

皖南东源钨钼矿成矿流体特征和成矿物质来源

杜玉雕^{1,2} 余心起^{1,2} 刘家军^{1,2} 周 翔^{1,2} 傅建真³

(1. 中国地质大学地质过程与矿产资源国家重点实验室, 北京 100083; 2. 中国地质大学地球科学与资源学院, 北京 100083; 3. 安徽省地质矿产勘查局 332 地质队, 安徽 黄山 245000)

摘要:皖南东源钨钼矿位于安徽省祁门东源境内,是该地区目前已知规模最大的钨钼矿床。钨钼矿体主要产于花岗岩闪长斑岩体内及其接触带附近,以细脉浸染状和浸染状矿化类型为主。流体包裹体地球化学研究表明,气相成分主要为 H₂O 和 CO₂, 含少量 C₂H₄、N₂、CH₄ 等,液相成分以 Ca²⁺、Na⁺、SO₄²⁻、Cl⁻ 为主, K⁺、F⁻ 次之, 并含少量 Mg²⁺、NO₃⁻、Br⁻。矿床氢、氧、硫、铅稳定同位素组成研究表明,流体包裹体中水的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{水}}$ 的含量范围为 -0.498‰~3.102‰, $\delta\text{D}_{\text{水}}$ 的含量范围为 -85‰~-66‰,成矿流体主要为岩浆水与大气降水的混合物;黄铁矿的 $\delta^{34}\text{S}_{\text{SV-CIT}}$ 值介于 2.6‰~5.8‰,硫可能是由成矿流体从东源花岗岩闪长岩体中淋滤而来;铅同位素变化范围小,其来源具有明显的混合特征。成矿流体在成矿过程中,经历了不混溶或沸腾作用及其与被加热的大气降水的混合作用,改变了成矿流体系统的物理化学条件,引起体系含 W 和 Mo 络合物的不稳定,从而造成大量的成矿物质析出、沉淀,富集成矿。

关键词:东源钨钼矿床;流体包裹体;不混溶;同位素;皖南

中图分类号: P611 **文献标志码:** A **文章编号:** 1000-3657(2011)05-1334-13

皖南东源钨钼矿是近年来在皖南祁门县东源发现 WO₃ 资源量大于 9.62 万 t 的斑岩型白钨矿床,其中东源钨矿体北侧有良好的钼矿化,有望达到大型规模,具有良好的找矿前景和重要的经济价值。研究区位于扬子地块东南部江南隆起的北缘,往北与下扬子拗陷相邻,往南为浙西拗陷,隶属江南造山带北缘的一部分,与赣东北复合混杂岩带的成矿条件有较大差别。此外,在东源矿区周边还分布着数个花岗岩闪长岩岩株,经打钻证实其周边的岩株也有明显的钼矿化,东源矿床成矿机制的研究对于评价周边岩株的成矿潜力和指导区域找矿具有积极的借鉴意义。

由于东源钨钼矿区属于中国 16 个成矿区带之外的非重点成矿区带,直到 2008 年才被发现,地质工作程度较低。目前,只有个别学者曾对东源钨钼矿的年代学^[1,2]和地球化学分析^[2]进行了一定的研究和探讨,这为东源钨钼矿床成因提供了重要约束。对于

流体方面,前人所做的工作相对较少且仅限于包裹体基础测温方面^[3],本文在总结前人研究成果的基础上,补充开展了流体包裹体群成分分析,并结合稳定同位素数据探讨成矿流体特征和来源、成矿物质来源以及成矿机制,为矿床的形成机制提供重要的信息。

1 区域地质特征

皖南钨钼矿床位于安徽省祁门县东源 315° 方向约 15 km 处,其大地构造上位于扬子地块东南部、“江南古陆”东段的北缘,往北毗邻“沿江过渡带”,往南以景德镇—横茅—屯溪—伏川断裂为界与江南造山带(中元古代末期造山带)为邻(图 1-A)。基底区占据研究区主体部分,基底地层为上溪(溪口)群、历口群的浅变质复理石建造、碎屑岩建造夹部分中基性火山岩。寒武—志留纪形成沉降带,地层厚度巨

收稿日期:2011-03-11;改回日期:2011-06-25

基金项目:安徽省国土资源厅公益性地质(科研)工作项目(2009-20)资助。

作者简介:杜玉雕,男,1985 年生,硕士,主要从事矿床学与矿床地球化学方面的研究;E-mail: garnettdyd@sina.com。

通讯作者:刘家军,教授;E-mail: liujiajun@cugb.edu.cn。

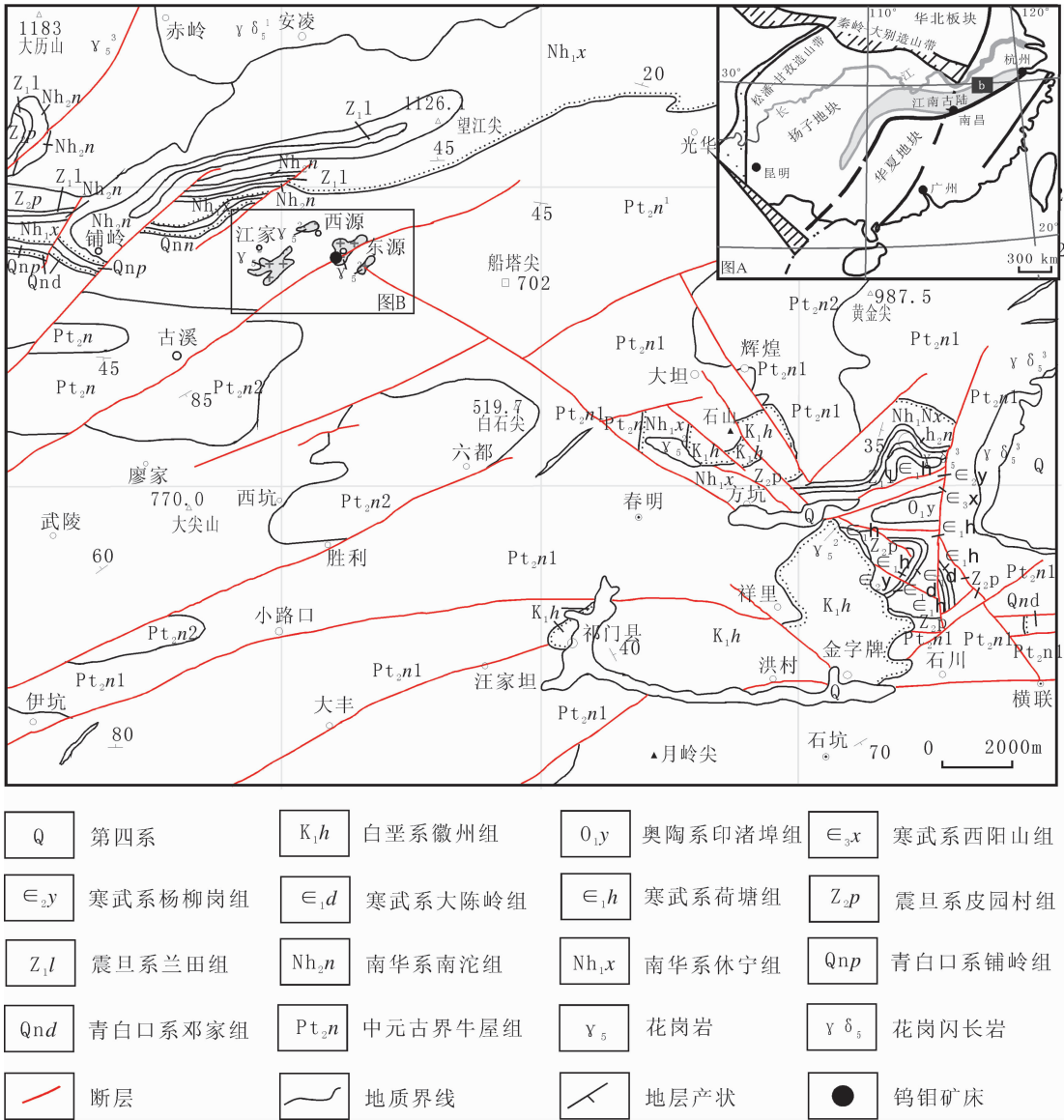


图 1 皖南祁门县东源钨钼矿区域地质简图^[2]

A—大地构造位置;B—区域位置

Fig.1 Geological sketch map of Dongyuan area, Qimen County, southern Anhui^[2]

大, 泥盆—三叠纪浅表海相沉积主要分布在北部地区, 印支—燕山中期构造运动形成以大型、开阔的复式背、向斜为特征地台盖层褶皱带。中生代以来盖层发生大规模的北东向褶皱, 同时产生一系列的断裂构造。其中以近东西向、北东向、北西向和近南北向(NNE 向)断裂为主(图 1), 其次北东向和北西向层间滑脱断裂, 平缓断层和冲断层亦常见。

研究区岩浆岩发育, 主要为晋宁、燕山两期。侵入岩有晋宁早期 S 型的花岗闪长岩, 分布在休宁—

许村, 歙县—水竹坑一带; 晋宁晚期的 S 型花岗岩为石耳山岩体的北东延伸部分, 形成灵山、莲花山和白际岩体, 普遍片理化、糜棱岩化。中生代燕山期岩浆活动强烈, 构成多条构造—岩浆带。火山岩也集中在晋宁和燕山两期。晋宁期呈北东向展布在白际岭—井潭一带并延入浙江省。燕山期发育两条火山岩带, 东带发育在皖浙交界, 由守村盆地、璜尖盆地和莫干山盆地组成, 以流纹岩为主。西带以屯溪盆地为代表, 玄武岩、安山岩和流纹岩均有发育, 构成多旋回。

2 矿床地质特征

含矿斑岩体西部较宽,向东变窄,多呈不规则岩株状、脉状产出,延伸方向与区域构造线方向基本一致,平面形态略呈三角形,岩体出露面积约 0.28 km²,规模向深部扩大;其时代为燕山晚期,岩性为花岗闪长斑岩,蚀变强烈且有明显分带。周边出露基底地层中元古界牛屋组(Pt_{2n})碎屑沉积岩,岩性为粉砂质千枚岩、绢云母千枚岩、千枚状板岩、千枚状粉砂岩,地层倾向和倾角均有较大变化,东南部被第四系覆盖。近东西向的祁门断裂控制了东源地区的岩浆岩和矿产的展布(图 1-B)。岩体与围岩接触多不规则,侵入接触带呈波状弯曲且外倾,倾角中等,有岩枝伸入围岩之中,二者呈侵入接触关系。

矿体主体产于花岗闪长斑岩体内和其接触带附近,白钨矿主要呈细脉浸染型和浸染型产于斑岩体

内和蚀变岩带中(图 2-A),矿区东部以石英脉形式产于蚀变角闪闪长玢岩岩脉附近。辉钼矿产于岩体与接触带裂隙中,以含矿石英细脉和辉钼矿细脉形式产出,同时在细脉两侧也发育浸染状辉钼矿化(图 2-B)。由内带向外带,钼矿品位渐低,最外带仅见零星矿化,但矿化连续性渐好;而钨矿品位逐渐增加,但部分区段矿化不连续,最外带矿化最好。总体来说,钨钼矿化在垂向上互为消长的关系。

矿石矿物组比较简单,主要为辉钼矿、黄铁矿、白钨矿等,但分布极不均匀;脉石矿物总量在 90%以上,以石英、钾长石、斜长石、黑云母、绢云母、绿泥石为主。矿石结构有自形-半自形结构、交代反应边结构、碎裂状结构、假象结构等;矿石中常见块状构造、浸染状构造、细脉浸染状构造、细脉-网脉状构造、星散状构造等。围岩蚀变有角岩化(图 2-C)、黄铁矿化、硅化、钾长石化(图 2-D)、绢云母化、绿泥石化等。

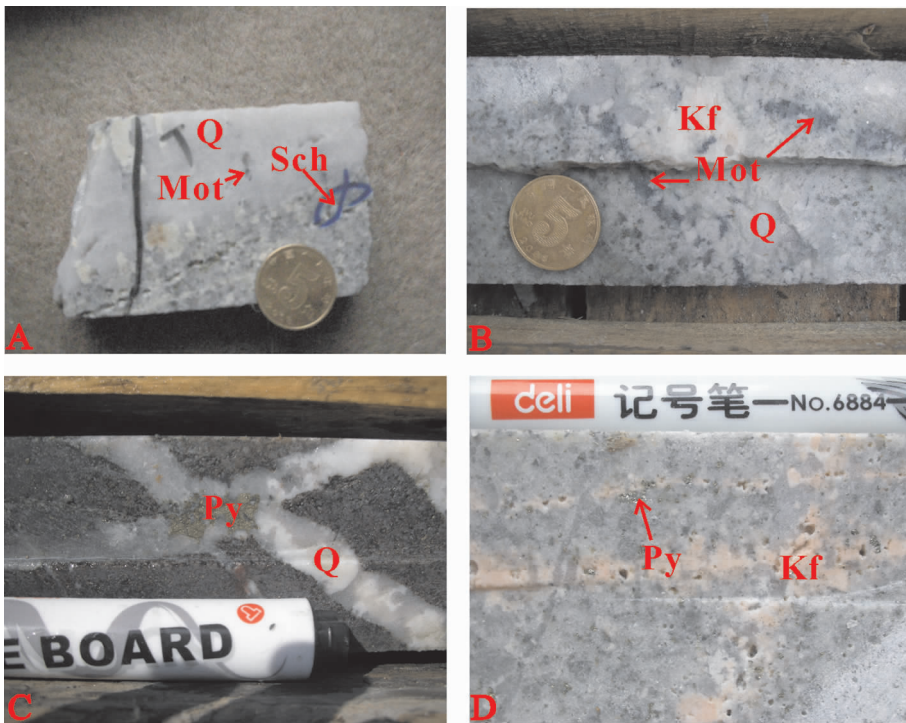


图 2 皖南东源钨钼矿床的样品照片

A—花岗闪长岩矿化特征;B—钼矿化弱钾化硅化花岗闪长岩;C—角岩中硅化和黄铁矿化特征;D—钾化黄铁矿化花岗闪长岩;Sch—白钨矿;Mot—辉钼矿;Py—黄铁矿;Q—石英;Kf—钾长石

Fig.2 Photographs of samples from the Dongyuan W-Mo deposit in southern Anhui

A—Characteristics of mineralization in granodiorite; B— Molybdenum mineralization, weak potassic alteration and silicification in granodiorite; C—Characteristics of silicification and pyritization in hornstone;

D—Potassic alteration and pyritization in granodiorite;

Sch— Scheelite; Mot— Molybdenite; Py—Pyrite; Q— Quartz; Kf— K-feldspar

3 流体包裹体特征

3.1 岩相学特征

岩相学研究表明,东源钨钼矿床的流体包裹体主要发育在石英脉中,既有原生包裹体,也有次生包裹体,贯穿成矿的全过程,总的特点是流体包裹体数量多,形状多呈不规则状,其长轴大多为 $5\sim 15\mu\text{m}$,多成群随机分布或孤立分布。假次生及次生包裹体主要沿裂隙呈线性分布,多为负晶形,假次生包裹体主要以水溶液包裹体为主,次生包裹体则主要以水溶液包裹体和富液包裹体为主。原生包裹体常孤立随机分布,部分成群分布,但未穿切单颗粒石英;其大小差异比较大,大者达 $20\mu\text{m}\times 14\mu\text{m}$,小者仅为 $2\mu\text{m}\times 2\mu\text{m}$,但大小主要集中在 $8\mu\text{m}\times 6\mu\text{m}$;形态各异,一般为椭圆形、长条形、三角形和其他极其不规则的多边形状。

原生包裹体类型多样,以其室温下的相态特征和组成,可将这些包裹体分为 3 类:气液两相包裹体

(I 型)、含 CO_2 三相包裹体(II 型)和 CO_2 包裹体(III 型)。在主成矿阶段石英中气液包裹体几乎分布于所有的样品中,并且在数量上占绝对优势(图 3);其气/(液+气)比变化范围较宽(介于 $5\%\sim 70\%$),绝大多数集中在 $10\%\sim 35\%$;其个体体积变化范围大,介于 $5\mu\text{m}\times 3\mu\text{m}\sim 20\mu\text{m}\times 14\mu\text{m}$,大多数为 $8\mu\text{m}\times 6\mu\text{m}$ 。其形态多为椭圆形、少量负晶形、长条形和极不规则的多边形,呈群状和孤立状分布,存在于成矿各个阶段。同时,气体包裹体和 CO_2 三相包裹体,体积较小,形态不规则,呈孤立状分布于石英中。其中可见到 II 型包裹体与 I 型包裹体共生产出于同一个石英颗粒中,显示出它们近似于同时捕获的特征。

3.2 流体包裹体群体化学成分

流体包裹体的气相和离子色谱分析是在中国地质科学院矿产资源研究所完成的。流体包裹体的气相成分分析采用加热爆裂法提取气体,再经过 TCD 和 FID 检测,实验所用仪器为 GC2010 气相色谱仪和澳大利亚 SGE 公司的热爆裂炉。流体包裹体的液

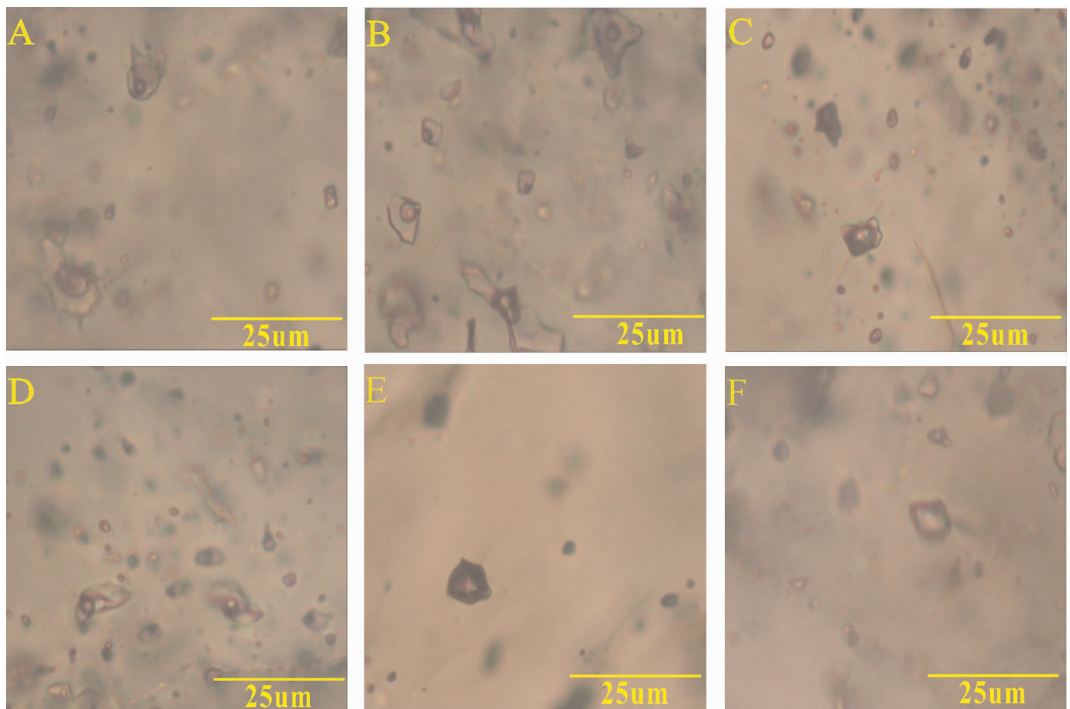


图 3 东源钨钼矿床中流体包裹体的显微照片

A,B—含 CO_2 三相及气液两相包裹体共生于同一个结晶平面; C—富气包裹体; D—富液包裹体; E—气体包裹体;
F—液体包裹体与气液两相包裹体共生于同一个结晶平面

Fig.3 Photomicrographs of fluid inclusions in the Dongyuan W-Mo deposit

A,B— CO_2 -bearing phase and aqueous two-phase inclusions in the crystal plane; C—Gas-rich phase inclusions;
D—Liquid-rich phase inclusions; E—Gas inclusions; F—Liquid inclusions and aqueous two-phase inclusions in the crystal plane

相成分分析采用加热爆裂法,使用仪器为 Shimadzu HIC-SP Super 离子色谱仪进行测试。标准物质来源于国家标准物质研究中心。测定结果见表 1。由于热爆过程中的氧化作用,表中的 SO_4^{2-} 代表了流体包裹体中的所有含硫物相,如 S^{2-} 、 HS^- 和 SO_4^{2-} ; $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O}$ 和 CO_2/N_2 表示摩尔分数之比, $\text{Na}+\text{K}/(\text{Ca}+\text{Mg})$ 、 $\text{Mg}^{2+}/\text{Ca}^{2+}$ 、 K^+/Na^+ 、 F^-/Cl^- 表示摩尔比值。

3.3 流体包裹体的氢氧同位素组成

氢、氧同位素分析在中国地质科学院矿产资源研究所稳定同位素实验室完成,所用仪器为 Finnigan MAT253 型质谱仪。矿物的氧同位素分析采用 BrF_5 法;包裹体水的氢同位素分析采用爆裂法取水、锌法制氢,爆裂温度为 550°C 。氢、氧同位素分

析精度分别为 $\pm 2\text{‰}$ 和 $\pm 0.2\text{‰}$,分析结果均以 SMOW 为标准。测定结果见表 2。由于测试样品主要形成于石英-黄铁矿阶段,故参考叶洪刚(2010)测得的东源钨钼矿石英-硫化物阶段石英脉中流体包裹体均一温度平均值 200°C ^[3],采用石英-水分馏方程 $1000\ln \alpha_{\text{石英-水}} = 3.38 \times 10^6/T^2 - 3.4$ ^[4],计算出与石英相平衡的热液水的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{水}}$ 值(表 2)。

4 硫和铅同位素组成

硫、铅同位素分析在核工业北京地质研究院完成,硫化物与氧化铜和五氧化钒混合氧化剂在高温真空条件下反应制取 SO_2 ,收集的 SO_2 经纯化后转移到样品管,利用 MAT-251 质谱仪测试分析硫同

表 1 东源钨钼矿床石英中流体包裹体气相和液相成分 ($\mu\text{g/g}$)
Table 1 Gas components and aqueous components of fluid inclusions from quartz in the Dongyuan W-Mo deposit

样号	DD022	DD023	DDP01-B2	DDP01-B3	DDP02-B6	DDP02-B7	DDP02-B12	DDP02-B14	DDP02-B17	DDP02-B25	DDP02-B27
产出位置	矿体	矿体	板岩	板岩	板岩	矿体	接触带	接触带	矿体	角岩	角岩
样品名称	含矿 石英脉	含矿 石英脉	石英脉	石英脉	石英脉	含矿 石英脉	石英脉	石英脉	含矿 石英脉	石英脉	石英脉
CH_4	0.651	1.335	1.281	0.214	0.745	0.843	1.183	1.320	4.026	1.394	4.096
$\text{C}_2\text{H}_2+\text{C}_2\text{H}_4$	0.046	0.528	0.197	0.094	0.190	0.220	0.169	0.358	0.749	0.389	0.306
C_2H_6	微量	0.046	0.016	0.009	0.033	0.029	0.018	0.034	0.066	0.045	0.056
CO_2	514.717	316.265	186.092	650.137	158.22	155.881	149.199	215.145	242.734	217.683	184.004
H_2O	709.109	437.572	515.632	767.032	314.503	275.46	737.963	366.354	556.742	420.896	1082.326
O_2	48.931	17.692	20.649	67.305	17.682	21.775	6.13	12.129	4.153	8.869	5.922
N_2	244.686	116.117	109.745	345.646	98.626	114.119	44.537	80.784	54.794	69.249	46.098
CO	0.000	29.425	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	11.687	28.633	14.398	0.000
$\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O}$	0.297	0.296	0.148	0.347	0.206	0.231	0.083	0.240	0.178	0.212	0.070
CO_2/N_2	1.339	1.733	1.079	1.197	1.021	0.869	2.132	1.695	2.819	2.001	2.540
Li^+	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Na^+	2.172	0.794	1.243	0.756	1.274	1.842	0.704	1.017	1.158	0.830	3.185
K^+	6.056	3.923	0.000	0.000	0.000	3.636	3.578	5.336	7.452	0.000	3.319
Mg^{2+}	1.020	0.320	0.539	0.000	0.370	1.764	0.000	1.735	0.000	0.000	0.505
Ca^{2+}	8.022	7.296	9.715	6.507	8.338	34.135	6.858	19.519	17.047	21.394	16.730
F^-	0.590	0.356	0.148	0.100	0.119	0.126	0.227	0.173	0.304	1.037	1.919
Cl^-	1.673	0.883	1.118	0.868	2.469	2.649	0.841	1.089	0.674	0.771	2.034
NO_2^-	0.000	0.000	0.017	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.006
Br^-	0.143	0.077	0.057	0.089	0.046	0.060	0.000	0.000	0.078	0.041	0.153
NO_3^-	0.647	0.332	0.170	0.100	0.238	0.150	0.107	0.323	0.113	0.089	0.256
SO_4^{2-}	245.143	44.798	25.718	28.471	117.271	31.653	0.644	89.334	246.735	116.948	90.609
$\text{Na}+\text{K}/$ $(\text{Ca}+\text{Mg})$	1.030	0.691	0.204	0.202	0.248	0.187	0.714	0.324	0.566	0.067	0.509
$\text{Mg}^{2+}/\text{Ca}^{2+}$	0.209	0.072	0.091	0.000	0.073	0.085	0.000	0.146	0.000	0.000	0.050
K^+/Na^+	1.644	2.914	0.000	0.000	0.000	1.164	2.997	3.094	3.795	0.000	0.615
F^-/Cl^-	0.658	0.752	0.247	0.215	0.090	0.089	0.504	0.296	0.842	2.509	1.760

表 2 东源钨钼矿床氢、氧同位素测试结果

Table 2 Hydrogen and oxygen isotope data of the Dongyuan W-Mo deposit

原样号	DD022	DD023	DDP01-B2	DDP01-B3	DDP01-B6	DDP01-B7	DDP01-B12	DDP01-B14	DDP01-B25	DDP01-B27
产出位置	矿体	矿体	围岩	围岩	围岩	矿体	接触带	接触带	接触带	接触带
测试矿物	石英	石英	石英	石英	石英	石英	石英	石英	石英	石英
$\delta^{18}\text{O}_{\text{石英}}/\text{‰}$	11.4	10.7	13.9	14.8	11.2	11.3	14.4	12.6	11.9	12.3
$\delta\text{D}_{\text{水}}/\text{‰}$	-68	-73	-79	-67	-85	-70	-77	-74	-82	-66
$\delta^{18}\text{O}_{\text{水}}/\text{‰}$	-0.298	-0.998	2.202	3.102	-0.498	-0.398	2.702	0.902	0.202	0.602

位素,以相对于 CDT 的 $\delta^{34}\text{S}(\text{‰})$ 形式表示,测定精度为 $\pm 0.2\text{‰}$ 。铅同位素分析利用强碱性阴离子交换树脂,依次加入纯化的酸对铅进行分离,最后在 ISOPROBE-T 热电离质谱仪上测试。硫和铅同位素分析结果见表 3。

5 讨论

5.1 流体包裹体的性质

一般情况下,流体的沸腾将会导致一系列捕获不同液体和气体比例的包裹体。该矿床的成矿流体显然是多组分的流体(流体中除主要含有 NaCl 等溶质外,还含有微量的 CO_2 等组分)常紧密共生^[3];显示出他们捕获于一种不均匀的流体状态^[5];这种

现象可能是由单一流体不混溶而产生的相分离作用所致。皖南东源钨钼矿床发育共生于一个结晶平面的气液比变化较大的气液包裹体和 CO_2 包裹体,加之镜下并没有观察到这些不同类型的富气和富液包裹体之间的交叉和切割关系^[3],表明它们应大致是同时形成的,而且也没有在镜下见到包裹体颈缩现象。测温学研究表明,本区富液包裹体与富气包裹体均一温度值大致相同,但富液包裹体的盐度大于富气包裹体;气液包裹体和 CO_2 包裹体均一温度值也大致相同^[3],这些特点符合不混溶流体的特征。尽管部分富液包裹体的均一温度较富气包裹体低,但这可能是流体在演化过程中的压力波动导致连续多次不混溶作用的结果^[6,7,8]。含矿石英脉中流体成分以

表 3 东源钨钼矿床硫和铅同位素测试结果

Table 3 Sulfur and lead isotope data of the Dongyuan W-Mo deposit

样品号	产出位置	测试矿物	$\delta^{34}\text{S}_{\text{V-CDT}}/\text{‰}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$
ZK401-3		黄铁矿	2.9			
ZK401-5		黄铁矿	3.8			
ZK404-1		黄铁矿	3.5			
ZK404-2	矿体	黄铁矿	3.7	38.397	15.602	18.244
ZK404-3		黄铁矿	5.8			
ZK404-4		黄铁矿	3.5			
ZK404-5-1		黄铁矿	2.6	38.053	15.533	17.946
ZK404-5-2		黄铁矿	2.6	38.345	15.579	18.131
DDP02-B1		板岩		38.549	15.579	18.243
DDP02-B3	围岩	板岩		38.985	15.618	18.565
DDP02-B9		粉砂岩		38.850	15.644	18.601
DDP02-B28		粉砂岩		39.283	15.683	18.911
DDP02-B15	接触带	角岩		38.625	15.630	18.496
DDP02-B21		角岩		38.842	15.662	18.519
09DY06	岩体	花岗闪长岩		38.538	15.609	18.405

H₂O、CO₂及CH₄为主,此外还含有少量的N₂;这与相分离作用特征相符,即在相分离过程中,CH₄、N₂等成分倾向于向CO₂相富集^[9],流体包裹体成分分析也显示出不可混溶的特征。因此,东源钨钼矿在成矿过程中流体经历了不可混溶或沸腾作用。

流体包裹体群成分分析显示(表1,图4),东源钨钼矿的成矿流体气相成分以H₂O(0.593~0.905,平均值为0.727)和CO₂(0.063~0.206,平均值为0.145)为主,H₂O具有绝对优势,属高含水型流体;其次为N₂和O₂;还有少量的还原性气体CO、CH₄、C₂H₂、C₂H₄和C₂H₆。甲烷等烃类的存在可能指示了深源流体的存在。CO₂/N₂摩尔分数比值为0.87~2.82(平均值为1.68);CO₂/H₂O为0.07~0.35(平均值为0.21),表明CO₂大量逃逸流体系统,已知CO₂比水更易气化,因此CO₂逃逸可能由流体沸腾造成,随着成矿过程的进行,CO₂的含量呈现下降趋势,H₂O呈上升趋势。

冷冻-升温过程中仅观测到少数包裹体初熔,多数初熔温度低于纯H₂O-NaCl溶液共结点温度值-20.8℃^[9],反映流体中除Na⁺外,还可能存在微量的K⁺和Ca²⁺等阳离子成分^[4,10]。东源钨钼矿成矿流体液相成分中的阳离子主要以Ca²⁺和Na⁺为主,其中Ca²⁺的含量较大;在个别样品中不含K⁺和Mg²⁺。阴离子以SO₄²⁻和Cl⁻为主,其中SO₄²⁻的含量变化范围较大,有利于形成硫化物,SO₄²⁻>Cl⁻;含有少量的F⁻、

NO₂⁻、Br⁻和NO₃⁻。(Na⁺+K⁺)/(Mg²⁺+Ca²⁺)比值为0.067~1.030,平均值为0.431;Mg²⁺/Ca²⁺比值为0.00~0.21,平均值为0.07;但在流体包裹体中Ca²⁺超过Na⁺,说明Ca²⁺在成矿溶液中可能占主导地位。包裹体液相阴阳离子成分说明成矿流体属富含Ca²⁺、Na⁺、SO₄²⁻、Cl⁻和少量的F⁻、NO₂⁻、Br⁻、NO₃⁻热水溶液,具有较强的溶解成矿物质的能力,因此东源矿区的成矿流体主要是一种Ca²⁺-Na⁺-SO₄²⁻-Cl⁻类型流体。阳离子的电荷总数大于阴离子的电荷总数,证实成矿流体相组份中也存在未分析的其他阴离子,如CO₃²⁻等。

5.2 成矿流体来源

氢氧同位素分析结果显示,石英样品的氢同位素变化较小(δD_{SMOW}值为-85‰~-66‰,平均值为-74‰),除个别样品外,绝大多数为正常岩浆水的范围(-80‰~-50‰)^[11],说明成矿流体原始流体来自岩浆本身;氧同位素变化较小,δ¹⁸O_{SMOW}值为10.7‰~14.8‰(平均值为12.45‰),表现出花岗岩类δ¹⁸O(7‰~13‰)的特点。东源钨钼矿床石英中δ¹⁸O_水值为-0.5‰~3.1‰,平均值为0.75‰;均偏离岩浆水的变化范围(5.5‰~9.5‰)。在δD-δ¹⁸O_水图解中(图5),样品点落在岩浆水下方及左侧,即岩浆水与大气降水的过渡区域,并构成一个微弱的线性趋势。这与成矿流体来自岩浆水、大气降水和建造水混合的长江中下游鸡头山砂卡岩-斑岩型W-Mo矿床(δD_{SMOW}值为-47.3‰~-63.9‰,δ¹⁸O_水值为

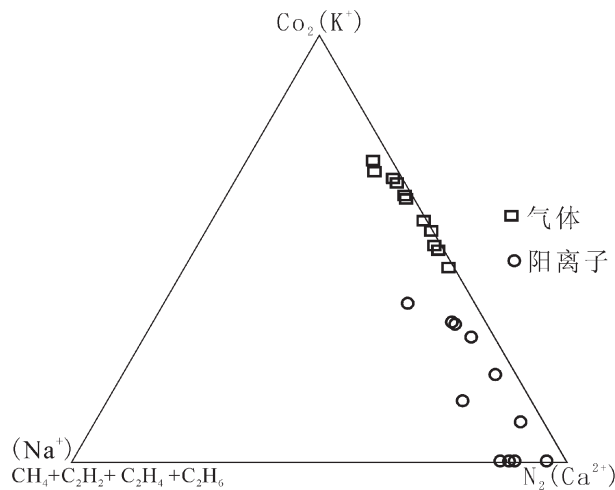


图4 东源钨钼矿床流体包裹体气-液成分三角图
Fig.4 Ternary diagram showing composition of fluid inclusions in the Dongyuan W-Mo deposit

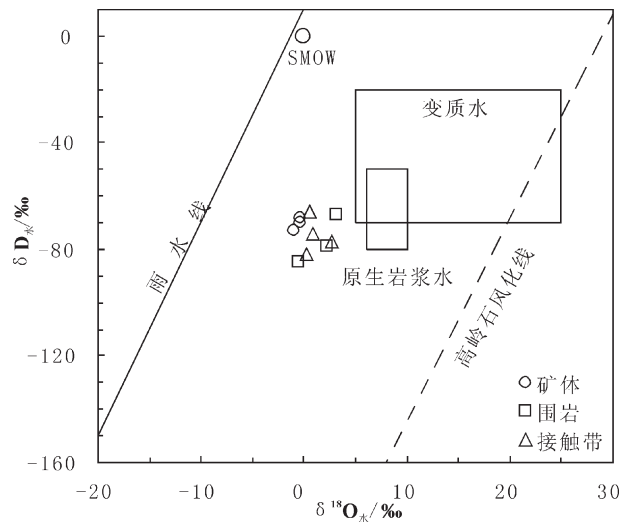


图5 东源钨钼矿成矿流体δ¹⁸O_水-δD_水图解
Fig.5 δ¹⁸O_水-δD_水 diagram of ore-forming fluids in the Dongyuan W-Mo deposit

0.56‰~2.86‰)、马头斑岩型 Mo 矿床 (δD_{SMOW} 值为 -48.3‰~-50.6‰, $\delta^{18}O_{水}$ 值为 -0.40‰~0.11‰) 和百丈岩矽卡岩-斑岩型 W-Mo 矿床 (δD_{SMOW} ‰ 值为 -61.5‰, $\delta^{18}O_{水}$ 值为 2.58‰) 很类似^[12]。已有研究表明, 影响成矿流体氢、氧同位素组成的因素很多(如成矿温度、水的种类、水岩交换时的 W/R 比值等)。由于东源钨钼矿床缺乏围岩与花岗闪长岩及燕山期大气降水的氢、氧同位素值, 因而探讨矿区具体的水-岩反应模式比较困难。但是, 石英属于含氧矿物, 容易与它所包含的水发生同位素平衡再交换反应, 造成所测定的包裹体的氧同位素组成不能完全反映原始含矿溶液的 $\delta^{18}O_{水}$ 值, 而石英中几乎不含氢原子, 所以交换作用对流体包裹体的氢同位素组成造成的影响很小^[13]。矿区的围岩为浅变质岩, 虽然也有含氢矿物, 但含氢矿物占岩石比例很低, 若发生水岩交换反应, 交换后流体的氢同位素组成也不会发生很大的变化, 即这种变化是可以忽略不计的^[14], 因此, 氢同位素组成代表了原始溶液的组成。矿区成岩成矿时代相近, 推测原始热液主要来自该区的花岗闪长岩岩浆水。 $\delta^{18}O_{水}$ 值偏离正常岩浆水值, 发生了明显的“氧漂移”, 产生这种现象的原因可能是由于大气降水的加入, 造成了氧同位素向大气降水的漂移。有意义的是, 东源岩体周围节理十分发育, 围岩参透性较好, 有利于地下水的渗透进入。以上研究表明, 东源钨钼矿流体包裹体的 H、O 同位素组成可以用岩浆流体与大气降水来源的地下水的混合作用解释。

东源流体中除了 H_2O 、 CH_4 和 C_2H_6 以外, 还有其他气体组分。 CO_2 是岩浆蒸汽的主要组分^[15]; 随着流体的演化, CO_2 不断逃逸, H_2O 不断增加, 本区 CO_2 与 H_2O 呈负相关关系, 这为岩浆流体的存在提供了一个有力证据。在岩浆排气时, N_2 往往具有高含量^[16]。东源钨钼矿石英包裹体显著富集 CO_2 和 N_2 等气体组分, 为岩浆流体的存在提供了一个有力证据。根据包裹体液相分析, 样品普遍含 Na^+ , 个别样品不含 K^+ , 除个别样品外, 含 K^+ 样品中均有 $Na^+/K^+ < 1$, 充分说明成矿流体的液相成分中 K^+ 活动能力大于 Na^+ , 具有典型的岩浆来源的成矿流体特征^[17]。流体中 F^-/Cl^- 比值范围为 0.089~2.51, 平均值为 0.72, 总体上 $F^- < Cl^-$; 而深部流体含有较高的 F^- 、 Cl^- , 且 F^-/Cl^- 较高, 而大气降水的 F^-/Cl^- 较低, 这样的流体组成说明岩浆水在运移过程中受到了大气降水来源

的流体的混染。以上研究表明, 本区成矿流体可能为部分岩浆流体与大气降水来源的地下水的混合产物。

5.3 成矿物质来源

根据硫同位素测试资料(表 3), 本矿区成矿期硫化物 $\delta^{34}S_{V-CDT}$ 值为 2.6‰~5.8‰, 绝大多数集中在 3.0‰ 左右, 并且均为正值, 这与硫具有岩浆来源特征的安徽铜陵小铜官山铜矿床很类似^[18]。这种狭窄的变化范围表明成矿热液中沉淀的硫化物硫源单一, 且这种成矿热液以 H_2S 占绝对优势, 或者具有独特狭窄的物理化学(如 t 、 Ph 、 $f(O_2)$ 、 $f(S_2)$ 值等)范围。同时, 矿床内含硫矿物主要为黄铁矿和辉钼矿, 未发现硫酸盐矿物, 表明成矿热液没有发生强烈的硫同位素分馏作用。矿石中的黄铁矿和辉钼矿是同一期结晶形成的, 说明硫同位素在硫化物不同期次之间的分馏作用也比较弱, 所以上述硫化物中硫同位素组成可能非常接近成矿流体的硫同位素组成。上述硫同位素组成变化范围小, 组成稳定, 靠近零值, 且不超过 +8‰, 为典型的岩浆来源矿床^[19]。野外观察发现, 黄铁矿主要呈浸染状和星点状分布于东源岩体及其外接触带的角岩中, 有的呈细脉状分布在岩体的裂隙面上, 个别呈团块状赋存于岩体或石英脉中; 且成岩成矿时代相近。因此, 可以认为东源矿区的硫可能是由成矿流体从东源花岗闪长岩体中淋滤而来。

从表 4 可以看出, 东源矿区 $^{206}Pb/^{204}Pb$ 的比值为 17.946~18.911, $^{208}Pb/^{204}Pb$ 的比值为 38.053~39.283, $^{207}Pb/^{204}Pb$ 的比值为 15.533~15.683。从矿石→岩体→蚀变带→围岩, 其变化范围较小, μ 和 ω 没有明显变化, 铅同位素组成比较均一。除个别样品的模式年龄为负值外, 其余均为正值且变化范围较大, 说明这些样品的铅非单阶段演化成因, 而可能具有复杂的形成过程。在图 6 上^[20], 东源矿床的矿石主要落在地幔与下地壳之间以及造山带区域, 其他样点落在上、下地壳之间和造山带区域, 并且具有线性趋势。 $^{206}Pb/^{204}Pb$ - $^{207}Pb/^{204}Pb$ 表现出明显的线性关系, 可以获得 (1854.7 ± 6.2) Ma 的 Pb-Pb 等时线年龄 (Geokit 程序计算, 图略)。考虑到皖南东源成岩年龄为 (146 ± 0.73) Ma, 成矿年龄为 (146.4 ± 2.3) Ma, 笔者认为该等时线是由混合作用形成的假等时线, 不具有明确的年代学意义。在野外调研时, 发现本区花岗闪长斑岩体中发育少量的辉绿岩; 辉钼矿的铼元素含量暗示

表 4 东源钨钼矿床铅同位素参数
Table 4 Lead isotope parameters from the Dongyuan W-Mo deposit

样品号	产状	模式年龄/Ma	μ	ω	Th/U	V1	V2	$\Delta\alpha$	$\Delta\beta$	$\Delta\gamma$
ZK404-2	矿体	290	9.49	37.29	3.80	65.86	52.88	73.42	18.74	37.33
ZK404-5-1	矿体	422	9.39	36.87	3.80	59.71	47.14	66.48	14.93	33.89
ZK404-5-2	矿体	344	9.45	37.49	3.84	65.71	50.07	71.07	17.51	38.31
DDP02-B1	围岩	263	9.44	37.71	3.87	67.48	49.24	71.19	17.11	40.22
DDP02-B3	围岩	76	9.48	38.05	3.88	72.52	52.00	75.48	18.84	43.74
DDP02-B9	围岩	83	9.53	37.56	3.81	70.69	56.16	78.09	20.56	40.42
DDP02-B15	蚀变带	142	9.51	37.09	3.77	66.90	56.05	76.53	19.89	36.96
DDP02-B21	蚀变带	165	9.57	38.15	3.86	74.43	56.62	79.67	22.08	43.81
DDP02-B28	围岩	-94.1	9.58	37.96	3.83	82.92	63.39	89.66	22.78	48.37
09DY06	岩体	182.1	9.48	37.04	3.78	65.41	54.03	74.33	18.69	36.37

注:通过 Geokit 软件计算得到。

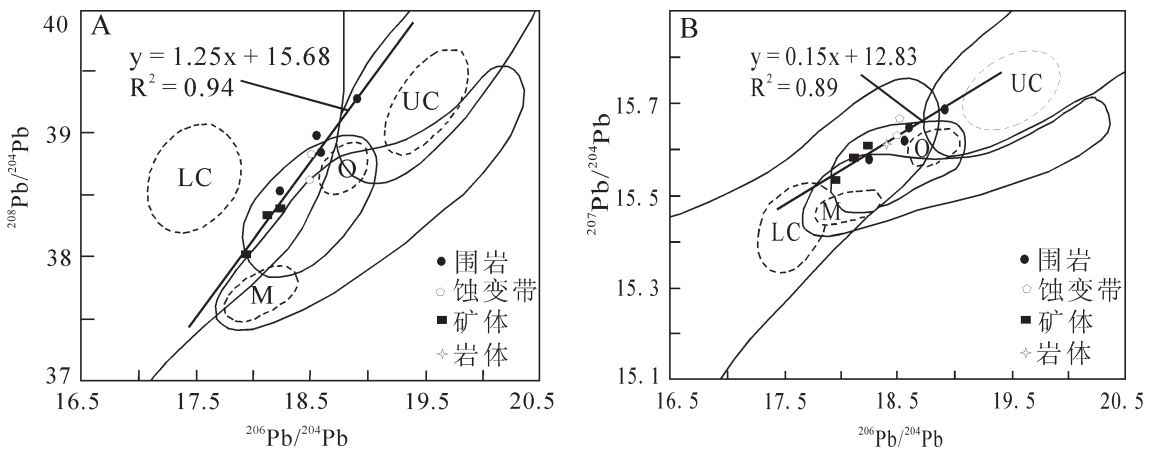


图 6 东源矿区样品在 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (A)和 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (B)协变图

实线圈闭的区域表示地幔(M)、上地壳(UC)、下地壳(LC)和造山带(O)的现代铅同位素组成,虚线区域表示它们的密集分布范围

Fig.6 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (A)and $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ diagram(B)for samples from the Dongyuan ore deposit (after Liu et al., 1983)

Modern Pb isotopic composition of the mantle (M), the upper crust (UC), the lower crust (LC) and the orogenic belt (O) are shown by solid line closed loop area, and their intensive distribution is shown by densely dotted area^[19]

东源岩体成矿物质为壳幔混合来源,其岩浆为多种沉积相的地壳沉积岩重熔组分和地幔物质的混合^[22]。可见矿石的铅同位素组成特征反映成矿物质来源与岩浆作用有关,与地质特征相吻合。因此,成矿物质来源具壳幔混合特点,且与岩浆活动有关。

5.4 成矿机制

东源含矿岩体位于皖浙赣断裂带北西一侧,处在次级的北西向三宝—大屋里—东源断裂和北东向的古溪断裂构造的交汇部位。皖南区域经历了晋宁

期和加里东期、印支—燕山期等多期构造作用,褶皱、断裂构造发育,燕山期主要受到 NE 向皖浙赣断裂带控制^[22]。皖浙赣断裂带在晚中生代时期受太平洋构造域控制,区域上与中生代太平洋板块向欧亚板块的俯冲作用有关,形成以北东—北北东向为主的构造形迹^[1,22];构造变形不但提供了构造热,而且为成矿提供了良好的空间。江南隆起带内的皖南地区在燕山时期处于陆内挤压环境,并且皖南燕山期斑岩体成岩物质以壳源为主,源岩中夹有一定的幔

源物质^[23-26],这与东源矿区的铅同位素组成特征相吻合。

东源地区具有厚度巨大、高钨背景值的震旦—寒武系浅变质岩系,均为钨成矿提供了必要的物质基础。皖南东源地区经历多期次强烈的造山运动和多旋回的岩浆活动^[27]是成矿事件发生的重要动力条件。这使地壳中原始分散状态的钨不断活化迁移富集,又有可能在岩浆活动同时从深部带来成矿物质,形成含矿建造。此外,多期次多旋回的岩浆侵入体作为巨大热能库,导致热水溶液对流循环,从围岩中萃取矿化元素进而运移富集。

在经历了古生代—中生代区域构造演化(褶皱、变质作用和岩浆活动)的基础上,燕山时期,伴随祁门断裂伸展、冲断等转变,岩石圈拆沉引起软流圈上隆^[28-29],引发上地幔物质沿早期形成的祁门断裂熔融上侵至地壳^[30],使之发生重融,形成富硅铝质的花岗质岩浆。岩浆侵位具有同源异动、深成浅就的特点,通过多次异动侵位,形成多期次多阶段复式岩体。深源岩浆在深大断裂上升侵位过程中,除本身产生分异外,同时能与穿过的含钨建造发生同化混染作用,在大量热能和挥发分作用下,使地层中的钨和其他成矿物质活化迁移并驱动流体活化迁移。随着岩浆演化分异程度的提高,钨钼在岩浆热液中不断富集,最终演化为含矿热液。由于断裂作用或水力压裂作用导致流体压力快速释放^[31],引起流体体系压力突然降低造成原来均一的流体体系发生沸腾(不混溶)作用^[32],引起相分离,形成了较高盐度的成矿流体; CO_2 不断逃逸,改变了流体的物理化学条件,破坏含矿体系原有的平衡状态,引起体系中含 W 和 Mo 络合物的不稳定而解体,辉钼矿大量沉淀成矿,少量的白钨矿析出。同时,被烤热的地下水沿着花岗闪长斑岩的裂隙及节理向下渗入,一方面淬取围岩中的 Ca、W 等物质,使得钨元素迁移、富集,另一方面通过对流循环与围岩发生渗滤交换作用,形成了绿泥石化和绢云母化等蚀变。随着含矿热液继续演化上升至地表附近,运移到裂隙发育部位,并因为岩浆水与加热的大气降水混合,对成矿流体产生稀释效应,使含矿热液系统不稳定,从而造成大量的成矿物质再次析出、沉淀,富集成矿;形成了低盐度的不含矿流体。

6 结论

(1)皖南东源钨钼矿的成矿流体气相成分以 H_2O

和 CO_2 为主,其次为 N_2 和 O_2 ,还有少量的还原性气体 CO 、 CH_4 、 C_2H_2 、 C_2H_4 和 C_2H_6 。成矿流液体相成分中的阳离子主要以 Ca^{2+} 和 Na^+ 为主;阴离子以 SO_4^{2-} 和 Cl^- 为主,含有少量的 F^- 、 NO_2^- 、 Br^- 和 NO_3^- 。成矿流体主要是一种 Ca^{2+} - Na^+ - SO_4^{2-} - Cl^- 流体类型,具有较强的溶解成矿物质的能力。

(2)流体包裹体中水的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{水}}$ 的含量范围为 -0.498‰ ~ 3.102‰ , $\delta\text{D}_{\text{水}}$ 含量范围为 -85‰ ~- 66‰ ;氢氧硫同位素组成反映出皖南东源钨钼矿床成矿流体主要来源于岩浆水与大气降水的混合物。成矿期硫化物 $\delta^{34}_{\text{SV-CDT}}$ 值变化范围为 2.6‰ ~ 5.8‰ ,硫可能是由成矿流体从东源花岗闪长岩体中淋滤而来;铅同位素变化范围小,其来源具有明显的混合特征。

(3)东源钨钼矿流体经历了不混溶或沸腾作用以及与被加热的大气降水的混合作用,改变了成矿流体系统的物理化学条件,破坏含矿体系原有的平衡状态,引起体系含 W 和 Mo 络合物的不稳定,从而造成大量的成矿物质析出、沉淀,富集成矿,有利于白钨矿和辉钼矿的大量沉淀成矿。

致谢:野外工作中,得到安徽安徽省地质矿产勘查局 332 地质队王德恩工程师的帮助和支持,在此深表谢意。

参考文献(References):

- [1] 秦燕,王登红,吴礼彬,等.安徽东源钨矿含矿斑岩中的锆石 SHRIMP U-Pb 年龄及其地质意义[J].地质学报,2010,84(4):479-484.
Qin Yan, Wang Denghong, Wu Libin, et al. Zircon SHRIMP U-Pb dating of the mineralized porphyry in the Dongyuan W deposit in Anhui Province and its geological significance [J]. Acta Geologica Sinica, 2010, 84(4):479-484(in Chinese with English abstract).
- [2] 周翔.皖南祁门东源含 W、Mo 斑岩体地球化学特征及其构造意义[D].北京:中国地质大学(北京),2010.
Zhou Xiang. Geochemical Characteristics and Tectonic Significance of the Dongyuan Granodiorite in Qimen, Southern Anhui [D]. Beijing: China University of Geosciences, 2010 (in Chinese with English abstract).
- [3] 叶红刚.安徽省祁门县东源斑岩钨钼矿床流体包裹体特征及矿床成因意义[D].北京:中国地质大学(北京),2010.
Ye Honggang. The Characteristics of Fluid Inclusion and Its significance to Metallogeny of W-Mo Deposit of Dongyuan, Qimen, Anhui Province [D]. Beijing: China University of Geosciences, 2010(in Chinese with English abstract).

- [4] Clayton R N, O'Neil J R, Mayeda T K. Oxygen isotope exchange between quartz and water [J]. *Journal of Geophysical Research*, 1972, 77:3057-3067.
- [5] Shepherd T J, Rakin A, Alderton DHM. A Practical Guide to Fluid Inclusion Studies[M]. Blackie & Son Limited, 1985:1-154.
- [6] Robert F, Kelly W C. Ore-forming fluids in Archean gold bearing quartz vein at the Sigma mine, Abitibi greenstone belt, Quebec Canada[J]. *Economic Geology*, 1987, 82:1464-1482.
- [7] Tbrahim M S, Kyser T K. Fluid inclusion and isotope systematics of the high-T Proterozoic star lake lode gold deposit, Transvaal, South Arica[J]. *Eur.J.Mineral*, 1991, 4:933-948.
- [8] Hagemann SG and L ders V. P-T-X conditions of hydrothermal fluids and precipitation mechanism of stibnite-gold mineralization at the Wiluna lode-gold deposits, Western Australia: conventional and infrared microthermometric constraints [J]. *Mineralium Deposita*, 2003, 38:936-952.
- [9] Naden J, Shepherd T J. Role of methane and carbon dioxide in gold deposition[J]. *Nature*, 1989, 342:793-795.
- [10] 张文淮, 陈紫英. 流体包裹体地质学[M]. 武汉:中国地质大学出版社, 1993:1-246.
Zhang Wenhui, Chen Ziyang. *Geology of Fluid Inclusions*. Wuhan: China University of Geosciences Press, 1993:1-246 (in Chinese).
- [11] 郑永飞, 陈江峰. 稳定同位素地球化学[M]. 北京:科学出版社, 2000:1-316.
Zhen Yongfei and Chen Jiangfeng. *Stable Isotope Geochemistry* [M]. Beijing: Science Press, 2000:1-316 (in Chinese).
- [12] 宋国学, 秦克章, 李光明. 长江中下游池州地区矽卡岩-斑岩型 W-Mo 矿床流体包裹体与 H、O、S 同位素研究 [J]. *岩石学报*, 2010, 26(9):2768-2782.
Song Guoxue, Qin Kezhang, Li Guangming. Study on the fluid inclusions and S-H-O isotopic compositions of skarn-porphry-type W-Mo deposits in Chizhou area in the Middle-Lower Yangtze Valley [J]. *Acta Petrologica Sinica*, 26 (9):2768-2782 (in Chinese with English abstract).
- [13] 丁梯平. 氢氧同位素地球化学[M]. 北京:地质出版社, 1980:1-184.
Ding Tiping. *Hydrogen and Oxygen Isotope Geochemistry* [M]. Beijing: Geological Publishing House, 1980:1-184 (in Chinese).
- [14] 宋生琼, 胡瑞忠, 毕献武, 等. 赣南崇义淘锡坑钨矿床氢氧硫同位素地球化学研究[J]. *矿床地质*, 2011, 30(1):1-10.
Song Shengqiong, Hu Ruizhong, Bi Xianwu, et al. Hydrogen, oxygen and sulfur isotope geochemical characteristics of Taoxikeng tungsten deposit in Chongyi County, Southen Jiangxi Province[J]. *Mineral Deposits*, 2011, 30 (1):1-10 (in Chinese with English abstract).
- [15] Lowenstern J B. Carbon dioxide in magmas and implications for hydrothermal systems[J]. *Mineralium Deposita*, 2001, 36:490-502.
- [16] Giggenbach W F. Composition of magmatic components in hydrothermal fluids [C]//Thompson JFH, ed. *Magmas, Fluid and Ore Deposits*. Victoria, British Columbia: Mineralogical Association of Canada Short Course Series, 1995, 247-261.
- [17] 卢焕章, 李秉伦, 魏家秀, 等. 包裹体地球化学[M]. 北京:地质出版社, 1990:1-242.
Lu Huanzhang, Li binglun, Wei Jiaxiu, et al. 1990. *Inclusion Geochemistry* [M]. Beijing: Geological Publishing House. 1-242 (in Chinese).
- [18] 田世洪, 丁梯平, 侯增谦, 等. 安徽铜陵小铜官山铜矿床稀土元素和稳定同位素地球化学研究[J]. *中国地质*, 2005, 32(4):604-613.
Tian Shihong, Ding Tiping, Hou Zengqian, et al. REE and stable isotope geochemistry of the Xiaotongguanshan copper deposit, Tongling, Anhui [J]. *Geology in China*, 2005, 32 (4):604-613 (in Chinese with English abstract).
- [19] 陈柏林, 杨屹, 王小凤, 等. 阿尔金北缘大平沟金矿床成因[J]. *矿床地质*, 2005, 24(2):168-175.
Chen Bailin, Yang Yi, Wang Xiaofen, et al. Origin of Dapinggou gold deposit in northern Altun area, northwestern China[J]. *Mineral Deposits*, 2005, 24(2):168-175 (in Chinese with English abstract).
- [20] Zartman R E, Doe B R. Plumbotectonics—the model [J]. *Tectonophysic*, 1981, 75:135-162.
- [21] 周翔, 余心起, 王德恩, 等. 皖南东源含 W、Mo 花岗岩长斑岩及成矿年代学研究[J]. *现代地质*, 2011, 25(2):201-210.
Zhou Xiang, Yu Xinqi, Wang Deen, et al. Characteristics and geochronology of the W, Mo-bearing porphyry granodiorite in Dongyuan, southern Anhui [J]. *Geoscience*, 2011, 25 (2):201-210 (in Chinese with English abstract).
- [22] 余心起, 江来利, 许卫, 等. 皖浙赣断裂带的界定及其基本特征[J]. *地学前缘*, 2007, 14(3):102-113.
Yu Xinqi, Jiang Laili, Xu Wei, et al. Identification and basic characteristics of the Anhui-Zhejiang-Jiangxi Fault Zone [J]. *Earth Science Frontiers*, 2007, 14 (3):102-113 (in Chinese with English abstract).
- [23] 袁峰, 周涛发, 范裕, 等. 皖赣相邻区燕山期花岗岩类构造背景及其意义 [J]. *合肥工业大学学报 (自然科学版)*, 2005, 28(9):1130-1134.

- Yuan Feng, Zhou Taofa, Fan Yu, et al. Tectonic setting of granitoids of Yanshanian stage in the adjoining region of Anhui and Jiangxi Province and its significance [J]. Journal of Hefei University of Technology, 2005, 28(9):1130-1134(in Chinese with English abstract).
- [24] 袁峰, 周涛发, 范裕, 等. 江南隆起带皖赣相邻区燕山期岩浆岩 Nd-Sr 同位素特征[J]. 地质科学, 2006, 41(1):133-142.
- Yuan Feng, Zhou Taofa, Fan Yu, et al. Characteristics of Nd-Sr isotopes of the Yanshanian magmatic rocks in the Jiangnan rise bordering Anhui and Jiangxi Provinces [J]. Chinese Journal of Geology, 2006, 41(1):133-142(in Chinese with English abstract).
- [25] 袁峰, 周涛发, 岳书仓, 等. 江南隆起带皖赣相邻区燕山期岩浆岩稀土对比研究[J]. 中国稀土学报, 2003, 21(5):600-603.
- Yuan Feng, Zhou Taofa, Yue Shucang, et al. Rare earths of magmatic rocks of Yanshanian stage in adjacent region of Anhui and Jiangxi Province, Jiangnan uplift[J]. Journal of the Chinese Rare Earth Society, 2003, 21(5):600-603(in Chinese with English abstract).
- [26] 周涛发, 袁峰, 侯明金, 等. 江南隆起带东段皖赣相邻区燕山期花岗岩类的成因及形成的地球动力学背景 [J]. 矿物岩石, 2004, 24(3):65-71.
- Zhou Taofa, Yuan Feng, Hou Mingjin, et al. Genesis and geodynamic background of Yanshanian granitoids in the eastern Jiangnan uplift in the adjacent area of Anhui and Jiangxi Provinces, China[J]. Journal of Mineralogy and Petrology, 2004, 24(3):65-71 (in Chinese with English abstract).
- [27] 陈国达, 向缉熙, 朱廷华, 等. 安徽省大地构造与成矿[M]. 武汉: 中国地质大学出版社, 1988:1-191.
- Chen Guoda, Xiang Jixi, Zhu Yanhua, et al. Tectonics and Metallogeny of Anhui Province [M]. Wuhan: China University of Geosciences Press, 1988:1-191(in Chinese).
- [28] 路凤香, 郑建平, 侯青叶, 等. 中国东部壳-幔、岩石圈-软流圈之间的相互作用带: 特征及转换时限[J]. 中国地质, 2006, 33(4): 773-781.
- Lu Fengxiang, Zheng Jianping, Hou Qingye, et al. Zones of crust-mantle and lithosphere-asthenosphere interaction in eastern China: characteristics and timing of transformation [J]. Geology in China, 2006, 33(4):773-781(in Chinese with English abstract).
- [29] 张彦杰, 廖圣兵, 周效华, 等. 江南造山带北缘鄣公山地区新元古代地层构造变形特征及其动力学机制[J]. 中国地质, 2010, 37(4): 978-994.
- Zhang Yanjie, Liao Shengbing, Zhou Xiaohua, et al. Structural deformation features and dynamic mechanism of Neoproterozoic strata in Zhanggongshan area, northern margin of the Jiangnan Orogen[J]. Geology in China, 2010, 37(4):978-994 (in Chinese with English abstract).
- [30] 赵文津. 长江中下游金属矿找矿前景与找矿方法 [J]. 中国地质, 2008, 35(5):771-802.
- Zhao Wenjin. Ore prospects and ore exploration methods for metal deposits in the middle and lower Yangtze River valley [J]. Geology in China, 2008, 35(5):771-802(in Chinese with English abstract).
- [31] 顾雪祥, 刘丽, 董树义, 等. 山东沂南金铜铁矿床中的液态不混溶作用与成矿: 流体包裹体和氢氧同位素证据 [J]. 矿床地质, 2010, 29(1):43-57.
- Gu Xuexiang, Liu Li, Dong Shuyi, et al. Immiscibility during mineralization of Yinan Au-Cu-Fe deposit, Shandong Province: Evidence from fluid inclusion and H-O isotopes [J]. Mineral Deposits, 2010, 29(1):43-57(in Chinese with English abstract).
- [32] 刘家军, 毛光剑, 吴胜华, 等. 甘肃寨上金矿床成矿特征与形成机理[J]. 矿床地质, 2010, 29(1):85-100.
- Liu Jiajun, Mao Guangjian, Wu Shenghua et al., Metallogenic characteristics and formation mechanism of Zhaishang gold deposit, southern Gansu Province[J]. Mineral Deposits, 2010, 29(1):85-100 (in Chinese with English abstract).

Characteristics of ore-forming fluids and sources of ore-forming materials in the Dongyuan W-Mo deposit, southern Anhui Province

DU Yu-diao^{1,2}, YU Xin-qi^{1,2}, LIU Jia-jun^{1,2}, ZHOU Xiang^{1,2}, FU Jian-zhen³

(1. State Key Laboratory of Geological Processes and Mineral Resources, China University of Geosciences, Beijing 100083, China; 2. School of Earth Sciences and Resources, China University of Geosciences, Beijing 100083, China; 3. No. 332 Geological Party, Anhui Bureau of Geology and Mineral Resources, Huangshan 245000, Anhui, China)

Abstract: Lying in Qimen City of Anhui Province, the Dongyuan W-Mo deposit is the largest W-Mo deposit so far discovered in this region. Its major W-Mo ore bodies are mainly hosted in granodiorite porphyry and near the contact zone, and mineralization is mainly of veinlet dissemination and dissemination types. Geochemical study of fluid inclusions shows that gas components of fluid inclusions are mainly H₂O and CO₂, with minor amounts of such components as C₂H₄, N₂ and CH₄. Liquid components of fluid inclusions are mainly Ca²⁺, Na⁺, SO₄²⁻ and Cl⁻, with subordinate K⁺ and F⁻ and small amounts of Mg²⁺, NO₃⁻ and Br⁻. Studies of hydrogen, oxygen, sulfur and lead isotopes show that $\delta^{18}\text{O}_{\text{water}}\text{‰}$ values of the inclusions in quartz range from -0.498‰ to 3.102‰, and $\delta\text{D}_{\text{water}}\text{‰}$ values of quartz range from -85‰ to -66‰, suggesting that the ore-forming fluid was mainly derived from the mixed meteoric water and magmatic water. $\delta^{34}\text{S}_{\text{V-CDT}}\text{‰}$ values of pyrite range from 2.6‰ to 5.8‰, implying that sulfur might have been derived from the Dongyuan granodiorite intrusion as a result of the leaching of ore-forming fluids. The lead isotope have a small range of values, and its source has obvious mixing characteristics. The ore-forming fluids in the metallogenic process experienced immiscibility or boiling and mixing with heated meteoric water, and thus changed the physical and chemical conditions of the ore-forming fluid system, causing unstableness of W and Mo complexes in the system and resulting in the precipitation, precipitation and enrichment of large quantities of ore-forming materials to form the ore deposit.

Key words: Dongyuan W-Mo deposit; fluid inclusions; immiscibility; isotope; southern Anhui Province

About the first author: DU Yu-diao, male, born in 1985, master candidate, mainly engages in the study of mineral deposits and geochemistry; E-mail: garnetdyd@sina.com.

About the corresponding author: LIU Jia-jun, professor; E-mail: liujiajun@cugb.edu.cn.