

文章编号: D258-7106(2006)05-0544-018

# 青海驼路沟钴(金)矿床形成的构造环境 及钴富集成矿机制\*

丰成友<sup>1</sup>, 张德全<sup>1</sup>, 余宏全<sup>1</sup>, 党兴彦<sup>2</sup>, 李大新<sup>1</sup>, 李进文<sup>1</sup>, 崔艳合<sup>1</sup>

(1 中国地质科学院矿产资源研究所, 北京 100037; 2 青海省地质调查院, 青海 西宁 810012)

**摘要** 驼路沟矿床是近年在青海东昆仑造山带内发现的首例独立大型钴(金)矿床。文章在详细解剖该矿床地质特征的基础上, 通过主元素和微量元素地球化学、流体包裹体及氢、氧同位素等研究, 重点探讨其形成的地质构造环境及钴的富集成矿机制。该矿床整合产于浅变质火山-沉积岩系中, 发育高度富钠的热水沉积岩和典型的热液沉积矿石组构。沉积岩的主元素和特征微量元素地球化学研究表明, 该矿床形成于活动大陆边缘的局限裂陷海盆环境。喷气岩和诸类型矿石的稀土元素分布模式与地层围岩相似, 均以显著富集轻稀土元素、具明显负铕异常为特征, 表明是由在赋矿岩系中深循环的大气降水喷出后在距喷口位置较远处沉积而成。钴成矿流体为 NaCl-H<sub>2</sub>O 体系, 伴生金矿化流体为 NaCl-CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O-N<sub>2</sub> 体系。钴主要分布在硫化物(如黄铁矿)相中, 而钴的进一步富集、钴矿物的出现及增多, 与变质程度紧密正相关。驼路沟矿床与世界其他典型层控 Co-Cu-Au 矿床具有十分相似的特征和钴成矿作用方式, 均为同生喷流热水沉积成因。

**关键词** 地球化学; 钴矿床; 主元素和微量元素; 流体包裹体; Sedex; 构造环境; 成矿机制; 驼路沟; 青海  
中图分类号: P618.62 文献标识码: A

## Tectonic setting and metallogenic mechanism of Tuolugou cobalt (gold) deposit, Qinghai Province

FENG ChengYou<sup>1</sup>, ZHANG DeQuan<sup>1</sup>, SHE HongQuan<sup>1</sup>, DANG XingYan<sup>2</sup>, LI DaXin<sup>1</sup>,  
LI JinWen<sup>1</sup> and CUI YanHe<sup>1</sup>

(1 Institute of Mineral Resources, CAGS, Beijing 100037, China; 2 Qinghai Geological Survey, Xining 810012, Qinghai, China)

### Abstract

The Tuolugou cobalt (gold) deposit, located in the central part of the eastern Kunlun orogenic belt, is the newest large-size independent cobalt (gold) deposit discovered in Qinghai Province, northwestern China. Mineralization was largely confined to an EW-striking volcano-sedimentary sequence consisting of four lithologic units which underwent extensively greenschist facies metamorphism and deformation. Na-rich exhalite (quartz albitite) and typical syngenetic textures of ores are well developed. Major and trace element geochemical data show that this deposit was formed in a restricted aulacogen against the setting of an active continental margin. The exhalite and different types of ores have similar chondrite-normalized REE patterns to wall rocks and are characterized by LREE enrichment and negative Eu anomalies. It is inferred that the exhalite and ores were formed mainly by exhalation of deeply circulating meteoric waters rather far away from the vent. The positive relationship between cobalt and pyrite indicates that cobalt occurred mostly in sulfides. The further enrichment of cobalt and the appearance and increase of cobalt minerals were positively correlated to the increasing extent of

\* 本文得到国家自然科学基金(编号: 40302019)和国家地质调查项目(编号: DKD2001027-4)的资助

第一作者简介: 丰成友, 男, 1971年生, 博士, 副研究员, 从事矿床地质、地球化学研究。E-mail: fengchy@yahoo.com.cn

收稿日期: 2006-01-04; 改回日期: 2006-04-17。许德煊编辑。

metamorphism in the region. These data and the similarity of this deposit to other stratabound Cu-Co and Co-Cu-Au deposits in the world suggest that cobalt in the Tuolugou deposit was most likely formed by the syngenetic exhalative process.

**Key words:** geochemistry; cobalt deposit; major and trace elements; fluid inclusion; Sedex; tectonic setting; metallogenic mechanism; Tuolugou; Qinghai Province

驼路沟钴(金)矿床位于青海省格尔木市以南 90 km 处,其地理坐标为:东经  $94^{\circ}48'00'' \sim 94^{\circ}54'00''$ ,北纬  $35^{\circ}47'15'' \sim 35^{\circ}50'00''$ 。该区原以找金为目标,1998 年,青海省柴达木综合地质大队在进行金矿普查时发现了该钴矿床。经普查评价,目前已获钴资源量逾 20 000 t,Co 平均品位为 0.06%,最高为 0.46%,伴生 Au 平均品位为  $(0.45 \sim 1.05) \times 10^{-6}$ ,最高达  $5.19 \times 10^{-6}$ 。

以沉积岩容矿的喷流沉积(sedimentary exhalative,简称 Sedex)型矿床,因规模大且品位富而倍受关注。通常,该类矿床产于大陆地壳基底之上的沉积盆地内,矿化元素以 Pb、Zn 为主(Goodfellow et al., 1993; Sangster et al., 1998)。然而,近些年来,在中国相继发现了一些颇具规模的 Sr(大厂)(韩发等,1990)、W(沃溪)(顾雪祥等,2003)、Ni-Mo(Lott et al., 1999)、Au(墨江)(谢桂青等,2002)和镜铁矿(镜铁山)(薛春纪等,1997)等该类型矿床。

驼路沟矿床是近些年在青海东昆仑造山带内发现的首例独立大型钴(金)矿床,无论元素组合抑或成因类型均独具特色,引起国内地质学者的极大关注。前人对其成矿地质背景、含矿岩石、矿床地质特征、找矿方向等进行了研究,并提出各种成因认识,如层控-改造成因(李厚民等,2000)、海底喷气沉积成因(张德全等,2002)、沉积-构造改造成因(唐健等,2004)、热水喷流沉积-构造改造成因(朱华平等,2004)等。本文在详细解剖该矿床地质特征的基础上,通过主元素和微量元素地球化学、流体包裹体及氢、氧同位素等研究,重点探讨其形成的地质构造环境及钴的富集成矿机制。

## 1 矿床地质概况

### 1.1 矿区构造

驼路沟矿床的大地构造位置处于青藏高原北缘、东昆仑之昆南构造带的中段。矿区构造为一轴向近 EW 的紧闭复式背斜,其轴部由黑色页岩组成,翼部地层次级褶皱、小褶曲十分发育,在不少冲沟

(如龙泉沟、玉女沟、短沟等)内,均可观测到由变质条带构成的小褶皱,表明区域变质作用与褶皱变形基本是同步的,而且很多小褶曲本身即由面理(S1)所构成。断裂构造主要有 2 种:一为近于平行褶皱轴向(EW 向)的逆冲断裂,延伸长,发育较强的塑性变形;另一为短小的切层断裂,具右行滑移特点。此外,矿区内常发育较强烈的塑性变形构造。在短沟一带的含矿层中,出露一宽大于 200 m 的近 EW 向韧—脆性剪切带,带内发育 S-C 面理、糜棱岩、拉伸线理、石香肠以及鞘褶皱,该处的钴(金)矿体亦遭受强烈变形。

### 1.2 含矿岩系

该矿区的含矿岩系为一套浅变质(绿片岩相)火山-沉积岩系,沿龙泉沟的实测地质-地球化学剖面表明其由 4 个岩性段、15 个岩性层组成(张德全等,2002),自下而上为变黑色页岩段、变凝灰岩-砂岩段、变火山-沉积岩段和变砂岩段,图 1 给出了各岩性段的岩石组合及厚度。其中,变火山-沉积岩段是主要的钴(金)含矿层,出露于矿区中部,呈 EW 向展布于九七沟复背斜的翼部,岩性包括绿泥绢云千枚岩、绢云石英片岩夹变质的碳硅泥岩(含碳菱铁绢云石英千枚岩)和喷气沉积岩(石英钠长石岩)。对其时代颇有争议,1:20 万区域地质调查定为早二叠世,笔者重新厘定为早古生代(丰成友等,2006)。该含矿岩系之上为一套厚的下二叠统碳酸盐岩。野外观察表明,两者之间为断层接触,未见侵入岩出露。

石英钠长石岩不仅是重要的含矿主岩,也是该矿床喷气沉积成因的重要鉴别标志,产于第 3 岩性段。通常呈层状、似层状,与围岩整合产出,有的因受后期构造作用而呈透镜状,规模不一,最大的一层厚数米至十几米、延长数百米,较稳定地产于距钴(金)矿体 80 m 以外的地层内(图 2A);小者有多层,长数米、厚数厘米。最常见者仅厚数毫米,与灰白色绢云石英片岩和灰绿色绿泥绢云石英片岩互层,构成多个重复出现的韵律纹层,一般产在钴(金)矿体两侧 0~30 m 范围内。无论规模大小,都与围岩整

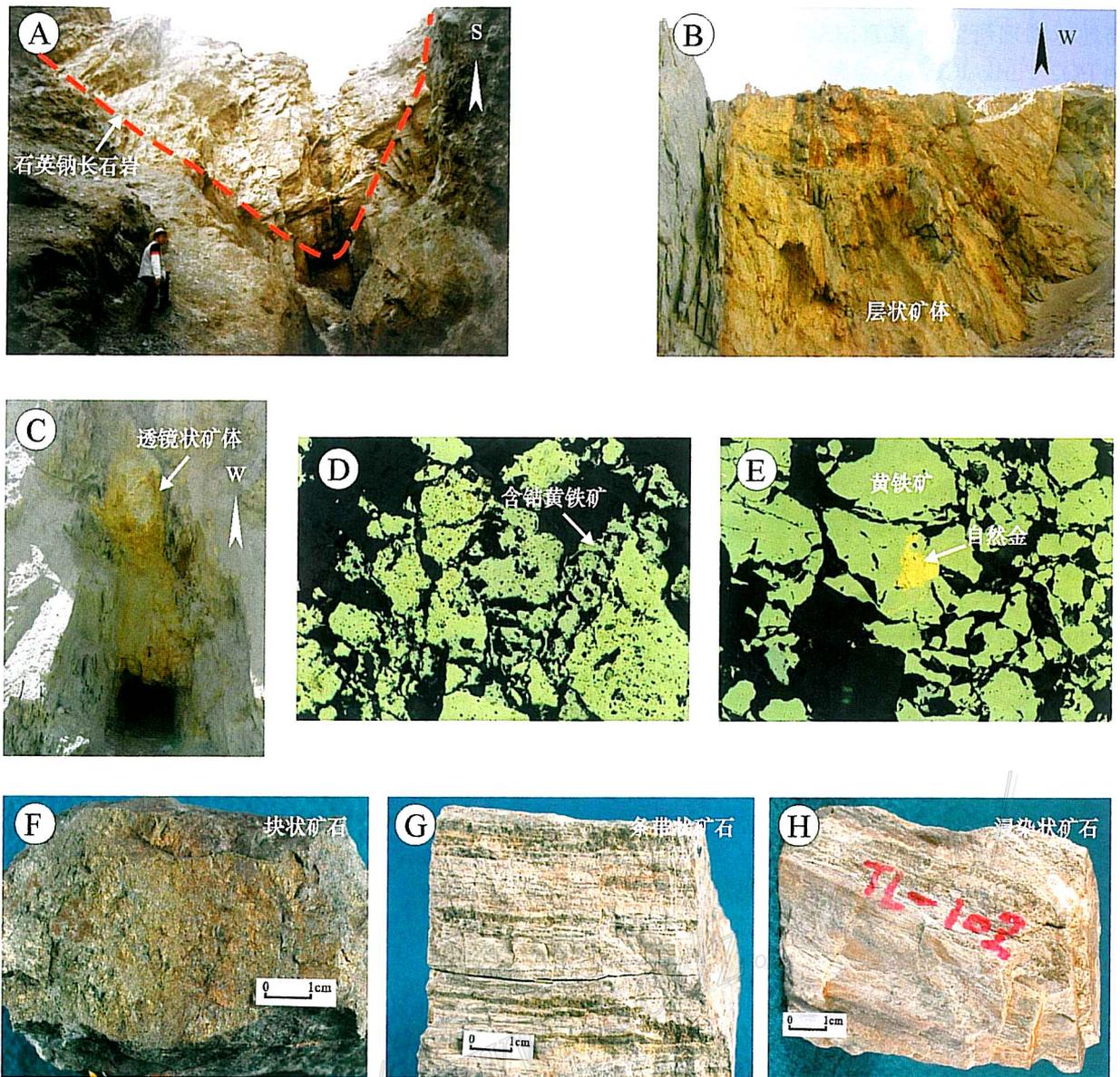


图 2 驼路沟钴(金)矿床照片

A—最厚的一层石英钠长石岩，与围岩整合产出；B—与云母石英片岩整合产出的层状矿体；C—云母石英片岩中的透镜状矿体；D—早世代黄铁矿和含钴黄铁矿，Co、Ni 含量较高，Au 含量低；E—晚世代黄铁矿，Co、Ni 含量低，Au 含量较高；F—块状矿石；G—条带状矿石；H—浸染状矿石

Fig. 2 Photographs of the Tuolugou cobalt (gold) deposit

A—The widest layer of quartz albite in Duangou ore block, parallel to the host strata; B—Stratiform orebodies concordant with sericite quartz schist; C—Lenticular orebody in sericite quartz schist; D—Early stage pyrite and cobaltian pyrite, showing xenomorphic, fine-grained and well-developed cataclastic textures in ores, and containing high Co and Ni and low gold; E—Late stage pyrite, showing hypidiomorphic to euhedral coarse-grained textures, and containing much lower Co and Ni but higher Au;

F—Massive ore; G—Banded ore; H—Disseminated ore

## 2 样品与分析方法

用于主元素(19件)和微量元素(25件)分析的样品主要采于矿区东部的短沟矿段、中部的玉女沟

矿段以及横穿矿区的龙泉沟地球化学剖面。所有的样品均磨制成薄片或光薄片，在显微镜下进行了仔细观察。在国家地质实验测试中心，用3080E X荧光光谱仪完成主元素分析，用9442原子吸收光谱仪和IRIS等离子光谱仪完成微量元素Au、Ag和矿石Co

含量的测试,其他微量元素的测试在中国科学院地质与地球物理研究所 ICP-MS 实验室完成,测试仪器为 PQ2 Turbo ICP-MS 等离子体质谱仪,所用标样为 GSR-3,分析误差小于 5%~10%。

为了便于对比研究,分别选取具有代表性的矿石、区域变质石英脉和晚期碳酸盐-石英脉样品开展流体包裹体研究,共磨制测温片 28 片,但由于大多数测温片内包裹体少且个体小,故仅选取其中 5 片进行了流体包裹体显微测温。据野外地质关系及镜下观察,石英可分为 3 个世代:第 1 世代石英与细粒黄铁矿一起构成块状、浸染状矿石,颗粒细小;第 2 世代为灰—白色石英脉,充填于围岩片理或褶曲轴部,无根,为变形变质作用出溶产物;第 3 世代石英产于切穿片理的方解石-石英脉中,为成矿后产物。显微测温工作在中国地质科学院矿产资源研究所流体包裹体实验室的英国产 Linkam 显微冷热台上完成,可测温度范围为  $-196\sim+600^{\circ}\text{C}$ ,冷冻数据和加热数据的精度分别为  $\pm 0.1^{\circ}\text{C}$  和  $\pm 2^{\circ}\text{C}$ 。

用于氢、氧同位素测定的石英单矿物的分离提

纯是先将样品破碎到 60~100 目,然后在双目镜下精选出纯度大于 99% 的石英样品,再用 1:1 盐酸清洗,以除去矿物表面吸附物及方解石等其他矿物。石英矿物氧同位素和流体包裹体氢同位素的测试,在中国地质科学院矿产资源研究所同位素室 Finnigan-MAT 251 质谱仪上进行。 $\delta^{18}\text{O}$  测定采用  $\text{BrF}_5$  法,然后用 Clayton(1972)的石英-水体系氧同位素分馏方程计算出相应的  $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$  值,分析精度为  $\pm 0.2\text{‰}$ 。 $\delta\text{D}$  测定时先加热至  $105^{\circ}\text{C}$ ,以去除石英颗粒表面的吸附水及次生包裹体,然后采用高真空热爆法取水,锌法制氢,分析精度为  $\pm 2\text{‰}$ 。

### 3 含矿岩系地球化学

不同类型岩(矿)石的主元素、稀土元素和微量元素含量分别列于表 1、表 2 和表 3,稀土元素球粒陨石标准化和微量元素洋中脊玄武岩标准化分布模式见图 3。

表 1 驼路沟钨(金)矿床不同类型岩石的主元素分析结果( $w_B/\%$ )

Table 1 Major element compositions of different types of rocks in the Tuolugou cobalt deposit ( $w_B/\%$ )

序号	样品号	岩性	$\text{SiO}_2$	$\text{TiO}_2$	$\text{Al}_2\text{O}_3$	$\text{Fe}_2\text{O}_3$	FeO	MnO	MgO	CaO	$\text{Na}_2\text{O}$	$\text{K}_2\text{O}$	$\text{P}_2\text{O}_5$	$\text{H}_2\text{O}^+$	$\text{CO}_2$
变火山岩															
1	TL-26	碳酸盐化角斑岩	55.49	0.59	13.29	5.71	1.99	0.12	2.05	5.02	3.82	2.22	0.12	2.22	6.85
2	TL-29	变凝灰岩	61.92	0.58	10.66	1.71	3.11	0.09	3.98	4.47	3.22	1.67	0.16	1.68	6.94
3	TL-33	变凝灰岩	69.90	0.62	9.50	1.29	2.78	0.09	3.21	2.81	2.58	1.67	0.20	2.36	3.24
4	TL-39	变英安岩	66.34	0.67	12.08	0.59	3.47	0.05	2.42	3.52	2.61	1.67	0.18	2.38	2.78
5	TL-97	变凝灰岩	68.23	0.72	12.15	0.45	4.51	0.03	2.93	0.92	3.18	1.44	0.18	3.08	1.48
		平均值	64.38	0.64	11.54	1.95	3.17	0.08	2.92	3.35	3.08	1.73	0.17	2.34	4.26
变正常沉积岩															
6	TL-38	绿泥石英绢云千枚岩	53.54	0.61	11.28	2.41	5.57	0.09	6.77	4.91	0.57	1.67	0.16	3.94	6.94
7	TL-43	变泥质粉砂岩	69.46	0.59	9.74	0.17	W3.86	0.05	2.54	3.49	1.94	1.67	0.17	2.64	3.15
8	TL-53	变砂岩	70.34	0.50	7.96	0.42	3.50	0.06	2.36	4.60	1.62	1.67	0.13	2.48	3.98
9	Dg-1	绿泥石英片岩	67.91	0.58	11.36	0.77	3.50	0.06	2.16	3.93	2.21	2.06	0.16	2.20	2.92
10	Dg-12	绿泥绢云石英片岩	56.76	0.65	14.50	2.85	3.90	0.08	4.26	2.65	2.39	3.42	0.15	2.03	6.14
11	Ylg-2	绿泥石英片岩	62.04	0.60	11.86	1.09	3.65	0.08	3.78	3.97	2.68	1.97	0.16	2.06	5.54
12	Tlgn-2	石英绢云绿泥千枚岩	57.34	0.66	13.03	1.28	3.99	0.13	3.36	6.38	1.56	2.92	0.16	3.16	6.64
		平均值	62.48	0.60	11.39	1.28	4.00	0.08	3.60	4.28	1.85	2.20	0.16	2.64	5.04
喷气沉积岩															
13	Cyz-0	石英钠长石岩	62.77	0.79	12.73	2.84	1.01	0.03	2.23	3.72	8.26	0.06	0.17	0.26	5.03
14	Tlg-001	石英钠长石岩	69.17	0.46	10.25	0.04	0.81	0.04	2.47	4.11	6.10	0.12	0.18	0.64	5.46
15	Dg-11	石英钠长石岩	60.83	0.59	11.63	0.13	1.31	0.04	3.87	5.77	7.01	0.10	0.19	0.20	8.34
16	Ylg-5	石英钠长石岩	56.34	0.54	10.30	0.29	1.42	0.06	4.81	7.64	6.13	0.17	0.16	0.39	11.22
17	Ylg-8	石英钠长石岩	64.12	0.63	11.83	0.67	1.54	0.03	2.99	4.26	6.98	0.08	0.15	0.64	5.80
18	Tlgn-1	石英钠长石岩	57.15	0.72	13.26	0.19	1.72	0.04	3.40	5.98	8.01	0.08	0.16	0.80	8.34
19	Tlgn-13	石英钠长石岩	70.41	0.74	15.03	0.07	0.61	0.01	0.87	1.28	9.30	0.08	0.19	0.28	1.18
		平均值	62.97	0.64	12.15	0.60	1.20	0.04	2.95	4.68	7.40	0.10	0.17	0.46	6.48

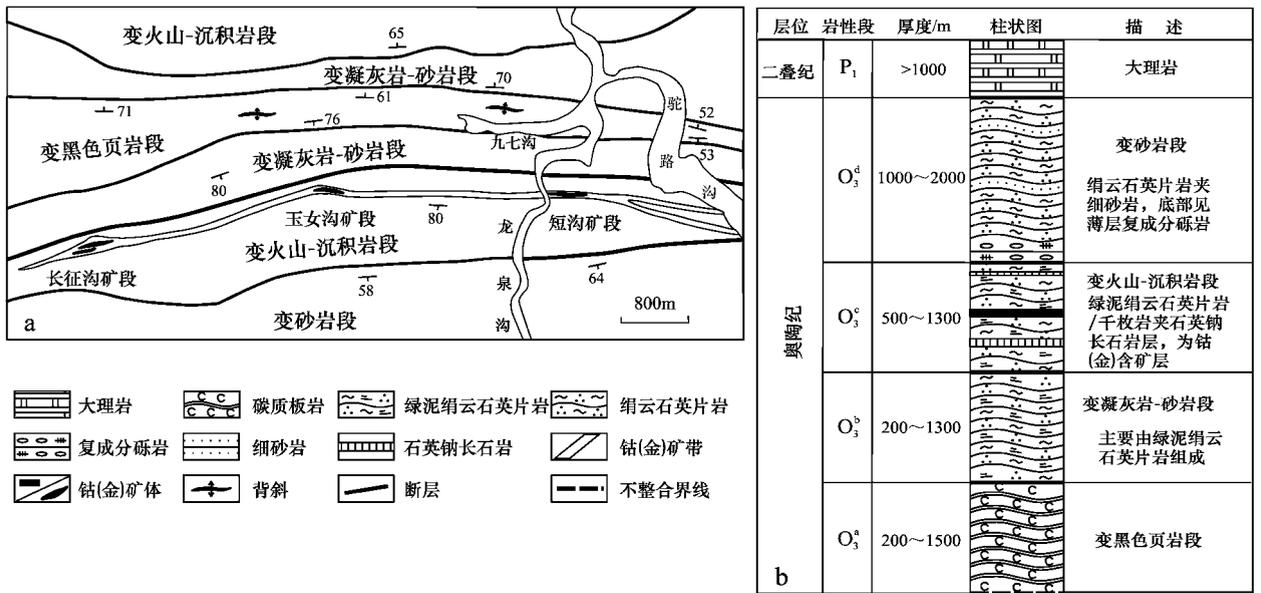


图1 驼路沟矿区地质图(a)和含矿岩系柱状图(b)

Fig. 1 Schematic geological map (a) and stratigraphic section of the ore-bearing sequence (b) in the Tuolugou ore district

合产出,且大多与片岩一起被揉皱。石英钠长石岩呈淡肉红色—黄褐色,块状、条纹条带状构造;其主要矿物成分为石英(55%~30%)、钠长石(45%~20%)和碳酸盐矿物(铁白云石、方解石等)(25%~10%),含少量绢云母、绿泥石;副矿物有电气石、磷灰石、锆石等,含量1%~2%。岩石中普遍出现钠长石和石英的碎屑(含量5%~35%),以后者为主,多呈浑圆状,可能是正常沉积的碎屑。

### 1.3 矿体及矿石特征

目前,在矿区第3岩性段内,已控制一个东自短沟、西至长征沟长约7 km、宽15~50 m(最宽200 m)近EW向顺层展布的钴(金)含矿层。在该层内,已圈定短沟、玉女沟、长征沟3个矿段,计23个矿体。单个矿体呈层状(图2B)、透镜状(图2C),一般长50~500 m,平均厚1.31~7.71 m,Co平均品位为0.06%,最高达0.46%,伴生Au平均品位为 $(0.45\sim 1.05)\times 10^{-6}$ ,最高达 $5.19\times 10^{-6}$ 。矿体倾向以NNE( $5\sim 35^\circ$ )为主,少数为NNW( $345\sim 353^\circ$ ),倾角陡( $60\sim 86^\circ$ )。因遭受后期区域动力构造作用,矿体发生了变形或重就位,导致透镜状Co(Au)矿体在空间上呈斜列式展布。短沟一带的矿体,产于面理褶皱的轴部,以 $28\sim 35^\circ$ 的角度向东向深部侧伏。

矿石为典型的黄铁矿型,据其构造又可划分为

块状( $P_y = 80\% \pm$ )(图2F)、条带状( $P_y = 30\% \sim 50\%$ )(图2G)和浸染状( $P_y = 30\% \pm$ )(图2H)3种。矿石矿物以黄铁矿为主,含少量毒砂、黄铜矿、斑铜矿、闪锌矿,以及痕量的钴镍黄铁矿、含钴黄铁矿、自然金、自然铜、自然锡等;脉石矿物主要为石英、钠长石、碳酸盐、绢云母、绿泥石等。矿石内独立钴矿物含量甚少,据反光镜下观测及电子探针分析,钴主要赋存于黄铁矿内。黄铁矿有2个世代:早世代者呈他形细粒状,碎裂结构发育(图2D),经电子探针分析,含Co、Ni较高,含Au低,是诸类型矿石的最重要金属矿物组分;晚世代者的含量很低,主要分布在近矿围岩中,呈半自形—自形粗晶状,无碎裂结构,Co、Ni含量低,Au含量较高,可见自然金(图2E)。

### 1.4 围岩蚀变

几乎所有的岩石都遭受了绿片岩相变质作用,是加里东期和晚华力西-印支期造山作用的结果(张德全等,2001,2005)。远矿围岩蚀变为青磐岩化,蚀变矿物组合依原岩不同而异,但岩石多呈粒状变晶结构(石英及钠长石)及鳞片变晶结构(多由绢云母和绿泥石构成)。近矿围岩蚀变主要为硅化、钠长石化、黄铁矿化、碳酸盐化和绢云母化。Au的富集与硅化有关,Co矿化的强度与黄铁矿的含量呈正相关关系。

表 2 骆驼沟钼（金）矿床岩、矿石的稀土元素含量 ( $w_B/10^{-6}$ ) 及特征值

Table 2 REE contents ( $w_B/10^{-6}$ ) and characteristic parameters of rocks and ores in the Tlougou cobalt deposit

序号	样品号	岩性	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	$\Sigma$ REE	LREE/HREE*	$\delta$ Eu	$\delta$ Ce	(La/Yb) <sub>N</sub> *	(La/Sm) <sub>N</sub> *	(Gd/Yb) <sub>N</sub> *		
变火山岩																									
1	TL-26	碳酸盐化角闪岩	12.99	21.56	2.35	10.44	2.10	0.59	2.75	0.41	2.36	0.47	1.22	0.18	1.18	0.17	58.77	5.72	0.75	0.87	7.42	3.89	1.88		
2	TL-29	变凝灰岩	31.19	52.99	4.98	21.43	4.11	0.94	4.90	0.65	3.25	0.58	1.55	0.20	1.21	0.18	128.16	9.24	0.64	0.93	17.38	4.77	3.27		
3	TL-33	变凝灰岩	39.62	68.77	6.53	27.86	5.13	1.08	5.04	0.57	3.43	0.60	1.56	0.18	1.18	0.15	161.70	11.72	0.64	0.94	22.64	4.86	3.45		
4	TL-39	变英安岩	37.15	60.45	5.82	24.44	4.55	1.08	5.49	0.69	3.90	0.72	2.03	0.27	1.79	0.25	148.63	8.82	0.66	0.89	13.99	5.14	2.47		
5	TL-97	变凝灰岩	38.68	60.21	5.93	24.75	4.56	0.99	4.98	0.60	3.57	0.74	1.89	0.27	1.73	0.24	149.14	9.64	0.63	0.86	15.07	5.34	2.32		
变正常沉积岩																									
6	TL-38	绿泥石英绢云千枚岩	31.70	50.46	4.88	21.16	3.82	0.89	4.24	0.49	3.02	0.58	1.73	0.26	1.72	0.25	125.20	9.19	0.67	0.88	12.43	5.22	1.99		
7	TL-43	变泥质粉砂岩	33.43	55.52	5.39	22.64	4.31	0.96	5.58	0.78	3.85	0.71	2.05	0.28	1.83	0.27	137.60	7.96	0.60	0.90	12.32	4.88	2.46		
8	TL-53	变砂岩	31.47	49.78	5.13	21.72	4.31	0.89	4.13	0.56	2.87	0.57	1.52	0.22	1.44	0.19	124.80	9.85	0.64	0.86	14.73	4.59	2.31		
9	Dg-1	绿泥石英片岩	34.10	66.88	7.29	27.96	5.13	1.02	4.54	0.57	2.69	0.50	1.41	0.21	1.50	0.23	154.03	12.22	0.63	0.98	15.32	4.18	2.44		
10	Dg-12	绿泥绢云石英片岩	50.27	102.9	11.0	42.21	7.99	1.52	7.01	0.75	3.12	0.54	1.58	0.24	1.86	0.33	231.32	14.00	0.61	1.01	18.26	3.96	3.05		
11	Ylg-2	绿泥石英片岩	29.72	59.26	6.52	25.28	4.83	0.91	4.59	0.60	2.73	0.53	1.44	0.22	1.71	0.26	138.60	10.48	0.59	0.98	11.73	3.87	2.17		
12	Tlgn-2	石英绢云绿泥千枚岩	33.24	68.01	7.50	28.37	5.40	1.08	5.04	0.71	3.56	0.70	1.98	0.30	2.04	0.33	158.26	9.80	0.62	1.00	10.97	3.87	1.99		
喷气沉积岩																									
13	Cyz-0	石英钠长石岩	31.80	69.25	8.92	38.55	7.52	1.37	5.75	0.86	3.98	0.79	2.36	0.34	2.05	0.32	173.86	9.57	0.61	0.98	10.46	2.66	2.26		
14	Tlg-001	石英钠长石岩	21.34	42.98	5.30	21.80	4.27	0.80	3.57	0.52	2.45	0.48	1.41	0.21	1.40	0.24	106.77	9.39	0.61	0.95	10.28	3.14	2.06		
15	Dg-11	石英钠长石岩	31.96	63.29	7.76	31.17	5.75	0.96	4.99	0.72	3.46	0.68	1.92	0.27	1.94	0.29	155.16	9.87	0.54	0.94	11.11	3.50	2.08		
16	Ylg-5	石英钠长石岩	25.82	52.33	6.05	23.28	4.47	0.80	3.99	0.61	3.19	0.59	1.69	0.24	1.75	0.26	125.08	9.15	0.57	0.97	9.93	3.63	1.84		
17	Ylg-8	石英钠长石岩	20.18	40.57	5.09	21.23	4.02	0.79	3.82	0.60	2.87	0.61	1.81	0.27	1.81	0.27	103.94	7.62	0.61	0.94	7.52	3.16	1.70		
18	Tlgn-1	石英钠长石岩	36.09	72.74	8.20	30.93	5.89	0.95	4.47	0.53	2.76	0.43	1.43	0.20	1.55	0.26	166.44	13.30	0.54	0.98	15.66	3.85	2.32		
19	Tlgn-13	石英钠长石岩	40.35	84.26	9.23	35.47	6.28	1.05	5.05	0.63	2.91	0.50	1.56	0.23	1.71	0.29	189.51	13.71	0.55	1.01	15.88	4.04	2.38		
矿石																									
20	Tlg-1	块状黄铁矿矿石	19.43	39.54	4.34	16.25	3.05	0.51	2.18	0.21	0.86	0.14	0.46	0.07	0.61	0.11	87.77	17.88	0.58	1.00	21.37	4.00	2.87		
21	Dg-15	块状黄铁矿矿石	26.22	48.28	5.17	19.92	3.95	0.56	2.78	0.33	1.09	0.21	0.65	0.10	0.80	0.12	110.18	17.14	0.49	0.94	22.09	4.17	2.80		
22	TL-103	条带状黄铁矿矿石	36.77	74.60	8.04	30.71	5.89	0.95	4.52	0.53	2.33	0.42	1.25	0.19	1.37	0.24	167.81	14.47	0.54	1.00	18.05	3.93	2.65		
23	Dg-8	条带状黄铁矿矿石	19.00	39.24	4.30	17.71	3.69	0.64	2.80	0.32	1.26	0.26	0.69	0.10	0.85	0.13	90.99	13.20	0.58	1.01	15.12	3.24	2.67		
24	Dg-16	浸染状黄铁矿矿石	43.06	84.39	9.03	30.63	5.60	0.79	4.22	0.44	1.45	0.21	0.66	0.09	0.84	0.14	181.54	21.56	0.48	0.98	34.64	4.84	4.07		
25	Ylg-4	浸染状黄铁矿矿石	29.49	60.17	6.62	26.42	5.01	0.88	3.92	0.46	1.79	0.29	0.75	0.11	0.84	0.14	136.90	15.46	0.58	1.00	23.55	3.70	3.75		

\*—单位为 1。

表3 驼路沟钼(金)矿床岩、矿石的微量元素组成( $w_B/10^{-6}$ )  
Table 3 Trace element compositions of rocks and ores in the Tuolugou cobalt deposit( $w_B/10^{-6}$ )

序号	样品号	岩性	Au	Ag	Sc	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Mo	Sn	Cs	Ba	Hf	Ta	Pb	Bi	Th	U		
	变火山岩																											
1	TL-26	碳酸盐化角斑岩			51							69	82	12.3	80	9				387	10	10	10			5	5	
2	TL-29	变凝灰岩			79							61	40	14.7	168	15				151	10	10	10			8	5	
3	TL-33	变凝灰岩			90							48	196	14.7	286	15				273	10	10	10			8	5	
4	TL-39	变英安岩			70							94	154	19.6	245	14				548	10	10	10			10	5	
5	TL-97	变凝灰岩			80							52	31	17.7	346	14				156	10	10	10			9	5	
	变正常沉积岩																											
6	TL-38	绿泥石英绢云千枚岩			74							98	83	16.1	161	15				151	10	10	10			11	5	
7	TL-43	变泥质粉砂岩			83							62	138	20.2	196	14				542	10	10	10			7	5	
8	TL-53	变砂岩			110							58	112	13.7	165	12				417	10	10	10			8	5	
9	Dg-1	绿泥石英片岩	0.0079	0.031	20.38	80.06	23.57	29.63	35.12	51.26	14.26	103.2	96.97	15.30	71.53	12.41	14.94	1.93	2.02	388.8	1.60	0.93	5.21	0.15	0.11	11.11	1.36	
10	Dg-12	绿泥绢云石英片岩	0.0027	0.052	38.02	154.6	31.14	69.67	17.20	27.98	26.80	213.9	113.4	16.68	143.6	23.59	6.64	4.16	4.43	531.2	3.22	1.83	2.31	0.19	19.00	3.25		
11	Ylg-2	绿泥石英片岩	0.0023	0.071	18.48	97.17	50.80	46.05	13.18	30.32	15.09	79.90	40.69	16.02	80.95	12.23	0.11	2.46	2.11	197.5	2.07	0.94	2.40	0.12	11.89	1.48		
12	Tlgn-2	石英绢云绿泥千枚岩	0.0025	0.047	19.89	100.5	17.86	45.99	45.62	60.55	17.80	123.1	75.00	21.37	91.67	13.78	0.00	2.69	3.53	292.6	2.26	1.07	3.30	0.48	12.38	2.01		
	喷气沉积岩																											
13	Cyz-0	石英钠长石岩	0.0066	0.078	12.30	88.68	3.27	9.80	14.25	14.78		3.25	29.02	20.18	75.71	12.32	0.35	2.36	0.10	16.10	2.26	0.94	3.47	0.06	12.80	2.01		
14	Tlg-001	石英钠长石岩	0.0055	0.026	6.70	54.72	2.24	16.20	8.30	8.63		5.74	43.37	12.09	60.81	10.49	0.46	1.00	0.14	14.81	2.06	0.84	1.79	0.04	10.78	2.13		
15	Dg-11	石英钠长石岩	0.0038	0.034	10.88	87.44	4.10	30.84	10.43	11.76		2.30	45.51	17.51	72.67	12.00	1.2	2.29	0.09	16.19	2.42	0.95	2.91	0.04	12.82	2.31		
16	Ylg-5	石英钠长石岩	0.0058	0.028	17.51	80.74	3.98	26.29	9.07	6.10	11.80	5.40	51.48	15.90	72.75	10.44	<	1.59	0.17	38.51	2.04	1.02	2.34	0.02	10.34	1.88		
17	Ylg-8	石英钠长石岩	0.026	0.035	9.93	91.28	2.15	20.24	12.35	16.45		3.30	30.04	14.89	78.49	14.78	1.5	2.88	0.16	29.29	2.39	1.23	2.86	0.09	12.85	2.18		
18	Tlgn-1	石英钠长石岩	0.0013	0.027	16.07	87.74	5.89	11.11	7.83	75.76	17.92	2.40	96.72	12.17	83.43	13.31	<	3.87	0.10	15.98	2.18	1.36	4.33	0.01	13.67	2.10		
19	Tlgn-13	石英钠长石岩	0.0065	0.032	7.13	75.56	2.11	14.54	12.97	6.27	17.12	2.38	41.34	14.64	90.44	15.04	0.001	3.97	0.11	18.35	2.56	1.47	2.45	0.02	14.79	2.25		
	矿石																											
20	Tlg-1	块状黄铁矿矿石	0.94	0.410	4.61	57.74	4052	588.9	22.92	11.21	12.86	103.5	15.61	3.54	57.94	8.57	56.94	1.61	2.03	357.7	1.47	0.89	7.22	2.90	8.08	1.30		
21	Dg-15	块状黄铁矿矿石	1.25	0.335	26.15	48.91	4369	907.9	32.61	14.41	7.57	32.33	13.60	6.05	22.22	3.42	52.77	0.67	0.84	90.51	0.57	0.36	7.36	11.6	3.44	1.11		
22	TL-103	条带状黄铁矿矿石	0.061	0.150	18.49	66.03	3127	406.7	13.62	9.80	12.59	24.72	51.84	11.37	74.83	12.52	90.94	1.56	0.64	60.82	1.99	1.25	6.20	1.48	12.26	1.94		
23	Dg-8	条带状黄铁矿矿石	0.13	0.094	7.09	77.54	2164	427.0	18.46	8.70	18.58	154.5	11.55	5.69	74.78	11.41	4.72	2.72	3.79	408.1	1.76	1.13	3.52	2.22	12.50	2.04		
24	Dg-16	浸染状黄铁矿矿石	0.54	0.106	26.32	112.4	358	161.3	32.87	12.42	15.61	61.13	10.76	5.66	55.07	9.40	19.06	1.50	1.37	195.6	1.38	0.99	3.73	3.69	9.36	3.55		
25	Ylg-4	浸染状黄铁矿矿石	0.56	0.109	18.93	86.64	267	88.02	19.43	7.49	20.80	144.1	17.07	7.87	75.82	13.21	0.91	3.32	2.94	384.6	1.76	0.95	4.55	2.66	12.38	1.94		

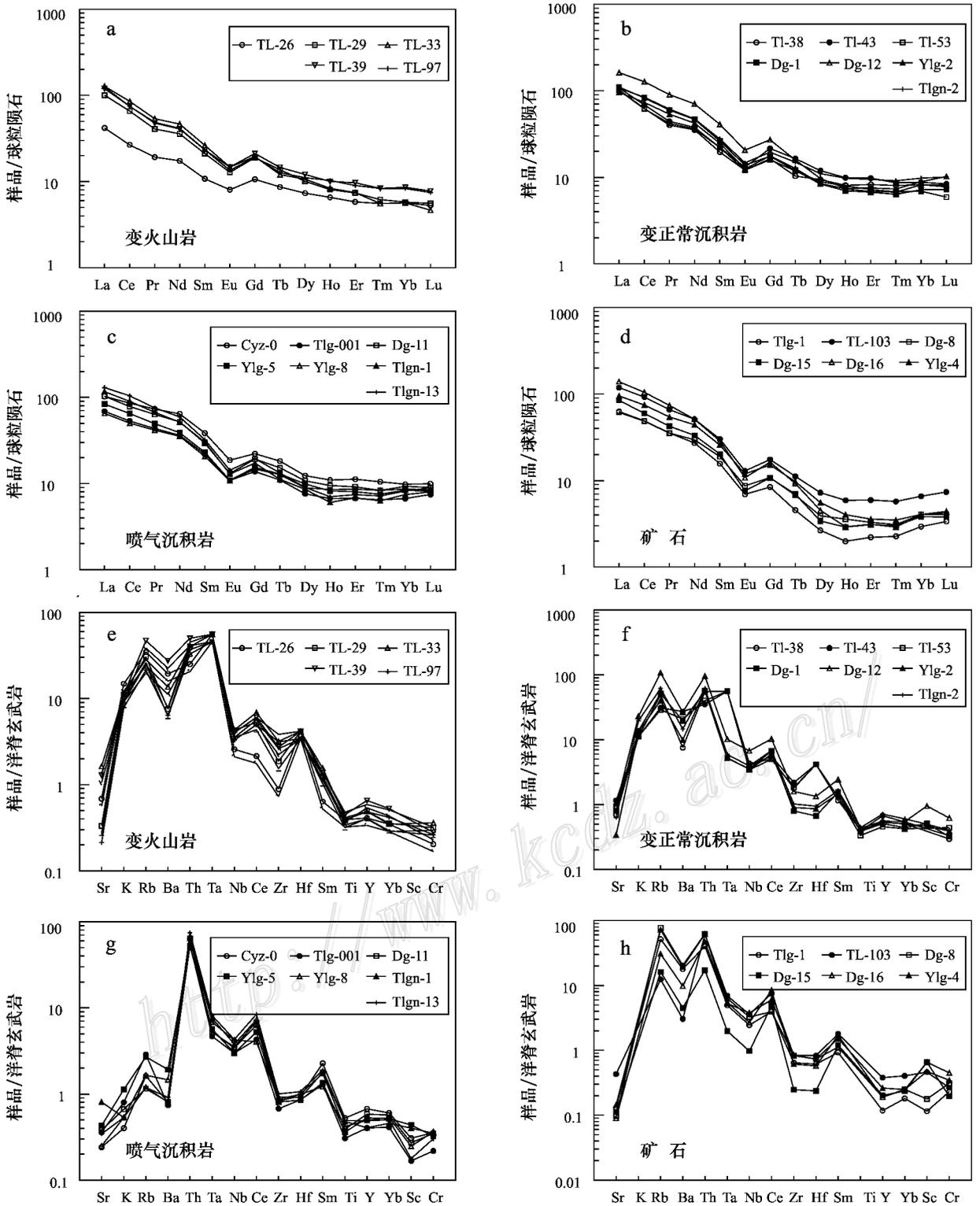


图 3 驼路沟钨（金）矿床岩石及矿石稀土元素球粒陨石标准化配分模式（a~d）和微量元素洋中脊玄武岩标准化蛛网图（e~h）（图内样品号同表 2 和表 3）

Fig. 3 Chondrite-normalized REE pattern (a~d) and MORB-normalized spider diagram (e~h) of metavolcanic rocks, metasedimentary rocks, quartz albite and ores (sample number as for Table 2 and 3)

### 3.1 变火山岩

5件变火山岩样品,以中等 $\text{SiO}_2$ 含量[55.49%~69.90%,平均64.38%( $w_B$ ,下同)]、 $\text{Na}_2\text{O} > \text{K}_2\text{O}$  ( $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ 为1.54~2.21)为特征,在相关判别图解上的投点,表明其属钙碱性系列的中—酸性岩石。除1件样品(TL-26)的 $\Sigma\text{REE}$ 较低(58.77)外,其他4件样品稀土元素组分的绝对含量变化不大,为128.16~161.70。但全部样品的稀土元素球粒陨石标准化曲线(图3a)均显示为富集轻稀土元素[LREE/HREE、 $(\text{La}/\text{Yb})_N$ 、 $(\text{La}/\text{Sm})_N$ 比值较高,分别为5.72~11.72、7.42~22.64和3.89~5.34]、具中等负铕异常( $\delta\text{Eu}=0.63\sim0.75$ )、不具正Ce异常。上述样品的稀土元素总量、轻重稀土元素分馏程度以及Eu亏损程度,与岩石相应的 $\text{SiO}_2$ 含量大体呈正消长关系,说明火山岩成分的变异主要是由岩浆的分离结晶作用所致。在微量元素洋中脊玄武岩标准化图(图3e)上,变火山岩具明显的Rb、Ta、Ce、Hf正异常,而Ba、Nb、Ti则为显著负异常;大离子亲石元素(LILE)以低Sr、高K、Rb、Ba为特征;高场强元素(HFS)中富含Th、Ta等。

### 3.2 变正常沉积岩

对比同套含矿岩系中共生的变砂岩和千枚岩/片岩,两者在主元素含量上存在一定差异。与变砂岩相比,千枚岩/片岩的 $\text{SiO}_2$ 含量较低(千枚岩/片岩和变砂岩的平均 $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ 分别为0.21和0.13),而 $\text{Al}_2\text{O}_3$ (平均分别为12.41%和8.85%)、 $\text{K}_2\text{O}$ (分别为2.41%和1.67%)和 $\text{Fe}_2\text{O}_3^* + \text{MgO}$ (分别为10.33%和6.83%)含量则较高,反映出千枚岩/片岩中粘土矿物(主要是绢云母)和基性组分的含量相对较高。变正常沉积岩的稀土元素球粒陨石标准化曲线(图3b)与上陆壳的曲线相似,以富集轻稀土元素[LREE/HREE、 $(\text{La}/\text{Yb})_N$ 比值较高,分别为7.96~14.00、11.73~18.26]和具显著的铕负异常( $\delta\text{Eu}=0.59\sim0.67$ )为特征。变砂岩与千枚岩/片岩的稀土元素分布模式及特征参数总体上无明显差异。变正常沉积岩(图3f)与变火山岩具有很相似的微量元素洋中脊玄武岩标准化图型,其中大离子亲石元素Ba、Rb、Sr的含量变化较大,K与Rb、Cs呈极高的正相关关系,表明含钾的粘土矿物(绢云母)是控制这些元素含量变化的主要因素。

### 3.3 喷气沉积岩

采自不同矿段的7件石英钠长石岩样品的主元素以 $\text{SiO}_2$ 、 $\text{Al}_2\text{O}_3$ 和 $\text{Na}_2\text{O}$ 为主,另含一定数量的

$\text{MgO}$ 、 $\text{CaO}$ 、 $\text{FeO}$ 和 $\text{CO}_2$ 。岩石薄片鉴定及电子探针分析结果显示,石英钠长石岩中普遍含铁白云石及少量电气石,是造成上述组分增加的主要因素。由于不同样品的碳酸盐化程度不同,因而导致 $\text{CO}_2$ 含量变化剧烈,介于1.18%~11.22%之间。所有样品的 $\text{CaO}/\text{MgO}$ 比值介于1.42~1.76之间。除Cyz-0外,其余样品的 $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ 比值均小于1,为0.05~0.44,反映出总体为相对还原的环境。该类岩石的另一个显著特征是高度富钠, $\text{Na}_2\text{O}/(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ 比值为0.97~0.99。石英钠长石岩的稀土元素总量较高,为 $(103.94\sim189.51)\times 10^{-6}$ (表2),稀土元素球粒陨石标准化模式是一组右倾曲线(图3c),相对富集轻稀土元素[LREE/HREE=7.62~13.71、 $(\text{La}/\text{Yb})_N=7.52\sim15.88$ ]、具明显负铕异常( $\delta\text{Eu}=0.54\sim0.61$ ,平均0.58),重稀土元素曲线平坦[ $(\text{Gd}/\text{Yb})_N=1.70\sim2.38$ ]。一般来说,热水沉积物相对富含Cu和Ni,而贫Co(Crerar et al., 1982);由表3可知,该矿区石英钠长石岩的 $\text{Co}/\text{Ni}$ 比值均小于1(0.11~0.53,平均0.22),在 $\text{Fe}-\text{Mn}-(\text{Cu} + \text{Co} + \text{Ni})\times 10$ 判别图解(图4)中,其投点均落在富铁端元的热热水沉积物区,表明石英钠长石岩属热水沉积成因。

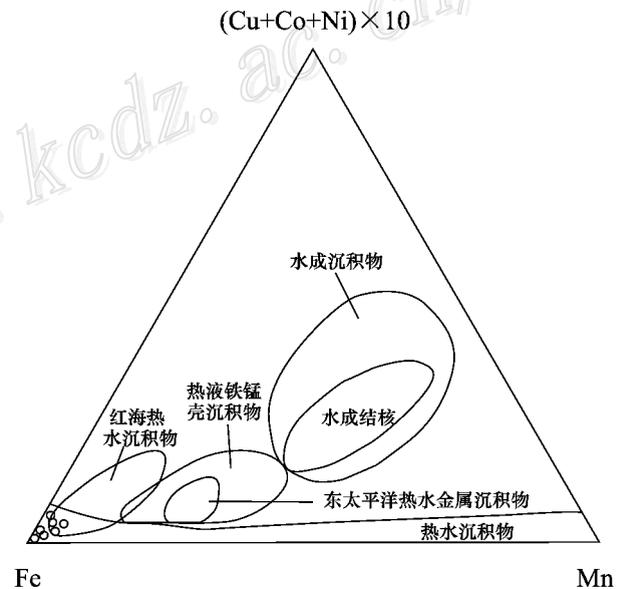


图4 驼路沟钴(金)矿床石英钠长石岩 $\text{Fe}-\text{Mn}-(\text{Cu} + \text{Co} + \text{Ni})\times 10$ 判别图解(据Crerar et al., 1982)

样品为表1中的喷气沉积岩

Fig. 4  $\text{Fe}-\text{Mn}-(\text{Cu} + \text{Co} + \text{Ni})\times 10$  plot for quartz albite from the Tuolugou cobalt (gold) deposit (after Crerar et al., 1982)

### 3.4 矿石

与矿区内其他岩石相比,6 件矿石(块状、条带状、浸染状矿石各 2 件)样品的稀土元素球粒陨石标准化配分模式显示出轻稀土元素更为富集(LREE/HREE = 13.20 ~ 21.56, 平均 16.62 ( $La/Yb$ )<sub>N</sub> = 15.12 ~ 34.64, 平均 22.47), 负钕异常更为明显( $\delta Eu = 0.48 \sim 0.58$ , 平均 0.54 (图 3d)), 无铈异常( $\delta Ce = 0.94 \sim 1.01$ , 平均 0.99)。但是,不同类型的矿石,因黄铁矿含量及其主岩成分的差异,其稀土元素特征又呈规律性变化,从块状、条带状到浸染状矿石,稀土元素总量依次增高,平均分别为  $98.98 \times 10^{-6}$ 、 $129.4 \times 10^{-6}$  和  $159.2 \times 10^{-6}$ 。浸染状矿石更加富集轻稀土元素(LREE/HREE 平均为 18.51, ( $La/Yb$ )<sub>N</sub> 为 29.10), 其次为块状矿石(LREE/HREE 平均为 17.51, ( $La/Yb$ )<sub>N</sub> 为 21.73) 和条带状矿石(LREE/HREE 平均为 13.84, ( $La/Yb$ )<sub>N</sub> 为 16.59)。轻稀土元素之间和重稀土元素之间的分馏程度也依次由浸染状、块状至条带状矿石逐渐减弱。与矿区内其他岩石相比,各类型矿石的轻重稀土元素分馏均更加明显,反映出诸类矿石可能遭到后期热液蚀变作用的改造。

## 4 流体包裹体及氢、氧同位素

### 4.1 流体包裹体岩相学和显微测温

据室温下流体包裹体的相态特征,可将其分为 2 种类型:① CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O 包裹体:个体大小差别大,最大可达 18 μm,最小的小于 5 μm,常呈负晶形或似圆状,一般呈孤立状随机分布,为原生包裹体,少量沿愈合微裂隙呈带状分布,属假次生包裹体。据 CO<sub>2</sub>/

H<sub>2</sub>O 比例,又可分为富 H<sub>2</sub>O(加热时均一于 H<sub>2</sub>O 相)和富 CO<sub>2</sub>(加热时均一于 CO<sub>2</sub> 相) 2 个亚类,以前者为主。此类包裹体常见于区域变质白色石英脉和矿石石英中。② NaCl-H<sub>2</sub>O 包裹体:广泛分布于不同世代的石英中,在变质热液石英中常与 CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O 包裹体共生。个体大小为 3 ~ 32 μm,多数为 5 ~ 12 μm,常呈负晶形、长条状或不规则状等。另见一些个体十分细小的包裹体,沿裂隙呈长条状分布,有的穿过不同矿物颗粒,属次生流体包裹体。按气液比,该类包裹体又可分为两相(V<sub>H<sub>2</sub>O</sub> + L<sub>H<sub>2</sub>O</sub>)和单相 H<sub>2</sub>O 包裹体,前者是本次显微测温的主要对象。

石英内流体包裹体的显微测温结果列于表 4。总体上,CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O 包裹体的  $t_m$ (CO<sub>2</sub>)为 -61.7 ~ -59.0℃,低于 CO<sub>2</sub> 的三相点温度; $t_{cla}$  为 8.0 ~ 9.4℃,包裹体水溶液的盐度  $\omega$ (NaCl<sub>eq</sub>)为 1.23% ~ 3.95%; $t_h$  为 227 ~ 400℃,其中,均一到液相的富 H<sub>2</sub>O 三相包裹体的  $t_h$  为 227 ~ 358℃,均一到气相的富 CO<sub>2</sub> 三相包裹体的  $t_h$  为 292 ~ 400℃,可见 2 组  $t_h$  值基本一致。NaCl-H<sub>2</sub>O 包裹体的  $t_{mi}$  为 -20.7 ~ -0.2℃; $\omega$ (NaCl<sub>eq</sub>)为 0.4% ~ 22.9%; $t_h$  为 110 ~ 342℃,其高温段(240 ~ 340℃)与三相 CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O 包裹体的  $t_h$  相当。

2 件变质热液石英脉样品(TL238 和 TL240)均含 CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O 包裹体,其  $t_h$  较高(242 ~ 320℃)。丰成友等(2004)对东昆仑地区 4 个典型造山型金矿床流体包裹体的研究表明,该期流体是该地区早古生代和晚古生代—早中生代强烈俯冲、碰撞造山作用的产物,形成于地下较深的韧性剪切变形时期,可能是变质水或由构造挤压形成的地层建造水。该期富含成矿物质的 CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O 流体经不混溶作用演化出温

表 4 驼路沟矿床石英流体包裹体显微测温结果

Table 4 Microthermometric data of fluid inclusions in quartz from the Tuolugou ore district

样品号	岩性	包裹体类型	大小/μm	$\varphi_{气相}/\%$	$t_m$ (CO <sub>2</sub> )/℃	$t_{cla}/℃$	$t_{mi}/℃$	$t_h/℃$	$\omega$ (NaCl <sub>eq</sub> )/%
TL-84	块状矿石	CO <sub>2</sub> -H <sub>2</sub> O 包裹体	4~18	20~75	-61.1~-59.0(9)	8.0~9.4(10)		227~400(13)	1.23~3.9(10)
		NaCl-H <sub>2</sub> O 包裹体	4~32	5~45					
Dg-16	浸染状矿石	CO <sub>2</sub> -H <sub>2</sub> O 包裹体	7~15	25~60	-61.7~-59.3(3)			290~308(3)	
		NaCl-H <sub>2</sub> O 包裹体	3~10	5~40					
TL238	石英脉	CO <sub>2</sub> -H <sub>2</sub> O 包裹体	10~12	30~40	-59.8			298~320(2)	
		NaCl-H <sub>2</sub> O 包裹体	5~10	5~10					
TL240	石英脉	CO <sub>2</sub> -H <sub>2</sub> O 包裹体	8~22	10~40	-61.5~-59.3(3)			242~270(4)	
		NaCl-H <sub>2</sub> O 包裹体	2~9	3~10					
TL243	方解石-石英脉	NaCl-H <sub>2</sub> O 包裹体	3~16	2~5				125~190(19)	0.4~2.7(4)

注:  $\varphi_{气相}$ —气相充填度;  $t_m$ (CO<sub>2</sub>)—CO<sub>2</sub> 固相熔化温度;  $t_{cla}$ —CO<sub>2</sub> 笼形物熔化温度;  $t_{mi}$ —冰点;  $t_h$ —均一温度;  $\omega$ (NaCl<sub>eq</sub>)—盐度。

括号内数字为测试的流体包裹体数。

度和盐度较高的 NaCl-H<sub>2</sub>O 流体,并在构造变形由韧性向韧-脆性和脆性转变的地质环境中发生金等成矿物质的淀积,从而形成金矿床或金矿化。驼路沟钽(金)矿床的金矿化作用正是早期富含成矿物质的 CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O 流体于印支期碰撞造山晚期演化的结果。1 件方解石-石英脉样品(TL243)仅含 NaCl-H<sub>2</sub>O 包裹体,其  $t_h$  低(125~190℃)且集中,明显代表晚期热液流体。2 件矿石样品(TL-84 和 Dg-16)均含 CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O 和 NaCl-H<sub>2</sub>O 包裹体,其  $t_h$  出现几个峰值(图 5),很显然,CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O 包裹体的高温峰及 NaCl-H<sub>2</sub>O 包裹体的低温峰分别对应于区域变质热液流体及晚期流体的温度值,而其他样品未出现的 180~200℃ 均一温度峰值恰为钽成矿的热水流体。

#### 4.2 激光拉曼探针分析

为进一步确定包裹体的成分,挑选典型样品(Dg-4、Dg-16)进行了激光拉曼探针分析。测试工作在中国地质科学院矿产资源研究所流体包裹体实验室进行,测试仪器为 Renishaw 公司产 RM-2000 型显微共焦激光拉曼光谱仪,测试条件为 514 nm Ar<sup>+</sup> 激光器,激光功率为 20 mW,100~4000 cm<sup>-1</sup> 一次取峰,激光束斑 1 μm。由图 6 可见,绝大多数 CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O 包裹体的气相成分在拉曼位移 1387 和 1283cm<sup>-1</sup> 附近显示出清晰的 CO<sub>2</sub> 谱峰,在 2328 cm<sup>-1</sup> 附近出现明显的 N<sub>2</sub> 谱峰;部分包裹体(Dg-4-5、Dg-4-8)的气相成分除 CO<sub>2</sub>、N<sub>2</sub> 外,还含有 H<sub>2</sub>O,所测样品均无 CH<sub>4</sub> 或其他烃类谱峰显示,液相成分皆以 H<sub>2</sub>O 为主。NaCl-H<sub>2</sub>O 包裹体的气、液相成分均以 H<sub>2</sub>O 为主(Dg-4-10)。上述激光拉曼探针分析结果与包裹体冷冻实验观察到的相变特征一致。

#### 4.3 氢、氧同位素

石英的 δ<sup>18</sup>O 值均较高,为 11.4‰~16.2‰(表 5)与沉积岩的 δ<sup>18</sup>O 范围(5‰~25‰)(魏菊英等,1988)相吻合。在成矿流体 δD-δ<sup>18</sup>O<sub>H<sub>2</sub>O</sub> 关系图(图 7)上,1 个数据点(TL240)位于岩浆水区间内,另 1 个数据点(TL238)紧靠岩浆水边界。野外地质观察表明,该矿区内未见岩浆活动,因此,排除了岩浆水来源的可能性,鉴于这些样品为区域地层变质变形时形成的石英脉,因此,应代表以变质水或由构造挤压形成的地层建造水为主的热液。3 件矿石样品的投点落在变质水与大气降水线之间,且有向大气降水演化的趋势,显示出成矿流体可能主要为经过下渗深循环的大气降水。晚期石英脉更靠近大气降水线,

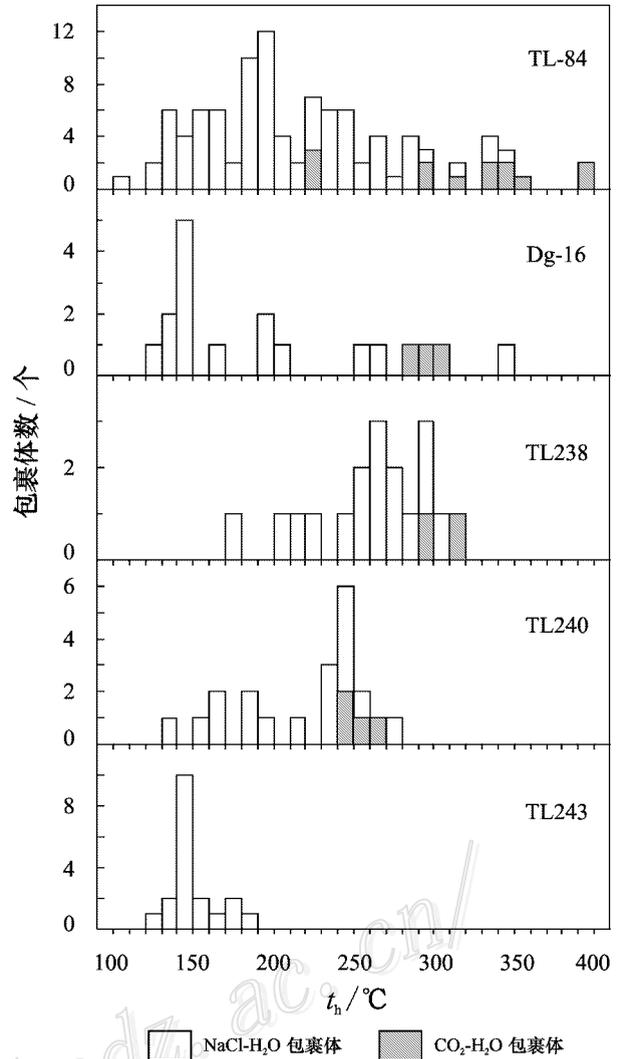


图 5 驼路沟矿床石英内流体包裹体的均一温度直方图  
TL-84 和 Dg-16 为矿石;TL238 和 TL240 为区域变质石英脉;  
TL243 为晚期方解石-石英脉

Fig. 5 Histograms showing homogenization temperatures ( $t_h$ ) total of fluid inclusions in quartz from the Tuolugou deposit. TL-84 and Dg-16 are ores, TL238 and TL240 are vein quartz related genetically to regional metamorphism and TL243 is late stage calcite quartz vein

为典型的大气降水成因。

## 5 讨论

### 5.1 构造环境分析

大量研究表明,尽管沉积物的地球化学组成与沉积构造环境之间的关系较为复杂,但沉积岩的某些主元素和特征微量元素在判断古代,尤其是中生

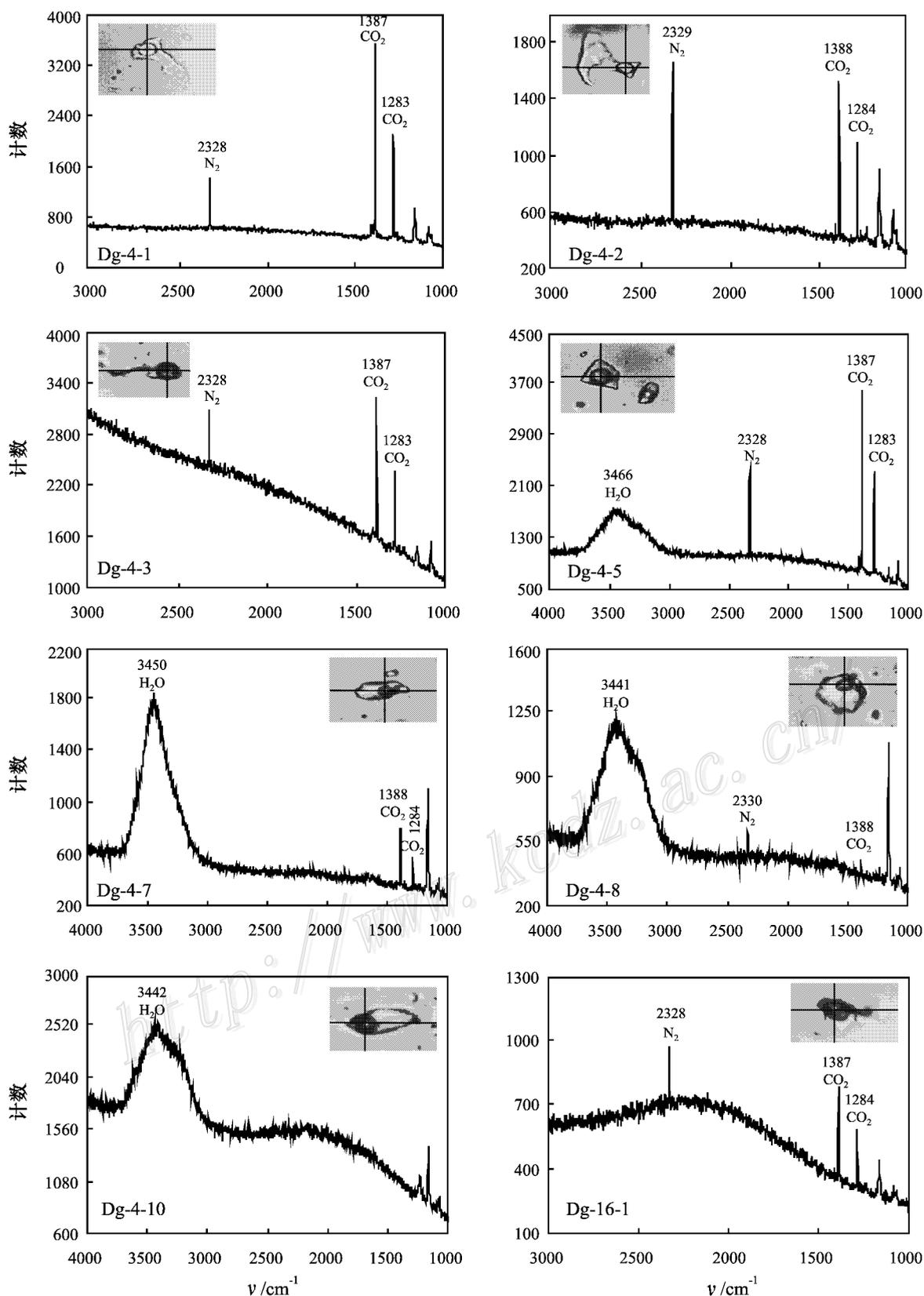


图 6 驼路沟矿床石英内流体包裹体的激光拉曼探针分析图谱

Fig. 6 Laser Raman spectra of fluid inclusions in quartz from the Tuolugou deposit

表5 驼路沟矿床石英流体包裹体 H、O 同位素测试结果  
Table 5 Oxygen and hydrogen isotope data for quartz and inclusion fluids in the Tuolugou deposit

样品号	产状	$\delta^{18}\text{O}_{\text{石英}}$ /‰	$t_h/^\circ\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{水}}$ /‰	$\delta\text{D}_{\text{水}}$ /‰
Tlg-1	块状黄铁矿矿石	15.3	200	3.48	-74
TL-84	块状黄铁矿矿石	11.4	200	-0.37	-85
Dg-4	块状黄铁矿矿石	15.0	200	3.19	
Dg-6	条带状黄铁矿矿石	14.1	200	2.30	
Dg-10	块状黄铁矿矿石	15.5	200	3.68	
Dg-16	浸染状黄铁矿矿石	15.1	200	3.28	-90
TL-216	白色石英脉	14.8	260	6.21	-90
TL-238	白色石英脉	15.1	260	6.51	-81
TL-240	白色石英脉	16.2	250	7.14	-77
TL-217	方解石—石英脉	14.1	150	-1.49	-90
TL-241	白色方解石—石英脉	15.6	150	-0.01	-81
TL-243	白色方解石—石英脉	14.4	150	-1.19	-82
TL-246	白色方解石—石英脉	14.1	150	-1.49	-81

注 采用的分馏方程为  $1000\ln a_{\text{石英-水}} = 3.38 \times 10^6 T^{-2} - 3.40$  (Clayton, 1972)  $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$  计算时的温度取值主要根据流体包裹体的均一温度。

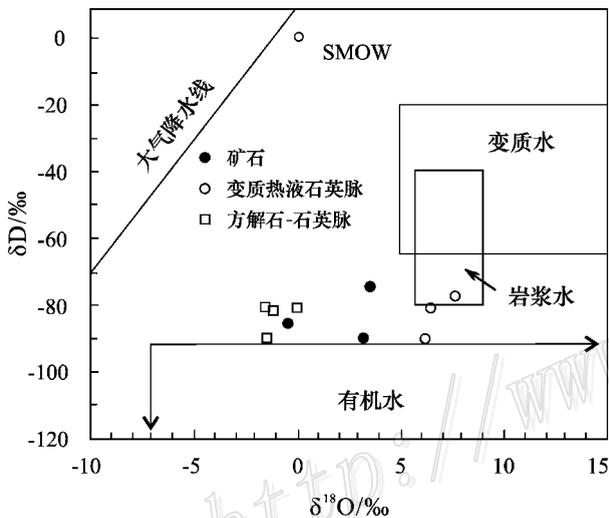


图7 驼路沟矿床石英内流体包裹体的  $\delta\text{D}-\delta^{18}\text{O}$  关系图  
岩浆水和变质水据 Taylor (1979), 有机水据 Sheppard (1986)

Fig. 7  $\delta\text{D}-\delta^{18}\text{O}$  diagram showing hydrothermal water compositions of the Tuolugou Co (Au) deposit  
Data of magmatic and metamorphic water after Taylor (1979), and those of organic water after Sheppard (1986)

代以前的沉积盆地板块构造性质中发挥了重要作用。Roser 等 (1986) 将沉积盆地划为 3 大构造类别, 即被动大陆边缘 (passive continental margin, PM)、活动大陆边缘 (active continental margin, ACM) 和大洋岛弧 (oceanic island arc, ARC), 并发现来自这 3 类不

同构造环境的砂岩和泥岩在  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}-\text{SiO}_2$  图上落入明显不同的区域。Maynard 等 (1982) 提出了类似的判别现代沉积物构造环境的  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}-\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$  关系图。Bhatia (1983) 和 Bhatia 等 (1986) 根据地壳性质将大陆边缘和大洋盆地划分为大洋岛弧 (ARC)、大陆岛弧 (continental island arc, CIA)、活动大陆边缘 (ACM) 和被动大陆边缘 (PM) 4 种构造类型, 还提出了主元素构造环境判别分析系数相关图解 (F1-F2 图解) (图 8)。在图 8a 中, 驼路沟矿区 7 件沉积岩样品全部落入活动大陆边缘区域; 在图 8b 和图 8c 中, 大部分数据点位于活动大陆边缘区域, 或活动大陆边缘与被动大陆边缘/大陆岛弧分界线附近, 个别样品发生偏离可能是因为古代沉积岩在遭受一定程度的后期变质作用时, 诸如  $\text{Na}_2\text{O}$ 、CaO 等活动性组分极易发生改变而亏损, 从而导致  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  比值增高, 这与驼路沟矿区含矿岩系普遍发生绿片岩相变质的地质事实相吻合。

Murray 等 (1990) 研究表明, 形成于扩张洋中脊附近及大洋盆地环境的燧石的  $\delta\text{Ce}$  平均值分别为 0.29 和 0.55, 而大陆边缘环境 Ce 负异常不明显, 甚至为正异常 ( $\delta\text{Ce}$  为 0.90~1.30)。驼路沟矿区石英钠长石岩不具负 Ce 异常 ( $\delta\text{Ce} = 0.94 \sim 1.01$ , 平均 0.97), 反映其可能形成于大陆边缘环境。另外, 在 Murray 等 (1994) 提出的判断热水沉积岩沉积环境的  $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3)-\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$  相关图解 (图 9) 上, 大多数样品都投在活动大陆边缘区域内及其旁侧, 仅 1 件样品 (Tlg-13) 偏离较远, 反映出陆源物质组分加入较多。总体上, 喷气沉积岩元素地球化学指示其形成于大陆边缘环境, 与由沉积岩得出的结论相一致。

此外, 变火山岩微量元素分析结果显示, 随着元素的不相容性降低, Zr、Hf、Sm、Ti、Y、Yb 等元素的含量相对于 MORB 逐渐变低, 这与典型的活动大陆边缘火山岩的微量元素地球化学特征 (Pearce, 1983) 极为相似, 即岩浆受到陆源物质的强烈混染。

## 5.2 钴的富集成矿机制

### 5.2.1 钴的分布

表 6 列出了驼路沟矿床喷气沉积岩、矿化岩石和矿石的黄铁矿含量及钴含量。8 件无矿石英钠长石岩的平均 Co 含量为  $3.88 \times 10^{-6}$ , 低于地壳克拉克值 ( $25 \times 10^{-6}$ ), 与其热水沉积成因一致。从石英钠长石岩、弱矿化石英钠长石岩到矿石, 随着黄铁矿含量成倍增高, Co 平均含量也相应成倍增高, 而且

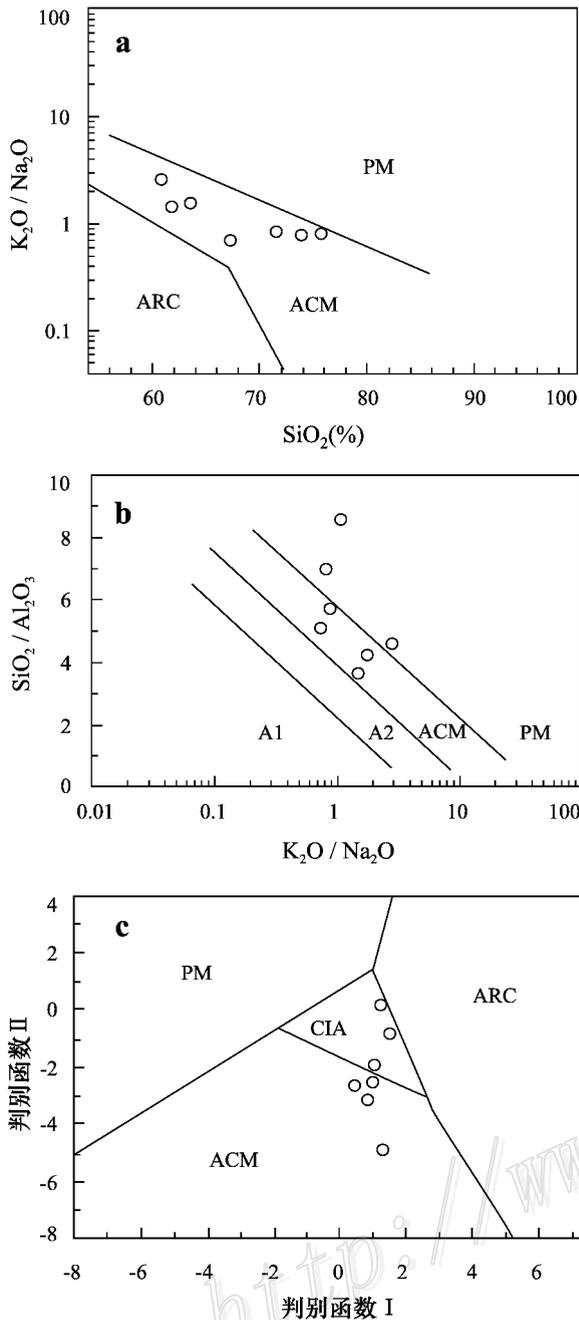


图 8 驼路沟矿区沉积岩构造环境判别图解  
(样品为表 1 中的变正常沉积岩)

ARC—大洋岛弧；ACM—活动大陆边缘；PM—被动大陆边缘；  
CIA—大陆岛弧；A1—玄武质和安山质碎屑的岛弧环境；  
A2—长英质侵入岩碎屑的进化岛弧环境

Fig. 8 Tectonic discrimination plots for sedimentary rocks  
in the Tuolugou ore district

ARC—Oceanic island arc；ACM—Active continental  
margin；PM—Passive continental margin；CIA—Continental  
island arc；A1—Arc setting of basaltic and andesitic detritus；  
A2—Evolved arc setting of felsic-plutonic detritus

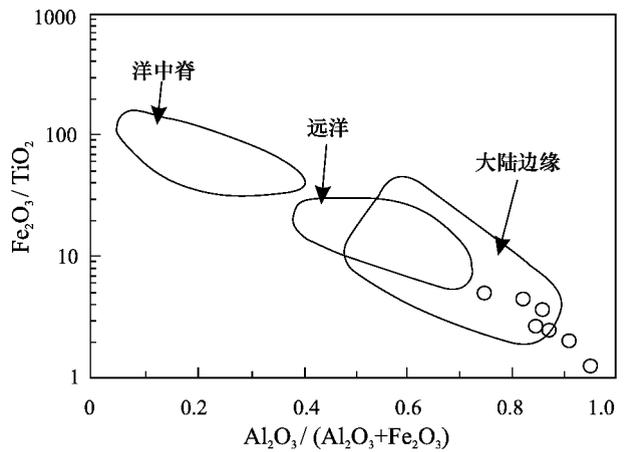


图 9 驼路沟矿区石英钠长石岩  $Fe_2O_3/TiO_2-Al_2O_3/(Al_2O_3 + Fe_2O_3)$  图解(样品为表 1 中的喷气沉积岩)

Fig. 9  $Fe_2O_3/TiO_2-Al_2O_3/(Al_2O_3 + Fe_2O_3)$  plot for  
quartz albite from the Tuolugou ore district

不同类型矿石的  $C_o$  含量也因黄铁矿含量不同而变化明显。钴含量与黄铁矿含量呈正相关关系表明，钴主要分布在硫化物(黄铁矿)相中，这与其强亲铁亲硫双重性、强共价键特征有关，因而它很难进入以离子键为主的硅酸盐矿物(如钠长石)的结晶格架中。

### 5.2.2 钴的富集机制

众所周知，钴在陆壳中的含量很低，通常仅以伴生组分产在铜、镍、铁等矿床中，很难形成独立的钴矿床，然而，近年来国内外相继发现了一些独立钴矿床。那么，钴是如何发生巨量堆积而形成如此大规模的独立矿床？在驼路沟矿区，钴矿体与围岩地层整合产出、大量发育热水沉积岩以及条带状和块状等典型矿石构造等，均表明钴矿化作用为同生喷气成因，但是，钴的大量富集不可能完全由喷气作用直接提供。笔者对国内外典型喷气沉积成因钴矿床进行对比研究后发现，钴的富集作用与变质程度密切相关，一般而言，随着变质程度增高，钴品位相应增高，并出现不同的金属矿物组合。例如，美国的 Idaho 钴矿带(Nold, 1990)，自东南部、中部到西北部，变质程度分别为绿片岩相(产出 Iron Creek 和 Black-pine 矿床)、低角闪岩相(产出 Blackbird 矿床)和中角闪岩相(产出 Salmon Canyon 矿床)，相应地，在绿片岩相变质矿床中，钴主要赋存在黄铁矿和毒砂中，几乎未出现钴矿物，辉钴矿首次出现在较高变质的 Blackbird 矿床中，在 Salmon Canyon 矿床中，辉钴矿不仅大量出现，而且成为主要矿石矿物。加拿大的

表6 驼路沟矿床岩(矿)石内黄铁矿含量与钴含量的关系

Table 6 Content variation between pyrite and cobalt in albite and ores from the Tuolugou deposit

样 品	$\alpha$ (黄铁矿)	$\alpha$ (Co)	$\alpha$ (Co)平均
	/%	/10 <sup>-6</sup>	/10 <sup>-6</sup>
石英钠长石岩(8)	<1	2.11~7.31	3.88
弱矿化石英钠长石岩(3)	<5	38.19~84.28	56.80
矿石			
浸染状矿石(2)	30±	267~358	313
条带状矿石(2)	30~50	2 164~3 127	2 646
块状矿石(2)	80±	4 052~4 369	4 211

注 括号内数字为分析样品数。

Werner Lake 矿床, 经受麻粒岩相变质作用, 其钴矿物更加丰富, 除辉钴矿外, 还有硫钴矿、钴镍黄铁矿等。Co 平均品位高达 2.2%(Pan et al., 2000)。相比之下, 驼路沟矿床仅遭受绿片岩相变质, 钴主要赋存在喷气成因的细粒黄铁矿中, 缺乏钴矿物, 因而, Co 平均含量较低。由此可见, 变质作用对钴的富集至关重要, 高级变质作用可使 Co 从先存的硫化物和硫砷化物中大量析出, 形成钴矿物, 构成高品位的独立钴矿床。

### 5.3 对矿床成因的制约

野外调查表明, 驼路沟矿床的单个矿体一般呈层状、似层状整合产于顺层产出的石英钠长石岩中, 或石英钠长石岩与绿泥绢云石英片岩的界面上, 矿石主要由细粒黄铁矿构成, 且发育条带状、块状构造。石英钠长石岩的岩石学、岩石地球化学研究表明其为典型的富钠热水沉积岩。所有这一切均为该矿床为同生喷气沉积成因提供了重要证据。

大量研究表明, 浅变质的陆源碎屑沉积物和化学沉积物的稀土元素组成主要受来源区的控制, 而一般不受成岩或变质作用的影响(Taylor et al., 1985)。驼路沟矿床仅经受低级变质作用, 变正常沉积岩与上陆壳具有相似的稀土元素分布模式, 表明沉积后的成岩和变质-变形过程并未使其稀土元素组成发生改变。因此, 浅变质沉积岩、喷气岩及其所赋存的矿石的稀土元素地球化学特征很好地保留了指示矿床成因的某些有用信息。对大西洋中脊(Mills et al., 1995)、东太平洋隆(German et al., 1999)等现代海底地热系统的研究表明, 热水化学沉积物(喷气岩)总体上继承了母液的稀土元素分布特征, 即富轻稀土元素及具高的正铈异常。Lottermoser(1989)和 Parf(1992)对与澳大利亚 Broken Hill

型块状硫化物矿化有关的各类喷气岩的稀土元素进行系统研究后发现, 近源喷气岩与现代海底热液及热液化学沉积物的稀土元素分布特征相似, 而远源喷气岩因其远离热液矿化中心、温度降低以及陆源碎屑组分的大量加入, 虽富集轻稀土元素, 但具负铈异常。驼路沟矿床的喷气岩(石英钠长石岩)与围岩地层的稀土元素分布模式相似, 以富集轻稀土元素及具明显负铈异常为特征, 既不同于现代海底热水沉积物, 也明显区别于海水(富集重稀土元素, Ce 高度亏损), 可能是由在赋矿火山-沉积岩系中深循环的大气降水喷出后在距喷口位置较远处沉积而成, 几乎没有海水的参与, 也说明东昆南是一个十分局限的裂隙海盆。驼路沟矿床的石英钠长石岩及诸类型矿石, 与加拿大 Sullivan 和中国大厂等典型 Sedex 型矿床中的喷流岩(韩发等, 1989)、澳大利亚 Broken Hill 主矿体外的远源喷流岩(Lottermoser, 1989)、南秦岭某些块状硫化物矿床中的富钠长石喷流岩(薛春纪等, 1996)等, 具有十分相似的稀土元素分布特征, 指示其成因机制相同, 即可能均为同生喷气化学沉积成因。

### 5.4 与其他层控 Co-Cu-Au 矿床对比

迄今, 世界上已发现多个重要的层控 Co-Cu-Au 和 Cu-Co 矿床(带), 如美国西北部的 Idaho 钴矿带(Annels et al., 1983; Modreski, 1985; Nash et al., 1989; 1993; Nold, 1990)、摩洛哥的 Bou Azzar 矿床(Leblanc et al., 1982)、赞比亚 Cu-Co 矿带(Sweeney et al., 1986)以及加拿大的 Werner Lake 矿床(Pan et al., 2000)等, 均为同生喷气成因或形成于同成岩过程。青海驼路沟矿床与上述诸矿床, 尤其是美国的 Idaho 钴矿带和加拿大的 Werner Lake 矿床, 有许多相同之处(表 7), 如含矿岩系及层状矿体均遭受后期变形和热液蚀变的强烈改造, 均产有指示同生喷气成因的喷气岩等。但也呈现出一些独特之处: ① 该矿床仅遭受低级(绿片岩相)变质作用, 同生喷气成因标志(如层状矿体、条带状矿石构造等)保留较好; ② 黄铁矿为最重要的矿石矿物, 钴矿物少见; ③ 与大多数层控 Co-Cu-Au 矿床常形成于太古代—元古代不同, 该矿床形成较晚, 为晚奥陶世—早志留世。

## 6 结 论

(1) 沉积岩主元素和特征微量元素地球化学研究表明, 青海驼路沟矿床形成于活动大陆边缘的局限裂隙海盆环境。

表 7 驼路沟矿床与其他典型层控 Co-Cu-Au 矿床特征对比

Table 7 Comparison of the Tuolugou deposit with other typical stratabound Co-Cu-Au deposits

矿床名称	青海驼路沟	美国 Idaho 钴矿带	加拿大 Werner Lake 矿床
构造环境	活动陆缘之东昆南裂陷带	被动陆缘之边缘拗陷	弧后盆地
矿化组合	Co(Au)	Co-Cu(Au)	Co-Cu-Au
容矿围岩	绿泥绢云石英片岩/千枚岩	粉砂岩、泥质岩、变质石英岩	石榴子石黑云母片岩、含斜方辉石角闪岩、超镁铁岩等
喷气岩	石英钠长石岩	富铁质层	富石榴子石石英岩、钙硅酸盐岩
矿体	层状、透镜状,长 50~500m, 平均厚 1.31~7.71m	层状,厚 0.12~6.0m	透镜状,长 1~15m,厚 0.3~1.5m
矿石结构	条带状、块状、浸染状	块状、浸染状	浸染状、半块状—块状
矿物组合	黄铁矿、黄铜矿、闪锌矿、毒砂、自然金、石英、钠长石、绢云母、方解石	黄铜矿、毒砂、黄铁矿、磁黄铁矿、自然金、石英、长石、黑云母	黄铁矿、黄铜矿、磁铁矿、磁黄铁矿、闪锌矿、辉铜矿、自然金、自然银、黑云母、石榴子石、石英、钾长石、辉石
变质程度	绿片岩相	绿片岩相—中角闪岩相	麻粒岩相
钴矿物及含钴矿物	含钴黄铁矿、钴黄铁矿	钴黄铁矿、含钴毒砂、辉钴矿	辉钴矿、硫钴矿、钴镍黄铁矿
钴平均品位	0.06% 最高 0.46%	0.5%	2.2%
成矿时代	432~442 Ma(黄铁矿 Re-Os 等时线)	元古宙	太古代
资料来源	张德全等(2002)本文	Nold, 1990; Modreski, 1985	Pan et al., 2000

(2) 流体包裹体和氢、氧同位素研究结果显示, 钴成矿流体为 NaCl-H<sub>2</sub>O 体系, 伴生金矿化流体为 NaCl-CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O-N<sub>2</sub> 体系。热水沉积岩和钴矿石是由在赋矿岩系中深循环的大气降水喷出后在距喷口位置较远处沉积而成, 海水参与甚微。

(3) 岩、矿石中钴与黄铁矿含量的紧密正相关关系表明, 钴主要分布在硫化物(黄铁矿)相中, 钴矿化作用为同生喷气成因, 钴的进一步富集与变质程度密切相关, 随着变质程度增高, 钴矿物增多, 钴品位相应增高。

(4) 驼路沟矿床与世界其他典型层控 Co-Cu-Au 矿床具有十分相似的成矿作用方式, 即均为同生喷流热水沉积成因, 但在成矿元素组合、变质程度和成矿时代等方面又有所不同, 因而丰富了独立钴矿床的研究内容。

References

Annels A E, Vaughan D J and Craig J R. 1983. Conditions of ore mineral formation in certain Zambian copper belt deposits with special reference to the role of cobalt [J]. *Mineralium Deposita*, 18: 71~88.

Bhatia M R. 1983. Plate tectonics and geochemical composition of sandstones [J]. *Journal of Geology*, 91: 611~627.

Bhatia M R and Crook K A W. 1986. Trace element characteristics of graywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basin [J]. *Contrib. Mineral Petrol.*, 92: 181~193.

Clayton R N. 1972. Oxygen isotope exchange between quartz and water

[J]. *J. Geophys. Res.*, 77: 3057~3607.

Crerar D A, Namson J and Chyi M S. 1982. Manganiferous chert of the Franciscan assemblage: I. General geology ancient and modern analogues and implications for hydrothermal convection at oceanic spreading centers [J]. *Economic Geology*, 77(3): 519~540.

Feng C Y, Zhang D Q, Wang F C, Li D X and She H Q. 2004. Geochemical characteristics of ore-forming fluids from the orogenic Au (and Sb) deposits in the eastern Kunlun area, Qinghai Province [J]. *Acta Petrologica Sinica*, 20(4): 949~960 (in Chinese with English abstract).

Feng C Y, Zhang D Q, Qu W J, Du A D, Li D X and She H Q. 2006. Re-Os isotopic dating of pyrite in the Tuolugou SEDEX cobalt (gold) deposit, Gulmud city, Qinghai Province, China [J]. *Acta Geologica Sinica*, 80(4): 571~576 (in Chinese with English abstract).

German C R, Hergt J and Palmer M R. 1999. Geochemistry of a hydrothermal sediment core from the OBS vent-field, 21°N East Pacific Rise [J]. *Chem. Geol.*, 155: 65~75.

Goodfellow W D, Lydon J W and Turner R J W. 1993. Geology and genesis of stratiform sediment-hosted (Sedex) zinc-lead-silver sulphide deposit [A]. In: Kirkham R V, Sinclair W D and Thorpe R I, ed. *Mineral deposit modeling* [C]. Geological Association of Canada, Special Paper 40. 201~251.

Gu X X, Schulz O, Vavtar F, Liu J M and Zheng M H. 2003. Ore fabric characteristics of Woxi W-Sb-Au deposit in Hunan and their genetic significance [J]. *Mineral Deposits*, 22(2): 107~120 (in Chinese with English abstract).

Han F and Hutchinson R W. 1989. Evidence for hydrothermal exhalative sedimentary origin of the Dachang tin-polymetallic deposit: Geochemistry of rare earth elements and trace elements of the host

- rocks [ J ]. *Mineral Deposits*, 8(3): 33~42 ( in Chinese with English abstract ).
- Han F and Hutchinson R W. 1990. Evidence for exhalative origin of the Dachang tin-polymetallic sulfide deposits: Their geological and geochemical characteristics [ J ]. *Mineral Deposits*, 9(4): 309~324 ( in Chinese with English abstract ).
- Leblanc M and Billaud P. 1982. Cobalt arsenide orebodies related to an upper Proterozoic ophiolite: Bou Azzer ( Morocco ) [ J ]. *Economic Geology*, 77: 162~175.
- Li H M, Shen Y C and Hu Z G. 2000. Geological characteristics of the Tuolugou cobalt ( gold ) deposit in East Kunlun, Qinghai Province [ J ]. *Bulletin of Mineralogy, Petrology and Geochemistry*, 19(4): 321~322 ( in Chinese ).
- Lott D A, Coveney R M Jr, Murowchick J B and Grauch R I. 1999. Sedimentary exhalative nickel-molybdenum ores in South China [ J ]. *Econ. Geol.*, 94: 1051~1066.
- Lottemoser B G. 1989. Rare earth element study of exhalites within the Willyama Supergroup, Broken Hill Block, Australia [ J ]. *Mineralium Deposita*, 24: 92~99.
- Maynard J B, Vallon R and Yu H. 1982. Composition of modern deep sea sands from arc-related basins [ J ]. *Geological Society of London, Special Publication*, 10: 551~561.
- Mills R A and Elderfield H. 1995. Rare earth element geochemistry of hydrothermal deposits from the active TAG Mound, 26°N Mid-Atlantic Ridge [ J ]. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 59(17): 3511~3524.
- Modreski P J. 1985. Stratabound cobalt-copper deposits in the Middle Proterozoic Yellowjacket Formation in and near the Challis Quadrangle, Idaho [ J ]. *U. S. Geological Survey Bulletin*, 1658A-S: 203~221.
- Murray R W, Brink M R B and Gerlach D C. 1990. Rare earth elements as indicators of different marine depositional environments in chert and shale [ J ]. *Geology*, 18(3): 268~271.
- Murray R W. 1994. Chemical criteria to identify the depositional environment of chert: General principles and applications [ J ]. *Sedimentary Geology*, 90: 213~232.
- Nash J T and Hahn G A. 1989. Stratabound Co-Cu deposits and mafic volcanoclastic rocks in the Blackbird mining district, Lemhi County, Idaho [ J ]. *Geological Society of Canada, Special Paper* 36, 339~356.
- Nash J T and Connor J. J. 1993. Iron and chlorine as guides to stratiform Cu-Co-Au deposits, Idaho cobalt belt, U. S. A [ J ]. *Mineralium Deposita*, 28: 99~106.
- Nold J L. 1990. The Idaho cobalt belt, northwestern United States—a metamorphosed Proterozoic exhalative ore district [ J ]. *Mineralium Deposita*, 25: 163~168.
- Pan Y M and Therens C. 2000. The Werner Lake Co-Cu-Au deposit of the English River Subprovince, Ontario, Canada: Evidence for an exhalative origin and effects of granulite facies metamorphism [ J ]. *Economic Geology*, 95: 1635~1656.
- Parr J M. 1992. Rare-earth element distribution in exhalites associated with Broken Hill-type mineralization at the pinnacles deposit, New South Wales, Australia [ J ]. *Chem. Geol.*, 100: 73~91.
- Pearce J A. 1983. Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margin [ A ]. In: Hawkesworth C J and Norry M J, ed. *Continental basalts and mantle xenoliths* [ C ]. Nantwich, U. K: Shiva Publishing Ltd. 230~249.
- Roser B P and Korsch R J. 1986. Determination of tectonic setting of sandstone-mudstone suites using SiO<sub>2</sub> content and K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O ratios [ J ]. *Journal of Geology*, 94: 635~650.
- Sangster D F and Hillary E M. 1998. Sedex lead-zinc deposits: proposed sub-types and their characteristics [ J ]. *Exploration and Mining Geology*, 7: 341~357.
- Sheppard S M F. 1986. Characterization and isotope variations in natural waters [ J ]. *Reviews in Mineralogy*, 16: 165~183.
- Sweeney M, Turner P and Vaughan D J. 1986. Stable isotope and geochemical studies in the role of early diagenesis in ore formation, Konkola basin, Zambian copper belt [ J ]. *Economic Geology*, 81: 1838~1852.
- Tang J, Wang F M, Xu H Y, Li S P and Zhang L. 2004. Characteristics of ore-hosted strata and ore-controlling structure of Co-Au mineral deposit in Tuolugou area, Qinghai [ J ]. *Northwestern Geology*, 37(1): 86~96 ( in Chinese with English abstract ).
- Taylor H. P. 1979. Oxygen and hydrogen isotope relationships in hydrothermal mineral deposits [ A ]. In: Barnes H L, ed. *Geochemistry of hydrothermal ore deposits* [ C ]. New York: Wiley Interscience. 611~631.
- Taylor S R and McLennan S M. 1985. *The Continental Crust: Its composition and evolution* [ M ]. Oxford: Blackwell. 1~312.
- Wei J Y and Wang G Y. 1988. *Isotope geochemistry* [ M ]. Beijing: Geol. Pub. House. 1~149 ( in Chinese ).
- Xie G Q, Hu R Z, Fang W X and Xi L. 2002. Evidence for geology and geochemistry of hydrothermal exhalative genesis from Mojiang gold deposit, Yunnan [ J ]. *Acta Sedimentologica Sinica*, 20(3): 387~393 ( in Chinese with English abstract ).
- Xue C J, Ma G L, Wei H M and Zeng Z R. 1996. REE geochemistry of main types of hydrothermal sedimentary rocks in South Qinling [ J ]. *Journal of Xi'an College of Geology*, 18(3): 21~28 ( in Chinese with English abstract ).
- Xue C J, Ji J S, Zhang L C, Lu D R, Liu H S and Li Q L. 1997. The Jingtieshan submarine exhalative-sedimentary iron-copper deposit in North Qilian Mountain [ J ]. *Mineral Deposits*, 16(1): 21~30 ( in Chinese with English abstract ).
- Zhang D Q, Feng C Y, Li D X, Xu W Y, Yan S H, She H Q, Dong Y J and Cui Y H. 2001. Orogenic gold deposit in the north Qaidam and east Kunlun orogen, west China [ J ]. *Mineral Deposits*, 20(2): 137~146 ( in Chinese with English abstract ).
- Zhang D Q, Wang Y, Feng C Y, Li D X, Yan S H, Cui Y H. 2002. Geology and geochemistry of Tuolugou exhalative-sedimentary Co-Au deposit, Qinghai Province [ J ]. *Mineral Deposits*, 21(3): 213~222 ( in Chinese with English abstract ).
- Zhang D Q, Dang X Y, She H Q, Li D X, Feng C Y and Li J W.

2005. Ar-Ar dating of orogenic gold deposit in northern margin of Qaidam and East Kunlun Mountains and its geological significance [J]. Mineral Deposits, 24(2): 87~98 (in Chinese with English abstract).

Zhu H P, Sun F Y, Li B L, Chen G H and Chi X G. 2004. Study on the geological characteristics of Tuolugou Co deposit and ore prospecting, Qinghai Province [J]. Contributions to Geology and Mineral Resource Research, 19(3): 147~152 (in Chinese with English abstract).

#### 附中文参考文献

丰成友, 张德全, 王富春, 李大新, 余宏全. 2004. 青海东昆仑造山型金(钼)矿床成矿流体地球化学研究[J]. 岩石学报, 20(4): 949~960.

丰成友, 张德全, 屈文俊, 杜安道, 李大新, 余宏全. 2006. 青海格尔木驼路沟喷流沉积型钴(金)矿床的黄铁矿 Re-Os 定年[J]. 地质学报, 80(4): 571~576.

顾雪祥, Oskar Schulz, Franz Vavtar, 刘建明, 郑明华. 2003. 湖南沃溪钨-锡-金矿床的矿石组构学特征及其成因意义[J]. 矿床地质, 22(2): 107~120.

韩发, Hutchinson R W. 1989. 大厂锡-多金属矿床热液喷气沉积成因的证据——容矿岩石的微量元素及稀土元素地球化学[J]. 矿床地质, 8(3): 33~42.

韩发, 哈钦森 R. W. 1990. 大厂锡多金属矿床喷气沉积成因的证

据 矿床地质和地球化学特征[J]. 矿床地质, 9(4): 309~324.

李厚民, 沈远超, 胡正国. 2000. 青海东昆仑驼路沟钴(金)矿床地质特征[J]. 矿物岩石地球化学通报, 19(4): 321~322.

唐健, 王发明, 许红英, 李善平, 张林. 2004. 青海驼路沟地区钴金矿床赋矿地层与控矿构造特征[J]. 西北地质, 37(1): 86~96.

魏菊英, 王关玉. 1988. 同位素地球化学[M]. 北京: 地质出版社. 1~149.

谢桂青, 胡瑞忠, 方维萱, 漆亮. 2002. 云南墨江金矿热水喷流沉积成岩成矿的地质地球化学证据[J]. 沉积学报, 20(3): 387~393.

薛春纪, 姬金生, 张连昌, 卢登蓉, 刘华山, 李秋林. 1997. 北祁连镜铁山海底喷流沉积铁铜矿床[J]. 矿床地质, 16(1): 21~30.

薛春纪, 马国良, 隗合明, 曾章仁. 1996. 南秦岭主要类型热水沉积岩的 REE 地球化学[J]. 西安地质学院学报, 18(3): 21~28.

张德全, 丰成友, 李大新, 徐文艺, 闫升好, 余宏全, 董英君, 崔艳合. 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.

张德全, 王彦, 丰成友, 李大新, 闫升好, 崔艳合. 2002. 驼路沟喷气沉积型钼(金)矿床的地质-地球化学[J]. 矿床地质, 21(3): 213~222.

张德全, 党兴彦, 余宏全, 李大新, 丰成友, 李进文. 2005. 柴北缘—东昆仑地区造山型金矿床的 Ar-Ar 测年及其地质意义[J]. 矿床地质, 24(2): 87~98.

朱华平, 孙丰月, 李碧乐, 陈国华, 迟效国. 2004. 青海驼路沟钴矿床地质特征及找矿方向研究[J]. 地质找矿论丛, 19(3): 147~152.

<http://www.kcdz.ac.cn/>