小秦岭造山型金矿的流体成矿作用分析*

Synthesis of Hydrothermal Metallogenesis in Xiaoqinling Orogenic Gold Field

祁进平 陈衍景 李强之

(北京大学地质学系，北京 100871)

Qi Jinping, Chen Yanjing and Li Qiangzhi

(Department of Geology, Peking University, Beijing 100871, China)

摘 要 小秦岭主要金矿与造山带型金矿特征存在地质地球化学的一致性，可作为典型的造山型金矿。小秦岭金矿田地质特征，矿床、岩体和断裂构造的空间分布关系，成矿流体的运移方向等，均显示沿寻马道断裂的向北陆内俯冲作用导致了矿床的形成。太华杂岩、燕山期花岗岩，矿床和成矿流体的锶同位素组成具有显著差异，排他性地显示成矿流体不可能主要来自燕山期花岗岩浆，而应来自具有高锶同位素组成的物源区的变质脱水和运移时的水岩作用。基此认为，碰撞造山过程的陆内俯冲作用导致了矿床形成，碰撞造山成岩成矿模式与小秦岭金矿田的地质地球化学现象相吻合。

关键词 小秦岭 造山型金矿 成矿流体 锶同位素 燕山期花岗岩

1 区域地质背景和矿床地质特征简述

小秦岭金矿田位于华北克拉通南缘华熊地块中西部。北以太要断裂为界，南以寻马道断裂为界。东西长约 70 km、宽约 7～15 km（范宏瑞等，2000）。含矿围岩主要为早前寒武纪的结晶基底深变质片麻岩系和侵入体，习称太华群或太华超群。主构造由轴向近东西的复式褶皱和走向近东西的断裂组成，而含金石英脉多赋存在太华群变质岩系内规模较小的脆韧性和脆性剪切带中。区内发育多时代岩浆岩，但尤以燕山期重熔或改造形成的花岗岩最为发育，且与成矿关系最为密切，它们的分布自西向东，依次为华山、文峪和娘娘山 3 个黑云二长花岗岩岩基。

小秦岭金矿的矿化类型主要为石英脉型，次为蚀变岩型。石英脉型金矿以文峪、东闯、杨砦峪等几个矿床为代表，矿体一般长 30～300 m，最长达 4000 m 以上，延深 100～600 m，厚 0.2～6 m，最厚 10 m 以上，金品位平均 6～16 g/t（范宏瑞等，2000）。矿石类型可分为黄铁矿型、多金属硫化物型、少黄铁矿型（栾世伟等，1991）。主要矿物为石英（70%～90%），黄铁矿（5%～10%），次要矿物为方解石、白云石、铁白云石以及方铅矿、黄铜矿和闪锌矿等（范宏瑞等，2000）。主要围岩蚀变有硅化、黄铁绢英岩化、绢云母化、钾长石化和碳酸盐化等（范宏瑞等，2000；栾世伟等，1991）。蚀变岩型金矿床以葫芦沟、莲子沟、煤田沟、周家山等金矿为代表，矿体一般长 200~650 m，最长可达 1013 m，延深 150～250 m，最深 350 m 以上，平均厚 0.91～2.40 m，最厚可达 12 m，矿石金品位平均<10 g/t，最高可达 34.5 g/t（黎世美等，1996）。主要金属矿物为黄铁矿，次为方铅矿、闪锌矿等。脉石矿物主要为钾长石，石英，次为斜长石、碳酸盐矿物、绢云母等。围岩蚀变具分带性，从矿体中心到边缘分别为硅化、钾化、黄铁矿化、绢云母化、黄铁绢英岩化和碳酸盐化等（黎世美等，1996；高珍权等，2001）。

2 小秦岭金矿与世界造山带型金矿对比

从表 1 可见，小秦岭主要金矿床多方面的地质地球化学特征与造山带型金矿床基本一致，突出地表现为二者均产于变质地体，成矿均由造山作用引起，且滞后于造山开始时间，往往发生在开始后的 50～100 Ma，成矿流体均为低盐度富 CO_2

* 本研究课题受自然科学基金（19972035）的资助
第一作者简介 祁进平，男，1076 年生，硕士，矿床学志业。

流体，成矿发生于中温热液作用，表明小秦岭金矿也应属于造山带型。Kerrich 等人（2001）的资料主要来自对增生型造山带中造山带型矿床的总结(Kerrich et al.,2001;Groves D I et al.,1998)，而小秦岭金矿则主要为陆陆碰撞过程中陆内俯冲或大规模推覆作用的产物。因此所表现出的特征也有一定的差异（见表 1）：小秦岭金矿成矿温压范围（165~370℃，0.1～0.2 GPa）窄，集中于中温中压，而世界造山带型金矿温压范围（200～500℃，0.05～0.4 GPa）宽，跨越中温到高温、低压到高压区间；小秦岭金矿热源为壳源，而世界造山带型金矿热源包括软流圈；这可能是由于小秦岭为陆内俯冲，俯冲深度浅所致。

表 1 小秦岭几个最主要矿床与世界造山带金矿对比表

金矿床	造山带型金矿	文峪	东闯	杨砦峪	金硐岔
赋矿地体	增生型造山带的变质地体	碰撞带刚性基体推覆体	碰撞带刚性基体推覆体	碰撞带刚性基体推覆体	碰撞带刚性基体推覆体
成矿时代/年龄	不同时代,造山开始后 50 Ma 左右	91 Ma（$^{40}Ar/^{39}Ar$）	（128.3±6.2）Ma（$^{40}Ar/^{39}Ar$）	燕山期,碰撞开始后 50～100 Ma	燕山期,碰撞开始后 50～100 Ma
构造样式	韧性至韧脆性，反转构造，揉滑断层或斜滑断层，背斜穹隆	老鸦岔-板石山背斜西段背斜南翼近轴部，近东西向压性，压扭性断裂	近东西向压扭型断裂	.近东西向的脆韧性剪切带内	大月坪-老鸦岔-娘娘山背斜中部近东西向的压性及压扭性断层中
矿化样式	脉型，角砾岩型，浸染型	石英脉型	石英脉型	石英脉型	石英脉型
赋矿岩石	镁铁质和超镁铁质火山岩，侵入岩，条带状燧石铁建造，杂砂岩	太华群闾家峪组斜混合岩、长角闪岩、斜长角闪片麻岩	太华群花岗质片麻岩（斜长片麻岩）	太华群斜长角闪片麻岩、混合岩，花岗岩	太华群闾家峪组条痕状混合岩
金属元素组合	Au，Ag, ±As，Sb，Te，W，Bi；Au/Ag 平均值为 5	Au、Pb 为主，有 Cu、W。Ag	Au、Ag、Pb、Cu（徐九华等 1990）	Au，Ag，Cu ，Pb，Sb ，Bi， W，Mn，Mo。	
金成色	800～950	700～900	720～980		
围岩蚀变	白云母化，Ca，Ag，Ca-Te-Mg 碳酸盐化，绿泥石化，钠长石化，黄铁矿化，电气石化	黄铁绢云岩化，碳酸盐化，黑云母化，钾长石化和绿泥石化	（黄铁）娟英岩化，绿泥石-绢云母化	硅化，黄铁矿化，绢云母化，绿泥石化，碳酸盐化	钾长石化，钠长石.硅化，绢云母化。黄铁矿化。碳酸盐化，绿泥石化
P- t 条件	220~500℃,0.05～0.4GPa	165～370℃, 0.125～0.225GPa	180～360℃,（0.132～0.18）GPa	275～325℃	167～340℃，0.14 GPa
成矿流体	低盐度(（*w*（$Nacl_{eq}$）<6%.)，H_2O~CO_2 体系±CH_4，CO_2，±N_2, 其中（CO_2+CH_4）含量为 5 mol%~30 mol %	盐度（*w*（$Nacl_{eq}$）为 4.2%～8.0%，H_2O-CO_2 体系，CH_4，CO；	盐度（*w*（$Nacl_{eq}$）为 6.6%～7.2%，H_2O-CO_2 体系，CH_4，CO；	H_2O-CO_2 体系	H_2O-CO_2 体系，H_2，少量 CH_4 和 O_2
同位素（水）	δD＝-20‰~ -80‰，绿岩带内 $\delta^{18}O$ =5‰～8‰	ΔD=-34‰~ -53‰ $\delta^{18}O$=-0. 2‰～3.2 ‰	ΔD=-37‰，-4 8‰ $\delta^{18}O$=10.6‰～10.9 ‰		ΔD= -46‰~ -46‰ $\delta^{18}O$=8.7‰～ -5.4 ‰
热源	软流圈，地壳	壳源	壳源	壳源	壳源
资料来源	3，4	1,5,6，7，8，9	1，6，7，10，11	1，2， 12，13	14

资料来源：1—黎世美等，1996；2—周作侠等，1993；3—Kerrich,2001;4Grpves D I,1998;5 万继红等，1991；6—徐九华等，1997；7—聂凤军等，2001，8—杨宝昌等，1994；9—王可勇等，1997；10—徐启东等，1997；11—李绍儒等，1998；12—卢欣祥等，1999；李惠等，1997；14—康学勇等，1999。

3 小秦岭金矿成矿热液作用分析

如上所述小秦岭金矿为造山带型金矿，其成矿时代为燕山晚期，所以分析热液作用应主要考虑燕山期造山作用。

张进江等（1998）描述了小秦岭燕山期碰撞造山作用过程，早期南北向挤压使地层增厚，而重熔岩浆试图上侵，地壳垂向压力增大，并产生物质侧向逃逸式的伸展；中期造山带挤压作用减弱，岩浆上侵能力增强，造山带均衡隆升，上部向周围垮塌伸展；晚期造山带挤压作用逐渐消失，酸性岩浆上侵就位，造山带伸展和滑脱。陈衍景（2001）研究了东秦岭的典型金矿床，提出碰撞造山体制金矿流体作用可分为三期：早期挤压背景以深部物质分泌的上升流体（改造、变质和部分熔融）为主的作用，中期由挤压向伸展的转变背景深分泌上升流体与浅层下渗流体的混合作用，晚期伸展背景以浅层下渗水为主的流体作用。

碰撞造山作用早期，小秦岭处于挤压环境，产生流体较少，且缺乏良好的构造通道使热液上移，只有少量地壳深部高

温流体（岩浆流体或变质流体）沿延伸较大的压性断裂上升形成弱矿化。

碰撞造山作用中期，挤压－伸展转变环境，造山带隆升岩浆上侵并就位，是挤压与伸展作用抗衡的阶段，总体趋势为挤压作用逐渐减弱，伸展作用逐渐增强，区域增温将继续，并逐步达到高潮(陈衍景，2001)。在 D 带（文峪岩体与寻马道断裂之间的金成矿带），俯冲板片受地温增加影响，将释放出改造流体（50～200℃）和变质流体（200～600℃）（陈衍景，2001），该流体自俯冲带附近沿逐渐扩张的断裂和剪切带等通道上升，携带下盘释放的矿质又不断萃取上盘的矿质，在较浅处又与沿断裂下渗的大气水混合形成循环体制，产生强烈的成矿作用。在 G 带（燕山期花岗岩带），由于俯冲深度大，俯冲片低熔组分大量减压分熔，形成大规模长英质熔体或花岗岩浆以及与之相关的岩浆热液（陈衍景，2001），热液主要为岩体结晶分异所释放，它沿岩体上方和侧上方断裂或剪切带向上运移，携带岩体释放的矿质并萃取上部地层中的矿质，并与大气水汇合成矿。另外在 D 带靠近岩体一侧可能会形成一个由变质、岩浆和大气水 3 种热液混合成矿的交叉区，形成最强的矿化，如文峪、东闯、金洞岔等矿床即属此种情形。

岩浆上侵时，引起其周围地层岩石混合岩化（胡志宏等，1993），产生部分混合岩化热液，但流体包裹体证据显示混合岩化岩石中流体属于高盐度流体，而成矿流体则为低盐度流体（范宏瑞等，2000；周作侠等，1993），差别较大，表明这种流体肯定不是主要成矿流体。

造山作用晚期，花岗岩体就位后，挤压作用逐渐消失，造山带完全处于伸展状态。深部的流体已很少，大气水成为主要的热液来源，但此时造山带热异常也已逐渐消失，只能产生一些低温矿化。

根据上述分析，我们可将岩浆热液、变质热液及大气水热液作用进行对比。变质和改造热液（主要指俯冲盘所分泌），在挤压-伸展早期至晚期，水平上作用于 D 带，垂向上作用于俯冲带至地表的大范围内，携带下盘释放的矿质并萃取上盘的矿质，热液温度较高，活化迁移能力强；岩浆热液，在挤压-伸展期的中晚期岩浆结晶分异时期，水平上作用于 G 带，垂向上作用于岩体顶部或斜上方，运移岩体释放的矿质并萃取上部地层中的矿质，热液温度高，活化迁移能力强；大气水，在挤压-伸展期的中晚期，该期有较好的通道且区域热作用强，大气水下渗增温参与成矿，水平上作用于 D 带和 G 带，垂向上作用于地表下较浅范围，热液温度低，活化迁移能力弱。由上可知 3 种热液作用的时空范围明显不同，成矿能力也有差异。

由于提供金成矿物质来源的太华群金丰度较低（栾世伟等，1991；黎世美等，1996；李绍儒等，1998；周作侠等，1993），长时间、大范围的流体作用是很必要的，俯冲板片所分泌的流体是本区作用时间最长、作用范围最大的流体，而且其空间作用范围恰好与小秦岭金成矿密集区相对应，它理应是成矿作用的主角。而大气水热液和岩浆热液在各自特定的时空范围内，对成矿亦发挥了很重要的作用。在岩体上方或斜上方可能曾存在大规模岩浆热液成矿作用，但由于岩体上覆地层已被剥蚀了近 5 km（栾世伟等，1991），形成的矿床可能大部分已被剥蚀。

4　证据和解释

4.1　金矿化原生分带的证据

据栾世伟等（1991），小秦岭金矿化具有两个层次的原生分带。首先，以花岗岩为中心，向外分 3 个带：无矿带，强矿化带和弱矿化带。小秦岭数十条金矿脉分布于距花岗岩基 2~7 km 的范围内，此乃强矿化带。其次，在强矿化带中，又可依据矿石矿物组合分为多金属硫化物型（距花岗岩 2～5 km，标高 2000～1500 m）、黄铁矿型（距花岗岩 3~7 km，标高 2000～800 m）、少黄铁矿型（距花岗岩 5~7 km，标高 800～0 m）（栾世伟等，1991）。

矿脉主要分布于花岗岩与推覆带之间，与碰撞造山流体成矿模式中的 D 带吻合，该带为金成矿的有利地带。由于燕山晚期花岗岩侵位时间与成矿接近，其热量和热液必然影响成矿作用。岩浆热改变其附近的地温梯度，岩体附近地温梯度高，矿体就位的标高也高，距花岗岩体较远时，地温梯度低，成矿标高也低。岩浆热液更容易影响其附近的成矿作用，易发生岩浆热液与变质热液的混合；同时，由于该处标高较高，大气水也更容易参与成矿。多种热液的混合作用使得该带矿化最强，矿石矿物种类复杂，如距岩体较近的文峪、东闯、金洞岔等几个大型矿床特征（栾世伟等，1991）即符合此规律。距离岩体远些地带，岩浆热液影响弱，成矿深度加深，变质热液比例很大，矿石矿物组合变得简单，如距岩体较远的东桐峪、竹峪金矿（栾世伟等，1991）即属此类情况。

4.2　矿脉与岩体的关系

（1）距岩体 2 km 内基本无含金石英脉，而大量含金石英脉均位于文峪花岗岩南侧 2 km 以外（徐启东等，1997；宫同伦，1996）。

（2）成矿热液来自南南东方向[3]，而非文峪岩体的方向。

（3）3 大岩体的形成时代接近，成分、特征相近，成因相似，但其周围金矿分布差异却非常大，显示岩浆热液可能不是金成矿的主要热液来源。

4.3 Sr 同位素证据

据栾世伟（1985）、李华芹等（1993）,小秦岭太华群、文峪花岗岩、花岗岩内石英脉、含矿石英脉的 I_{Sr} 值分别为 0.7046±0.026、0.7080±0.0001、0.7144±0.0004、0.7438±0.004。含矿石英脉 I_{Sr} 远高于其他 3 类地质体，说明成矿热液不可能单由此三者提供，必须寻找另外具有高锶同位素组成的来源。寻马道断裂以南存在的官道口群地层主要有碎屑沉积岩和碳酸盐地层组成，它们一般具有很高的锶同位素组成。如果含有官道口群地层的板片曾沿寻马道断裂向北下插到小秦岭地体之下，并由于增温增压而变质脱水、脱气、脱硅等形成流体，这种流体可以具有很高的锶同位素组成，从而满足小秦岭金矿的锶同位素组成的要求。

另据徐启东等（1998），文峪岩体 7 个全岩 $^{87}Sr/^{86}Sr$=0.709151~0.709725，而文峪岩体内的辉钼矿-黄铁矿-石英脉九个流体包裹体的 $^{87}Sr/^{86}Sr$=0.715153~0.734719，I 成矿阶段石英脉 7 个流体包裹体的 $^{87}Sr/^{86}Sr$=0.743116~0.745993，II、III 成矿阶段石英脉 8 个流体包裹体的 $^{87}Sr/^{86}Sr$=0.744056~0.751208。数据显示，岩体与石英脉或成矿流体的锶同位素组成差异很大，指示二者源区的锶同位素组成差异很大。

太华杂岩的 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 值 0.707678~0.816888，换算到花岗岩侵位(172 Ma)时的（$^{87}Sr/^{86}Sr$）$_{172}$= 0.707123 ~ 0.806441，也高于文峪岩体的 $^{87}Sr/^{86}Sr$＝0.708，说明文峪岩体的物源成分与太华杂岩中的低锶同位素组分相当。以上显示太华杂岩提供成矿流体的可能性远大于文峪岩体。如果考虑岩浆流体流经太华杂岩并通过水岩反应而成矿的机制，那么，岩浆流体也必须被彻底改造，或者说成矿热液中岩浆流体的比例必须很低，即贡献很小。

总之，锶同位素反映的结果是，成矿流体和成矿物质不可能主要来自燕山期花岗岩浆，尽管金矿的空间分布与岩体似有一定的联系。小秦岭金矿成矿流体可能来自陆内俯冲体制俯冲板片的变质脱水，以及变质流体和其他流体（如大气降水）与仰冲板片（太华杂岩）的水岩作用。如此以来，已有的碰撞造山成岩成矿和流体作用模型更适合于解释小秦岭金矿的形成。

参 考 文 献

陈衍景. 2001. 碰撞造山体制的流体作用及其成矿效应——东秦岭金矿床成矿流体研究的意义，大陆动力学与成矿作用[M]. 北京：地震出版社.133～147.

范宏瑞，谢奕汉，赵瑞,等. 2000. 小秦岭含金石英脉复式成因的流体包裹体证据[j]，科学通报，45（5）:537～542.

高珍权，刘继顺，陈德兴. 2001. 小秦岭西段驾鹿金矿田成矿流体特征、物理化学条件及演[J]. 化地球化学，30（3）:257～263.

宫同伦. 1996. 小秦岭金矿成因的新识[J]. 西安地质学院学报，18（4）:39～44.

胡志宏，胡受奚. 1993. 挤压－俯冲作用与孪生花岗岩带[M]. 北京：地质出版社.162～170.

姜能. 1995. 小秦岭金矿的成矿物质来源[J]. 贵金属地质，4（4）:269～274.

康学勇. 1999. 小秦岭金洞岔金矿床的形成条件与成矿机制研究[J]. 黄金，20（7）:1～5.

Kerrich、Goldfarb、Groves 等. 2001. 超大型金成矿省的特征、成因及地球动力学背景，大陆动力学与成矿作用[M]. 北京；地震出版社.5～72.

黎世美，瞿伦全，苏振邦,等. 1996. 小秦岭金矿地质和成矿预测[M]. 北京：地质出版社. 2，22，39，94，176，177.

李惠，王支农. 1997. 河南小秦岭杨砦峪金矿床的原生叠加晕模式[J]. 黄金地质，3（1）:55～62.

李绍儒，李强之，李文良,等. 1998. 小秦岭金矿田矿床成因新认识[J]. 黄金地质，4（1）:41～49.

卢欣祥，尉向东，董有,等. 1999. 小秦岭—熊耳山地区金矿时代[J]. 黄金地质，5（1）:11～16.

栾世伟，陈尚迪，曹殿春,等. 1991. 小秦岭地区深部金矿化特征及评价[M]. 成都：成都科技大学出版社.8~26，49，68，69.

聂风军，江思宏，赵月明 2001. 小秦岭地区文峪和东闯石英脉型金矿床铅及硫同位素研究[J]. 矿床地质，20（2）:163～173.

王可勇，范永香，高秋斌.1997.文峪金矿床 505 脉矿化特征及构造控矿规律[J]. 贵金属地质，6（4）.

徐九华，谢玉玲，申世亮. 1997. 小秦岭与胶东金矿床的成矿流体特征对比[J]. 矿床地质，16（2）:151～162.

徐启东，钟增球，周汉文，等. 1998. 小秦岭地区金矿化与花岗岩浆活动的关系[J]. 大地构造与成矿学，22（1）:35~44.

徐启东、钟增球、周汉文,等. 1997. 小秦岭东闯金矿区花岗岩浆活动的性质[J]. 黄金地质，3（3）:19～24.

杨宝昌. 1994. 文峪金矿地质特征及探采对比概况[J]. 黄金,15（8）:14～16.

张进江，郑亚东，刘树文. 1998. 小秦岭变质核杂岩的构造特征、形成机制及构造演化[M]. 北京：海洋出版社。32，103～105.

周作侠，李秉伦，郭抗衡,等. 1993. 华北地台南缘金（钼）矿床成因[M]. 北京：地震出版社.151，152.

Groves D I, Goldfarb R J, Gebre-Mariam M, et al. 1998. Ore Geology Reviews, 13: 7～27.