

文章编号:0258-7106(2002)02-0200-12

北祁连加里东造山带塔儿沟夕卡岩-石英脉型 钨矿床地质及成因*

张作衡¹ 毛景文¹ 杨建民¹ 王志良¹ 张招崇²

(1 中国地质科学院矿产资源研究所,北京 100037; 2 中国地质科学院地质研究所,北京 100037)

摘要 文章总结了塔儿沟夕卡岩-黑钨矿石英脉型钨矿床的地质特征,对该矿床黑钨矿石英脉中的石英流体包裹体进行了均一温度、盐度和成分测试,并对矿石的氧同位素和硫同位素组成进行了测试,结合野牛滩岩体的岩石学、矿物学特征以及硫同位素组成特征,认为矿床的成矿流体为岩浆流体与大气降水的混合,钨很可能部分来自前寒武纪地层,部分来自野牛滩岩体分异演化所形成的含矿流体,同时岩体作为“巨大热能机”,导致热水溶液对流循环,从围岩中萃取矿化元素,进而卸载成矿。

关键词 矿床地质特征及成因 野牛滩花岗闪长岩体 夕卡岩-黑钨矿石英脉型钨矿床 流体包裹体 稳定同位素 甘肃塔儿沟

中图分类号: P618.67

文献标识码: A

我国的钨储量约占全世界的 40%,而目前全球大约四分之三的钨资源来自中国(USGS,1999)。北祁连是我国典型的加里东期造山带,以奥陶纪玄武质安山岩中的“白银式”铜矿和晚元古代千枚岩中的“镜铁山”式(即 SEDEX 型, Sun et al., 1997)铁矿床闻名于世。随着区内储量巨大且找矿前景良好的塔儿沟和小柳沟世界级大型钨矿床(分别拥有 20 万吨钨金属储量)及一些中小型矿床被相继发现(《中国矿床》编委会, 1994; Mao et al., 1999a; 1999b; 1999c),北祁连造山带西段已成为我国西北地区最重要的钨资源区。塔儿沟钨矿床由甘肃省原区域地质测量二队于 20 世纪 60 年代中期发现,并自 1990 年以来有小规模的开采。前人研究认为塔儿沟矿床属层控叠加型钨矿床^①(《中国矿床》编委会, 1994)。本文着重描述矿床地质特征,从流体包裹体和稳定同位素研究入手,试图阐明塔儿沟钨矿床的岩浆热液成因,并提出了成矿模式。

1 区域地质背景

塔儿沟钨矿床产于甘肃省肃北蒙古族自治县境内,区域上位于北祁连加里东造山带西段(图 1),北邻由太古代英闪岩-奥长岩-花岗闪长岩、变质碎屑岩、大理岩和角闪岩组成的华北地台。区内出露的前寒武纪地层有:早元古代北大河

群片岩夹大理岩、角闪岩和长英质黑云母岩;中元古代蛇绿岩;中晚元古代镜铁山群杂色千枚岩;晚元古代大柳沟群粉色碳酸盐岩和晚太古代(震旦纪)白杨沟群砾岩。古生代地层由碎屑岩夹火山岩和奥陶纪海相火山岩夹碳酸盐岩组成。奥陶纪火山岩最为发育,由玄武岩、安山岩、角砾岩和凝灰岩组成,分布于 4 个带中,其中北带是 VMS 型铜矿的主岩。总体上,岩石组成从东向西向长英质组分演化(张招崇等, 1997)。造山带北缘发育有志留纪海相紫色或绿色砂岩,泥盆纪陆相砂岩极少发育,石炭-二叠纪的陆相砾岩和砂岩呈较窄的带状分布(图 1)。

北大河群角闪岩和长英质黑云母岩的 Sm-Nd 等时线测年结果为 1 980 Ma^②;朱龙关群中辉绿岩墙的单颗粒锆石 U-Pb 测年结果为 1 783 ~ 1 840 Ma(毛景文等, 1997)。张招崇等(2001)对熬油沟蛇绿岩中的锆石所作 SHRIMP 测年,获得的年龄为 1 840 Ma。毛景文等(1997)在塔儿沟矿床以北数公里的柳沟峡 Sedex 型铁矿床(Sun et al., 1997)外围震旦纪地层中发现了一层火山岩夹层,单颗粒锆石 U-Pb 测年获得的结果为 636 ~ 741 Ma。Mao 等(2000a)用单颗粒锆石 U-Pb 法获得的野牛滩花岗闪长岩体的年龄为(459.6 ± 2.5) Ma。

在北祁连造山带西段, NWW 走向滑断层和压性褶皱非常发育。北祁连在晚元古代到早奥陶世期间发生裂陷形成有限洋盆(夏林圻等, 1996)。由于北部的华北地台、中祁连褶皱

* 本文得到原国家计委科技找矿项目(JG9471902)、原地质矿产部定向科研项目(DKJ95-16)和国家重大基础研究项目(G1999043216)的资助

第一作者简介 张作衡,男,1971 年生,助理研究员,从事矿床地质和地球化学研究。

收稿日期 2001-12-25; 改回日期 2002-03-20。李岩编辑。

① 邹治平,等. 1988. 甘肃省肃北蒙古族自治县塔儿沟钨矿床特征. 科研报告. 甘肃省地质矿产局酒泉地质矿产调查队。

② 毛景文,等. 1998. 北祁连山西段镜铁山式铁矿床成矿预测和靶区优选. 科研报告. 中国地质科学院矿产资源研究所。

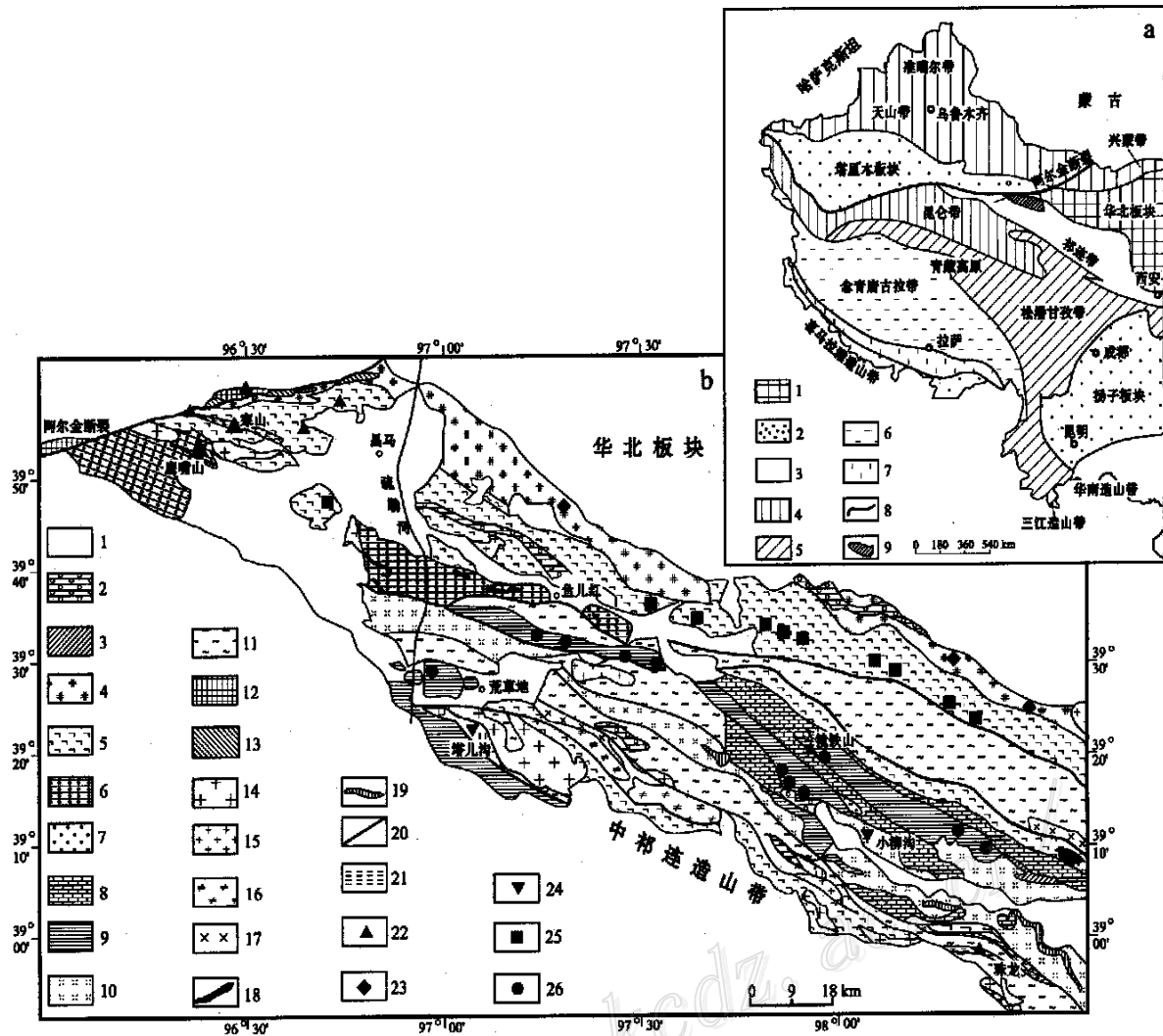


图 1 北祁连加里东造山带区域地质(a)和矿产分布图(b)(据 Mao et al., 2000b)

a 的说明：1—太古代基底；2—元古代基底；3—加里东造山带；4—海西期造山带；5—印支期造山带；6—燕山期造山带；7—喜马拉雅期造山带；8—断裂；9—b 部分范围。b 的说明：1—第四系；2—石炭-二叠系碎屑岩；3—泥盆系砂岩；4—志留系砂岩；5—奥陶系基性火山岩夹碳酸盐岩；6—寒武系变质碎屑岩；7—晚元古代震旦系砾岩；8—晚元古代灰岩；9—晚元古代千枚岩；10—中元古代基性火山岩、碳酸盐岩和碎屑岩；11—早元古代片岩夹角闪岩；12—太古代片麻岩；13—海西期花岗岩；14—奥陶系花岗闪长岩；15—奥陶系黑云母花岗岩；16—奥陶-志留系碱性岩；17—奥陶系基性岩；18—奥陶系超基性岩；19—中元古代蛇绿岩；20—断裂；21—剪切带；22—金矿床及矿点；23—砂岩型铜矿床；24—夕卡岩-石英脉型钨矿床；25—VMS 型铜矿床；26—EDEX 型铁矿床

Fig. 1 Regional geology (a) and distribution map of metallic deposits (b) of North Qilian Mountain Caledonian orogen (after Mao et al., 2000b)

Legend for a: 1—Archean basement; 2—Proterozoic basement; 3—Caledonian orogen; 4—Hercynian orogen; 5—Indosinian orogen; 6—Yanshanian orogen; 7—Himalayan orogen; 8—Fault; 9—Area of Part b. **Legend for b:** 1—Quaternary sedimentary rock; 2—Carboniferous-Permian clastic rocks; 3—Devonian sandstone; 4—Silurian sandstone; 5—Ordovician basic volcanic rocks intercalated with carbonate; 6—Cambrian metaclastic rocks; 7—Late Proterozoic Sinian conglomerates; 8—Late Proterozoic limestone; 9—Late Proterozoic phyllite; 10—Middle Proterozoic basic volcanic rocks, carbonate and clastic rocks; 11—Early Proterozoic schist intercalated with amphibolite; 12—Archean gneiss; 13—Hercynian granite; 14—Ordovician granodiorite; 15—Ordovician biotite granite; 16—Ordovician-Silurian alkaline granite; 17—Ordovician mafic rocks; 18—Ordovician ultramafic rocks; 19—Middle Proterozoic ophiolite; 20—Fault; 21—Shear zone; 22—Gold deposit or occurrence; 23—Sandstone-type copper deposit; 24—Skarn-quartz vein-type tungsten deposit; 25—VMS copper deposit; 26—Sedex-type specularite deposit

带和柴达木板块之间的相互作用,早古生代洋在晚奥陶世和早志留世期间闭合。Mao等(1999a)在该地区划分了两个花岗岩带和一个碱性岩带,花岗岩带沿北祁连造山带西段的南、北边缘分布,它们分别由形成于碰撞前和碰撞期的花岗闪长岩和黑云母花岗岩系列组成。作为碰撞期后的产物,碱性岩带也分布于造山带的南缘。

塔儿沟和小柳沟这两个世界级的钨矿床与造山带南缘的花岗闪长岩体在成因上具有时空联系。塔儿沟钨矿床产于野牛滩岩体的外接触带中,具体位于塔儿沟和石硐沟之间(图2)。塔儿沟钨矿床黑钨矿石英脉型矿体中白云母的 Rb-Sr 法测年结果为(441 ± 17) Ma^①;毛景文等(1999b)对小柳沟钨矿床矿石中的辉钨矿进行了 Re-Os 等时线测年,其结果为(462 ± 13) Ma(2^σ)。这些年龄数据表明,塔儿沟和小柳沟两

矿床形成于中晚奥陶世。

2 野牛滩花岗闪长岩体

据 Mao 等(2000a)的详细研究,塔儿沟钨矿床与野牛滩花岗闪长岩体具有明显的时空联系。野牛滩岩体长约 33 km,宽 5 ~ 10 km,出露面积约 220 km²,侵入于元古代北大河群角闪岩夹片麻岩和奥陶纪火山岩中,与地层呈外倾式接触,倾角 50 ~ 70°。岩体的侵入接触界线清晰,在岩体的东部和南部发育有 500 ~ 800 m 宽的变质晕。红柱石角岩、透闪石角岩、绿帘石角岩和透辉石角岩依次清晰可辨。在外接触带中,还可见不规则发育的大理岩化、钙夕卡岩化和硅化。

岩体的主体为花岗闪长岩,被稍晚的黑云母花岗岩墙切

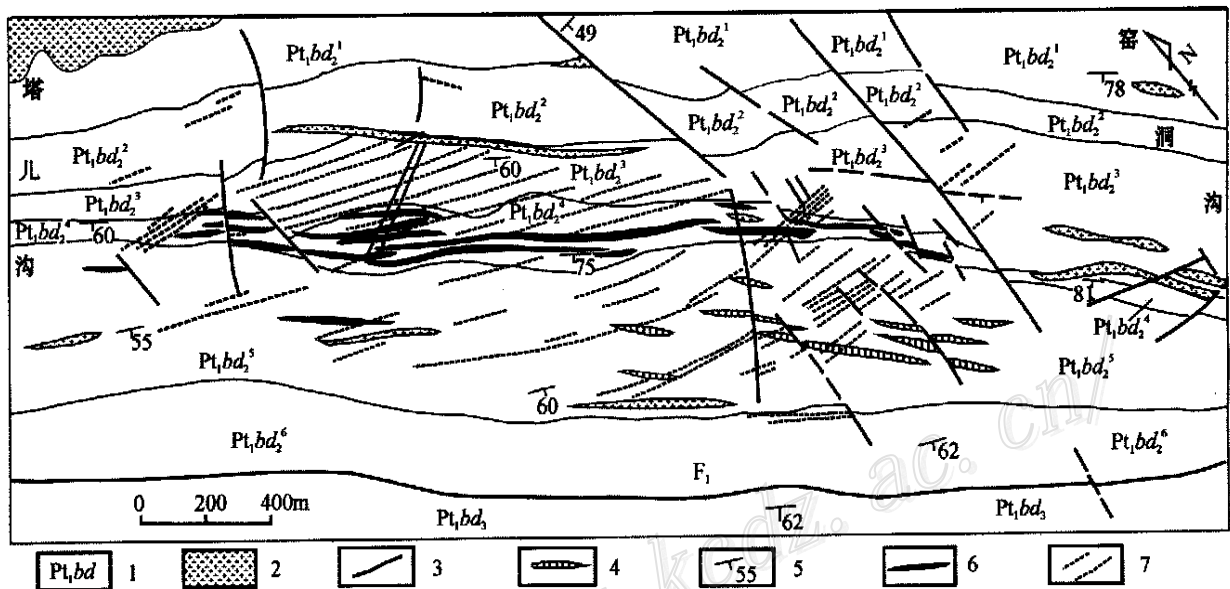


图2 塔儿沟钨矿区地质简图(据邹治平等^①,略有修改)

1—早元古代地层: Pt₁bd₁¹—北大河群第二岩组第一岩性段斜长二云片岩夹二云石英片岩; Pt₁bd₂¹—北大河群第二岩组第二岩性段斜长白云母片岩夹斜长石英片岩; Pt₁bd₃¹—北大河群第二岩组第三岩性段白云母石英片岩和二云石英片岩; Pt₁bd₄¹—北大河群第二岩组第四岩性段斜长石夹大理岩和少量石英岩; Pt₁bd₅¹—北大河群第二岩组第五岩性段二云母片岩、白云母片岩; Pt₁bd₆¹—北大河群第二岩组第六岩性段板岩、千枚岩、白云母片岩; Pt₁bd₃²—北大河群第三岩组结晶灰岩、白云母石英片岩; 2—加里东期花岗闪长岩; 3—断层; 4—花岗伟晶岩; 5—地层及矿体产状; 6—夕卡岩型矿体; 7—黑钨矿石英脉型矿体

Fig. 2 Sketch map of Ta'ergou tungsten ore district (modified from Zou et al., 1988)

1—Early Proterozoic Beidahe Group: Pt₁bd₁¹—First unit of the second part of Early Proterozoic Beidahe Group, comprising plagioclase two-mica schist intercalated with two-mica quartz schist; Pt₁bd₂¹—Second unit of the second part of Early Proterozoic Beidahe Group, comprising Plagioclase muscovite schist intercalated with plagioclase quartz schist; Pt₁bd₃¹—Third unit of the second part of Early Proterozoic Beidahe Group, comprising muscovite quartz schist and two-mica quartz schist; Pt₁bd₄¹—Fourth unit of the second part of Early Proterozoic Beidahe Group, comprising plagioclase intercalated with marble and minor quartzite; Pt₁bd₅¹—Fifth unit of the second part of Early Proterozoic Beidahe Group, comprising two-mica schist and muscovite schist; Pt₁bd₆¹—Sixth unit of the second part of Early Proterozoic Beidahe Group, comprising slate and phyllite; Pt₁bd₃²—The third part of Early Proterozoic Beidahe Group, comprising crystallized limestone and muscovite quartz schist; 2—Caledonian granodiorite; 3—Fault; 4—Granite pegmatite; 5—Attitudes of strata and ores; 6—Skarn ore; 7—Wolframite quartz vein ore

① 邹治平等. 1988. 甘肃省肃北蒙古族自治县塔儿沟钨矿床特征. 科研报告. 甘肃省地质矿产局酒泉地质矿产调查队.

穿。花岗闪长岩呈粗粒和似斑状结构,主要由含量不等的角闪石、辉石、黑云母、斜长石、石英和条纹长石组成。次要矿物有榍石、磁铁矿、锆石、磷灰石和褐帘石。黑云母花岗岩呈细粒-中粒结构,由斜长石、钾长石、石英和黑云母等组成,次要矿物有磷灰石、锆石和钽石等。

在大多数含钨花岗岩演化系列中,钨矿化与晚阶段分异演化产物具有密切的时空关系,而野牛滩花岗岩则不同,其钨矿化与早阶段的花岗闪长岩有关。依据区域地质演化、花岗岩体的岩石地球化学分析、花岗岩锆石测年、全岩 Rb-Sr 等时线测年和有关矿化的 Re-Os 等时线测年等, Mao 等(2000a)指出,野牛滩岩体和塔儿沟钨矿床形成于碰撞前而不是碰撞环境中。

野牛滩岩体以低硅、高碱质和富基性元素为特征,呈现出一些比较独特的岩石学、岩石地球化学和 REE 地球化学特征。它同时富含不相容元素 Ga、Li 和 Rb 以及大离子元素 Ti、Sr、Ba、Co、Ni、V 和 Th,但贫 U。 w_{La}/w_{Yb} 值均高于 S 型和 I 型花岗岩,但 Eu 微亏损。岩体具有 I 型花岗岩的通常特征,但 Sr 初始值表明岩体为壳源。野牛滩岩体的成岩物质来源介于 I 型和 S 型花岗岩之间,但岩体的分异演化程度较低,从早期的花岗闪长岩到晚期的黑云母花岗岩,不具有明显的分异演化关系,这似乎表明岩体来源于深部,但遭遇了大量壳源物质的同化混染。

在野牛滩岩体的周围还有一些金属矿化分布。除了塔儿沟钨矿床位于野牛滩岩体的西部外接触带中以外,在岩体东部的内接触带中,还有两个钙夕卡岩型铁矿床,在塔儿沟矿床以西数公里的接触带末端亦发育一个受断裂控制的热液铅锌矿床。

3 矿区地层

据甘肃省区域地质志(1989),塔儿沟矿床范围内出露的地层为早元古代北大河群第二岩组和第三岩组。第二岩组为角闪岩和片岩;第三岩组主要由结晶灰岩和白云母石英片岩组成,与第二岩组呈断层接触(图 2)。第二岩组从上往下由 6 个岩性段组成:第六岩性段为板岩、千枚岩、白云母片岩夹斜长角闪岩,厚 100~200 m;第五岩性段为二云母片岩、白云母片岩夹黑云母片岩、大理岩和角闪岩,常见蓝晶石斑晶,厚 254~364 m;第四岩性段为斜长石夹大理岩和少量石英岩,厚 65~141 m;第三岩性段为白云母石英片岩和二云石英片岩夹黑云母石英片岩和斜长角闪岩,底部发育一层石英岩,厚 220~280 m;第二岩性段为斜长白云母片岩夹斜长石英片岩,厚 166 m;第一岩性段为斜长二云片岩夹二云石英片岩,二云石英片岩中黑云母的含量高于白云母,石榴子石比较常见,与下伏岩层呈不整合接触,厚度大于 300 m。塔儿沟矿区的大部分矿化以第二岩组的第三和第四岩性段为主岩(图 2)。

早元古代第一岩组地层围绕岩体分布,由条带状黑云母

二长片麻岩和眼球状黑云母钾长石混合岩、黑云母石英片岩和斜长角闪岩组成。石榴子石和蓝晶石分别发育于片岩和角闪岩中。由于受野牛滩岩体的影响,局部可以见到红柱石交代蓝晶石。

4 矿体及矿化类型

塔儿沟钨矿床位于野牛滩岩体西部的外接触带中,钨矿化主要集中于三个区域,即西北部的干沟、石碛沟和东南部的上窑洞沟这一约 12 km 长、2 km 宽的范围里。最具工业价值的矿体仅分布于石碛沟附近长约 4 km,宽约 1.5 km 的范围内。钨矿化的主要特征是夕卡岩型和黑钨矿石英脉型矿体沿 NW 向地层及裂隙系统发育(图 2)。矿区内还发育有云英岩型矿化,但矿化较弱,云英岩以细脉形式产出,主要发育于矿带内的花岗伟晶岩和片岩等围岩中,以及岩体的隆起部位。云英岩型矿化形成了石英、白云母、白钨矿、黑钨矿、萤石和一些硫化物,但由于规模小、分布局限而不具备工业价值。

根据野外观察,黑钨矿石英脉型矿体在空间上叠加于夕卡岩型矿体之上(图 2),这表明夕卡岩化及其相应的矿化系统早于黑钨矿石英脉型矿化系统。

4.1 夕卡岩型矿化

夕卡岩型矿体呈层状分布于北大河群第二岩组第四岩性段的条带状大理岩中。矿带长 2.4 km,宽 200 m,单个连续矿体一般长 200~800 m,最长的超过 1 000 m,矿体厚度较稳定,为 3~10 m,个别可达 30 m(图 2)。夕卡岩型矿体走向与地层走向一致,为 310~315°,矿体在地表较厚,向下变窄,逐渐尖灭。

与钨矿化有关的夕卡岩常呈带状分布,如加利福尼亚 Sierra Nevada Strawberry 矿区(Nokleberg, 1981), Tasmania Monia 夕卡岩型矿床(Kwak et al., 1981)和柿竹园矿床(毛景文等, 1998)。但是塔儿沟矿区的夕卡岩不具有明显的分带性,该矿区的夕卡岩层较窄,而且不连续,矿物组合较简单。

塔儿沟矿区的夕卡岩属典型的钙质夕卡岩(赵一鸣等, 1990),主要由石榴子石、透辉石、符山石和退化蚀变矿物阳起石(成分见表 1)、绿柱石、绿帘石以及石英和萤石组成。夕卡岩化沿夹于早元古代二云片岩和角闪岩中的碳酸盐岩层或透视镜体分布。金属矿物主要有白钨矿、黄铁矿、磁黄铁矿、黄铜矿及少量的方铅矿和闪锌矿。主要有用矿物白钨矿呈自形、半自形,以星散状或浸染状分布于夕卡岩中,矿石结构主要有粒状变晶结构、不等粒花岗变晶结构、粒状结构、交代结构和交代残余结构,块状及浸染状构造。

根据野外观察和室内镜下研究,可以划分出如下 4 个矿化阶段,即 ①夕卡岩阶段:主要形成透辉石、符山石和石榴石; ②退化蚀变阶段:形成阳起石、斜长石、白云母、白钨矿及少量绿帘石、绿泥石和石英,有早期夕卡岩化叠加; ③石英-硫化物阶段:形成石英、黄铁矿、毒砂、磁黄铁矿、白铁矿、闪锌矿、方铅矿、黄铜矿、辉钼矿和白钨矿,该阶段矿化以细脉状、

表1 塔儿沟矿区部分夕卡岩矿物的电子探针分析结果

Table 1 Electron microprobe analyses of some skarn minerals

成分	透辉石		石榴石		阳起石			符山石		
	1	2	1	2	1	2	3	1	2	3
	<i>w</i> (B)/%									
SiO ₂	50.30	50.29	38.89	39.90	51.78	51.38	46.50	36.15	35.60	35.97
TiO ₂	0.74	0.76	0.35	0.26	0.06	—	0.16	0.43	0.71	0.70
Al ₂ O ₃	11.43	10.70	17.48	16.94	0.24	0.50	6.45	17.07	16.42	17.01
Fe ₂ O ₃	1.52	1.20	5.00	4.94	8.89	8.14	14.46	3.69	3.68	3.39
FeO	3.20	4.32	1.06	1.09	0.29	1.75	6.96	—	1.22	—
MnO	0.14	0.23	2.48	2.20	1.10	1.68	0.79	0.26	0.51	0.36
CaO	16.38	15.49	31.67	29.68	23.78	23.77	11.54	34.33	33.74	34.32
MgO	7.85	7.29	—	—	—	—	—	—	—	—
K ₂ O	1.91	1.95	—	0.16	—	—	0.32	—	—	—
Na ₂ O	1.54	1.93	0.01	0.01	—	—	—	—	—	—
总和	95.01	94.16	96.94	95.18	86.14	87.22	87.18	91.93	91.88	91.75
	端员组分的摩尔分数 <i>x</i> (B)/%									
	52.96(Wo)	51.59(Wo)	2.40(Alm)	2.64(Alm)						
	35.23(En)	33.83(En)	15.28(And)	15.57(And)						
	11.81(Fs)	14.58(Fs)	76.59(Gr)	76.36(Gr)						
			5.69(Sp)	5.39(Sp)						
总和	100.00	100.00	99.96	99.96						

测试仪器型号: JXA8600; 测试单位: 核工业地质分析测试研究中心; 测试人: 范光。矿物代号: Wo—硅灰石; En—紫苏辉石; Fs—铁辉石; Alm—铁铝榴石; And—钙铁榴石; Gr—钙铝榴石; Sp—锰铝榴石。表中“—”为未检出。

浸染状和块状组合为特征, 叠加于原生夕卡岩和退化蚀变岩之上; ④碳酸盐-萤石阶段: 以形成细脉状、浸染状和块状方解石和萤石组合为特征, 方解石-萤石细脉叠加于石英-硫化物细脉之上。

5件白钨矿矿物的电子探针分析结果显示其主要成分为WO₃ [*w*(WO₃) 73.15%~80.04%]和CaO [*w*(CaO) 19.71%~21.71%], 其次为MoO₂和FeO。矿石品位 *w*(WO₃) 为0.08%~0.60%, 最高为14.41%, 平均0.41%; *w*(BeO) 为0.003%~0.03%, 最高0.067%。伴生组分Cu, Pb, Zn和Ag的含量 [*w*(B)] 分别为0.02%~0.04%, 0.02%~0.09%, 0.03%~0.10%和2.0~22.1 g/t^①。

4.2 黑钨矿石英脉型钨矿化

塔儿沟矿区黑钨矿石英脉型矿化以石英白云母片岩、角闪岩和斜长角闪岩为主岩, 极少发育在花岗闪长岩体中。矿化范围东西长2900 m, 南北宽600~800 m, 矿带走向310°左右, 在约2 km²的范围内, 达到工业要求的矿脉达180余条。按矿脉排列及密集程度分北、中、南三个矿带。中、北矿带走向295~300°, 倾角50~60°, 南矿带走向与地层走向基本一致, 为310°, 倾角50~60°。矿脉长100~500 m, 宽5~30 cm, 延深200~600 m, 最大870 m(图3)。矿体由若干个黑钨矿石英脉单体组合而成, 脉体形态复杂, 具尖灭再现、侧列、分枝

复合等现象。黑钨矿石英脉型矿化的脉石矿物为石英、萤石、白云母、绿柱石、方解石、斜长石等, 矿石矿物主要为黑钨矿和少量白钨矿、黄铁矿、毒砂、黄铜矿、磁黄铁矿、方铅矿、闪锌矿和辉钼矿。黑钨矿呈自形晶集合体在石英脉内沿脉壁垂向生长。矿石结构类型有粒状结构、填隙结构、交代结构和包含结构等, 主要构造类型有晶洞构造、梳状构造、浸染状构造、块状构造和脉状构造。黑钨矿成分分析结果表明, 黑钨矿主要由WO₃, MnO和FeO组成, 其含量 [*w*(B)] 分别为73.1%~76.9%, 4.82%~11.4%和11.32%~20.02%(表2), 通过对成分进行分子式计算, *x*(MnWO₄) (即MnWO₄的摩尔分数) 为8%~68%, *x*(FeWO₄) 为31%~88%(表2)。3件白钨矿电子探针分析结果为 *w*(WO₃) 75.9%~75.92%, *w*(CaO) 0.62%~0.66%和 *w*(FeO) 0.62%~0.66%。

黑钨矿石英脉型矿化的品位为 *w*(WO₃) 0.34%~6.36%(平均1.26%), *w*(BeO) 0.03%~0.55%(平均0.17%), *w*_{Sr} 0.01%~0.05%, *w*(Li₂O) 0.04%, *w*(Nb₂O₅) 0.04%和 *w*(Ta₂O₅) 0.01%^②。

黑钨矿石英脉型钨矿化依据穿插关系和矿物组合特征可以分为3个矿化阶段: ①硅酸盐阶段, 这一阶段形成的主要矿物有白云母、斜长石、绿柱石、黑钨矿和少量的石英及白钨矿; ②氧化物-硫化物阶段, 形成了石英、绿柱石、黑钨矿、白

① 甘肃省地质矿产局酒泉地质矿产调查队, 1987. 甘肃省肃北蒙古族自治县塔儿沟矿区详细普查地质报告。

② 邹治平, 等, 1988. 甘肃省肃北蒙古族自治县塔儿沟钨矿床特征. 科研报告. 甘肃省地质矿产局酒泉地质矿产调查队。

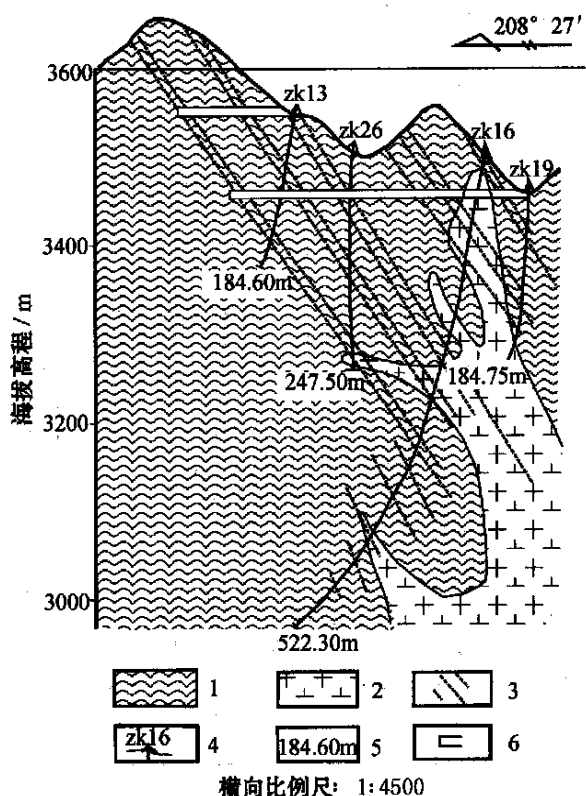


图 3 塔儿沟矿区 VIII 线剖面图 (据《中国矿床》编委会, 1994)

1—白云母片岩; 2—野牛滩岩体; 3—黑钨矿石英脉;
4—钻孔及其编号; 5—孔深; 6—平硐

Fig. 3 VIII profile of the Ta'ergou ore district (after Editorial committee of Mineral Deposits of China., 1994)

1—Muscovite schist; 2—Yeniutan intrusion; 3—Wolframite quartz vein; 4—Drill hole and its serial number; 5—Depth of drill hole; 6—Tunnel

钨矿、白铁矿、辉铋矿、辉钼矿、黄铁矿、毒砂、黄铜矿、磁黄铁矿、方铅矿、闪锌矿; ③ 萤石-方解石阶段, 该阶段形成了方解石、萤石和少量的重晶石, 萤石和方解石呈浸染状产于矿脉中, 局部以细脉状产出。此外, 表生作用形成了一些褐铁矿、孔雀石和水绿矾等。与矿化有关的蚀变比较强烈, 以脉体周围的白色蚀变晕为特征, 从脉体向外具有分带性, 即石英带→石英黑云母带→含黑云母斜长角闪岩带→云母片岩带。另外, 还可见有萤石化、电气石化、绢云母化和硅化。

5 流体包裹体

5.1 流体包裹体类型

与黑钨矿共生的一些透明矿物, 如石英、绿柱石、萤石等中都发育有流体包裹体, 但石英中的包裹体相对较大且最为

发育。因此本次工作对黑钨矿石英脉型矿床硅酸盐阶段和氧化物-硫化物阶段矿石中的石英进行了包裹体研究。石英中流体包裹体按其成分主要有水溶液包裹体和 $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ 两种类型。

水溶液包裹体 该类包裹体长轴长 $2\sim 20\ \mu\text{m}$, 平均 $4\sim 10\ \mu\text{m}$, 气液比为 $5\%\sim 15\%$, 个别可达 30% , 是最为发育的一类包裹体, 约占包裹体总数的 90% 。主要由气相和液相组成, 个别可见子矿物。此类包裹体大多数平行晶面生长, 部分沿愈合裂隙分布, 主要呈圆形及三角形, 长轴长 $2\sim 20\ \mu\text{m}$ 。

$\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ 包裹体 该类包裹体长轴长 $4\sim 25\ \mu\text{m}$, 主要在 $8\sim 15\ \mu\text{m}$ 之间。大多数呈石英负晶形或不规则状, 室温下常为三相 (液相 $\text{H}_2\text{O} + \text{液相 CO}_2 + \text{富 CO}_2$ 蒸汽), 部分呈两相 (液相 $\text{H}_2\text{O} + \text{液相 CO}_2$), 但在冷冻过程中中心相常出现气泡。此类型中的两相包裹体 CO_2 的体积分数为 $5\%\sim 40\%$, 大多数为 $10\%\sim 30\%$ 。该类包裹体与水溶液包裹体共生。

此外, 还有一类包裹体, 其形态较小, 为 $2\sim 10\ \mu\text{m}$, 大多数为圆形, 颜色发暗, 在室温下呈单相体, 部分中心出现亮点。大多数沿愈合裂隙分布, 仅有极少数与 $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ 包裹体共生。推测可能属富 CO_2 型流体包裹体, 其成分有待于进一步分析。

5.2 流体包裹体均一温度及盐度

流体包裹体的显微测温是在法国产 Chaix meca ($-180\sim +600\text{ }^\circ\text{C}$) 冷热台上依 Ahmad 和 Rose (1980) 程序开展的。主要的水溶液包裹体的盐度按 $\text{H}_2\text{O-NaCl}$ 体系, 通过包裹体冰点估算。

硅酸盐阶段石英中的两相水溶液包裹体的均一温度为 $180\sim 380\text{ }^\circ\text{C}$, 主要温度范围为 $240\sim 320\text{ }^\circ\text{C}$ (图 4); 氧化物-硫化物阶段的均一温度为 $140\sim 380\text{ }^\circ\text{C}$, 以 $240\text{ }^\circ\text{C}$ 为峰值 (图 4)。所有两相水溶液包裹体在加热过程中均一到了液相。通过冷冻法获得冰点温度为 $-13.5\sim -2.5\text{ }^\circ\text{C}$, 主要范围为 $-9.8\sim -3.7\text{ }^\circ\text{C}$ 之间 (图 5)。通过冰点估算的盐度 [$w(\text{NaCl})_{\text{eq}}$] 为 $4.2\%\sim 17.4\%$, 大多数集中于 $6.0\%\sim 13.8\%$ 。

仅对 4 个 $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ 型包裹体中的含液相 CO_2 包裹体进行了测定, 它们都均一到了液相。 CO_2 的部分均一温度为 $28.7\sim 30.0\text{ }^\circ\text{C}$, 完全均一温度为 $205\sim 312\text{ }^\circ\text{C}$ 。根据刘斌等 (1999) 的气液相均一温度下的 CO_2 热力学参数计算出液相 CO_2 的密度为 $0.596\sim 0.637\text{ g/cm}^3$ 。所观察到的 4 个包裹体中 CO_2 水合物的熔化温度为 $7.8\sim 9.6\text{ }^\circ\text{C}$ 。根据 Collin (1979) 的公式所确定的此类流体包裹体的盐度 [$w(\text{NaCl})_{\text{eq}}$] 为 $3.0\%\sim 4.3\%$ 。

5.3 流体包裹体成分

对 5 个水溶液包裹体在西安地质矿产研究所进行激光拉曼光谱测试, 结果 (表 3) 表明这些包裹体气相由 $\text{CO}_2, \text{CH}_4, \text{H}_2\text{O}, \text{N}_2, \text{H}_2\text{S}$ 和 H_2 组成, 且 CO_2 含量较高, 液相由 $\text{H}_2\text{O}, \text{CO}_2, \text{CH}_4, \text{H}_2\text{S}$ 组成。此外, 溶液中还有少量的 Cl^- 和 CO_3^{2-} 。

表2 塔儿沟矿床黑钨矿石英脉型矿体中黑钨矿的组成及端员组分

Fig. 2 The composition and end-member of wolframite from wolframite quartz vein type ores

样号	w(B)/%				端员组分 x(B)/%		样号	w(B)/%				端员组分 x(B)/%	
	WO ₃	MnO	FeO	总和	FeWO ₄	MnWO ₄		WO ₃	MnO	FeO	总和	FeWO ₄	MnWO ₄
XDF20*	75.15	5.95	17.86	98.96	0.53	0.44	DF90*	75.40	9.84	14.07	99.31	0.58	0.44
DT13*	71.61	4.82	20.02	96.45	0.65	0.36	DT14*	72.48	1.63	13.84	87.95	0.60	0.40
DF17*	74.95	5.97	17.85	98.77	0.57	0.44	DF89*	76.00	7.40	15.87	99.27	0.55	0.42
D9*	76.05	5.67	18.36	100.08	0.51	0.52	DF47*	75.45	6.96	16.52	98.93	0.76	0.26
DF99*	74.40	5.72	18.42	98.54	0.55	0.43	D1*	76.05	8.03	14.00	98.08	0.57	0.43
DF67*	74.50	6.06	16.55	97.11	0.55	0.42	D2*	76.05	10.67	13.40	100.12	0.57	0.43
DF70*	75.20	5.52	17.86	98.58	0.56	0.42	D4*	76.90	10.31	13.08	100.29	0.69	0.37
DF95*	76.00	5.96	17.07	99.03	0.76	0.26	D6*	75.05	10.20	13.48	98.73	0.56	0.46
DF84*	75.40	9.13	14.87	99.40	0.59	0.39	D8*	76.25	9.34	14.20	99.79	0.55	0.43
TW490*	75.35	10.00	12.21	97.56	0.61	0.41	DF32*	75.90	9.63	12.92	98.45	0.80	0.21
DF77*	75.80	8.35	15.18	99.33	0.67	0.33	DF22*	76.00	9.88	13.35	99.23	0.65	0.37
DF83*	76.00	10.16	13.37	99.53	0.88	0.21	TW493	74.13	9.71	13.01	96.85	0.57	0.44
TW94*	71.30	11.47	11.32	94.09	0.60	0.42	TE-8	74.78	8.62	16.19	99.59	0.77	0.24
TW491*	75.40	9.83	12.77	98.00	0.67	0.08	TE-2-1	75.97	10.69	13.30	99.96	0.79	0.25
DF52*	75.90	9.61	12.80	98.31	0.31	0.68	TE-2-2	76.23	10.85	12.93	100.01	0.72	0.27
DF57*	75.40	9.68	13.05	98.13	0.71	0.30	T3-1	75.79	4.97	19.00	99.76	0.77	0.24
DF62*	75.90	8.99	13.83	98.72	0.60	0.35	T3-2	76.06	8.53	15.34	99.93	0.73	0.26
DF87*	75.40	9.52	14.29	99.21	0.56	0.46	T4-1	76.11	10.38	13.45	99.94	0.63	0.39
TW492*	74.65	7.56	15.37	97.58	0.55	0.44							

测试仪器型号: JXA8600; 测试单位: 核工业地质分析测试研究中心; 测试人: 范光。依电价平原理端员组分; * 资料来源同图2。

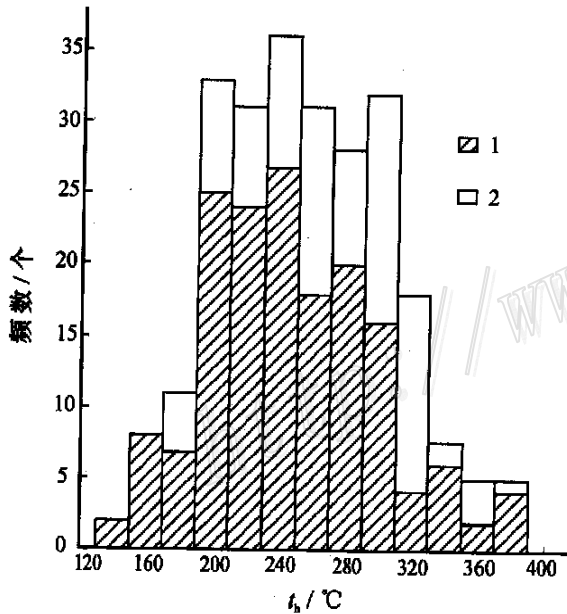


图4 黑钨矿石英脉型矿石中石英流体包裹体均一温度直方图

1—硅酸盐阶段; 2—氧化物-硫化物阶段

Fig. 4 Histogram showing homogenization temperature of fluid inclusions in quartz from wolframite quartz vein in the Ta'ergou tungsten deposit

1—Silicate stage; 2—Oxide-sulfide stage

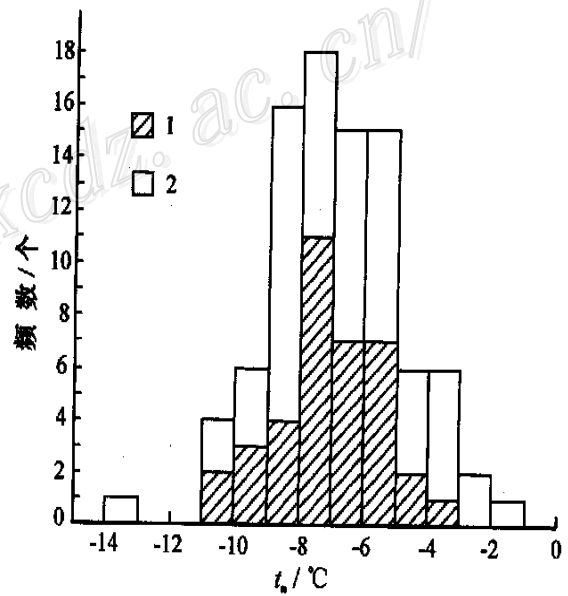


图5 黑钨矿石英脉型矿石中石英水溶液流体包裹体冰点直方图

1—硅酸盐阶段; 2—氧化物-硫化物阶段

Fig. 5 Histogram showing melting temperature of in aqueous fluid inclusions quartz from wolframite quartz vein in the Ta'ergou tungsten deposit

1—Silicate stage; 2—Oxide-sulfide stage

表 3 塔儿沟矿床黑钨矿石英脉型矿石石英中流体包裹体拉曼光谱分析结果

Table 3 Laser Raman Spectrometer analyses on fluid inclusions in quartz from wolframite-quartz vein ore

样号	x(B) 气相 / %						x(B) 液相 / %				c(B) 盐水溶液 / (mol·L ⁻¹)				
	CO ₂	N ₂	H ₂ S	CH ₄	H ₂ O	H ₂	H ₂ O	CO ₂	H ₂ S	CH ₄	SO ₄ ²⁻	HS ⁻	HCO ₃ ⁻	CO ₃ ²⁻	Cl ⁻
T-8	62.1	—	4.1	—	3.8	—	33.4	62.0	4.6	—	0.19	0.07	—	0.25	3.52
T-10	78.9	—	3.7	17.4	—	—	56.1	24.8	6.3	12.8	—	—	—	—	—
T-11	76.6	6.5	—	—	11.2	5.7	41.3	50.5	—	8.2	—	—	—	0.22	3.41
T4-1-1	63.0	4.6	4.5	27.9	—	—	36.9	43.4	11.9	7.8	—	—	0.20	0.19	—
T5-2	67.6	—	—	13.1	16.2	3.1	—	65.2	15.1	19.7	—	—	—	—	—

测试仪器: 法国产 RAMANOR U 1000 型激光拉曼探针; 测试单位: 西安地质矿产研究所; 测试人: 王志海, 李月琴。“—”为未检出。

6 稳定同位素

6.1 硫同位素

本次研究对 2 件毒砂、12 件黄铁矿、4 件黄铜矿样品进行了硫同位素测试。实验以 Cu₂O 作为氧化剂, 对释放的 SO₂ 进行硫同位素测试, 所用仪器为 MAT 251 EM, 以 VCDT 为标准, 测试精度为 0.2 ‰。分析结果及已有的数据均列于表 4。夕卡岩矿石的 δ³⁴S 值为 -2.5 ‰ ~ 16.1 ‰, 主要集中于 8.1 ‰ ~ 12.7 ‰。黑钨矿石英脉型矿石的 δ³⁴S 值为 9.3 ‰ ~ 14.9 ‰ (表 4 和图 6)。这些数据表明, 黑钨矿石英脉型矿石的 δ³⁴S 值高于夕卡岩型矿石的 δ³⁴S 值, 黑钨矿石英脉型矿石相对富³⁴S。

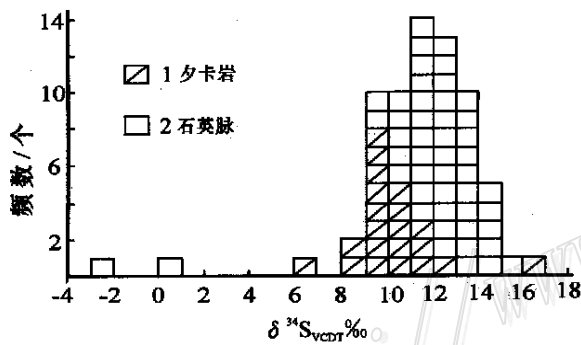


图 6 塔儿沟矿床硫同位素分布直方图

Fig. 6 Histogram of sulfur isotopes from the Ta'ergou tungsten deposit
1—Skarn; 2—Quartz vein

6.2 氧同位素

用 BrF₃ 法对样品进行处理, 获得 CO₂。在 MAT 251 EM 上对 CO₂ 进行氧同位素的测试, 以 SMOW 为标准, 分析精度为 0.2 ‰。本次研究中共分析了 22 件黑钨矿石英脉型矿石, 其中石英 14 件, 黑钨矿 9 件 (表 5)。δ¹⁸O_{石英} 值为 10.5 ‰ ~ 13.3 ‰, δ¹⁸O_{黑钨矿} 为 3.4 ‰ ~ 5.1 ‰。

7 讨论和结论

7.1 钨的来源

钨、锡、钼等元素在地球演化过程中逐渐向地壳迁移 (Lehmann, 1994), 使得地层中这些元素的丰度增高。对我国的地球化学勘查结果 (王学求, 2001) 表明, 金属元素在地壳中的分布具有明显的不均匀性, 而钨的高异常的出现总是与钨矿床的密集分布相对应, 这说明钨的原始富集是形成钨矿床的先决条件。在详细的地球化学资料基础上, 邹治平等^①发现, 在北祁连造山带西段的前寒武纪北大河群地层中钨的丰度值较高, 片岩中 w(WO₃) 平均为 74 × 10⁻⁶, 斜长角闪岩中平均为 119 × 10⁻⁶。因此可以认为, 随着北大河群地层被花岗闪长岩岩浆的重熔, 在下伏野牛滩花岗闪长岩岩浆房的热驱动下, 钨从地层中被逐渐分馏或淋滤, 从而达到在成矿系统中的富集。

7.2 钨矿床与花岗质岩体的关系

世界上绝大多数晚古生代钨矿床都分布于中亚、中欧和澳大利亚 (Sawkins, 1990; Ermolov, 2000; Trunilina, 1994), 中生代钨矿床主要分布于我国华南、俄罗斯远东地区和美国西部 (徐克勤等, 1982; Kremenetsky, 1994), 而且大多数钨矿床都与花岗质岩体的晚阶段分异演化产物具有密切的时空关系 (Sawkins, 1990; Ermolov, 2000; Trunilina, 1994)。尽管塔儿沟和小柳沟钨矿床属罕见的早古生代钨矿床, 但它们仍然显示出与花岗质岩体的密切关系。野牛滩岩体具有两个成岩阶段, 分别形成花岗闪长岩和黑云母花岗岩, 但它们的分异演化程度较低。野牛滩岩体的岩石地球化学和微量元素数据表明其介于 I 型和 S 型花岗岩之间, 被初步证明形成于碰撞前的环境, 在侵位过程中同化混染了大量的壳源物质 (Mao et al., 2000a)。塔儿沟钨矿床与野牛滩岩体的花岗闪长岩阶段有密切的成因和时空联系。空间上, 矿床产在岩体的外接触带; 时间上, 野牛滩岩体的单颗粒锆石 U-Pb 法年龄为 (459.6 ± 2.5) Ma (Mao et al., 2000a), 塔儿沟钨矿床黑钨矿石英脉型矿体中白云母的 Rb-Sr 法测年结果为 434.64 Ma^①。

① 邹治平, 等. 1988. 甘肃省肃北蒙古族自治县塔儿沟钨矿床特征. 科研报告. 甘肃省地质矿产局酒泉地质矿产调查队.

表4 塔儿沟钨矿床硫同位素组成

Table 4 Sulfur isotope composition of Ta'ergou tungsten deposit

样号	矿物	矿化类型	$\delta^{34}\text{S}/\text{‰}$	样号	矿物	矿化类型	$\delta^{34}\text{S}/\text{‰}$
SK1*	黄铁矿	夕卡岩	9.5	Te14*	黄铁矿	石英脉	12.9
SK2*	黄铁矿	夕卡岩	9.2	Te15*	黄铜矿	石英脉	12.1
SK3*	闪锌矿	夕卡岩	10.2	Te16*	黄铁矿	石英脉	11.9
SK4*	方铅矿	夕卡岩	11.2	Te17*	黄铁矿	石英脉	13.2
SK5*	方铅矿	夕卡岩	10.7	Te18*	黄铁矿	石英脉	11.3
SK6*	黄铁矿	夕卡岩	12.7	Te19*	黄铁矿	石英脉	9.7
SK7*	方铅矿	夕卡岩	16.1	Te20*	黄铁矿	石英脉	12.7
SK8*	黄铁矿	夕卡岩	11.5	Te21*	黄铁矿	石英脉	13.5
SK9*	黄铁矿	夕卡岩	10.3	Te22*	黄铁矿	石英脉	13.3
SK10*	黄铁矿	夕卡岩	11.4	Te23*	黄铁矿	石英脉	11.7
SK11*	黄铁矿	夕卡岩	9.7	Te24*	黄铁矿	石英脉	14.4
SK12*	黄铁矿	夕卡岩	9.1	Te25*	黄铁矿	石英脉	12.1
SK13*	黄铁矿	夕卡岩	0.4	Te26*	黄铁矿	石英脉	14.9
SK14*	黄铁矿	夕卡岩	9.2	Te27*	黄铁矿	石英脉	13.6
SK15*	黄铁矿	夕卡岩	8.1	Te28*	黄铁矿	石英脉	12.9
SK16*	磁黄铁矿	夕卡岩	10.7	Te29*	黄铁矿	石英脉	12.2
SK17*	黄铁矿	夕卡岩	-2.5	Te30*	黄铁矿	石英脉	13.7
SK18*	方铅矿	夕卡岩	9.3	Te	黄铁矿	石英脉	11.7
SK19*	黄铁矿	夕卡岩	8.8	Te1-3	黄铁矿	石英脉	11.7
SK20*	方铅矿	夕卡岩	6.7	Te2-6	黄铁矿	石英脉	11.1
SK4-4	毒砂	夕卡岩	9.8	Te2-6	黄铜矿	石英脉	10.9
SK4-5	毒砂	夕卡岩	9.9	Te5-1-1	黄铁矿	石英脉	11.5
Te1*	黄铁矿	石英脉	14.2	T5-1-1	黄铁矿	石英脉	10.8
Te2*	黄铁矿	石英脉	15.9	Te4-1-1	黄铁矿	石英脉	11.1
Te3*	黄铁矿	石英脉	13.8	Te4-1-1	黄铁矿	石英脉	13.2
Te4*	黄铁矿	石英脉	14.0	Te4-1	黄铁矿	石英脉	10.9
Te5*	磁黄铁矿	石英脉	11.9	Te4-1	黄铁矿	石英脉	10.8
Te6*	磁黄铁矿	石英脉	12.2	Te5-2	黄铜矿	石英脉	12.4
Te7*	黄铜矿	石英脉	14.4	Te5-2	黄铁矿	石英脉	10.0
Te8*	方铅矿	石英脉	11.1	Te5-2-1	黄铜矿	石英脉	13.1
Te9*	黄铁矿	石英脉	13.1	Te2-6-1	黄铜矿	石英脉	13.2
Te12*	黄铁矿	石英脉	12.1	Te5-1	黄铁矿	石英脉	11.3
Te13*	闪锌矿	石英脉	11.8	Te5-1-2	黄铁矿	石英脉	12.4

测试仪器型号: MAT251; 测试单位: 中国地质科学院矿产资源研究所; 测试人: 白瑞梅。* 资料来源同图2。

表5 塔儿沟矿床黑钨矿石英脉型矿石氧同位素组成

Table 5 Oxygen isotope composition of wolframite quartz vein type ores

样号	矿物	$\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}/\text{‰}$	$t_h/\text{°C}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}/\text{‰}$	样号	矿物	$\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}/\text{‰}$	$t_h/\text{°C}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}/\text{‰}$
Te1-3-1	石英	11.4	265	2.7	T5-2	石英	11.5	240	2.1
	黑钨矿	4.6	265	4.1		黑钨矿	4.9	240	3.4
Te1-3	石英	10.5	317	4.2	T5-2-1	石英	12.2	311	5.7
	黑钨矿	5.1	317	6.4		黑钨矿	4.8	311	5.9
Te2-6	石英	11.2	260	2.7	T4-1-1	石英	11.6	234	1.9
	黑钨矿	4.7	260	4.0		黑钨矿	5.0	234	3.2
Te2-6-1	石英	12.2	277	4.4	Te	石英	11.6	284	4.1
	黑钨矿	4.6	277	4.6	Te-1	石英	12.7	242	3.4
Te2-10	石英	11.6	213	0.7	T5-1-1	石英	13.3	240	3.9
	黑钨矿	3.4	213	0.6	T5-1-2	石英	13.0	224	2.7
Te2-10-1	黑钨矿	4.3	257	3.5	T4-1-1	石英	12.5	259	4.0
T5-1	石英	12.1	268	4.0					

测试仪器型号: MAT251; 测试单位: 中国地质科学院矿产资源研究所; 测试人: 万德芳。表中的 t_h 为实测均一温度的平均值。计算采用的分馏方程为: $1000\ln\alpha_{\text{石英-水}} = 3.38 \times 10^6 T^{-2} - 3.40$ (Clayton et al., 1972); $1000\ln\alpha_{\text{黑钨矿-水}} = 3.0 \times 10^6 T^{-2} - 9.9$ (Landis et al., 1974)。

与花岗岩有关的钨锡矿床一般特点是岩体多阶段侵位伴随多阶段矿化或岩体多阶段侵位而晚阶段成矿。野牛滩岩体表现出多阶段成岩,早阶段花岗闪长岩与钨矿及夕卡岩型铁矿有关的特点。由于岩体结晶分异程度较低,且钨等金属元素含量远低于周围地层,因而初步推测,花岗闪长岩体可能主要为成矿提供能源,但并不排除岩体分异演化对于成矿的贡献。

7.3 硫和成矿流体的来源

野牛滩岩体和附近围岩的 $\delta^{34}\text{S}$ 变化范围分别为 5.98‰ ~ 11.69‰ 和 4.33‰ ~ 7.59‰^①,而塔儿沟钨矿床夕卡岩矿石的 $\delta^{34}\text{S}$ 值主要集中于 8.1‰ ~ 12.7‰,黑钨矿石石英脉型矿石的 $\delta^{34}\text{S}$ 值为 9.3‰ ~ 14.9‰,说明矿床与岩浆具有相同的硫源。

利用 Clayton 等(1972)的石英-水分馏曲线和 Landis 等(1974)的黑钨矿-水分馏曲线,结合流体包裹体的均一温度,计算出石英-水平衡体系中 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 值为 0.7‰ ~ 5.7‰,黑钨矿-水的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 值为 0.6‰ ~ 6.4‰,这个范围与岩浆流体的范围部分重叠(5.5‰ ~ 9.5‰)(Ohmoto,1986; Sheppard,1986),同时具大气降水特征。这表明塔儿沟矿床的成矿流体系岩浆流体与大气降水的混合产物。

从流体包裹体的均一温度和流体的盐度看,塔儿沟矿床与朝鲜半岛 Weolag 钨多金属矿床有些相似,后者由 3 组与侵入于围岩中的 Weolagsan 岩体有关的裂隙石英脉矿体组成,黑钨矿与白钨矿的沉淀温度范围为 220 ~ 380℃,成矿流体的盐度 [$w(\text{NaCl})_{\text{eq}}$] 为 3.7% ~ 11.1%,其流体包裹体中的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 组成表明成矿流体主要来自岩浆水,但在成矿后期的成矿系统中存在大量的大气降水(So et al.,1983)。

7.4 塔儿沟钨矿床成矿模式

大多数世界级的钨矿床与碰撞环境中形成的花岗岩有关(Sawkins,1990; Ermolov,2000; Trunilina,1994),而我国著名的华南钨锡成矿省中的钨锡矿床则产出于中生代伸展环境中。位于北祁连造山带西段的塔儿沟钨矿床很可能形成于碰撞前环境(Mao et al.,2000a),它可以与加利福尼亚的 Pine Creek 钨矿床(Newberry,1982)、内华达的 Victoria 和 Yerington 矿床(Harris et al.,1982; Atkinson et al.,1982)以及加拿大的 Mactung 矿床(Dick et al.,1982)进行对比。

矿床产出的地质背景和地球化学特征表明该矿床与野牛滩岩体密切相关,矿床为岩浆热液成因。笔者认为野牛滩花岗岩的源岩形成于晚奥陶世古海洋闭合过程中。在俯冲板块之上,可能由于大洋板块的撕裂和软流圈上涌,俯冲板块岩石圈发生重熔作用,形成岩浆。以野牛滩为代表的岩浆可能由北大河群等古老地层重熔而成,在岩体上侵定位过程中,成矿元素 W, Sn 和 Mo 等聚集到岩体隆起部位,通过与含钨岩石发生交代作用,首先形成夕卡岩,之后由于更多流体的加入

而出现退化变质作用和部分矿化元素的卸载成矿。与此同时,由于岩体偏基性和富铁,在交代过程中形成了清河等夕卡岩型铁矿床。在夕卡岩型矿化之后,岩体进一步冷凝,在隆起部位出现了一系列的断裂系统,含钨石英脉沿裂隙交代沉淀而成。另一方面,岩体在侵位和冷凝过程中,犹如一台“巨大的热能机”,导致热水溶液对流循环,从围岩中萃取矿质,与岩浆分异出的流体混合,最终形成矿床。

致谢 研究工作得到了原甘肃地勘局任丰寿高工,酒泉地调队潘孝良高工及其同仁,甘肃地调院叶得金高工,甘肃地科所左国朝教授,中国地质科学院地质力学研究所王平安研究员,杨农研究员,中国地质科学院矿产资源研究所盛继福研究员等的支持和指导,在此深表谢意。

References

- Ahmad S N and Rose A W. 1980. Fluid inclusions in porphyry and skarn ore at Santa Rita, New Mexico [J]. *Econ. Geol.*, 75: 229 ~ 250.
- Atkinson W W, Kaczmarowski J H and Erickson A J. 1982. Geology of a skarn-breccia orebody at the Victoria Mine, Elko County, Nevada [J]. *Econ. Geol.*, 77(4): 899 ~ 918.
- Clayton R N, O'Neil J R and Mayeda T K. 1966. Oxygen isotope fractionation in systems containing dolomite [J]. *J. of Geol.*, 74: 174 ~ 196.
- Clayton R N, O'Neil J R and Mayeda T K. 1972. Oxygen isotope exchange between quartz and water [J]. *J. of Geoph. Res.*, 77: 3057 ~ 3067.
- Collins P E. 1979. Gas hydrates in CO_2 -bearing fluid inclusions use of freezing data for estimation of salinity [J]. *Econ. Geol.*, 74: 1435 ~ 1444.
- Dick L A and Hodgson C J. 1982. The MacTung W-Cu (Zn) contact metasomatic and related deposits of the northeastern Canadian Cordillera [J]. *Econ. Geol.*, 77(4): 845 ~ 867.
- Editorial Committee of Mineral Deposits of China. 1994. Mineral deposits of China (middle volume) [M]. Beijing: Geol. Pub. House. 75 ~ 80 (in Chinese).
- Ermolov P V. 2000. Granite-related ore systems of Kazakhstan [A]. In: Kremenetsky A, Lehmann B and Seltmann R, ed. *Ore-bearing granites of Russia and adjacent countries* [C]. Moscow: Institute of Mineralogy, Geochemistry and Crystal Chemistry of Rare Elements. 83 ~ 96.
- Gansu Bureau of Geology and Mineral Resources. 1989. *Regional Geology in Gansu* [M]. Beijing: Geol. Pub. House. 12p (in Chinese).
- Harris N B and Einaudi M T. 1982. Skarn deposits in the Yerington District, Nevada; metasomatic skarn evolution near Ludwig [J]. *Econ. Geol.*, 77(4): 877 ~ 898.
- Kremenetsky A A. 1994. On the evolution of fluid-rock systems in pre-

① 邹治平,等. 1988. 甘肃省肃北蒙古族自治县塔儿沟钨矿床特征. 科研报告. 甘肃省地质矿产局酒泉地质矿产调查队.

- syn- and post-collisional stages[A]. In: Seltmann R, Kae mpf H and Moller P, ed. *Metallogeny of collisional orogens*[C]. Prague: Czech Geol. Survey. 327 ~ 335.
- Kwak T A P and Askins P W. 1981. Geology of the F-Sn-W (-Be-Zn) skarn (Wrigglite) at Moina, Tasmania [J]. *Econ. Geol.*, 76(2): 439 ~ 467.
- Landis G P and Rye R O. 1974. Geology, fluid inclusion and stable isotope studies of the Pasta Bueno tungsten base metal ore deposits, Northern Peru [J]. *Econ. Geol.*, 69(7): 1025 ~ 1059.
- Lehmann B. 1994. Granite-related rare metal mineralization: a general geochemical framework [A]. In: Seltmann R, Kae mpf H and Moller P, ed. *Metallogeny of collisional orogens*[C]. Prague: Czech Geol. Survey. 342 ~ 349.
- Liu B and Shen K. 1999. Thermodynamics of fluid inclusions [M]. Beijing: Geol. Pub. House. 290p (in Chinese with English abstract).
- Mao J W, Zhang Z C, Yang J M, et al. 1997. Single-zircon dating of Precambrian strata in the west sector of the northern Qilian Mountains and its geological significance [J]. *Chinese Sci. Bull.*, 42(13): 1414 ~ 1417 (in Chinese with English abstract).
- Mao J W, Li H Y, Song X X, et al. 1998. Geology and geochemistry of the Shizhuoyuan W-Sn-Mo-Bi polymetallic deposit, Hunan, China [M]. Beijing: Geol. Pub. House. 215p (in Chinese with English abstract).
- Mao J W, Zhang X Y, Zhang Z C, et al. 1999a. Temporal-spatial distribution and metallogenesis of polymetallic deposits in the western part of the Qilian [J]. *Acta Geologica Sinica (English edition)*, 73(2): 230 ~ 241.
- Mao J W, Zhang Z C, Zhang Z H, et al. 1999b. Re-Os isotopic dating of molybdenites in the Xiaoliugou W (Mo) deposit in the Northern Qilian Mountains and its geological significance [J]. *Geochimica Cosmochimica Acta*, 63: 1815 ~ 1818.
- Mao J W, Zhang Z Z, Yang J M, et al. 1999c. Geological characteristics and genesis of Ta'ergou tungsten deposit, North Qilian, Gansu Province[A]. In: Stanley, et al., ed. *Mineral deposits: processes and processing*[C]. Rotterdam: Balkema. 381 ~ 384.
- Mao J W, Zhang Z Z, Lehmann B, et al. 2000a. The Yeniutan granodiorite in Subei County, Gansu Province, China: petrological features, geological setting and relationship to tungsten mineralization [J]. *Episodes*, 23(3): 163 ~ 171.
- Mao J W, Zhang Z Z, Yang J M, et al. 2000b. The Hanshan gold deposit in the Caledonian North Qilian orogenic belt, NW China [J]. *Mineralium Deposita*, 35: 63 ~ 71.
- Nokleberg W J. 1981. Geologic setting, petrology, and ore chemistry of zoned tungsten-bearing skarns at the strawberry mine, central Sierra Nevada, California [J]. *Econ. Geol.*, 76(1): 111 ~ 133.
- Ohmoto H. 1986. Stable isotope geochemistry of ore deposits [J]. *Rev. in Mineral.*, 16: 491 ~ 559.
- Sawkins F J. 1990. Metal deposits in relation to plate tectonics[M]. 2nd edition. Berlin: Springer-Verlag. 461p.
- Sheppard S M F. 1986. Characterization and isotopic variations in natural waters [J]. *Rev. in Mineral.*, 16: 165 ~ 183.
- So C S, Rye D M and Shelton K L. 1983. Carbon, hydrogen, oxygen, and fluid inclusion study of the Weolag tungsten-molybdenum deposit, Republic of Korea [J]. *Econ. Geol.*, 78(8): 1551 ~ 1573.
- Sun H T, Wu J R and Li J P. 1997. Spatial-temporal frame, evolution and mineralization of the Northern Qilian metallogenic province [J]. *Acta Geologica Sinica (English Edition)*, 71(2): 204 ~ 216.
- Trunilina V A. Geodynamic position, genesis and criteria for ore content of tin-bearing granitoids from the Yana-Kolyma region[A]. In: Seltmann R, Kae mpf H and Moller P, ed. *Metallogeny of collisional orogens*[C]. Prague: Czech Geol. Survey. 430 ~ 434.
- U.S. G. S. 1999. Mineral Commodity Summaries [M]. Reston: U. S. Geol. Survey. 184 ~ 185.
- Wang X Q. 2001. Geochemical patterns and their geneses. *Mineral Deposits*, 20(3): 216 ~ 222 (in Chinese with English abstract).
- Wang Z F. 1990. Several problems on metallogeny of Gejiu tin deposit [J]. *Acta Geologica Sinica*. 64: 154 ~ 163 (in Chinese with English abstract).
- Xia L Q, Xia Z C and Xu X Y. 1996. North Qilian marine facies volcanic petrogenesis [M]. Beijing: Geol. Pub. House. 152p (in Chinese).
- Xu K Q, Hu S X, Sun M Z, et al. 1982. On the two genetic series of granites in south eastern China and their metallogenetic characteristics[J]. *Mineral Deposits*, 1(2): 1 ~ 14 (in Chinese with English abstract).
- Zhang Z C, Mao J W, Yang J M, et al. 1997. Tectonic setting of the volcanic rocks of the early Ordovician Yingou Group in North Qilian Mountains [J]. *Acta Petrologica et Mineralogica*, 16: 193 ~ 201 (in Chinese with English abstract).
- Zhang Z H, Mao J W, Yang J M, et al. 1998. Study on the ore-forming fluids and hydrogen, oxygen and sulfur isotopes of the Ta'ergou quartz vein-type tungsten deposit [J]. *Mineral Deposits*, 17(supp.): 791 ~ 794 (in Chinese).
- Zhang Z C, Zhou M F, Robinson P T, et al. 2001. SHRIMP dating of the Aoyougou ophiolite in the west sector of the north Qilian Mountains, and its geological significance[J]. *Acta Petrologica sinica*, 17(2): 222 ~ 226 (in Chinese with English abstract).
- Zhao Y M, Lin W W, Bi C S, et al. 1990. Skarn deposits of China [M]. Beijing: Geol. Pub. House. 354p (in Chinese with English abstract).

附中文参考文献

- 甘肃省地质矿产局. 1989. 甘肃省区域地质志[M]. 北京: 地质出版社. 12页.
- 刘斌, 沈昆. 1999. 流体包裹体热力学[M]. 北京: 地质出版社. 290页.
- 毛景文, 张招崇, 杨建民, 等. 1997. 北祁连山西段前寒武纪地层单颗粒锆石测年及其地质意义 [J]. *科学通报*, 42(13): 1414 ~ 1417.
- 毛景文, 李红艳, 宋学信, 等. 1998. 湖南柿竹园钨锡钼铋多金属矿床地质与地球化学[M]. 北京: 地质出版社. 148 ~ 167.
- 王学求. 2001. 地球化学模式及成因初探[J]. *矿床地质*, 20(3): 216

- ~ 222 .
- 汪志芬, 1990. 关于个旧锡矿成矿作用的几个问题[J]. 地质学报, 64: 154 ~ 163 .
- 夏林圻, 夏祖春, 徐学义, 1996. 北祁连山海相火山岩岩石成因 [M]. 北京: 地质出版社. 152 页 .
- 徐克勤, 胡受奚, 孙明志, 等. 1982. 华南两个成因系列花岗岩及其成矿特征[J]. 矿床地质, 1(2): 1 ~ 14 .
- 张招崇, 毛景文, 杨建民, 等. 1997. 北祁连山西段早奥陶世阴沟群火山岩的构造背景[J]. 岩石矿物学杂志, 16(3): 193 ~ 201 .
- 张招崇, 周美付, Robinson P T, 等. 2001. 北祁连山西段熬油沟蛇绿岩 SHRIMP 分析结果及其地质意义[J]. 岩石学报, 17(2): 222 ~ 226 .
- 张作衡, 毛景文, 杨建民, 等. 1998. 甘肃塔儿沟石英脉型钨矿床氢、氧、硫同位素研究[J]. 矿床地质, 17 (增刊): 791 ~ 794 .
- 赵一鸣, 林文蔚, 毕承思, 等. 1990. 中国夕卡岩矿床[M]. 北京: 地质出版社. 354 页 .
- 中国矿床编委会. 1994. 中国矿床(中卷)[M]. 北京: 地质出版社. 75 ~ 80 .

Geology and Genesis of Ta'ergou Skarn Quartz Vein Type Tungsten Deposit in North Qilian Caledonian Orogen, Northwest China

Zhang Zuoheng¹, Mao Jingwen¹, Yang Jianmin¹, Wang Zhiliang¹ and Zhang Zhaochong²

(1 Institute of Mineral Resources, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100037, China; 2 Institute of Geology, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100037, China)

Abstract

The Ta'ergou tungsten deposit in Gansu Province of Northwest China is located in the western part of the North Qilian Caledonian orogen. It comprises skarn and wolframite quartz vein types of ores. The tungsten-bearing skarn was produced by the replacement of carbonate layers intercalated in the Precambrian schist and amphibolite, whereas wolframite-quartz ore veins were formed along a group of fractures that cut through horizontal skarns. The Ta'ergou tungsten deposit is genetically related to the Yenniutan Caledonian granodiorite intrusion and developed in the exocontact zone 300 ~ 500 m away from the intrusion at the surface and in exo- and endocontact zone along the sections. However, the granitoid displays poor differentiation and has low content of SiO₂ and high content of basic components.

There are three types of fluid inclusions in the wolframite quartz vein system, i.e., aqueous, CO₂-H₂O and CO₂-rich. The homogenization temperatures of two-phase aqueous inclusions range from 140 to 380 °C, their *t_m* from -13.5 °C to -2.5 °C, and their salinities *w*(NaCl_{eq}) based on *t_m* from 4.2% to 17.4%; as for CO₂-H₂O inclusions, the values are 205 °C to 312 °C and 3% to 4.3%, respectively. The Laser Raman Spectroscopy analyses show that the inclusions contain a relatively high content of CO₂. The δ³⁴S values of skarn type ores range from +8.1‰ to +12.7‰ and those of quartz vein ores from +9.3‰ to +14.9‰. This suggests that the δ³⁴S values of both ores and intrusion (from +6.0‰ to +11.7‰) share the same source. The δ¹⁸O values of quartz are between +10.5‰ and +13.3‰ and those of wolframite between +3.4‰ and +5.1‰. The ore-forming fluid with δ¹⁸O_{water} of 0.6‰ to 6.4‰ shows the mixing of magmatic fluid and meteoric water. Due to a high abundance of tungsten in the Precambrian metamorphic rocks and a low abundance in granitoid, the authors hold that tungsten of the deposit must have been mainly derived from the Precambrian strata, with a small part from the Yenniutan granodiorite intrusion through differentiation.

Key words: geology and genesis of deposit, Yenniutan intrusion, Ta'ergou skarn-wolframite tungsten deposit, fluid inclusion, stable isotope, Ta'ergou Gansu Province