

论文分类号 P618.510.1

密 级 公 开

单 位 代 码 10183

研 究 生 学 号 2006612033

吉 林 大 学
硕 士 学 位 论 文

黑龙江宁安县英城子金矿床成矿作用与成矿模式研究

Mineralization and metallogenic model of Yingchengzi gold
deposit, Ning'an, Heilongjiang

作者姓名：陈 雷

专 业：矿物学、岩石学、矿床学

导师姓名：孙景贵

及 职 称：教 授

学位类别：理学硕士

论文起止年月： 2006 年 10 月 至 2008 年 5 月

吉林大学硕士学位论文原创性声明

本人郑重声明：所呈交的硕士学位论文，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。

学位论文作者签名：

日期： 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摘要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: 黑龙江宁安县英城子金矿床成矿作用与成矿模式研究

作者签名:

指导教师签名:

年 月 日

作者联系地址(邮编):

吉林省长春市建设街 2199 号吉林大学地球科学学院

邮编: 130061

作者联系电话:

作者姓名	陈 雷	论文分类号	P618.510.1	
保密级别	公 开	研究生学号	2006612033	
学位类别	理学硕士	授予学位单位	吉 林 大 学	
专业名称	矿物学、岩石学、 矿床学	培养单位 (院、所、中心)	地球科学 学院	
研究方向	热液矿床	学习时间	2006年9月至 2008年7月	
论文中文题目	黑龙江宁安县英城子金矿床成矿作用 与成矿模式研究			
论文英文题目	Mineralization and metallogenic model of Yingchengzi gold deposit, Ning'an, Heilongjiang			
关键词(3-8个)	成矿作用; 成矿模式; 英城子金矿; 宁安; 黑龙江			
导师情况	姓 名	孙景贵	职称	教授
	学历学位	研究生/博士	工作单位	吉林大学 地球科学学院
论文提交日期	2008 年 月 日	答辩日期	2008 年 月 日	
是否基金资助项目	是	基金类别及编号	No: 40472050 40772052	
如已经出版, 请填写以下内容				
出版地(城市 名、省名)		出版者(机构)名称		
出版日期		出版者地址(包括邮编)		

内 容 提 要

详细研究了英城子金矿床成矿地质背景、流体包裹体特征、成矿时代及与成矿事件密切相关的花岗岩、脉岩的地质地球化学特征后，对英城子金矿床有如下认识：

1、英城子金矿赋存于近东西向的韧性剪切带（糜棱岩带）中，矿体的围岩主要为加里东期的二长花岗岩；矿体以透镜状为主，少量为脉状；矿石矿物主要有黄铁矿、黄铜矿、闪锌矿、磁黄铁矿和毒砂等硫化物；围岩蚀变主要有蛇纹石化、绢云母化、绿泥石化、硅化等；可分为四个矿化阶段：石英—黄铁矿—毒砂阶段（ $>350^{\circ}\text{C}$ ）、石英—黄铁矿阶段（ $250^{\circ}\text{C}\sim 300^{\circ}\text{C}$ ）、石英—多金属硫化物阶段（ $150^{\circ}\text{C}\sim 220^{\circ}\text{C}$ ）和石英—硫化物阶段（ $100^{\circ}\text{C}\sim 150^{\circ}\text{C}$ ）；初步确定英城子金矿床为与韧性剪切作用有关的蚀变岩型为主、并有石英脉共生的金矿床；

2、流体包裹体测温得到 $w(\text{NaCl})/\%$ 主要在 $3\sim 13\%$ 之间，属中低盐度范围；激光拉曼光谱显示，包裹体气相成分是以 CO_2 、 H_2O 和 CH_4 为主，含有少量的 C_2H_6 等有机成分，显示幔源流体特征，总体上是属于 CO_2 — CH_4 — H_2O 体系，与国内外典型的造山带型金矿床的流体成分基本类似，初步确定该矿床为认为与造山带有关的中温热液金矿床；

3、对成矿前的花岗岩、成矿期后的脉岩进行锆石 U—Pb 年龄测定，结果表明成岩时间分别为 $476\pm 5.5\text{Ma}$ 和 $430\pm 15\text{Ma}$ ；进而限定成矿作用发生在花岗岩之后，脉岩形成之前，形成时代至少早于或接近 430Ma ；

4、依据花岗岩的壳—幔混源、脉岩的幔源特征以及它们的活动大陆边缘岩浆属性；推测成岩成矿作用应与俯冲玄武质洋壳的脱水熔融作用密切相关，即：英城子花岗岩的岩浆是由俯冲作用产生的基性岩浆与大量的地壳物质混染后形成的，而脉岩的岩浆可能是由俯冲作用产生的基性岩浆

直接上侵就位形成，仅混染了少量的地壳物质。

基于上述认识，初步得出该矿床形成于古生代古亚洲洋的闭合或松嫩地块和佳木斯地块碰撞、拼贴环境，成矿发生在区域花岗岩浆就位后，地壳发生韧性变形作用，从而形成含矿流体，并沿着韧性剪切带运移，在韧性断裂的转换处由于物化条件改变发生了矿质的沉淀，形成了透镜状的蚀变糜棱岩型矿体，剩余流体则在上部的脆性断裂中可能与下渗的大气水发生混合形成了硫化物石英脉矿体。

关键词：英城子金矿；矿床地质；流体包裹体；地球化学特征；矿床成因；
成矿模式

目 录

引 言	1
第一章 区域地质概况	11
第一节 区域地层	12
第二节 区域岩浆岩	15
第三节 区域构造	16
第二章 矿床地质特征	19
第一节 矿区地质特征	20
第二节 矿床地质特征	23
第三节 矿床地球化学特征	32
第三章 成矿流体包裹体及年代学特征	35
第一节 成矿流体包裹体特征	35
第二节 成矿年代学研究	44
第四章 矿区岩石地球化学特征	55
第一节 英城子花岗岩和脉岩地质特征	55
第二节 主量元素特征	56
第三节 微量元素特征	57
第四节 Sr、Nd、Pb同位素特征	62
第五节 岩浆成因及地球动力学背景	64
第五章 矿床成因与成矿模式研究	69
第一节 矿床成因研究	69
第二节 成矿模式研究	76
结 论	81

参考文献.....	83
图 版.....	89
中文摘要.....	I
Abstract.....	V
致 谢.....	IX
导师及作者简介.....	XI

引 言

一、研究历史和现状

英城子金矿床位于黑龙江省东南部，张广才岭的南端，隶属于小兴安岭-张广才岭成矿带。该区基础地质与矿产资源研究具有悠久的历史，可上溯到伪满时期，日本人曾在此区进行过包括地层、古生物、构造等方面的基础地质调查研究，并对铜、铅、锌、铁、金、铂等二十余种有色、贵金属矿产进行了初步的地质勘查和掠夺性开采（据黑龙江省地质矿产局, 1993, 历史的回顾）；但较为系统的地质与矿产研究始于 20 世纪 80 年代，并经过“七五”、“八五”、“九五”期间的研究，进一步加深了本区内的金、铜等多金属矿床的类型、成矿条件、富集规律及找矿方向的认识，为进一步探讨该区的成矿理论和指导找矿奠定了基础。

近 10 年来，研究区及毗邻地区相继发现了有重要经济意义的大中型金铜矿床（黑龙江东部四山林场金矿、金厂金矿和吉林珲春农坪金铜矿等）以及特大型钨矿（珲春杨金沟），显示了该区金铜多金属资源潜力，体现了该区具有成矿理论研究价值和找矿前景，初步确定有成为有色-贵金属综合成矿的潜力。

英城子金矿床是继上述矿床发现后的又一座新矿床。目前，经过第一线地质工作者的努力，已完成了区域地质、地球物理及遥感等综合研究，但对于该矿床成因的研究却十分单薄。

对本矿床的发现起主导作用或决定性作用的中、大比例尺的地质、物探、化探工作主要有：

2000 年前后由黑龙江地质调查总院和黑龙江地球物理勘察院在矿区及邻区开展的地质、物探和化探工作，主要包括了 1：50 万、1：20 万的地质和物探以及 1：50 万化探的测量工作，其成果对本矿床的发现提供了较为系统的基础地质资料。

2001-2002 年, 黑龙江省地质调查总院对四季通幅、小北湖幅、柳河幅进行了 1: 5 万比例尺地质矿产调查工作, 2003 年提交了区域地质矿产调查报告, 对工作区地质特征进行了总结, 并在矿区及邻区圈出规模不等的近东西向花岗质糜棱岩带若干条。

2001-2002 年, 黑龙江省地球物理勘察院对沙兰站公社幅进行了 1: 20 万比例尺区域化探扫面工作, 圈出了英城子矿区(沙—2001HS-44)金、银、砷、锑等元素组合异常, 异常面积 132km^2 。经进一步 1: 5 万比例尺水系沉积物测量, 圈出 HS-10 金、银、砷、锑等元素组合异常。经少量槽探揭露发现多处岩金矿化, 证明该区是寻找岩金矿的远景区。

2003—2004 年, 黑龙江省地球物理勘察院对 HS—10 金异常进行了 1: 2 万比例尺土壤化探测量, 共圈出 20 处金异常; 2003 年揭露了 Au-6、Au-7、Au-11、Au-12 等 4 处异常; 2004 年揭露了 Au-1、Au-9 异常, 两年共圈出地表金、银矿体 12 条, 矿化体若干条。在土壤化探测量的同时, 开展了 1: 2 万比例尺的地质草测、激电中梯剖面和高精度磁测工作, 对工作区的地层、构造、岩浆岩、矿化蚀变有了进一步的了解, 并得出金矿(化)体均赋存在脆韧性剪切带之中的基本认识。

总体来说, 英城子金矿的研究程度非常低, 尤其是在矿床基础地质方面更显薄弱。但同时, 大量物、化探测量工作为区域的构造控矿、矿化延展、外围及深部探矿等工作都积累了大量的资料。这些资料对于该矿床的成矿条件、矿床成因及成矿模式等问题的深入研究奠定了坚实的基础, 也为以后的生产找矿起到了促进作用。

二、论文选题及意义

1. 论文选题

英城子金矿床位于黑龙江省东南部, 行政区划属宁安市管辖。所在 1: 5 万国际分幅地形图为四季通幅(L—52—138—丁)。工作区面积为 4.9km^2 。其中重点工作区面积为 2.2km^2 。

矿区位于宁安市西南部沙兰镇东西苇塘河所夹持的低山丘陵区，实际矿区面积在 2km^2 左右。西北有拉滨线铁路，向北至哈尔滨，向南与长图线相接；东部有牡丹江至长汀铁路；公路网四通八达，主要有牡丹江—宁安市—沙兰站，沙兰站—渤海—镜泊湖等公路干线，距沙兰镇 15km，有林运砂石路相通。

矿区处于张广才岭东坡，地势西高东低；属低山丘陵区，海拔高度 350—500m，相对高度 150m。区内水系较发育，沙兰站河及其支流东苇塘河、西苇塘河基本围绕工作区，均属牡丹江水系；区内植被不甚发育，以乔木和灌木为主，沟谷中亦有沼泽化现象，有机质含量较高；区内土壤层较发育，分层结构较明显，覆盖层厚 2—4m，很少有基岩裸露。

气候属寒温带大陆性季风气候区。春天风大干旱，夏季炎热多雨，秋凉早霜，冬季漫长寒冷。年均气温 3°C ，最冷月份为 1 月份，平均气温 -17°C ；最热月份为 7 月份，平均气温 21.5°C 。年均降雨量约 500mm，多集中在 6—8 月份。无霜期约 130 天。

矿区处于半林半农区。以工作区为界，向东为农业区，向西为林业区。农区主要种植大豆、玉米、黄烟、甜叶菊等植物。以营林和护林为主，其树木以柞树等阔叶林居多。

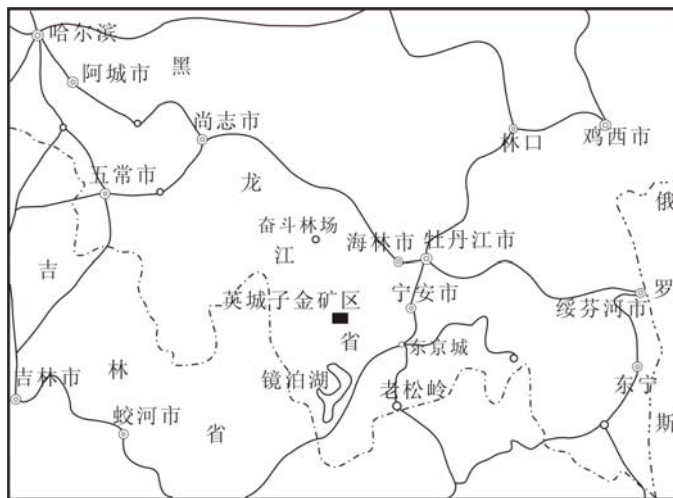


图 0-1 工作区交通位置图

地方工业不发达，主要为木材和农产品加工，经济主体是农业，辅以牛、羊、柞蚕、鱼等养殖业。当地居民以汉族为主，其次为朝鲜族、回族、

满族等，主要居住在沙兰镇及所辖行政村，地方劳动力资源、水资源、电力资源较充足，完全可满足当地居民生产和生活的需要。

大地构造位置上，英城子金矿床位于小兴安岭—张广才岭岩浆带的南东端，华北板块、兴凯地块、佳木斯地块之间的兴蒙造山带的东缘火山—岩浆构造带的南侧上，是小兴安岭—张广才岭成矿带南部新发现的一个矿床，也是该地区首次发现与韧性剪切带有关的金矿床。

小兴安岭—张广才岭成矿带是我国东北的一个重要成矿域，从古生代到中、新生代经历了古亚洲洋的闭合和太平洋板块俯冲等多次大型的区域构造运动，岩浆活动频繁，加里东期至燕山期的岩浆岩都有所分布，具有很好的成矿背景。

在最近的十几年中，经过科研工作者和生产单位的基础地质与矿产资源等调查，已完成了区域地质、地球化学、地球物理及遥感等综合研究，但是对于矿床的种类和分布的研究却十分薄弱。迄今为止，在该成矿带只探明25个铅、锌、铁、钨、钼和锡等矿床，以中小型矿床为主，且主要分布在小兴安岭的伊春地区和张广才岭的阿城—尚志一带，均与区内加里东期和印支期的花岗岩具有密切的联系。英城子金矿床的发现是本区贵金属矿床勘探的一个重要成果，也是该成矿带内首次发现与韧性剪切带有关的金矿床。

韧性剪切带对金矿的成矿作用以及它与大型金矿的关系近年来尤被关注。国外太古宙绿岩带的一些大型、特大型金矿，如澳大利亚的卡尔古利、加拿大红湖区、西格玛和印度克拉尔等金矿成矿都与韧性剪切带有关。国内近几年的研究工作也发现许多著名的大型金矿，如吉林夹皮沟、冀东金厂峪、内蒙乌拉山—大青山区和广东河台等金矿都与韧性剪切带有密切的关系。

因此，英城子金矿床的发现不仅对与韧性剪切带有关的金矿床具有重要的研究意义，还为本区今后寻找相关类型的矿床指导了方向，证明该区

具有较大的资源潜力和开发前景，有十分重要的经济意义。

本人在攻读硕士学位期间，有幸参加了导师孙景贵教授主持的“延边浅成低温热液金矿床的成矿动力学模式研究” 国家自然科学基金(No:40772052) 及与黑龙江地球物理勘察研究院联合开展的科研项目，先后两次赴黑龙江宁安英城子金矿床进行地质调查和科研工作，并参加了大量的室内综合分析工作。以上述两项科研项目为依托，在导师的指导下，结合项目研究成果和所学专业，选定了“黑龙江宁安县英城子金矿床成矿作用与成矿模式研究”为笔者硕士学位论文。目的是通过详细研究英城子金矿床的地质、地球化学特征，分析其矿床成因、矿化富集规律，总结该矿床的成矿模式，为进一步的工作提供指导性服务。

2. 研究思路及方法

在充分搜集前人研究资料的基础上，通过详尽的野外地质调查和室内综合整理研究，结合现代成矿理论和勘查方法，研究该矿床的区域成矿背景，矿床地质、地球化学特征，与成矿有关的岩浆岩和脉岩的地质、地球化学特征，构造和成矿的关系，成矿时代，成矿物质和成矿流体来源，矿床的形成环境等问题，最终判定矿床成因，并建立成矿模式。

①矿床地质、地球化学特征研究

通过两次详细的野外地质调查和室内资料的查阅、总结，结合光、薄片研究和现代分析测试技术，详细研究该矿床的地质概况，包括矿体的形态、产状、规模及空间展布特征，矿化类型，矿石的矿物组成，划分成矿阶段等。结合矿石中锶、钕同位素特征，判断成矿物质来源。

②与成矿有关的岩浆岩和脉岩的地质、地球化学特征

挑选岩浆岩和脉岩样品进行主量元素、微量元素和同位素地球化学分析，判断其岩浆成因和可能的演化过程，以及其形成的地球动力学背景；同时根据矿体和脉岩的 Sr、Nd 同位素和稀土元素特征对比，判断成矿物质来源。

主量元素、微量元素和稀土元素的测量采用等离子光谱质谱法 (ICP-MS) 测定, 是在中国科学院地质与地球物理研究所测试的, 该方法是从等离子光谱发展起来的一种相对新的测试技术。ICP-MS 日益成为非常重要的测定微量元素的分析手段, 它是采用 BHVO-1、AVG-1、G-2 等国际标准物质进行质量监控, 并对空白样进行质量监控。测试之前, 先进行样品分解。分解样品采用硝酸和氢氟酸和高氯酸敞开容器分解法与硝酸和氢氟酸密闭容器消解法相结合, 从而保证了样品的完全溶解。与碱溶法相比, 这种方法不带入任何金属离子, 同时氢氟酸和硝酸易于纯化, 污染小, 因此分析本底低, 测定限低。它的原理是从等离子体中把待测元素离子取出, 通过针壁大小的孔洞泵入真空系统, 经离子透镜聚焦, 进入质谱进行分析。

锶、钕同位素采用热表面电离质谱法测试, 是在中国科学院地质与地球物理研究所同位素实验室的热表面电离质谱计上完成的。样品的化学处理均在超净实验室内完成, 首先准确称量100~120mg样品粉末置于聚四氟乙烯闷罐中, 加酸将样品溶解, 再在离心机上离心, 取上部澄清溶液, 并用DOWEX50型200~400目阳离子交换树脂分离Rb、Sr, 而Sm、Nd的分离采用国产P507萃淋树脂进行。Pb采用阳离子交换树脂分离。NBS987、BCR-1、Caltech Sm/Nd标准和NBS981在整个测定过程中定期监测。

③流体包裹体研究

挑选矿石中的石英脉进行流体包裹体的研究, 主要对其所包含的与成矿流体成分相同的包裹体进行温度、压力和成分的测定, 从而判定成矿流体来源和物质组成。其中对包体的测温实验是在吉林大学地球科学学院地质流体实验室完成, 测温所用的仪器为 Linkam THM600 型冷热台; 包裹体成分的测定是在南京大学内生金属成矿作用研究国家重点实验室测定, 采用 Renishaw System-1000 型激光拉曼光谱仪。

④成矿时代

挑选与成矿关系密切的花岗岩和脉岩的单颗粒锆石进行 SHRIMP U-Pb 测年, 得出精确的围岩侵入时间和脉岩形成年代, 从而准确厘定成矿时间。锆石 U-Pb 年龄测定在西北大学大陆动力国家重点实验室完成, 实验使用的仪器为美国 Perkin Elmer/SCIEX 公司生产的带有动态反应池的四级杆 Elan 6100DRC, 激光剥蚀系统为德国 MicroLas 公司生产的 GeoLas 200M。

具体研究思路和研究方法可见研究流程图 (图 0-2):

三、 完成工作量

本论文是以导师的科研项目为依托, 笔者跟随项目组于 2006 年 8 月和 11 月两次到黑龙江英城子金矿地区进行地质调查, 并在室内完成了许多岩矿测试、分析和光、薄片的鉴定工作。鉴于论文要求, 将作者参加的有关工作量统计如下 (表 0-1)。

表 0-1 英城子金矿区工作量一览表

序号	研究内容	工作量
1	野外地质调研	约 3Km ²
2	采集岩矿	200 块
3	磨制及鉴定薄片	50 片
4	磨制及鉴定光片	30 片
5	流体包裹体测温	300 个
6	包裹体成份分析	150 个
7	全岩、微量元素分析	6 件
8	锶钕同位素分析	5 件
9	锆石 SHRIMP U-Pb 测年	2 件

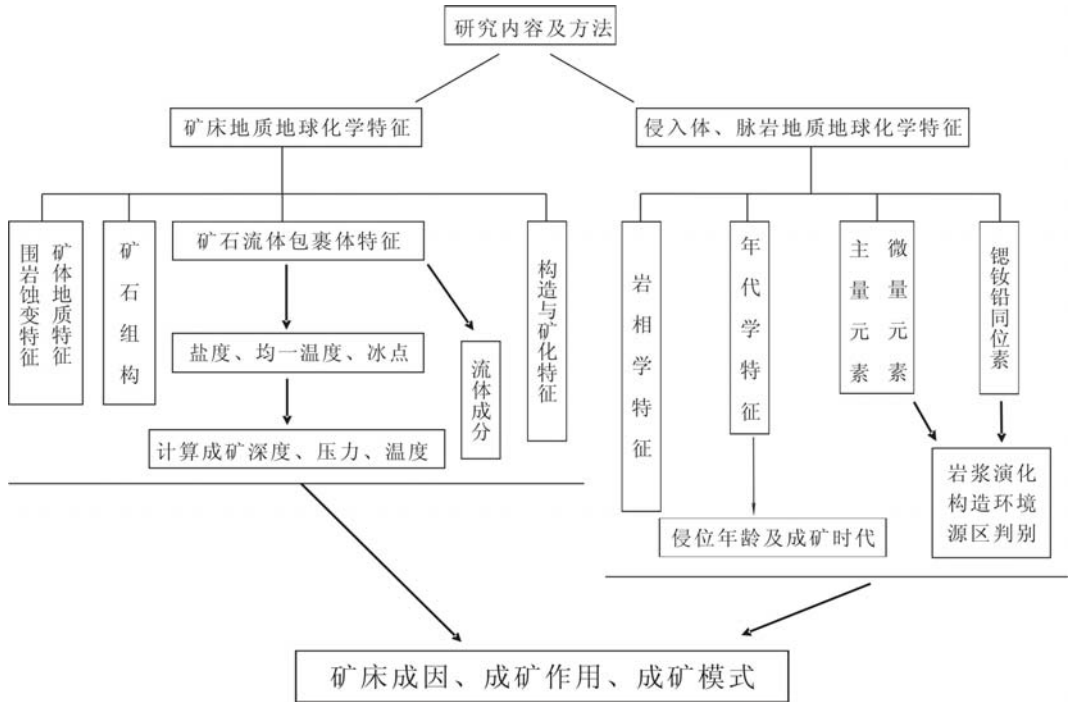


图 0—2 研究流程图

四、研究进展

1. 矿体呈透镜状分布，连续性较差，主要赋存于韧脆性剪切带中，矿化类型主要为硫化物蚀变岩型矿体，少量为硫化物石英脉型。
2. 矿床流体包裹体以气液两相为主，含有少量的气、液单相和三相包体；两相包体的气液比分别在 10%~30% 和 40%—50%；均一温度在 100℃~450℃，并且可以明显的分为 >350℃，250℃~300℃，150℃~220℃ 及 <150℃ 四个温度区间，主成矿阶段温度为 170℃~270℃；w (NaCl) /% 变化在 1.57~57.08% 之间，主要集中于 3~13% 之间；激光拉曼光谱特征显示包体成分主要是以 CO₂、H₂O 和 CH₄ 为主，含有微量的 CO 及 C₂H₆ 等成分，具有幔源流体特征,总体是属于 CO₂—H₂O—CH₄ 体系。
3. 对与矿床关系密切的花岗岩和脉岩的研究显示,英城子花岗岩的 εNd 值较高 (-1.07~-0.87)，I_{Sr} 较低 (0.6795~0.7080)，Pb 同位素特

征显示具有壳—幔混合源特征，说明岩浆演化中受到地壳物质的强烈混染；脉岩的 ϵNd 值较高（3.61~5.03）， I_{Sr} 较低（0.706~0.7088），具有典型的幔源岩浆特征。根据矿体和脉岩的微量元素特征及两者相互关系，可认为英城子金矿的成矿物质和脉岩具有相同的来源，都是以深部的幔源物质为主，含有部分地壳物质。

4. 英城子金矿形成时代为 $430\pm 15\text{Ma}$ ，处于松嫩地块和佳木斯地块碰撞、拼贴过程中活动大陆边缘环境，与古亚洲洋的俯冲有密切关系。矿体也主要赋存于碰撞过程中产生的韧性剪切带中，矿床成因上属于与造山作用有关的中温、中压热液金矿床。

第一章 区域地质概况

英城子金矿床位于小兴安岭—张广才岭岩浆褶皱带的南东端，华北板块、兴凯地块、佳木斯地块之间的兴蒙造山带的东缘火山—岩浆构造带的南侧上（图 1—1），区内发育有北东向的伊沐断裂；南部则有敦密断裂穿过整个研究区；东部发育近南北向的牡丹江断裂，是一个经历了多期构造、岩浆作用的多金属成矿区。

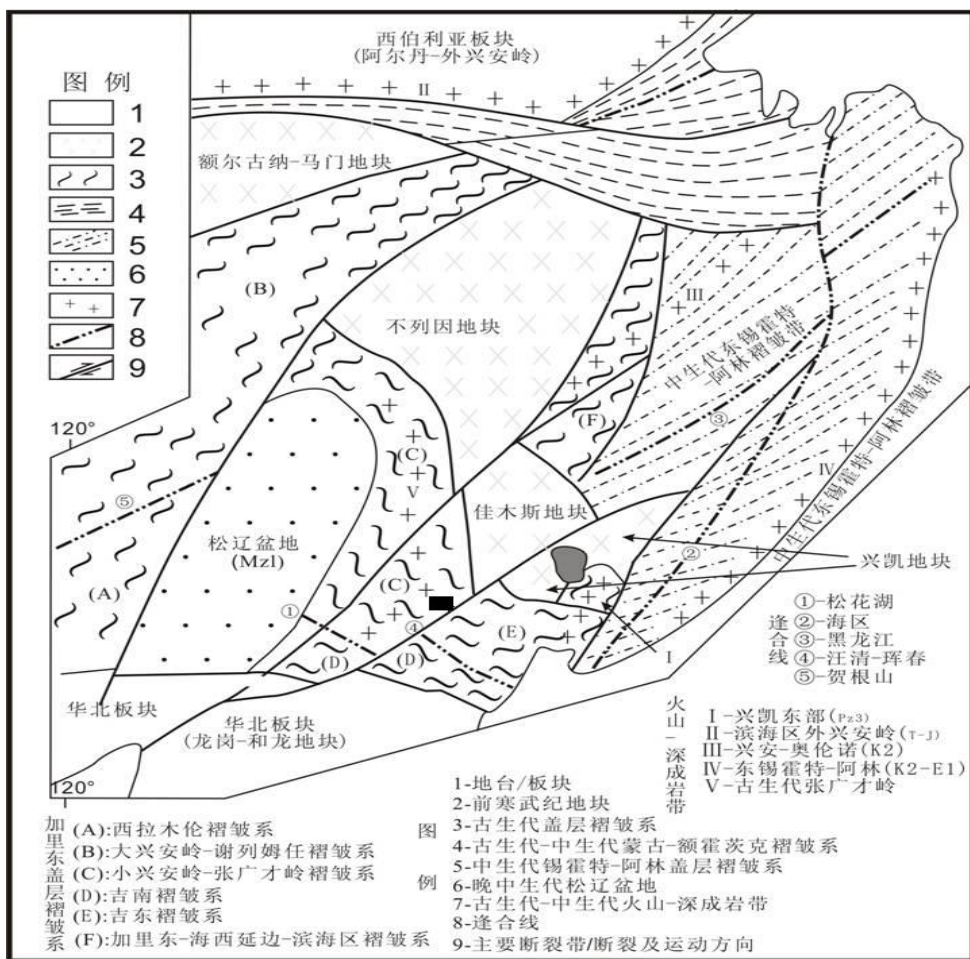


图 1—1 英城子金矿床大地构造位置图

第一节 区域地层

研究区内有大面积的岩浆岩出露,地表出露的地层相对比较少,面积也比较小,主要有元古界、古生界、中生界、新生界地层(表 1-1),其中中生界地层出露面积最为广泛(图 1-2)。

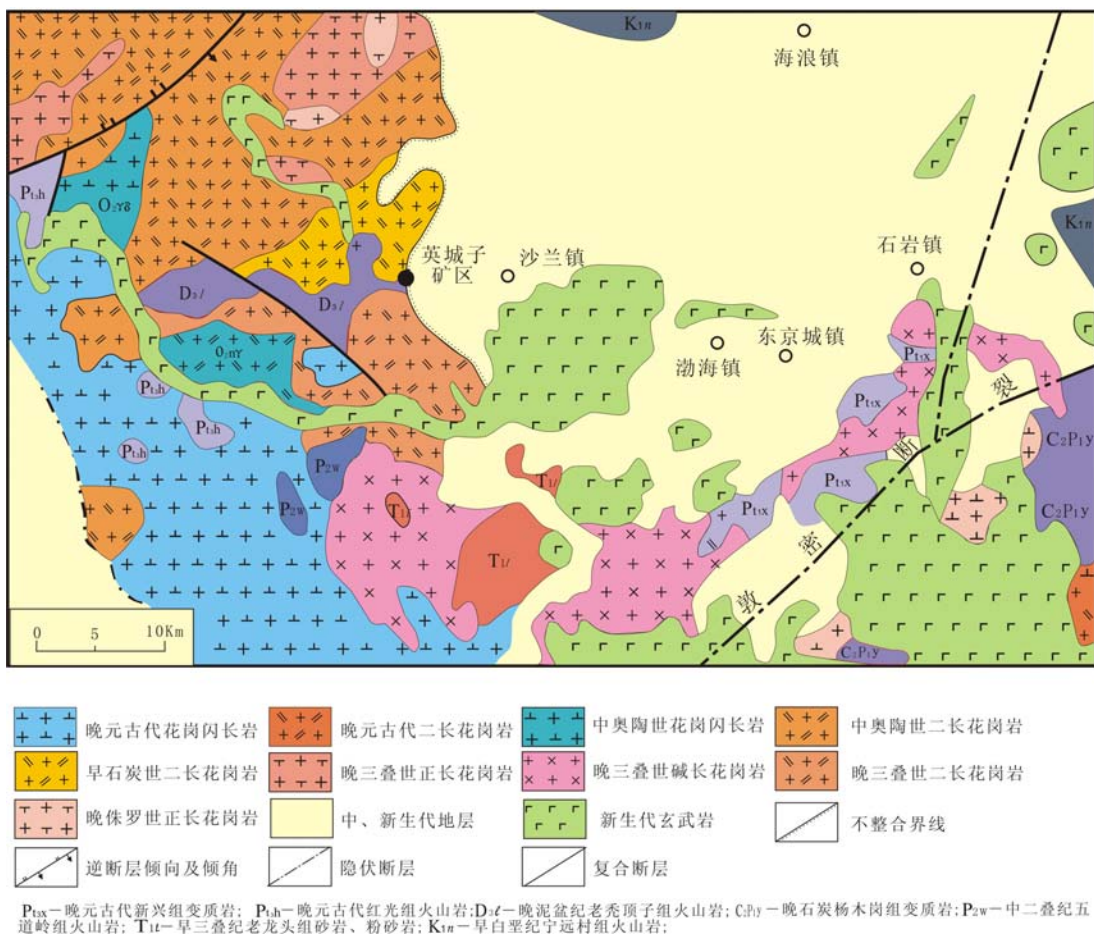


图 1-2 英城子金矿床区域地质图

1.1 元古界地层

元古界地层包括了本区出露最古老的早元古界的张广才岭群的芦苇河岩组(P_{t1}w)、大马河组(P_{t1}d),中元古界黑龙江群的大顶子岩组(P_{t2}d)及黑龙江岩群(P_{t2}H),晚元古界马家街群的新兴组(P_{t3}x)和红光组(P_{t3}h)。主要分布在牡丹江的东北部地区,桦林镇、东大顶子山一带出露的面积比

较大。

芦苇河岩组(Pt_1w): 白云母石英片岩、黑云斜长片麻岩、黑云斜长变粒岩、浅粒岩夹大理岩、石英岩等。

大马河组(Pt_1d): 上部为变粒岩和混合岩; 中下部变粒岩夹大理岩和片岩。

大顶子岩组(Pt_2d): 主要为黑云变粒岩、二云钠长片岩、石英片岩和透闪阳起片岩, 具糜棱岩化。

黑龙江岩群(Pt_2H): 在区域内分布较少, 呈灰色、灰绿色钠长云母片岩、斜长阳起片岩、绿泥片岩、角闪片岩和大理岩, 普遍具糜棱岩化。

新兴组(Pt_3x): 主要分布于东京城镇和渤海镇附近, 主要为千枚岩, 泥质板岩, 变质粉砂岩, 角岩化泥质细砂岩, 黑云斜长变粒岩, 黑云(二云)片岩, 石英岩及石英砂岩。

红光组(Pt_3h): 以安山玄武质凝灰岩为主, 此外有千枚岩、板岩和片岩。

1.2 古生界地层

本区内出露的地层主要是上泥盆统老秃顶子岩组(D_3l)和晚石炭统杨木岗组(C_2P_{1y}), 分布在英城子矿区和东京城镇以东的范围内。

老秃顶子岩组(D_3l): 本组岩层为一套中酸性——火山碎屑岩建造。由灰色、土黄色糜棱岩化球粒状流纹岩、变流纹质玻屑凝灰岩、强糜棱岩化流纹质熔结玻屑晶屑凝灰岩、千糜岩夹暗灰色糜棱岩化英安岩及强糜棱岩化角砾晶屑凝灰岩, 局部夹沉积岩。

杨木岗组(C_2P_{1y}): 主要以陆相灰黑色板岩为主, 夹少量的中性、中酸性火山岩及砾岩。

1.3 中生界地层

本区内的中生界地层有下三叠统老虎头组(T_1l)、早白垩统穆棱组(K_1m)、猴石沟组(K_1h)、淘淇河组(K_1t)和宁远村组(K_1n)和晚白垩

统海浪组 (K_2h)。

老虎头组 (T_1l): 主要分布在研究区内的夹心山南部地区, 主要为含紫色层的砂岩、粉砂岩、细砂岩, 泥质岩夹中酸性火山岩和砾岩。

穆棱组 (K_1m): 主要分布在穆棱市和大黑山一带, 以灰白色细砂岩、深灰色粉砂岩为主, 夹深灰色泥岩和凝灰岩。

猴石沟组 (K_1h): 在研究区内其上部为灰白色、黄绿色砂岩、含砾砂岩和页岩互层; 下部为黄褐色砾岩、砂砾岩, 为河湖相碎屑沉积。

淘洪河组 (K_1t): 为灰白色、黄褐色巨砾岩、砾岩、砂砾岩、砂岩夹粉砂岩、泥岩, 属陆相磨拉石建造。

宁远村组 (K_1n): 为灰紫色酸性熔岩、凝灰熔岩夹珍珠岩及沉积岩。

海浪组 (K_2h): 是区域内出露最好的地层, 主要分布于海浪镇、渤海镇和沙兰镇。其上部为杂色长石砂岩、粉砂岩, 泥岩及含砾砂岩, 下部为紫色砾岩, 含砾砂岩, 长石砂岩夹粉砂岩和泥岩。

1.4 新生界地层

区域内的新生界地层有古近系的虎林组 (Eh), 新近系的船底山玄武岩 (Nc) 和第四系。

虎林组 (Eh): 主要呈星点状出露于海浪组 (K_2h) 中, 分布于海浪镇和渤海镇附近。主要为灰白色、灰绿色含砾砂岩、砂岩, 泥岩、粘土岩、凝灰质砂页岩, 凝灰岩夹玄武岩及褐煤和油页岩。

船底山玄武岩 (Nc): 分布于镜泊湖的东南区, 面积比较大。主要为灰色、灰黑色橄榄玄武岩, 辉石玄武岩, 气孔或杏仁状玄武岩及玄武质火山碎屑岩。

第四系: 主要为河流相沉积, 沿敦密断裂带和一些河谷分布。主要由冲积的亚粘土、砂、砾石及所夹的镜泊湖中玄武岩组成。

第二节 区域岩浆岩

研究区位于小兴安岭—张广才岭岩浆褶皱带上，南部和东部分别有敦密断裂和牡丹江断裂穿过，具有强烈的构造岩浆活动。加里东期和海西期，由于西伯利亚板块与华北地台的碰撞，古亚洲洋的封闭，产生了强烈的构造岩浆活动。中生代时期，由于太平洋板块向欧亚板块的俯冲作用，产生了大量的岩浆侵入和火山喷发活动。在新生代，在敦密断裂的作用下发育有大面积的碱性玄武岩。在这些岩浆岩中又以燕山期的花岗岩最为发育，分布最为广泛（表 1-2）。

加里东期花岗岩：主要是早古生代的二花岗岩、花岗闪长岩；辉长岩；超基性岩；

华力西期花岗岩：主要是晚二叠世的闪长岩—花岗岩—二长花岗岩及碱长花岗岩；

印支晚期花岗岩：主要是花岗闪长岩、正长花岗岩、二长花岗岩、花岗闪长岩、碱长花岗岩及花岗斑岩；伴有火山岩为陆内中酸性火山岩；

燕山期花岗岩：沿北东—北北东向分布。燕山中—晚期侵入岩分布于海林市一带，呈近东西向分布，面积约 100 平方公里，占侵入岩面积的 6%，呈岩株或小岩体产出。

根据现有资料和新近成果分析，区内原华力西期侵入岩大多为中生代燕山期侵位形成，主要类型有中粗粒正长花岗岩，中粒、中细粒二长花岗岩，斑状二长花岗岩，细粒二长花岗岩，中粒碱长花岗岩，碱性花岗岩和白岗岩等。

此外，在区域内还发育有大面积的新生代碱性玄武岩，主要分布于敦密断裂的南侧，在其北侧也有少量的分布。

区内脉岩也较发育，从酸性到中性、基性皆有出露，以花岗岩、细晶岩、闪长玢岩为主。本次研究获得英城子中粗粒黑云母二长花岗岩的单颗

粒锆石 U—Pb 离子探针平均年龄为 $482.4 \pm 7.9\text{Ma}$ ，从而厘定原认为早侏罗世英城子中粗粒黑云母二长花岗岩，实际就位时间应是在早奥陶世。

表 1—2 研究区火成岩类型简表

年代		期	侵入岩组合	分布范围
新生代	喜山期	新近纪	橄榄玄武岩；辉石玄武岩；玄武质火山碎屑岩	发育在镜泊湖周边
中生代	燕山期	晚白垩世	二长花岗岩；碱长花岗岩；	发育在区域断裂带上
		早白垩世	二长花岗岩；碱性花岗岩；正长花岗岩；	区域断裂周边
		晚侏罗世	花岗闪长岩；闪长岩；	发育
	印支期（晚期）		花岗闪长岩—二长花岗岩；碱长花岗岩—碱性花岗岩；	较发育
古生代	华力西期		闪长岩—花岗闪长—二长花岗岩；碱性花岗岩；	发育
	加里东期		二花岗岩、花岗闪长岩；辉长岩；超基性岩	如：英城子岩体

第三节 区域构造

研究区内构造活动比较发育，在研究区的北部分布有伊沐断裂，东部分布有近南北向的牡丹江断裂，而且敦密断裂斜穿过整个研究区，将其分为南北两大区域，分属张广才岭隆起带和太平岭隆起带的一部分。

研究区的南部（吉南和延边地区）发育有加里东晚期—早海西期变形构造，使该地区的青龙村群和五道沟群发生强烈的变形，形成 NW—近 EW 向的变形构造，变形构造以大规模的韧性剪切带和强烈的褶皱为特征，形成各种类型的构造岩，如糜棱岩化的斜长片麻岩、变形大理岩和变形的斜长角闪岩等各种动力变质岩。

在重点工作区内（宁安境内），与敦密断裂有直接联系的断裂有北东、北北东向及北西向断裂。北东向构造主要发育在古生代以前的地层及侵入岩中，由走向北东的褶皱及断裂组成。

东西向构造是区内规模最大，活动较强烈，延续时间较长的一个构造

系统，对区内的地层起着显著的控制作用，从构造形态看，由断拗陷和断裂组成；

北北东向构造控制和改造中生代以来的地层、岩浆活动及较老的构造，由北北东及数十条北北西断裂组成；北西向的断裂在本区内控制着矿体的走向和产状，是与矿体关系最为密切的断裂；新生代敦密断裂，控制地层的形成与分布。

表 1-1 英城子地区地层柱状图

地 层 单 位				岩性特征
界	系	统	组	
新生界	新近系	全新统		冲积的亚粘土、砂、砾石及所夹的玄武岩组成
		上新统	船底山组	气孔或杏仁状玄武岩及玄武质火山碎屑岩
	古近系	渐新统	虎林组	含砾砂岩、砂岩，泥岩、粘土岩、凝灰质砂页岩
中生界	白垩系	上统	海浪组	上部为杂色长石砂岩、粉砂岩，泥岩及含砾砂岩，下部为紫色砾岩，含砾砂岩，长石砂岩夹粉砂岩和泥岩
		下统	宁远村组	酸性熔岩、凝灰熔岩夹珍珠岩及沉积岩
			淘淇河组	砾岩、砂砾岩、砂岩夹粉砂岩、泥岩
			猴石沟组	上部灰白色、黄绿色砂岩、含砾砂岩和页岩互层；下部黄色砾岩、砂砾岩
			穆棱组	灰白色细砂岩、深灰色粉砂岩，夹深灰色泥岩和凝灰岩
	二叠系	下统	老虎头组	砂岩、粉砂岩、细砂岩，泥质岩夹中酸性火山岩和砾岩
古生界	石炭系	上统	杨木岗组	黑色板岩为主，夹少量的中性、中酸性火山岩及砾岩
	泥盆系	上统	老秃顶子岩组	糜棱岩化球粒状流纹岩、变流纹质玻屑凝灰岩、强糜棱岩化流纹质熔结玻屑晶屑凝灰岩、干糜岩夹暗灰色糜棱岩化英安岩及其强糜棱岩化角砾晶屑凝灰岩，局部夹沉积岩
	前寒武系	马家街群	红光组	安山玄武质凝灰岩为主，此外有千枚岩、板岩和片岩
			新兴组	千枚岩，泥质板岩，变质粉砂岩，角岩化泥质细砂岩，黑云斜长变粒岩，黑云片岩，石英岩及石英砂岩
		黑龙江群	黑龙江岩群	绿色钠长云母片岩、斜长阳起片岩、绿泥片岩、角闪片岩和大理岩，普遍具糜棱岩化
			大顶子岩组	黑云变粒岩、二云钠长片岩、石英片岩和透闪阳起片岩，具糜棱岩化
		张广才岭群	大马河组	上部为变粒岩和混合岩；中下部变粒岩夹大理岩和片岩
			芦苇河岩组	白云母石英片岩、黑云斜长片麻岩、黑云斜长变粒岩、浅粒岩以夹大理岩、石英岩等

第二章 矿床地质特征

矿区出露的地层主要是古生界的老秃顶子岩组 (D_3l) 及白垩统海浪组 (K_2h) 的砂岩、泥岩及含砾砂岩。区内岩浆岩主要有早奥陶纪的中细粒二长花岗岩、中粗粒二长花岗岩, 早石炭的中粒花岗闪长岩。此外, 还发

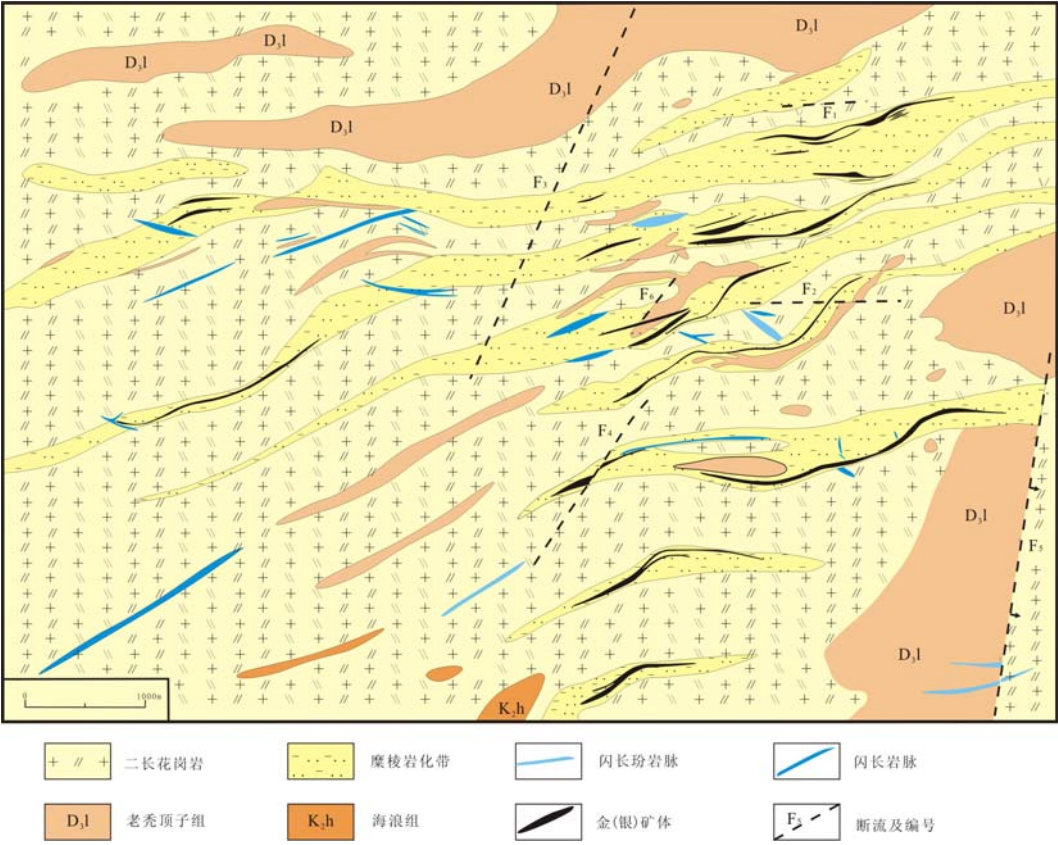


图 2-1 英城子金矿床矿区地质图 (据黑龙江地球物理勘察研究院修改)

育有大量的中性、酸性脉岩。区域上受到东西向挤压应力作用, 产生了一系列近东西向的韧性剪切带, 还发育有少量的呈北东、北西向的脆性断裂构造。其中近东西向的韧性剪切带是控制成矿的重要构造, 而北西向和北东向的断裂构造则对矿体起到了破坏的作用 (图 2-1)。

第一节 矿区地质特征

1.1 矿区地层

矿区出露最古老的地层为古生界的老秃顶子岩组 (D_3l)，主要分布在矿区的北部、东部和东南部，在矿区中部也有零星分布。老秃顶子岩组为一套中酸性火山碎屑岩建造。由灰色、土黄色糜棱岩化球粒状流纹岩、变流纹质玻屑凝灰岩、强糜棱岩化流纹质熔结玻屑晶屑凝灰岩、千糜岩夹暗灰色糜棱岩化英安岩及强糜棱岩化角砾晶屑凝灰岩，局部夹沉积岩。本组地层岩石受后期构造破坏，变形强烈，受脆性韧性剪切压力变形，形成糜棱构造。岩石受动力变质作用，变余残斑呈透镜状，粒状矿物具有粒间滑动构造，新生变晶矿物绢云母、绿帘石、绿泥石呈流状走向排列。新生叶理平行原生层理。

在矿区的南部零星出露有少量的海浪组 (K_2h) 地层，覆盖于花岗岩之上。该地层是一套河湖沉积砂砾岩组合。主要岩石为紫红色、浅灰绿色、黄褐色、斑杂色砾岩，含砾砂岩、细砂岩夹砂质泥岩。层理产状平缓，一般倾角不大于 20° 。此外，在矿区的部分沟谷中存在大量第四系的冲积物。

1.2 岩浆岩

区内岩浆活动频繁，岩浆岩较为发育，主要有加里东期、海西期和燕山期的侵入岩，以酸性侵入岩为主。

(1) 加里东期侵入岩

中粒、中细粒二长花岗岩：主要分布于矿区的西南部，东苇塘附近。岩石呈灰白色或浅肉红色，花岗结构，块状构造。矿物组成由 30-40% 钾长石，25-32% 的斜长石，30-35% 的石英和少量的黑云母。钾长石为微斜长石和条纹长石，具交代反应边结构；斜长石主要为更长石，少数为中长石。An23-An26，具环带结构和聚片双晶；石英它形粒状，蚕蚀状交代斜长石或在钾长石中文象交生。局部受韧性剪切带影响，岩石糜棱岩化。此外，

还含有少量磁铁矿等副矿物。

中粗粒二长花岗岩：矿区内分布最广的岩石，也是主要的围岩之一。岩石呈浅灰白色、肉红色块状构造，中粗粒花岗结构。矿物组成：钾长石—条纹长石，浅肉红色，半自形。它形粒状，具卡氏双晶或格子状双晶，粒度 2-8mm，少数 >10mm，含量 25-47%，多为 32-38%。斜长石—更长石、中长石，含量 23-28%，半自形—它形粒状，粒度 2-7mm，聚片双晶，An23-An26；石英，灰白色，它形粒状集合体，2-10mm，含量 25-40%，多为 30-35%，波状消光；黑云母，褐色小片状集合体，含量 <5%；副矿物为锆石、磷灰石、褐帘石；蚀变矿物为绿帘石、白云母和绢云母。在韧性剪切带附近，岩石呈碎裂结构，裂隙发育。其中石英和长石颗粒破碎、形变现象明显，粒度较大的石英破碎成小碎块，甚至细的碎粒、糜棱物质，并出现重结晶现象，细小者环绕较大的碎块，有时能见到大石英颗粒中的碎裂纹，而细小的碎粒沿裂纹分布；钾长石和斜长石的破碎不如石英明显，主要表现为裂纹发育，个别裂隙穿过的地方形变明显，呈斜裂式分布，有时可见新生矿物绢云母沿长石“x”型裂纹分布，局部破碎重结晶。黑云母、绢云母等矿物作为充填物充填于矿物裂隙中或环绕大的晶体产出。岩体 K—Ar 同位素年龄为 191Ma，属铝碱性或偏碱性，铝过饱和型（黑龙江地球物理勘察研究院，2006）。

（2）海西期侵入岩

花岗闪长岩：在矿区范围内出露较少，仅在矿区的南部有少量出露，并且被晚期的二长花岗岩捕虏。岩石呈灰色或灰白色，中粒花岗结构，块状构造。主要矿物为石英，斜长石和钾长石，其中石英含量在 20—25% 之间，斜长石含量在 45—55% 之间，钾长石含量在 10—20% 之间；还含有少量的黑云母和角闪石等暗色矿物。副矿物主要为磁铁矿、磷灰石和榍石等。

矿区内还发育有大量的中—酸性脉岩与矿体相伴生，主要的脉岩有花

岗斑岩和闪长玢岩，其中闪长玢岩与矿体关系最为密切。

花岗斑岩：在矿区内分布较少，只有零星出露。岩石呈浅褐色、灰黄色，斑状结构，斑晶占 30%，大小 0.5-3mm 斑晶由石英、钾长石、斜长石及少量黑云母组成。基质具文象结构和假球粒结构。

闪长玢岩：分布较为广泛，常与脉体相伴生，多呈北西向或南北向延伸的脉体，倾向北东，中等角度倾斜。岩石呈暗灰、灰绿色，细晶质结构，斑状结构，块状构造，球状风化。斑晶为斜长石和角闪石。含量不等，大小多在 1-3mm。基质为自形微晶结构，由斜长石、角闪石或黑云母组成，个别含辉石。风化岩石呈暗黄绿色土状物，疏松。

1.3 构造

本区经历了强烈的岩浆、褶皱和断裂活动，形成了本区特有的构造格局。

1.3.1 褶皱构造

英城子背斜呈东西向贯穿整个矿区，两翼地层产状 50—79°，形成了南翼陡，北翼缓的近东西向展布的背斜。

1.3.2 断裂构造

主要断裂构造为近东西向、北东向及少量的北西向断裂构造，其中近东西向构造主要为韧性脆性剪切带。

(1) 东西向韧性剪切带

矿区内共分布有大小十二条韧性剪切带，在矿区的北部有五条长 600-1200m，宽 20-200m，倾向向北，呈 60°—80°方向延伸的韧性剪切带，由碎裂花岗岩、糜棱岩、糜棱岩化二长花岗岩和少量的流纹质糜棱岩带组成。在矿区的南部有大小近七条糜棱岩化二长花岗岩、糜棱岩化酸性火山碎屑岩和流纹质糜棱岩带，规模相对于矿区北部的糜棱岩带较小，倾角较大。在剪切带中，岩石的糜棱结构明显，岩石破裂较强烈，是赋矿的主要构造带。其中又以糜棱岩化的二长花岗岩和流纹质糜棱岩与矿化关

系最为密切。

(2) 北东及东西向断裂

在矿区内分布有四条北东向的和两条东西向的脆性断裂。这些脆性断裂一般都切割了糜棱岩带并有后期的石英脉和脉岩充填,但 F_4 断裂延伸较长,被其切割的糜棱岩带发生局部膨胀。

此外,在矿区内还发育有少量的北西向张性断裂,规模较小,均被中性脉岩所充填,对矿体的延伸起破坏作用。

第二节 矿床地质特征

英城子金矿赋存于近东西向的韧脆性剪切带(糜棱岩带)中,金矿化严格受糜棱岩带的控制,两者呈渐变过渡关系,具有规律性的围岩蚀变特征。

2.1 矿体

英城子金矿床矿体走向主要为北东向,少量为北西向。矿化严格受区域内糜棱岩带的控制,与花岗质糜棱岩关系最为密切。矿体主要赋存于蚀变糜棱岩中,各脉体的厚度不大,倾角较陡。矿体的形态简单,主要为透镜状,少量为层状。矿化体不稳定,不连续。可在局部地段见了矿脉膨胀加大和复合现象,形成大的矿脉群,但多数情况仍是形成孤立的透镜状矿体。因此根据矿体的矿化状态、矿石矿物组成、结构构造特征,将本区的矿体分为如下四类:

1. 蚀变糜棱岩型

矿区内最主要的一种矿化类型,矿石内含有大量的黄铁矿,次生的褐铁矿,金、银等多伴随硫化物出现,脉石矿物主要为长石、石英,以眼球状、透镜状残斑为主并可见有绢云母和绿泥石等。按照矿化特征的不同又可分为如下几种:

① 暗色强硅化含硫化物蚀变糜棱岩:矿石由大量的黑灰色眼球体、

少量的浅色残斑及沿眼球体和残斑间隙呈波状弯曲的长英碎屑物质组成。含有大量的黄铁矿、闪锌矿、黄铜矿及磁黄铁矿、毒砂等硫化物。风化面具有褐色、红色及桔黄色粉末物。该类矿石是本区的主要矿石类型，品位较高。糜棱结构明显。

② 银灰色蚀变糜棱岩：矿石呈灰白色至银灰色，糜棱结构明显，页理呈弯曲薄片状，页理面发育有蛇纹石化蚀变。矿石裂隙面呈棕红色薄膜。岩石内偶见黄铁矿溶孔洞。该类矿石品位较低。

③ 褐色硅化含硫化物蚀变糜棱岩：矿石呈褐色、褐黄色、线状纹理发育，长石、石英呈膨缩状拉长，形成线状叶理或条纹状页理，具有舒缓波状条纹。一般该类矿石品位低。

2. 蚀变的糜棱岩化花岗岩型

矿石与含金花岗质糜棱岩特征基本相同，仅是残斑含量增多，变余花岗岩结构明显，发育有绢云母化蚀变，此类矿石品位也较低。

3. 硫化物石英脉型

此类矿脉为灰—灰白色，有时在局部可见有灰白色的大脉，多位透镜状或扁豆状赋存于花岗质糜棱岩叶理面中，沿剪切压力形成的裂隙分布。发育有大量的金属硫化物物（如方铅矿、闪锌矿等）和后期的次生氧化物。其中黑灰色的硅质岩也是本矿区内品位最高的矿石。

4. 含金硫化物石英脉型

此类矿体呈暗灰色，局部为黑灰色，呈 2cm 至 30cm 宽的透镜状或扁豆状脉体，块状构造，微糖粒状结构。可见眼球状残斑阴影和残留的叶理构造。岩石发育各种形态复杂的溶蚀孔洞，内残留褐色次生褐铁矿和少量的金属矿物。孔洞内不见石英晶簇，基本不见后期石英细脉贯入。

现选择典型的矿体描述期主要特征：

I 号矿体 矿化类型为强硅化蚀变糜棱岩，呈近东西向或稍偏北，分布于 D170 线和 D175 线，地表控制长度 240 米，平均厚度 2.11 米，似层

状、透镜状，总体倾向北西（ 330° — 342° ），倾角 47° — 66° ，平均 55° ，矿体赋存于 256—389 米标高之间。最大倾斜延伸 193 米（D170 线），最小 62 米（D175 线）。矿体最大厚度 6.39 米，最小厚度 0.34 米。矿体金平均品位 18.3×10^{-6} ，银平均品位 341.55×10^{-6} （图 2—2）。

II 号矿体 以硫化物蚀变糜棱岩为主，少量为蚀变的糜棱岩化花岗岩。该矿体呈北北西向，分布于 D170 线附近，地表控制长度 90 余米，平均厚度 2.13 米，透镜状，倾向为 $5^{\circ} \pm$ ，倾角 55° — 58° ，平均 56° ，矿体赋存于 422 米标高附近，延深近 27 米，矿体最大厚度 3.05

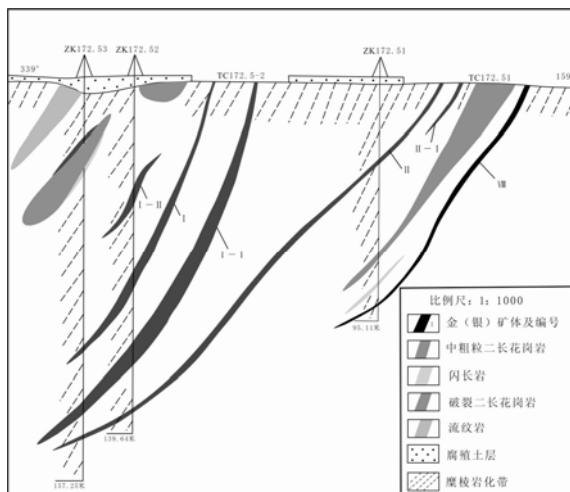


图 2—2 英城子金矿床 172.5 勘探线剖面图

米，矿体金的平均品位 4.69×10^{-6} ，银平均品位 124.56×10^{-6} 。

VIII 号矿体 矿化关系为硫化物蚀变糜棱岩型，呈北北西向，分布于 D160 线附近，地表控制长度近 200 米，平均厚度近 2 米，层状，倾向为 $8^{\circ} \pm$ ，倾角 53° — 55° ，平均 53° ，矿体赋存于 402 米标高处，延深近 50 米，矿体金的平均品位 7.76×10^{-6} ，银平均品位 478.17×10^{-6} 。

XI 号矿体 仅由地表一处探槽和一个浅孔控制。走向近东西偏北似层状，分布于 D167.5 和 D164 线间，控制长度 235 米，平均厚度 2.42 米，总体倾向北（ 340° — 10° ），倾角 55° — 65° ，矿体赋存于 388 米标高，控制倾斜沿伸 70 米，矿体单样金最高品位 15.60×10^{-6} ，金平均品位 3.19×10^{-6} 。

2.2 矿石矿物组成

矿石组成矿物有矿石矿物和脉石矿物。在矿区范围内，工业矿脉种类有以黄铁矿为主的硫化物糜棱质花岗岩，以磁黄铁矿为主的蚀变花岗质糜

棱岩以及相应的硫化物蚀变岩。通过室内的光片鉴定，它们的矿石矿物有黄铁矿、黄铜矿、闪锌矿、毒砂、磁黄铁矿以及少量的辉铜矿、方铅矿、斑铜矿和赤铁矿，金矿物主要是自然金和银金矿。脉石矿物以石英为主，其次为绿泥石、绢云母和长石等。

2.2.1 矿石矿物特征

黄铁矿 作为矿区矿脉中最常见的金属矿物，它在矿石中含量非常丰富，以自形、半自形及它形呈浸染状、条带状和不规则状等分布在矿石中。黄铁矿的发育贯穿于整个成矿过程，按照其晶体的形态、晶形的完好程度及相应的穿插包裹关系可将其划分为 3 个阶段：（I）早期阶段形成的黄铁矿晶形完好，粒度较大，以粗粒为主，晶粒最大者可达 1cm 左右，晶面可见有麻点，与大量的闪锌矿共生；（II）中期阶段形成的黄铁矿以中粒为主，半自形晶，破裂发育，可见有被黄铜矿，毒砂等矿物交代，有时此阶段的黄铁矿呈乳滴状大量分布于石英中；（III）晚期阶段的黄铁矿，以中粗粒为主，黄铁矿与磁黄铁矿及石英大量伴生，此阶段的黄铁矿常呈细小的脉状沿裂隙分布（见图版）。

黄铜矿 是本区另一种重要的金属硫化物和含金矿物，含量没有黄铁矿多，分布也没有黄铁矿那么均匀。通过对不同钻孔岩芯的镜下观察，有的矿脉黄铜矿较发育，有的则不发育，而且在某些矿脉的部位特别发育。矿区内黄铜矿主要和第二阶段、第三阶段的黄铁矿相伴生，与第一阶段的黄铁矿伴生的相对较少。矿石中的黄铜矿主要的产状有：一种是呈乳滴状散布于闪锌矿和石英的中部或边部，属固融体分离的产物；另一种是黄铜矿交代黄铁矿，黄铜矿的晶形较好；第三种是黄铜矿呈胶结物的形式分布于碎裂的黄铁矿颗粒之间。在表面常可见有后期氧化的痕迹（见图版）。

磁黄铁矿 磁黄铁矿也是矿区内重要的一种硫化物，主要和黄铁矿相伴生。镜下观察可见到磁黄铁矿晶形较好，常呈自形、半自形、集合体状、短柱状及不规则状产出，也有部分呈破碎状分布于石英脉中，常与黄

铁矿共生，粒度在 0.05mm—0.07mm 之间，可见有被黄铁矿交代的现象（见图版）。

闪锌矿 闪锌矿也是矿区内分布较为广泛的一种金属矿物，它经常与黄铁矿、黄铁矿、毒砂和方铅矿伴生。闪锌矿颗粒一般都较大，在光片中可见直径达 1cm 的团块，常与颗粒较大的黄铁矿相伴生，并且在大颗粒的闪锌矿中可见有黄铜矿、黄铁矿呈乳滴状分布其中，也有不含有任何矿物的较纯净的闪锌矿。在镜下还可以观察到闪锌矿被黄铁矿、毒砂交代的現象。根据其与其它矿物的关系可以判断闪锌矿主要是和第一阶段的黄铁矿相伴生（见图版）。

毒砂 毒砂是矿区内分布较为广泛的硫化物，呈长条状、板状、角砾状和不规则状，粒度一般都较小，但分布较为广泛。常见毒砂交代闪锌矿和黄铁矿（见图版）。

方铅矿 常与闪锌矿相伴生，但数量很少，粒度也较小，常呈粒状、细小块状和长条状分布，有时可见有团块状的闪锌矿边部被方铅矿所交代，其形成时间要晚于闪锌矿。

赤铁矿 赤铁矿通常呈板状、短柱状和细小的片状分布于石英颗粒中，表面可见有氧化痕迹，应为后期氧化形成。

斑铜矿 含量极其少，仅在少部分岩芯中可见有分布，后期氧化情况非常严重，呈不规则状分布。

2.2.2 脉石矿物特征

石英 石英呈它形一半自形晶形产出，和黄铁矿一样在整矿体中起到十分重要的作用。它是矿床最重要的脉石矿物，沿剪切应力方向常可见有呈眼球状的石英颗粒，在颗粒周围常环绕有后期形成的石英。石英在矿区内也是重要的载金矿物，呈暗灰色和灰白色的石英脉常含有大量的硫化物，金的含量也较高。

表生矿物主要有针铁矿、辉铜矿、铜蓝、孔雀石等。

2.3 矿石结构和构造

矿区内矿石结构主要有自形晶、半自形晶粒状结构、交代熔蚀结构、乳滴状结构、压碎结构等。

自形、半自形结构 主要是早期形成的黄铁矿、闪锌矿和毒砂，后期形成的磁黄铁矿等（见图版）；

交代熔蚀结构 后期形成的矿物交代早期的矿物，如后期的毒砂交代早期的闪锌矿，磁黄铁矿交代黄铁矿（见图版）；

乳滴状结构 主要可见有黄铁矿和黄铜矿呈乳滴状分布于大颗粒的闪锌矿及多种硫化物呈乳滴状分布于石英中（见图版）；

压碎结构 主要是早阶段形成的黄铁矿受挤压破碎，被后期阶段的石英等胶结（见图板）。

2.4 矿石构造

矿区的矿石构造类型主要有条带状、条纹状及浸染状构造、脉状构造和块状构造等。

条带状、条纹状构造 这是矿区内主要的矿石构造类型，以黄铁矿为主的硫化物石英脉沿着由于韧性剪切而产生的裂隙充填而形成，这种构造主要分布于韧性变形糜棱岩理中；细小的硫化物石英脉呈条纹状分布于破碎的蚀变花岗岩裂隙中。

浸染状构造 这是矿区内较次要的矿石构造类型，黄铁矿、黄铜矿、闪锌矿和方铅矿等金属硫化物呈星点状分布于蚀变糜棱岩或石英脉中，这类矿石的品位相对较低。

脉状构造 主要是闪锌矿、方铅矿等硫化物沿着构造裂隙充填，还有黄铁矿沿着韧性变形中形成的细小裂隙呈细脉状分布。

块状构造 以黄铁矿为主的矿物集合体呈块状产出，有时为黄铁矿与黄铜矿、闪锌矿等组合产出，这种类型在矿区内不十分发育。

2.5 矿化阶段

英城子金矿床的成矿作用可以分为热液成矿期和表生期。

热液成矿期主要生成各种硫化物矿石，主要的矿物有：黄铁矿、黄铜矿、磁黄铁矿、闪锌矿、毒砂等硫化物。根据矿物的形态、相互关系及组合特征，可将热液成矿期分为以下四个阶段：

（I）石英—毒砂—黄铁矿硫化物阶段 为早期的高温阶段，伴有颗粒较大的黄铁矿和晶形完好的毒砂，其中在黄铁矿表面可以见有条纹，晶形完好，颗粒巨大；毒砂粒径较小，呈自形、半自形结构。此阶段矿化弱，是成矿作用的前期阶段。

（II）石英—黄铁矿阶段 此阶段主要形成黄铁矿和闪锌矿等硫化物，同时有少量的黄铜矿和方铅矿，黄铜矿在闪锌矿中可以呈乳滴、星点状分布，此阶段矿化强度大，成矿温度较高。

（III）多金属硫化物阶段 此阶段形成多种硫化物，主要有黄铁矿、黄铜矿、闪锌矿、方铅矿和少量的磁黄铁矿，该阶段形成的黄铁矿和闪锌矿的粒度较细，同时在闪锌矿的内部还发育有呈乳滴状的黄铜矿。此阶段含金量较高，在镜下常可观察到金的细小颗粒。该阶段矿化强度大，成矿温度较高，是主要成矿阶段。

（IV）石英—硫化物阶段 热液演化的最后一个阶段，此阶段主要形成细脉状的黄铁矿和磁黄铁矿颗粒，分布在早期形成的裂隙中，此阶段矿化强度减弱，成矿温度降低，形成矿石品位降低。

表生期主要形成氧化矿石，主要为赤铁矿、铜蓝及孔雀石等氧化物。氧化矿石赋存于矿体的浅部，系由硫化矿石经地表氧化（部分经风化、淋滤、沉淀）而成，具有多孔、蜂窝状结构。

2.6 围岩蚀变

岩石在汽水热液作用下，发生一系列旧矿物被新的更稳定的矿物所替代的交代作用称为蚀变作用。汽水热液矿床的围岩在成矿作用过程中经常

发生的蚀变作用称为围岩蚀变。围岩蚀变往往并不局限于矿体的周围，可以包括热液流经的所有区域，常远远超出矿体的分布范围。由于围岩蚀变是整个热液成矿作用的一部分，蚀变矿物的形成与矿石的沉淀在成因上有着非常密切的关系。因此，可以根据蚀变围岩在化学成分、矿物成分上的变化，来了解成矿当时的物理化学条件、成矿热液性质、矿物沉淀原因和分布规律等，从而解决矿床成因，丰富并发展成矿理论，进而指导找矿。

大量的野外和室内观察表明，英城子金矿床的围岩蚀变强烈，常呈带状分布，主要有蛇纹石化、绿泥石化、绢云母化、黄铁矿化、钾长石化和硅化，主要特征如下：

绿泥石化 矿区内分布最广的一种蚀变作用，常呈面状分布，其特征性蚀变矿物为绿泥石和绿帘石，颜色一般为墨绿色，绿泥石和绿帘石主要沿韧性剪切带分布，在韧性剪切带中从边部到中心蚀变强度也逐渐增强。与金矿化关系密切。

蛇纹石化 主要分布于韧性剪切带的裂隙中，常与绿泥石化共生、叠加，与金属硫化物的关系密切。

绢云母化 由围岩中的斜长石被热液交代转变为绢云母所致，绢云母化分布于矿脉两侧，常与绿泥石化伴生。由含矿岩体到围岩强度逐渐减弱，也是常见的蚀变。在有些区域内，绢云母化常伴随着石英和黄铁矿的产生，当其中的黄铁矿超过 5% 时，形成黄铁绢英岩，这种蚀变和金矿化的关系极为密切，也是形成高品位矿体的标志。

硅化 硅化是热液中的二氧化硅进入到围岩形成的硅质沉淀，它的形成不同于绿泥石化和绢云母化，是热液促使造岩矿物分解所致。硅化分布范围相对较小，主要存在于绿泥石化的内部，与绿泥石化、绢云母化蚀变相叠加。

总的看来，区内围岩蚀变有如下特征：① 各类蚀变围绕矿体发育，沿糜棱剪切破碎带分布，受构造控制明显；② 在蚀变所影响的范围内，由

两侧的围岩到矿体蚀变强度逐渐增强，矿体一般都位于蚀变带内；③各类蚀变之间的分带性不明显，相互叠加，组成复杂的蚀变带；④与成矿关系密切地是绿泥石化和绢云母—黄铁绢英岩化，尤其是在蚀变叠加部位矿化最为强烈。

表 2-1 英城子金矿床成矿期、成矿阶段及主要矿物生成顺序表

成矿期 及成矿 阶段	热液活动期				表生氧化作用 期
主要矿物	石英—黄铁矿—毒砂阶段	石英—黄铁矿阶段	石英—多金属硫化物阶段	石英—硫化物阶段	
毒砂	————	————			
黄铁矿	————	————	————	————	
黄铜矿			————	————	
磁黄铁矿			————	————	
闪锌矿		————	————	————	
方铅矿			————		
胶黄铁矿			————		
斑铜矿				—	
绿泥石		————	————	————	
绢云母			————	————	
石英	————	————	————	————	
赤铁矿					————
针铁矿					————
辉铜矿					————
孔雀石					————
蓝铜矿					————
主要矿石构造	条带状	条带状、条带状、浸染状、块状	脉状、块状、条带状、浸染状	脉状、块状	蜂窝状、多孔状
主要矿石结构	半自形、自形	半自形、浸染状、交代残余、破碎状	半自形、浸染状、骸晶、交代残余、	浸染状、骸晶、交代残余、	放射状、它形

注：图形的长度代表形成时间，宽度代表含量

2.7 金矿物种类及赋存状态

根据对选取的含矿岩芯的系统光片鉴定，矿床中的金矿物主要是自然

金和少量的银金矿（见图版）。

所见的金矿物的粒度在 0.01-0.074mm 之间，形状以微小粒状、角砾状最为常见，少量为片状、树枝状。根据金矿物与载金矿物的相互关系，金矿物的赋存状态呈包裹金、粒间金、裂隙金（空洞金）等三大状态，其中粒间金占大多数，约为 51.32%；裂隙金约占 37.53%±；包裹金仅占 11.11% 左右。

包裹金是指自然金呈包裹体形式分布在金属矿物和脉石中，黄铁矿和石英是金矿物的主要载体；粒间金是指金矿物赋存在脉石粒间、黄铁矿和脉石粒间和氧化的铁矿物与脉石粒间，其中在氧化的铁矿物与脉石粒间的金含量较高，其它两者相对较少；裂隙金是指载金矿物和空洞边部的自然金，以脉石裂隙金为主。

第三节 矿床地球化学特征

本次工作对英城子金矿床的矿石、脉岩和发育不同程度韧性变形的围岩进行了主量和微量元素的分析。通过将矿石、脉岩和围岩的常量元素含量及主要金属元素含量进行对比可以看出（表 2-2，2-3），和矿体关系密切地脉岩无论是 Ni、Co、Cr 还是 Cu、Zn、Pb、Ag 和 Au 含量都比花岗岩围岩要高，和矿石的含量大致相当。而对于花岗质的围岩来说，随着变形强度的加大，其各元素的含量也发生了变化，随着剪切作用的增强，岩石越来越富长英质，Si、K、Na 和 H₂O 的含量有逐渐增加的趋势，而 Ca、Fe 和 Mn 的含量越来越低，主要的金属元素 Cu、Pb、Zn、Ag 和 Au 含量也具有这种降低的趋势。同时与原始地幔相比，无论是铁族元素还是亲铜元素均比原始地幔要高，表现出明显的富集特征。

邵世才（1996），李晓峰（2001）等人认为在韧性剪切带中，元素的富集并非元素的带入引起的，且韧性剪切过程中不可能有元素的带入带出，只是由于韧性剪切过程中岩石体积缩小而使元素迁出，造成的相对富

集而已，而 Ca、Fe、Mn 和成矿元素的贫化，则是由于矿物分解，元素迁出而造成的。

表 2—2 矿石与围岩中常量元素的含量

样号	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	FeO	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	MnO	P ₂ O ₅	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻
YCZ-kz1705	45.98	15.8	1.12	5.2	7.04	3.92	3.35	1.61	0.182	0.27	3.66	1.05
4570/4520	74.2	14.56	0.22	0.65	0.67	0.37	8.8	1.55	0.033	0.06	1	0.32
YCZ-4576	73.6	13.14	0.2	1.25	1.02	0.24	5.19	3.33	0.024	0.09	0.56	0.25
YCZ-4518	75.66	11.46	0.23	1.08	1.02	0.24	5.95	2.86	0.033	0.07	0.74	0.26
YCZ-6	71.12	13.94	0.24	1.51	1.36	0.24	5.58	3.73	0.036	0.13	0.8	0.17

表 2—3 矿石、脉岩与围岩中重要金属元素的含量

样品	铁组元素			亲铜元素					比值	
	Ni	Co	Cr	Pb	Zn	Cu	Ag	Au	Co/Ni	Ni/Cu
YCZ-1705	18.19	34.85	29.81	49.5	103.6	25.26	60.80	6.15	1.92	0.72
YCZ-3	3.53	27.41	15.53	10.2	291.5	7.47	40.85	4.19	7.77	0.47
YCZ-179-7/6	16.14	29.63	23.26	7.6	80.5	56.00	41.36	4.27	1.84	0.29
YCZ-4520	1.95	1.50	5.32	33.3	30.1	3.47	12	2.98	0.77	0.56
YCZ-4576	0.00	1.20	1.79	20.9	33.6	3.95	14.56	1.92	—	0
YCZ-4518	5.46	1.88	8.65	22.7	41.9	11.94	12.36	1.2	0.34	0.46
YCZ-6	0.84	1.73	8.20	18.7	45.1	6.14	10.56	0.18	2.06	0.14
CL-Chondrite	16500	—	3975.0	3.65	462.00	168.00		152	—	98.2143
Primary mantle	1860	102	2520	2.53	53.5	28.5	4	0.88	0.05	65.26316
Crust	105	29	185	8	80	72	80	3	0.28	1.4

YCZ-1705 为矿石；YCZ-3 和 YCZ-179-7/6 是脉岩；YCZ-4520、YCZ-4518、YCZ-4576 和 YCZ-6 是韧性变形逐渐减弱的花岗岩围岩。各元素的含量单位是 ppm

第三章 成矿流体包裹体及年代学特征

通过对矿区流体包裹体和成矿年代学的研究,讨论成矿流体的来源和物质组成以及成矿的准确年代。

第一节 成矿流体包裹体特征

矿物包裹体是成岩成矿流体(含气液的流体或硅酸盐熔融体)在矿物结晶生长过程中,被包裹在矿物晶格缺陷或穴窝中、至今尚在主矿物中封存并与主矿物有着相的界限的那一部分物质,这一部分物质保存了当时地质环境的各种地质地球化学信息。因此,通过对流体包裹体的成分、均一温度、盐度等特征的研究可以示踪古流体性质和含矿流体的演化途径,它不仅可以解释含矿流体的来源,更重要的是能够揭示成矿机理,从理论上指导找矿。因此,在矿石研究的基础上,展开了流体包裹体的研究工作。

样品主要采自钻孔的岩芯,主要为矿化的花岗质糜棱岩及与矿化关系密切的花岗斑岩及闪长玢岩,在室内将选取的样品磨制成厚 0.25~0.3mm 的双面抛光流体包裹体片,运用常温观察、冷热台分析、单个包裹体测温及内部成分的激光拉曼测定等技术方法对样品中的包裹体进行测量。

1.1 包裹体的基本类型

样品的石英脉中含有大量的包裹体,类型较丰富,分为原生、次生和假次生包裹体,但是以原生包裹体为主,粒度较小。按照单个包裹体内部的组成特征,将包裹体分为以下几种类型:

I 类:气液两相包裹体,其含量占包裹体总量的 80%—90%。室温下为气、液两相(V+L),气相呈大小不一的气泡出现,根据气泡在包裹体内所占的比例,又可以分为两个亚类:a.亚类为富液相包体,此类包体气泡所占的体积比较小,在 10%—30%之间,包裹体粒径在 2—12 μm ,主要集中于 4—10 μm 之间,通常呈浑圆状,椭圆状、细条状及不规则状;

b.亚类为富气相包体，气泡所占的体积比较大，在 40%—50%，个别颗粒可达到 60%或 80%，这类包体粒度相对较大，主要在 $10\mu\text{m}$ 左右，通常呈椭圆状或不规则状（图 3—1 中的图 4，5，6 和 7）。

II类：含子晶矿物的三相包裹体，这类包裹体除含有气、液两相外，还含有呈固相的透明子晶矿物。但这类包裹体数量较少，大约在 8%左右，

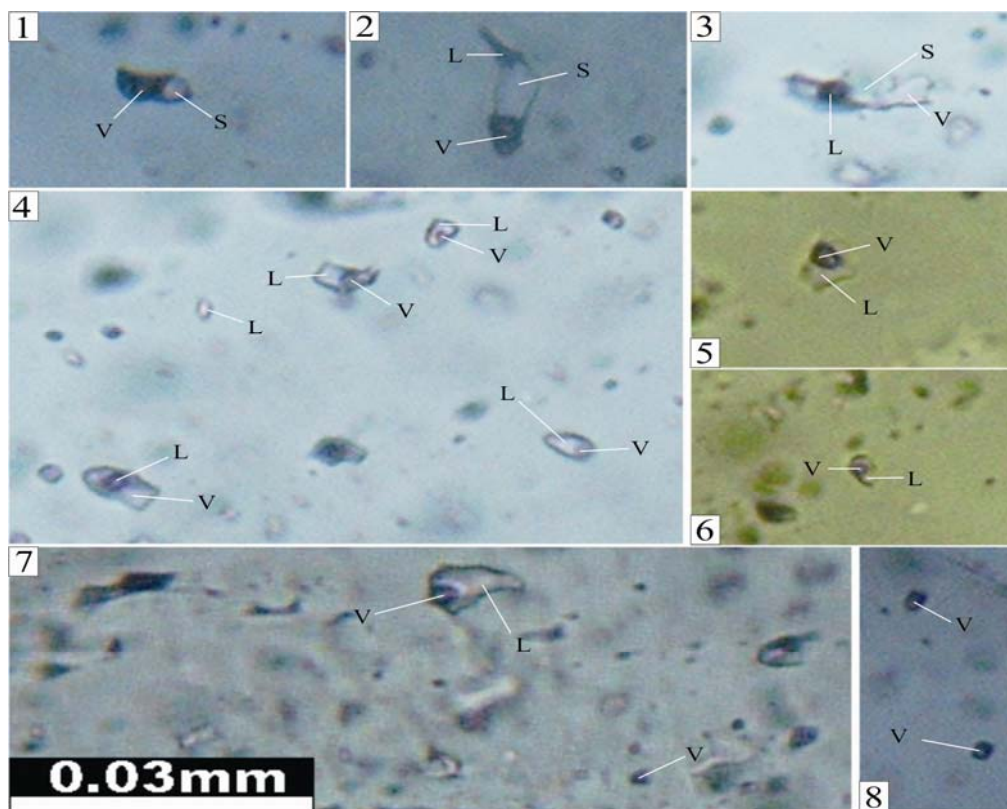


图 3—1 英城子金矿床流体包裹体图（图中比例尺都与 7 所示相同）

而且有些粒度相对较小。这类包裹体粒径主要在 $4-10\mu\text{m}$ 之间，个别的子晶矿物可达到 $6\mu\text{m}$ 左右。包裹体通常呈椭圆状、长条状或不规则状，子晶矿物通常呈圆状或较规则的四边形（图 3—1 中的图 1，2 和 3）。

III类：纯气相或纯液相的单相包裹体，这类包裹体内部组成较单一，主要为单一的液相或单一的气相。粒度较小，颜色较深，数量也较少，只是零星的与气液两相包裹体相伴生，通常呈浑圆状或是不规则状（图 3—1

中的图 1, 7 和 8)。

1.2 流体包裹体物理化学参数

本次选取了英城子金矿床不同深度的岩芯样品进行均一温度 (t_h) 及冰点温度 (t_m) 的测量。实验是在吉林大学地球科学学院地质流体试验室完成, 测温所用的仪器为 Linkam THM600 型冷热台, 低温部分误差 $0.1^\circ\text{C} \pm$, 高温部分 ($>100^\circ\text{C}$) 误差为 $\pm 2^\circ\text{C}$ 。

包体测温时首先用人造纯水及 25% $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ 包裹体 (国际标样) 进行系统校正, 然后在进行测温试验, 在升温时观测气液两相的变化, 当气泡逐渐变小并急速跳动时, 可将升温速率设定为 $1^\circ\text{C}/\text{min}$, 以便记录准确的均一温度; 在冰点附近可将升温速率调整为 $0.1^\circ\text{C}/\text{min}$, 尽量准确记录最后一块冰晶消失的温度。具体测量结果如下;

表 3-1 英城子金矿流体包裹体均一温度表

序号	包裹体类型	大小 (μm)	气液比 (%)	T_{ht} ($^\circ\text{C}$) 区间	个数	资料来源
1	气液两相包体	3~5 μm	5~10 μm	$<100^\circ\text{C}$	2	本文测定
2	气液两相包体	6~15 μm	15~30 μm	$100^\circ\text{C} \sim 150^\circ\text{C}$	22	
3	气液两相包体	6~10 μm	15~30 μm	$150^\circ\text{C} \sim 200^\circ\text{C}$	83	
4	气液两相+三相包体	6~12 μm	10~25 μm	$200^\circ\text{C} \sim 250^\circ\text{C}$	49	
5	气液两相包体	4~8 μm	20~40 μm	$250^\circ\text{C} \sim 300^\circ\text{C}$	36	
6	气液两相包体	3~8 μm	20~40 μm	$300^\circ\text{C} \sim 350^\circ\text{C}$	15	
7	气液两相包体	4~12 μm	10~20 μm	$350^\circ\text{C} \sim 400^\circ\text{C}$	5	
8	气液两相+三相包体	3~5 μm	5~15 μm	$>400^\circ\text{C}$	3	

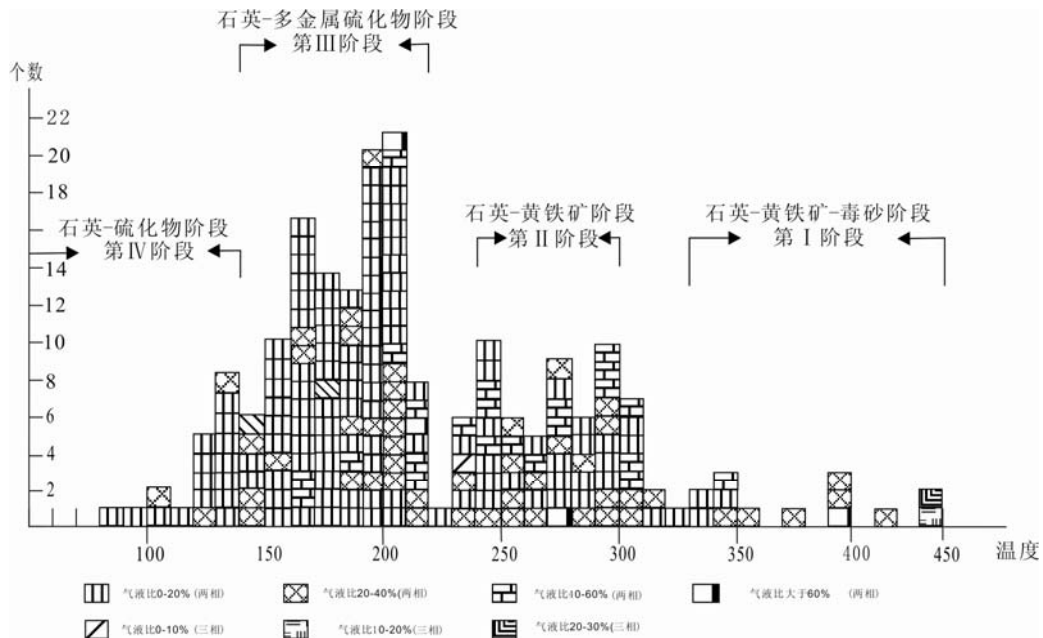


图 3-2 英城子金矿床流体包裹体均一温度图

1.2.1 包裹体均一温度

本次工作测定了不同深度的 7 段岩芯，共测得数据 215 个（表 3-1，图 3-2）。其中样品 Y1 采自地表，为次生氧化含硫化物的硅质岩；Ycz-10-1 采自深度为 50m 的岩芯，岩性为含硫化物糜棱岩化黑云母二长花岗岩；Ycz-5371 采自深度为 94 米的含硫化物糜棱岩化黑云母二长花岗岩；ZK1705 为含硫化物强糜棱岩化黑云母二长花岗岩，深度为 107.35 米；Ycz-5996 采自深 209 米的含少量硫化物的强糜棱岩化黑云母二长花岗岩；Ycz-9004 为含硫化物的强糜棱岩化黑云母二长花岗岩，深度为 217 米。

根据包裹体的测温结果，我们可以发现英城子金矿床的不同成矿阶段其成矿温度也不同，早期石英—黄铁矿—毒砂阶段的成矿温度 $>350^{\circ}\text{C}$ ，此阶段包体以气液两相包体为主，含有少量的三相包体，两相包体的气液比主要在 20%~40%，三相包体的气液比主要在 10~30%，当温度加热到 450°C 时仍有少量的三相包体未均一，结合包体形态推测其为早期的岩

浆熔融包体；石英—黄铁矿阶段的成矿温度为 250~300℃，此阶段以气液比 20%~60%的气液两相包体为主；石英—多金属硫化物阶段的成矿温度为 150~220℃，此阶段主要以气液比在 20%±的两相包体为主；而晚期的石英—硫化物阶段的成矿温度为 100℃~150℃，此阶段包体主要为气液两相，气液比在 10%~20%之间。

同时结合镜下对包裹体类型的观察，也能发现随着深度的增加，成矿的温度也在逐渐降低，包裹体的类型也逐渐丰富，由浅部的两相包体和纯气相包体逐渐发展为两相、三相和纯液相、纯气相包体共存。

1.2.2 包裹体盐度

流体包裹体盐度的确定有两个途径：对两相流体包裹体进行了冰点温度测量通过查表或是公式计算来获得盐度，对含有子晶矿物的流体包裹体直接加热使子晶矿物融化，根据子晶矿物的融化温度通过计算来确定流体包裹体的盐度。由于本次工作中观察到的包裹体大部分为气液两相包体，三相包体较少，且三相包体在测温过程中温度超过 500℃时包体内的子晶矿物仍没有融化，因此对该类包裹体的均一温度只能是大概推算，由此均一温度所得到的盐度也只能是一种推测。

根据 Potter (1978)、Hall (1988) 等人的方程求得，盐度计算公式为：

$$S=0.00+1.78\theta-0.0442\theta^2+0.000557\theta^3$$

式中 S 为盐度 w (NaCl) /%， θ 为冰点温度 (℃)。

本次实验共测得 41 个包体的冰点温度，范围在 -8~-0.1℃，主要集中于 -3.8~-2℃之间（表 3-2 所示）：盐度 w (NaCl) /%在 1.57~57.08%之间，主要集中于 3~13%之间（表 3-2，图 3-3 所示）。其中早期的石英—黄铁矿—毒砂阶段盐度主要为 36.68%~57.08%和 3.23%±两部分，高盐度的包体数据主要来自于此阶段的三相包体，依据其测温结果和包裹体形态的研究，我们认为此阶段的三相包体可能为花岗岩中的熔融包体，因此这些高盐度的包体并不能代表成矿流体的真正盐度，而那些低盐度的包体

才真正反映了此阶段的成矿流体盐度；石英—黄铁矿阶段的流体盐度主要在 3.87%~9.86% 之间，具有中低盐度特征；石英—多金属硫化物阶段的成矿流体盐度主要为 2.74%~7.17%；石英—硫化物阶段流体盐度主要在 3.71%~6.88% 之间。

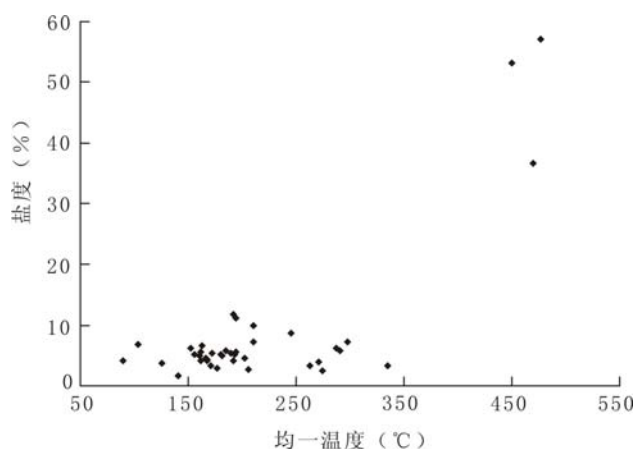


图 3—3 流体包裹体均一温度—盐度图解

从图 3—3 可以发现成矿流体的盐度并没有随着均一温度的变化而变化，主要还是集中于 2.74%~9.86% 之间，虽然有个别测试点的均一温度和盐度相对较高，但根据我们对包裹体形态的研究，推测其为岩浆结晶期间形成的包体。

所以英城子金矿床的成矿流体还是属于中低盐度流体。

根据包体的均一温度和所计算的盐度，利用温度—盐度—密度相图得到流体的密度在 $0.644 \sim 1.134 \text{ g.cm}^{-3}$ 之间，主要集中在 $0.8 \sim 0.9 \text{ g.cm}^{-3}$ 之间；压力范围在 $1 \sim 144.8 \times 10^5 \text{ Pa}$ 之间，主要集中于 $6 \sim 50 \times 10^5 \text{ Pa}$ 之间。

目前对成矿深度测算方面尚没有更好的地质压力计可用，而根据包裹体显微测温资料求得的成矿压力值误差较大，由此求得的成矿深度也都为近似值。如果按地压梯度为 0.0265 GPa/Km （胡宝群等，2003）计算，相应的成矿深度为 $0.022 \sim 1.08 \text{ Km}$ ；如果以 $0.015 \sim 0.020 \text{ GPa/Km}$ 作为地压梯度（范宏瑞等，1997）来估算，相应的成矿深度为 $0.11 \sim 0.72 \text{ Km}$ ，结合实际开采情况可认为成矿作用主要发生的深度应为 $0.11 \sim 0.65 \text{ Km}$ 。

综上所述，英城子金矿床的成矿温度为中低温，成矿流体盐度属中低盐度范围，成矿压力较低，成矿深度也较浅。成矿流体属于中低盐度低温

热液。

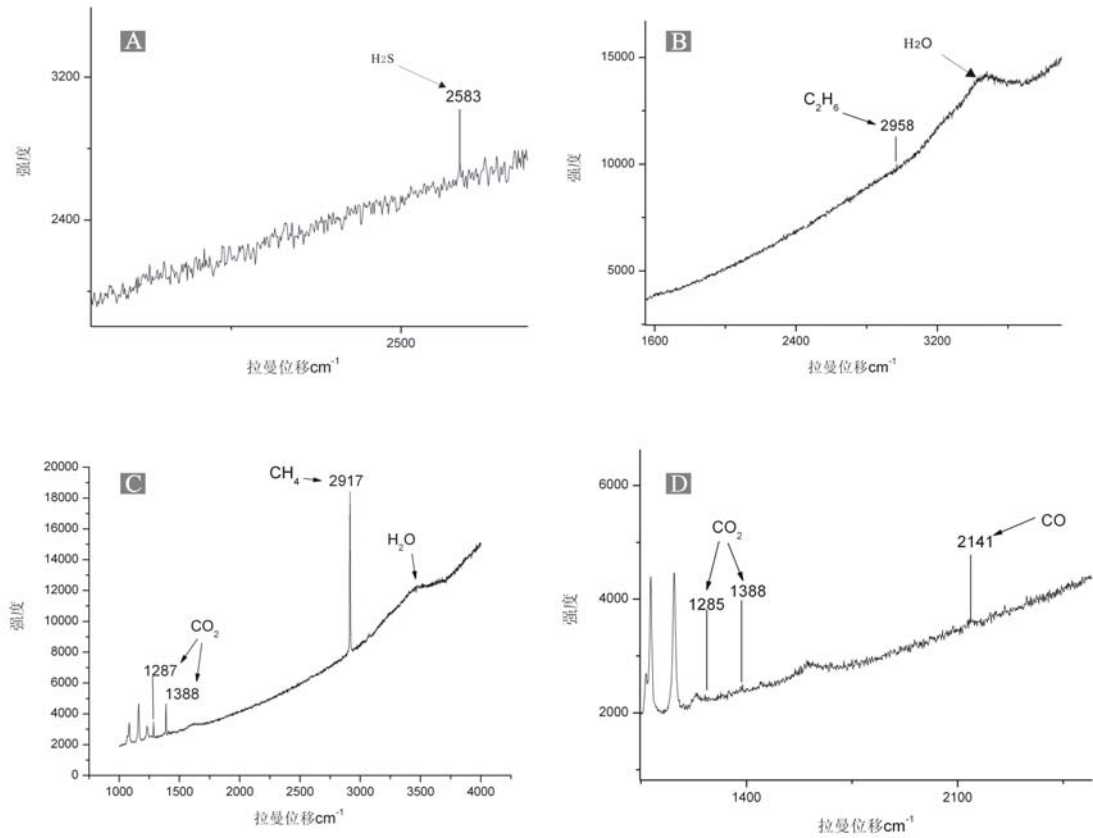
表 3—2 英城子金矿床均一温度、冰点盐度、压力和密度表

序号	包体类型	均一温度(℃)	冰点或子晶消失温度(℃)	盐度 w (NaCl) (%)	压力 10 ⁵ Pa	密度 g.cm ⁻³	资料来源
1							本文测定
2							
3							
4							
5							
6							
7							
8							
9							
10							
11							
12							
13							
14							
15							
16							
17							
18							
19							
20							
21							
22							
23							
24							
25							
26							
27							
28							
29							
30							
31							
32							
33							
34							

35							
36							
37							
38							
39							
40							
41							

1.3 流体包裹体成分

选取矿区内具有代表性的包裹体进行激光拉曼测定，此项工作是在南京大学内生金属成矿作用研究国家重点实验室测定，采用 Renishaw



A—Y1 流体包裹体激光拉曼光谱；B—Ycz-10-1 流体包裹体激光拉曼光谱；C—Ycz-5996 流体包裹体激光拉曼光谱；D—Ycz-5371 流体包裹体激光拉曼光谱

图 3-4 英城子金矿床流体包裹体激光拉曼图谱

System-1000 型激光拉曼光谱仪，514nmAr⁺离子激光器，扫描范围 4500~

850cm⁻¹，狭缝宽度 20μm，分辨率 1~2cm⁻¹。

对选定的包裹体进行测试可以发现，包裹体的液相成分是以水为主，含有微弱的液态相 H₂S；气相成分主要是以 CO₂、CH₄ 和 H₂O 为主，含有少量的 CO 及 C₂H₆ 等成分（图 3-4），成矿流体总体上是属于 CO₂-CH₄-H₂O 体系。

通过对英城子金矿床流体包裹系统的观察和研究可以发现，早期成矿阶段包体的成分是以 CO₂、H₂O 为主，含有少量的 CH₄、CO、CO₂ 及 H₂S 等成分（图 3-4A,C,D），而到了成矿的晚期石英-硫化物阶段流体盐包体的成分则以 H₂O 为主，同时含有微量的 C₂H₆ 等有机组分，CO₂ 的含量减少，峰值变得不明显（图 3-4B 所示）。

通过对大多数金矿床的流体包裹体研究表明，CO₂ 和热水的不混溶体系对成矿是十分重要的，同时成矿流体中 CO₂ 和 H₂O 含量较高，揭示具有幔源流体成分参与成矿（毛景文等，1998，2001）。在较高的温度和压力条件下，CO₂ 溶解于热水，一旦处于近开放体系（如沸腾或混溶），由于压力、温度的降低，CO₂ 等溶解于热水中的气体会分离出来，从而从使流体的盐度增高（芮宗瑶等，1995）。同时前人的研究还显示包体含有的微量有机组分可能与地表降水的下渗有关。

综合上述流体包裹体的研究成果，可以认为在英城子金矿床的形成过程中，含矿流体来自于深部的幔源体系，温度和压力都较大，CO₂ 等气体溶于含矿流体中。在演化过程中，含矿流体沿着裂隙等运移通道由深部的封闭体系进入到浅部的近开放体系，由于温度、压力等的条件的改变，使得含矿流体发生了沉淀，形成了英城子金矿含有大量 CO₂、CH₄ 和 H₂O 的包裹体（图 3-4C,图 3-1-2, 3 所示）；当剩余流体在裂隙中继续运移时，可能与地表下渗的大气降水混合，使成矿物质再次发生沉淀，形成了以 H₂O 为主含有微量有机组分的包体。

第二节 成矿年代学研究

英城子金矿床的成矿时代到目前为止还没有进行过详细的研究, 仅是对与成矿关系密切的花岗岩岩体进行 K-Ar 同位素测年, 得到年龄数据为 191Ma (黑龙江地球物理勘察研究院, 2006)。而对与矿体密切伴生的脉岩则没有进行年代学的研究, 同时由于测试手段的限制, 其对花岗岩体的年龄测试结果的可靠性值得怀疑。因此, 本次工作选取了矿区内的脉岩和花岗岩进行了锆石 U-Pb 年代学研究。

2.1 样品描述

本文用于测年的岩石样品主要采自矿体的花岗岩围岩 (Ycz-2) 及与矿体密切伴生的闪长玢岩(DWT)。

糜棱岩化花岗岩 (Ycz-2) 是和矿体关系密切的围岩, 矿体主要赋存其中。岩石具有糜棱状结构, 主要由大的透镜状残斑和残块组成, 成分为长石、石英。其中石英多已破碎并重结晶, 透镜内部的石英除了见 x 型裂隙外, 更多的已破碎成细小的碎粒或糜棱质物质。它被新生的极细小的绢云母环绕, 长石大晶体不变, 只见波状消光。双晶有时见弯曲, 小晶体破碎而成, 周围被绢云母环绕。残碎斑或残块(长英质)大者 5-6mm 或 3-4mm, 少量小者 1.5-2mm。它们总体被新生的极细小的绢云母和少量糜棱物质环绕。后者(绢云母和糜棱物质)即为碎基成分。碎斑中有少量黑云母(红褐-浅黄色)已破碎成小细片被绢云母交代(可见解理), 一部分保留原黑云母轮廓, 另一些已破碎成碎片又重结晶与绢云母一起定向排列, 环绕碎斑产出, 残斑含量多 55%左右。

闪长玢岩(DWT)与矿脉密切伴生。采自矿区内东苇塘地区。岩石发生强烈蚀变, 有绢云母化、绿泥石化等。可见斑状结构, 斑晶围斜长石和角闪石, 斑晶含量在 20%—25%之间, 粒径大小多在 1—3mm, 斜长石发生绢云母化, 表面较脏, 呈半自形—自形长条状, 占斑晶总含量的 60%左右。

角闪石全部被蚀变为绿泥石和少量的碳酸盐矿物。基质为自形微晶结构，由斜长石、角闪石或黑云母组成，个别含辉石。

2.2 样品制备及分析方法

本文样品破碎和锆石挑选工作由河北廊坊市区域矿产地质调查院实验中心完成。锆石 SHRIMP U-Pb 年龄测定在西北大学大陆动力国家重点实验室完成，实验使用的仪器为美国 Perkin Elmer/SCIEX 公司生产的带有动态反应池的四级杆 Elan 6100DRC，激光剥蚀系统为德国 MicroLas 公司生产的 GeoLas 200M，实验中采用 He 作为剥蚀物质的载气，用美国国家标准技术研究院研制的人工合成硅酸盐玻璃标准参考物质 NISTSRM610 进行仪器最佳化，使仪器达到最高的灵敏度、最小的氧化物产率、最低的背景值和稳定的信号，采集数据方式为单点剥蚀，数据采集选用一个质量峰一点的跳峰方式，采用国际标准锆石 91500 作为外标标志物质（Wiedenbeck, et al., 1995）。锆石 U-Pb 年龄的测定采用外标校正方法，每 5 个样品分析点测一次标准，以保证标准和样品的仪器条件完全一致。在 20 次锆石的分析前后各测 2 次 NIST SRM610，以 Si 做内标来测定锆石中 U、Th 和 Pb 的含量。由于所测样品为显生宙锆石， ^{207}Pb 和 ^{235}U 的含量低， $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ 以及 $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 的比值精度较差，因此采用 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 比值来获得 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄。样品的同位素比值及元素含量计算采用 GLITTER（Ver4.0; Macquarie University）程序，并采用 Andersen（2002）的 $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ 和 $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$ 的综合方法进行同位素比值的校正，以达到扣除普通 Pb 的影响。放射成因 Pb 的含量根据 Stacey（1975）所给出的地壳平均 Pb 同位素组成进行了普通 Pb 校正。年龄计算及谐和图的绘制采用 Isoplot3.0 完成，具体实验过程可参见袁洪林等的文章（2003）。

2.3 锆石特征及测定结果

本文锆石的测定数据可见表 3-3、3-4，锆石的 CL 图像及协和曲线图如图 3-5、3-6、3-7、3-8 所示。

2.3.1 糜棱岩化花岗岩的锆石特征及测定结果

糜棱岩化花岗岩的 CL 图像显示绝大部分锆石均具有明显的环带或条带状结构, 只有个别颗粒环带结构不明显(图 3-5)。依据 CL 图像特征和其年龄值将所测的锆石分为五组。

第一组锆石颗粒呈长条状和粒状, 锆石表面发育有明显的环带结构(图 3-5, 05, 11, 18), 该组锆石粒径相差不大, 在 $150\sim 200\mu\text{m}$, 均可

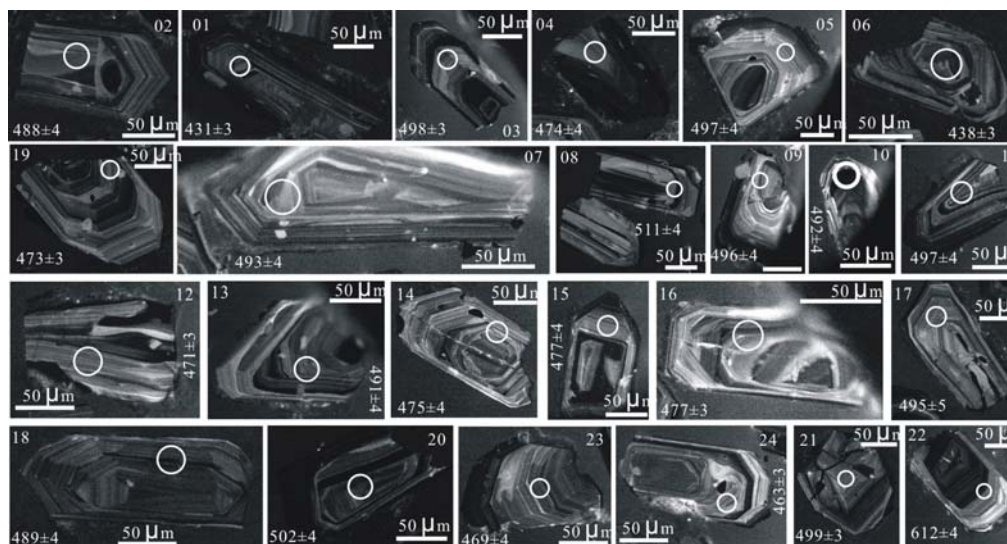


图 3-5 英城子金矿床矿区糜棱岩化花岗岩的锆石 CL 图象

圆圈标注为分析点位置, 01~22 为分析点号, 488 ± 10 (单位为 Ma) 类似标注为 ^{206}Pb 校正的 U-Pb 年龄 ($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$)

见有颜色较深的核部, 从核部向外颜色逐渐变浅, 变为灰白相间, Th/U 比值在 $0.34\sim 0.46$, ^{238}U 总含量在 $322\sim 449\text{ppm}$ 之间, Pb 总含量在 $38\sim 45\text{ppm}$ 之间, 显示了岩浆锆石的特征, 激光探针 U-Pb 表面剥蚀年龄在 $489\sim 497\text{Ma}$ 之间。

第二组锆石主要呈长条状, 环带结构发育, 但是其核部颜色较浅, 从核部向外呈灰白相间(图 3-5, 07, 17), 在裂隙发育处颜色较深, 说明核部的 Pb 含量较低, 同时在裂隙处还可以见有溶蚀的现象, 进一步说明核部的锆石是在普通 Pb 含量较低或是形成以后发生了普通 Pb 丢失的情况下形成的, 该组锆石的粒径差距较大, 在 $150\sim 250\mu\text{m}$, Th/U 比值在 $0.41\sim$

0.62, ^{238}U 总含量在 78~209ppm 之间, Pb 总含量在 18~34ppm 之间, 显示了岩浆期锆石特点, 激光剥蚀年龄在 493~495Ma 之间。

第三组锆石呈不规则状, 表面的条带状结构发育不是很好, 具有面型和扇形的分带特征 (图 3-5, 9-10, 13), 在颗粒的表面也发育有裂纹, 并且裂纹处相对于其周围的锆石颜色较深, 其成因可能与第二组类似, 这组锆石粒径相对较小, 在 100 μm 左右, Th/U 比值在 0.35~0.61, ^{238}U 总含量在 194~386ppm 之间, Pb 总含量在 19~36ppm 之间, 显示了岩浆期锆石特点, 激光剥蚀年龄在 491~496Ma 之间。

第四组锆石呈半自形、不规则状, 表面发育有较完好的条带和环带, 都可见有颜色较深的核部, 从核部向外, 浅色和深色条带相间分布, 在颗粒的外围都可见有溶蚀的现象, 锆石颗粒都不完整, 粒径在 100~150 μm 之间, Th/U 比值在 0.28~0.81 之间, ^{238}U 总含量在 332~527ppm 之间, Pb 总含量在 29~62ppm 之间, 具有岩浆锆石特点, 激光剥蚀年龄在 463~477Ma 之间。第五组锆石呈半自形, 具有较完好的环带, 在边部可见有溶蚀结构, 粒径差距较大, 在 70~150 μm 之间, 锆石颗粒可见有明显的裂纹, 在裂纹处可见有溶蚀结构, 结合这组锆石核部的颜色较浅, 我们可以初步判断这类锆石是在普通铅含量较低状态下结晶或是形成后破裂发生了 Pb 丢失, Th/U 比值在 0.29~0.44 之间, ^{238}U 总含量在 317~453ppm 之间, Pb 总含量在 30~43ppm 之间, 显示了

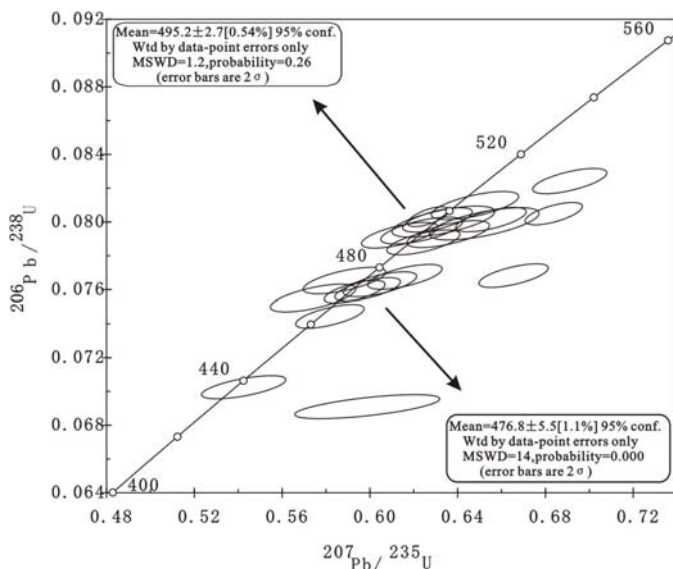


图 3-6 Ycz 锆石年龄谐和图

岩浆锆石的特征, 激光探针 U—Pb 表面剥蚀年龄在 475~477Ma 之间。

通过对花岗岩的 U—Pb 年龄的数据 (表 3—3) 和锆石的年龄谐和曲线图 (图 3—6) 可以看出, 这些锆石的年龄虽然可以明显的分为两个区间 ($495.2\pm 2.7\text{Ma}$ 和 $476\pm 5.5\text{Ma}$), 但任有少量的锆石年龄偏离了谐和曲线或是和这两个主要的年龄区间存在较大的差距。例如, 对于 22 号锆石, 其测得年龄为 $612\pm 4\text{Ma}$, 通过观察 CL 图象, 可以发现其测点偏向锆石的核部, 所以其年龄值有可能代表了核部较老锆石的年龄; 对于 3 号和 8 号点, 尽管其年龄值没有偏离谐和曲线, 但是这两点分别具有异常高的 ^{238}U (分别为 2207ppm 和 707ppm), 所以在做年龄谐和曲线时并未将其统计在内; 对于 1 号和 6 号锆石, 尽管测试点也是在边部, 但是其却显示了明显偏低的 U—Pb 年龄 (431 和 438Ma), 对其 CL 图象特征进行分析后推测可能是后期的岩浆结晶形成的锆石。对于谐和曲线上的年龄分为两个主要的区间, 我们推测所测的花岗岩岩体为一个复式岩体, 不同年龄的锆石可能是由不同期次的岩浆结晶而形成的。

2.3.2 闪长玢岩的锆石特征及测定结果

闪长玢岩的 CL 图象显示, 大部分的锆石表面均具有较明显的的条带状和环带状结构, 小部分锆石的条带不发育或不明显 (图 3—7), 依据其 CL 图象特征和测得的年龄值, 将其分为四组。

第一组为粒状—短柱状, 自形、半自形的锆石, 条带状结果不发育或是发育不完全 (图 3—7, 1.1, 9.1, 10.1), 该组锆石颗粒大小差距较大, 在 $50\sim 130\mu\text{m}$ 之间, 大的颗粒其内部条带呈面状分布, 核部为深色, 在边部具有溶蚀结构。随着锆石颗粒粒度的减小, 其条带分布也越来越差, 在边部可见有溶蚀结构。该组锆石的 Th/U 比值在 0.27~0.36 之间; U 含量较高, 可达 515 和 $743\mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1}$, 普通铅和放射性铅的含量均在均值范围内, 根据其锆石图像和各种比值特征可以判断其为岩浆后期结晶锆石, 激光探针 U—Pb 表面剥蚀年龄在 419~451Ma。

第二组为短柱状、不规则状，这组锆石的粒度较均匀，在 $50\mu\text{m}$ 左右，CL 图像的条带结构或环带发育较好，也发育有扇形分带特征，颜色较深的核部（图 3—7，14.1，16.1，12.1），这组锆石的 Th/U 比值较高，可达

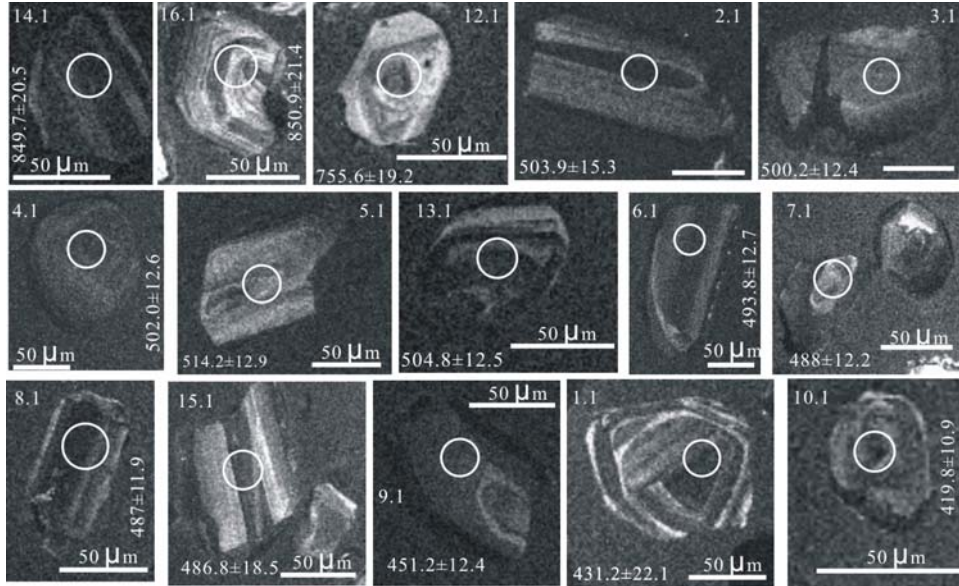


图 3—7 英城子金矿床矿区闪长玢岩中的锆石 CL 图象

圆圈标注为分析点位置，1.1~16.1 为分析点号， 486.8 ± 18.5 （单位为 Ma）类似标注为 ^{206}Pb 校正的 U-Pb 年龄（ $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ）0.71 和 1.1，Th 含量较高，在 $281 \sim 289\mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1}$ ，普通铅含量差距较大，低的在 0.2%，高者可达 0.42%，显示了岩浆锆石的特征。通过对该组锆石的核部激光探针测试，显示其 U—Pb 表面剥蚀年龄在 $755 \sim 850\text{Ma}$ 。

第三组锆石柱状，长条状和部规则状，粒径在 $100 \sim 150\mu\text{m}$ ，CL 图象显示大部分的条带状结构发育完全，小部分发育的不好，呈面状分布，也有呈扇状分布者（图 3—7，2.1，4.1—8.1，15.1），核部颜色较浅，向外颜色逐渐变浅，Th/U 比值在 0.38~0.85 之间；U 含量在 $290 \sim 464\mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1}$ 之间，高者可达 $1296\mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1}$ ；Th 含量在 $134 \sim 258\mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1}$ ，与 U 含量最高者相对应，其 Th 含量可达 $1035\mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1}$ ，显示具有岩浆锆石的特征。激光探针 U—Pb 表面剥蚀年龄在 $486 \sim 503\text{Ma}$ 。

第四组锆石呈短粗粒状，粒径在 $100\mu\text{m}$ 左右，晶体发育有裂纹，CL

图像显示条带结构不发育, 主要呈面状结构 (图 3—7, 3.1), 核部颜色较浅, 裂纹附近色调较深, 体现内部锆石的普通 Pb 含量较低, 向外逐渐增高, 尤其是在裂纹附近普通 Pb 含量较高, 结合 CL 图像特征我们可以初步判断核部的锆石是在普通 Pb 含量较低的状态结晶形成或是形成后发生了普通 Pb 丢失, Th/U 比值为 0.23, 相对较低; U 含量在 $674\mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1}$, 显示了成因锆石的特征, 激光探针 U—Pb 表面剥蚀年龄在 $500\pm 12.4\text{Ma}$ 。

上述闪长玢岩的 16 个锆石激光探针 U—Pb 表面剥蚀年龄($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$)均为谐和年龄, 结合 CL 图像特征可以发现, 测试点都主要集中于锆石的核部, 只有少量的集中于锆石的边部。因此第二、第三、第四组的锆石年龄虽然一致性较好 (图 3—8), 但可能代表了早期形成的锆石年龄, 是在闪长玢岩形成过程中被捕获的, 并不能代表矿区闪长玢岩的真实年龄。而对于第一组的锆石, 测试点分布的相对位于边部, 受老锆石的影响不大, 代表了后期的岩浆结晶过程形成的锆石年龄, 可以反映闪长玢岩的真实年龄 ($430\pm 15\text{Ma}$)。

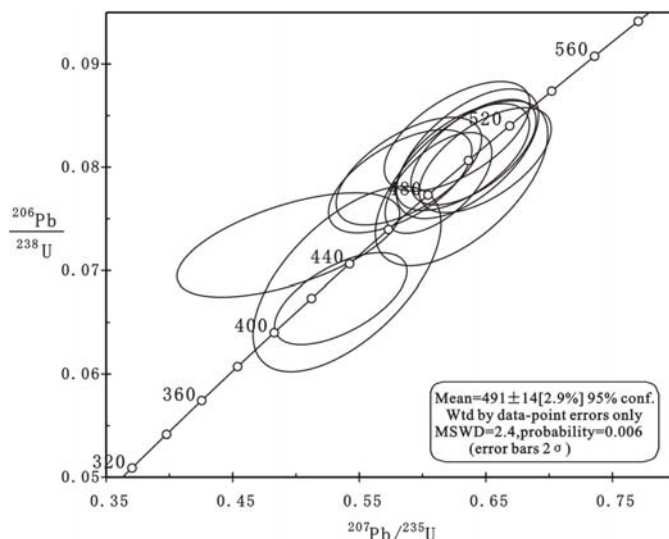


图 3—8 DWT 锆石年龄谐和图

2.4 有关成矿时代的讨论

前人对赋矿的英城子岩体进行的 K—Ar 同位素年龄测定, 测年结果为 191Ma, 故认为英城子金矿床的成矿年代也大致在 191Ma 左右 (黑龙江地球物理勘查研究院, 2006), 考虑到 K—Ar 同位素测年的影响因素较多, 误差较大, 因此认为此年龄值是不可靠的。本次通过对含矿岩体和与矿脉伴

生的脉岩年龄测试显示脉岩的形成年龄在 $430\pm 15\text{Ma}$ ，而赋矿围岩的年龄为 $495.2\pm 2.7\text{Ma}$ 和 $476\pm 5.5\text{Ma}$ 。因此，我们认为英城子金矿床的最大年龄不会超过 $430\pm 15\text{Ma}$ ，即金矿化至少晚于或接近 $430\pm 15\text{Ma}$ 。而赋矿的花岗岩则是要早于矿化而形成。

第四章 矿区岩石地球化学特征

在矿区的中部和西南部出露有大量的花岗岩，代表性的岩体为英城子二长花岗岩，在矿区内分布最为广泛，与矿床关系也较为密切。此外，还分布有大量的脉岩，主要是闪长玢岩和煌斑岩，这些脉岩与矿体伴生，与成矿关系最为紧密。

第一节 英城子花岗岩和脉岩地质特征

1.1 英城子花岗岩

英城子二长花岗岩在矿区内分布范围较大，岩性单一，均为二长花岗岩。岩体边部为中细粒花岗岩；岩体内部具有碎裂结构，破碎裂隙发育，无定向性。岩石主要矿物成分为钾长石、石英、斜长石及少量黑云母。其中石英破碎、形变现象明显。其中粒度较大的石英，多数破碎成小碎块，甚至细的碎粒、糜棱物质，并表现出重结晶现象，细小者环绕于较大的碎块间，有时能见颗粒较大的石英中的碎裂纹，而细小的碎粒沿裂纹分布（充填），石英具有波状消光、变形带、亚颗粒。含量 30%。钾长石和斜长石，破碎不如石英明显，主要表现为裂纹发育。具波状消光和亚颗粒。个别裂隙穿过的地方形变明显，呈斜列式分布，有时见新生矿物绢云母沿长石“x”型裂纹分布，局部破碎重结晶，总的看长石晶形基本保持，颗粒之间新生的绢云母、细小的碎粒环绕。钾长石量多 45%，斜长石 20%，原长石、石英粒径较粗，3—5mm，破碎后大小不一。黑云母已绿泥石化（淡绿），伴有少量磁铁矿，粒径在 0.8—2mm。除此以外还含有少量的绢云母，呈无色鳞片状，属新生矿物，局部见“胶结”破碎或碎块的长石。多数作为充填物充填于矿物裂隙中或环绕大的晶体产出。副矿物主要有磁铁矿、磷灰石和伊利石等（见图版）。

1.2 矿区脉岩

矿区内分布最广泛的脉岩是闪长玢岩和煌斑岩,与矿化关系最为密切,多与矿脉伴生,两者产状基本一致。岩相学特征表明,斑状结构,块状构造,球状风化。斑晶为斜长石和角闪石。含量不等,大小多在1—3mm。基质为自形微晶结构,由斜长石、角闪石或黑云母组成,个别含辉石。风化岩石呈暗黄绿色土状物,疏松。副矿物主要为磁铁矿、伊利石等(见图版)。

第二节 主量元素特征

2.1 英城子花岗岩主量元素特征

岩石化学分析表明(表4-1),主要氧化物组成为: SiO_2 为70.2~75.66%、 MgO 为0.24~0.37%、 CaO 为0.67~1.36%、 TiO_2 介于0.2~0.24%、 Al_2O_3 介于11.46~14.56%; $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ 含量在8.52~10.35之间, $(\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O})$ 比值在0.18~0.67之间,以富钾质为主; $(\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O})/\text{CaO}$ 比值在6.85~15.45之间,里特曼指数在2.37~3.94,为钙碱性系列; Mg 指数在21.83~31.84之间。同时在A-F-M图解和硅-钾图(分别为图4-1, A, C)上,所有样品的投影点都落于钙碱性和高钾钙碱性系列范围内,与计算结果相符;在TAS图解(图4-1, B)上样品投影点落于花岗岩区域内。

从铝饱和指数图解(图4-1, D)上可以看出, A/CNK ($\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ 的摩尔比) 介于1.17~1.38, 而 A/NK ($\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ 的摩尔比) 介于1.30~1.54之间, 在 A/CNK - A/NK 图解上所有样品的投影点都落于过铝质区域内, 属于过铝质岩石。

对矿区英城子花岗岩的主要元素进行 CIPW 标准矿物计算, 从计算结果(表 4-2) 可以看出, 该岩体的分异指数 DI 介于 91~94 之间, 反映了岩浆演化过程中结晶分异程度较高。CIPW 计算结果显示, 岩石中不含有霞石、白榴石和橄榄石, 含有紫苏辉石、磁铁矿和磷灰石, 刚玉分子在 Ycz-4520 和 YCZ-4576 中也是介于 0.37~1.39, 而在 YCZ-4518 和 YCZ-6

中没有出现。

2.2 脉岩主量元素特征

岩石化学分析表明（表 4-1），主要氧化物组成为： SiO_2 为 45.84~47.16%、 MgO 为 3.75~4.73%、 CaO 为 7.04~8.74%、 TiO_2 介于 1.12~1.45% 之间、 Al_2O_3 介于 15.8~17.02% 之间； $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ 含量在 4.96~5.68 之间， $(\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O})$ 比值在 0.48~2.41 之间，以富钾质为主；里特曼指数在 6.7~11.36，为钙碱性系列； Mg 指数在 48.02~54.85 之间。同时在 A-F-M 图解和硅-钾图（分别为图 4-1，A，C）上，所有样品的投影点都落于钙碱性和高钾钙碱性系列范围内，与计算结果相符。

对英城子矿区的脉岩主要元素进行 CIPW 标准矿物计算，从计算结果（表 4-2）可以看出，该岩体的分异指数 DI 介于 40~44 之间，反映了岩浆演化过程中结晶分异程度不是很高。CIPW 计算结果显示，岩石中不含有锥辉石、石榴石和刚玉，在 YCZ-179-6\7、YCZ-3 中不含有石英，YCZ-3 不含有紫苏辉石，YCZ-zk1705 中不含有橄榄石；岩石中含有透辉石、磁铁矿、钛铁矿和磷灰石，在 YCZ-zk1705 中含有少量的石英。

第三节 微量元素特征

3.1 英城子花岗岩微量元素特征

英城子花岗岩稀土元素丰度较低，在 128~182 $\mu\text{g/g}$ 。轻稀土元素（LREE）相对富集，重稀土元素（HREE）相对亏损（图4-2，F）。轻、重稀土元素分异作用较明显， $(\text{La}_\text{N}/\text{Yb}_\text{N})$ 比值介于 14~24 之间。在稀土元素配分模式图上（图4-2，F），重稀土元素相对轻稀土元素平坦，具有明显的 Eu 负异常， δEu 介于 0.32~0.4 之间，认为是由较强的结晶分异作用所造成的结果。在原始地幔标准化蛛网图（图4-2，E）上，英城子花岗岩具有相对一致的微量元素配分型式，配分曲线呈右倾型， (Sr/Y) 比值较低，在 3.5~7.13 之间；富集 Rb、Ba、Th、U 等大离子亲石元素，其中 Rb

介于 $140.7\mu\text{g/g}\sim 270.6\mu\text{g/g}$ 之间, Ba介于 $495\mu\text{g/g}\sim 633\mu\text{g/g}$ 之间, Th介于 $11.71\mu\text{g/g}\sim 18.5\mu\text{g/g}$ 之间, U介于 $1.29\mu\text{g/g}\sim 3.93\mu\text{g/g}$; 相对亏损高场强元素, 其中Nb介于 $4.67\mu\text{g/g}\sim 7.61\mu\text{g/g}$ 之间, Ta介于 $0.44\mu\text{g/g}\sim 0.62\mu\text{g/g}$ 之间, Zr介于 $141\mu\text{g/g}\sim 209\mu\text{g/g}$ 之间; 相对于其他元素La、Ce、Nd和Lu具有明显的正异常, Ba、Nb和Sr具有明显的负异常。

通过对英城子花岗岩的岩相学和地球化学的分析, 可知英城子岩体是过铝质高钾钙碱性I型岩石, 轻、重稀土元素分异明显, 具有明显的Eu负异常; 相对富集大离子亲石元素, 亏损高场强元素。

3.2 脉岩微量元素特征

矿区脉岩的稀土元素丰度较低, 在 $108\sim 120\mu\text{g/g}$ 。轻稀土元素(LREE)相对富集, 重稀土元素(HREE)相对亏损(图4-2, F)。轻、重稀土元素分异作用较明显, $(\text{La}_N/\text{Yb}_N)$ 比值介于6~9之间。在稀土元素配分模式图上(图4-2, F), 重稀土元素相对轻稀土元素平坦, Eu没有明显的异常, δEu 介于0.9~1之间, 认为是由岩浆演化过程中结晶分异程度较差而引起的。在原始地幔标准化蛛网图(图4-2, E)上, 英城子矿区脉岩具有相对一致的微量元素配分型式, 配分曲线呈右倾型, (Sr/Y) 比值较高, 在29.13~32.79之间; 富集Rb、Sr、Th、U等大离子亲石元素, 其中Rb介于 $81.5\mu\text{g/g}\sim 245.7\mu\text{g/g}$ 之间, Sr介于 $508\mu\text{g/g}\sim 723\mu\text{g/g}$ 之间, Th介于 $2.05\mu\text{g/g}\sim 2.67\mu\text{g/g}$ 之间, U介于 $0.59\mu\text{g/g}\sim 1.39\mu\text{g/g}$; 相对亏损Nb、Ta、Zr、Hf等高场强元素, 其中Nb介于 $4.0\mu\text{g/g}\sim 5.59\mu\text{g/g}$ 之间, Ta介于 $0.22\mu\text{g/g}\sim 0.31\mu\text{g/g}$ 之间, Zr介于 $104\mu\text{g/g}\sim 119\mu\text{g/g}$ 之间; 相对于其他元素Sm和Lu具有相对的正异常。

通过对英城子矿区脉岩的岩相学和地球化学的分析, 可知这些脉岩是高钾钙碱性岩石, 轻、重稀土元素分异明显, 没有明显的Eu异常; 相对富集大离子亲石元素, 亏损高场强元素。

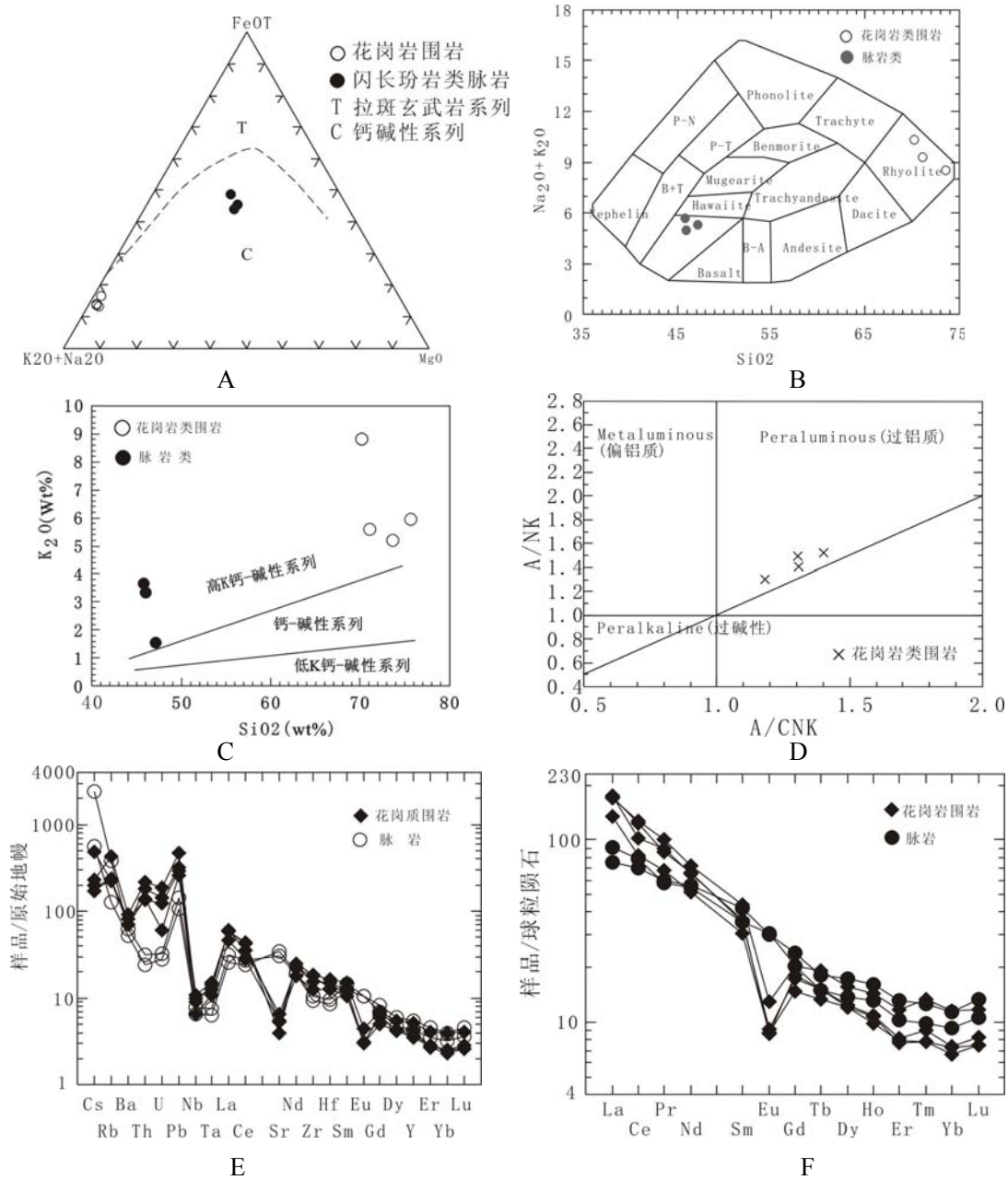


图 4-1 英城子花岗岩岩体和脉岩的主量元素、微量和稀土元素图解

表 4-1 英城子金矿围岩和脉岩的主量元素 (wt%) 和微量元素 (10^{-6}) 分析结果

样品	Ycz-4520	YCZ-4518	YCZ-4576	YCZ-6	YCZ-179-6\7	YCZ-zk1705	YCZ-3
SiO ₂							
Al ₂ O ₃							
TiO ₂							
Fe ₂ O ₃ ^T							
CaO							
MgO							
K ₂ O							
Na ₂ O							
MnO							
P ₂ O ₅							
LOI							
总和							
Na ₂ O/K ₂ O							
里特曼指数							
Mg [#]							
Sc							
V							
Cr							
Co							
Ni							
Cu							
Zn							
Ga							
Rb							
Sr							
Y							
Zr							
Nb							
Cs							
Ba							
La							
Ce							
Pr							
Nd							
Sm							
Eu							
Gd							
Tb							

Dy
Ho
Er
Tm
Yb
Lu
Hf
Ta
Pb
Th
U
REE
La_N/Yb_N
Sr/Y
δEu

注: $\text{Fe}_2\text{O}_3^{\text{T}}$ 指全铁; $\text{Mg}^{\#} = 100 \times \text{Mg}^{2+} / (\text{Mg}^{2+} + 0.9 \times \text{Fe}_2\text{O}_3^{\text{T}} / 80)$

表 4-2 英城子金矿围岩和脉岩的 CIPW 标准矿物计算结果

样号	Ycz-4520	YCZ-4518	YCZ-4576	YCZ-6	YCZ-179-6\7	YCZ-3	YCZ-zk1705
Q							
Or							
Ab							
An							
Lc							
Ne							
C							
Ac							
Ns							
DiWo							
DiEn							
DiFs							
HyEn							
HyFs							
OIFo							
OIFa							
Mt							
He							
Il							
Ap							
DI							

第四节 Sr、Nd、Pb 同位素特征

英城子花岗岩和脉岩的 Sr、Nd、Pb 同位素测试结果分别见于表 4-3、表 4-4 和表 4-5，具体特征如下。

4.1 Sr、Nd 同位素特征

从表4-3和4-4可以看出，英城子花岗岩和脉岩具有相似的Sr、Nd同位素组成，除去YCZ-4520号样品具有相对较低的Sr含量($73.08\mu\text{g/g}$)， $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$

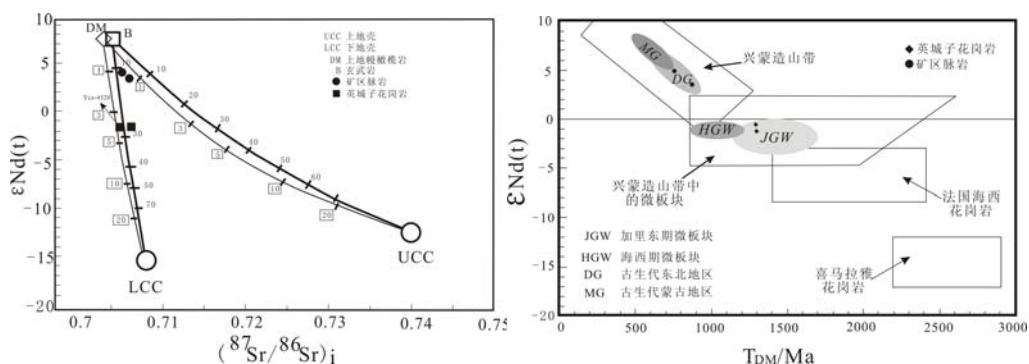


图 4-2 英城子花岗岩和脉岩的 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i - \epsilon\text{Nd}(t)$ 和 $\epsilon\text{Nd}(t) - T_{\text{DM}}$ 图解的比值分别为 $0.726676 \sim 0.755487$ 和 $0.709123 \sim 0.715128$ ， $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 的比值近乎相同，介于 $0.512313 \sim 0.512729$ 。由于英城子地区前人工作较少，对英城子花岗岩也没有精确的年代学资料，因此对于英城子花岗岩和脉岩采用了本次工作所获得的年龄数据，花岗岩的初始 Sr、Nd 参数用加权平均年龄 484Ma ，脉岩的初始 Sr、Nd 参数用加权平均年龄 430Ma 。那么，所得花岗岩和脉岩的 I_{Sr} 分别为： 0.70802 （YCZ-4520 号样品的 Sr 含量较低，故未统计）和 $0.70603 \sim 0.70887$ ； $\epsilon\text{Nd}(t)$ 分别为 $-0.8691 \sim -1.0741$ ， $3.6101 \sim 5.0332$ 。

模式年龄是表示样品从地幔分离出来到现今的时间，Nd 模式年龄是研究岩石 Nd 同位素的重要参数，考虑到不同岩石的 Sm/Nd 分馏情况，一般认为 $f_{\text{Sm}/\text{Nd}}$ 的值介于 $-0.50 \sim -0.20$ 之间，其模式年龄才具有地质意义（吴福元等，1997）。从表 4-4 可以看出，不论花岗岩还是脉岩，其 $f_{\text{Sm}/\text{Nd}}$ 比值都介于

-0.50~-0.20之间，因此其模式年龄具有地质意义，其 T_{DM} 分别为1.29Ga~1.30Ga和0.76Ga~0.88Ga。

英城子花岗岩和矿区脉岩的岩相学和地球化学的特征揭示了该岩体属于高钾钙碱性I型火成岩，其源区物质应该是先期形成的火成岩。在 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i - \epsilon\text{Nd}(t)$ 图解上（图4-2），如果按照Wu等（2003）设定的DM（ $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.703, w(\text{Sr})=20 \times 10^{-6}, \epsilon\text{Nd}=8, w(\text{Nd})=1.2 \times 10^{-6}$ ）和LCC（ $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.708, w(\text{Sr})=230 \times 10^{-6}, \epsilon\text{Nd}=-15, w(\text{Nd})=20 \times 10^{-6}$ ）估算，所有的样品（YCZ-4520号样品，虽然锶的含量较低，但其值也在范围内）都落在DM—LCC线上，其中矿区的脉岩更靠近DM端元。

在 $\epsilon\text{Nd}(t) - T_{DM}$ 图解上，可以看到花岗岩的测试点都落在兴蒙造山带加里东期的微板块区域内（洪大卫，2000），而矿区的脉岩也落在兴蒙造山带范围内，这些特征与东北地区古生代的 $\epsilon\text{Nd}(t) - T_{DM}$ 特征相吻合。

表 4-3 英城子花岗岩和脉岩的 Rb-Sr 同位素组成

样品	Rb($\mu\text{g/g}$)	Sr($\mu\text{g/g}$)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	2σ	I_{Sr}
YCZ-4520						
YCZ-6						
YCZ-179-6/7						
YCZ-KZ1705						
YCZ-3						

表 4-4 英城子花岗岩和脉岩的 Sm-Nd 同位素组成

样品	Sm	Nd	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	2σ	$\epsilon\text{Nd}(t)$	$f_{\text{Sm/Nd}}$	$T_{DM}(\text{Ga})$
YCZ-4520								
YCZ-6								
YCZ-179-6/7								
YCZ-KZ1705								

表 4-6 英城子花岗岩和脉岩的 Pb-Pb 同位素组成

样品	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	2σ	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	2σ	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	2σ
YCZ-4520						
YCZ-6						
YCZ-179-6/7						
YCZ-KZ1705						
YCZ-3						

4.2 Pb 同位素特征

Pb 同位素分析结果 (表 4-6) 显示, 英城子花岗岩和矿区的脉岩具有相似的 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 、 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 和 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, 分别为 18.7903~18.8482, 15.6118 ~ 15.6157 , 38.5031 ~ 38.8933 和 18.3795 ~ 18.5294 , 15.5325 ~ 15.5792 , 38.0413~38.1806。这种 Pb 同位素组成的均一性, 说明它们可能具有相似的来源。在 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ — $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 图解上落在了靠近地幔的下地壳部位, 有可能是岩浆在上升的过程中受到了古老地壳物质的混染而造成的。

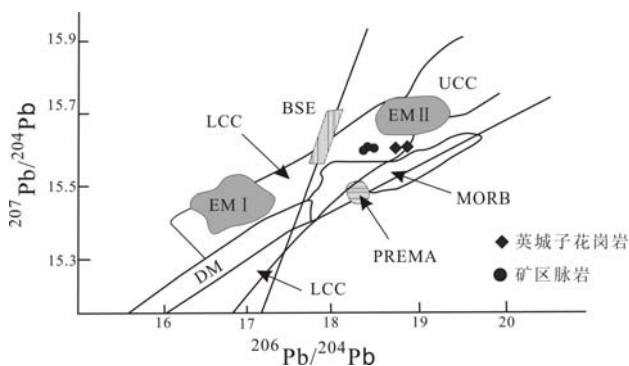


图 4-3 英城子花岗岩和脉岩的 Pb 同位素图

第五节 岩浆成因及地球动力学背景

主量元素、微量元素和 Sr、Nd、Pb 同位素的特征及其相互之间的地球化学协变图解是分析岩浆的成因和地球化学动力学背景的一种直接、有效的手段。通过对英城子花岗岩和矿区脉岩的研究, 对其成因和动力学背景进行初步的探讨。

5.1 岩浆源区及成因

英城子花岗岩和脉岩的主量元素特点显示, 两者都是高钾钙碱性岩石, 同时花岗岩铝指数较高, TiO 含量较低, K_2O 含量较高; 轻、重稀土元素分异明显, 轻稀土元素富集, 重稀土元素亏损, 英城子花岗岩具有明显的 Eu 异常, 而脉岩则不具有 Eu 异常; 花岗岩和脉岩都是相对富集 Rb、Sr、Ba、Th、U 等大离子亲石元素, 相对亏损 Nb、Ta、Zr、Hf 等高场强元素; 两者的 Rb/Sr 和 Rb/Ba 分别为 1.029~3.239、0.245~0.428 和 0.113~

0.377、0.225~0.561，均高于原始地幔（分别为 0.029 和 0.088），这说明两者并不是完全来自原始地幔，可能还受到了地壳物质的影响。

英城子花岗岩的Sr、Nd同位素研究表明，虽然 ϵNd 值较高（-1.07~-0.87），较低的 I_{Sr} （0.6795~0.7080），与典型的幔源花岗岩接近（ ϵNd 为3.3~6.1， I_{Sr} 为0.70351~0.7396）（H.D.Hensel, 1985），但与典型的幔源花岗岩（ SiO_2 含量 $\pm 65\%$ ， NaO 含量 $\geq 4\%$ ）相比，其 SiO_2 含量（70.2~75.66%）较高、 NaO 含量（1.55~3.73）较低，铝指数较高，并含有刚玉。在 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ — $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 图解上，英城子花岗岩的成分点也都落在了下地壳的范围内。同时英城子花岗岩的钆模式年龄为1.29~1.31Ga，表明它们来源于中元古代的地壳而不是早元古代的结晶基底（基底为晚太古麻山群，年龄在2.54~2.55Ga）。在 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ — $\epsilon\text{Nd}(t)$ 图解上，我们也能看到虽然英城子花岗岩落在了DM—LCC线上，其中地幔成分约占60%，地壳成分约占40%左右。但是结合兴蒙造山带内产于微板块上的花岗岩特征，并同世界上其他地区典型的壳源花岗岩相比，它们的 $\epsilon\text{Nd}(t)$ 仍然较低， T_{DM} 较低（图4-2），这说明英城子花岗岩并不是完全来自于地壳，有部分幔源岩浆混入。我们认为 $\epsilon\text{Nd}(t)$ — T_{DM} 特征主要取决于幔源岩浆被古老地壳物质的混染程度和地壳物质的时代。如果地壳物质的时代相同，地壳物质混染的比例越大，岩浆的 $\epsilon\text{Nd}(t)$ 越底；如果地壳物质的年代较老，则只需小比例的地壳物质就可能产生同样的效果（洪大卫，2000）。因此，我们认为英城子花岗岩在其形成过程中，既有幔源物质也有地壳物质的参与。虽然我们目前还不能对地幔和地壳物质各自所占的比例进行准确的推算，但是根据英城子花岗岩的分布面积来看，应该是地壳物质占多数，地幔物质是少量的。因此我们认为英城子花岗岩是由起源于地幔的岩浆上侵，引起上覆地壳物质的熔融，两者混染而形成（吴福元，1999；洪大卫，2000）。

对于矿区的脉岩，Sr、Nd同位素结果表明， ϵNd 值较高（3.61~5.03），

较低的 I_{Sr} (0.706~0.7088), 与典型的幔源岩浆非常的接近; 从表4-1和表4-2可以看出其 SiO_2 含量 (45.16~45.84%) 较高、NaO含量 (3.73%±) 较低, 没有明显的Eu异常, 这些特征与H.D.Hensel对Nundle的分析结果比较一致, 显示了幔源岩浆的特征。在 $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i - \epsilon Nd(t)$ 图解上, 我们看到脉岩的测试点也都落在了DM-LCC趋势线上, 与花岗岩相比更靠近DM端元, 其中地幔成分约占90%左右, 地壳成分成分约占10%。在矿区内脉岩分布较少, 这种物质比例也是较合理的。同时脉岩的钨模式年龄为763~880Ma之间, 与区域内由蛇绿岩和岛弧杂岩记录的古亚洲洋扩张的时间基本一致 (Dobretsov N L, 1995; 张海驹, 1991), 这些都说明了脉岩的物质以地幔物质为主, 混染了部分地壳物质。

在 $^{206}Pb/^{204}Pb - ^{207}Pb/^{204}Pb$ 图解上, 英城子花岗岩和脉岩的成分点也都落在了下地壳的范围内, 同时结合同位素和区域地质特点, 我们认为这是由于地幔起源的岩浆形成洋壳后, 在俯冲过程中, 洋壳部分熔融形成基性岩浆, 这种基性的岩浆在上升演化的过程中混染了部分地壳物质而形成的。

5.2 地球动力学背景

Pearce和Cann (1971, 1973) 最先提出来依据化学成分来限定岩浆起源的大地构造背景。主量元素和微量量元素的特点以及地球化学协变图解的应用是判断花岗岩形成构造背景的有利手段。

英城子花岗岩和脉岩的主量元素特征显示两者属于高钾钙碱性岩石, 一般认为钙碱性—高钾钙碱性岩浆形成于岛弧、大陆边缘环境, 或由与大洋板块俯冲作用有关的地幔部分熔融产生。英城子花岗岩和脉岩轻稀土元素 (LREE) 和富集 Rb、Sr、Ba、Th、U 等大离子亲石元素相对富集, 相对亏损 Nb、Ta、Zr、Hf 等高场强元素, 反映具有岛弧火山岩特点。

Pearce 等 (1984) 在系统地研究了已知大地构造背景的花岗岩的地球化学特征的基础上认为, 元素Y、Yb、Rb、Ba、K、Nb、Ta、Ce、Sm、

Zr和Hf 最能有效地区分不同大地构造环境的花岗岩。利用微量元素Rb、Y和Nb来区分大洋脊花岗岩（ORG）、板内花岗岩（WPG）、火山弧花岗岩(VAG)和同碰撞花岗岩(Syn-COLG)等大多数类型花岗岩是最为有效的判据（杨学明等，2000）。

英城子花岗岩和脉岩在Nb-Y图解上分别投在了火山弧+同碰撞区域内（图4-4），反映了两者都是形成于活动大陆边缘环境，与板块的俯冲作用有关。

从整个区域构造环境来看，本区位于小兴安岭—张广才岭地区，处于松辽盆地的东缘，属于松嫩地块的组成部分，东以嘉荫—依兰—牡丹江断裂为界与佳木斯地块相接，属于兴蒙造山带的一部分。在元

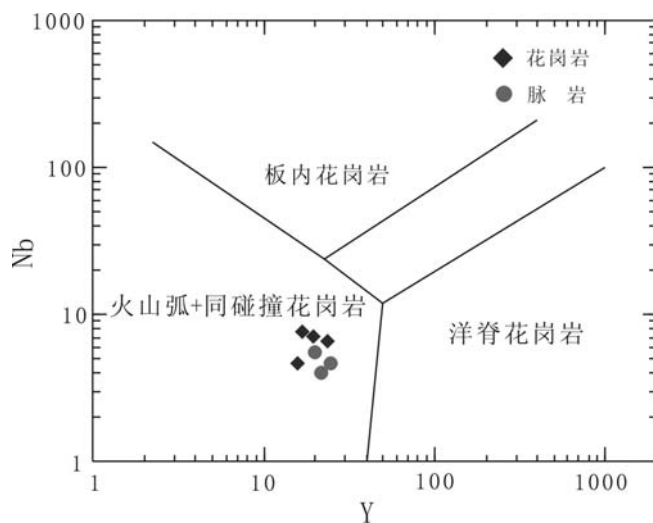


图 4-4 英城子花岗岩岩体和脉岩的 Nb-Y

古宙的中晚期，本区和整个东北地区是一个位于西伯利亚板块、中朝板块之间的多岛洋盆，其间分布着3个具有前寒武纪基底的地体，由西向东分别为：额尔古纳—兴安地体、松嫩—张广才岭地体、佳木斯地体，由古亚洲洋所分隔。在大约900Ma左右，即从古元古代开始，古亚洲洋开始张开，大规模的扩张在750~700Ma，700~600Ma达到扩张的高峰，与此同时洋壳发生走滑式俯冲，年龄为644.9~566.9Ma的蓝片岩可作为此事的证据（张兴洲，1991）。早寒武世，古亚洲洋的西岸，松嫩地块的东缘逐渐由被动陆缘转变为活动陆缘，晚寒武、早奥陶纪形成沟弧体系，洋壳向西加速俯冲，志留纪洋盆闭合，佳木斯地块和松嫩地块发生走滑式地体拼贴，导致强韧性变形作用的发生（445.36~414.65Ma）和大规模的岩浆侵入

(435~405Ma)，沿牡丹江断裂两侧基本保留了两地体最后拼贴的记录。

本次对英城子花岗岩和矿区脉岩的研究表明其形成于480Ma和430Ma左右，另外，从松嫩地块宝康组流纹岩中获得了(437±27.91)Ma的同位素年龄，这与张广才岭二合营群变质基性岩的Rb-Sr等时线年龄为(471.23±58.63)Ma十分一致（周裕文等，1993），说明此阶段松嫩地块正处于古亚洲洋向其俯冲的过程中，而本次的研究区则是位于活动陆缘的沟弧体系中。两者的源岩或多或少都显示了幔源岩浆的特点（英城子花岗岩地壳物质影响较大），因此认为英城子花岗岩是由俯冲的古亚洲洋板块脱水、熔融，形成了具有幔源特征的基性岩浆，这些岩浆对上覆的地壳提供了热源，使地壳物质熔融并与之相互混合，形成具有壳—幔混合源特征的岩浆；而矿区的脉岩则是基性岩浆沿着裂隙直接上升，与地壳物质发生了微弱的混染而形成的，显示了强烈的幔源特征。

第五章 矿床成因与成矿模式研究

英城子金矿床产于古生代活动大陆边缘，其周边发育有大面积的古生代花岗岩和火山岩，伴随有大量的闪长玢岩、煌斑岩等脉岩。由于该矿床属于首次被发现，前人对其研究较少，仅有黑龙江地球物理勘察研究院在此进行过区域地质调查和物、化探工作，得出该矿赋存于韧性剪切带中的认识（黑龙江地球物理勘察研究院，2006），但对于矿床与剪切带的具体关系则没有详细阐明。本次工作在详细研究该矿床的地质、地球化学特征基础上，试图从矿床的形成时代、成矿流体和物质来源、构造与成矿的关系、岩浆作用对成矿的制约及成矿环境等角度，对其成因进行论证，以期今后的找矿提供指导性服务。

第一节 矿床成因研究

本次工作拟通过对矿床时代、成矿流体和物质的来源、构造和岩浆对成矿的制约等方面来对英城子金矿床的成因进行研究。

1.1 成矿时代

到目前为止，仅有本次工作对该金矿的成矿时代进行了精确的测定，前人只对英城子花岗岩岩体进行了 K—Ar 法测年，得到结果为 191Ma。但考虑到 K—Ar 法测年的影响因素较大，且测试精度不十分准确，其准确性值得商榷。

本次工作对赋矿的花岗岩和与矿体伴生的脉岩分别进行了锆石 U—Pb 年龄测定，得到花岗岩年龄为 $476 \pm 5.5\text{Ma}$ ，形成早古生代，为加里东期的产物；对脉岩的测试显示其形成于 $430 \pm 15\text{Ma}$ 。

根据王安建（1990）、苏小四（1994）等人对脉岩的研究表明，与矿体紧密伴生的脉岩，特别是中基性脉岩和煌斑岩对于限定矿化的时间具有十分重要的意义。本次工作得到的 $430 \pm 15\text{Ma}$ 的脉岩年龄，限定了英城子

金矿床的矿化最大年龄不会超过 445Ma, 最小年龄在 415Ma 左右。与赋矿花岗岩年龄 ($476\pm 5.5\text{Ma}$) 相比较, 说明矿化与花岗岩成岩有时间差, 花岗岩要早于矿化而形成。

区域上, 在小兴安岭—张广才岭褶皱带上还分布有小西林、西林二段、西林南沟、老道庙沟等大一中型铅、锌矿床 (尹冰川, 1997), 与这些矿床由密切成因关系的花岗岩年龄在 $450\sim 400\text{Ma}$ (Rb—Sr、Sm—Nd、Pb—Pb) (许文良、孙德有、周燕等, 1994)。与这些花岗岩的年龄相对比, 可以发现英城子金矿床与小西林等矿床成矿时间相吻合, 同属于加里东期的成矿作用形成的矿床, 即为古亚洲样板块向松嫩板块俯冲, 松嫩板块与佳木斯板块拼合、碰撞作用过程中产生的。

1.2 成矿流体来源

现代矿床学的研究表明, 成矿流体主要有地幔流体、海水、卤水、地热水、岩浆热液、变质热液和雨水、地下水等, 同一矿床可能会有不同性质和来源的成矿流体在起作用。因此, 对于判断成矿流体的来源, 对于讨论矿床的成因具有十分重要的意义。

由于英城子金矿是首次发现, 并且整个区域内研究程度都比较低, 前人还没有对其成矿流体进行过研究。本次主要通过流体包裹体的研究来说明其成矿流体的特征, 研究表明: 矿石的流体包裹体主要为气液两相包体, 少量的气—液—固三相包体和气相或液相单相包体。对于气液两相包体, 气液比分别在 $10\%\sim 30\%$ 和 $40\%\sim 50\%$, 个别颗粒可达到 60% 或 80% , 均一温度变化在 $100^{\circ}\text{C}\sim 450^{\circ}\text{C}$, 并且可以明显的分为 $>350^{\circ}\text{C}$, $250^{\circ}\text{C}\sim 300^{\circ}\text{C}$, $150^{\circ}\text{C}\sim 220^{\circ}\text{C}$ 及 $<150^{\circ}\text{C}$ 四个温度区间, 主成矿阶段温度为 $170^{\circ}\text{C}\sim 270^{\circ}\text{C}$, 盐度 $w(\text{NaCl})/\%$ 变化在 $1.57\sim 57.08\%$ 之间, 主要集中于 $3\sim 13\%$ 之间, 随温度的变化盐度没有发生变化, 成矿流体总体是属于中温中低盐度流体; 两相包体的压力变化较大, 从 $6\sim 50\times 10^5\text{Pa}$, 成矿作用主要发生的深度应为 $0.11\sim 0.65\text{Km}$; 激光拉曼特征显示包体成分主要是以 CO_2 、 H_2O

和 CH_4 为主,含有微量的 CO 及 C_2H_6 等成分,属于 $\text{CO}_2-\text{H}_2\text{O}-\text{CH}_4$ 体系。毛景文等人(1998)指出成矿流体中 CO_2 和 H_2O 含量较高,揭示具有幔源流体成分参与成矿。孙丰月(1995)、杜乐天(1996)等人也指出 $\text{C}-\text{H}-\text{O}$ 组合可能为幔源流体成矿的一种指示。流体中含有的 CH_4 及 C_2H_6 等有机成分,可能是大气降水流经地表或沿裂隙下渗而产生的结果(王可勇等,2004)。尽管目前利用流体包裹体气相组成来判断成矿流体来源和示踪成矿过程的研究仍不成熟,从中获得的成矿信息也极为有限(孙晓明等,2004),但至少可以说明成矿流体并不是单一的幔源流体,很有可能混有大气降水,并且后期的大气降水对矿质的沉淀可能也起到了一定的作用。

同时,我们对矿区内与矿体密切伴生的脉岩分析结果显示,其具有以幔源岩浆为主,混有少量的地壳物质的特征,这也进一步说明成矿流体是以来源于深部的幔源和壳源流体为主,混有一定量的大气降水。

1.3 成矿物质来源

充分的成矿物质来源是矿床形成的物质基础,形成一定规模的矿石堆积,不具备充足的物质来源是难以想像的。现代成矿理论研究认为矿床的形成往往是多起成矿作用的结果,成矿物质具有多源性,仅用简单的背景值或简单的地质过程解释金的含量从 10^{-9} 数量级的岩石或地层迁移富集几千甚至几万倍是不完全的。孙景贵等(1999)认为大型脉金矿的形成仅仅依赖于单一的“矿源层”或“矿源岩”是不够的,它需要多方面条件的密切配合。

在英城子区域内,虽然岩浆活动频繁,岩浆岩分布广泛,但是仍有少量的黑龙江群出露,根据李志彤等人(1984)对黑龙江群含金量的测试显示金含量变化于 $0.1\sim 7.2\text{ppb}$,平均为 2.77ppb ,尽管与区域内其它底层向比含金量较高,但要想将黑龙江群做为单一的“矿源层”来形成独立的金矿床则不太可能。在本次工作中,我们对花岗岩围岩、中基性脉岩和矿石进行了 Sr 、 Nd 和 Pb 同位素的测试,结果显示(图4-2,3):花岗质围岩

虽然有幔源岩浆特征，但是也显示了强烈的地壳物质特点，尤其是Pb同位素图解上，测试点均落在了下地壳的范围内，这说明花岗岩围岩是来自于壳—幔混合源，地壳物质所占比例可能较大。而对于脉岩来说，尽管其也显示地壳物质的特征，但是其Sr—Nd同位素显示了强烈的幔源特征，并且Pb同位素也具有单一演化的特征，我们初步认为其来自于深部的地幔，只是在演化的过程中受到了地壳物质的混染。

同时我们对矿区内的脉岩和矿石进行微量元素的分析（图5-1），显示矿石和脉岩具有近乎一致的分布曲线，说明两者具有

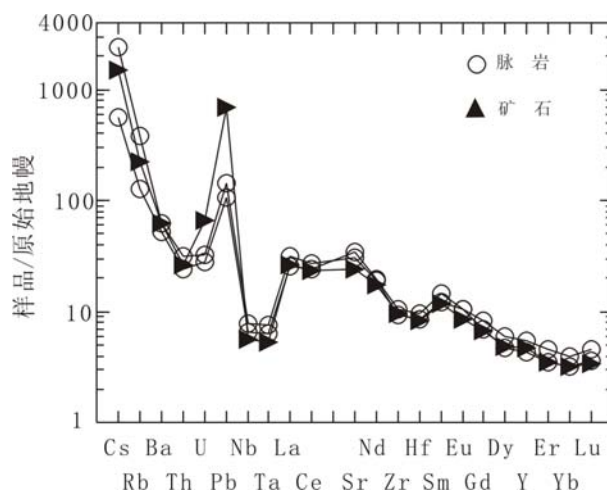


图 5-1 矿区脉岩和矿石的微量元素

相似的来源，即可能是幔源物质，也可能来自与地壳。

矿石的Pb同位素落在了下地壳区域内，进一步说明成矿物质是以地壳为主，可能混有少量的幔源物质。

1.4 构造与矿床的关系

构造对于热液矿床来说是极其重要的影响因素，不仅控制了岩体和脉岩的侵位，而且还控制着矿体的展布。

1.4.1 区域性构造

在英城子金矿床区域范围内，分布的大型区域构造有北东向的敦密断裂和近南北向的牡丹江断裂。

敦密断裂：主要分布在区域的东南侧和西北侧，斜插整个区域，走向北东，为本区内的一条大型断裂，根据于鸿禄等人（1996）的研究，敦密断裂是在晚中生代，印支晚期，由于太平洋板块的俯冲而形成的。矿区范

围内也分布有一些北东向的断裂，可能是敦密断裂的分支。比较敦密断裂的形成时代和本次测得成矿年龄，可以发现敦密断裂晚于矿床形成，属于成矿后构造，对矿体可能起到破坏作用。同时区域内分布的北西向断裂与敦密断裂呈锐角相交，推测应为敦密断裂的分支，对矿区和矿体可能都会有一定的破坏作用。

牡丹江断裂：主要穿过整个区域的东侧，走向近南北，为本区内的另一条大型区域断裂，是古亚洲洋在石炭—二叠纪向松嫩地块俯冲，引起佳木斯地块与松嫩地块拼贴，同时也在断裂的两侧发生了与成矿时代相近的花岗岩侵入活动，但仍属于成矿后的构造，对矿体保存可能有一定的影响。

1.4.2 矿区构造

矿区内最主要的断裂构造就是近东西向的韧性剪切带、NE 向断裂及少量的 EW 向断裂。其中近东西向的韧性剪切带使得英城子花岗岩发生了强烈的韧性变形作用，可能是由志留纪古亚洲洋闭合、佳木斯地块和松嫩地块发生走滑碰撞式拼贴而产生的强韧性变形作用而产生的，而这种变形作用（445.36~414.65Ma）与英城子矿床的成矿作用（430±15Ma）近乎是同时的。这种强烈的韧性变形作用使得先期形成的花岗岩和矿体都受到强烈的破坏，宏观上使花岗岩发生糜棱岩化，形成 S—C 构造，矿体变为透镜状、囊状，呈不连续分布，如图 2—2 所示；微观上则是花岗岩中的长石和石英发生破碎，形成透镜状的石英、长石颗粒，同时还形成 x 型裂隙外，并被后期的细小的糜棱质物质充填，对矿床来说，早阶段形成的矿物发生破碎，晚期形成的矿物呈细小脉状沿着由于韧性变形而产生的裂隙分布。因此，这些近东西向的韧性变形带即对含矿热液的运移提供了通道和沉淀的场所，但由于其持续时间较长也对形成的矿体起到了一定的破坏作用。（见图版）

NE 向和 EW 向断裂切割了韧性剪切带，同时也使得部分矿体再次发生错位（如图 2-1 中的 F₂, F₄ 及 F₆ 断裂），使得形成的矿体又一次受到破坏，

尤其是 F₅ 是矿区内最长一条断裂，长达 2000m，压扭性，切断糜棱岩带，推测应为宁安盆地迴返时形成的断裂。因此这些 NE 向和 EW 向断裂都是成矿后的断裂，对矿体起到破坏作用。

通过对区域和矿区内一系列构造的研究，我们初步判断矿区内的近东西向东韧性剪切带与矿体的形成和展布关系最为密切，它们不仅仅是成矿后构造，也是导矿、容矿构造。矿区内分布的其它断裂，如北东向和东西向的脆性断裂则是后期区域性大断裂产生的分支，对矿体的形成和展布起到破坏作用。

综上所述，我们可知英城子金矿床形成于 $430\pm 15\text{Ma}$ 左右，处于古亚洲洋向松嫩地块俯冲，松嫩地块与佳木斯地块碰撞、拼贴的过程，矿体严格受由于碰撞而产生的韧性变形带控制。成矿流体有中压、中温中低盐度特征，具有幔源特征。同时矿体的围岩蚀变从矿体中心向两侧矿化逐渐变弱，垂向蚀变分带不明显；矿体呈透镜状分布。英城子金矿这些特点与国内外一些典型的造山型金矿相对比，各种地质特征十分的相似（表 5—1），因此我们初步认为英城子金矿是与造山作用有关的中温、中压热液金矿床。

表 5—1 英城子金矿床与典型造山带型金矿床地质特征对比

矿床特征	英城子金矿床	河台金矿床	金厂峪金矿床	上宫金矿床	澳大利亚 Golden Mile
成矿时代	古生代	中生代	晚元古代	中生代	太古代
区域构造位置	小兴安岭—张广才岭岩浆褶皱带	华南褶皱系云开加里东褶皱带北东段	华北地台燕山台褶带马兰峪复背斜轴部中段	北东向七里坪—上宫—星星印断裂带控制	Yilgarn 地块太古宙绿岩带中
控矿构造样式	韧性剪切带	韧性剪切带和断裂	韧性剪切带	构造破碎带	韧性剪切带
金属元素	Au, 含少量的 Ag	Au	Au	Au、Pb、Zn、Cu、Mo 和 Ag	Au
赋矿主岩	加里东期花岗岩质糜棱岩	震旦系乐昌群的部分变质糜棱岩	八道河群王厂组变质岩	熊耳群下部许山组玄武岩—安山岩系	镁铁质岩石
矿石矿物	黄铁矿、黄铜矿、磁黄铁矿、闪锌矿、斑铜矿、方铅矿、赤铁矿及毒砂等	自然金、黄铜矿、黄铁矿、磁黄铁矿等，并有少量的方铅矿、闪锌矿等	黄铁矿、方铅矿、黄铜矿、辉铜矿、辉钼矿、闪锌矿、磁黄铁矿、自然金等	黄铁矿、方铅矿、磁黄铁矿及少量的闪锌矿、黄铜矿、自然金及碲化物等	黄铁矿、黄铜矿、磁黄铁矿等，并有少量的方铅矿、闪锌矿等
围岩蚀变	绿泥石化、绢云母化及硅化	硅化、碳酸盐化、绢云母化、绿泥石化等	绢云母化、绿泥石化、硅化、黄铁矿化、钠长石化和碳酸盐化	硅化、铁白云石化、绢云母化、绿泥石化、黄铁矿化	白云母化、钠长石化、铁白云石化和硅化
矿化形式	蚀变糜棱岩	蚀变糜棱岩型和富硫化物含金石英脉型	脉状硫化物石英脉	构造蚀变岩型	含硫化物脉状
P—T 条件	150℃~350℃ 6~50×10 ⁵ Pa	160℃~530℃, 80~170MPa	250℃~370℃	240℃~325℃ 100~160MP	250℃~300℃, 低压
成矿流体	低盐度, H ₂ O、CO ₂ 、CH ₄ 及微量的有机气体	低盐度, H ₂ O、CO ₂ 、CH ₄ 及微量的有机气体	低盐度, 含有 H ₂ O 和 CO ₂	低盐度, 含有 H ₂ O 和 CO ₂	低盐度, 含有 H ₂ O 和 CO ₂
热源	幔源	地壳	幔源	地壳	幔源
资料来源	本次工作	尹承忠 (2007), 周永章 (1994), 翟伟等 (2006)	秦大军 (1997), 罗镇宽 (2001), 柳少波 (1994)	范宏瑞 (1998), 陈衍景 (1998, 2004)	Mcguai (1993), Robert Kerrich (2001)

第二节 成矿模式研究

矿床的成矿作用一直是矿床基础理论研究的热点。成矿模式是矿床形成过程的简明、高度的概括,对具体矿床的成矿模式研究是建立某一类矿床成矿模式的基础。成矿模式的建立是在认识成矿作用全过程的基础上进行的。本次工作在全面了解了英城子金矿床的成矿作用后提出了符合实际情况的成矿模式。

2.1 成矿作用过程

英城子金矿床位于小兴安岭—张广才岭褶皱带的东南部,夹于松嫩和佳木斯地块之间,位于三大构造单元的结合部位,因受不同构造单元的影响,地壳活动性较强,各次构造运动痕迹在本区内均有表现,对英城子金矿床的形成均有不同程度的影响。

元古宙该区是一个位于西伯利亚板块、中朝板块之间的多岛洋盆,是由众多微小陆块组合而成的复合大陆(任纪舜,1993)。晚元古代—古生代期间,载驮着这些微陆块的古亚洲洋开始消减,导致陆块增生、联合或是拼贴。

在晚元古—早古生代,松嫩地块和佳木斯地块之间存在狭窄的陆间洋,地体在相向运动过程中,于晚元古代末(644.9~566.9Ma)洋壳发生首次走滑式俯冲。到早寒武世,洋壳俯冲加剧,在奥陶纪形成了沟弧体系,而英城子花岗岩正是在此过程中形成。年轻的玄武质洋壳沿着牡丹江断裂向松嫩地块俯冲,在俯冲的过程洋壳发生熔融,形成了具有地幔性质的岩浆,同时俯冲时带入了大量的水,促使部分熔融作用加剧,促进了岩浆的形成。此后岩浆在演化的过程了混染了大量的地壳物质,最终形成了英城子高钾钙碱性花岗岩。

随着洋壳俯冲作用的加剧,佳木斯地块和松嫩地块在志留纪发生软碰撞弱造山,板块相对运动方向沿着板块边界的走向迅速变化,地块经常发

生旋转或塑性变形, 较少正面俯冲。志留纪末期古亚洲洋完全闭合, 并且在两地块的俯冲带发生了强烈的韧性变形作用。在此过程中, 形成了矿区内的近东西向的韧性剪切带, 从地表达达到深处表现出不同的变形强度, 并发育各自相对应的断层岩类型。

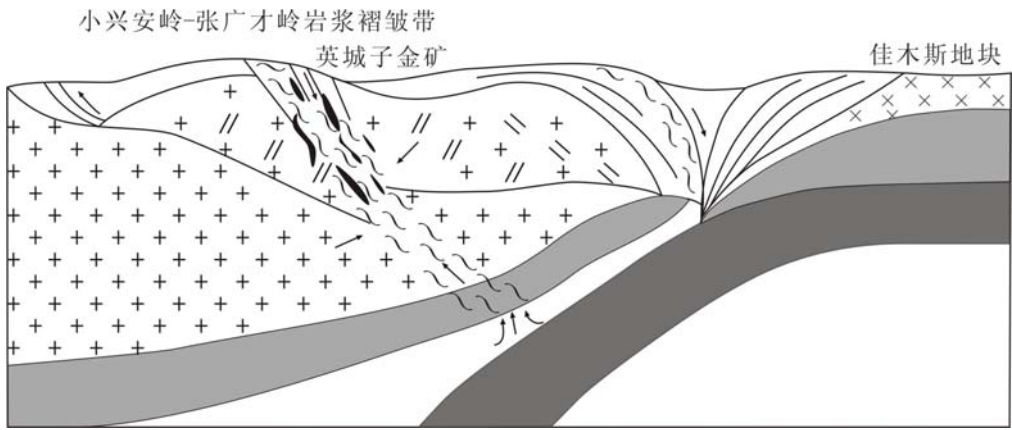
当韧性剪切作用发生时, 在深处, 由于温度、压力较大, 韧性变形强度也最大, 产生一系列强糜棱岩化岩石, 韧性变形作用使深部由俯冲的洋壳去气、脱水、部分熔融而形成的岩浆中分异出含 CO_2 和 H_2O 的含矿热液, 同时剪切作用也使得周围的花岗岩中的大量的有用物质活化, 加入了这种具有幔源流体特征的流体, 这样就形成了初始的含矿流体。这种含矿流体使剪切带遭受强烈的蚀变, 在剪切带中心形成强硅化蚀变岩带。含矿流体随着剪切带向上运移, 由于剪切带向上逐渐变小, 流体的压力随着含矿流体的持续涌入和累计而逐渐增高, 当流体压力达到一定程度时将会引起上覆岩石的破裂, 产生裂隙。当压力逐渐变大时, 产生的裂隙也在增多, 最后甚至可产生直达地表的渗透性裂隙。这些裂隙的产生使整个体系的压力降低, 含矿流体在发生裂隙扩容的韧-脆性转换带处, 沿着变形的 C 面理或微裂隙发生交代蚀变和矿化, 形成透镜状的蚀变糜棱岩型矿体, 同时在糜棱岩的微小裂隙中产生细小的脉状矿体, 这些脉状矿体宽度往往 1mm 左右或更细, 这同河台、金山、界岭、排山楼等众多含金糜棱岩组构相似。由于剪切作用的持续进行使形成的矿石矿物也受到了韧性变形作用, 遭受了强烈的挤压破碎, 形成了矿区内呈破碎状的黄铁矿和闪锌矿等硫化物, 也使得周围的花岗质围岩进一步破碎, 形成细小的碎粒。随着流体的持续涌入, 使得上部的脆性变形逐渐增强, 这时地表的大气降水可能沿着这些脆性裂隙下渗, 与含矿流体相混合, 使得成矿矿物质在这些脆性裂隙中沉淀, 形成了矿区内少量的脉状硫化物石英脉矿体, 也在成矿流体中形成了含有微量 CH_4 、 C_2H_6 等有机成分及大量的以水为主的气液两相包体。

中、新生代由于伊泽奈崎 (Izanagi) 板块的斜向俯冲和太平洋 (Pacific)

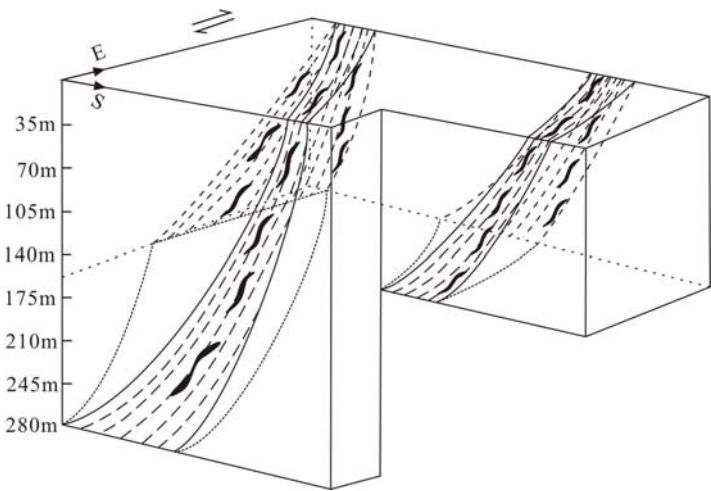
板块正向俯冲的影响，形成了矿区内的一些北北东向断裂。这些断裂切割了早期的韧性剪切带和矿体，对矿体的保存起到了一定的破坏作用。

2.2 成矿模式

通过对英城子金矿床矿床地质特征、成矿流体、成矿时代和与矿体密切相关的花岗岩、脉岩的研究，可以认为古生代松嫩地块和佳木斯地块的碰撞及由此产生的强烈韧性变形作用是形成英城子金矿的关键因素。由于碰撞而产生的矿区内近东西向的韧性变形带成为了运移通道，使得深部具有幔源性质的流体上升，在韧—脆性变形转换地段，由于体系的物化条件改变，成矿物质在构造应力较弱的部位发生沉淀和矿质的富集，形成透镜状矿体。同时也可能有大气降水沿裂隙下渗，与含矿流体混合，引起矿质的沉淀。由于韧性变形持续时间较长，对形成矿体起到了一定的破坏作用，使矿石矿物发生破碎。因此，英城子金矿作为一个与造山作用有关的中温、中压热液金矿床，成矿模式如下：



英城子金矿床成矿动力学模式图



英城子金矿床成矿模式图

结 论

通过对英城子金矿矿床地质特征、流体包裹体、成矿时代及与矿床关系密切的岩浆岩研究，得出以下结论和认识：

1. 英城子金矿赋存于矿区内近东西向的韧性剪切带中，矿体主要呈透镜状，少量为脉状分布；矿化类型主要为蚀变岩型，少量的石英脉型；
 矿石矿物主要有黄铁矿、黄铜矿、闪锌矿、磁黄铁矿和毒砂等硫化物；围岩蚀变主要有蛇纹石化、绢云母化、绿泥石化、硅化等；可分为四个矿化阶段：石英—黄铁矿—毒砂阶段（ $>350^{\circ}\text{C}$ ）、石英—黄铁矿阶段（ $250^{\circ}\text{C}\sim 300^{\circ}\text{C}$ ）、石英—多金属硫化物阶段（ $150^{\circ}\text{C}\sim 220^{\circ}\text{C}$ ）和石英—硫化物阶段（ $100^{\circ}\text{C}\sim 150^{\circ}\text{C}$ ）；初步确定英城子金矿床为与韧性剪切作用有关的蚀变岩型为主、并有石英脉共生的金矿床；
2. 矿床流体包裹体以气液两相包体为主，含有少量的单相和三相包体，两相包体的气液比分别在 $10\%\sim 30\%$ 和 $40\%\sim 50\%$ ，均一温度在 $100^{\circ}\text{C}\sim 450^{\circ}\text{C}$ ，主成矿阶段温度为 $170^{\circ}\text{C}\sim 270^{\circ}\text{C}$ ，盐度 $w(\text{NaCl})/\%$ 变化在 $1.57\sim 57.08\%$ 之间，主要集中于 $3\sim 13\%$ 之间；激光拉曼特征显示包体成分主要是以 CO_2 、 H_2O 和 CH_4 为主，含有微量的 CO 及 C_2H_6 等成分，具有幔源流体特征，总体是属于 $\text{CO}_2\text{—H}_2\text{O—CH}_4$ 体系，与国内外典型的造山带型金矿床的流体成分基本类似；
3. 对与矿床关系密切的花岗岩和脉岩的研究显示，英城子花岗岩的 ϵ_{Nd} 值较高（ $-1.07\sim -0.87$ ），较低的 I_{Sr} （ $0.6795\sim 0.7080$ ），结合 Pb 同位素特征显示气具有壳—幔混合源特征，说明岩浆演化中受到地壳物质的强烈混染；脉岩的 ϵ_{Nd} 值较高（ $3.61\sim 5.03$ ），较低的 I_{Sr} （ $0.706\sim 0.7088$ ），具有典型的幔源岩浆特征。同时根据矿体和脉岩的微量

元素和Pb同位素特征，可认为英城子金矿的成矿物质主要来自于地壳，混有少量的幔源物质；

- 4.英城子金矿形成时代为 $430\pm 15\text{Ma}$ ，处于松嫩地块和佳木斯地块碰撞、拼贴过程中的活动大陆边缘环境，与古亚洲洋的俯冲有密切关系。矿体也主要赋存于碰撞过程中产生的韧性剪切带中，矿床成因上属于与造山作用有关的中温、中压热液金矿床。

参考文献

1. 黑龙江省地球物理勘察院. 黑龙江省宁安市英城子岩金（银）矿普查报告. 2006
2. 袁见齐, 朱上庆, 翟裕生. 矿床学[M]. 北京, 地质出版社, 1984
3. 卢焕章, 范宏瑞, 倪陪等. 流体包裹体[M]. 北京, 科学出版社, 2004
4. 刘斌, 沈昆. 流体包裹体热力学[M]. 北京, 地质出版社, 1999
5. 缪宇, 秦克章, 许英霞等. 东疆卡拉塔格梅岭铜（金）矿床地质和流体包裹体特征及其与紫金山式铜金矿床的对比[J]. 矿床地质, 2007, 26(1): 79—88
6. Potter R W. The volumetric properties of aqueous sodium chloride solutions from 0°C to 500 °C at pressures up to 2000 based on a regression of available in the literature[M]. U. S. Geol. Survey Bull, 1978, 1421-C, 36
7. Hall P L. Freezing point depression of NaCl-H₂O solution[J]. Economic Geology, 1988, 83(1): 197—202
8. 胡宝群, 王方正, 孙占学等. 岩石圈中的地压梯度[J]. 地学前缘, 2003, 10(3): 139—143
9. 范宏瑞, 谢奕汉, 王英兰. 流体包裹体与金矿床的成矿及勘探评价[J]. 贵金属地质, 1997, 6 (3): 204—213
10. 赫英, 毛景文. 幔源岩浆去气形成富二氧化碳含金流体——可能性与现实性[J]. 地学前缘, 2001, 8 (4)
11. 毛景文, 李荫清. 河北省东坪碲化物金矿床流体包裹体研究: 地幔流体与成矿关系[J]. 矿床地质, 2001, 20 (1)
12. 芮宗瑶, 张洪涛, 王龙生等. 吉林延边地区斑岩型—浅成热液型金铜矿床[J]. 矿床地质, 1995, 14 (2): 99—126
13. Wiedenbeck M, Alle P, Corfu F et al. Three natural zircon standards for U—Th—Pb, Lu—Hf, trace element and REE analyses[J]. Geostand news, 1995(19): 1-23
14. Andersen T. Correction of common lead in U—Pb analyses that do not report ²⁰⁴Pb[J]. Chem. Geol., 2002(192): 59-79
15. 袁洪林, 吴福元, 高山等. 东北地区新生代侵入体的锆石激光探针 U—Pb 年龄测定与稀土元素成分分析[J]. 科学通报, 2003, 48 (14)
16. 周剑雄, 陈振宇. 电子探针下锆石等矿物的阴极发光研究[J]. 中国地质, 2001, 12 (28)
17. 吴元保, 郑永飞. 锆石成因矿物学研究及其对U—Pb年龄解释的制约[J]. 科学通报, 2006, 16 (49)
18. Lee J, Williams I, Ellis D. Pb, U and Th diffusion in nature zircon[J]. Nature, 1997, 390(13): 159~162
19. 邵世才. 试论韧性剪切作用与金的成矿[J]. 贵金属地质, 1996, 5 (2)

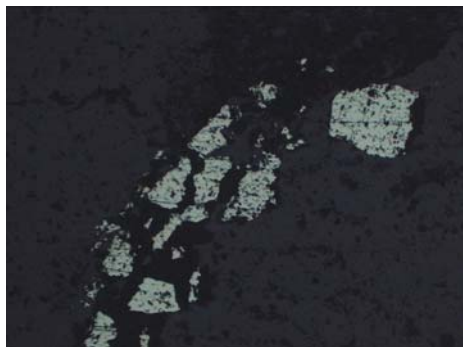
20. 李晓峰, 冯佐海. 韧性剪切带变形变质作用与金的矿化富集[J]. 桂林工学院学报, 2001, 3 (21)
21. 杨德彬. 蚌埠荆山“混合”花岗岩的形成时代和地球化学特征[M], 吉林大学硕士学位论文, 2006
22. 李昌年. 火成岩微量元素岩石学[M]. 北京: 中国地质大学出版社. 1992, 1—195
23. 沈渭洲. 同位素地质学教程[M]. 北京: 原子能出版社, 1997, 1—287
24. 林景仟. 岩浆岩成因导论[M]. 北京: 地质出版社, 1987, 1—277
25. 邱瑞龙, 徐祥, 黄得志. 华北地块东南缘蚌埠地区荆山岩体同位素年龄及其地质意义[J]. 安徽地质, 1999, 9(3): 161-164
26. 邱家骧. 应用岩浆岩岩石学[M]. 武汉: 中国地质大学出版社, 1991
27. 杨学明, 杨晓勇, 陈双喜 译. 岩石地球化学[M]. 合肥: 中国科学技术大学出版社. 2000
28. Fu-yuan Wu, Bor-ming Jahn, Simon A, et al. Highly fractionated I-type granites in NE China (II): isotopic geochemistry and implications for crustal growth in the Phanerozoic[J], LITHOS, 2003(67)
29. Jahn, B.M., 2002. Generation of the juvenile crust in the Central Asian Orogenic Belt. In: Wu, F.Y., Wilde, S.A., Jahn, B.M. (Eds.), IGCP-420 4th Workshop Abstracts and Excursion Guidebook[J], Changchun, China, pp. 57–68.
30. Jahn, B.M., Condie, K.C. Evolution of the Kaapvaal Craton as viewed from geochemical and Sm–Nd isotopic analyses of intracratonic pelites[J]. Geochim. Cosmochim. Acta 59, 1995. 2239–2258.
31. Keto, L.S., Jacobsen, S.B., 1987. Nd and Sr isotopic variations of Early Paleozoic oceans[J]. Earth Planet. Sci. Lett. 84, 27–41
32. DePaolo, D.J., Linn, A.M., Schubert, G. The continental crustal age distribution: methods of determining mantle separation ages from Sm–Nd isotopic data and application to the southeastern United States. J. Geophys. Res. 96, 1991. 2071–208
33. Kovalenko, V.I., Yarmolyuk, V.V., Kovach, V.P., Kotov, A.B., Kozakov, I.K., Sal'nikova, E.B., 1996. Sources of Phanerozoic granitoids in Central Asia: Sm–Nd isotope data. [J] Geochem. Int. 34, 628–640
34. 张成立, 周鼎武, 王居里. 南天山库米什南黄尖石山岩体的年代学、地球化学和 Sr、Nd 同位素组成及其成因意义[J]. 岩石学报, 2007, 8 (23)
35. 黄萱. 山西省花岗岩类的 Nd 和 sr 同位素组成及构造演化意义[J]. 岩石学报, 1990, 6:
36. 李惠民, 董传万, 徐夕生等. 泉州辉长岩中单颗粒锆石 U—Pb 法定年: 闽东南基性岩浆岩的起源[J]. 科学通报. 1995, 40: 158—16

37. Fu-yuan Wu, De-you Sun, Huimin Li et al. A-type granites in northeastern China: age and geochemical constraints on their petrogenesis[J]. CHEMICAL GEOLOGY, 2002, 187
38. 洪大卫, 王式沈, 谢锡林. 从中亚正 ϵ Nd 值花岗岩看超大陆演化和大陆地壳生长的关系[J]. 地质学报, 2003, 2 (27)
39. 洪大卫, 谢锡林. 兴蒙造山带正 Σ (Nd, t) 值花岗岩的成因和大陆地壳生长[J]. 地学前缘, 2000, 2 (7)
40. Gordienko I V Pa, (eo)mcNIagmazism and(the Central Asia Belt(itt Ruffian) [J]. Nauka, 1987 238.
41. Kwon ST, Tilton G R. Colern~tRG, etal Isotopic studies bearing the tectonics of the Jilin region, China[J]. Tectonics, 1989. 8: 719~727
42. Vidal Bernard, Gdffaite J, Coeherie A, et al. Geochronology of the Himalayan and Hercynian igneous granites[J]. Earth Planetary Interiors, 1984. 35: 179~190.
43. 张海骐、栾慧、陈乐目. 黑龙江印支期花岗岩的确定及其地质意义[J]. 黑龙江地质, 1991, 2(1), 8~1
44. Pearce J.A. and Cann J.R. Ophiolite origin investigated by discriminant analysis using Ti, Zr and Y. Earth Planetary Science Letters, 1971, 12, 339-349
45. Pearce J.A. and Cann J.R. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analysis[J]. Earth Planetary Science Letters, 1973, 19, 290-300
46. Pearce J.A., Harris N.B.W. and Tindle A.G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks[J]. Journal of Petrology, 1984, 25, 956-983
47. 张兴洲. 黑龙江群中放射虫硅质岩的首次发现及意义[J]. 长春地质学院学报, 1991, 21(2)
48. 许文良, 孙德有, 周燕. 满洲里—绥芬河地学断面岩浆作用和地壳结构[M]. 北京地质出版社, 1994
49. 尹冰川、冉在清. 小兴安岭—张广才岭地区区域成矿演化[J]. 矿床地质, 1997, 3 (16)
50. 叶茂、张世红, 吴福元. 中国满洲里—绥芬河地学断面域古生代构造单元及其地质演化[J]. 长春地质学院学报, 1994, 3 (24)
51. 吴福元, 叶茂, 张世红. 中国满洲里—绥芬河地学断面域的地球动力学模型[J]. 地球科学—中国地质大学学报, 1995, 5 (24)
52. 吴福元, 孙德有, 林强. 东北地区显生宙花岗岩的成因与地壳增生[J]. 岩石学报, 1999, 15 (2)
53. 刘正宏, 周裕文. 论塔里木地台北缘中元古宙地壳运动[J]. 长春地质学院学报, 1993, 3 (23)
54. 王安建. 热液型金矿伴生脉岩系研究及其意义[J]. 黄金, 1990, 10 (11)

55. 苏小四. 脉岩与脉状金矿: 一个简要的评述[J]. 长春地质学院学报, 1994, 1 (24)
56. 毛景文, 张作衡, 杨建民等. 甘肃鹰嘴山金矿床地质和成矿地球化学[J]. 矿床地质, 1998, 17(4): 297~305.
57. 孙丰月, 石准立, 冯本智. 胶东金矿地质及幔源C—H—O流体分异成岩成矿[M]. 1995. 长春: 吉林人民出版社. 79~11
58. 杜乐天. 烃碱流体地球化学原理——重论热液作用和岩浆作用[M]. 1996. 北京: 科学出版社. 231-430.
59. 王可勇, 任云生, 程新民, 等. 黑龙江团结沟金矿床流体包裹体研究及矿床成因[J]. 大地构造与成矿学, 2004, 28(2): 171~178.
60. 孙晓明, 王敏, 薛婷等. 流体包裹体中微量气体组成及其成矿示踪体系研究进展[J]. 地学前缘, 2004, 11(2): 471-478.
61. 孙景贵. 胶东地区地质体的含金性与金成矿关系[J]. 地质找矿论丛, 1999, 2 (14)
62. 于鸿禄. 敦密断裂带构造特征与控煤规律[J]. 东北煤炭技术, 1996, 3
63. 陈衍景, 倪培, 范宏瑞. 不同类型热液金矿系统的流体包裹体特征[J]. 岩石学报, 2007, 23 (9)
64. 任纪舜. 论中国大陆岩石圈构造的基本特征[J]. 中国区域地质, 1991, 4
65. 王义天, 毛景文, 李晓峰等. 与剪切带相关的金成矿作用[J]. 地学前缘(中国地质大学, 北京), 2004, 11 (2)
66. 陈柏林, 董法宪, 李中坚. 韧性剪切带型金矿成矿模式[J]. 地质论评, 1999, 2 (45)
67. 翎井生, 陈础廷, 季明均. 河台韧性剪切带蚀变糜棱岩型金矿的地质特征、矿床成因和成矿模式[J]. 广东地质, 1992, 7 (3)
68. 曲亚军, 高殿生. 排山楼金矿地质特征及金质来源[J]. 辽宁地质, 1990, (4)
69. 董法宪, 陈柏林, 李秀珍等. 安徽界岭金矿及其外围成矿控矿构造与找矿方向[M]. 北京: 地质出版社, 1993
70. 李达, 韩雪梅. 排山楼金矿地质特征及成矿模式初探[J]. 贵金属地质, 1995, 2 (4)
71. 翟伟, 李兆麟, 孙晓明等. 粤西河台金矿锆石SHRIMP年龄及其地质意义[J]. 地质论评, 2005, 5 (24)
72. 尹承忠, 罗卫. 河台金矿床的成因特征[J]. 黄金科学技术, 2007, 3 (15)
73. 周永章. 河台金矿床流体包裹体的地球化学特征[J]. 广东地质, 1994, 4 (9)
74. 柳少波, 刘连登. 金厂峪金矿床的地球化学特征及成矿物质来源[J]. 贵金属地质, 1994, 3 (3)
75. 秦大军, 蔡心平, 王杰等. 冀东金厂峪特大型金矿床的地址地球化学特征和矿床成因[J]. 地质与勘探, 1997, 5 (33)
76. 罗镇宽, 关康, 裘有守等. 冀东金厂峪金矿区钠长岩脉及青山口花岗岩体SHRIMP锆石U—Pb定年及其意义[J]. 地质找矿论丛, 2001, 4 (15)
77. 范宏瑞, 谢奕汉, 王英兰. 豫西上宫构造蚀变岩型金矿成矿过程中的流体—岩石反应[J]. 岩石学报, 1998, 4 (14)

78. 陈衍景, 李晶, Franco Pirajnc. 东秦岭上宫金矿流体成矿作用: 矿床地质和包裹体研究[J]. 矿物岩石, 2004, 3 (24)
79. 陈衍景, 张静, 赖勇. 大陆动力学与成矿作用—教育部高级研讨班论文集[M]. 北京: 地震出版社, 2001

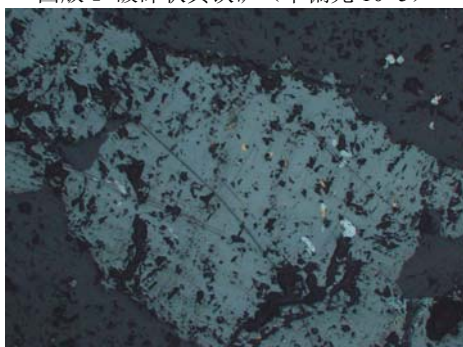
图 版



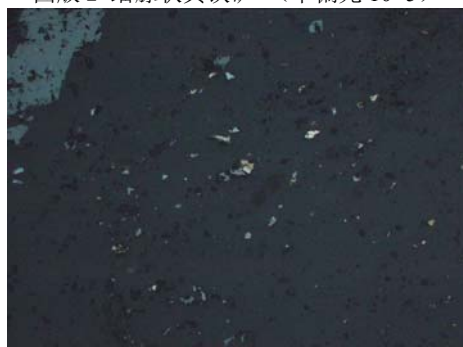
图版 1 破碎状黄铁矿 (单偏光 10×5)



图版 2 细脉状黄铁矿 (单偏光 10×5)



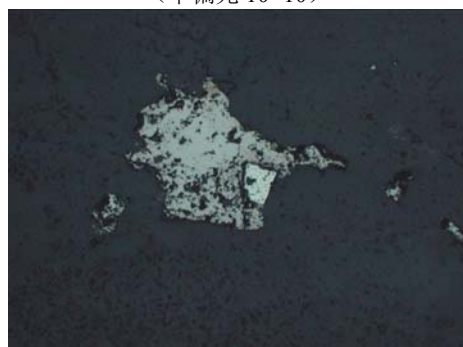
图版 3 乳滴状黄铜矿分布于闪锌矿中
(单偏光 10×10)



图版 4 呈星点状或乳滴状硫化物分布于石英中
(单偏光 10×10)



图版 5 自形、半自形毒砂 (单偏光 10×10)



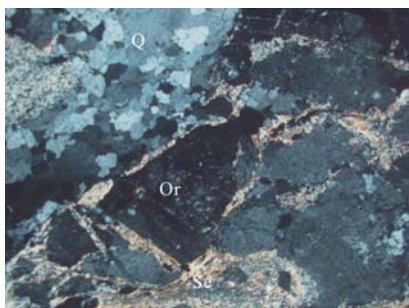
图版 6 磁黄铁矿交代黄铁矿
(单偏光 10×10)



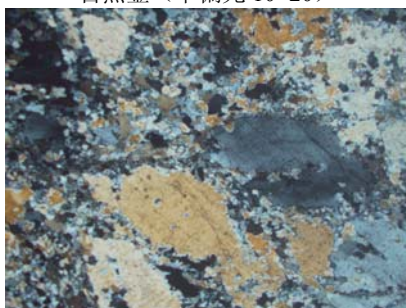
图版 7 石英中的自然金 (单偏光 10×20)



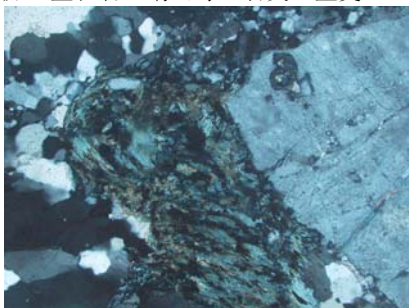
图版 8 与硫化物呈星点状分布于石英中的自然金 (单偏光 10×20)



图版 9 正长石、绢云母、石英 (正交 4×10)



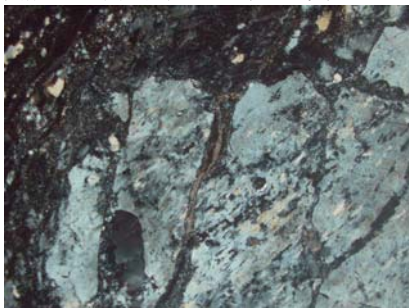
图版 10 正长石、石英碎斑 (正交 4×10)



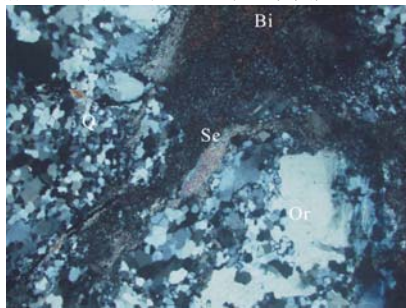
图版 11 绿泥石化黑云母 (正交 4×10)



图版 12 绿泥石化黑云母 (单偏光 10×10)



图版 13 正长石中的剪切阶步 (正交 4×10)



图版 13 黑云母被绢云母交代, 环绕碎斑 (正交 4×10)

黑龙江宁安县英城子金矿床成矿作用与成矿模式研究

中文摘要

英城子金矿床位于小兴安岭—张广才岭岩浆褶皱带的南东端，华北板块、兴凯地块、佳木斯地块之间的兴蒙造山带东缘火山—岩浆构造带南侧，东部发育有近南北向的牡丹江断裂；敦密断裂穿过整个研究区的南部。区内出露最老地层为中元古界张广才岭群的韦芦河岩组和大马河组；岩浆活动频繁，岩浆岩较为发育，主要有加里东期、海西期和燕山期的侵入岩，在新生代由于敦密断裂的作用还发育有大面积的碱性玄武岩，但以燕山期的花岗岩分布最为广泛，与区域内矿床关系也最为密切。

本区在元古宙中晚期是一个位于西伯利亚板块、中朝板块之间的多岛洋盆，分布着额尔古纳—兴安地块、松嫩—张广才岭地块和佳木斯块。古元古代，古亚洲洋开始张开，洋壳发生强烈的走滑式俯冲，直至志留纪洋盆闭合，佳木斯地块和松嫩地块发生走滑式地体拼贴，在这过程中发生了大规模的岩浆侵入和强韧性变形作用。矿区内容矿的英城子二长花岗岩和控制矿体展布的近东西向的韧性剪切带就是在这个过程中产生的。

英城子金矿床赋存于近东西向的韧性剪切带（糜棱岩带）中，矿体以透镜状为主，其次是似层状、层状，共计 18 条矿体。金矿化严格受糜棱岩带的控制，呈近东西向展布。矿床矿化类型主要以硫化物蚀变岩型为主，少量的硫化物石英脉型。室内及野外研究表明主要的矿石矿物有：黄铁矿、黄铜矿、闪锌矿和磁黄铁矿，次要的矿石矿物有毒砂、斑铜矿、赤铁矿和方铅矿等；脉石矿物有石英、针铁矿、辉铜矿、铜蓝及孔雀石等。根据矿石组构和矿物间的相互关系，我们将英城子金矿的成矿阶段划分为：石英—毒砂—黄铁矿硫化物阶段（ $>350^{\circ}\text{C}$ ）、石英—黄铁矿阶段（ $250^{\circ}\text{C}\sim 300^{\circ}\text{C}$ ）、多金属硫化物阶段（ $150^{\circ}\text{C}\sim 220^{\circ}\text{C}$ ）及石英—硫化物阶段（ $100^{\circ}\text{C}\sim 150^{\circ}\text{C}$ ）。

矿床的流体包裹体主要以气液两相包裹体为主,有少量的气、液单相及三相包体。流体包裹体大小一般在 $4-10\mu\text{m}$ 之间,气液比可分为 $10\%-30\%$ 和 $40\%-50\%$ 两种,包体呈浑圆状、长条状及不规则状;流体包裹体的均一温度为 $100^{\circ}\text{C}\sim 450^{\circ}\text{C}$,不同的成矿阶段包裹体的均一温度也不相同;包裹体的盐度 $w(\text{NaCl})/\%$ 主要在 $3\sim 13\%$ 之间,属中低盐度;通过激光拉曼对包体成分的研究显示,包体气相成分主要是以 CO_2 、 H_2O 和 CH_4 为主,含有少量的 C_2H_6 等有机成分,成矿流体总体上是属于 $\text{CO}_2-\text{CH}_4-\text{H}_2\text{O}$ 体系,显示具有幔源特征。

对与矿体关系密切的英城子花岗岩和脉岩进行主量元素、微量元素和同位素的研究,结果显示两者都是产于活动大陆边缘的高钾钙碱性岩石。英城子花岗岩显示了一定的壳—幔混源特征,地壳物质成分占多数;脉岩则具有强烈的幔源物质特征,只是在形成过程中受到了少量的地壳物质混染。结合矿体与脉岩的微量元素、Pb 同位素及成矿元素特征,认为成矿物质主要来自于地壳,混有少量的幔源物质。同时,英城子花岗岩和脉岩的 U—Pb 锆石年龄显示分别为 $476\pm 5.5\text{Ma}$ 和 $430\pm 15\text{Ma}$,这与区域内古亚洲洋俯冲 ($471.23\pm 58.63\text{Ma}$)、松嫩地块和佳木斯地块碰撞拼贴 ($445.36\sim 414.65\text{Ma}$) 相一致。

通过上述成矿流体、成矿时间、成矿物质来源和成矿环境的研究显示,由于古亚洲洋的闭合,松嫩地块和佳木斯地块的碰撞、拼贴,在此过程中发生大规模的岩浆作用,形成矿区内的花岗岩,同时也产生了矿区内近东西向的韧性剪切带。这种强烈的韧性变形作用使得具有幔源性质的初始含矿流体伴随着脉岩岩浆沿着剪切带上升,同时周围的花岗岩由于变形而使得有用物质活化也混入到这种含矿流体中。成矿流体在上升过程中在剪切带的韧脆性部位由于物化条件的改变而形成了透镜状的蚀变糜棱岩矿体,部分含矿流体在继续运移过程中可能与地表下渗的大气水相混合而产生矿区内少量的呈脉状的硫化物石英脉矿体。

将英城子金矿床放入成矿特征与国内外一些典型的造山带型金矿相对比,可以发现英城子金矿与它们有许多的共同之处,属于与造山带有关的金矿。因此,我们认为英城子金矿床在成因上属于和造山带有关的中温热液金矿床,形成于活动大陆边缘环境,直接的热动力源是古亚洲洋板块俯冲、脱水熔融而形成的幔源性质岩浆。

Mineralization and metallogenic model of Yingchengzi gold deposit, Ning'an, Heilongjiang

Abstract

The Yingchengzi gold deposit was located in the southeast of Xiaoxing'anling-zhangguangcailing magma belt and the south of volcanic-magma belt which was in the eastern margin of Xing'an Mongolian orogenic belt which was between North China Plate, Xingkai Block and Kiamusze Block. In the eastern of mining area developed the Mudanjiang Fault which was north-south tendency, the Dunmi Fault was in the south of deposit. Luwei river petrofabric and dama river petrofabric was the oldest stratum in the area; magmatic rock was developed, the most of the rock is intrusive rock of Caledonian, Hercynian and Yanshanian. Because of the Dunmi Fault developing in the Cenozoic, so there was a lot of alkali basalt in the mining area. But the earliest distribution is the Yanshanian granite, which had the most close relationship with the deposit in the area.

The research area was a archipelagic ocean between the Siberia Plate and North China Plate, there was three small block, Erguna-xing'an block, Songnen-zhangguangcailing block and Kiamusze block, distributed in the archipelagic ocean in the intermediate and advanced of Proterozoic. In the palaeoproterozoic, Paleo-Asian Ocean began to expand, the oceanic crust occurred strong strike-slip subduction which was lasted until Silurian while the Paleo-Asian Ocean closed. In this period, strike-slip connection was occurred between the Kiamusze block and Songnen block, there was large-scale magma intrusive and strong ductile deformation in the course. The Yingchengzi adamellite which was the enclosing rocksite and the eastwest trend ductile-brittle shear zone which controlled the orebody distribution were formed in this process.

The Yingchengzi gold deposit hosted in the eastwest trend ductile-brittle

shear zone(mylonite zone). There was 18 strip orebody, the most shape of the orebody is lenticular, besides there was layered and stratiform-like. The most mineralization of the deposit is sulfide altered mylonite type, a small quantity of the orebody was sulfide quartz vein type. By the field and laboratory study, the most ore minerals were pyrite, chalcopyrite, sphalerite and pyrrhotite, the lesser ore minerals were arsenopyrite, bornite, hematite and galena; the gangue mineral were quartz, goethite, chalcocite, covellite and malachite et al..Base on the correlation of the minerals and ore fabric, we divided the mineralization stage as: quartz- arsenopyrite- pyrite sulfid stage ($>350^{\circ}\text{C}$) , quartz- pyrite stage ($250^{\circ}\text{C}\sim 300^{\circ}\text{C}$) , polymetallic sulfide stage ($150^{\circ}\text{C}\sim 220^{\circ}\text{C}$) and quartz-sulfide stage ($100^{\circ}\text{C}\sim 150^{\circ}\text{C}$) .

The most fluid inclusion type of Yingchengzi gold deposit was gas-liquid phase inclusion, small quantity types were gas phase, liquid phase and three phase inclusions. The shape of inclusions were elliptic, long strip and irregular, the size was between $4\text{-}10\mu\text{m}$, the gas-liquid ratio was $10\%\text{--}30\%$ and $40\%\text{--}50\%$; homogenization temperature between $100^{\circ}\text{C}\text{--}450^{\circ}\text{C}$, the different mineralization stage had different homogenization temperature; $w(\text{NaCl})/\%$ of inclusions between $3\text{--}13\%$, belong to medium-low salinity; the character of Laser Raman show, gaseous compositions were CO_2 、 H_2O and CH_4 , small quantity of organic compoents, such as C_2H_6 et al. As a whole, the ore-forming fluid had mantle-derived fluids characters, belonged to $\text{CO}_2\text{--CH}_4\text{--H}_2\text{O}$ system.

Studying the major elements, trace elements and isotope element of the yingchengzi adamellite and vein rock which had a close relationship with orebody, the result showed that both were high potassium calcium-basicity rock which occurred in active continental margin. Yingchengzi adamellites showed some crust-mantle mixed source character, the crust matter were in the majority; the vein rocks showed intense mantle-derived characters, only

contaminated with some crust matter. Combined with the character of trace elements , Pb isotope and ore-forming elements of orebody and vein rock, we considered the metallogenic materials were from lithosphere, mixed with little mantle substance. The U—Pb zircon ages showed Yingchengzi adamellite's age was 476 ± 5.5 Ma, vein rocks' age was 430 ± 15 Ma, indicated their ages were in accordance with the Paleo-Asian Ocean subduction (471.23 ± 58.63 Ma) and strike-slip connection between the Kiamusze block and Songnen block ($445.36 \sim 414.65$ Ma).

From research result of the ore-forming fluid, metallogenic chronology, ore-forming material source and metallogenic environment, showed that because of the Paleo-Asian Ocean closed, Kiamusze block and Songnen block occurred strike-slip connection in the Paleozoic, a large scale magmatism which formed a mass of granite in the mining area was occurred in this period. The intense collision produced the eastwest trend ductile-brittle shear zone in the deposit. The strong ductile deformation made the initial ore bearing fluid which was mantle-derived and the magma of vein rock ascend along shear belt, meanwhile some matters was activation and interfused with the initial ore bearing fluid because of the deformation of around of granite. In transfer sites of toughness and brittle, because the physicochemical condition changed, ore-forming material occurred deposition forming lentoid altered mylonite type ore-body. In the continuous transport of some ore-forming fluid, some infiltrated atmospheric water maybe mix with the ore-forming material forming a spot of sulfide quartz vein type ore-body.

Compared Yingchengzi gold deposit with some type domestic and overseas' orogenic gold deposits, we found they had some common departments in metallogenic characteristics, belong to related to orogenic belt gold deposit. So, we concluded Yingchengzi gold deposit was a middle temperature geotherm gold deposit that was related with orogenic belt, which

was formed in the active continental margin, and its direct thermodynamic was mantle-derived magma which was formed by the Paleo-Asian Ocean subduction and the oceanic crust dehydration melting.

致 谢

本论文是在导师孙景贵教授的悉心知道下完成的，在此对导师的深切关怀和无私的帮助表示最诚挚的感谢！论文从研究选题、资料收集、野外观察、室内分析研究，到关键问题的推敲及最终定稿等都是在导师孙景贵教授的精心指导下完成的。短短两年的时间里，孙景贵老师时刻在想如何能够使我们得到全方面的锻炼，期间老师不仅带领我们参加了两次全国的学术会议，拓宽了自己的眼界，还给我们提供了亲自进行实验的机会，锻炼了自己的实际操作能力，而且增加了对实验数据的分析能力。导师敏捷的思维、刻苦求学的学风、严谨的治学态度、务实的工作作风、正直磊落的人格魅力以及无私奉献的敬业精神，都深深影响了我，使我收益匪浅、终生难忘。两年里，无论是在学习上，还是生活上，孙老师均给予了大力支持与帮助，再次感谢恩师两年来的孜孜教诲和辛勤栽培，也感谢师母张春明女士在学习和生活中给予的无微不至的关怀和帮助。

同时感谢地球科学学院的任云生教授、王力老师在我学习和实验时的精心指导和帮助；感谢南京大学成矿作用国家重点实验室的倪培老师和硕士研究生王宪刚在我进行激光拉曼实验中的指导和帮助；感谢黑龙江地球物理勘察研究院的各位老师在我野外调查取样期间给予的帮助。

两年的时间里，无论是在学习还是生活中都得到了赵俊康、门兰静、梁树能、陈冬、逢伟和常艳等师兄弟（妹）的帮助；感谢我的同学张彦龙、来又东、赵利刚在生活中对我的帮助和支持。

此外，感谢我的父母在我的求学生涯中给予的大力支持与理解，是我能够顺利完成学业！他们的理解和支持是我的得以全身心投入学习的力量和源泉。

最后，感谢各位评委认真细致的评审和一针见血的宝贵意见！

导师及作者简介

导师简介

孙景贵：男，汉族，1961年3月12日生于吉林九台：研究生，博士学位，教授；主要工作经历如下：

1980.09~1984.07	就读于原长春地质学院地质系，本科
1980.07~1988.09	吉林省地矿局区域地质调查研究所，助理工程师
1988.09~1991.07	就读于原长春地质学院地质系，硕士研究生
1991.07~1998.09	原长春地质学院地质系或长春科技大学教学，助教、副研究员（1994.09~1998.01就读于长春地质学院地质系，博士研究生）
1998.09~2001.03	南京大学地球科学系，博士后流动站
2001.03~2004.10	吉林大学地球科学学院，副教授
2004.14~2005.10	东京大学理学部地球化学实验室，客座研究员
2005.10~至今	吉林大学地球科学学院，教授

主要成果：已在国内外期刊中发表30余篇学术论文

联系方式：TEL：13844175339；E-mail：sunjinggui@jlu.edu.cn

作者简介

陈雷：男，汉族，1982年11月5日出生于新疆阿克苏；硕士研究生。2002年9月至2006年7月就读于吉林大学地球科学学院，资源勘查工程（固体矿产）专业，本科；2006年9月至20087月就读于吉林大学地球科学学院，矿物学、岩石学、矿床学专业，硕士研究生。

主要成果：发表学术论文两篇

联系方式：TEL：13596458767；E-mail：claks415@163.com