文章编号: 1009-6248 (2002) 03-0067-09

东天山土屋特大型斑岩铜矿成矿地质特征与矿床对比

任秉琛[1], 杨兴科[2], 李文明[1], 李有柱[2], 邹介人[1]

(1. 西安地质矿产研究所, 陕西 西安 710054; 2. 长安大学, 陕西 西安 710054)

摘 要: 土屋特大型斑岩铜矿位于东天山吐鲁番—哈密陆块南部边缘岛弧环境中。多期岩浆活动和矿化是铜金属超常堆集的主要因素。海底火山活动和热泉沸腾逸散造就了铜金属的预富集 (矿源层), 闪长玢岩和斜长花岗斑岩的侵位和叠加矿化使铜金属进一步富化和最终成矿。以细碧角斑质为主的火山岩喷发于潮坪—滨海环境, 闪长玢岩、斜长花岗斑岩形成于较强的氧化环境; 强还原示踪矿物黄铁矿含量较少。矿石的低品位、矿石的结构构造、蚀变特征以及矿石建造具典型斑岩矿床特征; 矿石高品位、矿床形成较低温度及大量硅化蚀变又表现为某些热液矿床特征 (次火山岩热液)。典型斑岩铜矿床、次火山热液矿床、土屋铜矿床对比, 土屋铜矿床矿床类型仍不失为斑岩型铜矿, 并具有自身特征。

关键词: 多期岩浆活动; 叠加矿化富集; 特大型斑岩铜矿; 土屋; 东天山

中图分类号: P618.41 **文献标识码**: A

1 区域地质概况

土屋斑岩铜矿位于吐鲁番—哈密古陆块南部边缘泥盆纪岛弧带上, 系其北部东准噶尔洋 (卡拉麦里洋) 向南俯冲的产物。其南部雅满苏一带裂谷扩张的石炭纪双峰型火山岩则处于弧后盆地位置, 构成了板块构造的沟弧盆体系。与岛弧钙碱性火山岩相对应的侵入岩、次火山岩、超浅成侵入岩的大量出现组成了岛弧带上的火山-侵入岩建造。岛弧带火山岩地层夹持在康古尔断裂和大草滩断裂间, 南部与下石炭统干墩组断裂接触, 北部与大南湖组 (D_1) 和头苏泉组 (D_2) 断裂相隔。岛弧带火山岩地层前人曾划为石炭系梧桐窝子组 (1∶20 万) 和下石炭统企鹅山群 (1∶5 万), 企鹅山群 1∶5 万 6 幅连测曾划分出 3 个岩组, 下岩组为碎屑岩系, 含斯拉夫[illegible]化石; 中岩组为安山岩、玄武岩组合, 缺少化石; 上岩组为复理石建造, 含安加拉羊齿古植物, 并认为企鹅山群地层具倒转层序。近年中岩组火山岩①和侵入岩同位素测年表

收稿日期: 2001-09-13; **修回日期**: 2002-08-19

基金项目: K1.4-3-4 和 K4.3-3-3 项目资助。

作者简介: 任秉琛 (1939-), 男, 河北容城人, 研究员。从事矿产地质、成矿预测及资源评价研究。

① 火山岩同位素测年由中科院地质所测定, 报告未发, 口头转告为泥盆纪。

明，该套地层为泥盆纪。企鹅山群中岩组目前有石炭纪和泥盆纪两种不同认识，本文根据同位素年龄资料确认，中岩组火山岩为泥盆纪。

区内岩浆侵入频繁，土屋铜矿闪长玢岩和斜长花岗斑岩锆石U-Pb法获得同位素年龄分别是391Ma和361Ma（芮宗瑶，2001），表明华力西早期存在有岛弧花岗岩类的侵入。我们对赤湖斜长花岗斑岩进行了锆石U-Pb法测年，为292.1±3.5Ma和283.5Ma。企鹅山石英闪长岩单颗粒锆石U-Pb法获得308.52Ma（1∶5万），华力西中期区域上为闪长岩-花岗闪长岩-二长花岗岩序列岩基侵入，以及华力西中期末的钾长花岗岩的侵入。

土屋铜矿床位于东天山斑岩带上，沿斑岩带自西向东分布着延东（Cu、Mo）、土屋（Cu、Au）、灵龙（Cu）、赤湖（Cu、Mo）、三岔口（Cu）、白山（Re、Mo）等矿床，该带构造-岩浆活动为斑岩型矿床的形成提供了成矿条件。

2 矿床地质

2.1 地层及矿化

矿区地层为企鹅山群中岩组火山岩，根据火山岩喷发由爆发相、溢流相和火山沉积岩相的序列判别其地层属正常层序，后期受左行韧性剪切构造变形影响，并显示非对称压影构造影像。区内地层呈南-南西倾的单斜层，主要由火山熔岩、火山碎屑岩及火山-沉积岩组成。地层自下而上划分为3个岩性段（图1）。（Ⅰ）基性熔岩夹中性熔岩段：由早期爆发相火山角砾岩、凝灰岩始向上变为巨厚的基性熔岩夹中性熔岩，其间有少量火山-沉积岩薄层夹于其中，上部熔岩中常见到黄铁矿化。（Ⅱ）含矿火山碎屑-沉积岩段：厚度约500m左右，由火山碎屑和陆源碎屑形成基性凝灰岩、凝灰砂岩、沉凝灰岩、含砾凝灰砂岩、火山质砾岩等，岩相变化较大。沉积粒序总体显示由细粒级向砾级韵律性变化；顶部层位的火山质胶结砾岩砾石成分复杂，由安山岩、英安岩、玄武岩、花岗斑岩等磨圆度极好的砾石组成，标志着火山沉积岩的形成处于地壳抬升的同造山环境。该岩性段为斑岩铜矿化的围岩，区域化探异常显示Au、Cu、Ag、As、Sb、Bi、Mo元素组合，Cu最高达650×10^{-6}～$1\,250\times10^{-6}$。地表有孔雀石化、褐铁矿化找矿标志。（Ⅲ）基性熔岩与中性熔岩互层夹火山碎屑岩岩性段：厚度巨大，由数个喷溢期（熔岩）和喷发间歇期（火山碎屑岩）组成。野外踏勘中，火山碎屑岩层中见到有孔雀石化和褐铁矿化的铜矿化显示，暗示海底火山喷发间歇期海底热泉活动中铜（金）的富集。

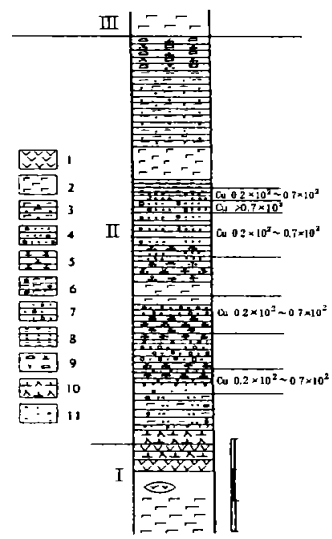

图1 土屋铜矿火山-沉积岩段柱状图

Fig.1 The volcanic-sedimentary lithohorizon columnar section of Tuwu copper deposit

Ⅰ. 基性熔岩夹中性熔岩岩性段；Ⅱ. 含矿火山碎屑-沉积岩岩性段；Ⅲ. 中基性熔岩互层夹火山碎屑岩岩性段。1. 中性熔岩；2. 基性熔岩；3. 基性凝灰岩；4. 含砾凝灰岩；5. 沉凝灰岩；6. 含泥球沉凝灰岩；7. 复成分凝灰细砾岩；8. 黄铁绢云岩；9. 火山质胶结砾岩；10. 闪长玢岩；11. 斜长花岗斑岩

注：图中标明铜品位者为铜矿化体

2.2 火山岩

矿区火山岩的喷发具有线状点式喷发特点, 受深源断裂控制明显。其产出相以喷溢相为主, 爆发相次之。岩石类型以中性熔岩和基性熔岩为主, 基性火山岩为块状、杏仁状构造, 间片结构或间粒结构, 由斜长石和绿泥石、帘石组成, 因切片有限未见辉石及残晶; 中性熔岩常见红色 (红岩蚀变) 或红、绿交错, 块状和杏仁状构造, 具典型的交织结构, 由斜长石, 角闪石和少量钾长石 (钾钠长石) 组成。斜长石主要是钠质斜长石, 分原生钠质斜长石和后期钠交代的脉状或不规则钠质斜长石, 同时亦可见到有中长石出现 (表 1)。火山岩以细碧岩-角斑岩岩石组合为主, 并存有安山岩-玄武岩组合出现, 分属偏碱质钙碱系列岩石和正常钙碱系列岩石。火山岩富钠, 部分岩石可达碱性岩系列岩石 (表 2)。

表 1　火山岩及斜长花岗斑岩、闪长玢岩斜长石化学成分

Tab. 1　The plagioclase chemical composition in volcanic rock, plagioclases-granitic porphyry and diorite-porphyrite

岩石	细碧岩		角斑岩		细碧岩		玄武岩		角斑岩		斜长花岗斑岩		闪长玢岩
矿物	斜长石		斜长石	角闪石	斜长石		斜长石		斜长石		斜长石		斜长石
氧化物	P	N	P	N	P	N	P	N	P	N	P	N	P
SiO_2	0.27	63.44	64.9	51.99	62.63	66.24	49.79	53.53	67.61	67.58	65.81	67.43	61.37
TiO_2	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.40	0.02	0.08	0.00	0.07	0.00	0.00	0.0
Al_2O_3	24.64	23.14	23.06	6.18	22.02	20.49	29.95	27.92	22.59	22.95	21.98	21.11	24.81
Cr_2O_3	0.03	0.00	0.77	0.58	0.02	0.16	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.09	0.26
FeO	0.08	0.36	1.62	16.80	0.13	0.26	0.49	0.66	0.17	0.00	0.09	0.72	0.00
NiO	0.00	0.04	0.00	0.00	0.05	0.02	0.00	0.02	0.10	0.03	0.15	0.09	0.00
MnO	0.07	0.00	0.00	0.31	0.00	0.01	0.00	0.02	0.04	0.06	0.00	0.19	0.09
MgO	0.00	0.06	0.28	11.37	0.37	0.00	0.13	0.09	0.15	0.89	0.05	0.07	0.00
CaO	2.84	2.67	0.24	12.017	2.013	1.77	13.64	12.22	0.00	0.00	1.71	1.22	5.94
Na_2O	9.08	10.28	4.93	0.60	12.39	10.59	3.92	5.64	9.34	8.64	8.82	9.34	7.64
K_2O	0.00	0.00	4.21	0.00	0.25	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.68	0.46	0.00
Σ (%)	100.01	99.99	100.01	100.00	100.01	100.0	100.01	100.0	100.0	100.0	99.29	100.72	100.16
分子 (%)	An	14.73	12.56	1.65		8.56	8.47	93.91	44.71	0.00	0.00	9.25	6.53	29.91
	Ab	85.27	87.44	62.92		90.25	91.53	55.89	55.29	100.0	100.0	86.37	90.53	70.09
	Or	0.00	0.00	35.42		1.19	0.00	0.20	0.00	0.00	0.00	4.38	2.94	0.00
长石种属	更长石	更长石	钾钠长石	普通角闪石	钠长石	钠长石	中长石	中长石	钠长石	钠长石	更长石	钠长石	更长石

电子探针测试单位: 西安地质矿产研究所, P——斑晶, N——基质。

2.3 斑岩

斑岩岩石类型为闪长玢岩和斜长花岗斑岩。这些岩体的产出空间主要集中在火山-沉积岩性段中, 岩体呈细脉状、岩株状、岩瘤状产出, 野外观察斜长花岗斑岩具有切穿闪长玢岩的晚期证据。斑岩体在矿化带中几乎全部矿化, 同时矿化带以外的斑岩体几乎无矿化或矿化极其微弱。闪长玢岩由于颜色、粒径和火山沉积岩近等, 野外由于观察的尺度不同容易混淆, 但通过野外室内结合, 闪长玢岩确系客观存在的斑岩体。闪长玢岩一般蚀变强烈, 化学成分主元素变异较大, 依化学主成分 SiO_2 确定为基性、中性、乃至酸性的杂岩系列岩石是不妥当的。

闪长玢岩镜下观察为斑状结构，斑晶为斜长石、黑云母（片状集合体），基质为半自形粒状结构，由斜长石、黑云母、角闪石、石英组成；副矿物磁铁矿、磷灰石、钛铁矿和锆石；次生变化为绿泥石化，绢云母化和钠黝帘石化以及矿化作用叠加的硅化、碳酸盐化等。肉眼下斜长花岗斑岩为浅红褐色—灰绿色，斑状结构，斑晶为斜长石、石英及黑云母，基质为花岗变晶结构，由斜长石、石英、黑云母组成，副矿物为磷灰石、锆石等。闪长玢岩和斜长花岗斑岩斜长石电子探针分析（表 1），主要是钠质斜长石中的更长石、钠长石种属。

斑岩岩石常量组分、稀土元素、微量元素分列于表 2、表 3、表 4。常量组分反馈的地质信息为：①斑岩体为富钠质的钙性—钙碱性系列岩石，里特曼指数（σ）为 1.42～2.0。②斑岩体的岩石成因类型为Ⅰ型，$Na_2O/K_2O>1$。③岩石大部分为铝过饱和岩石（A/CNK>1.1），部分为铝不饱和岩石。④反映斑岩构造环境的R_1-R_2图解表明，斑岩体形成同碰撞造山环境。斑岩岩石稀土元素具有轻稀土富集重稀土亏损的配分模式，$(La/Y)_N$为 8.24～10.05，δEu为负异常，Eu/Sm 为 0.30～0.33。微量元素 ORG 标准化后，大离子元素 K、Rb、Ba、Ta 等相对富集，而离子半径相对较小者则明显显示亏损。微量元素 Nb-Y、Rb-Y+Nb 里特曼（1984）图解则进一步印证了斑岩属火山弧花岗岩和同碰撞期产物。

表 2 斑岩及细碧岩化学成分（w_B%）

Tab.2 The chemical composition of porphyry and spilite

岩 石	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	烧失	Σ	σ	DI	SI	A/CNK
蚀变闪长玢岩	64.34	0.47	17.71	2.23	1.97	0.04	2.20	2.30	4.60	1.93	0.20	1.56	99.55	2.00	72.3	17.01	1.28
蚀变闪长玢岩	57.96	0.77	13.76	4.35	3.95	0.15	3.60	5.10	3.90	0.71	0.20	5.10	99.46	1.42	54.0	21.8	0.84
斜长花岗斑岩	71.27	0.17	16.24	1.35	0.2	0.04	0.9	0.80	6.1	0.68	0.1	2.0	99.83	1.63	7.0	9.75	1.33
斜长花岗斑岩	71.83	0.1	14.77	1.7	0.4	0.02	0.7	0.30	5.2	1.32	0.09	2.8	99.25	1.47	89.0	7.75	1.4
斜长花岗斑岩*	70.56	0.35	15.38	2.57	0.37	0.04	0.93	0.76	3.83	2.22	0.12	2.55	99.66	1.33	83.8	9.38	1.53
细 碧 岩	50.96	1.0	20.31	2.96	4.84	0.09	5.2	3.30	5.70	0.4	0.03	1.03	100.0	4.67			

分析单位：中国科学院地化所；李荪蓉；* 据姜立峰，李凤鸣（1995）。

表 3 斑岩及细碧岩稀土元素含量（10^{-6}）

Tab.3 The REE contents in porphyry and spilite.

岩 石	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	$(La/Yb)_N$	δE	Eu/Sm
蚀变闪长岩	10.3	18.6	-	10.10	2.3	0.752	1.96	0.28	-	-	-	-	0.843	0.136	8.24	1.06	0.33
斜长花岗斑岩	12.7	22.5	-	9.73	1.75	0.56	1.75	0.289	-	-	-	-	0.874	0.145	9.80	0.97	0.32
斜长花岗斑岩*	17.3	32.10	-	16.4	3.23	0.971	2.67	0.424	-	-	-	-	1.16	0.183	10.05	0.98	0.3
细碧岩**	6.27	17.6	2.58	12.3	3.28	1.16	3.38	0.562	3.31	0.712	1.95	0.255	1.62	0.256	2.61	0.88	0.35

分析单位：中科院高能所 NAA，** 为中国科学院地化所；* 为延东岩体。

表 4 斑岩及细碧岩微量元素含量（10^{-6}）

Tab.4 The trace element contents in porphyry and spilite.

岩 石	K_2O%	Rb	Ba	Th	Ta	Nb	Ce	Hf	Zr	Sm	Y	Yb
蚀变闪长岩	1.60	28.1	149	0.75	0.185	2.71	8.6	1.75	100	2.30	7.9	0.843
斜长花岗斑岩	1.10	16.1	341	1.47	0.263	3.9	22.5	2.55	69.9	1.75	6.7	0.874
斜长花岗斑岩*	1.79	31.7	318	1.41	0.241	2.8	32.1	71	105	3.23	11.4	1.16
细 碧 岩**	0.4	9.3	109.8	1.4	0.2	3.4	17.6	2.5	71.1	3.28	17.2	1.62

分析单位：中科院高能所，Y 由地科院测试所完成。** 为中国科学院地化所；* 为延东岩体。

闪长玢岩 (次火山相) 获得锶同位素初始值为 0.7034, ε_{Sr}63.45, ε_{Nd}3.75; 斜长花岗斑岩 (土屋 124 号) $\delta^{18}O$‰为 9.96, 锶同位素初始值为 0.7034, ε_{Sr}63.77, ε_{Nd}2.78。斜长花岗斑岩氧、锶同位素表明为壳幔裂谷源成因特征。闪长玢岩和斜长花岗斑岩的 ε_{Sr}-ε_{Nd} 相关图解表明, 斑岩岩石不在地幔演化线上, 与地壳物质的大量加入和岩浆混染有直接关系。

2.4　矿 (化) 体地质

2.4.1　矿体形态、产状、规模

矿体与围岩并无自然边界, 呈渐变关系, 表内外矿化连续演变。矿体呈厚板状, 似层状 (图 2), 土屋Ⅰ号矿体长 1 400 m, 最大宽 135 m, 延深稳定, 零勘探线已控制延深逾 500 m, 矿体产状南倾, 顶板倾角 60°～65°, 底板倾角 65°～80°; 向东有侧伏趋势; 土屋东Ⅱ号矿体位于Ⅰ号矿体的下部, 地表控制长 1 300 m, 最大宽度 84.15 m, 以倾角 75°南倾。土屋铜矿Ⅰ、Ⅱ号矿体的空间展布上具有一定层位, 层控性质明显。

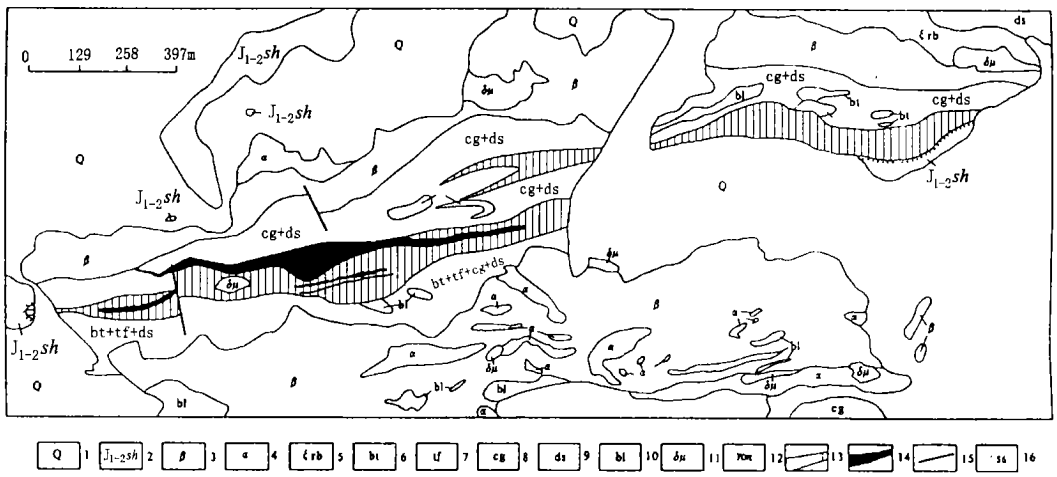

图 2　东天山土屋铜矿区地质图

Fig. 2　Geological sketch map of Tuwu copper deposit in eastern Tianshan Mountain

(据新疆第一地质大队 2000 年资料修编)

1. 第四系; 2. 中上侏罗统泥岩、粉砂岩 (含铁质结核); 3. 基性熔岩; 4. 中性熔岩; 5. 英安质火山角砾; 6. 沉凝灰岩; 7. 凝灰岩; 8. 含砾凝灰砂岩; 9. 复成分砾岩、凝灰砂岩; 10. 角砾熔岩; 11. 闪长玢岩; 12. 斜长花岗斑岩; 13. 铜矿化体 (Cu 0.2%～0.7%); 14. 铜矿体 (Cu> 0.7%); 15. 断层; 16. 地层产状

2.4.2　矿石品位、化学成分、矿物成分、矿石类型及结构构造

矿石品位介于 0.30×10^{-2}～1.5×10^{-2}, 矿石个别地段铜品位较高, 如 ZK407 孔, 控制铜品位出现 3.0×10^{-2}～4.7×10^{-2}富矿段, 与典型斑岩铜矿品位< 1×10^{-2}是有差异的。伴生组分金一般为 0.1×10^{-6}～0.79×10^{-6}, 平均 0.34×10^{-6}, 银平均品位 4.3×10^{-6}, 矿石微量元素以亲硫元素为主, 地表显示亲硫元素地球化学异常。

矿石金属矿物主要为黄铜矿、斑铜矿、辉铜矿和黄铁矿、辉铜矿、次生矿物有铜蓝和孔雀石; 脉石矿物绢云母、绿泥石、帘石、石英、黑云母和碳酸盐 (方解石) 等。

矿石类型以稀疏浸染状和细脉浸染状为主。中—细粒半自形—他形粒状结构, 浸染状构

造。

2.4.3 矿床蚀变

伴随矿化蚀变类型齐全，有硅化、绢云母化、黑云母化、泥化、青盘岩化等。王福同等(2001)总结矿床蚀变认为蚀变分带明显，以矿体中心向两侧，由于温度差异，出现较明显的“中心式”对称面型分带，依次为石英核(强石英-绢云母带)、黑云母带、石英-绢云母带、泥化带、青盘岩化带。与典型斑岩矿床的蚀变分带模式基本一致。土屋铜矿具有两期斑岩矿化蚀变，不同斑岩矿化蚀变特征、蚀变叠加效应和物质带出、带入仍是以后工作中继续研究的课题。

3 矿床形成机理初步探讨

由于矿床多期岩浆活动和矿化叠加，目前尚不能建立理想的矿床三维空间模式。但从地质特征看，土屋铜矿在成矿模式上与典型斑岩矿床是有差异的，遵循典型斑岩模式找矿达不到事半功倍的效果。

3.1 多期岩浆活动和矿化叠加是巨量金属堆积的主导因素

根据矿体赋存在火山-沉积岩段中和次火山相闪长玢岩及斜长花岗斑岩中的矿化，认为海底热泉活动、次火山热液和斜长花岗斑岩的矿化作用都提供了成矿物质。火山-沉积岩岩性段上、下的中基性熔岩对成矿起到了隔挡作用。海底喷流、沸腾逸散的地质依据是：①火山-沉积岩性段(火山喷发间歇期)具有高丰度铜异常及Cu、Au、Ag、As、Sb、Mo、Bi元素组合。②矿体受火山-沉积岩性段一定构造层位控制和富矿段出现其中(Cu>1%以上)。③上覆中基性火山熔岩(Ⅲ岩性段)夹层火山碎屑岩中见孔雀石化、褐铁矿等铜矿化。④下部中基性熔岩(Ⅰ岩性段)出现大量黄铁矿化并有明金出现。⑤海底喷流是在潮坪-滨海环境下(含矿层顶部出现火山巨砾岩层)，由于海水压力不足，成矿热水发生沸腾，处于根部带(大量硅质绿泥石化蚀变出现)的成矿物质散失到火山-沉积岩中。上述表明，海底热卤水喷流沸腾散失，为成矿物质提供了前期储集(矿源层)。闪长玢岩和斜长花岗斑岩体的野外观察表明，矿化的岩脉，岩株、岩瘤受控于一定的构造层位中，与未矿化的空间上不在一起的闪长玢岩和斜长花岗斑岩并存，芮宗瑶(2001)对土屋和延东辉钼矿Re-Os同位素测年，获得模式年龄318～325±3～5Ma，等时线年龄为322.7±2.3Ma。矿心观察，辉钼矿的形成晚于黄铜矿和斑铜矿。如果从斜长花岗斑岩对钼的成矿专属性分析，Re-Os同位素等时线年龄可能代表了斜长花岗斑岩最后矿化叠加的年龄。土屋铜矿的形成经历了较长时间过程，其成矿时间自泥盆世始(391Ma)至早石炭世(322Ma)，成矿时间约69Ma。土屋铜矿多期岩浆活动和矿化可概括为如下时序过程：①海底热泉沸腾矿源层的形成。②次火山相闪长玢岩热液叠加。③超浅成斜长花岗斑岩热液叠加。④富集成矿。

3.2 矿床形成地质环境

斑岩型铜矿与块状硫化物矿床共生关系常见到斑岩矿床在下，块状硫化物矿床在上的二层楼结构分布模式，如前南斯拉夫的铁木克鲍尔矿床。土屋斑岩铜矿是在海底热泉沸腾层位和斑岩侵位矿化互为叠置中，这种情况并不鲜见，潮坪-滨海火山喷泉发环境，安山质岩石的红岩蚀变，表明海底喷流沸腾是在高氧位条件下发生，强还原的示踪矿物——黄铁矿极不

稳定，少见沉淀，东天山小热泉子VHMS矿床① 并非是在强还原条件下形成，黄铁矿总体含量较少，以黄铜矿及闪锌矿为主。

闪长玢岩和斜长花岗斑岩，利用其岩体化学组分 $Fe_2O_3/(Fe_2O_3+FeO)$ 来判别岩体形成和矿化深度，闪长玢岩 $Fe_2O_3/(FeO+Fe_2O_3)=0.52\sim0.53$，斜长花岗斑岩 $Fe_2O_3/(Fe_2O_3+FeO)=0.80\sim0.87$，说明岩体的形成和矿化是在地表浅部完成的。土屋和延东铜矿体中富集磁铁矿，黑云母 $Mg/(Mg+Fe+Mn)=0.55\sim0.60$，反映岩浆—热液演化过程中 f_{O_2} 变化在 $10^{-20}\sim10^{-8}$，石英流体包裹体测试结果，成矿均一温度变化在 120～350℃，盐度为 2.68～6.43（w_B%）（芮宗瑶，2001），具有中低温热液矿床特征而与斑岩矿床成矿温度较高有别。

土屋铜矿矿化围岩为闪长玢岩、斜长花岗斑岩及火山-沉积岩。其中，矿化产在火山-沉积岩中所占比例较大，主要受构造因素控制，当携带岩浆热液的岩体在地壳围岩圈闭的条件，含矿岩浆热液的矿化多发生在斑岩体顶部和岩体的外接触带，一旦受构造影响转为开放体系，含矿热液挥发份急剧上升，矿液浓度增加，并在岩浆热液平衡转换中发生金属矿物堆集。土屋铜矿斑岩体中矿化和围岩中大量矿化，构造条件起到了主导地位，层间构造控制了矿体的分布，并显示了层控矿床的特征。

4　矿床对比

土屋特大型斑岩铜矿是中亚成矿域我国境内发现的首例特大型斑岩铜矿床，对比其矿床特征在于“他山之石，可以攻玉”。土屋铜矿既表现为次火山成矿特征，又表现斑岩型矿床特征，以及热液矿床特征。国内外地质界不少矿床学家将次火山型矿床划为广义的斑岩型矿床，但在品位、矿床规模、控矿构造、矿床蚀变及分带、矿石矿物种类上都存在一定差别（表 5）。土屋斑岩铜矿严格控制在火山-沉积岩性段中，层控性质明显。野外观察，土屋—延东的矿床均分布在火山-沉积岩性段一定层位中，闪长玢岩和斜长花岗斑岩多侵入其中矿化，自身组成一矿带。矿石的低品位、矿石结构构造、蚀变特征、矿石建造具典型斑岩矿床特征（表 5），而高品位、矿床形成较低温度等以及大量的硅化蚀变，又表现为热液矿床的某些特征。矿床类型对比，土屋铜矿仍不失为斑岩型矿床。

5　讨　论

东天山在实施国土资源大调查过程中取得了重大突破。土屋、延东铜、铜钼大型斑岩矿床具有突破大型矿床的资源量而成为特大型矿床的条件。随着勘查程度的提高和工作的继续深入，土屋、延东斑岩型矿床完全可以与中亚哈萨克斯坦的科恩纳德、阿克塔盖、博舍库利、蒙古的额尔德尼图音鄂博特大型斑岩铜矿媲美。笔者撰文的目的在于，通过上述成矿地质特征和斑岩矿床对比的讨论，探索具有我国东天山特色的斑岩铜矿的区域成矿特殊性和一般性，为国土资源大调查和特大型斑岩铜矿的寻找提供线索。

---

① 小热水泉子矿床成因有斑岩型铜矿、火山热液矿床和VHMS矿床 3 种认识。我们根据矿床主要产于火山岩系中，矿体呈层状、似层状，具一定层位。矿化以铜锌为主，以及矿床分带显示的根部带特征，认为矿床为VHMS矿床。

表 5 斑岩型铜矿、次火山型铜矿与土屋铜矿对比简表

Tab. 5 The comparison of porphyrite type copper deposit, subvolcanic copper deposit and Tuwu copper deposit

特征 \ 矿床	斑岩型	次火山型	土屋铜矿
构造环境	大陆边缘岛环境和板内裂陷构造环境	岛弧或洋陆过渡带	岛弧环境
侵入岩及产状	中酸性花岗斑岩、二长花岗岩、花岗闪长岩、闪长岩等, 以复式岩体或单一成分岩体呈岩柱状、岩株状、磨菇状	与同时代火山岩具相近岩性的中酸性次火山岩, 岩体多呈脉状	闪长玢岩、斜长花岗斑岩, 以脉状、岩瘤状、岩株状产出
火山岩	没有同时代火山岩出现(德兴、玉龙、多宝山)或部分具同时代火山岩	有同时代火山岩	有同时代火山岩
矿体产出位置及形态	产于岩体顶部及接触边缘围岩中, 矿体呈磨菇状、环状、筒状、透镜状及厚板状	矿体控制在火山机构放射状、环状断裂中、次火山脉内外接触带、陷爆角砾岩筒、火山机构与区域耦合部位, 矿体多呈脉状	矿体控制在火山喷发间歇期火山-沉积岩中, 具层控特点, 矿体形态为厚板状、似层状。
矿石物质组成	矿石矿物成分简单, 黄铁矿、黄铜矿(斑铜矿), 极少量硫砷铜矿、黝铜矿、辉铜矿、辉钼矿	矿石矿物种类较多, 黄铁矿、黄铜矿、黝铜矿、硫砷铜矿、辉铜矿、斑铜矿等	矿石矿物黄铁矿、黄铜矿、极少矿物有斑铜矿、辉铜矿及次生矿物铜蓝和孔雀石
结构构造	半自形- 他形结构: 细脉浸染状构造	半自形- 他形结构, 以块状、稠密浸染状、角砾状构造为主	半自形- 他形粒状结构、稀疏浸染状、细脉浸染状构造
品 位	一般 $Cu < 1\times10^{-2}$, 常伴生钼、金、铼、银等。Au 一般 $< 1\times10^{-6}$	品位较高, $Cu > 1\times10^{-2}$, 金品位变化较大, 常形成铜金矿	多数 $< 1\times10^{-2}$, 出现 $Cu > 1\times10^{-2}$, 富矿段, 伴生元素有金、银、钼等。Au 0.34$\times10^{-6}$ Ag 4.3$\times10^{-6}$
蚀 变	面型蚀变, 对称分带, 由内向外钾硅酸盐蚀变带、绢英岩化带、泥英岩化带、青盘岩化带	线型蚀变, 硅化、绢母化、绿泥石化、碳酸盐化	面型蚀变, 硅化、绢云母化、绿泥石化、黑云母化、碳酸盐化、青盘岩化

参考文献:

[1] 涂光炽. 初论中亚成矿域 [J]. 地质科学, 1999, 34 (4) 397-404.

[2] 刘德权, 唐延龄, 周汝洪. 新疆斑岩铜矿成矿条件和远景 [J]. 新疆地质 2001, 19 (1): 43-4.

[3] 王福同, 等. 新疆土屋大型斑岩铜矿床特征及发现意义 [J]. 中国地质, 2001, 28 (1): 36-39.

[4] 芮宗瑶, 王福同, 等. 新疆东天山斑岩铜矿带的新进展 [J]. 中国地质, 2001, 28 (2): 11-16

[5] 陈哲夫, 周守云, 乌统旦. 中亚大型金属矿床特征与成矿环境 [M]. 乌鲁木齐: 新疆科技卫生出版社, 1999, 121-136.

[6] 芮宗瑶, 黄崇柯, 等. 中国斑岩铜 (钼) 矿床 [M]. 北京: 地质出版社, 1984.

[7] 吴振寰. 中国周边国家地质与矿产 [M]. 北京: 中国地质大学出版社, 1993.

The mineralization geological characteristics and the deposit comparison of Tuwu largest type porphyry copper deposit in eastern Tianshan Mountain

REN Bing-chen[1], YANG Xing-ke[2], LI Wen-ming[1], LI You-zhu[2], WU Jie-ren[1]
(1. *Xi'an Institute of Geology and Mineral Resources, Xi'an* 710054, *China*;
2. *Chang'an University, Xi'an* 710054, *China*)

Abstract: Tuwu largest type porphyry copper deposit is located in the island arc environment in the south margin of Turpan-Hami continental segment of eastern Tianshan Mountain. Many stages of magmatism and mineralization are the main reason of the copper metal unusual accumulation, the volcanic activity and hot spring which boils and spreads in the sea bottom make the copper metal preceding concentration (source bed), and the enplacement and superimposition mineralization of dioriteporphyrite and plagiclases-granitic porphyry in the some space makes the copper metal accumulate further and forms the deposit finally. The volcanic rock which is composed of spilite keratophyre mainly erupted in tidal flat-littoral environment. The diorite-porphyrite and plagiclases-granitic porphyry are formed in the shallow place of the earth crust. The mineralization occurs in the strong oxidation environment, so the pyrite which is the indicator mineral of the high reduction environment is little. The ore low tenor, its structure, alteration characters and formation are the typical characters of the porphyry, but the ore high tenor, the strong silification and the low temperature in which the deposit formed are the characters of the hydrothermal deposit (subvolcanic hydrothermal deposit). Compared the typical porphyry copper deposit and subvolcanic hydrothermal deposit, the Tuwu copper deposit type is also the type of porphyry deposit and has its own character.

Key words: multistage of magmatism; superimposition mineralization accumulation; largest porphyry copper deposit; Tuwu; eastern Tianshan Mountain