

华南一蚀变火山岩型绿柱石矿床的成因探讨

林 德 松

(中国有色金属工业总公司矿产地质研究院)

某蚀变火山岩型绿柱石矿床是华南地区近年来发现的新的铍矿类型。矿床具有一定的规模,品位较富。除铍以外,伴生有可供综合利用的钼。从现有资料来看,产在火山岩中以绿柱石为主的铍矿床类型,目前尚属罕见。它的发现将为酸性火山岩广布区域普查铍矿资源提供一条新途径,同时对进一步探索火山岩中稀有元素地球化学性状,亦具有重要的意义。

一、成矿区域地质背景(图1)

矿区位于中生代火山岩带。矿区东面系由流纹岩岩钟构成的古火山口,西、北侧被燕山早期花岗岩呈半环状包围。

区内出露地层为侏罗系上统南园组(J_3n),呈喷发不整合覆盖于侏罗系下统梨山组之上、主要岩性为一套酸性、中酸性火山岩,可分为三段。第一段(J_3n^a):厚度为429m,主要分布于本区中部,区内仅见其上部层位。该段岩石属喷溢相,岩性单一,主要为流纹英安岩。流纹英安质晶屑凝灰熔岩,局部发育钾长流纹岩。岩石蚀变强烈,是本区铍(钼)矿化层位之一。第二段(J_3n^b):厚1132m,围绕火山口呈环状分布。岩石属爆发相,岩性复杂,有流纹质熔结凝灰岩、晶屑凝灰岩、火山角砾岩、凝灰熔岩以及流纹岩等。岩石蚀变强烈。该段下部是矿区铍矿化的主要层位。第三段(J_3n^c):厚891m,发育于矿区外围。岩性为英安流纹质凝灰熔岩、凝灰岩以及英安流纹岩,与下伏 J_3n^b 段呈喷发不整合接触。

区内构造以线型构造为主,断裂十分发育,主要有近东西向、北东向、近南北向、北西向四组,以及属古火山机构的环状、放射状断裂。同一断裂往往具有多次活动特征。近东西向断裂属成矿前断裂,是区内主要导矿容矿构造,控制了I号次生石英岩体的产出。北东向断裂是本区另一组控矿构造,属成矿前断裂,走向与钼铍脉状矿体走向一致,产于其中的石英细脉含辉钼矿、绿柱石。

燕山早期黑云母花岗岩穿切于 J_3n 火山岩中。其岩相分带良好,矿区仅见边缘相细粒(斑状)黑云母花岗岩。其岩石化学特点是酸度(SiO_2 为75.85%)、碱度(Na_2O+K_2O 为8.98%)均高, Al_2O_3 、 TiO_2 以及 $FeO+Fe_2O_3$ 、 MgO 、 CaO 、 MnO 含量均偏低。岩石具有绢云母化、萤石化、绿帘石化、黄铁矿化蚀变。岩体内伟晶岩团块、石英脉发育。

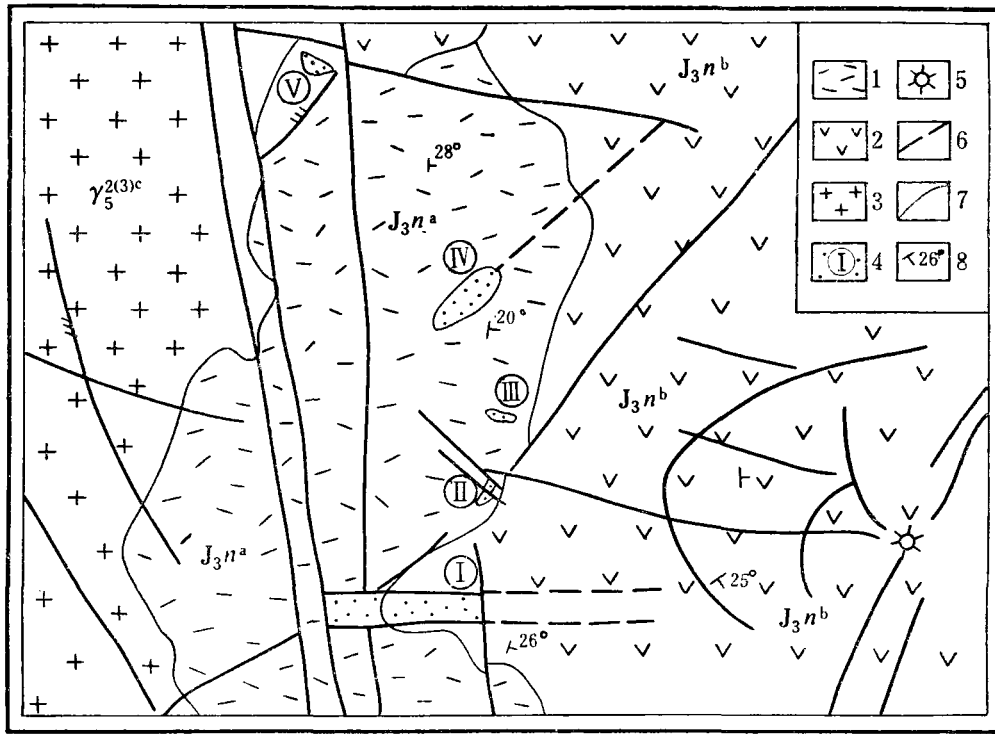


图1 区域地质略图

(据闽东南队资料简化)

1—南园组第一段; 2—南园组第二段; 3—燕山早期花岗岩; 4—次生石英岩体及编号; 5—火山口; 6—断层; 7—地质界线; 8—火山岩产状

Fig.1. Diagrammatic regional geological map.

1. the first member of Nanyuan Formation, 2. the second member of Nanyuan Formation, 3. Early Yenshanian granite, 4. Secondary quartzite body and its serial number, 5. volcanic vent, 6. fault, 7. geological boundary.

二、矿床特征

(一) 矿体产状、形态

铍矿主要产于I号次生石英岩体东段, 其次产于绢英岩带(图2)。矿体呈透镜状、脉状。主要工业矿物绿柱石一般呈浸染状、细脉状产出, 有时呈晶簇状产于晶洞内。此外, 尚见少量含绿柱石石英脉沿岩体裂隙充填交代。

钼矿体主要产于绢英岩带, 受石英细脉带控制, 呈脉状、透镜状, 与围岩呈过渡关系。辉钼矿粒度细, 呈浸染状, 与绿柱石伴生。在I号次生石英岩体中也有零星的钼矿化。

(二) 矿石矿物主要特征

据初步研究, 本矿床中计有20多种矿物, 矿物种类及其形成顺序见表1。矿石矿物主要为绿柱石, 辉钼矿次之, 羟硅铍石、蓝柱石较为稀少。兹将绿柱石、辉钼矿的特征简述如下。

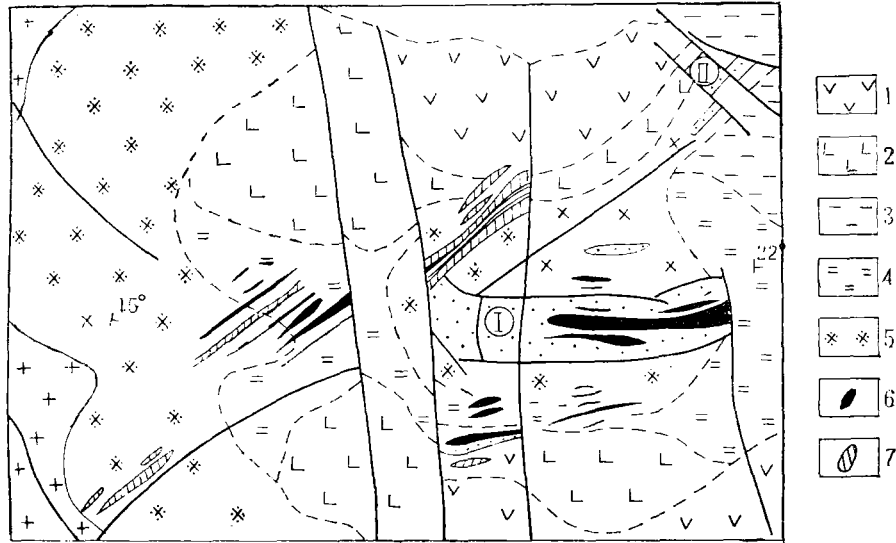


图2 矿区地质略图
(据闽东南队资料简化)

1—流纹英安质凝灰熔岩；2—红柱石化硅化黄铁矿化流纹英安质凝灰熔岩；3—绢云母化流纹质凝灰熔岩、凝灰岩；4—绢云母化流纹质熔结凝灰岩、流纹英安质凝灰熔岩；5—绢英岩；6—铍矿体；7—钼矿体；其它同图1

Fig.2. Schematic geological map of the mining district.

1. rhyodacitic tuffaceous lava; 2. andalusitized, silicified and pyritized rhyodacitic tuffaceous lava; 3. sericitized rhyolitic tuffaceous lava and tuff; 4. sericite greisenized rhyolitic welded tuff and rhyodacitic tuffaceous lava; 5. sericite greisen; 6. beryllium orebody; 7. molybdenum orebody (other symbols as for Fig.1).

表1 矿物生成顺序表

矿物	早期成岩阶段	热液交代阶段			表生阶段
		次生石英岩化 绢英岩化	硅化	晚期热液	
石英		——			
自然铁	——				
磁铁矿	——				
锆石					
绢云母		——			
红柱石		——			
硬水铝石		——			
金红石			——		
板钛矿			——		
锐钛矿			——		
黄铁矿			——		
赤铁矿			——		
电气石			——		
绿柱石			——		
辉钼矿			——		
绢白云母			——		
次生黑云母			——		
黄玉			——		
高岭石			——		
蓝柱石			——		
羟硅铍石			——		
褐铁矿			——		——
范铋矿			——		——
钼铅矿			——		——

绿柱石：镜下观察，呈无色透明，底面解理不完全，干涉色偏低（一级灰色），环带构造不明显。绿柱石的物理性质详见表2。从表2可以看出，尽管绿柱石的产状类型不同，其物理性质却很相似，无明显变化。在化学成分上（表3）亦颇为相似，其主要特点是碱金属、稀碱金属含量均很低（ $R_2O = 0.11-0.15\%$ ），不含 Rb_2O ，属典型的无碱绿柱石。究其原因，可能是在硅化阶段，由于Si、Al活度高，以及它们与Be在地球化学性质上相近，因而Si、

表2 绿柱石的物理性质

物理性质	类型	浸染状	晶洞状	脉状
形态特征		不规则粒状和短柱状、扁柱状，六方柱 $\{10\bar{1}0\}$ ，顶面 $\{0001\}$ 发育，偶见柱 $\{11\bar{2}0\}$ 、双锥 $\{10\bar{1}1\}$	柱状簇晶，中等柱状、扁柱状和细长柱状，六方柱 $\{10\bar{1}0\}$ ，顶面 $\{0001\}$ 发育，偶见柱 $\{11\bar{2}0\}$ 、双锥 $\{11\bar{2}1\}$ 、 $\{10\bar{1}1\}$	长柱状、柱状、扁柱状，晶面可见纵纹，六方柱 $\{10\bar{1}0\}$ ，顶面 $\{0001\}$ 发育，偶见柱 $\{11\bar{2}0\}$ 、双锥 $\{11\bar{2}1\}$ 、 $\{10\bar{1}1\}$
颜色		淡绿	浅蓝绿、淡绿	浅蓝绿、绿色
光泽		玻璃光泽	同左	同左
透明度		微透明—半透明	微透明—不透明	半透明—透明
粒度		$<0.1-1.5\text{mm}$	$0.4-5\text{mm}$	$0.3-5\text{mm}$
长宽比		2—4	2—4，少数 >4	>4
相对密度		2.713	2.710	2.715
光性		-轴(-)	-轴(-)	-轴(-)
折光率	No	1.5690	1.5685	1.5698
	Ne	1.5644	1.5640	1.5640
重折射率		0.0046	0.0045	0.0058

（据本院稀有组1982年科研报告）

表3 绿柱石化学成分(%)

产状	样品号	成分							
		SiO ₂	Al ₂ O ₃	BeO	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO
浸染状	H ₆	65.56	19.49	12.44	0.32	0.013	0.066	0.03	
	人工	65.86	19.24	13.03	0.28	0.013	0.078	—	
脉状	H ₂₆	66.60	19.66	12.67	0.30	0.013	0.078	—	
产状	样品号	成分							
		K ₂ O	Na ₂ O	Li ₂ O	Rb ₂ O	Cs ₂ O	H ₂ O ⁺	烧失量	总计
浸染状	H ₆	0.04	0.07	0.005	—	0.0025	0.40	0.60	99.037
	人工	0.04	0.08	0.004	—	0.0025	0.40	0.50	99.528
脉状	H ₂₆	0.04	0.06	0.010	—	0.0038	0.60	0.40	100.735

（分析者：矿产地质研究院余敬芳、黄立威）

① R₂O系指碱金属、稀碱金属氧化物总量。

Al容易呈异价类质同象置换Be, 而碱金属、碱稀金属阳离子往往不易进入绿柱石结构。红外光谱研究亦表明, 本区绿柱石均属于无碱绿柱石, 确定其中水的类型为I型。

绿柱石的物理性质和化学成分上的相似性, 暗示它们具有共同的成因。

辉钼矿: 铅灰色, 半自形—他形鳞片状集合体, 片径0.5—2mm, 少数为10mm左右, 与硅化石英、绢—白云母、黄铁矿等共生。经电子探针分析, 辉钼矿含Mo 60.02%, Re < 0.01%。本区辉钼矿中Re含量很低, 这可能与成矿温度较低有关。

(三) 蚀变与矿化

区内火山岩普遍经受热液蚀变作用, 蚀变分带明显。在蚀变强烈部位(热流体活动中心)形成次生石英岩体。自岩体往外, 依次发育次生石英岩化—绢英岩化—绢云母化。次生石英岩化和绢英岩化后期叠加的硅化与铍(钼)矿化有成因联系。

1、次生石英岩化及次生石英岩

区内有5个不同规模的次生石英岩体(图1)。其中I号岩体最大, 呈东西向展布, 岩体西部被断层切断, 东端向东倾伏, 是本区主要的含铍岩体。其余的除II号岩体有零星矿化外, 均为不含矿岩体。由于不同岩体中的次生石英岩的基本特征相似, 部分岩体中可见断层迹象, 且这些岩体具有层状特点, 其产状总体上与周围地层产状谐调, 故初步认为, 本区次生石英岩体可能是火山热液沿断裂上升交代两侧火山岩层而形成的。

次生石英岩呈灰白色、肉红色, 具镶嵌粒状变晶结构, 在I号岩体中可见明显的残余火山角砾构造, 角砾成分为流纹质和英安质晶屑凝灰熔岩。经镜下鉴定, 次生石英岩原岩属火山角砾岩、含角砾熔结凝灰岩和凝灰熔岩。其矿物成分如表1所示, 由原岩残留矿物和热液交代矿物组成。主要矿物次生石英呈他形粒状(粒径<0.2mm)紧密镶嵌。次要矿物为绢云母(含量<1—8%)。副矿物有红柱石、金红石、硬水铝石、锆石、磁铁矿和自然铁等。含碱土和钠的矿物则很缺乏。

表4 岩石平均化学成分(%)

岩 性	样数	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	CaO	MnO	MgO
含矿硅交代岩	6	93.73	0.50	2.74	0.57	0.79	0.27	0.036	0.15
石英相次生石英岩	4	98.04	0.20	0.45	0.35	0.14	0.40	0.006	0.095
绢云母相次生石英岩	1	79.93	0.77	11.77	0.38	0.25	0.18	0.015	0.26
绢 英 岩	3	61.03	0.77	23.85	2.83	0.91	0.26	0.04	0.40
绢英岩化流纹质晶屑凝灰熔岩	2	73.53	0.19	15.45	1.57	0.96	0.08	0.036	0.40
弱绢云母化流纹质晶屑凝灰熔岩	2	75.13	0.205	14.64	1.69	1.045	0.195	0.08	0.215
岩 性	样数	K ₂ O	Na ₂ O	P ₂ O ₅	Cl	F	H ₂ O ⁺	烧失量	总 计
含矿硅交代岩	6	0.53	0.079	0.03	0.015	0.061	0.45	0.74	99.95
石英相次生石英岩	4	0.05	0.049	0.006	<0.018	0.038	0.23	0.71	100.07
绢云母相次生石英岩	1	3.70	0.165	0.08	<0.018	0.21	1.14	2.06	99.79
绢 英 岩	3	6.61	0.39	0.09	0.013	0.116	1.59	3.51	100.82
绢英岩化流纹质晶屑凝灰熔岩	2	2.73	0.080	0.04	<0.018	0.125	3.94	4.71	99.92
弱绢云母化流纹质晶屑凝灰熔岩	2	5.03	0.660	0.04	0.007	0.072	2.02	2.14	101.03

(化学分析由本院分析室完成)

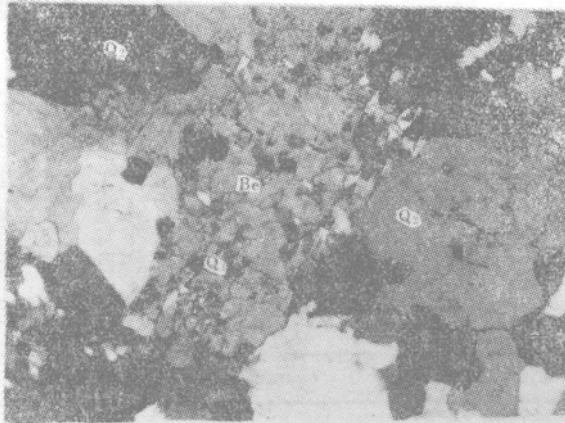
本区次生石英岩的矿物相可分为两种类型：单石英相和绢云母相。前者的化学成分特点（表4）是SiO₂含量极高（98.04%），其他成分包括挥发分均很低；后者SiO₂相对较低（≈80%），Al₂O₃、K₂O、F、H₂O⁺以及TiO₂相应较高。

从各方面资料来看，本区次生石英岩的成岩作用是一种近地表相中温酸性交代作用。尽管它和云英岩化同是典型的酸性淋滤作用，但是，次生石英岩化形成深度浅、温度低、钛的活度高和硫的作用强^[3]。

2、绢英岩化及其岩石

绢英岩和绢英岩化岩石呈环状分布于I号岩体周围以及花岗岩体外接触带。绢英岩是本区钼铍矿体的近矿围岩。

绢英岩呈浅灰—灰白色，风化后呈砖红—红褐色，具鳞片状花岗变晶结构、变余晶屑凝灰熔岩状结构。其原岩为流纹质晶屑凝灰熔岩、熔结凝灰岩等。主要矿物石英呈他形粒状镶嵌，绢云母呈鳞片状变晶杂乱分布。两者数量变化甚大，总量占95—98%。其次有红柱石、金红石、白云母、黄铁矿、磁铁矿、电气石和锆石等。总的来看，绢英岩的矿物组合基本上与绢云母相次生石英岩相似，但在岩石化学成分上，绢英岩中SiO₂相对较低，而Al₂O₃、Fe₂O₃、K₂O含量明显增高。TiO₂含量高而稳定则是这两种岩石的共同特点，都含有标型矿物金红石。



照片1 绿柱石 (Be) 和硅化石英 (Q₂) 共生，并包含早期次生石英岩化石英 (Q₁) (+) ×36

绢英岩呈浅灰—灰白色，风化后呈砖红—红褐色，具鳞片状花岗变晶结构、变余晶屑凝灰熔岩状结构。其原岩为流纹质晶屑凝灰熔岩、熔结凝灰岩等。主要矿物石英呈他形粒状镶嵌，绢云母呈鳞片状变晶杂乱分布。两者数量变化甚大，总量占95—98%。其次有红柱石、金红石、白云母、黄铁矿、磁铁矿、电气石和锆石等。总的来看，绢英岩的矿物组合基本上与绢云母相次生石英岩相似，但在岩石化学成分上，绢英岩中SiO₂相对较低，而Al₂O₃、Fe₂O₃、K₂O含量明显增高。TiO₂含量高而稳定则是这两种岩石的共同特点，都含有标型矿物金红石。

3、绢云母化

绢云母化为远矿围岩蚀变，与铍（钼）矿化无直接关系。它主要发育于矿区东北部至外围J₃ⁿ⁶流纹质火山岩中。斜长石晶屑或斑晶程度不同地被绢云母交代，但晶形、双晶仍可见。石英有熔蚀现象。基质较普遍受绢云母交代，并常见电气石零星分布。岩石蚀变后仍保留原岩结构构造。

4、硅化

硅化是后期叠加在次生石英岩（绢云母相为主）、绢英岩之上的酸性交代作用。硅化交

表5 不同阶段石英的气液包裹体特征

阶段标志	次生石英岩化	硅化
形态	圆形、扁圆形	扁圆形、负晶形、不规则状
大小	3—6μm	5—10μm，少数为10—20μm
相态	液体包裹体	液体包裹体，少数含子矿物多相包裹体和气体包裹体
气液比	5—10%	10—20%
发育程度	不发育	很发育
分布特点	星点状	面形

（据本院吴开华测定结果）

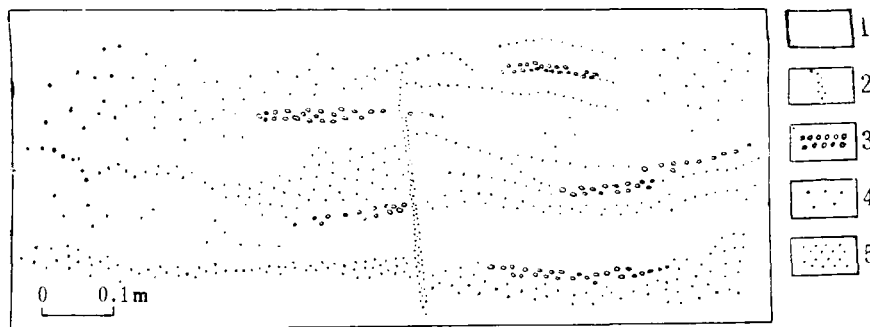


图3 次生石英岩中绿柱石及硅化石英分布特征素描

1—次生石英岩；2—绿柱石细脉；3—硅化石英；4—稀疏浸染状绿柱石；5—稠密浸染状绿柱石

Fig.3. Sketch showing distribution of beryl and silicified quartz in secondary quartzite.

1. secondary quartzite; 2. beryl veinlet; 3. silicified quartz; 4. sparsely disseminated beryl; 5. densely disseminated beryl.

代岩的组成矿物有石英（包括部分早期石英）、绢-白云母、绿柱石、辉钼矿、金红石（晚期）、次生黑云母和黄玉等。此外，还有少量早期残留矿物。硅化石英和绿柱石紧密共生（照片1），有时可见它们在次生石英岩中呈似层状分布（图3），其方向与原岩岩层产状大体一致。研究表明，硅化石英和次生石英岩化石英有明显区别。前者常包含早期石英、绢-白云母与次生黑云母，矿物粒径一般为0.3—1mm，显然比次生石英岩石英粗大。同时硅化石英裂纹较多，气液包裹体较发育，而且在包裹体的形态、大小、数量、气液比、相态等方面均与次生石英岩化石英有所不同（表5）。

三、矿床成因

（一）气液包裹体的特征和测温结果

根据镜下观察，硅化石英和绿柱石以液体包裹体最为发育，表明成矿为热水溶液性质。液体包裹体一般为水溶液，不含液态碳酸。有时亦有少量的气体包裹体，说明矿液具有部分沸腾的性质。

据石英和绿柱石的气液包裹体均一法测温资料（表6），本区次生石英岩的成岩温度为237—308℃，后期叠加的硅化交代作用的温度为235—290℃，与之有关的绿柱石的生成温度为166—268℃，含辉钼矿石英脉为233℃。上述资料表明本区铍（钼）矿床系在中温条件下含矿热液与早期蚀变火山岩（次生石英岩、绢英岩）发生交代时形成的。

（二）成矿溶液性质及成矿元素搬运形式

与铍（钼）矿伴生的石英以及成矿前形成的次生石英岩化石英中包裹体的成分资料（表7）来看，成矿溶液和早期热液在成分上比较相似，均属低盐度类型。推测这些流体的组分除了岩浆水外，可能还混合有大量的地下热水（包括天水）。从表7看出，含铍溶液中阳离子以 K^+ 、 Ca^{+2} 为主，并含有一定数量的Be（平均为54ppm）， $F^- > Cl^-$ 。含钼溶液相对以 Na^+ 、 Cl^- 为主。两者中 SiO_2 都比较高。另外，从矿物共生组合的特点来看，绿柱石与大量的硅化阶段的石英密切共生，而绢-白云母、次生黑云母含量不多，含挥发分的矿物黄玉少见，萤石几乎未见，这都与矿体中含F量很低是一致的。因此，初步推测本区铍（钼）矿化与高

表 6 铍(钼)矿床形成温度

样号	矿石或岩石名称	测温矿物	均一温度(°C)	
			范围	平均值
H ₂	次生石英岩(Ⅲ号岩体)	石英	220—310	273
H ₄	次生石英岩(Ⅳ号岩体)	石英	212—348	269
H ₂₀	次生石英岩(Ⅰ号岩体)	石英	245—340	280
人 ₃	绢云母相次生石英岩 (Ⅰ号岩体)	石英(次生石英岩化)	239—350	308
		石英(硅化阶段)	175—263	229
H ₁₂	浸染状铍矿石	石英(次生石英岩化)	217—267	237
		石英(硅化)	224—360	279
		绿柱石	204—325	266
H ₈	浸染状铍矿石	石英(次生石英岩化)	195—308	247
		石英(硅化)	226—315	260
		绿柱石	152—212	166
人 ₂	浸染状铍矿石	石英(次生石英岩化)	195—345	290
		石英(硅化)	245—352	291
		绿柱石	215—356	268
人 ₂₋₂	浸染状铍矿石	石英(硅化)	170—280	241
人 ₄	含铍石英细脉	石英	190—262	235
H ₂₆	含铍石英脉 (产于绢云岩中)	脉石英	323—420	361
		绿柱石	254—415	318
H ₈	含钼石英脉	石英	186—253	233

(测温由本院吴开华完成)

表 7 石英中气液包裹体平均化学成分

类型及样数	包裹体中组分的浓度(×10 ⁴ ppm)								
	K ⁺	Na ⁺	Ca ⁺²	Mg ⁺²	Li ⁺	F ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ⁻²	CO ₂
次生石英岩(二个样)	0.1244	0.1520	1.0649	0.0174	0.0082	0.3321	0.2380	痕	7.6599
含铍硅交代岩(二个样)	0.5972	0.1748	0.5574	0.0257	0.0197	0.1915	0.1423	痕	2.9175
含钼石英脉(一个样)	0.1282	0.2285	0.1096	0.0031	0.0047	0.1071	0.2543	痕	4.7558
类型及样数	包裹体中组分的浓度(×10 ⁴ ppm)					K ⁺ Na ⁺	Ca ⁺² Mg ⁺²	F ⁻ Cl ⁻	盐度 (%)
	CO	CH ₄	H ₂	SiO ₂	Be				
次生石英岩(二个样)	痕	0.0129	0.1369	1.9616	0.0008	0.90	50.21	1.47	2.9
含铍硅交代岩(二个样)	痕	痕	0.0876	5.0098	0.0054	3.27	23.70	1.34	4.0
含钼石英脉(一个样)	痕	0.0479	0.0237	1.1066	0.0005	0.56	35.35	0.42	1.4

(成分分析由本院包体组完成)

浓度的 SiO_2 矿液有关,铍(钼)则以铍(钼)-硅络合物形式搬运。

据Г. И. 索洛列夫的实验研究^[4],含钾铍硅酸盐 $\text{K}_2\text{O} \cdot \text{BeO} \cdot 3\text{SiO}_2$ 和 $\text{K}_2\text{O} \cdot 2\text{BeO} \cdot 3\text{SiO}_2$ 具有良好的可溶性。同时,他合成了非可溶性的含钠铍硅酸盐。从铍的化学性质来看,含钾的铍化合物比含钠的铍化合物容易溶解。结合本矿区成矿溶液以含 K^+ 为主,由此进一步推测本区铍可能是呈 $\text{K}_2[\text{Be}_2\text{Si}_3\text{O}_9]$ 、 $\text{K}_2[\text{BeSi}_3\text{O}_8]$ 络合物形式存在和运移的。

Н. И. 希塔罗夫等实验研究表明^[5],在热液条件下钼、 SiO_2 具有共同迁移的可能性,在含 SiO_2 和钼的酸性溶液中有可能形成稳定的络离子 $[\text{Si}(\text{Mo}_3\text{O}_{10})]^{-4}$ 。我们推测,这很可能是本区钼的运移形式。

(三) 矿化富集条件

形成绿柱石的介质条件是富铍、硅、铝,贫碱^[1]。在含铍的酸性溶液与围岩发生矿化交代的过程中,产生强烈的淋滤作用,极为活泼的钾、钠易溶解于成矿溶液中,甚至一部分铝也转入溶液。这时,溶液的碱性度升高(呈弱酸性),铍硅络合物离解,大部分碱金属呈绢-白云母析出,由于 SiO_2 过剩,促使铍以阳离子形式与硅、铝结合形成绿柱石,剩余的硅形成大量石英。还需指出的是绿柱石中的铝部分是由围岩的绢云母发生硅化时分解提供的。同时,铝还起到了促进铍络离子分解的矿化沉淀剂作用^[1]。

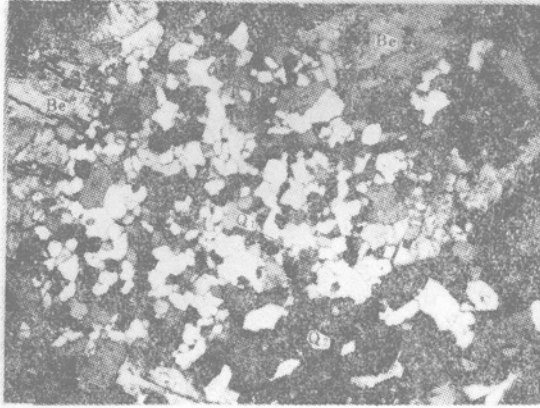
钛也可能是一种矿化沉淀剂。在本区蚀变火山岩和矿体中,金红石分布颇广,可分早、晚两个世代。早世代金红石分布普遍而与矿化无关,晚世代金红石(含杂质元素较多)仅在矿体中出现,与绿柱石共生。在矿体和近矿围岩中 TiO_2 含量明显增高(0.50—0.77%),而无矿的石英相次生石英岩中则较低(0.08—0.29%),显示铍矿化与 TiO_2 之间具有一定的联系。实验结果表明^[2], TiO_2 和其他氧化物少量加入 $\text{BeO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{MgO}$ 体系,可以大大加快低温石英和绿柱石的结晶,但对结晶相的成分不带来任何变化。

总之,铍矿化的形成主要与阳离子沉淀阶段有关,含铍络合物分解和铍矿物的沉淀在一定程度上取决于沉淀剂铝和钛。这就解释了本区铍矿为什么主要产在绢云母相次生石英岩(I号岩体东段)以及绢英岩中,而石英相次生石英岩(I号岩体西段和II、III、IV、V号岩体)没有铍矿化或矿化很弱的问题。因为石英相次生石英岩是一种极其贫铝的围岩(表4, Al_2O_3 仅0.45%),即使发生后期叠加的硅化交代,也不可能产生足够的剩余铝来形成绿柱石,而仅仅产生少量绢-白云母而已。而绢云母相次生石英岩、绢英岩则不同,含铝高(Al_2O_3 分别为11.77%和23.85%,见表4),除了形成绢-白云母外,还有足够的铝参与形成绿柱石。同时又有一定数量钛,有利于绿柱石的结晶。这充分说明了围岩的化学成分对铍矿化富集的控制作用。

此外,围岩的结构、构造也是绿柱石矿化富集的重要条件。本区绿柱石大量富集于原岩为含角砾凝灰岩或火山角砾岩的胶结物部分,角砾中未见铍矿物(照片2),这说明了矿化交代的选择性。原岩经次生石英岩化后,角砾部分几乎全部由石英组成,其他矿物极少。而胶结物中除石英外,有较多的绢云母,显然有利于绿柱石的形成和聚集。一般来说,角砾岩孔隙度较大,渗透性良好,有利于矿液的运移,且能促使矿液温度、压力的急剧降低,有利于矿液浓度和相态的转化,从而促使矿质沉淀富集。

根据铍、钼矿物的分布特点、密切的共存关系以及相似的元素搬运形式,推测铍、钼的络合物可以共存于溶液中,沿着同一的通道,一起从深部向浅部迁移。虽然它们的搬运形式

和沉淀条件（弱酸性）比较相似，但是钼的沉淀还与介质环境中 H_2S （黄铁矿等硫化物分解产生）的存在有关，钼硅络合物在含 H_2S 的环境下分解，形成辉钼矿。



照片2 中间部分为原岩的一个角砾，已全部蚀变为次生石英岩石英（ Q_1 ），周围为原岩的胶结物，由绿柱石（Be）和硅化石英（ Q_2 ）等矿物组成
(+) × 36

这里还要补充说明一下，本区除了主要工业矿物绿柱石以及辉钼矿外，还有少量的蓝柱石和羟硅铍石，它们往往充填于早先形成的铍矿物——绿柱石周围的淋蚀空洞中，与高岭石、晚期石英等矿物共生，在成因上应属于晚期低温热液阶段的产物。

（四）矿床的成因类型

关于本矿床的成因类型，目前仍说法不一。据初步研究，我们认为本区铍（钼）主要来源于火山热液，属火山期后热液型矿床，成矿与后期岩浆侵入形成的花岗岩并无成因联系。依据如下：

中 H_2 含量较高推测，这种溶液和后期的成矿溶液均来自深部。两者在成分、盐度方面的某些相似性表征本区热液活动具有继承性和多期性特点，即是说，它们的来源可能是同一的，均与火山作用有关。

2. 本区铍、钼矿物共生组合以及成矿元素的运移形式与云英岩型、热液型（与花岗岩有关）的绿柱石矿床有所不同。本区成矿过程中氟的作用不明显，含挥发分的矿物少见，而与花岗岩有关的铍矿床，氟在成矿过程中起着重要作用，铍往往以氟络合物形式运移，矿床中常有相当多的含氟的矿物（如黄玉和萤石）与绿柱石共生。

3. 本区流纹岩、流纹质熔结凝灰岩、含角砾熔结凝灰岩以及晶屑凝灰岩中铍的含量较高，均在5—15ppm之间，表明在火山喷发过程中已有较多的成矿元素带出。

4. 本区花岗岩内外接触带尚未发现铍的矿化富集。在花岗岩体边缘相部分，石英脉颇为发育，还有伟晶岩团块，均未见绿柱石矿化。

5. 本区矿床中铍、钼、铀元素组合也是区域中生代酸性火山岩特征的微量元素组合。在我国火山岩型铀矿床中，往往有较多的钼、铍与铀矿伴生，有时钼还构成伴生矿。

四、几点认识

1. 本区铍（钼）矿床在时空和成因上与陆相火山作用有关。矿床形成于酸性火山岩带内的火山活动中心附近。由于成矿晚于火山作用，因而火山期后的断裂对矿床、矿体的定位有着重要的意义。

2. 矿区发育强烈的热液蚀变，且蚀变具分带性。成矿与后期叠加的热液硅化交代有关。矿化交代作用强度对绿柱石产出形式有一定的影响。在交代作用强烈的岩石中（绢云母相次生石英岩），绿柱石往往呈浸染状产于交代岩中；在交代作用相对较弱的岩石中（如绢英岩），

绿柱石主要堆积于石英脉和细脉中。

3. 矿床的脉石矿物石英气液包裹体研究表明,成矿为热水溶液性质,矿石是在中温、低盐度的流体中沉淀的。

工作中曾得到李根坤、冯宗帆、张之燊同志的热情支持和帮助。王开选、周基发、邱廷国同志参加了野外和室内部分工作。袁忠信、丁孝石副研究员和蒋淑芳工程师审阅了本文初稿,并提出了宝贵意见。在此一并致谢。

参 考 文 献

- (1) 司幼东等 1963 铍矿化交代作用的地球化学实验研究 地质科学 第4期
- (2) Я. А. 科萨尔斯(袁忠信等译) 1976 花岗岩类熔体和溶液中稀有元素地球化学的主要特征 地质出版社
- (3) Наковник Н. И., 1968, Вторичные Кварциты СССР и Связанные с Ними Месторождения Полезных Ископаемых, «Недра», Москва.
- (4) Гинзбург А. И. и др., 1977, Закономерности Формирования Гидротермальных месторождений Бериллия. «Недра», Москва.
- (5) Рехарьский В. И., 1973, Геохимия Молибдена в Эндогенных Процессах. «Наука», Москва.

A PRELIMINARY STUDY ON GENESIS OF AN ALTERED VOLCANIC TYPE BERYL DEPOSIT IN SOUTH CHINA

Lin Desong

(Research Institute of Geology for Mineral Resources, China National Nonferrous Metal Industry Corporation)

Abstract

The beryllium-molybdenum deposit in the study area occurs in Jurassic acidic volcanoclastic rocks with distinctive alteration zoning from the active center of the hydrothermal fluids outwards, in the order of secondary quartzitization→sericite quartzitization→sericitization.

There are five secondary quartzite bodies in the study area; they can be mineralogically divided into monoquartz and sericite facies. Beryllium-molybdenum ore bodies occur mainly in secondary quartzite of sericite facies and sericite quartzite. No such mineralizations are observed in the secondary quartzite of monoquartz facies. The distribution of secondary quartzite bodies and mineralizations are structurally controlled by fractures.

Beryllium mineralization is genetically related to the late stage superimposed hydrothermal silicification. The beryllium ore mineral—beryl—is veinlet-di-

sseminated and veinlike in altered volcanic rocks and is closely associated with silicified quartz.

Of all inclusions in the deposit, liquid inclusions are best developed and a certain quantity of gaseous inclusions have also been recognized. This implies that ores were formed mostly in an environment dominated by hydrothermal solutions and partly in the boiling state. Fluid inclusion studies indicate beryl homogenization temperatures of 166-268°C, suggesting that beryl was formed in mesothermal stage. In addition to beryl, there also exist a small quantity of bertrandite and euclase in the ore bodies.

The intimate association of beryl and silicified quartz and the depletion in fluorine-bearing minerals suggest that beryllium was transported in the form of beryllium-silicon complex such as $K_2(Be_2Si_3O_9)$ and $K_2(BeSi_3O_8)$ in acidic solution. During the silicification process, the alkali metal(K) and Al were brought into the solution, which decreased the acidity of solution, decomposed Be-bearing complex, and resulted in the deposition of beryl.

According to the modes of occurrence of beryllium and molybdenum minerals, their close association in the deposit and their similar form of element transportation, the author holds the opinion that beryllium and molybdenum complexes might have coexisted in the same mineralizing fluids and migrated together along the same conduit from greater to shallow depths, which probably accounts for the coexistence of beryllium and molybdenum at very small depth.

The deposit should genetically belong to post-volcanic hydrothermal type.

~~~~~  
(continued from p.9)

In salinity: the salinity of the liquid phase in mineral inclusions is over 20%, and that of the hot brine water in these pools is around 25%.

In isotopic compositions:  $\delta^{34}S$  in pyrite of these stratiform ore deposits is of positive value, the sulfides are heavy and the lead isotope compositions are uniform; the  $\delta^{34}S$  in sulfides of the brine pools is also positive and heavy, and the lead isotope is uniform too.

According to the above information, the authors have come to the conclusion that sulfides were precipitated from ore-forming hydrothermal fluids which had ascended along a major fracture, and these sulfides accumulated simultaneously with rock materials to form the stratiform sulfide ore deposits.

The genetic model for these stratiform sulfide deposits is also given in this paper.