中国科学: 地球科学 2016 年 第 46 卷 第 4 期: 544 ~ 554
SCIENTIA SINICA Terrae earth.scichina.com
《中国科学》杂志社
SCIENCE CHINA PRESS

论 文

安徽金寨沙坪沟斑岩钼矿区成岩成矿过程中的减压机制: 来自假β相石英的证据

何俊[①], 徐晓春[①*], 谢巧勤[①②], 范子良[①], 陈天虎[①②]

① 合肥工业大学资源与环境工程学院, 合肥 230009;
② 合肥工业大学纳米矿物与环境材料实验室, 合肥 230009
* 通讯作者, E-mail: xuxiaoch@sina.com

收稿日期: 2015-06-29; 接受日期: 2015-11-24; 网络版发表日期: 2016-03-23
国家自然科学基金项目(批准号: 41172085, 41472066)和中国地质调查局项目(编号: 12120114028401)资助

摘要 安徽金寨沙坪沟斑岩钼矿床是目前秦岭-大别钼成矿带中已探明储量最大的钼矿床. 矿区侵入岩发育, 岩性多样. 锆石 U-Pb 同位素年龄表明均形成于燕山期, 可分为早晚两期. 本文以与钼成矿关系密切的第二期侵入岩为研究对象, 通过侵入岩的精细显微岩相学观察和研究发现, 属同源岩浆并经历相似演化历史的石英正长岩和花岗斑岩却先后结晶出两种相态的石英, 石英正长岩中只产出他形的α相石英, 花岗斑岩中结晶自形六方双锥的假β相石英斑晶, 后者为β相石英相变而来的α相石英, 但保留β相石英假象. 结合锆石 Ti 温度、石英 *P-T* 相图和中酸性侵入岩 Q-Ab-Or-H_2O 相图, 认为石英正长岩和花岗斑岩具有较大的岩浆起源深度和相似的成岩温度, 而石英正长岩中的α相石英反映其侵位结晶压力大于 0.7GPa, 花岗斑岩中的原始β相石英反映其结晶压力约为 0.4~0.7GPa, 花岗斑岩中随后结晶的基质则反映其形成压力小于 0.05GPa. 这一结果表明, 花岗斑岩形成于至少两次快速减压作用之下, 而这种减压作用对于岩浆-流体过程中成矿流体出溶、沸腾及矿质卸载和沉淀意义重大. 花岗斑岩中β相石英在成岩之后的相变过程会产生体积差, 可致使斑岩体及其围岩发育裂隙, 这些裂隙是良好的导矿和容矿构造, 有利于斑岩型矿床的热液蚀变和网脉状-浸染状矿化. 可以认为, 斑岩体中假β相石英斑晶是斑岩型矿床的成矿标志之一, 其反映斑岩型矿床成矿系统通常形成于减压应力状态的构造背景中.

关键词 斑岩钼矿床, 假β相石英, 减压机制, 成岩成矿作用, 安徽金寨沙坪沟

1 引言

斑岩型矿床是世界上十分重要的矿床类型之一, 对于斑岩型矿床的成因探讨一直是矿床学领域的研究热点之一. 通常认为斑岩型矿床与俯冲带(太平洋型俯冲带和阿尔卑斯型俯冲带)关系密切(Sillitoe, 1972, 1997; Ernst, 2005), 通常产于伸展或挤压向伸展转化的构造背景之下(Solomon, 1990; Sillitoe,

中文引用格式: 何俊, 徐晓春, 谢巧勤, 范子良, 陈天虎. 2016. 安徽金寨沙坪沟斑岩钼矿区成岩成矿过程中的减压机制: 来自假β相石英的证据. 中国科学: 地球科学, 46: 544–554, doi: 10.1360/N072014-00541
英文引用格式: He J, Xu X C, Xie Q Q, Fan Z L, Chen T H. 2016. Evidence from pseudomorphous β-quartz phenocryst for decompression of rock-forming and ore-forming processes in Shapinggou porphyry Mo deposit. Science China Earth Sciences, 59: 1014–1024, doi: 10.1007/s11430-015-5244-x

© 2016《中国科学》杂志社

1997; Richards, 2003; Cooke和Hollings, 2005), 其成矿流体普遍发育沸腾或不混溶作用(Cox等, 2001; Wilkinson等, 2001; Hagemann和Luders, 2003).

石英作为自然界中最常见的矿物广泛分布于各种地质体中, 同时石英也是地质作用良好的指示矿物, 可以有效地追溯和还原各种地质过程(Götze, 2009; Götze和Mockel, 2012). 而矿床学对于石英的研究绝大多数都集中于其微量元素、同位素组成和包裹体地球化学等方面, 忽略了石英作为一种矿物及其晶体形态和结构所蕴含的成因意义.

秦岭-大别钼成矿带是目前世界上最大的钼成矿带(Li等, 2012; Wang等, 2014), 自西向东分布着金堆城、栾川、鱼池岭、东沟、千鹅冲、汤家坪和沙坪沟等世界级大型钼矿床, 其中, 沙坪沟斑岩钼矿床为该成矿带中已探明储量最大的钼矿床, 根据现有资料, 其在规模上是仅次于美国Climax矿床的世界第二大钼矿床. 沙坪沟斑岩钼矿床四周分布有众多脉状铅锌矿床, 共同构成了沙坪沟钼多金属矿区. 截至目前, 已有许多学者对沙坪沟斑岩钼矿床的地质特征(王玉贤, 2006; 张怀东等, 2010a, 2010b, 2012)、成岩成矿年龄及相关侵入岩的成因机制(徐晓春等, 2009; 张红等, 2011; 黄凡等, 2011; Xu等, 2011; 孟祥金等, 2012; 陈红瑾等, 2013; Zhang等, 2014; Wang等, 2014)、成矿流体特征(于文等, 2012)等进行了研究, 但未见发现不同侵入岩中石英相态差异的报道及其与成岩作用和成矿作用关系的研究和讨论.

本文基于前人研究成果着重对矿区第二期岩浆作用所形成的两种赋矿侵入岩——石英正长岩和花岗斑岩开展研究, 在岩石化学和地球化学研究基础上, 分析了石英正长岩和花岗斑岩的岩浆源区特征; 通过精细的显微岩相学观察和研究, 以石英正长岩和花岗斑岩中的石英相态差异为主线, 结合锆石Ti温度计的应用, 讨论了石英正长岩和花岗斑岩的成岩条件; 并据此探讨了岩浆上升侵位和结晶演化与成矿的关系, 说明了假β相石英在斑岩型矿床斑岩体中的普遍存在及其成岩成矿意义.

2 地质背景

安徽金寨沙坪沟钼多金属矿区构造上位于大别造山带北侧的北淮阳构造带东段, 商城-麻城断裂和桐柏-桐城断裂交汇处的北东侧(徐晓春等, 2009; 张怀东等, 2010a; 黄凡等, 2011). 沙坪沟矿区面积约为35 km^2, 矿区内的多金属矿化具有明显的分带性, 矿区中心为沙坪沟斑岩钼矿化, 向外发育脉状铅锌矿化(图1)(张怀东等, 2012).

如图1所示, 矿区仅见少量中元古代卢镇关群片麻岩呈侵入岩体的残留顶盖或捕掳体形式产出. 矿区侵入岩广泛分布, 岩性多样, 从超基性岩至酸性岩均有发育, 主要为岩株或岩枝状二长花岗岩、花岗闪长岩、花岗岩、石英正长岩和花岗斑岩, 少量具堆晶结构的橄榄辉石岩和辉长岩以岩枝和岩墙形式产出, 还有少量闪长岩呈岩脉产出. 锆石U-Pb年龄测定获得各类侵入岩的年龄分别为: 二长花岗岩(135.0±1.0) Ma(Wang等, 2014)、闪长岩(128.0±2.0)Ma(Wang等, 2014)、花岗闪长岩(127.5±2.9)Ma(任志等, 2014)、花岗岩(129.6±1.3)Ma和(126.0±1.7)Ma(王萍, 2013)、(斑状)石英正长岩(116.1±2.2)Ma(陈红瑾等, 2013)和(116.0±2.0)Ma(Wang等, 2014)、含矿花岗斑岩(111.7±0.8)Ma(Zhang等, 2014)、(112.2±1.2)Ma(任志等, 2014)和(114.0±1.0)Ma(Wang等, 2014). 依据成岩年龄和岩石地球化学特征可将沙坪沟矿区侵入岩划分为两期: 第一期成岩年龄大于120 Ma, 主要为花岗闪长岩、二长花岗岩和花岗岩及少量分布其中的橄榄辉石岩、辉长岩和闪长岩, 属高钾钙碱性系列, 具有较低的$w(K_2O/Na_2O)$比值, 明显的Ta-Nb和Zr-Hf亏损, 以平缓且略微右倾的稀土配分模式和不明显的Eu负异常为特征; 第二期成岩年龄小于120 Ma, 岩性为石英正长岩和花岗斑岩, 是钼矿化的主要赋矿岩石(图2), 属钾玄岩系列, 弱富硅、富碱, 较高的$w(K_2O/Na_2O)$比值, Ta-Nb和Zr-Hf表现为弱富集, 以中稀土(MREE)分馏明显的海鸥型稀土配分模式和较为明显的Eu负异常为特征(王萍, 2013).

沙坪沟斑岩钼矿床为一隐伏矿床, 主矿体为一个体积略小于1km^3的巨大钟状体(图2), 其金属量占整个矿床的99.93%, 矿化集中连续, 矿石品位高. 钻孔揭露显示, 矿体主要赋存于第一期花岗岩和第二期石英正长岩、花岗斑岩等三种侵入岩中. 钼矿体以花岗斑岩为矿化中心, 主要赋存在花岗斑岩体顶部及其与上覆花岗岩和石英正长岩的接触带中(张怀东等, 2010b), 富矿体主要发育在花岗斑岩顶部及近接触带中, 贫矿体主要在远离接触带的石英正长岩和

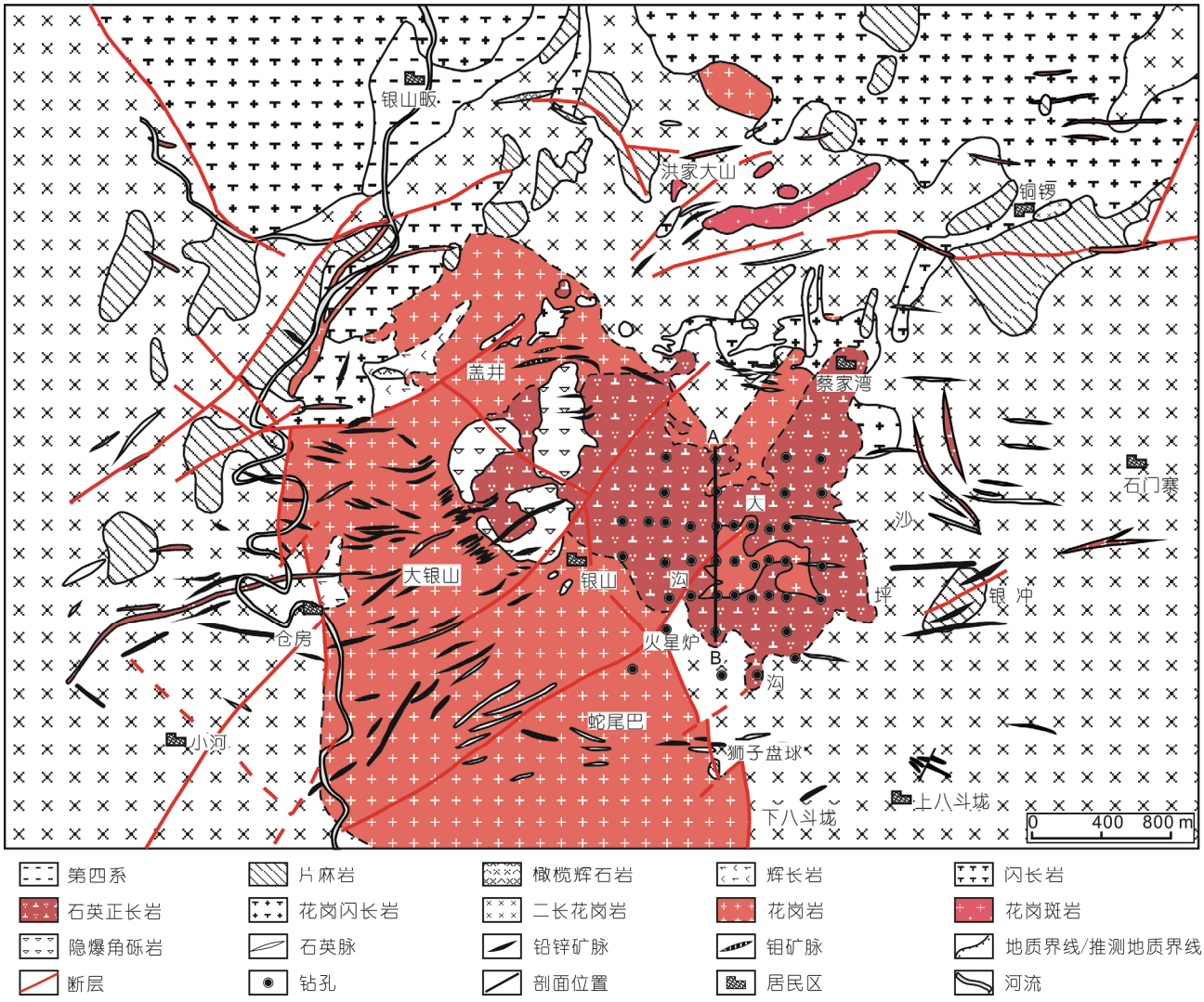


图 1　沙坪沟钼多金属矿区地质简图

修改自徐晓春等(2009)

花岗岩中. 从矿化与蚀变的空间关系上看, 钼矿化主要与钾化(钾长石化和黑云母化)、黄铁绢英岩化关系密切.

3　岩相学和石英相态特征

3.1　岩相学特征

石英正长岩呈岩株状分布于沙坪沟斑岩钼矿床中心位置, 是钼矿床的主要赋矿岩石之一, 石英正长岩侵位于花岗岩体中, 局部有花岗岩残留体产出(图1和2). 岩体具多相特征, 岩石以肉红色为主, 中细粒至中粗粒结构, 局部似斑状结构, 块状构造(图3a). 其中, 钾长石(Kfs), 主要是条纹长石, 含量为85%, 粒径相差较大, 不规则他形晶体, 文象结构. 石英(α相Qtz)含量10%, 较小者呈浑圆粒状, 较大者呈不规则形状, 填隙于钾长石颗粒之间(图3b), 极少含有斜长石(Pl). 黑云母+榍石+金红石+锆石含量约5%(图3g). 含矿和近矿岩体中的钾长石发育绢云母化, 部分黑云母发育绿泥石化, 局部岩体发育弱的硅化、黄铁绢英岩化. 根据矿物间的交生关系判断, 新鲜岩石的矿物结晶先后关系为: Kfs → Kfs+Pl(极少) → Kfs+Pl(极少)+α相Qtz → α相Qtz.

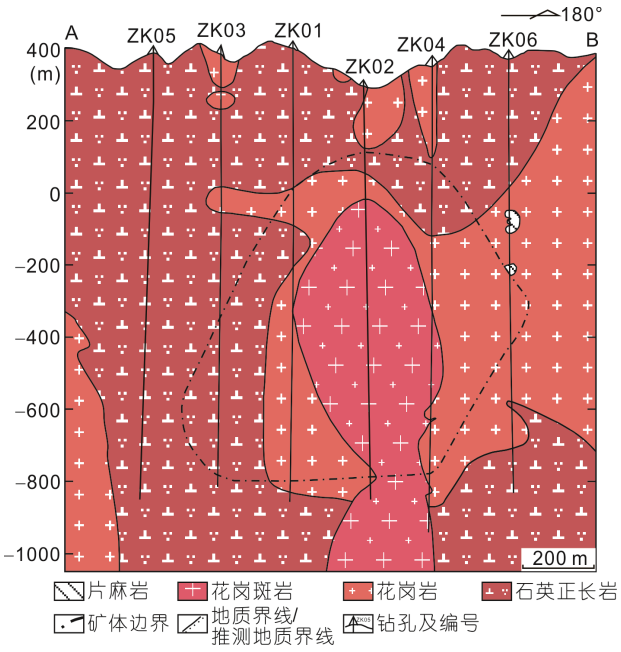


图 2　安徽沙坪沟斑岩钼矿床 0 线剖面图

修改自张怀东等(2012)

花岗斑岩呈岩枝状侵入于石英正长岩体和花岗岩体中, 岩石呈浅肉红色, 斑状结构, 块状构造(图3c). 斑晶主要为石英、钾长石、斜长石, 极少量黑云母; 基质为细粒石英、钾长石和斜长石. 斑晶约占25%, 其中斑晶石英含量约10%, 均为假β相石英, 自形六方双锥(图3c), 横切面为六边形-近六边形(图3d), 纵切面为截角菱形(图3f), 斜切面为菱形(图3e), 常见溶蚀和裂理(图3f). 斑晶钾长石(Kfs)含量约10%, 正方形-短柱状, 部分发育简单双晶和卡斯巴双晶, 有时边缘还见发育有钠长石重结晶并析出蠕虫状石英. 斑晶斜长石(Pl)含量约5%, 长柱状, 聚片双晶发育, 沿双晶纹、解理缝和裂理缝两侧发育星点状绢云母化, 高岭土化. 基质约占75%, 基质石英(α相Qtz)含量约35%, 细粒, 浑圆-不规则他形粒状. 钾长石含量约25%, 自形-半自形粒状. 斜长石含量约15%, 自形柱状-长柱状, 聚片双晶发育. 黑云母+榍石+金红石+锆石<1%(图3h), 黑云母自形片状, 绿泥石化, 全岩硅化. 根据矿物间的交生关系可以判断, 未蚀变岩石的矿物结晶先后关系为: 斑晶β相Qtz→斑晶β相Qtz+Pl+Kfs→基质Kfs+Pl+α相Qtz→α相Qtz.

3.2　石英相态与鉴别特征

石英具有两种变体, 即α相石英和β相石英, α相石英为低温高压相态, β相石英是高温低压相态(图4). 但一些学者通常认为β相石英是高温石英(邓晋福, 1987; 常丽华等, 2006; 黄凡等, 2011), 未重视压力的影响. 依据石英相图(图4), 石英相态并非是由温度或压力单一变量决定的, 必须同时考虑温度和压力二者的共同作用. α相石英为三方晶系, 为三方偏方面体, 理想晶体的横切面为六边形, 但在岩石中常呈他形产出; β相石英为六方晶系, 单晶体为六方双锥(菱面体与六方柱的聚形), 纵切面为截角菱形, 横切面为六边形, 斜切面为菱形(图3d和e, 图5)(李胜荣等, 2008; 赵珊茸等, 2004). α相石英和β相石英在常压下的相变温度为573℃(常丽华等, 2006). 现在自然界中产出的石英均为α相石英, 即使形成时为β相石英, 随着形成之后物理化学条件的变化也已经相变为α相石英, 但可能保留β相石英的假象, 故称为假β相石英. α相石英与β相石英的区别在于: α相石英通常结晶为他形晶体, 即使能够结晶出理想的自形晶体, 其横切面与β相石英横切面一样均为六边形, 但α相石英绝不可能形成β相石英晶体纵切面和斜切面产生的截角菱形和菱形(图5).

金寨沙坪沟斑岩钼矿床的石英正长岩中石英均为不规则他形粒状或浑圆粒状, 为α相石英, 是岩浆冷却至晚期结晶出来的, 只能充填在早期结晶矿物(如钾长石等)的剩余空间. 花岗斑岩中的石英斑晶多为六边形, 少量菱形、截角菱形(图3d~f和图5), 是六方双锥β相石英不同角度切面的结果, 其中六边形为沿β相石英六方双锥晶体横切面得到的(图3d、5a), 截角菱形和菱形是沿β相石英六方双锥晶体纵切面(图3f、5b)和斜切面(图3e、5c)的结果. 这些石英斑晶结晶时均为β相石英, 是岩浆早期冷却结晶的产物, 具有充足的生长空间和相同温度下较低的结晶压力(或者是相同压力下较高的结晶温度). 由于成岩之后的物理化学条件的变化现在均已相变为α相石英, 故现代的物相分析技术(如粉晶X射线衍射等)无法测试其是否曾经为β相石英, 但仍保留β相石英的假象, 这种岩浆结晶早期晶出的石英普遍发育溶蚀结构和相变多晶化现象(图3e).

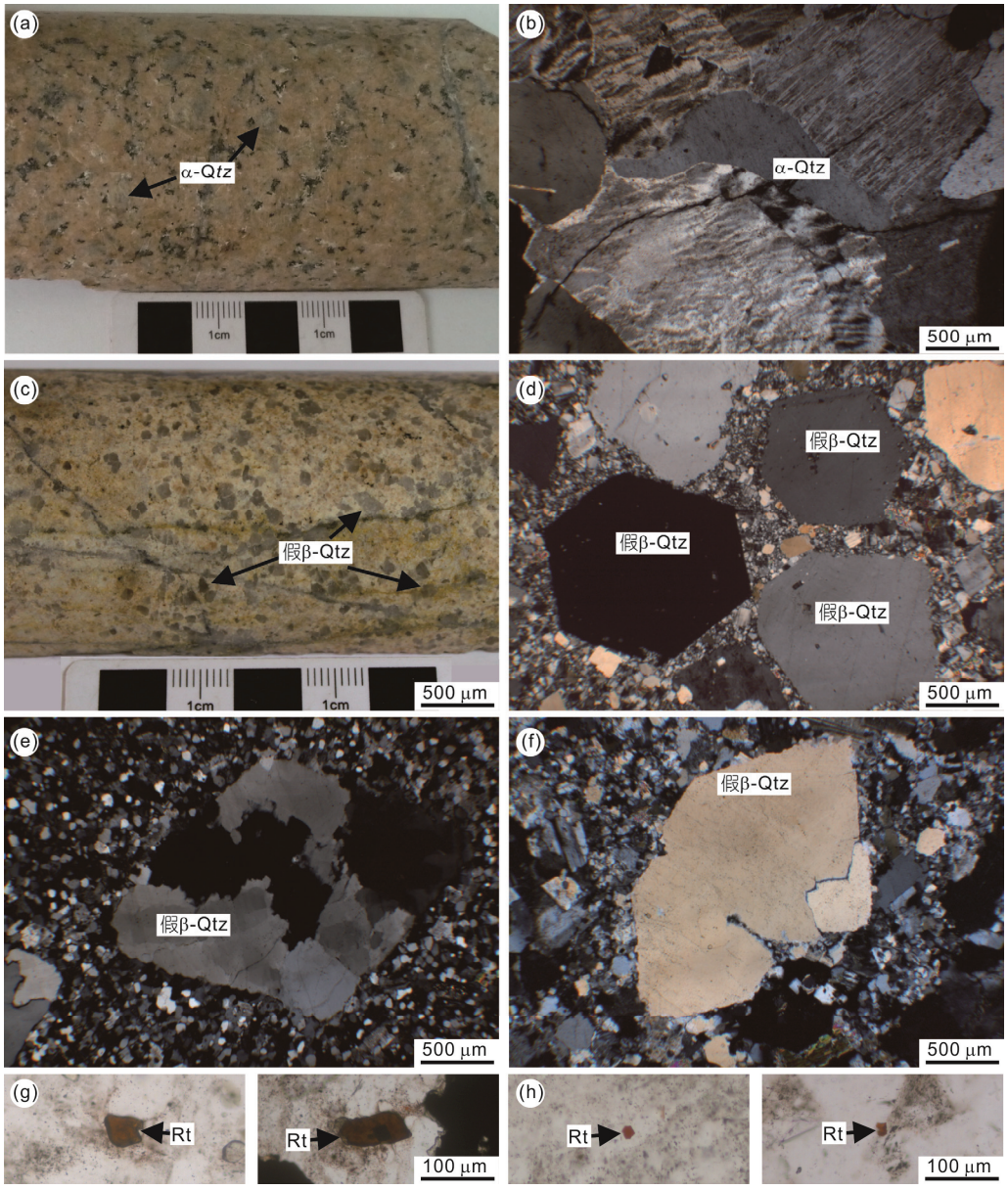


图 3　沙坪沟斑岩钼矿床石英正长岩和花岗斑岩岩石学照片

(a) 石英正长岩手标本照片; (b) 石英正长岩显微照片(正交偏光); (c) 花岗斑岩手标本照片; (d) 花岗斑岩显微照片(正交偏光), 显示假β相石英横切面; (e) 花岗斑岩显微照片(正交偏光), 显示假β相石英斜切面及多晶化现象; (f) 花岗斑岩显微照片(正交偏光), 显示假β相石英纵切面及溶蚀现象; (g) 石英正长岩中金红石显微照片(单偏光); (h) 花岗斑岩中金红石显微照片(单偏光). α-Qtz, α相石英; 假β-Qtz, 假β相石英; Rt, 金红石

4　锆石 Ti 温度

4.1　样品及方法描述

本次测试所用的锆石选自两个石英正长岩样品(样号为J02-1和J02-2)和两个花岗斑岩样品(样号为ZK02和ZK92), 锆石Ti含量采用原位激光-等离子质谱(LA-ICP-MS)方法测试. 石英正长岩样品J02-1和J02-2分别采自钻孔ZK93的1084m和ZK93的1094m处, 花岗斑岩样品ZK02和ZK92采自钻孔ZK02的850m和ZK92的840m处. LA-ICP-MS锆石Ti含量测

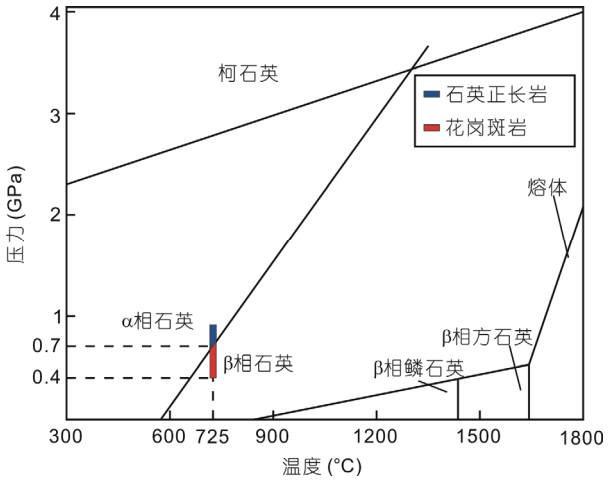


图 4　沙坪沟斑岩钼矿床石英正长岩和花岗斑岩 SiO_2 相图

底图修改自常丽华等(2006)及其引文

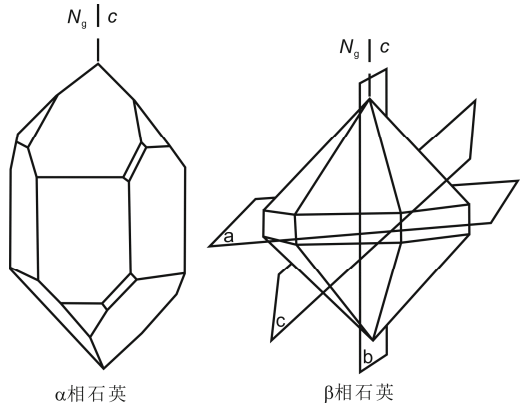


图 5　α相石英和β相石英晶体结构图

a 示β相石英横切面; b 示β相石英纵切面; c 示β相石英斜切面. 据常丽华等(2006)

试分析在合肥工业大学资源与环境工程学院进行. ICP-MS为美国Agilent公司生产的Agilent 7500a, 激光剥蚀系统为美国Coherent Inc.公司生产的GeoLasPro, 实验采用工作波长193nm的ComPex102 ArF准分子激光器, 样品上的光斑大小为32μm.

4.2　测试结果与锆石 Ti 温度计算

锆石原位Ti含量测试结果列于表1中, 石英正长岩J02-1样品锆石Ti含量为3.6~13.9ppm, 平均值为7.0 ppm, J02-2样品锆石Ti含量为4.6~17.9ppm, 平均值为12.3ppm; 花岗斑岩ZK02样品锆石Ti含量为4.1~9.4 ppm, 平均值为6.2ppm, ZK92样品锆石Ti含量为4.1~25.4ppm, 平均值为10.5ppm.

如前文岩相学观察描述, 石英正长岩和花岗斑岩两种岩性都存在金红石(图3g和h), 表明熔体中Ti过饱和, 此时 $a_{TiO_2}\approx 1$, 故可以利用公式 $T(℃)=(5080\pm30)/[(6.01\pm0.03)-\lg Ti_{锆石}]-273$(Watson等, 2006; 赵振华, 2010)来计算锆石Ti温度. 计算结果如表1所示, 石英正长岩J02-1样品的锆石Ti温度范围为648.4~669.7℃至694.7~717.6℃, J02-2样品的温度范围为666.9~688.8℃至781.9~808.0℃; 花岗斑岩ZK02样品的锆石Ti温度范围为657.3~678.9℃至723.6~747.5℃, ZK92样品的温度范围为657.2~678.8℃至816.5~843.9℃. 石英正长岩锆石Ti温度的平均值为731.4℃, 花岗斑岩锆石Ti温度的平均值为714.8℃(表1). 花岗斑岩的锆石Ti温度的范围分布略大, 但与石英正长岩的平均值接近, 可以认为两种岩石的成岩温度差别很小, 均在725℃左右(图6).

5　成岩成矿讨论

5.1　岩浆源区与演化

沙坪沟斑岩钼矿床石英正长岩和花岗斑岩岩石化学成分都具有较富SiO_2, 富Al_2O_3、K_2O、Na_2O, 贫TFe_2O_3、CaO、MgO的特征. 在SiO_2与K_2O图解上均

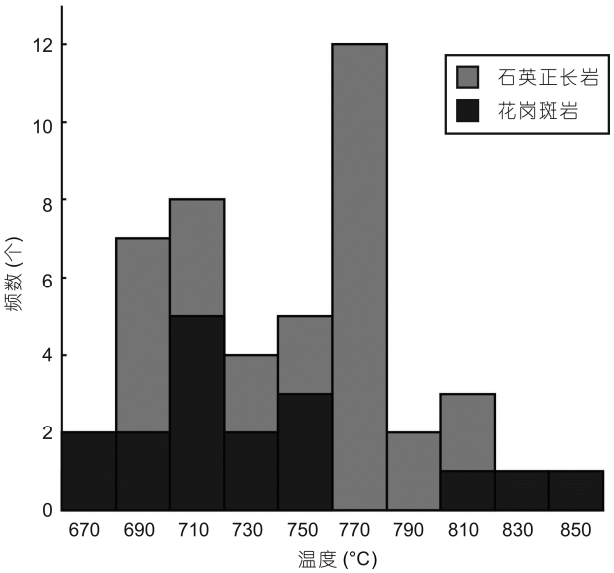


图 6　沙坪沟斑岩钼矿床石英正长岩和花岗斑岩锆石 Ti 温度频率直方图(数据据表 1)

表 1　沙坪沟斑岩钼矿床石英正长岩和花岗斑岩锆石 Ti 含量及温度数据表

样号	Ti (ppm)	温度上限(℃)	温度下限(℃)	样号	Ti (ppm)	温度上限(℃)	温度下限(℃)
石英正长岩				石英正长岩			
J02-1-01	11.0	762.0	737.6	J02-2-01	13.6	781.1	756.0
J02-1-02	3.6	669.7	648.4	J02-2-02	13.1	777.6	752.6
J02-1-03	13.9	783.2	758.0	J02-2-04	13.5	780.8	755.7
J02-1-05	4.8	691.2	669.2	J02-2-05	17.2	804.3	778.4
J02-1-06	10.6	758.1	733.8	J02-2-06	13.1	778.0	753.0
J02-1-08	8.5	738.4	714.8	J02-2-08	14.0	783.9	758.7
J02-1-10	5.9	707.7	685.1	J02-2-10	4.6	688.8	666.9
J02-1-13	4.4	684.8	663.1	J02-2-11	10.6	758.0	733.7
J02-1-14	6.9	720.5	697.5	J02-2-13	8.0	733.9	710.4
J02-1-15	5.0	694.0	671.9	J02-2-14	17.1	803.4	777.4
J02-1-16	6.9	720.8	697.8	J02-2-15	13.0	777.5	752.5
J02-1-18	5.3	699.0	676.8	J02-2-17	7.5	727.8	704.5
J02-1-20	6.3	712.8	690.0	J02-2-18	11.4	765.4	740.8
J02-1-21	6.3	713.9	691.2	J02-2-20	12.8	775.8	750.9
J02-1-22	6.3	712.7	690.0	J02-2-22	13.5	780.5	755.4
J02-1-24	12.1	770.3	745.6	J02-2-23	10.5	757.8	733.5
J02-1-25	5.3	699.8	677.5	J02-2-24	10.2	755.0	730.8
J02-1-26	4.4	684.0	662.2	J02-2-26	11.9	768.6	743.9
J02-1-27	5.8	706.2	683.7	J02-2-28	11.9	768.9	744.2
J02-1-28	6.3	713.0	690.3	J02-2-29	17.9	808.0	781.9
J02-1-30	7.4	727.2	704.0	J02-2-30	12.5	773.5	748.6
平均值		717.6	694.7	平均值		769.0	744.3
样号	Ti (ppm)	温度上限(℃)	温度下限(℃)	样号	Ti (ppm)	温度上限(℃)	温度下限(℃)
花岗斑岩				花岗斑岩			
ZK92-01	4.1	678.8	657.2	ZK02-10	6.8	720.2	697.3
ZK92-04	4.8	690.6	668.7	ZK02-22	4.1	678.9	657.3
ZK92-13	21.7	827.5	800.7	ZK02-27	5.3	699.6	677.3
ZK92-19	5.5	702.7	680.4	ZK02-41	5.4	701.2	678.9
ZK92-21	7.3	725.9	702.8	ZK02-45	9.4	747.5	723.6
ZK92-24	8.9	743.0	719.3				
ZK92-25	19.0	813.8	787.5				
ZK92-28	9.5	748.1	724.1				
ZK92-29	25.4	843.9	816.5				
ZK92-31	5.9	707.3	684.8				
ZK92-33	8.1	734.7	711.3				
ZK92-35	5.5	701.9	679.5				
平均值		743.2	719.4	平均值		709.5	686.9

显示属钾玄岩系列(王萍, 2013). 而且, 二者都具有较高的分异指数*DI*, 石英正长岩为86.36~94.29(平均值为91.44), 花岗斑岩为89.89~97.53(平均值为94.01), 表明二者都经历了较高程度的分异演化. 而且, 依据侵位关系和同位素地质年龄, 花岗斑岩是岩浆更晚期、分异程度更高的产物.

如图7所示, 石英正长岩和花岗斑岩具有相似的微量元素含量和配分模式, 均表现为亏损Ba和Sr等大离子亲石元素及P和Ti, 富集Th和U等高场强元素, Rb、Ta、Nb、Zr和Hf都表现为弱富集特征. 石英正长岩和花岗斑岩的稀土元素特征也几乎一致, 在球粒陨石标准化配分图上都表现为LREE(La~Nd)强烈富集, MREE(Sm~Ho)亏损, HREE(Er~Lu+Y)略富集的特点, 具有相同的中等Eu负异常, 只是花岗斑岩稀土含量略低, MREE相对LREE和HREE亏损更为明显.

沙坪沟矿床含矿石英正长岩和花岗斑岩有着相似的Nd同位素组成$\varepsilon_{Nd}(t)$值和两阶段Nd模式年龄(王萍, 2013), 这说明Nd同位素地球化学特征显示二者

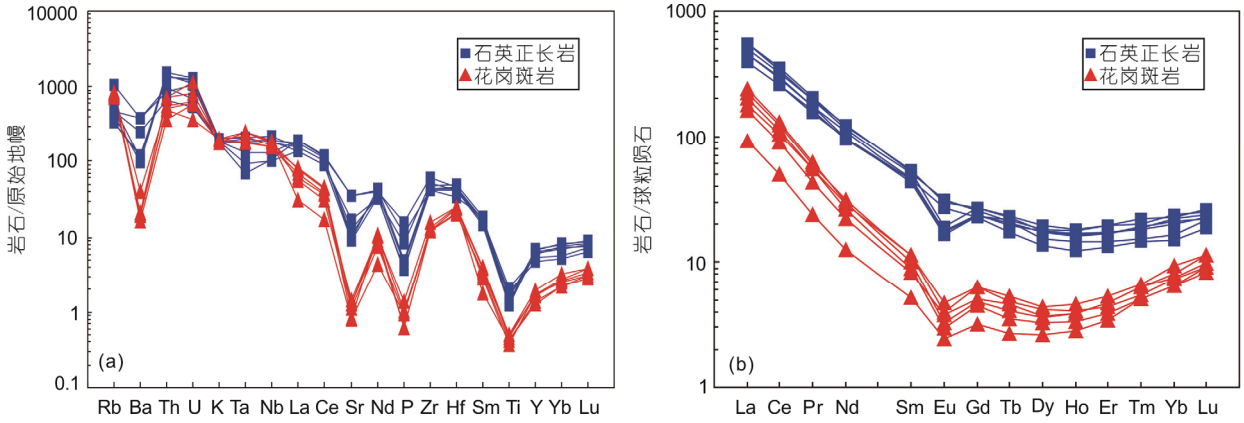


图 7　沙坪沟斑岩钼矿床石英正长岩和花岗斑岩微量元素蛛网图(a)和稀土元素配分图(b)

数据引自王萍(2013), 原始地幔标准化值引自 Sun 和 McDonough(1989), 球粒陨石标准化数据引自 Boynton(1984)

具有相似的成岩物质来源. Wang等(2014)对沙坪沟矿床含矿石英正长岩和花岗斑岩的锆石Hf同位素研究也得出了类似的结论, 即二者具有相似的Hf同位素组成$\varepsilon_{Hf}(t)$值和两阶段Hf同位素模式年龄, 反映其可能共同来自于古太古代的地壳基底.

从上述岩石化学和微量元素、稀土元素及Nd和Hf同位素地球化学特征可以看出, 石英正长岩和花岗斑岩具有相同的岩浆来源并且经历了相似的演化历史.

5.2　与成矿有关斑岩体的减压作用

根据沙坪沟矿床新鲜石英正长岩和蚀变相对较弱的含矿花岗斑岩的岩石化学成分分析数据(王萍, 2013)进行CIPW标准矿物计算, 并将结果投影至Q-Ab-Or-H_2O四元相图(图8)中. 由图可以看出, 石英正长岩位于长石首晶区(图8a), 故正长石先结晶, 随着正长石的晶出, 熔体成分发生变化逐渐移向富SiO_2一侧, 进而熔体向石英首晶区移动(图8b), 晶出α相石英, 这个结晶顺序也正与石英正长岩的岩相学观察结果一致. 若以锆石的Ti温度计算结果(725℃左右)近似代表石英正长岩中的石英结晶温度, 在石英相图上(图4), 石英正长岩若要结晶出α相石英, 其压力应大于0.7GPa. 花岗斑岩的投影位置靠近石英首晶区(图8c), 结合花岗斑岩的岩相学观察结果, 岩浆首先晶出斑晶β相石英, 结合石英相图(图4), 此时岩浆所处的压力大于0.4GPa而小于0.7GPa; 在斑晶β相石英结晶之后, 随着熔体成分和压力的变化, 岩浆晶出斜长石和钾长石, 压力或略有降低(图8d). 最后基质中的α相石英及其他矿物同时迅速晶出, 此时岩浆成分大致位于石英首晶区, 对应的压力大约为0.05GPa(图8e). 所以, 斑岩型矿床相关侵入体中的斑状结构是由压力骤减引起的, 区别于一般喷出岩中的斑状结构.

如前所述, 沙坪沟斑岩钼矿床与成矿有关花岗斑岩和石英正长岩是深部高度分异岩浆熔体的结晶产物, 由于二者形成时间差很小, 侵位深度相近, 岩石开始结晶温度一致, 因此, 石英正长岩→花岗斑岩斑晶β相石英→花岗斑岩斑晶β相石英+长石→花岗斑岩基质的依次结晶, 温度的影响可以忽略, 而压力发生了多次明显的降低, 即这些岩石形成于减压机制之下. 分布于沙坪沟斑岩钼矿床主矿体西侧的复成分隐爆角砾岩也是多次减压作用的直接证据, 该隐爆角砾岩基质中的锆石U-Pb年龄为(112.9±1.2) Ma(陈红瑾等, 2013), 与花岗斑岩成岩年龄一致. 诸多学者对我国东秦岭钼矿带的许多矿床进行了成岩模式研究, 结果表明, 东秦岭地区钼矿床中与成矿关系密切的侵入岩大多具有"深熔浅成"的成岩模式, 岩石形成于减压动力学背景之下(张正伟等, 2007; 杨泽强, 2009; 郭波等, 2009; 杨晓勇等, 2010; 魏庆国等, 2010). 本文依据石英相态变化讨论的成岩过程中, 同样揭示了斑岩型矿床与成矿有关斑岩体的减压作用机制.

5.3　成矿启示意义

花岗斑岩早期结晶的斑晶β相石英在形成之后受

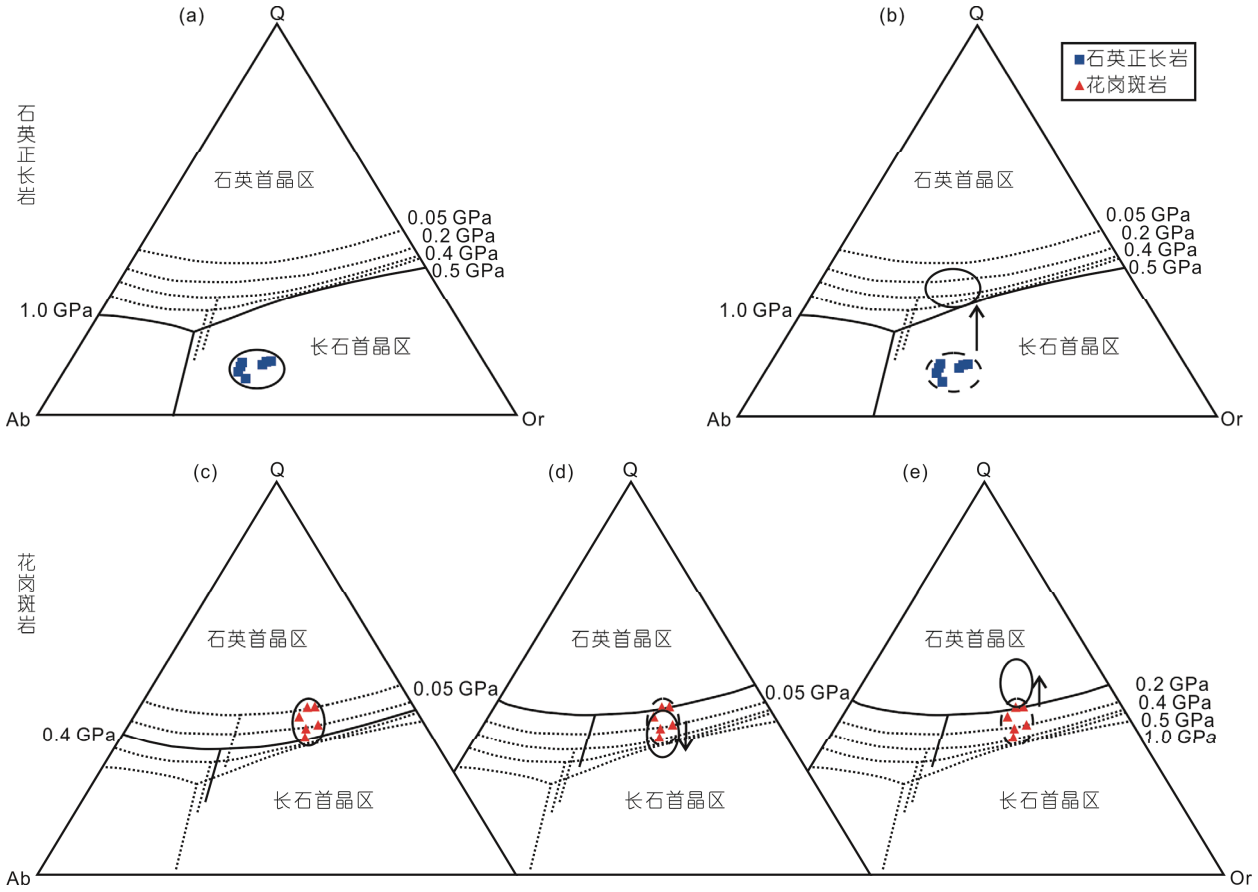


图 8　沙坪沟斑岩钼矿床石英正长岩和花岗斑岩 Q-Ab-Or-H_2O 四元相图

(a) 石英正长岩长石结晶阶段; (b) 石英正长岩α相石英与长石同时结晶阶段; (c) 花岗斑岩斑晶β相石英结晶阶段; (d) 花岗斑岩斑晶β相石英与长石同时结晶阶段; (e) 花岗斑岩基质结晶阶段. 底图据邓晋福(1987), CIPW 标准矿物计算的原始岩石化学数据引自王萍(2013)

物理化学条件的改变会发生一系列的改造(如熔蚀、体积变化和相变多晶化等), 其中, 随着温度和压力条件的变化, β相石英会进入α相石英的稳定区 转变为假β相石英. 两种相态的石英存在体积差, 而这种相变体积差会导致整个花岗斑岩体的体积发生变化(周文戈等, 2002), 进而使整个斑岩体和斑岩体顶部围岩石英正长岩和花岗岩广泛发育裂隙, 而这些裂隙可为后来成矿热液运移提供通道, 或为矿质富集沉淀提供场所, 使得斑岩型矿床以矿化斑岩体为中心发育全面的围岩蚀变和网脉状-浸染状矿化. 因此, 斑岩型矿床与成矿有关斑岩体中斑晶β相石英的相变可能是成矿有利条件之一. 假β相石英斑晶在斑岩矿床中的发育并非只有沙坪沟斑岩钼矿床这一个例, 黄凡等(2009)对河南东沟斑岩钼矿床的研究中也发现东沟斑岩体存在假β相石英斑晶. 秦克章等(2014)发表的西藏驱龙斑岩铜钼矿床岩相学照片也显示与成矿有关的几种斑岩体中均存在假β相石英斑晶. 作者对陕西金堆城斑岩钼矿床和安徽铜陵冬瓜山深部斑岩铜金矿床的观察中均发现有假β相石英斑晶的存在. 由此可见, 假β相石英斑晶在斑岩型矿床与成矿有关斑岩体中是普遍存在的, 代表着与成矿有关斑岩体和斑岩型矿床本身具有相似的、联系的减压作用机制, 而且假β相石英斑晶是寻找斑岩型矿床的找矿标志之一.

斑岩型矿床与成矿有关的斑岩体中常见的假β相石英斑晶以及附近经常发育的隐爆角砾岩筒均指示, 在其成岩过程中产生过压力的骤然降低过程, 并且这种减压作用还可能延续至成岩之后的成矿进程中, 斑岩型矿床中流体包裹体研究中常见的流体沸腾或不混溶现象(Cox等, 2001; Wilkinson等, 2001; Hage-

mann和Luders, 2003; Yang等, 2013; Zhong等, 2014), 就是减压作用的极好标志. 于文等(2012)研究也指出, 沙坪沟斑岩钼矿床具有沸腾特征的流体包裹体组合, 并与钼等矿质的沉淀有密切的成因联系. 斑岩型矿床成岩成矿过程中由于压力的骤减所导致的岩浆快速上升和底侵作用可以有效的促使岩浆-热液流体的萃取和运移(Sillitoe等, 1998; Cooke和Hollings, 2005; Masterman等, 2005).

斑岩型矿床成岩成矿过程中的减压作用与其所处的构造背景存在一定的耦合关系, 而对于减压作用的动力学背景, 目前还存在多种解释, 可能是地壳快速减薄或者是张性深大断裂的活化所引起等. Solomon(1990)、Sillitoe(1997)、Richards(2003)、Cooke和Hollings(2005)研究指出, 斑岩型矿床的成岩成矿作用通常处于岩石圈减薄或大规模拆沉等构造背景之下. Audétat等(2011)根据斑岩型矿床斑岩体的石英斑晶中钼饱和熔体包裹体的研究表明, 斑岩钼矿床的成岩作用与大陆裂谷玄武岩-流纹岩有密切的关系. 王勇生等(2014)研究认为, 早白垩世北大别带的隆升机制主要为大陆伸展作用. 而在其毗邻的北淮阳带可能也处于相似的构造体制中. 因此, 斑岩型矿床成岩成矿过程中的减压作用反映伸展或由挤压向伸展转化的动力学构造背景.

6　结论

沙坪沟斑岩钼矿床第二期石英正长岩和花岗斑岩中的石英具有不同的相态. 石英正长岩中发育α相石英, 花岗斑岩中的石英斑晶为假β相石英. 结合酸性岩石的Q-Ab-Or-H_2O四元相图, 可以确定从石英正长岩到花岗斑岩的结晶过程明显是一个减压过程: 石英正长岩(>0.7GPa)→花岗斑岩β相石英斑晶(>0.4GPa, <0.7GPa)→花岗斑岩基质α相石英(<0.05GPa). 花岗斑岩体中β相石英相变为α相石英(假β相石英)过程中产生的体积差可能导致花岗斑岩体及其顶部围岩广泛发育裂隙, 进而有利于矿化.

斑岩型矿床成岩过程中的减压机制可能延续到成矿过程中, 这种减压机制所对应的构造背景为伸展作用或由挤压向伸展转化的地球动力学背景, 既可导致岩浆快速上升和底侵以有效促进岩浆-热液流体的萃取和运移, 又可导致成矿流体发生沸腾或不混溶作用使原本稳定存在于超临界流体中的金属络合物失稳沉淀并成矿.

致谢　感谢安徽省地质矿产勘查局313地质队王波华总工程师、张怀东高级工程师、王萍、李先初和李涛工程师、河南省地质调查院刘啟能工程师在野外工作中的帮助, 感谢合肥工业大学LA-ICP-MS实验室李全忠副研究员在实验过程的指导, 感谢合肥工业大学王道轩教授和周跃飞副教授对本文的指导和傅仲阳博士对本文图件的处理. 感谢审稿专家对稿件提出的建设性修改意见.

参考文献

常丽华, 陈曼云, 金巍, 李世超, 于介江. 2006. 透明矿物薄片鉴定手册. 北京: 地质出版社. 258

陈红瑾, 陈衍景, 张静, 陈秀忠, 张怀东. 2013. 安徽省金寨县沙坪沟钼矿含矿岩体锆石U-Pb年龄和Hf同位素特征及其地质意义. 岩石学报, 29: 133–145

邓晋福. 1987. 岩石相平衡与岩石成因. 武汉: 武汉地质学院出版社. 98

郭波, 朱赖民, 李犇, 许江, 王建其, 弓虎军. 2009. 矿床地质东秦岭金堆城大型斑岩钼矿床同位素及元素地球化学研究. 矿床地质, 28: 265–281

黄凡, 罗照华, 卢欣祥, 高飞, 陈必河, 杨宗锋, 潘颖, 李德东. 2009. 矿床地质东沟含钼斑岩由太山庙岩基派生? 矿床地质, 28: 569–584

黄凡, 王登红, 陆三明, 陈毓川, 王波华, 李超. 2011. 安徽省金寨县沙坪沟钼矿辉钼矿Re-Os年龄——兼论东秦岭-大别山中生代钼成矿作用期次划分. 矿床地质, 30: 1039–1057

李胜荣, 许虹, 申俊峰, 李国武. 2008. 结晶学与矿物学. 北京: 地质出版社. 187–190

孟祥金, 徐文艺, 吕庆田, 屈文俊, 李先初, 史东方, 文春华. 2012. 安徽沙坪沟斑岩钼矿锆石U-Pb和辉钼矿Re-Os年龄. 地质学报, 86: 486–493

秦克章, 夏代祥, 李光明, 肖波, 多吉, 蒋光武, 赵俊兴. 2014. 西藏驱龙斑岩型-夕卡岩铜钼矿床. 北京: 科学出版社. 69–74

任志, 周涛发, 袁峰, 张达玉, 范裕, 范羽. 2014. 安徽沙坪沟钼矿区中酸性侵入岩期次研究——年代学及岩石化学约束. 岩石学报, 30: 1097–1116

王萍. 2013. 安徽金寨沙坪沟钼矿区岩浆岩特征及成因. 硕士学位论文. 合肥: 合肥工业大学. 87

王勇生, 王海峰, 盛勇, 向必伟. 2014. 大别造山带早白垩世抬升演化研究——来自岩体侵位深度的证据. 中国科学: 地球科学, 44: 200–212

王玉贤. 2006. 安徽省金寨县银沙盖井爆发角砾岩筒成矿特征. 安徽地质, 16: 180–184

魏庆国, 高昕宇, 赵太平, 陈伟, 杨岳衡. 2010. 大别北麓汤家坪花岗斑岩锆石LA-ICPMS U-Pb定年和岩石地球化学特征及其对岩石成因的制约. 岩石学报, 26: 1551–1562

徐晓春, 楼金伟, 陆三明, 谢巧勤, 褚平利, 尹滔. 2009. 安徽金寨银山钼-铅-锌多金属矿床Re-Os和有关岩浆岩^{40}Ar-^{39}Ar年龄测

定. 矿床地质, 28: 14–22
杨晓勇, 卢欣祥, 杜小伟, 李文明, 张正伟, 屈文俊. 2010. 河南南沟钼矿矿床地球化学研究兼论东秦岭钼矿床成岩成矿动力学. 地质学报, 84: 1049–1079
杨泽强. 2009. 北大别山商城汤家坪富钼花岗斑岩体地球化学特征及构造环境. 地质论评, 55: 745–752
于文, 倪培, 王国光, 商力, 江来利, 王波华, 张怀东. 2012. 安徽金寨县沙坪沟斑岩钼矿床成矿流体演化特征. 南京大学学报(自然科学版), 48: 240–255
张红, 孙卫东, 杨晓勇, 梁华英, 王波华, 王瑞龙, 王玉贤. 2011. 大别造山带沙坪沟特大型斑岩钼矿床年代学及成矿机理研究. 地质学报, 85: 2039–2059
张怀东, 王根节, 王波华, 郝越进, 项斌, 彭海辉. 2010a. 沙坪沟斑岩型钼矿含矿岩体及其蚀变特征. 安徽地质, 20: 260–266
张怀东, 史东方, 郝越进, 王波华. 2010b. 安徽省金寨县沙坪沟斑岩型钼矿成矿地质特征. 安徽地质, 20: 104–108
张怀东, 王波华, 郝越进, 程松, 项斌. 2012. 安徽沙坪沟斑岩型钼矿床地质特征及综合找矿信息. 矿床地质, 31: 41–51
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. 矿物学报, 27: 272–278
赵珊茸, 边秋娟, 凌其聪. 2004. 结晶学及矿物学. 北京: 高等教育出版社. 297–303
赵振华. 2010. 副矿物微量元素地球化学特征在成岩成矿作用研究中的应用. 地学前缘, 17: 267–286
周文戈, 谢鸿森, 赵志丹, 周辉, 郭捷. 2002. α-β石英相变的应变参数计算及其地质意义. 高压物理学报, 16: 241–248
Audétat A, Dolejs D, Lowenstern B J. 2011. Molybdenite saturation in silicic magmas: Occurrence and petrological implications. J Petrol, 52: 891–904
Boynton W V. 1984. Cosmochemistry of the rare-earth elements: Meteorite studies. In: Rare-Earth Element Geochemistry II. Amsterdam: Elsevier. 63–114
Cooke R D, Hollings P. 2005. Giant porphyry deposits: Characteristics, distribution, and tectonic controls. Econ Geol, 100: 801–818
Cox S F, Knackstedt M A, Braun J. 2001. Principles of structural control on permeability and fluid hydrothermal system. Soc Econ Geol Rev, 14: 1–24
Ernst W. 2005. Alpine and Pacific styles of Phanerozoic mountain building: Subduction-zone petrogenesis of continental crust. Terra Nova, 17: 115–134
Götze J, Mockel R. 2012. Quartz: Deposits, Mineralogy and Analytics. Berlin: Springer-Verlag. 360
Götze J. 2009. Chemistry, textures and physical properties of quartz-geological interpretation and technical application. Mineral Mag, 73: 645–671
Hagemann S G, Luders V. 2003. *P-T-X* conditions of hydrothermal fluid and precipitation mechanism of stibnite-gold mineralization at the Wiluna lode-gold deposits, Western Australia: Conventional and infrared microthermometric constraints. Miner Deposita, 38: 936–952
Li C Y, Wang F Y, Hao X L, Ding X, Zhang H, Ling M X, Zhou J B, Li Y L, Fan W, Sun W D. 2012. Formation of the world's largest molybdenum metallogenic belt: A plate-tectonic perspective on the Qinling molybdenum deposits. Int Geol Rev, 54: 1093–1112
Masterman G, Cooke D R, Berry R. 2005. Fluid chemistry, structural setting, and emplacement history of the Rosario Cu-Mo porphyry and Cu-Ag-Au epithermal veins, Collahuasi district, northern Chile. Econ Geol, 100: 835–862
Richards J P. 2003. Tectono-magmatic precursors for porphyry Cu-(Mo-Au) deposit formation. Econ Geol, 98: 1515–1533
Sillitoe R H. 1972. A plate tectonic model for the origin of porphyry copper deposits. Econ Geol, 67: 187–197
Sillitoe R H. 1997. Characteristics and controls of the largest porphyry copper-gold and epithermal gold deposits in the circum-Pacific region. Aust J Earth Sci, 44: 373–388
Sillitoe R H. 1998. Major regional factors favoring large size, high hypogene grade, elevated gold content and supergene oxidation and enrichment of porphyry copper deposits. In Porter T M, ed. Porphyry and hydrothermal copper and gold deposits: A Global Perspective, Perth. Conference Proceedings: Glenside, South Australia, Australian Mineral Foundation. 21–34
Solomon M. 1990. Subduction, arc reversal, and the origin of porphyry copper-gold deposits in island arcs. Geology, 18: 630–633
Sun S S, McDonough W F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes. In: Saunders A D, Norry M J, eds. Magmatism in Ocean Basins. Geol Soc Lond Spec Publ, 42: 313–345
Wang G G, Ni P, Yu W, Chen H, Jiang L L, Wang B H, Zhang H D, Li P F. 2014. Petrogenesis of Early Cretaceous post-collisional granitoids at Shapinggou, Dabie Orogen: Implications for crustal architecture and porphyry Mo mineralization. Lithos, 184: 393–415
Watson F B, Wark D A, Thomas J B. 2006. Crystallization thermometers for zircon and rutile. Contrib Mineral Petrol, 151: 413–433
Wilkinson J J. 2001. Fluid inclusions in hydrothermal ore deposits. Lithos, 55: 229–272
Xu X C, Lou J W, Xie Q Q, Xiao Q X, Liang J F, Lu S M. 2011. Geochronology and tectonic setting of Pb-Zn-Mo deposits and related igneous rocks in the Yinshan region, Jinzhai, Anhui province, China. Ore Geol Rev, 43: 132–141
Yang Y, Chen Y J, Zhang J, Zhang C. 2013. Ore geology, fluid inclusions and four-stage hydrothermal mineralization of the Shangfanggou giant Mo-Fe deposit in Eastern Qinling, central China. Ore Geol Rev, 55: 146–161
Zhang H, Li C Y, Yang X Y, Sun Y L, Deng J H, Liang H Y, Wang R L, Wang B H, Wang Y X, Sun W D. 2014. Shapinggou: The largest Climax-type porphyry Mo deposit in China. Int Geol Rev, 56: 313–331
Zhong J, Chen Y J, Franco Pirajno, Chen J, Li J, Qi J P, Li N. 2014. Geology, geochronology, fluid inclusion and H-O isotope geochemistry of the Luoboling Porphyry Cu-Mo deposit, Zijinshan Orefield, Fujian Province, China. Ore Geol Rev, 57: 61–77