

新疆东天山斑岩型铜矿带及其大地构造格局

芮宗瑶¹⁾ 刘玉琳²⁾ 王龙生¹⁾ 王义天¹⁾

PS A

1) 中国地质科学院矿产资源研究所, 北京, 100037; 2) 北京大学地质学系, 100871

内容提要 新疆哈密南部发现的土屋-延东大型斑岩铜(钼)矿床, 构成了东天山斑岩铜矿带。其中成矿的斜长花岗岩同位素年龄为 369~356 Ma (Rb-Sr 等时线法和单颗粒锆石 U-Pb 法), 辉钼矿的同位素年龄为 320 Ma (Re-Os 等时线法), 蚀变岩的同位素年龄为 341~310 Ma, 含矿围岩由粗面质玄武岩到粗安岩, 可能属于泥盆纪 (416 Ma, Sm-Nd 法; >356 Ma, 390 Ma, 440 Ma, 单颗粒锆石 U-Pb 法)。矿床成因归属为高岛火山-深成作用产物。斑岩铜矿带的南部为著名的康古尔塔格金矿带, 再往南为星星峡银矿带。这些造山带矿床组合由北而南构成斑岩型铜(钼)矿带-韧性剪切带型和浅成热液型金矿带-浅成热液型(构造蚀变带型)银矿带, 显示了构造岩浆是由北而南下插的, 岩浆侵入时间北老南新, 花岗岩岩浆源区的部分熔融深度由北而南加深。反映光鞭演化的东天山构造岩浆作用从 370 Ma 到 240 Ma, 从北部的哈尔里克和康古尔塔格到南部的中天山, 似乎存在一个连续的花岗质岩浆演化带, 丝毫不见深部作用过程由于古生代东天山褶皱张裂为海槽而被中断的迹象。基于以上主要证据, 本文综合讨论了东天山斑岩型铜矿、韧性剪切带型金矿和构造蚀变带型银矿的形成机制及其大地构造格局, 建立了东天山造山带的成矿模型, 为今后找矿开辟了新方向。

关键词 斑岩铜矿 俯冲带 构造岩浆演化 板块 构造格 天山 新疆

在对土屋和延东含矿斑岩进行同位素年代学研究之前, 笔者等(芮宗瑶等, 2001; 王福同等, 2001)均认为它们可能是中石炭世之后的产物, 因为我们的认识存在许多误区: ①我们(芮宗瑶等, 2001; 龙保林等, 2001)误认为康古尔塔格是巨型缝合带, 它在石炭纪发生南北双向俯冲, 土屋和延东斑岩铜矿床是它向北俯冲的产物; ②我们(王福同等, 2001; 龙保林等, 2001)误认为大草滩深断裂与康古尔塔格深断裂之间夹持的企鹅山群火山岩是石炭纪产物。在开展土屋和延东斑岩铜矿同位素年代学研究(芮宗瑶等, 2002)之后, 笔者意识到土屋和延东斑岩铜矿不可能是康古尔塔格俯冲的产物, 它们应是卡拉麦里-莫钦乌拉俯冲的产物, 东天山应归为塔里木板块的活动陆缘。因此, 本文试从斑岩铜矿及有关矿产的成矿作用角度, 探讨东天山构造格局, 同时从构造岩浆演化角度来建立东天山造山带成矿模型。

1 反思

在哈萨克斯坦的巴尔喀什发现巨大斑岩铜矿带之后, 中国众多地质学家纷纷将找铜矿的注意力集

中于邻近巴尔喀什的中国西天山, 特别是阿吾拉山和科古琴山地区。尽管付出 30 年的找矿努力, 但始终收效甚微。为什么呢? 很可能中国西天山不具备产出大型斑岩铜矿的构造岩浆条件。近年来(1994年), 在中国东天山哈密南部发现了大型斑岩铜矿(土屋和延东), 真是有心栽花花不开, 无心插柳柳成荫。开始, 一些地质学家(王福同等, 2001; 龙保林等, 2001)认为这些矿床是中石炭世到二叠纪的产物, 构造岩浆作用受康古尔缝合带控制, 夹持于大草滩与康古尔塔格大断裂之间的斑岩铜矿含矿岩系企鹅山群, 属于哈萨克斯坦板块活动陆缘的石炭系。随着新证据的不断积累, 现在看来上述认识值得进一步反思。

首先, 同位素年代学研究表明: 斜长花岗岩的 Rb-Sr 等时线年龄为 369 ± 69 Ma, 土屋和延东花岗岩的锆石 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 表面年龄统计权重平均值为 360.8 ± 7.8 Ma (芮宗瑶等, 2001, 2002), 延东斜长花岗岩的锆石 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 表面年龄统计权重平均值为 356 ± 8 Ma (秦克章等, 2001); 土屋和延东含矿粗面质玄武岩-粗安岩的 Sm-Nd 等时线年龄为

注: 本文为中国地质调查局地质调查项目(编号 0499165192)的成果。

收稿日期: 2001-09-25; 改回日期: 2001-11-18; 责任编辑: 章雨旭。

作者简介: 芮宗瑶, 男, 1935 年生, 研究员。一直从事金属矿床及矿床地球化学研究, 特别专长于斑岩铜矿的研究。通讯地址: 100037, 北京市百万庄大街 26 号, 中国地质科学院矿产资源研究所; 电话: 010-68327234。

表1 土屋斑岩铜矿火山岩岩石化学组成的电子探针分析结果(%)¹⁾
Table 1 The microprobe analyses result(%) of the chemical compositions of ore-bearing volcanic rocks from the Tuwu porphyry copper deposit²⁾

序号	样品名称	SiO ₂	TiO ₂	Cr ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	FeO (全铁)	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₃	CuO	总量
1	含矿粗面玄武岩	49.86	1.14	0.00	15.19	8.76	0.19	10.86	2.38	4.92	0.20	0.13	0.53	0.08	94.26
2	含矿粗面玄武岩	51.49	0.91	0.57	18.08	8.54	0.24	9.53	2.08	5.11	0.59	0.21	0.36	0.00	97.71
3	含矿玄武粗安岩	53.64	0.78	0.18	17.95	6.84	0.05	7.16	1.98	3.29	2.98	0.16	0.12	0.00	95.13
4	含矿玄武粗安岩	55.65	1.08	0.08	20.34	2.94	0.01	4.05	0.91	5.32	3.51	0.03	2.70	0.67	97.29
5	含矿粗安岩	59.17	0.99	0.12	17.06	6.45	0.09	4.21	2.29	7.67	0.16	0.10	0.01	0.01	98.36

①—中国地质科学院矿产资源研究所电子探针室测定的。相对误差3%以下。

416±120 Ma; 土屋和延东辉铜矿的 Re-Os 等时线年龄为 322.7±2.3 Ma(芮宗瑶等, 2002); 土屋和延东蚀变岩的 K-Ar 同位素年龄为 341.21±4.90~310.95±4.57 Ma(秦克章等, 2001)。由此可见, 含矿火山岩的层理可能属下泥盆统, 含矿斑岩位于泥盆纪末期, 矿化和蚀变均发生于早石炭世。

其次, 作为主要含矿岩石的所谓闪长玢岩(王福同等, 2001; 龙保林等, 2001)实际上应为富钠质火山岩(芮宗瑶等, 2001)。主要证据为: ①闪长玢岩明显具有斑点角岩结构, 这与玉龙和德兴斑岩铜矿的围岩角岩结构十分相似; ②岩石化学成分没有像侵入岩那样均一化(表1), 而是变化很宽, 如 SiO₂ 变化于 49.86%~66.29%, Na₂O+K₂O 变化于 4.64%~8.83%, MgO 变化于 3.82%~10.86%等; ③富钠质火山岩可能为主要含矿围岩, 而不含矿火山岩为正常的钙碱性系列, 以安山岩和英安岩为主(芮宗瑶等, 2001)。

第三, 如果土屋和延东斑岩铜矿是产于塔里木板块与准噶尔板块碰撞对接带——康古尔塔格缝合带北侧的石炭纪增生岛弧带的话, 则与同位素年代学的研究资料严重抵触。而且, 这将把北侧的斑岩铜矿带与南侧的金矿带和银矿带完全割裂开来, 而与矿床学金属分带理论相背离。

由土屋和延东等矿床组成的东天山斑岩铜矿带的南侧为康古尔金矿带, 再向南为星星峡银矿带, 自北而南构成了一套造山带与构造—岩浆活动有关的矿床组合, 指示构造岩浆活动而深度加大了, 花岗质岩浆侵入时间由北而南逐渐变新了。姬金生等^②曾对东天山 71 件花岗质岩浆岩同位素年龄进行了统计(图1), 由北而南由老变新。这表明卡拉麦里—莫钦乌拉俯冲带向塔里木板块俯冲, 在相当长的时间内(370~210 Ma)控制着深部构造岩浆岩带的演化和壳幔物质的交换。王作勋等(1990)也叙述了花岗质岩浆作用北老南新的事实(图2); 花岗岩年龄为哈尔里克山 312~330 Ma, 西凤山南 292 Ma, 康古尔

南 300~204 Ma, 中天山 248~218 Ma。总之从哈尔里克到中天山, 似乎存在一个连续的不间断的花岗质岩浆演化带, 丝毫看不到任何迹象表明深部构造岩浆的演化的中断, 故不能支持古生代东天山曾数度拉张而沦为海槽。斑岩铜矿的高位侵入岩浆分布于哈尔里克—康古尔塔格之间, 侵入时代为 360 Ma 左右, 康古尔金矿带的构造岩浆及韧性剪切活动时代为 300~240 Ma, 玉西银矿的构造岩浆活动可能为 260~220 Ma。

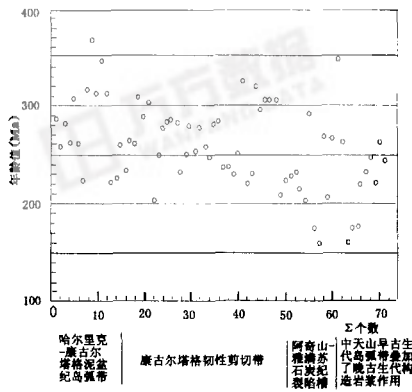


图1 东天山花岗岩同位素年龄频率图
(据姬金生等原图^②修改)

Fig. 1 The isotope age distribution of the granite in Eastern Tianshan orogen
(modified from Ji Jinsheng et al.^②)

2 土屋—延东斑岩铜矿带

土屋—延东铜矿带产于塔里木板块活动陆缘的泥盆纪增生岛弧带。南距康古尔塔格深大断裂 2 km, 北距大草滩断裂 4.6 km(图3)。大草滩断裂北部为泥盆系大南湖组 and 头苏泉组, 为钙碱性岛弧型

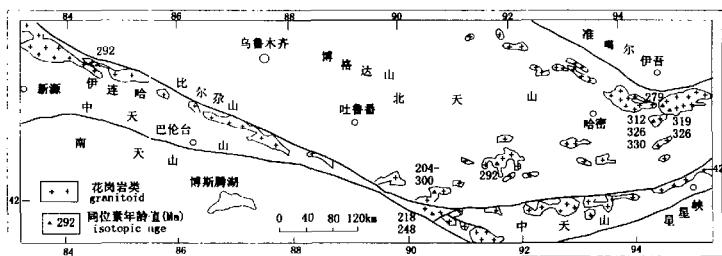


图2 东天山北部华力西中期花岗岩类分布略图(据王作勋等,1990)

Fig.2 The distribution of the middle Variscan granitoid in north of the Eastern Tianshan Mountains (after Wang Zuoxun et al., 1990)

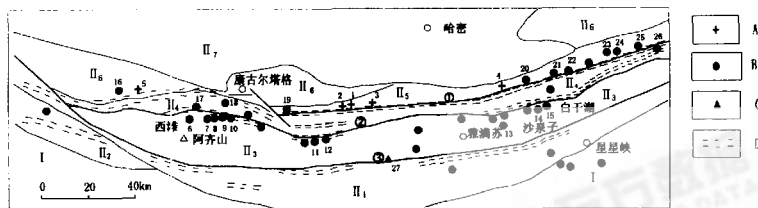


图3 东天山斑岩铜矿带及其相关矿带的矿床分布图(部分资料据姬金生等)

Fig.3 The deposit distribution of the porphyry copper belt and the related or belt in the Eastern Tianshan orogen (Some data from Ji Jinsheng et al.)

构造单元: 1—塔里木地台; 1₁—东天山造山带; 1₂—中天山早古生代岛弧带; 1₃—库米什古生代弧后盆地; 1₄—阿齐山—雅满苏古生代裂陷槽; 1₅—秋格明塔什—黄山韧性剪切带; 1₆—大草滩—康古尔过渡带; 1₇—哈尔里克—康古尔塔格古生代岛弧带; 1₈—吐哈地块; 断裂系: ①—康古尔塔格大断裂, ②—吾水断裂, ③—阿克库都克—沙泉子大断裂; 矿床编号: 1—土屋, 2—延东, 3—赤湖, 4—三岔口, 5—小热泉子, 6—西滩, 7—麻黄沟, 8—康西, 9—康古尔, 10—马头滩, 11—西凤山, 12—红石岭, 13—翠岭, 14—白干湖, 15—胡杨沟, 16—哈拉拉, 17—环耳山, 18—元宝山, 19—企鹅山, 20—金山, 21—148金矿, 22—梧桐窝子南, 23—镜儿泉, 24—老金铜, 25—葫芦山, 26—白山东, 27—玉西; 图例: A—铜矿, B—金矿, C—银矿, D—韧性剪切带

Tectonic units: 1—the Tarim plf (orm); 1₁—the Eastern Tianshan orogen; 1₂—the early Paleozoic Middle Tianshan island arc belt; 1₃—the Paleozoic Kumushi back arc basir; 1₄—the Late Paleozoic Aqishan—Yamanshu rift trough; 1₅—the Qugemingtashi—Huangshan ductile shear belt; 1₆—the Deacotan—Kanggur transitional belt; 1₇—the Paleozoic Haerlike—Kanggurtag island arc belt; 1₈—the Turpan—Hami terrane; Fault belts: ①—the Karggurtag fault belt, ②—the Kushui fault belt, ③—the Aqikekuduk—Shequanzi fault belt; Deposits: 1—Tuwu, 2—Yandong, 3—Chihu, 4—Sanchakou, 5—Xiaorequanzi, 6—Xitan, 7—Mahuangou, 8—Kangxi, 9—Kanggur, 10—Matoutan, 11—Xifengshan, 12—Hongshigang, 13—Culing, 14—Baiguanhu, 15—Huyangou, 16—Haerla, 17—Huanershan, 18—Yuanbaoshan, 19—Qieshan, 20—Jinshan, 21—148 gold mine, 22—Wutongwoznan, 23—Jingerhu, 24—Laojindong, 25—Hulubei, 26—Baishandong, 27—Yuxi; Legend: A—copper deposit, B—gold deposit, C—silver deposit, D—ductile shear belt

火山岩及内源碎屑岩;康古尔塔格大断裂以南为石炭系干墩组 and 梧桐窝子组,为一套剪切变形强烈的千糜岩、沉凝灰岩、砂砾岩和薄层状灰岩等,局部含火山岩。

2.1 地层

土屋和延东铜矿主要出露地层为泥盆系企鹅山

群,在含矿火山岩中获得的 Sm-Nd 同位素年龄为 416 Ma (芮宗瑶等,2002),单颗粒锆石 U-Pb 同位素年龄为 390 Ma (芮宗瑶等,2002),层位可确定为泥盆系。

企鹅山群由南而北划分三个岩性组(王福同等,2001):

第一组紧邻康古尔塔格大断裂带分布,由内源碎屑岩和沉凝灰岩组成,局部夹生物灰岩及砂砾岩等,在靠近康古尔塔格剪切带有时发育条带状糜棱岩。

第二组主要由中基性熔岩组成,夹少量碎屑岩和火山碎屑岩。火山岩系列以钙碱性为主,其中部分为富钠质碱性系列。岩石组合为玄武岩、安山岩、英安岩和粗面玄武岩、玄武粗安岩、粗安岩。

第三组紧邻大草滩断裂分布,主要为内源碎屑岩和沉凝灰岩、玄武岩、火山角砾岩等。

在企鹅山群第二组内部及其与第三组接触带有一套富钠质粗安玄武岩、玄武粗安岩、粗安岩(曾被认为是闪长玢岩)及斜长花岗斑岩,是寻找斑岩铜(钼)矿的主要目标。企鹅山群第二组火山岩的 ϵ_{Nd}

(t)变化于 5.4~8.8; ϵ_{Sr} (t)变化于 -15.9~17.2(表 2),它们在 ϵ_{Nd} - ϵ_{Sr} 图解的投影非常接近洋脊玄武岩区。

2.2 斑岩

斜长花岗斑岩为矿区的含矿斑岩体,呈不规则岩脉和岩墙状分布,出露面积小于 0.03 km²,大部分地段被企鹅山群第三组砂砾岩残留体覆盖。斑岩的 Rb-Sr 等时线年龄为 369 ± 69 Ma,锆石的 ²⁰⁶Pb/²³⁸U 表面年龄变化 356 ~ 360.8 Ma(芮宗瑶等, 2001, 2002; 秦克章等, 2001)。蚀变的斜长花岗斑岩通常为钠长花岗斑岩,钠长石变化于 50%~55%,石英变化于 10%~20%,绢云母变化于 15%左右,方解石从少量到 10%。副矿物为锆石、磁铁矿、磷灰

表 2 土屋斑岩铜矿区企鹅山群第二组火山岩的 $\epsilon_{Nd}(t)$ 和 $\epsilon_{Sr}(t)$ 值

Table 2 $\epsilon_{Nd}(t)$ and $\epsilon_{Sr}(t)$ values of No. 2 Formation of the Qieshan Group from the Tuwu porphyry copper deposit

样品号	岩石名称	Sm ($\times 10^{-6}$)	Nd ($\times 10^{-6}$)	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	$\pm 2\sigma$	$\epsilon_{Nd}(t)$	Rb ($\times 10^{-6}$)	Sr (%)	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	$\pm 2\sigma$	$\epsilon_{Sr}(t)$
TW2	流纹岩	5.102	22.156	0.1393	0.512760	8	+5.4	2.723	1.191	0.006618	0.704292	12	+0.78
TW1	英安岩	6.433	27.265	0.1427	0.512942	9	+8.8	36.12	8.838	0.01183	0.705482	13	+17.2
ZK004-555	含矿安山岩	5.645	29.343	0.1164	0.512868	10	+8.8	31.56	0.7884	0.1159	0.704450	11	-2.6
ZK705-3255	含矿玄武粗安岩	3.797	14.606	0.1572	0.512941	10	+8.0	30.21	0.5226	0.1674	0.704049	11	-14.8
ZK705-274	含矿粗面玄武岩	3.178	13.399	0.1435	0.512917	8	+8.3	21.19	0.1920	0.3195	0.704937	13	-15.9
TC11-2	含矿粗安玄武岩	7.904	33.255	0.1438	0.512914	8	+8.2	2.598	0.8005	0.009396	0.704203	13	-0.72
ZK004-212-3	含矿粗安玄武岩	2.692	12.085	0.1347	0.512910	6	+8.6	4.492	0.3719	0.03497	0.703719	11	-9.7

注: $\epsilon_{Nd}(t)$ 和 $\epsilon_{Sr}(t)$ 值由中国地质科学院地质研究所张宗清和唐家寨等分析, t 值为企鹅山群火山岩的 Sm-Nd 等时线年龄 416 Ma(芮宗瑶等, 2002)。

表 3 土屋斑岩铜矿蚀变斜长花岗斑岩岩石化学的电子探针分析结果(%)^①

Table 3 The microprobe analyses result(%) of chemical compositions of the altered plagiogranite porphyry from the Tuwu porphyry copper deposit^①

序号	SiO ₂	TiO ₂	Cr ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	FeO+Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₃	CuO	总量
1	69.45	0.22	0.03	13.50	2.43	0.11	0.88	2.75	6.39	1.03	0.00	0.47	0.00	97.31
2	73.03	0.05	0.02	11.67	1.21	0.14	0.41	3.82	5.53	0.93	0.00	0.02	0.04	96.87

①—中国地质科学院矿产资源研究所电子探针室周剑雄分析, 相对误差 3% 以下。

表 4 土屋斑岩铜矿蚀变斜长花岗斑岩的 $\epsilon_{Nd}(t)$ 和 $\epsilon_{Sr}(t)$ 值

Table 4 $\epsilon_{Nd}(t)$ and $\epsilon_{Sr}(t)$ values of the altered plagiogranite porphyry from the Tuwu porphyry copper deposit

样品号	Sr ($\times 10^{-6}$)	Nd ($\times 10^{-6}$)	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	$\pm 2\sigma$	$\epsilon_{Nd}(t)$	Rb ($\times 10^{-6}$)	Sr (%)	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	$\pm 2\sigma$	$\epsilon_{Sr}(t)$
ZK004-396	1.2.9	5.392	0.1368	0.512421	9	-1.4	74.44	0.7440	0.2897	0.704987	14	-11.2
yZK001-637	1.890	10.218	0.1119	0.512812	9	+7.4	25.85	0.4569	0.1638	0.703955	14	-16.3
ZK002-367	2.051	10.044	0.1235	0.512944	10	+9.4	20.07	0.6238	0.09316	0.703877	12	-12.3
ZK705-519	1.521	8.168	0.1126	0.512806	9	+7.2	19.05	0.3906	0.1412	0.704099	11	-12.7
yZK001-462	2.465	14.860	0.1012	0.512767	8	+7.0	58.04	0.4521	0.3717	0.704973	11	-17.5
ZK705-846-2	0.7032	3.621	0.1175	0.512870	9	+8.3	20.15	0.3272	1.783	0.704175	13	-14.4
TC11-1	3.7-9	21.844	0.1038	0.512730	7	+6.2	65.08	0.2932	0.6427	0.706739	24	-12.7

注: 分析样品的岩石名称均为蚀变斜长花岗斑岩, 由中国地质科学院地质研究所张宗清和唐家寨等分析, t 值为斜长花岗斑岩的等时线年龄 369 Ma(芮宗瑶等, 2002)。

石和金红石等。岩石化学成分见表 3。斜长花岗岩斑岩呈现典型的含矿斑岩特征,被众多的石英硫化物和黑云母—绿泥石—硫化物细脉穿插,有时可见到碳酸盐、石膏(硬石膏)和含少量硫化物细脉。黑云母属于富镁黑云母,其 $Mg/(Mg+Fe+Mn)=0.408\sim 0.589$,证明属于高氧逸度条件下的产物,结合光片中见到大量赤铁矿和磁铁矿的存在,认为斜长花岗岩斑岩属于高氧逸度下的产物。斑岩的 $\epsilon_{Nd}(t)$ 变化于 $-1.4\sim 9.4$, $\epsilon_{Sr}(t)$ 变化于 $-17.5\sim -11.2$ (表 4),在 $\epsilon_{Nd}-\epsilon_{Sr}$ 图解的投影落于紧邻洋脊玄武岩,因此可以作为幔源花岗岩。

2.3 矿体

土屋和延东铜矿体均受控于绿灰色粗面玄武岩—玄武粗安岩—粗安岩和灰白色斜长花岗岩斑岩。矿体呈向东南侧伏的纺锤体,走向近东西,倾角 $50^\circ\sim 60^\circ$,地表长 1100m,剖面上矿体平均厚 174m,斜深大于 600m。预计土屋和延东铜矿可达大型以上规模。

2.4 矿石

土屋铜矿矿石中硫化物通常含量低,大约 2%~4%;延东铜矿矿石中硫化物含量稍高,少数矿石黄铁矿含量高于 20%~40%。金属矿物种类简单,主要为黄铜矿,次为斑铜矿和黄铁矿,少量矿物有辉钼矿、辉铜矿、蓝辉铜矿、荆蓝、碲银矿、磁铁矿、赤铁矿等。非金属矿物主要有石英、绢云母、绿泥石、黑云母、绿帘石、阳起石、黝帘石、方解石、石膏、硬石膏等。次生矿物有孔雀石和褐铁矿等。

含铜原生硫化物为黄铜矿和斑铜矿,呈他形不规则粒状,粒径变化于 0.01~0.7mm 之间,分布于石英脉和黑云母—绿泥石斑点中以及其他矿物粒间,易于单体解离,故选矿回收率高(王福同等, 2001)。

矿石为典型的细脉浸染状、细脉状和斑点状。主要有用金属为铜和钼,金、银、碲等可作为伴生有益组分综合利用。

2.5 蚀变岩及蚀变分带

地表主要为青磐岩化、硅化、绢英岩化、黑云母化等。钻孔中,由围岩向斜长花岗岩斑岩可明显地划分出 3 个蚀变带:即青磐岩化带、黑云母化带和石英—绢云母化带,有时叠加了碳酸盐化和石膏(硬石膏)化。而黑云母化带不是很典型的,可以看成是青磐岩化带叠加在斑点黑云母角闪岩带的产物。当然有时在黑云母化带内发现有黑云母—硫化物细脉,可以作为黑云母化带的标志产物。矿体与石英—绢云母化带

和黑云母化带一致。

2.6 矿床成因讨论

土屋、土屋东和延东铜矿之所以称为斑岩型,其根据为:① 矿石为典型的细脉浸染状构造;② 矿石建造为铜(钼)建造;③ 成矿与斜长花岗岩斑岩关系密切,10%的矿体分布于斑岩体中,90%的矿体分布于富钠质火山岩中;④ 石英、绢云母、绿帘石、绿泥石中的氢、氧同位素分析结果(表 5)表明成矿流体以岩浆水为主,天水 and 岩浆水的混合仅为少量;⑤ 由硫化物的硫同位素分析结果(表 6),可见硫同位素集中于零点附近,指示硫源来自深部,可以与陨硫硫作对比;⑥ 黑云母为富镁黑云母,金属矿物中出现大量磁铁矿和赤铁矿,并且有大量石膏和硬石膏出现,表明岩浆—热液系统是在较高氧逸度条件下演化的。因此,将这些矿床划分为斑岩型是合理的。而土屋、土屋东和延东等矿床的成矿温度偏低(均一温度变化于 $101\sim 409^\circ\text{C}$),含盐度亦相对偏低(2.68%~33.70% NaCl),高气相的(气液比大于 60%)包裹体相对较少,再加之矿体主要产于富钠质火山岩,因此推测岩浆二次沸腾面还在深部。

表 5 土屋和延东斑岩铜矿中 $\delta^{18}\text{O}$ 和 δD 值
Table 5 $\delta^{18}\text{O}$ and δD values of the minerals from the Tuwu and Yandong porphyry copper deposits

序号	采用地点	样品	$\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}$	$\delta\text{D}_{\text{V-SMOW}}$
1	延东	绢云母	7.0‰	-66‰
2	土屋	绿帘石	7.0‰	-52‰
3	土屋	绿泥石	8.0‰	-48‰
4	土屋	石英	7.7‰	-63‰
5	土屋	石英	9.6‰	-50‰
6	延东	石英	7.8‰	-69‰
7	延东	石英	9.6‰	-44‰
8	土屋	石英	9.7‰	-45‰
9	土屋	石英	9.2‰	-48‰

注:样品由中国地质科学院矿产资源研究所同位素实验室分析。质谱仪型号为 MAT251EM。其中,氧分析方法采用 BrF_3 法,分析精度为 $\pm 0.2\%$ 。包裹体中氢采用爆裂法取水,转法制氢;矿物氢采用火焰法取水,转法制氢,分析精度为 $\pm 2\%$ 。

表 6 土屋和延东斑岩铜矿硫化物中 $\delta^{34}\text{S}_{\text{VDR}}$ 值
Table 6 $\delta^{34}\text{S}_{\text{VDR}}$ values of the sulfide from the Tuwu and Yandong porphyry copper deposits

序号	1	2	3	4	5	6	7
采样地点	延东	土屋	土屋	土屋	土屋	延东	延东
矿物	Py	Cp	Py	Cp	Py	Py	Py
$\delta^{34}\text{S}_{\text{VDR}}$	0.9‰	-0.5‰	0.2‰	0.2‰	1.2‰	0.6‰	0.7‰

注:样品由中国地质科学院矿产资源研究所同位素实验室分析。质谱仪型号为 MAT251EM。采用 Cu_2O 作氧化剂制样,采用国际标准 V-CDDT,分析精度为 -0.2% 。Py—黄铁矿; Cp—黄铜矿。

3 斑岩型铜矿带及其相关的区域矿化分带

以岛弧为地质背景的斑岩型铜矿带作为与板块消减有关的造山带矿床之一,它们的分布绝不是孤立的,它们应出现一套与构造岩浆演化有关的矿床。如南美的智利—秘鲁斑岩铜矿带,由于纳兹卡板块与南美板块的会聚,引起智利有一系列金属矿床作带状分布(Clark, 1993);根据矿带距离现代智利深海槽的远近,划分出内带、中带、外带和最新外带4个矿带。其中斑岩铜矿主要集中于中带,距离现代智利深海槽约200 km,产出一系列超大型斑岩铜矿,42~31 Ma是最重要的斑岩铜矿成矿期。

东天山造山带与智利西部造山带很类似。随着准噶尔洋盆在华力西时期向塔里木板块会聚,形成了一系列与构造岩浆演化有关的矿带(图3),由北而南依次为:

北带:土屋—延东斑岩铜矿带,成矿年龄为360~310 Ma,分布于大阜滩断裂—康古尔塔格大断裂带之间,矿床类型有斑岩型,如土屋(1号)、延东(2号);斑岩型—浅成热液型,如赤湖(3号);浅成热液型,如三岔口(4号)和小热泉子(5号)。

中带:康古尔金矿带,成矿年龄为300~240

Ma,分布于康古尔—阿齐山之间的韧性剪切带内,矿床类型部分为韧性剪切带型,部分为浅成热液型;如西滩(6号)、麻黄沟(7号)、康西(8号)、康古尔(9号)、马头滩(10号)、西凤山(11号)、红石岗(12号)、翠岭(13号)、白干湖(14号)、胡杨沟(15号)、哈尔拉(16号)、环耳山(17号)、元宝山(18号)、企鹅山(19号)、金山(20号)、148金矿(21号)、梧桐窝子南(22号)、镜儿泉(23号)、老金铜(24号)、葫芦北(25号)、白山东(26号)等。

南带:星星峡银矿带,成矿年龄可能为260~240 Ma,目前仅发现玉西银矿床(27号)。

4 东天山造山带构造格局

本文讨论的东天山系乌鲁木齐以东的天山,北界为卡拉麦里—莫钦乌拉碰撞带,南界大致以库米什、硫磺山到红柳河与塔里木板块分开,向东延入甘肃的北山。

长期以来,我国地质学家对东天山有不同的认识(陈哲夫等,1985;张良臣等,1985;成守德等,1986;王作勋等,1990;肖序常等,1992;马瑞士等,1993)。本文赞同马瑞士等人的观点,认为东天山属于塔里木活动陆缘。东天山主要贯穿二个主要造山时期:早古生代古天山洋盆向塔里木板块俯冲,使天

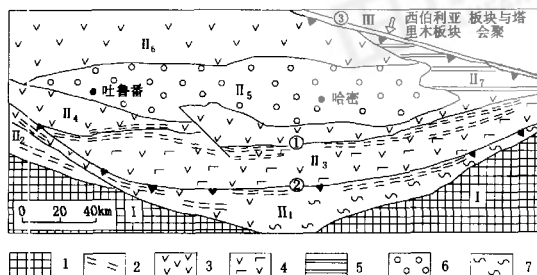


图4 东天山造山带构造格局(据马瑞士等,1993原图修改)

Fig. 4 The tectonic framework of the Eastern Tianshan orogen (modified from Ma Ruishi et al., 1993)

构造单元:1—塔里木地台;1—东天山造山带(塔里木板块活动陆缘);1₁—中天山早古生代岛弧带;1₂—库米什古生代弧后盆地;1₃—阿齐山—雅满苏晚古生代裂陷槽;1₄—康古尔塔格古生代岛弧;1₅—吐哈盆地;1₆—博格达晚古生代裂陷槽;1₇—哈尔里克盆盆地;II—西伯利亚板块活动陆缘;断裂系:①—康古尔塔格大断裂,②—阿其克库都克大断裂,③—卡拉麦里—莫钦乌拉缝合线;图例:1—克拉通,2—韧性剪切带,3—岛弧火山岩,4—裂陷槽火山岩,5—大陆斜坡沉积物,6—中生代沉积物,7—变质岩系
Tectonic units: 1—the Ta'im platform; I—the Eastern Tianshan orogen (the active margin of Tarim platform); I₁—the early Paleozoic Middle Tianshan island arc belt; I₂—the Paleozoic Kumushu back-arc basin; I₃—the late Paleozoic Aqishan—Yamanshu rift trough; I₄—the Paleozoic Kanggurtag island arc; I₅—the Turpan-Hami basin; I₆—the Late Paleozoic Bogeda rift trough; I₇—Haerlike forearc basin; II—the active margin of Siberia plate; Fault belts: ①—the Kanggurtag fault belt, ②—the Aqikekuduke fault belt, ③—the Kalamali—Moqinwula suture zone; Legend: 1—craton, 2—ductile shear zone, 3—volcanic rock of the island arc, 4—volcanic rock of the rift trough, 5—sediment of the continent slope, 6—the Mesozoic—Cenozoic sediment, 7—the metamorphic rock series

山洋盆封闭;晚古生代准噶尔洋盆向塔里木板块进一步俯冲,使准噶尔洋盆封闭,并带动塔里木北缘分离出来的小陆块(如中天山、吐鲁番—哈密等小陆块)一起归并到塔里木活动陆缘(图4)。

4.1 东天山若干地体的归属

在天山造山带中有许多具有前寒武系基底的小陆块分散其中,它们可以称之为离散地体(dispersion terranes),如伊犁地体、中天山地体、星星峡地体和吐哈地体等,尽管它们现在位置被奥陶系、志留系、泥盆系和石炭系隔开了,但是它们的中、新元古代—寒武纪地层是基本相同的。从岩相建造分析,它们应属于稳定大陆边缘环境中的产物。例如在科古琴山中震旦系别西套组中普遍发育冰碛岩,其特征完全可与塔里木相比;又如,在果子沟的寒武系底部发育有不稳定的铁、锰、铀、钒和磷结核,这与塔里木陆块的寒武系特征十分类似。因此天山造山带的小陆块与塔里木板块的发展历史是很类似的,仅仅是从奥陶纪开始中天山洋盆形成以后,这些小陆块才从塔里木大陆块中离散出来。

4.2 东天山古生代有限洋盆及康古尔塔格缝合带的质疑

如图1和图2所示(姬金生^①;王作勋等,1990),在晚古生代东天山从哈尔里克到中天山,由于准噶尔洋盆向塔里木陆块俯冲,形成一个连续的构造岩浆带的演化过程。并未因小热泉子—梧桐窝子、干墩—苦水和雅满苏等早石炭世裂陷槽的形成中断了深部的构造岩浆演化(准噶尔洋壳俯冲到深部的部分熔融)。因此,成守德等(1986)将康古尔塔格一带作为哈萨克斯坦板块与塔里木板块的缝合带,以及将东天山作为有限洋盆,是值得怀疑的。根据冯益民等^②最新研究成果,小热泉子—梧桐窝子、干墩—苦水和雅满苏等早石炭世火山岩均以双峰式为主,都应划为裂陷槽相,而不是有限洋盆。其实,马瑞士等(1993)早就指出康古尔一带为弧间盆地沉积,苦水组下部为河流湖泊相沉积,苦水组第二、第三岩段为浅海复理石沉积,梧桐窝子组代表海相火山喷发,而干墩组为深海含放射虫硅质岩。马瑞士等(1993)在恰特尔特格、底坎尔、梧桐窝子和黄山一带共采集了40多件火山岩化学样品,分析结果表明这些火山岩具双峰式特征。由此可以得出结论,东天山晚古生代不是有限洋盆,而是一个在弧后盆地基础上发育起来的裂陷槽,康古尔塔格缝合带也不可能存在。随着准噶尔洋盆向塔里木大陆下俯冲,石炭纪到早二叠世有多次弧后拉张过程发生,不仅形成了众多的裂

陷槽,还导致了黄山超基性岩浆的侵入,这与喀拉通克是十分相似的。

4.3 卡拉麦里—莫钦乌拉缝合线

早在1993年,马瑞士等已将东天山造山带看成是塔里木板块活动陆缘,将大南湖泥盆纪火山岛弧看成是卡拉麦里—莫钦乌拉缝合线代表准噶尔洋盆向塔里木板块俯冲的产物(马瑞士等,1993)。土屋—延东斑岩铜矿的同位素年代学研究更进一步证明了马瑞士等(1993)的结论是正确的。

卡拉麦里—莫钦乌拉镁铁质—超镁铁质岩带作为西伯利亚板块与塔里木板块最后碰撞缝合带可能闭合于早石炭世。根据大南湖泥盆纪岛弧火山岩及土屋—延东斑岩铜矿带,推测准噶尔洋盆向塔里木板块消减,在早泥盆世之前已开始了。同时,准噶尔洋盆也向西伯利亚板块俯冲。

4.4 中天山早古生代岛弧花岗岩带(Ⅱ)

中天山地质特征记录了早古生代天山洋盆消失及向塔里木板块俯冲的历史:①托克逊甘沟一带见到早古生代蛇绿混杂构造岩片^③,此带向西可能与米什沟蛇绿岩带(车自成等,1994)相连;②米什沟一带见到含笔石化石的志留系不整合在奥陶纪岛弧火山岩之上(马瑞士等,1993);③中天山广泛发育的花岗质岩石,包括三个时代:①前寒武纪片麻状花岗岩、混合岩和闪长岩(696.6~724.0 Ma,周汝洪,1987);②早古生代混合花岗岩、黑云母花岗岩等(402~493.5 Ma,马瑞士等,1993);③晚古生代中—晚期黑云母花岗岩,为270~204 Ma(王作勋等,1990)。大多数地质学家认为,早古生代花岗岩类成对出现,是天山洋盆俯冲作用的产物(马瑞士等,1993)。

中天山又称之为“中天山结晶轴”,广泛发育着元古宙绿片岩相—低角闪岩相变质岩,再加上改造型花岗岩和同熔型花岗岩,可以称得上活动大陆边缘板块俯冲作用形成的三位一体(马瑞士等,1993)。

4.5 库米什古生代弧后盆地(Ⅱ)

在库米什一带发现有中元古代变质结晶基底岩系,震旦系、寒武系和奥陶系覆盖在塔里木古陆之上,在硫磺山、铜花山和榆树沟一带发现志留纪—泥盆纪蛇绿混杂岩的构造岩片(马瑞士等,1993)。根据蛇绿混杂岩的化学特征,确定为弧后盆地型。同时推测在中天山俯冲时,可能库米什—红柳河边缘海盆张开,在拉张环境下发育了库米什弧后盆地(马瑞士等,1993)。

4.6 阿齐山-雅满苏古生代裂陷槽(Ⅱ)

夹持于康古尔塔格大断裂与阿其克库都克大断裂之间,对于它的构造性质,历来有不同认识,归纳起来有三种看法:

(1)有限洋盆(成守德等,1986;姜立丰等,2000,1:5万8幅联测图)。

(2)北部为海盆(康古尔石炭纪弧间盆地带),南部为岛弧(阿齐山-雅满苏晚古生代岛弧带)(马瑞士等,1993)。

(3)裂陷槽(干地-苦水早石炭世裂陷槽和雅满苏早石炭世裂谷)。

作者认为该带是在弧后盆地基础上发展起来的裂陷槽,北部的干地-苦水代表在弧后盆地基础上发展起来的裂陷槽边缘相,而南部的阿齐山-雅满苏为较典型的裂陷槽,特别是阿齐山-雅满苏一带基性火山岩代表裂谷初期阶段的部分熔融程度很低的碱性玄武岩浆,随着拉伸的加强,出现了拉斑玄武岩和酸性火山岩,SiO₂集中于45%~53%和68%~78%之间,显示出双峰式特征。同时本区火山岩的DI值介于80~92,也反映为陆壳背景下的拉伸产物。

早石炭世发育的部分浊积岩为康古尔塔格金矿带的形成打下了物质基础,成为金的矿源层。中石炭世时期处于伸展间歇期,裂陷槽和裂谷收缩变浅,仅在北部出现浅海相沉积。早二叠世伸展作用导致黄山镁铁质-超镁铁质岩浆的侵位,为铜镍矿的形成打下了物质基础。

4.7 康古尔塔格古生代岛弧带(Ⅲ)

该带主要夹持于康古尔塔格大断裂与吐哈盆地南缘断裂之间,同时将大草滩断裂与康古尔塔格大断裂夹持的过渡带(苟宗瑶等,2001)和小热泉子-梧桐窝子早石炭世裂陷槽也归并在该带中。因此该带明显包括4套岩石组合:

(1)大南湖-一头苏泉组以安山质-玄武质火山岩为主,代表岛弧火山岩产物,同时吐哈陆缘的奥陶系-志留系伴随其中。

(2)企鹅山群火山岩(土屋-延东斑岩铜矿的围岩),同位素年龄为330~356 Ma(芮宗瑶等,2002),部分为泥盆系已无疑。企鹅山群是否包括石炭系,目前尚不能定论。由于它位于大南湖与康古尔之间,暂时认为企鹅山群是过渡层位。其中含矿火山岩属于富钠质系列,不含矿的属于钙碱性系列。

(3)在小热泉子到康古尔塔格之间为一大片石

炭系^①,最近定为小热泉子-梧桐窝子早石炭世裂陷槽,并认为是叠加于大南湖-一头苏泉泥盆纪岛弧之上的,与干地-苦水早石炭世裂陷槽相邻。

4.8 吐哈中生代盆地(Ⅱ)

吐哈盆地为中-新生界所覆盖。根据地球物理资料推测(袁学诚等,1994),吐哈盆地下部不仅有元古宇,还有太古宇。占盆地64%的北部为中-新生界和古生界,厚约10~18 km,其下10~28 km间为元古界。以上两层北浅南深,元古宇之下有一个不厚的低阻层,低阻层向下50 km处为下地壳,再之下为镁铁质莫霍面。占盆地36%的南部的中-新生界和古生界厚约10~15 km,其下近30 km处为太古宇,莫霍面约在42~50 km处。

吐哈盆地推测为寒武纪之后从塔里木陆块中离散出来的小陆块,早古生代作为洋岛散落于天山洋盆中,晚古生代又重新拼合到塔里木板块陆缘。

4.9 博格达晚古生代裂陷槽(Ⅱ)

博格达山以石炭系为主,在天池以南博格达山脊见到枕状玄武岩和辉绿岩等,在祁家沟除见到枕状玄武岩外,还见到紫灰色安山岩、角砾凝灰岩和角砾熔岩等,间夹砂砾岩和巨厚浊积岩等(马瑞士等,1993)。肖序常等(1992)将博格达裂陷槽看成是早石炭世由于陆-陆碰撞后有限拉伸的结果,认为这次有限拉伸事件并没有形成洋盆,也未构成一弧一盆体系。

4.10 哈尔里克弧前盆地(Ⅱ)

哈尔里克北坡的荒草群含有中泥盆统到中石炭统,为浅海-滨海-湖泊-河流相沉积,暂时划为弧前盆地(马瑞士等,1993)。

5 东天山造山带成矿模型

综上所述,土屋-延东斑岩型铜铂矿形成于360~310 Ma,秋格明塔什-黄山韧性剪切型金矿、浅成热液型金矿和夕卡岩型铜(银)矿等形成于290~220 Ma,玉西浅成热液型(构造蚀变带型)银(铅、锌)矿等形成于260~210 Ma,上述特征勾画出东天山造山带主要金属矿床形成和发展的清晰轮廓,为我们讨论东天山铜矿、金矿和银矿的区域成矿模型提供了重要依据(图5)。

5.1 斑岩铜矿成矿模型

土屋和延东斑岩铜矿产于大草滩断裂与康古尔塔格大断裂夹持的过渡带,亦即康古尔塔格古生代岛弧带的南缘。含矿围岩为企鹅山群火山岩系,直接

含矿围岩为企鹅山群富钠质粗面玄武岩—粗安岩,同位素年龄为 390~360 Ma(芮宗瑶等,2002)。含矿斑岩为斜长花岗岩斑岩小岩体,蚀变后为钠长花岗岩斑岩,同位素年龄变化于 369~356 Ma(芮宗瑶等,2002),可确定是泥盆纪末期侵位的。

矿石为典型的细脉浸染状,铜或铜钼建造,金属矿物简单,少硫化物,伴生有益组分主要为金和银。矿体为厚大的纺锤体,在斜长花岗岩斑岩体中占 10%,在富钠质火山岩中占 90%。

辉钼矿形成年龄为 312 Ma,矿化和蚀变年龄为 360~310 Ma,为早石炭世产物。

斜长花岗岩斑岩的 ϵ_{Nd} 和 ϵ_{Sm} 值均与洋脊玄武岩相近,铈初始值为 0.70328,证明斜长花岗岩斑岩的岩浆起源于玄武质岩石,未与壳壳混合。

成矿流体的氢氧同位素值与岩浆水十分接近,与天水混合不明显。同时,硫同位素值与陨石硫十分相近,证明成矿物质来自深部过程。

成矿过程是在高氧逸度条件下进行的,从磁铁矿、赤铁矿、石膏和硬石膏的大量出现,以及富镁黑云母的存在可以充分证明氧逸度较高,大约变化于 $10^{-23} \sim 10^{-8}$ 。

流体包裹体主要为气液包裹体,含石盐子晶包裹体和少量气体包裹体。成矿温度变化于 112~409°C,含盐度变化于 2.68%~42.83% NaCl。根据矿体主要产于围岩中和成矿温度相对较低推测,岩浆二次沸腾面还在深部。

5.2 韧性剪切带型金矿模式

秋格明塔什—黄山韧性剪切带与康古尔塔格金矿带密切相关(姬金生等,1993),迄今已发现 21 个金矿床(矿点),矿床产出的位置均为脆—韧性变形的转换部位,矿带延伸长达 600 km,宽 5~20 km。该韧性剪切带内变形岩石主要为石炭系苦水组、干墩组和梧桐窝子组等已发生韧性变形的火山—沉积岩系以及下石炭统雅满山组和阿齐山组火山岩—生物灰岩。变形岩石有糜棱岩和千糜岩等,岩石变质程度为低绿片岩相—绿片岩相—角闪岩相。

该韧性剪切带在空间上分为北、中、南三带,其中北带与哈尔里克—康古尔塔格岛弧带对应,韧性剪切变形不强;中带与秋格明塔什—黄山韧性剪切带相对应,为中深层次的糜棱岩带,糜棱面理主体北倾,倾角较大,面理组合在剖面内构成一扇形构造;南带为干墩—苦水裂陷槽的南缘,为浅层次的脆性—韧性剪切带。

秋格明塔什—黄山韧性剪切带形成温度变化于

500~300°C,变形深度推测为 15~20 km(马瑞士等,1997)。该带变形年龄变化于 300~250 Ma,岩浆岩年龄为 270~230 Ma。成矿年龄为 290~240 Ma,为华力西中晚期产物。

该带金矿类型可再分为 4 个亚类型(姬金生等,1994):① 脆性—韧性剪切带型金矿床,代表矿床有康古尔、马头滩、环耳山、康西、元宝山和大东沟等;② 火山浅成热液型金矿床,代表矿床有西滩、盐碱坡和长城山等;③ 岩浆热液型金矿床,代表矿床有西凤山、红石岗、麻黄沟和小尖山等;④ 斑岩石英脉型金矿床,代表矿床有白于湖等。

金矿体通常为含金石英脉和含金蚀变岩,受控于构造断裂带、破火山机构和浅成花岗质岩体等。金矿脉长数百米,延深 400~100 m,厚 1~20 m 不等,含金每吨 2 至数百克不等。现已查明中型金矿床 3 处,小型矿床和矿点 20 余处(姬金生等,1994)。

其中,西滩金矿床安山岩的初始铈值为 0.7049~0.7051,热液角砾岩的初始铈值为 0.7052,富金脉石英的初始铈值为 0.7059,康古尔金矿床的初始铈值为 0.7061~0.7070。这表明金的源区来自深部,也受到不同程度的浅成热液的影响。

西滩和康古尔金矿床的 $\delta^{34}\text{S}$ 变化于 -3.12%~3.30%,接近于陨石硫的变化范围,因此认为属于深部来源。脉石英的 $\delta^{18}\text{O}$ 值变化于 5.37%~13.73%,采用 137~250°C 成矿温度换算成水的 $\delta^{18}\text{O}$ 值变化于 -12.74%~2.98%。流体包裹体的 δD 值变化于 -45‰~-119.4‰。这些数据投影到 δD - $\delta^{18}\text{O}$ 图解上落于原生岩浆水—天水之间,成矿温度变化于 137~320°C 之间。该带韧性剪切变形最低温度为 300°C,说明成矿是在韧性剪切变形的基础上发育起来的(图 5)。

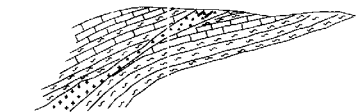
5.3 浅成热液(构造蚀变带)型银矿模式

五西银矿床位于中天山岛弧带北侧,矿体主要产于蓟县系卡瓦布拉克群第二岩性段的富镁碳酸盐岩中,部分产于星星峡群黑云母斜长片岩中。

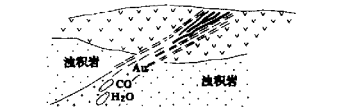
与成矿有关的糜棱岩化似斑状二长花岗岩 Rb-Sr 等时线年龄为 266.7±4 Ma,硅化花岗岩闪长质糜棱岩 Rb-Sr 等时线年龄为 261±4 Ma,推测成矿发生于华力西中晚期(周继元等,1999)。

矿体呈脉状和透镜状,受断裂带控制。主要成矿元素除银外,还有铅锌。 $\delta^{34}\text{S}$ 变化于 3.94%~4.98%;推测深部来源的可能性较大。成矿温度变化于 210~232°C,含盐度变化于 1%~5.16% NaCl(图 5)。

(c) 浅成热液型银矿模型



(b) 韧性剪切带型金矿模型



(a) 斑岩铜矿模型

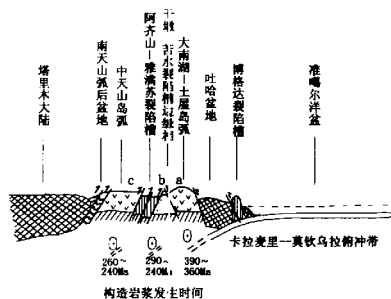
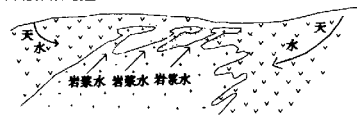


图5 东天山造山带成矿模型

Fig. 5 The mineralization model of the Eastern Tianshan orogen

- (a) — The mineralization model of porphyry copper deposits;
 (b) — the mineralization model of gold deposits associated with the ductile shear belt; (c) — the mineralization model of epithermal silver deposits

6 结论

(1) 土屋和延东斑岩铜矿含矿斑岩为斜长花岗斑岩,成岩年代为360 Ma,属泥盆纪末期。成矿和蚀变年代为360~310 Ma,其中辉钨矿形成时代为320 Ma。含矿火山岩可能为泥盆系,初步获得的年龄为416~390 Ma。

(2) 东天山造山带可归为塔里木板块活动陆缘,距岩铜矿的成矿环境为活动陆缘上的泥盆纪火山岛弧带,成矿物质主要来源于深部,成矿过程是在高氧逸度条件下进行的。

(3) 从康古尔塔格岛弧到阿齐山—雅满苏裂陷槽,再到中天山岛弧带,受准噶尔洋盆华力西期消减及后期伸展作用的影响,由北而南产出分布了铜矿带、金矿带和银矿带,构成了与板块消减有关的造山带矿床的区域成矿分带。

(4) 在晚古生代康古尔塔格一带不存在有限洋盆,迄今为止未发现标志洋盆的蛇绿岩套,特别是蛇绿岩套下部的超基性岩浆房。因此,康古尔塔格一带不存在板块缝合带。

本文在写作过程中得到涂光炽、肖序常和任纪舜三位院士的帮助,与冯益民研究员交换过意见;文中引用了冯益民、姬金生和秦克章研究员等的未刊数据,在此一并致谢!

注 释

- ① 姬金生,杨兴科,等. 2000. 觉罗塔格金、铜成矿带成矿系列分布规律研究与矿床定位预测。“九五”305项目研究报告。
- ② 冯益民. 2001. 个人通讯。

参 考 文 献

- 车自成,等. 1994. 中天山造山带的形成与演化. 北京:地质出版社.
- 陈哲夫,梁云海. 1985. 新疆天山地质构造几个问题的探讨. 新疆地质, 3(2): 1~12.
- 成守德,王广瑞,杨树德,靳金生,祝皆水. 1986. 新疆古板块构造. 新疆地质, 4(2): 1~26.
- 姬金生,陶国强,曹章仁,等. 1994. 东天山康古尔塔格金矿带地质与成矿. 北京:地质出版社.
- 李锦铁,肖序常,汤跃庆,赵民,冯益民,宋宝清. 1988. 新疆准噶尔卡拉麦里地区古生代板块构造研究的新进展. 科学通报, 33(10): 762~764.
- 龙保林,薛迎喜,冯京,庄道泽,姜立丰,肖志坚,朱裕生,肖克宋,宋国耀. 2001. 新疆东天山斑岩铜矿的找矿模型试探. 中国地质, 28(5): 35~38.
- 马瑞士,王耀银,叶尚夫等. 1993. 东天山构造格架及地壳演化. 南京大学出版社, 11~114, 152~219.
- 马瑞士,舒良树,孙家齐. 1997. 东天山构造演化与成矿. 北京:地质出版社, 100~175.
- 秦克章,方同辉,王书来,王旭东. 2001. 吐哈盆地南缘古生代“天窗”卡拉塔格铜金矿化区的发现及其成矿潜力. 中国地质, 28(3): 16~23.
- 肖宗瑞,王福同,李恒海,董连璧,王磊,姜立丰,刘玉琳,王龙生,陈伟千. 2001. 新疆东天山斑岩铜矿带的新进展. 中国地质, 28(2): 11~16.
- 肖宗瑞,王龙生,王义天,刘玉琳. 2002. 东天山土屋和延东斑岩铜矿床时代讨论. 矿床地质, 21(1): 25~33.
- 王福同,冯京,胡建卫,王磊,姜立丰,张征. 2001. 新疆土屋大型斑岩铜矿床特征及发现意义. 中国地质, 28(1): 36~39.

王作勤, 郭继易, 吕喜朝, 张经国, 刘成德. 1990. 天山多旋回构造演化及成矿. 北京: 科学出版社. 1~217.

肖序常, 汤跃庆, 冯益民, 朱宝清, 李锦秩, 赵民. 1992. 新疆北部及其邻区大地构造. 北京: 地质出版社. 1~169.

袁学诚, 左恩, 等. 1994. 阿-阿斯图与西夏克拉通. 新疆地质科学, (4): 1~17.

张良臣, 吴乃元. 1985. 天山地质构造及演化史. 新疆地质, 3(3): 1~14.

周汝洪. 1987. 新疆同位素地质年代学研究的进展. 新疆地质, 5(4): 5~15.

周济元, 崔炳芳, 陆彦. 1999. 新疆哈密玉西银矿床特征及成因. 矿床地质, 18(3): 209~218.

References

- Che Zicheng, et al. 1994. The formation and evolution of the middle Tianshan orogen. Beijing: Geological Publishing House.
- Chen Zhefu, Liang Yunhai. 1985. A discussion on several problems of the geological structure in Tianshan Mountain, Xinjiang. Xinjiang Geology, 3(2): 1~12.
- Cheng Shoude, Wang Guangrui, Yang Shude, Jin Jinsheng, Zhu Jietai. 1986. The paleo-plate tectonics in Xinjiang. Xinjiang Geology, 4(2): 1~26.
- Clark, A. H. 1993. Are Outside porphyry copper deposits either anatomically or environmentally distinctive? (M). Giant ore deposits, Editors: Whiting, B. I., Hodgson, C. J., and Mason, R., Special publication, No. 2., Society of Economic Geologists.
- Ji Jinsheng, Tao Guoqiang, Zeng Zhanqen et al. 1994. Characteristics of geology and mineralization of the Kanggurtag gold deposit belt in Eastern Tianshan. Beijing: Geological Publishing House.
- Li Jinyi, Xiao Xuechang, Tang Yueqing, Zhao Min, Feng Yimin, Zhu Baoqing. 1988. Advance of the research on the Paleozoic plate tectonic in Kalamaili area, Juraggar, Xinjiang. Chinese Sciences Bulletin, 33(10): 762~764.
- Long Baolin, Xue Yingxi, Feng Jing, Zuang Daozhe, Jiang Lifeng, Xiao Zhijian, Zhu Yusheng, Gao Keyan, Song Guoyao. 2001. Prospecting model of the porphyry copper deposits of Eastern Tianshan, Xinjiang. Chinese Geology, 28(5): 35~38.
- Ma Ruishi, Shu Liangshu, Sun Jiaqi. 1997. The tectonic evolution and mineralization in Eastern Tianshan. Beijing: Geological Publishing House. 100~175.
- Ma Ruishi, Wang Ciyin, Ye Shangfu et al. 1993. The tectonic framework and crust evolution in Eastern Tianshan. Nanjing: Press of Nanjing University, 11~114, 152~219.
- Qin Kezhang, Fang Tonghui, Wang Shulai, Wang Xudong. 2001. Discovery of the Kalatage Cu-Au mineralized district and its prospecting potentiality, Paleozoic window at the south margin of the Tu-Ha Basin. Chinese Geology, 28(3): 16~23.
- Rui Zongyao, Wang Futong, Li Henghai, Dong Lianhui, Wang Lei, Jiang Lifeng, Liu Yulin, Wang Longsheng, Chen Weishi. 2001. Advance of the porphyry copper belt of the Eastern Tianshan Mountain, Xinjiang. Chinese Geology, 28(2): 11~16.
- Rui Zongyao, Wang Longsheng, Wang Yitian, Liu Yulin. 2002. Discussion on the minerogenetic epoch of the Tuwu and Yandong porphyry copper deposits in Eastern Tianshan, Xinjiang. Mineral Deposits, 21(1) (in press).
- Wang Futong, Feng Jing, Hu Jianwei, Wang Lei, Jiang Lifeng, Zhang Zheng. 2001. Characteristics and significance of the Tuwu porphyry copper deposit, Xinjiang. Chinese Geology, 28(1): 35~39.
- Wang Zuosun, Wu Jiye, Lu Xiaohao, Zhang Jingguo, Liu Chengde. 1990. The polycyclic tectonic evolution and mineralization of Tianshan Mountain. Beijing: Science Press. 1~217.
- Xiao Xuechang, Tang Yueqing, Feng Yimin, Zhu Baoqing, Li Jinyi, Zhao Min. 1992. Geotectonics of north Xinjiang and adjacent area. Beijing: Geological Publishing House. 1~169.
- Yuan Xuecheng, Zuo Yu et al. 1994. A-A profile and Xixia craton. Geological Sciences in Xinjiang, (4): 1~17.
- Zhang Liangchen, Wu Naiyuan. 1985. The geological structure and its evolution history of Tianshan Mountain. Xinjiang Geology, 3(3): 1~14.
- Zhou Jiuyan, Cui Bingfang, Lu Yan. 1999. Characteristics and metallogeny of the Yuxi silver deposit in Hami, Xinjiang. Mineral Deposit, 18(3): 209~218.
- Zhou Ruhong. 1987. Advances of the research of isotopic geochronology in Xinjiang. Xinjiang Geology, 5(4): 5~15.

The Eastern Tianshan Porphyry Copper Belt in Xinjiang and Its Tectonic Framework

RUI Zongyao¹⁾, LIU Yulin²⁾, WANG Longsheng¹⁾, WANG Yitian¹⁾

1) Institute of Mineral Resources, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing, 100037

2) Department of Geology, Peking University, Beijing, 100871

Abstract

The Tuwu and Yandong large porphyry copper (molybdenum) deposits were discovered recently in south-eastern Xinjiang, form the Eastern Tianshan porphyry copper belt. As shown by the chronological constraints, the age of plagiogranite porphyry related to mineralization is about 369~356 Ma (Rb-Sr isochron dating and single-grain zircon U-Pb dating), the age of molybdenite is 320 Ma (Re-Os isochron dating), and the age of altered rocks is about 341~310 Ma. The ore-bearing wall-rocks, trachybasalt and trachyandesite probably occurred in the Devonian (Sr-Nb age, 416 Ma; single-grain zircon U-Pb ages, 356 Ma, 390 Ma and 440 Ma).

The porphyry copper deposits are the product of island-arc volcanism—plutonism. To the south of the porphyry copper belt is the well-known Kanggurtag gold belt, and further south is the Xingxingxia silver belt. Therefore, from north to south, the assemblage of the orogenic deposits is manifested as the porphyry copper (molybdenum) belt—ductile shear and epithermal gold belt—epithermal (tectonic alteration) silver belt. The intrusion ages are older in the north than those in the south. All the evidence indicates that the partial melting depths of granitic magma became deeper southwards, and implies that the tectonomagmatic plane was subducted from north to south. As the reflection of the crust—mantle evolution, tectonomagmatism in the Eastern Tianshan persisted from 370 to 240 Ma, which implies that there seemed to be a belt of continuous evolution of granitic magma from Haerlike and Kanggurtag in the north to the Central Tianshan in the south. No sign is found that plutonism has been interrupted by several extension events that occurred in the Eastern Tianshan during the Palaeozoic.

The authors discuss the mineralization mechanisms and tectonic framework of porphyry copper deposits, gold deposits of ductile shear belt type and silver deposits of tectonic alteration type in the Eastern Tianshan and construct a mineralization model, which suggests the new direction in mineral prospecting in the Eastern Tianshan orogen.

Key words: porphyry copper; subduction zone; tectonomagmatic evolution; plate; tectonic framework

中国北祁连高压变质岩之合成温压途径及其对北祁连造山的地体隐示

陈维民¹⁾ 黄永清¹⁾ 饭冢义之²⁾ 罗清华³⁾ 吴汉泉¹⁾

左国朝⁵⁾ 宋述光⁶⁾ 杨经绥⁶⁾ 许志琴⁶⁾ 杨宏仪⁷⁾ E

1) 中国台湾中央大学地球科学系, 桃园县中坜市; 2) 中国台湾中央研究院地球科学研究所, 台北

3) 中国台湾大陆地质科学系, 台北; 4) 中国地质调查局西安地质研究所, 710054; 5) 甘肃省地质调查院, 兰州, 730000

6) 中国地质科学院地质研究所, 北京, 100037; 7) 中国台湾成功大学地球科学系, 台南

透过岩相学、地质温压计学及吉布士法的研究, 本研究已求得多条中国北祁连地质剖面中高压变质岩的合成温压途径。这些由各种不同方法综合出来的温压途径暗示这些祁连地区的高压变质岩都记录了一个顺时钟的温压途径, 而其起点都从蓝片岩相开始, 且分别在蓝片岩相、榴辉岩相或绿帘角闪岩相时达到最高的变质程度, 最后在折返地表的过程中经过麻片岩相。氩-氩定年显示这些高压变质岩的垣原年代大约在 410 Ma 到 443 Ma 之间, 这些垣原年代可作为造成

北祁连地体遭受高压变质作用之隐没事件的最小年代。我们认为后期中止于麻片岩相的解压与冷却温压途径可能反应了北祁连抬升的过程, 而且此过程有可能发生在由弧沟隐没系统转换为大陆造山带系统之后。这些高压变质岩的降温温压途径还具有快速解压与轻微降温的特色, 此暗示这些北祁连地体构造带的高压岩石, 有非常高的抬升速率。岩相学也支持祁连山脉的造山可能是在非常快速的情况下进行抬升及剥蚀。

中国西北地区早古生代柴达木北缘超高压变质带的大陆俯冲: 证据来自此带中发现柯石英 E

杨经绥¹⁾ 许志琴¹⁾ 宋述光¹⁾ 张建新¹⁾ 吴才来¹⁾ 史仁灯¹⁾ 李海滨²⁾

Maurice BRUNEL²⁾ Paul TAPPONNIER³⁾

1) 中国地质科学院地质研究所, 北京 100037, 中国; 2) 蒙彼利埃 I 大学地球科学系, 法国

3) 地球物理学学院, 75252, 巴黎, Cedex 05, 法国

作者使用激光拉曼激光谱在柴达木北缘超高压变质带与一大型榴辉岩体有关的泥质片麻岩的磷石单矿物中发现柯石英。柯石英是包体产出。此外, 还发现一些石墨包体。这发现表明曾发生原地超高压变质作用, 地体很可能是在低于金刚石稳定区压力条件下结晶的。

这支持以前的间接超高压证据, 如在榴辉岩石榴子石中的多晶石英包体, 辉绿石中的石英纹理以及榴辉岩和石榴榴辉岩的温压估计。柴达木北缘的榴辉岩的 U-Pb 和 Sm-Nd 年龄表明, 陆壳俯冲是在早古生代发生的, 它可能记录了中朝板块和扬子板块间的碰撞。