

地质·矿床

西秦岭温泉斑岩型钼矿床地质特征及成因浅析

韩海涛^{1,2}, 刘继顺¹, 董新^{1,3}, 欧阳玉飞¹

(1 中南大学地质与环境工程学院, 长沙 410083; 2 甘肃有色地质勘查局天水总队, 天水 741025;
3 甘肃省有色地质调查院, 兰州 730000)

[摘 要] 温泉钼矿位于甘肃省武山县温泉乡陈家大湾, 大地构造位置属北秦岭加里东褶皱带西段, 是 2000 年后发现并正在勘查的斑岩型钼矿床。含矿的温泉岩体为中浅成侵入杂岩体, 从海西期到燕山期有 4 期 10 次侵入。主体相为印支期侵入的似斑状黑云母二长花岗岩, 燕山期早期的花岗斑岩穿插于主体相中, 花岗斑岩与矿化密切相关, 矿(化)体产出于燕山期花岗斑岩和附近的围岩中。地表矿化呈脉状零星分散、不连续, 品位低。共圈出矿(化)体 40 条, 在地表下 20 ~ 50 m 深处矿化连成一体, 构成面型矿化。已经控制矿体范围近 0.3 km², 南北长近 800 m, 东西实际控制宽 400 m, 控制厚度最大 445 m, 最小 37 m。钼矿体主要由充填于各向原生节理、裂隙中的相互平行或网状含钼石英细脉组成, 矿石矿物组合简单, 围岩蚀变较弱。成矿物质来源于岩浆, 成矿流体主要来源于岩浆混入了大气降水和地下水, Re-Os 同位素模式年龄 214 ± 7.1 Ma, 属斑岩型钼矿床。

[关键词] 地质特征 成因 温泉斑岩型钼矿 西秦岭

[中图分类号] P618.65 **[文献标识码]** A **[文章编号]** 0495-5331(2008)04-0001-07

武山温泉钼矿床产出北秦岭加里东褶皱带西段, 北部以武山—天水—宝鸡深大断裂与祁连褶皱系为邻, 南以武山—娘娘坝深大断裂与中秦岭海西褶皱带为界。地理坐标: 东经 105°05′00″~105°07′00″, 北纬 34°36′15″~34°37′30″。该区地质构造作用复杂, 岩浆活动频繁、强烈。该矿床是 2000 年发现并正在勘查的斑岩型钼矿床, 目前完工的钻孔普遍见钼矿化, 其中最大孔深 586 m, 仍未穿透矿体。这是继华北地台南缘找到东秦岭钼矿带之后, 西秦岭地区的重大发现, 2004 年底获 333 级钼资源量 10.7 万 t, 具大型—超大型钼矿的勘查潜力。

温泉岩体为中浅成侵入杂岩体, 呈岩基产出, 面积 253 km²。侵入于下古生界李子园群 (P₄ lz)、上泥盆统大草滩群 (D₃ dc) 中。岩体从海西—燕山期有 4 期 10 次侵入, 以印支期为主 (201 ~ 218 Ma), 占岩体面积的 80%。岩性有闪长岩、花岗闪长岩、似斑状花岗岩、含斑黑云母二长花岗岩等, 其主体相为似斑状黑云母二长花岗岩。燕山期最晚期侵入的花岗斑岩, 在印支期岩体中呈半隐伏岩株状产出, 是主成矿期, 花岗斑岩与矿化密切相关, 斑岩体既为成矿母

岩, 也为含矿围岩。做为燕山期花岗斑岩的围岩, 在燕山期花岗斑岩顶部及附近的印支期侵入岩中有矿(化)体存在。两者界线不清楚, 岩性变化具过渡关系。温泉岩体范围内以温泉钼矿床为中心 40 km² 的范围内有 42 处钼矿(矿)化点。

1 矿区地质特征

矿区大部分区域被 20 ~ 50 m 厚的第四系坡积物及黄土层所覆盖, 仅在沟谷中出露印支期似斑状黑云母二长花岗岩和少量的燕山早期花岗斑岩 (图 1)。

印支期似斑状黑云母二长花岗岩, 岩石呈灰色, 似斑状结构, 块状构造; 矿物成分为石英、钾长石、黑云母、斜长石等, 斑晶为钾长石, 大小 1 ~ 3 mm, 呈长条状自形晶。燕山期花岗斑岩呈砖红色, 斑状结构, 块状构造; 矿物成分为石英、钾长石、斜长石等, 斑晶稀少。侵入接触变质不发育。

矿区构造以近南北向的断裂构造为主, 主要有陈家大湾断裂和中坝—耍子沟—焦家沟断裂。两断裂的旁侧发育有较密集的次级断裂及破碎带, 走向

[收稿日期] 2007-06-04; [修订日期] 2007-08-13。

[第一作者简介] 韩海涛 (1961 年—), 男, 1982 年毕业于西安地质学院大学, 获学士学位, 高级工程师, 在读博士生, 现主要从事矿产普查与勘探工作。

近南北向,西倾,倾角 60 左右。它们发育、活动于印支期,在燕山期追踪复活。为该区主要的成矿构造,既导矿,又容矿。含矿岩体中原生节理发育,主要有三组;第一组产状: 80 °~ 95 ° 60 °;第二组产状: 105 ° 70 °;第三组产状: 310 ° 80 °。其中以第一组节理最为发育,含辉钼矿石英细脉主要充填于其内。

2 矿体特征

矿体主要产在燕山期花岗斑岩外围的印支期似

斑状黑云母二长花岗岩中,少量分布于斑岩体内。地表矿化呈脉状零星分散、不连续,品位低。共圈出矿(化)体 40 条,达最低工业品位以上的矿体 23 条。经过坑道、钻探工程验证,在地表下 20 ~ 50m 深处矿化连成一体,构成面型矿化。目前已经控制主矿体范围近 0.3km²,南北长近 800m,东西宽 400m,控制厚度最大 445m,最小 37m(图 2)。

钼矿体主要由充填于各向原生节理、裂隙中的相互平行或网状含钼石英细脉组成。含钼石英细脉

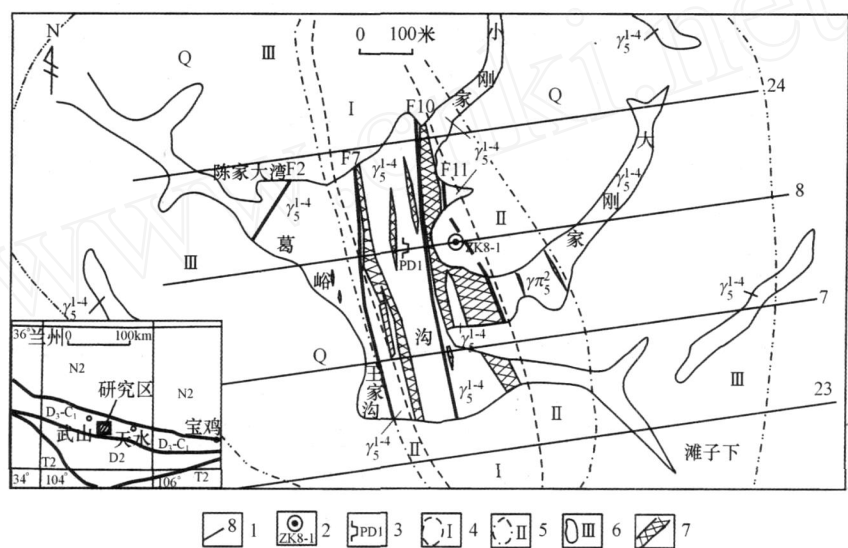


图 1 温泉钼矿床地质略图

Q—第四纪残坡积物及黄土层;γ¹⁻⁴—印支期似斑状黑云母二长花岗岩;γπ₅²—燕山期花岗斑岩;1—勘探线及编号;2—钻孔及编号;3—坑道及编号;4—砖红色浊沸石化蚀变带;5—强硅化蚀变带;6—弱硅化蚀变带;7—矿(化)体

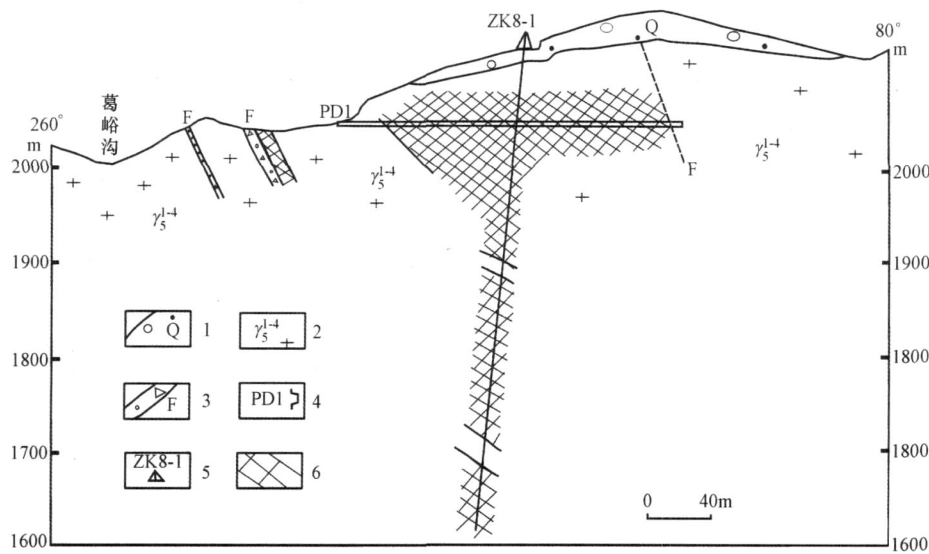


图 2 8 线地质剖面图

1—黄土残坡积物;2—似斑状黑云母二长花岗岩;3—断裂破碎带;4—钻孔及编号;5—坑道及编号;6—钼矿(化)体

呈烟灰色,宽 1~5mm,个别达 1cm,每米范围内有 5~20 条。含钼石英细脉为同期产物,矿化不均匀。辉钼矿呈薄膜状,小团块状分布于石英脉两壁。围岩中有微量星点状辉钼矿。斑岩体既为成矿母岩,又为矿体和含矿围岩。原生节理、裂隙为成矿岩体结晶分异冷凝过成中形成,节理面平直,边缘光滑,各向节理相互穿插,属同一应力条件下同期形成。节理切割岩石中钾长石斑晶,说明节理形成于成岩期后。

3 矿石特征

矿石矿物组合简单,主要金属矿物为辉钼矿和黄铁矿,少量黄铜矿和磁铁矿,极少量的磁黄铁矿、闪锌矿、白钨矿、斑铜矿、黝铜矿、毒砂和方铅矿等;脉石矿物主要为石英、钾长石和斜长石,少量黑云母、浊沸石、角闪石、方解石、绢云母、高岭石、绿泥石、榍石和磷灰石等。矿石结构为鳞片状、斑点状、不等粒状,构造为细脉状、细脉浸染状和星散浸染状等。钼矿石自然类型有两类:似斑状二长花岗岩石英细脉型和沸石化蚀变花岗岩斑裂隙型。

辉钼矿主要呈鳞片状,粒径 $\leq 0.25\text{mm}$, 2H 型,平均含 Re 0.086%, Au 0.459%, Pd 0.356%, Mo 60.140%。

4 围岩蚀变

矿床围岩蚀变较弱,主要为硅化,其次有红色泥化、浊沸石化、绢云母化、高岭土化、浸染状黄铁绢云碳酸盐化、钾化、碳酸盐化、绿泥石化和孔雀石化等。

硅化:硅化主要分布于矿区,在外围硅化变弱。可分面型硅化和脉状硅化两类。面状硅化发育于矿体周围,脉状硅化发育在矿体外围。

红色泥化:在露头上由于泥化程度的不同,表现为岩石由灰褐→土褐→肉红色不同的颜色过渡。镜下主要表现为长石表面产生不同程度的红色泥质尘点,无光性显示。

浊沸石化:浊沸石化蚀变花岗岩呈砖红色或肉红色,较破碎、疏松。

绢云母化、高岭土化:矿区岩石绢云母化和高岭土化较为普遍,且紧密伴生,其中前者远较后者发育。

浸染状黄铁绢云碳酸盐化:局部发育。

钾化:主要表现为钾长石化和少量黑云母化,其中钾长石化以正长石化为主,极少量微斜长石化。

碳酸盐化:主要为方解石化,分布较少,且蚀变较弱。可分为浸染状和脉状蚀变。

绿泥石化:分布较广,但蚀变较弱。

孔雀石化:不发育,孔雀石含量极少。其它蚀变有褐铁矿化、白铁矿化、叶腊石化、水白云母化、软锰矿化等。

根据浊沸石化和硅化发育的强弱大致可分为 3 个蚀变带:砖红色浊沸石化蚀变带、强硅化蚀变带和弱硅化蚀变带(图 1)。

5 矿床成因浅析

5.1 成矿物质来源

含矿围岩为富钾(碱)的钙碱性花岗岩系列,岩体形成岩浆来源较深并有幔源基性岩浆的带入,属后碰撞壳-幔混合花岗岩^[1](肖庆辉等,2003),与近邻的柏家庄等 5 个二长花岗岩相比 Mo、Sn、Bi、W 等高温成矿元素含量明显偏高^[2](李永军等,2003),是比较有利的斑岩型钼矿床的成矿母岩。在表 1 中,离矿区较远外围的 4 个样中岩石钼平均含量为 8.3×10^{-6} ,分别是花岗岩平均含量 (2.4×10^{-6})^[3](黄典豪等,1993)和华南燕山早期花岗岩中钼含量 (2.3×10^{-6})^[4](刘英俊等,1983)的 3.5 倍左右;矿区外沿 6 个样中岩石钼平均含量为 19.3×10^{-6} ,分布不规则,不是与矿区岩石接近,就是与矿区外围岩石相当;矿区岩石中钼含量平均高达 25.5×10^{-6} ,岩脉中钼含量平均高达 42×10^{-6} ,矿区外围暗色包裹体中钼含量为 10×10^{-6} 。表明岩浆具有提供成矿物质来源的基础。

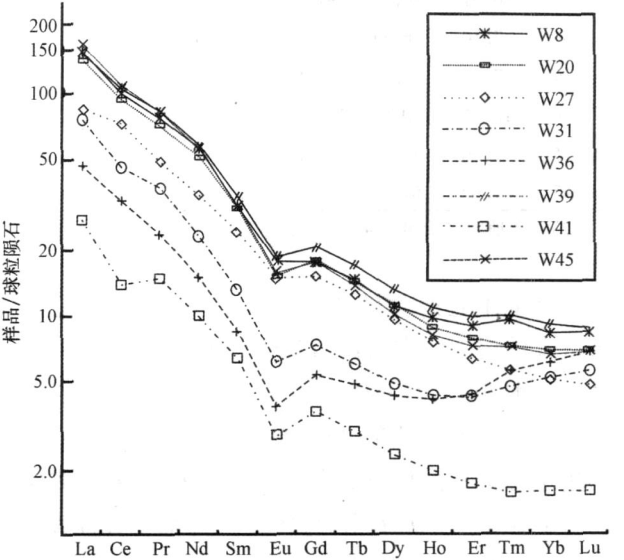


图 3 稀土元素分布型式图

表 1 岩石中钼含量分析结果

样号	采点	Mo/10 ⁻⁶	样号	采点	Mo/10 ⁻⁶	备注
w11	外沿	35	w26	外围	4.2	w42为白色石英脉,未参与平均值;w45为暗色包裹体
w13	外沿岩脉	25	w27	外沿	7.2	
w14	矿区	30	w29	外围	8.2	
w17	矿区	36	w30	矿区	19	
w18	外沿	28	w34	外沿	25	
w19	外围	6.6	w36	矿区岩脉	46	
w20	外沿	13	w40	矿区	17	
w21	外沿	7.6	w42	矿区石英脉	333	
w22	外围	16	w43	外围岩脉	44	
w23	外围	7.9	w44	矿区岩脉	53	
w24	外围	26	w45	外围包裹体	10	
w25	外围	14	总平均		21.8	

甘肃有色地质测试中心分析,质量管理体系标准,GB/T 19001 - 2000—ISO 9001中粒斑状二长花岗岩:W11 W14 W18 W19 W20 W23 W26 W27 W30 W34;细粒二长花岗岩:W40;中粒二长花岗岩:W17 W21 W22 W24 W25 W29;细粒二长花岗岩脉:W13;花岗斑岩脉:W36;暗色包体:W45;石英脉:W42 W43 W44。

表 2 稀土元素含量及特征值

													$\omega_B / 10^{-6}$	
样号	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	HO	Er	Tm	Yb	Lu
W 8	36.41	62.37	7.20	25.22	4.62	0.99	3.56	0.54	2.77	0.54	1.45	0.24	1.34	0.21
W20	32.96	58.54	6.88	23.89	4.63	0.85	3.54	0.52	2.72	0.49	1.28	0.18	1.10	0.17
W27	20.21	46.07	4.66	16.28	3.65	0.84	3.02	0.46	2.39	0.42	1.03	0.14	0.83	0.12
W31	18.29	29.30	3.57	10.62	1.94	0.35	1.46	0.22	1.22	0.24	0.69	0.12	0.85	0.14
W36	11.37	20.63	2.20	6.89	1.28	0.22	1.07	0.18	1.07	0.23	0.71	0.14	0.99	0.17
W39	35.81	65.26	7.86	27.38	5.19	1.05	4.09	0.62	3.27	0.60	1.61	0.25	1.48	0.22
W41	6.49	8.61	1.40	4.60	0.95	0.16	0.73	0.11	0.58	0.11	0.28	0.04	0.26	0.04
W45	38.49	67.25	7.91	26.40	4.72	0.88	3.48	0.50	2.51	0.45	1.18	0.18	1.08	0.17
样号	Y	$\sum REE$	LREE	HREE	LREE/HREE	δCe	δEu	$(La/Yb)_N$	$(La/Sm)_N$	$(Gd/Yb)_N$	备注			
W 8	14.30	161.76	136.81	24.95	5.48	0.87	0.72	18.34	4.96	2.15				
W20	12.80	150.55	127.75	22.80	5.60	0.89	0.62	20.22	4.48	2.60				
W27	10.61	110.73	91.71	19.02	4.82	1.10	0.75	16.44	3.49	2.94				
W31	7.10	76.11	64.07	12.04	5.32	0.82	0.61	14.52	5.94	1.39	矿化 岩脉			
W36	7.14	54.29	42.59	11.70	3.64	0.93	0.56	7.75	5.59	0.87				
W39	16.00	170.69	142.55	28.14	5.07	0.90	0.67	16.33	4.34	2.23				
W41	2.96	27.32	22.21	5.11	4.35	0.66	0.57	16.85	4.30	2.27	灰色石英脉 暗色包裹体			
W45	11.92	167.12	145.65	21.47	6.78	0.88	0.64	24.06	5.13	2.60				

湖北省地质实验研究所分析,质量符合 DZ20130294标准。

从稀土元素含量、特征值(表 2)和稀土元素分布型式图(图 3)中看出:LREE/HREE为 3.6~5.6,高出一般花岗岩(1.0~1.2),具明显的轻稀土富集特征;轻稀土分馏度 $(La/Sm)_N$ 为 3.5~5.9,大于 1,指示分馏程度较好,轻稀土富集,接近华南碱性花岗岩的比值^[5](王中刚等,1989);重稀土分馏度 $(Gd/Yb)_N$ 为 0.9~2.9,明显高于壳型花岗岩 $[(Gd/Yb)_N \approx 1]$,说明其重稀土分馏程度明显偏低;稀土

配分曲线斜率 $(La/Yb)_N$ 为 7.8~24.1,因而稀土配分曲线为向右陡倾式。从分布型式图来看,暗色包裹体、主要岩石、花岗岩脉、石英脉变化曲线形状极为相似,说明它们之间稀土元素具有同源性; δEu 值:岩浆分异程度越高,则 δEu 值愈小,铈亏损愈强烈,岩体中 δEu 值为 0.56~0.75,小于 1,铈具负异常,属铈亏损型。岩体中 δCe 为 0.7~1.1,多数小于 1,应属铈亏损型,具负异常,岩浆中氧逸度偏高。

(含矿)石英脉与围岩的稀土元素分配形式和特征有相似性和继承性,符合花岗岩浆中稀土元素分异演化的规律,表明石英脉与围岩具有同源性,成矿热液主要来自岩浆热液。

5.2 物理化学条件

5.2.1 均一温度

含矿石英脉中石英中的流体包裹体类型以液体包裹体为特征(表 3、图 4)。总体上,包裹体大小较为均匀,多为 5~10 μm ;气液比较低且变化较小,一般为 5%~10%,不含子矿物;温度变化范围集中,大多为 170~290、平均(9个样)236。表明主要含矿石英脉的形成条件相近或相同。气液比高,温度亦高。B62样包裹体最小(4.1 μm)、气液比(5.2%)和温度(平均 179)最低,与其它样(平均 236)差别较大,此样处在断层破碎带中。

除 B62 样外,其它 9 个样均一法平均温度为 219~250。其中又可分为温差较小的两组,一组为 218~227(5个样),一组为 250~253(4个样)。显示不同次的脉动成矿作用。

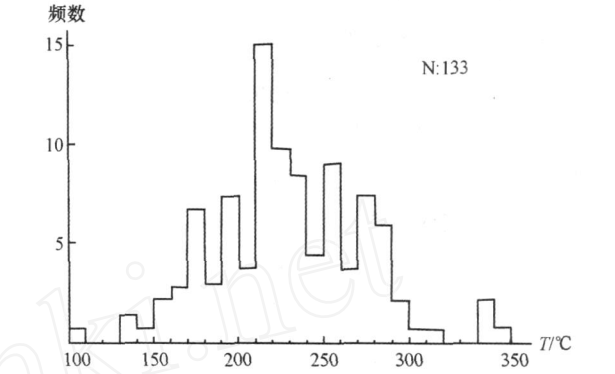


图 4 流体包裹体均一法测温柱状图

表 3 流体包裹体均一法测试结果表

样号	测试数	大小/ μm	气液比/%	均一温度/	备注
B108	11	(5—6)/5.5	(5—10)/8.1	(171—331)/251	括号内为最低和最高值,斜线后为平均值
B133	14	(3—8)/5.7	(5—10)/8.5	(175—315)/253	
B221	14	(5—12)/6	(5—15)/10	(177—336)/250	
B280	15	(3—8)/5.5	(5—10)/8.7	(193—341)/253	
B93	15	(3—8)/6.1	(5—10)/7.9	(173—286)/222	
B175	8	(5—6)/5.1	(5—10)/5.6	(192—243)/218	
B218	15	(5—8)/6	(5—10)/8.7	(158—286)/224	
B311	13	(5—6)/5.5	(5—10)/7.5	(160—280)/220	
B319	15	(3—6)/5.1	(5—10)/6.1	(167—307)/227	
B62	13	(3—6)/4.1	(5—7)/5.2	(109—228)/179	
平均		5.5	7.6	230	

中国地质大学(武汉)成矿过程实验室分析:B62 PD1 钼矿石 断层带石英脉中, B93 ZK24 - 2 样 204~205 细粒二长花岗岩, B108 ZK24 - 2 384M 中粒斑状二长花岗岩, B133 ZK15 - 3 261M 中粒斑状二长花岗岩, B175 PD1 48M 钼矿石 断层带石英脉中, B218 大岗点 10 含矿细粒二长花岗岩, B221 大岗点 11 钼矿石 薄膜状辉钼矿, B280 PD3 - 71 含矿中粒斑状二长花岗岩, B311 ZK0 - 3 242M 含矿细粒二长花岗岩, B319 16 线剖面 3 中粒二长花岗岩。

在热台加热过程中,气液包裹体均一化为液相,说明成矿作用是在液相条件下完成的。考虑到均一法温度为成矿作用的下限,矿床成矿温度以中温热液成矿为主,极少数(B62样)为中低温热液形成。结合主要成矿阶段的含矿石英脉仅为充填早期岩石节理沉淀形成,且脉两侧围岩交代蚀变极弱,表明成矿是在围岩静压较小,较为开放的系统中成矿的。

5.2.2 盐度

方法是先测试出富液相包裹体的冰点,再根据 NaCl-H₂O 溶液的冰点-盐度数据表获得流体的盐度。仪器为为英国生产的 LNKAM TMS93 型显微冷热台,共测试了 13 个样品 67 个包裹体,获得的盐度为 0.2%~11.8 $\omega_{(\text{NaCl})}$ %,流体的主要盐度区间为 3.25%~5.5 $\omega_{(\text{NaCl})}$ %(图 5)。含子矿物多相包裹体

的发现说明存在盐度大于 26.3 $\omega_{(\text{NaCl})}$ %的流体。

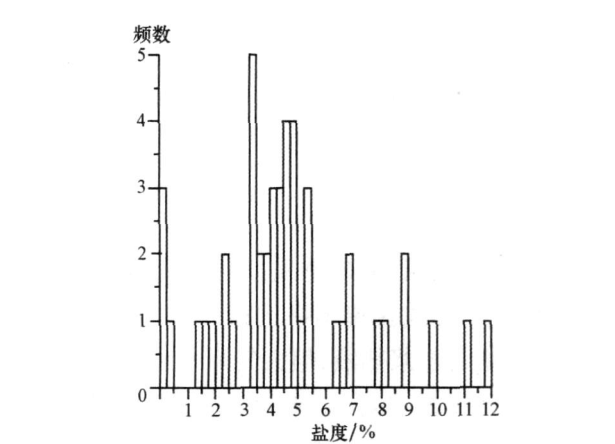


图 5 流体包裹体盐度柱状图

5.3 化学作用机制

研究表明,钼在岩浆熔体中成液相网阴离子团 $[MoO_4]^{2-}$ 不混容体从岩浆中分离出来进入岩浆晚期或岩浆期后的热水溶液中,并得到一定程度的富集^[6] (牟保磊, 1999)。斑岩体系中的金属元素 Mo 是以氯、碲、硫和硅钼络合物形式在富钠氯合物热卤水中运移与搬运的。在早期成矿阶段,含矿流体以岩浆热液为主,随着时间的推移和热液体系的对外开放,大量的大气降水进入热液成矿体系,导致温度、压力下降、Ph、EH 值的由小到大的演变,导致含 Mo 络合物在裂隙系统中分解与沉淀。矿床形成的温度 219 ~ 250 之间,并有多条脉动成矿期。与金堆城钼矿比较,成矿温度明显偏低^[7] (黄典豪等, 1987),而围岩蚀变弱,表明成矿流体温度低,与围岩仅有少量的物质交换。

5.4 Re - Os 同位素模式年龄

测试样品为辉钼矿,仪器为 TJA X - series ICP - MS (电感耦合等离子体质谱仪)。如图 6 所示,矿床形成的平均年龄为 214 ± 7.1 Ma,大约为中生代三叠纪,处于印支运动晚期 - 燕山运动早期,略晚于东秦岭黄龙铺,早于金堆城、南泥湖钼矿床的 Re - Os 同位素年龄^[8] (黄典豪等, 1994)。

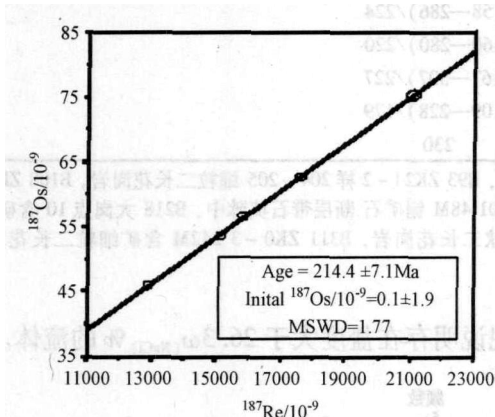


图 6 Re - Os 同位素等时线图

6 成矿机理

以上研究表明:成矿物质来自于岩浆岩,以氯、碲或硫络合物形式在流体中运移;成矿流体为中温热液,主要来自岩浆热液,但大气降水和地下水也参与了成矿;而 $> 26.3\omega_{(NaCl)}\%$ 和 $< 26.3\omega_{(NaCl)}\%$ 两种不同盐度流体的发现也说明了两种成矿流体的存在,岩浆热液被大气降水和地下水混合导致了盐度降低及其它物理化学条件的改变,与岩浆有关的含

矿热液在构造作用下,沿有利的断裂构造通道 (通道往往位于不同岩体接触部位和岩脉活动频繁的部位) 上升,随着物化条件的改变,在断裂带两侧围岩节理中尤其是断裂带上盘围岩节理中充填沉淀。在此期间,由于岩石静压力和静水压力的更替,使围岩发生破裂或节理张合,导致了含 Mo 络合物的分解与沉淀,形成了相互交错的含矿石英网脉。由此认为,断裂构造控制了矿体形态和展布,岩石节理控制了矿化的形态和特征。

由于成矿作用是在相对较开放的系统中和热液温度不是很高的条件下完成的,故矿床围岩蚀变不是很发育。

矿床与中酸性侵入体有空间上及成因上的联系,矿石主要为细脉浸染状,围岩显示面型热液蚀变的特征。因此,矿床成因类型应属斑岩型中温热液充填钼矿床。

7 讨论

大量的文献和学者的研究指出,斑岩型矿化产在挤压环境和板块俯冲、碰撞造山密切相关,其岩浆属埃达克岩或埃达克岩类有密切的亲性^[9] (侯增谦, 2004),起源于亏损的上地幔并混入地壳物质,该矿的形成与华力西期西秦岭和祁连拼合造山过程有关,加厚的地壳减薄诱发的大规模岩浆活动始于 50Ma 后的印支晚期。辉钼矿中的铼含量可以指示成矿物质来源^[10,11] (Mao, et al, 1999b, Stein et al, 2001),从地幔来源到壳幔混合再到地壳来源,矿石中的含铼量呈 10 倍地下降,该矿辉钼矿平均含铼量 86×10^{-6} ,说明岩浆来源于壳幔混合,与李永军等的研究相吻合。

斑岩矿床发育有典型的围岩蚀变带,成矿流体与围岩有大规模的物质交换,成矿温度较高,沸腾现象普遍。而该矿床的围岩蚀变很弱,同时包裹体测温显示成矿温度较低,结合从地表矿化向浅部转变成不均匀面状矿化分析,现有矿化只是斑岩成矿系统的外带,矿体刚剥蚀出露地表,浅部面状矿化仍然严格受到成矿构造控制,勘查工作应加大深度。

[参考文献]

- [1] 肖庆辉,邢作云,张 昱,等. 当代花岗岩研究的几个重要前沿 [J]. 地学前缘, 2003, 10 (3): 221 - 229.
- [2] 李永军,高占华,李 英,等. 西秦岭温泉岩浆混合花岗岩的地球化学特征 [J]. 地质地球化学, 2003, 31 (4): 43 - 49.
- [3] 黄典豪,董群英,甘志贤. 中国钼矿床 [M]. 北京:地质出版社, 1989. 482 - 483.

[4] 刘英俊,张景荣,孙承轶,等. 华南花岗岩类中微量元素的地球化学特征 [C]. 花岗岩地质和成矿关系, 1984. 511 - 535.

[5] 王中刚,于学元,赵振华,等. 稀土元素地球化学 [M]. 北京:科学出版社, 1987. 133 - 248.

[6] 牟保磊. 元素地球化学 [M]. 北京:北京大学出版社, 1999. 100 - 105.

[7] 黄典豪,吴澄宇,聂风军. 陕西金堆城斑岩钼矿床地质特征及成因探讨 [J]. 矿床地质, 1987, 6(3): 22 - 34.

[8] 黄典豪,吴澄宇,杜安道,等. 东秦岭地区钼矿床的铼 - 钨同位素年龄及其意义 [J]. 矿床地质, 1994, 13(3): 221 - 230 (in Chinese with English abstract).

[9] 侯增谦. 斑岩 Cu - Mo - Au矿床:新认识与新进展 [J]. 地学前缘, 2004, 11(1): 131 - 143.

[10] Mao J W, Zhang Z C, Zhang Z H. et al. Re - Os isotopic dating of molybdenites in the Xiaoliugou W (Mo) deposit in the northern Qilian mountains and its geological significance [J]. Geochemical et cosmochimica acta, 1999b, 63(11 - 12): 1815 - 1818.

[11] 孙晓明,任启江,杨荣勇,等. 金堆城超大型钼矿床水 - 岩 δD - $\delta^{18}O$ 同位素交换体系理论模型及成矿流体来源 [J]. 地质地球化学, 1998, 26(2): 16 - 22.

GEOLOGY AND GENESIS OF WENQUAN PORPHYRY MOLYBDENUM DEPOSIT IN THE WEST QINLING AREA

HAN Hai - tao^{1,2}, LIU Ji - shun¹, DONG Xin^{1,3}, OUYANG Yu - fei¹

(1. School of Geosciences and Environmental Engineering, Central South University, Changsha 410083;

2. Tianshui General Team, Gansu Bureau of Nonferrous Metal Geological Exploration, Tianshui 741024;

3. Gansu Institute of Geological Survey for Nonferrous Metals, Lanzhou 730000)

Abstract:Wenquan porphyry molybdenum deposit in Chenjiadawan village, Wenquan Town, Wushan County, Gansu Province, is located in the west of Caledonian folding belt in the north Qinling area, which was found after 2000 and has been keeping on prospecting. Ore - bearing rock masses are meso - hypabyssal complexes, which are intrusions of ten times during the Hercynian to Yanshanian periods. The main phase is the quasi - porphyritic biotite adamellite of the Indo - China period intrusion, which was penetrated by the earlier Yanshanian period granitic porphyry that is closely related to the mineralization. Molybdenum ore (mineralized) body is located in the Yanshanian granitic porphyry and in the nearby wallrocks. Little separating veins can be seen with discontinuity and lower - grade in the surface. 40 Mo ore (mineralized) bodies are delineated which joined together and formed a mineralized - surface under 20 ~ 50 meters of the earth surface. The controlled area is about 0.3km² with 800m long from south to north and factual 400m controlling width from east to west. Maximum controlling thickness is 445m and minimum is 37m. Main Mo orebodies are composed of parallel or network Mo - bearing quartz veins filling in primary joints and fractures. Ore minerals are simple and wallrock alterations are weak. Ore - forming materials came from magma, and ore - forming fluids are magmatic water mixed with meteoric and ground water. Re - Os isotopic dating gave model age of 214 ± 7.1 Ma. The deposit belongs to porphyry - mesothermal ore filling Mo type.

Key words: geology, genesis, Wenquan porphyry Mo deposit, west Qinling area