

陕西省煎茶岭金矿 C、H、O、S、Pb 同位素 地球化学示踪

岳素伟^{1,2}, 林振文^{1,2}, 邓小华^{3,4}, 李福让⁵, 何怀新⁶, 冯安国⁶

(1.中国科学院 矿物学与成矿学重点实验室, 广东 广州 510640; 2.中国科学院大学, 北京 100049; 3.北京
大学 造山带与地壳演化教育部重点实验室, 北京 100871; 4.北京矿产地质研究院, 北京 100012; 5.西北有色
地质勘查局 711 总队, 陕西 汉中 723000; 6.略阳县何家岩金矿, 陕西 略阳 724308)

摘 要: 陕西省煎茶岭金矿床位于勉-略-阳三角区东北部, 勉略缝合带南侧。矿体受 F_{1-45} 断裂及次级断裂控制。根据矿物共生组合及脉体穿切关系, 可将成矿期划分为三个阶段: () 石英-黄铁矿-白云石细脉, 含少量硫化物, 变形强烈, 形成于变形早期或同构造变形期; () 石英-多金属硫化物-碳酸盐细脉, 发育大量铬云母; () 白云石-方解石-石英-雄黄-雌黄细脉, 形成于张性环境。H、O 同位素数据显示, 早阶段成矿流体的 δD 值平均为 -76.5‰ , $\delta^{18}O_w$ 值变化于 $7.5\text{‰}\sim 21.1\text{‰}$, 类似于变质水, 晚阶段 δD 值为 -81‰ , $\delta^{18}O_w$ 变化于 $2.5\text{‰}\sim 7.7\text{‰}$, 接近大气降水线, 指示初始成矿流体为变质流体, 晚阶段向大气降水演化。C 同位素研究显示, 早阶段成矿流体 $\delta^{13}C_{CO_2}$ 为 $-2.4\text{‰}\sim 2.6\text{‰}$, 中阶段成矿流体 $\delta^{13}C_{CO_2}$ 为 $-1.9\text{‰}\sim 0.4\text{‰}$, 晚阶段为 $-5.0\text{‰}\sim 1.6\text{‰}$, 指示早阶段成矿流体来源于碳酸盐岩地层的变质分解, 晚阶段有大气降水的混入。矿石 S 同位素显示较高的正值, 集中于 $10\text{‰}\sim 15\text{‰}$, 与断头崖组地层一致, 指示成矿物质与断头崖组地层有关。相比于赋矿围岩, 矿石 Pb 同位素具有更低的放射性成因铅, 指示成矿物质需要有另一更低放射性成因铅的物质端元, 即地幔物质的加入。总之, 初始成矿流体以变质流体为主, 成矿流体及成矿物质可能主要来源于围岩, 另有少量深部(地幔)物质加入。

关键词: 同位素地球化学; 成矿流体; 成矿物质来源; 煎茶岭金矿; 勉-略-阳

中图分类号: P611; P597 文献标志码: A 文章编号: 1001-1552(2013)04-0653-018

0 引 言

秦岭造山带是中国最重要的矿产资源储集地, 被誉为中国的“金腰带”(陈衍景, 2010)。其中, 西秦岭是世界第二大卡林-类卡林型金矿省, 蕴含阳山世界级超大型金矿($>300\text{ t Au}$)(陈衍景等, 2004); 华北克拉通南缘的小秦岭和熊耳山地体发育了中国第二大造山型金矿带(Chen et al., 2004); 东秦岭蕴

含世界第一大钼矿带, 蕴含 6 个超大型钼矿床(Chen et al., 2000; Mao et al., 2011), 同时也是中国最重要的银铅锌成矿带(陈衍景等, 2009)。

勉(县)略(阳)阳(平关)地区位于陕西省南部, 是西秦岭重要的组成部分, 以产金、铜、镍、铅锌等多金属矿产而闻名, 素有“金三角”之称。蕴含了煎茶岭、东沟坝、李家沟等大中型金矿床, 以及煎茶岭大型镍矿(Ni 资源量 23 万吨, 0.669% Ni)和石

收稿日期: 2013-04-01; 改回日期: 2013-04-25

项目资助: 本文受国家 973 项目(编号: 2012CB416602)、国家自然科学基金项目(批准号: 41202050, 41072061)、中国博士后科学基金项目(编号: 2012M510261)以及全国危机矿山接替资源找矿项目(编号: 20089934)的资助。

第一作者简介: 岳素伟(1985-), 男, 博士研究生, 矿床学专业。Email: qinzhezhi@foxmail.com

通信作者: 邓小华(1984-), 男, 讲师, 从事矿床学与矿床地球化学研究。Email: dxh198411@126.com

棉、铁等矿产。煎茶岭金矿是勉-略-阳三角区最大的金矿床(>52 t Au), 伴生元素多, 类型特殊, 引起了国内外学者的广泛关注。前人对其地质特征、元素和同位素地球化学以及成矿时代进行了研究, 但对成矿物质来源仍存在不同认识: 1)超基性岩体(庞奖励等, 1994; 王相, 1996; 张复新和汪军谊, 1999; 王瑞廷等, 2000, 2003, 2005; 朱润亚, 2008); 2)超基性岩及鱼洞子组(董广法等, 1998; 廖俊红, 1999; 马建秦等, 1999; 胡建明和董广发, 2002); 3)震旦系白云岩(王林芳等, 1991); 4)深部来源(马建秦等, 1999)。

同位素地球化学是示踪成矿流体和物质来源的有力工具(郑永飞和陈江峰, 2000)。研究表明, 碳、氧在不同地球化学端元之间有明显的同位素分馏, 对于探讨成矿物质来源、水岩反应过程等方面有着广泛的应用; D-O-C 同位素可以用来判断成矿流体是来源于岩浆流体, 还是变质流体, 抑或大气降水(Hoefs, 1997; Chen et al., 2004, 2009; Zhang et al., 2011; Wan et al., 2012; Yang et al., 2012; 周家喜等, 2012; Deng et al., 2013a); S-Pb 同位素可以用于示踪成矿物质的来源

(Rye and Ohmoto, 1974; 陈好寿, 1985; Ohmoto, 1986; Jiang et al., 1999; Yang and Zhou, 2001; 蒋少涌等, 2006; 祁进平等, 2009; 张莉等, 2009; 汪在聪等, 2010; 薛静等, 2011; Ni et al., 2012; Deng et al., 2013b)。然而, 由于水岩作用的复杂性, 导致成矿系统的同位素组成复杂多变, 仅仅利用少量的同位素数据可能得出片面的结论, 甚至可能会出现相互矛盾的结论(Dejonghe et al., 1989; Kerrich et al., 2000)。因此, 本文在对煎茶岭金矿进行了详细的矿床地质研究基础上, 利用新获得的 C、O 和 S 等同位素数据, 并结合前人已有数据, 综合分析成矿系统同位素特征及演化, 以期限定成矿流体和成矿物质来源, 为准确厘定矿床成因以及建立成矿模式提供条件。

1 区域地质

煎茶岭金矿地处陕西省略阳县何家岩镇, 位于勉-略-阳三角区东北部。勉-略-阳三角区南以汉江断裂为界, 接邻扬子板块, 北界为勉略缝合带(图 1a, b)。区

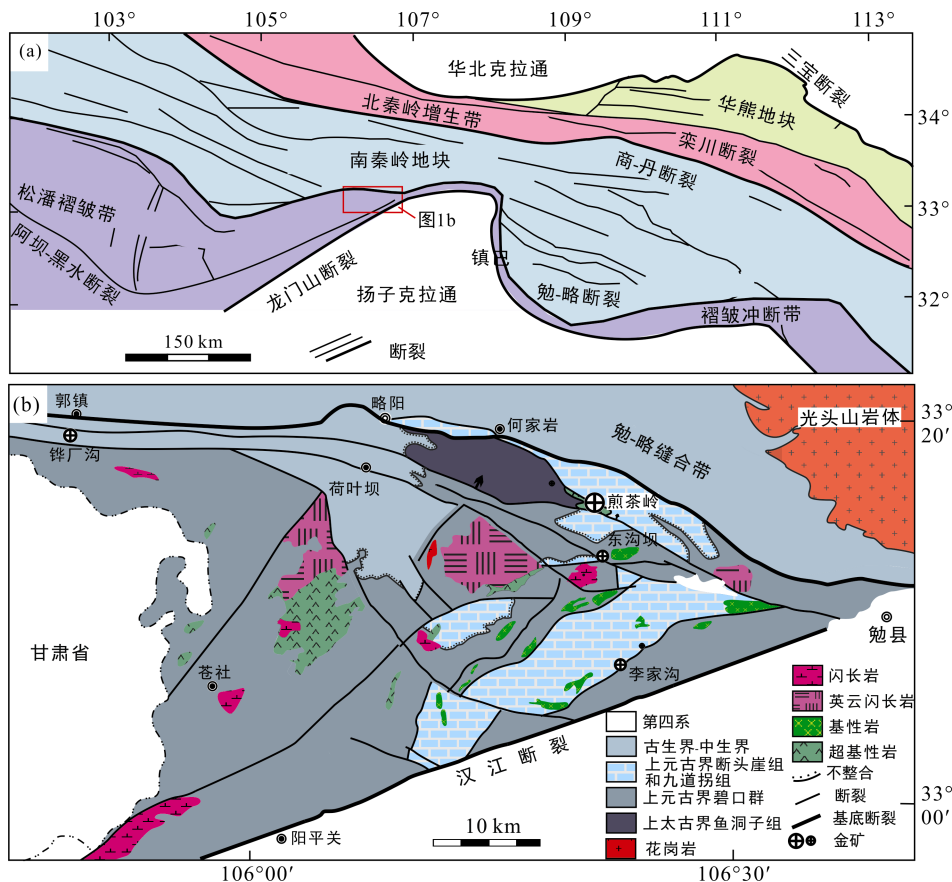


图 1 (a) 秦岭造山带构造格架与勉-略-阳三角区位置(据 Li et al., 2011); (b) 勉-略-阳三角区地质简图与煎茶岭金矿床位置
 Fig.1 Tectonic framework of the Qinling orogen and the location of the Mianxian-Lueyang-Yangpingguan block (a)(after Li et al., 2011); the geology of Mianxian-Lueyang-Yangpingguan region, showing the location of the Jianchaling Au deposit(b)

王林芳, 陈文辉, 王少峰. 1991. 略阳县煎茶岭金矿基本地质特征及找矿方向. 西北金属矿产地质, (1): 6-7.

内最主要的岩石地层单元是上太古界鱼洞子组, 上元古界碧口群、断头崖组与九道拐组(原震旦系), 以及少量显生宙地层。鱼洞子组岩性主要为混合花岗岩-片麻岩和绿岩组合, 其斜长角闪岩锆石 U-Pb 年龄为 2657 ± 9 Ma(秦克令等, 1992), 黑云母花岗岩锆石 U-Pb(LA-ICP-MS)年龄分别为 2661 ± 17 Ma 和 2703 ± 26 Ma(张欣等, 2010)。

碧口群是勉-略-阳地区分布最广泛的地层, 为一套浅变质火山岩系(任小华, 2008), 岩性为细碧岩、角斑岩、火山碎屑岩和沉积碎屑岩等, 闫全人等(2003)获得碧口群基性火山岩锆石 SHRIMP U-Pb 年龄为 840 ± 10 Ma, 浅变质酸性火山岩为 790 ± 15 Ma 和 776 ± 13 Ma。断头崖组岩性以泥质岩、硅质岩和硅质灰岩为主, 九道拐组为凝灰质板岩、白云岩和泥灰岩, 一般认为是新元古代(晚震旦世), 也有人认为形成于早寒武世(杜远生等, 1998)。显生宙地层分布在三角区北部, 主要为晚古生界泥盆系-石炭系灰岩、千枚岩等, 中生代侏罗系及第四系砾石、砂及砂质黏土零星分布。

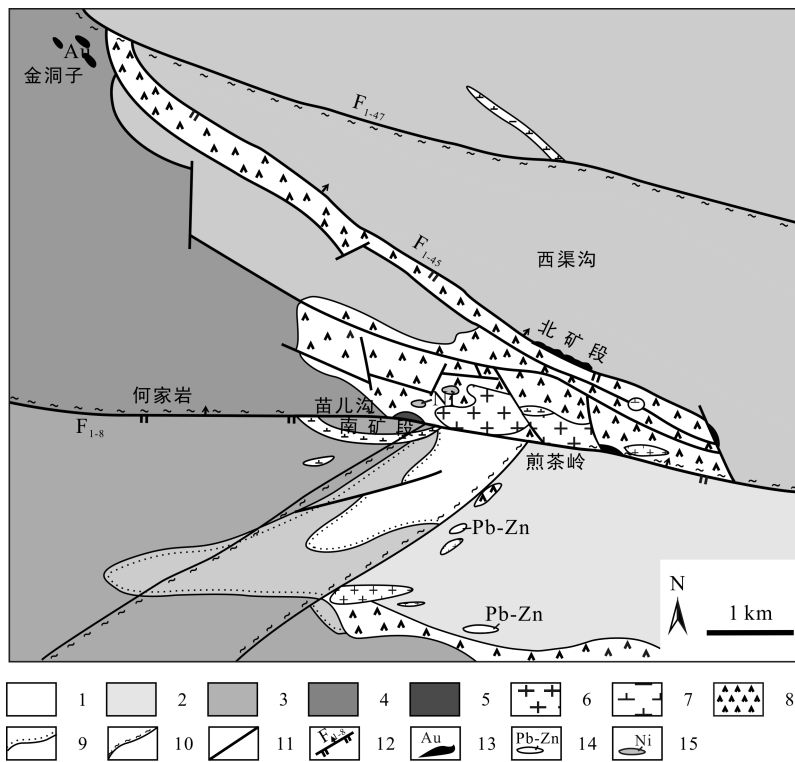
勉-略-阳三角区受限於北部勉略构造带与南部汉江深大断裂, 区内经历了强烈的变形、变质作用, 发育 NW、NE 向韧性、韧脆性剪切带及脆性断裂, 控

制了区内火山岩和侵入岩的分布, 同时也是成矿作用的主要控制因素(聂江涛等, 2010)。

区内岩浆岩一般以小岩株或岩脉形式产出, 岩性从超基性到酸性皆有, 空间上多沿断裂分布(图 1b), 时间上从新元古代到中生代均有发育。新元古代超基性岩包括煎茶岭和黑木林-廖家山-黎家营超基性岩体, 基性岩有峡口驿、大安驿白雀寺辉长岩体; 而中酸性侵入岩主要为铜厂闪长岩、石英闪长岩及花岗闪长岩, 其锆石 U-Pb 年龄为 $880 \sim 824$ Ma(王伟等, 2011)。印支期中酸性岩浆岩分布于研究区中部, 如煎茶岭花岗斑岩、钠长斑岩(聂江涛等, 2010), 以及研究区以北的光头山岩体, 其英云闪长岩锆石 U-Pb(LA-ICP-MS)年龄是 221 ± 6 Ma, 二长花岗岩年龄为 199 ± 4 Ma(吴峰辉等, 2009)。

2 矿床地质

煎茶岭金矿床位于勉略构造带南侧(图 1b), 矿区出露地层有上太古界鱼洞子组, 上元古界碧口群变质火山岩和断头崖组白云岩、灰岩、板岩与九道拐组板岩、粉砂岩、灰岩以及石炭系略阳组灰岩(图 2)。



1. 略阳组; 2. 九道拐组; 3. 断头崖组; 4. 碧口群; 5. 鱼洞子组; 6. 花岗斑岩; 7. 钠长斑岩; 8. 超基性岩; 9. 不整合界线; 10. 韧性剪切带; 11. 性质不明断层; 12. 逆冲断层及编号; 13. 金矿体; 14. 铅锌矿体; 15. 镍矿体。

图 2 煎茶岭矿床地质简图(据王瑞廷等, 2000 修改)

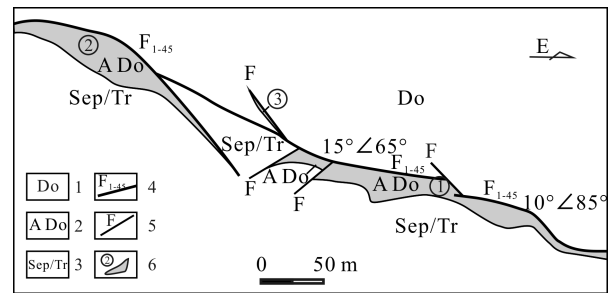
Fig. 2 Geological sketch map of the Jianchaling Au deposit (modified after Wang et al., 2000)

矿床发育 NWW 与 NE 向两组剪切带(姜修道等, 2010; 聂江涛等, 2010), 其中控矿构造为 NWW 向的 F_{1-8} 与 F_{1-45} 脆性、脆韧性断裂(图 2)。 F_{1-45} 为鱼洞子 - 五房山 - 西渠沟断裂, 延长 20 km, 走向 $130^{\circ}\sim 310^{\circ}$, 倾角 $60^{\circ}\sim 80^{\circ}$, 总体北倾, 局部南倾, 走向与倾向上均呈舒缓波状。 F_{1-8} 为略阳 - 方家坝断裂, 走向 $120^{\circ}\sim 330^{\circ}$, 南倾, 倾角可达 $70^{\circ}\sim 80^{\circ}$, 控制了超基性岩的南界。

矿区中部超基性岩体出露面积 5 km^2 , 呈 NEE 侧伏的岩墙, 后期强烈蚀变形形成纤胶蛇纹岩、叶蛇纹岩、滑镁岩、菱镁岩。庞春勇和陈民扬(1993)对纤胶蛇纹岩进行了 Sm-Nd 定年, 获得等时线年龄为 $927.4\pm 49\text{ Ma}$; 王瑞廷等(2003)测得镍矿石的 Re-Os 同位素等时线年龄为 $878\pm 27\text{ Ma}$; 上述同位素数据指示煎茶岭镍矿形成于新元古代。此外, 矿区发育有花岗斑岩及钠长斑岩, 花岗斑岩主要分布在超基性岩体中部, 其锆石 U-Pb(LA-ICP-MS) 年龄为 $216\pm 4\text{ Ma}$ (聂江涛, 2010), 而钠长斑岩较晚, 沿花岗斑岩边部侵位。

金矿床包括南、北两个矿段, 分别受控于 F_{1-8} 与 F_{1-45} 断裂(图 2), 其中北矿段储量占绝对优势, 为本文研究对象。该段赋存于超基性岩体与北侧断头崖组白云岩接触构造破碎带中, 矿体分布在 F_{1-45} 断裂及其次级断裂中。 F_{1-45} 断裂不仅是导矿构造, 也是容矿构造, 其产状变化对矿体的形态、大小及品位有着重要的控制作用: 在陡变缓的膨大处形成连续性较好、品位较高矿体, 而倾角陡立处则相反。金矿体呈板状、似层状、透镜状, 总体北倾, 与上盘白云岩关系截然, 与下盘超基性岩界线渐变(图 3)。

矿石类型主要为黄(褐)铁矿化硅化白云岩型与黄(褐)铁矿化叶蛇纹石硅化白云岩型, 另有少量蛇纹岩型矿石。由于表生氧化作用, 在标高 822 m 以上形成氧化矿石, 其品位可达几十克/吨, 之下以原生矿为主, 品位为几到十几克/吨。贵金属矿物为自然金, 少量银金矿、自然银; 金属矿物主要是黄铁矿和白铁矿及其次生褐铁矿, 另有微量的磁黄铁矿、闪锌矿、方铅矿、黄铜矿、毒砂、紫硫镍矿、辉砷镍矿、镍黄铁矿、磁铁矿等; 非金属矿物主要为白云石、方解石和石英, 少量的雄黄、雌黄、蛇纹石、铬云母、滑石和钠长石等。金主要以包体金分布于黄铁矿中, 少量呈粒间金、裂隙金赋存于褐铁矿、黄铁矿、石英和白云石中(王瑞廷等, 2000; 王学明等,



1. 白云岩; 2. 蚀变白云岩; 3. 蛇纹岩/滑镁岩; 4. 主断裂; 5. 次级断裂; 6. 矿体及编号。

图 3 煎茶岭金矿床 870 m 标高矿体与断裂关系图(据胡建明和董广发, 2002)

Fig.3 Relationship of the ore body and fault at the adit of 870 m elevation in the Jianchaling Au deposit (after Hu and Dong, 2002)

2002)。金颗粒大小为 $0.5\sim 32\ \mu\text{m}$, 呈现圆形或角砾状, 部分呈叶片状、板状或树枝状等, 电子显微镜检测显示纯度高, 平均为 980。矿石结构多为它形-半自形粒状、交代残余、镶边、压碎与碎裂、假象以及骸晶结构; 矿石构造包括浸染状、网脉状、细脉浸染状、角砾状及团块状。围岩蚀变主要为黄铁矿化、硅化、碳酸盐化、铬云母化等。

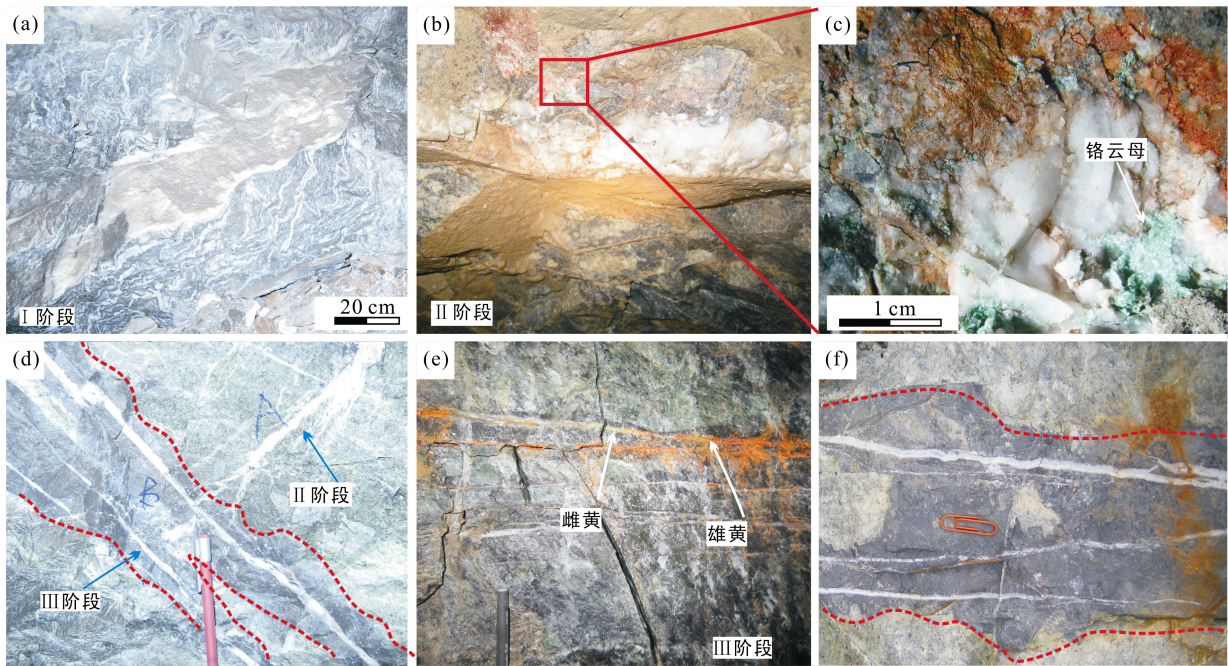
根据脉体穿切关系、矿石组构及矿物组合, 可将煎茶岭金矿床热液成矿期划分为三个阶段(图 5):

阶段形成石英-黄铁矿-白云石细脉, 含少量的磁黄铁矿+镍黄铁矿+黄铜矿+方铅矿+闪锌矿, 变形强烈(图 4a), 黄铁矿边缘细粒化, 强烈搓碎、压裂, 并形成大量同变形构造, 形成于变形早期或同构造变形; 阶段为石英-多金属硫化物-碳酸盐细脉(图 4b), 硫化物包括黄铜矿、闪锌矿、方铅矿及毒砂等, 并以松散集合体状(图 4c)或浸染状的铬云母大量发育为标志, 脉体被晚阶段石英-碳酸盐脉穿切(图 4d), 黄铁矿包裹了阶段黄铁矿, 显示形成于变形晚期或变形期后; 阶段发育梳状白云石-方解石-石英-雄黄-雌黄平行细脉(图 4f), 呈白色和灰白色, 可见淡绿色, 雌黄和雄黄呈不规则团块分布在碳酸盐脉中(图 4e), 梳状构造表明其形成于张性环境。

3 C、H、O、S 同位素

3.1 样品制备与分析方法

本文分析的 C、O、S 同位素样品均采自煎茶



(a) 早阶段()石英-粗粒黄铁矿-白云石细脉, 强烈变形; (b) 中阶段()石英-碳酸盐脉, 包含大量的铬云母; (c) 中阶段石英-碳酸盐脉中的铬云母团块; (d) 晚阶段()含雄黄雌黄石英-碳酸盐脉穿切中阶段脉体; (e) 晚阶段()平行脉体中的雄黄和雌黄; (f) 晚阶段()平行脉体形成的蚀变带。

图 4 煎茶岭金矿体特征和穿切关系

Fig.4 Photos showing crosscutting relationship of ore veins of the Jianchaling Au deposit

		变形-变质期		变形期后	
		I 阶段	II 阶段	III 阶段	III 阶段
矿物名称	黄铁矿	—	—	—	—
	金	—	—	—	—
	磁铁矿	—	—	—	—
	磁黄铁矿	—	—	—	—
	镍黄铁矿	—	—	—	—
	黄铜矿	—	—	—	—
	闪锌矿	—	—	—	—
	方铅矿	—	—	—	—
	白铁矿	—	—	—	—
	毒砂	—	—	—	—
	铬云母	—	—	—	—
	雄黄	—	—	—	—
	雌黄	—	—	—	—
	白云石	—	—	—	—
	石英	—	—	—	—
方解石	—	—	—	—	

图 5 煎茶岭金矿床矿物共生顺序

Fig.5 Paragenetic sequence of ore and gangue minerals of the Jianchaling Au deposit

岭金矿床坑道或地表露头, 样品特征见表 1。首先进行 C、O、S 同位素测试的矿石样品破碎过筛, 然后在双目显微镜下挑选, 粒度一般在 60~80 目, 纯度优于 99%, 再将挑选出的单矿物在玛瑙研钵中磨成 200 目粉末。

方解石与白云石的 C、O 同位素测试在中国科学院广州地球化学研究所同位素地球化学国家重点实验室完成, 利用 GV IsoPrime 型稳定同位素质谱仪进行 C、O 同位素测定。 $\delta^{13}C$ 以 V-PDB 为标准, $\delta^{18}O$ 分别以 V-PDB 和 SMOW 为标准, 计算 $\delta^{18}O$ 时, 采用 Coplen et al.(1983) 的公式 $\delta^{18}O_{SMOW} = 1.03091 \times \delta^{18}O_{PDB} + 30.91$ 。分析精度 $\delta^{13}C$ 好于 0.05‰, $\delta^{18}O$ 好于 0.10‰。

全岩与硫化物的 S 同位素在北京地质研究院分析实验室 MAT251 3708 型稳定同位素质谱仪上测定。首先用氧化铜在 980 条件下将硫化物的硫氧化为 SO_2 , 然后将释放的 SO_2 用液氮冻入样品管并纯化, 而全岩 S 同位素利用碳酸钠-氧化锌半熔法, 在真空达 2.0×10^{-2} Pa 状态下加热至 980, 生成 SO_2 , 冷冻收集 SO_2 。 $\delta^{34}S$ 以 V-CDT 为标准, 分析精度 $\delta^{34}S$ 好于 0.10‰。

3.2 C、H、O 同位素结果

本次研究与前人数据均列于表 2。由表 2 可知, 早

表 1 煎茶岭金矿床样品地质特征
Table 1 The geological characteristics of samples from the Jianchaling Au deposit

样品号	矿物	样品特征	阶段	备注
800-53-2	白云石	白云岩矿石, 碳酸盐脉变形	早	C-O
860-52-7	白云石	蛇纹岩中的白云石脉, 挤压变形, 局部可见波状	早	C-O
J-6	白云石	碎裂白云岩矿石, 碳酸盐脉呈淡绿色, 中部有深灰色白云岩碎块	早	C-O
913-32-7	方解石	碎裂白云岩矿石, 碎裂缝隙充填白色方解石脉, 少量硫化物	中	C-O
913-32-6	方解石	碎裂白云岩矿石, 有后期挤压的痕迹, 少量硫化物	中	C-O
913-1	白云石	白云石大脉	晚	C-O
913-2	白云石	乳白色白云石脉	晚	C-O
960-38-1	白云石	乳白色, 结晶好, 自形程度高	晚	C-O
860-51-5	白云石	菱镁岩中白云石脉, 可见少量的黄铁矿	晚	C-O
860-51-6	白云石	菱镁岩中白云石脉, 少量黄铁矿化	晚	C-O
h jy-8	黄铁矿	白云石中硫化物团块, 剪切变形	早	S
J3	黄铁矿	团块状硫化物矿石	中	S
J3	磁黄铁矿	团块状硫化物矿石	中	S
h jy-1	黄铁矿	硅化、铬云母化白云岩矿石, 浸染状黄铁矿	中	S
h jy-12	黄铁矿	硅化、铬云母化白云岩矿石, 浸染状黄铁矿	中	S
h jy-10	黄铁矿	强硅化、铬云母化白云岩矿石, 浸染状黄铁矿	中	S
h jy-20	黄铁矿	硅化、铬云母化白云岩矿石, 浸染状黄铁矿	中	S
h jy-14	黄铁矿	弱硅化、铬云母化白云岩矿石, 浸染状黄铁矿	中	S
H-4	全岩	断头崖组板岩		S
780-50-3	全岩	蛇纹岩		S
800-52-1	全岩	滑镁岩		S

阶段石英和白云石的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{矿物}}$ 分别在 14.0‰~17.3‰ (平均 16.2‰) 与 18.9‰~23.4‰ 之间 (平均 18.0‰), 计算获得成矿流体的 $\delta^{18}\text{O}_w$ 为 7.5‰~21.1‰ (平均 13.3‰); 中阶段方解石和白云石的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{矿物}}$ 分别为 16.5‰~19.0‰ (平均 17.5‰) 和 13.8‰~16.4‰ (平均 14.9‰), 计算获得成矿流体的 $\delta^{18}\text{O}_w$ 为 9.2‰~14.6‰ (平均 11.9‰); 晚阶段石英和白云石的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{矿物}}$ 分别为 16.3‰ 与 11.9‰~14.9‰ (平均 13.7‰), 成矿流体的 $\delta^{18}\text{O}_w$ 分别为 3.9‰ 与 2.5‰~7.7‰ (平均 6.5‰)。早阶段石英的成矿流体 δD 为 -85‰~-70‰ (原莲肖等, 2004); 晚阶段石英的 δD 为 -81‰ (马建秦, 1998)。早阶段样品的 $\delta^{13}\text{C}$ 为 -4.4‰~-0.6‰ (平均 -1.1‰), 计算获得成矿流体的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ 值为 -2.4‰~-2.6‰ (平均 0.6‰); 中阶段样品的 $\delta^{13}\text{C}$ 为 -2.9‰~-0.4‰ (平均 -1.4‰), 计算获得成矿流体的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ 值为 -1.9‰~-0.4‰ (平均 -0.4‰); 晚阶段样品 $\delta^{13}\text{C}$ 为 -4.4‰~-2.2‰ (平均 -0.8‰), 成矿流体的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ 值为 -5.0‰~-1.6‰ (平均 -1.4‰)。

3.3 S 同位素结果

煎茶岭不同阶段矿石硫化物和围岩 S 同位素结果列于表 3。本文的 8 件矿石硫化物硫同位素分布

较窄, 除 J3 样品小于 10.0‰ 外, 其余在 10.0‰~14.3‰ 之间; 2 件蚀变超基性岩 (蛇纹岩与菱镁岩) 的 $\delta^{34}\text{S}$ 分别为 8.6‰ 和 6.1‰, 1 件断头崖组板岩为 16.6‰。

4 讨论

4.1 成矿流体性质和来源

4.1.1 H-O 同位素

H-O 同位素常被用来示踪热液矿床的成矿流体源区 (Hoefs, 1997; Pirajno, 2009), 但由于岩浆水和变质水的范围有较大的重叠 (Hagemann and Cassidy, 2000; Kerrich et al., 2000), 导致矿床成因认识上的混乱。煎茶岭金矿床的成矿流体也存在较大争议: ① 岩浆热液 (庞奖励等, 1994; 郑崔勇等, 2007); ② 大气降水 (原莲肖等, 2004); ③ 变质热液与岩浆热液的混合流体 (胡建明和董广发, 2002; 任小华, 2008; 王瑞廷等, 2009)。因此, 煎茶岭金矿床的 H-O 同位素数据需要更合理的解释。

从表 2 和图 6 可知, 煎茶岭金矿床早阶段成矿流体的 $\delta^{18}\text{O}_w$ 值变化于 7.5‰~21.1‰ (取均一温度峰值 310 , 作者未发表数据), 普遍大于 10‰, δD 值

表 2 煎茶岭金矿床 C、H、O 同位素组成(‰)
Table 2 C、H、O isotope compositions of the ores and rocks from the Jianchaling Au deposit(‰)

样品号	样品名称	测试矿物	$\delta^{18}\text{O}_{\text{矿物}}$	$\delta^{18}\text{O}_W$	δD_W	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$	$T()^*$	阶段	参考文献
MS-57	金矿石	石英	17.3	10.7 (8.3~12.1)	-72			310 (250~355)	早	原莲肖等, 2004
MS-79	金矿石	石英	17.0	10.5 (8.1~11.8)	-85			310 (250~355)	早	原莲肖等, 2004
MS-52	金矿石	石英	16.6	10.1 (7.6~11.4)	-79			310 (250~355)	早	原莲肖等, 2004
MS-77	金矿石	石英	14.0	7.5 (5.1~8.8)	-70			310 (250~355)	早	原莲肖等, 2004
800-53-2	金矿石	白云石	23.4	21.1 (19.2~22.2)		-0.3	1.7 (-0.7~2.2)	310 (250~355)	早	本文
J6	金矿石	白云石	18.9	16.8 (14.9~17.9)		0.6	2.6 (1.6~3.1)	310 (250~355)	早	本文
860-52-7	金矿石	白云石	19.1	17.7 (14.7~17.7)		-4.4	-2.4 (-3.4~-1.9)	310 (250~355)	早	本文
		平均值	18.0	13.3(11.1~14.6)	-77	-1.4	0.6(-0.3~1.1)			
913-32-6	金矿石	方解石	17.0	12.6 (10.6~14.6)		-2.9	-1.9 (-3.0~-0.9)	240 (200~300)	中	本文
913-32-7	金矿石	方解石	16.5	12.1 (10.1~14.1)		-1.7	-0.7 (-1.8~0.3)	240 (200~300)	中	本文
P633-61-11	金矿石	方解石	19	14.6 (12.6~16.6)		-0.6	0.4 (-0.7~1.4)	240 (200~300)	中	马建秦, 1998
J163	金矿石	白云石	16.4	11.7 (9.8~13.8)		-1.6	-0.8 (-1.8~0.3)	240 (200~300)	中	马建秦, 1998
J170	金矿石	白云石	13.8	9.2 (7.3~11.4)		-0.4	0.4 (-0.6~1.5)	240 (200~300)	中	马建秦, 1998
J180	金矿石	白云石	14.6	9.9 (8.0~12.1)		-1.2	-0.4 (-1.4~0.7)	240 (200~300)	中	马建秦, 1998
J14	金矿石	铁方解石	17.5	13.1 (11.1~15.1)		-1.1	-0.1 (-1.2~0.9)	240 (200~300)	中	马建秦, 1998
		平均值	16.4	11.9(9.9~14.0)		-1.4	-0.4(-1.5~0.6)			
913-1	金矿石	白云石	13.8	6.6 (3.8~8.2)		1.6	1.1 (-0.5~2.0)	190 (150~220)	晚	本文
913-2	金矿石	白云石	11.9	4.7 (-1.5~2.9)		2.2	1.6 (0.1~2.5)	190 (150~220)	晚	本文
960-38-1	金矿石	白云石	13.1	2.5 (1.9~6.3)		0.6	0 (-1.5~-0.9)	190 (150~220)	晚	本文
860-51-5	金矿石	白云石	14.8	5.9 (3.1~7.5)		-4.4	-5.0 (-6.5~-4.1)	190 (150~220)	晚	本文
860-51-6	金矿石	白云石	14.9	7.7 (4.9~9.3)		-4.1	-4.7 (-6.2~-3.8)	190 (150~220)	晚	本文
		平均值	13.7	6.5(3.7~8.1)		-0.8	-1.4(-3.0~-0.5)			
MS-69	金矿石	石英	16.3	3.8 (0.8~5.8)	-81			190 (150~220)	晚	马建秦, 1998
P404-44B-2	矿化白云岩	白云岩	22.9			0.0				马建秦, 1998
P404-43B	蚀变白云岩	白云岩	18.0			0.1				马建秦, 1998
P406-Y-43w	蚀变白云岩	白云岩	16.9			0.7				马建秦, 1998
J142	白云岩	白云石	22.5			2.3				马建秦, 1998
J171	白云岩	白云石	23.1			2.3				马建秦, 1998
J25	白云岩	白云岩	22.3			-0.4				马建秦, 1998
		平均值	21.0			0.8				
J167	蛇纹岩	白云石	15.0			-3.8				马建秦, 1998
J42-1	菱镁岩	菱镁矿	14.3			-2.7				马建秦, 1998
J59	菱镁岩	菱镁矿	16.3			-3				马建秦, 1998
Y-Mg	菱镁岩	菱镁岩	13.8			-3.2				马建秦, 1998
Y-Mg	菱镁岩	菱镁岩	13.8			-3.2				马建秦, 1998
G-Mg	菱镁岩	菱镁岩	13.4			-2.2				马建秦, 1998
		平均值	14.5			-3.0				

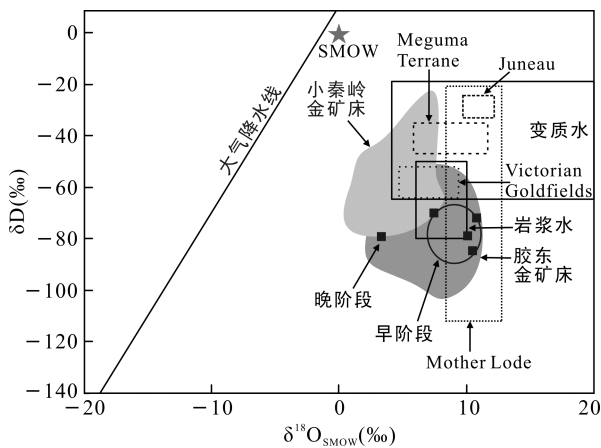
注: * 表示流体包裹体均一温度峰值(均一温度范围)(作者未发表数据); 计算公式: 石英与水: $1000\ln\alpha_{\text{石英-水}} = \delta^{18}\text{O}_{\text{石英}} - \delta^{18}\text{O}_{\text{水}} = 3.38 \times 10^6 / T^2 - 3.40$ (Clayton et al., 1972); 白云石/方解石与水: $1000\ln\alpha_{\text{方解石-水}} = \delta^{18}\text{O}_{\text{方解石}} - \delta^{18}\text{O}_{\text{水}} = 4.01 \times 10^6 / T^2 - 4.66 \times 10^3 / T + 1.71$, $1000\ln\alpha_{\text{白云石-水}} = \delta^{18}\text{O}_{\text{白云石}} - \delta^{18}\text{O}_{\text{水}} = 4.06 \times 10^6 / T^2 - 4.65 \times 10^3 / T + 1.71$ (Zheng, 1999); 白云石/方解石与 CO_2 : $1000\ln\alpha_{\text{白云石-}^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}} = -0.388 \times 10^9 / T^3 + 5.538 \times 10^6 / T^2 - 11.346 \times 10^3 / T + 3.132$ (Sheppard and Schwarcz, 1970), $1000\ln\alpha_{\text{方解石-}^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}} = -0.388 \times 10^9 / T^3 + 5.538 \times 10^6 / T^2 - 11.346 \times 10^3 / T + 2.962$ (Chacko et al., 1991).

表 3 煎茶岭矿床矿石和围岩 S 同位素特征

Table 3 Sulfur isotope compositions of ores and wall rocks from the Jianchaling Au deposit

样品号/特征	测定对象	$\delta^{34}\text{S}_{\text{V-CDT}}(\text{‰})$	样品号/特征	测定对象	$\delta^{34}\text{S}_{\text{V-CDT}}(\text{‰})$
hly-1(中阶段)	黄铁矿	11.3	灰岩(断头崖组) ^a	黄铁矿	16.4
hly-12(中阶段)	黄铁矿	10.0	炭质板岩(断头崖组) ^a	黄铁矿	5.4
hly-10(中阶段)	黄铁矿	10.8	含碳板岩(断头崖组) ^a	黄铁矿	10.6
J3(中阶段)	磁黄铁矿	8.2	白云岩(断头崖组) ^a	黄铁矿	12.5
J3(中阶段)	黄铁矿	8.7	Hc-Pyl(蛇纹岩) ^a	黄铜矿	12.0
hly-20(中阶段)	黄铁矿	13.2	L-Py-Mt(滑镁岩) ^a	磁黄铁矿	10.5
hly-14(中阶段)	黄铁矿	14.3	镍矿石或蚀变超基性岩 ^a	黄铁矿	9.3
hly-8(早阶段)	黄铁矿	14.3	镍矿石或蚀变超基性岩 ^a	黄铁矿	11.3
H-4(断头崖组板岩)	全岩	16.6	镍矿石或蚀变超基性岩 ^a	黄铁矿	13.2
800-52-1(滑镁岩)	全岩	6.1	镍矿石或蚀变超基性岩 ^a	黄铁矿	10.9
780-50-3(蛇纹岩)	全岩	8.6	镍矿石或蚀变超基性岩 ^a	黄铁矿	11.1
965-Y-45-46 ^a	黄铁矿	8.5	镍矿石或蚀变超基性岩 ^a	黄铁矿	9.5
PD503-Y-Pyl-2 ^a	黄铁矿	15.4	镍矿石或蚀变超基性岩 ^a	黄铁矿	11.7
PD404-cm43-Py ^a	黄铁矿	13.9	镍矿石或蚀变超基性岩 ^a	黄铁矿	10.5
PD406-cm45N-Py ^a	黄铁矿	14.2	镍矿石或蚀变超基性岩 ^a	黄铁矿	12.3
PD404-cm45S-Py ^a	黄铁矿	18.5	镍矿石或蚀变超基性岩 ^a	黄铁矿	14.1
PD503-Ym-Py3 ^a	黄铁矿	17.3	镍矿石或蚀变超基性岩 ^a	黄铁矿	12.1
PD404-cm43B-Pyl ^a	黄铁矿	12.8	镍矿石或蚀变超基性岩 ^a	黄铁矿	11.7
965-47E-Ym ^a	雄(雌)黄	10.9	镍矿石或蚀变超基性岩 ^a	黄铁矿	11.7
PD383-cm58-H1 ^a	雄(雌)黄	10.5	镍矿石或蚀变超基性岩 ^a	黄铁矿	11.4
PD633-cm43B-Pyl ^a	黄铁矿	12.6	镍矿石或蚀变超基性岩 ^a	黄铁矿	10
G-E-1 ^a	黄铁矿	17.0	镍矿石或蚀变超基性岩 ^a	黄铁矿	10.9
PD383-Y-Pyl ^a	黄铁矿	12.6	镍矿石或蚀变超基性岩 ^a	黄铁矿	6.1
PD633-Ym-59 ^a	黄铁矿	12.0	镍矿石或蚀变超基性岩 ^a	黄铁矿	12.9
97-ZHE-H1 ^a	黄铁矿	11.2	镍矿石或蚀变超基性岩 ^a	磁黄铁矿	7.8
金矿石 ^a	黄铁矿	6.3	镍矿石或蚀变超基性岩 ^a	磁黄铁矿	10.6
金矿石 ^a	黄铁矿	15.3	镍矿石或蚀变超基性岩 ^a	磁黄铁矿	9.1
Sm-P(钠长斑岩) ^a	黄铁矿	11.0	镍矿石或蚀变超基性岩 ^a	磁黄铁矿	10.0
N124(钠长斑岩) ^a	黄铁矿	14.6	镍矿石或蚀变超基性岩 ^a	磁黄铁矿	12.5
L-Py(钠长斑岩) ^a	黄铁矿	12.9	镍矿石或蚀变超基性岩 ^a	磁黄铁矿	10.7
中酸性岩株或岩脉 ^a	黄铁矿	11.8	镍矿石或蚀变超基性岩 ^a	磁黄铁矿	12.3
中酸性岩株或岩脉 ^a	黄铁矿	12.8	镍矿石或蚀变超基性岩 ^a	磁黄铁矿	11.4
中酸性岩株或岩脉 ^a	黄铁矿	17.5	镍矿石或蚀变超基性岩 ^a	磁黄铁矿	10.9
中酸性岩株或岩脉 ^a	磁黄铁矿	11.6	镍矿石或蚀变超基性岩 ^a	磁黄铁矿	11.4
中酸性岩株或岩脉 ^a	磁黄铁矿	13.7	镍矿石或蚀变超基性岩 ^a	磁黄铁矿	11.8
中酸性岩株或岩脉 ^a	黄铁矿	9.0	镍矿石或蚀变超基性岩 ^a	磁黄铁矿	11.1
中酸性岩株或岩脉 ^a	黄铁矿	15.2	镍矿石或蚀变超基性岩 ^a	磁黄铁矿	8.2
中酸性岩株或岩脉 ^a	黄铁矿	15.2	镍矿石或蚀变超基性岩 ^a	磁黄铁矿	10.5
中酸性岩株或岩脉 ^a	黄铁矿	15.2	镍矿石或蚀变超基性岩 ^a	磁黄铁矿	11.6
中酸性岩株或岩脉 ^a	黄铁矿	8.3	镍矿石或蚀变超基性岩 ^a	磁黄铁矿	10.2
中酸性岩株或岩脉 ^a	黄铁矿	10.6	镍矿石或蚀变超基性岩 ^a	黄铁矿	10.3
中酸性岩株或岩脉 ^a	黄铁矿	9.5	镍矿石或蚀变超基性岩 ^a	黄铁矿	12.1
中酸性岩株或岩脉 ^a	黄铁矿	9.9	镍矿化体 ^b	黄铁矿	9.9
灰岩(断头崖组) ^a	黄铁矿	15	镍矿化体 ^b	黄铁矿	11.4
灰岩(断头崖组) ^a	黄铁矿	18.5	镍矿化体 ^b	黄铁矿	11.5
灰岩(断头崖组) ^a	磁黄铁矿	18.6	镍矿化体 ^b	黄铁矿	13.3
灰岩(断头崖组) ^a	磁黄铁矿	16.5	镍矿化体 ^b	黄铁矿	12.3
灰岩(断头崖组) ^a	黄铁矿	10.3	花岗斑岩 ^b	黄铁矿	10.0

注: a. 据马建泰, 1998; b. 据姜修道等, 2010; 其余为本文测试。



小秦岭和胶东造山型金矿的 H-O 范围据蒋少涌等(2009); Juneau gold belt, Mother Lode 以及 Chugach terrace 地区造山型金矿 H-O 范围据 Goldfarb et al. (2005)。

图 6 煎茶岭金矿床成矿流体 H、O 同位素组成图(底图据 Taylor, 1974)

Fig.6 $\delta D-\delta^{18}O$ plots of ore-fluids at the Jianchaling Au deposit (after Taylor, 1974)

平均为 -77‰ , 投影点位于变质水范围下侧, 一个点落在岩浆水范围内, 其余落在岩浆水的右侧, 表明成矿流体的同位素组成类似于岩浆水和/或变质水。假设初始成矿流体为岩浆水, 其初始生成温度应在 $573\text{ }^\circ\text{C}$ (最低共结点)以上, 生成后又不断通过水岩作用形成石英、碱性长石等 $\ln\delta_{\text{矿物-水}} > 0$ 的矿物, 即初始岩浆水不断卸载 $\delta^{18}\text{O}$ 而降温到 $355\text{ }^\circ\text{C}$ 时仍保持 $\delta^{18}\text{O}_W = 22.2\text{‰}$ (表 2), 这就要求初始岩浆水 $\delta^{18}\text{O}_W$ 值必须远高于 22.2‰ , 而自然界尚未报道 $\delta^{18}\text{O}_W \gg 22.2\text{‰}$ 的岩浆水。煎茶岭花岗斑岩中石英计算的平衡水 $\delta^{18}\text{O}_W$ 为 10.0‰ ($573\text{ }^\circ\text{C}$), 当流体降低至温度 $355\text{ }^\circ\text{C}$ 时, 将 $\ll 10.0\text{‰}$, 不可能提供大于 22.2‰ 的成矿流体, 亦不可能形成中阶段 $\delta^{18}\text{O}_W$ 高达 14.6‰ 的成矿流体。因此, 煎茶岭金矿床早阶段成矿流体不可能是岩浆水或其他成矿流体, 而只能是变质水, 支持此结论的其他证据有: 煎茶岭金矿床形成于燕山期初($\sim 200\text{ Ma}$, 铬云母 Ar-Ar, 作者未发表数据), 晚于矿区花岗斑岩约 20 Ma ; 煎茶岭矿区围岩经历了绿片岩相变质作用(黄婉康和冉红彦, 1996);

煎茶岭金矿床早阶段成矿流体以低盐度、富 CO_2 为标志(作者未发表流体包裹体数据), 明显不同于岩浆热液(陈衍景等, 2007), 而显示变质流体特征。

晚阶段 $\delta^{18}\text{O}_W$ 值变化于 $2.5\text{‰}\sim 7.7\text{‰}$ (取均一温度峰值 $190\text{ }^\circ\text{C}$), 平均 5.2‰ , 一个石英样品 δD 值为 -81‰ , 接近大气降水线, 显示大气降水特征。中阶段成矿流体的 $\delta^{18}\text{O}_W$ 值变化于 $9.2\text{‰}\sim 14.6\text{‰}$, 平均 11.9‰ , 介于早阶段与晚阶段之间, 显示了从早阶

段到晚阶段由变质水向大气降水的演化过程。

全球造山型金矿床的矿石 $\delta^{18}\text{O}_{\text{石英}}$ 极为一致($>10\text{‰}$), 而成矿流体 $\delta^{18}\text{O}_W$ 的范围较宽, 约 $5\text{‰}\sim 25\text{‰}$ (Goldfarb et al., 2005), 其他硅酸盐脉和碳酸盐相矿物的 $\delta^{18}\text{O}$ 同样具有一致性(Bierlein et al., 2004)。我国胶东和小秦岭金矿省的 H-O 同位素研究显示(图 6; 蒋少涌等, 2009), 胶东金矿省成矿流体 $\delta^{18}\text{O}_W$ 值为 $4.9\text{‰}\sim 10.9\text{‰}$, δD 为 $-101\text{‰}\sim -78\text{‰}$; 相对而言, 小秦岭金矿省 δD 略高, $\delta^{18}\text{O}_W$ 略低(图 6), 早阶段成矿流体以变质水为主, 混入了少量大气降水, 中阶段 $\delta^{18}\text{O}_W$ 略有降低, 而晚期以大气降水为主。而煎茶岭金矿床产于南秦岭造山带, 成矿流体的 H-O 同位素与小秦岭和胶东造山型金矿省的范围基本一致(图 6), 与造山型金矿一致。

综上所述, 煎茶岭金矿床成矿流体应为岩石建造的变质脱水, 晚阶段混入了大气降水。

4.1.2 C 同位素

Faure(1986)指出: 热液系统流体包裹体 CO_2 的 $\delta^{13}\text{C}$ 一般介于 $-12\text{‰}\sim -4\text{‰}$ (PDB 标准, 下同), 多数热液脉中的早阶段碳酸盐矿物的 $\delta^{13}\text{C}$ 为 $-9\text{‰}\sim -6\text{‰}$, 晚阶段沉淀的碳酸盐矿物 $\delta^{13}\text{C}$ 往往增高; 热液矿床中 CO_2 和碳酸盐矿物的低 $\delta^{13}\text{C}$ 值表明碳来自深源。煎茶岭金矿不同阶段 $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ 普遍较高, 并且从早到晚逐渐降低, 而碳酸盐矿物 $\delta^{13}\text{C}$ 也较高(表 2)。表明煎茶岭金矿成矿流体和来源不符合 Faure(1986)的结论。

白云岩中碳酸盐计算得来的早阶段成矿流体的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ 值为 $1.7\text{‰}\sim 2.6\text{‰}$ (平均 2.1‰), 明显高于各碳储库, 如海水(0‰ ; Ohmoto and Rye, 1979), 岩浆流体和地幔($-7\text{‰}\sim -2\text{‰}$; Deines et al., 1991; Cartigny et al., 1998), 沉积岩或变质岩的还原碳(-25‰ ; Hoefs, 1997), 变质岩中经历 C 同位素交换的还原碳(-15‰ ; Schidlowski et al., 1983), 表明流体 C 同位素不可能单由上述任何一种储库单独或混合提供。相反, 流体 $\delta^{13}\text{C}$ 与海相碳酸盐相吻合($-10\text{‰}\sim -1\text{‰}$, 主要 $-7\text{‰}\sim -3\text{‰}$, Faure, 1986; $-3\text{‰}\sim 2\text{‰}$, Hoefs, 1997), 与赋矿围岩白云岩相接近($-0.4\text{‰}\sim 2.3\text{‰}$), 表明流体 CO_2 主要来自碳酸盐岩地层的变质分解。

中阶段样品 $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ 为 $-1.9\text{‰}\sim 0.4\text{‰}$ (平均 0.4‰), 低于早阶段流体, 表明中阶段流体混入了大气降水。因为变质脱气产生的 CO_2 的 $\delta^{13}\text{C}$ 值通常高于碳酸盐原岩的 $\delta^{13}\text{C}$ 值(Schidlowski, 1998), 而中阶段流体的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ 值却略低于碳酸盐岩地层(图 7), 表明尚有来自其他碳储库的 CO_2 混入成矿流体系统。与此相吻合的是, 前述 H、O 同位素已经指示确有大气

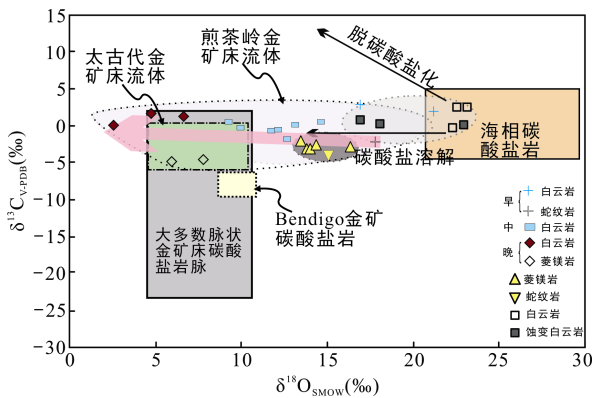


图 7 煎茶岭金矿床成矿流体与围岩 $\delta^{13}\text{C}$ - $\delta^{18}\text{O}$ 同位素组成(底图据 Chen et al., 2012)

Fig.7 $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ values of fluids and wall rocks of the Jianchaling Au deposit (after Chen et al., 2012)

降水热液混入成矿流体系统, 而大气降水完全可以降低成矿流体系统的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ 值和 $\delta^{18}\text{O}$ 值。

白云岩矿石计算的晚阶段流体 $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ 为 0~1.6‰, 平均 0.9‰, 与中阶段类似, 显示从早到晚流体 $\delta^{13}\text{C}$ 与 $\delta^{18}\text{O}$ 的降低, 指示存在大气 CO_2 的加入, 即大气降水的不断混入。

另外, 超基性岩中的白云石 C 同位素与其寄主岩石相似, 均为较低的负值, 由早阶段 $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ 的 -2.4‰ 演化为晚阶段的 -5‰~-4.7‰, 逐渐降低, 而

O 同位素同样逐渐降低, 显示了超基性岩为流体提供了部分碳源并在晚阶段混入了大气降水, 这与白云岩矿石中的 C 同位素演化趋势一致。

总之, 煎茶岭金矿床 C 同位素特征指示成矿流体非岩浆来源, 而是海相碳酸盐地层的变质分解。考虑到含矿围岩以及勉-略-阳地区上元古界(原震旦系)广泛发育碳酸盐岩、炭质板岩、粉砂岩等, 与 C 同位素研究所揭示的流体源区岩性一致, 因此, 它们可能是变质流体的主要来源。晚阶段大气降水的参与, 导致中晚阶段成矿流体的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ 值相对初始变质流体略微偏低。

4.2 成矿物质来源示踪

煎茶岭金矿的成矿物质来源具有多种认识: 1) 超基性岩体(庞奖励等, 1994; 王相, 1996; 张复新和汪军谊, 1999; 王瑞廷等, 2000, 2003, 2005; 朱润亚, 2008); 2)超基性岩及鱼洞子组(董广法等, 1998; 廖俊红, 1999; 马建秦等, 1999; 胡建明和董广发, 2002); 3)震旦系白云岩(王林芳等, 1991^①); 4)深部来源(马建秦等, 1999)。争议较大。

4.2.1 S 同位素

勉-略-阳地区各金矿床(煎茶岭、李家沟、东沟坝等)S 同位素均显示较高的正值(集中于 10‰~15‰, 图 8), 显示了流体活动的区域性。

矿床名称	$\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}$ (‰)											参考文献	
	-25	-20	-15	-10	-5	0	5	10	15	20	25		
煎茶岭 金矿石(Po) 金矿石(Py) 断头崖组(Py) 中酸性岩(Py) 镍矿石/蚀变超基性岩(Py) 镍矿石/蚀变超基性岩(Po) 蛇纹岩和菱镁岩(全岩) 镍矿石(Py)													本文 姜修道等, 2010 马建秦, 1998
李家沟 金矿石 断头崖组 闪长岩 强烈蚀变辉绿岩 变质辉绿岩													高航校, 1999
东沟坝 金银矿石 { 重晶石 黄铁矿													汪东波和李树新, 1991 刘永丰和李才一, 1991 卢武长和杨绍全, 1997
玄武岩 海水 变质岩 蒸发岩 沉积岩 花岗岩													Hoefs, 1997

注: Py.黄铁矿; Po.磁黄铁矿; i.平均值。

图 8 勉-略-阳地区金矿 S 同位素分布图

Fig.8 $\delta^{34}\text{S}$ values of wallrocks and hydrothermal sulfides of the Mianlueyang Zone Au deposit

煎茶岭金矿矿石硫化物具有很高的 $\delta^{34}\text{S}$ 值, 分布范围为 6.3‰~18.5‰。这种很高的 S 同位素值很可能是由硫酸盐还原引起(赵瑞, 1986; 李文博等, 2006), 因为在有机质参与海相硫酸盐还原条件下, 硫酸盐与还原硫之间同位素分馏很小, 在封闭体系中硫酸盐还原为硫化物(如黄铁矿), 具有与海相硫酸盐一样的 S 同位素值(Gavrielli et al., 1995), 而矿石中 $\delta^{34}\text{S}$ 正异常可能为与富 ^{34}S 围岩水岩反应所致(Sangster, 1992)。纵观煎茶岭矿区的 S 同位素分布范围(表 3, 图 8), 金矿石中的 $\delta^{34}\text{S}$ 平均值及变化范围与断头崖组的 S 同位素基本一致, 与矿区蚀变超基性岩体/镍矿石及花岗岩 S 同位素虽有重叠, 但最高值普遍高于后者(最高为酸性岩: 17.5‰, 表 3)。这就表明, 矿石中的 S 同位素虽不能排除超基性岩或酸性岩浆岩的贡献, 但不可能仅来源于超基性岩或酸性岩浆岩。另外, 前人报道了我国上元古界海相地层(原震旦系)中的大量矿床均具有较高的 S 同位素值, 为地层硫酸盐还原硫源特征(李文博等, 2006)。

因此, 结合 C 同位素特征表明, 煎茶岭上元古界断头崖组可能是煎茶岭金矿重要的硫源, 但并不排除超基性岩等的贡献。

4.2.2 Pb 同位素

热液矿床是成矿流体与围岩发生反应的结果, 因此, 矿石硫化物的放射性同位素组成取决于成矿流体与围岩的特征(Jiang et al., 1999; Voicu et al., 2000; Kempe et al., 2001; Yang and Zhou, 2001; Chen et al., 2004, 2009; Barker et al., 2009; Pirajno, 2009; Zhang et al., 2009; Ni et al., 2012)。

前人获得的煎茶岭矿石硫化物和围岩的 Pb 同位素数据总结于表 4。在 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 构造

模式图解中(图 9a), 矿石铅分布与造山带演化线较为一致, 而 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 构造模式图解(图 9b)中多数分布于下地壳与上地壳之间, 反映了成矿物质来源的复杂性。矿石硫化物的 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 、 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 、 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 分别为 17.257~17.931、15.530~15.579、37.927~37.493, 平均为 17.684、15.554、37.158; 而赋矿围岩断头崖组(灰岩、白云岩)的 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 、 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 、 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 分别为 18.365~18.931、15.560~15.601、38.172~38.783, 平均为 18.648、15.581、38.478; 蚀变超基性岩和镍矿石的 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 、 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 、 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 分别为 16.705~19.696、15.370~15.785、36.081~39.986, 平均为 18.460、15.597、38.191; 鱼洞子组(绢云母石英岩、变粒岩)的 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 、 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 、 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 分别为 17.863~18.432、15.481~15.663、38.204~39.161, 平均为 18.148、15.572、38.683; 碧口群(细碧岩、千枚岩、石英片岩、变玄岩)的 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 、 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 、 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 分别为 16.308~18.763、15.383~15.928、35.328~39.157, 平均为 17.720、15.596、38.052。与围岩相比, 矿石硫化物亏损放射性成因铅, 考虑到矿石是水岩作用的产物, 矿石 Pb 同位素来源可能为:

流体直接从围岩地层中淋滤; 围岩与另一放射性成因 Pb 同位素源区的混合。由于放射性成因铅优先被流体淋滤出来(张莉等, 2009), 且断头崖组白云岩是成矿流体的重要来源。因此, 若矿石铅由围岩地层淋滤提供, 则硫化物应该具有比地层更高的 Pb 同位素比值。因此, 考虑到矿石 Pb 同位素低于围岩地层, 矿石 Pb 同位素不可能仅由围岩地层淋滤提供, 要求有另一更亏损放射性成因 Pb 同位素源区与之混合。

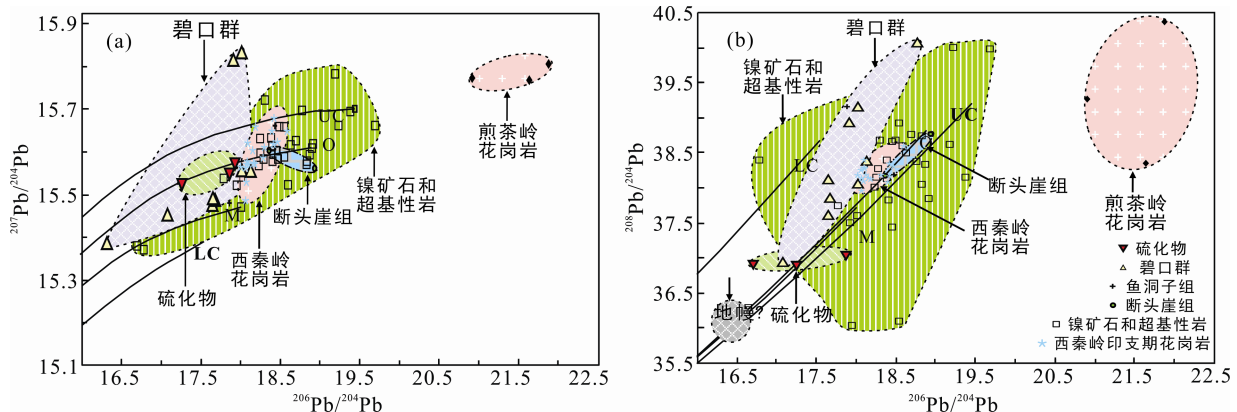


图9 煎茶岭金矿床 Pb 同位素构造模式图(底图据 Zartman and Doe, 1981)

Fig.9 Plumbotectonic model for the Jianchaling Au deposit (after Zartman and Doe, 1981)

表 4 煎茶岭金矿床矿石硫化物、赋矿围岩及碧口群的 Pb 同位素组成

Table 4 Lead isotope compositions of ore sulfides and wallrocks from the Jianchaling deposit and Bikou Group

样品	测试样品	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	参考文献
金矿石	磁黄铁矿	17.931	15.579	37.493	马建秦, 1998
金矿石	黄铁矿	17.863	15.553	37.055	马建秦, 1998
金矿石	黄铁矿	17.257	15.530	36.927	马建秦, 1998
平均值		17.684	15.554	37.158	
镍矿石	黄铁矿	18.469	15.602	37.427	马建秦, 1998
镍矿石	黄铁矿	18.405	15.592	37.888	马建秦, 1998
镍矿石	黄铁矿	18.020	15.539	37.598	马建秦, 1998
镍矿石	黄铁矿	19.387	15.694	38.150	马建秦, 1998
镍矿石	黄铁矿	18.914	15.617	37.834	马建秦, 1998
镍矿石	黄铁矿	18.702	15.625	38.758	马建秦, 1998
镍矿石	黄铁矿	18.289	15.582	38.257	马建秦, 1998
镍矿石	黄铁矿	18.496	15.658	38.662	马建秦, 1998
镍矿石	黄铁矿	18.471	15.582	38.647	马建秦, 1998
镍矿石	黄铁矿	18.410	15.578	37.823	马建秦, 1998
镍矿石	磁黄铁矿	18.235	15.567	38.005	马建秦, 1998
镍矿石	磁黄铁矿	18.308	15.720	38.679	马建秦, 1998
镍矿石	磁黄铁矿	18.873	15.593	38.324	马建秦, 1998
镍矿石	镍矿石	19.696	15.659	39.977	马建秦, 1998
镍矿石	黄铁矿	16.705	15.379	36.950	马建秦, 1998
镍矿石	镍矿石	16.786	15.370	38.381	马建秦, 1998
镍矿石	磁铁矿	19.241	15.661	39.986	马建秦, 1998
镍矿石	磁铁矿	18.552	15.587	36.081	马建秦, 1998
镍矿石	磁铁矿	18.407	15.614	38.388	马建秦, 1998
镍矿石	磁铁矿	18.780	15.695	38.356	马建秦, 1998
镍矿石	磁铁矿	18.252	15.630	38.008	马建秦, 1998
镍矿石	磁铁矿	18.840	15.577	38.734	马建秦, 1998
镍矿石	黄铜矿	17.789	15.536	37.732	马建秦, 1998
超基性岩	滑镁岩	17.952	15.520	36.029	马建秦, 1998
超基性岩	滑镁岩	18.599	15.521	38.591	马建秦, 1998
超基性岩	滑镁岩	19.193	15.785	38.604	马建秦, 1998
超基性岩	菱镁岩	18.260	15.597	38.150	马建秦, 1998
超基性岩	蛇纹石	18.553	15.657	38.920	马建秦, 1998
超基性岩	叶蛇纹石岩	18.390	15.632	38.118	马建秦, 1998
超基性岩	叶蛇纹石岩	18.633	15.616	38.489	马建秦, 1998
超基性岩	纤胶蛇纹石岩	18.833	15.570	38.032	马建秦, 1998
超基性岩	超基性岩	18.281	15.536	38.533	黄建军等, 2002
平均值		18.460	15.597	38.191	
鱼洞子组	绢云石英岩	18.432	15.663	38.204	马建秦, 1998
鱼洞子组	变粒岩	17.863	15.481	39.161	马建秦, 1998
平均值		18.148	15.572	38.683	
花岗斑岩	磁铁矿	21.881	15.805	40.359	马建秦, 1998
花岗斑岩	磁黄铁矿	20.922	15.771	39.265	马建秦, 1998
花岗斑岩	黄铁矿	21.637	15.765	38.338	马建秦, 1998
平均值		21.480	15.780	39.321	
断头崖组	灰岩	18.365	15.601	38.172	马建秦, 1998
断头崖组	白云岩	18.931	15.560	38.783	黄建军等, 2002
平均值		18.648	15.581	38.478	
碧口群	细碧岩	17.661	15.491	37.621	周振菊, 2012
碧口群	千枚岩	16.308	15.383	35.328	周振菊, 2012
碧口群	千枚岩	17.076	15.447	36.951	周振菊, 2012
碧口群	石英片岩	17.677	15.486	37.866	周振菊, 2012
碧口群	千枚岩	17.644	15.471	38.128	周乐尧, 1991
碧口群	粉砂岩	18.126	15.552	38.394	周乐尧, 1991
碧口群	千枚岩	18.016	15.553	38.064	周乐尧, 1991
碧口群	变玄岩	18.763	15.928	40.069	李永飞等, 2007
碧口群	变玄岩	18.017	15.833	39.157	李永飞等, 2007
碧口群	变玄岩	17.910	15.814	38.945	李永飞等, 2007
平均值		17.720	15.596	38.052	

煎茶岭矿区可能的 Pb 同位素源区包括印支期花岗岩、碧口地体下伏的下地壳和地幔。煎茶岭花岗岩(磁铁矿、磁/黄铁矿)的 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 、 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 、 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 分别为 20.922~21.881、15.765~15.805、38.338~40.359, 平均为 21.480、15.780、39.321, 远远高于矿石硫化物, 表明其为成矿提供物质来源的可能性极小, 而已报道的西秦岭印支期花岗岩显示富集 Pb 同位素特征, 其 Pb 同位素比值分别为 $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i=17.996\sim 18.468$, $(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i=15.485\sim 15.677$, $(^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i=37.957\sim 38.587$ (张宏飞等, 2005; Zhu et al., 2011), 亦明显高于矿石硫化物, 甚至高于围岩, 故印支期花岗岩不太可能作为另一源区端元。考虑到下地壳和地幔的 U、Th 含量以及铅同位素比值相对较低(Zartman and Doe, 1981), 因此, 地幔似乎可作为另一源区端元与富放射性成因铅的围岩混合, 从而形成矿石硫化物的 Pb 同位素特征。

4.3 成矿动力学背景

不同成因类型的矿床倾向于发育于不同的大地构造背景下(Kerrick et al., 2005; Groves and Bierlein, 2007)。例如, VMS/SEDEX 等类型的矿床发育在拉张背景, 如洋中脊, 弧后盆地或大陆边缘裂谷(Franklin et al., 2005; Leach et al., 2005); 斑岩铜金矿床和浅成低温型矿床发育在洋陆俯冲背景(Sillitoe, 1972; Richards, 2003)或碰撞造山带背景(陈衍景和李诺, 2009); 造山型金矿发育在碰撞型或增生型造山带(Groves et al., 1998; 陈衍景, 2006)。

长期以来, 对于秦岭造山带印支期的造山作用解释为同碰撞或碰撞后构造体制(胡受奚等, 1988; 陈衍景和富士谷, 1992; 张国伟等, 2001; Mao et al., 2008; Zhu et al., 2011), 但近来一些学者研究发现, 三叠纪勉略洋盆没有彻底的闭合, 并且洋壳向北俯冲于南、北秦岭造山带的下部(Chen et al., 2009; 陈衍景, 2010; Jiang et al., 2010; Xu et al., 2010; Li et al., 2011; Ni et al., 2012)。目前, 学者们共识秦岭洋或古特提斯洋北支在古生代末-三叠纪期间自东向西逐渐闭合, 扬子与华北陆块之间的碰撞造山也必然自东向西始于古生代末-三叠纪, 大别-苏鲁地区的陆陆碰撞至少始于 240 Ma, 并在 240~220 Ma 期间发生超高压变质作用(Ernst et al., 2007, 及其引文)。秦岭造山带的地壳缩短、加厚隆升和大规模花岗岩发育与地壳硅铝化作用等主要发生晚三叠世-早白垩世, 并以侏罗纪为造山作用高峰, 属于印支-燕山期的大陆碰撞造山带(毛世东, 2011)。煎茶岭矿床形成于~200 Ma(铬云母 Ar-Ar, 作者未发表数据), 与阳

山金矿成矿年龄(195 Ma; 杨荣生等, 2006)一致, 而晚于矿区花岗斑岩的形成(216 Ma, 聂江涛, 2010)。

不难理解, 中生代扬子板块北缘向秦岭微板块俯冲, 洋壳向北俯冲到秦岭微板块之下, 早期的下插板片在南秦岭之下增温增压发生变质脱水、脱气、脱硅、脱金等和部分熔融, 流体和岩浆势必向低温低压的浅部(即仰冲板片)迁移或侵位, 当俯冲或仰冲板片富含某种成矿元素时, 则易造成该元素的矿化。大量的变质流体沿韧性剪切带的脆脆性断裂上升运移, 淋滤地层的成矿物质, 在脆脆性转换带, 沉淀成矿。

因此, 煎茶岭金矿床形成于印支期末的洋陆俯冲向陆陆碰撞转变的过渡阶段, 应为碰撞体制下形成的造山型金矿床。

5 结 论

(1) 煎茶岭金矿床成矿过程可划分为三个阶段, 分别以石英-黄铁矿-白云石细脉、石英-多金属硫化物-碳酸盐细脉、白云石-方解石-石英-雄黄-雌黄细脉为标志。

(2) 早阶段成矿流体的 δD 值平均为 -76.5‰ , $\delta^{18}\text{O}_w$ 值变化于 $7.5\text{‰}\sim 21.1\text{‰}$, 为变质水, 晚阶段 δD 值为 -81‰ , $\delta^{18}\text{O}_w$ 变化于 $2.5\text{‰}\sim 7.7\text{‰}$, 接近大气降水线, 表明成矿流体由初始为变质流体向晚阶段大气降水演化。三阶段的成矿流体 $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ 分别为 $-2.4\text{‰}\sim -2.6\text{‰}$ 、 $-1.9\text{‰}\sim -0.4\text{‰}$ 及 $-5.0\text{‰}\sim -1.6\text{‰}$, 指示早阶段成矿流体来源于碳酸盐岩地层的变质分解, 晚阶段有大气降水的混入。断头崖组的变质脱水可能是重要的流体来源。

(3) S-Pb 同位素指示成矿物质可能主要来自断头崖组地层, 另有少量深部(地幔)物质的加入。

致谢: 研究工作在陈衍景教授指导下完成。野外工作得到了西北有色地勘局 711 总队相关领导及何家岩金矿陈鹏等技术人员的大力帮助, 张莉副研究员对本文进行了修改, 实验研究得到郑义博士大力的帮助, 中国地质大学(北京)刘家军教授以及另一名匿名审稿人提出了宝贵的修改意见, 特致谢意!

参考文献(References):

- 陈好寿. 1985. 南岭地区泥盆系层控矿床的铅同位素地球化学研究. 大地构造与成矿学, 9(3): 231-244.
陈衍景. 2006. 造山型矿床、成矿模式及找矿潜力. 中国地质, 33(6): 1181-1195.

- 陈衍景. 2010. 秦岭印支期构造背景、岩浆活动及成矿作用. 中国地质, 37(4): 854-865.
- 陈衍景, 富士谷. 1992. 豫西金矿成矿规律. 北京: 地震出版社: 1-234.
- 陈衍景, 李诺. 2009. 大陆内部浆控高温热液矿床成矿流体性质及其与岛弧区同类矿床的差异. 岩石学报, 25(10): 2477-2508.
- 陈衍景, 倪培, 范宏瑞, Pirajno F, 赖勇, 苏文超, 张辉. 2007. 不同类型热液金矿床的流体包裹体特征. 岩石学报, 23(9): 2085-2108.
- 陈衍景, 翟明国, 蒋少涌. 2009. 华北大陆边缘造山过程与成矿研究的重要进展和问题. 岩石学报, 25(11): 2695-2726.
- 陈衍景, 张静, 张复新, 李超. 2004. 西秦岭地区卡林-类卡林型金矿床及其成矿时间、构造背景和模式. 地质论评, 50(2): 134-152.
- 董广法, 王国富, 刘继顺. 1998. 勉略宁地区东沟坝组火山岩的成因浅析. 大地构造与成矿学, 22(2): 163-169.
- 杜远生, 盛吉虎, 冯庆来, 顾松竹, 陈家义, 杨永成, 李荣社. 1998. 南秦岭勉略地区“三河口群”的解体及地质意义. 地层学杂志, 22(3): 170-175.
- 高航校. 1999. 李家沟金矿床成矿物质来源研究. 有色金属矿产与勘查, 8(2): 86-91.
- 胡建明, 董广法. 2002. 略阳县煎茶岭金矿矿体的空间展布规律及找矿方向. 大地构造与成矿学, 26(2): 75-80.
- 胡受奚, 林潜龙, 陈泽铭, 黎世美. 1988. 华北与华南古板块拼合带地质和成矿. 南京: 南京大学出版社: 1-558.
- 黄建军, 黄斌, 任小华, 徐文圻, 廖俊红. 2002. 铅同位素在煎茶岭金矿快速追踪定位打靶中的应用. 黄金科学技术, 10(1): 33-40.
- 黄婉康, 冉红彦. 1996. 蛇绿岩带碳酸盐化超基性岩金矿床的成矿特征. 矿物岩石地球化学通报, 15(3): 153-156.
- 姜修道, 魏刚峰, 聂江涛. 2010. 煎茶岭镍矿——是岩浆还是热液成因. 矿床地质, 29(6): 1112-1124.
- 蒋少涌, 戴宝章, 姜耀辉, 赵海香, 侯明兰. 2009. 胶东和小秦岭: 两类不同构造环境中的造山型金矿省. 岩石学报, 25(11): 2727-2738.
- 蒋少涌, 杨涛, 李亮等. 2006. 大西洋洋中脊 TAG 热液区硫化物铅和硫同位素研究. 岩石学报, 22(10): 2597-2602.
- 李文博, 黄智龙, 张冠. 2006. 云南会泽铅锌矿田成矿物质来源: Pb, S, C, H, O, Sr 同位素制约. 岩石学报, 22(10): 2567-2580.
- 李永飞, 赖绍聪, 秦江锋, 刘鑫, 王娟. 2007. 碧口火山岩系地球化学特征及 Sr-Nd-Pb 同位素组成——晋宁期扬子北缘裂解的证据. 中国科学(D 辑), 37(增刊 1): 295-306.
- 廖俊红. 1999. 陕西略阳煎茶岭金矿床成矿规律及成矿模式. 有色金属矿产与勘查, 8(1): 21-28.
- 刘永丰, 李才一. 1991. 陕西略阳东沟坝黄铁矿型金多金属矿床成矿物理化学条件研究. 矿物岩石, 11(2): 155-164.
- 卢武长, 杨绍全. 1997. 东沟坝多金属矿床硫同位素交换动力学. 矿物岩石, 17(1): 105-110.
- 马建秦. 1998. 秦岭勉略宁地区金矿床形成模式与找矿方向. 贵阳: 中国科学院地球化学研究所博士学位论文: 1-90.
- 马建秦, 李朝阳, 张复新. 1999. 秦岭煎茶岭金矿床富含砷黄铁矿增生环带研究. 矿物学报, 19(2): 139-147.
- 毛卫东. 2011. 甘肃阳山超大型金矿地质地球化学. 广州: 中国科学院广州地球化学研究所博士学位论文: 1-243.
- 聂江涛. 2010. 陕西省煎茶岭金镍矿田特征及其控岩控矿作用. 西安: 长安大学博士学位论文: 1-156.
- 聂江涛, 魏刚峰, 姜修道, 李赛赛, 任金彬, 任华. 2010. 煎茶岭韧性剪切带的厘定及其地质意义. 大地构造与成矿学, 34(1): 1-19.
- 庞春勇, 陈民扬. 1993. 煎茶岭地区同位素地质年龄数据及其地质意义. 矿产与地质, 7(5): 354-360.
- 庞奖励, 裘愉卓, 刘雁. 1994. 论超基性岩在煎茶岭金矿床成矿过程中的作用. 地质找矿论丛, 9(3): 59-65.
- 祁进平, 肖平, 宋要武, 陈福坤. 2009. 河南栾川西沟铅锌银矿床铷-锶同位素研究. 岩石学报, 25(11): 2843-2854.
- 秦克令, 何世平, 宋述光. 1992. 碧口地体同位素地质年代学及其意义. 西北地质科学, 13(2): 97-110.
- 任小华. 2008. 陕西勉略宁地区金属矿床成矿作用与找矿靶区预测研究. 西安: 长安大学博士学位论文: 1-150.
- 汪东波, 李树新. 1991. 略阳东沟坝金、银、铅、锌、黄铁矿-重晶石型矿床的成因——成矿物理化学条件及稳定同位素地球化学研究. 西北地质, 12(3): 25-32.
- 汪在聪, 刘建明, 刘红涛, 曾庆栋, 张松, 王永彬. 2010. 稳定同位素热液来源示踪的复杂性和多解性评述——以造山型金矿为例. 岩石矿物学杂志, 29(5): 577-590.
- 王瑞廷, 赫英, 王东生, 刘民武. 2003. 略阳煎茶岭铜镍

- 硫化物矿床 Re-Os 同位素年龄及其地质意义. 地质论评, 49(2): 205–211.
- 王瑞廷, 赫英, 王新. 2000. 煎茶岭大型金矿床成矿机理探讨. 西北地质科学, 21(1): 19–26.
- 王瑞廷, 毛景文, 赫英, 汤中立, 王东生, 任小华. 2005. 煎茶岭硫化镍矿床的铂族元素地球化学特征及其意义. 岩石学报, 21(1): 219–226.
- 王瑞廷, 王东生, 李福让, 陈荔湘, 代军治, 王义天, 闫臻. 2009. 煎茶岭大型金矿床地球化学特征——成矿地球动力学及找矿标志. 地质学报, 83(11): 1739–1751.
- 王伟, 刘树文, 吴峰辉, 李秋根, 王宗起, 杨凯, 闫全人, 王瑞廷, 杨鹏涛. 2011. 陕南铜厂闪长岩体的成岩、成矿时代及其地质意义. 北京大学学报(自然科学版), 47(1): 91–102.
- 王相. 1996. 秦岭造山与金属成矿. 北京: 冶金工业出版社: 1–301.
- 王学明, 陈梦熊, 李玫, 李福让. 2002. 陕西煎茶岭金矿金的赋存状态研究. 地质与勘探, 38(6): 34–38.
- 吴峰辉, 刘树文, 李秋根, 王宗起, 苏犁, 杨恺, 张帆, 闫全人, 闫臻. 2009. 西秦岭光头山花岗岩锆石 U-Pb 年代学及其地质意义. 北京大学学报(自然科学版), 45(5): 811–818.
- 薛静, 戴塔根, 付松武, 马国秋, 黄伟盟. 2011. 广西武宣盘龙铅锌矿喷流沉积成矿作用: 稀土元素和硫同位素证据. 大地构造与成矿学, 35(3): 394–403.
- 闫全人, 王宗起, 闫臻, 刘敦一, 宋彪, 简平, 王涛. 2003. 碧口群火山岩的时代——SHRIMP 锆石 U-Pb 测年结果. 地质通报, 22(6): 456–458.
- 杨荣生, 陈衍景, 张复新, 李志宏, 毛世东, 刘红杰, 赵成海. 2006. 甘肃阳山金矿独居石 Th-U-Pb 化学年龄及其地质和成矿意义. 岩石学报, 22(10): 2603–2610.
- 原莲肖, 张梦平, 侯俊富, 秦婷婷. 2004. 陕西略阳县苗儿沟金矿物质组分和成矿流体特征研究. 陕西地质, 22(2): 25–35.
- 张复新, 汪军谊. 1999. 陕西煎茶岭超基性岩与金矿床成因关系. 黄金地质, 5(2): 14–20.
- 张国伟, 张本仁, 袁学诚, 肖庆辉. 2001. 秦岭造山带与大陆动力学. 北京: 科学出版社: 1–855.
- 张宏飞, 靳兰兰, 张利, Harris N, 周炼, 胡圣虹, 张本仁. 2005. 西秦岭花岗岩类地球化学和 Pb-Sr-Nd 同位素组成对基底性质及其构造属性的限制. 中国科学(D 辑), 35(10): 914–926.
- 张莉, 杨荣生, 毛世东, 鲁颖淮, 秦艳, 刘红杰. 2009. 阳山金矿床锆铅同位素组成特征与成矿物质来源. 岩石学报, 25(11): 2811–2822.
- 张欣, 徐学义, 宋公社, 王洪亮, 陈隽璐, 李婷. 2010. 西秦岭略阳地区鱼洞子杂岩变形花岗岩锆石 LA-ICP-MS U-Pb 测年及地质意义. 地质通报, 29(4): 510–517.
- 赵瑞. 1986. 冀鲁皖若干内生矿床的硫同位素研究. 岩石学报, 2(1): 26–31.
- 郑崔勇, 刘建党, 袁波, 陈世杰, 董广法, 张晓莉, 宋小慧. 2007. 与煎茶岭金矿有关超基性岩体地球化学特征. 地质与勘探, 43(6): 52–57.
- 郑永飞, 陈江峰. 2000. 稳定同位素地球化学. 北京: 科学出版社: 1–316.
- 周家喜, 黄智龙, 周国富, 曾乔松. 2012. 黔西北天桥铅锌矿床热液方解石 C、O 同位素和 REE 地球化学. 大地构造与成矿学, 36(1): 93–101.
- 周乐尧. 1991. 甘肃省西成铅锌矿田矿源层的确定及其 Pb-Zn 活化机理研究. 地球科学——中国地质大学学报, 16(2): 199–206.
- 周振菊. 2012. 南秦岭铍厂沟和小秦岭文峪金矿对比研究. 广州: 中国科学院广州地球化学研究所博士学位论文: 1–174.
- 朱润亚. 2008. 煎茶岭金矿床北矿床地质特征和矿床成因分析. 硅谷(自然科学), 12: 5–7.
- Barker S L, Bennett V C, Cox S F, Norman M D and Gagan M K. 2009. Sm-Nd, Sr, C and O isotope systematics in hydrothermal calcite-fluorite veins: Implications for fluid-rock reaction and geochronology. *Chemical Geology*, 268: 58–66.
- Bierlein F P, Arne D C and Cartwright I. 2004. Stable isotope (C, O, S) systematics in alteration haloes associated with orogenic gold mineralization in the Victorian gold province, SE Australia. *Geochemistry: Exploration, Environment, Analysis*, 4(3): 191–211.
- Cartigny P, Harris J W and Javoy M. 1998. Eclogitic diamond formation at Jwaneng: No room for a recycled component. *Science*, 280: 1421–1424.
- Chacko T, Mayeda T K, Clayton R N. and Goldsmith J R. 1991. Oxygen and carbon isotope fractionations between CO₂ and calcite. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 55: 2867–2882.
- Chen H Y, Chen Y J and Baker M J. 2012. Isotopic geochemistry of the Sawayaerdun orogenic-type gold deposit, Tianshan, northwest China: Implications for ore genesis and mineral exploration. *Chemical Geology*, 310–311: 1–11.
- Chen Y J, Li C, Zhang J, Li Z and Wang H H. 2000. Sr and

- O isotopic characteristics of porphyries in the Qinling molybdenum deposit belt and their implication to genetic mechanism and type. *Science in China* (Series D), 43(Supplement): 82–94.
- Chen Y J, Pirajno F, Li N, Guo D S and Lai Y. 2009. Isotope systematics and fluid inclusion studies of the Qiyugou breccia pipe-hosted gold deposit, Qinling Orogen, Henan province, China: Implications for ore genesis. *Ore Geology Reviews*, 35: 245–261.
- Chen Y J, Pirajno F and Sui Y H. 2004. Isotope geochemistry of the Tieluping silver deposit, Henan, China: A case study of orogenic silver deposits and related tectonic setting. *Mineralium Deposita*, 39: 560–575.
- Clayton R N, O'Neil J R and Mayeda T K. 1972. Oxygen isotope exchange between quartz and water. *Journal of Geophysical Geophysics Research*, 77(17): 3057–3067
- Coplen T B, Kendall C and Hopple J. 1983. Comparison of stable isotope reference samples. *Nature*, 302: 236–238.
- Deines P, Harris J W and Gurney J J. 1991. The carbon isotopic composition and nitrogen content of lithospheric and asthenospheric diamonds from the Jagersfontein and Koffiefontein kimberlites, South Africa. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 55: 2615–2626.
- Dejonghe J, Boulegue J, Demaffé and Letolle R. 1989. Isotope geochemistry (S, C, O, Sr, Pb) of Chaudfontaine mineralization (Belgium). *Mineralium Deposita*, 24: 132–134.
- Deng X H, Chen Y J, Santosh M and Yao J M. 2013a. Genesis of the 1.76 Ga Zhaiwa Mo-Cu and its link with the Xiong'er volcanics in the North China Craton: Implications for accretionary growth along the margin of the Columbia supercontinent. *Precambrian Research*, 227: 337–348.
- Deng X H, Chen Y J, Santosh M, Zhao G C and Yao J M. 2013b. Metallogeny during continental outgrowth in the Columbia supercontinent: Isotopic characterization of the Zhaiwa Mo-Cu system in the North China Craton. *Ore Geology Reviews*, 51: 43–56.
- Ernst W G, Tsujimori T, Zhang R and Liou G. 2007. Permo-Triassic collision, subduction zone metamorphism, and tectonic exhumation along the East Asian continental margin. *Annual Review of Earth and Planetary Science*, 35: 73–110.
- Faure G. 1986. Principles of Isotope Geology (2nd Edition). New York: John Wiley & Sons: 1–589.
- Franklin J M, Gibson H L, Jonasson I and Galley A G. 2005. Volcanogenic massive sulfide deposit. *Economic Geology*, 100th Anniversary Volume: 533–560.
- Gavrielli I, Starinsky A, Spiro B, Aizenshtat A and Nielsen H. 1995. Mechanisms of sulphate removal from subsurface calcium chloride brines, Heletz-Kokhav oilfields, Israel. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 59: 3525–3533.
- Goldfarb R J, Baker T, Dube B, Groves D I, Hart C J R and Gosselin P. 2005. Distribution, character, and genesis of gold deposits in metamorphic terranes. *Economic Geology*, 100th Anniversary Volume: 407–450.
- Groves D I and Bierlein F P. 2007. Geodynamic settings of mineral deposit systems. *Journal of the Geological Society*, 164(1): 19–30.
- Groves D I, Goldfarb R J, Gebre-Mariam M, Hagemann S G and Robert F. 1998. Orogenic gold deposits: A proposed classification in the context of their crustal distribution and relationship to other gold deposit types. *Ore Geology Reviews*, 13(1): 7–27.
- Hagemann S G and Cassidy K F. 2000. Archean orogenic lode gold deposits. *Reviews in Economic Geology*, 13: 9–68.
- Hoefs J. 1997. Stable Isotope Geochemistry (4th Edition). Berlin: Springer-Verlag: 1–201.
- Jiang S Y, Han F, Shen J Z and Palmer M R. 1999. Chemical and Sr-Nd isotopic systematics of tourmaline from the Dachang Sn-polymetallic ore deposit, Guangxi province, China. *Chemical Geology*, 157: 49–67.
- Jiang Y H, Jin G D, Liao S Y, Zhou Q and Zhao P. 2010. Geochemical and Sr-Nd-Hf isotopic constraints on the origin of Late Triassic granitoids from the Qinling orogen, central China: Implications for a continental arc to continent-continent collision. *Lithos*, 117: 183–197.
- Kempe U, Belyatsky B V, Krymsky R S, Kremenetsky A A and Ivanov P A. 2001. Sm-Nd and Sr isotope systematics of scheelite from the giant Au (-W) deposit Muruntau (Uzbekistan): Implications for the age and sources of Au mineralization. *Mineralium Deposita*, 36: 379–392.
- Kerrick R, Goldfarb R J, Groves D, Garwin S and Jia Y F. 2000. The characteristics, origins, and geodynamic settings of supergiant gold metallogenic provinces. *Science in China* (Series D), 43(Supplement): 1–68.

- Kerrich R, Goldfarb R J and Richards J P. 2005. Metallogenic provinces in an evolving geodynamic framework. *Economic geology*, 100th anniversary Volume: 1097–1136.
- Leach D, Sangster D, Kelley K, Large R R, Garven G, Sillen C R, Gutzmer J and Walters S G. 2005. Sediment-hosted lead-zinc deposits: A global perspective. *Economic Geology*, 100th Anniversary Volume: 561–607.
- Li N, Chen Y J, Fletcher I R and Zeng Q T. 2011. Triassic mineralization with Cretaceous overprint in the Dahu Au-Mo deposit, Xiaoqinling gold province: Constraints from SHRIMP monazite U-Th-Pb geochronology. *Gondwana Research*, 20(2): 543–552.
- Mao J W, Pirajno F, Xiang J F, Gao J J, Ye H S, Li Y F and Guo B J. 2011. Mesozoic molybdenum deposits in the east Qinling-Dabie orogenic belt: Characteristics and tectonic settings. *Ore Geology Reviews*, 43: 264–293.
- Mao J W, Xie G Q, Bierlein F, Qu W J, Du A D, Ye H S, Pirajno F, Li H M, Guo B J, Li Y F and Yang Z Q. 2008. Tectonic implications from Re-Os dating of Mesozoic molybdenum deposits in the East Qinling-Dabie orogenic belt. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 72: 4607–4626.
- Ni Z Y, Chen Y J, Li N and Zhang H. 2012. Pb-Sr-Nd isotope constraints on the fluid source of the Dahu Au-Mo deposit in Qinling Orogen, central China, and implication for Triassic tectonic setting. *Ore Geology Reviews*, 46: 60–67.
- Ohmoto H. 1986. Stable isotope geochemistry of ore deposits. *Reviews in Mineralogy*, 6: 491–599.
- Ohmoto H and Rye R O. 1979. Isotopes of Sulfur and Carbon // Barnes H L. *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*. New York: Wiley Interscience: 509–567.
- Pirajno F. 2009. *Hydrothermal Processes and Mineral System*. Berlin: Springer: 1–1250.
- Richards J P. 2003. Tectono-magmatic precursors for porphyry Cu-(Mo-Au) deposit formation. *Economic Geology*, 98(8): 1515–1533.
- Rye R O and Ohmoto H. 1974. Sulfur and carbon isotope and ore genesis: A review. *Economic Geology*, 69: 826–842.
- Sangster A L. 1992. Light stable isotope evidence for a metamorphogenic origin for bedding-parallel, gold-bearing veins in Cambrian flysch, Meguma Group, Nova Scotia. *Exploration and Mining Geology*, 1(1): 69–79.
- Schidlowski M. 1998. Beginning of terrestrial life: Problems of the early record and implications for extraterrestrial scenarios // SPIE's International Symposium on Optical Science, Engineering, and Instrumentation, 3441: 149–157.
- Schidlowski M, Hayes J M and Kaplan I R. 1983. Isotopic inferences of ancient biochemistries—Carbon, sulfur, hydrogen, and nitrogen // *Earth's earliest biosphere: Its origin and evolution*. Princeton, NJ: Princeton University Press: 149–186.
- Sheppard S M F and Schwarcz H P. 1970. Fractionation of carbon and oxygen isotopes and magnesium between coexisting metamorphic calcite and dolomite. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 26(3): 161–198.
- Sillitoe R H. 1972. A plate tectonic model for the origin of porphyry copper deposits. *Economic Geology*, 67(2): 184–197.
- Taylor H P. 1974. The application of oxygen and hydrogen isotope studies to problem of hydrothermal alteration and ore deposition. *Economic Geology*, 69(6): 843–883.
- Voicu G, Bardoux M, Stevenson R and Jebrak M. 2000. Nd and Sr isotope study of hydrothermal scheelite and host rocks at Omai, Guiana Shield: Implications for ore fluid source and flow path during the formation of orogenic gold deposits. *Mineralium Deposita*, 35(4): 302–314.
- Wan B, Xiao W J, Zhang L and Han C M. 2012. Iron mineralization associated with a major strike-slip shear zone: Radiometric and oxygen isotope evidence from the Mengku deposit, NW China. *Ore Geology Reviews*, 44: 136–147.
- Xu C, Kynicky J, Chakhmouradian A R, Qi L and Song W L. 2010. A unique Mo deposit associated with carbonatites in the Qinling orogenic belt, central China. *Lithos*, 118: 50–60.
- Yang J H and Zhou X H. 2001. Rb-Sr, Sm-Nd, and Pb isotope systematics of pyrite: Implications for the age and genesis of lode gold deposits. *Geology*, 29: 711–714.
- Yang Y F, Chen Y J, Li N, Mi M, Xu Y L, Li F L and Wan S Q. 2012. Fluid inclusion and isotope geochemistry of the Qian'echong giant porphyry Mo deposit, Dabie Shan, China: A case of NaCl-poor, CO₂-rich fluid systems. *Journal of Geochemical Exploration*, 124: 1–13.
- Zartman R and Doe B. 1981. Plumbotectonics—the model.

Tectonophysics, 75(1): 135–162.

Zhang J, Chen Y J, Qi J P and Ge J. 2009. Comparison of the typical metallogenic systems in the north slope of the Tongbai-East Qinling Mountains and its geologic implications. *Acta Geologica Sinica* (English edition), 83: 396–410.

Zhang Y M, Gu X X, Liu L, Dong S Y, Li K, Li B H and Lv P R. 2011. Fluid inclusion and H-O isotope evidence for immiscibility during mineralization of the Yinan Au-Cu-Fe deposit, Shandong, China. *Journal Asian*

Earth Science, 42(1–2): 83–96.

Zheng Y F. 1999. Oxygen isotope fractionation in carbonate and sulfate minerals. *Geochemical Journal Japan*, 33: 109–126.

Zhu L M, Zhang G, Chen Y, Chen Y J, Ding Z J, Guo B, Wang F and Lee B. 2011. Zircon U-Pb ages and geochemistry of the Wenquan Mo-bearing granitoids in West Qinling, China: Constraints on the geodynamic setting for the newly discovered Wenquan Mo deposit. *Ore Geology Reviews*, 39(1): 46–62.

C, H, O, S, Pb Isotopic Geochemistry of the Jianchaling Gold Deposit, Shaanxi Province

YUE Suwei^{1,2}, LIN Zhenwen^{1,2}, DENG Xiaohua^{3,4}, LI Furang⁵, HE Huaixin⁶ and FENG Anguo⁶

(1. CAS Key Laboratory of Mineralogy and Metallogeny, Guangzhou Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guangzhou 510640, Guangdong, China; 2. University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China; 3. MOE Key Laboratory of Orogen and Crust Evolution, Peking University, Beijing 100871, China; 4. Beijing Institute of Geology for Mineral Resources, Beijing 100012, China; 5. North-Western Non-ferrous Metals Geological Prospecting and Exploration Bureau 711 Party, Hanzhong 723000, Shaanxi, China; 6. Hejiayang Gold Deposit, Lueyang 724308, Shaanxi, China)

Abstract: The Jianchaling gold deposit in Shaanxi province, China, is located to the south of the Mianlue suture zone. The ore bodies were controlled by fault F1-45 and the secondary faults. The hydrothermal ore-forming processes can be divided into three stages according to the mineral assemblages and the crosscutting relationships of the veinlets as follows: (I) quartz-pyrite-dolomite vein with poor sulfides which was strongly deformed in a compressional or transcompressional setting; (II) quartz-polymetallic sulfides vein, characterized by large amount of fuchsite; and (III) dolomite-calcite-quartz-orpiment-realgar veinlets. The $\delta^{18}\text{O}_\text{w}$ and δD values of early stage fluids range from 7.5‰ to 21.1‰, with an average of 13.3‰, and from -85‰ to -70‰, with an average of -77‰, respectively; while the $\delta^{18}\text{O}_\text{w}$ of late stage fluids range from 2.5‰ to 7.7‰, with an average of 6.5‰, and the average value of δD is -81‰. This H-O isotopic signature suggests a shift from metamorphic water towards meteoric water. $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ values of the ore-forming fluid range from -2.4‰ to 2.6‰ in stage I, from -1.9‰ to 0.4‰ in stage II, and from -5.0‰ to 1.6‰ in stage III, respectively, indicating that the ore-forming fluids were derived from metamorphic devolatilisation of carbonate strata. The $\delta^{34}\text{S}$ values of the Jianchaling ores (10.0‰~14.3‰) suggest that the sulfur was mainly sourced from evaporation strata. The Pb isotope ratios of the ores have less radiogenic Pb isotope than the host rocks, and suggest that the ore-forming fluids, which interacted with the wallrocks to form ores, must have been sourced from a depleted mantle or a depleted subducting oceanic slab. In combination with the H, O, C, S and Pb geochemical signatures of the mineral systems, we argue that the initial ore-forming fluid is mainly metamorphic extracted from the dehydration of the wall rocks, and the ore-forming materials might have derived mainly from the wall rocks with mantle input.

Keywords: isotopic geochemistry; ore forming fluid; ore forming material; Jianchaling gold deposit; Mianlueyang