this metallogenic belt, including Qingchenzi lead-zinc deposit, Gaojiafuzi large-size silver deposit, and several gold deposits. On the base of previous work, the author chose the two crucial but disputing

problems in this area--deposit genesis and ore-forming condition--as the study emphases of this paper, took a series of comprehensive work on tectonic environment, metallogenic formation, metamorphism characteristics, and the geology, geochemistry, ore-forming condition, deposit genesis of gold multimetal deposits, built metallogenic model of this region, conduct mineral resource assessment. After two and a half years work, the author acquired such systematically recognitions to the Qingchenzi metallogenic belt as follows:

1. The research region is located in Liaoning-Jining rift, North China craton. The inland rift formed in the Paleoproterozoic era is between the Longgang block and Langlin block. During the period time of rift formation, the sediment-lithogenesis and metamorphism-deformation in the Paleoproterozoic era, magmatism and tectonism in the Mesozoic provided plenty material and energy for the Qingchenzi Pb-Zn-Ag-Au multimetallic belt.

2. The Liaohe Group, mainly Gaojiayu Suite, Dashiqiao Suite and Gaixian Suite, the most abundant lithologies occur in this region, is composed of granulites, marbles interbedding with schists. The protoliths of the group include carbon-rich mudstones, siltstones, impure carbonates, and sillcalite, which underwent greenschist to amphibolite facies metamorphism. It's showed that the distribution of lead, zinc, silver, gold deposits are related to surrounding host rocks. Not only certain mineral deposit occurred in certain rock assembles, but also different type deposits only occurs in different layer of the rock assemble. That's the important geological characteristics of the mineralogenic belt.

3. The formation and development of Paleoproterozoic syngenetic fault lied in the center part of the Liaoning-Jilin rift impact greatly on mineral deposits formation. A series of hydrothermal sedimentary rocks with rich silicon, ferriolite, or carbonic, tourmaline, albites layout along the fault show that the latter is the channels for hydrothermal eruption of Au, Pb, Zn, Ag ore-forming fluid. The reducing environment caused by hydrothermal activity enriched hydrothermal catogene, clay and carbonates with carbon, as well as some sulfide such as pyrites. At the same time, hydrothermal eruption brought much ore-forming elements, such as Au, Pb, Zn, Ag, to the ocean basin from deep crust or underlying Archaean stratum and settled together with hydrothermal and other normal sediments, which then formed source bed of metal deposits. The activity and intensity of the syn-genetic fault varied during forming process, which resulted in the formation of different type and ore-forming elements assemblage deposits.

4. Gold is noticeable commodity in this metallogenic belt. The proven gold reserves in this region is more than 200 tons. Gold deposits occur mainly within marble, low-grade granulite, mica schists interlayered with sillcalite near the junction of upper Dashiqiao suite and

Gaixian suite. The main types of gold deposits in this region are as follows: sillcation-hosted, fracture zone-controlled, sillcate marble-hosted and quartz fine-grained vein-related. The mineralizing component of gold deposit is very simple. Metal mass is only 4.15%. The ore minerals are composed of pyrite (about 2.66%), arsenopyrite (about 1.2%), and little amount of sphalerite, galenite, chalcopyrite, tetrahedrite and magnetism. The gangue minerals include dolomites, quartzs, and minor sericites, graphites. The texture of gold ores are idiomorphic granular texture, allotriomorphic granular texture, poikilitic texture, crush texture, metacrystal texture, metasomatic-relict texture, and so on. The main structure of gold ores is plicated and disseminated structure, veinule disseminated, veinule and ring structure also present in some deposits. The characteristics of field and geochemistry showed that the gold deposits in this region formed under syn-sedimentation together with metamorphism-deformation and hydrothermal alternation at late stage.

5. Silver is a prospective commodity in this belt with proven reserves of more than 1100 tons. Silver deposits mainly within marble, low-grade granulite, mica schists interlayered with sillcalite near the junction of upper Dashiqiao suite and Gaixian suite. The main types of silver deposits in this region include fracture zone-controlled, sillcate marble-hosted and quartz fine-grained vein-related, the first two of which are dominant. In large-size ores, several mineralization types often operate together, varied from sillcate marble-hosted type in upper orebeds to fracture zone-controlled type in deep orebeds. The texture of silver ores mainly include cryptocrystalline to fine-grained allotriomorphic granular, idiomorphic to hypidiomorphic granular, emulsion, mosaic. The structure of silver ores is banded, plicated, drusy, brecciated, ring, disseminated and so on. Sedimentation and late hydrothermal alternation contribute to the formation of silver deposits.

6. 12 large to medium size lead-zinc deposits, namely Zhenzigou, Nanshan, Xixieshan, Benshan, Diannan deposit and so on, have been discovered in the research region, with the proven reserves of 1500 thousand tons. Much attention is put on the distinct concentration and typical field characteristics of lead-zinc deposits in this region. Most of the lead-zinc deposits occur in 5 resource beds in the Gaojiayu suite and the Dashiqiao suite, with the character of zoning distribution in spatial along certain direction and with approximately same distance. Two types of ore body have been recognized. One type is stratiform and stratoid ore body, which occur in medium-deep part of ore-bearing metamorphic rocks. The other is irregular vein and pockety ore body, which occur in medium-upper part of ore-bearing metamorphic rocks. The dominant ore minerals are sulfides. The minor one includes pyrites, galenites, sphalerites, arsenopyrites, kroberites, chalcopyrites, and so on. The gangue minerals are calcites,

dolomites, quartzs and litter amount of micas. The texture and structure of ores are relatively complex. The fabrics formed in early sedimentation are recognized together with those formed in late metamorphism and hydrothermal alternation. The multistage mineralization process results in such different fabric of ores appearing in the same deposit.

7. The results of this paper show that the dominant genetic types of lead-zinc, gold, silver deposits in Qingchenzi metallogenic belt are strata-bound type deposits underwent early hydrothermal sedimentation-metamorphism and late hydrothermal alternation. All deposits in this belt formed in a universal geologic background but in different ore-forming stage or structure section, which related to each the other in terms of temporal and spatial relationship. The formation of the deposits in this belt is under the comprehensive effect of eruption-sedimentary under sea in the Paleoproterozoic, regional metamorphism and deformation in the Lvliang Movement era, and magmatic-tectonic ore-forming process in the Mesozoic. The syn-genetic fault lies in the margin of the Sanjiazi-Fangjia secondary basin is the important ore-controlling structure in this region. The hydrothermal eruption along the fault brought the ore-forming elements, such as Au、Pb、Zn、Ag, to the sea basin from deep crust or underlying stratum, and formed the resource bed of the deposits. Then, deposits with different kind and content of commodities formed in different section of the syngenetic fault, due to activity intensity diversity of the fault. The regional metamorphism and deformation in the Lvliang Movement era contribute to ore minerals recrystallization or ore-forming elements transference-enrichment in resource beds. The series of deposits in this region underwent a very long-term and complicated process. So, the Qingchenzi metallogenic belt is an excellent case history in Proterozoic mineralization research.

8. The study of mineral resources assessment in this paper showed that the potential mineral resources in this region are encouraging. The geo-chemical data present gold anomaly overcast the region as a whole, and large size gold deposits are expectable. Silver deposits in this region have been discovered in recent years but with noticeable breakthrough. Much more favorite silver oer-forming field characters together with distinct geo-chemical anomalies founded in several diggings are in favor for the further silver resources exploration. In terms of lead and zinc, there are some prospective areas for medium to small size ore deposits, but few for large size one. Furthermore, suggestions are also brought forward in this paper on mineralization-related anomalies distinguish, preferred exploration areas ascertain, exploration engineerings verification and buried ores quest.