

文章编号 10258-7106 (2009) 05-0569-16

东沟含钼斑岩由太山庙岩基派生？

黄 凡^{1,2}, 罗照华¹, 卢欣祥³, 高 飞⁴, 陈必河¹, 杨宗锋¹, 潘 颖¹, 李德东¹

(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 中国地质科学院, 北京 100037;

3 河南省国土资源科学研究院, 河南 郑州 450053; 4 河南省地质矿产勘查开发局第二地质勘查院, 河南 许昌 461000)

摘 要 河南汝阳东沟斑岩型钼矿是近年来发现的超大型钼矿床, 含钼斑岩被认为是太山庙岩基的岩枝或晚期分异产物。据此, 东沟钼矿的形成似乎与太山庙岩基的岩浆分异作用有关。文章依据地质学、岩石学、岩石地球化学和温度场分析, 认为东沟花岗斑岩是独立于太山庙岩基的另一次岩浆活动的产物。其依据为: ① 根据前人发表的测年结果, 太山庙岩基和东沟斑岩体的形成时间相差约 3 Ma, 不应当认为形成时间一致; ② 太山庙岩基厚约 3.5 km, 其出露高度大于东沟斑岩体, 且东沟斑岩体距太山庙岩基约 7 km, 其间不存在大断裂, 两者的空间分布关系不符合深部岩浆房分异模型; ③ 东沟斑岩体含有高温石英斑晶, 是高温岩浆固结的产物, 而太山庙岩基是相对低温岩浆的深成侵入体; ④ 以东沟斑岩体为中心分布有相对完整的同心环状 Pb-Zn 矿点, 表明成矿时期存在由内向外逐渐降低的温度场。因此, 东沟斑岩不应当是太山庙岩基的岩枝或晚期分异产物。此外, 根据花岗质岩石钼平均丰度和含矿流体中钼溶解度的最新实验资料进行质量平衡计算, 结果表明东沟斑岩不能提供足够的成矿物质, 东沟钼矿的形成必须有额外的成矿物质来源。因此, 东沟钼矿的成因与透岩浆流体成矿作用有关, 岩浆体系和成矿体系是两个独立的地质体系。综合分析表明, 岩浆来自大于 30 km 的下地壳, 而成矿物质及流体具有多来源的特点。

关键词 地质学; 太山庙岩基; 东沟斑岩型钼矿; 岩石结构; 温度场; 成矿模型; 东秦岭

中图分类号 P618.65

文献标志码 A

Was Donggou porphyry Mo deposit derived from Taishanmiao batholith?

HUANG Fan^{1,2}, LUO ZhaoHua¹, LU XinXiang³, GAO Fei⁴, CHEN BiHe¹, YANG ZongFeng¹,
PAN Ying¹ and LI DeDong¹

(1 State Key Laboratory of Geological Processes and Mineral Resources, China University of Geosciences, Beijing 100083, China; 2 Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100037, China; 3 Scientific Academy of Land and Resources of Henan Province, Zhengzhou 450053, Henan, China; 4 No. 2 Geoprospection Party of Henan Bureau of Geoprospection and Mineral Development, Xuchang 461000, Henan, China)

Abstract

The Donggou porphyry Mo deposit, located in Ruyang County of Henan Province, is a giant ore deposit discovered in recent years. The Donggou molybdenum-bearing porphyry is considered to be an apophysis or a fractionated product from the adjacent Taishanmiao batholith. Accordingly, the ore-forming process of this deposit seems to be relevant to the differentiation of Taishanmiao

* 本文得到河南省地质矿产重大科技攻关计划项目(26417)的资助

第一作者简介 黄 凡, 男, 1983 年生, 在读博士研究生, 矿物学、岩石学、矿床学专业。Email: hfhyymn@163.com

****通讯作者** 罗照华, 男, 1956 年生, 教授, 博士生导师, 矿物学、岩石学、矿床学专业, 主要从事岩浆活动与成矿作用研究。Email: luozh@cugb.edu.cn

收稿日期 2009-04-14; **改回日期** 2009-05-14。李德先编辑。

batholithic magma. Based on an analysis of geology, petrology, geochemistry and temperature field, the authors hold that the Donggou granite porphyry is a product of another magmatic activity independent of Taishanmiaio batholithic magma, as shown by the following evidence: ① According to the age data available, the Taishanmiaio batholith was generated earlier than the Donggou porphyry by 3 Ma, suggesting that the two intrusions were not contemporaneous. ② The thickness of the Taishanmiaio batholith is about 3.5 km and the exposed elevation is higher than Donggou porphyry by 600 m, and there are no larger faults within the distance of about 7 km between the intrusions. Such a spatial relationship is not consistent with the differentiation model of a deep magma chamber. ③ The Donggou porphyry, containing high-temperature quartz phenocrysts, is a product consolidated from the high temperature magma. On the contrary, the Taishanmiaio batholith is a pluton with relatively low initial temperature. ④ There are Pb-Zn ore deposits or spots composing a relatively complete ring with the Donggou porphyry as the center, showing that there existed a temperature field around the Donggou porphyry and that the temperature field was not destroyed by the heat from the Taishanmiaio intrusion during mineralization. Therefore, the Donggou porphyry should not be considered as an apophysis or a product fractionated from the adjacent Taishanmiaio batholith. In addition, based on the average Mo concentration of granotoid and the latest experimental data of molybdenum solubility in the ore-bearing fluid, the mass balance calculation shows that the Donggou porphyry was unable to provide adequate ore-forming matter to form a giant deposit. Therefore, the formation of the Donggou porphyry Mo deposit is attributed to the contribution from additional sources of ore-forming matter. Accordingly, the Donggou porphyry Mo deposit can be thought to be genetically related to the trans-magmatic fluid. That is to say, the magmatic system and the ore-forming system can be regarded as two independent geological systems. A comprehensive analysis indicates that Donggou porphyry magma was derived from the lower crust deeper than 30 km, and the ore-forming matters and fluids had different sources.

Key words: geology, Taishanmiaio batholith, Donggou porphyry Mo deposit, structure of igneous rocks, temperature field, metallogenic model, East Qinling

内生金属成矿作用通常与花岗岩质浆活动具有直接或间接的联系,其中最典型的是斑岩型矿床(Richards, 2003)。然而,成矿作用往往与小岩体有关,有“小岩体成大矿”之说(汤中立等, 2006)。基于岩浆中成矿流体和金属溶解度(Burnham, 1979; Holtz et al., 2000; Webster et al., 2002)的有限性,一般认为仅靠斑岩岩浆自身溶解的流体和金属元素难以形成大型-超大型矿床(侯增谦等, 2003; Halter et al., 2005)。因此,大型-超大型矿床的成矿作用要求有额外的成矿物质来源(罗照华等, 2007a)。当前,多数学者认为成矿物质来自深部大岩浆房的分异作用(Lowenstern, 1994; Gustafson et al., 1999),含矿斑岩体被认为是深部岩基的分支或岩浆房演化分异晚期的产物。因此,检验含矿斑岩与大型深成岩体的关系对于理解内生金属成矿作用具有重要的意义。

河南汝阳东沟斑岩型钼矿床是近年来新发现的一个超大型钼矿床,含矿斑岩地表出露面积不足 0.01 km²,其旁侧就是面积约 300 km²的太山庙花岗岩基,为检验含矿小岩体与大岩基成因联系及其与成矿作用的关系创造了理想的条件。基于重力测量资料反演,张乃昌(1996)认为付店地区存在一个隐伏岩体,推测为太山庙岩基向 NE 方向的潜伏部分。这一推论目前成为解释东沟钼矿成矿物质来源的重要依据之一,认为太山庙岩基与东沟斑岩紧密相关(叶会寿等, 2006a),是东沟钼矿的成矿母岩(吕伟庆等, 2005^①;叶会寿

等, 2006; 付治国等, 2006, 2007)。

新的证据表明,这种解释是值得商榷的。本文试图结合东沟斑岩体和太山庙岩基的岩石地球化学分析,从两个岩浆体系的时空联系、热力学联系和古温度场分布特点等角度来探讨东沟斑岩体的成因问题,从而检验东沟超大型斑岩钼矿与相邻太山庙岩基的关系。在此基础上,进一步讨论东沟斑岩型钼矿的成因,为高位侵入体与成矿作用的关系提供新的约束条件。

1 地质背景

东沟钼矿区位于华北克拉通南缘(图 1),在中生代受到秦岭造山带造山过程的影响。因此,该区目前被归属为秦岭造山带 3 个基本构造单元之一——华北板块南缘的组成部分(张国伟等, 2001)。造山带内各种褶皱、深断裂、变质带和岩浆岩带等多呈近 EW 向展布。断裂构造以近 EW 向为主,其次为 NNE 向。近 EW 向与 NNE 向 2 组断裂构造相互交织成网状构造格架。

区内出露地层主要为一套中元古界熊耳群火山岩。区域上,熊耳群主要出露在豫西、晋南和陕西东部,出露面积约 5 350 km²。熊耳群火山岩变形较弱,展布平缓,属相对稳定的地体,因而熊耳群地层的形成被认为标志着华北克拉通南部盖层发育的开始。熊耳群的上限年龄为 1 750 Ma,下限年龄

① 吕伟庆,付治国,李济营,冯锦廷,张松盛,吴邦友,王军强,庞学勇. 2005. 河南省汝阳东沟矿区钼矿勘探报告. 河南省地质矿产勘查开发局第二地质勘查院.

可能为 1 800 Ma(SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄,赵太平等, 2004)。自下而上,熊耳群火山岩进一步被划分为大古石组、许山组、鸡蛋坪组和马家河组 4 个岩性地层单位(河南省地质矿产局,1989)。其中,鸡蛋坪组是本区主要的赋矿围岩,由一套中酸性火山岩系组成,自下而上主要包括下段的紫色流纹岩、英安岩,中段的紫灰色杏仁状流纹英安岩、玄武安山岩,上段的灰绿色杏仁状安山岩、英安岩等。

张国伟等(1996, 2001)和卢欣祥(1999)将秦岭造山带的演化划分为 3 个主要阶段,即前造山期、主造山期和后造山期。主造山期后,本区进入陆内造山作用阶段,岩浆活动强烈,主要表现为燕山期岩浆活动,明显受陆内俯冲的逆冲推覆隆升和伸展机制的控制(张国伟等,1996;卢欣祥,1989;1999)。燕山期岩浆活动导致造山带内大量中酸性岩体的侵入。岩体多分布在近 EW 向和 NNE 向断裂的交汇部位,既有规模较大的花岗岩基,也有规模较小的岩株、岩脉。岩脉成分复杂,从基性到酸性均有分布,类似于罗照华等(2006)定义的造山后脉岩组合。根据地球物理资料及深源包体的形成压力条件估算,燕山期中酸性小斑岩体起源于 30 km 以下的下地壳(王晓霞等,1986;卢欣祥等,1989, 2002a)。

太山庙岩基位于车村-鲁山大断裂北侧,出露面积约 300 km²,为一复式花岗岩基。该岩体出露形态为近等轴状圆形,侵入于熊耳群鸡蛋坪组中酸性火山岩中,岩体内局部见熊耳群火山岩捕虏体和顶垂体。岩体边缘极不平整,常见 NE 向岩枝侵入围岩中(图 1a)。该岩体主体岩性为中粗粒正长花岗岩,岩体边部发育细粒正长花岗岩(斑岩)。

东沟含钼花岗斑岩出露于太山庙岩基东北侧约 7 km 的马庙东沟下铺村东,岩体地表呈近 EW 向展布的岩脉,长约 190 m,宽 6~36 m,平均宽约 17 m,出露面积小于 0.01 km²。据矿区勘探资料(吕伟庆等,2005^①),其深部变大,为呈 NW 向延伸的椭圆形小岩体,长约 1 550 m,宽约 850 m,面积约 1.32 km²。岩体中心部位与围岩接触面近水平,岩体周边接触界面外倾,倾角 35~52°。

2 东沟含钼斑岩与太山庙岩基的成因联系

确定火成岩之间成因联系的最可靠证据就是接触关系。由于东沟斑岩体与太山庙岩基相距约 7 km,没有直接的地质证据表明它们之间是否存在成因联系,所以,目前间接证据的利用是检验其成因联系的唯一途径。

2.1 岩石地球化学特征

反演火成岩成因演化的基础是元素在固-液之间的分配系数和质量平衡原理,因而岩石地球化学被认为是揭示岩浆起源与演化过程的有效手段。东沟斑岩体和太山庙岩基的总

体特征均为高 SiO₂、富 K₂O,贫 TFe、MgO、CaO(表 1),与东秦岭钼成矿带中其他含钼斑岩特征类似(卢欣祥等,2002a), K₂O+Na₂O 含量很高, K₂O/Na₂O>1。但是,东沟斑岩体比太山庙岩基更富含 SiO₂、Na₂O、K₂O、P₂O₅ 等组分。在哈克型图解(图 2)上, Al₂O₃ 和 CaO 显示出与 SiO₂ 较好的负相关关系,其含量随 SiO₂ 增加而略有减少;其他氧化物的含量虽然总体随 SiO₂ 的增加而略有减少,但投点位置变化较大,均未显示出良好的线性关系。

在主元素 Al₂O₃-CaO 协变图解(图 3a)中,东沟斑岩体和太山庙岩基的 CaO 含量总体随 Al₂O₃ 含量的减少略有所减少,表明在岩浆演化过程中未受含钙、铝矿物的影响或影响不明显。由于斜长石同时含有这 2 种元素, CaO 与 Al₂O₃ 的这种相关性排除了斜长石分离结晶作用的可能性。岩石的全碱含量比较稳定,随 SiO₂ 增加略有减少(图 3b),暗示碱性长石分离结晶的可能性也不大。

在痕量元素方面,东沟斑岩体和太山庙岩基均具有较强的 Eu 负异常(叶会寿等,2006a;表 2),被认为可能暗示了斜长石的分离结晶。但是,这样的推论与主元素证据是矛盾的。由于斜长石分离结晶和岩浆起源于斜长石稳定区均可以解释 Eu 负异常,东沟斑岩体和太山庙岩基的 Eu 负异常解释为岩浆起源深度较小(位于斜长石稳定区)更为合理。东沟斑岩体微量元素的低 Sr 高 Yb 性质(叶会寿等,2006a)也指示,源区应当位于斜长石稳定区(张旗等,2006a, 2006b)。另一方面,太山庙岩基的稀土元素总量明显高于东沟斑岩体(表 2),强不相容元素 La 也与主量元素 SiO₂ 的含量呈负相关关系(图 3c)。不相容元素的这种变化特征,不是岩浆的正常演化趋势。

Ce-Ce/Yb 图解是鉴别分离结晶作用与部分熔融过程的有效方法,岩石成分投点也不具有表征分离结晶作用的水平分布特征(图 3d)。而在 La-δEu 协变图解(图 3e)上, δEu 值随强不相容元素 La 的增加明显增加。以上这些特征均不支持东沟斑岩体是由太山庙岩基岩浆经分离结晶作用而形成,或者说不能认同太山庙岩基派生了东沟斑岩的观点。相反,这 2 个岩体不存在同源岩浆演化关系,应是 2 个独立的岩浆体系。此外,中酸性岩浆很难发生分离结晶作用(罗照华等,2007b),对小体积岩浆尤其如此(罗照华等,2008a)。

综上所述,东沟岩体和太山庙岩基的成分变异主要是岩浆起源过程,而不是岩浆演化过程造成的。因此,仅依据岩石地球化学特征不能判断两者具有演化关系,前人指出的地球化学特征相似性有可能是因为它们起源于类似的源区。东沟斑岩体具有低 Sr 高 Yb 型花岗岩特征,暗示源区无石榴子石存在。因此,源区残留相矿物组合可能为斜长石+角闪石+辉石,相当于低压麻粒岩相或高压角闪岩相(张旗等,2006a),

① 吕伟庆,付治国,李济营,冯锦廷,张松盛,吴邦友,王军强,庞学勇. 2005. 河南省汝阳东沟矿区钼矿勘探报告. 河南省地质矿产勘查开发局第二地质勘查院.

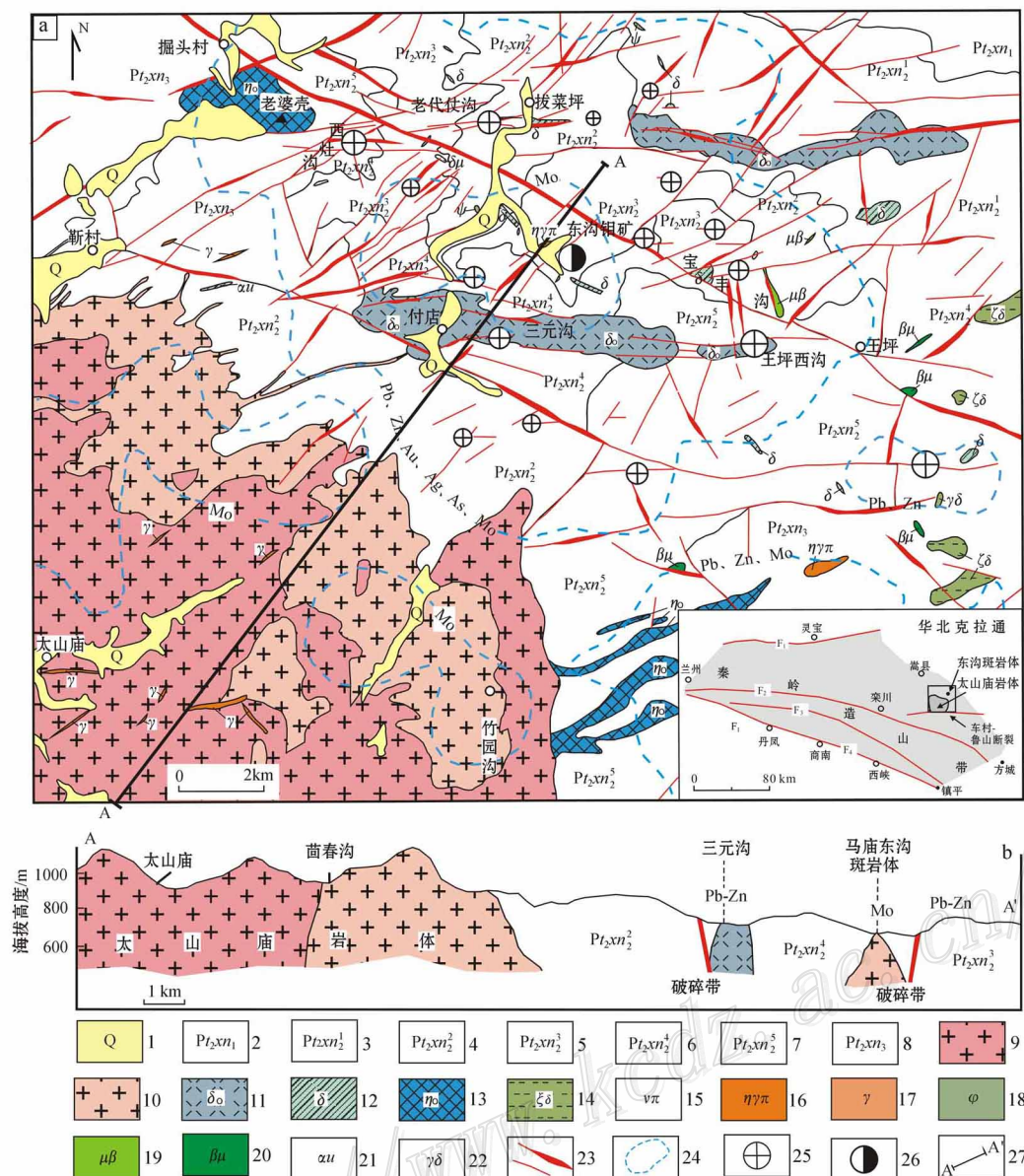


图 1 东沟钼矿区地质简图(据吕伟庆等, 2005^①)

1—第四系; 2—熊耳群许山组安山岩; 3—熊耳群鸡蛋坪组英安岩; 4—熊耳群鸡蛋坪组玄武安山岩; 5—熊耳群鸡蛋坪组流纹岩; 6—熊耳群鸡蛋坪组杏仁状玄武安山岩; 7—熊耳群鸡蛋坪组英安岩夹安山岩; 8—熊耳群马家河组安山岩、玄武安山岩; 9—太山庙中粗粒正长花岗岩; 10—太山庙中细粒(斑状)正长花岗岩; 11—闪长岩; 12—石英闪长岩; 13—石英二长岩; 14—正长闪长岩; 15—花岗斑岩; 16—长花岗斑岩; 17—花岗岩脉; 18—辉绿岩; 19—辉长岩; 20—玄武玢岩脉; 21—安山玢岩; 22—花岗闪长岩; 23—破碎带和断裂; 24—综合化探异常线; 25—铅锌矿床(点); 26—辉钼矿床(点); 27—剖面线; F_1 —三门峡-宝丰断裂; F_2 —洛南-黑沟-栾川断裂; F_3 —朱阳关-夏馆断裂; F_4 —商南-丹凤断裂

Fig. 1 Geological sketch map of the Donggou Mo deposit (after Lu et al., 2005)

1—Quaternary; 2—Xushan Formation of Xiong'er Group: andesite; 3—Jidaping Formation of Xiong'er Group: dacite; 4—Jidaping Formation of Xiong'er Group: basaltic andesite; 5—Jidaping Formation of Xiong'er Group: rhyolite; 6—Jidaping Formation of Xiong'er Group: amygdaloidal basaltic andesite; 7—Jidaping Formation of Xiong'er Group: dacite; 8—Majiahe Formation of Xiong'er Group: andesite and basaltic andesite; 9—Taishanmiaomedium coarse grained syenogranite; 10—Taishanmiaomedium to fine-grained syenogranite; 11—Diorite; 12—Quartz diorite; 13—Quartz monzonite; 14—Syenodiorite; 15—Granite porphyry; 16—Monzogranite porphyry; 17—Granite dike; 18—Diabase; 19—Gabbro; 20—Basaltic porphyrite; 21—Andesitic porphyrite; 22—Granodiorite; 23—Shatter zone and fracture; 24—Composite geochemical anomaly line; 25—Lead-zinc ore deposit (ore spot); 26—Molybdenite ore deposit (ore spot); 27—Section line; F_1 —Sanmenxia-Baofeng fault; F_2 —Luonan-Heigou-Luanchuan fault; F_3 —Zhu yangguan-Xiaguan fault; F_4 —Shangnan-Danfeng fault

① 吕伟庆, 付治国, 李济营, 冯锦廷, 张松盛, 吴邦友, 王军强, 庞学勇. 2005. 河南省汝阳东沟矿区钼矿勘探报告. 河南省地质矿产勘查开发局第二地质勘察院.

表 1 太山庙基花岗岩与东沟花岗岩斑岩主量元素成分($w_B/\%$)和 CIPW 计算结果

Table 1 Major element analytical results ($w_B/\%$) and CIPW calculation results of Taishanmiaog granite and Donggou granite porphyry															
岩体及样品号	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O ⁺	烧失量	总和	K ₂ O+ Na ₂ O
太山庙花岗岩															
H0710	70.99	0.36	14.51	1.11	0.9	0.04	0.59	1.34	4.17	5.08	0.13	0.33	0.49	100.04	9.25
D-027A	74.88	0.16	12.81	0.74	0.47	0.05	0.23	0.76	3.75	5.16	0.04	0.15	0.44	99.64	8.90
D-024	76.31	0.10	12.68	0.5	0.28	0.01	0.1	0.51	3.88	4.97	0.02	0.38	0.45	100.19	8.85
D-026	75.35	0.06	12.98	0.53	0.22	0.03	0.14	0.57	4.10	4.90	0.01	0.24	0.43	99.56	9.00
D-042	75.89	0.06	12.92	0.44	0.2	0.03	0.12	0.57	4.38	4.32	0.02	0.14	0.38	99.47	8.71
D-043	77.65	0.06	11.59	0.45	0.31	0.05	0.10	0.57	4.23	4.34	0.01	0.05	0.29	99.70	8.57
D-046A	73.36	0.07	15.86	0.67	0.35	0.02	0.17	0.32	3.73	5.02	0.01	0.11	0.20	99.89	8.75
D-023	77.17	0.03	12.18	0.11	1.30	0.03	0.03	0.35	4.33	4.03	0.01	0.15	0.04	99.76	8.36
D-018A	72.96	0.3	13.74	1.55	0.43	0.03	0.33	0.61	3.71	5.13	0.09	0.52	0.71	100.11	8.84
D-035	76.95	0.06	11.71	0.28	1.58	0.04	0.14	0.45	3.24	4.70	0.03	0.13	0.16	99.47	7.94
D-036	70.93	0.17	13.88	0.81	1.87	0.05	0.44	0.76	3.08	7.35	0.09	0.21	0.12	99.76	10.42
B1-1*	70.63	0.42	13.92	0.77	1.58	0.08	0.56	1.18	4.13	5.15	0.12	0.68	0.96	100.18	9.28
B1-2*	72.33	0.35	13.35	0.91	1.28	0.08	0.47	1.07	3.86	5.30	0.10	0.66	0.81	100.57	9.16
B1-3*	70.98	0.38	13.73	0.95	1.19	0.07	0.51	1.16	4.09	5.25	0.10	0.74	0.95	100.10	9.34
B2-1*	72.39	0.18	14.57	0.82	0.72	0.06	0.26	1.02	3.72	6.00	0.04	0.16	0.03	99.97	9.72
B2-2*	73.23	0.21	14.06	0.71	1.03	0.06	0.30	1.13	4.10	4.92	0.04	0.16	0.05	100.00	9.02
B2-3*	72.90	0.18	14.47	0.79	0.72	0.07	0.29	1.02	4.00	5.30	0.04	0.22	0.03	100.03	9.30
B3-1*	76.38	0.14	12.28	0.46	0.86	0.05	0.21	0.48	3.65	4.85	0.02	0.20	0.25	99.83	8.50
B3-2*	76.59	0.15	12.39	0.60	0.70	0.06	0.22	0.48	3.77	4.94	0.02	0.40	0.15	100.47	8.71
B3-3*	76.53	0.11	12.30	0.47	0.66	0.05	0.15	0.46	3.78	4.82	0.02	0.52	0.40	100.27	8.60
东沟花岗岩斑岩															
H0706	78.92	0.06	10.82	0.68	0.12	0.04	0.12	0.50	2.46	5.27	0.02	0.37	0.63	100.01	7.73
D-049A	76.94	0.05	11.81	0.33	0.91	0.03	0.10	0.52	1.54	7.69	0.02	0.05	0.12	100.10	9.23
DG4#	79.66	0.09	10.86	0.57	0.09	0.01	0.07	0.14	2.47	5.05	0.01	—	—	99.02	7.52
DG5#	79.77	0.10	10.91	0.64	0.09	0.01	0.06	0.43	2.51	5.17	0.02	—	—	99.71	7.68
CK1904-YH1 ^①	77.04	0.10	11.61	1.54	0.85	0.02	0.08	0.48	3.62	4.14	0.03	—	—	99.51	7.76
CK1904-YH2 ^①	77.10	0.09	11.61	1.53	1.00	0.02	0.11	0.42	3.61	4.53	0.02	—	—	100.04	8.14
CK2328-YH1 ^①	75.53	0.15	11.92	2.30	1.50	0.05	0.15	0.64	3.68	4.23	0.03	—	—	100.18	7.91
CK2328-YH2 ^①	73.70	0.15	12.04	1.75	0.85	0.04	0.15	0.74	2.86	5.68	0.02	—	—	97.98	8.54
CK3112-YH1 ^①	80.00	0.14	10.00	1.02	0.60	0.07	0.14	0.62	2.46	4.66	0.06	—	—	99.77	7.12
CK3120-G1 ^①	75.97	0.16	12.23	1.82	0.60	0.13	0.13	0.48	3.03	5.51	0.02	—	—	100.08	8.54
CK3928-G8 ^①	74.52	0.14	12.60	1.74	0.92	0.12	0.24	0.42	3.44	4.91	0.09	—	—	99.14	8.35

* 据叶会寿等,2008; † 据叶会寿等,2006; Q—石英; Or—正长石; Ab—钠长石; An—钙长石。

① 吕伟庆,付治国,李济营,冯锦廷,张松盛,吴邦友,王军强,庞学勇.2005.河南省汝阳东沟矿区钼矿勘探报告.河南省地质矿产勘查开发局第二地质勘查院.

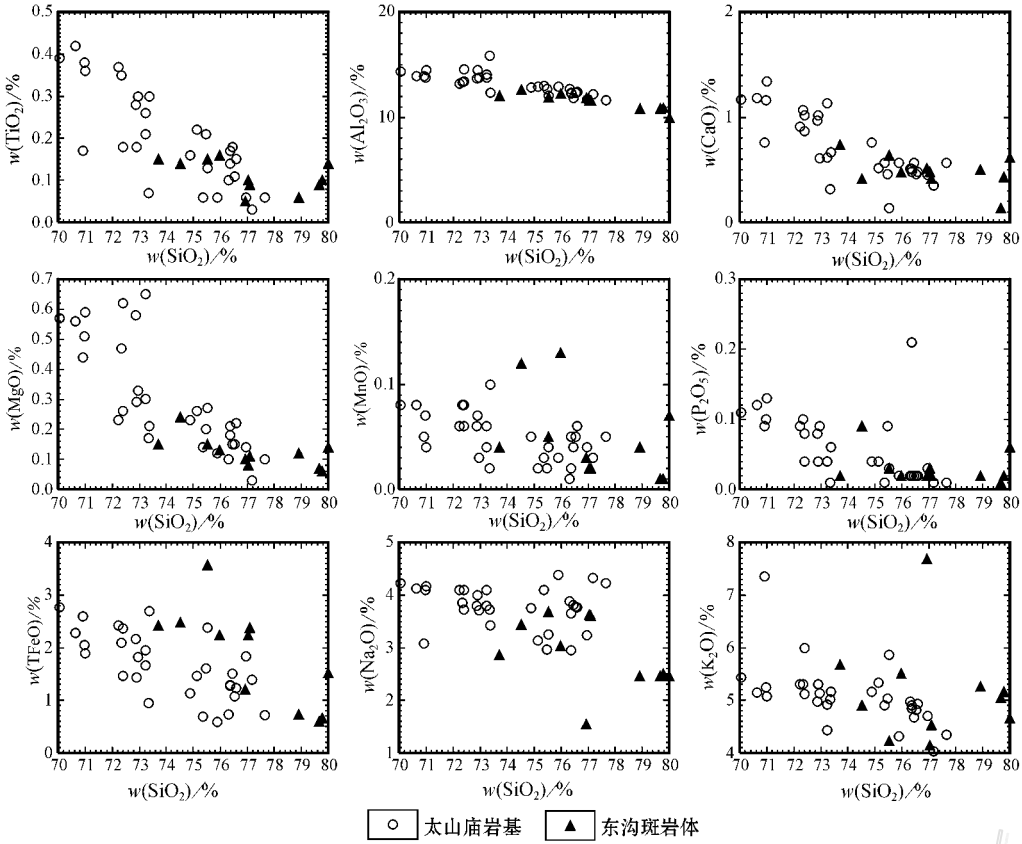


图 2 东沟斑岩体和太山庙岩基主元素哈克型图解

Fig. 2 Major element Hacker diagrams of Donggou porphyry and Taishanmiao batholith

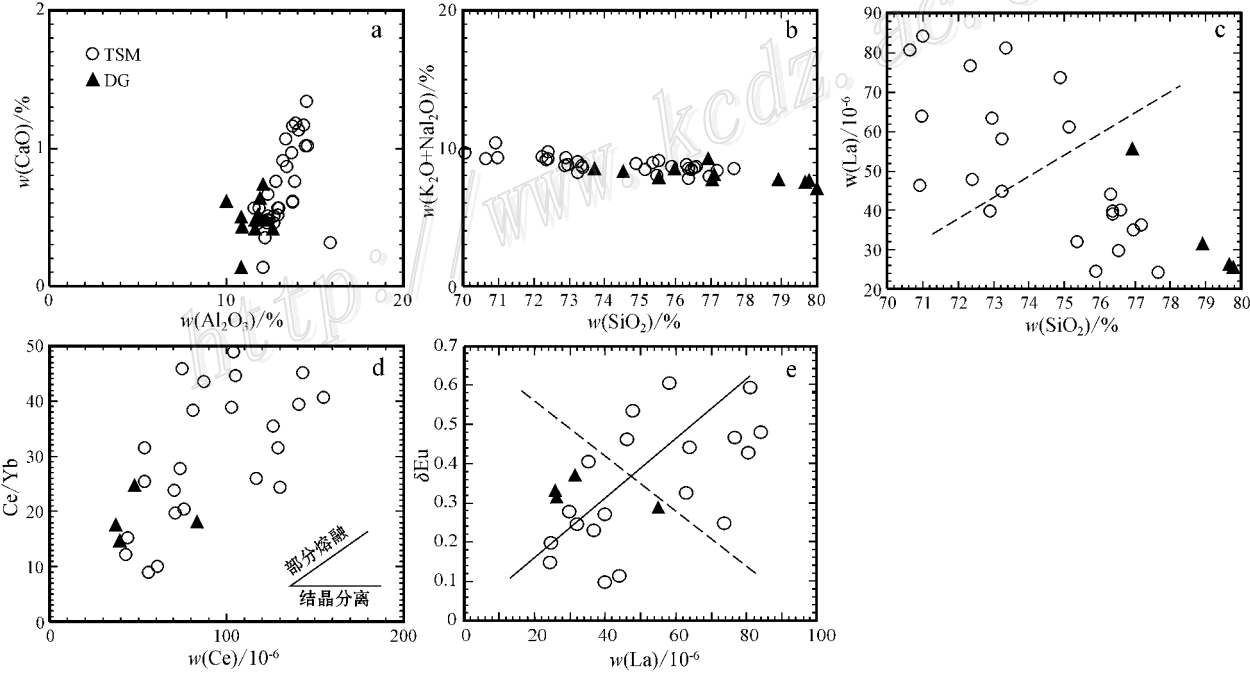


图 3 太山庙岩基和东沟斑岩体演化关系判别图

虚线为岩石系列的正常演化趋势, 实线为两岩体所呈现的变异趋势

Fig. 3 Evolutionary discrimination diagrams of Donggou porphyry and Taishanmiao batholith

Dashed line signifies normal evolution of the trend, whereas solid line means variational trend of Taishanmiao and Donggou granite

表 2 太山庙岩基花岗岩和东沟岩体主要痕量元素成分($w_B/10^{-6}$)
Table 2 Main trace elements analyses of Taishanmiao granite and Donggou granite porphyry($w_B/10^{-6}$)

样品号	Sr	La	Ce	Sm	Eu	Gd	Yb	Y	ΣREE	δEu**
太山庙岩体										
H0710	187.0	84.1	141.0	7.76	1.13	6.25	3.57	29.7	320.29	0.48
D-027A	28.2	73.7	129.0	6.35	0.45	4.34	4.08	33.2	285.75	0.25
D-024	26.8	44.0	70.9	3.63	0.24	2.54	3.60	23.7	161.32	0.11
D-026	9.0	32.1	56.0	3.56	0.13	3.24	6.19	37.5	138.52	0.25
D-042	21.4	24.6	43.8	1.76	0.13	1.37	2.88	15.1	95.78	0.2
D-043	8.3	24.4	42.7	2.03	0.12	1.59	3.51	19.5	96.92	0.15
D-046A	18.7	81.1	130.0	5.38	0.23	3.73	5.32	37.5	288.04	0.60
D-023	5.8	36.4	61.1	2.98	0.09	2.49	6.02	34.8	143.07	0.23
D-018A	95.3	63.4	117.0	7.53	0.74	6.00	4.49	34.0	268.71	0.33
D-035	35.2	35.2	53.6	1.53	0.17	0.87	1.70	8.7	112.21	0.41
D-036	140.0	46.3	74.9	3.35	0.46	2.54	1.63	12.5	162.5	0.46
B1-1*	161.0	80.7	155.0	8.06	1.07	6.85	3.81	36.1	333.37	0.43
B1-2*	142.0	76.7	143.0	6.55	0.94	5.50	3.17	29.1	302.47	0.47
B1-3*	171.0	63.8	126.0	7.47	1.02	6.29	3.56	34.8	277.51	0.44
B2-1*	369.0	47.8	87.0	5.05	0.92	4.17	2.00	21.0	193.90	0.54
B2-2*	338.0	58.2	105.0	5.87	0.94	4.58	2.35	23.20	231.92	0.61
B2-3*	345	39.8	80.9	4.81	0.89	3.95	2.11	20.0	175.43	0.10
B3-1*	28.7	39.9	70.2	2.28	0.19	1.90	2.95	17.9	145.24	0.27
B3-2*	28.3	40.1	73.7	2.27	0.19	1.91	2.65	17.1	149.49	0.27
B3-3*	21.4	29.8	53.5	1.50	0.13	1.29	2.10	12.1	107.82	0.28
东沟花岗岩斑岩										
H0706	18.6	31.5	47.7	1.51	0.16	1.03	1.93	10.3	101.98	0.37
D-049A	12.6	55.6	83.0	2.80	0.23	1.97	4.60	22.5	182.78	0.28
DG4 [#]	21.2	26.3	37.5	1.16	0.14	1.59	2.14	9.74	83.76	0.32
DG5 [#]	41.0	25.6	39.6	1.55	0.19	2.03	2.70	15.5	89.47	0.33

* 据叶会寿等 2008 ;[#]据叶会寿等 2006 ; **单位为 1。

表明岩浆形成深度小于 50 km(Deng et al. , 2007)。结合前人研究成果 , 可以认为东沟斑岩体和太山庙岩基的岩浆起源深度介于 30~50 km 之间。

2.2 质量平衡计算

东沟含钼斑岩的出露面积很小 , 即使按钻孔揭示的可能分布面积来算 , 也不超过 1.35 km²。假定岩体的延深达到 6 km(Lowenstern , 1994) , 其体积将小于 8.1 km³。按花岗质岩浆的密度 2.65 t/m³ 计算 , 岩浆柱的总质量为 2 146 500 万 t , 东沟钼矿目前的探明储量为 65 万吨 , 按照传统的岩浆热液成矿理论 , 东沟斑岩体的 Mo 含量应当达到 30.28 μg/g (总储量 / 岩浆柱的总质量)。这个值分别是中国花岗岩类 (0.49 μg/g) 和碱长花岗岩 (0.71 μg/g) 背景值的 61.7 倍和 42.7 倍。显然 , 东沟斑岩体不能提供如此巨量的成矿物质。

另一方面 , 根据最新的溶解度实验 , 在温度 300~360℃、压力 3.9~15.4 MPa 条件下 , 水蒸汽 (流体) 中 MoO₃ 的溶解度介于 1×10⁻⁶~29×10⁻⁶ 之间(Rempel et al. , 2006)。如果流体中 MoO₃ 溶解度取最大值 29×10⁻⁶ 或含钼 18.5×10⁻⁶ , 含钼流体的密度取 1.3 g/cm³ , 则形成 65 万吨的超大型钼矿需要流体体积约为 27 km³ , 是东沟斑岩体估算体积 (8.1 km³) 的 3.34 倍。如此巨量的流体显然不是被溶解或包含在熔浆中的 , 要求岩浆仅仅是一个通道而不是流体的来源。

如果成矿物质来源于其深部的大岩浆房 , 碱长花岗岩的

Mo 背景值取 0.71×10⁻⁶ (史长义等 , 2008) , 如金属萃取效率为 50 % , 该岩浆房的体积应当为 691 km³。太山庙岩基出露面积约为 300 km² , 按这种计算方法 , 其厚度至少等于 2.3 km。但是 , 太山庙岩基的 Mo 含量平均为 1.12×10⁻⁶ (叶会寿等 , 2008) , 明显高于碱长花岗岩的 Mo 背景值。这就意味着太山庙岩基中的 Mo 不是少了而是多了 , 因而太山庙岩基不可能是分离出东沟岩体之后的残留岩浆结晶的产物。

由此可见 , 2 种质量平衡计算方案均表明成矿物质不可能完全来自东沟岩体。但是 , 如果太山庙岩基的原始 Mo 含量适度提高 , 是有可能满足东沟斑岩的成矿要求的。因此 , 必须解释成矿物质的迁移路径。

2.3 时空关系

根据经典的斑岩型矿床成矿模型(Lowenstern , 1994) , 含矿斑岩应位于深部岩浆房的上方。同时 , 由于深部岩浆房的体积比斑岩体大得多 , 围岩温度高得多 , 斑岩体的固结时间应当早于岩基 , 至少应同时。据此 , 可以根据东沟岩体与太山庙岩体的时空关系来检验它们的成因联系。

最新测年结果(叶会寿等 , 2006 ; 2008) 显示 , 太山庙岩基和东沟斑岩体的锆石 SHRIMP U-Pb 年龄分别为 (115 ± 2) Ma 和 (112 ± 1) Ma , 属于早白垩世中晚期 , 均为燕山晚期岩浆活动的产物。东沟斑岩钼矿的辉钼矿 Re-Os 模式年龄为 (116.5 ± 1.7) ~ (115.5 ± 1.7) Ma (叶会寿等 , 2006a) , 明显大

表 3 汝阳南部钼矿辉钼矿 Re-Os 模式年龄

Table 3 Re-Os ages of molybdenite from the Mo deposits in southern Ruyang

矿床名称	样品号	$\epsilon(\text{Re}) \times 10^{-6}$	$\epsilon(^{187}\text{Re}) \times 10^{-9}$	$\epsilon(^{187}\text{Os}) \times 10^{-9}$	t/Ma	资料来源
东沟钼矿	DG-1	4.19 ± 0.06	2640 ± 40	5.12 ± 0.04	116.5 ± 1.7	叶会寿等, 2006a
东沟钼矿	DG-2	4.04 ± 0.05	2540 ± 30	4.89 ± 0.04	115.5 ± 1.7	叶会寿等, 2006a
竹园沟钼矿	ZYG-1	0.918 ± 0.010	577.3 ± 6.4	1.177 ± 0.015	122.2 ± 2.3	本文
竹园沟钼矿	ZYG-2	0.932 ± 0.013	585.8 ± 8.4	1.168 ± 0.010	119.6 ± 2.2	本文

测试单位 国家地质实验测试中心 Re-Os 同位素实验室。

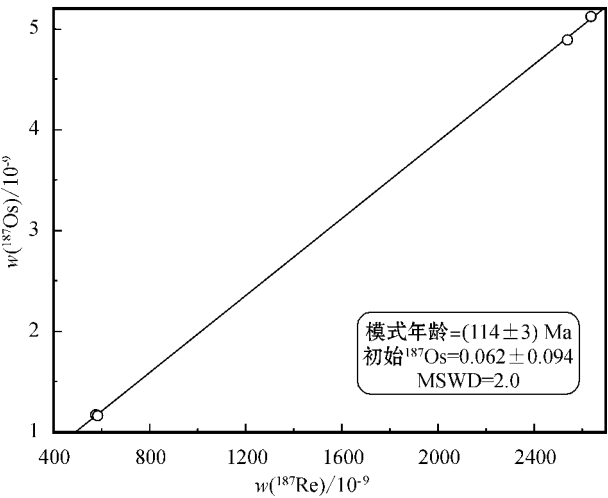


图 4 汝阳南部钼矿床 Re-Os 同位素等时线

Fig. 4 Re-Os isotope isochron of the Mo deposits in southern Ruyang

于成岩年龄。假设实验室测试条件稳定,且太山庙岩基周边的钼矿均形成于同一时间,结合东沟钼矿南部竹园沟钼矿的 2 个模式年龄(表 3)进行等时线年龄计算,可以得到一条较好的 ^{187}Re - ^{187}Os 等时线(图 4),表明成矿年龄为 $(114 \pm 3) \text{ Ma}$, 依然大于东沟斑岩体的成岩年龄。这种矛盾如果解释为测年方法本身的误差,可以大致认为成岩成矿作用是同时或近同时发生的,进而推测这 2 个岩体可能是同一岩浆过程演化的产物(叶会寿等, 2006b)。但是,如果承认锆石 SHRIMP U-Pb 测年方法具有足够的分辨率,则东沟斑岩体的形成时间晚于太山庙岩基,辉钼矿 Re-Os 年龄是值得商榷的。因此,目前在缺少直接的地质证据条件下,尚难于利用测年结果来判断东沟斑岩体与太山庙岩基的关系。

如前所述,东沟斑岩体出露在太山庙岩基东北侧,两者相距约 7 km(图 1),没有观察到直接接触关系。如果这 2 个岩体是同一岩浆过程演化的产物,东沟斑岩体有可能是太山庙岩基的岩枝(叶会寿等, 2006a)。按照现今流行的岩浆分异模型(如 Lowenstern, 1994),东沟斑岩体应该位于太山庙岩基的上方,至少应在同一水平高度上。换言之,东沟斑岩体的出露高度应大于或等于太山庙岩基。但太山庙岩基中心部位的实际海拔高度为 1 300 m 左右,东沟斑岩海拔高度仅为 680 m 左右,东沟斑岩的分布水平要比太山庙岩基低大约 600 m(图

1b)。

一种情况可能是,东沟斑岩体是从太山庙岩基深部分异出来的岩枝。如果是这样,假定岩体的产状向深部保持不变,且太山庙岩基的边界产状为 90° ,按照东沟斑岩体与围岩接触界面产状 $35^\circ \sim 52^\circ$ 计算,则东沟斑岩体从太山庙岩基分离出来的位置现在应当位于地表以下 4.9~8.9 km。根据深成岩体出露长度(L)与厚度(T)的幂律关系式[$T = 0.6(\pm 0.15)L^{0.6(\pm 0.1)}$]计算(Cruden et al., 2001),太山庙岩基的厚度介于 2~6 km 之间,平均为 3.57 km,远小于估算的分离深度(4.9~8.9 km)。这样,东沟斑岩体不可能是由太山庙岩基深部岩浆向上分异形成的岩枝。

还有一种可能的情况,即东沟岩体与太山庙岩体之间存在一条深大断裂。按照 Lowenstern(1994)给出的参照值(岩基侵位于 9 km 深处,斑岩侵位于 3 km),断层的垂直断距至少要达到 3 km 才能出现目前所见的空间分布关系。由图 1a 可见,东沟地区的褶皱构造总体以 2 个背斜夹 1 个向斜为特征。东沟岩体出露在向斜的北翼,没有迹象表明东沟岩体与太山庙岩基之间存在深大断裂。尽管东沟斑岩体与太山庙岩基之间存在一条断裂(图 1a),该断裂的垂直断距和水平断距均不大(燕长海等, 1996)。因此,太山庙岩基与东沟斑岩体之间的出露水平高差也不太可能是后期断裂活动的结果。前人基于重力资料的反演结果(张乃昌, 1996),认为太山庙岩基向北或 NNE 方向侵位,在下铺村侵位相对较高,可以分异或派生出东沟斑岩体(叶会寿等, 2006a)。一方面,张乃昌(1996)没有给出重力资料的分辨率;另一方面,重力测量方法没有分辨界面的能力,这样的解释是值得商榷的。此外,这种解释也与区域温度场分布相矛盾,详见后文论述。

2.4 形成条件对比

一个常常被忽略的问题,火成岩的结构构造是岩石形成条件的记录(叶德隆等, 1995;罗照华等, 2007b)。如果东沟斑岩体是从太山庙岩基岩浆房上部分离出来的产物,应当具有高温岩浆的特点;反之,东沟斑岩体是残留岩浆固结的产物,应当具有低温岩浆的特征。因此,可以根据岩石结构特征和主要造岩矿物的世代关系判别东沟斑岩体与太山庙岩基成因联系。

东沟斑岩体的岩石为肉红色(图 5a),具有典型的斑状结构(图 5c)块状构造,晶洞发育。斑晶主要为高温石英(β -Q)和少量斜长石(Pl)、钾长石(Kp),石英斑晶含量约占 15%,呈

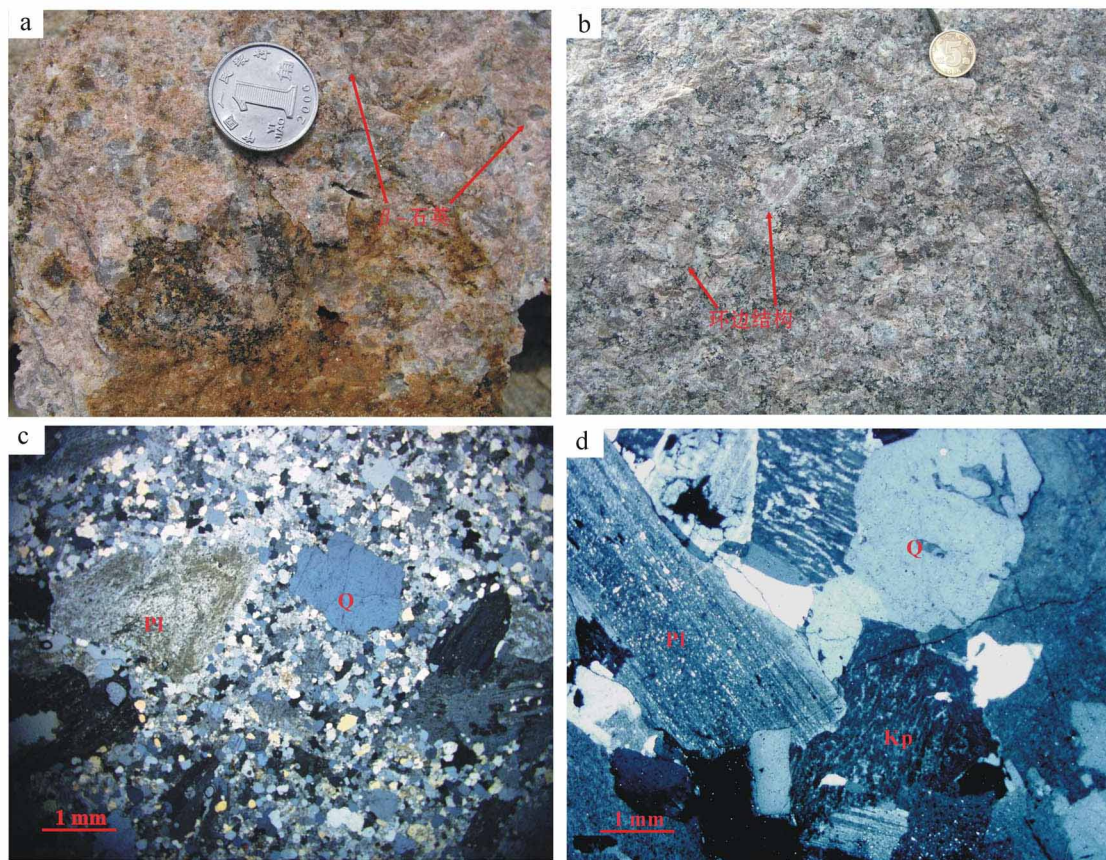


图 5 东沟斑岩体和太山庙岩基岩石照片

a. 东沟斑岩体野外照片; b. 太山庙岩基野外照片; c. 东沟斑岩体正交偏光; d. 太山庙岩基正交偏光; Q—石英; Pl—斜长石; Kp—钾长石

Fig. 5 Photographs of Donggou porphyry and Taishanmiao batholith

a. Field photograph of Donggou porphyry; b. Field photograph of Taishanmiao batholith; c. Donggou porphyry (crossed nicols); d. Taishanmiao batholith (crossed nicols); Q—Quartz; Pl—Plagioclase; Kp—K-feldspar

双锥状, 粒径多在 1.5~5 mm 之间, 常见溶蚀现象(回吸结构); 钾长石斑晶很少, 含量少于 5%, 呈不规则板状、宽板状, 高岭土化, 粒径多在 5.4 mm×3.6 mm~2.5 mm×2.1 mm。钾长石斑晶常见钠长石出溶条纹, 或蠕虫结构。斜长石斑晶含量小于 10%, 呈板状, 常见绢云母化, 牌号在 23 左右, 属更长石, 粒径 5.0 mm×2.0 mm~2.5 mm×2.1 mm。基质呈半自形粒状结构, 矿物成分主要为石英、钾长石、斜长石, 粒径多在 1.0~0.05 mm 之间。其中低温石英(α -Q)含量约 40%, 钾长石 15% 左右, 斜长石 10%~15%, 黑云母 3%。副矿物有磁铁矿、黄铁矿、锆石、磷灰石、绿帘石、榍石等。据此, 东沟斑岩体的主要造岩矿物世代关系为: β -Q $\rightarrow$ β -Q+Pl $\rightarrow$ β -Q+Pl+Kp $\rightarrow$ Pl+Kp+ β -Q。

太山庙正长花岗岩呈肉红色、浅肉红色(图 5b), 半自形粒状结构为主(图 5d), 块状构造。主要矿物组成为石英、钾长石、斜长石和少量黑云母, 偶见角闪石(岩体中心)。钾长石晶体可见斜长石环边(图 5b)。岩石主要矿物为: 石英 25%~30%, 钾长石 35%~60%, 斜长石一般为 10%~20%, 黑云母约 5%。副矿物有磁铁矿、黄铁矿、锆石、磷灰石、榍

石、绿帘石等。岩体边缘发育斑状结构, 晶洞发育。岩体中可见大小不等的伟晶岩团块或条带。太山庙岩基岩石的主要造岩矿物世代关系为: Kp $\rightarrow$ Pl+Kp $\rightarrow$ β -Q+Kp+Pl, 与东沟斑岩体的矿物世代关系明显不同。

与太山庙岩基相比, 东沟斑岩体最显著的特征是存在高温石英(β -Q)。根据东沟斑岩体和太山庙岩基岩石化学数据计算标准矿物, 将两者一起投入简化的花岗岩体系 Q-Ab-Or-H₂O 中(图 6a), 结合矿物世代关系, 可以限定 2 个岩体的结晶过程。东沟斑岩体初始岩浆应当位于石英首晶区(图 6b 中 A 点), 表明石英首先结晶, 其初始岩浆具有高温属性, 与东沟斑岩体具高温 β -石英特征相一致, 其岩浆结晶路线如图 6b 所示: 地壳深处($p=10^9$ Pa, 深度约 33 km)相对高温高压初始岩浆 A 缓慢结晶至石英与斜长石同结线上 B 点, 形成较多自形的石英斑晶和少量斜长石斑晶。此后, 含斑晶的岩浆快速上升到上地壳浅部($p=0.5\sim1$ kbar, 深度约 1.5~3 km)。压力的突然释放, 导致石英首晶区减小, 而长石首晶区扩大, 这意味着早先结晶的部分石英被溶蚀(图 6b 中 B $\rightarrow$ C $\rightarrow$ D), 形成石英的回吸结构(图 5c)。如果在低压条件下(如 $p<0.5\times10^8$ Pa

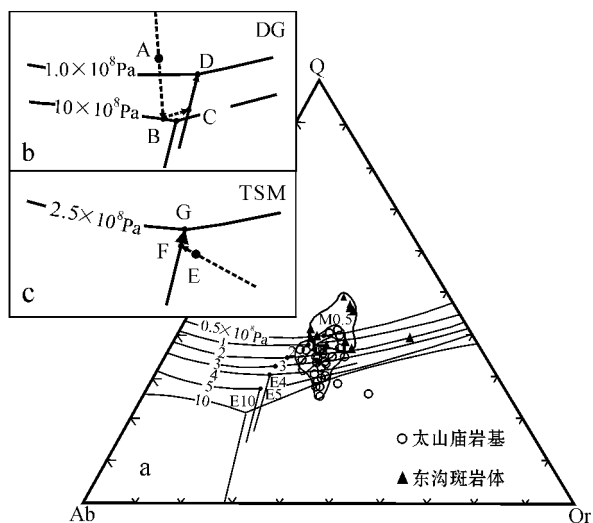


图 6 $\mu(\text{H}_2\text{O})$ 不同时 Q-Ab-Or-H₂O 系统相图

(据 Tuttle 等, 转引自邓晋福, 1987)

a. 太山庙岩基和东沟斑岩体的化学成分投点位置; b. 东沟斑岩体(DG)的结晶路线; c. 太山庙岩基(TSM)的结晶路线。A、E 分别代表东沟斑岩体和太山庙岩基初始岩浆成分。

Fig. 6 Q-Ab-Or-H₂O phase diagram at different $\mu(\text{H}_2\text{O})$ values (after Tuttle et al., quoted from Deng, 1987)

a. Projection location of petrochemical composition of Donggou porphyry and Taishanmiao batholith; b. Crystallization path of Donggou porphyry (DG); c. Crystallization path of Taishanmiao batholith (TSM). Petrochemical compositions of initial magma of Donggou porphyry and Taishanmiao batholith are represented by the points A and E respectively.

时, 邓晋福, 1987) 岩浆温度保持长期稳定, 早期高压条件下形成的高温石英将全部被再吸收。因此, 图 5c 所示的岩石学特征应当是斑晶矿物形成后物理化学条件快速改变的结果, 在共结点 D 岩浆快速冷却形成基质。太山庙岩基的初始岩浆则位于钾长石首晶区(图 6c 中 E 点), 钾长石最先结晶, 结晶过程如下: 太山庙岩基岩浆侵位后, 由于温度的降低, 初始岩浆 E 缓慢结晶出钾长石, 相应地, 残余岩浆向钾长石和斜长石同结线上 F 点方向演化; 到达 F 点位置时, 斜长石与钾长石同时结晶, 甚至可以围绕钾长石晶体形成斜长石环边(图 5b)。由于太山庙岩基岩石化学成分投点多位于低温槽附近(图 6a), 结晶路径 E→F→G 较短, 结晶时间亦较短, 较少形成生长石大斑晶。随着结晶作用的进行, 至共结点 G 时, 石英(β -Q)斜长石和钾长石同时缓慢结晶, 固结形成太山庙岩基岩石的半自形粒状结构。

由上述岩石结构形成条件对比分析可以看出, 太山庙岩基的结构特征反映了其初始岩浆的低温近共结性质, 石英为

低温的 α -石英, 而东沟岩体显然是高温岩浆固结的产物。高温岩浆不可能由低温岩浆分异形成, 因而前人的解释也不符合热力学基本原理。

2.5 东沟斑岩体的温度场

一般来说, 热传递可以有 4 种形式: 辐射(radiation)、对流(convection)、传导(conduction)和物流(advection)(罗照华等, 2008b)。对于一个侵位的岩浆体系来说, 岩浆热向围岩热传递的最可能方式是热传导和热物流。硅酸质岩浆通常具有低的热传导率。简单的数值模拟计算表明, 热物流是最有效的一种传递方式, 侵位的岩浆本身就是一种物流传递, 并将深部的热带到上地壳浅部。岩浆体系中通常发育有流体体系, 大大提高了岩浆热向外传递的效率(Bachmann et al., 2006), 特别是在斑岩型矿床成矿体系中。斑岩中发育的脉体、晶洞、伟晶岩团块、同岩浆矿物蚀变以及围岩大规模的热液蚀变都表明, 斑岩侵位时伴随着大规模的流体活动, 这也成为成矿的关键因素, 说明斑岩岩浆侵位过程中流体是物质和能量传递的最主要的有效载体(张荣华等, 1992), 将明显影响近地表地壳的地温场。

Verma 及其合作者(如 Verma et al., 1997)曾模拟过多个深成岩体岩浆房冷却过程中形成的区域温度场。根据 Verma 等(1997)模拟 La Primavera 地热区深部岩浆房冷却形成的区域温度场分布特征, 推测东沟斑岩体和太山庙岩基岩浆侵位时形成的温度场, 可以分为 2 种情况(图 7), 即 2 个岩体存在同源岩浆演化关系(图 7a)或者不存在(图 7b)。如图 7a 所示, 东沟斑岩岩浆和含矿流体来自太山庙岩基岩浆的分异和岩浆期后热液出溶, 东沟斑岩体和太山庙岩基之间的围岩将同时受到来自南北两个方面的热流影响。由于东沟斑岩体体积小, 太山庙岩基岩浆侵位形成的温度场将会部分叠加覆盖其分异岩枝东沟斑岩体的温度场, 导致东沟斑岩体南北两侧的等温线不对称(图 7a)。相反, 如果太山庙岩基先形成, 将产生以太山庙岩基为热中心的向外逐渐降低的连续温度场(图 7b)。此后, 随着太山庙岩基的冷却, 其周边围岩的温度将逐渐降低。如果区域地温已经下降到正常地温水平, 东沟斑岩岩浆和流体系统侵位将导致一个完全以东沟斑岩体为中心的温度场。否则, 东沟斑岩体的温度场将会叠加在太山庙岩基的剩余温度场上。这时, 虽然在太山庙岩基一侧的等温线较稀疏, 总体上还是以东沟斑岩体为中心形成一个能量和物质泄流场(图 7b)。

区域化探异常(燕长海等, 1996; 吕伟庆等, 2005^①; 马红义等, 2006; 付治国等, 2006)显示, 以东沟斑岩型钼矿为中心形成明显的 Mo 元素异常中心, 向外依次出现 Pb、Zn 和 Ag、Au、As、Mo 等元素的水平地球化学异常分带(图 1a)。元素地球化学异常等值线的形态特征表明, 含矿流体是以东沟斑岩体为热中心向四周围岩运移并成矿的, 基本上未受到太山庙

① 吕伟庆, 付治国, 李济营, 冯锦廷, 张松盛, 吴邦友, 王军强, 庞学勇. 2005. 河南省汝阳东沟矿区钼矿勘探报告. 河南省地质矿产勘查开发局第二地质勘查院。

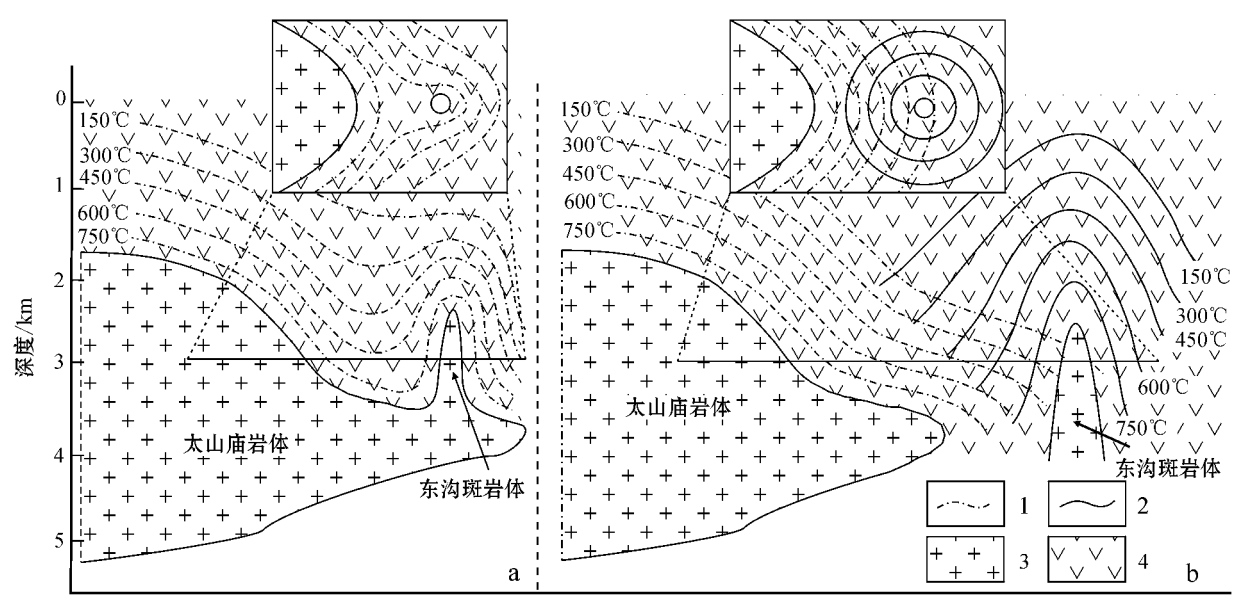


图 7 东沟斑岩体和太山庙岩基温度场分布示意图

1—太山庙岩基侵位温度曲线；2—东沟斑岩体侵位的温度曲线；3—花岗质岩石；4—熊耳群火山岩。小图为温度场分布平面示意图

Fig. 7 Sketch map of temperature field distribution of Donggou porphyry and Taishanmiao batholith

1—Temperature field of Taishanmiao batholith；2—Temperature field of Donggou porphyry；3—Granitic rock；4—Xionger 'qun volcanic rock；

The small diagram shows the plan view of temperature distribution

岩基温度场的影响。这表明,东沟斑岩体实际上是在太山庙岩基温度场消失之后侵位的,从另一个侧面否定了太山庙岩基派生出东沟斑岩体的可能性。

事实上,东沟钼矿外围形成了老代仗沟、西灶沟、王坪西沟、三元沟等为主的大中型铅锌矿床,成为东秦岭著名的铅锌多金属成矿区(图 1)。三元沟铅锌矿化蚀变绢云母的 Ar-Ar 法坪年龄为(110.1±9.2) Ma(叶会寿,2006b),反映了区域上铅锌矿的成矿年龄,与东沟斑岩体的形成年龄(112±1) Ma 很相近,表明东沟钼矿与其周围铅锌矿可能源于同一含矿流体体系,东沟斑岩体的侵位过程中流体体系可能对其周围铅锌矿的形成提供了丰富的流体和成矿物质(乔怀栋等,1996)。这些铅锌矿床的流体包裹体测试数据显示(温同想等,1996;燕长海等,2004;马红义等,2006),其成矿温度分布在 110~410℃ 之间,平均 260℃,而东沟钼矿的成矿温度平均为 296℃,最高达 487℃(叶会寿,2006a),亦反映了古温度场由东沟斑岩体向外围铅锌矿的递减趋势。

3 东沟钼矿的成因讨论

综上所述,文章从多个角度限定了东沟斑岩体与太山庙岩基的成因联系,证明它们之间不存在同源演化关系,因而太山庙花岗岩岩基作为东沟钼矿母岩的设想是值得商榷的。

对于花岗岩与成矿作用的关系存在两种相悖的观点(洪大卫,1994),即有关与无关。认为有关的强调所有与花岗岩

有关的矿产都是来源于岩浆,主张无关的则认为应淡化花岗岩岩浆活动与成矿作用的关系,岩浆在成矿作用中最多能起到热机作用。近几年,不少研究者认为成矿作用与花岗岩无关(卢欣祥等,2002b),至少成矿物质不是完全来自其直接岩浆体(罗照华等,2007a,2008a),岩浆可能为深部流体的上升提供了通道(罗照华等,2007a,2007b,2007c)。因此,岩浆活动与成矿作用的关系不能简单地归结为有关或无关,而应当阐明它们之间的具体相关形式。

内生金属成矿作用通常与花岗质岩浆活动具有直接或间接的联系。但是,花岗岩起源于地壳,成矿物质往往具有深源的印记(毛景文等,2005)。据此,罗照华等(2007a)提出岩浆与含矿流体为两个相互独立的地质体系,它们的耦合有助于含矿流体的运移,解耦导致成矿作用。因此,含矿流体的来源及其与岩浆的相互作用是东沟钼矿成因的两个关键科学问题。

东沟钼矿外围老代仗沟铅锌矿床方铅矿碳酸盐脉中的方解石 $\delta^{13}C_{PDB}$ 为 -4.5‰, $\delta^{18}O_{SMOW}$ 为 8.4‰,与地幔来源碳同位素(-5‰±2‰)十分接近,显示出流体的地幔来源特征(叶会寿,2006b);早期成矿流体 $\delta^{18}O_{H_2O}$ 变化范围为 5.9‰~9.3‰, δD 变化范围为 -84‰~-81‰,中晚期成矿流体 $\delta^{18}O_{H_2O}$ 变化范围为 -3.4‰~1.6‰, δD 变化范围 -88‰~-78‰(叶会寿,2006b),说明在成矿作用晚期,大气降水参与了成矿作用。

东秦岭地区多个矿区含矿岩体和矿石中硫、铅同位素统

计(卢欣祥等,1982,2002a;叶会寿,2006b;张正伟等,2007)显示,成矿物质直接来自于地幔或地幔与下地壳的混合。根据叶会寿(2006b)的研究,东沟钼矿外围老代丈沟铅锌矿床中硫化物矿物 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 变化范围为17.298~17.829,平均17.4079; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 变化范围为15.388~15.672,平均15.4714; $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 变化范围为37.946~39.138,平均38.3269; μ 值变化范围9.19~9.73,平均为9.33,Th/U比值变化范围4.1~4.61,反映了汝阳南部铅锌钼多金属矿区成矿物质的深源属性,具有下地壳或地幔与下地壳的混合源,而硫化物 $\delta^{34}\text{S}$ 值的变化范围为-6.47‰~+11.6‰,平均7.17‰,东沟钼矿辉钼矿的 $\delta^{34}\text{S}$ ‰为8.9‰,显示了壳源属性。钼矿床辉钼矿中Re含量的统计研究(Mao et al.,1999)表明,从地幔到壳幔混源再到地壳,矿石中的Re含量呈数量级下降,因此,辉钼矿的Re含量也可以做为示踪成矿物质来源的一种手段。据此,东沟钼矿和竹园沟钼矿中辉钼矿的Re含量(表2)显示了成矿物质的壳源属性。

综上所述,可以认为东沟钼矿及其共生铅锌矿床形成过程中成矿物质既有地壳的贡献,也有地幔源的贡献,是深部流体成矿作用的典型案例。关键问题是深部流体如何参与成矿作用,成矿作用的瞬时性和岩石圈流体渗透率的有限性以及成矿作用需要有大量流体参与,这样的证据链要求地球深部存在含矿流体库。据此,结合地球物理测深结果,罗照华等(2008c)对“矿源层”这一概念赋予了新的含义,认为岩石圈-软流圈系统中的低速高导层可能是含矿流体聚集的地方。中国东部中生代岩浆起源深度的估算(万天丰等,2008)证实了这样的推论,表明流体库所在位置也是圈层拆离带的位置(罗照华等,2009)。这种认识可以较好地解释成矿物质与成岩物质来源的矛盾,也可以解释成矿作用大爆发的原因。根据前人的研究成果,中国东部在早白垩世形成了大规模的有色金属、贵金属成矿带,这种现象被称为成矿作用大爆发(毛景文等,1999;华仁民等,1999)。邓晋福等(1999)将其解释为岩石圈灾变的结果。至此,将深部流体、拆离带、高导层、含矿流体库、岩石圈灾变等认识有机地结合起来,可以成为解释东沟钼矿成矿背景的基础。

根据前人的实验成果,含矿流体中成矿元素的溶解度强烈依赖于压力(Loucks et al.,1999)。这表明,含矿流体的上升速率直接制约了其成矿潜力,快速上升的流体可以导致大规模成矿作用。否则,成矿物质将大量残留在源区,即使有大规模流体活动也不能成矿。另一方面,大体积岩浆的侵位存在一个空间置换问题,其侵位速率远小于小体积岩浆。由于流体具有比熔浆更快的运动速率,当岩浆缓慢侵位时,含矿流体更容易散失,而成矿元素则更容易残留在源区(罗照华等,2008c)。因此,大体积岩浆的源区有可能成为新的矿源层,特别是当这些层位发生深部流体聚集时,流体可以将成矿物质淋滤出来,为大规模成矿作用做好物质准备。从这个角度,可以较好解释为什么东沟岩体与太山庙岩体具有类似的地球化学属性,以及为什么花岗岩岩浆来自地壳而成矿物质却具

有壳幔混合源的特征。

众所周知,岩浆的多样性不仅取决于岩浆演化过程,而且也取决于岩浆起源过程(罗照华等,2007b)。在确定的边界条件下,分离结晶过程实际上等同于部分熔融过程的反过程。因此,仅仅根据岩石地球化学特征不能识别不同岩浆的派生关系,只能识别其亲缘性。为了判断不同岩浆体的派生关系,必须引入其他的判别依据,特别是矿物共生组合和世代关系(罗照华等,2008b)。本文从多个角度检视了东沟斑岩与太山庙岩体之间的关系,表明它们不具有派生的特点。如前所述,东沟斑岩的岩浆起源深度介于30~50 km之间,位于下地壳。太山庙岩基的岩浆起源深度可能与此类似,因而东沟岩体与太山庙岩体具有类似的地球化学属性不是因为它们具有派生关系,而是具有相同的源区。

根据以上分析可以构筑一个东沟钼矿的综合成矿模型。根据高温高压实验,地壳岩石部分熔融过程中熔浆的An/Ab(钙长石与钠长石标准矿物之比)低于残留固相,而高An/Ab比值的体系其低共熔点更接近于Q-Ab-Or体系的Q-Or边(Johannes et al.,1996)。因此,残留源区再次发生部分熔融时,其初始熔浆将更富含 SiO_2 和 K_2O 。东沟斑岩体比太山庙岩基更富含 SiO_2 、 K_2O ,完全可以用这种理论模型来解释。此外,大规模的部分熔融也会导致残留源区的基性化,在挤压环境下由于地壳力学性质的弱化还可以导致地壳增厚和镁铁质下地壳的榴辉岩化(罗照华等,2007d)。后者将进一步导致岩石圈重力不稳定性,当这种重力不稳定性积累到一定程度,就可能发生岩石圈拆沉作用,亦即岩石圈灾变(邓晋福等,1999)。

东沟斑岩与太山庙岩基的形成时间相差很小,甚至可以认为是在测年方法误差范围之内(叶会寿等,2006a,2008)。这表明,太山庙岩基的形成过程可能伴随着下地壳增厚和岩石圈不稳定性增加(图8a)。在下地壳增厚过程中,还可能伴随着深部流体的聚集。由于流体中成矿物质的溶解度随着温度压力的增加而增加,聚集的深部流体应当是富含成矿金属的。因此,当岩石圈不稳定性导致拆沉作用时,这些流体将得到快速释放。因此,虽然东沟地区的成矿流体以壳源流体为主,岩石圈拆沉作用也导致了部分软流圈流体的注入。斜长石斑晶发生强烈蚀变而基质斜长石依然新鲜(图5c),可能是岩浆中的流体体系发生改变的标志。这表明,斑晶斜长石的蚀变是在岩浆阶段发生的,可以称为同岩浆交代作用,表明有新的流体注入,从而导致矿物-流体不平衡。众所周知,流体的增加可以有效降低源区岩石的固相线温度和岩浆的粘度及压力。流体的释放将导致接近固相线温度的那些层位发生低度部分熔融,形成熔浆-流体混合物快速上升(图8b)。这种混合体系类似于泥石流,在高速运动过程中熔浆与流体不容易分离,因而是流体过饱和的高温体系(罗照华等,2009)。一旦岩浆侵位,熔浆与流体之间将发生分离,成矿潜力取决于物理化学边界层圈闭流体的能力(罗照华等,2008a)。对于东沟岩体来说,大部分含矿流体可能已经释放到围岩中,只有少

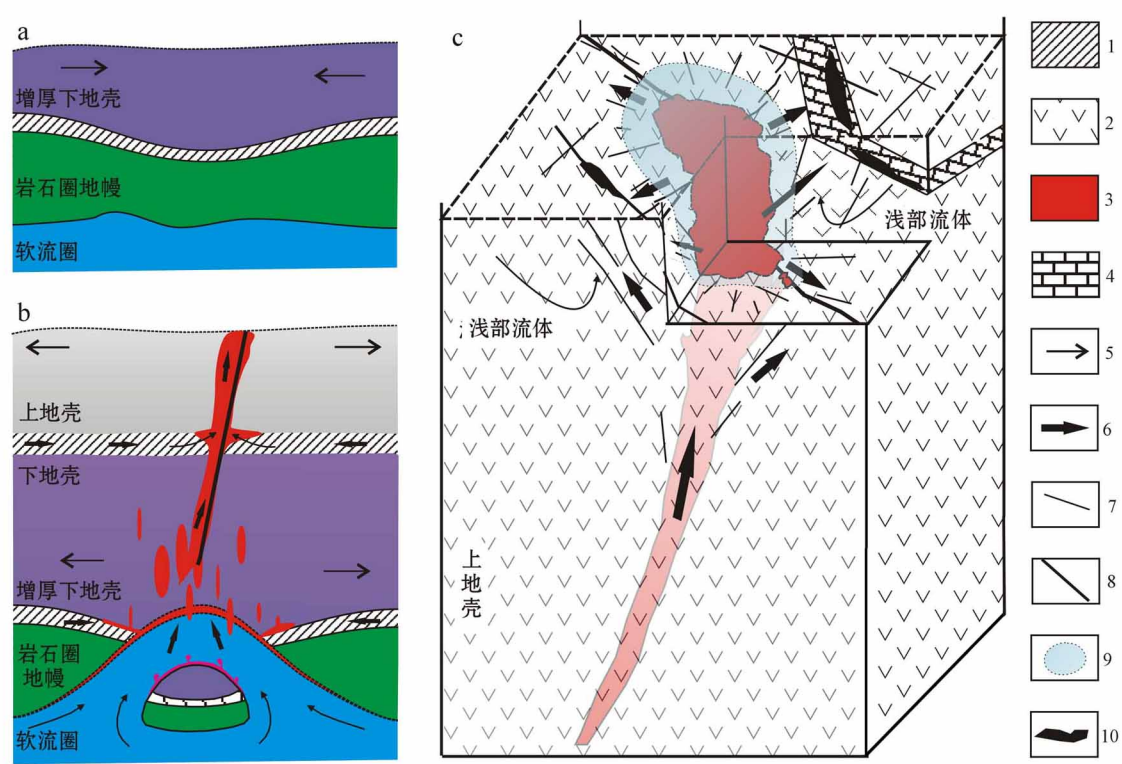


图 8 东沟斑岩型钼矿成矿模型

1—层圈拆离带；2—熊耳群火山岩；3—花岗质岩浆；4—碳酸盐岩层；5—岩石圈应力状态；6—含矿流体运移方向；7—构造裂隙；8—隐伏超壳断裂；9—钼矿化；10—铅锌矿化

Fig. 8 A tentative metallogenic model for the Donggou porphyry Mo deposit

1-Detachment zone; 2-Xiong'er Group volcanic rock; 3-Granitic magma; 4-Carbonate bed; 5-Stress state of lithosphere; 6-Migration direction of ore-bearing fluid; 7-Tectonic fracture; 8-Concealed ultracrustal fault; 9-Mo metallization; 10-Lead-zinc metallization

量流体在斑岩体内聚集成矿(图 8c)。

4 结 论

综上所述,可以得出以下结论:

(1) 东沟斑岩体是相对高温岩浆快速定位固结的产物,而太山庙岩基则是相对低温岩浆共结结晶的结果。因此,东沟斑岩体与太山庙岩基之间不存在同源岩浆演化关系,其地球化学特征的相似性可以用岩浆起源于相同的源区来解释,同源岩浆演化机制不是必须的。结合岩相学特征及其形成物理化学条件分析,本文倾向于认为它们是 2 次不同岩浆活动的产物,东沟斑岩体晚于太山庙岩基。

(2) 质量平衡计算表明,东沟斑岩岩浆不能提供足以形成超大型矿床的成矿物质。受时空关系和热力学条件的限制,太山庙岩基也不能为东沟钼矿的形成贡献成矿物质。因此,推测东沟钼矿的产生与透岩浆流体作用有关,斑岩中的同岩浆交代作用现象证实了这种可能性。

(3) 东沟斑岩岩浆体系和成矿流体体系为 2 个独立的地质系统,有着各自不同的来源。东沟斑岩体微量元素的低 Sr

高 Yb 性质指示源区应位于斜长石的稳定区,暗示源区无石榴子石存在,残留相矿物应为斜长石+角闪石+辉石,相当于低压麻粒岩相或高压角闪岩相,暗示岩浆形成于 30~50 km 之间的下地壳。东沟钼矿及外围铅锌矿同位素示踪显示,区域成矿流体和成矿物质均具有多源性,以下地壳为主。

志 谢 评审员详细指出了文章初稿中存在的问题,并提出了修改意见,对论文质量的提高具有重要意义,在此深表谢意。同时也感谢北京大学朱永峰教授为本文的撰写和修改提出了建设性意见。

References

Bachmann O and Bergantz G W. 2006. Gas percolation in upper-crustal silicic crystal mushes as a mechanism for upward heat advection and rejuvenation of near-solidus magma bodies[J]. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 149: 85-102.

Burnham C W. 1979. Magmas and hydrothermal fluids[Λ]. In: Barnes H L, ed. Geochemistry of hydrothermal ore deposits [M]. 2nd ed. New York: Wiley. 71-136.

Cruden A R and McCaffrey K J W. 2001. Growth of plutons by floor

- subsidence: Implications for rates of emplacement, intrusion spacing and melt-extraction mechanisms[J]. *Phys. Chem. Earth (A)*, 26 (4-5): 303-315.
- Deng J F. 1987. Phase equilibrium of petrology and genesis [M]. Wuhan: Press of China University of Geosciences. 1-98 (in Chinese).
- Deng J F, Mo X X, Zhao H L, Luo Z H, Zhao G C and Dai S Q. 1999. The Yanshanian lithosphere-asthenosphere catastrophe and metallogenic environment in east China[J]. *Mineral Deposits*, 18(4): 309-315 (in Chinese with English abstract).
- Deng J F, Su S G, Niu Y L, Liu C, Zhao G C, Zhao X G, Zhou S and Wu Z X. 2007. A possible model for the lithospheric thinning of North China Craton: Evidence from the Yanshanian (Jura-Cretaceous) magmatism and tectonism[J]. *Lithos.*, 96: 22-35.
- Fu Z G, Song Y W, Tian X Q, Pang X Y and Zhang S S. 2006. The role of geophysical and geochemical exploration in the discovery of the Donggou superlarge porphyry Mo deposit[J]. *Geophysical and Geochemical Exploration*, 30(1): 33-37 (in Chinese with English abstract).
- Fu Z G, Wang J Q and Zhao Y L. 2007. Study on relation between engineering geology condition and mineralization of Henan Ruyang Donggou superlarge Mo deposit[J]. *China Molybdenum Industry*, 31(5): 12-16 (in Chinese with English abstract).
- Gustafson L B, Einaudi M T and Dilles J H. 1999. Porphyry Cu-Mo-Au deposits: Geologic understanding and discovery[J]. *Geological Society of America*, 31(7): 22.
- Halter W E, Heinrich C A and Pettke T. 2005. Magma evolution and the formation of porphyry Cu-Au ore fluids: Evidence from silicate and sulfide melt inclusions[J]. *Mineralium Deposita*, 39: 845-863.
- Henan Bureau of Geology and Mineral Resources. 1989. Regional geology of Henan Province[M]. Beijing: Geol. Pub. House (in Chinese).
- Holtz F, Roux J, Behrens H and Pichavant M. 2000. Water solubility in silica and quartzofeldspathic melts[J]. *American Mineralogist*, 85: 682-686.
- Hong D W. 1994. Recent developments in granite research[J]. *Earth Science Frontiers*, 1(1-2): 79-86 (in Chinese with English abstract).
- Hou Z Q, Mo X X, Gao Y F, Qu X M and Meng X J. 2003. Adakite, a possible host rock for porphyry copper deposits: A case study of porphyry copper belts in Tibetan Plateau and in northern Chile[J]. *Mineral Deposits*, 22(1): 1-12 (in Chinese with English abstract).
- Hua R M and Mao J W. 1999. A preliminary discussion on the Mesozoic metallogenic explosion in east China[J]. *Mineral Deposits*, 118(4): 300-308 (in Chinese with English abstract).
- Johannes W and Holtz F. 1996. Petrogenesis and experimental petrology of granitic rocks[M]. Berlin: Springer-Verlag. 1-335.
- Loucks R R and Mavrogenes J A. 1999. Gold solubility in supercritical hydrothermal brines measured in synthetic fluid inclusions[J]. *Science*, 284: 2159-2163.
- Lowenstern J B. 1994. Dissolved volatile concentrations in an ore-forming magma[J]. *Geology*, 22: 893-896.
- Lu X X and Kong D G. 1982. The sulfur isotopic compositions of the Yanshanian intermediate-acid rock bodies in Qinling-Dabieshan area [J]. *Henan Geology*, 2: 7-12 (in Chinese with English abstract).
- Lu X X. 1989. The granite in eastern Qinling[A]. In: Ye L J, Qian X L and Zhang G W, ed. Paper selection of the conference on Qinling orogen [C]. Xi'an: Northwest University Press. 250-259 (in Chinese).
- Lu X X. 1999. Granitoid tectonic map of Qinling belt[M]. Xi'an: Xi'an Cartographic Publishing House. 1-27 (in Chinese with English abstract).
- Lu X X, Yu Z P, Feng Y L, Wang Y T, Ma W F and Cui H F. 2002a. Mineralization and tectonic setting of deep-hypabyssal granites in east Qinling Mountain[J]. *Mineral Deposits*, 21(2): 168-178 (in Chinese with English abstract).
- Lu X X. 2002b. The granites and metallogenesis in Qinling orogenic belt [A]. In: Xiao Q H, et al. The way of investigation on granitoids [C]. Beijing: Geol. Pub. House. 192-214 (in Chinese).
- Luo Z H, Wei Y, Xin H T, Zhan H M, Ke S and Li W T. 2006. Petrogenesis of the post-orogenic dike complex: Constraints to lithosphere delamination[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 22(6): 1672-1684 (in Chinese with English abstract).
- Luo Z H, Mo X X, Lu X X, Chen B H, Ke S, Hou Z Q and Jiang W. 2007a. Metallogeny by trans-magmatic fluids-theoretical analysis and field evidence[J]. *Earth Science Frontiers*, 14(3): 165-183 (in Chinese with English abstract).
- Luo Z H, Huang Z M and Ke S. 2007b. An overview of granitoid[J]. *Geological Review*, 53 (Supp.): 180-226 (in Chinese with English abstract).
- Luo Z H, Liang T, Chen B H, Xin H T, Ke S, Zhang Z L and Cheng S H. 2007c. Intraplate orogenesis and its implications in metallogenesis[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 23(8): 1945-1956 (in Chinese with English abstract).
- Luo Z H, Xin H T, Chen B H, Ke S and Huang J X. 2007d. On the crust-mantle transition layer and its implications in continental geodynamics[J]. *Geoscience*, 21(2): 421-425 (in Chinese with English abstract).
- Luo Z H, Lu X X, Guo S F, Sun J, Chen B H, Huang F and Yang Z F. 2008a. Metallogenic systems on the transmagmatic fluid theory[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 24(12): 2699-2678.
- Luo Z H, Lu X X, Wang B Z, Chen B H, Huang F, Yang Z F and Wang Y. 2008b. Post-orogenic dike complexes and implications for metallogenesis[J]. *Earth Science Frontiers*, 15(4): 001-012 (in Chinese with English abstract).
- Luo Z H, Lu X X, Chen B H, Huang F, Yang Z F and Wang B Z. 2008c. The constraints from deep processes on the porphyry metallogenesis in collisional orogen[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 24(3): 447-556 (in Chinese with English abstract).
- Luo Z H, Lu X X, Chen B H, Li M L, Liang T, Huang F and Yang Z F. 2009. Introduction to the metallogenic theory on the transmagmatic fluids[M]. Beijing: China Land Publishing House. 177p (in Chinese).
- Ma H Y, Huang C Y, Ba A M, Li H L and Li F A. 2006. Metallogenic regularities and prospecting criteria of Pb-Zn-Mo deposits in the south Ruyang area[J]. *Geology and Prospecting*, 45(5): 17-22 (in Chinese with English abstract).
- Mao J W, Zhang Z C and Zhang Z H. 1999a. Re-Os isotopic dating of molybdenites in the Xiaoliugou W (Mo) deposit in the northern Qilian Mountains and its geological significance[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 63(11-12): 1815-1818.
- Mao J W, Hua R M and Li X B. 1999b. A preliminary study of large-scale metallogenesis and large clusters of mineral deposits[J].

- Mineral Deposits, 18(4): 291-299(in Chinese with English abstract).
- Mao J W, Li X F, Zhang R H, et al. 2005. Mantle-derived fluid-related ore-forming system[M]. Beijing: China Land Publishing House. 365p(in Chinese).
- Qiao H D, Huang R Y and Zhang J J. 1996. Metallogenic geological conditions of Xiongerqun volcanic rock gold deposit in Waifangshan[A]. In: Guan B D, ed. 1996. Precambrian-Early cambrian geology and mineralization in the North China Craton in Henan Province[M]. Wuhan: Press of China University of Geosciences. 190-211(in Chinese).
- Rempel K U, Migdisov A A and Williams-Jones A E. 2006. The solubility and speciation of molybdenum in water vapour at elevated temperatures and pressures: Implications for ore genesis[J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 70: 687-696.
- Richards J P. 2003. Tectono-magmatic precursors for porphyry Cu(Mo-Au) deposit formation[J]. Econ. Geol., 98: 1515-1533.
- Shi C Y, Yan M C and Chi Q H. 2008. Abundances of chemical elements in granitoids of China[M]. Beijing: Geol. Pub. House. 1-124 (in Chinese with English abstract)
- Tang Z L and Li X H. 2006. Small intrusions forming large deposits in two types of magma[J]. Mineral Deposits, 25(Supp.): 35-38(in Chinese with English abstract).
- Verma S P and Gonzalez U R. 1997. Temperature field distribution from cooling of a magma chamber in La Primavera caldera, Jalisco, Mexico[J]. Geothermics, 26(1): 25-42.
- Wan T F, Wang Y M and Liu J L. 2008. Detachments and magmatic source depth in lithosphere of eastern China during Yanshanian and Sichuanian stages[J]. Earth Science Frontiers, 15(3): 1-35(in Chinese with English abstract).
- Wang X X, Jiang C Y and An S Y. 1986. Characteristics and significances of two-pyroxene granulite enclave in small intermediate-avid porphyry rock body[J]. Xi 'an College of Geology, 8(2): 16-22(in Chinese with English abstract).
- Webster J D and Vivo B D. 2002. Experimental and modeled solubilities of chlorine in aluminosilicate melts, consequences of magma evolution, and implications for exsolution of hydrous chloride melt at Mt. Somma-Vesuvius[J]. American Mineralogist, 87: 1046-1061.
- Wen T X and Sun Q S. 1996. The Pb-Zn-Ag deposition and metallogenic condition in the South border of North China Platform[A]. In: Guan B D, ed. Precambrian-Early cambrian geology and mineralization in the North China Craton in Henan Province[M]. Wuhan: Press of China University of Geosciences. 242-266(in Chinese).
- Yan C H and Huang R Y. 1996. Metallogenic prognosis of Pb-Zn deposits by using comprehensive information in Ruyang area, Henan[A]. In: Guan B D, ed. Precambrian-Early cambrian geology and mineralization in the North China Craton in Henan Province[M]. Wuhan: Press of China University of Geosciences. 100-133(in Chinese).
- Yan C H. 2004. Study on inner structure of lead-zinc-silver mineralization system in eastern Qinling[M]. Beijing: Geol. Pub. House. 96-106(in Chinese).
- Ye D L, Wu J H, Chen N S, ed. 1995. An analysis of petrological typical structure[M]. Wuhan: Press of China University of Geosciences. 21-25(in Chinese).
- Ye H S, Mao J W, Li Y F, Guo B J, Zhang C Q, Liu J, Yan Q R and Liu G Y. 2006a. SHRIMP zircon U-Pb and molybdenite Re-Os dating for the superlarge Donggou porphyry Mo deposit in east Qinling, China, and its geological implication[J]. Acta Geologica Sinica, 80(7): 1078-1088(in Chinese with English abstract).
- Ye H S. 2006b. The Mesozoic tectonic evolution and Pb-Zn-Ag metallogeny in the south marge of North China Craton(dissertation for master degree) [D]. Supervisor: Mao J W. Beijing: Chinese Academy of Geological Sciences(in Chinese with English abstract).
- Ye H S, Mao J W, Xu L G, Gao J J, Xie G Q, Li X Q and He C F. 2008. SHRIMP zircon U-Pb dating and geochemistry of the taishan-miao aluminous A-type granite in western Henan Province[J]. Geological Review, 54(5): 699-711(in Chinese with English abstract).
- Zhang G W, Meng Q R, Yu Z P, Sun Y, Zhou D W and Guo A L. 1996. Orogenesis and dynamics of the Qinling orogen[J]. Science in China(Ser. D), 26(3): 193-200(in Chinese).
- Zhang G W, Zhang B R, Yuan X C, Xiao Q H, et al. 2001. Qinling orogenic belt and continental dynamics[M]. Beijing: Science Press (in Chinese with English abstract).
- Zhang N C. 1996. Geophysical characteristics and structural analyses in the south border of North-China Platform in Henan Province and neighbouring region[A]. In: Guan B D, et al. Precambrian-Early cambrian geology and mineralization in the North China Craton in Henan Province[M]. Wuhan: Press of China University of Geosciences. 100-133(in Chinese).
- Zhang Q, Wang Y, Li C D, Wang Y L, Jin W J and Jia X Q. 2006a. Granite classification on the basis of Sr and Yb contents and its implication[J]. Acta Petrologica Sinica, 22(9): 2249-2269(in Chinese with English abstract).
- Zhang Q, Wang Y, Li C D, Jin W J and Jia X Q. 2006b. A granite classification based on pressures[J]. Geological Bulletin of China, 25(11): 1275-1278(in Chinese with English abstract).
- Zhang R H, Hu S M, Hellmann R and Crerar D. 1992. Chemical kinetic studies of minerals in hydrothermal systems and mass transfer[M]. Beijing: Science Press. 1-158(in Chinese with English abstract).
- Zhang Z W, Zhang Z S, Dong Y, Peng W F and Zhang J J. 2007. Molybdenum deposits in eastern Qinling, central China: Deep structural constraints on their formation[J]. Acta Mineralogica Sinica, 27(3/4): 372-378(in Chinese with English abstract).
- Zhao T P, Zhai M G, Xia B, Li H M, Zhang Y X and Wan Y S. 2004. Study on the zircon SHRIMP ages of the Xiong 'er Group volcanic rocks: Constraint on the starting time of covering strata in the North China Craton[J]. Chinese Science Bulletin, 9(23): 2495-2502(in Chinese).

附中文参考文献

- 邓晋福. 1987. 岩石相平衡与岩石成因[M]. 武汉: 武汉地质学院出版社. 1-98.
- 邓晋福, 莫宣学, 赵海玲, 罗照华, 赵国春, 戴圣潜. 1999. 中国东部燕山期岩石圈-软流圈系统大灾变与成矿环境[J]. 矿床地质, 18(4): 309-315.

- 付治国, 宋要武, 田修启, 庞学勇, 张松盛. 2006. 东沟特大型斑岩钼矿床的物化探找矿效果[J]. 物探与化探, 30(1): 33-37.
- 付治国, 王军强, 赵云雷. 2007. 河南汝阳东沟特大型钼矿工程地质条件与成矿作用的研究[J]. 中国钼业, 31(5): 12-16.
- 河南省地质矿产局. 1989. 河南省区域地质志[M]. 北京: 地质出版社. 68-74.
- 洪大卫. 1994. 花岗岩研究的最新进展及发展趋势[J]. 地学前缘, 1(1-2): 79-86.
- 侯增歊, 莫宣学, 高永丰, 曲晓明, 孟祥金. 2003. 埃达克岩-斑岩铜矿的一种可能的重要含矿母岩——以西藏和智利斑岩铜矿为例[J]. 矿床地质, 22(1): 1-12.
- 华仁民, 毛景文. 1999. 试论中国东部中生代成矿大爆发[J]. 矿床地质, 18(4): 300-308.
- 卢欣祥, 孔大刚. 1982. 河南省秦岭-大别山地区燕山期中酸性岩体硫同位素组成[J]. 河南地质, 2: 7-12.
- 卢欣祥. 1989. 东秦岭花岗岩[A]. 见: 叶连俊, 钱祥麟, 张国伟. 秦岭造山带学术会议论文选集[C]. 西安: 西北大学出版社. 250-259.
- 卢欣祥. 1999. 秦岭花岗岩大地构造图[M]. 西安: 西安地图出版社. 1-27.
- 卢欣祥, 于在平, 冯有利, 王义天, 马维峰, 崔海峰. 2002a. 东秦岭深源浅成型花岗岩的成矿作用及地质构造背景[J]. 矿床地质, 21(2): 168-178.
- 卢欣祥. 2002b. 秦岭造山带花岗岩及其成矿作用[A]. 见: 肖庆辉, 等. 花岗岩研究思维与方法[C]. 北京: 地质出版社. 192-214.
- 罗照华, 魏阳, 辛后田, 詹华明, 柯珊, 李文滔. 2006. 造山后脉岩组合的岩石成因-对岩石圈拆沉作用的约束[J]. 岩石学报, 22(6): 1672-1684.
- 罗照华, 莫宣学, 卢欣祥, 陈必河, 柯珊, 侯增谦, 江万. 2007a. 透岩浆流体成矿作用——理论分析与野外证据[J]. 地学前缘, 14(3): 165-183.
- 罗照华, 黄忠敏, 柯珊. 2007b. 花岗质岩石的基本问题[J]. 地质论评, 53(增刊): 180-226.
- 罗照华, 梁涛, 陈必河, 辛后田, 柯珊, 张自力, 程素华. 2007c. 板内造山作用与成矿[J]. 岩石学报, 23(8): 1945-1956.
- 罗照华, 辛后田, 陈必河, 柯珊, 黄金香. 2007d. 壳幔过渡层及其大陆动力学意义[J]. 现代地质, 21(2): 421-425.
- 罗照华, 卢欣祥, 郭少丰, 孙静, 陈必河, 黄凡, 杨宗峰. 2008a. 透岩浆流体成矿体系[J]. 岩石学报, 24(12): 2669-2678.
- 罗照华, 卢欣祥, 王秉璋, 陈必河, 黄凡, 杨宗峰, 汪洋. 2008b. 造山后脉岩组合与内生成矿作用[J]. 地学前缘, 15(4): 1-12.
- 罗照华, 卢欣祥, 陈必河, 黄凡, 杨宗峰, 王秉璋. 2008c. 碰撞造山带斑岩型矿床的深部约束机制[J]. 岩石学报, 24(03): 447-456.
- 罗照华, 卢欣祥, 陈必河, 李明立, 梁涛, 黄凡, 杨宗峰. 2009. 透岩浆流体成矿作用导论[M]. 北京: 地质出版社. 177页.
- 马红义, 黄超勇, 巴安民, 黎红莉, 李发安. 2006. 汝阳县南部铅锌钼多金属矿床成矿规律及找矿标志[J]. 地质与勘探, 45(5): 17-22.
- 毛景文, 华仁民, 李晓波. 1999b. 浅议大规模成矿作用与大型矿集区[J]. 矿床地质, 18(4): 291-299.
- 毛景文, 李晓峰, 张荣华, 等. 2005. 深部流体成矿系统[M]. 北京: 中国大地出版社. 365页.
- 乔怀栋, 黄任远, 张建军. 1996. 外方山熊耳群火山岩金矿成矿地质条件[A]. 见: 关保德, 等. 华北地台南缘地质和成矿[M]. 武汉: 中国地质大学出版社. 190-211.
- 史长义, 鄯明才, 迟清华. 2008. 中国花岗岩类化学元素丰度[M]. 北京: 地质出版社. 1-124.
- 汤中立, 李小虎. 2006. 两类岩浆的小岩体成大矿[J]. 矿床地质, 25(增刊): 35-38.
- 万天丰, 王亚妹, 刘俊来. 2008. 中国东部燕山期和四川期岩石圈构造滑脱与岩浆起源深度[J]. 地学前缘, 15(3): 1-35.
- 王晓霞, 姜常义, 安三元. 1986. 中酸性小斑岩中二辉麻粒岩包体的特征及其意义[J]. 西安地质学院学报, 8(2): 16-22.
- 温同想, 孙清森. 1996. 华北地台南缘的铅、锌、银矿床和成矿地质条件[J]. 见: 关保德, 等. 华北地台南缘地质和成矿[M]. 武汉: 中国地质大学出版社. 242-266.
- 燕长海, 黄任远. 1996. 汝阳地区铅锌矿床综合信息成矿预测[J]. 见: 关保德, 等. 华北地台南缘地质和成矿[M]. 武汉: 中国地质大学出版社. 267-285.
- 燕长海. 2004. 东秦岭铅锌成矿系统内部结构[M]. 北京: 地质出版社. 96-106.
- 叶德隆, 邬金华, 陈能松. 1995. 岩石典型结构分析[M]. 武汉: 中国地质大学出版社. 21-25.
- 叶会寿, 毛景文, 李永峰, 郭保健, 张长青, 刘珪, 闫全人, 刘国印. 2006a. 东秦岭东沟超大型斑岩钼矿 SHRIMP 锆石 U-Pb 和辉钼矿 Re-Os 年龄及其地质意义[J]. 地质学报, 80(7): 1078-1088.
- 叶会寿. 2006b. 华北陆块南缘中生代构造演化与铅锌银成矿作用(博士论文)[D]. 导师: 毛景文. 北京: 中国地质科学院.
- 叶会寿, 毛景文, 徐林刚, 高建京, 谢桂清, 李向前, 何春芬. 2008. 豫西太山庙铝质 A 型花岗岩 SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄及其地球化学特征[J]. 地质论评, 54(5): 699-711.
- 张国伟, 孟庆仁, 于在平, 孙勇, 周鼎武, 郭安林. 1996. 秦岭造山带的造山过程及动力学特征[J]. 中国科学(D 辑), 26(3): 193-200.
- 张国伟, 张本仁, 袁学诚, 肖庆辉, 等. 2001. 秦岭造山带与大陆动力学[M]. 北京: 科学出版社. 1-885.
- 张乃昌. 1996. 河南华北地台南缘及邻区的地球物理特征和构造分析[A]. 见: 关保德, 等. 华北地台南缘地质和成矿[M]. 武汉: 中国地质大学出版社. 100-133.
- 张旗, 王焰, 李承东, 王元龙, 金惟俊, 钾秀勤. 2006a. 花岗岩的 Sr-Yb 分类及其地质意义[J]. 岩石学报, 22(9): 2249-2269.
- 张旗, 王焰, 李承东, 金惟俊, 钾秀勤. 2006b. 花岗岩按照压力分类[J]. 地质通报, 25(11): 1275-1278.
- 张荣华, 胡书敏, Hellmann R, Crerar D. 1992. 矿物在热液内化学动力学和物质迁移[M]. 北京: 科学出版社. 1-158.
- 张正伟, 张中山, 董有, 彭万夫, 张建军. 2007. 东秦岭钼矿床及其深部构造制约[J]. 矿物学报, 27(3/4): 372-378.
- 赵太平, 翟明国, 夏斌, 李惠民, 张毅星, 万渝生. 2004. 熊耳群火山岩锆石 SHRIMP 年代学研究: 对华北克拉通盖层发育初始时间的制约[J]. 科学通报, 49(22): 2342-2349.