分　类　号：P611.1+1　　单位代码：10183
研究生学号：2007612009　　密　　级：公开

吉 林 大 学
硕士学位论文

内蒙古贺根山地区蛇绿岩的类型及其成矿作用

The type and metallogenesis of ophiolites from Hegenshan area in Inner Mongolia

作者姓名：段明
专　　业：构造地质学
研究方向：成矿构造
指导教师：郗爱华 副教授
　　李绪俊 教　授
培养单位：吉林大学地球科学学院

2009 年 06 月

内蒙古贺根山地区蛇绿岩的类型及其成矿作用

The type and metallogenesis of ophiolites from Hegenshan area in Inner Mongolia

作者姓名：段明
专业名称：构造地质学
指导教师：郗爱华 副教授
李绪俊 教 授
学位类别：理学硕士
答辩日期：2009年 6月 5日

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。

吉林大学硕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。

学位论文作者签名：

日期：　　年　　月

《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： 构造地质学

论文题目：内蒙古贺根山地区蛇绿岩的类型及其成矿作用

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 415. 邮编：130026

作者联系电话：13756041744

作者姓名	段明	论文分类号	P611.1+1
保密级别	公 开	研究生学号	2007612009
学位类别	理学硕士	授予学位单位	吉 林 大 学
专业名称	构造地质学	培养单位 （院、所、中心）	地球科学学院
研究方向	成矿构造	学习时间	2007 年 9 月 至 2009 年 6 月
论文中文题目	内蒙古贺根山地区蛇绿岩的类型及其成矿作用		
论文英文题目	The type and metallogenesis of ophiolites from Hegenshan area in Inner Mongolia		
关键词(3-8 个)	内蒙古，贺根山，蛇绿岩，成矿作用		

导师情况	姓 名	郗爱华	职 称	副教授
	学历学位	博 士	工作单位	吉林大学
论文提交日期	2009 年 3 月 28 日		答辩日期	2009 年 6 月 5 日
是否基金 资助项目	否	基金类别及编号		
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）		

提　要

本文依托于吉林昊融有色金属集团有限公司在内蒙古自治区的勘查权区进行矿产勘查项目。对贺根山蛇绿岩进行了实地考查，对该蛇绿岩套进行了较系统的研究，通过岩石学与地球化学方面的研究，并且与典型蛇绿岩剖面的对比结合近些年对蛇绿岩的分类方案笔者把贺根山蛇绿岩定义为 SSZ 型蛇绿岩。

通过对贺根山蛇绿岩矿化特征的研究，发现与蛇绿岩关系密切的铬铁矿主要产在纯橄岩体内（如朱尔很沟），少量产在堆晶岩的下部（如松根乌拉）。这种铬铁矿是伴随着地幔部分熔融时形成的。松根乌拉地区超基性岩体的磁铁矿化很普遍，这种磁铁矿化发育在蚀变强烈的部位，一般受构造断裂控制，可能是引起物探磁法异常的因素之一。

通过对产在贺根山蛇绿岩带内部的小坝梁铜-金矿床岩相学及地球化学等方面的研究发现其与贺根山蛇绿岩的各个岩石单元具有同源演化特征。并进一步对其产出状态，金属来源，以及大地构造环境等方面的研究，笔者认为小坝梁铜-金矿床为塞浦路斯型 VMS 矿床。

关键词：

内蒙古，贺根山，蛇绿岩，成矿作用

目　　录

摘　　要 …… 1

一　选题意义 …… 1

二　研究区目前存在的问题 …… 1

三　国内外研究现状 …… 1

四　采用的方法与手段……...3

五　论文完成过程中完成的工作量……4

第一章　区域地质概况 …… 5

第一节　区域地层 …… 5

第二节　区域侵入岩 …… 11

第三节　区域构造 …… 15

第四节　区域矿产 …… 17

第二章　贺根山蛇绿岩的地质特征 …… 18

第一节　贺根山蛇绿岩的空间分布 …… 18

第二节　松根乌拉地区基性-超基性岩地质特征 …… 19

第三节　朱尔很沟地区基性-超基性岩地质特征 …… 25

第四节　贺根山蛇绿岩类型探讨 …… 30

第三章　贺根山蛇绿岩类型探讨 …… 34

第一节　贺根山蛇绿岩的类型 …… 34

第二节　贺根山蛇绿岩的年代学及其构造演化模式的探讨　37

第四章　贺根山蛇绿岩及其成矿作用 …… 39

第一节　与蛇绿岩相关的矿产的类型及研究进展…… 39

第二节　与贺根山玄武质熔岩和岩墙有关的成矿作用…… 40

第三节　与贺根山地幔橄榄岩和超镁铁质堆晶岩有关成矿作用　50

结　　论 …… 55

参考文献 …… 56

详细摘要

Abstract

致　　谢

绪　论

一、选题意义

内蒙古贺根山蛇绿岩代表了古亚洲洋岩石圈的最后残余，对成矿有极其重要的意义，一直以来都是研究的热点。本论文依托于吉林昊融有色金属集团有限公司在内蒙古自治区的勘查权区进行矿产勘查项目。目的在于查明勘查区内是否存在铜镍硫化物矿床以及与蛇绿岩套有成因关系的矿床。通过对勘查区内控矿地质因素的分析，查明控制矿床产出的成矿地质背景、矿床产出的岩浆岩条件、构造条件、围岩条件等成矿地质条件，探讨矿床形成机制和矿床成因，研究成矿规律，圈定矿化异常的有利地段，确定进一步找矿的工作靶区，指导找矿；同时通过对贺根山基性-超基性岩的研究确定贺根山蛇绿岩的类型及其成矿作用。

二、研究区目前存在的问题

首先，虽然贺根山蛇绿岩带一直被认为是古亚洲洋的最终缝合带，也引起了国内外不少学者的关注，但一直以来发表的文章不多，特别在在蛇绿岩的分类及形成环境上还存在着分歧；

其次，贺根山蛇绿岩套并不发育完整的组合剖面，迄今为止尚未发现枕状玄武岩，也没有典型的席状岩墙群，只是在研究区内发现大面积基性-超基性岩，给判定是否是蛇绿岩、哪种类型的蛇绿岩带来困难；

第三，前人研究结果显示，贺根山蛇绿岩中的存在铬铁矿，并且在工作中得到证实，这种矿石具体的赋存部位及其类型对于蛇绿岩源区构造环境的判别具有重要意义。是否能在蛇绿岩中发现铜镍硫化物矿床是一种挑战；

第四，　，是论文重视的重要问题，也是科研项目密切关注的重要问题。

然而，由于研究区内草场植被覆盖较好，风成沙堆积厚度大，给寻找和发现新鲜的岩石露头带来了一定难度，造成各种岩石类型野外接触关系的观察与判别产生诸多困难，直接影响科研工作。

三、国内外蛇绿岩的研究现状

20 世纪 70 年代建立的蛇绿岩(Ophiolite) 概念认为出露在缝合带中的一套镁铁—超镁铁岩组合是大洋岩石圈的 残留，其岩性单元可以与现代大洋岩石圈各个层圈一一对应，被认为是确定古板块边界的重要证据，该认识促进了板块构造学说的发展（史仁灯 2005）。

20 世纪 70 年代的美国深海钻探计划(DSDP) 和大洋钻探计划(ODP) 研究成果表明: 蛇绿岩， 特别是东地中海塞浦路斯的 Troodos 蛇绿岩，与大洋岩石圈在矿物、岩石地球化学方面存在较大差异， 70~80 年代之间的多次蛇绿岩与大洋岩石圈对比的国际研讨会认为大多数蛇绿岩并不能直接代表大洋岩石圈， 而代表的是板块消减

带上(SSZ) 的岛弧和弧后盆地、大陆边缘盆地等小洋盆的构造环境的物质（史仁灯 2005）。

80 年代，有关蛇绿岩的研究主要集中在分类和对比上，例如 Miyashiro (1975) 按照蛇绿岩上部熔岩的岩石化学系列分为碱性系列(A)、亚碱性- 拉斑系列(TH) 和钙碱性系列(CA) 类型蛇绿岩；Dobretsov 等(1981) 根据堆晶岩中矿物结晶顺序分为 Ol—Opx—Cpx—Pl 和 Ol—Pl—Cpx 两种类型；Moores (1982) 和 Coleman (1984) 将蛇绿岩分为特提斯型和科迪勒拉型；Boudier 等(1985) 按地幔橄榄岩分: 方辉橄榄岩型(HOT) 和二辉橄榄岩型(LOT)；Pearce 等(1984)根据蛇绿岩上部火山岩形成的构造背景分为俯冲带型(SSZ) 和洋中脊型(MOR) 2 种；V ysotsky (1992)根据形成的物理条件分为:高压型和低压型等，相关蛇绿岩的分类并没有统一的方案。

1990 年举行的阿曼蛇绿岩国际会议主要讨论地球深部过程和层圈相互作用， 这种研究状况一直延续到 20 世纪末。本世纪初，以 Dilek Yildirim 等(2003) 编辑出版的《Ophiolite and Oceanic Crust》一书为标志，从全球构造的角度论述了蛇绿岩在研究地质历史中的 Rodinia 和 Pangea 超大陆的聚合、裂解过程中的作用，以及与其他伴生的地质现象(全球大火成岩省 LIP)的相关性，探讨了威尔逊旋回对 MOR 型和 SSZ 型蛇绿岩形成过程的制约。

在国内 20 世纪 80~90 年代，蛇绿岩概念的引进推动了我国地质工作的研究进展，主要查明了我国蛇绿岩的分布状况，在西藏等地建立了较为典型的蛇绿岩剖面，并取得了显著的研究成果。王希斌等(1987)在研究西藏蛇绿岩时，提出两种堆晶岩剖面:A 型(矿物结晶顺序为橄榄石—单斜辉石—斜长石)B 型(矿物结晶顺序为橄榄石—斜长石—单斜辉石)；并在 (1989)根据地幔橄榄岩的部分熔融程度分为三种类型:高熔型(纯橄岩—贫辉方辉橄榄岩组合)；中熔型(方辉橄榄岩)和低熔型(富辉方辉橄榄岩—二辉橄榄岩组合)，同时指出地幔熔融残余的垂直分带性。当时讨论蛇绿岩构造环境问题主要是与洋中脊(MOR)相联系。

90 年代至今，我国境内的蛇绿岩得到全面的研究和探讨，同时取得了蛇绿岩的地幔橄榄岩、堆晶岩和上部熔岩在岩石学、矿物学和地球化学等方面的重要成果。

一是根据地幔橄榄岩中副矿物尖晶石以及相关的铬铁矿中 $Cr^{\#}$（下同）指数和堆晶岩的类型，认为高 $Cr^{\#}$指数的铬铁矿(富 Cr 的铬铁矿)及含高 $Cr^{\#}$ 尖晶石的地幔橄榄岩与 PPG 型堆晶岩一般出露在同一蛇绿岩剖面中，形成于高压环境； 低 $Cr^{\#}$ 指数的铬铁矿(富 Al 铬铁矿) 及低 $Cr^{\#}$ 尖晶石的地幔橄榄岩与 PTG 型堆晶岩出露在同一蛇绿岩剖面中，形成于低压环境(王希斌等，1996a，b)。二是国内蛇绿岩的深入研究发现出露在缝合带中的蛇绿岩与大洋岩石圈在上部熔岩、堆晶岩类型以及地幔橄榄岩的 REE 配分特征均存在较大差异性。张旗等(1995a，b，1997，2001) 深入研究了蛇绿

岩上部火山岩的地球化学特点， 发现蛇绿岩上部熔岩并非都形成于洋中脊，认为N-MORB、E-MORB 蛇绿岩形成于大洋盆、小洋盆以及弧后盆地， 而 IAT 蛇绿岩和玻安岩型蛇绿岩形成于俯冲带上， 并详细地分析了 IAT 型蛇绿岩和 IAT 火山岩的区别，将蛇绿岩分为科迪勒拉型、东地中海型和西地中海型；

王希斌等(1995) 在总结中国蛇绿岩的地幔橄榄岩时，分析认为 IAT 蛇绿岩、玻安岩型蛇绿岩和具 PPG 型堆晶岩的蛇绿岩,形成于俯冲带上,为 SSZ 型蛇绿岩;N-MORB 和 E-MORB 蛇绿岩以及具 PTG 型堆晶岩的蛇绿岩主要形成于洋中脊环境,为 MOR 型蛇绿岩。其中高 $Cr^{\#}$ 尖晶石、LREE 富集的地幔橄榄岩形成于俯冲带上，富 Cr 铬铁矿往往也形成于俯冲带，这与 Pearce 等 1984 年总结的大型富 Cr 铬铁矿一般形成于 SSZ 型蛇绿岩中较为一致。

贺根山蛇绿岩带是华北版块和西伯利亚板块的缝合位置已经得到公认,早期研究认为该地区的超镁铁质岩为侵入成因，但随着 70 年代板块理论引入中国，这种混杂岩被确认为蛇绿岩。从那以后大量有关贺根山蛇绿岩的理论被研究，但是对贺根山蛇绿岩类型和年龄方面的研究甚少，而且其构造背景也饱受争议。例如：白文吉等 1995 年的研究认为贺根山蛇绿岩可能来源于洋中脊并且是低度部分熔融的残余物。Bao et al. (1994),Nozaka 和 Liu(2002)提出贺根山蛇绿岩形成于洋中脊环境,而 Robinson et al. (1995, 1999)和 Zhou et al. (2003)却认为贺根山蛇绿岩形成于岛弧边缘盆系统。而早期全岩 Sm－Nd 和 K－Ar 测年以及矿物 Ar-Ar 测年则得出了从 110 到 400 Ma 的矛盾数据(Tang, 1990; Robinson et al., 1999; Bao et al.,1994; Nozaka and Liu, 2002).最近苗来成等人则认为贺根山蛇绿岩为 SSZ 型蛇绿岩，最终闭合时间在二叠纪晚期到三叠纪早期。

对贺根山蛇绿岩的类型研究对重新认识贺根山蛇绿岩的构造演化史及指导找矿具有重大意义,所以本文在前人研究的基础上进一步对贺根山蛇绿岩的类型及其成矿作用进行探讨。

四、采用的方法与手段

本论文主要是以野外研究为基础，通过岩石学及地球化学方法相结合的方法，来确定蛇绿岩的类型及其成矿作用，具体采用的方法如下：

1、野外地质调查：通过野外路线实际踏勘、对重点区域进行大比例尺地质填图、在全面收集总结前人工作成果的基础上，对该地区重点成矿带典型矿床（点）进行详细的调查、取样、典型矿床解剖；对勘查区内基性-超基性岩进行标本和岩心采集，岩心编录，图片采集，绘制地质图件等。

2、光薄片鉴定：室内采用显微镜下矿相学、岩相学鉴定确定岩石类型和矿化程

度，并进行图片采集，选取岩石和矿石样品进行送样分析。

3、岩石地球化学分析：采用岩石样品和矿石样品的主量元素、微量元素、稀土元素、矿物微区成分分析等手段，判别研究区基性-超基性岩类型及其成因，区分蛇绿岩套和岩浆成因的杂岩体，并对相关的成矿作用类型开展深入研究。

五、论文完成过程中完成的工作量

在完成本论文期间我们课题组 9 人在 2008 年 4-10 月间先后对研究区进行野外地质踏勘，重点区域地质填图、钻孔岩心编录及样品采集、地质剖面测量、典型矿床解剖等工作，同时采集了大量岩石、矿石标本并进行室内显微镜下鉴定，地球化学数据分析等工作，具体完成工作量见（**表 1-1**）

表 1-1 工作量一览表

工作内容	工作单位	完成工作量
野外地质调查	天	50
典型矿床解剖	处	4
矿点地质调查	处	5
岩心地质编录	m	2000
岩心样品采取	件	150
岩石、矿石样品	件	100
岩（矿）石光薄片	片	286
岩（矿）石光薄片鉴定	片	35
岩（矿）石光薄片照相	张	30
岩心多元素分析	件	160
主量微量元素全分析	件	50
铂族元素分析	件	19

第一章 区域地质概况

贺根山位于内蒙古自治区锡林郭勒盟北部，由贺根山、朝克山、小坝梁、崇根山、乌兹尼黑等几个 NE 向展布互不连续的岩块组成。大地构造上处于西伯利亚板块和华北版块中间地带,即阿尔泰一兴安岭晚古生代褶皱带。区内地质构造极其复杂。受华北板块与西伯利亚板块多期次俯冲、碰撞和对接作用影响，区内既出露有前寒武纪微地块，又有古生代火山一沉积岩广泛分布。深大断裂带(层)纵横交错，各类侵入岩十

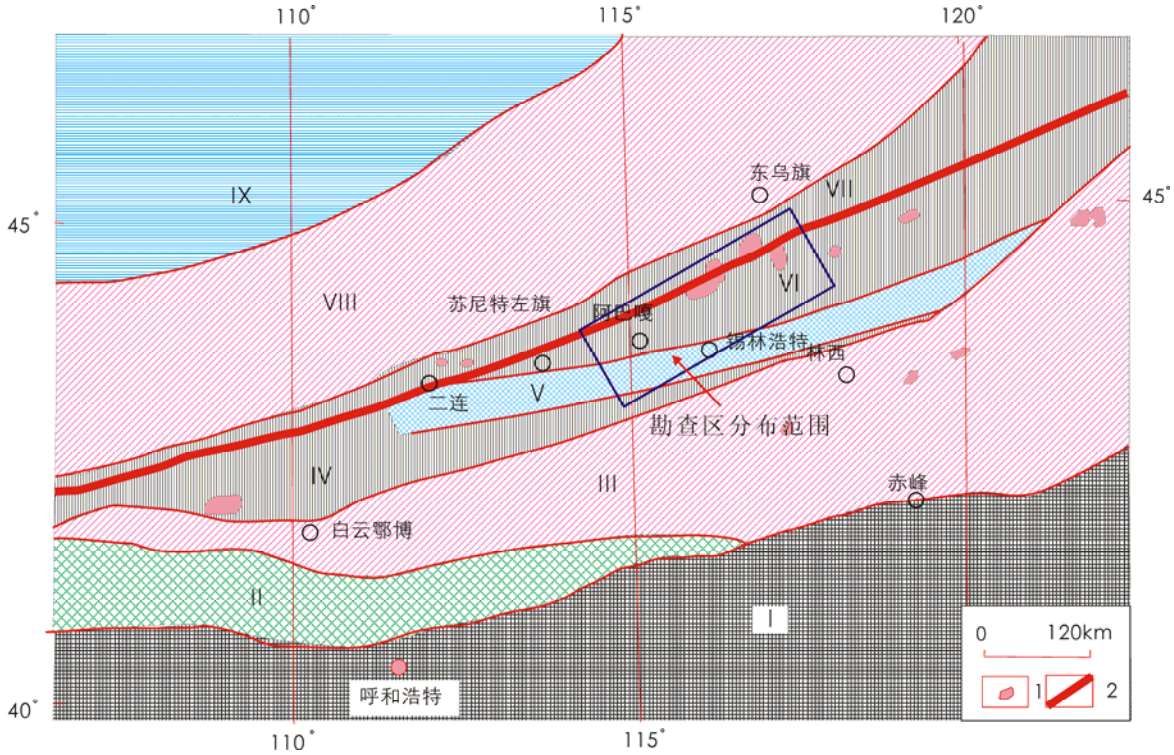


图 1—1　二连浩特－贺根山一带及邻区地质简图（据聂风军等，2006）

华北陆台：Ⅰ一古元古代－太古宙结晶基地；Ⅱ一中、新元古代大陆边缘；Ⅲ一白乃庙-温都尔庙前寒武纪一早古生代构造－岩浆岩带；Ⅳ二阿尔善图一查干淖尔晚古生代构造－岩浆岩带；Ⅴ一艾力格庙、锡林浩特前寒武纪中间地块；Ⅵ－二连浩特-贺根山古生代蛇绿混杂岩带。西伯利亚板块；Ⅶ一阿巴嘎旗.东乌朱穆沁旗晚古生代构造一岩浆岩带；Ⅷ一查干敖包－奥尤特-朝不楞早古生代构造－岩浆岩带；Ⅸ一南蒙古早古生代构造－岩浆岩带。1 一镁铁质一超镁铁质侵入岩；2 一古板块缝合带

分发育和金属矿床(点)数量众多，属中亚巨型造山带和金属成矿带的重要组成部分。

第一节 地层

贺根山地区区域地层的形成和演化可划分为两个阶段：其一，晚二叠世之前，华北版块与西伯亚板块频繁构造活动期；其二，晚二叠世之后两大古板块焊接为统一的古大陆，地壳活动进入到一个新的地质发展时期。本区的地层－大地构造单元大都是由两大部分所构成，即下部为前中生代变质岩块体和海相火山－沉积岩，上部为中新

生代含煤(或油气)沉积岩(物)和中酸性火山岩（表 1－1）。

一．　中新元古界

1．中元古界

二连－东乌旗一带及邻区最具有代表性的前寒武纪变质岩地块有三处，分别是白银都西变质岩块体、乌华敖包变质岩块体和艾力格庙变质岩块体等。

白银都西变质岩块体主要呈不规则状分布在满都拉图西南和南部广大地区，出露面积有 100 km^2，其周边分别与下二叠统的格根敖包组(或哲斯组)火山一沉积岩和新元古界温都尔庙群绿片岩呈断层接触关系。这套变质岩地层从上到下大体可以划分为 3 个岩性段：上部主要为矽线石黑云石英片岩、浅粒岩和变质石英砂岩，局部地段见有片麻状石英闪长岩；中部为混合质矽线黑云石英片岩、黑云石英片岩和斜长角闪岩；下部为黑云变粒岩，条带状和脉状混合岩以及混合质浅粒岩，整套变质岩地层的厚度为 5.6km。斜长角闪岩全岩样品钐一钕同位素等时线年龄为(1394±46)Ma(2δ)和 εNd(t)为 7.9±2.1(2δ)。

乌华敖包变质岩块体主要呈不规则状分布在满都拉图镇西 25km 处，出露面积为 20km2。该块体地位于海西期花岗岩类侵入杂岩体内，二者呈断层接触关系。该块体的主要岩石英类型有黑云斜长片麻岩、二云片岩、大理岩、绿帘绿泥阳起片岩、斜长阳起片岩、二云石英片岩、片麻岩和方解石石英片岩，整套变质岩层厚度为 2.2km。绿泥绿帘阳起片岩全岩样品钐一钕同位素等时线年龄为(1910±72)Ma(2δ)和 εNd(t)值为 3.93±1.87(2δ)。

艾力格庙变质岩块体位于二连浩特西南部的艾力格庙和西力庙一带，呈近东西向一北东向条带状分布，长度为 30km。该块体由各类前寒武纪变质岩所构成，下部岩性段主要岩石类型有大理岩、结晶灰岩、变质流纹岩和凝灰岩以及少量板岩、片岩、石英岩和变质砂岩，相比之下，上部岩性段岩石类型有变质晶屑凝灰岩和绢云石英片岩以及少量石英岩、长石石英砂岩和大理岩，局部地段具有铁和锰矿化体露头。变质酸性火山岩锆石铀一铅同位素年龄值为 950~1058Ma。野外地质调查和室内研究结果表明，艾力格庙块体的原岩为一套浅海相中酸性火山岩一碳酸盐一陆源碎屑岩建造，形成时代为中元古代。

上述各变质岩地块可能是中元古代从华北古陆上分裂出的陆壳碎片。

2. 新元古界

新元古界的代表性地层单元为温都尔庙群绿片岩。温都尔庙群自下而上大体可划分为 3 个岩性段，即下部的桑达来音组变质镁铁质火山岩，中部哈尔哈达组泥硅质岩

和上部莫若格钦组蛇绿混杂岩，岩层厚度为 1290~1844m。该套岩层的底部和顶部分别与白银都西群变质岩和志留系一泥盆系敖仑沟组蛇绿混杂岩呈断层接触。桑达来音组主要由绿泥斜长片岩、凝灰岩、安山质玄武岩和辉绿玢岩组成，哈尔哈达组岩性单一，主要为细晶石英岩，含铁石英岩和碧玉细晶石英岩呈细密条带状构造，粒状变晶结构，矿物以石英为主，并且含有少量赤铁矿、绢云母、绿泥石和菱铁矿。温都尔庙群最上部的岩性段为莫若格钦组，岩石类型以泥硅质岩为主，并且混杂有桑达来音组变质镁铁质火山岩。桑达来音组绿泥斜长片岩全岩钐一钕同位素等线年龄值为(807±49)Ma 和 εNd(t)值为 2.7±1.3(2δ)，表明绿片岩原岩的形成时间为新元古代，是古蒙古洋壳残片的组成部分。

二．古生界

1. 奥陶系

奥陶系主要由下奥陶统乌宾敖包组和中奥陶统汗乌拉组海相沉积岩所构成（表 2－1）。下奥陶统乌宾敖包组见于苏尼特左旗乌宾敖包一带，属早古生代浅海相盆地中正常碎屑沉积岩建造。下部岩性段岩石类型为绢云板岩和粉砂质板岩为主，并且夹有灰岩透镜体；上部岩性段由长石砂岩、粉砂质板岩、变质泥灰岩和石英岩组成。中奥陶统汗乌拉组沉积岩地层零星见于苏尼特左旗、阿巴嘎旗和东乌朱穆沁旗以北地区。其下部为海相凝灰岩、安山岩和凝灰质粉砂岩；上部为凝灰质板岩、粉砂岩、细砂岩和灰岩，属浅海相火山-沉积岩建造。

2. 志留系

志留系分布零星，中、下志留统沉积岩地层仅见于阿巴嘎旗的红格尔庙和西乌朱穆沁旗乌套海农场一带。岩石类型主要有变质砂岩、绿泥石英千枚岩、硅质岩、结晶灰岩和含铁石英岩以及石英片岩、片麻岩、变粒岩和大理岩。上志留统巴特敖包群底层的主要岩石类型为变质砂岩、石英岩和结晶灰岩（表 1-1）。

3. 泥盆系

泥盆纪早期开始研究区地壳再次发生明显沉降作用，形成出露面积广、层序比较完整、岩性组合稳定和沉积厚度较大的泥盆系沉积岩系（表 1-1）。泥盆系地层主要有下泥盆统巴润特花组和敖包亭浑迪组；中泥盆统温多尔敖包组和塔拉巴格特组；上泥盆统才伦郭少组和安格尔音乌拉组。各单元中不同的岩石类型和岩性组合记录着一个较为完整的海侵到海退的地质演化过程。

4. 石炭系

泥盆纪末，勘查区发生明显抬升作用，但局部地段仍出现残余海相盆地，在苏尼特左旗和阿巴嘎旗南部地区发育有一些下石炭统浅海相碎屑岩和安山质火山岩地层

（表 2-1）。相比之下，上石炭统火山一沉积岩地层分布广泛，个别地层单元的厚度大于 1.5km，并且为海西期镁铁质一超镁铁质侵入岩所穿插和切割。

5. 二叠系

工作区内二叠系分布广泛，为中蒙边境地区主体地层单元之一（表 1-1）。这套地层不仅是晚古生代断隆带的重要组成部分，同时也是最重要的含矿地层，特别是铜、铜－金和铅－锌－银矿床的找矿有利地段。

下二叠统：这套地层主要分布于东乌朱穆沁旗、西乌朱穆沁旗、苏尼特左旗和阿巴嘎旗北部，主要由格根敖包组和哲斯组这两个地层单元所构成。

上二叠统：这套地层出露零星，仅见于西乌朱穆沁旗、阿巴嘎旗和苏尼特左旗等地，基本上为一套陆相碎屑沉积岩建造。早二叠世末，受区域性地壳褶皱回返作用影响，地壳缓慢抬升，海水退出，进而转入陆相湖泊沉积环境。代表性地层单元为包尔敖包组，其主要岩石类型为砂砾岩、粉砂岩和泥质板岩。局部地段见有安山质和流纹质凝灰岩，熔结凝灰岩和火山角砾岩。

三. 中生界

1. 三叠系

海西晚期，二连浩特一东乌朱穆沁旗一带及邻区的地壳持续抬升，从而进入滨太平洋大陆边缘构造发展阶段。受此期构造作用影响，三叠系较为少见。

2. 侏罗系

下一中侏罗统：在研究区范围内，对这套地层未作详细划分，统称为中下侏罗统，代表性地层单元为马尼特庙群（表 1-1）。这套地层零星分布在东乌朱穆沁旗、锡林浩特、西乌朱穆沁旗、苏尼特左旗、阿巴嘎旗和多伦等旗或县，为一套陆相含煤沉积岩建造，主要由砂岩、砂质泥岩、泥岩夹砂砾岩以及可采煤层所组成。

上侏罗统：晚侏罗世是工作区地质演化历史中的重要一幕，强烈的火山活动形成了巨厚的陆相火山岩地层。受区域性深大断裂构造影响，火山岩大多呈条带状沿北东一北北东向构造线分布。根据岩性组合，大致可将上述火山岩带划分为 3 个大的喷发旋回。

3. 白垩系

白垩系零星分布在各种断陷盆地中，岩石以淡水湖相和河流相为主，并且为第三系或第四系沉积物所掩盖。

下白垩统：代表性地层单元为巴彦花组，这套地层的分布范围严格受控于燕山早期区域主断裂构造活动所形成的断陷盆地，不同地段岩层沉积厚度和岩石类型变化很大，所含煤层数量和厚度取决于断陷盆地的产出规模。岩层下部岩性段主要由砾岩、

含砾砂岩和砂砾岩组成；中部岩性段为泥岩和粉砂岩；上部岩性段为砾岩、砂砾岩、砂岩、粉砂岩、碳质泥岩和可采煤层。另外，在二连浩特一西乌朱穆沁旗一带，部分断陷盆地的下部含有可采油气层。

上白垩统：代表性地层单元为二连达布苏组，这套岩层出露于东乌朱穆沁旗南部和二连浩特达布斯诺尔一带。岩层下部岩性组合为灰白色砂砾岩、粗砂岩、中细粒砂岩和薄层砂质泥岩；上部为泥岩、砂质泥岩、砂岩和薄层泥灰岩。

表 1-1　二连浩特-东乌朱穆沁旗一带及邻区地层简表

界	系	统	群	组	代码	岩性组合	化石或遗迹	厚度/m
中生界	白垩系	上统		二连达布苏组	K2e	上部为泥岩、砂质泥岩；下部为灰白色砂、砾岩、粗砂岩和砂岩，局部地段见有玄武岩和安山岩	含姜氏巴克龙、蒙古满洲龙和亚洲似鸟龙等动物化石	81
		下统		巴彦花组	K1b	上部为砾岩、含砾砂岩、粉砂岩和泥岩，并且夹有可采煤层；中部为泥岩和粉砂岩；下部为砾岩、砂砾岩、泥岩和粉砂岩	含特锥叶蕨、西普拉锥叶蕨、纯正女星介和科星等动植物化石	>2000
	侏罗系	上统	兴安群	布拉根哈达组	J3b	流纹岩、流纹斑岩、流纹质凝灰岩、火山角砾岩和凝灰岩以及少量黑耀岩、松脂岩和珍朱岩		1424
				道特拉组	J3d	以玄武岩和安山岩为主，局部见有少量石英粗面岩、火山角砾岩和凝灰岩		>820
				查干诺尔组	J3c	岩屑晶屑凝灰岩、熔结凝灰岩、层凝灰岩、粗面岩、粗面安山岩和英安岩夹粉砂岩以及砂砾岩和泥岩	植物化石碎片	>1469
		中下统	马尼特庙群		J1-2mn	砂岩、砂质泥岩、泥岩和砂砾岩以及可采煤层	含布列雅锥叶蕨、膜蕨型锥叶蕨、枝脉蕨、新芦木等植物化石	2180
古生界	二迭系	上统		阿尔陶勒盖组	P2a	中酸性凝灰岩、火山角砾岩、凝灰质粉砂岩和砂砾岩	含朝鲜准脉羊齿植物化石	2726
				包尔敖包组	P2b	砂砾岩、凝灰质粉砂岩、硬砂质长石砂岩、层凝灰质泥岩	含烟叶六羽羊齿等植物化石	1400
		下统		哲斯组	P1z	下部砾岩、含砾砂岩、砂岩和灰岩夹板岩上部以灰岩和砂岩为主，其间夹有少量粉砂岩、泥板岩、凝灰岩和安山岩	含旋拉金维戟贝和假管孔贝未定种等腕足类动物化石	2020
				格根敖包组	P1g	凝灰岩、火山熔岩、砂岩、砾岩、粉砂岩、安山岩、流纹岩和火山角砾岩以及灰岩	含波尔小德比贝、后疹大耳刺贝和阿丁小派克满贝等腕足类动物化石	3000

	石炭系	上统		阿木山组	C3a	砂岩、板岩和灰岩、局部地段见有火山碎屑沉积岩	含麦蛞和巨大似纺锤蛞等动物化石	6119
		中统		本巴图组	C2b	上部以安山岩和凝灰岩为主，下部为硬砂岩、含砾凝灰岩河粉砂岩夹灰岩	含假史塔夫蛞和小纺锤蛞等动物化石	1419
		下统		敖木根呼都格组	C1a	上部为变质长石石英砂岩夹泥灰岩及鲕状灰岩；下部为变质钙质砂岩、粉砂岩和硬砂岩	含米契林房扇贝、颠倒裂线贝、近似石燕、中华杉山珊瑚等动物化石	927
	泥盆系	上统		安格音乌	D3a	板岩、泥质粉砂岩和长英质砂岩、局部地段见有灰岩和凝灰岩	含脊状具脊贝和横展小组依窦维尔贝等动物化石	5060
				才伦郭少组	D3C	硬砂岩、长石石英砂岩和生物灰岩	含半纺锤状游蚀石燕化石	564
		中统		塔尔巴格特组	D2t	硅质粉砂岩、泥质粉砂岩和硅质板岩	含全平古薄扭贝、平常顶脊贝等动物化石	150
古生界				温多尔敖包组	D2w	凝灰岩、晶屑岩屑凝灰岩、粉砂岩和硬砂质长石砂岩夹灰岩	含尖翼长刺贝、滑铁庐刺无洞贝和巨大兴安石燕等动物化石	1228
		下统		敖包亭浑迪组	D1a	泥质粉砂岩、凝灰质粉砂岩和砂岩	含北方里末通贝和高比钦楔壁贝等动物化石	499
				巴润特花组	D1b	凝灰岩、粉砂岩、泥质粉砂岩和粉砂岩以及凝灰质细砂岩	含金水达来金贝和粗糙皱箱贝等动物化石	1484
	志留系	上统		巴特敖包群	S3bt	变质砂岩、片岩、石英岩和结晶灰岩	含中巢、蜂巢、日射和针链珊瑚等化石	1716
	奥陶系	中统		汗乌拉组	O2h	下部以凝灰岩、安山质粉砂岩和凝灰质粉砂岩；上部为凝灰质板岩、粉砂岩和细砂岩夹灰岩	含东方西寓贝、中华西方正形贝、汗乌拉小驼贝、等线虫和分开叉比石等化石	2813
		下统		乌宾敖包组	O1w	上部为长石砂岩、粉砂质板岩、变质泥岩、灰岩和石英岩；下部为绢云板岩、粉砂质板岩和灰岩	含豪德勒贝、哈克涅斯贝、薄扭和箭尾虫等化石	5747
新元古界			锡林郭勒块体		Pt3	绿泥石英片岩、绿泥绢云片岩、绢云石英片岩、二云片岩夹薄层石英岩及含铁石英岩、局部地段见有少量大理岩、千枚岩、板岩和变质砂质		>6000
中元古界			白银都西群		Pt2	黑云斜长片麻岩、角闪斜长片麻岩、含石榴子石黑云斜长片麻岩、石英岩和条带状混合片麻岩夹大理岩		5174

第二节　侵入岩

受西伯利亚板块华北版块多期次俯冲、碰撞和对接作用影响，研究区各种岩石类型、不同形成时代和不等产出规模的侵入岩体分布广泛，其中以晚古生代花岗岩类侵入岩最为发育，并且与金属矿床(点)或研究区具有密切的时空分布关系。研究区范围内侵入岩体的形成过程划分为 4 个时期。各个代表性岩体的形成时代见（表 1-3）

一．加里东晚期侵入岩

这套侵入岩仅见于阿巴嘎旗西楚鲁特一带，出露面积为 5km^2。岩体呈北东向展布，其空间分布形态完全受控于西里庙一达青牧场挤压破碎带。主要岩石类型为粉红色蚀变斜长花岗质糜棱岩，岩石中糜棱结构和片麻状构造十分明显。

二．　海西期侵入岩

海西早期侵入岩主要分布在苏尼特左旗南部和贺根山一带，出露面积为 1100 km^2。岩体大多呈岩基和岩株状产出，岩石类型以镁铁质一超镁铁质岩为主，其次为中酸性岩。

镁铁质一超镁铁质侵入岩：主要分布在贺根山到小坝梁一线（详见后述），在苏尼特左旗的交其尔、乌兰呼都格和哈拉敖包亦见有同类岩体存在。这些镁铁质一超镁铁质岩体(块)大多沿华北陆块与西伯利亚板块对接带—二连浩特－贺根山深大断裂带底辟式侵入，并与同构造期形成的拉斑玄武岩和安山岩等构成蛇绿岩带，为海西早期构造作用阶段的古大洋壳的残片。

中酸性侵入岩：沿西里庙一达青牧场近东西向挤压构造带分布，主要出露于苏尼特左旗突得布地段。该岩体长轴方向与构造线方向一致，从岩相上可划分为两个相带，即变质石英闪长岩带和变质花岗岩带。岩石大部分发生重结晶作用，次生矿物较多，表明区域变质作用对这些中酸性侵入岩体影响较大。

海西中期侵入岩主要见于苏尼特左旗包尔汗喇嘛庙、雅果敖包、才里乌苏、阿拉坦格尔庙和本巴图以及西乌朱穆沁旗达青牧场等地，出露面积为 961 km^2。岩体大多为中小型岩株，个别呈岩墙或岩基状产出，西部地段的岩体呈现为近东西向狭长带状分布，到东部地段转向北东 60º。岩石中矿物粒度无明显变化，难划分出岩相带。沿岩体与围岩接触带常可观察到宽窄不等的角岩带，局部见有混染现像。岩石类型有黑云母花岗岩、似斑状黑云母花岗岩、片麻状石英闪长岩、石英闪长岩、黑云母花岗长岩等。

海西晚期侵入岩分布十分广泛，其出露面积仅次于印支期和燕山期侵入岩。大多

数岩体呈岩株和岩基状产出，总体走向与北东向区域构造线方向大体一致。规模较大的岩基位于北东向大断裂与东西向构造带交汇部位。岩石类型以花岗岩为主，其内原生构造较为育，流面与侵入体的延伸方向相近，大多为北东一北东东走向。产出规模较大的岩体一般都可以划分出边缘相和过渡相,而缺失中心相。

代表性海西期花岗岩类侵入岩基本地质特征见表 1-2。

三．印支期侵入岩

就现有的资料和数据来看，本区印支期侵入岩在研究区范围内分布比较广泛，代表性岩体出露于阿巴嘎旗的楚鲁图、苏金温多尔、扎拉山和黑沙图；苏尼特左旗的祖横得楞；东乌旗巴勒查干, 西乌旗白音得勒和前进场等。岩体大多呈岩基状产出，个别呈岩株出现。岩体展布方向受控于北东向断裂构造，多沿复式背斜轴部侵入。岩石类型比较简单，以酸性岩为主。主要岩石类型有碱性花岗岩、黑云母二长花岗岩、二长花岗岩、中粗粒黑云母花岗岩、黑云母似斑状花岗岩、斜长花岗岩和黑云母花岗闪长岩以及霓石文像花岗岩，其中大多数岩石以具有花岗结和和文像结构以及块状构造为特征。代表性印支期花岗岩类侵入岩基本地质特征见表 2-2。

表 1-2　二连浩特-东乌朱穆沁旗一带及邻区海西期、印支期和燕山期花岗岩基本地质特征

位置		海西期花岗岩	印支期花岗岩	燕山期花岗岩
构造位置		北部和南部，距古板块缝合线较远的南北两侧	中部，距古板块缝合线较近的南北两侧	东部和东南部，远离古板块缝合线
构造环境		挤压构造环境	挤压与张裂叠加	挤压构造环境或挤压与张裂叠加环境
成岩时代		354-245Ma	235-205 Ma	190-80 Ma
地貌形态		低缓丘陵	低缓山岳或陡峭山崖	陡峭山崖
几何形态		岩基或岩株	岩株 岩墙或岩脉群	岩株 岩墙或岩脉群
与同期火山岩关系		大多数晚于火山岩	大多数侵位到古生代火山岩地层中	除少数岩体外,大多数岩体与火山岩共生
代表性岩石类型		花岗闪长岩	碱性花岗岩	黑云母花岗岩
主要岩性组合		花岗闪长岩、黑云母花岗岩、二长花岗岩、石英闪长岩、斜长花岗岩、钾长花岗岩	碱性化岗岩、霓辉正长岩、钾长花岗岩、二长岩、正长岩、花岗闪长岩	黑云母花岗岩、钾长花岗岩、二长花岗岩、碱性花岗岩、石英闪长岩、花岗闪长岩
组构		花岗变晶结构、片麻状构造、中粗粒－似斑状结构、块状构造	中粗粒结构、花岗结构、晶洞构造、块状构造	中粗粒－似斑状结构、花岗结构、文像结构、块状构造
矿物组成	暗色矿物	普通角闪石和镁质黑云母（MF=0.37-0.6）	钠闪石、霓辉石、普通角闪石和黑云母	普通角闪石、铁质黑云母（MF=0.02-0.21）

			（MF=0.18-0.46）	
	长石	斜长石>钾长石(正长石和条纹长岩)，斜长石以中长石为主，钠长石少	正长石、钠长石、微斜条纹长石、条纹长岩，斜长石以中长石或钠长石为主	钾长石>斜长石，钾长石为条纹长石和微斜条纹长石、斜长石以钠长石为主
岩石化学参数		酸度值低、碱度值高，H2O 高；DI 值为 74，A/CNK=1.03，AK= 0.60 属正常钙碱系列火成岩	酸度值中等，碱度值高，H20 和 C02 值高，DI 值为 78，A/CNK 值为 0.78~0.95，AK 值为 0.86，属高钾钙一碱系列火成岩或者橄榄玄粗岩系列火成岩	酸度值高，碱度值高，H20 低；DI 值为 94，A/CNK 值为 0.99，AK 值为 0.84~0.92，属正常钙一碱或高钾钙一碱系列火成岩
稀土元素及微量元素		ΣREE 值为 100×10-6, LEEE/HREE 值为 2-5, δEu 值为 0.1-2.75;贫 Rb、富 Sr 和 Ba;Rb/Sr 值为 1-0.05,Ba/Rb>3; K×10-2/Rb 值为 3	ΣREE 值为 120- 300 ×10-6, LEEE/ HREE 值为 1-2.6, δEu 值为 0.31-0.68; 富 Rb、贫 Sr 和 Ba;Rb/Sr 值为 5-28,Ba/Rb 小于 1; K×10-2/Rb 值为 2-5	ΣREE 值为 140- 320 ×10-6, LEEE/ HREE 值为 1.5-3.3, δEu 值为 0.02-0.78;富 Rb、贫 Sr 和 Ba; Rb/Sr 值为 13-0.24, Ba/Rb 小于 3; K×10-2/Rb 值为 1-3
87Sr/86Sr		0.7031-0.7051	0.7030-0.7056	0.7028-0.7096
ε(t)Nd		-2.6-4.5	2.6-7.8	-3.6-3.8
δ18O		3.6-8.2	-3.6-8.0	-8.3-5.0
有关金属矿产		铜、金、铜一金、铬、镍、铁、铅一锌一银	铁－铜－鉍、铜－锡、钨、金	铁－锡、铅－锌－银、钨、银、稀有金属

据聂风军等,2006

四．燕山期侵入岩

研究区范围内(特别是工作区东部地段)中生代岩浆岩分布广泛。从总体上看，燕山期岩体主要受北东-北北尔向构造控制。岩体多呈岩基或岩株产出，几何形态比较复杂。在花岗岩类侵入岩体与上侏罗统酸性火山岩共同出现的地区，它们常常构成典型的火山-侵入杂岩体。

燕山早期侵入岩以酸性和中酸性岩为主，中基性岩少见，主要岩石类型有黑云母花岗岩、黑云母似斑状岗岩、花岗闪长岩、石英闪长岩、二长花岗岩、二云二长花岗岩和黑云母二长花岗岩，次要有成分较为单一，并且规模很小的霏细花岗斑岩、闪长玢岩、二长斑岩、正长斑岩、石英斑岩、流纹斑岩和辉绿岩，其中黑云母花岗岩、花岗闪长岩和石英闪长岩往往相互套叠，形成侵入杂岩体。

燕山晚期侵入岩体的长轴方向北东-北北东方向。各类岩体出露尚好，多呈陡峭的中高山，并很少受到后期构造的破坏。岩体在区内的东部呈岩基状产出，西部为小岩株岩(脉)群。根据岩体的结构构造特点，大部岩体可划分出边缘相和过渡相两个岩相带，中心相不甚明显，反映了燕山晚期花岗岩类侵入岩体剥蚀度较浅。主要岩石类

型有黑云二长花岗岩、黑云二长花岗斑岩、黑云母钾长花岗岩和细粒花岗岩等。

代表性燕山期花岗岩类侵入岩基本地质特征见表 2-2。

表 1-3 二连浩特-贺根山一带及其临区海西期、印支期和燕山期花岗岩基本地质特征

采样位置	岩石类型	年龄/Ma	参考文献
白音宝力道	石英闪长岩	490±8	1
祖日和图	英云闪长岩	479±8	4
祖日和图	英云闪长岩	464±8	4
白音宝力道	花岗斑岩	439.8±4.3	6
祖日和图	黑云母花岗岩	424±10	5
祖日和图	黑云母二长花岗岩	423±8	5
白音宝力道	石英闪长岩	418	2
白音宝力道	英云闪长岩	414	2
巴彦哈拉图	黑云母花岗闪长岩	363	2
阿尔哈达	黑云母花岗岩	336±2.5	7
乌兰敖包	二长花岗岩	315	3
格勒敖包	花岗闪长岩	314	3
白音宝力道	石英闪长岩	309±8	1
屋花敖包	二长花岗岩	300	3
白音乌拉	碱性花岗岩	286±3	3
祖横德楞	碱性花岗岩（中粒）	284±2	3
扎那乌拉	碱性花岗岩（中粒）	277±3	3
祖横德楞	碱性花岗岩（斑状）	276±7	3
阿太乌拉	钾长花岗岩	275±2	7
乌兰敖包吐	正常花岗岩	250	3
绥和查干乌拉	花岗闪长岩	244	3
阿塔尔乌苏	二长花岗岩	234~243	3
朝不楞	黑云母花岗岩	238±4.5	7
海勒斯台	花岗闪长岩	230	3
包尔汗喇嘛庙	二长花岗岩-花岗闪长岩	228±21	1
红塔尔	正长花岗岩	217	3
毛登	似斑状花岗岩	215.2±2.8	7

参考文献编号：1-陈斌等（2001）；2-陈斌等（1996）；3-洪大卫等(1994);4-石玉若等（2005a）；5-石玉若等（2005b）;6-张炯飞等（2004）；7-聂凤军等（2007）

五．脉岩

研究区范围内脉岩分布广泛、种类繁多，数量多达 40 余种，从超镁铁质-镁铁质到酸性，从钙-碱性到碱性均有产出。这些各种各样的岩脉侵位于不同的构造-地层单元和各类侵入岩体中。

第三节　构造

研究区自南向北划分为华北陆块和西伯利亚板块 2 个大构造域和 9 个构造-地层单元，它们分别是，①古元古代-太古宙结晶基底；②中-新元古代大陆边缘；③白乃庙-温都尔庙前寒武纪-早古生代构造-岩浆岩带；④阿尔善图-查干淖尔晚古生代-构造-岩浆岩带；⑤艾力格庙-锡林浩特前寒武纪中间地块；⑥二连浩特-贺根山晚古生代蛇绿混杂岩带；⑦阿巴嘎旗-东乌朱穆沁旗晚古生代-构造-岩浆岩带；⑧查干敖包-奥尤特-朝不楞早古生代-构造-岩浆岩带；⑨南蒙古早古生代-构造-岩浆岩带。上述除前三个构造地层单元，其余 6 个构造地层单元又被统称为古亚洲洋褶皱带(图 2-1)。

根据野外地质调查结果和地球物理数据，工作区范围内存在有 8 条深大断裂，它们不仅是构造一岩浆活动带的边界断裂，而且还是岩浆和含矿热液流体上升的通道，局部地段更是金属矿体赋存部位。

一．断裂构造特征

自太古宙晚期以来，研究区经历过多期次构造变动，各类断裂构造极为发育，其主要地质特征可概述为以下：

①　断裂构造展布方向以北东向为主，次为北西向、北北东向和东西向；

②　前晚古生代断裂的展布方向一般呈东西向或近东西向，性质为压性，反映出构造应力场主压应力来自南北向；

③古生代晚期至中生代时期，为断裂活动高峰期，并且形成有北东和北西向两组断裂，其中北东组以压性断裂(逆断层)居多，规模较大，沿褶皱轴部及两翼分布，并与总体构造线相一致，北西组以张(扭)性断裂(正断层)为主，与区域构造线相垂直，对前期构造形迹具有一定的改造和破坏作用；

④中生代中晚期强烈的构造作用诱发大规模镁铁质和中酸性火山喷发，并且伴有较大规模的中酸性岩浆侵入活动；另外，北北东向断裂活动还形成有一系列北东一北北东向展布的断陷盆地，并且叠加在前期断陷盆地之上；

⑤新生代时期，工作区大部分地段处于整体抬升拉张的应力状态，发育有一组北西向断裂。受这组断裂多期次活动影响，幔源型镁铁质熔浆的喷发一间歇一喷发，形成了大面积熔岩平台。

二．主要断裂构造

I 白云鄂博－化德－赤峰－开原深大断裂带(F1)

这是一条介于华北陆块前寒武纪结晶基底与兴蒙古生代造山带之间的巨型断裂带，呈近东西向展布，长 2000km。野外地质调查结果表明，该断裂带不仅是两个不同大地构造单元的分界线，而且也是一条重要的金属成矿带。

II　温都尔庙-西拉木仑河深断裂带(F2)

该断裂带位于包尔汗图一温都尔庙一西拉木伦河一线，呈近东西向一北东东向展布，长度为 850km。该断裂带不仅是加里东和海西期构造一地层单元的分界线，同时也是岩浆及相关热液流体上涌的通道。

III 索伦敖包-阿鲁科尔沁旗深断裂带(F3)

该断裂带自中蒙边境索伦山，向东经赛汉塔拉镇北、查干诺尔和林西，到扎鲁特旗，整条断裂呈东西到北东东向，长度为 1150km，宽度为几千米到数十千米。地质特征可概述为以下几点：①蛇绿混杂岩块分布广泛，其中索伦山和满都拉一带蛇绿岩以层序出露完整，岩石类型众多和产出规模较大为特征；含冷水动物化石的下二叠统火山一沉积岩主要分布在该断裂带的北侧，而二叠系滨海和浅海相碎屑岩出露于断裂带的南侧；③东西向重力梯度带和磁异常带的分布范围与该断裂带所在地段基本吻合；④深断裂形成时代为晚古生代，有的学者将其看作为锡林浩特中间地块与华北陆块板块的次级缝合线。

IV 二连浩特-贺根山深断裂带(F4)

该断裂带位于二连浩特－贺根山一线，呈北东东－北东向展布，向西延伸到蒙古国境内，向东为中新代岩(体)层所掩盖。这条断裂带的地质特点可概述为：①断裂带由一系列推覆或叠瓦状断层、蛇绿混岩块体、构造破碎带和剪切带所构成，为海西早期与海西晚期构造一岩浆岩带的分界线；②无论是磁法电法数据，还是重力和地震测量结果均暗示了这条断裂带的存在；③断裂带的形成时代为晚古生代早期，断裂性质为压性，该带为西伯利亚板块与华北陆块的古缝合带。

V 查干敖包-东乌朱穆沁旗深断裂(F5)

大量野外地质调查资料表明，该断裂带走向为北东向，断裂性质为压性，形成于晚古生代早期。该断裂带的北侧为海西早期构造一岩浆岩带，南侧为海西晚期构造一岩浆岩带，同时也是古板块的俯冲带。

VI 大兴安岭主脊深断裂(F6)

根据野外地质调查资料和物探测量数据，可以推断该断裂带为北北东走向，形成时间为中生代早期，断裂性质为张性。另外，该断裂带与重力梯级带位置相吻合，沿断裂带见有大面积镁铁质和中酸性火成岩。

VII 阿巴嘎深断裂(F7)

根据野外地质调查资料和地球物理测量数据，可以推测该深断裂为北西走向，形成时代为新生代中期，断裂性质为张性。沿该断裂带，见有大面积玄武质火山岩。

VIII 乌力亚斯台-沙麦挤压破碎带(F8)

根据野外地质调查资料推测，该断裂破碎带为北西一北北西走向，力学性质为压

性，形成时间为中生代早期。沿断裂带地层或岩体强烈破碎，片理化极为发育，片理方向与主构造线大体一致。

第四节　矿产

二连浩特-贺根山缝合带地处西伯利亚板块和华北版块的汇聚部位，同时中生代以来又受到环太平洋构造体系的影响。区内前寒武系和古生界火山-沉积岩地层发育齐全、海西期-印支期岩浆岩类型繁多和各时代构造形迹分布广泛、成矿地质环境优越、各类金属矿床(点)星罗棋布。

这一地区的金属矿产主要以铜、铁、铬和金为主，次为铅一锌、银、钨、锡和稀有金属（表 1—3 和图 2—2）。目前看，具有重要工业价值和较大找矿潜力的金属矿种主要有：①铁多金属矿床，代表性矿床有朝不楞、查干敖包、红格尔和二道井；②铜多金属矿床(点)26 处，代表性矿床有小坝梁、奥尤特、海拉斯、阿太乌拉和莫若格钦；③钨矿床(点)13 处，代表性矿床有沙麦和宝格达乌拉；④铅一锌一银矿床(点)13 处，代表性矿床有吉林宝力格、麦狠温都尔和乌兰敖包；⑤铬矿床(点)13 处，代表性矿床(点)为赫根敖拉、733 和 3756；⑥金矿床(点)19 处，代表性矿床(点)有温都尔努家、塔海、巴音哈尔敖包和白音宝力道。

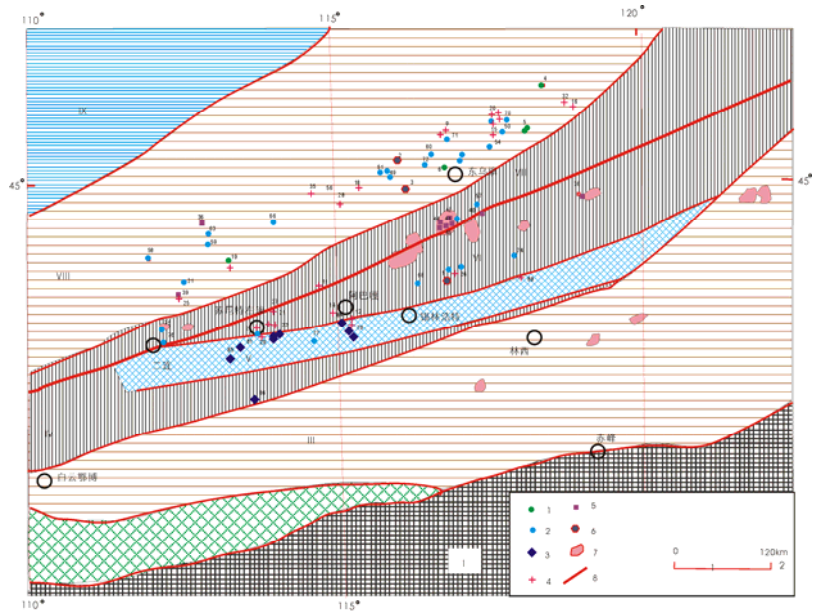


图 2—2　二连浩特—贺根山一带主要金属矿床（点）产地及类型

1—矽卡岩型；2—沉积型；3—变质型；4—花岗岩型；5—基性岩型；6—斑岩型；7—超基性岩；8—主要断裂带

第二章 贺根山蛇绿岩的地质特征

第一节 贺根山蛇绿岩的空间分布

贺根山蛇绿岩位于锡林浩特地体北缘二连浩特-贺根山深断裂的西北部，由贺根山、朝根山、松根乌拉（崇根山）、朱尔很沟（乌兹尼黑）等几个 NNE 向展布互不连续的岩块组成，属于古亚洲洋褶皱带的一部分（图 2-1），长达数百公里。

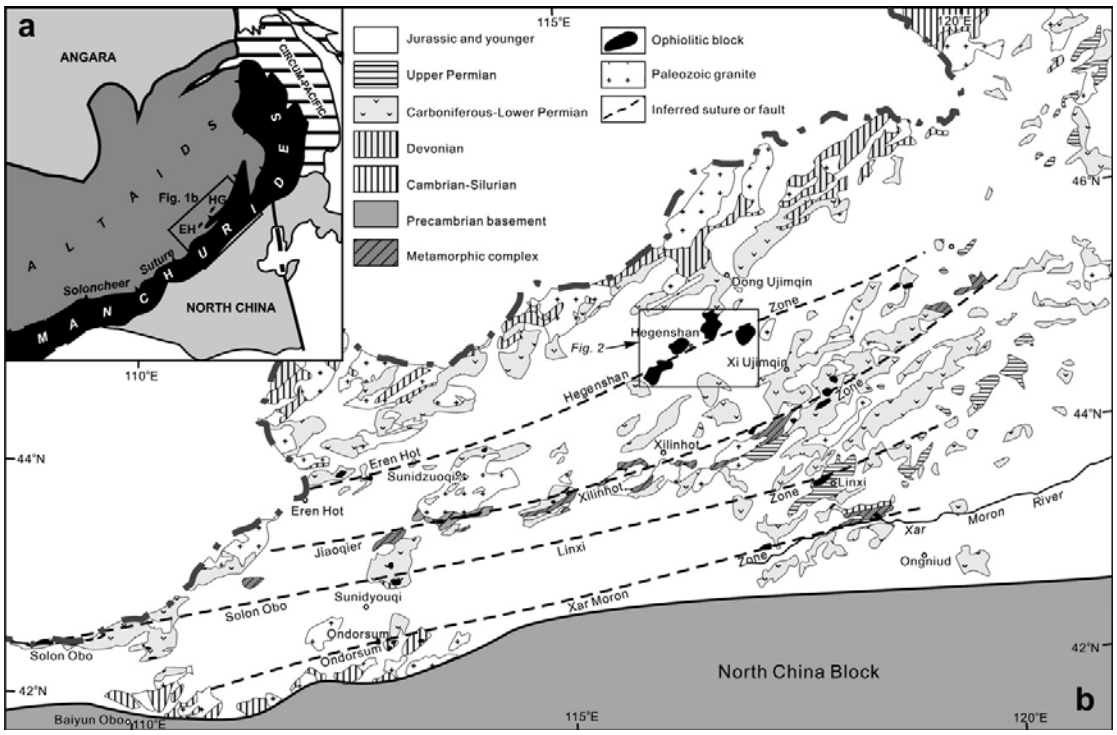


图 2-1 内蒙古二连浩特-贺根山缝合带大地构造简图（Laicheng Miao 2008）

贺根山蛇绿岩带主要由四个大的蛇绿岩块及其附近若干小岩块组成。四大岩块分别为贺根山、朝根山、朱尔很沟（乌斯尼黑）和松根乌拉（崇根山）（图2-2），其中，朝根山和松根乌拉（崇根山）出露较好，上部被薄的层状镁铁质熔岩覆盖, 顶部是放射虫隧石和硬砂岩。

论文主要是通过对松根乌拉、朱尔很沟基性-超基性岩的研究，结合前人所做过的贺根山和朝根山的岩石学特征来探讨贺根山蛇绿岩的类型及其成矿作用。

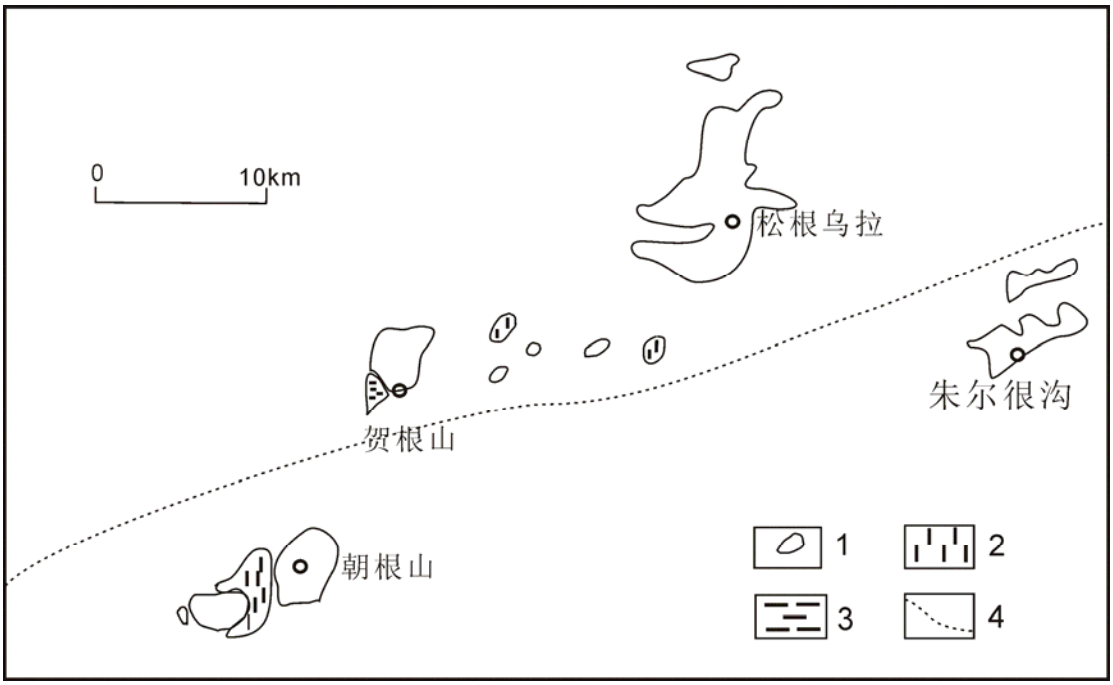


图 2-2 贺根山蛇绿岩地质图（白文吉等，1983）

1、超镁铁质岩块；2、玄武岩熔岩；3、堆晶岩；4、二连浩特-贺根山深断裂

第二节 松根乌拉地区基性-超基性岩地质特征

一、 松根乌拉研究区基性-超基性岩特征：

松根乌拉勘查区面积大约 400km^2，大面积出露的基性-超基性岩绝大部分经历了强烈的蛇纹石化蚀变。

根据地表露头观察、岩芯地质编录和显微镜下岩相学研究，初步判定原岩主要类型有纯橄岩、方辉橄榄岩、二辉橄榄岩、角闪单辉辉橄岩等类型。其中，橄榄石、斜方辉石蛇纹石化蚀变较强烈，有的矿物颗粒几乎完全变成蛇纹石。

1、岩相学特征

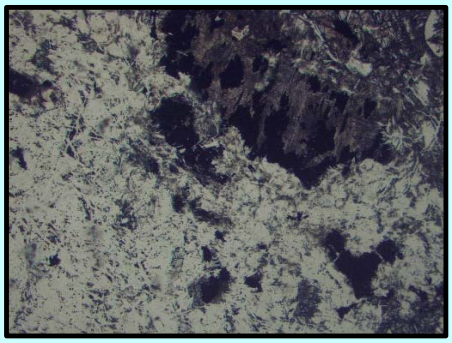
（1）方辉橄榄岩：是本区的主要岩石类型，约占基性-超基性岩总体的 80%以上。钻孔中岩芯显示这种类型的岩石主要出露在近地表，存在于 300m 以上的浅部层位，主要由斜方辉石、橄榄石以及不透明矿物组成。

斜方辉石：主要为顽火辉石-古铜辉石，在岩石中的含量略有变化，往往以似斑晶的形式存在。肉眼观察为灰白-淡绿色，粒度可达 0.5cm，与暗色的橄榄石等矿物颜色对比明显，容易与斜长石相混淆。显微镜下蚀变明显，多具灰褐色-锈黄色绢石化蚀变，解理发育处可见蚀变产生的磁铁矿等不透明矿物充填（图版 I）。

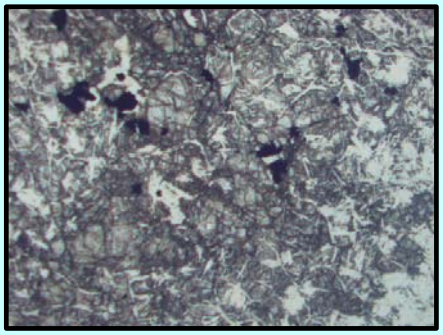
除了绢石化蚀变以外，绝大多数的斜方辉石发生还蛇纹石化蚀变，表现在斜方辉石边缘和解理缝隙处通常有次生蛇纹石的环绕。

橄榄石：主要为镁橄榄石-贵橄榄石，局部包含铬尖晶石包裹体。除少数地方具有新鲜残留以外，绝大部分橄榄石发生均匀的蛇纹石化蚀变，形成网格状蚀变构造。

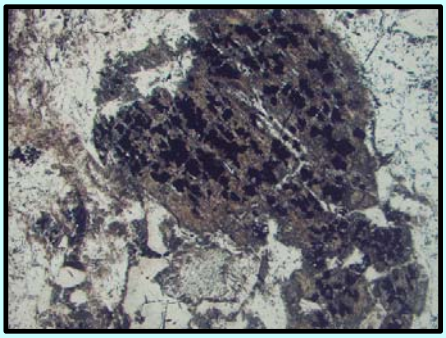
不透明矿物：主要为细粒磁铁矿，一般有两种分布状态：尘埃状-星散状和不规则粒状-浸染状。



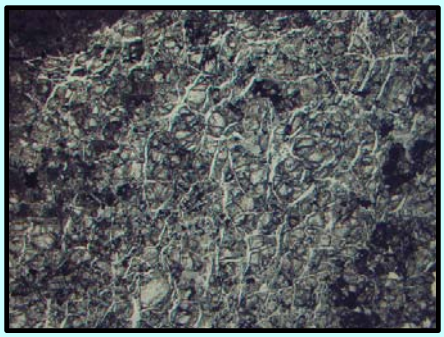
SZK10001-370-磁铁矿化蚀变角闪二辉橄榄岩：蚀变强度中等，可见较新鲜的角闪石、橄榄石与顽火辉石的部分残留。磁铁矿5%，微粒-星点状分布在矿物晶隙中。（4×）。



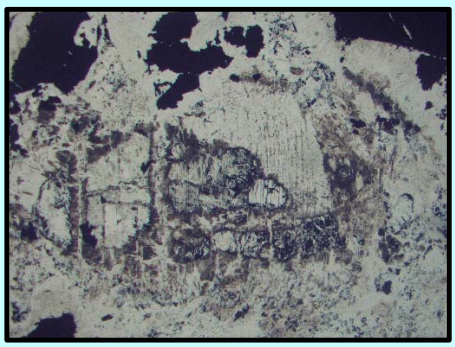
SZK10001-370-磁铁矿化蚀变角闪二辉橄榄岩：蚀变强度中等，可见较新鲜的角闪石、橄榄石与顽火辉石的部分残留。磁铁矿5%，微粒-星点状分布在矿物晶隙中。（4×）。



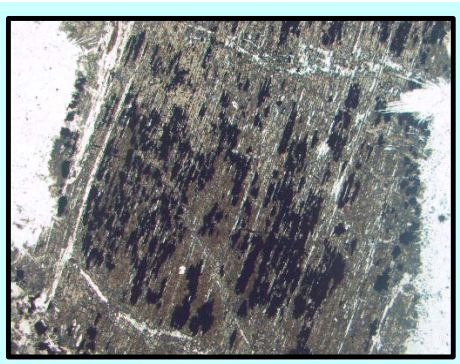
SZK10001-128-含磁铁矿蚀变二辉橄榄岩：似斑晶辉石较强烈蚀变，局部可见辉石残留体，其解理缝系析出不透明磁铁矿浸染状分布（4×）。



SZK7602-129-角闪辉石橄榄岩：角闪石与橄榄石相对新鲜，干涉色鲜艳，仅在裂理或解理边缘发生蛇纹石化蚀变（4×）。



SZK7601-351-含蛇纹石化角闪辉石橄榄岩：橄榄石不可见，蛇纹石化蚀变强烈发育。似斑晶顽火辉石蚀变后细密解理缝依稀可见，边缘常见具有异常蓝紫干涉色的绿泥石，不透明磁铁矿粒状、星点状分布（4×）



SZK7601-351-含蛇纹石化角闪辉石橄榄岩：橄榄石不可见，蛇纹石化蚀变强烈发育。似斑晶顽火辉石解理缝有规律地析出不透明磁铁矿（4×）。

图版 I　松根乌拉勘查区辉石橄榄岩岩相学特征

不透明矿物以磁铁矿-铬磁铁矿为主，一般位于辉石类矿物的解理缝或者残存于强蚀变矿物的空隙处（图版 I），有时也受热液改造富集成定向排列的网脉-细脉状。

（2）纯橄岩：橄榄石含量在 90%以上，局部含有少量的基性斜长石、斜方辉石或者单斜辉石，以及一些不透明矿物，总量不足 10%。

橄榄石普遍发育碎裂结构、扭折带和波状消光现象，有的橄榄石具有铬尖晶石包体，发生蛇纹石化后的橄榄石有少量的铁质矿物析出。钻孔岩芯局部纯橄岩蚀变较弱，正交偏光镜下尚可见到橄榄石鲜艳的干涉色。

斜方辉石有时也可见到扭折带，同时局部发育出溶结构。

（3）二辉橄榄岩：岩石的颜色指数较高，弱蚀变情况下呈黑灰色-黑绿色。辉石含量 10~30%，两种辉石含量近于相等，或者斜方辉石略多，一般情况下蚀变作用比较均匀，斜方辉石和橄榄石蛇纹石化蚀变强烈，有星散状的磁铁矿细小颗粒析出。少量的角闪石可以相伴产出，大多数情况下角闪石比橄榄石和辉石蚀变程度弱，正交偏光镜下可见到二级蓝干涉色。岩石呈团块状或者析离体位于方辉橄榄岩中。

（4）角闪单辉辉橄岩：通常与二辉橄榄岩呈渐变过渡。

角闪石：该类型岩石显著的特点是岩石中含有 10%的角闪石，并且角闪石保存相对新鲜，显微镜下能够看到闪石式解理和二级蓝干涉色。

单斜辉石：蚀变强度略强于角闪石，周边常有不透明的铁质矿物析出，辉石通常呈现蚀变假象。

表 2-1 松根乌拉超基性岩主量元素分析结果（wt%）

样品号	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3T	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	MnO	P_2O_5	TiO_2	LOI	ToTal
SZK78	38.93	3.00	9.86	34.47	2.99	0.04	0.02	0.13	0.01	0.06	11.26	100.77
SZk115	39.43	2.74	9.74	35.74	2.34	0.04	0.01	0.15	0.01	0.08	10.34	100.62
SZK129	40.45	2.04	9.59	37.67	3.76	0.04	0	0.17	0.01	0.05	6.23	100.01
SZK133	34.89	0.23	7.10	41.96	0.07	0.01	0	0.13	0	0.01	15.1	99.50
SZK156	40.55	2.75	8.87	36.63	2.69	0.12	0.02	0.13	0.01	0.10	8.45	100.32
SZK-170	40.59	2.34	7.01	37.68	2.49	0.29	0.01	0.163	0.005	0.078	8.16	98.91
SZK272	41.05	2.18	7.15	39.07	2.00	0.02	0	0.17	0.01	0.05	8.68	100.38
SZK288	41.00	3.12	7.31	36.32	1.82	0.08	0.02	0.12	0.01	0.07	10.9	100.77
SZK-353	40.75	2.22	4.31	36.49	2.28	0.26	0.01	0.113	0.005	0.065	10.42	96.92
SZK355	44.47	2.72	8.51	39.77	2.89	0.06	0.01	0.15	0.01	0.08	1.05	99.72
SZK359	40.17	3.06	8.61	35.87	2.15	0.13	0.01	0.12	0	0.07	10.43	100.62
SZK-365	40.79	3.20	5.52	36.10	1.46	0.22	0.01	0.086	0.003	0.053	11.13	98.57
SZK370	39.61	2.56	7.67	36.05	3.15	0.07	0	0.12	0.01	0.08	10.02	99.34
SZK453	40.17	3.26	8.32	35.11	2.77	0.09	0.02	0.11	0.01	0.05	10.76	100.67

橄榄石：蚀变最强，通常蛇纹石化蚀变沿颗粒边缘或裂理发育，仅在颗粒内部保留少量相对新鲜的橄榄石残留体。

二、岩石化学特征

1.主量元素：

岩石化学分析表明（表 2-1），松根乌拉地区基性-超基性岩 SiO_2 含量很低，除少数样品 SiO_2 含量在 45%wt 左右，绝大多数 SiO_2 含量在 34.89~41%wt 之间，属于超基性岩范围，ACM 分类图解上落在超镁铁质堆积岩区间（图 3-3）。MgO 含量较高，一般情况下大于 34.47%，有的样品可以达到 41.96%；岩石的 Al_2O_3 含量含量较低，介于 0.23~3.26%wt 之间，与地幔橄榄岩和西伯利亚玻基纯橄岩成分相当。

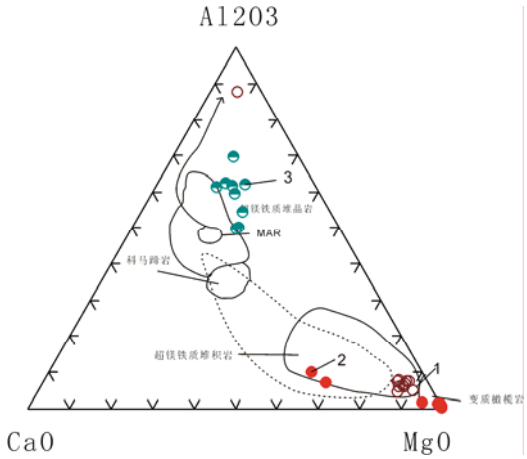


图 2-3 松根乌拉，朱尔很沟以及小坝梁主量元素 ACM 图解

1 松根乌拉超基性岩；2 朱尔很沟超基性岩；3 小坝梁辉绿岩

2.微量元素：

微量元素分析结果（表 2-2）显示，松根乌拉基性-超基性岩 Cu-Ni 含量较低，Cu 的平均含量在 1-20ppm 之间，低于原始地幔平均值；Ni 的平均含量最多也只在 1000ppm 左右，即相当于 0.08-0.1%wt，低于一般的岩浆型超基性岩的 Ni 含量，甚至

低于原始地幔 Ni 丰度值；过渡性金属元素 Cr 含量一般大于 2000ppm，有的大于 3000ppm，与原始地幔 Cr 丰度值相当。

上述过渡性金属含量特点暗示，松根乌拉勘查区基性-超基性岩应该是蛇绿岩套的一部分，是蛇绿岩中下部层位，相当于原始地幔发生部分熔融作用后的残留体，过渡性金属的亏损暗示了地幔发生部分熔融时 Cu、Ni 等被抽取到岩浆体中，导致残留体中这些元素平均含量低于原始地幔

表 2-2 松根乌拉超基性岩微量元素分析结果（μg/g）

样品	szk1000 1-370	szk10001 -115	szk760 1-453	szk7602- 129	szk1000 1-78	szk7602- 272	szk7601 -359	szk10001 -355	szk10001 -288	szk10001 -486	szk10001 -133（1）	szk10001 -156
Sc	12.3	9.96	12.8	10.1	9.46	8.37	8.58	10.1	10.8	11.2	4.94	9.76
V	57.1	59.8	74.4	46.5	61.2	48.4	66.1	62.4	73.8	57.5	30.3	64.4
Cr	2370	2600	2580	2630	2110	1610	2720	2520	2530	62.7	3150	2290
Co	88.9	93.6	87.2	93.4	83.6	112	89.3	94.5	92.1	9.91	88.3	87.1
Ni	886	930	1350	908	1240	1030	1410	1010	949	62.7	972	1350
Cu	19.4	17.6	20.7	14.6	14.3	5.24	5.28	3.4	3.02	18.6	1.3	8.35
Zn	61.1	53.6	53.4	50.4	44.1	36.6	46.6	42.3	48.8	41.1	59	35.7
Ga	2.25	2.46	2.83	1.79	2.47	1.98	2.65	2.43	2.85	15.9	0.488	2.02
Ge	0.803	0.93	1.02	0.841	0.747	0.866	0.83	0.964	0.895	0.507	0.784	0.827
As	37.6	30.2	37.6	21.5	18.5	25.8	31.3	31	26.3	32.7	13	18.4
Sr	26.5	24.7	15.5	20.3	45.6	12.1	23.2	29.5	18.4	381	9.52	21.9
Zr	3.82	5.39	4.82	2.77	3.83	2.06	1.94	2.57	3.86	97.1	0.288	3.27
Nb	0.157	0.213	0.154	0.153	0.173	0.0946	0.119	0.152	0.0703	1.62	0.0371	0.0738
Mo	0.323	0.342	0.731	0.396	0.383	0.561	0.318	2.6	0.501	0.94	0.589	0.4
Ag	0.0175	0.014	0.028	0.028	0.0272	0.0258	0.0101	0.0139	0.0214	0.077	0.0437	0.00548
Cd	0.246	0.0779	0.309	0.112	0.15	0.118	0.231	0.388	0.208	0.19	0.593	0.0928
Sn	6.37	2.06	7.58	2.59	4.28	2.74	5.67	10.9	5.06	4.04	15.7	1.99
Sb	0.713	1.01	1.33	0.763	0.78	0.516	0.622	1.55	0.571	0.428	0.284	0.13
Cs	0.0135	0.0319	0.126	0.00416	0.0622	0.00371	0.0495	0.0141	0.0614	0.017	0.016	0.0615

。

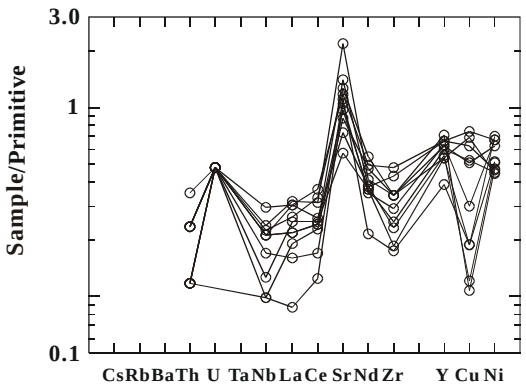


图 2-4 松根乌拉基性-超基性岩微量元素蛛网图

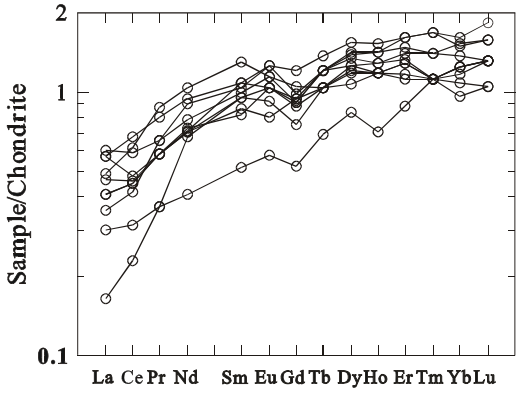


图 2-5　松根乌拉基性-超基性岩稀土元素模式图

3.稀土元素：

松根乌拉基性-超基性岩稀土元素含量见表 2-3，球粒陨石标准化模式图显示（图

2-5），这套基性-超基性岩属于重稀土富集型，稀土总量低且向左倾斜。表明强烈不相容的轻稀土元素在原始地幔部分熔融时进入到熔体中，残留体富集重稀土，与阿尔卑斯型超基性岩相似，不同于一般造山带中的基性-超基性杂岩。

松根乌拉这种稀土元素配分模式，从另一个侧面印证了松根乌拉基性-超基性岩并非岩浆成因，是蛇绿岩套中下部地幔纯橄岩或堆晶岩下部。

小结：松根乌拉地区的基性-超基性岩主要由纯橄岩、方辉橄榄岩、二辉橄榄岩、角闪单辉辉橄岩等组成，以方辉橄榄岩为主，占岩体的80%以上；主量元素特征显示该的岩体属于超基性岩，从ACM分类图解上可以看出该地区超基性岩属于超镁铁质堆积岩。微量元素特征显示松根乌拉超基性岩应属于地幔橄榄岩上部或堆晶岩的下部，稀土元素含量低，表现为左倾的轻稀土元素亏损型分布曲线，暗示其可能是地幔部分熔融的残留体。Cu、Ni的含量都比较低，对寻找铜镍硫化物矿床不利。

表 3-3 松根乌拉基性-超基性岩的稀土元素分析结果（μg/g）

Sample	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
SZK10001-370	0.18	0.59	0.12	0.74	0.30	0.10	0.32	0.06	0.46	0.10	0.32	0.04	0.31	0.05
SZK10001-115	0.21	0.65	0.11	0.67	0.25	0.11	0.30	0.07	0.54	0.12	0.37	0.05	0.38	0.06
SZK7601-453	0.21	0.46	0.08	0.51	0.25	0.09	0.29	0.07	0.53	0.12	0.40	0.06	0.40	0.07
SZK7602-129	0.15	0.43	0.08	0.50	0.22	0.09	0.28	0.07	0.48	0.11	0.33	0.04	0.31	0.05
SZK10001-78	0.22	0.56	0.09	0.56	0.23	0.10	0.28	0.07	0.51	0.11	0.35	0.05	0.34	0.05
SZK7602-272	0.17	0.44	0.08	0.50	0.20	0.07	0.29	0.06	0.41	0.10	0.28	0.04	0.27	0.04
SZK7601-359	0.11	0.30	0.05	0.29	0.12	0.05	0.16	0.04	0.32	0.06	0.22	0.04	0.24	0.04
SZK10001-355	0.15	0.43	0.08	0.52	0.19	0.09	0.27	0.06	0.48	0.10	0.32	0.04	0.31	0.05
SZK10001-288	0.13	0.40	0.09	0.64	0.24	0.11	0.37	0.08	0.59	0.13	0.40	0.06	0.37	0.06
SZK10001-486	6.12	12.00	1.53	6.37	1.49	0.46	1.27	0.24	1.42	0.29	0.87	0.12	0.81	0.12
SZK10001-133	0.05	0.12	0.01	0.04	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
SZK10001-156	0.06	0.22	0.05	0.48	0.22	0.08	0.23	0.06	0.45	0.10	0.29	0.04	0.29	0.05
SZK115	0.21	0.65	0.11	0.67	0.25	0.11	0.3	0.07	0.54	0.12	0.37	0.05	0.38	0.06
SZK129	0.15	0.43	0.08	0.5	0.22	0.09	0.28	0.07	0.48	0.11	0.33	0.04	0.31	0.05
SZK133	0.05	0.12	0.01	0.04	0.01	0	0	0	0	0	0	0	0.01	0
SZK156	0.06	0.22	0.05	0.48	0.22	0.08	0.23	0.06	0.45	0.1	0.29	0.04	0.29	0.05
SZK272	0.17	0.44	0.08	0.5	0.2	0.07	0.29	0.06	0.41	0.1	0.28	0.04	0.27	0.04
SZK288	0.13	0.4	0.09	0.64	0.24	0.11	0.37	0.08	0.59	0.13	0.4	0.06	0.37	0.06
SZK355	0.15	0.43	0.08	0.52	0.19	0.09	0.27	0.06	0.48	0.1	0.32	0.04	0.31	0.05
SZK359	0.11	0.3	0.05	0.29	0.12	0.05	0.16	0.04	0.32	0.06	0.22	0.04	0.24	0.04
SZK370	0.18	0.59	0.12	0.74	0.3	0.1	0.32	0.06	0.46	0.1	0.32	0.04	0.31	0.05
SZK453	0.21	0.46	0.08	0.51	0.25	0.09	0.29	0.07	0.53	0.12	0.4	0.06	0.4	0.07
SZK486	6.12	12	1.53	6.37	1.49	0.46	1.27	0.24	1.42	0.29	0.87	0.12	0.81	0.12

SZK78	0.22	0.56	0.09	0.56	0.23	0.1	0.28	0.07	0.51	0.11	0.35	0.05	0.34	0.05

第三节 朱尔很沟地区基性-超基性岩地质特征

一、朱尔很沟研究区基性-超基性岩特征

朱尔很沟勘查区面积大约 80 km^2，出露的基性-超基性岩大部分经过强烈蛇纹石化蚀变。

根据地表露头观察、岩芯地质编录和显微镜下鉴定，初步判定其中的一部分原岩主要类型有纯橄岩、斜辉辉橄岩、二辉橄榄岩等，与松根乌拉岩石类型相似。另外一部分角闪橄榄岩和角闪辉石橄榄岩，具有岩浆结晶分异产生的补堆晶结构或者包橄结构，被认为是由岩浆侵入作用结晶分异的产物。

1、岩相学特征

（1）纯橄岩：

铁黑色-黑绿色，橄榄石含量在 90%以上，局部含有少量的基性斜长石、斜方辉石、单斜辉石等，总量在 5%左右。橄榄石主要为镁橄榄石-贵橄榄石，除少数地方具有新鲜残留以外，绝大部分橄榄石发生均匀的蛇纹石化蚀变，形成网格状蚀变构造（图版 III）。在仅有 5%左右的新鲜残留橄榄石中，正交偏光镜下尚可见到橄榄石鲜艳的干涉色。局部含有铬尖晶石或者铬铁矿，强烈蛇纹石化后的橄榄石有少量的铁质矿物析出。

纯橄岩呈离异体形式不均匀分布在超基性岩的中部，有时集中成群，有时呈透镜状或者不规则的囊状、瘤状分布。纯橄岩相中通常含有铬尖晶石或者铬铁矿，其含量较松根乌拉明显偏多。例如，ZHZK-1（2007 年钻孔）钻探所遇岩性就是以这种类型的纯橄榄岩为主。

（2）方辉橄榄岩：是本区的主要岩石类型，通常与纯橄岩相伴生或者存在于基性-超基性杂岩体内。黑绿色-褐绿色，橄榄石含量 70%左右，蛇纹石化蚀变强烈，很难看到新鲜橄榄石的残留。辉石主要为斜方辉石，且以顽火辉石居多，在岩石中的含量略有变化。斜方辉石在该岩相中通常以似斑晶的形式存在，肉眼灰白-淡绿色，粒度可达 0.5cm，与暗色的橄榄石等矿物颜色对比明显，看似斜长石斑晶。显微镜下蚀变明显，多具灰褐色-锈黄色绢石化蚀变，解理发育处可见蚀变产生的磁铁矿等不透明矿物充填（图版 II），除发生绢石化外，绝大多数的斜方辉石发生蛇纹石化蚀变。

不透明矿物：主要为细粒磁铁矿，含量局部可以达到 5%甚至更多些。一般有两种分布状态：尘埃状-星散状和粒状-浸染状，一般位于辉石类矿物的解理缝或者残存强蚀变矿物的空隙处（图版 II），有时也受热液改造富集成定向排列的网脉-细脉状；另一种为粗粒状，一般为从岩浆中熔离出来的金属硫化物。

与纯橄岩相伴生的方辉橄榄岩，一般情况下发生蛇纹石化蚀变程度较高，其中的斜方辉石蚀变成蛇纹石同时析出粒度不等的磁铁矿，为蛇绿岩套中纯橄岩上部层位，属于构造推覆体；

另一种方辉橄榄岩通常与角闪辉石岩和辉长岩、闪长岩相伴生，除了其中的橄榄石普遍发生蛇纹石化蚀变以外，辉石和角闪石一定程度上相对新鲜，并且发育岩浆结晶结构-堆晶和补堆晶结构，为岩浆结晶分异作用形成的杂岩体部分。这种方辉橄榄岩中的斜方辉石通常呈巨大的连晶体包裹早结晶的橄榄石形成包橄结构，斜方辉石多为顽火辉石和紫苏辉石（图版 II）。

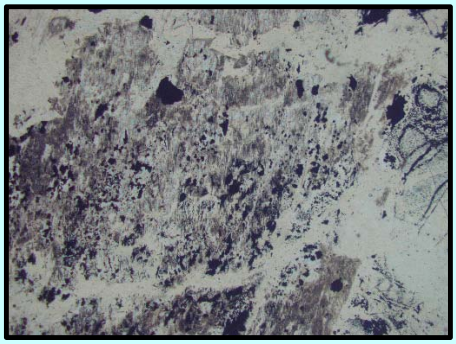
（3）角闪辉石橄榄岩：棕黑色-铁黑色，弱蚀变情况下呈黑灰色-黑绿色，主要矿物组合为角闪石+辉石+橄榄石。其中，辉石多呈似斑晶状或者填隙状包裹橄榄石，并且普遍发生蛇纹石化蚀变和绢石化蚀变。不透明矿物有两种状态：熔离不规则粒状（位于蚀变橄榄石粒间）和细粒浸染状（蚀变产物），含量可达 5%或者稍多。

（4）角闪橄榄岩：铁黑色-黑绿色，主要矿物组合为角闪石+橄榄石+不透明矿物。其中，角闪石相对新鲜，具有包橄结构，显微镜下可以看到明显的多色性与二级蓝干涉色，含量 20-30%。橄榄石多呈自形晶，普遍发生环带状蛇纹石化蚀变，局部有铬尖晶石包裹体，被角闪石巨晶填隙式包裹（图版 II）。

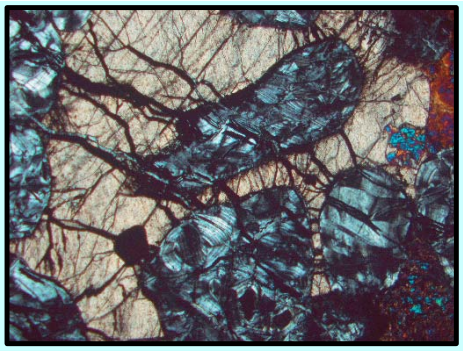
不透明矿物主要为金属硫化物，主要矿物组合为磁黄铁矿+镍黄铁矿+黄铜矿组合，呈现岩浆熔离稀疏星点状结构特点，含量 2-3%。

（5）含长角闪橄榄岩：位于结晶的基性-超基性杂岩体的下部，为底部结晶的橄榄岩与上部的角闪辉石橄榄岩的过度岩相。

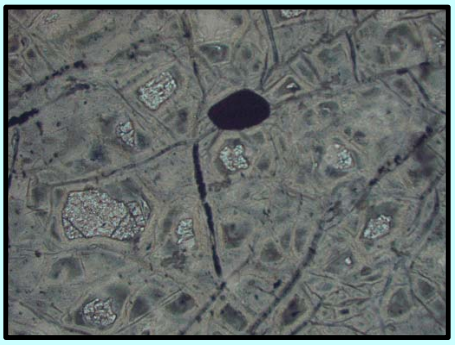
（6）含长角闪辉石岩：灰绿色-黑绿色，主要矿物组合为斜长石+角闪石+辉石，通常发生弱碳酸盐化蚀变。其中斜长石含量小于 10%，普遍发生高岭石化蚀变，显微镜下比较污浊。辉石有单斜辉石和斜方辉石两种，斜方辉石在解理缝处发生蛇纹石化蚀变，单斜辉石则发生绿泥石化蚀变，含量 50-60%左右。角闪石相对新鲜，含量 30%左右，正交偏光镜下呈现较鲜艳的干涉色。不透明矿物含量低，含量小于 1%。



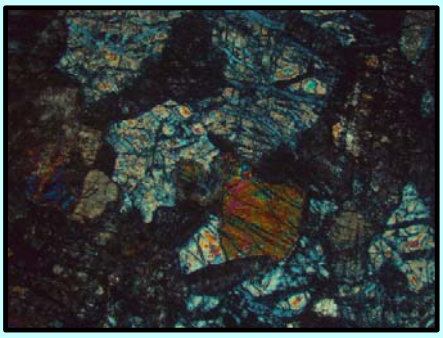
ZH12201-579-含矿角闪辉石橄榄岩：主要矿物组合为角闪石+斜方辉石+橄榄石，辉石呈似斑晶状，残存解理缝隙中赋存蚀变析出的磁铁矿等不透明矿物（4×10）



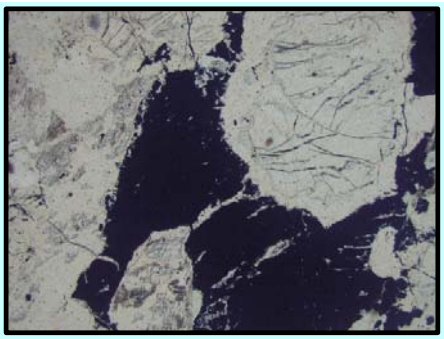
ZH12201-120：朱尔很沟蚀变辉石橄榄岩。橄榄石自形程度高几乎全部蛇纹石化。辉石主要为斜方辉石相对新鲜，颗粒较大位于橄榄石晶间，或包裹橄榄石构成包橄结构、补堆晶结构（4X10）



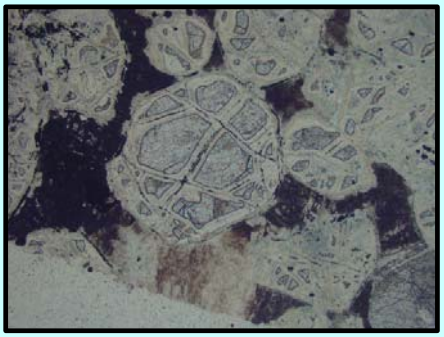
ZHZK1-60：朱尔很沟蚀变纯橄岩，原岩中的橄榄石大部分变为蛇纹石，橄榄石残留体尚可见到原生裂理，粒间尚存不透明铬铁矿（4x10）



ZH12603-83-含长弱蚀变角闪辉石岩：弱碳酸盐化，辉石发生蛇纹石化、绿泥石化蚀变，角闪石相对新鲜，斜长石高岭土化蚀变，不透明矿物含量低（4×10）



ZH12201-579-含矿角闪辉石橄榄岩：主要矿物组合为角闪石+辉石+橄榄石，辉石呈似斑晶状。不透明矿物有两种状态：熔离不规则粒状（位于蚀变橄榄石粒间）和细粒浸染状（蚀变产物）（4×10）



ZH12201-560-蛇纹石化角闪橄榄岩：主要矿物组合为橄榄石+角闪石。橄榄石发生蛇纹石化蚀变，含有铬尖晶石包裹体，角闪石较新鲜包裹橄榄石，形成包橄结构或补堆晶结构（2×）。从120-560m岩性变化不大。

图版 II　朱尔很沟勘查区基性-超基性岩岩相学特征

二、岩石化学特征：

1.主量元素

岩石化学分析表明（表 2-4），朱尔很沟地区基性-超基性岩 SiO_2 含量很低，最小值不足 30%，除少数样品 SiO_2 含量在 45%wt 左右，绝大多数 SiO_2 含量在 34.89-41%wt 之间，属于超基性岩范围， ACM 分类图解上除了 ZKB-1-308、ZKB-1-313 两个样品投在超镁铁质堆积岩范围内其它的样品均落在变橄榄岩的区域。MgO 含量较高，介于

26-45%之间，与 SiO_2 含量成反比；Al_2O_3 含量很低，介于 0.21-4.28%wt 之间，与地幔橄榄岩和西伯利亚玻基纯橄岩成分相当。属于蛇绿岩套的地幔岩序列，K_2O 与 Na_2O 含量很低均低于 0.4%，其中，MgO 高的样品 K_2O 或 Na_2O 含量低于仪器的检测限，表明这套基性-超基性岩不相容元素强烈亏损，可能是原始地幔高度熔融的残留体。

表 3-4　朱尔很沟基性-超基性岩主量元素分析结果（wt%）

Sample	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	Loi	Total
ZH230	26.28	0.01	0.21	10.56	0.2	45.61	0.04	0	0	0	17.05	99.96
ZH292	28.96	0	0.74	8.3	0.17	37.91	1.65	0.03	0.01	0.01	22.57	100.35
ZH501	34.89	0.01	0.47	12.41	0.07	37.92	0.07	0.04	0	0.01	13.45	99.34
ZHb1	34.13	0.01	0.16	7.33	0.16	42.51	0.07	0.02	0	0.01	15.48	99.88
ZHd	40.3	0.01	0.23	8.79	0.06	37.49	0.11	0.04	0.01	0.01	12.98	100.03
ZKB-1-67	33.69	0.002	0.48	8.56	0.122	41.29	0.19	0.35	0.01	0.004	14.92	99.618
ZKB-1-250	34.2	0.011	0.58	7.99	0.109	41.45	0.14	0.21	0.01	0.005	15.11	99.815
ZKB-1-308	44.5	0.042	3.00	6.72	0.12	29.14	10.54	0.31	0.01	0.004	5.9	100.286
ZKB-1-313	44.82	0.043	4.28	6.16	0.115	26.77	11.27	0.41	0.02	0.005	5.73	99.623
ZKB-1-360	34.41	0.006	0.55	7.57	0.108	41.34	0.25	0.14	0.01	0.005	15.25	99.639

2.微量元素

微量元素分析结果（表 2-5）及其蛛网图（图 2-6）显示，朱尔很沟基性-超基性岩过度相容性元素中 Cu-Ni 含量较低，绝大多数样品 Cu 含量在 5-22ppm 之间，低于原始地幔平均值，少数与原始地幔值相当；Ni 的平均含量最多也只在 630-2000ppm 左右，低于一般的岩浆型超基性岩的 Ni 含量，甚至低于原始地幔 Ni 丰度值；过渡性金属元素 Cr 含量一般大于 2000ppm，有的大于 4000ppm，与原始地幔 Cr 丰度值相当。Co 含量介于 60-130ppm 之间，远低于原始地幔平均值。

活泼性元素不相容元素 Sc 高于原始地幔值呈现富集状态，相对活泼的 Sr 绝大多数也低于原始地幔，表明后期热液叠加作用不强烈。

表 3-5 朱尔很沟基性-超基性岩微量元素分析结果（μg/g）

sample	Sc	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Sr	Zr	Nb	Cs
ZH230	2.64	13.3	2550	130	1610	8.13	39.4	21.3	4.48	0.2	0.01
ZH292	7.49	35.6	2560	110	1230	7.66	46.9	63.3	0.77	0.07	0.24
ZH501	6.31	31.4	2420	129	1460	21.9	54.9	3.26	3.76	0.3	0
ZHb1	4.32	18.4	2860	104	1180	3.12	67.5	6.56	0.3	0.07	0.01
ZHd	6.94	26.3	2960	101	1280	17.6	63.1	10.1	0.54	0.05	0.04
ZKB-1-67	4.1	19	3466	103	1582	52	31.2	5.5	1.8	2	0.29
ZKB-1-250	4.8	27	4442	94	1794	5	25.4	5.4	1.8	2	0.44
ZKB-1-308	37.7	116	2529	66	685	11	23.1	18.5	3	2	0.39
ZKB-1-313	37.4	109	2455	61	633	13	21.3	57	2.3	2	0.67
ZKB-1-360	5.5	23	3475	93	1936	6	29.7	4.8	2.2	2	0.34

3.稀土元素

朱尔很沟基性-超基性岩稀土元素含量见表 2-6，球粒陨石标准化模式图显示（图 2-7）。可以看出，这套基性-超基性岩按照稀土元素分布特点可以分为两类：一种属于重稀土富集型，稀土总量低且向左倾斜，低于球粒陨石平均含量。表明强烈不相容的轻稀土元素存在亏损，与阿尔卑斯型超基性岩相似，不同于一般造山带中的基性-超基性杂岩，代表原始地幔残留体部分。另一种类型稀土总量也非常低，绝大多数样品中各元素与球粒陨石相比较均属于亏损状态，特别是重稀土严重亏损，稀土配分模式呈现右倾的重稀土严重亏损型。

朱尔很沟这两种稀土元素配分模式，从一个侧面揭示了钻孔穿遇的基性-超基性岩有两种不同成因，一种可能与松根乌拉相似，属于蛇绿岩套中纯橄岩原始地幔残留体，属于构造推覆成因；另一种可能与岩浆作用有关，这类岩石就是岩相学镜下看到的具有堆晶与补堆晶结构的角闪辉石橄榄岩或者角闪橄榄岩，在空间上与辉石闪长岩、角闪辉石岩等构成基性-超基性岩杂岩体。

表 2-6　朱尔很沟基性-超基性岩的稀土元素分析结果（μg/g）

Sample	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
ZH230	0.32	0.60	0.05	0.19	0.03	0.01	0.04	0.00	0.02	0.00	0.01	0.00	0.03	0.01
ZH292	0.04	0.06	0.01	0.03	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.03	0.01
ZH501	0.68	1.13	0.13	0.45	0.05	0.04	0.04	0.01	0.03	0.01	0.01	0.00	0.02	0.00
ZHb1	0.04	0.06	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
ZHd	0.09	0.14	0.02	0.06	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00
ZKB-1-67	0.18	0.37	0.030	0.130	0.030	0.03	0.04	0.01	0.05	0.01	0.04	0.01	0.03	0.009
ZKB-1-250	0.14	0.26	0.030	0.090	0.010	0.01	0.02	0.01	0.02	0.01	0.03	0.01	0.03	0.009
ZKB-1-308	0.17	0.37	0.040	0.220	0.090	0.06	0.17	0.04	0.28	0.06	0.19	0.03	0.16	0.027
ZKB-1-313	0.20	0.45	0.050	0.240	0.120	0.06	0.19	0.04	0.29	0.06	0.18	0.03	0.16	0.027
ZKB-1-360	0.06	0.25	0.010	0.080	0.030	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.03	0.009

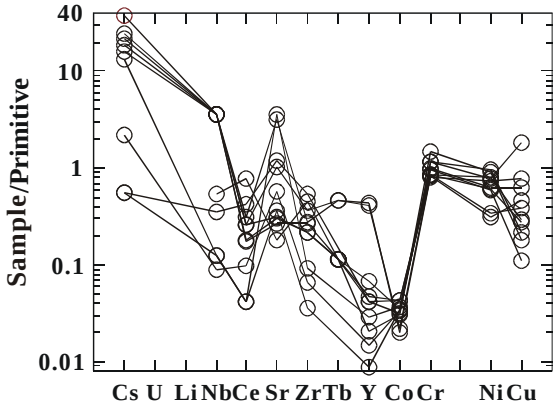


图 2-6 朱尔很沟基性-超基性岩微量元素蛛网图

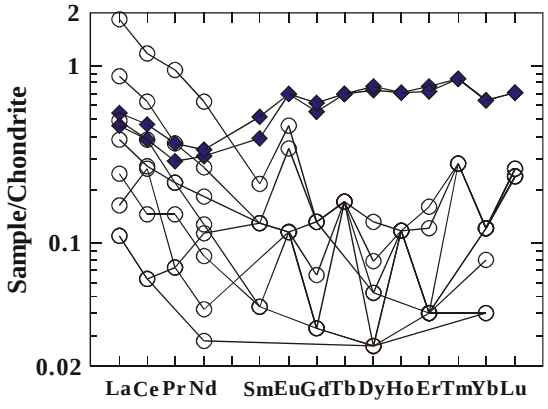


图 2-7　朱尔很沟基性-超基性岩稀土元素模式图

小结：朱尔很沟超基性岩体主要由纯橄岩、斜辉辉橄岩、二辉橄榄岩、角闪辉石岩等组成，橄榄石、斜方辉石蚀变较强烈，角闪石和斜长石等矿物相对新鲜。其微量元素及稀土元素特征显示朱尔很沟超基性岩由两部分组成。一部分为与松根乌拉超基性岩相似的超镁铁质堆晶岩，另一部分为地幔高度熔融的残留体，Cu、Ni 含量均低于原始地幔平均值，其稀土元素含量很低，呈略微右倾的中稀土元素（MREE）元素强烈亏损的“U”型分配曲线。另外朱尔很沟和松根乌拉超基性岩体在微量元素含量上也有差距，微量元素蛛网图上朱尔很沟基性-超基性岩放射性元素 U、Th 等元素含量相对较高，相容性强的 Yb、Y 等含量低，明显低于原始地幔，暗示岩体在定位之前受到壳源物质的混染；松根乌拉基性-超基性岩中放射性 U、Th 等元素含量相对低，相容性强的 Yb、Y 等元素含量与原始地幔含量相当，暗示两者成因及来源具有明显差别。

第四节 贺根山蛇绿岩的岩石层序组合及岩石地球化学特点

一、贺根山蛇绿岩岩石层序组合：

贺根山的绝大多数基性-超基性岩都遭受了强烈的蚀变，纯橄岩和橄榄岩被强烈蛇纹石化，辉长质岩石蚀变成了绢云母和角闪石的混合物。细粒玄武质岩石蚀变最轻，但其中的辉石也已被角闪石交代，长石被黝帘石和钠长石交代。岩石中的蚀变程度相当不稳定，局部保留原生矿物。

1 超镁铁质岩

由朱尔很沟和松根乌拉的超镁铁质岩特征可知贺根山蛇绿岩套的超镁铁质岩主要由纯橄岩、斜辉辉橄岩、二辉橄榄岩、角闪辉石岩等组成。

纯橄岩：呈离异体形式不均匀分布在超基性岩的中部，有时集中成群，有时呈透

镜状或者不规则的囊状、瘤状分布，铁黑色-黑绿色，橄榄石含量在 90%以上，局部含有少量的基性斜长石、斜方辉石、单斜辉石等，总量在 5%左右。橄榄石主要为镁橄榄石-贵橄榄石，除少数地方具有新鲜残留以外，绝大部分橄榄石发生均匀的蛇纹石化蚀变，形成网格状蚀变构造（图版 III）。局部含有铬尖晶石或者铬铁矿，强烈蛇纹石化后的橄榄石有少量的铁质矿物析出。

斜辉橄榄岩：是本区的主要岩石类型，通常与纯橄岩相伴生或者存在于基性-超基性杂岩体内。黑绿色-褐绿色，橄榄石含量 70%左右，蛇纹石化蚀变强烈，很难看到新鲜橄榄石的残留。辉石主要为斜方辉石，且以顽火辉石居多，在岩石中的含量略有变化。斜方辉石在该岩相中通常以似斑晶的形式存在，肉眼灰白-淡绿色，粒度可达 0.5cm，与暗色的橄榄石等矿物颜色对比明显，看似斜长石斑晶。显微镜下蚀变明显，多具灰褐色-锈黄色绢石化蚀变，解理发育处可见蚀变产生的磁铁矿等不透明矿物充填（图版 III），除发生绢石化外，绝大多数的斜方辉石发生蛇纹石化蚀变。

角闪辉石橄榄岩：呈棕黑色-铁黑色，弱蚀变情况下呈黑灰色-黑绿色，主要矿物组合为角闪石+辉石+橄榄石。其中，辉石多呈似斑晶状或者填隙状包裹橄榄石，并且普遍发生蛇纹石化蚀变和绢石化蚀变。

角闪橄榄岩：呈铁黑色-黑绿色，主要矿物组合为角闪石+橄榄石+不透明矿物。其中，角闪石相对新鲜，具有包橄结构，显微镜下可以看到明显的多色性与二级蓝干涉色，含量 20-30%。橄榄石多呈自形晶，普遍发生环带状蛇纹石化蚀变，局部有铬尖晶石包裹体，被角闪石巨晶填隙式包裹（图版 III）。

含长角闪辉石岩：灰绿色-黑绿色，主要矿物组合为斜长石+角闪石+辉石，通常发生弱碳酸盐化蚀变。其中斜长石含量小于 10%，普遍发生高岭石化蚀变，显微镜下比较污浊。辉石有单斜辉石和斜方辉石两种，斜方辉石在解理缝处发生蛇纹石化蚀变，单斜辉石则发生绿泥石化蚀变，含量 50-60%左右。角闪石相对新鲜，含量 30%左右，正交偏光镜下呈现较鲜艳的干涉色。不透明矿物含量低，含量小于 1%。

在地幔橄榄岩中的副矿物铬尖晶石呈自形半自形晶，直径一般小于 1mm,以小包体的形式产出在橄榄石颗粒之中或之间。它们具有典型的地幔岩铬尖晶石化学成分，Cr_2O_3 含量与 Al_2O_3 含量呈明显的负相关性，而造铬尖晶石则相对富集 Al_2O_3。

2、堆晶杂岩

主要由辉长岩和橄榄辉长岩组成，有少量纯橄岩、橄长岩、单辉橄榄岩和斜长岩。

纯橄岩一般呈层状，厚 20~50cm，分布在堆晶岩层序的下部。纯橄岩主要由橄榄石和少量尖晶石、单斜辉石组成，鲜见斜长石。

纯橄岩随单斜辉石含量的增加，过渡为单斜辉石和橄榄岩，或随斜长石的含量增加，渐变为橄长岩。单斜辉石橄长岩与纯橄岩基本相似，只是前者具斑状结构，在粒

状橄榄石基质中出现的单斜辉石斑晶的直径可达 4cm.

橄长岩具粗粒结构，主要由它形的橄榄石和含量不定的半自行-自行斜长石组成。贺根山蛇绿岩中的大多数橄长岩为暗色的，含 80%~90%的橄榄石，少量淡色橄长岩，只含 10%橄榄石。

辉长岩中粒结构，具堆晶和块状构造，通常含有 50%~60%的辉石，单斜辉石和斜方辉石都存在，35%~45%斜长石及少量橄榄石、磁铁矿和角闪石组成。在大多数岩块中，单斜辉石含量大于斜方辉石，但在贺根山岩块中，斜方辉石占优势。部分辉长岩，特别是朝根山和白音山岩块中的辉长岩，发育完好的叶理，辉石具波状消光和膝折带，指示经历了强烈的变形作用。

3、玄武质熔岩和岩墙

在贺根山蛇绿岩熔岩中没有鉴别出枕状构造。喷出岩呈灰色略带绿色，块状构造，具有很少的气泡，直径 1~2mm,被绿泥石、绿帘石和石英脉充填。熔岩呈稀疏的斑状结构，含有 5%的斜长石和辉石的小斑晶。大部分斑晶长 1~3mm，分布于非常细粒的基质中，很少被绢云母或富钠斜长石交代。

玄武质和辉长岩墙近直立状产出，一般宽 0.5~1.5m。部分岩墙具块状构造，另一部分叶理和线理发育。岩石为中粗粒暗灰色，由 60%~70%绿色角闪石、30%~35%中性斜长石（An30~50）,5%~10%绿帘石和少量榍石及磁铁矿组成。少数岩墙含有大的（可达 10mm）半自形电气石晶体，电气石横切叶理。一部分岩墙含有相当丰富的符山石和少量石榴石。

二、贺根山蛇绿岩的岩石地球化学特点

①主量元素：纯橄岩和斜辉辉橄岩 MgO 含量为 40%~50%，铝和钙含量较低。属地幔岩；橄长岩和辉石岩 MgO 含量为 18%~40%，Al2O3、FeO 和 CaO 含量高于前述地幔岩，属镁铁质岩浆分离结晶作用的产物；层状辉长岩和橄榄辉长岩 MgO 含量为 9%~14%，并且以 Al_2O_3 和 CaO 含量较高，FeO 和 TiO_2 含量较低为特征，同样是镁铁质岩浆分离结晶作用的结果；镁铁质熔岩和辉绿岩墙 MgO 含量为 3%~10%，并且以高 SiO_2、TiO_2、Na_2O 和 K_2O，而贫 CaO 为特征，反映了地壳物质组分对镁铁质岩浆的影响。

②稀土元素：纯橄岩和二辉橄榄岩稀土元素含量分别是球粒陨石的 1/10 和 1/4~1/2 倍，斜辉辉橄岩为球粒陨石的 1/9~1/4 倍，稀土元素分布型式为“U”型曲线；超镁铁质-镁铁质堆积杂岩（堆晶岩）中含长纯橄岩和辉橄岩稀土元素含量为球粒陨石的 1/3~1 倍，堆积辉长岩为球粒陨石的 2~3 倍，稀土元素分布型式为一组具有铕正异常的平缓曲线或略向左倾的曲线；镁铁质熔岩稀土元素含量为球粒陨石的 21~23 倍，其稀土元素分布型式为一组右倾斜曲线，与现代洋壳中的“T”型玄武岩相似。

尽管斜长花岗岩轻稀土元素含量与镁铁质熔岩相似，但是其重稀土元素含量明显偏低，稀土元素同样为右倾斜曲线。辉绿岩墙稀土元素含量为（31.6~54.7）$\times 10^{-6}$，其分布型式为一组向上凸的平滑曲线，个别样品具有较明显的铕正异常。

第三章 贺根山蛇绿岩类型探讨

第一节 贺根山蛇绿岩的类型

自从20世纪70年代建立蛇绿岩的概念以来，很多学者对蛇绿岩有着不同的分类，包括 Miyashiro(1975)按照蛇绿岩上部熔岩的岩石化学系列分为碱性系列(A)、亚碱性-拉斑系列(TH) 和钙碱性系列(CA) 类型蛇绿岩；Dobretsov 等(1981) 根据堆晶岩中矿物结晶顺序分为 O l—Opx—Cpx—P l 和 O l—P l—Cpx 两种类型；Beccaluva (1982) 根据玄武岩中 T i 的含量,分为高 T i、低 T i 和非常低 T i 类型蛇绿岩；

Moores (1982) 和 Coleman (1984) 将蛇绿岩分为特提斯型和科迪勒拉型；Boudier 等(1985) 按地幔橄榄岩分: 方辉橄榄岩型(HOT) 和二辉橄榄岩型(LOT)；Pearce 等(1984)根据蛇绿岩上部火山岩形成的构造背景分为俯冲带型(SSZ) 和洋中脊型(MOR) 2 种。

近年来 Pearce 的 MOR（洋中脊）型和 SSZ（俯冲带）型蛇绿岩理论体系逐渐得到完善，普遍认为 MOR 型蛇绿岩形成于洋中脊(MOR) , SSZ 型蛇绿岩形成于俯冲带上(Supra-Subduction Zone) , 二者的地幔橄榄岩、堆晶岩组合及上部熔岩在岩石学、矿物学和地球化学方面均有不同的特征, 洋—陆俯冲和洋内俯冲是形成 SSZ 型蛇绿岩的两种机制,较为合理地解释了蛇绿岩的多样性及其与大洋岩石圈的差异。由于大洋板块的俯冲作用, 在缝合带中 MOR 型蛇绿岩很少被保存下来, 保存较好的大多数为 SSZ 型蛇绿岩。

最近周国庆等人（2008）又对蛇绿岩的分类有了新的认识，根据蛇绿岩剖面的洋壳岩石特征，地幔岩石特征，运动力学特征将蛇绿岩分成不同的类型，见表 3-1。

根据贺根山蛇绿岩特征来看，笔者更倾向于把贺根山蛇绿岩归为 SSZ 型蛇绿岩，证据如下：

1、贺根山蛇绿岩带属于古亚洲洋缝合带，苗来成等（2008）认为晚奥陶世到志留世，随着白乃庙陆弧的形成（~430Ma;Tang,1990）,中国大陆北缘演化成活动大陆边缘。随着西伯利亚板块向华北板块的俯冲消减，贺根山洋盆最终于二叠纪晚期到三叠纪早期闭合。

表3-1　蛇绿岩分类

类型及名称		活动大陆边缘型—环太平洋型	被动大陆边缘型—特提斯型	
		科迪勒拉型	东地中海型—(新) 特提斯型	西地中海型—(古) 特提斯型
		Canyan 型/ 祁连山型 Troodos 型/ 日喀则型		Ligulian 型/ 双沟型
		SSZ Type		MORB Type
		PPG(peridotite + pyroxenite + gabbro)(变质橄榄岩+ 辉石岩+ 辉长岩组合) 型		PTG(peridotite + t roctolite + gabbro)(变质橄榄岩+ 橄长岩+ 辉长岩组合) 型
洋壳岩特征	洋壳厚度	大	大—中	小
	产出环境	岛弧、弧间盆地, (外来地体)	洋内俯冲带之上的弧前、弧后、弧内、弧间盆地	小洋盆‘, 渗滤’转换断层小海盆
	熔岩	低 Ti-IA T , 有玻安岩系	极低 Ti-IAT ,MORB ,常见玻安岩系	高 Ti 玄武岩,MORB ,无玻安岩
	特　征	稀土元素丰度较高,富集 Sr 、K、Rb、Ba 、Th 等 L IL E ,相对亏损 Ta 、Nb、Zr 、Hf 、Ti 、Y、Yb 等 HFSE		稀土元素丰度较低,低 Rb、Sr 、Ba 、Pb、Th、U 、Zr 、Rb/ Sr ,高 K/ Rb
	岩墙特征	部分发育	发育	不发育
	岩席特征	发育	不发育	不发育
	斜长花岗岩类	常见闪长岩石英闪长类、奥长花岗岩石英角斑岩	斜长花岗岩类较少	斜长花岗岩类较少或无
	堆晶岩特征	单斜辉石型中等熔融 15~30 %	单斜辉石型或斜方辉石型高度熔融> 30 %	斜长石型低度熔融< 15 %
		辉石岩+ 辉长岩组合		橄长岩+ 辉长岩组合
		堆晶超镁铁质岩少而薄, 不连续	堆晶超镁铁质岩常见	堆晶超镁铁质岩少,辉长岩可直接盖在变质橄榄岩上
		轻稀土亏损程度有多种类型	辉长岩中有富集型和亏损型	辉长岩中稀土元素多为平坦型
	变质橄榄岩	方辉橄榄岩型,高 Al	方辉橄榄岩型,高 Al	二辉橄榄岩型,低 Al

地幔岩特征	橄榄石	镁橄榄石分子 Fo 中—高	镁橄榄石分子 Fo 高	镁橄榄石分子 Fo 低
	斜方辉石	富 Mg 贫 Al	贫 Al	富 Al
	铬尖晶石	Cr/ (Cr + Al)大,变化大	Cr/ (Cr +Al)较大,变化大	Cr/（Cr + Al） 小(＜0. 60)
	化学特征	富 Mg、Cr 、Ni ,贫 Al 、Ca 、稀土元素;稀土元素亏损程度较高		贫 Mg , Mg/ (Mg + Fe)低,Al、Ca 较高稀土元素亏损程度较低
运动学特征	扩张速率	中—快速扩张;岩浆房小	快速扩张	中- 幔速扩张
	压力条件	高压,P > 1. 75 GPa(fO2 > 10 - 5 GPa)	中压,P = 1. 75 - 0. 75 GPa	低压, P = 0. 75 - 0 GPa(fO2 ≤10 - 7 GPa)
		榴辉岩石榴尖晶辉长岩组合		辉长岩中有橄榄石
	深　　度	45 km	15 km	15~0 km
	侵位方式	板块俯冲时作为添加地体拼合在大陆边缘,构成地层地体基底老岩石;不完全变质。	洋盆封闭时热的大洋岩石圈残片仰冲到被动大陆边缘上, 拆离基底面上有时窄见的闪石片岩为主的高级变质带。	

2、贺根山蛇绿岩的块状熔岩具有低 ε Nd高Sr的特征，显示出洋岛玄武岩的特征。（苗来成 2008）稀土元素呈现右倾的轻稀土富集模式，低K/ Rb，与SSZ型蛇绿岩的洋壳岩石特征吻合。

3、堆晶岩层序在大多数岩块中都可以见到，最厚可达1000m（陈德潜 1995）。松根乌拉广泛的分布堆晶超镁铁质岩。

4、岩墙发育，有许多玄武质和辉长质岩墙穿切地幔构造岩和堆晶岩层序。

5、在松根乌拉和朱尔很沟并没有见到岩席，可能是断层接触所致。

6、地幔构造岩为变质橄榄岩，朱尔很沟的变质橄榄岩为方辉橄榄岩型，Al的含量比较低，表明单斜辉石含量很少或不存在。

7、贺根山蛇绿岩中的铬尖晶石中Cr_2O_3与Al_2O_3呈明显的负相关性。

8、贺根山蛇绿岩的地幔构造岩稀土元素强烈亏损，朱尔很沟的变质橄榄岩稀土元素球粒陨石标准化模式呈明显的中稀土（MREE）亏损的“U”型曲线（图 2-7），

轻稀土相对富集，这和地幔的高度部分熔融有关。同时变质橄榄岩的“U” 型稀土元素分布模式可能暗示着在形成过程或形成后期经历了复杂的地质过程或地幔流体的交代作用。McCulloch et al (1981)认为橄榄岩是共生的基性岩形成的残余体。由于橄榄石优先富轻稀土, 因此引起橄榄岩中$(La/Sm)_N$>1;Frey et al(1971)则认为纯橄榄岩中存在高的 LREE/HREE 值的富橄榄石分凝体。富轻稀土分凝体继承了共存熔体的特点, 而富重稀土可能是由橄榄石优先选择重稀土引起的。蚀变和交代作用也可能引起橄榄岩中轻稀土发生迁移, 从而形成“U”型的稀土元素分布模式。

9、从侵位方式上减于看贺根山蛇绿岩是以板块俯冲时作为添加地体拼合在大陆边缘, 它是在二叠纪晚期俯冲消减于古亚洲洋缝合带（苗来成 2008）。而且并未发现代表高级变质的蓝闪石片岩。

综合上述地质特征笔者认为贺根山蛇绿岩为 SSZ 型。

第二节 贺根山蛇绿岩的年代学及其构造演化模式的探讨

一． 贺根山蛇绿岩的年代学

贺根山蛇绿岩带一直被认为是古亚洲洋板块的最后缝合带，但是有几条近似于平行的蛇绿岩带给确定西伯利亚板块与华北版块的最后碰撞缝合位置以及时间带来很大的难度。它们自南向北依次为温都尔庙-西拉木伦河, 索伦敖包-林西,交其尔-锡林浩特,二连浩特-贺根山。其走向为 NE-NNE，形成年龄由南向北依次变新。

目前有人提出了几种碰撞的年龄，包括晚志留世到泥盆纪(e.g. Yue et al., 2001)，中晚泥盆纪(e.g. Tang,1990; Xu et al., 2001),晚泥盆世到早白垩纪(e.g. Hong et al., 1995),晚二叠纪，(e.g. Hs et al.,1991; Sengo r and Natal’in, 1996; Xiao et al., 2003),早三叠纪(Ruzhentsev et al., 1985; Zhang et al.1984)中晚三叠纪 (Dorjnamjaa et al., 1993),以及白垩纪(Nozaka and Liu, 2002).

贺根山蛇绿岩带中在石炭二叠世的复理石层中包含很多蛇绿岩片，贺根山蛇绿岩带也是规模最大的和保存最完好的蛇绿岩带。94 年包志伟等人对该蛇绿岩带的 isochron 所测 Sm–Nd 年龄为 403± 27 Ma。而其在 2008 年所报告的 SHRIMP 锆石 U－Pb 年龄为 295 Ma，贺根山蛇绿岩带北部区域受活动大陆边缘影响，由泥盆到石炭世的玄武岩，安山岩及碎屑岩组成。这些火山沉积序列覆盖在寒武纪-奥陶纪-志留纪的浅海的细粒沉积物以及陆相碎屑岩之上，并且被晚石炭到早二叠的 A 型花岗岩所侵入。(Hong et al., 1995).

苗来成等人 2008 年对贺根山蛇绿岩所做的锆石 SHRIMP U-Pb 年龄为 295Ma,Ar-Ar 年龄为 293Ma,暗示贺根山蛇绿岩形成于晚石炭世。从对侵入到蛇绿岩体中的花岗闪长岩脉所做的锆石 SHRIMP U-Pb 年龄为 244±4Ma 可以看出贺根山蛇

绿岩可能侵位于二叠纪晚期或三叠纪早期。（Miao et al;2008）这个年龄是目前为止得到的最新年龄，而贺根山蛇绿岩带处于四条蛇绿岩带的最北端，而古亚洲洋式由东向西呈剪刀式闭合，所以贺根山蛇绿岩带很可能是古亚洲洋最后闭合的位置，最后闭合时间应与花岗闪长岩脉的侵入时间一致或略早。

二、 贺根山蛇绿岩的构造演化模式及成因

根据苗来成等人提出内蒙古造山带的演化模式认为白乃庙和贺根山两个洋盆可以解释内蒙古造山带演化晚期的特点。他认为贺根山洋盆的拉张要晚于主洋盆（温都尔庙）；但于同一时间闭合。其演化过程分为四个阶段。

（1）贺根山洋盆拉张前期——晚寒武纪到早奥陶世：主要的洋壳向北俯冲到西伯利亚板块南缘之下(>467±13Ma;Liu et al.,2003),产生苏妮特超镁铁质岩浆弧的时间为490~450Ma;而中国大陆北缘当时还是被动大陆边缘；在晚奥陶世到志留世，随着白乃庙陆弧的形成（~430Ma;Tang,1990）,中国大陆北缘演化成活动大陆边缘。

（2）贺根山盆地拉张时期：贺根山盆地可能于前寒武的西伯利亚板块南缘开始拉张。分离的块体向南漂移，（目前合并到一起）。与此同时，向北俯冲的洋壳可能导致了宝力道弧 (_310 Ma)的形成，且成层的覆盖于苏尼特弧之上，并且有早二叠纪的岛弧火山岩广泛分布。（大石寨组）

（3）贺根山盆地的瓦解时期：在二叠纪时期，主洋盆的残余物与新生成的贺根山洋共存于古亚洲洋缝合带中；贺根山盆地受到挤压作用开始断裂并且在二叠纪晚期俯冲消减于古亚洲洋缝合带。残留洋盆的炭质沉积物堆积下来（林西组）

（4）贺根山盆地的闭合：内蒙古造山带的最终缝合发生在二叠纪晚期到三叠纪早期。此时贺根山的花岗闪长岩脉开始侵位；闭合后的岩浆活动可能持续到中晚三叠纪(230－220;Chen et al., 2000; Shi et al., 2004)或更晚。

第四章 贺根山蛇绿岩及其成矿作用

第一节 与蛇绿岩相关的矿产的类型及研究进展

传统观点认为，与蛇绿岩关系密切的矿产主要为铬铁矿，一般产在蛇绿岩剖面的下部，与变质地幔橄榄岩部分熔融作用关系密切，许多已知的蛇绿岩中都伴生有铬铁矿, 它们或者附存在变质橄榄岩的上部, 或者附存在堆晶岩的下部。也有人（兰朝利，2006）将这种含矿性特点与构造环境判别相联系,认为富铬型铬铁矿形成在岛弧环境, 富铝型铬铁矿形成在洋中脊或弧后盆地环境, 而富铬、富铝型铬铁矿的形成被认为是经历了从洋中脊到岛弧的环境。

贺根山超基性岩体群的铬铁矿化也比较普遍, 各岩相带均有铬铁矿点（化）分布, 但分布不均匀, 数量和规模相差很大。

除了铬铁矿以外，近年来与蛇绿岩相关的成矿作用研究最大的进展就是确定了蛇绿岩和部分Au-Cu矿床之间成因联系，即确定了塞浦路斯型块状硫化物矿床与蛇绿岩之间具有成因的关联性，使得在蛇绿岩广泛分布地区找矿的思路得以扩展。

一、塞浦路斯型块状硫化物矿床

（1）块状硫化物矿床的分类：

Sangster（1976）根据容矿岩系及成矿环境将块状硫化物矿床划分为：①火山岩为主环境的矿床；②沉积岩为主环境的矿床；③火山-沉积环境中的矿床。

Sawkins（1976，1984）把块状硫化物矿床分成 4 类：①塞浦路斯型，产在洋中脊部位的蛇绿岩带上部低钾玄武岩中；②黑矿型，矿床产在会聚板块边缘的长英质钙碱性火山岩中；③别子型，产在碎屑沉积岩和镁铁质火山岩中，形成于弧前海沟或不明确的板块构造环境；④沙利文型，大陆裂谷晚阶段形成的沉积块状硫化物矿床。

Misra（2000）在前人分类的基础上，按容矿岩石将块状硫化物矿床分为两类：一类为与火山岩有关的块状硫化物矿床（VMS 型）另一类为产在沉积岩中的块状硫化物矿床（SMS 型），其中 VMS 又被细分为塞浦路斯型（Cyprus type）、别子型（Besshi type）、黑矿型（Koroko type），和诺兰达型（Noranda type）和玛塔比型（Mattabi type）等 5 个亚类。

（2）塞浦路斯型块状硫化物矿床的地质特征

据张秋生所报道的塞浦路斯蛇绿岩国际会议中将塞浦路斯型铜矿床的特征概括为具有层序性,产出在上部枕状熔岩的顶部、上下枕状熔岩之间及下部枕状熔岩的底部。矿体顶部常有水下淋滤的“ 赫土壳”。矿体底部的网状和浸染矿化及蚀变。由于后期构造作用破坏强烈, 矿体多被切割成块状体。

Hutchinson(1984)认为塞浦路斯型矿床基本特征是:以铜为主，含少量锌，基本不

含铅，伴生的金和银比其它块状硫化物矿床更高。容矿岩石主要由大洋壳岩石组成，为枕状玄武质熔岩和岩墙及安山岩等，其上覆盖少量深海沉积的沉积岩，整个火山一沉积岩石组合构成蛇绿岩组合。块状黄铜矿一黄铁矿头颈矿石体产在深海海底裂隙喷发作用形成的玄武质枕状熔岩中。

ohmton (1983)对矿床形态和矿床分带进行了研究，认为底部浸染状、细脉状交切产出的矿石与上覆整合矿石以不同程度的密切伴生或叠生在一起;网脉状矿石之上为整合的块状矿石。

姚凤良，孙丰月认为塞浦路斯型 VMS 主要产于洋中脊蛇绿岩套上部低钾枕状玄武岩中，矿体也具两层结构：上部层状矿体（含化石）和下部网脉状矿体。块状硫化物矿石中矿石矿物包括黄铁矿、黄铜矿、闪锌矿等，网脉状矿石中矿石矿物主要有黄铁矿、磁黄铁矿，以及少量黄铜矿和闪锌矿（有少量 Co、Au、Ag）。细脉带中的长石常被蚀变，蚀变包括硅化、绿泥石化等，另有少量泥化。形成时代主要为寒武-奥陶纪以及中生代。

第二节 与贺根山玄武质熔岩和岩墙有关的成矿作用

小坝梁铜金矿床位于内蒙古东南部中—晚华力西褶皱带的南东部,该褶皱带是西伯利亚古板块与中朝古板块在晚泥盆世—早石炭世沿二连浩特—贺根山一线碰接、隆升后,于中石炭世又裂陷成海,再经早二叠世末的晚华力西运动形成。早二叠世是大兴安岭中南段火山裂陷盆地全面发育期,二叠纪地层火山岩带中产有重要的铜、铅、锌、银、金等矿产。

一、矿床地质特征

小坝梁铜-金矿大地构造位置位于华北板块与西伯利亚板块汇聚带的位置，矿区南部约 20km 处就是二连浩特-贺根山深大断裂的主断裂带，也就是松根乌拉勘查区，距离松根乌拉勘查区北界约 20km，坐标为东经 116°44′28″，北纬 45°06′32″，矿床面积约 1km^2。

矿区出露的地层是上古生界二叠系下统的格根敖包组火山-沉积岩，主要岩石类型为安山质凝灰岩、凝灰质粉砂岩、火山角砾岩和火山集块岩等。整套地层呈近东西走向，向南倾斜，倾角 60-85°。

矿区范围内各种类型和不同时代的侵入岩比较发育，约占矿区面积的 1/3。主要代表性岩体有辉橄岩岩墙群、辉绿岩脉、钠长斑岩岩墙等。其中，辉绿岩脉与铜-金矿体具有密切的空间分布关系，并直接构成金-铜矿体。蛇纹岩化辉橄岩位于矿区的南侧，呈岩瘤、岩脉、岩枝状侵位于格根敖包组火山-沉积岩地层中。野外观察表明，辉橄岩岩墙常被辉绿岩脉切割，钠长斑岩主要位于矿区北侧，呈岩墙或岩脉状侵位于

格根敖包组火山-沉积岩中，并明显切割早期形成的辉绿岩脉和铜-金矿体。

辉绿岩主要呈灰绿-绿黑色，或者黑灰色，粒状镶嵌变晶结构和变余交织结构，局部为变余辉绿结构，致密块状构造或片状构造。主要由辉石、角闪石、斜长石、绿泥石、绿帘石、绢云母等矿物组成，副矿物有磁铁矿、黄铁矿、磷灰石和锆石。辉绿岩岩脉大都不同程度的遭受热液蚀变作用的影响，给镜下鉴定与定名带来一定困难。

二、矿体地质

（1）矿体和矿石特征：

小坝梁地区的 Cu-Au 矿化主要发生在成分为玄武质的蚀变凝灰岩、辉绿岩和火山角砾岩内，矿体通常呈脉状、透镜状或似层状，走向总体上呈近东西向。（图版 IV）

矿体以规模小和连续性差为特点，可以分为氧化物型矿体、混合型矿体和硫化物型矿体三种类型。

氧化物性矿体位于地表-近地表 30-60m 处，矿体主要呈似层状、条带状、不规则团块状，矿石具有粉末状、羽毛状、放射状和胶状结构、块状构造为特征。金属矿物有黄钾铁矾、明矾石及自然金等构成，下部含有孔雀石、蓝铜矿、黝铜矿、赤铜矿、自然金和各类含矾氧化物等组合。相比之下，次生富集带下部的铜一金矿石主要由孔雀石、蓝铜矿、黝铜矿、赤铜矿、蛋白石和高岭石以及各类含矾氧化物所组成。氧化物型铜一金矿石铜含量为 1.5%~10%；平均值为 3%，最高值为 6.8%；金含量为(3~7)$\times10^{-6}$，平均值为 4.6×10^{-6}。

混合型矿体垂直分带比较明显，主要由地表的淋滤带、中间的次生富集带和下部的硫化物带所构成。淋滤带以具有褐铁矿化的“铁帽”和粉末状的粘土堆积为特征，构成良好的找矿标志；次生富集带位于淋滤带之下，主要为含铁和铜的氧化物堆积体；硫化物带位于氧化物带之下，主要有各种原生硫化物组成，厚度为几米-几十米。金属矿物有孔雀石、蓝铜矿、黝铜矿、赤铜矿和自然金等组合。

硫化物型矿体位于淋滤带以下，该类型矿石占总储量的 40%以上。矿体主要呈条带状、透镜状和不规则团块状，矿石具有它形粒状结构、致密块状构造为特征。金属矿物有黄铜矿、黄铁矿、辉铜矿、闪锌矿、方铅矿、银金矿和自然金等组合。金矿石中铜含量为 0.3%~5.36%，平均值为 1.63%，最高值为 15.36%；金含量为(0.5~3)$\times10^{-6}$，平均值为 1.5×10^{-6}，最高值为 12×10^{-6}。

	
a.小坝梁铜矿地表近矿采坑，总体走向近EW，代表赋矿断裂带	b.小坝梁铜矿表面褐铁矿化的块状矿石
	
c.网脉状矿石，矿石矿物主要为黄铁矿和黄铜矿，可见同期石英脉与硫化物网脉胶结。	d.　主要成分为黄铁矿、黄铜矿、白铁矿的块状矿石

图版 IV

矿石的自然类型可划分为原生矿石与氧化矿石,前者的金属矿物成分为黄铜矿、黄铁矿、斑铜矿、辉铜矿、白铁矿、闪锌矿、方铅矿及自然金;后者的成分为孔雀石、蓝铜矿、赤铜矿、黑铜矿、褐铁矿、赤铁矿、黄钾铁矾及自然金。脉石矿物有绿泥石、石英、方解石、长石、辉石等。矿石结构有粒状结构、同心环带结构、压碎结构、交代残余结构;构造有块状构造、浸染状构造、填隙状构造及细脉状构造。在基性熔岩与火山碎屑岩中普遍存在浸染状黄铁矿与方解石细脉。

矿石结构有粒状结构、同心环带结构、压碎结构、交代残余结构;构造有块状构造、浸染状构造、填隙状构造及细脉状构造。在基性熔岩与火山碎屑岩中普遍存在浸染状黄铁矿与方解石细脉。

（2）围岩蚀变：

小坝梁铜-金矿围岩蚀变强烈发育，主要蚀变类型为绿泥石化、绢云母化、硅化和碳酸盐化等，即相当于青盘岩化。其中，绿泥石化和绢云母化蚀变与 Cu-Au 矿化关系密切，大多在矿体两侧和顶板的围岩中产出。岩相学研究表明，辉绿岩和基性凝

灰岩中的辉石和角闪石等镁铁质矿物基本上均转变成绿泥石，斜长石等硅铝质矿物基本上均转变成绢云母或粘土矿物集合体，构成大约 3-10m 的蚀变带。硅化和碳酸盐化与绿泥石化和绢云母化蚀变相比，一般位于矿体围岩的外侧，不构成矿体的直接围岩。

二、小坝梁铜金矿床的岩石化学特征：

表 4-1 小坝梁铜-金矿辉绿岩主量元素分析结果（wt%）

样品号	Xbl-1	Xbl-2	Xbl-3	Xbl-4	Xbl-5	Xbl-6	Xbl-7	Xbl-8	Xbl-9	Xbl-10
SiO_2	50.65	56.50	52.35	51.27	48.78	48.56	52.65	48.41	49.18	49.44
TiO_2	1.36	1.75	1.47	1.38	1.85	2.22	2.23	2.24	1.28	1.26
Al_2O_3	16.67	16.86	15.66	15.98	15.13	15.27	15.44	13.25	15.01	15.32
Fe_2O_3	3.85	2.89	2.87	3.14	3.52	2.59	3.18	3.82	3.27	3.36
FeO	8.56	5.78	6.69	7.73	9.66	8.46	7.69	8.28	9.54	9.50
MgO	5.75	3.58	4.14	4.77	3.67	7.85	5.16	6.72	6.73	7.05
MnO	0.32	0.23	0.26	0.18	0.21	0.21	0.19	0.24	0.22	0.23
CaO	4.47	3.77	5.28	5.13	5.84	7.34	5.32	6.59	5.73	5.22
Na_2O	4.18	4.09	2.80	3.50	2.97	3.83	4.49	3.74	3.21	2.99
K_2O	2.61	2.3	3.65	2.07	2.50	2.01	2.08	0.52	2.46	2.03
P_2O_5	0.66	0.13	0.11	0.15	0.26	0.20	0.22	0.19	0.31	0.20
CO_2	0.24	0.96	1.48			0.76	0.18	2.66	0.78	0.86
LOI	0.78	0.86	2.29	4.67	5.84	1.03	0.87	3.62	1.10	2.00
总计	100.11	99.70	99.05	99.97	100.23	100.53	99.70	100.28	99.81	99.46
K_2O+Na_2O	6.79	6.39	6.45	5.57	5.47	5.84	6.57	4.26	5.67	5.98
K_2O/ Na_2O	0.62	0.56	1.30	0.59	0.84	0,52	0.46	0.14	0.77	0.68

辉绿岩岩石化学分析显示，主量元素 SiO_2 主要分布在 56.2%-48.41%wt 之间，属于基性岩-中基性岩范围。Al_2O_3 除个别样品外，一般均大于 15%wt，类似于高铝玄武岩。（K_2O+Na_2O）含量范围为 4.26%-7.58%wt（表 4-1），投点到 TAS 图解，主要投落在广义玄武岩区间（图 4-1）。其中，一部分位于粗面玄武岩区间，一部分位于玄武质粗面安山岩区间，少部分位于狭义玄武岩区间。化学分析结果表明，小坝梁铜-金矿与成矿有关的成岩作用与富碱质的基性岩浆活动有关，不排除后期富钠质斑岩的侵入作用对辉绿岩产生叠加蚀变。

微量元素分析结果显示（表 4-2），辉绿岩中 10 中微量元素含量变化不大，显示出成因的一致性特点。地幔标准化微量元素蛛网图显示（图 4-2），和原始地幔成分相比按照元素相容性小到大的排列顺序，小坝梁高铝的玄武质辉绿岩中的大离子亲石元素 Ba、Rb、Sr 和放射性元素 U、Th 等强烈富集，高场强元素 Ti、Zr 和不相容元素 Nb 以及重稀土元素 Yb、Y 等亏损，暗示岩浆可能形成于挤压造山带的构造环境，或

者大洋板内环境的玄武岩经过构造推覆就位后，受到流体叠加改造与壳源物质的污染。

表 4-2　小坝梁铜-金矿辉绿岩微量元素分析结果（μg/g）

样品号	Ba	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Th	Ta	Ti	U
Xbl-3	472	46	250	24	120	20	4.6	1.75	17458	2.6
Xbl-4	451	76	290	26	160	19	4.8	1.86	18765	2.8
Xbl-5	408	58	320	25	180	22	5.3	1.67	20304	3.5
Xbl-6	435	34	260	26	130	24	4.2	2.69	18600	2.6

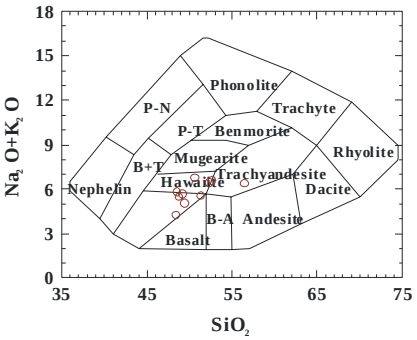


图 4-1 小坝梁辉绿岩主量元素 TAS 图解

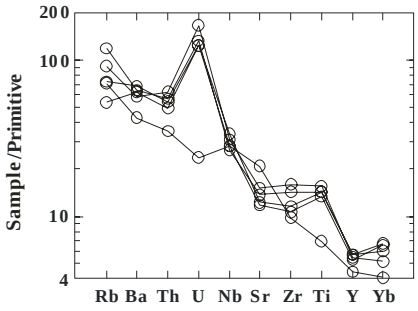


图 4-2　小坝梁辉绿岩微量元素蛛网图

受矿区南侧二连浩特-贺根山深大断裂多期次活动的影响，小坝梁铜-金矿矿区范围内断裂构造分布广泛，其中以 NEE 向逆冲断裂规模最大，并且与铜-金矿体空间分布关系密切。断裂带宽几米-几十米，主要由各种类型的构造角砾岩、断层泥和长英质脉的碎块构成，是钠长斑岩墙（脉）与辉绿岩脉群的分界线。除此之外，在逆冲断层上、下盘的围岩中，NE 和 NW 向两组节理发育，构成共轭的“X”型节理带，是南北向构造水平挤压作用的结果。

稀土元素分析：小坝梁的英安质凝灰岩和粗安岩的稀土元素含量较高且呈现轻稀土元素富集的右倾型稀土元素分布模式，具有 Eu 的负异常，与松根乌拉的稀土元素分布型式呈良好的互补关系。说明其可能来源于地幔橄榄岩的部分熔融。根据我们所做的小坝梁含金玄武质凝灰岩的稀土元素与朱尔很沟以及松根乌拉稀土元素分配模式图的对比（图 4-3）小坝梁玄武质凝灰岩的稀土总量较高，并且呈右倾的稀土元素分配模式，轻稀土元素富集这与松根乌拉及朱尔很沟的地幔橄榄岩部分呈良好的互补关系。可能来自于地幔橄榄岩部分熔融的熔岩。朱尔很沟的部分熔岩稀土元素分布模式与小坝梁含金凝灰岩稀土元素曲线极其吻合，判断其可能为同一来源。而某些元素又与另一部分朱尔很沟的熔岩呈良好的互补关系。如 Eu,Tb,Ho,Tm,Lu 的负异常。

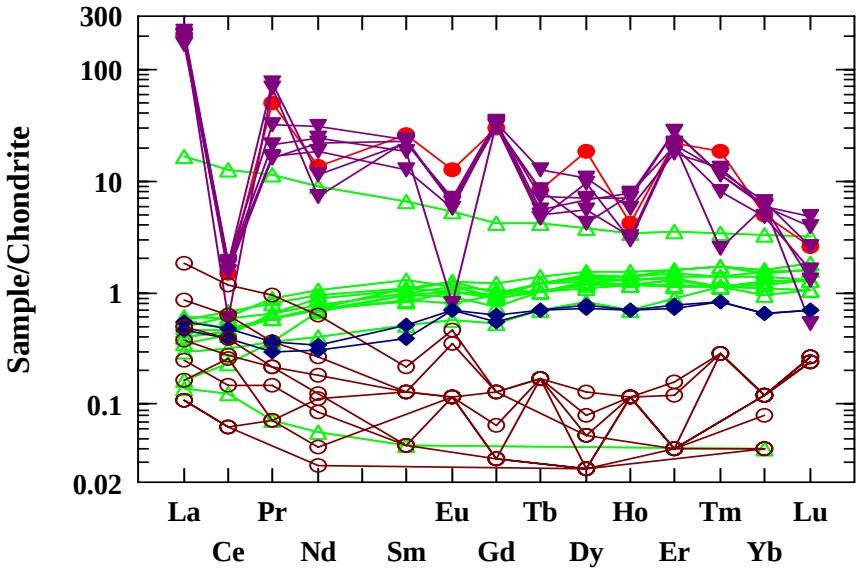


图 4-3 朱尔很沟松根乌拉超基性岩与小坝梁玄武质凝灰岩稀土元素分布图

菱形代表朱尔很沟地幔橄榄岩；三角形代表松根乌拉超基性岩；倒三角代表和空心圆代表朱尔很沟超基性熔岩部分，红色圆代表小坝梁玄武质凝灰岩

三、小坝梁铜-金矿矿床成因

关于小坝梁铜-金矿床的成因，根据岩石化学成分和微量元素特点，以及岩相学特征，部分学者将玄武岩类岩石的构造环境划分为岛弧、洋中脊、大洋岛弧和板块内部四种类型。在 Ti-Zr-Y 图解中（图 4-4），四件样品点全部投在板内玄武岩区间，暗示了岩浆富 Zr 和 Ti，贫 Y 的特点；Ti-Zr-Sr 图解中（图 4-5），四个样品点三个投落在洋中脊拉斑玄武岩区间，一个样品点投落在钙碱性拉斑玄武岩和岛弧拉斑玄武岩范围的边缘，表明小坝梁与 Au-Cu 矿化密切相关的玄武岩可能形成于板内环境。

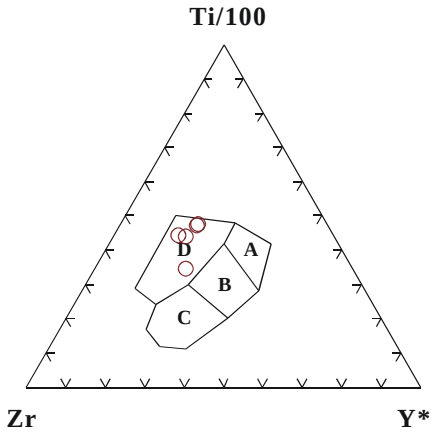


图 4-4 小坝梁矿区辉绿岩 Ti-Zr-Y 图解

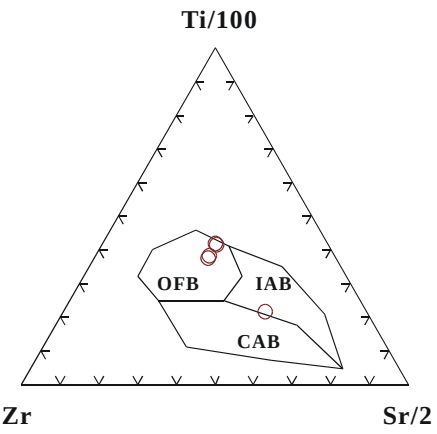


图 4-5 小坝梁矿区辉绿岩 Ti-Zr-S 图解

结合野外典型矿床考察时所看到的地质事实：小坝梁矿床地处西伯利亚板块和华北板块的汇聚地带、二连浩特-贺根山深断裂的旁侧，它形成于大洋中脊离散板块的边缘, 其成岩成矿作用均发生在蛇绿岩套构造背景之上。含矿玄武岩下部 150m 左右钻孔岩芯显示的就是松根乌拉式含有斜方辉石的蛇绿岩套，小坝梁正是这套组合中的一部分。通过与典型塞浦路斯型块状硫化物矿床的对比研究，笔者认为小坝梁铜-金矿床为与蛇绿岩套相关的塞浦路斯型块状硫化物矿床。证据如下：

1、大地构造环境：塞浦路斯型铜矿床产于离散型板块边缘，主要是在洋中脊环境下形成的蛇绿岩套中，产出层位是蛇绿岩套上部的枕状熔岩层，往往是在两火山喷溢的间隙形成。

小坝梁矿床地处西伯利亚板块和华北板块的汇聚地带、二连浩特-贺根山深断裂的旁侧，它形成于大洋中脊离散板块的边缘。

2、围岩蚀变：塞浦路斯型铜矿床含矿岩石主要是蚀变玄武岩，围岩蚀变主要是硅化和绿泥石化，次为碳酸盐化、绿帘石化、伊利石化。

小坝梁地区的 Cu-Au 矿化主要发生在成分为玄武质的蚀变凝灰岩、辉绿岩和火山角砾岩内。围岩蚀变类型主要为绿泥石化、绢云母化、硅化和碳酸盐化等，相当于青盘岩化。

3、剖面对比：塞浦路斯型 VMS 矿床具有两层结构，上部为层状矿体（含化石），矿石具有块状构造下部为网脉状矿体两部分，下部是热液补给带。如图（4-6）塞浦路斯型 VMS 矿床剖面示意图所示，上部枕状熔岩（未矿化），由橄榄玄武岩组成；下部枕状熔岩，由过饱和玄武岩组成；底部席状岩墙群，由蚀变和变质的玄武岩及多达 50％以上的岩墙组成。特罗多斯杂岩的火山岩上覆有 Pcrapedhi 组沉积岩，这种岩石由基性的棕土或含锰富铁的沉积物组成，并常伴有红色碧玉、粉砂、粗砂、砾石和放射虫燧石。特罗多斯杂岩内块状硫化物矿床的所有矿体都产出在枕状熔岩层内或其顶部，其中大多数产于下部与上部枕状熔岩之间的接触带。一些典型矿床由块状硫化物组成，矿床又可分为 3 个带，赭石层、块状矿带及基底硅质矿带，在矿床下部有延深达数百米的细脉带。

小坝梁铜-金矿体通常呈脉状、透镜状或似层状，矿体以规模小和连续性差为特点，部分矿化沿辉绿岩与凝灰岩接触带呈扁豆状分布，剖面图上（图 4-7）铜金矿体大都呈楔状或漏斗状，地表淋滤带：从地表到 2m 的深处，为褐铁矿化铁帽和粉末状粘土矿物堆积物，厚度变化范围为 0.2~2.0m，其中铁帽可成为良好的找矿标志；氧化物性矿体位于地表-近地表 30-60m 处，矿体主要呈似层状、条带状、不规则团块状，矿石具有粉末状、羽毛状、放射状和胶状结构、块状构造为特征。硫化物型矿体位于淋滤带以下，矿体主要呈条带状、透镜状和不规则团块状，矿石具有它形粒状结构、

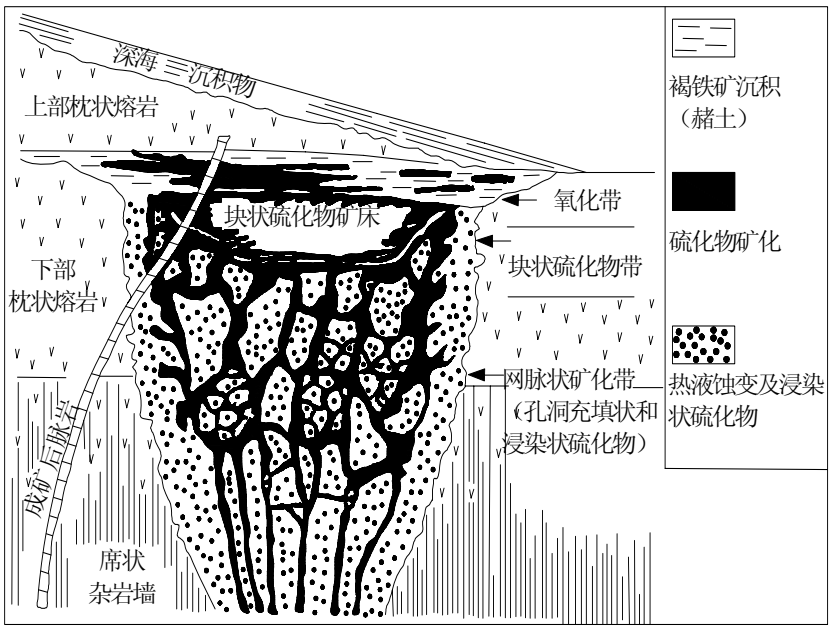


图 4-6 塞浦路斯型 VMS 矿床剖面示意图（据 Hutchinson 等，1971）

致密块状构造为特征。矿体的直接围岩为格根敖包组火山凝灰岩，辉绿岩脉呈网状侵入到格根敖包组火山凝灰岩之中，块状硫化物矿体主要富集在网状辉绿岩脉之间，辉绿岩也可构成矿石。

4、塞浦路斯型 VMS 矿床金属矿物组合为黄铁矿+黄铜矿+闪锌矿+白铁矿+磁铁矿+磁黄铁矿，金属组分富 Cu、Zn 而贫 Pb，并且 Cu>Zn。

小坝梁铜金矿床的矿石的自然类型可划分为原生矿石与氧化矿石,前者的金属矿物成分为黄铜矿、黄铁矿、斑铜矿、辉铜矿、白铁矿、闪锌矿、方铅矿及自然金;后者的成分为孔雀石、蓝铜矿、赤铜矿、黑铜矿、褐铁矿、赤铁矿、黄钾铁矾及自然金。

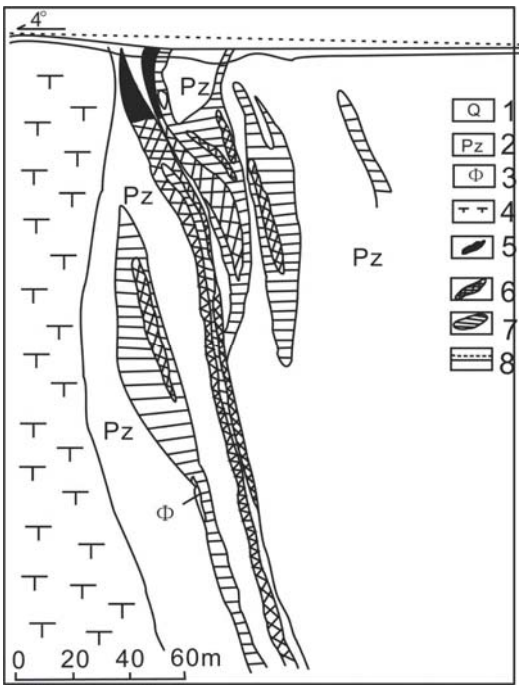


图 4-7 小坝梁铜金矿床地质剖面简图（聂凤军，2007）

1、第四系；2、二叠系下统格根敖包组火山-沉积岩；3、辉长岩；4、钠长斑岩；5、氧化物型铜-金矿体；6、硫化物矿体；7、辉绿岩脉及其蚀变带；8、粘土覆盖层

5、金属来源:现代海水中 Cu、Pb、Zn 的浓度仅为 0.0lppm，与普通认为的成矿的最低限度 10ppm 相差了 3 个数量级。因此，金属物质的来源只能是下伏枕状熔岩而不可能是海水。Deo.Zartman(1979)、Corliss(1971)利用铅同位素、Draf(1977)通过 Eu/Sm 比率都得出结论认为块状硫化物矿床的金属物质来自下伏岩层。

根据我们对小坝梁基性-超基性岩的稀土元素分析结果，其与松根乌拉及朱尔很沟地区基性-超基性岩有着良好的亲缘关系，暗示小坝梁基性-超基性岩的成岩物质可能来自于幔源物质的部分熔融。这与陈德潜（1995）得出的结论一致。同时朱尔很沟和松根乌拉基性-超基性岩贫 Cu、Cr、Ni 的特点也为小坝梁铜-金矿床的金属元素岩浆来源提供了间接证据。

6、热液来源:特罗多斯塞浦路斯型矿床矿石的氢氧同位素、银同位素的证据都表明:引起水岩反应、围岩蚀变，最终演化为热卤水的介质的来源主要为海水(Spooner，1997;Heaton，Sheppard，1977)，其它成因的水影响甚微。

而 3 件小坝梁铜-金矿石样品氢氧同位素测定数据表明，小坝梁矿床成矿流体是一种以岩浆水为主，并且混入有少量大气降水的混源热液，这种推论主要依据表现在以下几方面：

a．铜一金矿石样品(ZKl801)中绿泥石的 δD 值为-101‰和石英的 $\delta^{18}O$ 值为 12.6

‰。根据这件样品中石英气液包裹体的均一化温度平均值(310℃)，并且结合绿泥石-水氢同位素分馏校准曲线，可求得与绿泥石相平衡水的δD 值为-57‰(陈德潜等，1995)。另外，采用 $10001na_{石英\text{-}H2O}=3.38\times10^{6}T^{-2}-3.4$ 方程式计算所得与石英相平衡水的 δO^{18} 值为 6.1‰。如若绿泥石和石英是同源热流体沉淀的产物，那么这件铜一金矿样品数据在 δO^{18}_{H2O}‰对 δ_{DH2O}‰图中，应该投绘在原生岩浆水区。

b．铜-金矿石(编号为 X1801—1)样品中石英流体包裹体δD 值为-75‰，$\delta^{18}O$ 值为 11.6‰，均一化温度平均值为 320℃。根据上述数据，同时，采用 $10001na_{石英\text{-}H2O}=3.38\times10^{6}T^{-2}-3.4$ 方程式计算所得与石英相平衡水的 δO^{18} 值为 5.4‰。在 δO^{18}_{H2O}‰对 δ_{DH2O}‰图中，数据点同样投绘在原生岩浆水区。

c．石英一碳酸盐一硫化物样品(编号为 ZK2001-42)中石英流体包裹体δD 值为-74‰，δO^{18} 值为 7.5‰。，均一化温度的平均值为 197℃。根据上述数据，同时，采用 $10001na_{石英\text{-}H2O}=3.38\times10^{6}T^{-2}-3.4$ 方程式计算所得与石英相平衡水的 δO^{18} 值为 4.4‰，在 δO^{18}_{H2O}‰对 δ_{DH2O}‰图中，该数据点位于原生岩浆水区与大气降水演化线之间。根据铜-金矿石的上述流体包裹体和氢-氧同位素组成特点，可以推测，在小坝梁铜-金矿床形成作用的初期阶段，成矿流体以岩浆水为主。相比之下，在成矿作用晚期阶段，成矿流体中可能混入有一定量的大气降水。

7、硫源:目前普遍观点认为硫源是海水，仅少数学者认为是来自火山岩。证据是下伏玄武岩的 $\delta^{34}S$ 平均值仅达+1‰编，所以重硫成分的唯一可能来自海水。Snagster(1968，1971，1976)认为硫主要来源于海水硫酸盐的生物有机还原作用，无机还原作用仅发生在那些就位于输送带上的矿床;而 Sasaki(1970)和 Kajiwara(1971)则认为硫酸盐的还原作用是无机的。Rye 和 ohmot。(1974，1976)则强调海水硫酸盐和下伏围岩中的 Fe^{+2} 发生还原反应的重要性。总之，都认为硫的来源主要是海水硫酸盐。

而小坝梁的硫同位素则更多的显示出幔源岩浆的性质，根据陈德潜等人（1995）及聂凤军（2007）等对小坝梁矿区中铜-金矿石和辉绿岩黄铁矿硫同位素成分的分析得出，小坝梁矿区铜-金矿石中 8 件硫化物(7 件黄铁矿和 1 件黄铜矿)样品占 $\delta^{34}S$ 值变化范围为$(1.6\sim3.9)\times10^{-3}$，平均值为 2.4×10^{-6}；辉绿岩脉中 3 件黄铁矿样品 $\delta^{34}S$ 值变化范围为$(2.0\sim3.0)\times10^{-3}$ ，平均值为 2.4×10^{-3}，小坝梁矿区铜-金矿石与辉绿岩脉黄铁矿样品无论在 $\delta^{34}S$ 值变化范围方面，还是在平均值上均十分相似，暗示了硫来源的一致性。综合性分析结果表明，小坝梁矿区铜-金矿石和辉绿岩脉黄铁矿 $\delta^{34}S$ 值完全可以与岩浆热液金属矿床，特别是斑岩型铜-金矿床黄铁矿相对比(Poulsen 等，2000；聂凤军等，1994．e，1993；Bohlke 等，1988；Taylor，1987)，尽管前述辉绿岩和铜-金矿石黄铁矿样品 $\delta^{34}S$ 值变化范围较窄，但是个别样品 $\delta^{34}S$ 值仍然与幔源

岩浆岩(或陨石)存在 3.9‰的差别。根据上述简要论述，可以推测小坝梁矿区铜-金矿石和辉绿岩脉中硫主要来自地壳较深部位（幔源岩浆），另外，也不能排除大气降水对部分黄铁矿样品硫同位素组成的影响。

综上所述小坝梁铜金矿床无论从大地构造环境还是从矿床地质特征上看都与塞浦路斯型矿床极为相似，由于前文提到贺根山蛇绿岩套中缺少枕状玄武岩，格根敖包组火山-沉积岩为蛇绿岩套的火山熔岩部分，成为重要的成矿围岩。西伯利亚古板块与华北古板块的拼合发生于古生代中期, 直至早二叠世, 本区仍属残余海构造背景。由于区域张应力作用而发生了源自地幔的中、基性火山一次火山活动, 岩浆沿东西向断裂上侵,喷发，沉积形成一套凝灰岩地层，斑岩脉群侵入的岩浆活动及其流体作用，不仅为 Au-Cu 成矿作用提供物质、热量和动力，同时使蛇绿岩套上部玄武岩-辉绿岩中的成矿物质活化、迁移并富集，一并形成小坝梁不同类型的矿石组合的 Au-Cu 矿床。原生铜金矿体因风化作用而被剥蚀并受到氧化淋滤作用,形成深达 60m 的氧化带。在铜金矿体遭破坏的同时,使伴生的非工业金逐渐富集成工业金矿体,形成了小坝梁淋滤型金矿床。

第三节 与贺根山地幔橄榄岩和超镁铁质堆晶岩有关成矿作用

一、贺根山蛇绿岩中超镁铁质堆晶岩（松根乌拉）的矿化特征

1、松根乌拉基性-超基性岩的金属矿化

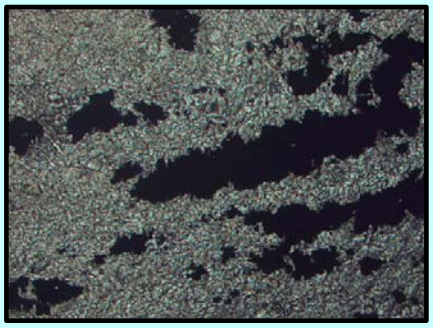
研究区松根乌拉-朱尔很沟蛇绿岩属于贺根山蛇绿岩的一部分。

松根乌拉超基性岩内部含有一定的金属矿化，主要是与超基性橄榄岩-斜辉橄榄岩相关的磁铁矿化。磁铁矿通常以细粒星散状、浸染状、团块状、条带状甚至细脉状分布,手标本尺度上磁性特征就很明显,条带状或者细脉状磁铁矿能够吸引铁质物体，是罗盘指针发生强烈偏转，所以，地球物理勘查表现为强烈的磁异常。

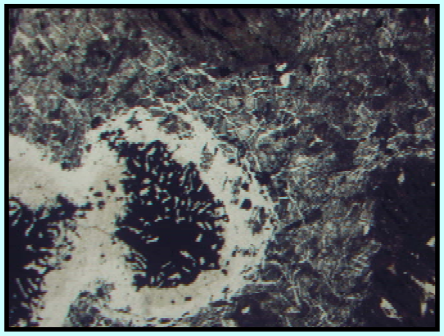
综合岩相学和矿相学特点发现,磁铁矿通常发育于岩体内部蚀变强烈的区域或者附近，细粒星散状或者浸染状磁铁矿多位于蚀变橄榄石晶间或者蚀变辉石解理缝附近，辉石边缘有时会出现反应边结构，细粒磁铁矿具有一定方向性排列的特点（图版 V）。

若干个光片中除了少量的黄铁矿并且多为晚期叠加成因以外,几乎没有见到其它的金属硫化物，薄片中局部见到光性均质体的铬尖晶石。这与化学分析数据中显示的岩石富 Cr，贫 Cu、Ni 的结果相一致。

这种磁铁矿化在基性-超基性岩中分布规律性不强，除了受断裂构造控制在蚀变强烈的部位存在以外，还受岩相岩性控制：一般情况下二辉橄榄岩或者斜辉橄榄岩中的斜方辉石易发生蚀变，周边或者解理缝处多富集磁铁矿。



SZK7602-368-矿化阳起石片岩：不透明矿物定向排列，含量20%左右，围岩为细粒阳起石，不定向嵌晶结构，显示出热液蚀变矿化富集特点（10×）



SZK7602-129-角闪辉石橄榄岩：角闪石与橄榄石相对新鲜，干涉色鲜艳，仅在裂理或解理边缘发生蛇纹石化蚀变。似斑晶辉石蚀变强烈，可见明显的磁铁矿化，含量5%左右（4×）

图版 V 松根乌拉勘查区金属矿化矿相学特征

2、松根乌拉基性-超基性岩多元素原生晕图解（图 4-8）反映出无论是 SZK10001 还是 SZK7601 钻孔，原生晕中微量元素在钻孔设计的深部内变化性不强，表明岩性在垂向上变化不大，岩体基本没有经过结晶分异；另一方面，一些大离子亲石元素诸如 Ba、Sr、U、Th 和相容性较差的元素 Sc、Nb 和以及 As 等相对变化性较强。这些元素通常是易在残余岩浆中或者来自楔形地幔，是随着消减带脱水作用在流体中运移而来。所以，这些元素的振荡性变化的特点暗示了基性-超基性岩部分后期流体的叠加改造作用的存在。

相对于上述不相容元素的振荡性变化，相容性强的 Ni、Co、Cr、Mn 等元素变化的规律性比较明显。SZK10001 在-450m 附近，多种元素均有同时富集和亏损的特点，相同的规律性在-200m 附近再次表现出来。同样，SZK7601 在-100m、-250m 和-400m 附近，上述 Ni 、Co、Cr、Mn 等的亏损和 Ti、V、Nb、Ba、Cu、Pb、Zn 等活泼易活化迁移组分的富集同时发生（图 4-9），较稳定的 Fe 基本变化不大，流体中活泼性较强的 Cu 等元素和岩石中的相应元素叠加产生了富集，丰度有所增加，暗示了基性-超基性岩的侵入。其它钻孔也表现出相同的规律性。

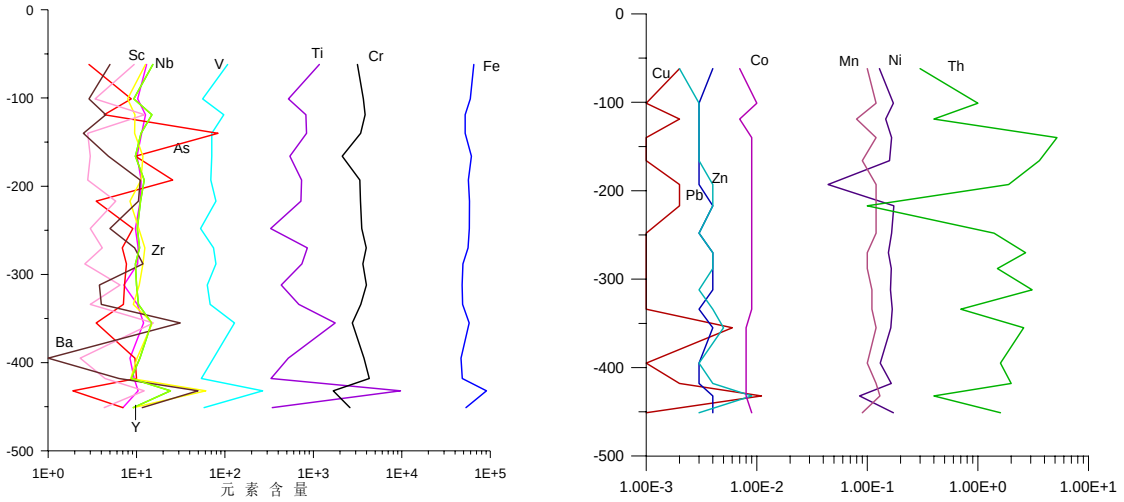


图 4-8　松根乌拉 SZK10001 钻孔多元素原生晕图解

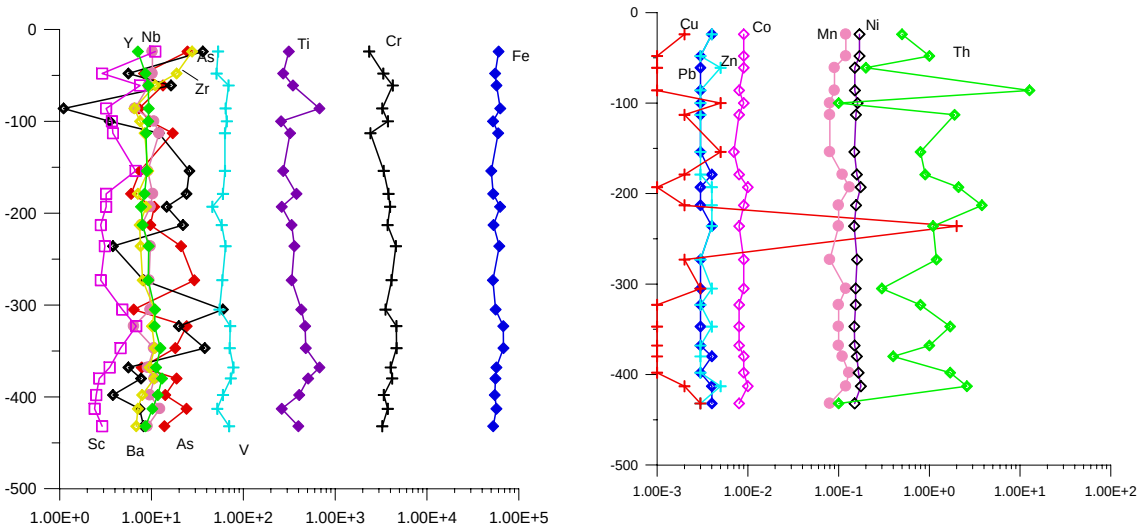


图 4-9 松根乌拉 SZK7601 钻孔多元素原生晕图解

二、贺根山蛇绿岩套地幔构造岩（朱尔很沟）的矿化特征

1、朱尔很沟超基性岩的矿化特征

通过对朱尔很沟地区地幔构造岩手标本和光薄片的观察发现这种超基性岩磁铁矿化和铬铁矿化很普遍。

磁铁矿通常以细粒星散状、浸染状、团块状、条带状甚至细脉状分布，手标本尺度上磁性特征就很明显，条带状或者细脉状磁铁矿能够吸引铁质物体，是罗盘指针发生强烈偏转。磁铁矿通常发育于岩体内部蚀变强烈的区域或者附近，细粒星散状或者浸染状磁铁矿多位于蚀变橄榄石晶间或者蚀变辉石解理缝附近，具有一定方向性排列的特点。这种磁铁矿化在基性-超基性岩中分布规律性不强，除了受断裂构造控制在蚀变强烈的部位存在以外，还受岩相岩性控制：一般情况下角闪辉橄岩或者斜辉橄榄岩中的斜方辉石易发生蚀变，周边或者解理缝处多富集磁铁矿。

铬铁矿赋存于纯橄岩体内，浅钻揭示在距离地表 10 多米的深度上肉眼即可见到铬铁矿矿物晶体，明显受岩性控制。

2、根据对朱尔很沟超基性岩微量元素分析结果（表 2-5），ZHZK1 钻孔多元素原生晕图解（图 3-10）显示，朱尔很沟超基性岩微量元素原生晕中有的元素垂向上变化不明显，例如 Co 元素，在钻孔钻进的 400m 范围内几乎没有亏损与富集；有的元素变化则在相应的范围内有一定的规律性，例如 Cu、Sc、V、Th、Ti、Ba 等元素，在钻孔钻进的 400m 范围内至少有两次富集三次亏损的变化（还受取样间距的影响），这些元素的富集则对应于 Ni 与 Cr 元素的亏损，表明是岩石后期热液作用叠加所致。

考察垂向范围内活泼不相容元素 Cu、Sc、V、Th、Ti、Ba 等的富集与稳定相容元素 Ni 与 Cr 的亏损深度，发现 ZHZK1 钻孔在 270-280m 左右深度上变化最明显，在 100m 左右深度上变化比较明显，可能暗示着这一深度是 ZHZK1 钻孔穿过的构造破碎带的位置。

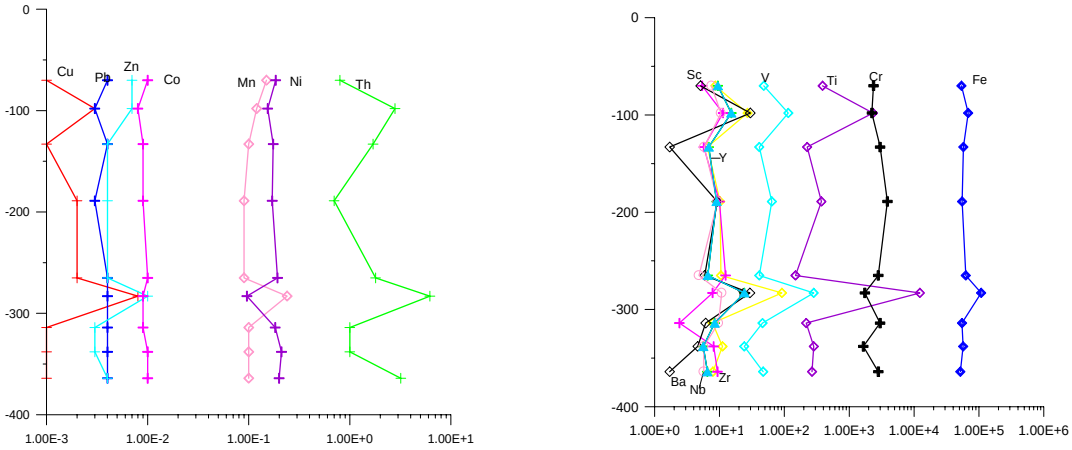


图 4-10 朱尔很沟 ZHZK1 钻孔多元素原生晕图解

三、贺根山蛇绿岩铬铁矿化成矿作用

贺根山蛇绿岩中的铬铁矿主要产在纯橄岩体内，少量产在堆晶岩的下部，目前发现的工业矿床大多数产在纯橄岩中，如 3756 产于下部斜辉辉橄岩相中的纯橄岩脉里。较小的矿床和矿化除产在上述纯橄岩脉中以外，也产在中下部堆积杂岩带中，产在斜辉辉橄岩相的矿床有 3756、620、基东和 B265 等。

铬铁矿(铬尖晶石) 作为一种化学特征特殊的矿物（最早在熔体中结晶，最早熔融进入熔体相和耐风化等）其成因模式有多种如堆晶模式、混熔模式和熔融再造模式（兰朝利 2006）等。鲍佩声（1997）认为贺根山铬铁矿为原始地幔中低度部分熔融的产物，在部分熔融过程中铬尖晶石向富铬的方向演化,最终形成富铬矿浆，成矿所需的铬主要来自地幔橄榄岩自身的副矿物铬尖晶石,其次是两种辉石。熔融实验表明,铬尖

晶石几乎与单斜辉石同时熔化并消失，铬尖晶石熔滴基本未进入玄武熔体而大部分留在地幔残余中[Mysen B O （1977）、Scarfe C M（1979] 。部分熔融程度越高，富铬矿浆聚集的程度也就愈高[Mercier J C C , Nicolas A（1975）、Boudier F , Nicolas A(1979)] ；在富铬矿浆尚未完全固结时,曾与基性熔体发生亚固相再平衡作用,从而形成铬铁矿。

结　论

本文通过对贺根山蛇绿岩的岩石学，地球化学及其成矿学的研究，得到以下认识：

1．通过对贺根山蛇绿岩岩相学及地球化学方面的的研究确定松根乌拉地区超基性岩为蛇绿岩套下部的堆晶岩及地幔橄榄岩部分，朱尔很沟超基性岩属于地幔橄榄岩的变质橄榄岩部分。它们的ΣREE 都很低，表现出地幔熔融残留体的特征。

2. 通过对贺根山蛇绿岩套各个部分的岩石学及地球化学方面的研究，综合蛇绿岩侵位方式的研究，把贺根山蛇绿岩确定为 SSZ 型蛇绿岩。

3.与蛇绿岩关系密切的铬铁矿主要产在贺根山蛇绿岩中的铬铁矿主要产在纯橄岩体内（如朱尔很沟），少量产在堆晶岩的下部（如松根乌拉）。这种铬铁矿是伴随着地幔部分熔融时形成的。松根乌拉地区超基性岩体的磁铁矿化很普遍，这种磁铁矿化发育在蚀变强烈的部位，一般受构造断裂控制，可能是引起物探磁法异常的因素之一。

4.微量元素特征显示出，两个地区的超基性岩中 Cu、Ni 含量都较低，低于原始地幔。这对于寻找与蛇绿岩有关的 Cu-Ni 矿床不利。

5. 通过野外露头及岩心观察，发现小坝梁含矿玄武岩下部 150m 左右钻孔岩芯显示的就是松根乌拉式含有斜方辉石的蛇绿岩套，小坝梁正是这套组合中的一部分。结合稀土元素分析，发现小坝梁铜-金矿床的玄武质凝灰岩与贺根山蛇绿岩套下部的残余地幔岩部分稀土元素配分曲线呈现良好的互补关系，说明其来自于地幔的部分熔融。

6. 通过小坝梁铜-金矿床与塞浦路斯型块状硫化物矿床的对比发现无论从大地构造环境还是从矿床地质特征上看它都与塞浦路斯型矿床极为相似，所以将小坝梁铜-金矿床归为塞浦路斯型 VMS 矿床。

参 考 文 献

1. A rai S.O rigin of Podiform Chrom itites J [J]. Southeast A sian Earth Sci, 1997, 15: 303~310.
2. Bao,Z.W.,Chen,S.H.,Zhang,Z.T.,1994.A study on REE and Sm–Ndisotopes of Hegenshan ophiolite, Inner Mongolia. Geochemica 23,339–349, in Chinese with English abstract.
3.Boudier F , Nicolas A. Structural control on partial melting in the Lanzo peridotite. Magma Genesis , Proc. Amer. Geophy.Union Chapman Conference on partial melting in the Earth's upper mantle , 1979 , 63～78.
4. Coleman R G. Oph io lite2A ncient Oceanic L itho sphere? Berlin: Sp riger2V erlag, 1977.
5. Hutehinson.R.W.1984.Massive sulPhide deposits and their significiance to other ores. Paper for fifth regional congress on geology、mineral and energy resources of southeast Asia.
6. Hutchison C S, Stratigraphic-Tectonic model for East Borneo, Geol. Soc. Malaysia, 1988, 22: 135～151.
7. Liu, D.Y., Jian, P., Zhang, Q., Zhang, F.Q., Shi, Y.R., Shi, G.H., Zhang,L.Q., Tao, H., 2003. SHRIMP dating of adakites in the Tulingkai ophiolite, Inner Mongolia: evidence for the Early Paleozoic subduction. Acta Geologica Sinica 77, 317～327, in Chinese with English abstract.
8. Laicheng Miao，Weiming Fan，Dunyi Liu，Fuqin Zhang，Yuruo Shi，Feng Guo.2008. Geochronology and geochemistry of the Hegenshan ophiolitic complex: Implications for late-stage tectonic evolution of the Inner Mongolia-Daxinganling Orogenic Belt, China. Journal of Asian Earth Sciences 32 (2008) 348～370.
9. Leblanc M , Dupuy C , et al. Essai sur la gense des crops podiforms de chromitite dans les peridotites ophiolitiques : Etude deschromites de Nouvelle-Caledonie et comparison avec cells de Mediterrane orientale. Ophiolites , Proc. Inter. Ophi. Symp.Cyprus , 1979 , 691 - 700.
10.Mysen B O , Kushiro I. Compositional variations of coexisting phases with degree of melting of peridotite in the upper mantle.Amer. Miner. , 1977 , 62 : 834 - 865.
11.Mercier J C C , Nicolas A. Textures and fabrics of upper mantle peridotite as illustrated by xenoliths from basalts. Jour.Petrol. , 1975 , (16) : 454 ～486.

12.Nozaka, T., Liu, Y., 2002. Petrology of the Hegenshan ophiolite and its implications for the tectonic evolution of northern China. Earth Planetary Science Letters 202, 89～104.

13.Ohmton H. Stable isotope geochemistry of ore dePosits. Review of Minerology，1983，16:491～560.

14.Poulsen K H,Robert F and Dube B.2000.Geological classification of Canadian gold deposits. Geological Survey of Canada Bulletin 540,1～105.

15.Robinson, P.T., Zhou, M.F., Hu, X.F., Reynolds, P., Bai, W.J., Yang, J.，1995. Geochemical constraints on the petrogenesis and crustal accretion of the Hegenshan ophiolite, Northern China. Acta Petrologica Sinica 11 (Suppl.), 112～124, in Chinese with English abstract.

16.Robinson, P.T., Zhou, M.F., Hu, X.F., Reynolds, P., Bai, W.J., Yang, J.,1999. Geochemical constraints on the origin of the Hegenshan ophiolite, Inner Mongolia, China. Journal of Asian Earth Sciences 17, 423～442.

17.Roberts S. Ophiolitic Chrom itite Formation:A M arginalBas in Phenomenon? [J]. Econom ic Geology, 1988, 83: 1034～1036.

18.Sangster D F and Scott S D.1976. Precambrian statabound，massive Cu-Zn-Pb sulfide deposits of North America.In: wolf K A eds . Handbook of Strata-Bound and Stratifom ore deposits. Asterdam :Elsevier:129～222.

19.Sawkins FJ .1990. Integrated tectonic-genetic model for volcanic-hosted massive sulfide deposits. Geology，18:1061～106.

20.Sch illing J. F luxes and excess temperatures ofmantle p lumes inferred from their interaction with m igrating mid-ocean ridge Nature, 1991, 352: 397～ 403.

21.Scarfe C M , Mysen B O , et al. Invariant melting behavior of mantle material : partial melting of two lherzolite nodules.Carnegie Insti. Wash. Yearb. , 1979 , 78 : 498～501.

22.Thayer T P. Chromite segregations as petrogenetic indicators. Geol. Soc. S. Africa Spec. Publ. 1970 , 1 : 380～ 390.

23.Tang, K., 1990. Tectonic development of Paleozoic fold belts at the north margin of the Sino-Korean craton. Tectonics 9, 249～260.

24.Yuan Qilin. The genetic connection between the segregation veins of troctonite diallage gabbro and chromite , Science Geologic Sinica , 1966 , (1) :32～49.

25.Zhou, M-F., Zhang, H.F., Robinson, P.T., Malpas, J., 2003. Comments on Petrology of the Hegenshan ophiolite and its implication for the tectonic evolution of northern China. In: T. Nozaka Y. Liu [Earth Planetary Science Letters 202 (2002) 89–104]. Earth and

Planetary Science Letters 217, 207～210.

26. 白文吉等. 1995. 内蒙古贺根山蛇绿岩岩石成因和地壳增生的地球化学制约。岩石学报（11）。

27. 包志伟等。1994. 内蒙古贺根山地区蛇绿岩稀土元素和 Sm-Nd 同位素研究. 地球化学。23（4）：339~349.

28. 鲍佩声。王希斌。2007. 富铝型豆荚状铬铁矿床的成矿模式。地球学报 18（1）：25～39.

29. 鲍佩声, 王希斌, 彭根永, 等. 中国铬铁矿床[M]. 北京: 科学出版社, 1999. 123～150.

30. 曹从周, 杨芳林, 田烈昌, 袁朝。1986. 内蒙古贺根山地区蛇绿岩及华北版块和西伯利亚板块之间的缝合带位置。中国北方板块构造论文集 2：64～85.

31. 姚玉鹏，田兴有。1997. 中国蛇绿岩研究的现状及今后的研究方向。地球科学进展 12（2）：134～137.

32. 陈德潜. 1995. 论小坝梁铜矿床的海底火山热液成因。地球学报（2）。

33. 陈斌，徐备. 1996. 内蒙古苏尼特左旗两类花岗岩类的基本特征和构造意义. 岩石学报, 12(4):546～561.

34. 陈斌，赵国春等. 2001. 内蒙古苏尼特左旗南两类花岗岩同位素年龄及其构造意义. 地质评论，47(4):361～367.

35. 高坪仙。2000. 蛇绿岩及蛇绿岩构造侵位。前寒武纪研究进展 23（4）：250～256. 桂林冶金地质研究所. 铬铁矿矿床的成矿规律(译文集) . 北京:地质出版社, 1974 , 22～30

36. 洪大卫等. 1994. 内蒙中部二叠纪碱性花岗岩及其地球动力学意义. 地质学报, 68(3);219～230.

37. 金振民, Borch R S , and Green H W. 尖晶石二辉橄榄岩高温高压变形实验及其上地幔动力学的意义. 中国上地幔特征与动力学论文集, 北京:地质出版社, 1990 , 102 ～111。

38. 刘家义。1983. 内蒙古贺根山地区蛇绿岩套研究及构造意义。中国北方板块构造文集，第一集。北京地质出版社.

39. 兰朝利。2006. 蛇绿岩铬铁矿形成环境和成矿机制。甘肃科学学报 18（1）：53～56.

40. 史仁灯. 蛇绿岩研究进展、存在问题及思考. 地质评论, 2005, 51（6）：681～693.

41. 石玉若等. 2005b. 内蒙中部苏尼特左旗富钾花岗岩锆石 SHRIMP 铀-铅年龄. 地质通报，24（5）：424～428

42.石玉若等.2005a.内蒙古苏尼特左旗的音宝力道 Adakite 质岩类成因探讨及其 SHRIMP 年代学研究.岩石学报，21（1）：143～150.
43.王希斌, 鲍佩声, 邓万明, 等. 1987. 喜马拉雅岩石圈构造演化—西藏蛇绿岩(3)—岩石矿物地球化学(6) , 北京: 地质出版社. 3. 王希斌, 鲍佩声. 1996a. 豆荚状铬铁矿的成矿规律——兼论西藏铬铁矿的勘查与找矿. 西藏地质, 16 (2) : 1～13.
44.王希斌, 鲍佩声. 1996b.试论中国蛇绿岩成因及其成矿专属性.见: 蛇绿岩及地球动力学研究(张旗主编) , 地质出版社,北京.69～74.
45.王希斌, 鲍佩声, 戎合. 1995. 中国蛇绿岩中变质橄榄岩的稀土元素地球化学, 岩石学报, 11 (增刊) : 24～41.
46.张旗. 1995a. 蛇绿岩研究中的几个问题. 岩石学报, 11 (增刊) : 228～240.
47.张旗, 肖序常. 1995b. 中国蛇绿岩研究概述. 岩石学报, 11 (增刊) :1～9.
48.张旗, 周国庆. 2001. 中国蛇绿岩. 北京: 科学出版社.
49.张旗, 肖序常. 1995.中国蛇绿岩研究概述. 岩石学报 11 (增刊) : 1～9.
50.张旗.1996 .蛇绿岩与地球动力学研究. 北京: 地质出版社.
51.张旗，钱青。1998.蛇绿岩、蛇绿岩上覆岩系及其与洋壳的对比。地学前缘(中国地质大学,北京)5（4)：193～199.
52.朱云海, 潘元明等. 蛇绿岩就位机制研究[J] . 地质科技情报. 2000 ,19 (1) :16～18.

致　谢

本论文是在郗爱华、李绪俊教授的悉心指导下完成的，从论文研究方向的确定、论文的选题、样品的采集、试验方法的选定到论文的撰写、修改，郗老师都给予了精心的指导。在两年的学习生活中，郗老师和李老师还有葛誉辉老师在学习、生活上给予了无微不至的关怀和支持。导师渊博的学识、高深的学术造诣、孜孜不倦的追求精神、严谨的治学态度和诲人不倦的作风给了我极大的鞭策和鼓舞。两年学习期间所学到的不仅仅是知识，更多的是做人方面的指导，这些都将使我受益终生。在此向我的导师郗爱华老师表示衷心的感谢！

同时还要感谢叶松青教授，路孝平研究院给论文提出宝贵的意见和建议。

此外，在论文完成的过程中，还得到了地球科学学院在读博士研究生韩国卿热情帮助，特别感谢孙长利、陈井胜、张毅、田毅、李键、张晗、胡菲以及其他的好朋友在两年的生活中带给我的帮助和欢乐；感谢吴艳辉、吴川军、龚鹏辉、范文亮、刘川江五个师弟师妹在日常生活中对我的帮助，和他们一起度过了一段非常美好的实习、学习生活。

最后，感谢我的父母，弟弟妹妹以及我的亲人对我的关心、支持和鼓励。

摘　要

贺根山蛇绿岩带位于内蒙古自治区锡林郭勒盟北部，由贺根山、朝克山、小坝梁、松根乌拉（崇根山）、朱尔很沟（乌兹尼黑）等几个 NE 向展布互不连续的岩块组成。大地构造上处于西伯利亚板块和中朝板块中间地带,即古亚洲洋褶皱带。

区内地质构造极其复杂。受华北板块与西伯利亚板块多期次俯冲、碰撞和对接作用影响，区内既出露有前寒武纪微地块，又有古生代火山沉积岩广泛分布。深大断裂带(层)纵横交错，各类侵入岩十分发育和金属矿床(点)数量众多，属中亚巨型造山带和金属成矿带的重要组成部分。

贺根山蛇绿岩套层序较齐全，自下而上由超镁铁质岩，堆晶杂岩，岩墙和玄武质熔岩组成，与典型蛇绿岩剖面相比较缺少枕状玄武岩；其中，超镁铁质岩主要由纯橄岩、方辉橄榄岩、二辉橄榄岩，角闪辉石岩组成，且经历了强烈的蛇纹石化蚀变；

主量元素特征显示贺根山蛇绿岩的超镁铁质岩具有高 Mg 低 Al 的特征，主要为变质橄榄岩和方辉橄榄岩；

稀土元素特征表现出朱尔很沟的变质橄榄岩稀土总量低的特点，球粒陨石标准化模式呈明显的中稀土（MREE）亏损的“U”型曲线，这可能和地幔的高度部分熔融有关。同时变质橄榄岩的“U” 型稀土元素分布模式可能暗示着在形成过程或形成后期经历了复杂的地质过程或地幔流体的交代叠加作用。而松根乌拉超镁铁质堆积岩稀土元素含量低，表现为左倾的轻稀土元素亏损型分布曲线，暗示其可能是地幔部分熔融的残留体。

微量元素分析结果表明，松根乌拉和朱尔很沟的超镁铁质岩的 Cu-Ni 含量比较低，Cu 的平均含量低于原始地幔平均值，Ni 的平均含量也低于一般的岩浆型超基性岩的 Ni 含量，甚至低于原始地幔 Ni 丰度值；过渡性金属元素 Cr 与原始地幔丰度值相当；

综合近些年蛇绿岩类型的划分标准，结合贺根山蛇绿岩的岩石学和地球化学特征，笔者把贺根山蛇绿岩归结为 SSZ 型蛇绿岩。

松根乌拉和朱尔很沟的的超镁铁质岩中常见的矿化类型有磁铁矿化和铬铁矿化。铬铁矿通常赋存于纯橄岩体内，而且铬尖晶石中 Cr_2O_3 与 Al_2O_3 呈明显的负相关性。也可作为判定贺根山蛇绿岩为 SSZ 型蛇绿岩的指标之一。磁铁矿化与蚀变有关，蚀变越强烈，磁铁矿含量越高，一般受构造断裂控制，可能是引起物探磁法异常的因素之一。

产在贺根山蛇绿岩上部玄武质熔岩中的小坝梁铜-金矿床，从矿床地质特征上看，Cu-Au 矿化主要发生在成分为玄武质的蚀变凝灰岩、辉绿岩和火山角砾岩

内，矿体通常呈脉状、透镜状或似层状，走向总体上呈近东西向。地表见有褐铁矿和粉末状的粘土堆积。围岩蚀变类型主要为绿泥石化、绢云母化、硅化和碳酸盐化等。岩石地球化学显示，其稀土元素配分曲线表现为稀土总量高，并且呈右倾的轻稀土元素富集型稀土元素分配模式，这与松根乌拉及朱尔很沟的超镁铁质岩部分呈良好的互补关系。暗示源区为原始地幔，其残留体为蛇绿岩下部的变质橄榄岩和纯橄岩。

本文总结了小坝梁铜-金矿床的地质特征，从大地构造环境，矿床地质特征，金属及热液来源等方面分析了小坝梁的成因为海底火山喷流有关的块状硫化物矿床，与典型的塞浦路斯型 VMS 矿床可以进行类比。

Abstract

Hegenshan ophiolite belt located in the north of Xilinguole League, Inner Mongolia. It is comprised of mutually uncorrelated continous blocks trending North to East such as Hegenshan, chaokeshan, xiaobaliang, songgenwula (chonggenshan) , zhu’erhengou (wuzinihei) and so on. According to tectonic location, it located between Siberia Plate and North China Plate, that is ancient Asian ocean fold belt.

The tectonic setting in this area is very complex. Because of the effetion from the multi-periods subduction, collision and joint activity between North China Plate and Siberia Plate, both micro-blocks from pre-cambian and volcanic sedimentary rocks from Paleozoic are widely existing in this area. Deep and huge fault zone are crisscrossing, all kinds of intrusive rocks develop well and numerous metallic ore deposits which belong to the important part of the Mid-Asian giant orogenic belt and metallic metallogenic belt can be found here.

Hegenshan ophiotite suite has complete sequence. It is comprised of peridotites, cummulate complex, dikes and basaltic lava as the top-down sequence. Compared to the typical ophiotite suite section, it is lack of the pillow basalts. Moreover, peridotites in this suite are comprised of augite peridotites, iherzolites, hornblende pyroxenites, and they all strongly serpentinative altered.

The major elements shows that the peridotites from Helanshan ophiotite are rich in Mg as well as low in Al, mainly contain metamorphic peridotite and harzburgite.

REE contents are low for the meta-peridotites from Zhu'erhengou. They are significantly depleted in MREEs with a U-shaped chondrite-normalised REE pattern, suggesting high-degree mantle melting or complex geological processes or metasomatism overprints by mantle fluids during their petrogenesis. On the other hand, ultramafic cumulates from Songgen also have low REE concentrations, but

depletd in LREEs, which might suggest they are mantle melting residue.

The ultramafic rocks from both localities both show relative low Cu-Ni concentrations, with average Cu-Ni contents lower than primitive mantle values and, for Ni, even lower than typical ultramaifc magmas values. Their Cr contents are comparable with abundances in the pritimive mantle.

The Hegenshan ophiolites are classsified as SSZ-type ophiolites, according to the recent classification of ophiolites together with their petrography and geochemistry.

The common types of mineralization in the peridotites from Songgenwula and Zhuerhengou include magnetitive and chromtitive. Chromitites usually exsit in dunite , moreover, Cr_2O_3 与 Al_2O_3 in Cr-spinel are obviously negatively related. This can be one of the signs which can prove that the ophiolites from Helanshan are SSZ ophiolite. Magnetites are related with alteration. As the alteration more strongly, the higher content of the magnetites. This generally controlled by structure fault, maybe this is one of the reasons that causing the unmormal of the geophysical magnetic methods.

Xiaobaliang Cu-Au deposit hosted on the top of the Helanshan ophiotites. From the deposit geological characteristics, Cu-Au mineralization mainly occurred inner the basaltic alterative tuffs, diabases, and volcanic breccias. The orebody usually have West-East trend. There are clay accumulations that show like the shape of limonites and powder on the ground surface. Rock geochemisty shows that, its REE distribution curve indicates that the whole content of the REE are high,and LREE are richer. This is complementary to the peridotites from Wugenlaer and Zhu'erhengou, indicating that its source region is primitive mantle, which risedualbidy are metamorphic peridotites and dunites in the bottom of the ophiotite.

The article summarizes the characteristic of the Xiaobaliang Cu-Au deposit. According to the tectonic setting, deposit geological characteristics, the source region of the metal and hydrothermal, the author analyzes that the cause of the Xiaoliangba is massive sulfide deposit related the sub marine volcanic jet stream, which can be compared to the Cyprus VMS deposit.