

# 青海省东昆仑钴矿 成矿系列研究

潘 彤 孙丰月 李智明 朱谷昌 著

地 质 出 版 社

· 北 京 ·

## 内 容 提 要

钴矿是东昆仑成矿带近年新发现的重要矿种，在大量野外调查、室内资料收集、现代测试分析的基础上，对成矿地质背景重新厘定，认为东昆北为加里东弧后裂陷带、东昆中为基底隆起和花岗岩带及东昆南为复合拼贴带（大洋玄武岩高原、陆块拼贴带），并探讨了东昆仑成矿带的成矿动力学演化。

本书对肯德可克钴铋金矿、驼路沟钴（金）矿、督冷沟铜钴矿的矿床（点）的控矿因素、成矿特征进行系统总结，明确提出了它们的成因分别为热水喷流（矿源层）+热液叠加改造型，热水沉积-改造型、热液脉型、矽卡岩型。

在分析东昆仑成矿带地球动力学条件、总结区域成矿规律的基础上，首次提出并建立东昆仑成矿带钴矿成矿系列和成矿模式，确立了钴矿勘查的找矿标志，并开展了钴矿潜力的评价，对东昆仑成矿带的钴矿理论研究和矿产勘查实践都有科学指导作用。

本书内容丰富，认识创新，可供从事地球科学工作的人员参考。

## 图书在版编目（CIP）数据

青海省东昆仑钴矿成矿系列研究 / 潘彤等著. —北京：  
地质出版社，2005. 11  
ISBN 7-116-04664-X

I. 青... II. 潘... III. 钴矿床 - 成矿带 - 研究 -  
青海省 IV. P618. 620. 624. 4

中国版本图书馆 CIP 数据核字（2005）第 125056 号

---

责任编辑：陈 磊

责任校对：李 玫

出版发行：地质出版社

社址邮编：北京海淀区学院路 31 号，100083

电 话：（010）82324508（邮购部）；（010）82324565（编辑室）

网 址：<http://www.gph.com.cn>

电子邮箱：[zbs@gph.com.cn](mailto:zbs@gph.com.cn)

传 真：（010）82310759

印 刷：北京印刷学院实习工厂

开 本：787mm×1092mm 1/16

印 张：7.625 图版：2 面

字 数：190 千字

印 数：1—500 册

版 次：2005 年 11 月北京第一版·第一次印刷

定 价：20.00 元

ISBN 7-116-04664-X/P·2624

---

（凡购买地质出版社的图书，如有缺页、倒页、脱页者，本社出版处负责调换）



# 序

钴矿是一种重要的矿产资源，具有耐热、耐磨、高强度和强磁性等优良性能。它是超级合金和合金钢的重要添加剂，是航空、电器、化学工业等不可缺少的材料，是我国现代化建设过程中十分短缺的战略性矿产资源之一。近几年来，随着硬质合金行业的迅速发展，我国对钴矿的需求量在逐年增加，目前主要依靠进口。

20 世纪 90 年代末期，新一轮国土资源大调查工作开展以来，肯德可克钴铋金矿、驼路沟钴（金）矿和督冷沟铜钴矿等钴矿床的发现为东昆仑地区地质找矿工作的重要成果，使得东昆仑成矿带成为中国重要的钴成矿带之一。该地区显示出钴成矿作用时间长、品位高、资源储量有较大规模的特点。

针对青海省东昆仑钴矿产出的成矿动力学背景、控矿地质条件是什么？钴矿成矿系列及模式如何？作者结合青海省有色地质矿产勘查局在地质找矿和生产中所取得的工作成果，选取“东昆仑成矿带钴矿成矿系列研究”课题进行研究。

作者从分析研究地质背景条件入手，探索区域内地球动力学发生—演化的历史。运用地球物理、地球化学等多种方法的集成优势，以典型矿床成矿特征、控矿因素、成因探讨为重点，以建立东昆仑成矿带钴矿成矿系列及钴矿成矿模式为目的，对东昆仑成矿带钴矿成矿潜力进行评价。其研究成果一方面丰富了钴矿成矿学理论，另一方面关于成矿规律的认识和钴矿模式的建立将有力地促进东昆仑地区的钴矿勘查工作。随着东昆仑地区钴矿的新发现及现有矿床规模的不断扩大，将为未来矿山企业的建设和地方经济的发展，提供有效的支撑。

总之，《青海省东昆仑钴矿成矿系列研究》一书的出版无疑将进一步促进我国钴矿的地质勘查工作。我衷心希望今后将有更多、更新的钴矿成果出现，为我国的经济发展做出更大的贡献。

温中彦

05.7.22

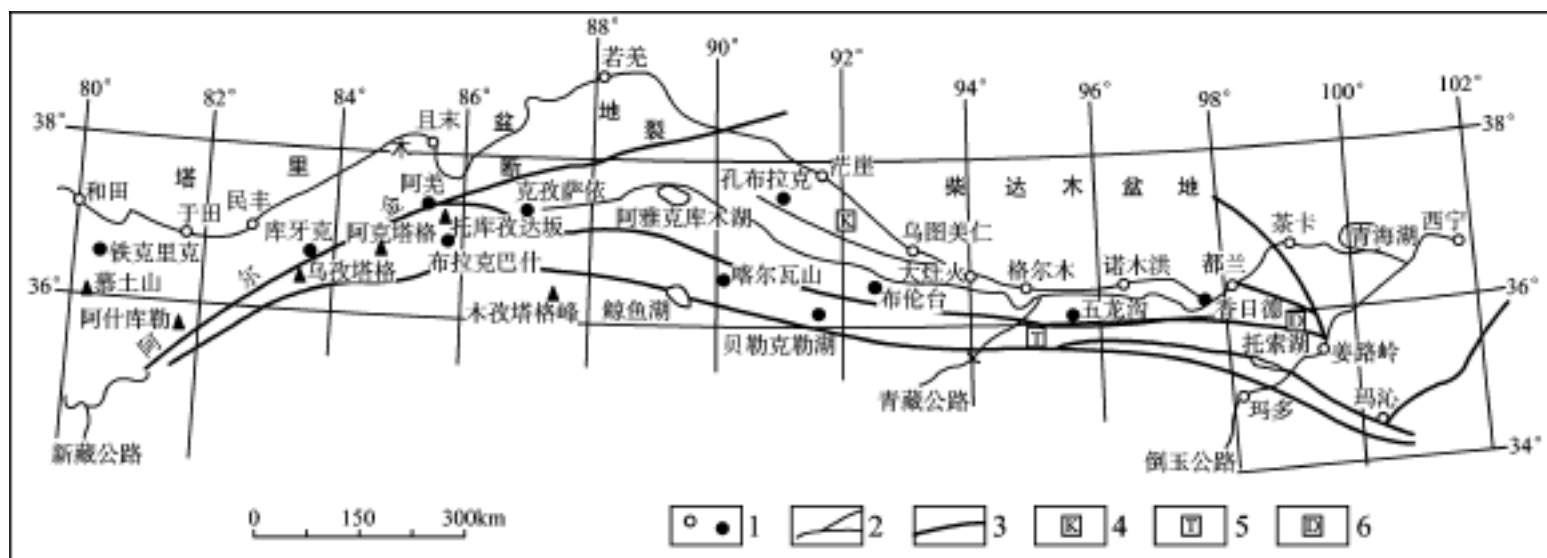
# 前 言

青藏高原被称为世界的第三极，是当今仍在活动，进行陆 - 陆碰撞的场所，在独特的地质构造背景、绚丽多姿的地貌地质现象和极其特殊的岩石构造组合中，记录了丰富的有关青藏高原演化和隆升、矿产形成的信息，近年来有色、贵金属矿产的勘查工作取得了一系列进展，并取得了显著成果。

作者有幸参加了中国地质调查局下达的“新疆—青海东昆仑成矿带成矿规律和找矿方向综合研究”(200110200021)及国家科学技术部“十五”国家科技攻关计划“大型紧缺金属矿产资源基地综合勘查与高效开发技术研究项目”(2001BA609A)——西部高寒山区铜金矿产勘查评价技术与综合示范研究。

## 一、工作区自然地理

工作区西起阿尔金断裂，东与鄂拉山相接，北邻柴达木盆地，南止于木孜塔格—布青山一线。东西近 1000km，南北宽 100 ~210km，总面积约为  $10 \times 10^4 \text{ km}^2$  以上，工作区范围和交通位置见下图。



东昆仑地区交通位置图

1—市、镇地名；2—公路；3—断裂；4—肯德可克钴多金属矿；5—驼路沟钴矿；6—督冷沟铜钴矿

工作区位于青藏高原北部，为一巨大的东西向山脉。同时它也是我国江源区的内陆水系和外流水系的分水岭。区内自然地理条件极差，区内海拔大多在 4000m 以上，最高峰为 6860m，平均 4500m 左右，且山势陡峻，一般相对高差 500 ~1000m。近山脊部位地形切割深，难以通行，其中部分高寒山区常年积雪，无法登及，沟谷地带海拔相对低，开阔地带尚可通行。主要水系为常年流水，可满足当地生产、生活用水。区内人迹罕见、经济落后，是一个急需开发的少数民族地区。工作区目前交通条件较差，柏油路面仅从研究





区北部的都兰—格尔木通过并继而横切区域中部，从格尔木向西至茫崖有简易公路通达。昆仑山北坡主要水系较宽，非雨季节可通越野车；昆仑山南坡沟谷切割很深，大多无法通车。

其中肯德可克矿区位于昆北带祁漫塔格地区，地形起伏不大，区内标高大多在4000～4200m之间，在矿区北部耸立近东西向狼牙山山脉，形成一独特风景。该区水系较发育，矿区北部巴音郭勒河为常年流水河，只有冬季冰封时断流。进入该区交通极不方便，从格尔木到乌图美仁仅有简易公路，最为艰难的要穿过将近100km的沙漠，经常发生陷车，容易迷失方向。驼路沟矿区位于昆南带，地形起伏大，相对高差最大的约400m。水系较发育，常年均有流水。交通相对较便利，离青藏公路约40km，有简易公路通达。督冷沟铜钴矿位于东昆仑成矿带东段，到测区有连接塔妥煤矿的简易公路通过，交通较方便，区内地形起伏较大。工作区的用水较为困难，需用车辆从远处运输。

## 二、工作区地质工作研究现状

青藏高原地处欧亚板块的接合部，而东昆仑地区则是北部的构造活动带，即柴达木陆块南缘，古特提斯北侧陆缘活动带，有着复杂的地质历史及演化经历。中外地质工作者对其进行了长期艰辛的地质及矿产研究工作，总结概括经历了三个大的阶段：

(1) 20世纪50至60年代以路线地质调查，1:20万和1:50万区调为主，区域矿产工作主要配合柴达木盆地石油勘探进行，在区域西部，对肯德可克、野马泉、尕斯库勒等10余处的砂卡岩型铁矿进行了普查和详查；同时青海有色地质矿产勘查局在都兰地区展开了以黑色金属为主的找矿工作，重点勘查了海寺、白石崖等铁矿。

(2) 70至80年代初，涉及该区的地质工作主要有法、英等国组织的科学考察，区域内矿产勘查已由以铁矿为主转向以多金属为主，在区域东部都兰一带重点进行过沙柳河南区等地的多金属成矿前景评价，同时还评价了一批非金属矿产。

(3) 80年代末至90年代，随着1:5万区调、“青藏高原的形成与演化（国家攀登计划项目）”的启动，使该区的地质科研工作得到不断加强，区域矿产已由单一铁矿向多金属矿产勘查深入（主要为昆北带）。90年代以来，金矿的勘查与评价成为工作重点，先后发现了五龙沟、开荒北、东大滩等一批金、金锑矿床（点）。近年来又发现了钴、金、铋共生矿床（点）多处。目前，青海有色地质矿产勘查局、青海地质调查院正在该区进行矿产资源调查评价工作，对驼路沟钴金资源、肯德可克及外围钴铋金矿等开展调查和评价，督冷沟地区的铜、钴矿资源潜力评价。

东昆仑地区的研究工作也取得较大的进展，主要研究成果为：青海省航磁成果综合研究（青海省地球物理勘探队，1984年完成）；祁漫塔格与都兰地区铁、多金属矿产的第一轮成矿远景区划（青海省地质矿产勘查开发局，1985年完成）；青海省区域物性研究报告（青海省地球物理勘探队，1989年完成）；东昆仑山南坡变火山岩的基本特征及其含矿性的研究（青海省地质矿产勘查开发局，1989年完成）；遥感技术在青海东昆仑—西秦岭地区解译地质构造及几种主要矿产的应用（青海省区域地质调查综合地质大队，1991年12月完成）；青海省区域地质志（青海地质矿产局，1991年出版）；东昆仑缝合带及基底构造对比研究（青海省区域地质调查综合地质大队，1992年完成）；东昆仑中酸性侵入岩及



其成矿作用研究 (青海省区域地质调查综合地质大队, 1993 年完成), 东昆仑中东段第二轮金铜成矿远景区划 (青海省区域地质调查综合大队, 1994 年完成); 青海省东昆仑金铜成矿带勘查工作总体部署 (青海省地质矿产勘查开发局, 1995 年完成); 青海省东昆仑地区地球化学编图 (青海省地球化学勘查技术研究院, 1997 年完成), 新疆维吾尔自治区区域地质志 (新疆地质矿产勘查开发局, 1993)。“九五”国家科技攻关 305 项目“新疆东昆仑大型矿床成矿地质条件及远景预测”(沈远超等, 2000 年完成); 柴达木盆地周边地区大型金、铜矿床成矿规律及找矿预测 (西北有色地质研究所与青海省有色地质矿产勘查局进行了为期两年的研究, 1998); 新疆—青海东昆仑成矿带成矿规律和找矿方向综合研究 (吉林大学负责, 青海省地质调查院、新疆地质调查院、青海省有色地质矿产勘查局、吉林省地质调查院及山西省地质调查院, 2004 年完成); 大型紧缺金属矿产资源基地综合勘查与高效开发技术研究项目 (西部高寒山区铜金矿产勘查评价技术与综合示范研究) (有色金属矿产地质调查中心、桂林矿产地质研究院、青海省有色地质矿产勘查局、西部矿业股份有限公司, 2001 ~2005)。

此外, 一些科研院所也在此开展过研究工作, 主要成果有: 昆仑开合构造 (姜春发等, 1992); 五龙沟地区构造蚀变岩型金矿成矿特征及中段铜金成矿条件及找矿方向的框架研究 (莫宣学等, 1998); 青藏高原隆升与东昆仑地区金矿遥感地质研究 (于学政等, 1999 年出版), 东昆仑元古宙重大地质事件及形成大型、超大型矿床条件研究 (吉林大学地球科学学院, 1999 年完成); 东昆仑地区综合找矿预测与突破 (张德全等, 2000 年完成) 等。此外, 在各种刊物上已发表了大量的有关东昆仑地区基础地质及成矿作用的论文。

深部地质方面的研究也涉及到东昆仑地区, 主要工作有亚东—格尔木岩石圈 GGT 断面综合研究 (青藏高原亚东—格尔木地学断面) (1990 年 6 月完成); 青藏剖面深部地球物理调查编图报告 (1988 年完成); 阿尔泰—台湾剖面, 青海花石峡—甘肃阿克赛爆破地震测深成果报告 (1990 年完成); 花石峡—敦煌大地电磁测深成果报告 (1991 年完成)。另外, 近年来出版了一些有关成果, 如: 格尔木—额济纳旗地学断面多学科综合调查概况 (王泽九等, 1995); 青藏高原岩石圈结构构造和形成演化 (地质矿产部地质研究所, 1996 年出版); 东昆仑—唐古拉地区地壳演化深部构造及大陆动力学 (许志琴等, 1997), 这些成果对昆中断裂、昆南断裂及东昆仑地壳结构提供了大量信息。

1999 年前后, 青海省有色地质矿产勘查局和青海省地质调查院在东昆仑地区矿产资源潜力评价, 在肯德可克和驼路沟等地发现了具有工业意义的钴矿体后, 引起高度重视。先后发现了一批钴矿床 (点), 如肯德可克、驼路沟、特集列克、督冷沟、哈尔汗等。尽管, 在肯德可克、驼路沟两地已经提交了一定的工业储量。然而, 受该研究区地域广阔, 自然条件极其恶劣、交通环境困难, 经费投入的相对薄弱, 目前的地质研究和开发程度仍然较相邻地区 (川、滇、新) 差, 且工作主要在通行条件较好的东昆仑的局部地段, 而大部分, 特别在西段的广大地区仍然是涉足很少的区域。整体地质研究程度低, 就钴矿而言, 90 年代中后期才发现, 目前对驼路沟钴金矿、肯德可克钴铋金矿、督冷沟铜钴矿仅进行初步资源潜力评价。对这些典型钴矿床成矿背景、控矿因素、矿床成因探讨, 东昆仑成矿带钴矿成矿演化模式, 东昆仑成矿带钴矿成矿潜力进行的研究成果几乎为空白, 有待进一步加强这方面的工作。



### 三、研究思路及完成工作量

#### 1. 研究思路

从分析研究地质背景条件入手，探索区域内动力学发生—演化—消亡的历史。运用地球物理、地球化学等多种方法的集成优势，以典型矿床成矿特征、控矿因素、成因探讨为重点，以建立东昆仑成矿带钴矿成矿系列及钴矿成矿模式为目的，并对东昆仑成矿带钴矿成矿潜力进行评价，以期东昆仑成矿带钴矿找矿实践和理论研究上的突破。

#### 2. 研究内容

(1) 收集各类资料（区域地质、地球物理、地球化学、遥感）基础上，通过区域航磁、重力的进一步综合解译，结合野外路线地质调查，提取区域基底构造、动力学等各种基础地质信息。

(2) 以区域火山岩共生组合、岩石化学特征，结合地球物理信息，确定东昆仑成矿带的动力学演化特点。

(3) 选择区内典型的矿床（点）进行野外研究和调查，重点是肯德可克钴金铋矿、驼路沟钴金矿、督冷沟铜钴矿。查明控矿地质条件、确定矿床成因类型，总结综合找矿标志。为了解钴矿的成矿物质来源、成矿流体的性质、矿质的迁移和沉淀，钴矿的成矿时代，进行现代测试分析。

(4) 在对区内典型矿床成矿特征、控矿因素、成矿条件综合分析研究的基础上，总结东昆仑地区钴矿的成矿规律，确立东昆仑成矿带的动力学演化与钴矿的关系。

(5) 探讨东昆仑成矿带不同类型钴矿的成矿特征、建立东昆仑钴矿成矿系列和成矿模式，并对东昆仑成矿带钴矿找矿潜力进行评价。

#### 3. 完成的主要实物工作量

作者曾于2001年7月至9月、2002年8月、2003年8月至9月和2004年7月至8月期间，先后四次跟随科研组及青海省有色地质矿产勘查局地矿处同志们到东昆仑地区进行野外地质调查，在全面收集总结前人工作成果的基础上，对原有资料进行二次开发，并着重对该地区重点成矿带典型矿床（点）进行了详细的调查、取样。在肯德可克矿区、驼路沟矿区及督冷沟矿区进行了详细的野外踏勘、地质编录、实测地质剖面 and 岩矿取样等工作，并进行了室内整理、岩矿测试分析和光薄片鉴定，对以上矿区区域成矿背景、矿区地质和矿床地质特征进行了详细研究，论述了矿床成因。以此为基础总结了成矿规律。除上述三个矿床外，还调查研究了东昆仑成矿带其他有关的钴矿矿（床）点。主要完成的工作量见下表：

涉及的工作量一览表

| 工作项目         | 肯德可克矿区       | 驼路沟矿区        | 督冷沟矿区      |
|--------------|--------------|--------------|------------|
| 实测地质剖面 /km   | 5.2（1:2000）  | 11.8（1:2000） | 10（1:2000） |
| 坑道编录 /m      | 479.5（1:100） | 120（1:100）   | 56（1:100）  |
| 地表及坑道取样 /件   | 84           | 68           | 12         |
| 地表及坑道标本采集 /件 | 184          | 125          | 10         |

续表

| 工作项目        | 肯德可克矿区    | 驼路沟矿区       | 督冷沟矿区       |
|-------------|-----------|-------------|-------------|
| 样品测试分析 / 件  | 全岩样 4     | 全岩样 3       |             |
|             | 多元素分析样 84 | 多元素分析样 68   |             |
|             | 稀土分析样 14  |             |             |
| 野外及镜下照片 / 张 | 288       | 135         | 27          |
| 流体包裹体测试分析   |           | 成分 ( 点) 12  |             |
|             |           | 温度 ( 点) 120 | 温度 ( 点) 120 |
| 素描图 / 件     | 12        | 8           | 2           |
| 绘制地质图件 / 件  | 14        | 8           | 4           |

四、主要研究进展

在前人各项工作基础上，作者通过上述大量的野外调研和室内测试分析、研究工作，最终圆满地完成了本书的撰写，并取得了一些新的认识和成果，主要研究进展为：

(1) 对东昆仑地区的成矿地质背景进行了重新分析厘定，将其划分为昆北祁漫塔格加里东裂陷槽区、昆中基底隆起和花岗岩带、昆南复合拼合带，并认为东昆仑造山带演化是典型的边缘造山过程。

(2) 针对东昆仑地区典型钴矿床（肯德可克钴铋金矿、驼路沟钴（金）矿、督冷沟铜钴矿等），在大量野外调研、室内测试分析的基础上，从控矿因素、成矿物质来源、成矿机理等方面进行系统的研究。明确了它们的矿床成因类型，分别为热水喷流（矿源层）+ 热水叠加改造型，热水沉积—变形改造型，热液脉型，矽卡岩型。

(3) 针对东昆仑成矿带钴矿的成矿作用的多样性，首次提出并建立了东昆仑成矿带钴矿成矿系列。

(4) 系统总结了东昆仑成矿带的钴矿成矿规律，建立了钴矿的成矿模式，在综合分析地质—地球化学和地球物理等综合找矿信息的基础上，开展了钴矿成矿潜力评价，明确了各区带钴矿床主攻矿床类型，对下一步指导东昆仑成矿带钴矿矿产勘查、评价提出了科学依据。

在出版过程中，得到本科研组陈国华副教授、迟效国教授、李碧乐教授的热情指导和帮助，赵财胜博士和丁清峰博士进行了英文摘要的翻译，有色金属矿产地质调查中心给予资金支持，在此一并表示感谢！



# 目 录

序

前 言

|                   |      |
|-------------------|------|
| 第一章 东昆仑成矿动力学演化    | (1)  |
| 第一节 东昆仑成矿带区域地质背景  | (1)  |
| 一、东昆仑地区的构造分区      | (1)  |
| 二、区域地层            | (3)  |
| 三、区域岩浆岩特征         | (8)  |
| 四、区域断裂构造          | (15) |
| 五、变质作用            | (17) |
| 第二节 区域地球物理特征      | (19) |
| 一、区域重力场特征         | (19) |
| 二、区域航磁特征          | (20) |
| 三、深部地球物理特征        | (21) |
| 四、地球物理特征与有色金属矿产分布 | (21) |
| 第三节 东昆仑地球动力学演化    | (23) |
| 一、东昆仑成矿带构造分区地质背景  | (23) |
| 二、东昆仑构造带动力学演化     | (25) |
| 第二章 典型矿床及主要成矿作用研究 | (34) |
| 第一节 肯德可克钴金铋矿床     | (34) |
| 一、成矿地质背景          | (34) |
| 二、矿床产出地质背景        | (35) |
| 三、矿床地质特征          | (37) |
| 四、成矿条件分析          | (42) |
| 五、成矿物质来源          | (44) |
| 六、矿床成矿机理及成因       | (46) |
| 第二节 驼路沟钴（金）矿床     | (47) |
| 一、成矿地质背景          | (47) |
| 二、矿床产出地质背景        | (48) |
| 三、矿床地质特征          | (50) |

|                              |      |
|------------------------------|------|
| 四、成矿条件 .....                 | (54) |
| 五、成矿物质来源 .....               | (58) |
| 六、矿床成矿机理 .....               | (60) |
| 第三节  督冷沟铜钴矿床 .....           | (61) |
| 一、成矿地质背景 .....               | (61) |
| 二、矿床产出地质背景 .....             | (62) |
| 三、矿床地质特征 .....               | (63) |
| 四、成矿条件 .....                 | (64) |
| 五、成矿物质来源 .....               | (66) |
| 六、矿床成矿机理及成因 .....            | (68) |
| 第四节  主要成矿作用 .....            | (68) |
| 一、喷流热水沉积成矿作用 .....           | (68) |
| 二、热液成矿作用 .....               | (70) |
| 第三章  钴矿成矿系列及成矿模式 .....       | (71) |
| 第一节  成矿系列研究现状 .....          | (71) |
| 第二节  东昆仑钴矿成矿系列 .....         | (72) |
| 一、喷流沉积（矿源层）+热液叠加改造型钴矿床 ..... | (72) |
| 二、热水沉积—变形改造型钴矿床 .....        | (74) |
| 三、矽卡岩型钴矿床 .....              | (75) |
| 四、热液脉型钴矿床 .....              | (76) |
| 第三节  东昆仑成矿带钴矿成矿模式 .....      | (77) |
| 一、区域矿床模式 .....               | (77) |
| 二、区域钴矿成矿演化 .....             | (79) |
| 第四章  东昆仑钴矿成矿潜力评价 .....       | (81) |
| 第一节  东昆仑钴矿成矿条件 .....         | (81) |
| 一、区域成矿构造条件 .....             | (81) |
| 二、区域成矿作用时间、空间规律 .....        | (82) |
| 三、区域地球化学、地球物理条件 .....        | (83) |
| 四、岩浆作用条件 .....               | (84) |
| 五、构造地质条件 .....               | (85) |
| 六、特殊含矿岩石条件 .....             | (86) |
| 第二节  东昆仑不同钴矿类型的找矿标志 .....    | (94) |
| 一、喷流沉积（矿源层）+热液叠加改造型钴矿床 ..... | (94) |
| 二、热水沉积—变形改造型钴矿床 .....        | (95) |
| 三、矽卡岩型钴矿床 .....              | (95) |
| 四、热液脉型钴矿床 .....              | (96) |

|                       |       |
|-----------------------|-------|
| 第三节 东昆仑钴矿潜力评价 .....   | (96)  |
| 一、东昆仑成矿带钴矿分布特征 .....  | (96)  |
| 二、东昆仑成矿带钴地球化学 .....   | (97)  |
| 三、东昆仑各种类型钴矿找矿潜力 ..... | (98)  |
| 四、东昆仑钴矿主攻矿床类型 .....   | (98)  |
| 英文摘要 .....            | (100) |
| 参考文献 .....            | (104) |

# 第一章 东昆仑成矿动力学演化

## 第一节 东昆仑成矿带区域地质背景

研究区处于青藏高原北部的东昆仑山系，是青藏高原腹地的主要山系之一。东昆仑地区也是我国造山带重要组成部分，它西起青海新疆两省省界，东抵鄂拉山附近，北邻柴达木盆地，南止于木孜塔格—布青山一带，夹持于阿尔金山和瓦洪山两条区内断裂之间，面积达  $10 \times 10^4 \text{ km}^2$  以上。

该区大地构造位置处于华北板块南缘，南北大陆在东昆仑一带相互对接，依据区域构造，该区南界是以昆南断裂（又称秀沟—玛沁断裂）与可可西里—巴颜喀拉印支构造带相隔，东昆仑呈东西向展布，归属于华北陆块南西侧陆缘活动带和特提斯构造带北缘，亦属于中国大陆中央造山带西段（姜春发，1993；殷鸿福等，1999；青海省地质矿产局，1991）。

### 一、东昆仑地区的构造分区

东昆仑具有华北—塔里木型陆壳特征，为中厚—厚壳型岩石圈（吴功建等，1989），正常地幔热结构的稳定冷地块（沈显杰等，1990），明显的多层结构——上地壳、上低速层、中地壳、下地壳、上地幔，地壳厚度约为 55km（崔作舟等，1990），属地质历史上的陆缘活动带。根据区域地质特征和 3 条区域性划界断裂（昆北断裂、昆中深断裂和昆南深断裂），姜春发等（1992）分为 3 个区域构造单元：昆北褶皱断裂带、昆中杂岩中间隆起带和昆南褶皱带。前二者总体地质特征类同，仅发展后期因昆中断裂发育而被分开。许志琴等（1996）以昆北、昆南缝合带为界，划分为昆北、昆中、昆南地体。

东昆仑现今区域构造具近东西向展布的分带特征，由北至南可区分为昆北构造带、昆中构造带，昆南构造带，与可可西里—巴颜喀拉印支褶皱带相接。三个构造分带的主要地质特征总结见表 1 - 1。

东昆仑地区的构造分区是一些由断裂分隔的近东西向条块，条块间相互既有联系又有区别，元古宙时期它们都同属于华北地台的南缘，有共同的演化历史，在早古生代时期，它们与柴北缘、祁连山地区一起从华北地台裂解出来，共同经历拉张—闭合不断反复的演化过程，构成中央造山带的一部分，在整个中国大陆的演化中有重要的地位。晚古生代到早中生代，随着古特提斯洋的演化，巴颜喀拉—阿尼玛卿洋的俯冲、关闭，本区又受到强烈的岩浆岩活动，既有大规模的岩浆侵入，也有大量的火山喷发。中生代以后进入陆内演化阶段，新生代以后受印度大陆碰撞影响，随青藏高原一起抬升。

根据地质事件、火山岩构造组合、沉积建造、成矿作用。东昆仑地区本次研究可进一



表 1 - 1 东昆仑区域构造分带特征简表

| 构造分带 | 昆北构造带                                           | 昆中构造带                                  | 昆南构造带                                                   |
|------|-------------------------------------------------|----------------------------------------|---------------------------------------------------------|
| 发育地层 | 古元古界基底变质岩，奥陶系火山—沉积岩，泥盆系—下二叠统海陆交互相沉积岩系，上三叠统陆相火山岩 | 古元古界基底变质岩，中—新元古界盖层沉积，泥盆—下二叠陆相，浅海相沉积岩系  | 中—新元古界火山—沉积岩，奥陶系火山—沉积岩，志留系火山—沉积岩，三叠系沉积岩夹火山岩，侏罗系—第四系陆相沉积 |
| 岩浆活动 | 花岗岩类侵入岩发育，主要为海西—印支期，火山岩类主要发育于古生代                | 花岗岩类侵入岩发育，主要为中—新元古代，海西—印支期，中生代有火山岩零星出露 | 火山岩类发育，新元古代、早古生代、晚古生代—中生代多期活动，出露侵入岩多为海西期，印支—燕山期较少       |
| 构造变形 | 前寒武系穹窿构造，加里东期以后发育线性构造（褶皱、断裂）                    | 前寒武系穹窿构造，加里东期以后发育北西向线性构造（剪切带、褶皱、断层）    | 东西向线性构造为主，加里东—印支期多期褶皱构造发育                               |
| 区域矿产 | 喷流—沉积 Fe、Co、Bi、Zn、Pb、Sn、Au 矿                    | 与岩浆岩有关的 Fe、Cu、Pb 矿；与韧性剪切带有关的 Au 矿      | 三叠系层控型 Au 矿；与志留系喷流—沉积 Cu、Co、Au 矿                        |

步划分为东昆仑北带（祁漫塔格裂陷槽区）、东昆仑中带（昆中花岗—变质杂岩带或中间隆起带）、东昆仑南带（复合拼合带）。

东昆仑北带（祁漫塔格加里东裂陷槽区）：北邻柴达木坳陷，南以祁漫塔格南缘断裂为界与东昆仑中带分开，西北由托格拉萨河凹陷分隔，与阿尔金断裂遥遥相对，是一个顶朝向西北的弧形构造带，被北侧柴达木古陆和南侧昆中断裂所夹持，构成一个裂陷槽。

展布于柴达木地块的西南边缘。构造带主体由中、上奥陶统滩间山群火山复理石建造组成。目前关于祁漫塔格构造带的构造归属主要有两种观点：一种以新疆维吾尔自治区地质矿产局（1982）和青海省地质矿产局（1991）为代表，强调祁漫塔格与柴达木地块的亲缘性，认为祁漫塔格构造带是柴达木地块晚奥陶世的裂陷活化区，此后又经历了多次构造变动的改造；另一种观点以姜春发等（1992）、杨金中等（1999，2000）、李曰俊等（2000）为代表，强调祁漫塔格构造带与东昆仑造山带的亲缘性，主张祁漫塔格是东昆仑造山带的一部分，具有造山带的性质。其经历了加里东期裂解—闭合和晚华力西—印支期陆缘—陆内复合造山过程。早古生代（晚奥陶世）形成的裂陷槽，是区域上北祁连—东昆仑多岛洋的一部分，志留—中泥盆世俯冲碰撞，汇入区域上的加里东造山系，并成为中央造山带的西部早期单元之一。古特提斯洋的向北俯冲，导致昆北构造带的活化和复合造山作用，并形成了众多的热水喷流叠加的多金属矿床。

东昆仑中带（昆中花岗—变质杂岩带或中间隆起带）：限制于昆北断裂带和昆中断裂之间，是夹持于昆北裂陷槽和昆南洋之间的微陆块。东西长约 900km，南北宽约 40km 的近东西向条形区，青海省地质矿产勘查局（1991）称东昆仑北坡断隆、姜春发等称（1992）昆仑中带为中间隆起带或花岗岩带、张以荪等（1997）称东昆仑中部断隆。此次研究认为该带主要由不同期花岗岩类组成，从古中国地台解体后的基底残块，从基底形成

之后一直处于隆起状态。称为昆中花岗—变质杂岩带或中间隆起带更为合适。

该带主要由不同期次的各类花岗岩组成，古元古界金水口群广泛分布，以发育大量强烈变形的变质基性火山岩（斜长角闪岩）、陆源碎屑岩（片麻岩类）、镁质碳酸盐岩为特征，偶见泥盆纪陆相砂砾岩和石炭纪海相灰岩、碎屑岩。岩浆活动从前兴凯期到燕山期均有发生，具有多旋回的特点，以华力西—印支期侵入岩体为多，存在西老东新的规律，从而控制贵金属、有色金属、黑色金属矿产的展布。

东昆仑南带（复合拼合带）：位于昆中断裂南侧，南以昆南断裂（又称秀沟—玛沁断裂）与可可西里—巴颜喀拉印支构造带相隔，西被阿龙断裂所截，东抵瓦洪山断裂，为一东西长约 1500 km，南北宽约 60 km 的复合拼合带。黄汲清等（1984）称布尔汉布达山优地槽褶皱系、青海省地质矿产局（1991）称柴达木南缘台褶带、姜春发等称（1992）昆仑南带、张以菲等（1997）称昆南断裂造山带，我们研究认为是复合拼合带，是在元古宙基底上裂解的新元古代末—早古生代洋，万宝沟大洋高原形成，在加里东末期，万宝沟大洋高原沿昆中断裂的位置拼贴到柴达木地块之上。受印度与亚洲板块碰撞的影响，昆南陆缘活动带被强烈地叠覆造山。说明印支期在东昆仑裂陷槽最终封闭和强烈的变形。东昆南带分布最广的是大洋玄武岩高原万宝沟群，其次是纳赤台群。它们沿昆中断裂南侧自西向东分布，构成了一个长达 800 km 的火山—沉积岩带，为一套浅—半深海相碎屑岩—基性火山岩—镁铁质碳酸盐岩组合，普遍遭受绿片岩相变质。

## 二、区域地层

现有研究资料分析，在东昆仑地区，出露地层具有时代跨属范围大（Pt - Qz）、区域差异明显的特点。就地层发育时代而言，主要集中在前寒武纪、早古生代奥陶纪、晚古生代石炭—二叠纪、中生代三叠纪及新生代几个时间段中。在区域分布上，昆中、昆北带出露地层较相近，除奥陶纪、泥盆纪及晚三叠纪地层在发育程度上有一定区别外，其余各时代地层特征相似，应属同一地层区带。相比而言，昆南、昆北及昆中带有显著差异（表1 - 2）。

### （一）前寒武系

南带与昆北、昆中带的前寒武系存在明显差异，在昆中及昆北带，发育早元古代中—深变质岩系及中—新元古代浅变质沉积建造，具前寒武纪陆台建造的“二元”结构特征。而在昆南带，除局部零星出露古元古代深变质岩（呈孤立小块体）外，主要发育中—新元古界火山岩及沉积岩，属陆台边缘裂陷槽建造性质。古元古界—金水口群（ArPtj）是一套中、高级变质岩系，以发育大量变质基性火山岩（斜长角闪岩）、陆源碎屑岩（片麻岩类）、镁质碳酸盐岩为特征，总厚度近于 10000 m。柴达木南缘分区为金水口群，昆仑山南坡分区为苦海群，是柴达木陆块结晶基底的主要组成部分。关于金水口群的时代归属，近年来取得的同位素年龄数据有四组①767.1 ~ 934.5 Ma；②1196 ~ 1441 Ma；③1549.3 ~ 1666.6 Ma（Rb - Sr 法）；④1846 Ma（青海省地质志，1991）。王云山（1992）曾在苦海和白沙河两地区的斜长角闪岩组合样中获得了 2448 Ma 的最大年龄，另外在邻区柴周缘的其他地区也获得了较老的年龄值（湟源东峡混合花岗岩 2469 Ma，锆石 U - Pb

法)。目前金水口群引用最多的年龄为 1846 ±109Ma ( 金水口花岗片麻岩, Rb - Sr 法)。以上年龄大都代表了金水口群的变质年龄, 因此, 金水口群的实际形成时代应不晚于古元古代。

表 1 - 2 东昆仑岩石地层单位序列表

| 界           | 系       | 统     | 昆北、北中分区                              | 昆南分区                          |
|-------------|---------|-------|--------------------------------------|-------------------------------|
| 新<br>生<br>界 | 第 四 系   | 全 新 统 | Qh                                   |                               |
|             |         | 更 新 统 | Qh <sub>3</sub>                      |                               |
|             |         |       | 七个泉组 Q <sub>3</sub> <sup>1-2</sup> q | Q <sub>3</sub> <sup>1-2</sup> |
|             | 第 三 系   | 上 新 统 | 狮子沟组 N <sub>2</sub> s                | N <sub>2</sub>                |
|             |         |       | 油沙山组 N <sub>2</sub> y                |                               |
|             |         | 中 新 统 | 干柴沟组 ENg                             | N <sub>1</sub>                |
|             |         | 渐 新 统 |                                      |                               |
|             |         | 始 新 统 |                                      |                               |
|             |         | 古 新 统 | 路乐河组 E <sub>1-2</sub> l              |                               |
|             |         |       |                                      |                               |
| 中<br>生<br>界 | 白 垩 系   | 上 统   | J <sub>1</sub> q                     |                               |
|             |         | 下 统   |                                      |                               |
|             | 侏 罗 系   | 上 统   | J <sub>1</sub>                       |                               |
|             |         | 中 统   |                                      |                               |
|             |         | 下 统   |                                      |                               |
|             | 三 叠 系   | 上 统   | 鄂拉山组 T <sub>3</sub> e                | 八宝山群 T <sub>3</sub> bb        |
|             |         | 中 统   |                                      | 闸仓堡沟组 T <sub>3</sub> n        |
|             |         | 下 统   |                                      | 洪水川组 T <sub>1</sub> hm        |
|             | 二 叠 系   | 上 统   |                                      |                               |
|             |         | 下 统   |                                      |                               |
| 古<br>生<br>界 | 石 炭 系   | 上 统   | 打柴沟组 P <sub>1</sub> d                | 树维门科组 P <sub>1</sub> s        |
|             |         | 下 统   | 绽放苏组 C <sub>2</sub> t                | 浩特洛哇组 C <sub>2</sub> ht       |
|             | 泥 盆 系   | 上 统   | 大干沟组 C <sub>1</sub> dg               | 哈拉郭勒组 C <sub>1</sub> hl       |
|             |         | 上 统   | 哈尔扎组 D <sub>3</sub> hr               |                               |
|             | 志 留 系   | 上 统   | 黑山沟组 D <sub>3</sub> h                |                               |
|             |         |       |                                      |                               |
|             | 奥 陶 系   | 上 统   | 滩间山群 O <sub>3</sub> tn               | 纳赤台群 O <sub>3</sub> nc        |
|             | 寒 武 系   |       |                                      |                               |
| 元<br>古<br>宇 | 新元古界    | 震旦系   |                                      |                               |
|             |         | 青白口系  | 丘吉东沟组 Qnq                            |                               |
|             | 中元古界    | 蓟县系   | 狼牙山组 Jxl                             |                               |
|             |         | 长城系   | 小庙组 Chx                              |                               |
|             | 古 元 古 界 |       | 金水口群 ArPt <sub>1</sub> j             | 苦海群 Pt <sub>1</sub>           |
|             |         |       |                                      |                               |

东昆仑地区广泛出露的结晶岩系主要为古元古代变质作用的产物, 不同地段岩石组合具有可比性, 表明元古宙具有一致地质环境; 古元古界为中压角闪岩相, 其原岩为砂质泥岩 - 基性火山岩 - 富镁碳酸盐岩, 代表了古克拉通边缘或从古克拉通边缘分离出来的陆块之间的优地槽环境。

中、新元古界在昆北及昆中带表现相同。昆中断裂带出露较好, 自下而上中元古界为长城系小庙组、蓟县系冰沟群狼牙山组及新元古界青白口系丘吉东沟组, 岩石普遍经历高绿片岩相变质作用, 变质强烈, 在岩体外围和构造带尤为明显。具有高温低压变形特点。主要岩性是小庙组 ( Chx) 以石英岩、云母石英片岩、变长石石英岩夹黑云斜长片麻岩与大理岩 ( 厚度 714m), 冰沟群狼牙山组 ( Jxb) 为白云质大理岩、硅化白云质大理岩为特征, 夹少量碎屑碳质板岩 ( 厚度 5982m)。丘吉东沟组 ( Qnq) 是一套以碎屑岩为主的地层 ( 厚度 1500m)。这些地层变质程度较低, 除小庙组局部为角闪岩相外, 其余均为绿片





岩相，它们之间的接触关系多为平行不整合接触，整体显示稳定环境沉积及其变形变质特点。

昆南带的中、新元古界为万宝沟群 (Ptw)，主要分布于青藏公路两侧的万宝沟、纳赤台一带，为一套浅变质的碎屑岩、中基性火山岩和碳酸盐岩组合。据岩石化学研究 (杨经绥等, 1987)，火山岩中的玄武岩来源于上地幔，其分异作用不发育。

根据青海省地质矿产勘查局 (1991)，昆南带苦海杂岩主要是一套混合岩、黑云斜长片麻岩、片岩、斜长角闪岩及少量大理岩。这套岩石零星分布于昆南带苦海和纳赤台等地区，其 Sm - Nd 等时线年龄为  $(1927 \pm 34) \text{ Ma}$  和  $(1771 \pm 130) \text{ Ma}$ ，与金水口群相近，推测其原岩时代也为元古宙晚期。

万宝沟群，由一套浅变质碎屑岩、火山岩和浅变质碳酸盐岩组成。自上而下可划分四个岩组，即下碎屑岩组、火山岩组、碳酸盐岩组、上碎屑岩组。中下部无疑属活动型沉积，向上逐步过渡为稳定型沉积。其严格受东西向断裂构造控制，呈断块产出，与其他地层多呈断层接触。总体上看，万宝沟群的沉积特征和旋回在早期为浅海向上到藻白云岩逐渐变为潮上一潮间带，局部可能暴露。

万宝沟群的时代是争议最大的一个问题，潘裕生等 (1996) 在万宝沟群的建组剖面的碳酸盐岩中采到叠层石，其鉴定为辽南系叠层石，时代在  $(850 \sim 700) \text{ Ma}$ ，属震旦系。在同位素分析中，许志琴等 (1997) 在万宝沟群的建组剖面的火山岩中，对玄武岩取样，Rb - Sr 等时年龄为  $(684 \pm 54) \text{ Ma}$  (Sr 同位素初始比为  $0.7037 \pm 0.00042$ )，潘裕生等 (1996) 对玄武岩 Rb - Sr 等时年龄为  $(667 \pm 21) \text{ Ma}$ 。阿成业等 (2003) 将其厘定为震旦—寒武纪地层。本书赞同这种观点。

## (二) 下古生界

东昆仑地区的下古生界由两部分组成，其一是万宝沟群火山—沉积岩系，代表了下古生界 (震旦—寒武纪) 东昆仑洋之沉积；其二是滩间山群和纳赤台群火山—沉积岩系，是早古生代的晚期，东昆仑再次裂解形成的小洋盆或裂陷槽环境下的产物。

下古生界在东昆仑主要发育在昆南带和昆北带，在昆南带为纳赤台群，昆北带为滩间山群，二者均为奥陶纪地层。

李光岑等 (1982) 将纳赤台群自下而上分为水泥厂组、石灰厂组和哈拉巴依沟组，并根据灰岩层中所产的珊瑚、腹足类等化石将其时代定为晚奥陶世—早志留世。朱志直等 (1985) 在万宝沟西岔沟、纳赤台东及小南川五十八大沟等地采到叠层石，时代定为晚前寒武纪 (蓟县纪—青白口纪)，并将万宝沟、温泉沟一带的砂板岩、火山碎屑岩、碳酸盐岩为主的一套地层从纳赤台群中独立出来，命名为新的地层单位——万宝沟群。姜春发等 (1992) 将万宝沟群自下而上分为下碎屑岩组、火山岩组、碳酸盐岩组和上碎屑岩组，时代定为中、新元古代，但不排除包括震旦纪和寒武纪的可能性。

早寒武世小壳动物化石的发现进一步证明，东昆仑中段的构造演变应在震旦纪以后。在万宝沟一带发生褶皱隆起的同时，周边地区则明显侧向沉降，接受了寒武—奥陶纪沉积。因此，在东昆仑地区，地层明显以万宝沟一带为中心侧向上有逐渐由老变新的趋势 (季强, 1997)。

滩间山群 ( $O_3tn$ ) 主要分布于东昆仑祁漫塔格一带的滩间山群是一套变质程度各异



的复杂的岩石组合，主要由浅变质到轻微变质的碎屑岩、基性 - 酸性火山岩、火山碎屑岩、碳酸盐岩和硅岩组成（青海地质矿产局，1991）。主要以碎屑岩厚度大、火山岩发育为特征。其中火山岩表现两类岩石组合，一类为拉斑玄武岩，具有低硅、低钾的特征；另一类为碱性玄武岩、粗面岩和流纹岩组合，碱性组合者具双峰式的化学成分表现（张以菲等，1997），岩石化学图解落入活动陆缘非大洋玄武岩区，具陆缘内侧裂隙槽型建造特点。其代表晚奥陶纪东昆仑地区拉伸裂解环境。

由于研究程度很低，加之缺乏生物化石，该群的完整地层剖面尚未建立起来，其总体世代归属也尚无定论，人们对这套岩石组合的真正面目还不十分清楚。李曰俊等 1997 年野外考察期间，在阿牙克库木湖北侧鸭子泉达坂的铁石达斯群中采集了大量硅质岩样品，室内处理 33 块。其中 2 块获得如下具有确切鉴定意义的放射虫化石；该放射虫动物群的时代为早石炭世。这是铁石达斯群中首次发现放射虫化石，也是首次发现晚古生代化石。这一发现将有助于该地区古洋盆的再造、构造格局及其演化过程的恢复和造山带地层学研究。

滩间山群不是单一时代岩石组成的岩石地层单位，可能在后期的造山过程中发生了构造混杂作用，祁漫塔格裂隙槽的闭合发生于早石炭世，而不是早古生代（李曰俊等，2000）昆仑造山带自东到西都存在晚古生代洋盆，它们可能是藏北古生代多岛海的组成部分（Hsu K J, Pan Guitang, Sengor A M C, 1995）。

纳赤台群（O<sub>3</sub>nc）沿布尔汗布达山呈东西向延伸，青海省地层多重划分对比研究组（1997）将纳赤台群定义为分布于东昆仑北缘布尔汗布达山一带的一套绿片岩夹碳酸盐岩地层，未见顶底。整体为一套中级变质的中基性火山熔岩、凝灰岩、变凝灰质千枚岩、板岩、砂岩、片岩、碳酸盐岩、片理化中酸性火山岩、火山碎屑岩及凝灰砾岩，为小洋盆或裂隙槽环境的产物。岩石地球化学研究表明，火山岩化学成分复杂，可落入洋岛、洋弧和岛弧的不同投图区中，反映了不同构造部位产出的玄武岩的后期构造就位的构造特点。昆南带的纳赤台群应是边缘裂隙槽的产物（孙崇仁，1997）。

### （三）上古生界

晚古生代—早中生代，东昆仑进入古特提斯演化阶段，其沉积与火山—沉积建造分布比较广泛，各构造带差异明显。

在昆中带及昆北带，发育上泥盆统—下二叠统，缺失下、中泥盆统及上二叠统，而昆南带则仅有石炭、二叠系。

在昆中、昆北构造带，出露有上泥盆统的黑山沟组、哈尔扎组。黑山沟组由一套灰白色巨厚层状复成分砾岩、含砾成分砂岩、长石石英砂岩组成，夹凝灰质砂岩，为造山快速隆升、剥蚀和堆积产物，浅变质碎屑岩、火山岩和浅变质碳酸盐岩组成；哈尔扎组整合在黑山沟组之上，由浅绿色厚层流纹质凝灰熔岩、凝灰岩夹砂质、泥质岩石组成的一套地层。

上泥盆统在昆北以海陆交互相沉积为主，主要由碎屑岩组成，在昆中带为山麓—河湖相磨拉石沉积。据姜春发等（1992）研究，该区泥盆系火山岩系中，玄武岩、安山岩、流纹岩及火山碎屑具多次重复表现，相变强烈，厚度变化大，为早古生代造山旋回的结束标志。

石炭系有稳定型和活动型两种沉积，稳定型分布于昆北和昆中带，由滨海、浅海相碎屑岩和灰岩组成。活动型分布在昆南带，由哈拉郭勒组（ $C_{1hl}$ ）和浩特洛哇组（ $C_{2ht}$ ）组成。孙崇仁（1997）认为哈拉郭勒组下部由碎屑岩、变碎屑岩及板岩组成；上部为大理岩、灰岩、砂砾岩及火山岩互层。火山岩主要为玄武岩，次为安山岩、英安岩及流纹岩，岩石化学研究结果，玄武岩可区分出洋脊、洋岛、岛弧三种（袁万明等，1998）显示由洋壳到陆缘的复杂环境所形成的组合。浩特洛哇组中下部为变碎屑岩、板岩、千枚岩及火山岩夹灰岩或大理岩；上部为灰岩或大理岩夹火山岩和碎屑岩。昆南带的石炭系均遭受到了轻微的变质和较强的变形作用。这种岩石组合反映了挤压型浅海 - 滨海沉积环境。

祁漫塔格山一带的上石炭统出露良好，为上石炭统绉敖苏组，除了底部有 20m 左右的碎屑岩之外，其上几乎全为碳酸盐岩组成，主要化石为珊瑚。将本区上石炭统划分为下部绉敖苏组及上部四角羊沟组。这两个组的全部岩性特征及类化石，王增吉（1983）曾报道过。这是一套海相灰岩与碎屑岩交互的若干旋回层，碎屑岩中包含有三角洲前缘相和三角洲顶积层，由向上变粗的旋回层组成，类似于分流水道及水道间的海湾沉积，旋回层中的砂岩具有截顶构造、侵蚀面和交错层，类似于决口沉积和小型分流水道沉积。在顶积层中还有薄层煤和黑色页岩，相似于三角洲顶面上的沼泽部分。这种海相灰岩和三角洲碎屑岩的旋回沉积与上四角羊沟组和早纳缪尔期的“约里代利旋回”（Yoredale cycles）极为相似，这种旋回在海西—阿巴拉契亚（Hercynian—Appalachia）劳亚大陆边缘的英国北部和北美洲（堪萨斯到得克萨斯）的地层中最为常见（Leeder M. R. 等，1988）。

石炭纪地层在格尔木的东大滩、大干沟广泛分布，地层发育完整，下统为大干沟组，中统为绉敖苏组，上统为四角羊沟组。总厚度大于 3274m。

二叠系亦有稳定型和活动型两种，昆仑山南坡的二叠系统称布青山群（ $P_{1b}$ ），孙崇仁（1997）将布青山群位于浩特洛哇之上的地层。上部为碳酸盐岩、中部为变质火山岩夹碎屑岩、硅质岩和灰岩，自下而上分为树维门科组和马尔争组（姜春发，1992）认为布青山群是不同时代地层的构造混杂体，沿昆南断裂分布。具活动型建造特点。

2001 年本项目组在昆南带驼路沟矿区原定二叠纪中发现了早—中志留纪泡沫珊瑚（*Ketophyllum* sp.）化石，故认为该地层时代为下—中志留世（孙丰月等，2003）。

二叠纪时，昆仑造山带有一次强烈的裂谷型火山喷溢活动，它们可能与古特提斯的开始拉伸有关。在东昆仑地区东南侧及北侧发育了碳酸盐岩台地沉积，西南侧主要为碎屑岩、火山碎屑岩沉积，由于受后期强烈的构造变动作用影响，许多沉积特征已经消失（徐强等，1998）。

在昆中及昆北带，仅发育下二叠统打柴沟组（ $P_{1d}$ ），下部由灰岩及白云岩组成，上部以砂质灰岩及砂岩互层为主。该组沉积特征和岩石组合显示浅海—滞流滨海的退层序。

#### （四）中生界—新生界

东昆仑东段早三叠世洪水川群自下而上可分为三个岩组，即砂砾岩组、火山碎屑岩组和碳酸盐岩组，但其岩性、岩相及厚度因地而异，变化较大。

东昆仑南坡三叠系沉积区：下三叠统洪水川组，格尔木地区目前尚未发现洪水川组沉



积，纳赤台地区主要在昆仑桥—万宝沟一线分布。在昆仑桥剖面上，见洪水川组不整合在上奥陶统纳赤台群之上。

洪水川组可以分为上、下两段。下段为砂砾岩段，上段为碳酸盐岩段。砂砾岩段主要为灰色岩屑砂岩、砂砾岩、长石粉砂岩夹石英长石砂岩。底部为灰色、灰紫色厚层—巨厚层砂砾岩、砾岩。早三叠世昆仑桥剖面与万宝沟剖面基本可以对比，但两个剖面反映出沉积盆地的构造沉积差异较大。早三叠世早期昆仑桥剖面从陆相演化到陆棚再进入斜坡水道沉积，而万宝沟地区则很快成为陆相—斜坡积岩沉积。早三叠世晚期昆仑桥地区的构造沉降大于万宝沟带，沉积记录反映前者为深水缓坡或斜坡盆地沉积，而后者主要为碳酸盐浅水的台地到台地边缘沉积。中三叠统闹仓坚沟组，该组可以分为上下段。下段为砂岩段，由灰绿色的厚层砂岩组成；上段为砂岩段，主要由灰绿色的厚层砂岩、砂砾岩夹板岩、凝灰质砂岩和硅质岩，厚度约2000m。在闹仓坚沟组砂岩段下部砂岩中除具有浊流沉积特征外，在变质不强的地段可见深灰、黑色板岩夹深灰色薄层灰岩和硅质岩。东昆仑三叠系巴颜喀拉群沉积区巴颜喀拉群是青藏高原特提斯构造域中非常特殊的一套沉积，它的沉积和形成特征对研究青藏高原特提斯构造域形成演化具有重要意义。

三叠纪以后，东昆仑地区由海相沉积转变为陆相沉积，进入一个新的演化阶段。但在其南邻的巴颜喀拉地区很少出现火山岩，二者的界线大致在昆南断裂位置。依据火山岩成分研究，由昆南带至昆北带，火山岩具钙碱性系列—高钾钙碱性系列的变化规律，整体显示陆缘岩浆弧的火山活动特点，结合侏罗纪以后该区仅发育上叠式断陷陆相盆地沉积，分析东昆仑三叠纪沉积层应为俯冲陆缘环境所成，具陆缘弧及弧前沉积建造特点，且这种环境随着晚三叠纪末沿昆南断裂的俯冲碰撞而结束。

侏罗系在东昆仑地区仅有下、中统，主要出露于昆北带及昆南带的局部地段，整体属河、湖相沉积，夹有煤层。白垩系在东昆仑不发育。总体而言，在东昆仑地区，侏罗系以后的地层除在北部的柴达木盆地边缘有一定规模的第三、第四系分布外，其他各时代的地层均出露零星，且全为陆相的湖、湖相沉积或断陷盆地沉积。由侏罗纪的含煤建造至白垩纪的红色建造，再到第三纪的膏盐建造，反映了区域地貌由低海拔的温湿环境逐渐变为高海拔干冷环境。

晚中生代—新生代陆相地层，在东昆仑地区仅有少量出露，侏罗纪为含煤建造、白垩纪为红色砂岩建造、第三纪为膏盐建造。

### 三、区域岩浆岩特征

#### （一）岩浆岩时空分布规律及特征

东昆仑是青藏高原岩浆岩最为发育的地区之一，火山岩、侵入岩广泛出露，东昆仑岩浆活动十分强烈，遍布全区。岩浆活动始于元古宙、止于新生代。不同时期的岩石组合记录了东昆仑多旋回洋盆的演化历史，不仅分布有大量与板块俯冲—碰撞过程有关的中酸性岩浆岩岩石组合，也保留着众多洋盆演化过程中形成的镁铁质—超镁铁质蛇绿岩、洋岛型玄武岩，还广泛发育有造山晚期大陆伸展阶段形成的火山深成岩石组合和镁铁、超镁铁

质岩石组合。岩石地球化学特征揭示出东昆仑微陆块多旋回造山过程中地壳演化的特殊性。复杂的区域构造演化历史和地壳演化的特殊性形成了东昆仑区域成矿作用的多样性和特殊性。

区内岩浆侵入活动从前兴凯期开始，一直延续到喜马拉雅期。岩石构造组合复杂，以中酸性花岗岩类为主，伴有少量基性 - 超基性岩类。按岩浆侵入活动的旋回，可划分为前兴凯期、加里东期、华力西期、印支期、燕山期和喜马拉雅期六个旋回，各旋回都存在不同的构造岩石组合序列。

以下仅总结各期花岗岩等侵入岩的主要特征及发育规律。

花岗岩类在昆中、昆北、昆南三个构造带均有出露，尤以昆中带最密集，有东昆仑花岗岩带之称。年代学资料及岩体类比分析，东昆仑花岗岩主要集中于前寒武纪、加里东期、海西—印支期、燕山期几个时间段中，其中海西—印支期最发育，构成东昆仑花岗岩带的主体。

### 1. 前加里东期花岗岩

该类花岗岩是从昆中带元古宇变质岩系或其他复式岩体中分解出的一类岩体，已获得为 580 ~1900Ma 之间的多个同位素年龄数据。其代表岩体有金水口群混合花岗岩体、白日其利闪长花岗岩体、平台岩体、跃进山岩体等。据 QAP 成分分类图解，主要岩类有闪长岩、石英闪长岩、石英二长闪长岩、花岗闪长岩、二长花岗岩、正长花岗岩、碱长花岗岩等。

宏观研究显示，前加里东岩体片麻状构造发育，含有大量由围岩残熔的暗色包体，岩体与围岩没有或仅局部有清晰可辨的接触界限，岩体片麻理与围岩一致，具“原地”“半原地”花岗岩产状。

岩石化学成分研究，多数岩体的  $\text{SiO}_2$  含量约 70%，化学成分变异特征是  $\text{Na}_2\text{O}$  稳定， $\text{K}_2\text{O}$  随  $\text{SiO}_2$  增加而增高， $\text{Al}_2\text{O}_3$  随  $\text{SiO}_2$  增大而减小，AFM 图解具钙碱性系列变异趋势。

以上产状及成分特征，反映了前加里东花岗岩主要是地壳岩石部分熔融的结果，分异不明显，体现为前寒武纪陆台地壳，在热点作用背景下，不断改造过程中的产物。

### 2. 加里东期花岗岩

该期花岗岩出露零星，主要见于昆北带及昆中带，且以后者为主，其代表岩体有大格勒岩体、诺木洪以南的德拉托郭勒岩体、灶火河岩体。在昆南带分布较少，已有确切年龄依据的岩体有万宝沟岩体等，锆石 U - Pb 法， $412.6 \pm 4.8\text{Ma}$ （许荣华等，1990）。加里东期岩体规模多数较小，主要由二长花岗岩、花岗闪长岩组成，在万宝沟岩体，出现黑云母花岗岩、白云母花岗岩组合。

与前加里东期岩体相比，加里东岩体多为块状构造，片麻状构造仅见于少数岩体中，岩体与围岩界线一般较清楚。加里东期花岗岩类的化学成分变异较明显， $\text{SiO}_2$  为 60% ~ 80%， $\text{Al}_2\text{O}_3$  含量几乎不变，FeO、MgO、CaO 随  $\text{SiO}_2$  增大而减小， $\text{TiO}_2$  一直维持在较低的水平， $\text{Na}_2\text{O}$  低于  $\text{K}_2\text{O}$ ，反映了较薄陆壳区岩浆岩系列的变异趋势。稀土元素分配形式为轻稀土元素轻度富集，总含量不高，分配曲线向左发散，铈异常变化大（正、负均有），微量元素 Ti 负异常明显，具造山期侵入岩的特征。



### 3. 海西—印支期花岗岩

海西—印支期是东昆仑最重要的岩浆活动时期（五龙沟二长花岗岩，396Ma），初步统计资料表明两个时间紧邻的岩浆活动高峰期，是东昆仑火山—岩浆活动最活跃的构造时期，并于印支期出现分布较为广泛的火山岩（昆北和昆中带为鄂拉山组，昆南带为八宝山组）。是由石英闪长岩到二长花岗岩等岩性单元组成的复式岩体，很难确定是印支期还是海西期，而很有可能是海西期—印支期多期活动的产物，这与区域构造在海西—印支期连续演化的历史也是相符合的。

该期花岗岩在东昆仑带分布，特别是昆中带，分布广泛，规模宏大，构成了花岗岩带的主体。在昆南带，除东部地区（昆中断裂紧邻）有较大规模岩体出露外，其余均为中—小型，且分布零星。

海西—印支期花岗岩的主要类型有石英闪长岩、花岗闪长岩、二长花岗岩、正长花岗岩和碱长花岗岩等，与之同期，区域上尚有花岗质岩脉、中性岩脉和基性—超基性岩体出现。

青海省地质矿产局（1991）岩石化学成分研究结果表明，该期花岗岩  $\text{SiO}_2$  多介于 65% ~76% 之间， $\text{TiO}_2$  含量低，0.12% ~0.84%，平均 0.48% 与安第斯型岩浆弧接近。碱金属氧化物  $\text{K}_2\text{O}$  较高，平均 3.04%， $\text{Na}_2\text{O}$  平均 3.03%，全碱量随  $\text{SiO}_2$  的增加而增高。 $\text{Fe}_2\text{O}_3$  含量（平均 1.51%）多低于  $\text{FeO}$ （平均 3.46%），显示岩浆活动总体处于比较还原的环境， $w(\text{SiO}_2) - w(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$  图解，投点大多位于亚碱性系列，AFM 图解，显示存在钙碱性系列变异，稀土元素分配型式为轻稀土富集型，中等负钕异常。

在 Batchelor R. A. (1985)  $R_1 - R_2$  图上，总体表现为板块碰撞前和晚造山期两个分布趋势，显示由海西期到印支期东昆仑花岗岩类经历了较长时间的演化历程，具有从板块俯冲阶段—同碰撞阶段—晚造山阶段的深成岩浆活动过程。

### 4. 燕山期花岗岩

依据区域资料（青海省地质矿产局，1991），燕山期岩体较前几期岩体规模明显变小，分布很零散，在整个东昆仑和南邻巴颜喀拉区均有分布，主要岩石类型有二长花岗岩、花岗闪长岩、花岗斑岩、正长花岗斑岩等。

岩石化学分析，全碱含量较高， $(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})$  为 6% ~9%。 $(\text{SiO}_2)$  变化于 60% ~80% 之间经  $w(\text{SiO}_2) - w(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$  图解和 AFM 图解，仍具钙碱性系列的变异特征。稀土元素分配型式为轻稀土轻度富集型，不同样品分配曲线近于平行，但钕异常有所差异，没有或有小的负钕异常，与同熔型花岗岩相似（张以菲，1997）。微量元素分配曲线 Ti、Sr、Nb、Th 正异常明显和 U、Rb 强烈正异常，反映了岩浆形成过程陆壳组分的多量加入。

## （二）火山岩岩石地球化学特征

岩浆作用是地球上最普遍的一种地质作用，是地球不同深度物质成分、物理化学条件反映，为不同构造环境壳、幔物质的演化过程。东昆仑是青藏高原构造和岩浆作用十分活跃的地区。近年研究表明，该地区元古宙—中生代除有大量花岗岩发育外，火山岩浆活动亦十分强烈。在东昆仑构造格局火山岩分布也显示一定的分带差异。昆北构造带则主要为高钾钙碱性—钾玄岩系列的玄武岩（少量）—安山岩—英安岩—流纹岩及粗面岩；昆中构造带为高钾钙碱性系列的角闪安山岩、闪长玢岩及细粒闪长岩组合；昆南构造带主要为

钙碱性系列的玄武岩—安山岩—流纹岩组合。近年来陆续发现的许多证据表明，该区实际上是一个经历了长期的多次构造运动的复杂造山带。青海省地质矿产局（1991）对该区的地质资料作了全面的归纳，而从地层接触关系、火山岩石学特征等证据，说明东昆仑褶皱带应是加里东运动、华力西运动、印支运动的产物。通过研究，认为区内早古生代、晚古生代—早中生代构造演化是一个连续的过程。

### 1. 火山岩空间分布及地质特征

元古宙（震旦—寒武纪）万宝沟群，主要分布于东昆仑中段，昆中断裂附近；分上下两个层位，上层为中基性火山岩；下层为灰绿色片理化蚀变玄武岩，夹少量凝灰岩、凝灰质千枚岩等。

早古生代（奥陶纪）主要分布于祁漫塔格山南麓，被柴达木中新生代拗陷和库木库里中新生代拗陷所夹持（潘裕生等，1996；新疆地质矿产局，1993；姜春发，1992）。研究区内岩石以一套灰绿色玄武岩、流纹岩为主，间夹硅质岩、千枚岩、板岩和砂岩类，奥陶纪火山岩具有两个喷发旋回。火山岩系厚度可达4800m以上。

晚古生代早期（早石炭世）有较强烈的火山喷发活动，是构成哈拉郭勒群的重要组成部分。区域上呈东西向展布，出露于昆中断裂南侧附近。岩性以玄武岩为主，晚期有安山岩、英安岩、流纹岩及火山碎屑岩覆于其上，总体上由基性向酸性演化，中间夹硅质岩、凝灰岩、碳酸岩、千枚岩、板岩和砂岩类。玄武岩普遍发育枕状构造。哈拉郭勒群是昆中断裂带裂陷接受沉积的结果，主要由火山岩、碳酸盐岩、硅质岩和碎屑岩组成，早石炭世末开始挤压隆升，构成早石炭世与晚石炭世地层间的假整合接触。哈拉郭勒群下岩组由火山岩组成，上岩组亦夹有火山岩，火山岩系厚度可达2800m以上，由下向上，火山岩厚度变小，反映喷发强度逐渐减弱。

晚古生代末—中生代，东昆仑分布着大面积中酸性火成岩。近年来随着研究工作的深入，同位素数据越来越多，依照目前所知的火成岩年龄测定结果（古风宝等，1996；袁万明等，1998；钱壮志等，1999），结合其地质特征，将本区晚古生代末—中生代火成岩划分为  $P_2-T_2$ （260 ~ 230Ma）和  $T_3-J$ （230 ~ 190Ma）两个阶段。两个阶段火成岩的特征与形成环境均存在较大差异。

$P_2-T_2$  中酸性火成岩主要分布于沙柳河至清水泉之间以及格尔木市东南一带，由中酸性火山岩和花岗岩类组成。火山岩以英安岩和流纹岩为主，属陆相火山岩组合，多与同期花岗岩体相伴生。 $T_3-J$  中酸性火成岩主要分布于东昆仑北部的兴海附近及都兰—沙柳河之间，火山岩以安山岩英安岩流纹岩组合为主，并出露大面积流纹质、粗面质熔结凝灰岩，属陆相中酸性火山岩组合。

下面按照其形成先后论证其岩石学特征及与构造演化的关系。

### 2. 岩石化学特征

#### (1) 岩石化学成分

从表1-3显示，东昆仑地区火山岩的  $SiO_2$  含量介于46.15% ~ 71.78%之间，据硅-全碱图上（图1-1），大部分样品属于亚碱性系列玄武岩。

在  $w(Na_2O + K_2O) - w(FeO) - w(MgO)$  图解上，三个地区的岩石样品显示出富铁的演化趋势（图1-2）。在  $w(MnO \times 10) - w(TiO_2) - w(P_2O_5 \times 10)$  图解等元素构造判别结

果，大多支持玄武岩的洋脊玄武岩—洋底玄武岩区的构造属性，有少量岩石具有洋岛或岛弧玄武岩的构造属性，其主要来源于富集型地幔。

表 1 - 3 东昆仑地区火山岩的化学成分表 (  $w_B/\%$  )

| 样品                |        | SiO <sub>2</sub> | TiO <sub>2</sub> | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | FeO   | MnO  | MgO  | CaO   | Na <sub>2</sub> O | K <sub>2</sub> O | P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> | 烧失量  | 总量    |
|-------------------|--------|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|-------|------|------|-------|-------------------|------------------|-------------------------------|------|-------|
| Z -               | 基性火山岩  | 49.47            | 2.00             | 14.62                          | 4.70                           | 7.2   | 0.19 | 5.7  | 8.6   | 3.8               | 1.10             | 0.18                          |      |       |
|                   |        | 48.28            | 1.97             | 14.40                          | 3.96                           | 10.34 | 0.22 | 5.2  | 9.00  | 3.3               | 1.10             | 0.23                          |      |       |
| O <sub>3</sub> ts | 玄武岩*   | 48.68            | 1.46             | 13.63                          | 1.73                           | 10.04 | 0.20 | 7.36 | 11.01 | 2.35              | 0.26             | 0.14                          |      |       |
|                   | 流纹岩*   | 71.78            | 0.34             | 13.14                          | 2.03                           | 1.58  | 0.03 | 0.65 | 0.83  | 4.12              | 3.91             | 0.07                          |      |       |
|                   | 玄武岩    | 46.65            | 1.68             | 16.19                          | 2.82                           | 10.23 | 0.19 | 8.23 | 6.39  | 3.53              | 0.93             | 0.07                          | 3.13 |       |
|                   |        | 47.31            | 0.95             | 14.2                           | 4.9                            | 10.34 | 0.22 | 5.34 | 11.27 | 2.73              | 0.13             | 0.1                           | 1.98 |       |
| C <sub>1</sub>    | 玄武岩    | 48.73            | 1.12             | 14.13                          | 2.08                           | 9.32  | 0.2  | 7.24 | 10.7  | 2.94              | 0.38             | 0.14                          | 2.42 | 99.4  |
|                   |        | 46.95            | 1.42             | 13.44                          | 2.18                           | 10.46 | 0.2  | 8.72 | 10.19 | 2.5               | 0.25             | 0.13                          | 2.95 | 99.39 |
|                   |        | 46.15            | 1.9              | 12.99                          | 3.14                           | 11.96 | 0.23 | 5.1  | 8.1   | 3.1               | 0.5              | 0.21                          | 5.3  | 98.68 |
|                   |        | 46.85            | 2                | 13.46                          | 3.95                           | 11.75 | 0.26 | 5.7  | 8.2   | 3.7               | 0.4              | 0.21                          | 2.88 | 99.36 |
|                   |        | 48.35            | 2.25             | 14.82                          | 6.11                           | 9.89  | 0.32 | 2.9  | 7.4   | 3.3               | 0.5              | 1.17                          | 2.7  | 99.71 |
| T <sub>1</sub>    | 英安岩*   | 67.59            | 0.48             | 14.86                          | 2.35                           | 2.54  | 0.05 | 0.78 | 2.44  | 4.33              | 3.25             | 0.13                          |      |       |
|                   | 英安流纹岩* | 69.89            | 0.41             | 14.12                          | 1.64                           | 2.58  | 0.09 | 0.66 | 2.07  | 3.53              | 3.31             | 0.08                          |      |       |
|                   | 安山岩*   | 59.25            | 0.94             | 15.88                          | 2.50                           | 6.04  | 0.25 | 3.25 | 1.97  | 3.82              | 3.01             | 0.36                          |      |       |
|                   |        | 60.64            | 1.01             | 15.26                          | 2.98                           | 5.69  | 0.20 | 2.41 | 1.93  | 5.53              | 0.55             | 0.35                          |      |       |

\* — 青海省区域地质志，1991； 其余据张德全，2002

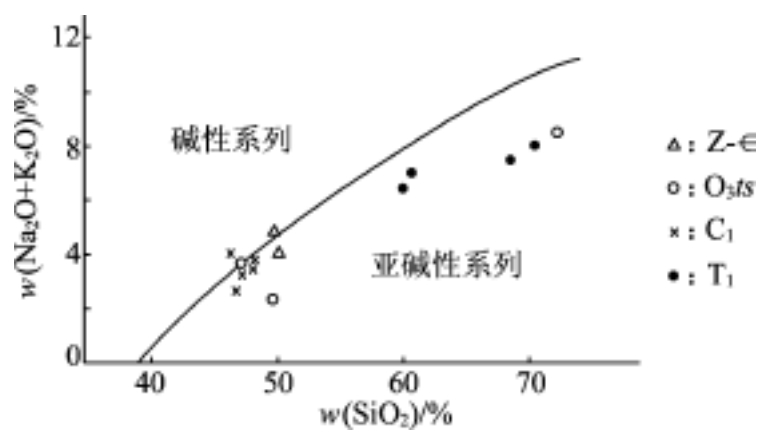


图 1 - 1 硅 - 全碱图

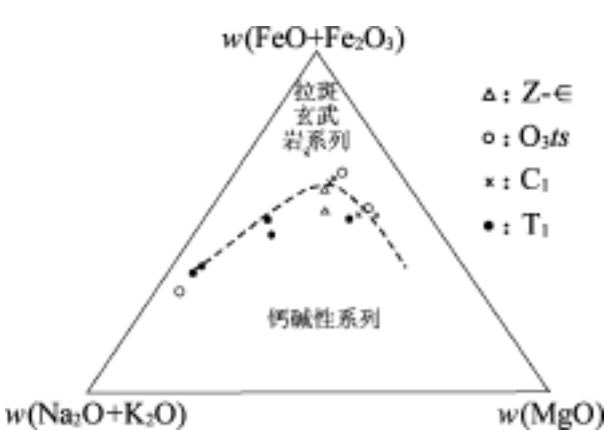


图 1 - 2 东昆仑火山岩 AFM 图解  
( 据 Irvine et al, 1971 )

(2) 不同时代环境分析

元古宙（震旦—寒武纪）：玄武岩的 SiO<sub>2</sub> 含量介于 48.28% ～49.47% 之间，由  $w( Na_2O + K_2O ) - w( FeO ) - w( MgO )$  三角图解可知，亚碱性系列分属拉斑玄武岩系列和钙碱性系列。在 AFM 图上，表现出一个良好的钙碱性变异趋势。铁镁含量高， $FeO > Fe_2O_3$  反映了一种还原条件较好的海底喷发条件，显示一种洋脊环境。有少量岩石具有洋岛或岛弧玄武岩的构造属性，其主要来源于富集型地幔。



早古生代（奥陶纪）：玄武岩的  $\text{SiO}_2$  含量介于 46.15% ~48.73% 之间，据  $w(\text{SiO}_2) - w(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$  图解（Irvine et al, 1971）鉴别，除个别样品为碱性系列外，主体样品被判为亚碱性系列；由  $w(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - w(\text{FeO}) - w(\text{MgO})$  三角图解可知，亚碱性系列分属拉斑玄武岩系列和钙碱性系列。具有低钾钙碱性系列成分特征。火山岩组合以基性玄武岩与中酸性火山岩组成的双峰式分布为特征，岩石化学性质表明其可能形成于弧后裂谷环境。

晚古生代早期（早石炭世），玄武岩的  $\text{SiO}_2$  含量介于 46.15% ~48.73%，据  $w(\text{SiO}_2) - w(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$  系列图解，主体样品被判为亚碱性系列。由  $w(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - w(\text{FeO}) - w(\text{MgO})$  三角图解可知，亚碱性系列分属拉斑玄武岩系列和钙碱性系列。哈拉郭勒群玄武岩，玄武岩含 Ti、Cr 较高，据袁万民（1998）利用 Ti—Cr 关系图（Pearce et al, 1975）投影，主要投入大洋环境玄武岩区，部分落在低钾拉斑玄武岩区。利用岩石化学成分进行构造判别，在 Maniar P D（1989）的  $w(\text{MgO}) - w(\text{FeO})$  和  $w(\text{SiO}_2) - w(\text{FeO}) / w(\text{FeO} + \text{MgO})$  图解（图 1 - 3）上，均落于造山带岩类区。产于哈拉郭勒群顶部的中酸性火山岩主要形成于岛弧环境，是板块俯冲碰撞的产物。据它们的钙碱性系列属性，其产出部位在靠近大陆一侧。

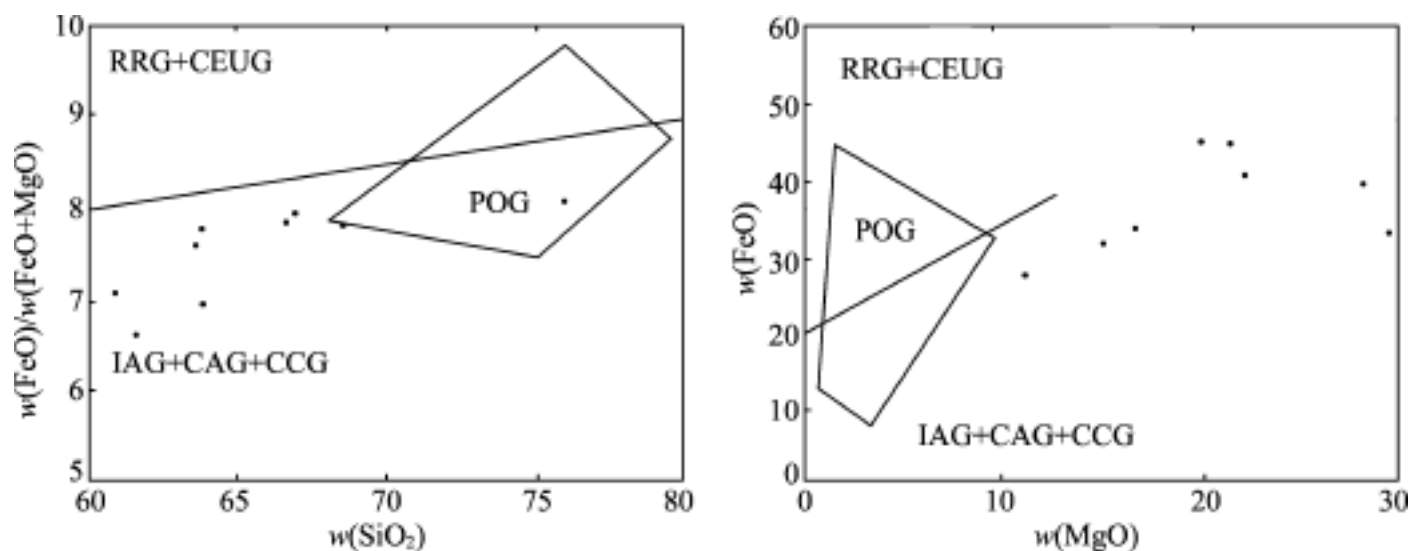


图 1 - 3 东昆仑早石炭世中酸性火山岩的  $w(\text{SiO}_2) - w(\text{FeO}) / w(\text{FeO} + \text{MgO})$  和  $w(\text{FeO}) - w(\text{MgO})$  图解

（据 Maniar and Piccoli, 1989）

CAG—大陆弧型花岗岩；CCG—大陆碰撞花岗岩；CEUG—大陆造陆上升花岗岩类；IAG - 岛弧型花岗岩类；POG—造山期后花岗岩类；RRG—与裂谷有关似花岗岩类

哈拉郭勒地区主要分布有洋脊玄武岩，火山活动呈裂隙式喷发。岛弧玄武岩分布于哈拉郭勒群火山岩组的上部，出露范围最广，岩石组合为玄武岩—安山岩—流纹岩。由  $w(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - w(\text{FeO}) - w(\text{MgO})$  图进一步判读，均属于钙碱性系列。

早石炭世是昆中断裂带演化中的特殊时期，早石炭世主体上以扩张为主，昆中洋盆开启，形成大洋中脊玄武岩和洋岛玄武岩；早石炭世末转为昆中板块向北的俯冲造山，相继形成岛弧型玄武岩、安山岩和英安岩（袁万明等，1998）。

晚古生代火山岩分布在昆南构造带的各个地层层位之中，以石炭系哈拉郭勒组中以安山质岩石为主的钙碱性火山岩系最为发育。综上所述，晚古生代火山岩主要表现为陆缘岩浆弧的特征，火山岩的形成可能与古巴颜喀拉洋向北俯冲有关。



晚古生代—早中生代：东昆仑地区的火山岩系可以划分为三类：分布在昆南构造带的晚古生代钙碱性火山岩系；昆南缝合带和昆南构造带的晚古生代末—早中生代初的火山岩系；分布在昆南构造带和昆北构造带的早中生代以高钾钙碱性岩石为主的火山岩系。火山岩的  $\text{SiO}_2$  含量介于 46.15% ~ 71.78% 之间（表 1 - 3），据硅—全碱图上，大部分样品属于亚碱性系列玄武岩，在  $w(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - w(\text{FeO}) - w(\text{MgO})$ （图 1 - 2），三个地区的岩石样品显示出富铁的演化趋势。罗照华等（1999）认为东昆仑晚古生代—早中生代构造岩浆旋回可以划分为 2 个阶段，早期（海西—印支早期）的俯冲造山阶段形成了与蛇绿岩有关的火山岩类和弧火山岩类；晚期（印支晚期）的大洋闭合和碰撞造山阶段则形成了钾玄岩系列火山岩。其中海西—印支早期的火山岩除蛇绿岩以玄武岩占绝对优势外。

据郭正府（1996）、姜春发等（1992）、青海省地质矿产局（1991）在  $w(\text{SiO}_2) - w(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$  图解上投点表明，该区火成岩属于亚碱性系列，进而采用 Miyashiro（1974）的  $w(\text{FeO}) - w(\text{FeO}/\text{MgO})$  和  $w(\text{TiO}_2) - w(\text{FeO}/\text{MgO})$  以及 AFM 图解显示该期火成岩以钙碱性系列为主，少量为拉斑系列；对于钙碱性系列的中酸性火成岩，利用  $w(\text{SiO}_2) + w(\text{K}_2\text{O})$  图解可知其以高钾钙碱性、钙碱性系列为主。构造环境判别岩石化学特征表明，该期火成岩的形成可能与大洋板块的俯冲作用有关。据 Maniar（1989）的构造环境判别图解上，其多数属于与造山作用有关的火成岩，它们主要位于消减的活动板块边缘构造环境内（IAG + GAG + CCG）。与大洋板块俯冲作用有关的岩浆作用形成的岩浆岩沿板块的俯冲方向其成分往往呈现极性分带（Gill J B, 1981、Condie K J, 1982），表明上述火成岩的形成与大洋板块的俯冲作用有关，且预示着在  $P_2 - T_2$  东昆仑花岗岩带的南边有洋，洋壳由南向北俯冲。邓晋福等（1993）认为蛇绿混杂岩俯冲型岩浆岩对的出现是大洋板块俯冲最重要的岩石学标志之一。东昆仑南侧蛇绿混杂岩（形成时代始于  $P_2$ ）（许志琴等，1996）和其北侧  $P_2 - T_2$  俯冲型岩浆岩，在时间上紧密衔接，在空间上密切共生。它们是蛇绿混杂岩俯冲型岩浆岩对，表明该区是  $P_2 - T_2$  的一条板块俯冲汇聚带。晚古生代—早中生代巴颜喀拉洋俯冲、最终闭合，形成钙碱性岩浆弧和高钾钙碱性火山岩带——八宝山组和鄂拉山组，陆—陆碰撞开始形成钾玄武岩系列岩石，反映了巴颜喀拉洋连续的俯冲过程。

早中生代晚期的火山岩系可以分为两类，一是分布在活动大陆边缘的八宝山组火山岩，另一是远离板块聚合边界的鄂拉山组火山岩。在昆北构造带，主要分布在鄂拉山一带及都兰至香日德之间。据李福东等（1993）、郭正府（1996）、青海省地质矿产局（1991）火山岩样品进行化学分析，在  $w(\text{SiO}_2) - w(\text{K}_2\text{O})$  图上投点（图略）表明，大部分图点落在高钾钙碱性系列和钾玄岩系列区，其形成与碰撞造山作用有关（邓晋福等，1996）。说明早中生代晚期火山岩系的形成过程可以分为两个不同的阶段。即源于上地幔—下地壳的中基性岩浆体系和源于中上地壳的酸性岩浆体系。

岩浆作用是地球上反映不同构造环境壳、幔物质的演化过程。东昆仑地区岩石组合，不仅分布有大量与板块俯冲—碰撞过程有关的中酸性岩浆岩岩石组合，也保留着众多洋盆演化过程中形成的洋岛型玄武岩，还广泛发育有造山晚期大陆伸展阶段形成的火山—深成岩石组合。岩石地球化学特征标示着东昆仑微陆块多旋回造山过程中地壳演化的特殊性。

## 四、区域断裂构造

由现今构造格局、构造分带差异可见，东昆仑地区在古生代以来具有东西向构造发育的明显表现，而造成此种格局的主要原因在于昆北、昆中及昆南三条区域断裂的存在。这三条区域性断裂呈近东西向到北西西向近平行展布，它们分别为三个构造分带及与南邻巴颜喀拉构造带的分界所在。三条断裂中，昆中、昆南断裂的构造意义更为突出，已引起许多研究者的关注，并有昆中缝合带（古风宝等，1996）和昆南缝合带（许志琴等，1997；李光岑等，1982；肖序常等，1986）的不同认识。

### 1. 昆北断裂

昆北断裂是分隔昆北和昆中构造带的一条区域性东西向断裂，该断裂西起祁漫塔格西南，东经格尔木、诺木洪、香日德山前地带，向东截止于瓦洪山 - 温泉断裂，长约700km。断裂大部分区段由于第四系覆盖而隐伏，其中部分地段的连线是据区域物探资料获得。

该断裂地球物理特征明显，布格重力等值线密集带或梯级带特征清晰，上延求导推测断裂延深至莫霍面（张以荪等，1997），沿断裂有连续性较好的条带状和串珠状航磁异常。大地电磁测深显示，电性层在断裂两侧发生错动。

昆北断裂在中—新生代以来的构造活动以正断性质为主。结合前述昆北、昆中带地层特征分析，该断裂在加里东期就已开始活动，控制了奥陶纪裂陷槽的发生与发展，之后又经历了多期活动，在燕山期—喜马拉雅期，制约着柴达木中新生代坳陷的形成与发展，形成诸如巴音郭勒呼都森断陷谷地等。

### 2. 昆中断裂

断裂西起青海—新疆交界的塔鹤托坂日，向东沿喀牙克登塔格北坡延伸，东经大干沟南—诺木洪小庙南—乌妥—清水泉北，直至温泉北一带，被瓦洪山 - 温泉断裂截切，地表延长约900km，断裂总体北倾，倾角 $60^{\circ} \sim 80^{\circ}$ ，表现为北盘的元古宙地层逆冲于南盘的古生代或中生代地层之上。

据地球物理资料，沿断裂带出现明显重力梯度带，南侧重力低，显示大面积宽缓负异常，北侧重力高，显示东西向线状正负相间的大梯度正异常，断裂两侧重力异常值相差较大（庞存谦等，1996）。据航磁资料，呈现为条带状、串珠状、线状强异常。大地电磁测深资料显示，在青藏公路的昆仑桥至低头山之间，存在一条巨大的电阻率梯级带，近地表南倾，深部向北陡倾，倾角 $84^{\circ}$ 左右。

沿断裂带，糜棱岩类构造岩及挤压片理发育，出现S—C组构、旋转碎斑等显微组构，多指向左行斜冲。该类动力变质岩的宽度一般为500~1000m。除动力变质岩外，沿断裂带及西侧邻近，有较多超基性岩呈无根岩块（有吉日迈、拉玛托洛湖、清水泉、乌妥、哈图等），其时代多为加里东—海西期（清水泉辉长岩Rb - Sr法510Ma），这些岩块在产状上具构造侵位表现，其岩石类型主要有辉橄岩、橄榄岩、辉长岩、辉长辉绿岩、玄武岩等，局部具蛇绿岩的成分组成显示（高延林等，1988；解玉月，1998）。在清水泉、拉玛托洛湖等地昆中断裂南侧，出现构造混杂堆积。据1:5万拉玛托洛湖区调资料（1995），该区构造混杂带长约4.5km宽约1.5km，混杂基质堆积为海西期所成，表明该



时期沿昆中断裂曾有由南向北的俯冲事件发生。

昆中断裂具有明显的多期活动表现，由前述昆南带古生代活动型建造特征分析，早期活动在加里东期就已开始，该时期的活动方式以“开”—“合”形式为主。在海西期，沿断裂有明显的B型俯冲发生，形成构造混杂堆积（哈图沟）、超基性、基性岩块的构造侵入、强片理化挤压带等。

进入印支期以来，昆中断裂的韧性、脆性复合比较明显。

### 3. 昆南断裂

断裂西起布喀达坂峰以西，东经库赛湖北、西大滩、东大滩、秀沟、阿拉克湖、布青山、托素湖，向东延至玛沁以东地区，断裂西段呈近东西向，在布青山以东向东偏转，变为北西西—北西向，断裂长度大于1000km（东昆仑地段长800km）。断面总体北倾，倾角 $46^{\circ}\sim 70^{\circ}$ ，带宽一般500~4500m，该断裂构造变形复杂，总体显示了由南向北俯冲、碰撞带的特征。

地球物理资料显示，沿断裂出现串珠状线性磁异常，虽弧形分段向南弯凸，北侧为条带状较强磁异常，南部磁异常平缓， $\Delta T$ 化极上延10km、30km、60km，磁场分界仍然清晰。正演拟合计算，在纳赤台及冬给措纳湖一带，沿断裂分别有花岗岩类、混合岩及超基性岩分布（张以蓓，1991）。大地电磁测深资料表明，西大滩一带，距地表10~30km深处，出现缓倾斜的 $15\sim 5\Omega\cdot m$ 的低阻异常，在10km处，电阻等值线梯级带北倾，向北与昆中断裂混为一体，据卢德源等（1987）通过对地震测深资料研究，认为西大滩昆南断裂已切穿地壳伸入上地幔。断面北倾，北盘莫霍面上升达8km。以上资料均显示昆南断裂具有规模大、产状北倾、延深稳定的区域深大断裂特征。

沿昆南断裂，构造十分发育，出现构造片岩、糜棱岩、碎裂岩等构造岩，在秀沟以西地段，出现宽度达4500m，由片理化砂岩、构造片岩、构造片麻岩、混合岩、糜棱岩组成的构造岩带。沿断裂及两侧，出现长40km，宽1.5~5km韧性变形带，在阿拉克湖一带，断裂北侧有宽约5km的地层发生倒转，褶皱轴面向北倾斜。

沿断裂混杂堆积和蛇绿混杂岩发育。混杂堆积中的岩块由石炭系、二叠系的灰岩、下三叠统砂板岩及花岗岩、砾岩等组成，岩块大小不等，形态各异。混杂基质为下一中三叠系灰黑色泥质粉砂岩，由此可见，该混杂堆积形成的时代应为印支期。

布青山—玛沁一带的昆南断裂南侧，阿尼玛卿山蛇绿混杂岩由上百个基性、超基性岩块组成，主要岩性组合为橄榄岩、辉长岩、玄武岩和放射虫硅质岩，其中玄武岩年龄为260Ma，并在两侧岩块中有 $P_1$ 台地组含笔石化石的生物灰岩及碎屑岩存在，显示蛇绿岩的形成时代起始于 $P_2$ 与该套蛇绿混杂岩相伴，尚有三叠纪混杂堆积存在（姜春发，1992）。据许志琴等人资料显示（1997），在阿尼玛卿，连同弧前增生楔及高应变带一起构成了俯冲杂岩系反映了古特提斯洋盆（ $P_2-T_2$ ），经洋内剪切→洋壳俯冲、增生（ $T_1\sim 2$ ）板块缝合碰撞（ $T_3$ ）的历史过程。

印支期之后，昆南断裂的多期活动亦十分明显，在西大滩、玛积雪山等地，表现为由北向南的推覆，使二叠系、海西—燕山期花岗岩推覆于三叠系巴颜喀拉群之上（崔军文等，1992）。在喜马拉雅期，沿昆南断裂的活动以左行走滑正断为主，在东、西大滩一带，形成线型凹陷盆地和沿断裂一线的左行走滑构造。



#### 4. 瓦洪山 - 温泉断裂带

瓦洪山 - 温泉断裂位于昆秦盆西侧，呈北北西向横切昆仑与秦岭，为两者的分界断裂。地表显示清晰，长约 200km；地下物探反映明显，长约 300km。断裂西侧，多为高山；东侧则为盆地，偶见丘陵或山岭。该断裂由一组北北西向断裂组成。该断裂北起乌兰东，经瓦洪山南至温泉与托素湖—玛沁北西向断裂交接，控制了鄂拉山及都兰地区印支期中酸性侵入岩活动及地层分布。

#### 5. 阿尔金断裂带

阿尔金断裂西南起于西昆仑造山带，东北止于祁连山造山带西端，全长约 1600km。该断裂为青藏高原的北部边界，是一条亚洲大陆内部巨型的北东东向左行走滑断裂，是中国西部构造划分具有重要意义的构造边界。该断裂由数条相互平行的北东向断裂组成，多倾向南东，倾角一般为  $50^{\circ} \sim 70^{\circ}$ ；平面上往北东方向散开，往南西方向收敛。阿尔金断裂为东、西昆仑的分界断裂，是东昆仑研究区的西北边界。

总之，东昆仑地区的构造分区是一些由断裂分隔的近东西向条块组成，条块间相互既有联系又有区别，元古宙它们都同属于华北地台的南缘，有共同的演化历史，在早古生代时期，它们与柴北缘、祁连山地区一起从华北地台裂解出来，共同经历拉张—闭合不断反复的演化过程，构成中央造山带的一部分，在整个中国大陆的演化中有重要的地位。晚古生代到早中生代，随着古特提斯洋的演化，巴颜喀拉 - 阿尼玛卿洋的俯冲—关闭，本区又受到强烈的岩浆岩活动，既有大规模的岩浆侵入，也有大量的火山喷发。中生代以后进入陆内演化阶段，新生代以后受印度大陆碰撞影响，随青藏高原一起抬升。

### 五、变质作用

东昆仑地区的变质作用主要为区域低温变质作用，埋深变质作用，断陷变质作用。从区内不同时代地层的变质程度和同位素年龄来看，东昆仑地区经历了三次区域变质作用，它们分别代表前兴凯期、加里东期、海西期。

东昆仑地区环绕柴达木盆地的下元古界结晶基底，以西段出露大面积的低压（高）角闪岩相，局部有麻粒岩相。东昆仑造山带东段，分布在东昆仑中断裂带的南北两侧，位于东昆仑中断裂带北侧的变质岩系发育高角度逆冲构造，变质顶峰与逆冲构造变形同期进行，在盆地关闭过程中形成逆冲构造岩片，已有的岩浆岩侵入体年代研究已表明东昆仑在早古生代中期曾发生过强烈的构造—岩浆事件（许荣华等，1990；张玉泉等，1996；Mock C et al., 1999）。

#### 1. 动力变质变形特征

昆北花岗岩浆弧带，既有深层次塑性变形的构造组合样式，又有后期地壳抬升，中浅层次的脆 - 韧性构造叠加。韧性断层主要发育于元古宇、华力西期大岩基边部及元古宇与太古宇、中新元古界与古元古界接触地带、大致有线形、弧形两种形态，线形走向以近东西向、北西西向为主，弧形韧性断裂多向南弯转。韧性带内形成流劈理密集带（图 1 - 4）、常可见平行 b 轴石香肠构造等（图 1 - 4f）（古风宝，1994）。

在华力西期大岩基中可见间隔分布的小型韧性断层，S - C 组构造略斜交，一般向南倾，往往在岩基南部发育（图 1 - 4c）。区内元古宇褶皱变形形态多样。

昆中断裂具明显的多期变形，泥盆纪片状构造砾岩中砾石被压扁、拉长、剪切、弯转（以硅质岩砾石为主，少量变质砂岩、火山岩），拉伸线理极为发育。沿剪切平面观察，发育一组与压扁砾石方向略有斜交的一组剪切片理（图 1 - 5a）。石英颗粒被旋转圆化，颗粒两侧的拖尾部位被后期碳酸盐充填（图 1 - 5d）。在绿片岩中见一组雁列状碳酸盐岩脉（图 1 - 5e）。因此，昆中断裂前印支期的形变为垂向剪切应变，而印支期的形变为垂向兼左形的剪切应变。

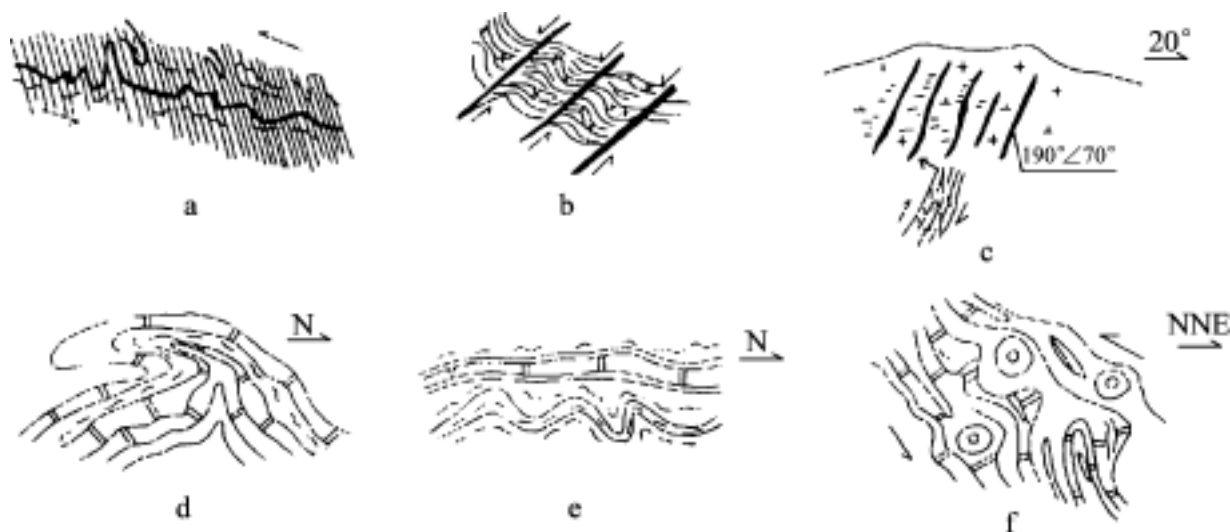


图 1 - 4 下元古界金水口群及华力西期花岗闪长岩中形变构造示意图

（据古风宝，1994）

a—查可勒图沟口 Ptjn；b—得拉托郭勒 Ptjn；c—拉陵灶火；d—得拉托郭勒背形构造；  
e—额尔滚赛埃图下游 Ptjn 片麻岩中不协调流变褶曲；f—查可勒图沟大理岩内硅质杆状构造

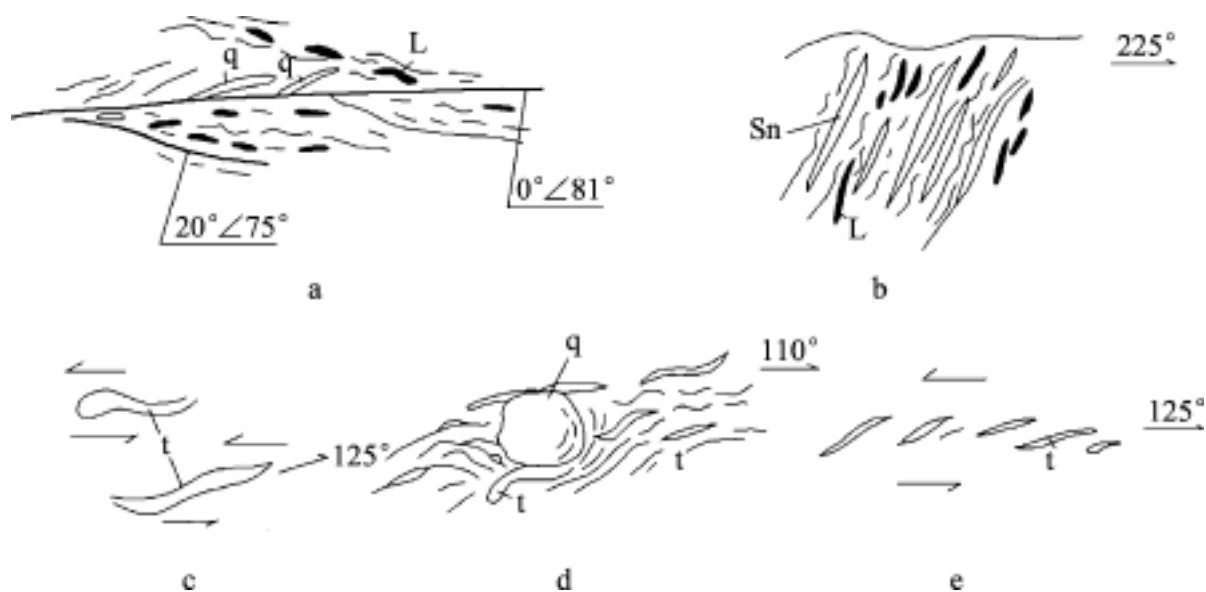


图 1 - 5 昆中双型俯冲带形变特征示意图

（据古风宝，1994）

a—片状砾岩中叠加形变；b—片状砾岩中拉伸线理（Sn）其中充填碳酸盐、拉长砾岩、拉长砾石（L）、石英脉（q）；c—片状砾岩中反 S 型碳酸盐脉（t）；d—旋转脉石英；e—绿片岩中雁列状碳酸盐岩脉

昆南构造变形：该带中生代以前不同时代地质体均被断裂围限，边界断裂为韧性或脆 - 韧性断层。在中古元古界、新元古界万宝沟群与泥盆系接触部位形成宽数十米至数百米的糜棱岩带，糜棱岩面理大部分北倾，并见明显的逆掩断层活动，发育较典型的韧性剪切而造成的 S 型组构。该糜棱岩带具多期活动，早期应为昆中滑覆主界面，后期为逆冲推覆界面。

东段弧形变形发育，大体可分为哈图、塔妥、姜路岭、赛什塘四处，弧形构造一般表现为向南弧形弯转。具有弧形断裂、元古宇基底、花岗岩类三位一体的弧形构造体。

## 2. 变质作用对成矿的影响

(1) 提供变质热液，由区域变质作用和混合岩化作用过程中形成高温流体即变质热液。火山岩、火山碎屑岩类，当其处于围压大、温度高的条件下可以引起区域性矿物成分、化学成分和结构构造的改变，释放大量的变质水。这种变质水从深部高压地带向低压区迁移或向变质程度浅的方向移动。在这样的高温流体的运动过程中，散布（或集中）于围岩中的成矿元素可以脱离原位汇集（或被汲取）到热水溶液中，形成变质含矿溶液。在变质作用下，因为温度的升高，其一，脱水作用加强，使水的活动能力和溶解矿物质的能力也大大提高；其二，水的渗透能力、过滤能力和过滤速度也大大提高由于溶液的黏滞度是随温度升高而降低。与此同时，许多金属，碱金属的卤化物、硫酸盐、碳酸盐等和许多成矿元素随着热水溶液一起发生转移，形成含矿溶液。

(2) 增强成矿元素活动性，在发生变质作用和超变质作用时，成矿元素具有很强的活动性，容易从岩石中解脱出来，通过渗滤作用、扩散作用而发生迁移。这是因为岩石遭受区域变质作用，水和其他挥发分发生活动转移，在其影响下， $\text{SiO}_2$  以及有色金属元素也会发生活化（周显强等，1996）。

变质程度对区内有色金属矿产的形成有重要意义。原始的矿源层中，成矿元素的分布是比较均匀的，不能形成工业矿床。在漫长的地质历史过程中，变质作用可以使成矿元素再分配和富集。中—基性火山岩经区域变质作用可以形成含有有色金属丰度较高的斜长角闪岩，使有色金属元素得到初步富集。变质作用对成矿最大的贡献是提供变质热液和使成矿元素活化，从矿源层中汲取成矿元素。

## 第二节 区域地球物理特征

东昆仑地区位于青藏高原东北部，由于自然和交通条件的制约，使地球物理工作程度较低。以下从区域重力、航磁特征、结合电磁测深来探讨东昆仑地球物理规律及与区域有色金属矿产的关系。

### 一、区域重力场特征

布格重力异常的变化趋势和特征与深部构造分区密切相关。总体上，在区域负异常场的背景下，以昆中断裂为界，南低北高，东西方向上，不同地带亦存在较明显的局部差异。

从图 1 - 6 可以看出，东昆仑地区为呈北西西向展布的陡变重力梯级带，宽约 30 ~ 40km，布格重力异常范围为  $(-410 \sim -480) \times 10^{-5} \text{ m/s}^2$ ，显示该梯级带为一巨大密度界面，揭示在昆中断裂带是重要构造单元边界。同时，东昆仑的东部发生较大弯曲，在兴海一带又转向南南东，其东西两侧重力场强度和异常形态明显不同，地质构造上为东昆仑东部边界。昆中断裂带以北地区相对重力高，变化也较平缓。



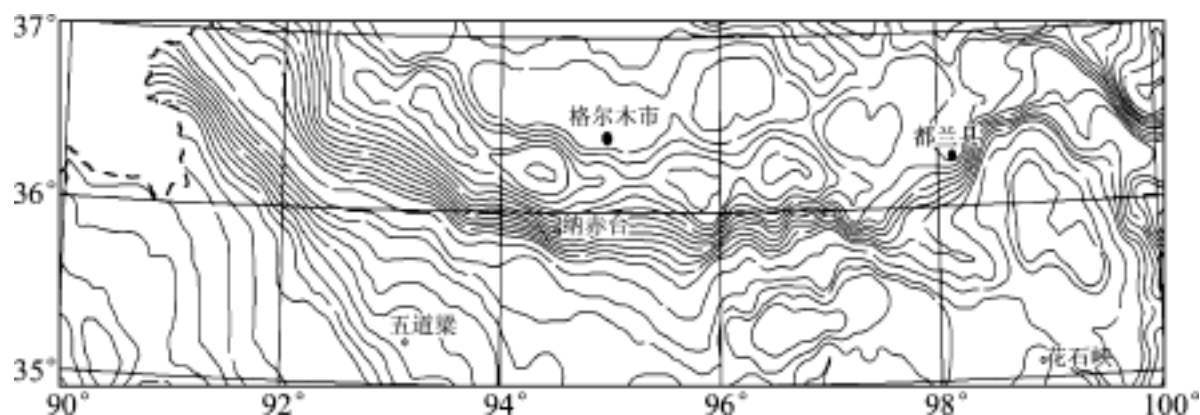


图 1 - 6 东昆仑地区布格重力异常图

## 二、区域航磁特征

### 1. 岩石磁性特征

余钦范等 (1995) 研究, 东昆仑地区岩石磁性特征为:

(1) 沉积岩和一些浅变质岩, 如大理岩、片岩、砂岩、灰岩和硅质岩等, 磁性极弱, 而下元古界深变质岩具有较强的磁性, 磁化率为  $(1000 \sim 2000) \times 10^{-6} \text{ } \pi\text{SI}$ ;

(2) 岩浆岩中, 各类中酸性岩, 包括安山岩、闪长岩、花岗岩、花岗闪长岩和中酸性火山岩及凝灰岩等, 具有中等磁性, 磁化率为  $(900 \sim 2000) \times 10^{-6} \text{ } \pi\text{SI}$ , 基性和超基性岩, 包括橄榄岩、辉长岩、玄武岩等, 磁化率为  $(1000 \sim 1500) \times 10^{-6} \text{ } \pi\text{SI}$ , 磁性强, 且变化大。

### 2. 区域磁性特征

东昆仑地区总体航磁异常强度高, 其磁异常呈近东西向展布, 异常的连续性好, 强度高, 正负异常伴生, 表明东昆仑地区由多条近东西向展布的地质块体组成, 各块体间以深大断裂为界, 这些块体分布有大量强磁性深变质或基性—超基性岩体 (图 1 - 7)。在东昆仑地区以北, 磁异常表现为大面积正异常, 且异常平缓, 揭示柴达木盆地为一均匀稳定块体, 存在强磁性深变质基底。

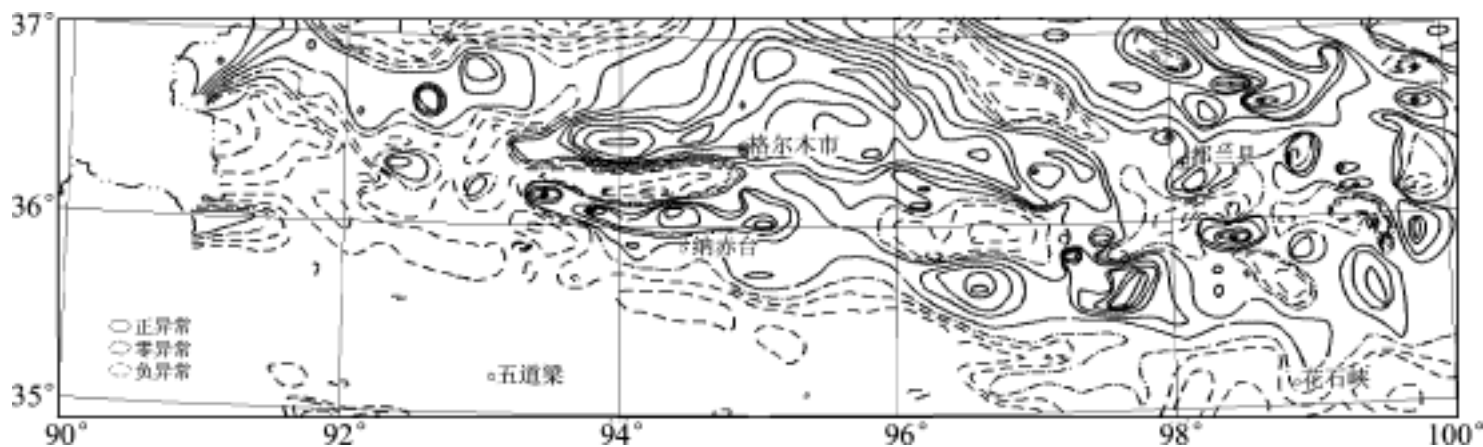


图 1 - 7 东昆仑地区航磁异常图

总之, 航磁异常显示出各地质单元间磁异常特征存在明显的差异, 反映了各地质单元的不同构造演化历史、地壳结构以及介质磁性, 揭示了东昆仑地区在构造组成上的复杂性。从航磁异常显示, 强磁异常反映深变质岩与基性和超基性岩有关, 团块状或条块负磁异常是大面积沉积岩和浅变质岩的反映, 线状异常、正负异常递变带或次级异常的波动跳

跃主要与切割较深、规模较大的断裂带有关。

区域性的带状或串珠状磁异常，往往是构造、岩浆活动带的标志。东昆仑地区东段都兰、赛什塘等地的航磁异常表现为明显的北东向和北西向异常带中，主要由印支、燕山期中—酸性岩体引起。

### 三、深部地球物理特征

青藏高原岩石圈板块具有轻壳重幔，软壳硬幔，热壳冷幔的地球物理特征。

(1) 莫霍面等深图：图 1 - 8 为东昆仑地区莫霍面等深图，整个青藏高原地壳厚度为 65 ~73km, 为相对缓变带，以昆中断裂为界，北面上地壳厚 30km, 下地壳 20 ~25km, 地壳厚度平均值 55km; 南面上、下地壳厚为 33 ~35 km, 地壳厚度平均值 66km; 地壳厚度在昆中断裂带呈现落差 10km 的斜台阶。

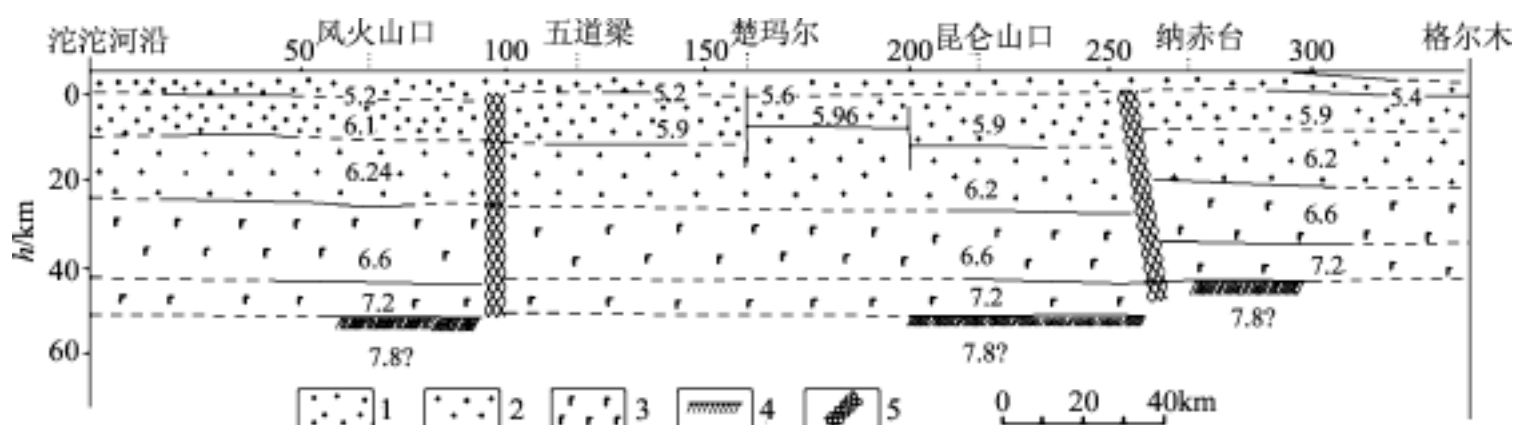


图 1 - 8 沱沱河—格尔木地震测深剖面图

(据王臣, 1991)

1—沉积层和基底; 2—花岗岩层; 3—玄武岩层; 4—地幔; 5—深大断裂

(2) 地壳深部结构特征根据沱沱河至格尔木地区人工地震测深剖面 (图 1 - 9), 地震速度结构可分为六层: 其中沉积层速度为 5.2 ~5.6km/s, 厚约为 2 ~5km。结晶基底厚约 6 ~12km, 底界深 29km。下地壳即玄武岩层可分两层结构, 上层速度为 6.6km/s, 厚约 14 ~18km; 下层速度为 7.2 km/s, 厚约 8km。莫霍面反射波组不很清晰, 速度为 7.8km/s, 深度为 55km。另据姜枚等 (1996) 地震层析研究认为: 昆仑造山带为高速体, 柴达木为低速体, 可可西里 - 巴颜喀拉为高速体 (图 1 - 9)。许志琴等 (2001) 昆仑造山带低速软流圈埋深较高, 南部大约在 100 ~150km 深处, 这一结果揭示了东昆仑地区岩石圈剪切断层的存在。岩石圈地幔的变薄, 软流圈上隆, 引起深部地幔物质对流。

### 四、地球物理特征与有色金属矿产分布

利用区域重力、航磁异常可以推断深部构造、地壳结构、隐伏岩体。有色金属矿产的形成有特殊的地质背景, 而重力、航磁异常特征是宏观控矿因素的反映。东昆仑造山带分布大面积的火山岩, 使航磁磁场剧烈变动; 岩层密度分布不均匀, 重力异常为梯度带; 其深部对应着地壳厚度陡变带和上地幔隆起。对东昆仑地区有色金属分布控制作用为:



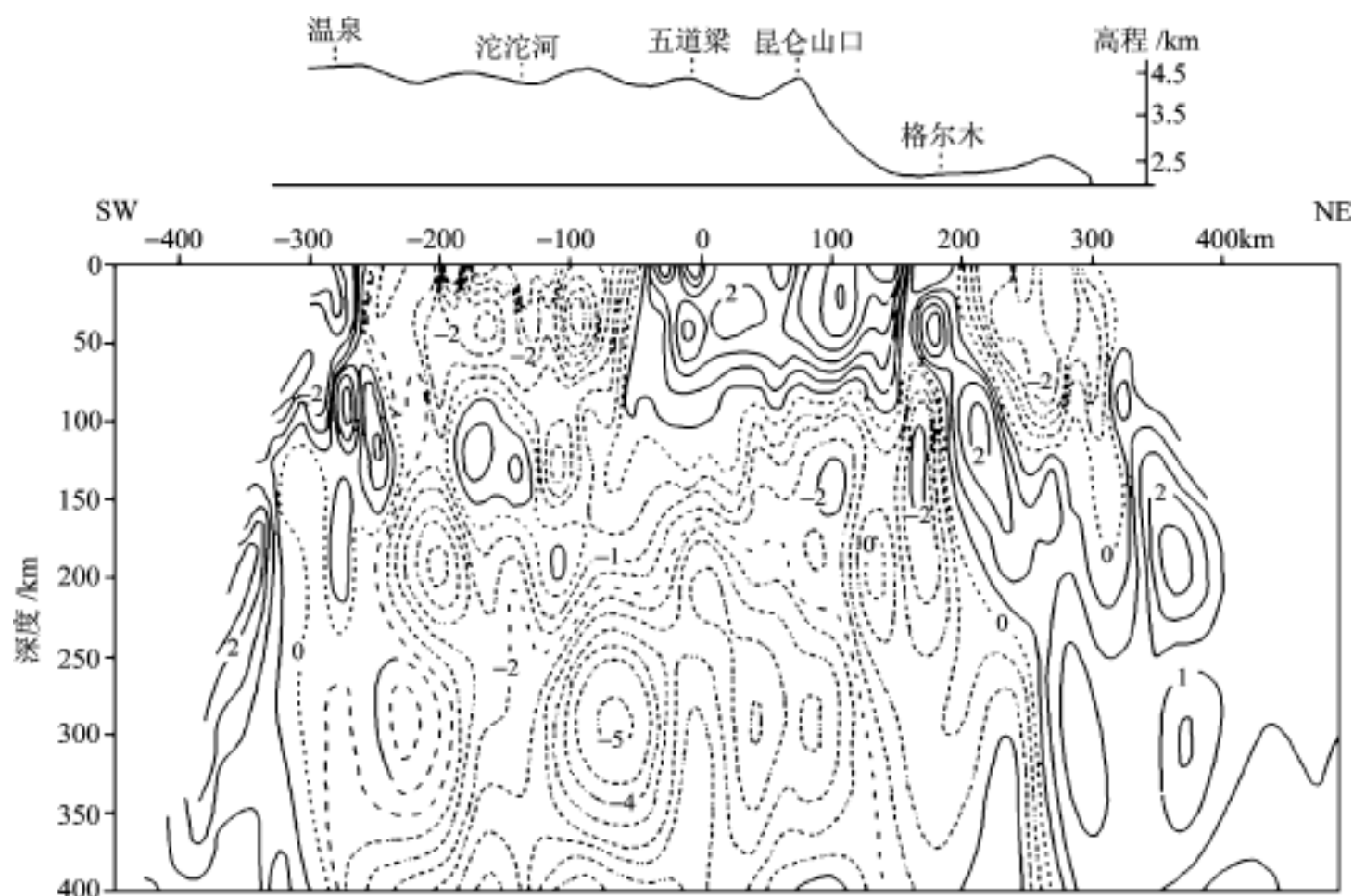


图 1 - 9 天然地震层析结果剖面图

(据姜枚等, 1996)

(1) 东昆仑地区区域重力、航磁异常展布西部呈北西向、中部呈东西向、东部呈北东向，西部航磁异常呈大面积负异常，正航磁异常以规模小、梯度大、向下延伸小的特征，并呈北西向。重力异常主要反映为东西向和北西向重力梯级带，有色金属矿产与北西向重力、航磁异常关系密切。中部以昆中断裂为界，其南北两侧重力、航磁异常特征截然不同，在断裂带附近形成明显的重力、航磁异常梯级带。东部从都兰至赛什塘的成矿密集区内，航磁异常显示为清晰的北东向串珠状异常带，穿插在东西向和北西向异常带，重力异常主要反映为南东向梯级带，其位置与航磁串珠状异常带重合，沿重力异常梯级带及航磁异常周围形成具有工业价值的有色金属矿产，异常的交会部位有利于矿体的产出。

(2) 东昆仑成矿带为构造活动带，据李立（1996）研究，东昆仑处于岩石圈减薄区，与强震中的分布带有较好的对应关系，也是矿产的有利产出部位。

(3) 据姜枚等（1996）研究认为东昆仑在 130 ~180km 平面为低速软流圈埋深，裴荣富（1991）对青藏高原地震层析研究，矿产沿低速带、低速带和高速带之间产出，地震波垂向低速带内一般表现为上地幔隆起，具有较高的热流值，如果地壳是拉张环境，断裂发育，地壳可渗透性高。地幔流体可快速上涌，和下中地壳岩石来不及充分反应，即可到达上地壳浅处，逐渐形成与岩浆无关的热液成矿作用。山脉下的软流圈物质向上运动，迫使岩石圈地幔减薄，地幔物质上侵，使下地壳增厚，熔融、速度减低，深部岩浆沿深大断裂涌上地表，与此同时，也将地壳中的花岗岩浆一起带到地表形成基性、超基性岩带和广泛的花岗岩带。

地幔热流携带的能量促进了矿化作用，同时地幔隆起带的壳幔相互作用也提供充足的成矿物质。





## 第三节 东昆仑地球动力学演化

20 世纪 70 年代以来, 板块构造理论的出现和兴起曾是地学界的一次重大革命, 地球科学主要是通过板块构造的研究得到不断的发展和深入。板块构造理论虽然能够解释显生宙某些金属矿产的分布规律, 但是难以应用到太古宙和元古宙; 近年来, 由 Gurnis 和 Murphy 等人提出超大陆旋回, 大量资料表明, 特定金属矿床的成矿期与超大陆离合期一致。由于该理论是在板块构造理论的基础上建立起来的, 其只能对大陆边界金属矿产时空分布规律作出宏观解释; 随着全球动力学和大陆动力学研究的全面展开和向纵深发展, 探讨巨型矿集区的成矿地球动力学背景, 正日益受到人们的关注 (刘建明等, 2001)。

地球是一个由相互作用的各圈层组成的完整的动力学系统。大陆动力学研究的核心问题是大陆岩石圈物质增长、消减和保存的演化过程 (李晓波, 1995)。在我国青藏高原隆升机制深部层圈的相互作用及其对周边的效应成为研究重点。

由于东昆仑地质构造复杂, 演化时间跨度大, 以及地域所造成的研究资料不足等原因, 目前的研究仍处于起步阶段, 在许多方面还存在认识差异, 诸如对加里东—印支期东昆仑造山过程、构造部位属性、俯冲带存在与否及俯冲带位置等, 尚有不同认识。近年来有关东昆仑区域构造演化的研究, 已引起了国内外许多地质学家的重视, 并获得了不少研究进展, 其中姜春发等 (1992), 李廷栋等 (1995), 殷鸿福等 (1999), 潘裕生 (1998), 许志琴等 (1997) 和高延林 (1988) 等人研究较为突出, 具有一定的代表性。姜春发等 (1992) 提出昆仑三旋回开合构造演化模式, 即加里东开合旋回、华力西开合旋回和印支开合旋回; 李廷栋等 (1995) 提出了地体增生模式, 即昆仑区域地球动力学演化过程也就是众多地体的裂解、分离、漂移、俯冲、增生、拼合、碰撞及固结的过程; 殷鸿福等 (1999) 认为, 东昆仑造山带演化经历了裂解、多岛洋形成、俯冲、软碰撞及多旋回造山的复杂过程。

孙丰月等 (2003) 提出了东昆仑造山带的边缘造山演化模式。该模式认为东昆仑造山带的地球动力学演化可分为四个阶段。以下进行重点论述。

### 一、东昆仑成矿带构造分区地质背景

根据研究区的地质特征, 以昆北、昆中、昆南三条断裂为界, 划分为东昆北加里东弧后裂陷带、东昆中基底隆起和花岗岩带及东昆南复合拼贴带 (大洋玄武岩高原、陆块拼贴带)。

#### 1. 昆北加里东弧后断陷带

出露的地层有新太元界—古元古界以活动型远源细碎屑沉积为主的中—高级变质岩系, 伴随有一定的火山活动, 形成了与火山活动有关的含铁硅质岩建造和硫化物沉积; 狼牙山组岩性为海相浅变质镁质碳酸盐岩、白云岩、灰岩、结晶灰岩夹粉砂岩、砂岩, 富含叠层石、微古植物化石, 二者共同构成本区结晶基底。古生代在前寒武纪结晶基底基础上发生强烈的弧后拉伸裂解作用, 形成一弧后裂陷槽, 沉积了厚逾 5000m 的滩间山群, 为

安山岩、绿片岩、凝灰岩夹千枚岩和大理岩，代表了裂陷槽海底火山喷发沉积环境。该套地层主要分布于昆北西段，总体上三分，其下部为碎屑岩，中部为火山岩，上部为碳酸盐岩，其火山岩建造具陆内裂陷槽的双峰式成分特点，表明当时陆块裂陷是有限的，而没有达到大洋程度，昆北带明显缺失下泥盆统和志留系，表明祁漫塔格裂陷槽经历短暂的拉张后，迅速闭合，导致海底喷流沉积作用相对较弱。昆北裂陷槽的闭合即昆南洋壳俯冲作用已经停止。是该区钴、铅、锌、铜、金、银、铁矿的重要赋存层位；泥盆系—二叠系为海相、海陆交互相沉积，岩性以碎屑岩、碳酸盐岩为主夹火山岩、火山碎屑岩；下石炭统大干沟组下部为杂色砾岩、砂岩及粉砂岩，上部为灰色泥晶、粉晶及亮晶生物碎屑灰岩，含丰富的珊瑚、腕足类化石，上石炭统缙敖苏组为一套浅海—滨海相的碳酸盐岩，富含孔虫、腕足类及珊瑚化石，是铜、铅、锌等矿产出的主要层位；区内广泛出露晚三叠世陆相中酸性火山碎屑岩，下部为灰绿色中基性火山岩、酸性火山岩夹碎屑岩。本区的地层成矿条件良好，部分作为矿源层、部分作为成矿围岩建造均有很好的成矿基础。

区内经历了加里东期裂解—闭合并受到印支期陆缘碰撞—造山演化的影响。构造发育，区域性断裂呈北西向，以逆冲断裂为主，次为北东及北北东向。以北西向为主的断裂配合次级北西、北北西、北东东向断裂形成网状断裂系统，不同级次断裂构造组成的网状系统为成矿流体的运移、各类矿床的形成提供了良好的迁移通道和赋存空间，构造成矿部位十分有利，该区地壳运动型式复杂多变，深部与浅部的物质和能量交换频繁，因而成矿作用也非常显著，在漫长的地质演化历史中，不同的大地构造演化时期、构造事件、岩浆热液活动为该区的成矿奠定了良好的成矿基础，多种型式的构造格局的演变，不同环境下有不同的成矿动力学，造成了不同类型的成矿作用，导致多种成矿类型的叠加，从而形成多种类型的矿床。

## 2. 昆中基底隆起和花岗岩带

位于昆北和昆中断裂之间，基底变质岩和各期花岗岩大面积出露。汇聚阶段已到后期。这一时期的主要事件是大范围的花岗岩的形成及角闪岩相区域动热变质。汇聚阶段花岗岩岩石化学的特点是低碱、低钠和铝过饱和，反映了一种由非岩浆型被动陆缘的碎屑岩建造重熔而来的岩浆特点。

依据柴达木板块内部的岩石建造，恢复的古构造演化为：震旦纪时，其处于伸展拉伸环境；寒武纪—早、中奥陶世，发育厚层灰色灰岩、灰绿色砂岩和灰黑色泥页岩，为稳定台地—陆棚相，该时期柴达木及邻区岩石圈进一步伸展，在震旦纪克拉通边缘和内部裂陷槽的基础上，地幔物质侵位形成洋壳，发展成被动大陆边缘盆地—大洋盆地；晚奥陶世—早、中泥盆世，柴达木周缘早期的扩张洋盆相继转化为沟弧盆体系，洋壳俯冲消减，洋盆分别于加里东晚期、海西早期的不同阶段闭合消亡，总体由拉张序列盆地转化为挤压序列盆地，至石炭纪时稳定下来，形成统一的柴达木板块。在柴达木板块南部边缘仍存在大洋盆地——南昆仑洋，南昆仑洋的发育和闭合过程在很大程度上控制了晚古生代—早中生代柴达木盆地的构造，也控制了本成矿带的地球动力学演化。

本区的沙柳河至清水泉一带广泛地分布着高钾钙碱性、钙碱性系列的火成岩，由中酸性火山岩和花岗岩类组成。火山岩以英安岩和流纹岩为主，属陆相火山岩组合，多与同期花岗岩体相伴生；花岗岩类岩体分布广、规模大，多呈线状复式岩基产出，岩体成分范围较宽，主要由英云闪长岩、花岗闪长岩、二长花岗岩和石英闪长岩组成。岩体内含有许多





大小不一、形态各异的暗色闪长质微晶包体。火成岩总体上呈近 EW 向带状展布，形成时代  $P_2-T_2$ ，为东昆仑中带的重要组成部分，其物质来源为壳幔混源型（郭正府等，1998），与南昆仑洋的闭合过程有关，为沿昆南断裂带由南向北的洋壳俯冲和海山拼贴作用下形成。

### 3. 复合拼合带

昆中和昆南断裂之间，为一复杂的大洋玄武岩高原和陆块拼贴带。其以新元古界万宝沟群为褶皱基底，也就是姜春发等（1992）所称的硬基底（刚性基底）和软基底（柔性基底），该区带出露地层主要有中、新元古界万宝沟群火山岩及沉积岩，下古生界纳赤台群陆源碎屑岩、火山岩及碳酸盐岩，中生界主要为三叠系具浊流沉积特征的泥砂质沉积岩，侏罗系零星出露，为河、湖相沉积岩系夹煤层。区内岩浆活动相对较少且不均衡，仅在洪水川河以北地区和昆南断裂以南发现有海西—印支期中酸性侵入岩的岩株。区内构造比较复杂，断裂密集、褶皱紧闭，断裂构造以东西向为主，北东和南北向次之。

昆南断裂以南为巴颜喀拉印支期褶皱带。长期以来经历了复杂的地质演化过程，从新元古代开始发育多洋岛的大洋环境，直到早古生代晚期洋壳才发生自南向北的俯冲造山作用，且沿昆中断裂直接拼贴到柴达木地块之上，在闭合造山后，又经历了印支、燕山两期主要的造山活动。

新陆壳阶段汇聚作用结束的原因，一方面是相对聚合的板块已靠拢，洋壳消减殆尽，大陆间或岛弧大陆间、岛弧间发生碰撞，起到刹车作用；另一方面，汇聚阶段花岗岩类的冷却，使上地壳变硬，地壳缩短困难，运动转为大面积隆起。新陆壳在活化期过后进入稳定期，稳定期后的基本态势是保持大陆板内状态，主要事件是盆岭分化，沉积磨拉石。进入中生代后，由于南北向挤压及深部壳—幔作用的影响，板内壳下仍有一些热点生成，构造活化。

## 二、东昆仑构造带动力学演化

### （一）前加里东期构造演化

#### 1. 柴达木地块南缘构造活动

在加里东运动之前，柴达木地块南缘现今昆北、昆中带的位置尚未南北分化成现今的构造格局，两者同属柴达木地块南缘。其经历前寒武纪地台的形成、元古宙古陆的裂解、聚合。

（1）准地台形成期：目前多数学者认为昆中断裂以北地区前寒武系存在地台型二元结构特征，古元古界金水口群中深变质岩系为基底岩层，其上的冰沟群具浅变质沉积建造具盖层性质，基底固结时间 1400 Ma 左右。其发育时限与王鸿祯等（1996）划分的中国地壳发展阶段的地台形成大阶段（吕梁期—青白口纪）一致。

（2）元古宙东昆仑东段古陆的裂解、聚合：东昆仑东段昆中断裂以南的昆南构造带中苦海一带出露有中、高级变质岩系，1961 年北京地质学院昆仑山区测队将其命名为“苦海”群，青海省地质矿产局（1999）在《青海省岩石地层》中认为该套地层其宏观



岩性特征及组合方式与金水口群基本一致，为金水口群的同物异名单位。该套杂岩时代应为古元古代，天津地质矿产开发研究所（1992）所测 Sm - Nd 年龄为  $(1927 \pm 34)$  Ma。

金巍等最近从昆中断裂两侧的古元古界苦海杂岩系和金水口群中识别出若干花岗片麻岩体，经单颗粒锆石 U - Pb 法测定，获得 4 组年龄数据，其中上交点年龄为 878 ~ 864 Ma，平均 873.75 Ma，下交点年龄为 421 ~ 514 Ma，锆石年龄点主要分布在上交点附近，下交点可能反映的是后期构造热事件的大致时代。

苦海杂岩以北昆中断裂中的清水泉存在元古宙蛇绿岩，蛇绿岩年龄为 1027 ~ 1331 Ma（朱云海等，1999）。朱云海等（1999）认为元古宙时期清水泉附近开裂，形成规模不大的小洋盆，至新元古代该小洋盆关闭。根据蛇绿岩的年龄，该洋盆的开裂时代应在中元古代，柴达木地块南缘裂解出苦海古陆，在小洋盆闭合过程中，形成了新元古代花岗岩。柴达木南缘此次开裂活动对东昆仑地区产生了局部的影响，主要表现在东昆仑的东段。

对于东昆中蛇绿岩，边千韬（1999）得出了 480.41 ~ 495.32 Ma 的全岩 Rb - Sr 等时线年龄，高延林等（1988）也认为昆中蛇绿岩为加里东期产物。因此，苦海古陆在新元古代与柴达木地块拼贴后，在加里东期又发生一次裂解作用。

## 2. 中新元古代万宝沟大洋玄武岩高原的形成

万宝沟群分布局限于昆中断裂以南、昆南断裂以北的东昆南复合拼贴带中，而且更贴近昆中断裂分布，是东昆南带最老的岩系，为一套浅变质的火山岩、碳酸盐岩及碎屑岩建造。万宝沟玄武岩的年龄数据显示万宝沟群经历了从中元古代末形成到新元古代震旦纪这一漫长的历史。

姜春发等（1992）对万宝沟玄武岩做了较多的分析测试工作，并通过常量、微量及稀土元素分析，认为这套岩石来源于深部，生成于板内环境的拉斑玄武岩，化学成分略偏碱性，并具有洋岛玄武岩的一些特征。

结合前人的资料，我们认为万宝沟玄武岩显示了大洋板块内部的大洋玄武岩高原的特点，与中元古代末期的地幔柱构造活动有关，因大洋板内玄武岩活动受地幔柱控制，该地幔柱活动区在远离柴达木地块的大洋中。玄武岩高原台地并未露出水面，形成后没有强烈的构造、岩浆活动，形成相对稳定的沉积环境，水下玄武岩台地接受了后期的碳酸盐岩和碎屑岩沉积。该大洋玄武岩高原对于东昆仑地区的地质构造演化具有重要的控制和影响作用。

从目前的研究看，大洋玄武岩高原区的地壳明显不同于典型洋壳，厚度可达 25 ~ 35 km，这种地壳会直接影响着大洋板块俯冲作用的进行。如前所述，万宝沟玄武岩高原形成于中元古代晚期，正好在 Rodinia 超大陆形成之后（1100 Ma  $\pm$ ），裂解之前（800 ~ 600 Ma）。时代接近由地幔柱活动形成的大陆玄武岩省，如北美形成于 1100 Ma 的 Keweenawen 玄武岩省，该省面积为  $100 \times 10^3 \text{ km}^2$ 。因此，从全球背景上看，超大陆形成后，裂解之前往往有强的地幔柱活动，成为超大陆裂解的重要诱发因素。万宝沟大洋玄武岩高原的形成正好处于 Rodinia 超大陆形成（1100 Ma）后和发生裂解（800 ~ 600 Ma）之前的地幔柱活动期，位于前原特提斯洋中（图 1 - 10），该玄武岩高原当时处在远离柴达木地块的大洋中。此时，柴达木地块南缘为被动大陆边缘性质，故同期形成的冰沟群为相对稳定环境沉积的产物。

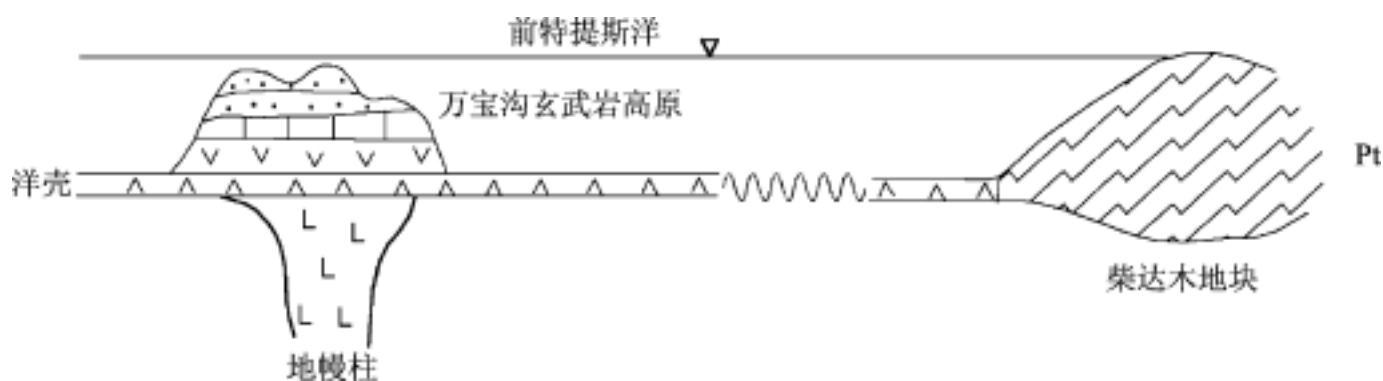


图 1-10 中元古代前原特提斯洋中万宝沟大洋玄武岩高原形成理想示意图

( 据孙丰月, 2003)

## (二) 加里东期东昆仑构造演化

加里东期柴达木盆地南缘大洋进入原特提斯洋阶段，整个构造演化进入重要的转折期，此时柴达木南缘已经演化成活动陆缘，并形成了相应的构造和岩浆活动。

### 1. 柴达木地块南缘沟—弧—盆体系

随着新元古代末期 Rodinia 超大陆的裂解 (800 ~600Ma), 该区演化也进入非常活跃的时期, 随着原特提斯洋的进一步扩张、演化, 在早古生代后期原特提斯洋洋壳开始由南向北沿现今的昆中断裂附近向柴达木地块俯冲。至此, 柴达木地块南缘由被动陆缘转换成活动陆缘, 此时该地块南缘开始从统一的构造带, 发生南北分化, 形成昆北、昆中的构造格局。随俯冲作用的进行, 在柴达木地块的南部边缘, 即现昆中断裂的位置, 形成海沟。现昆中断裂和昆北断裂之间的昆中一带演化成活动陆缘弧, 而昆北一带形成弧后裂陷。沿此时的昆中活动陆缘弧可能形成了一系列火山活动, 但因后期抬升剥蚀, 而难以保存, 区内加里东早期与洋壳俯冲有关的花岗岩为此时产物。

现今的昆北一带，随俯冲过程中地幔上涌，在 O—S 期间形成弧后拉张环境，在前寒武纪变质结晶基底之上，形成弧后裂陷槽，接受了滩间山群的火山和碎屑沉积，该裂陷槽从西部的祁漫塔格一带一直向东延伸到东部的察汗乌苏（都兰）一带。滩间山群在祁漫塔格一带主要由基性火山岩、酸性火山岩、碳酸盐岩、碳质板岩和硅质岩组成，其中的硅质岩经我们研究属于热水喷流沉积的产物，与肯德可克钴铍金矿关系密切。滩间山群具有双峰式火山活动，反映了弧后拉张裂陷盆地（裂谷）的特点，这也佐证了该区当时确属弧后裂陷环境。柴达木南缘早古生代弧—沟—盆体系见图 1 - 11。

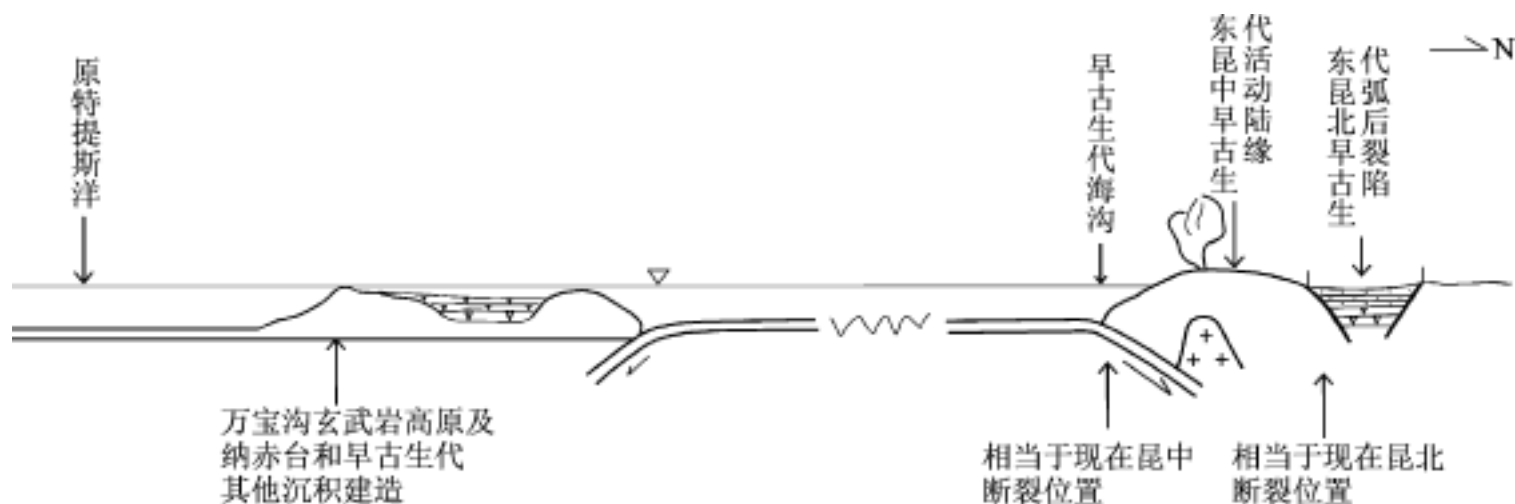


图 1-11 早古生代万宝沟大洋玄武岩高原的弧沟体系

(据孙丰月, 2003)

据 Sunenou, N. et al. (1983); Liegeois, J. P. et al. (1998) 研究表明双峰式火山岩和 A 型花岗岩类及其有关的碱性杂岩是软流圈上升、岩石圈减薄、大陆地壳开始拉张裂隙的最直接证据。

昆北带明显缺失下泥盆统和志留系, 表明祁漫塔格裂陷槽经历短暂的拉张后, 迅速闭合, 导致海底喷流沉积作用相对较弱。

早古生代晚期, 由基底陆壳拉张减薄后发展起来的夭折裂谷, 随后封闭造山。地壳演化趋势是地壳减薄, 渗透性增加, 上地幔物质愈来愈多参与壳幔相互作用, 地壳成熟度降低。

本区大地构造位置属东昆仑造山带的次级构造单元, 昆北早古生代弧后裂陷槽。从地质背景看, 又处于古老的柴达木地块西南边缘裂陷部位, 构成三盆两岭的构造格局, 独特的盆—岭构造格局为成矿提供了良好的空间环境, 同时也为矿体的成矿后保存提供了良好的条件。古老地块边缘是壳幔作用最活跃、能量交换频繁, 成矿流体广泛交换、频繁活动、成矿物质活化、迁移和富集的场所, 祁漫塔格是东昆仑地区成矿作用最明显的地区之一。

## 2. 万宝沟玄武岩高原沟—弧体系

昆中断裂以南的昆南带中, 在万宝沟群之上还发育下古生界的纳赤台群, 形成时代与滩间山群基本一致, 下部为砂、板岩互层夹结晶灰岩、大理岩, 中部以基性、中基性火山熔岩、火山碎屑岩为主, 上部以千枚岩为主。纳赤台群中的火山岩在 AFM 图解上主要为拉斑玄武岩。在  $w(\text{TiO}_2) - w(\text{MnO}) - w(\text{P}_2\text{O}_5)$  图解中玄武岩分布在洋脊玄武岩和岛弧拉斑玄武岩区, 其次为洋岛型玄武岩。结合其他资料, 我们认为纳赤台群火山岩可能形成于万宝沟玄武岩高原的弧—盆体系中, 从而在有关图解上即显示了洋脊玄武岩的特点, 又显示了岛弧拉斑玄武岩和洋岛玄武岩的特点 (图 1 - 11)。

Condie, K. J. (2001) 在研究了世界范围内重要的大洋高原基础上指出, 某些甚至可以说绝大多数大洋高原在其边部形成弧沟体系, 如 Ontong - Java 高原南缘的 Solomon 岩浆弧。结合前面的分析和国际上新的研究进展, 孙丰月等 (2003) 推测, 万宝沟大洋高原在形成以后和与柴达木地块拼贴之前的早古生代期间, 存在不同于柴达木地块南缘的沟—弧体系, 并在该玄武岩高原的岩浆弧上形成了纳赤台群火山岩、碎屑岩和碳酸盐岩建造。

在早中志留世, 在万宝沟大洋高原的拉伸区, 形成了一套热水沉积建造——硅质钠长质岩, 控制了驼路沟大型钴矿床的产出。

关于万宝沟大洋玄武岩高原弧—沟体系中洋壳的俯冲方向, 目前初步定为由北向南俯冲, 这主要基于两点考虑, 其一, 万宝沟大洋高原从俯冲作用开始到加里东末期拼贴到柴达木地块之上, 在短短的 30 ~40Ma 的时间内完成, 可能与万宝沟大洋玄武岩高原与柴达木地块之间的洋壳向两侧俯冲有关; 第二, 加里东末期, 万宝沟大洋玄武岩高原拼贴到柴达木地块之后, 新的俯冲带并未在该高原的南侧直接俯冲, 而是向南迁移到昆南断裂带的位置俯冲, 这说明在拼贴增生前, 万宝沟大洋玄武岩高原的南侧并不存在俯冲作用, 故推测其弧—沟体系应在该高原的北缘。

总之, 在加里东期, 柴达木地块和万宝沟大洋玄武岩高原之间的洋壳同时向北和向南两个方向俯冲消减 (图 1 - 11), 大大加速了该玄武岩高原向柴达木地块的拼贴速度, 到



志留纪时期万宝沟大洋高原已经离柴达木地块距离较近了。

### 3. 东昆南复合拼贴带的形成

在昆中断裂以南，以北均发育有加里东晚期的花岗质岩石，该期花岗岩在 Batchelor R A (1985) R1 - R2 图解中多表现为同碰撞型花岗岩。说明万宝沟大洋高原在晚加里东期拼贴、增生到柴达木地块之上。另外，万宝沟群与其上的纳赤台群，一起发生褶皱，两者的第一期片理一致（姜春发等，1992），这也说明了万宝沟大洋高原与柴达木地块的拼贴发生在纳赤台群形成以后。

随着洋壳进一步的俯冲，在加里东末期，万宝沟大洋高原沿昆中断裂的位置拼贴到柴达木地块之上。如前所述，大洋玄武岩的地壳厚度要明显大于典型洋壳厚度，当玄武岩高原接近海沟时，由于玄武岩高原的浮力，使俯冲作用很难进行，除开始期部分玄武岩高原随洋壳俯冲到柴达木地块之下而使万宝沟群的玄武岩减薄外，该高原的主要部分拼贴增生于柴达木地块之上，甚至发生仰冲作用，此时沿昆中一带的俯冲作用停止，洋壳俯冲带向南迁移。

万宝沟大洋高原拼贴、增生的结果有：

(1) 东昆南复合拼贴带形成。之所以称其为复合拼贴带，是因为：第一，万宝沟大洋高原本身具有独立的沟—弧体系；第二，除万宝沟玄武岩高原外，还有早古生代地层一起拼贴到柴达木地块之上；第三，在东昆仑东段万宝沟大洋高原拼贴之后，苦海古陆也随之又一次拼贴到柴达木地块之上；第四，加里东晚期花岗岩在东昆仑南复合拼贴带也较发育，如万宝沟岩体、磨石沟岩体等。

(2) 东昆仑早古生代弧后裂陷槽闭合。由于万宝沟玄武岩高原向柴达木地块拼贴、增生，在南北向挤压作用下，东昆北早古生代弧后裂陷槽闭合，成为一夭折裂陷槽，从开始裂陷到闭合，仅经历了很短暂的演化历史，从晚奥陶世开始，到志留纪末结束，实际上该裂陷槽在短暂的演化历史上，并未演化出洋壳，因此从某种意义上讲，相当于一裂谷体系，而称其为洋盆是不合适的。

(3) 万宝沟群成为大洋玄武岩高原的残留。在拼贴之后，万宝沟大洋高原变得残缺不全，仅沿昆中断裂附近形成一系列残留碎片。

(4) 洋壳俯冲带南移。当洋壳俯冲在昆中一带随万宝沟大洋高原拼贴而停止后，洋壳俯冲带南移至昆南断裂带附近，从而揭开了海西—印支的演化序幕。

需要指出的是，万宝沟大洋高原的拼贴，因其本身沟—弧体系的存在，这种拼贴具软碰撞的特点，在拼贴过程中虽然使东昆仑早古生代弧后裂陷槽封闭，并形成了部分加里东晚期的同碰撞花岗岩，但这种软碰撞的强度要明显比两个大陆的碰撞要弱得多，并没有引起大规模的隆升，也缺乏与碰撞后隆升有关的岩浆活动，这种特点与青藏高原主体存在显著差异。

此外，东昆仑东段新元古代与柴达木地块拼贴后，又裂解开的苦海古陆，可能在万宝沟大洋高原拼贴增生到柴达木地块后，也随之再次拼贴到柴达木地块之上，因该古陆质量很小，其拼贴增生并未引起大规模的构造作用和岩浆活动，这次拼贴与万宝沟玄武岩高原拼贴时间差别不大，苦海古陆的分布主要集中在东昆仑东段。加里东期运动以后，东昆仑地区南北三分的构造格局已经形成。

### (三) 海西—印支期构造岩浆活动

该期进入古特提斯海演化阶段，海西期与印支期之间没有明显的间断，海西与早印支期处于连续的演化过程（图 1 - 12）。该期是区内最主要的地质发展时期之一，它奠定了区内晚古生代以来的基本构造格架，也是贵金属、有色金属形成的重要时期。

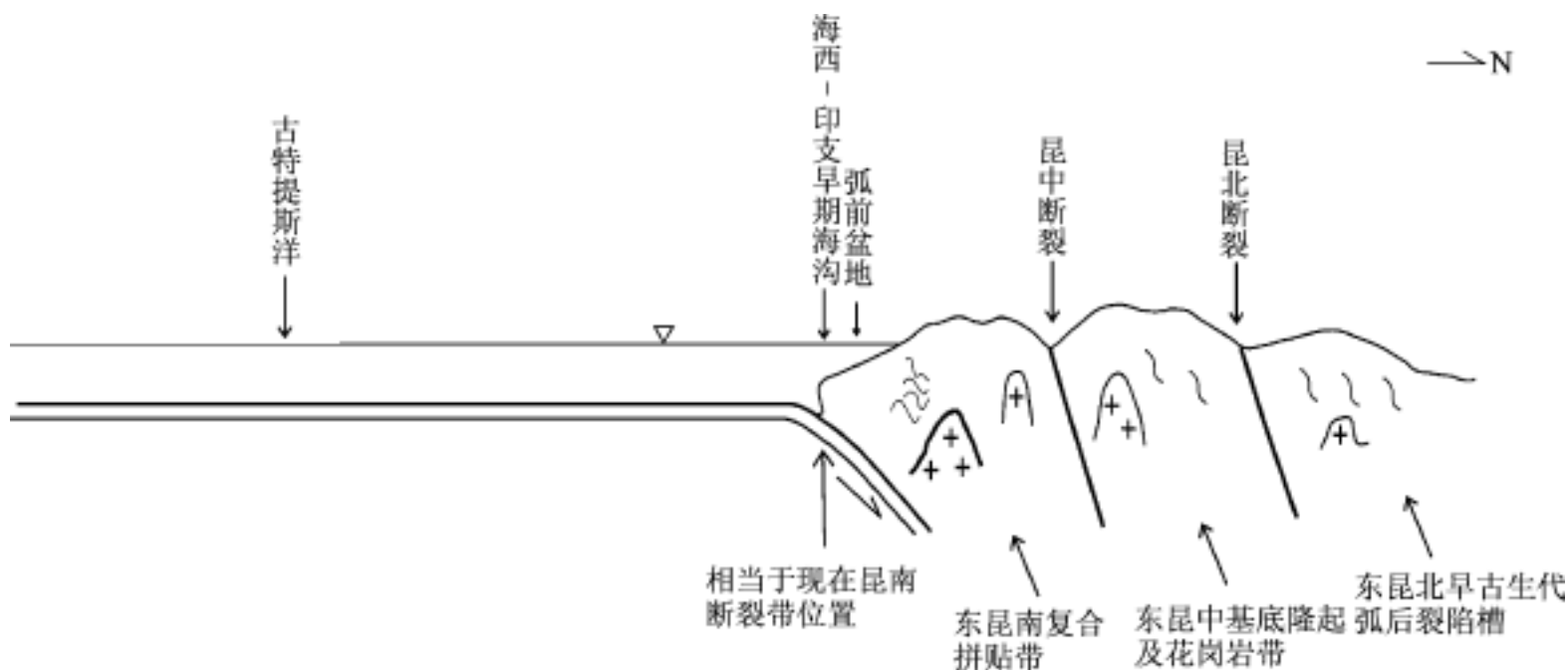


图 1 - 12 海西—印支期东昆仑地区构造活动图

（据孙丰月，2003）

罗照华等（1999）在研究了晚古生代火山岩的常量、微量元素以后得出，晚古生代火山岩主要表现为陆缘岩浆弧的特征，与古巴颜喀拉洋向北俯冲有关。晚古生代末—早古生代早期火山岩形成于俯冲造山环境。

晚古生代区内为主动性大陆边缘，形成一套钙碱性火山岩，东昆仑地区为哈拉郭勒组，是巴颜喀拉洋俯冲形成的弧火山岩，晚古生代—早中生代巴颜喀拉洋俯冲、最终闭合，形成钙碱性岩浆弧和高钾钙碱性火山岩带——八宝山组和鄂拉山组，为俯冲作用形成的钙碱性和高钾钙碱性火山岩，并且伴随巴颜喀拉洋的消失，陆—陆碰撞开始形成钾玄岩系列岩石，并同时形成晚古生代—早中生代侵入岩带。从沙柳河到清水泉地壳厚度由 97.6km 逐渐变为 25.3km，相应的俯冲带厚度由 462km 逐渐变为 107km，反映出洋壳向北俯冲的过程。晚古生代—早中生代是一个连续演化的过程，反映了巴颜喀拉洋连续的俯冲过程。

图解上，海西期花岗岩和早印支期花岗岩表现为洋壳俯冲和同碰撞花岗岩特征。通过火山和侵入岩浆活动，并结合布青山—阿尼玛卿蛇绿岩的特征，可以推断从晚古生代的石炭纪开始，随洋壳俯冲作用，形成了与之有关的火山喷发和岩浆侵入，直到早印支期（三叠纪初），巴颜喀拉—阿尼玛卿洋闭合，整个东昆仑岩石圈加厚，并上升成陆，此时该区进入陆内活动阶段。在  $P_2-T_3$  期间，东昆仑地区晚古生代—早古生代弧火山岩的岩石系列分布与安第斯十分相似，表明东昆仑地区在该时期为安第斯型造山带（罗照华等，1999），这与加里东期，东昆仑地区的弧—沟—盆体系形成鲜明的对照。

本期构造活动期间，巴颜喀拉洋壳由南西向北东向昆南断裂以北的东昆仑地区斜向俯冲，使区内的几条东西向巨型断裂发生左旋压扭性活动（图 1 - 13），尤其是昆中和昆南

断裂带，并在其两侧形成了大量的 NW 向线性构造，这些构造多以压性为主，并具有切割深和多期活动的特点，多数情况下韧性变形明显，并控制了深源镁铁质—超镁铁质岩的分布，此次运动后，使东昆仑地区的线性构造格架表现为东西向巨型断裂为主导，并伴有大量北西、北西西向断裂，这在区域航磁和遥感图像的解译图上，都有较清楚的显示。东西加北西（北西西）的线性构造分布样式，控制了印支期以来的大量热液矿化作用的发生和矿床（点）的定位，使整个矿化在大范围尺度上，表现为东西分布，而在中小范围尺度上，明显受北西向构造控制的不同层次矿化带定位规律。

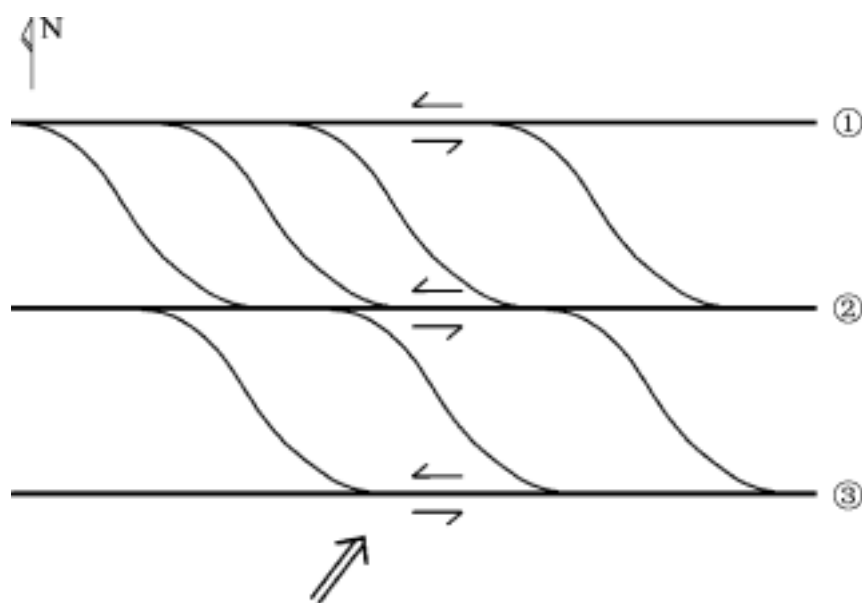


图 1 - 13 东昆仑海西—印支期洋壳俯冲及 NW 向断裂构造示意图  
(据孙丰月, 2003)

① 昆北断裂；② 昆中断裂；③ 昆南断裂；↗ 洋壳俯冲方向

至早印支期后期，洋壳俯冲作用停止，巴颜喀拉洋封闭，整个东昆仑地区转入陆内活动阶段。

#### (四) 印支晚期的岩石圈拆沉和幔源岩浆底侵作用

东昆仑地区进入印支晚期以后，开始发生强烈的壳—幔相互作用，幔源岩浆活动广泛，尤其形成一系列镁铁质—超镁铁质侵入体，主要有辉长岩、煌斑岩和辉绿岩带，在东昆仑地区普遍存在，除少数情况外，绝大多数以小岩株和岩脉形式产出。这些侵入体的出现可能是区内特提斯洋在早印支期闭合后，软流圈—岩石圈系统的作用，在加厚的陆壳底部发生幔源岩浆底侵或岩石圈发生拆沉作用，整个地区表现为挤压造山体制转化为拉张减薄的动力学体制。因此，可以认为印支晚期是东昆仑地区构造体制从挤压造山作用体制向造山后拉张体制转换的重要时期，控制了区内幔源、壳幔混源岩浆活动和大量热液矿床的形成。

由挤压环境下的分散状态变为拉张环境下的分异聚集，从而有利于成矿物质被同构造期流体萃取参与成矿作用。强烈伸展以至于岩石圈发生拆沉使得区内岩石圈内的正常热结构被强烈扰动，地壳和岩石圈地幔被大幅度加热，壳内形成多级岩浆房，热流传输以对流方式占主导，这个被扰动的热状态对驱发成矿作用具有重要意义（邓晋福等，1999）。

石灰沟外滩岩体是区内规模较大的镁铁质—超镁铁质杂岩体，出露面积约 20km<sup>2</sup>，据罗照华等（1999），其角闪石 Ar—Ar 年龄为 (226.4 ± 0.4) Ma，等时线年龄为 (222.2 ± 3.3) Ma，表明属于印支晚期岩体。项目组于 2001 年在肯德可克矿区西侧发现一辉长岩岩



株，其斜长石年龄为  $(207.8 \pm 1.9) \text{ Ma}$ ，也为印支晚期的产物。

从全球构造背景来看，Pangaea 超大陆在印支早期形成（235Ma），并在印支晚期开始初始裂解作用（224Ma），也就是说印支晚期在全球范围内也是从挤压构造体制向伸展构造体制转化的重要转折期。因该期活动中大量的物质、热能被带入到地壳中，使印支晚期成为东昆仑地区最重要的热液矿床形成期，由于时代离现代近，保存条件较好，且作用范围覆盖整个东昆仑地区，因此印支晚期热液成矿作用形成的热液矿床在东昆仑地区具有巨大的找矿潜力。

## （五）东昆仑造山带动力学演化的成矿作用

金属矿床空间分布的极端不均匀性乃是地球表面最为引人注目的特征之一，通常认为，地壳浅部矿床分布的不均匀性乃是直接或间接受地球演化过程中的某些深部过程所控制的，如岩石圈的深部结构和地幔不均一性、深部岩浆和深部流体的上升活动、地幔上升热柱等。许多金属矿产的大部分储量集中分布在一些狭小的区域内，从而构成了世界闻名的巨型矿带。根据以上区域动力学演化，结合青海省地球化学勘查队（1989），陈毓川（1991）资料，东昆仑成矿带三个分区中，昆北地区是 Fe、Pb、Zn、Ni、Ag、Co、Au 的高值区；昆中地区是 Au、Cu、As 的高值区；昆南地区是 Cu、Sb 的高值区；说明东昆仑地区在成矿过程中，提供丰富的有色金属物质来源。东昆仑地区与钴矿成矿作用主要表现为：

### 1. 从时间的角度而言

奥陶纪：出现最强烈的拉张裂隙，扩张成初始小洋盆，志留纪至泥盆纪转为活动大陆边缘；强烈的热水活动，将深部的 Si、Na、Fe、Co、Au 等元素运移海底形成矿源层；造成成矿金属元素的预富集。

志留纪：在万宝沟大洋高原的拉伸减薄或者地幔上升，较强烈火山喷发和热水活动把大量成矿物质从深处（含地幔）运移到地表，将深部的 Si、Na、Fe、Co、Au 等元素运移，长期强烈的热水活动，形成 Co、Au 元素富集或呈矿层。

石炭纪：板块俯冲碰撞形成于岛弧环境，在还原环境条件所形成的碳质吸附 Co、Cu 成矿元素，后期断裂活动形成热液脉型铜钴矿。

### 2. 从空间分布的角度而言

东昆北成矿带：位于昆北断裂以北，为一复杂的断褶带，从早古生代晚期开始处于拉张裂解环境，其热水沉积成矿作用相对洋壳环境弱，但热水沉积可形成有利的矿源层。该裂隙槽在早古生代闭合造山后，经历了海西、印支、燕山期构造—岩浆作用的叠加，为该区形成多矿种、多矿床类型叠生或共存提供了有利的动力学背景条件，使该区从热水沉积成矿作用到各类热液成矿作用均可发生。

东昆中成矿带：为一岩浆弧隆起带，从新元古代晚期开始抬升，经历了加里东、海西、印支、燕山期的叠加和改造，期间可能经历了多次俯冲。岩石圈（下地壳）拆沉及岩浆底侵作用。随着由南向北的不断拼合，形成了规模宏大的岩浆弧。由于其一直处于上升剥蚀阶段，剥蚀深度大，早期形成的浅成矿床可能剥蚀殆尽，但中深成矿床则可能被保存。该区早期（印支期以前）形成的中深成矿床（W、Sn、Au 等）和晚期（印支—燕山期）形成的低温热液脉状矿床。

东昆南成矿带：为一海山拼合地带，其属于洋壳环境。该带的万宝沟群由当时洋壳之上的一个或多个洋岛构成，在早古生代晚期沿昆中断裂拼贴到柴达木地块之上。在洋壳环境中地热梯度大，热流值高，闭合缓慢，时限较长，岩浆演化、火山活动时限也较长，为热水沉积成矿作用提供了有利条件。在闭合造山后，又经历印支、燕山构造岩浆活动，又可形成同造山期矿床。

## （六）东昆仑造山带成矿动力学演化特征

东昆仑地区经历了复杂的地质演化历史，其动力学特征在不同地质时期复杂多变，其演化特征可归结为：

（1）东昆仑地区经历了多期次的边缘造山过程，从加里东期开始到海西—印支期，随俯冲带从昆中俯冲带向南迁移到昆南俯冲带，直到印支期早期巴颜喀拉洋封闭，东昆仑地区地壳从北向南不断增长。从目前资料看，东昆仑地区可能并不具有多旋回洋陆转化的开、合构造演化历史，而是较为典型的边缘造山过程，大洋的演化经历了从前特提斯向原特提斯、古特提斯和特提斯洋的不断演化，是一个大洋的演化史，而非存在多个大洋。东昆仑边缘造山过程和青藏高原的内部造山作用具有明显区别，前者缺乏后者强烈的碰撞后抬升、地壳急剧加厚及相应的岩浆活动。

（2）昆中断裂以南的万宝沟群，是中新元古代在前原特提斯洋中，由地幔柱活动形成的大洋玄武岩高原，在加里东晚期与柴达木地块拼贴前，具有独立的演化历史，并形成了自身的弧—沟体系。

（3）东昆仑地区的地壳增生机制有：玄武岩高原拼贴、上地幔岩浆底侵及弧后扩张等方式，尤其是万宝沟大洋玄武岩高原沿昆中俯冲带向柴达木地块增生、拼贴具有重要的意义。

（4）加里东期和印支期是东昆仑地区地质构造演化的两个最重要时期。加里东期柴达木地块南缘从被动陆缘转化成活动陆缘，并且随着洋壳由南向北俯冲，形成了东昆北弧后裂陷带，加里东末期万宝沟大洋高原拼贴到柴达木地块后，东昆北弧后裂陷带封闭，洋壳俯冲带南移至昆南俯冲带，可以说，加里东期构造活动基本奠定了东昆仑地区由北向南三分的构造格局。印支期东昆仑南侧的巴颜喀拉洋封闭，整个东昆仑及其以南地区转入陆内演化阶段，边缘造山作用结束。印支晚期，巴颜喀拉洋封闭后，该区发生了强烈的壳—幔相互作用，岩石圈拆沉、地幔岩浆底侵作用明显，构造体制从挤压体制向伸展体制转化，这些特点，均说明了印支期是东昆仑地区另一期重要的构造活动期，大量幔源物质、能量参与构造岩浆活动和成矿作用，使印支期成为东昆仑地区最重要的热液矿床形成期。

（5）东昆仑地区加里东期、海西—印支期的洋壳俯冲作用具有不同的模式，加里东期洋壳沿昆中俯冲带的俯冲为岛弧型，存在完整的弧—沟—盆体系；而海西—印支期洋壳沿昆南俯冲带的俯冲为安第斯型，洋壳直接俯冲到陆壳之下，没有岛弧及弧后盆地形成；东昆仑地区的构造演化与不同时期全球构造演化具有一定的对应性，Rodinia 和 Pangaea 超大陆的聚合、裂解作用，在该区有一定程度的体现。

（6）东昆仑地区的钴矿成矿时间主要集中于奥陶纪、志留纪、石炭纪；钴矿成矿区域上多分布于东昆仑北带、东昆仑南带。

## 第二章 典型矿床及主要成矿作用研究

世界上独立的或以钴为主的工业矿床主要为非洲赞比亚与扎伊尔新元古代的沉积型钴矿床（以铜为主，伴生钴）（克鲁托夫，1965 F. A.）、加拿大拉布拉多地区沃伊塞湾镍、铜、钴（纳尔德雷特，1997 A. J.）。我国钴矿床多为伴生矿床，主要类型有产于加里东期纯橄榄岩—二辉橄榄岩金川铜镍矿（黄崇轲，白冶等，2001），元古宙中条山裂谷层状铜矿床（孙继源等，1995）、青海德尔尼铜钴矿床（段国莲，1991）、四川拉拉厂地区的铜钴金矿床（裴荣富，1995）中的钴矿。在吉林南部大横路地区古元古代大栗子组变质含碳的细碎屑岩夹碳酸盐岩地层中新发现独立钴矿床（杨言辰，冯本智等，2001）和赣西五宝山钴矿床（付大捷等，1998）等。

近年来东昆仑地区钴矿找矿进展，已显示了其具有形成我国重要的钴矿资源远景区的条件，东昆仑成矿带钴矿床，由于目前受到工作研究程度低，仅能选择肯德可克钴铍金矿、驼路沟钴（金）矿、督冷沟铜钴矿三个矿床作为研究对象。通过对成矿地质条件、物质来源、控矿因素、成矿机理及成因进行了详细剖析。分析总结东昆仑成矿带钴矿的成矿规律、成矿作用。

### 第一节 肯德可克钴金铍矿床

#### 一、成矿地质背景

该区位于昆北断裂之北，构造线呈北西西向延伸，元古宙的结晶基底呈长条状或断块夹持在古生代—中生代中。

肯德可克矿区地处柴达木盆地的西南缘——塔柴板块的祁漫塔格弧后裂陷构造带中部的加里东期火山盆地。区内出露有下元古界金水口群的片麻岩、片岩、大理岩及混合岩，上奥陶统滩间山群碎屑岩夹火山岩、碳酸盐岩，上泥盆统陆相火山岩，石炭系—二叠系碎屑岩、碳酸盐岩及晚三叠陆相火山岩也有一定的分布。华力西—印支期中酸性岩浆活动极为强烈，燕山期酸性岩浆侵入活动也较发育，以华力西期为主，次为印支期，受区域构造影响，北西西向、北西向和北东向断裂构造十分普遍。

随着动力学环境变化，早古生代洋壳往北俯冲引起昆北断裂开始活动，并控制了昆北带祁漫塔格裂陷槽的发展，当然最根本动力来源于昆南洋壳的往北俯冲作用。昆北带明显缺失下泥盆和志留系地层，表明祁漫塔格裂陷槽经历短暂的拉张后，迅速闭合，导致海底喷流沉积作用相对较弱。强烈挤压是导致昆北祁漫塔格裂陷槽迅速闭合的动力来源。



## 二、矿床产出地质背景

### 1. 矿区地层

矿区主要出露有上奥陶统滩间山群中，局部见有上泥盆统火山岩及上石炭统结晶灰岩。与钴多金属矿成矿关系密切的为上奥陶统滩间山群（图2-1）。矿区各地层之间，上泥盆统不整合于上奥陶统滩间山群之上，而上石炭统与其呈断层接触。岩层中硅质岩多呈层状，厚度为几米至二百米，层面较平整，它们呈层状、面状产出。矿区除在已往钻孔中局部见到岩脉外，其他地段未出现岩脉，据此，该矽卡岩形成与岩体没有必然联系。肯德可克钴铋金多金属矿床产在上奥陶统铁石达斯群中，地层基本北倾，倾角 $50^{\circ}\sim 70^{\circ}$ ，累计厚度500m。垂向由上而下分为：变泥硅质岩夹碳质板岩、大理岩，在硅质岩夹含碳钙质板岩中；变泥硅质岩夹含碳钙质板岩和矽卡岩化硅质岩、杂砂岩，钴铋金矿体主要赋存于该岩层中；第三层为大理岩、白云质大理岩，其底部与硅质岩、角岩（图2-3）。总体来说含矿建造岩石具有如下几个特征：含硅量高，硅质岩多层出现，有机碳含量高，含硫量高。其中岩层中硅质岩多呈层状，厚度几米到二百米，一般位于矿体的上部。其与下部的含碳钙质板岩断裂不整合接触，接触带内充填后期构造作用产生的破碎矽卡岩，同时硅质岩内部裂隙也发生明显的矽卡岩化。

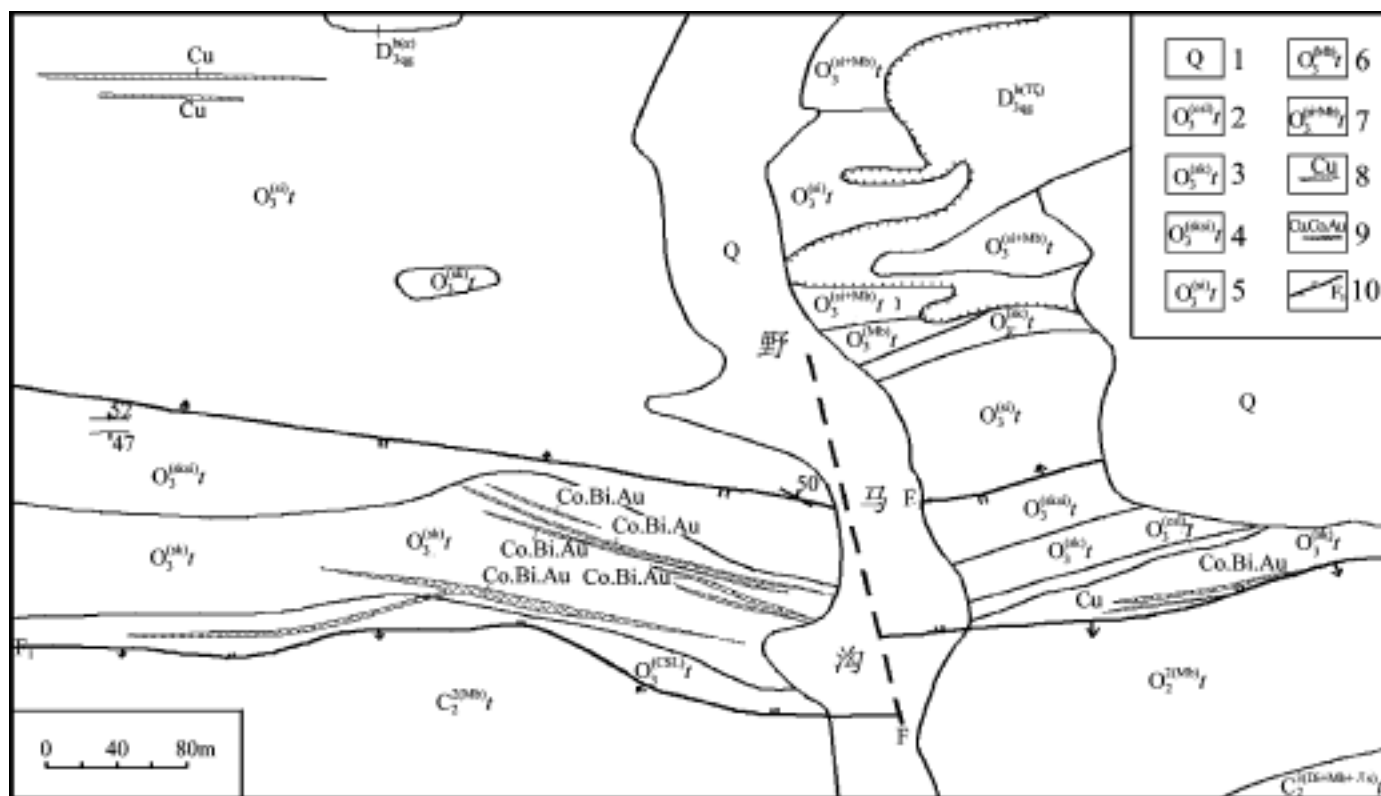


图2-1 青海东昆仑肯德可克矿区地质图

（据青海有色矿产勘查院资料改编，2002）

- 1—第四系；2—滩间山群含碳板岩；3—滩间山群矽卡岩；4—滩间山群矽卡岩化硅质岩；  
5—滩间山群硅质岩；6—滩间山群大理岩；7—滩间山群硅化灰岩；  
8—铜矿体；9—钴铋金矿体；10—F<sub>1</sub>断裂

上泥盆统：矿区南部出露有上泥盆统契盖苏群，主要为陆相地层，内部有闪长岩脉、花岗岩脉侵入，与三叠系呈断层接触，上覆石炭系呈沉积接触关系，并与元古宇金水口群

呈不整合接触关系。契盖苏群在本区分上下两个岩组，下部以杂色岩屑砂岩为主夹含砾砂岩、粉砂岩及火山岩，岩石成分及厚度在横向上变化比较明显，上部以熔岩为主，另有玄武岩、安山岩、酸性凝灰熔岩、熔岩、火山角砾岩、流纹岩，火山岩在垂向上表现出由基性经中性到酸性的几个喷发旋回。值得注意的是该地层中发生强烈的脉状矽卡岩化，并形成了中小型铜铅锌矿床。

上三叠统以断裂不整合位于上奥陶统滩间山群喷流沉积岩之上（图2-1），主要为灰色、灰绿色、紫红色流纹岩含角砾凝灰熔岩、流纹质玻屑晶屑角砾熔凝灰岩、熔岩凝灰角砾岩、安山岩、流纹岩夹火山角砾岩。而且三叠系地层中，黄铁矿、胶黄铁矿、磁黄铁矿等金属硫化物矿化发育，表明在该岩层形成后，受热液作用的影响，发生了比较强的金属矿化作用。而上石炭统与上奥陶统滩间山群呈断层接触关系，岩性为灰白—灰色、浅玫瑰红色厚—巨层生物碎屑灰岩、白云质灰岩。

2. 侵入岩

矿区内岩浆岩出露不多，在矿区及其附近的地表和坑探所及的深处，没有发现侵入岩体，但在钻孔中见有石英斑岩、闪长玢岩等浅成脉岩分布，根据同位素年龄测定为燕山期产物（青海省地质局第一地质队，1982）。

3. 构造

矿区由上奥陶统与上泥盆统、上石炭统构成肯德可克向斜。矿体产于向斜北翼，矿体总体顺层产出，地层走向近东西，倾向北，倾角 50°~70° 断裂构造发育。矿区内有 F<sub>1</sub>、F<sub>2</sub>、F<sub>3</sub> 三条规模较大的近东西向断层，其中 F<sub>1</sub> 与钴矿关系最为密切，其带宽约 30~100m，走向近东西向，倾向总体北倾。

矿区位于肯德可克向斜北翼，断裂构造发育，主控矿构造近东西向分布，构造期次明显，是该矿区重要的控矿因素（图2-1、2-2）。其中 F<sub>1</sub> 为主控矿断裂构造，其带宽约 30~40m，严格控制了含矿矽卡岩的空间展布，因后期蚀变强烈，断裂带具有明显的愈合特征。F<sub>2</sub> 断裂明显切割 F<sub>1</sub> 断裂，对该矿床后期破坏作用明显，并控制了晚期石英正长斑岩脉及其两侧的萤石矿化，经研究为一正断层。

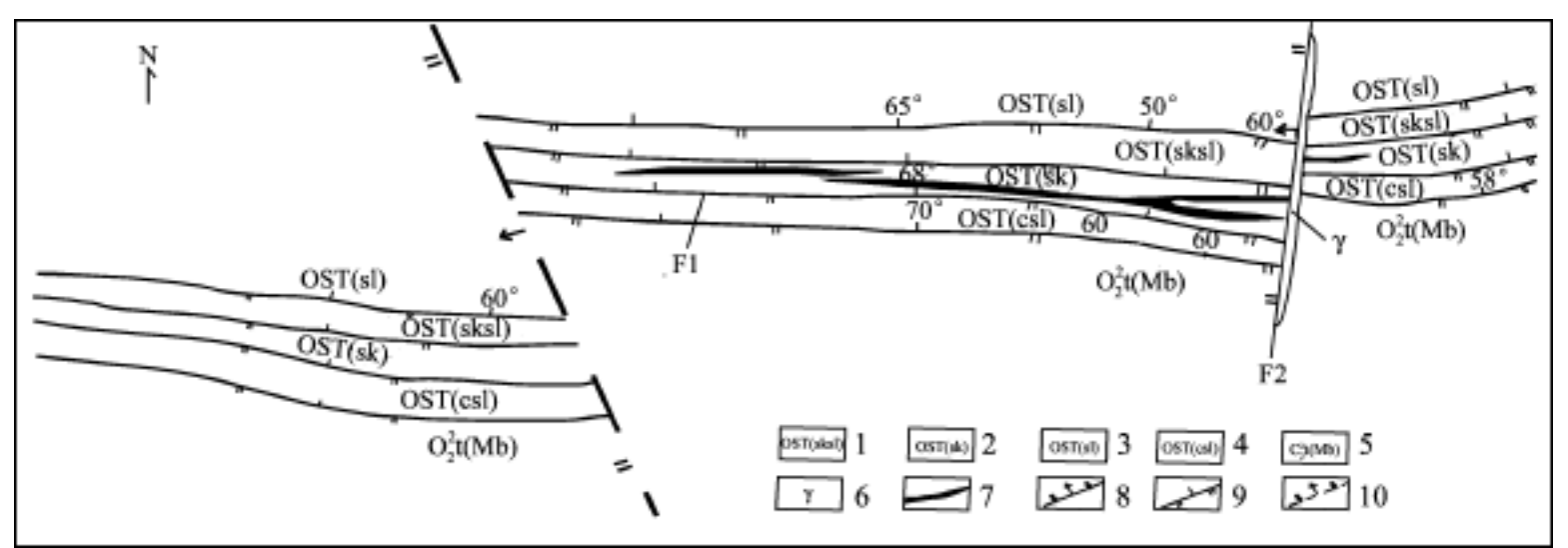


图2-2 肯德可克矿区后期构造改造示意图

1—矽卡岩化硅质岩；2—破碎的矽卡岩；3—硅质岩；4—含碳钙质板岩；5—大理岩；  
6—石英斑岩；7—矿体；8—正断层；9—逆断层；10—推断正断层

### 三、矿床地质特征

#### 1. 矿体形态、规模、产状

通过矿区实测地层剖面及以往地质资料，地表钴矿沿走向延长约 1000m，目前已发现沿构造破碎带分布三条钴铋金矿体，长 68 ~130m，宽约 2 ~6m，钴品位 0.023% ~ 0.053%，金品位每吨几至几十克。垂向上：从上而下分为三层：第一层为变泥硅质岩夹大理岩，在硅质岩夹碳质板岩中赋存铅锌矿；第二层为变泥质硅质岩夹碳质板岩和矽卡岩化硅质岩（图版 6）、杂砂岩，钴矿体主要赋存于该岩层中，有 10 层，累计厚达 27.09m；第三层为大理岩、白云质大理岩，其底部与硅质岩、角岩接触部位有透镜状、扁豆状磁铁矿、铁锌矿或含铜磁黄铁矿层（图 2 - 3）。同时，在坑道编录过程中，新圈出了数条铜、钼矿体，在空间上与矽卡岩化硅质岩关系不很密切，规模不大，但品位均较高。矿体在剖面上呈层状、似层状，沿构造破碎带分布，地表受构造控制比较明显，沿构造裂隙分布的则呈脉状，多数矿体穿切岩层，具有后期热液改造的显著特征；平面上具膨大收缩尖灭再现的特征，水平方向呈弧形。矿体总体产状随地层产状变化，一般北倾，倾角较陡约 50 °~70 °。主要矿化类型为钴铋金矿化，矿化元素组合自上往下没有明显的分带，只是局部某种元素较其他元素富集。结合钻孔测试分析资料，矿化强度自上而下略有分带：其中 Co 依次降低，Bi 基本不变，Au 具有波动变化特点。

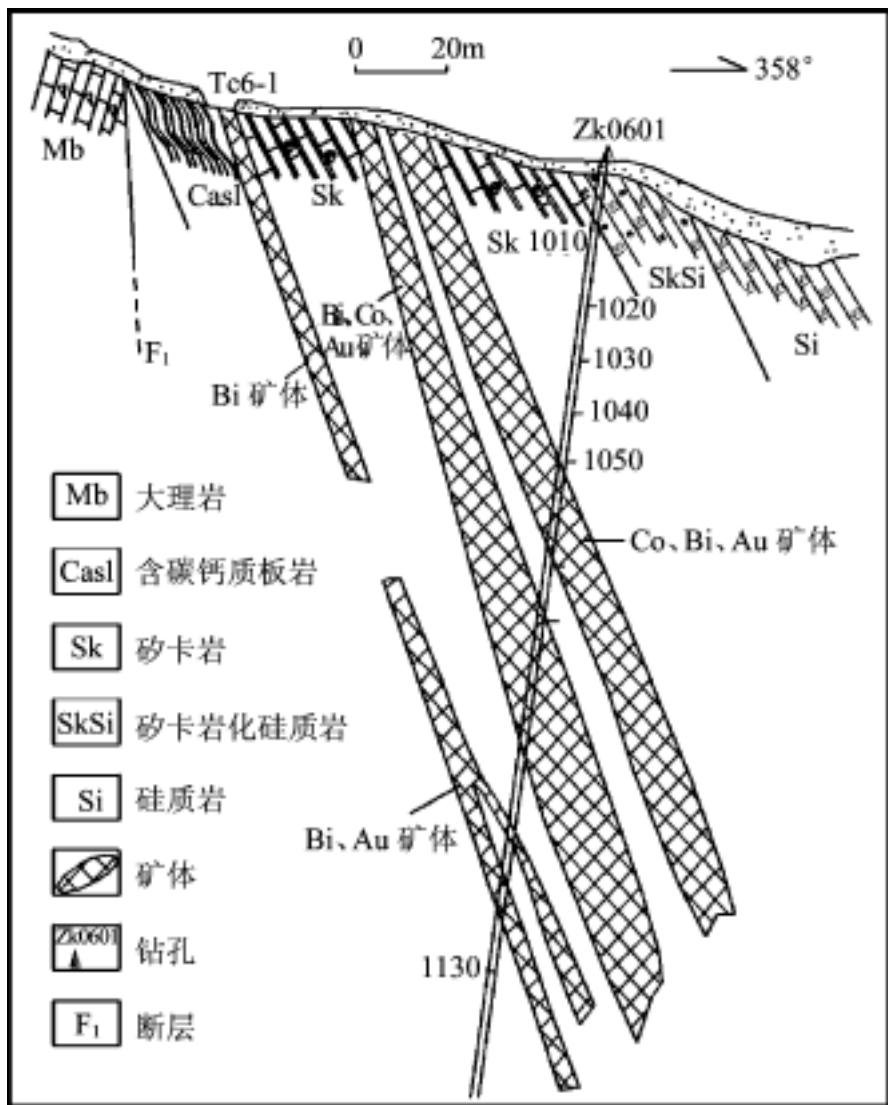


图 2 - 3 肯德可克矿床 6 勘探线剖面图

(据青海有色矿产勘查院)



矿化空间展布特征：根据野外地质调查研究，该矿区 8 号勘探线具有代表特征，因此以 8 线为重点综合解剖其矿化特征，坑道编录图见（图 2 - 4），另外据成矿元素分析（表 2 - 1），主要矿化类型为钴铋金矿化，在平面上垂直矿脉方向：所有样品均具有相似的组合形式，自北往南 Cu 元素总体呈增加趋势，As、Co、Bi、Au 具波动变化特点；矿脉走向上：自东往西 Cu、Au、As 等元素含量总体呈降低趋势，Co、Bi 具波动变化的特点，反映出元素组合变化较大。主矿脉沿倾向：自上而下元素组合没有明显的分带，只是局部某种元素较其他元素富集。结合钻孔测试分析资料，矿化强度自上而下略有分带：其中 Co、Bi 含量依次降低，As、Au 呈增高趋势，最底部则为 Fe 浓集带。

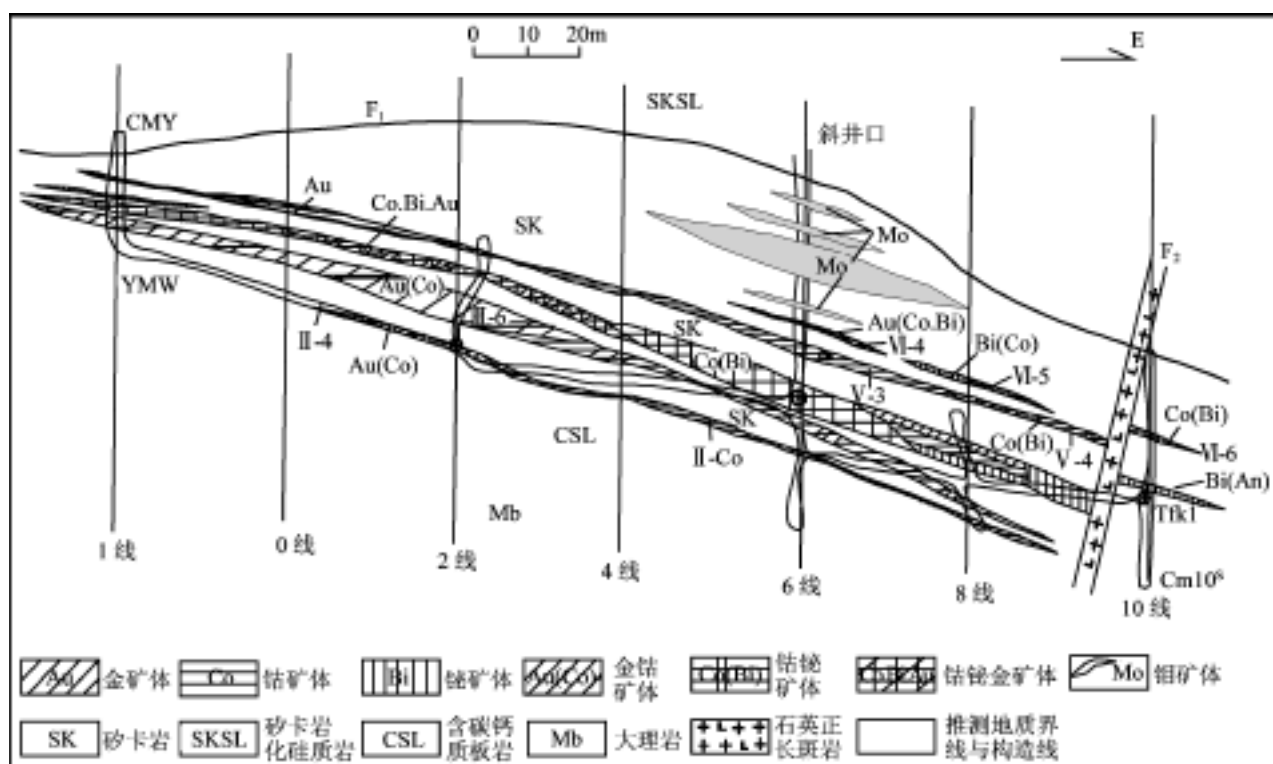


图 2 - 4 肯德可克矿钴铋金矿 4062 中段地质平面图  
(综合青海有色矿勘查院及实际测量拟编，2002)

## 2. 矿石矿物成分

根据成矿元素分析（表 2 - 1），成矿元素中 Co、Bi、Au、Ni、Cu 元素含量较高，Ag 矿化较弱。As、Sb 含量超出正常沉积岩的几十倍，甚至几百倍，反映深源物质成分特征。

根据金属矿物探针分析结果（表 2 - 2），矿区内成矿元素主要以硫化物和砷化物形式存在。主要矿石矿物有黄铁矿、硫碲铋矿、辉砷镍矿、磁黄铁矿、辉铋矿、方钴矿、毒砂、黄铜矿、方铅矿等，还有微量自然金、自然铋；脉石矿物主要有：石榴子石、透辉石、方解石、石英、绿泥石、绢云母等。矿石中钴、铋、金呈独立矿物（如自然金和铋，方钴矿、辉铋矿）和含钴铋金属硫化物两种状态产出。其中胶黄铁矿是喷流热水沉积作用比较常见的矿物。

钴矿物：肯德可克矿区发现的钴矿物有方钴矿、辉砷钴矿（图版 5）。方钴矿颗粒较大，为粒状集合体，粒径为 0.18 ~ 0.47mm，与自然铋、辉砷钴矿共生，大量的自然铋呈环带状包含于方钴矿中。辉砷钴矿围绕方钴矿生长构成环带结构。

辉砷钴矿为粒状集合体，粒径为 0.01 ~ 0.07mm，主要产在方钴矿的裂隙中；有的与自然金、毒砂呈包体状态存在于黄铜矿中。与自然金、毒砂呈包体状态存在于黄铜矿中，有的辉砷钴矿与方钴矿共同产在透明矿物中。

表 2 - 1 青海肯德可克成矿元素分析结果

| 样品号        | Ag    | Cu     | Pb    | Zn    | Co     | Ni      | As      | Sb     | Bi       | Hg    | Au    |
|------------|-------|--------|-------|-------|--------|---------|---------|--------|----------|-------|-------|
| KB8 - H1   | 0.64  | 165.0  | 37.0  | 110.0 | 23.5   | 130.0   | 1523.0  | 27.40  | 31.30    | 0.043 | 0.018 |
| KB8 - H2   | 5.70  | 440.0  | 180.0 | 340.0 | 140.0  | 800.0   | 2814.0  | 249.00 | 680.00   | 0.052 | 0.160 |
| KB8 - H3   | 0.46  | 90.0   | 135.0 | 155.0 | 18.0   | 120.0   | 559.0   | 51.00  | 50.00    | 0.110 | 0.007 |
| KB8 - H4   | 1.80  | 180.0  | 160.0 | 220.0 | 34.0   | 113.0   | 571.0   | 13.00  | 2970.00  | 0.201 | 0.011 |
| KB8 - H5   | 4.30  | 1300.0 | 350.0 | 510.0 | 70.0   | 101.1   | 1194.0  | 33.60  | 1560.00  | 0.116 | 0.074 |
| KN8 - H1   | 1.55  | 230.0  | 265.0 | 150.0 | 17.5   | 270.0   | 181.5   | 9.60   | 106.00   | 0.050 | 0.020 |
| KN8 - H2   | 2.60  | 820.0  | 350.0 | 175.0 | 50.0   | 103.5   | 880.0   | 6.70   | 184.00   | 0.045 | 0.004 |
| KN8 - H3   | 0.62  | 82.0   | 320.0 | 37.0  | 16.0   | 260.0   | 74.9    | 4.80   | 116.00   | 0.027 | 0.020 |
| CM10 - H4  | 6.90  | 47.0   | 41.0  | 81.0  | 17.5   | 135.4   | 27320.0 | 23.60  | 44.00    | 0.019 | 1.560 |
| CM10 - H7  | 1.60  | 370.0  | 120.0 | 110.0 | 56.0   | 200.0   | 1022.0  | 10.20  | 44.00    | 0.019 | 0.007 |
| KB8 - H5   | 4.30  | 1300.0 | 350.0 | 510.0 | 70.0   | 101.1   | 1194.0  | 33.60  | 1560.00  | 0.116 | 0.074 |
| KB6 - H4   | 34.20 | 1800.0 | 350.0 | 305.0 | 1900.0 | 12200.0 | 76700.0 | 145.00 | 10100.00 | 0.086 | 1.730 |
| KB4.5 - H3 | 1.15  | 200.0  | 130.0 | 270.0 | 160.0  | 88.0    | 58800.0 | 15.10  | 313.00   | 0.041 | 0.051 |
| KY - H1    | 1.85  | 820.0  | 265.0 | 420.0 | 60.0   | 200.0   | 6910.0  | 9.20   | 236.00   | 0.021 | 0.014 |
| KB4 - H6   | 23.60 | 8600.0 | 185.0 | 300.0 | 590.0  | 300.0   | 8550.0  | 200.00 | 442.00   | 0.052 | 0.550 |
| CM2 - H1   | 1.70  | 35.0   | 290.0 | 205.0 | 95.0   | 85.0    | 144.0   | 217.00 | 7200.00  | 0.076 | 0.940 |

含量单位： $10^{-6}$ ；分析单位：由吉林大学地学部测试中心，2001

表 2 - 2 青海肯德可克金属矿物探针分析结果

| 元素<br>样品号      | S     | Te    | As    | Cu    | Sb   | Bi    | Pb    | Fe    | Au    | Co    | Ag   | Ni    | 总量     | 矿物名称 |
|----------------|-------|-------|-------|-------|------|-------|-------|-------|-------|-------|------|-------|--------|------|
| CM8 - B4       | 51.13 | 0.05  | 0.21  | 0     | 0    | 0     | 0     | 47.57 | 0.19  | 0     | 0    | 0     | 99.2   | 黄铁矿  |
| KB6 - B5       | 0.04  | 0     | 0     | 0.03  | 0    | 1.38  | 0     | 0.47  | 95.51 | 0.04  | 2.67 | 0.12  | 100.26 | 自然金  |
| CM6 - B5       | 0.11  | 0.2   | 0.1   | 0.12  | 0    | 96.94 | 0.22  | 0.54  | 0.12  | 0.12  | 0    | 1.33  | 99.83  | 自然铋  |
| CM6 - B5       | 2.91  | 8.73  | 0.12  | 0.1   | 0.38 | 85.15 | 1.31  | 0.23  | 0     | 0.04  | 0    | 0.48  | 99.48  | 硫碲铋矿 |
| CM6 - 244 - B1 | 38.75 | 0.03  | 0.65  | 0     | 0    | 0     | 0     | 60.25 | 0.17  | 0.08  | 0.03 | 0.06  | 100.03 | 磁黄铁矿 |
| CM6 - 244 - B1 | 9.7   | 0     | 0     | 0     | 0    | 2.62  | 86.65 | 0.05  | 0     | 0     | 1.27 | 0.05  | 100.38 | 方铅矿  |
| X182 - B1      | 5.85  | 26.72 | 0     | 0.08  | 0.51 | 65.5  | 1.22  | 0.05  | 0     | 0     | 0    | 0.11  | 100.04 | 硫碲铋矿 |
| X182 - B1      | 34.48 | 0     | 0.14  | 33.97 | 0.02 | 0     | 0     | 31.04 | 0.22  | 0.05  | 0.04 | 0     | 99.96  | 黄铜矿  |
| K01 - B2       | 19.79 | 0.08  | 46.55 | 0.03  | 0    | 0     | 0     | 0.51  | 0     | 0     | 0.08 | 32.98 | 100.04 | 辉砷镍矿 |
| K01 - B2       | 1.11  | 0     | 1.27  | 0.12  | 0.39 | 95.63 | 0     | 0.13  | 0     | 0.03  | 0.05 | 1.06  | 99.77  | 自然铋  |
| K01 - B2       | 18.05 | 0     | 0.02  | 0.08  | 0.16 | 81.35 | 0     | 0.12  | 0.07  | 0.02  | 0.07 | 0.03  | 99.97  | 辉铋矿  |
| CM10 - B5      | 50.09 | 0     | 0.21  | 0.09  | 0.02 | 0.04  | 0     | 49.11 | 0.18  | 0.03  | 0.04 | 0.11  | 99.92  | 黄铁矿  |
| CM10 - B5      | 17.33 | 0     | 41.03 | 0     | 0    | 0     | 9.47  | 31.75 | 0.07  | 0.18  | 0.1  | 0.13  | 100.05 | 毒砂   |
| YY - B         | 1.62  | 0.21  | 77.23 | 0.07  | 0    | 0.77  | 0.19  | 0.63  | 0.12  | 19.15 | 0    | 0     | 100.41 | 方钴矿  |
| YY - B         | 0.05  | 0     | 0.33  | 0     | 0.32 | 99.01 | 0     | 0     | 0     | 0.3   | 0    | 0.1   | 100.11 | 自然铋  |

含量单位： $10^{-2}$ ；分析单位：由吉林大学地学部测试中心，2001



铋矿物：肯德可克矿区发现的铋矿物有自然铋、辉铋矿、软铋矿、硫铋矿。有的辉铋矿与硫铋矿共生，产在石英的晶隙中，共同形成石英的填隙结构；有的与自然金、自然铋共生，呈包体状态存在于辉铋矿中，辉铋矿为柱状、粒状集合体，短轴为 0.01 ~ 0.04mm，长轴为 0.02 ~ 0.10mm，有的辉铋矿与自然铋、方钴矿、毒砂、软铋矿相伴生，呈包体状态存在于透明矿物中。软铋矿为细粒状、土状集合体，产在自然铋、辉铋矿与石英的晶隙中，与毒砂、方钴矿、辉铋矿、自然铋相伴生，呈包体状态存在于透明矿物中，软铋矿属于次生矿物。硫铋矿为不规则长条状，短轴为 0.04 ~ 0.13mm，长轴为 0.06 ~ 0.33mm，硫铋矿产在石英的晶隙中，有的与辉铋矿共生，共同产在石英的晶隙中，形成填隙结构，也有的与自然铋共生，呈包体状态存在于辉铋矿中。

金矿物：该矿区内金矿物呈自然金和金的硫化物两种形式存在，以金的硫化物形式为主。金矿物形态以半自形粒状为主，其次是自形、他形或不规则状、裂隙状等，粒径多集中在 0.02 ~ 0.05 mm 之间。通常以浸染状存在于脉石矿物或金属硫化物的表面，也有沿裂隙分布的自然金细脉。通常情况下，载金矿物为黄铁矿，金一般沿着黄铁矿裂隙或晶格空隙展布，形成裂隙金与晶格金。

### 3. 矿石结构、构造

矿石构造以团块状、网脉浸染状、脉状为主，次为条带状、角砾状构造，偶尔可见层纹状构造。矿石结构主要以半自形—他形粒状结构、交代溶蚀结构为主，还有微晶他形粒状结构、球粒结构、压碎结构（图版 4）、填隙结构和压力影结构等。矿石组构特征既反映热水沉积作用特点，又反映后期热液叠加成矿作用的特征。现结合分析矿石组构所反映的矿床成因信息，对以下几种组构作简要介绍。

层纹状构造：由炭泥质物与微晶石英构成纹层，黄铁矿莓球及少量磁黄铁矿微晶分布于炭泥质纹层中，常见细粒金属硫化物顺层纹浸染分布。硫化物粒径一般在 0.01 ~ 0.05mm 之间，与石英或方解石互相嵌布。重结晶作用和后期矽卡岩化脉沿层理充填，大部分层纹已发展为条带状构造（图版 3）。

脉状、网脉状构造：黄铁矿脉、钴镍硫化物脉及金属硫化物 - 石英脉穿插于矽卡岩或矽卡岩化硅质岩中，脉与矽卡岩的边界有的清楚，有的呈过渡状态，脉宽一般 1mm 至几十毫米（图版 2）。

树枝状结构：一般由胶黄铁矿等矿物组成，比较少见。由于脱水，球状胶黄铁矿中出现同心圆状或放射状裂纹，其中有时还含有很多矿物包体如磁黄铁矿、毒砂等（图版 1）。

溶蚀交代结构：矿石中矽卡岩矿物交代石英，方铅矿沿黄铁矿边缘溶蚀交代，有些黄铁矿被方铅矿和钴镍硫化物交代成骸晶状等。

该矿区内矿石结构主要呈他形粒状、自形粒状、半自形不等粒、交代溶蚀和压碎结构等。矿石构造主要有条带状、层纹状、浸染状、细脉状、放射状、块状构造等。矿石组构特征既反映同生特征，又具有后期热液改造的特点。根据全分析和成矿多元素分析结果，矿石化学成分变化较大，常量元素与含矿围岩成分基本一致。成矿元素中 Co、Bi、Au、Pb、Zn、Cu 含量较高。

### 4. 矿石类型及分布特点

矿石可分为块状、条带状、层纹状、脉状、网脉状。目前所发现的钴矿石类型为：矽卡岩化硅质岩型钴金矿石，泥质硅质岩型钴矿石。肯德可克作为一钴铋金铁铅锌多金属





矿，不同矿石空间分布规律为，铅锌矿一般在上部；钴铋金矿石位于中部；而下部为铁矿石，钴铋金矿石常产于铁矿体上部的热水喷流沉积层——硅质岩层中，反映矿石形成经过海底热水沉积作用并伴生交代充填热水循环过程。

## 5. 围岩蚀变

矿区内围岩蚀变主要有硅化、石榴子石矽卡岩化、绿泥石化、碳酸盐化，其中同矿体关系密切的是矽卡岩化和硅化。受岩层和后期动力变质作用影响，一般蚀变沿裂隙比较发育，并且蚀变多呈层状分布的特点，自矿体往外侧蚀变分带明显：矿体—矽卡岩化—硅化（碳酸盐化、绿泥石化）。矿区内围岩蚀变主要有石榴子石矽卡岩化、绿泥石化、碳酸盐化、硅化，其中与矿体关系最为密切的是矽卡岩化。最早发生的围岩蚀变是硅化，明显受接下来的矽卡岩化作用影响，再后发生碳酸盐化，最后发生的绿泥石化作用叠加在前面三种蚀变作用之上。受岩层和后期动力变质作用影响，一般蚀变沿裂隙比较发育。

绿泥石化：绿泥石化是一种中、低温热液的重要、常见的蚀变作用，绿泥石化在矿区主要以晚期蚀变的形式叠加于透辉石矽卡岩、矽卡岩化硅质岩之中。

碳酸盐化：矿区内碳酸盐化发育，主要形成方解石。方解石主要充填于透辉石矽卡岩之中，常呈微晶集合体，半自形粒状，晚期方解石脉在黝帘石矽卡岩中可交代黝帘石。

矽卡岩：为该矿区内主要赋矿围岩，通过室内岩矿鉴定，其为蚀变岩，以石榴子石矽卡岩、透辉石矽卡岩、绿帘石化矽卡岩、阳起石化矽卡岩为主。但很明显该矿区的矽卡岩不同于传统意义的矽卡岩，也不同于热水喷流沉积成因的矽卡岩。因为，首先，矿区内未见中酸性岩体与碳酸盐岩的接触带，即使有后期的石英正长斑岩的侵位，由于其规模太小，也不足以形成如此规模的矽卡岩化带。其次，矽卡岩化带明显受断裂构造控制，主要位于硅质岩和含碳的钙质板岩构造接触带上。另外，构造带上盘硅质岩裂隙中也可见矽卡岩化蚀变，所以矽卡岩明显晚于硅质岩形成，与热水喷流沉积同生形成的矽卡岩存在明显的区别。经研究认为该矽卡岩是热液活动使硅质岩和含碳钙质板岩之间发生 Si、Ca 双交代的产物。

该矿区矽卡岩化作用严格控制了矿化展布和强弱，矿体明显位于构造破碎的矽卡岩带中，并且矿化强度受矽卡岩化强弱的影响。

## 6. 成矿期次

根据肯德可克 Co、Bi、Au 矿的成矿地质特征、矿物共生组合及矿物穿插关系等的研究，该矿区经历了多期多阶段矿化作用，初步研究认为有热水喷流—沉积作用期、矽卡岩化热液活动期、晚期低温热液活动期、表生氧化作用期。

热水喷流—沉积期形成硅质岩，主要可见燧石，还有大量微细粒的黄铁矿、磁黄铁矿和胶黄铁矿，该期可能形成较大量的金和钴矿物，据岩矿多元素和稀土元素分析，其所含成矿元素也较高，富 Fe、Mn，贫 Al；稀土元素总量低；铈负异常，具有明显的热液沉积岩特征，经测试分析发现，硅质岩和碳质板岩中 Co、Ni、Au、Bi 等成矿元素有明显的富集，但未见工业矿体，因此热水沉积作用很可能为后期成矿提供了物质基础。矽卡岩化热液活动期为本矿床形成的 Co、Bi、Au 等最主要的成矿期，在此期形成大量的矿物，包括钙铝榴石、硅灰石、透辉石、符山石、磷灰石、阳起石、绿帘石、黝帘石和石英等矽卡岩矿物，还有磁铁矿、磁黄铁矿、黄铁矿、胶黄铁矿、自然金、自然铋、辉砷钴矿、方钴矿、辉铋矿、黄铜矿、白铁矿、硫碲铋矿、红砷镍矿、辉砷镍矿、毒砂、钴毒砂和软铋矿



等矿石矿物。中温热液成矿期主要形成矿物有黄铜矿、辉钼矿，在矿区内可见黄铜矿和辉钼矿脉明显穿切矽卡岩及与之有关的矿化产物，说明受晚于矽卡岩化的热液活动的控制。在矿区的坑道内，还可见萤石矿化，沿一石英斑岩脉两侧分布，该岩脉受矿区内最晚活动、且明显切割其他矿化体和含矿构造的近南北向断裂控制。表生氧化期主要形成的矿物有钴华、镍华、褐铁矿、蓝铜矿和孔雀石。

#### 7. 主要矿物的生成顺序

综合矿床地质特征、矿物共生关系、矿石矿物结构构造特征。该矿床中矿物生成顺序为：胶黄铁矿 + 毒砂 → 辉铋矿 + 方钴矿 + 磁黄铁矿 + 毒砂 + 自然金 + 自然铋 → 辉铜矿 + 辉钼矿 → 孔雀石。从而将该矿床成矿期次分为：热水喷流沉积期、构造—热液改造期、岩浆期后热液期和表生氧化期。

### 四、成矿条件分析

#### 1. 成矿地球动力学环境

结合国内外典型钴矿床成矿特征，该类矿床主要形成时代为新元古代—古生代，形成环境主要为裂谷或裂隙槽等拉张环境（芮宗瑶，1989）。裂谷和薄弱地带热流易于释放形成热水循环系统。矿床的形成与海底热水活动有关，其除了提供成矿物质来源，热动力及富集堆积的就位空间外，还控制了火山沉积建造的时空分布和相关喷气—沉积成矿作用的延续（郭介人等，2000）。肯德可克矿区早古生代基底地壳拉张，造成祁漫塔格裂隙槽，其经历短暂的拉张后，迅速闭合，产生海底喷流作用，晚古生代，经历复杂构造—岩浆活动，产生多次构造热液的叠加。该环境为热水—喷气改造矿床形成提供了区域地质背景条件。

#### 2. 地层控制

肯德可克钴金铋矿床受层位和岩性控制作用明显，矿化体均产在上奥陶统滩间山群碎屑岩、矽卡岩化硅质岩中，并且矿区内的部分矿体顺层产出，与岩层表现出一致协调性。其中含矿岩系的下部的含碳钙质板岩矿化也较好，但较矽卡岩化硅质岩内的矿化要弱。说明有大量的陆源物质补给沉积盆地，携带有丰富的成矿物质。矿区内硅质岩、含碳钙质板岩所含成矿元素丰度值却远远高出沉积岩类页岩值（表2-3），这很好地说明滩间山群的含碳钙质板岩含钴、铋、金等成矿元素较高，其可能为后期热液改造叠加成矿提供成矿元素；上部含矿岩—硅质岩呈层状，并可见纹理，局部与含碳钙质板岩呈韵律互层，其内包含少量碎屑岩，其矿化也较为发育，主要见星点状和浸染状矿化。说明在火山喷流中心间歇性地带深部的流体和成矿物质，在海盆地中形成硅质岩沉积和成矿元素的富集，形成矿源层。奥陶纪的火山喷流作用，沉积成岩形成了成矿的矿源层上奥陶铁石达斯群，成矿元素达到了预富集的作用（崔春龙，2001）。

钙质板岩和硅质岩之间的接触带发生明显的双交代矽卡岩化，常形成石榴子石和透辉石矽卡岩，为该矿区主要赋矿围岩。

#### 3. 构造与成矿

区内断裂构造较为发育，矿区南部遥感解译中存在明显的环形构造，说明在该矿区南部也可能存在隐伏岩体（杨铭君，叶磊等，1998）。结合矿体产出形态特征，矿区构造对

表 2 - 3 肯德可克钴铋金矿床含矿岩石多元素分析结果

| 样 号    |           | Ag    | Cu     | Pb      | Zn     | Co    | Ni     | Au     | As      | Sb     | Bi     | Pd    |
|--------|-----------|-------|--------|---------|--------|-------|--------|--------|---------|--------|--------|-------|
| 含碳钙质板岩 | KN6 - H3  | 33. 4 | 750. 0 | 3300. 0 | 520. 0 | 40. 0 | 140. 0 | 21. 0  | 1265. 0 | 70. 00 | 110. 0 | 0. 0  |
|        | KN8 - H1  | 1. 55 | 230. 0 | 265. 0  | 150. 0 | 17. 5 | 270. 0 | 9. 6   | 181. 5  | 9. 6   | 106. 0 | 20. 7 |
|        | KN8 - H2  | 2. 60 | 820. 0 | 350. 0  | 175. 0 | 50. 0 | 103. 5 | 4. 2   | 880. 0  | 6. 7   | 184. 0 | 31. 1 |
|        | DYM - H1  | 4. 4  | 230. 0 | 390. 0  | 310. 0 | 20. 5 | 52. 0  | 14. 5  | 836. 0  | 271. 0 | 91. 00 |       |
|        | CM6 - 28  | 0. 62 | 25. 0  | 52. 0   | 200. 0 | 6. 4  | 8. 7   | 7. 9   | 221. 9  | 20. 0  | 87. 0  | 16. 7 |
|        | CM10 - H6 | 1. 35 | 68. 0  | 78. 0   | 75. 0  | 18. 0 | 110. 0 | 340. 0 | 8340.   | 154. 0 | 47. 0  | 4. 8  |
| 硅质岩    | KB8 - H1  | 0. 64 | 165. 0 | 37. 0   | 110. 0 | 23. 5 | 130. 0 | 18. 0  | 1523.   | 27. 40 | 31. 30 |       |
|        | KB8 - H3  | 0. 46 | 90. 0  | 135. 0  | 155. 0 | 18. 0 | 120. 0 | 7. 0   | 559. 0  | 51. 0  | 50. 0  |       |
|        | CM10 - H2 | 10. 6 | 12700  | 275. 0  | 550. 0 | 95. 0 | 154. 1 | 38. 0  | 279. 2  | 15. 10 | 104. 0 |       |
|        | CM10 - H4 | 6. 9  | 47. 0  | 41. 0   | 81. 0  | 17. 5 | 135. 4 | 1560.  | 27320   | 23. 60 | 44. 00 |       |
| 沉积页岩*  |           | 0. 07 | 45     | 20      | 95     | 19    | 68     | 0. 00n | 13      | 1. 5   | ?      | ?     |

含量单位：Au、Pd 为 10<sup>-9</sup>，其他 10<sup>-6</sup>；\* 引自张秋生等（1988）；分析单位：吉林省地质矿产局第五地质调查所，2001

矿床形成的作用大致可以归纳为促进物质活化，为热液运移提供通道，提供矿体赋存空间。尤其对该矿床的后期热液改造起到重要的作用。肯德可克矿区位于祁漫塔格夭折裂陷构造带中部，经历了复杂的构造—岩浆—沉积作用。后期东西向断裂构造作用，导致成矿物质活化，沿断裂构造热液流动并萃取成矿元素，在一定物理化学条件下沉淀聚集，沿硅质岩内的小裂隙发生明显的矽卡岩化是为很好佐证，由于晚期的脆性构造变形，形成系列张性裂隙，成为成矿热液定位的有利场所，以致矿区所有矿化体都位于构造破碎的矽卡岩化带内。

肯德可克矿区断裂构造发育，并且表现多期次运动复活特点，结合矿区地质特征和矿化特征，构造对成矿的作用大致可归纳为：控制深部物质来源；控制矿化的空间展布和强度；控制矿体的产出，提供矿体的赋存空间。

首先，控制深部物质来源，早古生代末期加里东运动使昆北带发生裂陷作用，祁漫塔格裂陷槽形成，沿同生断裂发生了热水喷流沉积作用，携带了深部成矿物质在上奥陶统的滩间山群沉积岩系成矿元素含量高，为后期热液叠加成矿提供了物质基础。其次，构造控制了矿化，并且与矽卡岩化关系密切。F<sub>1</sub>断裂为成矿热液运移提供通道，成矿物质活化，沿断裂构造热液流动并萃取成矿元素，在一定物理化学条件下沉淀聚集，沿硅质岩内的小裂隙发生明显的矽卡岩化是为很好佐证，由于晚期的脆性构造变形，形成系列张性裂隙，成为成矿热液定位的有利场所，以致矿区所有矿化体都位于构造破碎的矽卡岩化带内。控制了整个矿化带范围，而且矿化带内的矿化强弱与构造裂隙发育程度相关。再次，构造控制矿体的产出，为矿体定位提供赋存空间，该矿床大部分矿体均位于破碎的矽卡岩带内，沿裂隙呈脉状、似层状展布，而矽卡岩带严格受断裂构造控制。



该矿床位于肯德可克向斜北翼，但褶皱变形不甚明显，主要受后期断裂构造影响。前人在矿区内发现一后期近南北走向的  $F_2$  断裂，曾被认为是一条平移走滑断层，导致矿体水平错位。本项目组在野外地质调查研究工作中，经过详细研究发现， $F_2$  断裂其实为一正断层，切割矿体，并导致矿体差异抬升，由于正断平面效应，矿化带被水平错断（见图 2 - 2）。在矿区西部还有类似的正断层，将矿体切断，并且西盘下落。

#### 4. 岩浆岩与成矿

肯德可克矿区及其附近地段无侵入岩体出露，仅在钻孔中见有石英斑岩、闪长玢岩（燕山期）浅成岩脉。据区域岩浆岩分布规律推测，在景仁 - 尕林格断裂的东侧，印支—燕山期中酸性侵入岩成带状沿北西向出露，而矿区恰好位于该带中。另外，在矿区北部靠近巴音郭勒河见有相当规模的透辉石、阳起石角闪岩带，并发育烘烤边，说明印支—燕山期岩浆活动在矿区内强烈发育。同时，遥感解译推测在矿区南部可能存在隐伏岩体，矿区深部或旁侧可能存在大规模侵入岩体，为成矿提供了热源和部分物源。

### 五、成矿物质来源

#### 1. 微量元素特征

根据硅质岩微量元素分析结果（表 2 - 3），可以看出，硅质岩富含多种微量元素。其中既有黑色、有色金属（Co、Ni、Bi、Cu、Pb、Zn 等），又有 Au、Ag 等贵金属元素，显示出硅质岩为非正常沉积作用的产物（郑明华等，1994）。尤其是其富含 As、Sb 等元素可以作为识别热水沉积作用的重要指标（Bostrom K，1979，Marching V，1982）。本区硅质岩 As、Sb 的平均含量分别为  $7420.3 \times 10^{-6}$ 、 $29.28 \times 10^{-6}$ ，相对于沉积页岩来说高出许多倍，反映出强烈的热水喷流沉积的特点。更重要的是这些微量元素为成矿提供丰富的物质来源。

#### 2. 稀土元素特征

稀土元素作为岩石地球化学作用的指示剂已被广泛应用，热水沉积岩的稀土元素更具指示性意义，可以判断其成因和物质来源，所以笔者野外采集了矿区内硅质岩和矽卡岩进行了稀土分析。分析用等离子质谱仪（ICP - MS）测定，分析结果表明，所有样品稀土元素总量（ $\Sigma \text{REE}$ ）变化范围较大（表 2 - 4、2 - 5），硅质岩变化范围  $(46.08 \sim 300.13) \times 10^{-6}$ ，平均值为  $181.79 \times 10^{-6}$ ；矽卡岩变化范围  $(133.22 \sim 370.13) \times 10^{-6}$ ，平均值为  $220.26 \times 10^{-6}$ 。La/Yb 平均值为 36.18，Ce/Yb 平均值为 75.85，显示出明显的稀土元素分馏作用，轻稀土富集。

硅质岩稀土元素配分模式见图 2 - 5，其配分曲线均向右略微倾斜，总体相似，与广西大厂及国内外许多海底热水沉积岩相似，但除 KB8 - H3、CM10 - H2、CM10 - H4 外，与其他样品不协调，可能与后期矽卡岩化作用有关。 $\delta_{\text{Eu}}$  多在 0.426 ~ 0.996 之间，个别为 1.049，显示弱—中 Eu 负异常； $\delta_{\text{Ce}}$  多在 0.760 ~ 0.946 之间，少部分超过 1.0，弱 Ce 负异常或不明显。与不同的体系的稀土元素配分模式对比，其与正常海水有相似之处，Ce、Eu 负异常没有海水明显，而与洋中脊热水沉积物比较接近，表明在它们形成的过程中海水起了一定的作用。以上稀土元素特征表明硅质岩具有海底热水喷流沉积的特点。

表 2 - 4 肯德可克硅质岩稀土元素分析结果 ( 10<sup>-6</sup>)

| 稀土元素  | KB8 - H1 | KB8 - H3 | CM10 - H2 | CM10 - H4 | A - 1  | A - 2 | A - 3 | A - 4  | A - 5 |
|-------|----------|----------|-----------|-----------|--------|-------|-------|--------|-------|
| La    | 72.4     | 74.7     | 65        | 68.9      | 28.65  | 3.91  | 16.31 | 36.48  | 23.9  |
| Ce    | 152      | 154      | 123       | 136       | 50.69  | 10.24 | 29.57 | 70.15  | 49.1  |
| Pr    | 14.42    | 13.42    | 11.45     | 13.01     | 7.54   | 1.71  | 4.36  | 9.12   | 7.26  |
| Nd    | 19.24    | 20.3     | 52.99     | 38.7      | 27.6   | 8.77  | 16.97 | 33.07  | 26.8  |
| Sm    | 5.4      | 4.9      | 11.97     | 8.42      | 5.64   | 3.19  | 4.38  | 6.4    | 5.91  |
| Eu    | 1.08     | 1.26     | 2.32      | 1.66      | 1.16   | 0.79  | 1.13  | 0.76   | 1.53  |
| Gd    | 2.2      | 2.02     | 5.36      | 2.81      | 5.15   | 4.13  | 5.4   | 4.16   | 6.93  |
| Tb    | 0.85     | 0.92     | 1.92      | 1.39      | 0.79   | 0.75  | 0.87  | 0.52   | 1.18  |
| Dy    | 7.12     | 2.52     | 10.24     | 8.05      | 4.6    | 5.14  | 5.32  | 2.55   | 7.24  |
| Ho    | 1.98     | 0.99     | 2.14      | 1.63      | 0.92   | 0.98  | 1.12  | 0.46   | 1.56  |
| Er    | 8.53     | 8.66     | 6.51      | 6.7       | 2.95   | 2.95  | 3.47  | 1.28   | 5.05  |
| Tm    | 0.91     | 0.85     | 1.03      | 0.92      | 0.49   | 0.43  | 0.49  | 0.2    | 0.75  |
| Yb    | 6.04     | 4.4      | 5.5       | 4.94      | 3.57   | 2.71  | 3.44  | 1.38   | 5.13  |
| Lu    | 0.86     | 0.74     | 0.7       | 0.63      | 0.58   | 0.38  | 0.51  | 0.21   | 0.72  |
| Σ REE | 293.03   | 289.68   | 300.13    | 293.76    | 140.33 | 46.08 | 93.34 | 166.74 | 143   |
| La/Yb | 11.99    | 16.98    | 11.82     | 13.95     | 8.03   | 1.44  | 4.74  | 26.43  | 4.66  |
| Ce/Yb | 25.17    | 35       | 22.36     | 27.53     | 14.2   | 3.78  | 8.6   | 50.83  | 9.58  |
| δCe   | 1.006    | 1.024    | 0.946     | 1.331     | 0.76   | 0.878 | 0.774 | 0.844  | 0.83  |
| δEu   | 0.818    | 1.049    | 0.775     | 0.996     | 0.652  | 0.671 | 0.716 | 0.426  | 0.74  |

测试单位：武汉综合岩矿测试中心，2002；吉林地质勘查局第五实验室，2001

表 2 - 5 肯德可克矿区矽卡岩稀土元素分析结果 ( 10<sup>-6</sup>)

| 稀土元素  | B - 1  | B - 2  | B - 3 | B - 4  | B - 5  |
|-------|--------|--------|-------|--------|--------|
| La    | 82.94  | 4.23   | 26.57 | 28.65  | 81.54  |
| Ce    | 137.3  | 23.5   | 52.47 | 62.07  | 160.9  |
| Pr    | 14.11  | 6.51   | 7.1   | 7.61   | 19.99  |
| Nd    | 41.6   | 44.75  | 25.13 | 25.12  | 69.48  |
| Sm    | 7.22   | 14.99  | 5.6   | 4.23   | 11.31  |
| Eu    | 1.23   | 1.54   | 1.04  | 4.29   | 2.61   |
| Gd    | 7.97   | 12.84  | 5.67  | 0.88   | 9.11   |
| Tb    | 1.35   | 1.77   | 0.89  | 3.88   | 1.25   |
| Dy    | 8.58   | 9.75   | 5.21  | 0.55   | 6.12   |
| Ho    | 1.81   | 1.86   | 1.04  | 2.89   | 1.17   |
| Er    | 5.67   | 5.39   | 3.03  | 0.6    | 3.13   |
| Tm    | 0.81   | 0.73   | 0.43  | 1.61   | 0.44   |
| Yb    | 5.31   | 4.71   | 2.74  | 0.23   | 2.71   |
| Lu    | 0.75   | 0.65   | 0.38  | 1.37   | 0.37   |
| Σ REE | 316.65 | 133.22 | 137.3 | 143.98 | 370.13 |
| La/Yb | 15.62  | 0.9    | 9.7   | 124.57 | 30.09  |
| Ce/Yb | 25.86  | 4.99   | 19.15 | 269.87 | 59.37  |
| δCe   | 0.837  | 0.78   | 0.843 | 0.927  | 0.873  |
| δEu   | 0.498  | 0.334  | 0.564 | 4.687  | 0.769  |

测试单位：武汉综合岩矿测试中心，2002

矽卡岩稀土元素配分模式见图 2 - 6，其模式曲线总体向右倾斜，与上边硅质岩稀土元素配分模式相似，而且具有相似的 δEu、δCe，Ce 异常不明显，Eu 异常明显。这反映后期构造热液作用形成的矽卡岩可能与硅质岩具有相同的硅源，继承了硅质岩的热水沉积

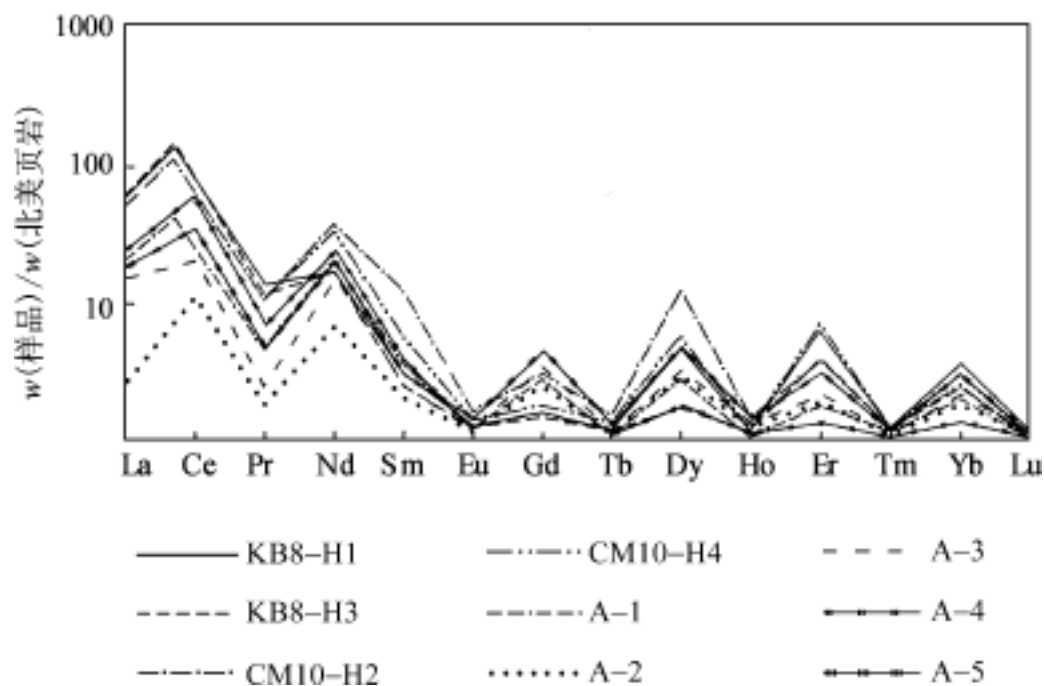


图 2 - 5 肯德可克硅质岩稀土元素配分模式图

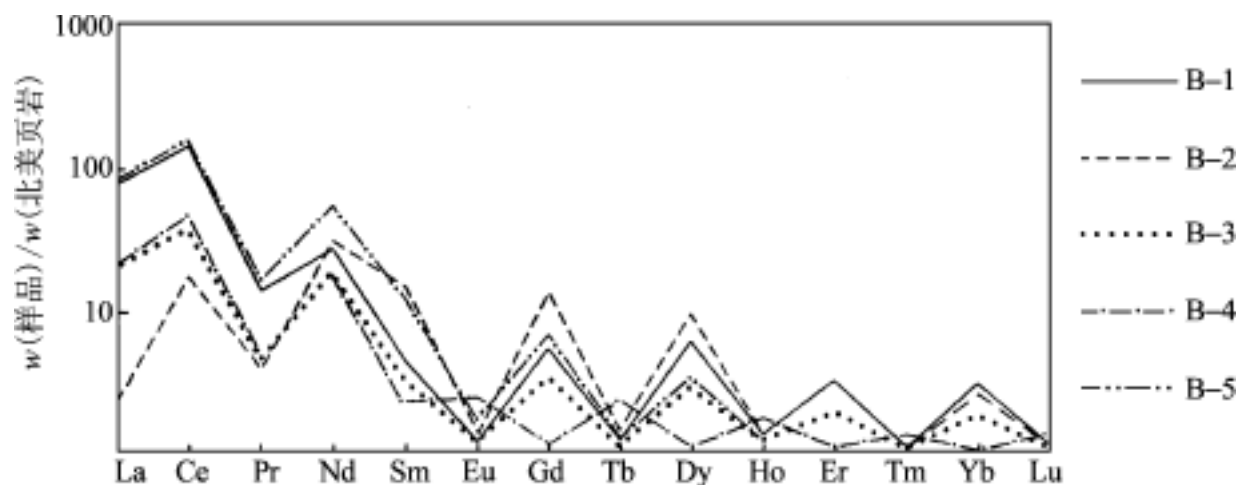


图 2 - 6 肯德可克矽卡岩化硅质岩稀土元素配分模式图

特征，同时有壳源成分的加入，而导致稀土配分模式存在微小差别，说明矽卡岩与硅质岩不是同期的产物。

## 六、矿床成矿机理及成因

肯德可克钴多金属矿成矿过程为：

早古生代中期（奥陶纪）裂陷槽中，这种环境有利于海水的渗透循环，较厚的硅铝质地壳和超厚的沉积柱使对流循环的热流体能从中淋滤、萃取出大量有用元素；裂谷带岩浆活动频繁，具有异常的高热流值，可为流体提供物质和能量；同时，裂谷环境中同沉积断裂发育，常成为热流体运动的诱发因素和流体上升、喷溢的通道。深部岩浆作用是地壳活动时期拉张性盆地中热水垂向对流循环的动力来源（陈多福等，1997）。热水垂向对流循环  $\text{SiO}_2$  在海底形成了一套硅质岩、大量微细粒黄铁矿、磁黄铁矿和胶黄铁矿，同时也携带了众多 Co、Bi、Au、Cu 等多种成矿元素，与汇入的陆源碎屑发生反应，矿质主体以沉积方式形成于水—岩界面之上的水体中（涂光炽，1987、1989）。热卤水和岩浆热液都含有大量的  $\text{SiO}_2$ ，当热水和海水接近时，部分热水中的  $\text{SiO}_2$  以交代、结晶、充填形式对未固结的沉积物发生作用，在喷水口附近或火山岩边上形成泥晶硅质岩。由于裂陷环





境活动时短、热动力能量相对较小，该期成矿作用仅是成矿元素的预富集，因而并未形成同沉积矿床，仅仅是形成了较富集的矿源层，为后期热液改造成矿奠定了物质基础；晚古生代时期该区发生构造变形，对其的影响可能是造成成矿元素的又一次预富集。

中生代时期本区发生了规模最大的一次成矿作用，同时也是最主要的成矿阶段，印支—燕山期岩浆活动为该区带来了强大的热动力条件，热液交代成矿作用成为该矿床的最主要时期，由于深部热源作用及区域变质作用的影响，致使深部岩浆热液沿构造薄弱地带发生迁移、上升，导致了硅质岩与含碳钙质板岩发生了 Si、Ca 双交代，在层间接触带形成了矽卡岩或矽卡岩化，同时热液活动与岩石发生水—岩反应，萃取岩石中的成矿元素，使成矿 Co、Bi、Au 等金属元素发生迁移、富集并存储，在构造薄弱的破碎矽卡岩内发生矿化或富集成矿；后期中高温热液成矿阶段矿化规模较小，穿插于矽卡岩节理、裂隙中。

新生代构造运动使地壳隆升，风化氧化形成钴华、镍华、褐铁矿、蓝铜矿及孔雀石等一系列表生矿物。

20 世纪 80 年代中后期该矿床一直被认为属岩浆热液成因矽卡岩矿床，潘彤等（2001）提出与是喷流热水作用有关，成矿机理方面匡俊等（2003）、潘彤等（2003，2004）进行了有益的探讨。通过进一步对该矿成矿地球动力学环境、矿床成矿特征、成矿条件及成矿物质来源综合分析认为，肯德可克钴铋金矿床成因为热水喷流（矿源层）+ 热水叠生改造型矿床。

## 第二节 驼路沟钴（金）矿床

### 一、成矿地质背景

矿区地处昆南复合拼贴带，南距昆南断裂带 3 km。昆南断裂是一长期活动的断裂带，尤其在印支期发生了自南而北的俯冲造山作用，于陆缘环境发生了中酸性火山活动。加里东期总体表现为陆壳伸展，形成富含钴、金等成矿物质的火山—沉积建造；燕山—喜马拉雅期发生自南而北的逆冲推覆作用，使本区地层发生褶皱及剪切变形并改造成矿。

区域上地层主要为元古宇为浅—中深度变质的混合岩、麻粒岩、角闪岩、片麻岩及碳酸盐岩；奥陶系上统纳赤台群（O<sub>3</sub>nc）为变砾岩、砂岩夹千枚岩；泥盆系上统（D<sub>3</sub>）是一套陆相碎屑岩—火山岩建造；石炭系（C）属稳定型沉积；二叠系下统（P<sub>1</sub>）：位于测区的中部，东、西大滩以北，为地槽型沉积，滨海—浅海相碎屑岩、火山岩—碳酸盐岩建造，如前所述驼路沟地区被厘定为下—中志留世（孙丰月，2003）；三叠系（T）、侏罗系（J）、白垩系（K）、第三系（N）和第四系（Q）。

岩浆岩：分布于测区的西部，出露均为燕山期的侵入岩。受东西向构造控制，主要有灰色、浅肉红色二长花岗岩，灰色花岗闪长岩，灰绿色浅肉红色花岗斑岩，灰色细粒二长花岗岩以及脉岩等。

由于本区属昆中断裂，自元古宙以来，本区经历了多次复杂而强烈的构造运动，所以区内断裂十分发育，大部分呈东西向展布，其规模宏大、活动期长、连续性好、而形成数



公里宽的片理化带、糜棱岩带，加之测区褶皱发育，这为后期含矿热液的运移赋矿提供了通道和空间，而且该大断裂是区域大构造的分界线。

褶皱、断裂发育是本区的一大特点，形成的褶皱主要有水泥厂东向斜、万保沟向斜、纳赤台北沟背斜、南沟—雪水河复式向斜、驼路沟—沟脑向斜、忠阳山背斜等，这些为后期各种矿产的形成提供了运矿通道和赋矿空间。

本地区矿产主要为钴、铜、铁、锑，且主要分布于东、西大滩以北，只有东大滩金锑矿在东大滩以南，形成的矿点主要有驼路沟钴矿、忠阳山铜矿点、南沟磁铁矿点、驼路沟镜铁矿点、纳赤台铜矿点、小南川铜矿点、东大滩金锑矿点。

自显生宙以来，本区经历了多期较为强烈的构造运动。加里东期总体表现为陆壳伸展，形成枝裂状初始小洋盆；海西期除了个别地段（如昆中、昆南断裂附近）仍有伸展开裂外，大部分地区表现为陆壳挤压，初始洋盆闭合，呈现出逐渐抬升的态势；印支期挤压作用持续加强随着昆南断裂和昆中断裂继续俯冲，并发生走滑的作用，全区进入强烈的造山阶段，末期南侧特提斯洋闭合；燕山期进入陆内碰撞的抬升阶段；喜马拉雅期处于陆内的断块隆升阶段，不均衡的升降，形成了盆山地貌。

## 二、矿床产出地质背景

### 1. 含矿建造

出露的地层为一套海相泥砂质沉积岩、中酸性火山岩和热水喷流岩建造，厚度巨大，与下伏元古宇万宝沟群呈角度不整合接触，部分地段为断层接触。前人对该矿区地层时代有两种认识，一种认为属二叠系为主的马尔争组（李厚民等，2001），另一种认为是震旦—寒武纪（张德全等，2002）。2001年项目组在该矿区内发现了类属早—中志留纪的泡沫珊瑚化石（*Ketophyllum* sp.），故认为该地层时代为下—中志留世，呈东西向展布，包括上部的碳酸盐岩和下部的变火山岩、碎屑岩夹硅质钠长质岩（图2-7）。矿区处于昆中断裂和昆南断裂之间，受印支期—燕山期的区域构造运动的影响致使地层的走向、岩体产出及构造形态均以东西向为主。含矿层位为一套浅变质的早志留纪火山—沉积岩系，该套地层分四个岩性组，自下而上分别为：

变碳硅泥岩段（ $S_1^{a-1}$ ）：出露宽200~700m为单斜地层，总体走向东西向，南沟西有向南西扭动的趋势，倾向变化较大，由灰黑色含碳菱铁绢云母石英片岩或千枚岩、斑点状绢云母石英千枚岩夹硅质岩透镜体组成。

变凝灰岩—砂岩段（ $S_1^{a-2}$ ）：在长征沟和短沟以绢云母石英片岩为主，在南沟西以绢云母石英千枚岩，糜棱岩化千枚岩、糜棱岩、绿泥云英片岩为主，底部为砾岩。该套地层分布在测区的中部、东窄西宽，厚度大约在700~1300m之间，走向近于东西向，倾向西南，倾角：60°~72°之间。该套地层在南沟西，从矿化蚀变到受应力作用及脉岩的穿插等方面来对比都比南沟东表现的更为强烈，如南沟西规模较大的矿化蚀变带就赋存在该套地层之中。该矿化蚀变带两侧构造发育，岩性较为破碎。从肉眼观察及薄片鉴定都表明岩性受动力作用的影响均以糜棱岩的形式产生，并出现较宽的糜棱岩带。矿化主要为黄铁矿化、磁铁矿化、黄钾铁矾化，偶见孔雀石化。

变火山岩—沉积岩段（ $S_1^{a-3}$ ）：是短沟—长征沟地区主要的含矿层位，近东西向展布，

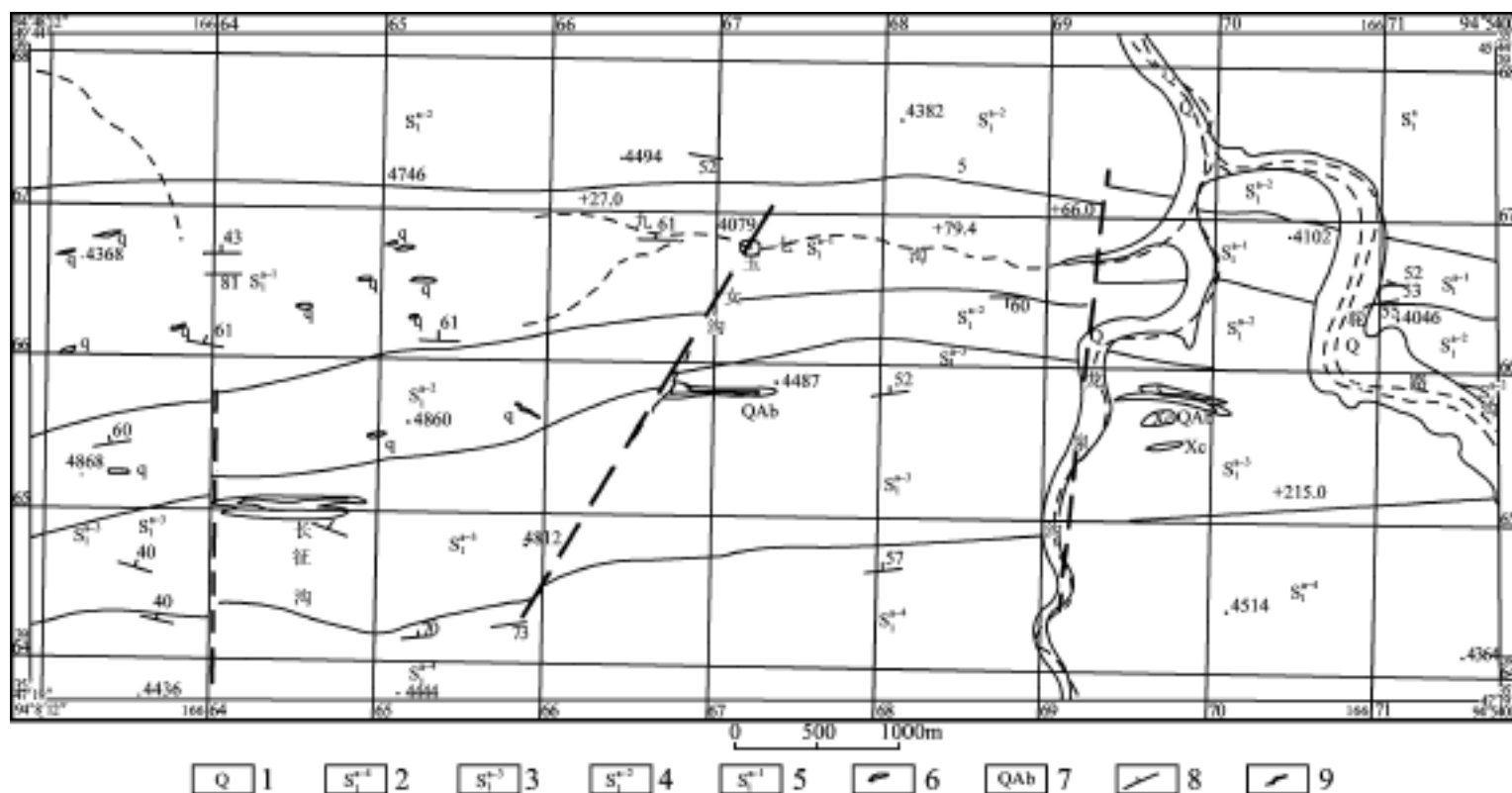


图 2 - 7 驼路沟矿区地质略图

(据青海地质调查院资料 (2001) 与实测资料修编)

1—第四系松散堆积物；2—志留系绢云母石英板岩；3—志留系绿泥石绢云母绿泥石英片岩；4—志留系绢云母石英片岩；5—志留系斑点状碳质千枚岩；6—石英脉；7—硅质钠长质岩；8—推测正断层；9—钴金矿体

以南沟为界，两边截然不同，短沟—长征沟倾向北—北东，倾角在  $40^{\circ} \sim 70^{\circ}$  之间。南沟西倾向南，倾角在  $60^{\circ} \sim 87^{\circ}$  之间，地层厚度极大，500 ~ 1300m 不等。岩性在南沟东主要为绿泥石绢云母石英片岩、石英钠长岩、绢云母石英片岩。在南沟西以绿泥绢云母石英片岩、绢云母千枚岩、糜棱岩为主，底部为砾岩。与下伏地层为整合接触。矿化主要为黄铁矿化、磁铁矿化、黄钾铁矾化、钴华，蚀变主要有硅化、绢云母化、绿泥石化、碳酸盐化等。

变砂岩段 ( $S_1^{a-4}$ )：底部为复成分砾岩，其他均为绢云母石英板岩。复成分砾岩，浅灰色，角砾状结构，基底式胶结，岩石由角砾和胶结物组成，砾石约占 58%，成分主要为火山岩类 40% (中基性熔岩、中酸性熔岩)，碳酸盐岩 8%，硅质岩 10%，砾石都以次棱角状、棱角状及扁豆状产出，分选及磨圆都较差，角砾大小一般 1 ~ 8mm 之间最大长轴方向约 30mm，无定向排列，胶结物约占 42%，主要为硅质、钙质，见弱褐铁矿化及磁铁矿化。

## 2. 构造断裂

褶皱：以驼路沟沟脑向斜为主，东西向展布，核部地层为志留系下统组成，北翼保存较好，且宽大，南翼被断裂切割，地层表现残缺不全，在南沟西褶皱表现不甚强烈，渐趋过渡为单斜地层；区内片理十分发育，各种岩性 (片岩、板岩、千枚岩、砾岩等) 都具有较强的片理化，属区域构造作用的产物，与成矿关系不甚密切。

断裂：发育相对较弱，东西向展布，与区域断裂方向一致，具体情况分述如下： $F_1$  位于南沟西矿化蚀变带的北部，长约 750m，宽 2 ~ 3m，走向东西，倾向  $160^{\circ}$ ，倾角  $65^{\circ}$ ；断裂带主要由断层角砾和断层泥组成，角砾一般在 5 ~ 8cm 之间，呈次棱角状及次圆状，具定向排列，成分为硅质岩、灰岩，北部地层为斑点状千枚岩，南部为受动力作用的正常沉积的砾岩 (糜棱岩)，具黄铁矿化、硅化，推断为压扭性断裂； $F_2$  位于南沟西矿化蚀变带的南部，呈东西向展布，长约 2km，宽 1.5m。倾向南东，倾角  $50^{\circ} \sim 70^{\circ}$ ；断裂下盘岩



性为糜棱岩化千枚岩，局部见糜棱岩或超糜棱岩。断裂上盘见花岗斑岩侵入，呈条带状分布，破碎带以角砾岩为主，角砾大小在 5 ~7cm 之间，呈棱角状，定向排列，角砾的成分主要为大理岩、硅质岩、千枚岩，具弱褐铁矿化，断层面见擦痕，推断是压扭性断裂。

3. 岩浆活动

区内岩浆活动相对简单，主要以灰色细粒二长花岗岩。花岗闪长斑岩及辉绿岩。辉绿岩呈不规则条带状，近东西向展布，主要分布在  $S_1^{a-3}$  岩性段中，沿层理面顺层产出，属印支期岩浆侵入的产物，脉体受后期构造运动的影响，岩体矿物蚀变片理化较强。

4. 变质作用

经变质作用形成一套较稳定的绿泥石绢云母千枚岩、片岩及板岩等。在绿片岩中由于分异作用的影响；动力变质作用产物主要在构造活动较强烈地段出现。宏观上表现为构造角砾岩、糜棱岩及超糜棱岩，显示韧性剪切的特点。岩石常见硅化、碳酸盐化、黄钾铁矾化、黄铁矿化等。由于变质作用不同，测区内岩性的变质程度和岩性、矿化、蚀变也有所不同。从变质岩石类型和特征看，以区域变质作用为主，并存在动力变质作用，变质程度一般为低级变质，形成的变质岩有片岩、千枚岩、板岩等。动力变质岩主体受构造的控制，形成角砾岩、糜棱岩类岩石。

三、矿床地质特征

1. 矿体形态、规模、产状

由蚀变和矿化的绢云石英（或千枚岩）、绿泥绢云石英片岩（或千枚岩）、硅质钠长岩以及钴（金）矿石构成的矿化层宽 1 ~50m，呈近 EW 向顺层展布于第三岩段中。其地表西起长征沟，向东一直延伸至驼路沟以东，已控制的长度大于 7km。根据地表矿化质量

的评价结果，目前已发现的 15 个矿体主要集中在短沟、玉女沟、长征沟 3 个矿段（图 2 - 7）。

钴（金）矿体呈似层状，产于矿化层中（图 2 - 7）。地表发育黄钾铁矾、钴华和褐铁矿。单个矿体一般长 100 ~ 1000m，平均厚 0.86 ~4.45m，钴的品位变化为 0.024% ~0.108%、金的变化范围为 0.3 ~0.78g/t，局部大于 1g/t。矿体倾向北北东（亦有南南西），倾角陡立（70 °~86 °）。空间上，透镜状钴（金）矿体在矿化层中呈斜列式展布。在短沟一带的矿体，产于面理褶皱的轴部（图 2 - 8），以 28 °~35 °左右的角度向东深部侧伏，该侧伏方向及侧伏角，与矿体旁侧层间滑动面上擦沟的倾伏方向和倾伏角基本一致（图 2 - 8 之插图 2）。

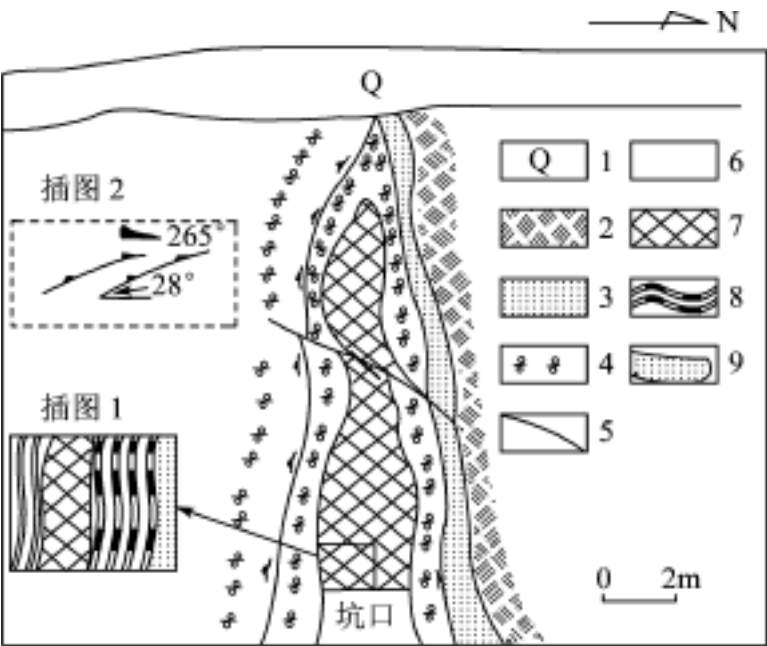


图 2 - 8 驼路沟矿区 YM1 坑口矿体露头素描图  
(据李厚民，2001)

1—浮土；2—绢云石英片岩；3—硅质钠长片岩；4—绿泥绢云石英片岩；5—后期断裂；6—面理产状；7—钴（金）矿体，块状矿石（仅适用于插图 1）；8—纹层状矿石（仅适用于插图 1）；9—浸染状矿石（仅适用于插图 1）

2. 矿石的类型及化学成分

据李厚民等（2001）目前矿区发现的钴（金）矿石主要为黄铁矿型，其次为磁铁矿型。黄铁矿型钴（金）矿石为黄铁矿化的片理化（绿泥石）绢云母石英糜棱片岩，黄铁矿在其中呈条带状、浸染状或稠密浸染状，含量40%~80%，有两个世代：早世代黄铁矿发育在片理化较弱处，含量30%~50%，粒径3mm，半自形—他形晶，在强碎裂处则与较粗粒透明矿物一起呈透镜状、条带状、碎斑状定向排列，含量较少，沿其碎裂裂隙有晚世代黄铁矿及少量方硫镍钴矿充填交代；晚世代黄铁矿在强片理化处含量较高，可达20%~60%，部分为粗粒黄铁矿破碎重结晶产物，部分为新生黄铁矿，粒径小于0.1mm，呈半自型—自形晶立方体及五角十二面体骸晶，在脉石矿物集合体外呈半包围月牙状或全包围环状。方硫镍钴矿少量，呈他形粒状沿早世代黄铁矿裂隙及边部交代，与晚世代黄铁矿共生。磁铁矿型金（钴）矿石见于金石沟磁铁矿体中，矿石以磁铁矿为主，呈块状、团块状赋存于石英、方解石脉中，黄铁矿、黄铜矿与石英细脉一同穿插交代磁铁矿。

根据构造，可将矿石分为浸染状矿石、条带状矿石和块状矿石三种类型。石英、钠长石、碳酸盐、绢云母和绿泥石是常见的脉石矿物，其含量变化则取决于主岩的类型和矿石矿物的变化。矿石的主要金属矿物为黄铁矿（>30%），其中，浸染状矿石、条带状矿石和块状矿石分别含黄铁矿30%、30%~50%和80%左右。此外，还有少量毒砂、黄铜矿、闪锌矿、磁黄铁矿、斑铜矿，痕量钴镍黄铁矿、含钴黄铁矿、硫钴矿、硫铜钴矿、自然金、自然铜、自然锡（表2-6）、方硫镍钴矿（李厚民等，2001）等。矿石中独立的钴矿物（包括钴镍黄铁矿、硫钴矿、硫铜钴矿、方硫镍钴矿等）含量甚微，反光镜下观测及电子探针测定显示，矿石中的钴主要赋存于黄铁矿中。对各类矿石中黄铁矿的电子探针能谱扫描发现，Co含量0.06%~2.73%，且他形细粒状黄铁矿（喷气沉积期形成的）含Co明显高于重结晶的自形粗晶黄铁矿，显示独立的钴矿物可能析出于变质重结晶过程。最常见的矿石构造为条带状—层纹状构造、浸染状构造和块状构造。矿石发育典型的同生沉积构造，如条带状—层纹状构造（即条带状矿石），偶见同生角砾状构造。矿石主要呈碎裂结构、包含结构、穿切交代结构、他形粒状结构。黄铁矿至少有两个世代。早世代的

表 2 - 6 驼路沟矿床金属矿物电子探针分析结果（%）

| 矿物    | S     | Fe    | Co   | Ni    | Cu    | Zn    | As   | Ag   | Sn    | Au   | 合计    |
|-------|-------|-------|------|-------|-------|-------|------|------|-------|------|-------|
| 黄铁矿   | 53.26 | 46.01 | 0.06 | 0.1   | 0     | 0     | 0    | 0    | 0     | 0.13 | 99.56 |
| 黄铁矿   | 52.84 | 45.17 | 1.09 | 0.2   | 0     | 0.01  | 0.01 | 0.01 | 0     | 0.03 | 99.36 |
| 自然铁   | 0     | 96.71 | 0.1  | 0.21  | 0.47  | 0.06  | 1.16 | 0    | 0.11  | 0    | 98.82 |
| 含锡自然铜 | 0     | 0.59  | 0.03 | 0.23  | 83.82 | 1.34  | 0.69 | 2.84 | 9.88  | 0.07 | 99.49 |
| 自然锡   | 0     | 0.33  | 0.07 | 0.11  | 0     | 0.78  | 0    | 0.01 | 98.28 | 0    | 99.58 |
| 含锡自然铜 | 0     | 0.59  | 0.03 | 0.23  | 83.82 | 1.34  | 0.69 | 2.84 | 9.88  | 0.07 | 99.49 |
| 钴镍黄铁矿 | 52.08 | 30.76 | 5.32 | 10.01 | 0     | 0     | 0    | 0.1  | 0.07  | 0    | 98.34 |
| 含钴黄铁矿 | 52.61 | 43.61 | 2.73 | 0.39  | 0     | 0.01  | 0    | 0    | 0     | 0    | 99.35 |
| 含钴黄铁矿 | 53.07 | 42.32 | 2.62 | 0.49  | 0     | 0     | 0.77 | 0    | 0.04  | 0.01 | 99.32 |
| 含锌自然铜 | 1.88  | 1.26  | 0.13 | 0.1   | 63.87 | 31.13 | 0.09 | 0    | 0     | 0    | 98.46 |
| 含锌自然铜 | 0     | 0.92  | 0.2  | 0.12  | 67.1  | 31.24 | 0    | 0    | 0     | 0    | 99.58 |

资料来源：张德全，2002



黄铁矿呈他形、粒径较细、常发育碎裂现象，微裂隙中不但被石英和方解石充填而且偶见自然金充填。有时镜下还可观察到黄铁矿被定向拉长或呈纺锤形变晶。晚世代的黄铁矿在矿石中含量较少，多呈半自形—自形粒状，粒径较粗，碎裂结构不发育。电子探针分析早世代黄铁矿含 Co、Ni 较高（4 件样品的平均值为 Co2.44%，Ni0.49%），Au 低（4 件样品的平均含 Au0.01%）。钴镍黄铁矿（反光镜下显黄白带绿的色调）则呈薄边镶于含钴黄铁矿的外缘或呈不规则状分布于含钴黄铁矿的粒间；晚世代黄铁矿含 Co、Ni 低，Au 高（3 件样品平均 Co0.1%，Ni0.1%，Au0.14%）。上述现象表明，早世代黄铁矿是区域变形—变质作用之前（喷气沉积成矿期）的产物，钴镍黄铁矿是含钴黄铁矿出溶的产物，少部分黄铁矿（指晚世代者）与变形—变质过程有关；钴主要形成于喷气沉积成矿作用，而自然金应属于后生成因（可能与造山过程中的构造作用有关）。

3. 矿石物质成分

矿体中赋矿岩性主要为黄铁矿化绢云母石英片岩、黄铁矿化硅质钠长岩、黄铁矿化绿泥石片岩等，但以黄铁矿化绢云母石英片岩为主，约占 85% 以上。矿石矿物有黄铁矿、黄铜矿、斑铜矿、硫钴矿、硫铜钴矿、闪锌矿、毒砂、褐铁矿。粒度 0.01 ~3.0mm，呈半自形—他形、条带状、脉状、星点状、星散浸染状分布于岩石中，含钴矿物主要为硫钴矿、硫铜钴矿。

黄铁矿：呈他形晶集合体，不均匀地分布在岩石中，粒度变化大，一般在 1.86 ~0.04mm 之间，边缘不均匀被铜蓝交代，另在黄铁矿矿中分布有少量他形粒状，乳滴状闪锌矿，系固溶体分离的产物，也见沿裂隙分布（黄铁矿中裂隙）。

硫钴矿：半自形粒状—他形粒状，个别为自形多边形，乳黄白色，均质性、磨片性良好。硫钴矿晶体细小，一般在 0.01 ~0.05mm 之间，个别达 0.2mm。硫钴矿多呈叶片状，乳滴状嵌布在黄铁矿晶体中，个别与黄铁矿构成连晶，还有的硫钴矿晶体在矿石中呈星点状零星分布。

硫铜钴矿：呈淡肉色，均质性、磨光性良好。晶体多不规则，为他形粒状，粒径一般在 0.008 ~0.02mm 之间，个别晶体达 0.12× 0.3mm<sup>2</sup>。硫铜钴矿多分布在黄铁矿晶体边缘，有的呈叶片状，乳滴状嵌布在黄铁矿晶体中，有的与黄铁矿呈连晶状分布。在个别较大的硫铜钴矿晶体中还可见到黄铁矿的黄色条带和他形粒状晶体嵌布。

通过物相分析（表 2 - 7），钴、金元素主要赋存于脉石相、硫化物相中，说明钴金脉石相及硫化物相关系密切，尤其是脉石相。

表 2 - 7 驼路沟钴金矿区矿石物相分析结果表

| 样品<br>编号 | Co/10 <sup>-2</sup> |        |        | 采样位置及矿石类型           |
|----------|---------------------|--------|--------|---------------------|
|          | 硫化物相                | 氧化物相   | 脉石相    |                     |
| WX001    | 0.027               | 0.0016 | 0.0062 | 黄铁矿化石英（糜棱）片岩型钴矿石    |
| 比例       | 78%                 | 4%     | 18%    | 短沟 MI - 2 矿体        |
| WX002    | 0.035               | 0.0021 | 0.336  | 黄铁矿型钴矿石             |
| 比例       | 9%                  | 1%     | 90%    | 短沟 MI - 2 矿体        |
| WX003    | 0.055               | 0.009  | 0.131  | 黄铁矿化绢云母石英（糜棱）片岩型钴矿石 |
| 比例       | 28%                 | 5%     | 67%    | 短沟 MI - 2 矿体        |

资料来源：青海省地质调查院，2003





#### 4. 矿石结构、构造

赋矿岩性以石英脉、硅质钠长岩为主，泥晶灰岩次之，硅质钠长岩为隐晶质结构、块状构造，泥晶灰岩呈泥晶结构、条带状—块状构造，成矿主元素钴主要以黄铁矿形式不均匀分布在脉石矿物中，黄铁矿呈半自形—他形晶结构，细脉浸染状—稠密浸染状构造。根据构造，可将矿石分为浸染状矿石、条带状矿石和块状矿石三种类型。石英、钠长石、碳酸盐、绢云母和绿泥石是常见的脉石矿物，其含量变化则取决于主岩的类型和矿石矿物的变化。

矿石中金属矿物结构主要包括：自形晶粒结构，半自形—他形粒状结构、自形柱状结构、共边结构、固溶体分离结构、似斑状压碎结构和交代结构等。

自形晶粒结构：在矿石中比较少见，表现为细小的黄铁矿晶体自形程度较高，呈立方体、五角十二面体，自形晶体多呈单晶体存在，在矿石中偶尔见到硫钴矿呈多边形自形晶。

半自形—他形粒状结构：矿石中大多数黄铁矿、硫钴矿、硫铜钴矿呈半自形—他形粒状结构。黄铁矿往往呈粗细不等的半自形—他形单晶颗粒或半自形—他形粒状集合体不均匀的分布。硫钴矿、硫铜钴矿则为细的半自形—他形颗粒与黄铁矿共生，矿石中微量的闪锌矿、褐铁矿呈他形粒状、胶状、星点状分布，或充填在早期形成的矿物裂隙中。

共边结构：黄铁矿与硫钴矿或硫铜钴矿呈连晶状共生，两种矿物晶体接触界线平滑，呈共边状，显示出两种矿物是同时结晶的结果。

固溶体分离结构：矿石中含有多种组分的固溶体在结晶过程中发生固溶体分离，随着物质条件的变化而形成各种不同类型的结构，主要表现在客晶矿物在主晶矿物中呈叶片状、乳滴状、条纹状、环带状等现象。

叶片—乳滴状结构：部分黄铁矿晶体中嵌有细小乳滴状、叶片状硫钴矿、硫铜钴矿、黄铜矿、斑铜矿晶体，这些包裹体在黄铁矿中呈不规则的星点状分布，它们与主晶的接触界线明显，没有交代现象。另外在显微镜下还见到较大的硫铜钴矿晶体中也有包嵌黄铁矿、斑铜矿等固溶体分离结构的特征。

条纹、环带结构：这种结构也是固溶体分离结构的一种，表现在个别黄铁矿晶体中因含有钴等微量元素，在结晶过程中，由于条件的差异，因溶体发生分离，使晶体中呈现出深浅不一，宽窄不同的黄白色条带，呈条纹状或一圈圈的环带状相间排列。在个别较大的硫铜钴矿中，也可见到黄铁矿大小不一的黄色条带相间排列的现象。

球粒放射状结构：黄铁矿的单晶和半自形—他形粒状集合体在结晶后期受应力作用，发生破裂，裂隙十分发育，呈放射状分布（图版7）。

交代结构：矿石中交代结构比较少见，主要表现在晚期形成的闪锌矿和褐铁矿呈他形胶状，沿早期形成的黄铁矿、硫钴矿晶体边缘和裂隙进行交代，而形成交代边。个别黄铁矿晶体几乎全部被褐铁矿所交代，只保留有黄铁矿晶形的假象。

根据矿石中金属矿物的展布特征，矿石的构造类型主要有：浸染状构造、斑杂状构造、条带褶皱构造。

浸染状构造：矿石中以黄铁矿为主的金属矿物含量在40%以上，颗粒大小不一，多在0.3~1mm之间，呈单晶颗粒或为半自形—他形粒状集合体，较均匀地分布在石英、方解石等脉石矿物中。稠密浸染状构造多见于晚期黄铁矿—石英脉中。

同生层纹条带结构：这种结构也是同生成岩成矿的一种表现，个别黄铁矿晶体中因含



有钴等微量元素，在结晶过程中，由于条件的差异，因热液造成成矿物质分离，使晶体中呈现出深浅不一，宽窄不同的黄白色条带，呈条纹状或环带状相间排列。在个别较大的硫铜钴矿中，也可见到黄铁矿大小不一的黄色条带相间排列的现象。

**条带状构造：**在矿石中不多见，其特征是以黄铁矿为主的金属矿物浸染状分布在脉石矿物中，呈条带状聚集，具定向排列，与脉石矿物石英、绢云母相间构成条带状展布（图版 8）。

**斑杂状构造：**矿石中的黄铁矿等金属矿物含量在 50% 左右，以半自形—他形粒状集合体为主，单晶体较少。金属矿物颗粒大小不一，并且在矿石中分布不均匀，没有一定的规律性，无规则的杂乱展布。

**条带褶皱构造：**是一种复合构造类型，在矿石中不多见，其特征表现为以黄铁矿为主的金属矿物与脉石矿物各自聚集，相间展布，金属矿物呈浸染条带状。受应力作用的影响，浸染条带发生弯曲变形，形成褶皱（图版 10）。

## 5. 围岩蚀变特征

矿体围岩主要为灰绿色绿泥石绢云母石英片岩、绢云母石英片岩。矿化带的东部地段后期的石英脉比较发育，走向上相对密集和连续，倾向上局部地段显示厚大（约 3 ~5m），与矿化体关系较为密切。主要围岩蚀变有硅化、碳酸盐化、绢云母化，在矿化带的产出部位，蚀变显示较强，范围较宽，20 ~30m，远离矿化带，蚀变逐渐减弱。近矿围岩蚀变主要是硅化、钠长石化、黄铁矿化、碳酸盐化和绢云母化，远矿围岩蚀变为青磐岩化。金的富集与硅化有关，在石英细脉中发现有自然金。黄铁矿化表现为黄铁矿呈稀疏浸染状分布在围岩中，其强度与 Co 的含量呈正消长关系，强黄铁矿化的岩石即矿石。因此，矿体与围岩间为渐变关系，两者的界线需靠化学分析才能圈定。由于成矿后的区域变质作用，在一般情况下，想要严格区别热液蚀变矿物组合和区域变质矿物组合，是比较困难的。

由于氧化蚀变作用的影响，根据矿化的强度，矿体与围岩的界线是渐变的，须用化学样品区分，但围岩中的钴元素含量明显低于蚀变带内。矿体附近围岩蚀变较强烈，矿化及蚀变的强度、规模、Co 品位的高低，与矿体规模成正比。矿化蚀变主要为黄铁矿化、黄钾铁钒化、硅化及碳酸盐化等。

**黄铁矿化：**浅黄色、灰白色，粒度 0.01 ~3mm 左右，他形—半自形，近地表处多已氧化为褐铁矿。黄铁矿化主要有两个阶段，早期的黄铁矿化是在原岩经区域变质作用后，呈细小的微粒状散布在岩石中，晚期黄铁矿呈大小不一的半自形—他形粒状颗粒，大多聚集成团状、带状与脉石英、碳酸盐矿物混杂在一起，形成黄铁矿石脉穿插在岩石的各种构造面理或岩石的裂隙中，晚期黄铁矿化与钴矿有密切关系。

**黄钾铁钒化：**地表矿（化）体（带）在表生作用下，金属硫化物多已氧化蚀变为黄钾铁矾，常呈疏松粉末状、皮壳状、土状，颜色为浅黄、褐黄、土黄色等，在地表常形成黄褐色条带，特别是金属硫化物含量高的地段表现尤为强烈。

# 四、成矿条件

## 1. 区域成矿背景

昆南断裂是一长期活动的断裂，晚古生代，东昆仑以南巴颜喀拉洋经历拉张之后进入

洋壳俯冲阶段，拉张形成的裂隙环境下，由于海水下渗对流循环引起热水活动，将成矿物质从深处（包括地幔）带到海盆，并与正常海水沉积物沉积。造成成矿金属元素逐步富集，形成富含钴、金等成矿物质的矿源层。

2. 含矿建造

含矿层为志留系下统第三岩性段，岩性主要为绿泥石绢云母石英片岩、硅质钠长岩、绢云母石英片岩。钴矿体与海底喷气成因的硅质钠长岩之间有密切关系。该岩性段的特点是岩石片理发育，顺片理方向多见细小的石英脉、碳酸盐岩脉贯入。矿化、蚀变较其他岩性段强烈，主要为黄铁矿化、硅化、碳酸盐化。目前已发现的钴成矿带多位于该岩性段的下部，在地表多处地段呈醒目的褐黄色蚀变带，钴矿体均赋存于蚀变带内。蚀变带内主要矿化为褐铁矿化、黄铁矿化、黄钾铁矾化。

从表 2 - 8 列出不同层位中微量元素含量，第三岩性段中各元素普遍较高，其中  $S_1^{1-c}$  的 Co、Au、Cu、As、Sb、Pb、Zn 等元素明显高出其他岩性段，各岩性段中，含量是不均匀的，与各岩性段喷气—沉积作用强弱有关。

表 2 - 8  驼路沟矿区各岩段微量元素平均含量 (  $10^{-6}$  )

| 岩段          | 样数 | Au     | As    | Sb    | Bi   | Hg    | Ni     | W     | Cr    | Ti      |
|-------------|----|--------|-------|-------|------|-------|--------|-------|-------|---------|
| $S_1^{1-a}$ | 3  | 0.0294 | 34.4  | 1.13  | 0.3  | 0.043 | 11.73  | 18.63 | 66.17 | 2038.53 |
| $S_1^{1-b}$ | 11 | 0.0196 | 20.8  | 0.99  | 0.4  | 0.046 | 15.3   | 21.03 | 78.78 | 2171.15 |
| $S_1^{1-c}$ | 36 | 0.339  | 211.2 | 4.56  | 0.5  | 0.06  | 57.62  | 39.82 | 78.32 | 1901.59 |
| $S_1^{1-d}$ | 12 | 0.0146 | 8.6   | 1.23  | 0.4  | 0.047 | 21.43  | 30.88 | 85.06 | 1892.69 |
| 矿石          | 11 | 0.027  | 658.7 | 2.68  | 0.68 | 0.084 | 143.2  | 48.8  | 62.3  | 2017.1  |
| 岩段          | 样数 | Sn     | V     | B     | Ag   | Cu    | Pb     | Zn    | Mn    | Co      |
| $S_1^{1-a}$ | 3  | 1.33   | 54.5  | 63.57 | 0.21 | 32.4  | 91.7   | 33.5  | 431.9 | 4.6     |
| $S_1^{1-b}$ | 11 | 1.63   | 53.3  | 29.4  | 4.56 | 38.9  | 148.6  | 77.3  | 417.9 | 6.2     |
| $S_1^{1-c}$ | 36 | 2.54   | 68.3  | 39.12 | 7.13 | 217.5 | 1941.7 | 313.8 | 607.5 | 164.3   |
| $S_1^{1-d}$ | 12 | 1.86   | 79.7  | 96.23 | 1.33 | 36.8  | 584.1  | 119.7 | 771   | 8.7     |
| 矿石          | 11 | 3.8    | 65.3  | 57.2  | 0.83 | 604.3 | 1335.4 | 51.3  | 240.1 | 489.8   |

资料来源：张德全 2002

表 2 - 9  各类岩石中微量元素含量表

| 岩石名称         | Au     | As    | Sb   | Cu    | Co    | Ni    |
|--------------|--------|-------|------|-------|-------|-------|
| 斑点状碳质千枚岩     | 7.75   | 24.6  | 0.9  | 55.33 | 19.85 | 51.61 |
| 变砂岩          | 6.0    | 64.5  | 1.16 | 58.46 | 20.43 | 44.09 |
| 绿泥绢云母片岩      | 3.37   | 11.5  | 0.37 | 27.63 | 12.43 | 25.1  |
| 绢云母石英片岩      | 4.63   | 20.6  | 0.45 | 21.3  | 14.2  | 26.3  |
| 含钙条带绿泥石绢云母片岩 | 2.63   | 15.52 | 0.52 | 17.52 | 16.43 | 31.52 |
| 硅质钠长岩        | 8.18   | 28.37 | 0.58 | 13.65 | 23.20 | 29.98 |
| 绿泥石化绢云母石英片岩  | 3.84   | 7.75  | 0.34 | 16.07 | 13.44 | 42.7  |
| 克拉克值         | 0.0043 | 1.7   | 0.5  | 47    | 18    | 58    |

含量单位：Au 为  $10^{-9}$ ，其他为  $10^{-6}$ ；资料来源：张德全 2002



由表 2 - 9 可以看出，硅质钠长岩中 Co 元素平均含量最高，为  $23.20 \times 10^{-6}$ ；绢云母石英片岩中钴平均含量为  $14.2 \times 10^{-6}$ ；斑点状碳质千枚岩中钴平均含量为  $19.85 \times 10^{-6}$ ；变砂岩中钴平均含量为  $20.43 \times 10^{-6}$ ；绿泥绢云母片岩中钴平均含量为  $12.43 \times 10^{-6}$ ，含钙条带绿泥石绢云母片岩中平均含量为  $16.43 \times 10^{-6}$ ；绿泥石化绢云母石英片岩中平均含量为  $13.44 \times 10^{-6}$ 。由此可见，Co 元素在绿泥绢云母片岩、含钙条带绿泥石绢云母片岩、绿泥石化绢云母石英片岩及绿泥石化绢云母石英片岩中的平均含量均低于地壳中 Co 元素的丰度，在硅质钠长岩中平均含量是地壳中金丰度值的近两倍，钴丰度值的 1.2 倍。因此上述结果足以证实石英钠长岩、斑点状碳质千枚岩、变砂岩及绢云母石英片岩是 Co、Au 两种元素在异常区内富集、沉淀的物质基础。

### 3. 构造变形钴矿床的改造

矿区岩石长期受南北向应力而变形，构造活动较复杂。断裂构造主要分布在矿区外围，构造线方向呈近东西向。矿区内断裂构造不发育，以褶皱构造为主，发育有驼路沟沟脑向斜、九七沟背斜，区域上东西向或近东西向片理较发育，同时生成有密集片理或劈理的岩石，岩石中相应重结晶作用明显，出露了新生变质矿物，如大量的绢云母、绿泥石等。

(1) 动力变质变形强烈，可分为三期：早期为同斜线性褶皱，轴迹为北西—北西西，与区域构造线一致，为受海西—印支期造山运动中自南而北 B 型俯冲所致；中期为右行走滑剪切，形成糜棱岩带，主要由片理变形、S—C 面理及矿物拉伸线理显示，发生于印支—燕山期；晚期为左行走滑叠加，变形比中期右行剪切弱，层次较浅，变形体现为不对称扭折（膝折性质）及脆韧性分化性变形窄带（李厚民等，2001）。

(2) 矿床改造与矿体重新就位海底喷流沉积成矿之后，随昆南洋壳由南向北俯冲拼贴于昆中断裂带南缘，南北向碰撞挤压，发生了强烈褶皱变形和片理化作用；并发生了广泛的构造置换作用（图 2 - 9），原始层理被透入性片理置换，含矿的热水沉积岩—硅质钠长质岩在强烈的构造置换过程中，发生了变形重就位，形成了“似层非层，似脉非脉”的特点。

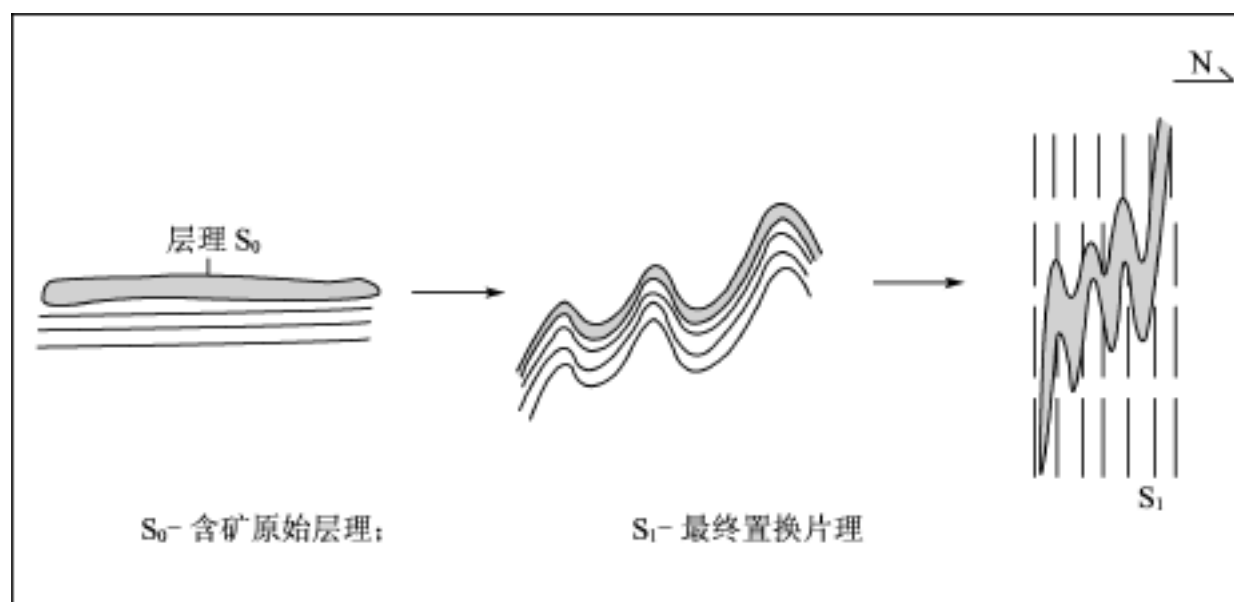


图 2 - 9 驼路沟矿区矿层造置换示意图

（据孙丰月，2003）

矿体在平面上表现为短脉状、钩状、不规则状等形式，而在横剖面中沿片有限延伸，呈中间长两边短的“纺锤形”(图 2 - 10)，其长轴方向最大为 150m，短轴方向一般宽为 40m 左右。纵剖面中则表现为明显向东侧伏的扁担状体(图 2 - 11)。矿体的这种三维空间定位规律，对矿产勘查，工程布置具有重要意义。片理化之后，在持续的南北向挤压作用下，形成近南北向的正断层，切割含矿地质体，由于差异抬升作用，形成了特点相近的几个矿段，由于该地区南北向挤压不完全垂直与水平，所以应力方向也不完全水平，导致矿体在挤压变形过程中发生明显的侧伏特征，总体上各个矿段均往南东侧伏、侧伏角  $20^{\circ}\sim 40^{\circ}$  之间(图 2 - 11)。

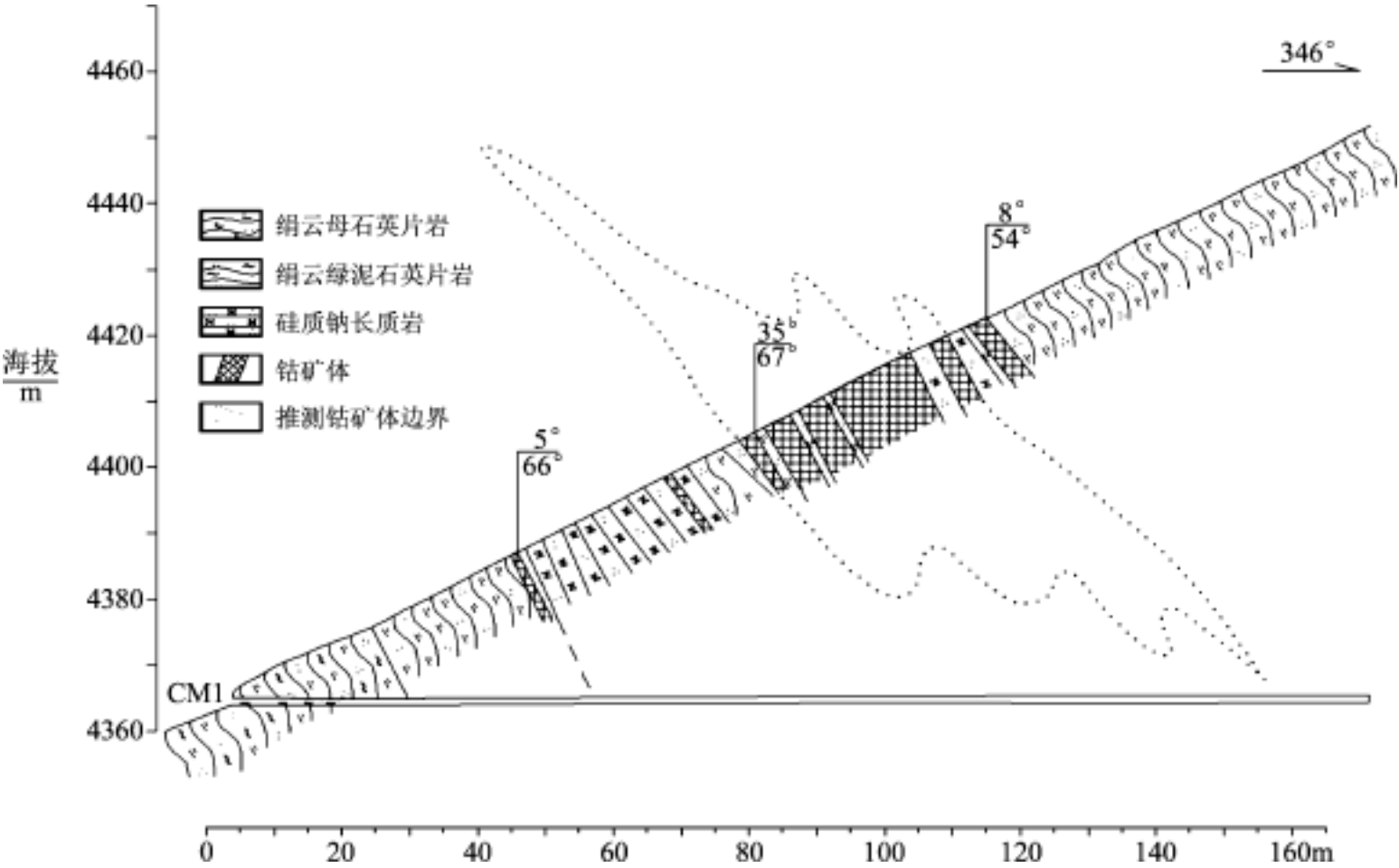


图 2 - 10 驼路沟矿区长征沟矿段 24 号槽探编录图  
(据匡俊，2002 改编)

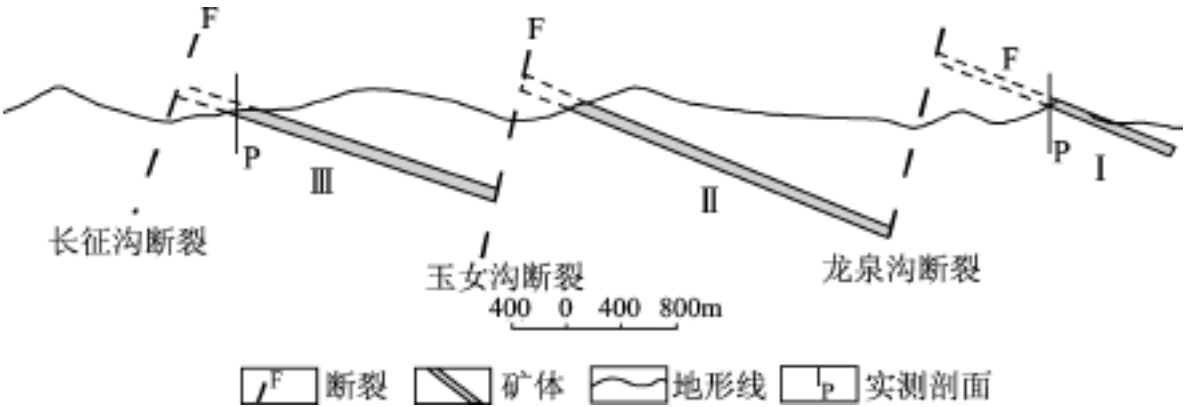


图 2 - 11 驼路沟矿区构造图改变矿体纵剖面示意图  
(据匡俊，2002)

## 五、成矿物质来源

### (一) 微量元素特征

如图 2 - 12 所示，在钠长岩当中明显富集的元素为 Cu、Co、Sb，它们之间存在一定的正相关关系，其他一些元素也表现为较高的含量。尤其是其富含 As、Sb 等元素可以作为识别热水沉积作用的重要指标（Bostrom K, 1979, Marching V, 1982）。另外，通常情况下，洋中脊热液体系内相对富 Cu、Fe 而贫 Pb、Zn，硅质钠长岩 Cu、As、Sb 高含量反映其形成环境与海底洋中脊具有相似性，至少能反映其形成于洋壳环境。

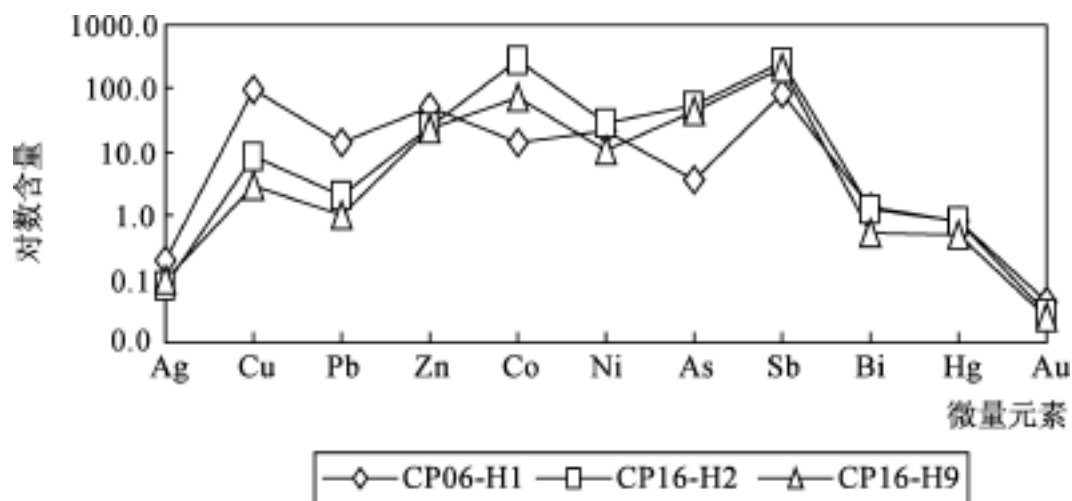


图 2 - 12 驼路沟矿区微量元素组成图

（据匡俊，2002）

### (二) 成矿物理化学条件分析

#### 1. 流体包裹体研究

通过对驼路沟矿区石英脉和硅质碳酸盐岩内方解石的流体包裹体研究表明，石英和方解石中流体包裹体主要有以下三种类型：①气液两相包裹体，广泛分布于各矿体石英中，其气液比较小，主要在 5% ~20% 之间，单个包裹体大小一般为 5 ~20  $\mu\text{m}$ ；② $\text{CO}_2$  包裹体，包括富  $\text{CO}_2$  包裹体、含  $\text{CO}_2$  包裹体和纯  $\text{CO}_2$  包裹体，是该矿床最普遍的包裹体类型， $\text{CO}_2$  含量平均为 85%，大小 5 ~25  $\mu\text{m}$ ；③含  $\text{CO}_2$  三相包裹体，单个包裹体大小 10 ~20  $\mu\text{m}$ 。

#### 2. 流体包裹体温度、盐度和成矿压力

从驼路沟钴（金）矿床流体包裹体均一温度直方图（图 2 - 13）知：石英脉流体包裹体均一温度范围在 170 ~300 $^{\circ}\text{C}$  之间，众值为 230 ~240 $^{\circ}\text{C}$ ，均值为 249 $^{\circ}\text{C}$ ，表明流体以中低温为主（所用温度都未经压力校正，下同）。据 Potter 等（1978）提出的计算盐度公式，求得流体包裹体盐度范围为  $w(\text{NaCl})$  0 ~9%，有两个峰，众值分别为  $w(\text{NaCl})$  2% ~3% 和  $w(\text{NaCl})$  7% ~8%，反映出热水盐度虽都是低盐度的，但各类型包裹体盐度上有变化，较高盐度的主要是气液两相包裹体，富  $\text{CO}_2$  包裹体盐度变化大，以更低盐度  $w(\text{NaCl})$  2% ~3% 为主，表明可能存在两个盐度稍不同的流体。硅质碳酸盐岩中方解石流体包裹体均一温度直方图明显具有两个峰，一组众值在 150 ~160 $^{\circ}\text{C}$  之间，一组众值在 270 ~290 $^{\circ}\text{C}$  之间。方解石流体



包裹体的盐度直方图也明显具有两个距离很大峰，一组低盐度，众值为  $w(\text{NaCl})$  3% ~4%，对应的均一温度众值 270 ~290℃；另一组盐度中等，众值为  $w(\text{NaCl})$  12% ~13%，对应的均一温度众值 150 ~160℃。表明形成硅质碳酸盐岩的热水明显有高温低盐度和低温中盐度两类型，但它们都没能成矿，说明这期热水可能并不富含矿质。

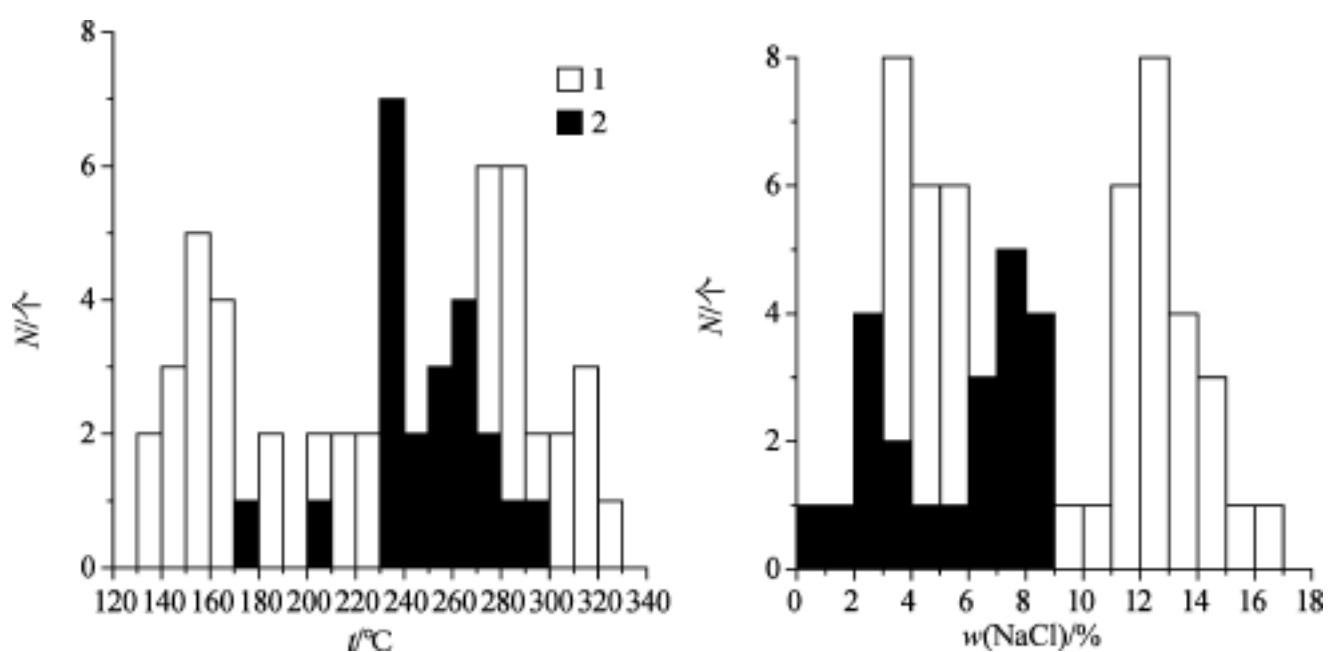


图 2 - 13 驼路沟流体包裹体直方图  
1—方解石流体包裹体；2—石英流体包裹体

根据邵洁连（1990）计算成矿压力的经验公式  $P_1 = P_0 \times T_1 / T_0$ （其中初始压力  $P_0 = 219 + 2620 \times S$ ；初始温度  $T_0 = 374 + 920 \times S$ ， $T_1$  为实测均一温度）计算出成矿平均压力为 58.3 MPa。

3. 流体包裹体成分分析

我们仅利用激光拉曼光谱对驼路沟矿区石英脉流体包裹体成分进行了分析（表 2 - 10），结果表明，流体体系为低盐度的  $\text{CO}_2 - \text{H}_2\text{O}$  体系，常见气相成分有  $\text{N}_2$  和  $\text{CH}_4$  等，富  $\text{N}_2$  可能表明热水有幔源成分。流体包裹体气体还原参数（李秉伦等，1986）为 0.027 ~ 0.624，平均 0.254，表明流体具弱还原性，当时环境比较开放。和气相成分类似，另有  $\text{Cl}^-$ 、 $\text{HCO}_3^-$  和  $\text{SO}_4^-$  等阴离子。包括方解石中流体包裹体的激光拉曼光谱分析结果和石英脉中流体包裹体的类似，但其气体还原参数普遍更低，平均值仅 0.169，也显示出弱还原性。

表 2 - 10 驼路沟矿区短沟矿段石英脉流体包裹体激光拉曼光谱分析结果

| 气 相 成 分 （ 或 $\text{CO}_2$ 相 成 分 ） / mol% |                      |                      |              |               |              |                      |      |               |  |       |
|------------------------------------------|----------------------|----------------------|--------------|---------------|--------------|----------------------|------|---------------|--|-------|
| 样品号                                      | 包体类型                 | $\text{H}_2\text{O}$ | $\text{H}_2$ | $\text{CH}_4$ | $\text{N}_2$ | $\text{H}_2\text{S}$ | CO   | $\text{CO}_2$ |  | R     |
| DGCM112S - W1                            | $\text{CO}_2$ 包体     | 7.37                 | 2.59         | /             | 9.42         | 0.69                 | 4.94 | 69.59         |  |       |
|                                          | 富 $\text{CO}_2$ 包体   | 7.84                 | 2.16         | 0.3           | 10.7         | 0.65                 | 2.36 | 74.62         |  | 0.065 |
|                                          | 含 $\text{CO}_2$ 三相包体 | 21.14                | 1.69         | 1.53          | 6.42         | 0.9                  | 6.91 | 57.32         |  | 0.177 |
| DGdb01 - 5                               | 富 $\text{CO}_2$ 包体   | 11.13                | 0.75         | 0.61          | 11.32        | 0.91                 | 3.58 | 70.32         |  | 0.070 |
|                                          | 含 $\text{CO}_2$ 三相包体 | 26.28                | 2.93         | 1.01          | 11.24        | 1.29                 | 8.94 | 42.08         |  | 0.306 |
| PDG52 - W1                               | $\text{CO}_2$ 包体     | 1.31                 | 0.9          | 0.27          | 4.35         | 0.4                  | 0.97 | 79.7          |  | 0.027 |
|                                          | 气液两相包体               | 96.21                | 0.24         | 0.1           | 1.95         | 0.1                  | 0.29 | 1.01          |  | 0.624 |

续表

| 液 相 成 分 /mol% |                        |                  |                 |                |                  |      |                 |                 |                               |                               |
|---------------|------------------------|------------------|-----------------|----------------|------------------|------|-----------------|-----------------|-------------------------------|-------------------------------|
| 样品号           | 包体类型                   | H <sub>2</sub> O | CH <sub>4</sub> | N <sub>2</sub> | H <sub>2</sub> S | CO   | CO <sub>2</sub> | Cl <sup>-</sup> | HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup> | SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> |
| DGCM112S - W1 | 含 CO <sub>2</sub> 三相包体 | 96.57            | 0.1             | 0.83           | /                | 0.4  | 1.64            | 0.13            | 0.1                           | 0.1                           |
| DGdb01 - 5    | 含 CO <sub>2</sub> 三相包体 | 95.12            | 0.18            | 0.37           | 0.13             | 0.75 | 2.5             | 0.2             | 0.11                          | 0.14                          |
| PDG52 - W1    | 气液两相包体                 | 98.87            | 0.1             | 0.44           | /                | /    | 0.13            | 0.1             | 0.1                           | 0.16                          |

$R = (CH_4 + H_2 + CO) / CO_2$  为气体还原参数；吉林大学地球科学学院地质流体实验室，2002

六、矿床成矿机理

(一) 控矿因素分析

1. 地层与成矿

驼路沟矿区含矿岩系为一套浅变质的火山—沉积碎屑岩建造，经历了区域动力变质作用，现今主要由含碳钙质板岩、绿泥绢云母石英片岩、绢云母石英片岩、硅质钠长质岩和碳酸盐岩组成。含矿层位主岩为绿泥绢云母石英片岩、绢云母石英片岩、硅质钠长岩。

根据含矿岩系的元素地球化学分析（张德全，2002），证明驼路沟矿区含矿岩系中的火山岩，是钙—碱性系列中的中酸性岩石，并且认为硅质钠长质岩是属于强烈富钠的海底热液沉积岩，进一步佐证成矿作用是发生在拉张的洋壳环境。从硅质钠长质岩的微量元素和稀土元素特征来看，其与深海沉积物不完全一致，可能是远离喷气口的产物。含矿岩系中的岩石具明显的 Ba 的负异常和 Rb 的正异常，表明其受到过上地壳物质的强烈混入。

2. 构造与成矿

驼路沟矿区构造与成矿的关系主要体现为：含矿层形成后，在印支—燕山期，本区发生了区域变质和构造变动等地质作用。区域变质作用较弱，岩石的变质程度相当于绿片岩相，没有变质热液形成，因而区域变质对本矿区矿床的改造和矿质聚集作用不明显。但本区的构造变动强烈，结合野外地质调查，该矿区经受了广泛的构造置换、褶皱变形和断裂动力作用。褶皱变形和断裂构造总体上控制矿区内矿化带的展布和产状，受两者的影响，矿化带在平面上呈轻微弧形，不连续分布于背斜和向斜的转折部位，总体往南东侧伏。矿区内发生的广泛构造置换作用，通常表现为面构造置换（张秋生，1988），体现为三种型式，即“W”型，“N”型和“I”型（图版 10）。大部分发生了“I”型置换，产生了透入式片理，形成貌似岩性层的层状构造，局部地区可以见到片内褶曲或钩状体、构造透镜体等。构造置换控制了矿体局部变形和矿石组构的变化。部分矿体发生了明显的层内褶曲，有时拉断呈平行侧列展布，矿石组构发生了明显变化，形成斑杂状构造，拉长定向构造和压力影结构，变形强烈时，仅残留少许原生沉积成岩组构（如层纹构造）。总之，本区成矿后构造变形对矿床起到了强烈变形改造作用，导致矿体变形或重定位。

(二) 矿床成矿机理及成因

驼路沟钴金矿床形成的机理为：该矿床形成于拉张洋壳环境中，当海水沿构造裂隙下渗到周围洋壳岩石中时，水不断被加热并与周围岩石发生化学反应，淋滤围岩的各组分，



同时，与海水中进行  $\text{Na}^+$ 、 $\text{SiO}_2$ 、钴等的互相交换，带入海盆这样在深部形成高温、高盐度、含大量金属元素的含矿热流体。当热流体沿着热液通道上升到海底，在海底沉积界面（封闭层）下不断积聚，随着热液与海水对流循环不断进行，能量和成矿物质进一步聚集，最终在一定条件下喷射到海水中。由于海水深度较大，同时热液流体富含成矿组分，密度大，热流体不发生沸腾，与海水发生混合作用，随海水往洋壳低洼地区运移，正是由于这种海底热水喷流作用，将深源或下部太古宙岩层中的钴、金等成矿元素带入海盆，并在热水喷口附近沉淀富集，形成初始层状矿体或矿源层，含矿热流体喷出海底过程中，与常温海水相互反应，直接在喷口或远离喷口沉积形成层状含钴硫化物矿体并形成与之相关的热水喷流沉积岩。

海西—印支褶皱带和新构造运动强烈区。昆中洋盆向北俯冲过程中，碰撞事件引起整个东昆仑造山带强烈的构造变形，矿区内遭受南北向的强烈挤压，使得含矿岩系发生了强烈的构造置换作用，矿化带发生变形和重新就位，形成了“似层非层，似脉非脉”的特点；在持续地南北向挤压作用下，后期形成的近南北向正断层，切割矿化带，由于正断层效应，造成上盘依次下降，形成了特点相近的三个矿段。

驼路沟钴（金）矿床成因方面，徐文艺等（2001）；张德全等（2001）认为形成于震旦—寒武纪裂隙海盆中与海底喷气沉积成矿作用有关。李厚明（2001）认为该矿床形成于晚海西—印支—燕山期，与富钠火山岩有关的层控—改造型独立钴（金）矿床。匡俊（2002）认为是远离喷口型的海底热水喷流沉积类型，根据本次研究认为，热水喷流过程中矿体已形成，后期强烈的构造置换作用，形成了“似层非层，似脉非脉”的空间特征。据此成因定为热水沉积—改造型更为符合实际。

### 第三节 督冷沟铜钴矿床

督冷沟铜钴矿是在前人 1:5 万水系沉积物测量基础上，利用物探方法所发现，由于该矿是目前新发现的，对其矿床特征、成矿物质来源、控矿条件及成因探讨的文献及分析测试数据较少，然而督冷沟铜、钴矿及其外围找矿信息较多，以下从矿床特征、成矿物质来源、控矿条件及成矿机理及成因等方面进行初步分析。

#### 一、成矿地质背景

矿区处于柴达木地块东南缘，位于近东西向东昆仑构造带东段，夹持于昆中与昆南断裂之间，是青海省著名的有色金属和贵金属成矿带。本区岩浆活动具有多期次长期活动特点，从早期到晚期，岩性由中基性向酸性过渡。到华力西期和印支期，岩浆活动达到高潮，展示本区在晚古生代至三叠纪，地壳经历一个强烈活化期。

区内主要构造呈近东西向，表现为近东西向的区域断裂体系及轴向呈近东西的复式褶皱，由于受鄂拉山断裂的影响，该区发育有北西向和北东向断裂系统。卷入其间的岩体沿断裂展布，沿断裂侵入的一系列基性—超基性岩脉以及中酸性岩脉。区内矿产丰富，金属矿产有铁、铜、铅、锌、锰、铬、钨等有色、黑色金属，近年来又发现金、钴等金属矿产



资源。

新元古代时，发育多洋岛的大洋环境，进入古特提斯海演化阶段，主要表现为陆缘岩浆弧的特征。晚古生代末—早古生代早期火山岩形成于俯冲造山环境。

## 二、矿床产出地质背景

督冷沟铜钴矿区位于晚石炭世火山沉积洼地的北西部（图 2 - 14），下部出露一套浅海相变中基性火山熔岩、绿泥绢云母千枚岩夹绿泥硅质岩薄层，岩性有安山岩、凝灰质板岩、绢云母石英片岩及灰岩、白云岩等，是督冷沟铜钴矿的主要赋矿地层。中—上部为一套正常的碳酸盐及泥、页质沉积建造，局部夹酸性熔岩（青海省地质矿产勘查局，1982）。容矿围岩以绿泥硅质岩夹层的绿泥绢云千枚岩，碳质板岩为主，次为火山岩组辉石玄武岩，前者矿体品位较高，后者品位相对较低，且以矿化为主。

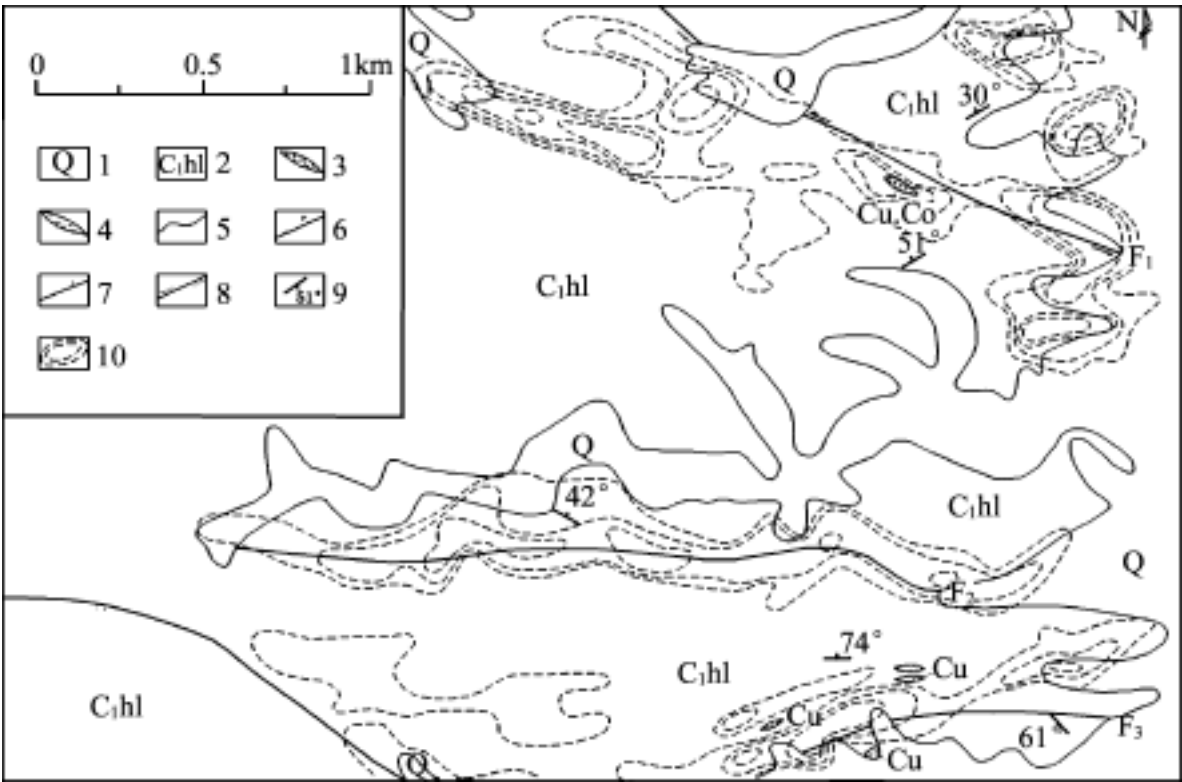


图 2 - 14 都兰县督冷沟矿区综合地质图

（据青海有色矿产勘查院资料改编，2004）

- 1—第四系；2—石炭统哈拉郭勒群凝灰质板岩、绢云母石英片岩及灰岩、白云岩；3—铜钴矿体；  
4—铜矿体；5—地质界线；6—实测正断层及编号；7—实测逆断层及编号；  
8—平移断层及编号；9—地层产状；10—激电异常等值线

矿区构造以断裂为主，褶皱次之。断裂构造多呈北东向，延伸数公里，具逆断层性质，往往形成宽窄不等的破碎带。断裂构造对成矿有明显的控制作用，许多断裂既是导矿构造又是容矿构造。褶皱构造主要表现为上龙岗向斜，由下石炭统构成，轴向北东，轴面呈波浪状起伏，两端均被断裂破坏。核部地层主要为含铁砂页岩组，两翼为火山岩组和碳酸盐岩组。北翼出露相对完整；南翼由于受岩浆侵入活动的影响而出露有残缺。两翼次级褶皱发育，以北翼尤比较发育，按其走向可分为东西向、北西向和北东向三组，它们对成岩成矿有一定的控制作用。东西向断裂：形成时间最早，活动时间长，活动期次多，可能代表着基底构造，对北东向断裂和下石炭统有明显的控制作用，该组断裂大多具平移性

质。北西向断裂：形成时间晚于东西向断裂，与东西向断裂相交的锐角部位是控制着铜、钴等矿产的分布。该组断裂多具平移性质。

区内岩浆岩活动以火山岩为主，侵入岩仅局部见有脉岩分布，且规模较小。火山岩类型主要是辉石玄武岩，地表矿化主要赋存在辉石玄武岩中。侵入岩主要见于矿区中部一带，岩性有闪长岩脉和石英脉，长 40 ~50m，宽 1m 至数米，多数脉体具铜矿化，但分布极不均匀。

受区域变质作用改造，含矿建造形成了一套绿片岩相的变质岩系、碳质板岩。

### 三、矿床地质特征

#### 1. 矿床的形态、规模及产状

目前已圈出矿体 25 条，其中北矿带 16 条，南矿带 9 条，矿体长：106 ~335m，宽：2.12 ~13.4m，铜含量为 0.58% ~28.4%；钴含量为 0.02% ~1.31%。主要矿体特征见表 2 - 11，2003 年对 I - 1CuCo 矿体进行深部钻探验证发现厚 8m，含量大于 10% 的富铜棒（图版 11）。矿体产状以多变为特征，总体倾向南西或南西西，两条矿体倾向北西西，倾角 45 °~67 °，局部近于直立。地表矿（化）体形态较简单，多为脉状，少数为透镜状，个别为似层状。在垂向上，矿体呈分枝复合、膨大缩小。

表 2 - 11 督冷沟铜钴矿区主要矿体一览表

|     | 矿体号             | 长度 /m | 宽度 /m        | 含量 /%               |
|-----|-----------------|-------|--------------|---------------------|
| 北矿带 | I - 1 Cu 矿体     | 280   | 3.77 ~7.00   | Cu: 0.58            |
|     | I - 1 CuCo 矿体   | 106   | 10.87 ~13.40 | Cu: 0.77, Co: 0.12  |
|     | I - 2 CuCo 矿体   | 155   | 4.3          | Cu: 0.62, Co: 0.028 |
|     | III - 1 CuCo 矿体 | 215   | 2.2          | Cu: 11.2, Co: 0.2   |
|     | II - 1 Cu 矿体    | 335   | 3.12 ~9.90   | Cu: 1.52            |
|     | II - 2 CuCo 矿体  | 185   | 2.12         | Cu: 2.50, Co: 0.03  |
| 南矿带 | IV - 1 Cu 矿体    | 100   | 5.68 ~9.5    | Cu: 1.65            |

已知矿（化）体大部分赋存于下石炭统绢云母千枚岩和碳质板岩之间。矿体产状与矿区地层总体产状及断裂产状基本一致，走向北东东，倾向南南东，倾角 48 °~70 °。

#### 2. 矿石的类型及成分

矿石类型可分为氧化矿石、混合矿石、硫化矿石三种自然类型。

氧化矿石：以氧化矿物为主，少有或没有硫化物的矿石，其矿物组合为孔雀石 + 蓝铜矿（+ 少量铜蓝、黄铜矿、辉铜矿、斑铜矿）。该类矿石构造多样；混合矿石：以硫化物为主，氧化矿物为辅的矿石，其矿物组合为：黄铜矿 + 辉铜矿 + 斑铜矿 + 孔雀石 + 蓝铜矿。该类矿石构造多样；硫化矿石：以硫化物为主，少见或不见氧化矿物的矿石，其矿物组合为：黄铜矿 + 辉铜矿 + 斑铜矿 + 黄铁矿。该类矿石多为块状构造，局部有细脉状构造。

#### 3. 矿石的结构构造

矿石的结构：块状富矿石呈他形粒状结构，其余矿石均呈半自形—他形粒状结构。

他形粒状结构：黄铜矿、斑铜矿、辉铜矿、黄铁矿呈他形粒状分布，有细粒和中粒两类。

半自形—他形粒状结构：黄铜矿、黄铁矿呈半自形—他形，斑铜矿、辉钴矿、孔雀石、蓝铜矿、铜蓝呈他形产出（图版 12）。

矿石构造主要有以下四种类型：

块状构造：一是黄铜矿、斑铜矿、辉铜矿、黄铁矿富集成块状，这些矿物在矿石中的含量最高可达 10% 以上；另一是孔雀石、蓝铜矿等氧化矿物较均匀地分布于矿石中而呈块状构造。

浸染状构造：黄铜矿、辉铜矿、斑铜矿呈稀疏浸染状分布于脉石中，其含量在 1% ~ 15% 之间。

细脉状构造：黄铁矿、黄铜矿、孔雀石呈细脉分布于脉石中，含量在 1% ~ 2% 上下。

角砾状构造：黄铁矿、黄铜矿、孔雀石、蓝铜矿等分布于构造角砾中，仅在北矿带 F<sub>1</sub> 东部的断裂带中可见，金属矿物含量在 1% ~ 5%。

#### 4. 围岩蚀变特征

矿区围岩蚀变类型有青磐岩化、绢云母化、硅化、碳酸盐化，其中硅化和碳酸盐化与矿化关系较为密切。青磐岩化，包括绿泥石化、绿帘石化、次闪石化和阳起石化；绢云母化，以片岩最为发育，板岩次之。绢云母以片岩为主，在岩石中的比例在 3% ~ 70% 之间；碳酸盐化，广泛发育于所有岩石中，以安山岩最甚。多呈脉型发育，厚 1mm ~ 10cm 不等，形式有细脉和网脉之分。安山岩中的脉体相对较大，当与石英相伴出现时，则往往可见到铜矿化；硅化：主要分布于断裂旁侧的辉石玄武岩中，以细脉和网脉形式产出。当呈大脉出现或与碳酸盐化相伴出现时，则往往出现铜矿化。所有矿（化）体的赋存部位均可见到程度不同的硅化和碳酸盐化，主要矿体出现的部位，其硅化、碳酸盐化蚀变均较为强烈。

#### 5. 成矿期与成矿阶段

综合矿床地质特征、矿物共生关系、矿石矿物结构构造特征，确定该矿床中矿物生成顺序为：胶状黄铁矿 ± 层纹状黄铜矿 + 辉钴矿 → 黄铜矿 + 辉铜矿 + 斑铜矿 + 硫钴镍矿 + 辉钴矿 → 褐铁矿 + 孔雀石 + 蓝铜矿，并将成矿过程主要划分为热液成矿期和表生期，各成矿期特征如下：

（1）热液成矿期：受北东向压扭性断裂构造，此为一具长期活动特征的控岩控矿断裂。断裂活动及区域构造变质变形作用形成的热液，使成矿元素发生活化、迁移，形成层状钴、铜矿石；在构造裂隙或绿泥绢云母千枚理与碳质板岩中沉淀，形成富钴、铜矿体，形成含多金属硫化物。

（2）表生成矿期：地表氧化作用形成褐铁矿 + 孔雀石 + 辉铜矿 + 蓝铜矿的矿物。

### 四、成矿条件

#### 1. 大地构造背景

晚古生代末—早古生代早期，进入古特提斯海演化阶段，洋壳才发生自南向北的俯冲造山作用，石炭系哈拉郭勒群中酸性火山岩主要表现为陆缘岩浆弧的特征，主要形成于岛



弧环境，在闭合造山后，又经历了印支、燕山两期主要的造山活动。

## 2. 含矿原岩建造

哈拉郭勒群主要由火山岩、碳酸盐岩、硅质岩和碎屑岩组成，下部中性火山岩组：由灰绿、灰、灰黑色中性凝灰岩、凝灰熔岩、安山岩夹大量深灰色、灰黑色凝灰质板岩、粉砂质板岩、粉砂岩和细砂岩，局部地段发育有闪长岩脉和石英脉，并存在较普遍的铜矿化。与上覆中部碳酸盐岩组呈断层接触，火山岩全岩 Rb - Sr 等时线年龄为 340 Ma（郑健康，1992），属早石炭世。该岩组为区内最为重要的含矿地层，督冷沟矿区及外围目前所发现矿化均赋存于该岩组中。督冷沟矿区矿体主要赋存于绿泥绢云母千枚岩夹绿泥硅质岩薄层与碳质板岩接触带中（图 2 - 15），在空间上，矿化与碳质板岩密切伴生，富铜矿体附近石墨化碳质板岩发育。

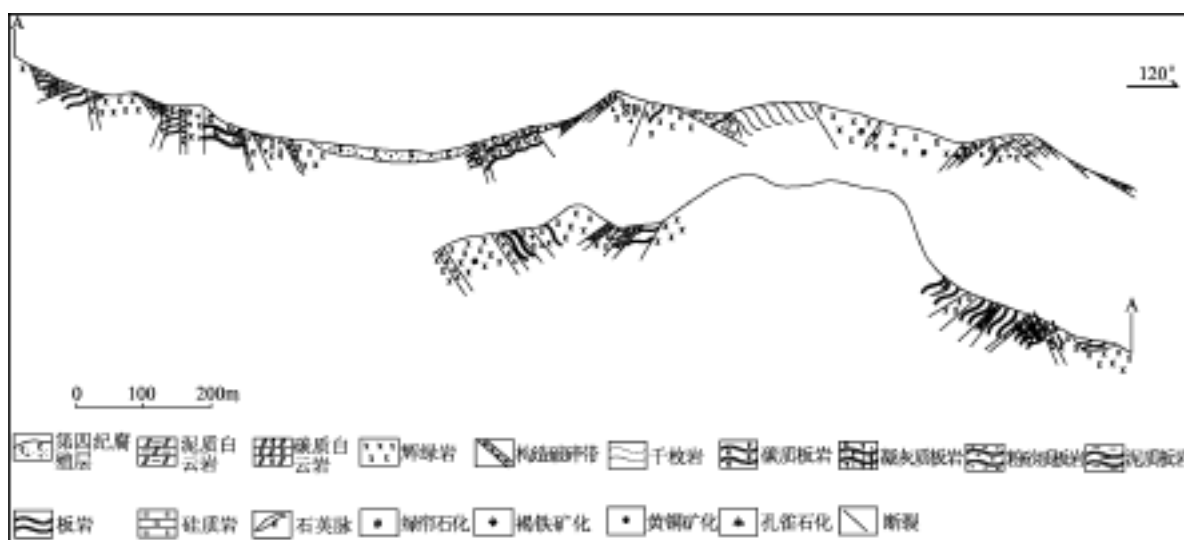


图 2 - 15 督冷沟铜钴矿区实测地质剖面图

野外实际完成剖面长为 2840m

## 3. 构造作用对矿产的控制

构造作用在督冷沟铜钴矿区主要表现为：构造变形使矿质运移、富集；断裂构造位移、变形作用。矿区受构造控制，它们在后期都经历了运动方式的多次转化和不同构造层次变形作用的叠加改造。主要表现为：

（1）矿区的成矿事实证明：断裂构造控制着容矿岩石的分布并引发动力变质作用，促使成矿物质活化、迁移、再富集，同时为含矿流体提供运移通道和淀积场所。

（2）区域构造变形促进矿质运移，在区域构造活动中，随着变质作用的进行，岩层发生变质分异，析出以  $H_2O$ 、 $SiO_2$  为主的变质流体，沿构造面理和裂隙运移；同时，萃取热液所形成的矿源层，形成新的含矿变质流体。同时，区域变质期间的变质热液又使初始矿层或矿源层中的钴、铜等元素及硅发生活化、迁移，在有利的构造部位富集沉淀形成含钴、铜硫化物。

（3）在区域构造活动中，岩层形成一系列片理、劈理，为含矿变质流体在一定物理化学条件下富集、沉淀提供场所。昆南深大断裂由南而北碰撞挤压，发生强烈褶皱变形和片理化现象，受岩层硬度、受力方向的影响，造成矿体不论在垂向、还是水平方向上均呈串珠状透镜体。

（4）断裂构造位移、变形作用，矿区断裂构造较为发育，但由于第四系覆盖太大及工作程度较低，尚没有查清。其特征初步认为：在平面上，督冷沟大沟将矿区南、北矿带

与外围相应矿体大距离错开，一个矿带矿体错成若干条；在垂向上，同一矿体斜列式排列，反映变形作用，即变形阶段的变斑晶、莓球体的增生和重结晶以及一些压溶、柔皱构造等。矿体厚大部位常产于背斜鞍部冲断层一侧，由数个大透镜体叠置，总体透镜体间总有千枚岩隔开，其成分为碳质、钙质及泥质等，局部为千糜岩。这反映出挤压透镜体可进一步发展至透镜体斜列叠置，使矿体有效增厚。矿体厚大部位常产于向斜冲断层一侧，由数个大透镜体叠置，总体透镜体间总有绿泥绢云母千枚岩隔开，其成分为碳质、钙质及泥质等，局部为千糜岩。这反映出挤压透镜体可进一步发展至透镜体斜列叠置，使矿体有效增厚。此外，矿区的成矿事实证明：断裂构造控制着容矿岩石的分布并引发动力变质作用，促使成矿物质活化、迁移、再富集，同时为含矿流体提供运移通道和淀积场所。已知矿（化）体均受北东向逆断裂的控制，分布于断裂旁侧，其中北矿带的矿（化）体多位于断裂的上盘，少数赋存于断裂破碎带中，个别分布于断裂下盘；南矿带的矿（化）体均分布于断裂下盘，所以断裂构造无疑是矿液运移的通道，同时局部还是矿液淀积场所。

强烈的围岩蚀变——硅化、碳酸盐化、绿泥石化等，呈较宽的带状分布，说明延伸清晰的断裂构造，不但为成矿物质再富集提供了热动力条件，而且还从深部带来部分成矿物质。

区内断裂构造发育，且矿体明显受北东向断裂构造控制，近东西向成矿后断裂活动，使督冷沟北侧地段大幅度抬升。

（5）构造的控矿作用，已知矿（化）体均受北东向逆断裂的控制，分布于断裂旁侧，其中北矿带的矿（化）体多位于断裂的上盘，少数赋存于断裂破碎带中，个别分布于断裂下盘；南矿带的矿（化）体均分布于断裂下盘，而远离断裂（地表）25m以后，目前尚未发现任何矿化现象。所以断裂构造无疑是矿液运移的通道，同时局部还是矿液淀积场所。

矿区矿体的氧化深度与其所在部位的裂隙发育程度密切相关，当裂隙发育时，氧化深度可达50m以上；当裂隙不发育时，氧化深度则在30m以内。

总之，受印支构造变形、交叉断裂的控制，矿区构造变形强烈。所形成绿泥绢云母千枚岩、碳质板岩为富矿地段。

## 五、成矿物质来源

### 1. 微量元素特征

督冷沟哈拉郭勒群下岩组由玄武岩、绢云母千枚岩、碳质板岩、粉砂质板岩、粉砂岩、细砂岩、硅质岩组成。已知矿（化）体大部分赋存于下石炭统绢云母千枚岩和碳质板岩之间。各类岩石微量元素含量见表2-12。

从表可以看出Cu、Co含量是克拉克值（Cu： $47 \times 10^{-6}$ 、Co： $18 \times 10^{-6}$ ）的1~3倍，说明在督冷沟哈拉郭勒群各类岩石中均富集，特别在玄武岩、灰黑色板岩、凝灰岩、及凝灰质板岩含量与其他相比含量明显变高，从岩石组成而言，与火山作用的产物关系密切，而与沉积作用的产物的关系不密切，说明火山作用形成的岩石可以为成矿提供一定的物质来源。

表 2 - 12 督冷沟各类岩石微量元素特征表

| 岩石名称  | Cu  | Co | Pb | Zn  |
|-------|-----|----|----|-----|
| 凝灰质板岩 | 97  | 32 | 22 | 116 |
| 灰黑色板岩 | 155 | 39 | 11 | 58  |
| 砂岩    | 52  | 23 | 22 | 88  |
| 凝灰岩   | 125 | 39 | 12 | 88  |
| 玄武岩   | 170 | 44 | 16 | 104 |

含量单位： $10^{-6}$ ；资料来源：张德全，2002

## 2. 成矿物理化学条件

本项目组在矿区所取包裹体样品为矿化石英脉。经镜下观察，包裹体类型单一，主要为原生气液两相包裹体，包裹体多呈椭圆状，大小为  $4 \sim 12 \mu\text{m}$ ，气液比  $5\% \sim 35\%$ 。均一法和冷冻法测温表明（图 2 - 16），该矿床成矿流体的均一温度呈近正态分布，众值为  $250^{\circ}\text{C}$ ；温度—盐度图解（图 2 - 17）表明包裹体的温度与盐度变化趋势一致，成矿流体种类单一，具同期热液演化特征。

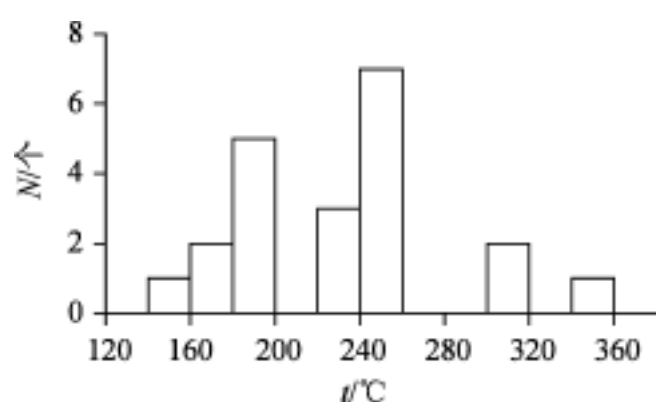


图 2 - 16 督冷沟钴铜矿区流体包裹体均一温度直方图

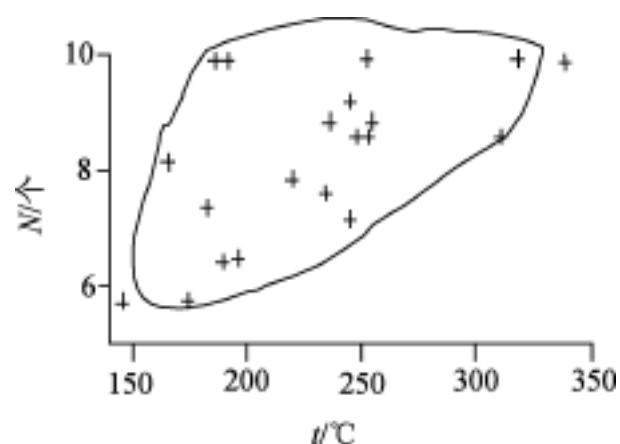


图 2 - 17 督冷沟钴铜矿区流体包裹体均一温度—盐度图解

包裹体测压统计（图 2 - 18），成矿矿流体压力区间为  $(39 \sim 94) \times 10^6 \text{ Pa}$ 。据孙丰月等（2001）提出的脉型矿床深度计算方法，该矿床成矿深度为  $5.35 \sim 7.70 \text{ km}$  之间，平均  $6.37 \text{ km}$ ，形成于中等深度。

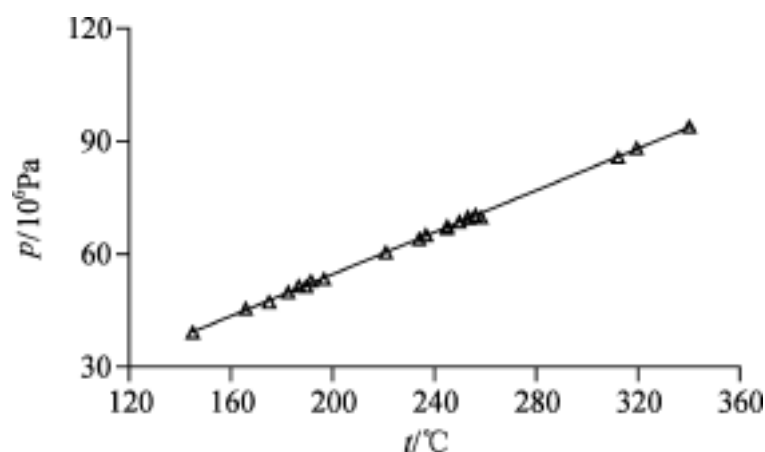


图 2 - 18 督冷沟钴铜矿区流体包裹体均一温度 - 压力图解





## 六、矿床成矿机理及成因

晚古生代—早中生本区为岛弧环境，巴颜喀拉洋连续的俯冲过程，由于断裂向下切割较深诱导深部物质上涌，使海底深处正在进行的泥质沉积，由于海底火山活动，一方面，热卤水存在着丰富的有机质，在强烈还原环境，从而保存了大量有机质可以和 Ca、Mg、K、Na、Si 等造岩元素结合形成高碳质岩石，也可以吸附 Cu、Co 等形成矿床或含矿高的岩石（郜兆典，2000）；另一方面，热流体加入到海水中使周围环境变得温暖，从而导致大量生物繁殖；生物（遗体）中的有机碳与泥质沉积物一起沉积，由于有机碳具有很强的吸附能力，吸附热流体和海水中分散的成矿物质。

断裂下切的深度不同会有不同的热水和火山岩沉积物，本区成矿深度为中等，长时间的、规模宏大的热液作用，携带金属元素络合物进行长距离的迁移。成矿元素亦发生沉淀形成金属硫化物矿体。由于中酸性岩浆活动的影响，致使岩浆含矿热液沿层间构造薄弱地带发生迁移，与围岩发生水—岩交换，萃取围岩中的成矿物质，使成矿元素发生迁移，区域变质期间的变质热液使矿源层中的钴、铜等元素发生活化、迁移，在有利的构造部位，受围岩富含硅质，碳质的影响，在石墨化强烈的地段形成脉型铜钴矿。

昆中洋盆向北俯冲过程中，碰撞事件引起在整个东昆仑造山带强烈的构造变形（郭正府，1996），多期构造运动活动，使陆壳组成得以不断改造和添加（胡正国等，1998），造成矿体在水平方向、垂直方向上的串珠状的分布特征。

该矿床成因综合分析认为是受断裂控制的热液脉型铜钴矿床。

## 第四节 主要成矿作用

对东昆仑地区的钴矿成矿作用研究仅仅是开始，尽管潘彤等（2001，2003，2004），匡俊等（2003）对肯德可克钴多金属矿成矿机理进行了有益的探讨；徐文艺等（2001）、张德全等（2001）、李厚明（2001）、匡俊（2002）对驼路沟钴（金）矿床成因进行了分析。潘彤（2003）对督冷沟铜钴矿对其矿床控矿因素进行了总结。本次研究认为东昆仑成矿带钴矿成矿以热水喷流沉积作用、热液成矿作用为主，兼其他类型作用，以下重点分析探讨东昆仑地区的钴矿热水喷流作用和热液成矿作用。

### 一、喷流热水沉积成矿作用

1925 年，著名矿床学家 H. 史奈德洪就提出过“矿化流体海底上升喷气”成矿理论；1958 年，Ch Oftedahl 首次系统阐述了海底喷气—沉积成矿假说，并命名为“sedimentary exhalative”，引起了地学界的极大反响和争议。1973 年，Rider 把海底喷气—沉积成矿由假说上升到理论，得到世界范围大多数学者的承认。在 1986 年第七届矿床成因讨论会上，将这类矿床称为 SEDEX 矿床。

东昆仑地区有代表的是肯德可克钴多金属矿、驼路沟钴（金）矿床，其成矿作用表

现为:

肯德可克钴多金属矿位于早古生代中期(奥陶纪)裂陷槽中, 驼路沟钴(金)矿床处于东昆仑以南巴颜喀拉洋经历拉张之后进入洋壳俯冲阶段, 拉张形成的裂陷环境下。与区域成矿地质构造环境研究认为的海底喷流热水沉积成矿作用主要发生在大陆边缘或拗拉槽裂谷中(赵化琛, 1995)一致。

肯德可克钴多金属矿、驼路沟钴(金)矿成矿时间均为早古生代。与全球的成矿时间一致, 裂谷作用发生的主要时代是太古宙、古元古代、新元古代、古生代和新生代(陈国达, 1985)。

芮宗瑶(1989)指出, 在火山岩容矿的喷流热水沉积矿床中, 喷流通道常见明显的绿泥石化、硅化, 有时还能见到钠长石化以及铁镁碳酸盐化。陈先沛(1992)据已发表的热水分分析资料统计了350℃热水与海水成分, 发现热水中高度富集的Si、Ba、Fe、Mn、Cu、Zn和H<sub>2</sub>S。现经研究比较确定的喷流岩包括有硅质岩、重晶石岩、毒重石岩、铜、铅和锌硫化物, 铁和锰的氧化物、硫化物, 硫酸盐和硅酸盐、碳酸盐和硫酸盐, 银和金等贵金属沉积物, 钙和镁碳酸盐等。肯德可克钴多金属矿热水沉积岩为矽卡岩化硅质岩、驼路沟钴(金)矿热水沉积岩为硅质钠长岩。

物质交换运移方式, 由于处于裂谷、拉张洋壳环境中, 这种环境有利于海水的渗透循环, 较厚的硅铝质地壳和超厚的沉积柱使对流循环的热水流体能从中淋滤、萃取出大量有用元素; 裂谷带岩浆活动频繁, 具有异常的高热流值, 可为流体提供物质和能量; 同时, 裂谷环境中同沉积断裂发育, 常成为热水流体运动的诱发因素和流体上升、喷溢的通道。深部岩浆作用是地壳活动时期拉张性盆地中热水垂向对流循环的动力来源(陈多福等1997)。当海水沿构造裂隙下渗到周围洋壳岩石中时, 水不断被加热并与周围岩石发生化学反应, 淋滤围岩的各组分, 同时也携带了众多Co、Bi、Au、Cu等多种成矿元素, 与汇入的陆源碎屑发生反应, 矿质主体以沉积方式形成于水—岩界面之上的水体中(涂光炽, 1987、1989)。

肯德可克钴多金属矿所的裂陷环境活动时短、热动力能量相对较小, 该期成矿作用仅是成矿元素的预富集, 因而并未形成同沉积矿床, 仅仅是形成了较富集的矿源层, 为后期热液改造成矿奠定了物质基础; 晚古生代时期该区发生构造变形, 对其的影响可能是造成成矿元素的又一次预富集。印支—燕山期岩浆活动为该区带来了强大的热动力条件, 热液交代成矿作用成为该矿床的最主要时期, 由于深部热源作用及区域变质作用的影响, 使成矿Co、Bi、Au等金属元素发生迁移、富集并存储, 在构造薄弱的破碎矽卡岩内发生矿化或富集成矿。使肯德可克钴多金属矿成矿作用时间较长。

驼路沟钴(金)矿构造演化经历了大洋玄武岩高原弧—沟体系演化及相关的构造岩浆活动、碰撞拼贴、海西—印支期安第斯型活动陆缘弧等演化, 由于洋壳环境中地热梯度大, 热流值高, 闭合缓慢, 时限较长, 岩浆演化、火山活动时限也较长, 热水沉积过程形成矿体, 后期构造使矿体重置, 成矿时间集中于志留纪。

但构造变形和置换作用相当强烈。独特的动力学演化过程, 导致东昆仑地区钴矿床产出环境和成矿作用具有明显差别。

东昆仑成矿带喷流热水沉积成矿作用根据成矿特点的差异分为: 喷流沉积(矿源层)+热液叠加改造型钴矿床; 热水沉积—变形改造型钴矿床。

## 二、热液成矿作用

20 世纪热液成矿理论发生了显著变化，30 ~50 年代的岩浆岩期后热液说；70 年代的多源热液说（地表水、地层水、变质水、深源水等）；80 年代以来的热液对流、循环、离层流说及近年来盆地演化热液成矿控制论（刘凤山等，1994）。

本次研究认为东昆仑成矿带钴矿成矿除热水喷流成矿作用外、热液成矿作用也是不可忽视的成矿作用，东昆仑地区具有代表性的是督冷沟铜钴矿，此外，还有一些矿点具有热液作用特点（表 2 - 13）。其成矿作用表现为：

表 2 - 13 与热液作用有关的钴矿点

|          | 地层                | 岩浆岩             | 围岩岩性             | 矿化特征                                                                                                   | 矿床（点）类型 |
|----------|-------------------|-----------------|------------------|--------------------------------------------------------------------------------------------------------|---------|
| 海寺铁钴矿床   | C <sub>1</sub>    | 印支期花岗闪长岩        | 火山岩、碳酸盐岩         | 产于岩体与围岩的外接触带的矽卡岩化大理岩中，受断层控制明显。矿体长 100 ~ 160m，厚 10 ~30m，钴矿体产于铁矿体上盘，长大于 100m，厚 16m，钴平均品位 0.18%，最高 2.90 % | 矽卡岩型    |
| 占卜扎勒铁钴矿点 | Pt <sub>1jn</sub> | 华力西期二长花岗岩、花岗斑岩脉 | 上部结晶片岩组、下部中性火山岩组 | 产于岩体与围岩的外接触带中，其中，IV 主矿体赋存于东西向 F <sub>2</sub> 构造破碎带中的矽卡岩中，矿体长 696m、厚 1.5m 的钴矿体（品位 0.024%）               | 矽卡岩型    |
| 柯柯赛铜钴矿点  | T <sub>3</sub>    | 印支期花岗闪长岩        | 英安岩              | 产于岩体与英安岩的外接触带中，矿体长 100 ~300m，宽 1.5 ~7.6m，品位一般：Cu2.75 % ~ 3.63%，最高 9.29%；Co0.0175% ~0.44%，最高 2.56 %     | 热液脉型    |

资料来源：青海省有色地质矿产勘查局，2004

在不同的地质构造背景中，由于受中酸性岩浆活动的影响，致使岩浆含矿热液沿构造薄弱地带发生迁移，与围岩发生水—岩交换，萃取围岩中的成矿物质，使成矿元素发生迁移，当断裂切过碳酸盐岩围岩，热液与围岩发生 Si、Ca 交换，由于金属元素在岩浆发展过程中是相对活动的，并且在岩浆冷却期间在侵入体内接触带和外接触带堆积成矿（Lunicka，1985），形成矽卡岩型钴矿。东昆仑有代表的是海寺铁钴矿床。当断裂切过富 Si 围岩时，成矿热液中 Si 容易饱和形成石英脉，Hutchison（1985）认为许多矿床是通过围岩的孔隙或通道循环的热水溶液沉淀形成的，与侵入岩有关的矿化中，脉型矿化占优势，有代表的是督冷沟铜钴矿。这些说明东昆仑成矿带钴矿热液成矿作用也具有一定的规模和找矿前景，根据围岩条件、构造条件等划分为矽卡岩型、热液脉型两种类型的钴矿床。



## 第三章 钴矿成矿系列及成矿模式

通过上一章对肯德可克钴铀金矿、驼路沟钴（金）矿、督冷沟铜钴矿的成矿地质条件、物质来源、控矿因素、成矿机理分析研究，在结合东昆仑成矿带钴矿成矿规律的基础上。取得了东昆仑成矿带钴矿成矿不是单一成矿作用所形成的，成矿作用是一个多阶段的、多成因联系的成矿系列认识。

### 第一节 成矿系列研究现状

20 世纪 70 年代中期，程裕淇等（1978）在研究中国铁矿类型时，注意到不同铁矿类型之间的共生关系和成因联系，在“几层楼”概念和“玢岩铁矿”模式的启发下，正式提出并建立了铁矿“类型组（合）”基础上的铁矿“成矿系列”的概念。后来，程裕淇（1979，1983）等又将铁矿“成矿系列”的概念推广应用到其他矿种、矿床类型组合，最后确立了矿床“成矿系列”的概念：“矿床成矿系列是由两个或更多的矿床类型（或矿石相）所组成，它们分别含有一定的（共同的及/或各自的）有用组分（元素、矿物），产出在一定地质单元内的不同地质部位，其具体的生成地质条件虽有所不同，但都在一定的主要地质作用的影响之下，主要形成于一定的地质历史时期（即统称的成矿期）的同一或不同阶段，且从区域地质的发展历史角度来考虑，彼此之间存在着内在的联系，构成一个四维成矿整体，即一个成矿系列。”这是真正具有理论和实践意义的成矿系列的概念。

自成矿系列的理论形成以来，广大地质工作者分析总结了特定地质环境中成矿作用的演化特点和区域内不同类型矿床的共（伴）生组合规律，划分并建立了区域成矿系列。成矿系列的理论也纳入矿产预测工作中。如王世称等（1994）引入矿化（信息）系列的概念，以成矿系列为对象进行预测。

从目前来看，成矿系列的理论存在不完善，表现在：

（1）对成矿系列概念的认识不统一。尽管不同学者都不同程度地强调了同一系列中各矿床间在成因、时间、空间和物质组成及来源等方面的内在联系，但各有偏颇，侧重点不同。

（2）对成矿系列的划分原则和依据不统一。

（3）对于复成叠生矿床的系列问题有不同的看法。程裕淇等（1983）认为这类叠加改造矿床的形成机理虽然复杂，但可据其主导成矿作用划归相应的成矿系列。翟裕生等（1987，1992）则提出了“多主体复合成矿系列”的概念认为不同时期的成矿系列的复合可能是造成“多成因，多矿源，多阶段”复成矿床的原因。

综上所述，尽管不同的人对成矿系列概念的理解和认识各有不同，但都强调了同一系列中不同矿床在成因、类型、时间、空间、物质组成等方面的内在联系，即不同地质演化



阶段，相应地在不同地质部位形成的，有规律分布的，相互间有成因联系的不同矿种、矿床类型的一组矿床或矿群。成矿系列理论的提出，是区域成矿理论的一个重大突破。

成矿系列一个特定地区的研究应当从划分原则和依据、成矿系列的级别序次方面入手。这方面程裕淇等（1983）首先按成矿作用与三大岩类之间的联系，即成岩—成矿作用将成矿系列划分为岩浆成矿系列组合、沉积成矿系列组合、变质成矿系列组合三大类，提出以区域构造基本特征、区域地球化学场特征、岩浆的组分、构造岩浆演化特点、围岩条件、岩相古地理、原岩建造的岩石化学和地球化学特征等对成矿作用有不同程度影响的诸多因素作为进一步划分系列亚系列的依据。翟裕生（1987）则认为热液成矿系列、风化成矿系列虽与岩浆、沉积、变质三大类成矿系列有密切联系，但因其独特的成矿作用和重大的经济价值而应该独立划出成大类，从而提出成矿系列的五分法。

关于成矿系列的级别序次方面，继程裕淇的三分方案和翟裕生的五分法之后，陈毓川（1994）对三分方案作了补充，将矿床成矿系列划分为矿床成矿系列组合、矿床成矿系列类型、矿床成矿系列、矿床成矿亚系列、矿床类型、矿床、矿床成因类型等七个层次级别。其中，矿床成矿系列类型指那些在不同时代、不同构造单元、地质条件相似时可重复出现的矿床成矿系列，也就是跨时代、跨构造单元出现的矿床成矿系列。

## 第二节 东昆仑钴矿成矿系列

翟裕生等（1992）认为“成矿系列的重要基础工作是建立区域内各典型矿床的成矿模式，研究各矿床模式所代表的矿床之间存在的成因联系，即把成矿作用与地质事件联系起来，把各种矿床在时空上联系起来进行考察，研究一个地区内与同一或相关成矿作用有关的矿床组合中各矿床的空间分布，时间演化和成因联系”。同时认为“成矿系列是一个系统，是特定的地质—成矿作用发展演化的产物”。他将成矿系列系统中各要素——矿床类型间在时间、空间、物质组成和成因上的联系，称为成矿系列的结构。具体地讲，包括“共生性”、“连续性”、“分带性”、“重叠性”、“过渡性”和“互补性”。

东昆仑成矿带钴矿成矿系列是由较多的矿床类型（或矿石相）所组成，产出在一定地质单元内的不同地质部位，根据东昆仑成矿带钴矿矿床区域成矿背景、典型钴矿形成的控矿因素、成矿特征等，将东昆仑钴矿成矿系列大致可划分为四个矿床类型（表3-1）。

- （1）喷流沉积（矿源层）+ 热液叠加改造型钴矿床；
- （2）热水沉积—变形改造型钴矿床；
- （3）矽卡岩型钴矿床；
- （4）热液脉型钴矿床。

### 一、喷流沉积（矿源层）+ 热液叠加改造型钴矿床

东昆仑成矿带的肯德可克钴铋金矿是喷流沉积+热液叠加改造型矿床代表。

表 3 - 1 东昆仑钴矿成矿系列表

| 成矿类型<br>成矿特征 | 喷流沉积（矿源层）+<br>热液叠加改造型钴矿床     | 热水沉积—变形<br>改造型钴矿床           | 矽卡岩型钴矿床                        | 热液脉型钴矿床              |
|--------------|------------------------------|-----------------------------|--------------------------------|----------------------|
| 大地构造背景       | 祁漫塔格弧<br>后裂隙槽                | 东昆仑复合拼合带                    | 东昆仑基底隆起<br>和花岗岩带；祁漫<br>塔格弧后裂隙槽 | 东昆仑复<br>合拼合带         |
| 成矿元素         | Co、Bi、Au、Fe、Pb、Zn            | Co、Au                       | Fe、Co、Cu                       | Co、Cu                |
| 成矿时代         | 奥陶纪                          | 志留纪                         | 石炭纪、奥陶纪、<br>寒武纪                | 石炭纪、志留纪              |
| 含矿岩性         | 硅质岩                          | 硅质钠长岩                       | 矽卡岩                            | 安山岩、黑色碳质<br>板岩、硅质钠长岩 |
| 成矿热液         | 喷流热液、岩浆热液                    | 喷流热液                        | 岩浆热液                           | 岩浆热液                 |
| 物质来源         | 滩间山群由火山岩<br>类碎屑岩、矽卡<br>岩化硅质岩 | 志留系浅变质的<br>火山 - 沉积碎屑<br>岩建造 | 花岗岩类、<br>碳酸盐岩                  | 碳质板岩、<br>花岗闪长岩体      |
| 典型矿床（点）      | 肯德可克钴铋金矿                     | 驼路沟钴金矿                      | 海寺铁钴矿；<br>尕林格铁钴矿               | 驼路沟镜铁矿钴矿；<br>督冷沟铜钴矿  |

(一) 区域构造背景

早古生代洋壳向北俯冲作用，造成祁漫塔格弧后裂隙槽，其经历短暂的拉张后，迅速闭合，随南部海山（海山链）的向北俯冲，在该处形成弧后裂陷环境，该阶段发育了一套含矿热水沉积岩系，海底火山热水喷流作用形成了一套硅质岩、大量微细粒黄铁矿、磁黄铁矿和胶黄铁矿，同时也携带了众多 Co、Bi、Au、Cu 等多种成矿元素，与汇入的陆源碎屑发生反应，致使物化条件发生改变。构成该地区晚奥陶世喷流（气）沉积成矿系统。

(二) 成矿地质条件

1. 地层控制

祁漫塔格地区上奥陶统滩间山群由火山岩类碎屑岩、矽卡岩化硅质岩组成，在火山喷流中心间歇性地带，深部的流体和成矿物质在海盆地中形成硅质岩沉积和成矿元素的富集，形成矿源层。

2. 构造与成矿

祁漫塔格地区断裂构造发育，并且表现多期次运动复活特点，该区经历加里东晚期区域构造变形之后，深部岩浆活动提供热源，促使深部热液沿构造裂隙发生运移，区域构造变质作用形成矽卡岩化，同时带动了成矿物质运移，沿构造带在破碎的矽卡岩内矿化并富



集成矿。同时，控制矿化的空间展布和强度；控制矿体的产出，提供矿体的富存空间。

### 3. 成矿作用

根据典型矿床地质特征、矿石矿物组合、组构和围岩蚀变等特征分析，其特点为：

(1) 该区经历了多期多阶段的成矿作用。经我们研究认为，主要有热水沉积成矿作用、热液交代（矽卡岩化）成矿作用、构造叠加成矿作用和表生氧化成矿作用。

热卤水喷流沉积成矿期：早古生代奥陶系裂隙槽形成，为深部热源和含矿热卤水上升喷流提供了通道。海水沿断裂下渗，加热并萃取深部成矿物质，形成含矿热卤水，由于裂隙环境活动时短、热动力能量相对较小，该期成矿作用仅是成矿元素的预富集，因而并未形成同沉积矿床，仅仅是形成了较富集的矿源层。

构造叠加成矿期：该区经历加里东晚期区域构造变形之后，深部岩浆活动提供热源，促使深部热液沿构造裂隙发生运移，区域构造变质作用形成矽卡岩化，同时带动了成矿物质运移，沿构造带在破碎的矽卡岩内矿化并富集成矿。

(2) 形成了特殊的喷流沉积产物——矽卡岩化硅质岩。

(3) 由于成矿作用时间长，成矿作用复杂而形成了多元素的矿床。

(4) 受特定的层位（海底热水沉积岩系）、构造（特别是多期次活动的脆、韧性断裂构造）及特有的地球化学环境——含碳质层位所共同控制。

## 二、热水沉积—变形改造型钴矿床

东昆仑成矿带的驼路沟钴金矿床是热水沉积—变形改造型矿床的代表。

### （一）区域成矿背景

拉张形成的裂隙环境下，由于海水下渗对流循环引起热水活动，将成矿物质从深处（包括地幔）带到海盆，形成热水沉积，在地质构造方面，这种热水沉积环境与地壳的受热、拉张和裂隙相联系，沉积环境往往由长期相对隆起或浅水变为更长期的相对深水环境（薛春纪，1997，1998），造成成矿金属元素逐步富集，形成富含钴等成矿物质的热水沉积建造。

### （二）成矿地质条件

#### 1. 含矿地层

含矿岩系为一套浅变质的火山—沉积碎屑岩建造，经历了区域动力变质作用，现今主要由含碳钙质板岩、绿泥绢云母石英片岩、绢云母石英片岩、硅质钠长质岩和碳酸盐岩组成。含矿层位主岩为绿泥绢云母石英片岩、绢云母石英片岩、硅质钠长质岩。

#### 2. 构造变形钴矿床的改造

矿区岩石长期受南北向应力而变形，构造活动较复杂。断裂构造主要分布在矿区外围，构造线方向呈近东西向。

动力变质变形强烈，可分为三期：早期为同斜线性褶皱，中期为右行走滑剪切，晚期为左行走滑叠加，变形比中期右行剪切弱，层次较浅，含矿片理化带形成。其后南北向碰撞挤压，发生了强烈褶皱变形和片理化作用；并发生了广泛的构造置换作用，原始层理被透入性片理置换，含矿的热水沉积岩—硅质钠长质岩在强烈的构造置换过程中，发生了变



形重就位，形成了“似层非层，似脉非脉”的特点。

### (三) 成矿特征

(1) 拉张形成的裂隙环境下，由于热液流体富含成矿组分，密度大，热流体不发生沸腾，作用时间长，形成始矿层或矿源层。

(2) 后期强烈的构造置换过程中，发生了变形重就位，形成了“似层非层，似脉非脉”的特点。

(3) 形成了具有特征的热水沉积岩—硅质钠长岩。

(4) 成矿过程中喷流作用占主导地位，造成成矿元素较为单一。

## 三、矽卡岩型钴矿床

东昆仑成矿带的海寺铁钴是矽卡岩型矿床的代表。

### (一) 区域构造背景

东昆北早古生代弧后裂隙带是指昆北断裂以北的柴南缘地区，包括西段的祁漫塔格和东部的察汗乌苏带。该构造带前寒武纪结晶基底发育，主要为金水口群变质岩系。该弧后裂隙槽封闭，经历了短暂的裂开、封闭旋回，在裂隙期形成了火山岩和热水喷流沉积岩，在封闭期有少量的岩体侵位。受到了海西—印支期洋壳俯冲、印支晚期岩石圈拆沉和幔源岩浆底侵及燕山期、喜马拉雅期的构造—岩浆活动的影响。为形成矽卡岩型钴矿提供背景条件。

### (二) 成矿地质条件

#### 1. 岩浆岩活动

花岗质岩浆的侵入活动具有两个方面的作用。

(1) 提供热力学条件，由岩浆体向外形成由高到低的地热梯度，在这种热源影响下，含矿地层、围岩中的成矿元素，发生活化迁移，呈各种含矿溶液沿断裂由高压带向低压带运移；

(2) 提供含矿热液，由于岩浆冷凝，岩浆中挥发组分、水和其他成矿元素等组分，逐渐聚集形成含矿热液，一般含硫低或不含硫的成矿溶液中。

海西晚期—印支早期造山活动导致中酸性岩浆侵入、喷发，并通过接触交代作用使成矿物质富集沉淀，形成矽卡岩型铁多金属矿床。成矿母岩为花岗闪长岩体，呈小岩株状产出，其岩性为花岗闪长岩、石英闪长岩。代表矿产有海寺铁钴矿、尕林格铁钴矿。

#### 2. 围岩条件

金水口群白沙河（岩）组大理岩、黑云母斜长石石英片岩，各时代地层的碳酸盐岩。

### (三) 成矿作用

(1) 由海西—印支期的中酸性岩体主要提供成矿热源、矿质。

(2) 与大理岩、硅质岩接触部位，与碳酸盐岩发生双交代，岩浆热液与大理岩和硅质岩发生 Ca、Si 双交代形成矽卡岩型钴矿。

(3) 由于受岩浆热液来源、围岩的性质影响，使钴与多种元素共生。

## 四、热液脉型钴矿床

东昆仑成矿带的督冷沟铜钴矿床是热液脉型矿床的代表。

### (一) 区域构造背景

昆北裂隙槽结束后，印支—燕山期岩浆活动为该区带来了强大的热动力条件；昆中岩浆活动从前兴凯期到燕山期均有发生，具有多旋回的特点，以华力西—印支期侵入岩体为主；东昆仑以南巴颜喀拉洋经历拉张之后进入洋壳俯冲阶段，加之昆中断裂是一长期活动的断裂，导致热液活动。昆南带尽管未发生大规模的岩浆岩侵入作用，也有小岩株的活动。这些均为为成矿提供热液和部分矿质。

### (二) 成矿地质条件

#### 1. 含矿原岩建造

目前含矿原岩建造是哈拉郭勒群，主要为下部中性火山岩组，由灰绿、灰、灰黑色中性凝灰岩、凝灰熔岩、安山岩夹大量深灰色、灰黑色凝灰质板岩、粉砂质板岩、粉砂岩和细砂岩。该岩组为区内最为重要的赋矿层位。

#### 2. 岩浆岩对成矿的控制

仅在驼路沟矿区外围有线索，初步认为华力西期花岗斑岩与钴矿成矿关系密切，为成矿提供热液。

#### 3. 构造作用对成矿的控制

构造变形使矿质运移、富集；断裂构造位移、变形作用。该成矿系列主要表现为：

(1) 断裂构造引发动力变质作用，断裂下切的深度不同会有不同的热水和火山岩沉积物，区域构造变形促进矿质运移，萃取热水喷流所形成初始钴、铜、金矿层或矿源层。

(2) 断裂构造错断、变形作用，其表现：在平面上，一个矿带矿体错成若干条；在垂向上，同一矿体斜列式排列。

各矿区的成矿事实证明，断裂构造控制着容矿岩石的分布并引发动力变质作用，促使成矿物质活化、迁移、再富集，同时为含矿流体提供运移通道和淀积场所。受印支构造变形、交叉断裂的控制，矿区构造变形强烈地段是富矿地段。

### (三) 成矿作用

(1) 断裂活动起到重要作用，首先体现为向下切割较深诱导深部物质上涌，断裂下切的深度不同会有不同的热水和火山岩沉积物，可以使更多的成矿物质参与成矿；其次断裂构造促使成矿物质活化、迁移、再富集，同时为含矿流体提供运移通道和淀积场所。

(2) 由海西—印支期的岩体（隐伏岩体）主要提供成矿热动力和热源。

(3) 由于有机碳与泥质沉积物一起沉积，由于有机碳具有很强的吸附能力，吸附热流体和海水中分散的成矿物质。有碳质参与成矿作用。

东昆仑成矿带钴矿成矿不是单一成矿作用所形成的，成矿作用经历一个多阶段的、多





成因联系的成矿系列。以上讨论了东昆仑钴矿喷流沉积（矿源层）+ 热液叠加改造型、热水沉积—变形改造型、矽卡岩型、热液脉型四种类型的成矿特点。我们认为成矿系列加强了对成矿带内含矿地区与区域地质条件之间的联系的研究，加强了对成矿作用发展演化全过程的认识，突出了成矿作用多样性、成矿物质多源性以及成矿诸因素之间主导控矿因素的认识和把握，另外，成矿系列是矿床学研究与找矿实践之间的科学桥梁，具有科学预见性和较高的实用价值（朱正书等，1990）。

### 第三节 东昆仑成矿带钴矿成矿模式

对东昆仑地区典型矿床成矿地质条件、物质来源、控矿因素、成矿机理分析研究，分析总结了东昆仑成矿带钴矿的成矿规律、成矿特点，认识到东昆仑成矿带钴矿成矿不是单一成矿作用所形成的，成矿作用是一个多阶段的、多成因联系的成矿系列。并依据东昆仑成矿带地质构造环境，控矿因素、成矿特征等，将东昆仑钴矿成矿系列大致可划分为四个成矿类型：喷流沉积（矿源层）+ 热液叠加改造型；热水沉积—变形改造型；矽卡岩型；热液脉型。此外，新的钴矿点的不断发现，如驼路沟矿区外围，存在着一含钴镜铁矿化点，研究后认为它们是受断裂构造控制的，与花岗斑岩有关的热液型钴矿化；尕林格铁钴产于奥陶系灰 - 灰白色泥质硅质岩中，成矿与华力西期花岗闪长岩体、印支期闪长岩体有关的；柯柯赛铜钴矿点产于印支期花岗闪长岩与英安岩的外接触带等。这些除给我们展示东昆仑成矿带长近 1000km，南北宽 100 ~210 km 的范围内钴矿化普遍、钴矿成矿作用复杂、成矿演化过程长，钴的成矿作用是一个系列等认识外，需要我们回答这些钴矿成矿系列区域上的形成机理是什么？成矿动力演化模式是什么？以下对这些问题进行分析研究。

朱裕生、梅燕雄（1995）认为成矿模式是对矿床的地质特征、成矿条件、形成环境及成因机制的高度综合和概括，它是表达矿床研究成果、反映矿床成矿规律的重要形式。其是建立在区域成矿学研究和典型矿床研究基础上的。

近二、三十年的研究中已提出来的区域成矿理论和观点主要有前苏联矿床学家克利夫佐夫 A V.（1995）的成矿建造分析、Mitchell A H, Garson M S（1981）关于板块构造与成矿有利背景、鲁蒂埃（1990）金属省及其区域地球化学背景、R. G. Roberts et al.（1989）和 D. P. Cox（1987）的区域成矿模式等。

成矿模式研究是近代矿床学研究最重要的成就之一，成矿模式从针对单个矿床发展到一个成矿区内所有相关的矿床，这就是区域成矿模式。成矿模式是成矿地质背景、矿床地质特征、矿物组成、分带、围岩蚀变、矿质来源、成矿物理化学条件、成矿机理等全过程的理论总结和概括。

#### 一、区域矿床模式

东昆仑地区典型矿床成矿特点总结，东昆仑成矿带钴矿的成矿规律研究及钴矿成矿系列成矿类型的划分，为东昆仑地区的成矿模式建立创造了条件。

从图 3 - 1 可以看到不同的成矿作用钴矿的成矿模式为：

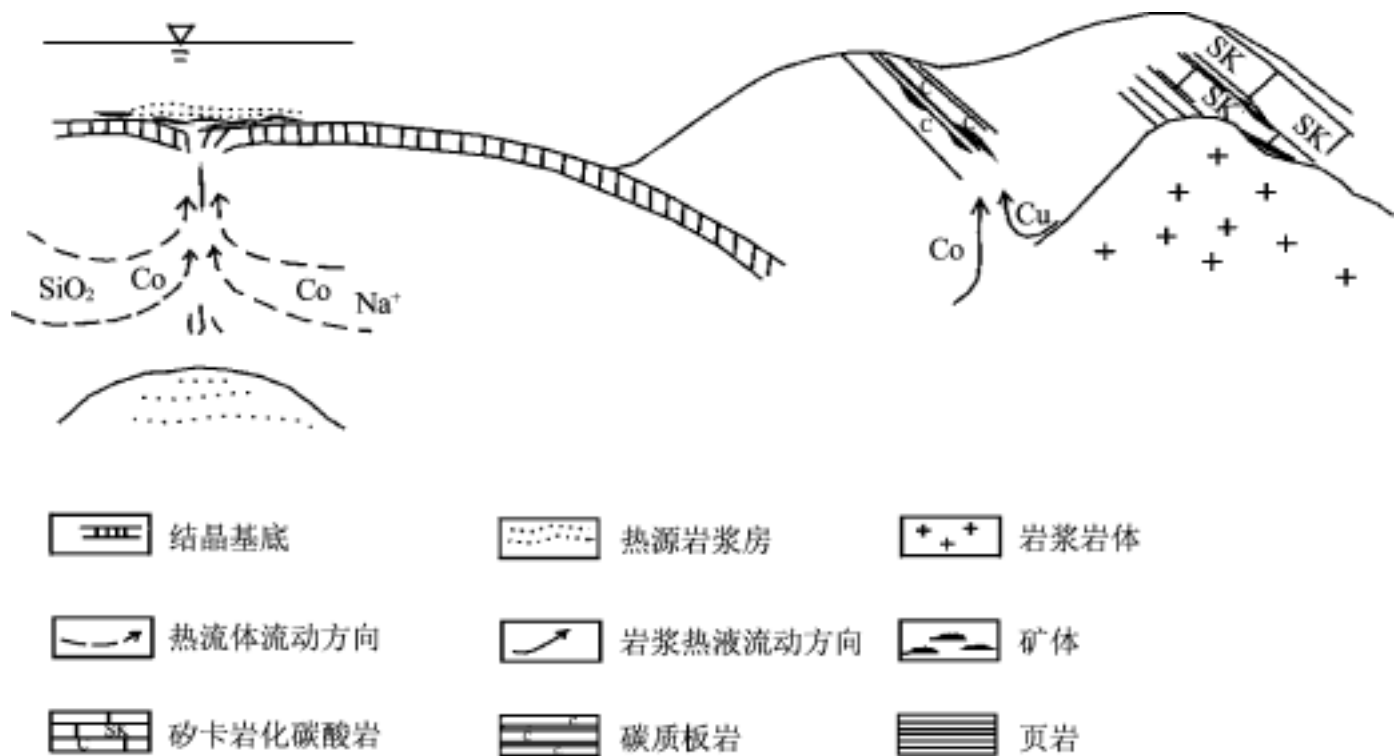


图 3 - 1 东昆仑钴矿成矿模式

### 1. 加里东期喷流作用形成矿源层（矿体）

通过对流循环过程，即大气降水、海水沿盆地内部地壳断裂向下渗透运移，据研究 Hou Z et al. (1996) 从深度上，地表水（海水、大气水等）下渗深度可达 8 ~10km 或更深，下部为热卤水层，加热并驱动上部冷的海水循环。使厚度为 8km 的洋壳 75% 的岩石可受到不同程度的热水交代作用。被深部岩浆房加热后向上运移，将深源或下部太古宙岩层中的钴等成矿元素带入海盆，并在热水喷口附近沉淀富集，根据韩发，哈钦森 R. W. (1989) 研究热卤水带入大洋的主要成分在数量上也与河流几乎相等，它们对海水成分的影响起着“二分天下”的作用。进而形成初始层状矿体或矿源层。具有区域背景条件的昆南、昆北均表现提供矿质来源和矿源层，差异为昆南地区发生过长时间的、规模宏大的热水沉积，造成矿体形成；昆北形成的夭折裂谷，裂隙环境活动时短、热动力能量相对较小，该成矿作用仅是成矿元素的预富集。

### 2. 海西—印支期花岗岩提供热源、部分矿质

在东昆仑不同的地质构造分区中，在矽卡岩型、热液脉型均均有体现，由于受海西—印支期中酸性岩浆活动的影响，致使岩浆含矿热液沿构造薄弱地带发生迁移，与围岩发生水—岩交换，萃取围岩中的成矿物质，使成矿元素发生迁移，当断裂切过碳酸盐岩围岩，热液与围岩发生 Si、Ca 交换，形成矽卡岩，金属元素在岩浆发展过程中是相对活动的，并且在岩浆冷却期间在侵入体内接触带和外接触带堆积成矿（Lunicka, 1985）。当断裂切过富 Si 围岩时，成矿热液中 Si 容易饱和形成石英脉，C. S. Hutchison (1985) 认为许多矿床是通过围岩的孔隙或通道循环的热水溶液沉淀形成的。

### 3. 构造叠加、改造变形

结合图 3 - 2 构造作用钴矿的成矿作用为：

- (1) 构造运动的区域变质变形使初始矿层或矿源层中的钴、铜、金等元素或矿物发生重新结晶，形成层状矿石；
- (2) 晚期变形阶段改造成矿方式，沉积物的“改造”成矿作用既可发生于成岩后的

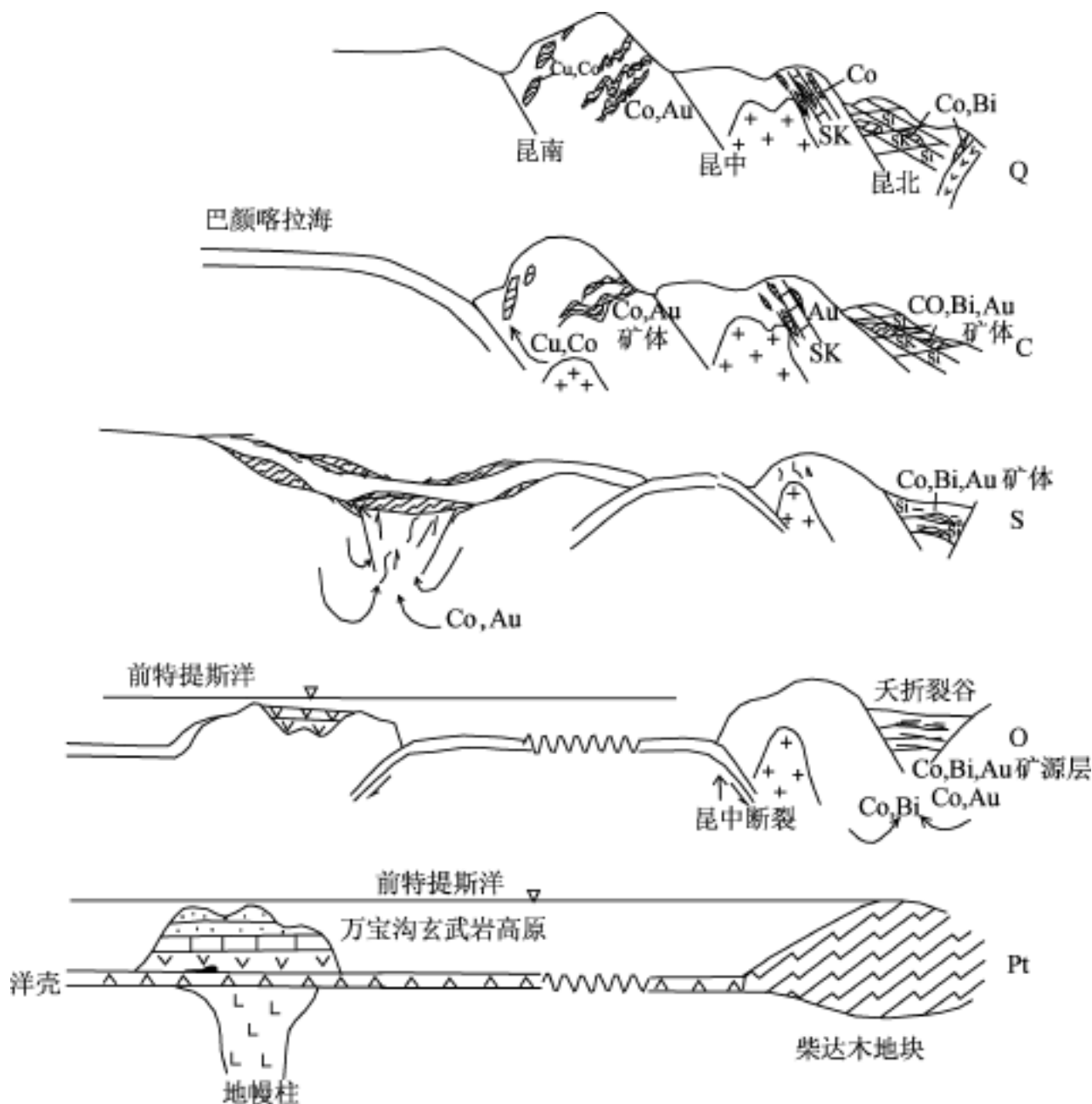


图 3-2 东昆仑成矿带钴矿成矿演化模式图

另一次或多次地质作用，从空间上，金属在改造过程中发生了转移，不是原地成矿。

## 二、区域钴矿成矿演化

以上从成矿地质背景、矿床地质特征、矿物组成成矿物理化学条件、成矿机理等全过程的进行的东昆仑地区钴矿成矿模式概括。下面分析探讨钴矿成矿作用随构造动力学演化过程形成矿床类型（图3-2）。

## 1. 加里东成矿期

在加里东早期，范围主要涉及东昆北和东昆南两个构造带。柴达木地块南缘从被动陆缘转为活动陆缘，并形成完整的沟—弧—盆体系，昆北形成的夭折裂谷，裂隙环境活动时限短、热动力能量相对较小，该期成矿作用仅是成矿元素的预富集，喷流沉积（矿源层）+ 热液叠加改造型矿床初具轮廓；昆南地区万宝沟大洋玄武岩高原也发育了相应的沟—弧体系。并发生了相应的成矿作用；昆南地区发生过长时间的、规模宏大的热水沉积，矿体形成；热水沉积—变形改造型；在志留系的岩石建造中，Au、Cu、Co 等元素含量高，提供物质来源。直接形成工业矿床。



在加里东晚期，昆北经历加里东期区域构造变形之后，深部岩浆活动提供热源，促使深部热液沿层间构造破碎带发生运移，导致滩间山群硅质岩与含碳钙质板岩之间发生 Si、Ca 双交代，形成矽卡岩，同时促使 Co、Bi、Au 等矿化元素进一步富集。

万宝沟大洋玄武岩高原沿东昆中俯冲带与柴达木地块拼贴，使东昆北早古生代弧后裂陷带封闭，洋壳俯冲带南移至现今的东昆南断裂带。此时，东昆仑南北三分构造格局形成。伴随着玄武岩高原的拼贴和柴达木地块的增生作用的进行，发生了同期的同碰撞花岗质岩浆活动，并形成了相关的侵入体和热液成矿作用，与晚期花岗岩质岩浆侵入活动有关的高温热液矿化。

## 2. 海西成矿期

晚古生代—早中生，巴颜喀拉洋连续的俯冲过程，在东昆北、东昆中和东昆南三个带中均形成与洋壳俯冲作用有关的花岗质岩浆侵入活动，尤其在东昆中带更是如此，构成东昆中巨型花岗岩带的主体。伴随花岗质岩浆活动，应有与之相关的热液脉型矿床。然而，东昆中成矿带在加里东期以来，一直处于隆升剥蚀状态，基底变质岩系出露广泛，多数花岗质岩体都呈岩基状产出，显示该区经历了强烈的剥蚀，矿床的保存条件不好，尤其是较早期（加里东期、海西期）形成的热液矿床很难保存下来。

## 3. 印支成矿期

印支期，随着巴颜喀拉洋的最后封闭，整个地区开始发生强烈的壳 - 幔相互作用，印支岩浆活动为昆北带来了强大的热动力条件，热液交代成矿作用成为该矿床的最主要时期，致使深部岩浆热液沿构造薄弱地带发生迁移、上升，导致了硅质岩与含碳钙质板岩发生了 Si、Ca 双交代，在层间接触带形成了矽卡岩或矽卡岩化，使成矿 Co、Bi、Au 等金属元素发生迁移、富集并成矿。由于印支期距今时间相对较短，其后期抬升剥蚀较前印支期要小，较有利于矿床的保存，形成一系列与印支晚期中酸性侵入岩有关的热液型（热液脉型、矽卡岩型）。

总体而言，成矿系列和成矿模式都在揭示地质成矿的客观规律。一个好的成矿模式应能从成矿系列这一整体角度反映矿床的形成机理，成矿模式的研究工作可以深化成矿系列的研究，而成矿系列的研究成果可以转化为区域成矿系列的成矿模式，有助于建立实用的区域综合找矿模型，更好地指导矿产勘查工作（陈昌勇，1997）。



## 第四章 东昆仑钴矿成矿潜力评价

东昆仑地处两大构造单元（华北、华南板块）的拼接、碰撞部位，其复杂的地质、构造组合及大地构造演化，多期俯冲、拼合、碰撞，经历了多期复杂的构造、岩浆活动和成矿作用，多方面地质特点与其他造山带有所不同，多期构造、岩浆活动、成矿流体的丰富交换是该区复杂多变成矿作用的基础，独特的成矿作用、矿床成因类型和成矿后矿床的保存成为该区的一大特色。

东昆仑成矿带钴矿成矿不是单一成矿作用所形成的，成矿作用是一个多阶段的、多成因联系的成矿系列。东昆仑钴矿成矿系列具有四个成矿类型，即喷流沉积（矿源层）+ 热液叠加改造型、热水沉积—变形改造型、矽卡岩型、热液脉型。成矿系列类型随时代、构造动力学环境的演化经历复杂的过程。说明在东昆仑成矿带钴矿找矿前景优越。其钴矿潜力评价工作，应以矿床成矿系列、成矿模式为理论指导，在研究成矿作用在四维空间中的规律、探索地球发展过程中成矿的时空演化及分布规律的基础上，确立东昆仑成矿带钴矿成矿标志，对各种钴矿类型找矿潜力、东昆仑成矿带不同分区钴矿的找矿潜力进行研究总结。从而提高对东昆仑成矿带钴矿地质规律的认识，更有效地指导地质勘查实践工作。

### 第一节 东昆仑钴矿成矿条件

#### 一、区域成矿构造条件

东昆仑地区不同的构造带分别经历了不同的地质演化历史，发生了不同的构造、岩浆活动和沉积作用，从而控制了不同成矿作用的发生与演化，以下从北向南进行论述。

昆北经历了不同的地质构造环境，在早古生代经历了弧后裂隙的形成和封闭作用，根据 CYAMEX (1981)，戴问天 (1985) 研究热水沉积成矿作用总体产出构造背景为构造拉张环境，具体产出的位置大致可分为：大洋中脊洋中脊型、陆间或陆内扩张裂谷区中的裂谷型。

形成了与拉张裂隙环境的热液喷流成矿作用，与裂隙槽闭合造山作用有关的热液成矿作用。加里东期以后，进入陆内演化阶段。该带有多期的岩浆活动，从加里东期、海西期和印支期花岗质侵入活动强，且分布面积广，为成矿提供了有利的岩浆岩条件。此外，该区构造活动强、形成一系列北西、北西西向的断裂构造。

昆中构造带为一岩浆弧隆起带，有各时期大量花岗岩侵位，构成宏伟的东昆中花岗岩带。从新元古代晚期开始抬升，经历了加里东期、海西期、印支期、燕山期的构造叠加和改造，期间可能经历了多次俯冲。岩石圈（下地壳）拆沉及岩浆底侵作用。随着由南向

北的不断拼合，形成了规模宏大的岩浆弧。

昆南带自万宝沟大洋玄武岩形成经历了地幔柱活动、大洋玄武岩高原弧—沟体系演化及相关的构造岩浆活动、碰撞拼贴、海西—印支期安第斯型活动陆缘弧及印支晚期的岩石圈拆沉和幔源岩浆底侵等一系列极其复杂的地质演化历史早古生代，并随着张裂盆地的发育，万宝沟群由当时洋壳之上的一个或多个洋岛构成，岛弧聚板块边缘，其均为基底薄弱地带，这种环境有利于海水的渗透循环，较厚的硅铝质地壳和超厚的沉积柱使对流循环的热流体能从中淋滤、萃取出大量有用元素；裂谷带岩浆活动频繁，具有异常的高热流值，可为流体提供物质和能量；为热液的上升提供良好的通道。

## 二、区域成矿作用时间、空间规律

### （一）成矿时间规律

根据前述的东昆仑地区地球动力学演化及各时期的构造岩浆活动等特点，东昆仑地区的钴矿成矿作用按成矿的重要程度可依次划分出三个主要成矿时期：加里东期、印支期、海西期，各成矿期地质意义分述如下：

加里东成矿期早期，柴达木地块南缘从被动陆缘转为活动陆缘，并形成完整的沟—弧—盆体系，昆北弧后裂陷形成。形成了大量的基性火山岩及有关的热水喷流沉积岩，如肯德可克矿区硅质岩为后期叠加成矿奠定物质基础。

在早中志留世，在万宝沟大洋高原的拉伸区，形成了一套热水沉积建造——硅质钠长质岩，控制了驼路沟大型钴矿床的产出。最具潜力的应是东昆北、东昆南构造带内与热水喷流沉积作用有关的 Cu、Co 矿。

印支早期是巴颜喀拉洋封闭，发生了强烈的构造岩浆活动，为成矿提供了重要的地质前提。进入印支晚期以后，随着巴颜喀拉洋的最后封闭，整个地区开始发生强烈的壳—幔相互作用，并开始从挤压构造体制向伸展构造体制转化，通过岩石圈拆沉及幔源岩浆的底侵作用，区内岩石圈减薄，为大量的幔源物质参与该区的岩浆活动和成矿作用提供了重要物质基础。

海西期时，洋壳俯冲带从昆中俯冲带迁移到昆南俯冲带，在东昆北、东昆中和东昆南三个带中均形成与洋壳俯冲作用有关的花岗质岩浆侵入活动，尤其在东昆中带更是如此，构成昆中巨型花岗岩带的主体。伴随花岗质岩浆活动，应有与之相关的热液成矿作用，并形成相关的矿床（点）。

### （二）空间分布规律

#### 1. 赋矿层位

钴矿化集中分布的地层主要有东昆仑地区的下元古界金水口群、上奥陶统铁石达斯群、志留系、石炭系。

下元古界金水口群：下元古界金水口群为深变质岩。在金水口群地层中，有强烈的构造—岩浆活动叠加，钴矿产于金水口群各种片岩、片麻岩和中酸侵入岩接触部位。如占卜扎勒铁钴矿。从目前成矿事实说，斜长片麻岩可能为钴矿提供物质来源。





上奥陶统铁石达斯群：祁漫塔格和阿尔金地区，铁石达斯群为中基性火山岩、火山碎屑岩，火山喷流热水沉积岩、碳酸盐岩。Co、Bi 等矿化较发育且受地层和岩性控制明显，矿体均产于铁石达斯群火山喷流热水沉积岩或火山碎屑岩系的层间断裂中，显示奥陶系铁石达斯群是钴多金属的重要赋矿层位。

志留系：驼路沟钴矿其含矿岩系成矿时代的厘定（早志留世）表明早志留世昆南带热水喷流沉积成矿作用仍很强烈，洋壳可能从中元古一直延续至此。昆南带早志留世一套中基性火山岩、硅质钠长质岩、含碳泥质岩系与钴矿成矿作用密切相关。

石炭系：主要在昆南带。早石炭世哈拉郭勒群为碳质板岩、大理岩、玄武岩组合，有许多 Cu、Co、Pb、Zn 等矿化线索，矿化可能受与后期断裂热液萃取成矿物质而赋矿。与哈拉郭勒组平行不整合接触的晚石炭世缔敖苏组为碳酸盐岩或碳酸盐岩和碎屑岩互层沉积，其为 Pb、Zn、Cu、Co、Fe 等矿产的有利成矿层位，已发现较多的矿（化）点，其形成环境可能为一种活动型的海陆交互环境。

## 2. 矿床的总体分布特征

东昆仑地区的昆北断裂带、昆中断裂带和昆南断裂带把东昆仑一带划分成几个东西向延伸的构造带，由北向南，即前述的东昆北早古生代弧后裂陷带、东昆中基底隆起和花岗岩带、东昆南复合地体拼贴带，各构造带经历了不同的地质演化历史，发生了不同的构造岩浆活动，控制了各类成矿作用的发生。三个成矿带的名称对应构造带的名称，即东昆北 Cu、Co、Au、Fe、Pb、Zn、W、Sn 成矿带、东昆中 Au、Fe（W、Sn）成矿带、东昆南 Co、Cu、Au、Pb、Zn（Hg、Sb）成矿带成矿带。

# 三、区域地球化学、地球物理条件

## （一）区域地球化学

根据的地球化学特征，结合地质、物探、遥感等资料，本区主元素 Au、Co、Cu、Pb、Zn 异常依其异常空间分布及元素组合特征可分为三个地球化学异常带。以此从各区的背景分布特征来认识元素分配富集成矿的可能性。

### 1. 昆北 W、Pb、Sb、Cu、Co、Au 地球化学小区

即早古生代弧后裂陷槽。出露地层有下元古界金水口群深变质岩系、奥陶系滩间山群变质岩系、泥盆系海陆交互相杂色岩屑砂岩类火山岩、石炭系碳酸盐沉积，二叠系碎屑岩类灰岩及三叠系陆相火山岩系。并有华力西期、印支—燕山期大规模的中酸性侵入岩产出。W、Pb、Sb、Cu、Ni、Co、Au、Sn 元素异常呈串珠状分布，异常规模大，元素组合复杂。本区以富 W、Pb、Sb、Ni、La、Nb、Mo、Bi、Be、Sn、Cd、F 为特征。这些特点与区内地层、岩体分布相一致。对于 W、Mo、Bi、Sn、Pb、Ni、Sb 及 Be、La、Nb 等元素亦显示了在岩浆晚期高温热液呈现高背景富集特点。该区是寻找 W、Sn、Au、Sb、Co 多金属矿的地段。

### 2. 昆中 Au、Cu、Mo、W、Sn、As 地球化学小区

该区位于昆中与昆北断裂之间，即昆中基底隆起带（花岗岩带）。区内大面积华力西期中酸性岩浆岩广布，中生代中酸性岩浆活动也有一定规模。出露地层主要为元古宇。构



成 Au、W、Sn、Mo 高温组合元素异常带，呈高背景分布的元素有 Hg、F、Mo、Sr、F、Au、Rb、Ba、Pb 等，Cu、Ni、As、Sb、Co 等多为低背景。

### 3. 昆南 Au、Co、Cu、Sb 地球化学小区

位于昆中、昆南两条断裂之间，即地质上称谓的昆南拼合带。该区出露地层有万宝沟群、纳赤台群、下石炭统及下、中三叠统的一套碎屑夹板岩。侵入岩有加里东期、华力西期、印支—燕山期中酸性岩浆岩，中下三叠统地层局部地段发育超基性岩脉。Au、Cu、Co、Pb、Zn、Ag - Pb、Zn、Cd 中温元素组合异常带在空间上规模宏大，高背景富集元素分布的有 B、Au、Ni、V、Ti、Co、Cr、As、Cu、W、Pb 等，其中 Cr、Ni、Co、Ti 反映该区中基性火岩和超基性的分布特点。Au、Co、Cu、Pb 异常反映本区金钴矿床和多处 Cu、Pb 矿化的特点。1: 50 万东昆仑化探扫面 Au、Cu、Co、V、Ni、P、F、U、Y 等元素（氧化物）在矿带内呈高背景、高含量分布。

据丁清峰（2004）研究，东昆仑地区与全国平均丰度相比差异较小，但 Au、Ba、Bi、Co、Cu、F、Mo、Ni、Sr、Zn、Nb、Rb、W、Sb 等元素丰度较高。显示出构造演化多期复合、岩浆活动频繁，Co、Bi、Cu 等元素在该带容易富集。

## （二）区域地球物理

（1）东昆仑地区区域重力、航磁异常展布西部呈北西向、中部呈东西向、东部呈北东向，西部航磁异常呈大面积负异常，正航磁异常以规模小、梯度大。重力异常主要反映为东西向和北西向重力梯级带，有色金属矿产与北西向重力、航磁异常关系密切。中部以昆中断裂为界，北侧重力、航磁异常与矿产关系密切。东部都兰的成矿密集区内，航磁异常显示为清晰的北东向串珠状异常带，穿插在东西向和北西向异常带，沿重力异常梯级带及航磁异常周围形成具有工业价值的有色金属矿产，异常的交会部位有利于矿体的产出。

（2）东昆仑矿产沿低速带、低速带和高速带之间产出，地震波垂向低速带内一般表现为上地幔隆起，具有较高的热流值，如果地壳是拉张环境，断裂发育，地壳可渗透性高。地幔流体可快速上涌，地幔热流携带的能量促进了矿化作用，同时地幔隆起带的壳幔相互作用也提供充足的成矿物质。低速带、低速带和高速带之间为成矿有利地段。

## 四、岩浆作用条件

东昆仑各时期岩浆岩较发育，各类岩浆活动可为成矿提供物源、热源和成矿场所；是区内脉型热液矿床、矽卡岩型矿床形成的重要前提和必要条件。

侵入岩在不同时期（前兴凯期、加里东期及华力西期）零星出露。中酸性侵入岩与矿化的关系较为密切。东昆仑地区中酸性岩浆侵入活动异常强烈，且与热液脉型矿床、矽卡岩型矿床具有密切的时空及成因联系。

### 1. 岩性对成矿的控制

东昆仑地区中酸性侵入岩对矿化类型有较为显著的专属性。与钴矿化有关的岩石类型主要有石英闪长岩、花岗闪长岩、二长花岗岩等。

### 2. 成岩时代与矿化

加里东期中酸性侵入岩分布较少，仅在昆北带和昆中带零星出露，与之有关的成矿作



用不明显。海西期花岗岩在本区大面积分布，尤其是昆中带，构成其花岗岩带的主体。仅有个别成矿与海西岩体有关的报道，而且岩体时代准确性还值得怀疑。印支期中酸性侵入活动虽然规模较小，多岩株状或岩脉状产出，但分布十分广泛，主要在昆中带和昆北带发育，主要岩石类型包括石英闪长岩、花岗闪长岩等。该期岩体与内生金属矿床关系最为密切，是岩浆热液有关的内生金属矿床形成的重要期。

## 五、构造地质条件

### 1. 区域地质构造演化与钴成矿作用

总体沿近东西向东昆仑构造带分布的矿床（点）构成东昆仑多金属成矿带。昆北、昆中、昆南等深大断裂又将东昆仑造山带分割成三个地质演化和成矿特点明显不同的成矿带。三个成矿带构造演化及其与钴矿化的关系如下：

**东昆北成矿带（祁漫塔格地区）：**位于昆北断裂以北，为一复杂的断褶带，从早古生代晚期开始处于拉张裂解环境的弧后盆地裂陷槽环境，其热水沉积成矿作用相对洋壳环境弱，但热水沉积可形成有利的矿源层。该裂陷槽在早古生代闭合造山后，经历了海西、印支、燕山期构造—岩浆作用的叠加，为该区形成多矿种、多矿床类型叠生或共存提供了有利的动力学背景条件，使该区从热水沉积成矿作用到各类热液成矿作用均可发生，产出有肯德可克叠生型钴铋金矿床在该区叠生型贵金属—多金属成矿潜力很大。

**东昆中成矿带：**位于昆中断裂和昆北断裂之间，为一岩浆弧隆起带，从新元古代晚期开始抬升，经历了加里东期、海西期、印支期、燕山期的叠加和改造，期间可能经历了多次俯冲。岩石圈（下地壳）拆沉及岩浆底侵作用。随着由南向北的不断拼合，形成了规模宏大的岩浆弧。为形成的矽卡岩型矿床提高了热动力条件。

**东昆南成矿带：**位于昆中断裂和昆南断裂之间，为一海山拼合带。孙丰月（2003）认为该区可能属于洋壳环境。该带的万宝沟群由当时洋壳之上的一个或多个洋岛构成，在早古生代晚期沿昆中断裂拼贴到柴达木地块之上。在洋壳环境中地热梯度大，热流值高，闭合缓慢，时限较长，岩浆演化、火山活动时限也较长，为热水喷流沉积成矿的形成提供了有利条件。

### 2. 深大断裂对钴矿的控制

昆北、昆中、昆南区域性深大断裂对整个东昆仑地区成矿控制作用明显；主要表现在：控制各种规模的矿化分布（区域分带）的形成，同时，既对成矿的物质来源、历史背景、区域环境、产生条件和发育过程起控制作用，又对矿床的产出状态、改造情况和在区域中的时空分布起控制作用。也控制了成矿带的形成和演化。

### 3. 不同形式构造控矿

东昆仑地区钴矿床（体）的控矿构造形式主要为侵入岩接触构造、构造改造。其特征为：

（1）侵入岩接触带构造：矽卡岩化和矿化在接触带的构造发育，矿产于岩体的接触带部位。如都兰海寺铁钴矿，铁钴矿体的围岩是大理岩和硅质岩，矽卡岩和铁钴矿化位于断裂和大理岩接触带交会部分。

（2）构造后期改造作用：表现为成矿后断裂构造的切割改造作用。



东昆仑地区不同时期成矿作用发育。成矿后，往往又经历多次造山作用叠加。后期构造的改造和破坏作用强烈，尤其是早期形成的矿床。改造和破坏的方式明显差异。

肯德可克钴铋金矿早期热水喷流使矿化预富集，之后经历多期热液作用叠加而导致矿床（体）最终富集成矿，成矿后经历了脆性断裂构造的强烈破坏，矿区内近 SN 走向  $F_2$  断裂正断切割所控制的矿化带，导致东西矿段差异抬升剥蚀，西段下落，东段抬升且已剥蚀到矿（化）体的根部，矿区西段相对东段具有更好的找矿潜力。

驼路沟钴矿表现为：成矿后该矿区受近 SN 向挤压导致强烈褶皱变形和片理化作用，并发生强烈的构造置换，原始层理被透入性片理广泛置换，致使含矿地质体呈“似层非层，似脉非脉”状产出。更晚期近 SN 走向的脆性断裂构造作用造成区内不同地段差异性剥蚀，东盘抬升西盘下落。由于挤压应力方向不完全水平或垂直，致使矿体总体向 SE 方向侧伏。

## 六、特殊含矿岩石条件

东昆仑地区不同的构造带分别经历了不同的地质演化历史，发生了不同的构造、岩浆活动和沉积作用，从而控制了不同成矿作用的发生与演化，从钴矿的成矿事实而言，有规模、有潜力的成矿作用主要与热水沉积岩、黑色岩系有关。

### （一）东昆仑与钴矿有关的热水沉积岩

热水沉积岩（物）的概念是 60 年代基于对海底热泉活动系统和现代海底成矿作用直接观察研究提出来的，20 世纪 80 年代以来，更多的现代洋底热水沉积被发现和研究，取得了丰富的成果（Rona P A, 1983; Rona P A, 1988; Rona P A 1993; Meylan M A, 1986）。

热水沉积岩（物）主要有三种成因类型：与大陆地热系统温泉或热储活动有关的热水沉积，与区域性地热异常有关的、产于沉积岩系中的热水沉积岩（李英等，1990），与火山活动有关的，产于火山—沉积岩系中的热水沉积岩（Bernard A J, 1982），如加拿大 Angic Eagle 和 Cobett 矿区、塞浦路斯型、日本黑矿型等，从目前东昆仑钴矿成矿事实，初步认为与火山活动有关的，以下将从岩石特征、元素特征进一步探讨。

一些学者不同角度对热水沉积岩按产状的差别（张复新，1988）。按形成环境分（王守伦，1988）按火山喷发时间（陈先沛，1992）进行分类。本文以吴志亮等（1996）按矿物成分可分为硅质岩类、富长石岩类、硅酸盐岩类、矽卡岩类、硫酸盐岩类、磁铁岩类、电气石及萤石岩类、高碳质岩类和泉华等。以下仅从硅质岩、硅质钠长石岩岩石特征、元素特征进行探讨。

#### 1. 硅质岩

硅质岩主要分布在肯德可克钴铋矿区。

##### A. 岩石学特征

该矿区硅质岩为奥陶纪铁石达斯群上部岩组，呈层状、似层状产出，与含碳钙质板岩以断裂接触，沿断裂带内发育强烈的矽卡岩化作用，受后期构造热液活动的影响，该矿区很难找到纯净的硅质岩，主要见矽卡岩化硅质岩。

绝大部分矽卡岩化硅质岩为灰色—浅灰色，主要由石英和矽卡岩矿物组成，二者含量在 95% 以上。通常情况下，主要矿物为石英、透辉石、阳起石、透闪石等，次要矿物可见方解石、绿帘石、磷灰石和萤石等，此外含少量黄铁矿等金属硫化物和绢云母。硅岩中的石英一般晶粒细小，部分达到微晶，粒径集中在 0.01 ~0.03mm，也可见 0.001mm 级粒径，多呈他形—半自形粒状，其内普遍含碳泥质物和碳酸盐包体，呈混浊状。矽卡岩矿物多呈他形—半自形粒状结构，粒径大小不等。多数小于 0.03mm，通常情况下呈网脉状侵蚀硅质岩，部分沿硅质岩原始纹层理分布，构成条带状构造。

矽卡岩化硅质岩组构复杂，主要为块状构造、脉状构造，次为条带状、似角砾状构造，偶见层纹状构造。典型的结构为他形粒状变晶结构，等粒—不等粒镶嵌变晶结构，此外还有他形微晶结构。其中层纹构造为典型的同生沉积构造，一般由石英的结晶程度不同或矿物种类不同造成的。矽卡岩化硅质岩的组构特征既反映出同生沉积的特征，又反映了后期热液蚀变特征。

表 4 - 1 肯德可克硅质岩化学成分 ( w<sub>B</sub> /%)

| 样品编号      | SiO <sub>2</sub> | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | FeO   | CaO  | MgO  | K <sub>2</sub> O | Na <sub>2</sub> O | MnO  | TiO <sub>2</sub> | P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> | 烧失量  | H <sub>2</sub> O | 总量     |
|-----------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|-------|------|------|------------------|-------------------|------|------------------|-------------------------------|------|------------------|--------|
| KB8 - H1  | 47.48            | 16.15                          | 3.29                           | 2.03  | 8.71 | 3.68 | 9.59             | 0.40              | 0.10 | 1.46             | 0.24                          | 6.64 | 0.30             | 100.07 |
| KB8 - H3  | 58.64            | 10.53                          | 6.58                           | 2.57  | 5.05 | 2.88 | 6.83             | 0.32              | 0.13 | 0.55             | 0.81                          | 4.54 | 0.78             | 100.21 |
| CM10 - H4 | 53.90            | 9.65                           | 2.92                           | 5.33  | 8.43 | 3.86 | 5.52             | 0.19              | 0.11 | 0.51             | 0.67                          | 8.47 | 0.43             | 99.99  |
| CM10 - H2 | 38.36            | 10.55                          | 14.50                          | 11.54 | 9.51 | 6.50 | 0.14             | 0.18              | 0.27 | 0.65             | 0.74                          | 7.05 | 1.38             | 101.37 |
| 平均值       | 49.595           | 11.72                          | 6.82                           | 5.37  | 7.93 | 4.23 | 5.52             | 0.27              | 0.15 | 0.79             | 0.615                         | 6.68 | 0.72             | 100.41 |

吉林省地质矿产局第五研究所测试，2002

表 4 - 2 不同成因硅质岩的化学成分 ( w<sub>B</sub> /%)

| 岩石类型                 | 序号 | 样品数 | SiO <sub>2</sub> | TiO <sub>2</sub> | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | FeO   | CaO  | MgO  | MnO  | K <sub>2</sub> O | Na <sub>2</sub> O | P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> | 烧失量  | 总和     |
|----------------------|----|-----|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|-------|------|------|------|------------------|-------------------|-------------------------------|------|--------|
| 生物成因的硅质岩             | 1  | 8   | 88.04            | 0.02             | 0.84                           | 1.59                           | 0.26  | 5.07 | 0.19 | 0.30 | 0.16             | 0.18              | 0.03                          | 3.40 | 100.08 |
|                      | 2  | 13  | 95.96            | 0.03             | 0.71                           | 0.43                           | 0.08  | 0.30 | 0.02 | 0.02 | 0.05             | 0.06              | 0.02                          | 2.93 | 100.61 |
| 与火山有关的硅质岩            | 3  | 4   | 未测               | 0.36             | 5.63                           |                                | 3.72  | 0.62 | 1.28 | 0.23 | 1.09             | 1.01              | 未测                            | 未测   |        |
| 与火山有关的块状硫化物中的热水沉积硅质岩 | 4  | 1   | 77.30            | 0.52             | 7.51                           | 0.55                           | 5.35  | 1.35 | 1.90 | 0.04 | 0.87             | 0.44              | 0.03                          | 2.00 | 97.86  |
|                      | 5  | 1   | 65.40            | 0.05             | 15.90                          | 1.35                           | 4.75  | 0.88 | 0.98 | 0.10 | 1.90             | 7.86              | 0.08                          | 1.40 | 100.65 |
|                      | 6  | 1   | 71.10            | 0.45             | 12.10                          | 0.50                           | 4.90  | 0.25 | 1.84 | 0.13 | 1.69             | 2.97              | 0.07                          | 2.00 | 98.00  |
|                      | 7  | 1   | 52.60            | 1.15             | 15.50                          | 3.00                           | 11.90 | 1.37 | 3.68 | 0.14 | 3.09             | 0.78              | 0.31                          | 5.00 | 98.52  |
| 与海底热泉有关的热热水沉积硅质岩     | 8  | 8   | 92.31            | 0.23             | 2.89                           | 0.43                           | 0.94  | 0.47 | 0.95 | 0.25 | 0.45             | 0.33              | 0.05                          | 0.63 | 99.93  |
| 富含电气石的硅质岩            | 9  | 2   | 61.00            | 0.45             | 10.95                          | 2.05                           | 16.68 | 0.37 | 1.82 | 0.04 | 0.32             | 0.59              | 0.03                          | 3.80 | 98.10  |
| 肯德可克矿区的硅质岩           | 10 | 4   | 53.34            | 0.84             | 12.11                          | 4.26                           | 3.31  | 7.4  | 3.47 | 0.11 | 7.31             | 0.3               | 0.57                          | 6.55 | 99.57  |

( 据韩发等，1997)

B. 常量元素特征

从硅质岩全岩分析（表 4 - 1）可以看出，硅质岩以富 Si、Fe，贫 Ti 为特征，而且  $P_2O_5$  含量相对较低，反映出陆源成分相对偏低。与其他成因硅质岩相比（表 4 - 2），常量元素与海底火山活动有关的热液沉积硅质岩相似。其中 Al、K、Ca、Mg 含量相对较高，可能与构造热液导致的矽卡岩化有关，带来了部分陆壳成分。另据 Rona P A（1983, 1988）在研究现代洋底热液沉积物时指出，可依据  $Fe/Ti$ 、 $(Fe + Mn)/Ti$ 、 $Al/(Al + Fe + Mn)$  来区分水沉积的海底热液沉积，所提出的判别值及矿区内矽卡岩化硅质岩的相应值见表 4 - 3。显然  $Fe/Ti$ 、 $(Fe + Mn)/Ti$  之比平均值大于 20，与判别值相符，而  $Al/(Al + Fe + Mn)$  与判别值存在少许偏差，这也可能与后期岩浆热液活动相关，总体来说，该矿区硅质岩接近与火山活动相关热液沉积硅质岩的特征。

表 4 - 3 海底热液沉积判别值与肯德可克硅质岩相应值

| 元素比值          | $Fe/Ti$ | $(Fe + Mn)/Ti$ | $Al/(Al + Fe + Mn)$ | 资料来源                   |
|---------------|---------|----------------|---------------------|------------------------|
| 海底热液沉积判别值     | $> 20$  | $> 20 \pm 5$   | $< 0.35$            | 据 Rona P A（1983, 1988） |
| 肯德可克硅质岩（4 个样） | 23.46   | 24.21          | 0.45                | 本次工作                   |

C. 微量元素特征

根据硅质岩微量元素分析结果（表 4 - 4），可以看出，硅质岩富含多种微量元素。其中既有黑色、有色金属（Co、Ni、Bi、Cu、Pb、Zn 等），又有 Au、Ag 等贵金属元素，显示出硅质岩为非正常沉积作用的产物（郑明华等，1994）。尤其是其富含 As、Sb 等元素可以作为识别热液沉积作用的重要指标（Bostrom K, 1979, Marching V, 1982）。本区硅质岩 As、Sb 的平均含量分别为 7420.3、 $29.28 \times 10^{-6}$ ，相对于沉积页岩来说高出许多倍，反映出强烈的热水喷流沉积的特点。另据 Bostrom K et al.（1973）提出的热水沉积物与水成沉积物  $Fe-Mn-(Co + Ni + Cu) \times 10$  三角图解中，样品投影于热水沉积区（图 4 - 1），与红海沉积物相接近。

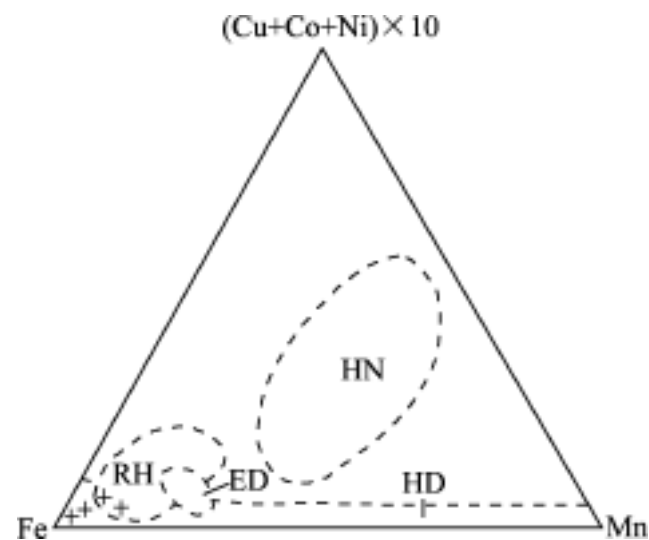


图 4 - 1 不同沉积物 Fe - Mn -  $(Co + Ni + Cu) \times 10$  图解

（据 Bostrom K, 1973）

RH—红海热液沉积物区；ED—RPR 区热液沉积物区；  
HN—水成沉积物区；HD—热液沉积物区；+ —肯德可克  
矿区硅质岩投影点



表 4 - 4 肯德可克硅质岩微量元素分析结果

| 样品编号      | Ag    | Cu     | Pb    | Zn    | Co   | Ni    | As      | Sb    | Bi     | Hg    | Au     |
|-----------|-------|--------|-------|-------|------|-------|---------|-------|--------|-------|--------|
| KB8 - H1  | 0.64  | 165.0  | 37.0  | 110.0 | 23.5 | 130.0 | 1523.0  | 27.40 | 31.30  | 0.043 | 18.0   |
| KB8 - H3  | 0.46  | 90.0   | 135.0 | 155.0 | 18.0 | 120.0 | 559.0   | 51.00 | 50.00  | 0.110 | 7.0    |
| CM10 - H2 | 10.60 | 12700. | 275.0 | 550.0 | 95.0 | 154.1 | 279.2   | 15.10 | 104.00 | 0.031 | 38.0   |
| CM10 - H4 | 6.90  | 47.0   | 41.0  | 81.0  | 17.5 | 135.4 | 27320.0 | 23.60 | 44.00  | 0.019 | 1560.0 |
| 沉积页岩*     | 0.07  | 45     | 20    | 95    | 19   | 68    | 0.00n   | 13    | 1.5    | ?     | 0.4    |

Au 为 10<sup>-9</sup>，其他均为 10<sup>-6</sup>；吉林省地质矿产局第五研究所测试 \* 据涂和费，1961

肯德可克钴铋矿含矿岩石特征为矽卡岩化硅质岩，利用硅质岩的常量元素、微量元素某些地球化学特征判断其沉积环境为海底火山活动有关的热水沉积硅质岩相似。说明祁漫塔格夭折裂谷内，喷流沉积作用的特征岩石为硅质岩。

20 世纪 80 年代以来的研究成果表明，海底或大陆的许多硅质岩为热水沉积成因，称为热水沉积硅质岩。它包括含铁硅质岩、铁锰硅质岩及硅质岩铁锰结核等，都与铜多金属硫化物矿床在成因上有直接联系。因此，研究热水沉积硅质岩的除具有理论意义外，热水沉积硅质岩具有重要找矿标志。

2. 硅质钠长质岩  
硅质钠长质岩主要分布于驼路沟钴（金）矿。

A. 岩石学特征  
驼路沟矿区发育一套火山碎屑岩相沉积建造，受后期区域动力学影响，已经发生了强烈而广泛的构造置换作用，原始岩石层理只能依稀可见。矿区内硅质钠长质岩多呈层状似层状产出，并都已强烈构造变形，呈条带褶曲状与绢云母石英片岩互层分布。其与国内外热水沉积型钠长岩特征对比（表 4 - 5），具有相似性。

表 4 - 5 国内外热水沉积型钠长石岩特征对比

| 地点     | Kilo - moto<br>(刚果)                           | Broken<br>hill(澳)     | Mistamisk<br>Valley<br>(加拿大) | 唐家沟<br>(山东)                                  | 翁泉沟<br>(辽宁)            | 中条山<br>(山西)                                  | 大沟谷<br>(广东)                                     | 厂坝—<br>银洞子<br>(陕西)                            | 双王(陕西)                                              | 驼路沟<br>(青海)                         |
|--------|-----------------------------------------------|-----------------------|------------------------------|----------------------------------------------|------------------------|----------------------------------------------|-------------------------------------------------|-----------------------------------------------|-----------------------------------------------------|-------------------------------------|
| 海盆性质   | 优地槽                                           | 冒地槽                   | 优地槽                          | 优地槽                                          | 优地槽                    | 冒地槽                                          | 冒地槽                                             | 冒地槽                                           | 冒地槽                                                 | 优地槽                                 |
| 时代     | Ar                                            | Pt <sub>1</sub>       | Pt <sub>1</sub>              | Pt <sub>1</sub>                              | Pt <sub>1</sub>        | Pt <sub>2</sub>                              | Pt <sub>3</sub>                                 | D                                             | D                                                   | P                                   |
| 围岩类型   | 火山岩                                           | 沉积岩                   | 火山岩<br>沉积岩                   | 火山岩                                          | 沉积岩<br>火山岩             | 沉积岩                                          | 沉积岩                                             | 沉积岩                                           | 沉积岩                                                 | 火山岩<br>沉积岩                          |
| 主要岩石组合 | 钠长石岩—<br>磁铁石英岩<br>菱铁矿或白<br>云石大理岩              | 钠长石<br>岩—石英<br>电气石岩   | 钠长石岩                         | 钠长石变<br>粒岩—白<br>云大理岩                         | 钠长石浅<br>粒岩—镁<br>质大理岩   | 钠长石<br>岩—白云<br>大理岩                           | 钠长石<br>岩—白云<br>石岩                               | 钠长石岩—含<br>钠长石板岩、<br>钠长石岩—硅<br>质岩—菱铁<br>矿—重晶石岩 | 钠长石岩、大<br>理岩(角砾)；<br>含钠长石电<br>气石石英白<br>云石岩(胶<br>结物) | 硅质钠长<br>岩—钠长<br>硅质岩、绢<br>云母石英<br>片岩 |
| 主要矿物组合 | 钠长石、石<br>英、绢云母、<br>黑云母、白云<br>母、绿泥石、<br>黄铁矿、滑石 | 钠长石、石<br>英、电气<br>石、云母 | 钠长石、石<br>英、方解<br>石、绿泥石       | 钠长石、石<br>英、绢云<br>母、方解<br>石、铜—铁<br>硫化物、<br>石墨 | 钠长石、透<br>闪石、石<br>英、电气石 | 钠长石、石<br>英、白云<br>母、电气<br>石、黑云<br>母、铜铁硫<br>化物 | 钠长石、白<br>云石、方解<br>石、石英、<br>绿泥石、绢<br>云母、铁硫<br>化物 | 钠长石、石<br>英、白云母、<br>电气石、铁<br>铅锌硫化物             | 钠长石、白云<br>石、方解石、<br>石英、黄铁矿                          | 钠长石、石<br>英、铜钴硫<br>化物、绿泥<br>石、绢云母    |
| 矿产     | Au                                            | Pb, Zn, Ag            |                              | Au                                           | B                      | Cu                                           | Au                                              | Pb, Zn, Ag                                    | Cu                                                  | Co, Au                              |

(据王秀璋等资料，2001)

镜下薄片鉴定，硅质钠长质岩主要组构为：他形粒状变晶结构，块状、条带状构造，并且大部分发生了轻微的绢云母、碳酸岩化。主要矿物成分：石英、钠长石，次要矿物有绢云母、方解石等，副矿物主要有绿帘石、电气石、绿泥石、磷灰石等。其中石英，通常他形粒状，粒径多为 0.03 ~0.06mm 左右，碳酸岩化的硅质钠长岩中的石英颗粒较粗，一般为 0.05 ~0.2mm 之间，无色正低突起，表面洁净，含量约 35% ~40%；钠长石，他形粒状，形态极不规则，充填于石英粒间，常呈细小集合体出现，突起低于石英，含量 50% ~60%；绢云母，含量极低，通常在视域中偶见；方解石，他形粒状，多具平直边界，粒径小于 0.1mm，正高突起高级干涉色，含量约 10%。另外硅质钠长质岩当中金属硫化物质点多见，一般为黄铁矿和磁黄铁矿。

B. 常量元素特征

硅质钠长质岩的化学成分与围岩明显不同，它以 SiO<sub>2</sub>、Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 和 Na<sub>2</sub>O 为主，而 K<sub>2</sub>O 和 TiO<sub>2</sub> 等陆源组分含量低（表 4 - 6）。

表 4 - 6 驼路沟矿区硅质钠长质岩化学成分（w<sub>B</sub>/ %）

| 样品编号      | SiO <sub>2</sub> | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | FeO  | CaO  | MgO  | K <sub>2</sub> O | Na <sub>2</sub> O | MnO  | TiO <sub>2</sub> | P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> | 烧失量   | H <sub>2</sub> O | 总量     |
|-----------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|------|------|------|------------------|-------------------|------|------------------|-------------------------------|-------|------------------|--------|
| CP06 - H1 | 63.20            | 7.08                           | 1.48                           | 2.50 | 7.46 | 3.00 | 0.53             | 2.25              | 0.08 | 0.39             | 0.12                          | 11.41 | 0.04             | 99.54  |
| CP16 - H9 | 33.96            | 11.09                          | 29.49                          | 0.68 | 1.22 | 0.94 | 2.56             | 5.89              | 0.01 | 0.63             | 0.17                          | 13.25 | 1.87             | 101.76 |
| CP16 - H2 | 79.80            | 4.80                           | 0.94                           | 1.42 | 3.06 | 1.48 | 0.77             | 1.13              | 0.04 | 0.29             | 0.11                          | 5.59  | 0.04             | 99.47  |

吉林省地质矿产局第五研究所测试，2001

陆源沉积物中 TiO<sub>2</sub> 和 Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 具较好的正相关关系（Slack, 1993），而该矿区硅质钠长岩的 TiO<sub>2</sub> 和 Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 呈一定的负相关关系，这表明其不是陆源沉积形成的。硅质钠长质岩的化学组成图见图 4 - 2。

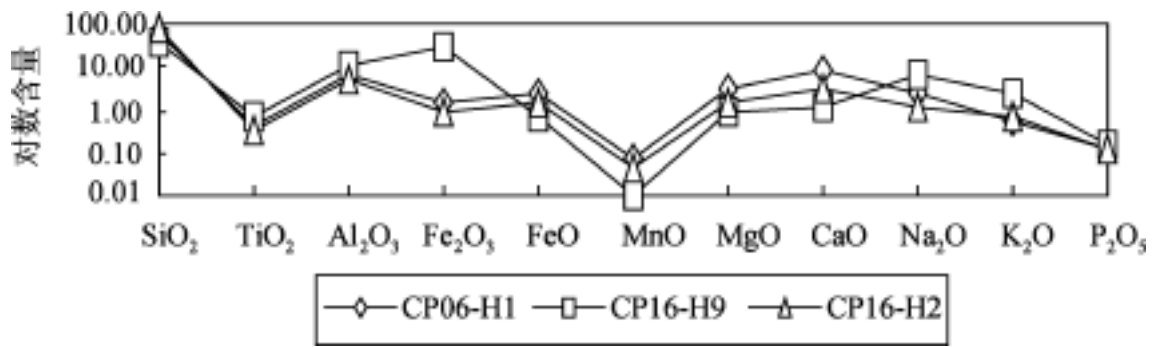


图 4 - 2 驼路沟矿区硅质钠长岩化学组成图

C. 稀土元素特征

如图 4 - 3 所示，驼路沟矿区硅质钠长岩球粒陨石标准化稀土配分曲线总体向右倾斜，Er 出现正异常，其稀土含量基本相接近，而且具有相似的 δEu、δCe，但是 Ce、Eu 异常均不明显。与北美页岩和海水的稀土配分模式（Marching V, 1982）类似，这表明成岩的热液中稀土元素可能来自下渗海水及其所流经的岩层，进一步反映硅质钠长岩海底喷流沉积成因的特征。根据硅质钠长岩微量元素分析结果，其含有较高的成矿元素和成矿指示元素。

驼路沟钴（金）矿含矿岩石特征为硅质钠长岩，利用硅质钠长岩的常量元素地球化学特征判断其沉积环境为与海底火山活动有关的热液沉积。说明东昆仑在扩张洋壳环境，喷流沉积作用的特征岩石为硅质钠长岩。

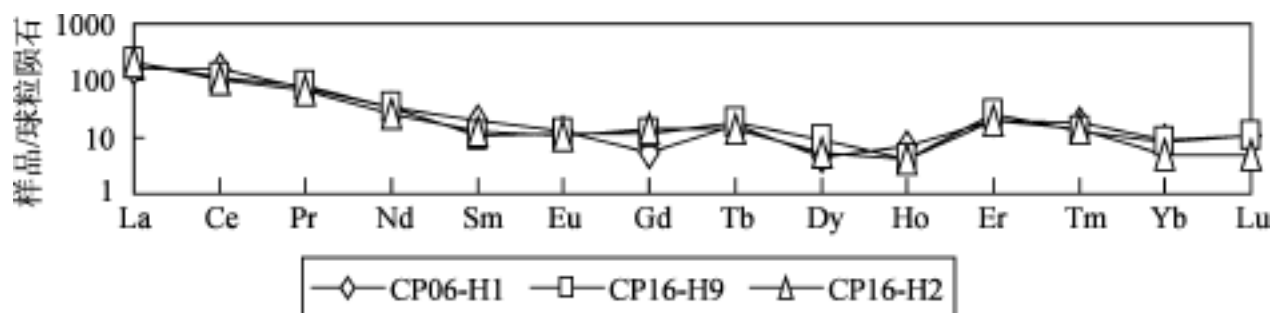


图 4 - 3 驼路沟矿区硅质钠长岩稀土配分模式图

(据匡俊, 2002)

从以上讨论可知, 东昆仑地区与钴矿关系密切的热水沉积岩为硅质岩和硅质钠长岩, 尽管所形成的地质构造背景不同, 但均反映热水沉积成矿作用的典型特征。

芮宗瑶 (1989) 指出, 在火山岩容矿的喷流热水沉积矿床中, 喷流通道常见明显的绿泥石化、硅化, 有时还能见到钠长石化以及铁镁碳酸盐化。在喷口以上的层状矿的下盘可见到明显的黄铁绢英岩化; 在沉积岩容矿的喷流热水沉积矿床中, 喷流通道中常见的蚀变是硅化, 有时也还有电气石化、钠长石化, 在沉积的层状矿的下盘仅见到白云石化、电英岩化和绿泥石化。

热水沉积岩 (物) 类型多样, 而且仍有增加之趋势。它们具融内生与外生成因于一体的特殊构造, 目前多注意于成因标志和岩石特征的研究 (张复新, 1988; 祁思敬等, 1993)。东昆仑地区与钴矿关系密切的其他热水沉积岩有待进一步研究。

## (二) 黑色岩系

### 1. 黑色岩系

黑色岩系是含有机碳 ( $C_{\text{有机}} \geq 1\%$ ) 及硫化物 (铁硫化物为主) 的暗灰—黑色的硅岩、碳酸岩、泥质岩 (含层凝灰岩) 及其相应变质岩石组合的总称 (范德廉等, 1999)。

多数学者已认识到黑色页岩保存模式中底层水缺氧的重要性; 黑色页岩是深水滞流的富含有机质软泥在缺氧状态下的沉积的结果, 缺氧事件引起黑色页岩富含有机碳。黑色页岩不仅和油气田有关, 而且还蕴藏着丰富的有色金属、贵金属及稀有、稀土矿产等, 包括 Mo、Ni、Co、Au、U、V、铂族元素 (PGE) 和 REE 等。与黑色页岩有关的矿床成因复杂, 成矿物质来源多样, 多与幔源流体的热水喷流沉积作用有关 (陈永清, 2003)。

由于黑色岩系富含有机质, 因而当上升岩浆受到黑色岩系的混染时, 岩浆的成分可能发生戏剧性变化。格陵兰西北迪斯科拉斑玄武岩岩浆与还原性黑色岩系之间的相互作用形成自然铁和硫化物即是一例 (王登红, 1997)。

由于黑色岩系中碳质的存在, 可使岩石在成岩的过程中, 扩大金属离子在溶液中的稳定范围, 使不能共生的矿物在新的条件下达到共生, 钴就可以达到共生的金属元素, 尤其是在铁、碳质存在的还原条件下, 将促使钴与金属硫化物形成共结晶。

### 2. 东昆仑境内的分布

在青海境内东昆仑成矿带分布有黑色岩系从老到新为:

(1) 万宝沟群: 上部灰色、灰绿色碎屑岩夹火山岩; 中部灰白色碳酸盐岩; 下部基性火山岩、碳酸盐岩, 底部碎屑岩。下碎屑岩组: 灰黑色及灰褐色变砂岩夹千枚岩、碳质板岩及结晶灰岩。



(2) 滩间山群：变砂岩、板岩、灰岩夹碱玄岩、安山岩、流纹岩。有碳质钙质板岩层位。

(3) 哈拉郭勒群：下部出露一套浅海相变中基性火山熔岩及火山碎屑岩、绿泥绢云母千枚岩夹绿泥硅质岩薄层，岩性有安山岩、凝灰质板岩、绢云母石英片岩及灰岩、白云岩等；中—上部为一套正常的碳酸盐及泥、页质沉积建造，局部夹酸性熔岩。

(4) 八宝山群：灰色、深灰色、灰黄色砂岩，砂质页岩、页岩夹安山岩及劣质煤层，底部为砾岩。其中可鲁波组砂岩段为深灰色岩屑质长石砂岩、辉绿色细砾岩、灰色岩屑砂岩、黑色碳质页岩含劣质煤。

(5) 巴颜喀拉山群中亚群砂岩、板岩互层组：为一套砂岩和板岩互层的组合，沉积韵律不十分明显，砂岩沿走向其地层厚度、碎屑粒度有变化大的特点。岩性为灰—灰褐色变长石石英砂岩、长石砂岩、杂砂岩与灰—深灰色粉砂质板岩、泥钙质板岩互层。局部地段表现为板岩夹砂岩。

(6) 布青山群马尔争组：驼路沟矿区发育的二叠系下统即为它，根据孙丰月（2003）对化石的研究时代可能属于志留系。

灰色、灰绿色变基性火山岩、变砂岩夹硅质岩、灰岩。碳质板岩岩段：黑灰色，变晶残余结构，板状构造、千枚状构造。主要矿物成分为绢云母（69%），石英（20%），碳质（3%～5%），金属矿物（1%），主要为黄铁矿，另有少量不透明质点矿物。具褐铁矿化、碳酸盐化、硅化。

3. 黑色岩系元素含量特征

A. 常量元素

从表 4 - 7 可以看出：

a. 所有矿区的碳质板岩与 SiO<sub>2</sub> 含量关系密切，肯德可克钴铋金矿尤为明显，可能与喷流所形成的硅质岩有关，驼路沟钴（金）矿；肯德可克钴铋金矿两个矿区的烧失量均高，说明岩层中含有较高的有机碳。岩层形成过程中有大量的碳质带入。

b. 黑色岩系一般代表缺氧环境，这样使硫化物在缺氧条件下，早期成岩过程中金属矿物富化，与钴矿化有关的碳质板岩通常 Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 较高，说明东昆仑地区钴的成矿过程中向氧化环境的转变过程中，钴矿容易沉淀，其机理有待探讨。

表 4 - 7 不同矿区黑色岩系常量元素含量（w<sub>B</sub>/ %）一览表

| 样品           | SiO <sub>2</sub> | TiO <sub>2</sub> | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | FeO   | MnO  | MgO  | CaO   | Na <sub>2</sub> O | K <sub>2</sub> O | P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> | 烧失量   | 矿区            |
|--------------|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|-------|------|------|-------|-------------------|------------------|-------------------------------|-------|---------------|
| 矿化碳质板岩       | 55.42            | 0.67             | 15.4                           | 1.32                           | 5.65  | 0.43 | 4.03 | 2.70  | 0.35              | 3.07             | 0.18                          | 5.19  | 大厂金矿          |
| 矿化碳质板岩       | 63.34            | 0.81             | 18.27                          | 2.76                           | 2.07  | 0.09 | 1.12 | 0.54  | 0.45              | 3.82             | 0.15                          | 3.34  |               |
| 黄铁矿化<br>碳质板岩 | 85.10            | 0.32             | 5.87                           | 0.55                           | 0.87  | 0.04 | 0.64 | 0.72  | 0.14              | 1.25             | 0.06                          | 5.00  | 菜园子沟          |
| 碳质千枚岩        | 67.18            | 0.66             | 14.41                          | 4.61                           | 0.41  | 0.05 | 1.28 | 1.78  | 2.07              | 2.92             | 0.19                          | 10.28 | 驼路沟钴<br>(金) 矿 |
| 碳质板岩         | 42.08            | 0.44             | 7.26                           | 4.74                           | 8.69  | 0.11 | 3.70 | 15.48 | 0.07              | 0.35             | 0.08                          | 13.14 |               |
| 碳质板岩         | 48.66            | 0.52             | 8.77                           | 4.94                           | 13.10 | 0.22 | 4.51 | 4.30  | 0.87              | 2.08             | 0.12                          | 9.64  |               |
| 矿化碳质板岩       | 68.82            | 0.70             | 13.66                          | 4.95                           | 0.37  | 0.05 | 1.26 | 1.32  | 1.49              | 3.10             | 0.21                          | 4.52  | 肯德可克<br>钴铋金矿  |
| 含碳板岩         | 61.64            | 0.54             | 10.84                          | 0.94                           | 1.58  | 0.14 | 3.23 | 5.13  | 4.07              | 1.08             | 0.15                          | 11.22 |               |

分析单位：吉林省地质矿产局第五地质调查所，2005

B. 微量元素

从表 4 - 8 可以看出:

a. 总体看各个矿区的成矿元素 Co、Ni、Cu、Pb、Zn、Au、Ag 与维诺格拉多夫页岩 + 粘土值对比, 均富集; Co、Cu、As、Au、Ag 尤为明显, 说明碳质对这些元素有明显的吸附性。

b. 各个矿区而言, 肯德可克矿区富含 Co、Ni、Cu、Zn、As、Ag; 驼路沟矿区相对富含 Zn、Co、As、Au; 大厂矿区相对富含 Au、As、Ag、Cu; 说明在不同的矿区碳质岩系对成矿元素是有选择吸富的, 结合前面督冷沟矿区的钴含矿与碳质板岩的关系, 说明肯德可克钴铋金矿、驼路沟钴 (金) 矿、督冷沟铜钴矿钴成矿与碳质板岩有关系, 提供物质来源。

c. 从碳质板岩的含矿性来讲, 与钴有关的矿区, 矿化的碳质板岩与非矿化的碳质板岩有明显的区别, 矿化的碳质板岩 Co、Ni、Cu、Pb、As 明显富集, 说明矿化的碳质板岩除能提供物质来源外, 还能吸附、积聚 Co、Ni、Cu、Pb 等成矿元素。

表 4 - 8 黑色岩系微量元素含量表 (10<sup>-6</sup>)

| 样品           | Co   | Ni   | Cu  | Pb   | Zn  | As    | Sb   | Au     | Ag   | 矿区       |
|--------------|------|------|-----|------|-----|-------|------|--------|------|----------|
| 矿化碳质板岩       | 16   | 27.5 | 510 | 42   | 195 | 986   | 36   | 0.122  | 7.5  | 大厂金矿     |
| 矿化碳质板岩       | 18.5 | 27.5 | 140 | 16   | 125 | 13950 | 43   | 5.31   | 2.15 |          |
| 黄铁矿化<br>碳质板岩 | 29.5 | 24   | 230 | 250  | 87  | 176.6 | 18.4 | 0.027  | 4.5  | 菜园子沟     |
| 碳质千枚岩        | 28   | 30   | 79  | 16.5 | 105 | 23.8  | 6.1  | 0.003  | 0.4  | 驼路沟钴(金)矿 |
| 碳质板岩         | 11   | 15   | 51  | 28   | 98  | 53.8  | 4.9  | 0.0099 | 0.23 |          |
| 碳质板岩         | 20.5 | 16.5 | 100 | 14   | 53  | 1462  | 12.3 | 0.225  | 1.6  |          |
| 矿化碳质板岩       | 30   | 59   | 220 | 29.5 | 98  | 94.3  | 9.10 | 0.159  | 1.9  | 肯德可克钴铋金矿 |
| 含碳板岩         | 100  | 380  | 450 | 110  | 89  | 271.2 | 3.22 | 0.010  | 5.2  |          |
| 页岩 + 粘土      | 20   | 95   | 57  | 20   | 80  | 6.5   | 2    | 0.001  | 0.1  | 维诺格拉多夫   |

分析单位: 吉林省地质矿产局第五地质调查所, 2005

4. 典型钴矿与黑色岩系的关系

A. 肯德可克钴铋金矿

工业矿体空间上分布于奥陶纪硅质岩和碳质板岩之间的砂卡岩内。我们研究后认为, 该类砂卡岩的形成与热液活动有关, 碳质板岩为砂卡岩形成提供物质来源; 同时提供了钴矿的赋存空间。

B. 驼路沟钴金矿床

矿区出露的碳质板岩岩段为黑灰色, 变晶残余结构, 板状构造、千枚状构造。主要矿物成分为绢云母 (69%), 石英 (20%), 碳质 (3% ~5%), 金属矿物 (1%)。即志留系下统第一岩性段; 含矿层为志留系下统第三岩性段, 说明由于海底火山活动, 热流体加入到海水中使周围环境变得温暖, 从而导致大量生物繁殖; 生物 (遗体) 中的有机碳与泥质沉积物一起沉积。由于有机碳具有很强的吸附能力, 吸附热流体和海水中分散的成矿物质, 钴矿在早期成岩过程中被带入。



### C. 督冷沟铜钴矿

矿体主要赋存绿泥绢云母千枚岩与碳质板岩接触带上，富矿体在空间上与碳质板岩密切伴生。此外，在地表碳质板岩与矿化相伴出现，造成物探异常解释困难的。说明成矿过程为缺氧环境，早期成岩过程中有碳质的加入，后期为成矿吸附金属硫化物。

### 5. 黑色岩系对东昆仑钴矿的控制

与黑色页岩有关的矿床成因类型有沉积—成岩型、沉积—改造型、火山—沉积型、火山—沉积变质型（范德廉等，1999），翟裕生（2003）认为与黑色岩系有关的成矿有利条件是：①缺氧环境的形成与持续发展；②被动大陆边缘的拉张裂隙为主的槽盆环境；③低纬度的古气候；④生物与微生物作用。作为矿源层的黑色岩系后期火成活动的叠加改造时，有可能造成原有矿胚或矿源层的活化和矿质富集成矿。东昆仑成矿带黑色岩系对钴矿的控制作用研究认为：

（1）从缺氧向氧化环境的转变中，含矿系常常呈黑色岩系→矿层→浅色岩系的岩性序列，通过气水热液活动使两种岩石发生 Si、Ca 双交代作用，形成层状矽卡岩。缺氧条件下的钴呈分散状态，向氧化环境的转变中，沉淀成矿。如肯德可克钴钼多金属矿。此外，东昆仑地区许多铁矿（磁铁矿）都含钴也说明向氧化环境的转变过程中，钴矿容易沉淀，其机理有待探讨。

（2）黑色岩系其结构的致密，相对于其他地层渗透性差而且塑性较大，其阻止矿液的渗透，形成矿体阻挡墙。同时，它们可以获矿液和碳氢化合物使之聚集成矿（王登红，1997）。

东昆仑地区经过变质后形成的黑色碳质板岩、黑色含碳千枚岩、黑色含碳片岩等。黑色碳质泥岩为陆源碎屑岩，往往位于矿体下部，成矿元素也明显偏高。其可能的形成机理是海底深处正在进行的泥质沉积，由于海底火山活动，热流体加入到海水中使周围环境变得温暖，从而导致大量生物繁殖；生物（遗体）中的有机碳与泥质沉积物一起沉积。由于有机碳具有很强的吸附能力，吸附热流体和海水中分散的成矿物质，因此，黑色岩系可能是重要的矿源层，也是东昆仑成矿带的重要找矿标志。目前据陈永清等（2003）的研究黑色岩系与铂族元素矿产关系密切，在今后的钴矿评价中，东昆仑地区黑色岩系中含铂族矿产评价应予以重视。

## 第二节 东昆仑不同钴矿类型的找矿标志

### 一、喷流沉积（矿源层）+ 热液叠加改造型钴矿床

（1）大地构造背景：在东昆仑，无论驼路沟、肯德可克还是其他钴、多金属矿床（点），均发育较大规模基性火山岩，很可能构成钴成矿重要矿源。而且，这些基性火山岩的出现又反映这一地区存在切割深度巨大的断裂或凹陷，存在连接地壳深部或上地幔的通道，为钴从地球深处到达地表提供运移条件。因此区域的拉张环境或裂隙槽是海底热水喷流钴矿形成的构造必要条件。





(2) 地球化学标志: W、Pb、Sb、Cu、Ni、Co、Au 成矿元素组合, 陈先沛 (1992) 研究热水比海水富集程度在两个数量级以上的成分主要有 Si、Ba、Fe、Mn、Cu、Zn、H<sub>2</sub>S 等, Pb、Sb、As 等也显著富集, 是热水沉积物的重要地球化学标志。应结合 Ba、V 热水喷流的元素组合标志。

(3) 地球物理标志: 祁漫塔格地区有色金属矿产与北西向重力、航磁异常关系密切, 对应重力、航磁正异常应引起重视, 此外, 祁漫塔格地区矿床 (点) 集中分布区, 对应重力向上延拓图上, 高密度体内所包含的一个直径 60km 环形低密度区, 该环形构造直径 60km 左右。

(4) 地层标志: 奥陶系滩间山群热水沉积建造。

(5) 岩石标志: 中高温热水沉积硅质岩, 黑色碳质板岩。

## 二、热水沉积—变形改造型钴矿床

(1) 大地构造背景: 在东昆仑, 无论驼路沟、肯德可克还是其他钴、多金属矿床 (点), 均发育较大规模基性火山岩, 很可能构成钴成矿重要矿源。而且, 这些基性火山岩的出现又反映这一地区存在切割深度巨大的断裂或凹陷, 存在连接地壳深部或上地幔的通道, 为钴从地球深处到达地表提供运移条件。因此区域的拉张环境或裂隙槽是海底热水喷流钴矿形成构造的必要条件。

(2) 地球化学标志: 规模大、背景高 Au、Co、Pb、Zn 中温元素组合, 如前所述, 结合 Ba、V、Ti 热水喷流的元素组合标志。热水沉积环境还表现在盆地具有突出的地热异常, 即地热田环境 (薛春纪等, 2000)。

(3) 地层标志: 早志留世一套中基性火山岩、硅质钠长质岩、含碳泥质岩系与钴矿成矿作用密切相关。

(4) 构造标志: 昆北断裂以北的 NWW、EW、NEE 断裂构造带, 控制各类矿化产出。

(5) 岩石标志: 硅质钠长岩、钠长质硅质岩, 矿区绝大部分矿体位于硅质钠长岩与绢云母石英片岩的接触部位, 而且靠近前者的矿化往往较后者强。黄钾铁钒化标志 驼路沟矿区地表上经常可以见到黄钾铁钒化, 往往指示钴金矿化强的地段。

## 三、矽卡岩型钴矿床

(1) 地质背景: 位于昆中断裂和昆北断裂之间, 为一岩浆弧隆起带, 从新元古代晚期开始抬升, 经历了加里东期、海西期、印支期、燕山期的构造叠加和改造, 期间可能经历了多次俯冲。岩石圈 (下地壳) 拆沉及岩浆底侵作用。随着由南向北的不断拼合, 形成了规模宏大的岩浆弧。由于其一直处于上升剥蚀阶段, 剥蚀深度大, 早期形成的浅成矿床可能剥蚀殆尽, 但中深成矿床则可能被保存, 说明晚期热液活动的产物能够保存, 该区应寻找与基底有关的矽卡岩铁钴矿床, 热液脉型钴矿床。说明岩浆弧隆起带是形成矽卡岩铁钴矿床, 热液脉型钴矿床的构造条件。

(2) 地球化学标志: 东昆中带区域地球化学异常发育程度较弱, 异常种类也相对单一, Cu、Ni、As、Sb、Co 等低背景元素组合异常。



(3) 地球物理标志：东部都兰的成矿密集区内，航磁异常显示为清晰的北东向串珠状异常带，穿插在东西向和北西向异常带，沿重力异常梯级带及航磁异常周围形成具有工业价值的有色金属矿产，异常的交会部位有利于矿体的产出。

(4) 地层标志：昆中断裂带以北，下元古界金水口群之中深变质岩发育。在金水口群地层中，有强烈的构造—岩浆活动叠加，钴矿产于金水口群各种片岩、片麻岩。如占卜扎勒铁钴矿；下石炭统变砂岩、大理岩及片岩，如都兰海寺铁钴矿；上奥陶统泥质岩、大理岩、灰紫色硅质泥质岩，如尕林格铁钴矿。

(5) 岩浆岩标志：昆中断裂和昆北断裂之间有多期侵入体发育，印支期中酸小侵入体是与矿化有关的主要侵入岩。

(6) 构造标志：北西向区域性断裂及其旁侧的次级断裂裂隙，既是矿液流动的通道，又为成矿提供了有利空间。矿产于与岩体的接触带部位。如都兰海寺铁钴矿，矽卡岩和铁钴矿化位于断裂和大理岩接触带交会部分。

(7) 东昆仑地区昆北、昆中地区的铁矿与钴矿存在密切的伴生关系，如肯德可克铁多金属矿、尕林格铁矿、占卜扎勒富铁矿、海寺铁矿等，其与铁矿伴生机理有待进一步探讨，但作为找矿标志应引起重视和广泛的应用。

## 四、热液脉型钴矿床

(1) 地质背景：东昆仑以南巴颜喀拉洋经历拉张之后进入洋壳俯冲阶段，石炭纪—早二叠纪时为岛弧环境，正是在这种地质环境下，昆中断裂是一长期活动的断裂，导致热液活动。昆南带尽管未发生大规模的岩浆岩侵入作用，也有小岩株的活动，为成矿提供热液。此外，巴颜喀拉洋连续的俯冲过程，在东昆北、东昆中和东昆南三个带中均形成与洋壳俯冲作用有关的花岗质岩浆侵入活动，伴随花岗质岩浆活动，应有与之相关的热液脉型矿床背景条件。

(2) 地球化学标志：东昆南带 Au、Cu、Co、V、Ni、P、F、U、Y、Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 等 12 个元素（氧化物）在矿带内呈高背景、高含量分布。

(3) 地层及岩石标志：早石炭世哈拉郭勒群为一套轻度变质碎屑岩、碳质板岩、玄武岩组合，有许多 Cu、Co、Pb、Zn 等矿化线索，Cu、Co 与黑色碳质板岩伴生。早志留世一套中基性火山岩、硅质钠长质岩、含碳泥质岩系与钴矿成矿作用密切相关。

(4) 构造标志：昆北断裂以北的 NWW、NEE 断裂构造带，控制各类矿化产出。

## 第三节 东昆仑钴矿潜力评价

### 一、东昆仑成矿带钴矿分布特征

东昆仑地区除论文中介绍了有代表的三个矿床（点）外，近年来，发现了热液脉型，如驼路沟矿区外围，存在着一含钴镜铁矿化点，研究后认为它们是受断裂构造控制的和花

岗斑岩有关的热液型钴矿化。矽卡岩型有产于奥陶系灰—灰白色泥质硅质岩与华力西期花岗闪长岩体、二长花岗岩体，印支期闪长岩体有关的尕林格铁钴，产于华力西晚期中酸性侵入岩体与下石炭统大理岩接触带与岩体接触部位海寺铁钴矿；柯柯赛铁铜矿点产于印支期花岗闪长岩与英安岩的外接触带热液脉型铜钴矿等。此外，在占卜扎勒铁矿，特吉列克铁矿等也有找钴矿的线索。

驼路沟矿区外围热液型钴矿化类型的存在，东昆仑成矿带矽卡岩型钴矿找矿的线索扩大，说明在东昆仑成矿带钴矿具有品位较高、成矿类型复杂、成矿时间长的特点，从矿床（点）空间分布范围看，东昆仑成矿带钴矿找矿范围广、成矿潜力巨大。

## 二、东昆仑成矿带钴地球化学

丁清峰（2004）根据东昆仑各元素地球化学块体分布图，利用 GeoMDIS2000 软件，给块体命名并分别计算各块体面积及其逐级浓集度，并由此总结出东昆仑成矿带各元素地球化学块体的分布特征与成矿的关系。东昆仑成矿带内共有 3 处钴地球化学块体分布（表 4 - 9，图 4 - 4）（东昆北带没有源数据），分别是黑山（编号 1）、纳赤台南（编号 2）和香日德（编号 3）。香日德块体地处香日德一带，块体面积为 5463km<sup>2</sup>，块体形态都是东西方向长的近椭圆形，块体规模和强度都不大，浓集中心东西方向各一个。说明，东昆仑造山带钴地球化学块体和相应的矿床（点）对应关系较好，其分布特征看出有极大的找矿前景。

表 4 - 9 东昆仑造山带钴地球化学块体特征

| 元素 | 块体编号 | 块体名称 | 面积 S<br>km <sup>2</sup> | 逐级浓集度（可供应金属量 / 块体面积） E / S<br>万吨 · km <sup>-2</sup> |
|----|------|------|-------------------------|-----------------------------------------------------|
| Co | 1    | 黑山   | 1924                    | 1. 74, 1. 92                                        |
|    | 2    | 纳赤台南 | 1626                    | 1. 74, 1. 93                                        |
|    | 3    | 香日德  | 5463                    | 1. 78, 1. 96, 1. 94                                 |

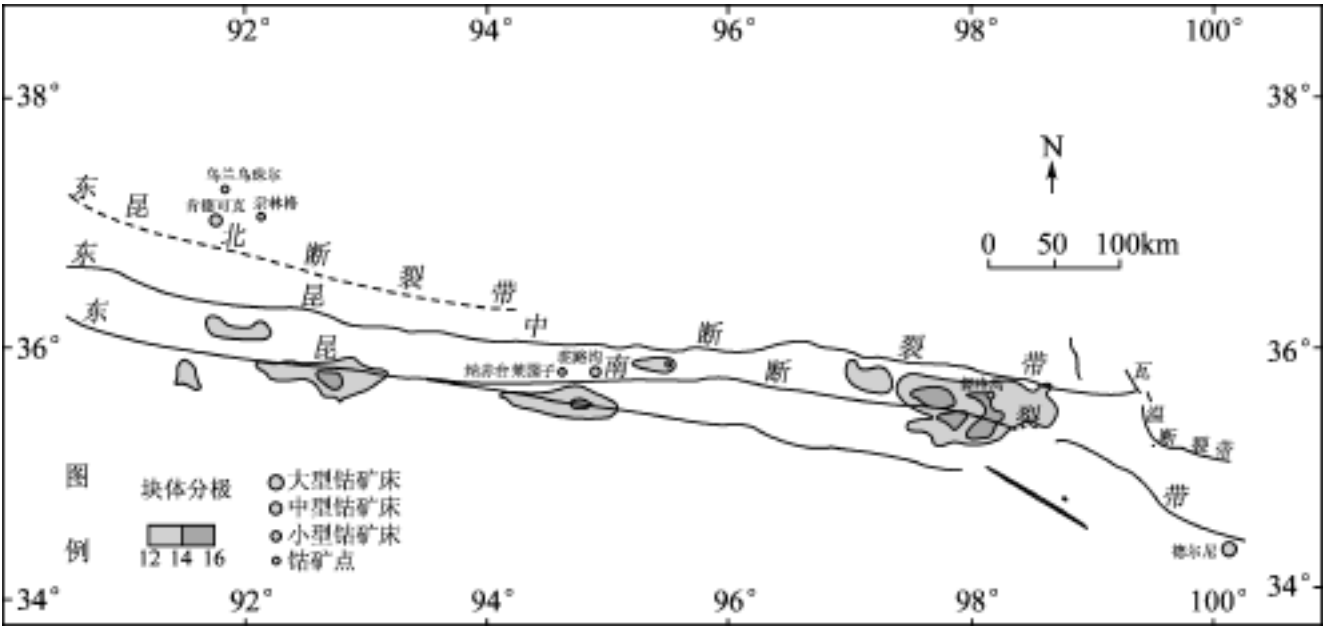


图 4 - 4 东昆仑造山带钴地球化学块体分布图  
(据丁清峰, 2004)



### 三、东昆仑各种类型钴矿找矿潜力

根据东昆仑成矿带成矿规律、成矿条件、地球化学等资料的综合，钴矿成矿系列中的各类型的找矿潜力为：

#### 1. 热水沉积变形改造成矿型

构造背景区自万宝沟大洋玄武岩形成到与柴达木地块软碰撞、拼贴，再到拼贴后，经历了地幔柱活动、大洋玄武岩高原弧—沟体系演化及相关的构造岩浆活动、碰撞拼贴、海西—印支期安第斯型活动陆缘弧及印支晚期的岩石圈拆沉和幔源岩浆底侵等一系列复杂的地质演化历史，使其成为找钴矿重要地区。此外，在驼路沟矿区外围，发现受断裂构造控制的和花岗斑岩有关的热液型钴矿化，使该地区的钴矿找矿潜力巨大。

#### 2. 喷流沉积（矿源层）+ 热液叠加改造型

为多矿种、多成因叠生型矿床。热水沉积作用成矿元素预富集；构造热液活动矿体富集。该矿床的深部成矿潜力中等。该区域构造背景区存在一正异常背景中负异常形成的环形构造，在与线性构造叠加部位有利于矿床产出。因而肯德可克钴铋金矿床的外围寻找类似矿床的潜力较大。

#### 3. 热液脉型

在裂隙期形成了火山岩和热水喷流沉积岩，在封闭期有少量的岩体侵位，受到了海西—印支期洋壳俯冲、印支晚期岩石圈拆沉和幔源岩浆底侵及燕山期、喜马拉雅期的构造—岩浆活动的影响。此外东昆仑是构造的集中区、构造活动时间长，笔者认为热液脉型矿有一定的潜力。

#### 4. 矽卡岩型

东昆仑以海西—印支期碰撞前—同碰撞花岗岩为主，与矿化有关的花岗岩类主要呈岩株、岩枝产出，受构造带长期处于抬升剥蚀状态，不利于矿床的保存条件；围岩条件的局限。其找矿潜力列在最后。

受工作程度等的影响，后两者目前规模不大，但在钴矿勘查工作中引起重视。

针对喷流沉积（矿源层）+ 热液叠加改造型，热水沉积变形改造型，矽卡岩型，热液脉型。成矿系列的研究，不只是一要研究典型矿床、矿床成因类型及成矿系列本身，而且要研究成矿所处地质构造单元的地壳发展阶段及构造环境，弄清该阶段地质作用的特征，以及它们与矿床、矿床成矿系列形成的成因联系。应根据具体系列进行不断地总结和深化。为宏观钴矿选区，大比例尺勘查过程中，提高找矿的有效性、准确性。

### 四、东昆仑钴矿主攻矿床类型

主攻矿床类型是影响一个地区地质找矿工作的关键地质问题之一。综合分析东昆仑地区的大地构造背景及其演化、区域地球物理场及地球化学场特征、各类化探异常的特性及分布、已知矿床（点）的特征，并结合前述的东昆仑地区矿床的时空分布规律，进而确定东昆仑地区的主攻矿床类型，为开展成矿预测并合理布置进一步的勘查工作提供依据。



### 1. 东昆仑早古生代弧后裂陷带

东昆北早古生代弧后裂陷带，是洋壳由南向北沿昆中俯冲带向柴达木地台俯冲过程中，裂陷成弧后裂谷盆地。至加里东末期万宝沟大洋玄武岩高原拼贴、增生到柴达木地块之上，致使该弧后裂陷槽封闭，经历了短暂的裂开、封闭旋回。

即拉张裂隙环境的热液喷流成矿作用，与裂陷槽闭合造山作用有关的热液成矿作用。结合目前区内已发现的矿床特征，和地球化学场、化探异常的特性及分布，该区的最重要的主攻矿床类型为喷流沉积（矿源层）+ 热液叠加改造型、热液脉型、矽卡岩型。

### 2. 东昆中基底隆起和花岗岩带

东昆中前寒武系基底岩系发育，并有各时期大量花岗岩侵位，构成宏伟的东昆中花岗岩带。多数花岗质岩体都呈岩基状产出，尤其印支期以后的热液矿床能够有所保存。该带的主攻矿床类型是矽卡岩型、热液脉型。

### 3. 东昆南复合拼贴带

东昆南构造带是万宝沟大洋玄武岩高原在加里东期拼贴至柴达木地块上后，东昆南带前寒武系基底岩系，是浅变质的万宝沟群，属褶皱基底或称软基底。万宝沟群作为中晚元古代与地幔柱活动有关的大洋玄武岩高原拼贴后的残留，其中的基性火山岩和碳质板岩构成了东昆南带的重要的贵金属（Au）、有色金属（Cu、Co、Ni等）的矿源层。初步奠定其构造格局的，海西—印支期活动陆缘弧及印支晚期的岩石圈拆沉和幔源岩浆底侵等一系列极其复杂的地质演化历史，地质构造环境历经数次变迁，构造岩浆活动、沉积作用独特而复杂，与之有关的成矿作用也表现出多期性、长期性、叠加性和继承性等一系列特点。

结合东昆南构造带独特而复杂多变的成矿地质条件，已知矿床（点）的分布、区域地球化学场及化探异常的特性，该区的主攻矿床类型：热水沉积变形改造型、热液脉型，其次矽卡岩型。

# Study on the Metallogenic Series of Cobalt Deposits in Eastern Kunlun Orogenic Belt

Cobalt discovered newly is an important mineral species in Eastern Kunlun Orogenic Belt. It is characterized by favorable prospecting potentials, wide metallogenic space and long metallogenic time. Nowadays, three cobalt deposits have been discovered, i. e. Kendekeke cobalt-bismuth-gold deposit, Tuolugou cobalt-gold deposit and Dulenggou copper-cobalt deposit, which belong to associated cobalt deposit or independent cobalt deposit in this orogenic belt. What are their ore-controlling characteristics and how about their ore-forming dynamic mechanism and geology of mineral deposit? The dissertation, “ Study on the Metallogenic Series of Cobalt Deposits in Eastern Kunlun Orogenic Belt ”, will discuss these scientific problems in detailed.

Eastern Kunlun Orogenic Belt, western part of China's central orogen, is situated along the southern margin of Qaidam massif. The belt has undergone polycyclic complex orogenic processes, polycyclic ocean-continent transition and complex intercontinental evolution after the collision. As a result, typical structure, magmatism, and sedimentation happened. From north to south, Eastern Kunlun orogenic belt can be divided into Kunbei back-arc basin, Kunzhong basement uplift and granitic belt and Kunnan composed belt. Outcropped strata are characterized by great era span and distinct difference. The predominant strata include that of Precambrian, Ordovician in early Paleozoic, Carboniferous-Permian in late Paleozoic and Triassic in Mesozoic. In Eastern Kunlun orogenic belt, E-W fractured zone formed since the Paleozoic because of the influence of the three regional faults. Extensive magmatism developed and different epoch rock assemblages demonstrated plate subduction-collision and evolution of polycyclic ocean.

Volcanic rocks in Eastern Kunlun orogenic belt can be divided into four series: pre-Xingkai, Caledonian, Hercynian and Indosinian-Yanshanian. Pre-Xinkai volcanic rocks are mainly composed of basaltic lava of Wanbaogou group. Chemical components of these volcanic rocks wholly belonged to subalkalic series. Characteristics of geochemistry and sedimentation formation indicated that their forming environment belonged to oceanic volcanic island. Caledonian volcanic rocks consist of Nachitai group and Tanjianshan group. Furthermore, volcanic rocks of Tanjianshan group are of bimodal volcanic rocks, which are composed of basic basalts and intermediate-acidic basalts. Their geochemistry showed the Tanjianshan group developed in back-arc basin tectonic environment. Nachitai group mixed some limestone and siliceous rocks formed in turbid deep water. Hercynian volcanic rocks are composed of Maoniushan group, Dagangou group, Halaguole group and Haoteluowa group. Calcalkalic volcanic rocks of early Carboniferous Halaguole group belong to magmatic island volcanic rocks, which developed in island arc of active continental margin. Halaguole group of Kunnan composite belt developed tholeiitic basalt series and Calcalkalic series characterized by magmatic arc. And it was shown that its formation have genetic relation with the northward subduction of Bayan Har ocean.



Metamorphisms made mineral elements redistribution and enrichment in Eastern Kunlun orogenic belt, which could supply metamorphic fluids, remobilize the mineral elements and extract the mineral elements from source beds.

Regional gravitational and aeromagnetic anomalies present the N-W orientation in the Western part, E-W orientation in Middle part and N-E orientation in Eastern part. Gravitational anomaly reflects E-W and N-W orientation gradient belt and mineral resources of non-ferrous metal have close relationship with the N-W orientation gravitational and aeromagnetic anomaly. On the gravitational gradient belt and periphery of aeromagnetic anomalies, some commercial non-ferrous metal deposits have been discovered. Ore bodies were hosted in intersection of anomalies frequently. Eastern Kunlun mineralized belt is located active fractured zone, lithospheric thinning and have coincidence relation with the strong earthquake center. Mineral deposits are formed along the low velocity zone and the transitional belt between the high velocity zone and low velocity zone.

Exhalative sedimentation formations developed extensively in Eastern Kunlun orogenic belt. Because of the influence of the different metallogenic geological-structural setting, some special submarine hydrothermal exhalation sedimentation formations were formed. For example, Kendekeke ore district located in Qimantage aulacogen developed siliceous rocks, which beared SEDEX formation. However, Tuolugou ore district located extensional oceanic setting developed siliceous albitite, which beared volcanic clastic debris sedimentation formation. Dulenggou copper deposit is formed in subduction backgroup of Bayan Har Ocean and magmatic rocks of Calcalkalic series.

According to volcanic assemblages, sedimentation formation and mineralization, Eastern Kunlun orogenic belt can be divided into Kunbei belt ( Qimantage back arc basin) , Kunzhong belt ( uplift basement and granitic belt) and Kunnan belt ( composite belt) .

Geodynamic evolution in Eastern Kunlun Orogenic belt may underwent the following four stages.

Pre-Caledonian evolution: It consists of formation of Precambrian platform, breakup and converge of Proterozoic paleocontinent, Wanbaogou oceanic basalt plateau formed in late Proterozoic, which is important to understand the tectonic evolution.

The Caledonian evolution: The ocean plate of Proto-Tethys began to subducted northward to Qaidam massif along the location of present Kunzhong fault in early Paleozoic. A back-arc basin was formed in Kunbei belt. Bimodal volcanic rocks were distributed intensively. By that time, a trench-arc-basin system was developed in the southern edge of Qaidam massif. In early-middle Silurian, siliceous albitite was formed in extensional tectonic setting of Wanbaogou oceanic basalt plateau. In late Caledonian, Wanbaogou plateau basalts were collaged to the Qaidam massif.

The late Paleozoic volcanic rocks were formed in continental magmatic arc and they further pointed out that the subduction of this stage belonged to Andes-type. The oceanic crust was directly subducted downward to the continent without island arc formed.

The Hercynian-Indosinian evolution: the calcalkalic and high K calcalkalic volcanic rock

belts formed during the subduction and close of Bayan Har Ocean, which reflected the process of northward subduction of oceanic plate. It belongs to arc volcanic rock showing andes type of orogenesis.

The late Indosinian evolution: Since late indosinian stage, intensive crustal-mantle reaction happened, which lead to the formation of a series of widely distributed mafic-ultramafic intrusives. The tectonic regime transformed from compressional orogeny to extensional lithosphere thinning. The whole Eastern Kunlun and the south part of it turned into intracontinental evolution stage, and marginal orogenesis ended after the close of Bayan Har Ocean in the south of Eastern Kunlun in Indosinian. Strong crust-mantle interaction happened and lithospheric detachment and mantle-derived magma diapirism became apparent after the close of Bayan Har Ocean in the late of Indosinian. And the tectonical system changed from compressive one to extensional one. Such characteristics established that the Indosinian was another important structural activities stages in Eastern Kunlun belt. A large scale of mantle-derived material, energy took part in structural-magmatic activities and metallogenesis. It made Indosinian became the most important forming stage of hydrothermal deposits in Eastern Kunlun belt.

#### Metallogenic Mechanism of typical Deposit of Eastern Kunlun Orogenic Belt:

Kendekeke Co, Bi, Au deposit: It developed in the early Paleozoic back-arc basin in Kunbei belt. With the northward subduction of southern seamounts, back-arc basin and submarine hydrothermal exhalation sedimentation ore-bearing formation are formed. Submarine hydrothermal exhalation sedimentation formed siliceous rocks and particulate pyrites, pyrrhotites, gel pyrites and multiple ore-forming elements including Co, Bi, Au and Cu. Because of short life of active basin, thermal power is small comparatively; the hydrothermal sedimentation provided important ore-forming materials for the late mineralization. Hercynian orogenic activities enriched mineral elements again. Large scale of mineralization developed in Mesozoic and is the predominant mineralization stage for Kendekeke deposit. Indosinian-Yanshanian magma brought strong thermodynamics condition and hydrothermal replacements made metallogenic elements reactive, remobilized and enriched in special location. Hydrothermal displacement was the most important metallogenesis for the deposit, which migrated metallogenic elements and enriched them to mineralize.

Tuolugou Co deposit: Bayan Har Ocean located in southern part of Eastern Kunlun orogenic belt entered the oceanic subduction phase after the Paleozoic extension. Metallic elements were accumulated by hydrothermal activities caused by seeping of seawater and formations bearing Co and Au. Modified mineralizations and deformation of fold and shear had been developed in Yanshanian-Himalayan thrusting. There were extensive structural deformation and replacement and no large scale magmatic intrusions in Kunnan belt similar to the paleozoic Kunzhong belt. Primary stratifications were replaced by penetrative foliations. Mineralized siliceous albitite were deformed and reoriented. And characteristics of ore bodies show similar stratiform but not bed, similar veinlike but not vein. Later phase of structures developed intensively cut the original mineralization belt and formed diverse uplift and denudation.

Dulenggou copper deposit: There existed different hydrothermal fluid and volcanic sedimentary material in different depth of fault, which were controlled by the southward subduction of Bayan Har Ocean. The ore-bearing fluid carried metal elements to migrate long way and lastly entered into bedded structural zone. Vein type Cu, Co deposit formed in favorable position like graphite enriched, which were controlled by Silicon and Carbon in wall rock.

Cobalt deposits are controlled by metallogenic dynamics. According to geotectonic setting, characteristics of ore-controlling structures and metallogenetic mechanism, the cobalt metallogenesis in Eastern Kunlun Mountain can be divided into four metallogenetic series, i. e. sedimentary exhalative (source bed) - hydrothermal fluid superposed, sedimentary exhalative - deformation reconstruction, hydrothermal fluid and skarn metallogenetic series.

The Cobalt metallogenetic model was built in Eastern Kunlun Mountain, it underwent the following stages, i. e. the early Caledonian sedimentary exhalative stage that provided the source of Cobalt deposit, the late Caledonian deformation reconstruction stage that formed sedimentary exhalative - deformation reconstruction Cobalt deposit, Hercynian-Yanshanian magmatism stage that provided heat and ore source and formed hydrothermal vein and skarn cobalt deposits.

The metallogenetic potential of cobalt was discussed by us. The potential of the dominant cobalt deposit types grade in the following turn, i. e. sedimentary exhalative - deformation reconstruction, sedimentary exhalative - hydrothermal fluid superposed, hydrothermal and skarn cobalt deposit. The major metallogenetic stage of cobalt focus on Indosinian and Caledonian, and the major metallogenesis of it concentrate in the North belt and South belt of Eastern Kunlun. The prospecting symbols of cobalt in Eastern Kunlun mountain consist of geotectonic settings, geochemistry, geophysics, sedimentary exhalative rocks, black rock series and iron deposit and so on. It have scientific instructive meanings to instruct the theoretical investigation and the mineral exploration of cobalt deposit in Eastern Kunlun metallogenetic belt.



## 参 考 文 献

- Batchelor R A et al. , 1985. Petrogenetic interpretation of granitoid rock using multicationic parameters. *Chemical Geology*, 48, ( 1 - 4) , 43 ~45.
- Bernard A J, Dagallier G, Soler E. 1982. Orogenesis: The state of the Art [ M] . 553 ~564.
- Bostrom K, Krammer T, Gantner S. 1973. Provenance and accumulation rates of opaline silica, Al, Fe, Mn, Ni and Co in Pacific pelagic sediment [ J] . *Chemical Geology*, 11 ( 1/2) : 123 ~148.
- Bostrom K. 1979. Langban-An exhalative sedimentary deposit *Econ. Geol.*, 74: 10002 ~10011.
- Condie K J. 2001. Mantle Plumes and their Record in Earth history [ M] . Cambridge University Press, Oxford, UK, 1 ~306.
- Cox D P and Singer D A. 1987. Mineral Deposits Models. U. S. Geological Survey Bulletin, 1693 ~1998.
- CYAMEX Scientific Team. 1981. First manned submersible dives on the East Pacific Rise at 21 °N ( Project RITA) : General results. *Marine Geology Res.* ( 4) 345 ~379
- Hou Z, Mo X. 1996. Two stratigraphic alterations and double-diffusive convection system under the Kuroko-type massive sulfide deposits in the Gacun, S W China. *Jour of Earth Science*.
- Hsu K J, Pan Guitang, Sengor A M C. 1995. Tectonic evolution of the Tibetan plateau: a working hypothesis based archipelago model orogenesis, *International Geological Review*, 37: 473 ~508.
- Hutchison C S. 1985. Economic Deposits and their Tectonic Setting, a Wiley-Interscience Publication, New York: 1, 10.
- Irvine, T. N. et al. , 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian T. Earth. Sci.* No. 5.
- Leeder M. R. 等 . 1988. 拉萨至格尔木的沉积学、古生态学和古环境演化, 科学出版社 [ M] .
- Liegeois J P, Navez J, Hertogen J, et al. , 1998. Contrasting origin of post collisional high-K calc alkaline and shoshonitic versus alkaline and peralkaline granitoids. The use of sliding normalization. *Lithos*, 45: 1 ~28.
- Lunick P. 1985. Metal source of in Wolf K ed. Landbech of stratiform and strata-bound Ore Deposits, Elsevier, Amsterdam. 12: 109 ~208.
- Maniar P D and Piccoli P M. 1989. Tectonic discrimination of granitoids. *Geol. Soc. Am. Bull.* 101: 635 ~643
- Marching V. 1982. Some geochemical indicators for discrimination between diagenetic and hydrothermal metalliferous sediments. *Marine Geology*, 50: 241 ~256.
- Meylan M A, Glasby G P. 1986. 含金属深海沉积物 [ A] . Wolf K H. 层控矿床和层状矿床 [ M] . 北京: 地质出版社, ( 9) : 207 ~279.
- Mitchell A. H, Garson. 1981. MS Mineral Deposits and Global Tectonic Setting London: Academic Press, 10 ~40.
- Mock C. Arnaud N O, Canragrel J M. 1999. An early unroofing in northeastern Tibet? Constraints from  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  thermochronology on granitoid from the eastern Kunlun range. *Earth and Planet Sci Lett*, 171: 107 ~122
- Potter R W, Clyne M A, Brown D L. 1978. Freezing point depression of aqueous sodium chloride solutions. *Econ. Geol.* 73: 284 ~285.



- Robert R G and Sheahan P A. 1989. Ore Deposit Models. Geoscience Canada, Reprint Series 3.
- Rona P A, Scott S D. 1993. A special issue of seafloor hydrothermal mine coralization: new perspective [ J]. Economic Geology, 88 ( 8): 1935 ~2078.
- Rona P A. 1988. Hydrothermal mineralization at oceanic ridges. Journal of the mineralogical association of Canada. 26 ( 3): 431 ~465
- Rona P A. 1983. Hydrothermal processes at seafloor spreading centers [ M]. N. Y.: Plenum Press, 473 ~489.
- Slack J F, Palmer M R, Stevers B P et al., 1993. Origin and Significance of Tourmaline-rocks in the Broken Hill District, Australia [ J]. Economic Geology, 88 ( 3): 505 ~541.
- Sunenou N, Lucchitta I. 1983. Origin of bimodal volcanism. southern Basin and Runge province. west-central Arizona. Geological Society of America Bulletin. 94: 1005 ~1019
- 阿业成等. 2003. 东昆仑万宝沟群的解体及早寒武世地层的新发现 [ J]. 中国地质. Vol. 30 No2: 199 ~204.
- 边千韬, 罗小全, 李红生等. 1999. 阿尼玛卿山早古生代和早石炭 - 早二叠世蛇绿岩的发现 [ J], 地质科学, 34 ( 4): 523 ~524.
- 陈昌勇. 1997. 成矿系列研究现状及展望 [ J]. 昆明理工大学学报, Vol. 22, No2: 12 ~16.
- 陈多福, 陈先沛, 陈光谦等. 1997. 热水沉积作用与成矿效应 [ J]. 地质地球化学, ( 4): 7 ~12.
- 陈国达. 1985. 裂谷构造研究现状一斑 [ J]. 国外地质. 4: 2 ~6.
- 陈先沛. 1992. 热水沉积作用的概念和几个岩石学标志. 沉积学报, ( 3): 124 ~132.
- 陈永清, 夏庆霖, 刘红光. 2003. 黑色页岩建造中的贵金属矿产评价研究 [ J]. 地球物理学进展, 18 ( 2): 261 ~268.
- 陈毓川. 1994. 矿床成矿系列 [ J]. 地学前缘. ( 3): 90 ~94.
- 陈毓川. 1991. 中国主要成矿区带矿产资源远景评价 [ M]. 北京: 地质出版社. 384 ~451.
- 程裕淇, 陈毓川, 赵一鸣, 宋天锐. 1983. 再论矿床的成矿系列问题 [ J]. 中国地质科学院院报, 5 ( 6): 1 ~64.
- 程裕淇, 陈毓川, 赵一鸣. 1979. 初论矿床的成矿系列问题 [ J]. 中国地质科学院院报, 1 ( 1): 32 ~57.
- 程裕淇, 赵一鸣, 陈松年. 1978. 中国几组主要铁矿类型 [ J]. 地质学报, 61 ( 4): 205 ~224.
- 崔春龙. 2001. 硅质岩研究中的若干问题 [ J], 矿物岩石, 21 ( 85): 100 ~104.
- 崔军文, 朱红, 武长得. 1992. 青藏高原岩石圈变形及其动力学 [ M]. 北京: 地质出版社.
- 崔作舟等. 1990. 青藏高原地壳结构构造及其与地震的关系 [ J]. 中国地质科学院院报, ( 21): 215 ~216.
- 戴闻天. 1985. 海底热液沉积成矿 [ J]. 地质与勘探, ( 6): 22 ~28.
- 邓晋福, 莫宣学, 赵海玲, 等. 1999. 中国东部燕山期岩石圈 - 软流圈系统大灾变与成矿环境 [ J]. 矿床地质, 18 ( 4): 209 ~315.
- 邓晋福, 莫宣学. 1993. 三江地区火山作用与特提斯演化, 见: 莫宣学, 路凤香主编 三江特提斯演化火山作用与成矿 [ M] 北京: 地质出版社, 224 ~236
- 邓晋福, 赵海玲, 莫宣学等. 1996. 中国大陆根柱构造——大陆动力学的钥匙 [ M] 北京: 地质出版社, 14 ~82.
- 段国莲. 1991. 德尔尼黄铁矿型铜钴矿床成因及其与硫化铜镍矿床的区别 [ J]. 地质与勘探. 27 ( 2): 20 ~24.
- 范德廉, 张涛, 叶杰. 1999. 与黑色岩系有关的超大型矿床 [ A]. 谢学锦, 邵跃, 王学求. 走向 21



世纪矿产勘查地球化学 [C]. 北京: 地质出版社, 61 ~91.

付大捷等, 1998. 赣西五宝山钴矿床地质特征及成因探讨 [J]. 矿产与地质, 12 (2): 1 ~7.

高延林, 吴向农, 左国朝. 1988. 东昆仑早清水泉蛇绿岩特征及大地构造意义 [J]. 地科院西安地矿所所刊, 第 21 号, (1): 17 ~28.

郜兆典. 2000. 海相热水沉积矿床问题探讨 [J]. 广西地质. Vol. 13, No. 2: 23 ~28.

古风宝, 吴向农. 1996. 东昆华力西—印支期花岗岩组合及构造环境 [J]. 青海地质, 5 (1): 18 ~36.

郭正府, 邓晋福, 许志琴, 莫宣学等. 1998. 晚古生代—中生代中酸性火山岩与陆内造山过程. 现代地质 [J]. Vol21, No3: 344 ~352.

哈钦森 R W. 1988. 层控矿床在地质历史中的地位 [J]. 国外矿床地质. (3): 19 ~57.

韩发, 赵汝松, 沈建忠等. 1997. 大厂锡矿多金属矿床地质及成因 [M]. 北京: 地质出版社, 33 ~65

胡正国等. 1998. 东昆仑区域成矿规律初步研究 [J]. 黄金科学技术. Vol6, No5 - 6: 6 ~10.

黄崇轲, 白治等. 2001. 中国铜矿床 [M]. 北京: 地质出版社, 663 ~678.

黄汲清, 陈国铭, 陈炳蔚. 1984. 特提斯—喜马拉雅构造域初步分析 [M]. 地质学报, 第 58 卷, 第 1 期: 1 ~17.

季强. 1997. 青海东昆仑中段早寒武世小壳动物群的发现及其地质意义 [J]. 中国区域地质. 16 (4). 428 ~432.

姜春发, 杨经绥, 冯秉贵等. 1992. 昆仑开合构造 [M]. 北京: 地质出版社, 59 ~78.

姜春发. 1993. 中央造山带主要地质构造特征 [J]. 地学研究, No27: 103 ~108.

姜枚, 吕庆田, 史大年等. 1996. 用天然地震探测青藏高原中部地壳、上地幔结构 [J], 地球物理学报, 39 (4) 470 ~482.

克利夫佐夫 A V. 1995. 成矿分析和预测理论的方法及对象: 现状和展望 [J]. 地质科学译丛, 13 (4)

克鲁托夫 F. A. . 1965. 钴矿床 [M]. 中国工业出版社, 65 ~173.

匡俊, 孙丰月等. 2003. 青海东昆仑肯德可克钴铋金矿地质特征及矿床成因初探 [J], 吉林大学学报. Vol33. 增刊.

李秉伦. 1986. 矿物包裹体气体成分的物理化学参数图解 [J]. 地球化学, (2): 126 ~137

李福东, 张汉文, 宋治杰等. 1993. 鄂拉山地区热水成矿模式 [M]. 西安: 西安交通大学出版社, 9 ~49.

李光岑, 林宝玉. 1982. 昆仑山东段几个地质问题的探讨 [J]. 见: 青藏高原地质文集, 第 1 号: 28 ~52.

李厚民, 沈远超, 胡正国等. 2001. 青海东昆仑驼路沟钴 (金) 矿床地质特征及成因探讨 [J]. 地质与勘探, 27 (1): 65 ~69.

李立. 1996. 中国大陆地壳上地幔电性特征 [J]. 地球物理学报, 39 增刊, 130 ~138.

李曰俊, 贾承造, 郝杰等. 2000. 东昆仑铁石达斯群中发现放射虫动物群 [J]. 科学通报. 45 (2). 205 ~208.

李廷栋. 1995. 青藏高原隆升的过程和机制 [M]. 地球学报, (1): 1 ~9.

李晓波. 1995. 大陆动力学. 见: 《走向二十一世纪的中国地球科学》调研组编. 走向二十一世纪的中国地球科学 [M]. 郑州: 河南科学技术出版社, 108 ~115.

李英, 李连生. 1990. 多孔状硅岩与热水沉积矿床 [J]. 矿物岩石地球化学通讯, (1): 24 ~25.

刘凤山, 石淮立. 1994. 国外岩浆热液成矿理论研究现状与进展 [J]. 地质科技情报. Vol. 13, No:



75 ~80

- 刘建明, 叶杰, 徐九华, 姜能, 应汉龙. 2001. 初论华北东部中生代金成矿的地球动力学背景——以胶东金矿为例 [J]. 地球物理学进展. Vol16, No1: 39.
- 卢德源, 陈纪平. 1987. 青藏高原北部沱沱河—格尔木一带地壳深部结构. 地质论评, 33 (2): 122 ~128
- 罗照华, 邓晋福, 曹永清等. 1999. 青海省东昆仑地区晚古生代—早中生代火山活动与区域构造演化 [J]. 现代地质, 13 (1): 51 ~56
- 鲁蒂埃. 1990. 全球成矿规律研究 [M]. 北京: 地质出版社.
- 纳尔德雷特 A. J. 1997. 加拿大布拉多地区沃伊塞湾镍 - 铜 - 钴矿床地质, 国外地质科技 [J]. (2): 1 ~7.
- 潘彤, 马梅生, 康祥瑞. 2001. 东昆仑肯德可克及外围钴多金属找矿突破的启示 [J] 中国地质, 28 (2): 17 ~20.
- 潘彤, 孙丰月. 2003. 青海东昆仑肯德可克钴铋金矿成矿特征及找矿方向 [J], 地质与勘探. Vol39. No1: 18 ~22.
- 潘彤等. 2004. 青海东昆仑肯德可克钴金铋矿床成矿条件及成矿机理初探 [J]. 矿物岩石地球化学通报. Vol23. Sup: 18 ~22.
- 潘裕生, 周伟明, 许荣华等. 1996. 昆仑山早古生代地质特征与演化. 中国科学 (D 辑), 26 (4): 302 ~307.
- 庞存廉, 方胜, 夏元祁. 1996. 巴颜喀拉山东段及邻区大地电磁测深成果地质解释 [J]. 青海地质, 5 (1): 73 ~81.
- 裴荣富. 1991. 深部构造作用与成矿 [M]. 北京: 地质出版社, 14 ~18.
- 裴荣富. 1995. 中国矿床模式 [M]. 北京: 地质出版社, 67 ~68.
- 祁思敬, 李英. 1993. 秦岭泥盆系铅锌成矿带 [M]. 北京: 地质出版社, 1 ~240.
- 青海省地质矿产局. 1991. 青海省区域地质志 [M]. 北京: 地质出版社. 56 ~540
- 芮宗瑶. 1989. 海底喷气沉积矿床研究新进展 [M], 国外矿床地质, (2): 1 ~5.
- 邵洁连. 1990. 金矿找矿矿物学 [M]. 武汉: 中国地质大学出版社.
- 余钦范, 楼海, 胡中栋. 1995. 格尔木—额济纳旗地学断面岩石圈结构的磁分析 [J], 地球物理学报, 38 增刊 (II), 58 ~70.
- 沈显杰等. 1990. 青藏高原南北地体地幔热结构差异的大地热流证据 [J]. 中国地质科学院院报, (21): 203 ~214.
- 孙崇仁. 1997. 青海省岩石地层 [M]. 武汉: 中国地质大学出版社, 14 ~98.
- 孙丰月, 金魏, 李碧乐等. 2000. 关于脉状热液金矿床成矿深度的思考 [J]. 长春科技大学学报, 30 (增刊): 27 ~30.
- 孙继源等. 1995. 中条山裂谷铜矿床 [M]. 北京: 地质出版社, 49 ~100.
- 涂光炽. 1989. 我国南方几个特殊的热液沉积矿床 [A]. 见: 中国矿床学——纪念谢家荣诞辰 90 周年文集 [C]. 北京: 学术书刊出版社, 45 ~47.
- 涂光炽. 1987. 中国层控地球化学 (第二卷) [M], 北京: 科学出版社, 75 ~78.
- 王臣. 1991. 青藏高原北部板块构造地球物理特征 [J]. 青海地质, (2): 1 ~3.
- 王登红. 1997. 与黑色岩系有关的矿床研究进展 [J]. 地质地球化学. No2, 85 ~88.
- 王鸿祯, 莫宣学. 1996. 中国地质构造要述 [J]. 中国地质, (8): 4 ~9.
- 王世称, 陈永清. 1994. 成矿系列预测的基本原则及特点 [J]. 地质找矿论丛. 9 (4): 79 ~85.
- 王守伦. 1988. 矿床成因研究的一些新动向——第七届国际矿床成因学术讨论会概况 [J]. 地质科



技情报, 7 (2 总 27): 71 ~74.

王秀璋, 梁华英. 2001. 层状钠长石岩的基本特征及成因分析 [J]. 矿物岩石, 21 (2): 16 ~21.

王云山, 陈基娘. 1987. 青海省及毗邻地区变质地带及变质作用, 地质专报 - 岩石矿物地球化学第 6 号 [M], 北京: 地质出版社, 268.

王增吉. 1983. 西昆仑晚石炭世和早二叠世的复体四射珊瑚 [J]. 地质评论, 29 (6).

郭介人, 于浦生等. 2000. 海相火山—沉积建造区铜、多金属成矿系列及铁—铜矿床的勘查前景 [J]. 地质与勘探, 36 (6): 15 ~19.

吴功建等. 1989. 青藏高原亚东—格尔木地学断面 [J]. 地质学报, 62 (4): 285 ~296.

吴志亮, 李峰. 1996. 热水沉积成岩成矿作用——以阿尔泰泥盆纪火山沉积盆地为例 [M]. 北京: 地质出版社.

肖序常, 汤耀庆, 高延林. 1986. 再论青藏高原的板块构造 [J]. 中国地质科学院院报, (4): 7 ~20.

谢格洛夫 A D. 1985. 地洼区成矿 [M]. 北京: 冶金出版社.

解玉月. 1998. 昆中断裂东段不同时代蛇绿岩特征及形成环境 [J]. 青海地质, 7 (1): 27 ~35

新疆地质矿床局. 1993. 新疆维吾尔自治区区域地质志 [M]. 北京: 地质出版社, 1 ~25

徐强, 潘桂棠, 许志琴, 杨经绥. 1998. 东昆仑地区晚古生代到三叠纪沉积环境和沉积盆地演化 [J]. 特提斯地质, 22. 76 ~90.

徐文艺, 张德全, 阎升好等. 2001. 东昆仑地区矿产资源大调查进展与前景展望 [J]. 中国地质, 28 (1): 25 ~29.

许荣华, Harris N, Lewis C, 等. 1990. 拉萨至格尔木的同位素地球化学. 见: 青藏高原地质演化 [M]. 北京: 科学出版社. 282 ~302.

许志琴, 杨经绥, 陈方远. 1996. 阿尼玛卿缝合带及“俯冲碰撞”动力学 见: 张旗主编 蛇绿岩与地球动力学研究 [M] 北京: 地质出版社, 185 ~189.

许志琴, 张建新, 徐惠芬等. 1997. 中国主要大陆山链韧性见剪切带及动力学 [M]. 北京: 地质出版社, 294.

许志琴、杨经绥、姜枚. 2001. 青藏高原北部的碰撞造山及深部动力学 - 中法地学合作研究新进展 [J]. 地球学报, 22 (1): 5 ~10.

薛春纪, 祁思敬, 郑明华, 刘建明. 2000. 热水沉积研究及相关科学问题 [J]. 矿物岩石地球化学通报. 19 (3), 155 ~163.

薛春纪. 1997. 秦岭泥盆纪热水沉积 [M]. 西安: 西安地图出版社, 10 ~52.

杨金中, 沈远超, 李光明等. 1999. 新疆东昆仑鸭子泉蛇绿岩的基本特征及其大地构造意义 [J]. 现代地质, 13 (3): 309 ~314.

杨金中, 沈远超, 刘铁兵. 2000. 新疆东昆仑祁漫塔格群火山岩建造成因分析 [J]. 新疆地质. 18 (2): 105 ~112.

杨经绥, 柴耀楚等. 1987. 东昆仑万宝沟群中的基性火山岩特征及其成因探讨 [J]. 岩石矿物学杂志, (2): 121 ~130.

杨铭君, 叶磊等. 1998. 柴达木盆地周边的几个金矿区遥感构造和地球物理场特征 [J]. 矿产与地质, 12 (5): 342 ~348.

杨言辰, 冯本智等. 2001. 吉林老岭大横路式热水成积叠加改造型钴矿床 [J]. 长春科技大学学报. (1): 40 ~44.

殷鸿福, 张克信等. 1999. 中央造山带的演化及其特点 [J]. 地球科学, 23 (5): 437 ~442.

于学政, 邓晋福, 罗照华. 1998. 青藏高原隆升与东昆仑金矿遥感地质研究 [M]. 北京: 地质



出版社.

袁万明, 莫宣学. 1998. 东昆仑早石炭世火山岩的地球化学特征及其构造背景 [J]. 岩石矿物学杂志, 17 (4): 289 ~295

翟裕生, 秦长兴. 1987. 关于成矿系列与成矿模式 [M]. 矿床学参考书 (下册). 北京: 地质出版社, 214 ~221.

翟裕生, 熊永良. 1987. 关于成矿系列的结构 [J]. 地球科学, 12 (4): 375 ~380.

翟裕生, 姚书振, 林新多等. 1992. 长江中下游铁、铜等成矿规律研究 [J]. 矿床地质, 11 (1): 1 ~12.

翟裕生. 1992. 成矿系列研究 [J]. 现代地质, 6 (3): 301 ~308.

翟裕生. 2003. 中国区域成矿特征及若干值得重视的成矿环境 [J]. 中国地质, 30 (4): 337 ~341.

张德全, 丰成友, 李大新等. 2001. 柴北缘—东昆仑地区的造山型金矿床 [J]. 矿床地质, 20 (2): 137 ~146.

张复新. 1988. 喷流岩及其识别与找矿 [J]. 地质科技情报, 7 (3 总 28): 67 ~73.

张以菲, 庞存廉, 李长利等. 1997. 可可西里—巴颜喀拉三叠纪沉积盆地的形成和演化 [M], 西宁: 青海人民出版社, 1 ~17.

张玉泉, 谢应雯. 1996. 东昆仑胡晓钦岩体 Rb、Sr 同位素研究. 见: 青藏高原形成演化. 环境变迁与生态系统研究 [M]. 北京: 科学出版社. 42 ~47.

赵化琛. 1995. 我国若干裂谷构造特征及其成矿作用 [J]. 矿产与地质. 9 (1): 10.

郑健康. 1992. 东昆仑区域构造的发展演化 [J]. 青海地质, 1 (1): 15 ~25.

郑明华, 周渝峰, 刘建明, F Vavtar 等. 1994. 喷流型与浊流型层控金矿床 [J]. 四川科学技术出版社, 273.

郑明华. 1994. 喷流型与浊流型层控金矿床 [M]. 成都: 四川科学技术出版社, 84 ~101.

周显强, 宋友贵等. 1996. 青海都兰地区矿田构造与控矿特征 [M], 北京: 地质出版社, 191 ~224.

朱裕生, 梅燕雄. 1995. 成矿模式研究的几个问题 [J]. 地球学报. No. 2, 182 ~189.

朱云海, 张克信, 陈能松等. 1999. 东昆仑造山带不同蛇绿岩带的厘定及其构造意义 [J]. 中国地质大学学报, 24 (2): 134 ~138.

朱正书等. 1990. 成矿模式的意义、作用及成矿系列的关系 [J]. 中国地质. 12.

朱志直, 赵民, 郑健康. 1985. 东昆仑中段“纳赤台群”的解体与万宝沟群的建立. 见: 青藏高原地质文集, 第 16 号: 1 ~14

## 内部资料

丁清峰. 2004. 东昆仑造山带区域成矿作用与矿产资源评价 [D]. 吉林大学博士论文. 120 ~140.

郭正府. 1996. 东昆仑火成岩、构造演化和青藏高原新生代火山喷发对环境的影响 [D]. 中国地质大学博士论文.

韩发, R. W. 哈钦森. 1994. 大厂锡矿床—一个喷气—沉积型锡矿床 [J], 地学前缘, 1 (3 - 4): 233 ~235.

解玉月. 1998. 昆中断裂东段不同时代蛇绿岩特征及形成环境 [J]. 青海地质, 7 (1): 27 ~35

匡俊. 2002. 东昆仑成矿带钴矿床特征及形成作用探讨. 吉林大学硕士学位论文.

青海省地球化学勘查队. 1989. 1: 50 万区域化探总结 (内部资料).

青海省地质调查院. 2003. 青海省驼路沟钴矿普查设计 (内部资料).

青海省地质局. 1982. 埃坑德勒斯特 1: 20 万区域地质调查报告.



青海省地质局第一地质队. 1982. 青海省格尔木市肯德可克铁矿区铁矿详细普查地质报告 (内部资料).

青海省有色地勘局. 2004. 青海东昆仑铜钴矿资源潜力评价立项申报 (内部资料).

孙丰月等. 2003. 新疆—青海东昆仑成矿规律和找矿方向综合研究 (内部资料). 1 ~146.

王云山. 1992. 东昆仑山缝合带及基底构造对比研究 (研究报告).

新疆地质矿床局. 1982. 阿其克库勒湖地区区域地质调查报告及地质矿产图.

薛春纪. 1998. 秦岭泥盆纪热水沉积环境及热水沉积成岩成矿学研究 [M]. 成都: 成都理工学院图书馆.

张德全等. 2002. 东昆仑地区综合找矿预测与突破 (内部资料).