

成矿侵入体的岩石学标志^{*}

罗照华¹ 卢欣祥² 许俊玉³ 刘翠¹ 李德东¹

LUO ZhaoHua¹, LU XinXiang², XU JunYu³, LIU Cui¹ and LI DeDong¹

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. 河南省国土资源科学研究院, 郑州 450053

3. 国家地质实验测试中心, 北京 100037

1. *State Key Laboratory of Geological Processes and Mineral Resources, China University of Geosciences, Beijing 100083, China*

2. *Scientific Academy of Land and Resources of Henan, Zhengzhou 450003, China*

3. *National Research Center for Geoanalysis, Beijing 100037, China*

2010-04-01 收稿, 2010-06-01 改回.

Luo ZH, Lu XX, Xu JY, Liu C and Li DD. 2010. Petrographic indicators of the ore-bearing intrusions. *Acta Petrologica Sinica*, 26(8):2247–2254

Abstract One of the key questions attracted attention in the resource exploring field is the potential from an intrusion to produce metals. Hence determining the macroscopic indicators of ore-bearing intrusion and providing its theoretical interpretations are of the important responsibilities of scientific studies. However, due to the traditional petrology is mainly concerned with formation and evolution of the dry or H₂O-unsaturated systems, but generation of the endogenic mineral deposits is mainly relative to the fluids, the obtained progresses in petrology often can not satisfy exploration geologists. This paper, based on the theory of metallogenesis by transmagmaic fluids, aims at analyzing the features of melt-fluid interaction and their potential effects on ore-forming processes. It is suggested that the rock-forming processes involving huge fluid are obviously different to the generally recognized magmatic processes, and they should leave distinct petrographic signals. Adding or reducing fluid induces density and viscosity of the magma to be changed obviously and modify the solidus temperature and liquidus phase relation and the eutectic composition. Therefore, the textures and structures of intrusive rocks reflect the degree of fluids involved in the rock-forming processes, and can be used as indicators for ore-forming potentials of an intrusion. Separation of the fluids from a melt increases the melt viscosity up to orders of magnitude and solidus temperature and induces to rapid consolidation. Subsequently, portions of the metal-bearing fluids must be trapped into and between the crystal grains, and eutectic and /or poikilitic texture and disseminated structure should be formed. These texture and structure, therefore, indicate which intrusion is the conduit for the ore-bearing fluids. The rheology of poly-crystal magma and the poly-phenocryst porphyritic texture, which broadly occur in many orthomagmatic ore deposits, are of irreconcilable contradicting features in terms of linear system. However, it can be attributed to the unexpected fluxing of the ore-bearing fluid flow into the barren magma. Accordingly, the poly-phenocryst porphyritic texture is a reliable indicator showing preservation of the most of ore-forming metals in the magma body without significant escape. In addition, several other supplementary indicators, which can be used to integratively evaluate the ore-producing potential of an intrusion, are suggested in this contribution. Finally, the authors have concluded that the ore-forming processes involving huge fluids are non-linear and produce series of specific fabrics with important signification for evaluation of mineralization.

Key words Petrography; Prospecting indicator; Transmagmaic fluid; Non-linear process; High-level intrusion

摘 要 侵入体的含矿性是资源勘查领域最为关注的问题之一。确定含矿性的宏观标志并为其提供理论基础因而是科学研究的重要任务。但是,传统岩石学研究主要关注含少量水体或干体系的形成与演化,内生金属成矿作用却主要与流体有

* 本文受中俄合作基金项目(40911120079, RFBR-GFEN08-05-92224)、国家科技支撑计划重点项目(2006BAB07B08)、中国地质调查局地质调查工作项目(1212010911028)和河南省地质矿产重大科技攻关计划项目(26417)联合资助。

第一作者简介: 罗照华, 1956年生, 教授, 博士生导师, 矿物岩石矿床学专业, E-mail: luozh@cugb.edu.cn

关,所取得的岩石学认识常常不适应矿区的地质实际。本文基于透岩浆流体成矿理论分析了熔浆-流体相互作用的性质及其对成矿作用的可能影响,指出在大量流体参与的情况下,成岩过程将具有明显不同的特征,并留下显著的岩石学标志。流体的增减可以导致岩浆密度和黏度的巨大变化,也导致熔浆固相线温度和首晶区矿物相类型和共结成分的变化,因而侵入岩结构构造特征可反映流体参与成岩过程的程度,并指示侵入体的成矿潜力。熔浆与流体的分离导致岩浆黏度增加和快速固结,达到临界值后必然关闭部分含矿流体于颗粒之间和内部,因而含有造矿矿物的共结结构和浸染状构造确定性地指示了含矿流体通道的位置。多晶体岩浆的流变学特征与多斑斑状结构在矿区的广泛出现是一对线性系统中不可调和的矛盾,可以用含矿流体的突然大规模注入来解释。据此,可以认为多斑斑状是大部分成矿金属仍保留在侵入体内的可靠标志。此外,文章还提供了另外几个辅助性标志,可用于综合分析侵入体的含矿潜力。最后,作者得出结论,大量流体参与的成岩过程是一种非线性过程,可以产生一系列特殊的结构构造,对成矿作用具有重要的指示意义。

关键词 岩石学;找矿标志;透岩浆流体;非线性过程;高位侵入体

中图法分类号 P611

1 引言

岩浆相关矿床的资源勘查中经常涉及到一个关键性的问题:成矿作用与矿区内哪一个火成岩单元有关?传统岩浆热液成矿理论不能有效解决这个问题,因而出现了许多似是而非的认识,将成矿作用与非致矿侵入体联系在一起。

正如於崇文(1998)指出的那样:成矿系统是一种时-空延展的“复杂动力学系统”,而成矿作用则是一种“非线性动力学过程”。复杂性的内在原因是系统对外部环境的非线性响应。与理想系统不同,复杂系统的组元(子系统)具有不可忽视的强相互作用,能显示出合作或相变的行为,通过合作或相变,系统会获得相变前没有的新结构或功能(柴立和和马德刚,2003)。换句话说,成矿系统的行为可能因子系统的强相互作用而发生奇异性变化,其特点是具有自组织临界性、自相似性和各向异性等非线性特征(成秋明,2008)。因此,成矿系统的研究应当采用还原论与整体论相结合的方法(於崇文,1998),用还原论研究系统演化中具体的线性过程,用整体论把握系统演化的整体格局。如果将持续时间较短的地球物质运动定义为事件,持续时间较长的定义为过程,则地质事件是非线性的、随机性的,是成矿系统对瞬时性外部能量输入的强烈响应;而过程则是线性的、确定性的,是系统长期消耗输入能量的表现。因此,成矿系统的演化历史由一系列事件和过程组成,演化进程的启动取决于上一级地球动力学过程,导致成矿系统具有稳定的时-空结构。但是,何时何地成矿、成什么矿的问题仍是不可预测的。然而,我们研究的是发生在过去地质时代的成矿事件,实际上并不是真正的预测,而是对残缺不全的地质记录作出符合客观实际的解释,再造复杂系统的演化历史。因此,正确理解关键地质证据的科学涵义是我们面临的首要任务。

透岩浆流体成矿理论将熔浆和流体作为成矿系统中决定成矿作用现实性的两个独立子系统,换句话说,熔浆-流体相互作用决定了整个成矿系统的行为。这种思想反映了复杂性科学的基本原理,即通过熔浆与流体两个子系统的强相互作用“涌现”了系统原来所没有的性质。根据这个模型,含

矿流体需要岩浆可比作钻孔冷却用水需要泥浆,以防止含矿流体因地壳浅部构造裂隙太发育而流失;岩浆需要流体,好似泥石流的产生需要大量水,以保证岩浆的快速运移,防止成矿金属在输运过程中因平衡而丢失;而混沌边缘成矿作用则类似于浮选槽中的选矿过程,“反浮选”时成矿物质被圈闭在岩浆体内形成正岩浆矿床,“正浮选”时成矿物质被携出岩浆体外,形成接触带矿床、远程热液矿床和火山热液矿床(罗照华等,2008)。

透岩浆流体成矿理论可以更好地解释岩浆相关矿床的成因,特别是“小岩体成大矿”(汤中立和李小虎,2006)的矿质来源问题。然而,成矿理论决不仅仅是为了解释已经发现的矿床,而应该具有更强的预测能力,成为更有效地发现新矿床的理论工具(刘亮明,2007)。因此,如果透岩浆流体成矿理论是正确的,应当可以演绎出相关的找矿标志。本文的目的就是试图基于透岩浆流体成矿理论导出某些有益的启示。

2 熔浆-流体相互作用的基本约束

高温熔浆、流体和气体冷却时会自发地发生结构重组,导致固相、液相或气相的分离(Thompson *et al.*, 2007)。由于熔浆中挥发分的溶解度随压力下降而减小,这种分离也可以由于岩浆侵位而发生,结果形成物理性质和化学性质具有明显不同的几个组成部分。这将导致不同相之间的相互作用。特别是水流体发生汽化时,气体的高度活动性可导致挥发分快速逸出,并使在气相中溶解度较低的成矿组分圈闭在岩浆体内。因此,熔浆-流体相互作用具有重要的成矿意义。

挥发分逸出熔浆的最有效方式是冒泡(bubbling)。实验表明,当过饱和压力达到0.1~0.3 GPa时,碱性玄武质熔浆中就可以产生CO₂气泡,流纹质和英安质熔浆中H₂O和H₂O+CO₂气泡成核的过饱和压力范围与此类似(Lensky *et al.*, 2006)。气泡的生长至少与三种动力学过程有关:岩浆减压速率、气泡周围粘滞性熔浆的变形和挥发分通过扩散进入气泡(Lensky *et al.*, 2004)。气泡由于密度远小于熔浆而获得上升的浮力,单个气泡向上运动的速度 $V(t)$ 可以表示

为:

$$V(t) = \frac{dz}{dt} = \frac{a^2 g \Delta \rho}{18 \eta} \quad (1)$$

式中 t 为气泡上升的时间(s), z 为 t 时间内气泡上升的距离(cm), a 为气泡直径(cm), g 为重力加速度($980 \text{ cm} \cdot \text{s}^{-2}$), $\Delta \rho$ 为液体和气体密度差($\text{g} \cdot \text{cm}^{-3}$), η 为熔浆的黏度($\text{poise} \cdot \text{s}$) (Vergnolle, 1996)。由(1)式可见,气泡的上升能力与其直径成正比,与熔浆的黏度成反比。业已证明,硅酸盐熔浆的黏度与挥发分含量成反比(Zhang *et al.*, 2003; Giordano *et al.*, 2008)。在不连续排气作用的情况下,后续的气泡到达已排气的熔浆层(黏度增加)时上升将会被阻止,直到气泡聚集到可以冲破上覆熔浆层为止。

夏威夷火山喷发的观察可以证明这一点。岩浆排气作用导致的火喷泉(fire fountain)出现在一次火山喷发的前四分之一时间段内,然后是熔岩溢流(Vergnolle, 1996)。如果气泡的浮力不能克服上覆岩浆层的阻力,它们将聚集在粘滞层之下形成一个富含挥发分的泡沫层。由于成矿元素主要富集在挥发分中,该泡沫层将比相邻的熔浆层更具有成矿潜力。这种现象可以用来解释含矿斑岩中的矿体分带,如新疆包古图铜矿(庄道泽等, 2007)。

实验和实际观察表明,流体中成矿金属的溶解度随着温度和压力的升高而增加(Loucks and Mavrogenes, 1999; 朱永峰和安芳, 2010),且成矿金属主要是以络合物的形式输运(朱永峰等, 1995; Zhu *et al.*, 1996; Veksler, 2004)。这表明,快速上升的熔浆-流体流具有更大的成矿潜力。同时,含矿流体必须进入有效的圈闭空间,使排气作用的速率远小于去络合作用的速率,成矿作用才可能有效发生(罗照华等, 2009a)。

此外,根据透岩浆流体成矿理论,含矿流体有可能来自不同的流体库(罗照华等, 2009a)。外来流体的注入必然导致熔浆与流体的不平衡。结果,来自不同源区的熔浆和流体可能相互作用,导致同岩浆交代作用(罗照华等, 2009a; 黄凡等, 2009)。流体的增加或减少也会强烈影响岩浆的固相线温度,导致晶体成核和生长习性的改变,进而影响火成岩的结构构造。

据此,熔浆-流体相互作用应当可以导致透岩浆流体成矿系统在物理学和化学两个方面的变化,可能在最终产物中保留某些记录。

3 共结结构和浸染状构造

基于透岩浆流体成矿作用的理论模型,岩浆体被看作是含矿流体的通道而不是母体(罗照华等, 2009a),因而确定通道的位置是找矿预测的首要任务。

众所周知,岩浆的结晶始于温度下降到达液相线位置,结晶作用涉及到两个紧密相关的过程:晶体成核和生长。在这个位置上,过饱和的矿物首先晶出。根据过饱和-成核-耗

损循环机制,晶体的生长要求通过扩散(依赖于化学位)、渗滤(依赖于压力梯度)或对流(依赖于晶核与介质的相对运动)来实现组分的传输。这些过程均与岩浆的黏度密切相关,因而也与岩浆的温度和挥发分含量密切相关。学者们通常用过冷度来表征晶体的成核速率和生长速率,并利用两个速率的相对大小来解释火成岩结构的成因。在过冷度较小的情况下,晶体生长速率大于成核速率,有利于形成较粗大的晶体。反之,晶出的晶体颗粒较小。因此,岩石结构可以反映岩浆结晶作用的热力学条件,或者说岩浆冷却速率。通常认为,岩浆冷却速率取决于岩浆与围岩的温度差,后者随岩浆侵位深度和结晶作用持续时间的增加而减小,因而岩石结构也可以反映岩浆侵位的深度和结晶作用的持续时间。这两个参数均与岩浆体的规模有关,大体积的岩浆侵位涉及到空间问题,侵位深度较大;大体积的岩浆体也具有较大的热容量,可以延长岩浆的结晶时间。基于这一点,通常认为深位火成岩(如花岗质岩基)具有较粗粒结构,浅位火成岩具有较细粒结构(如火山岩和脉岩)。

对于含有较多流体的系统来说,由于流体的增加可降低体系的固相线温度,从而延长结晶时间;反之,流体的减少则会升高体系的固相线温度,缩短结晶时间。据此,地幔岩中经常可见玻璃(戎嘉树和杜乐天, 1995; Zhu *et al.*, 2008),不能像火山岩那样解释为淬冷的结果,更可能是深部流体突然逃逸的产物。在岩浆结晶过程中,流体的逃逸暗示了残余熔浆的黏度和固相线温度的增加。由(1)式可见,这将会导致流体越来越难于逸出岩浆体。许多火成岩中都可见富含挥发分的囊体,是这种解释的有力证据。因此,含矿流体有可能被圈闭在造岩矿物颗粒之间,形成共结结构和浸染状构造。如果这种推导是正确的,可以说共结结构和浸染状构造是确定含矿流体通道的可靠岩石学标志,不管火成岩中是否产出有矿体。

需要注意的是,如果圈闭含矿流体的晶体是同一种矿物,它们可能在继续生长过程中联合形成一个较大的晶体,因而共结结构转变为嵌晶状结构(Hersum and Marsh, 2007)。这种嵌晶状结构与岩石学中通常认为的有所不同,矿石矿物未必是先结晶的。在这种情况下,造岩矿物对含矿流体的圈闭速率更快,因为同种矿物的结晶温度相同。这可以导致多相流体包裹体的产生。

结果,金属矿物散布于造岩矿物颗粒之间或内部。因此可以认为,含金属矿物的共结结构和浸染状构造是正岩浆矿床所特有的结构构造(图1)。对于这类矿床来说,矿体位于侵入体内部,很容易确定流体通道的位置,上述分析未必是必须的。但是,如果矿体未出露地表,上述分析就具有重要的意义。如果能够确认含矿流体通道的位置,就有可能进一步寻找成矿物质大规模堆积的物理化学边界层的位置。

一个典型实例是新疆喀拉通克1号岩体。

该岩体由上到下依次为闪长岩相、黑云母角闪苏长岩相、黑云母角闪橄榄苏长岩相,在岩体外壳包有一层辉长辉

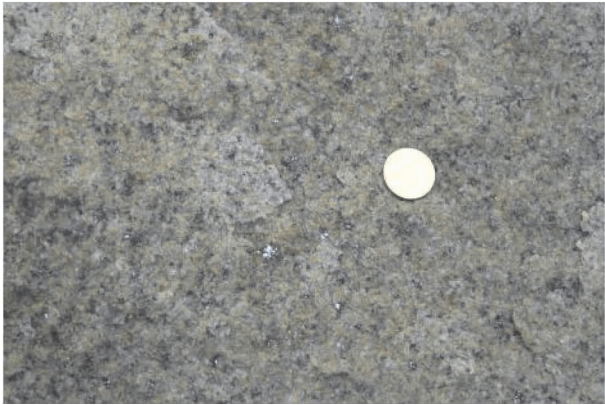


图1 河南栾川南泥湖钼矿的浸染状矿石

Fig. 1 Photography of the disseminated ore from the Nannihu Mo-deposit, Luanchuan County, Henan Province

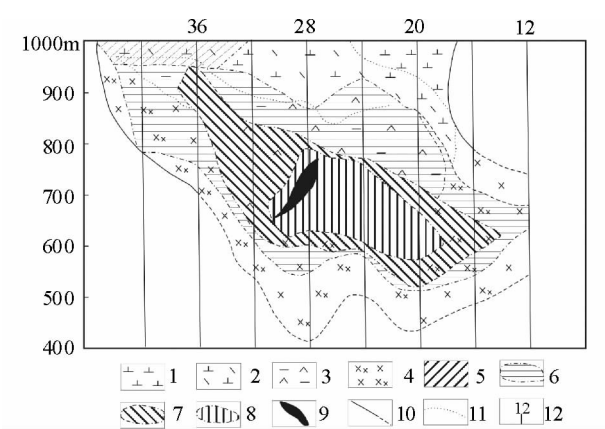


图2 富蕴县喀拉通克1号矿床纵剖面图(据何国琦等, 1994)

1-黑云母闪长岩相;2-黑云母角闪苏长岩相;3-黑云母角闪橄榄苏长岩相;4-黑云母角闪辉长辉绿岩相;5-氧化矿体;6-贫矿体;7-富铜贫镍矿体;8-特富矿体;9-富镍高铜矿体;10-岩体界线;11-岩相界线;12-勘探线及编号

Fig. 2 Cross-section of the I deposit in Kalatongke, Xinjiang (after He *et al.*, 1994)

1-Bi-diorite; 2-Bi-Hb-norite; 3-Bi-Hb-Ol-norite; 4-Bi-Hb-gabbro-diabase; 5-oxidized ore body; 6-poor ore body; 7-Cu-rich and Ni-poor ore body; 8-erratic high-grade ore body; 9-Ni- and Cu-rich ore body; 10-intrusion boundary; 11-boundary of petrographic phase; 12-line of exploration section and its number

绿岩相(何国琦等,1994)。矿体位于岩体的中下部,主要赋存在橄榄苏长岩、苏长岩相中,矿体形态、产状与岩体总体一致(图2)。原生硫化矿体由稀疏浸染状矿石、中等浸染状矿石、稠密浸染状矿石、致密块状矿石组成。以块状特富矿石为中心,依次向外为各种浸染状矿石,形成环带状分布。尽管该岩体具有明显的分离结晶作用证据,质量平衡计算表明岩浆本身不能满足全岩矿化的成矿物质数量要求,成矿作用

需要额外的物质来源(透岩浆流体)。值得指出的是,根据潘长云等(1994)发表的数据,11个样品的SiO₂含量变化于50.35%~54.90%之间,平均为52.50%,应属于角闪辉长岩而不是闪长岩。出现岩石学命名与化学命名相矛盾的原因是因为富含流体时钙质闪石的优先结晶(改变首晶区矿物类型),导致残余熔浆中相对富钠和硅(李玉文等,1995;罗照华等,2002)。因此,“闪长岩相”出露在上部可以作为挥发分向上富集的证据,而辉长辉绿岩相外壳则是岩浆体边部挥发分丢失的结果。但是,不管怎样认识其形成机制,成矿过程都与岩体紧密相关。这种认识是重要的,有可能用来判别其他“无矿”岩体的含矿性。

4 多斑斑状结构

斑状结构被定义为造岩矿物的粒径呈双峰式分布,明显分为两群:一群粒径较粗大,肉眼清晰可辨或可测量,称为斑晶;另一群肉眼难以辨认,为隐晶质或玻璃质,称为基质。隐晶质一词用来表述晶体颗粒极为细小,肉眼无法分辨出矿物颗粒,甚至在光学显微镜下也不能轻易分辨颗粒的边界,但有光性反应,其粒径上限为4μm(Gillespie and Styles, 1999)。多斑斑状结构虽缺乏严格的定义,但广泛出现在斑岩型矿床中。如新疆包古图铜矿(图3),闪长玢岩中含有大量(≥50%)斜长石斑晶(平均粒径达6mm),基质为隐晶质结构。这种结构至今没有得到合理的解释,更不清楚它是否对成矿作用具有指示意义。

如前所述,火成岩中晶体生长粒径是过冷度的函数,因而也是深度、岩浆体积和挥发分含量的函数。据此,斑状结构暗示岩浆经历了两个完全不同的结晶阶段,斑晶结晶时岩浆位于较深处和/或挥发分含量较多,基质结晶时岩浆位于较浅处和/或挥发分含量较少。可见,这种结构的成因解释



图3 新疆包古图铜矿的多斑斑状结构

Fig. 3 Poly-phenocryst porphyritic texture in the Baogutu copper deposit, Xinjiang

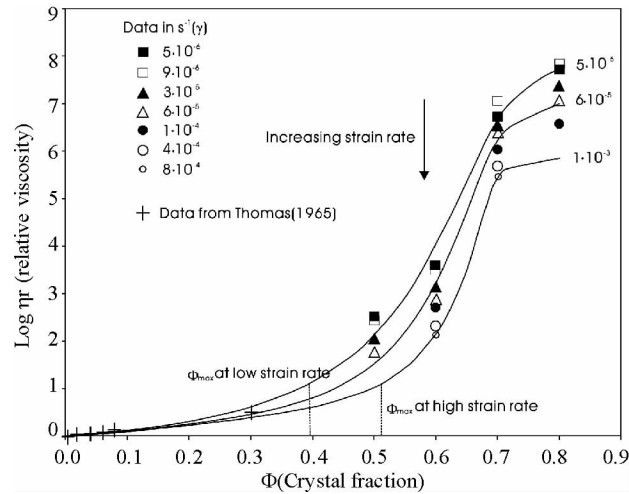


图4 相对黏度(η_r)与固体分数(Φ)的对数关系

$\eta_r = \eta_{app}/\eta_{melt}$, $\eta_{app} = \tau/\gamma$ 为视粘度, 其中 τ 为峰期剪切应力, γ 为相应的剪切速率; η_{melt} 为含有悬浮晶体的熔浆相的黏度

Fig. 4 Logarithmic values of relative viscosity (η_r) as a function of solid fraction (Φ)

$\eta_r = \eta_{app}/\eta_{melt}$, $\eta_{app} = \tau/\gamma$ is the apparent viscosity, where τ is the peak shear stress and γ is the corresponding shear rate; η_{melt} is the viscosity of suspending melt phase at a given temperature

不仅涉及到斑晶的生长,也涉及到基质矿物的生长。因此,多斑斑状结构可以解释为岩浆在深处或挥发分含量较高的环境中经历了较长时间结晶以后突然上升或失去挥发分。但是,考虑岩浆的流变学特征时,这种解释是不彻底的,因为没有阐明岩浆为什么会突然上升或失去挥发分,也没有阐明岩浆为什么能够突然上升或失去挥发分。

火山喷发的流变学研究结果(Caricchi *et al.*, 2007)有可能用来说明这个问题。Caricchi *et al.* (2007)通过实验,结合前人的研究结果确定了相对黏度与晶体分数之间的半经验参数方程(图4)。揭示出含悬浮晶体岩浆的流变学对应变的依赖关系,进而认为这种流变学特征可以显著影响火山通道内的动力学行为。如图4所示,岩浆中的晶体分数达到大约0.2时其相对黏度开始显著依赖于晶体分数的增长,约0.5时(图5a)相对黏度开始随晶体数量的增加而急剧增加。这意味着岩浆有可能会达到流变学锁定点(rheological lock-up point),即刚性孔隙介质,系统级的对流就会被阻止(Bachmann and Bergantz, 2006)。因此,岩浆的快速侵位必须重新活化,深部流体的快速注入可能是一种有效的途径。

如前所述,流体的注入可以有效降低岩浆的黏度和密度(图5b),这将大幅增加岩浆的浮力,促进岩浆的上升侵位。例如,对于流纹质熔浆,含水量从~3%增加到~8%时,其黏度可下降约4个数量级(Zhang *et al.*, 2003)。在视黏度保持不变的条件下,其相对黏度只有原来的万分之一(图4)。加之流体的注入将减小岩浆中的晶体分数(图5b),流体对岩浆流变学性质的影响是极其显著的。以河南汝阳东沟斑岩

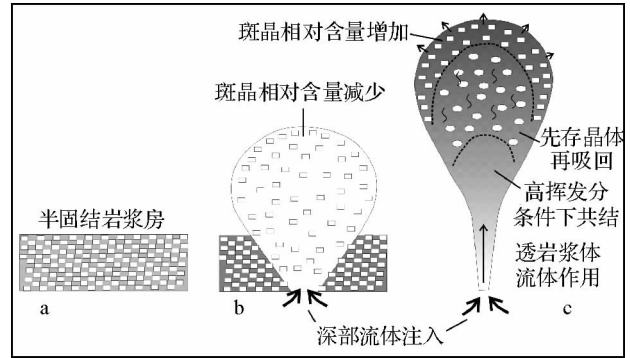


图5 多斑斑状结构的成因及找矿意义

熔浆部分的色调深浅表示黏度的相对大小。(a)-含有50vol. %晶体的板状岩浆房,岩浆接近于固相线温度;(b)-岩浆因含矿流体的注入而活化,且晶体分数减小;(c)-侵位后岩浆体的变化

Fig. 5 Cartoon pictures showing significance of the polyphenocryst porphyritic texture for recognizing ore-bearing intrusions

The different shade of melt presents its relative viscosity. (a)-A tabular chamber with 50vol. % crystals in magma, which has a near-solidus temperature; (b)-Since the ore-bearing fluid is injected, the magma activates and its crystal fraction is decreased; (c)-The textural variations of an emplaced magmatic body

钼矿为例,质量平衡计算表明注入流体的体积至少相当于现今斑岩体体积的三倍(黄凡等,2009)。这两种因素的联合将导致岩浆-流体流的产生,极大地有利于岩浆的快速上升。考虑到成矿金属的溶解度随深度增加,多斑斑状结构暗示斑岩体具有很大的成矿潜力(罗照华等,2009b)。

另一方面,流体的注入可以有效降低岩浆的固相线温度,岩浆从深部上升到浅部也会导致首晶区的变化,因而岩浆侵位以后原来在深部晶出的晶体将被吸回(resorption),吸回的程度与吸回速率和岩浆固结的时间尺度成正比。在岩浆体的边部,一方面由于快速冷却,另一方面由于流体可以快速逸出到围岩中,大部分晶体可以得到保留,仅有部分溶蚀(图5c)。同时,流体的散失不仅在围岩中造成成矿元素分散晕,是找矿预测的地球化学标志;而且体积缩小,斑晶矿物的相对数量与原始岩浆体相近,形成多斑斑状结构,是找矿预测的岩石学标志(图5c,上部)。往岩浆体内部,吸回作用的持续时间越来越长,残留的深部矿物会越来越少(图5c,中部),甚至完全消失(图5c,下部)。基于这样的推测,一个致矿且含矿的斑岩体从外向内应当依次出现多斑斑状结构、少斑斑状结构和共结结构(图5c)。如新疆包古图岩体,浅部和边部为花岗闪长斑岩,向内部和深部依次过渡为斑状花岗闪长岩和细粒花岗闪长岩以及中粒石英闪长岩(杨忠宝,2008)。

据此可以得出结论,如果说含有造矿矿物的共结结构和浸染状构造指示了致矿岩体(流体的通道),多斑斑状结构则指示成矿金属大部分被圈闭在岩浆体内,因而是有效的找矿

标志。这种推论与斑岩型矿床非常一致,多斑斑状结构是含矿斑岩的常见结构,但矿体产出部位的岩石往往具有似斑状结构或共结(等粒)结构。

5 火成岩内的同岩浆交代结构

术语同岩浆交代作用通常用于描述与岩浆活动同时发生的流体交代作用,因而被认为与岩浆阶段发生的交代作用同义。镁质矽卡岩被认为是同岩浆交代作用的典型产物,是透岩浆流体作用的关键证据(Зотов, 1989)。但是,大多数学者认为矽卡岩是流体从变冷的岩浆向围岩迁移过程中发生交代作用形成的热液蚀变岩,形成钙质矽卡岩还是镁质矽卡岩仅仅与围岩的成分有关。如前所述,流体的析出可能是减压排气作用(一次沸腾)和结晶排气作用(二次沸腾)的结果,很难识别这类交代作用是发生在岩浆阶段还是岩浆期后阶段。这大概也是科尔任斯基的透岩浆流体假说没有得到普遍承认的主要原因之一。

本文指出的同岩浆交代作用是发生在岩浆体内的、岩浆阶段发生的交代作用。河南汝阳东沟花岗斑岩含有强烈蚀变的斜长石斑晶,但基质斜长石却很新鲜(黄凡等,2009),斑晶斜长石的蚀变很难用传统的岩浆热液理论来解释。根据热力学基本原理,先晶出的矿物可以与残余熔浆发生反应形成反应边(如橄榄石形成斜方辉石反应边)、因首晶区的变化而被吸回(如石英斑晶的溶蚀结构)或形成低牌号的增生边(如斜长石的环带结构),但不会发生整体性的热液蚀变。如果是岩浆期后蚀变,首先遭受改造的应当是基质中的斜长石,因为其颗粒细小,表面能更大,更容易发生蚀变。另一方面,岩浆期后蚀变应当有一定的流体通道(裂隙),可以在手标本或显微镜下识别。因此,这种现象应当是岩浆固结过程中流体性质强烈改变的结果,即斑晶和基质斜长石结晶时的流体条件发生了巨大的变化。

具有蚀变核部和新鲜边部的斜长石斑晶(图6)是另一种同岩浆交代作用的证据,暗示岩浆固结过程中流体条件发生了改变。根据罗照华等(2009a),岩石圈-软流圈系统中可能同时存在多个位于不同深度水平上的含矿流体库,不同性质的含矿流体可能同时或先后进入岩浆体中。如果后续的含矿流体具有与此前进入岩浆中的流体明显不同的属性,就有可能导致已晶出的矿物发生蚀变。

因此,同岩浆交代结构也可以作为流体通道的证据之一,意味着岩浆活动期间有丰富的流体活动。这表明,岩浆系统是一个动态变化的多相不均匀系统,因而也是一个复杂系统,这是传统理论所不能解释的。

6 不平衡矿物组合

吉布斯相律($F = C - P + n$)是描述系统组分(C)、相(P)和外界约束条件(n)之间数量关系的普适性定律。通常外界

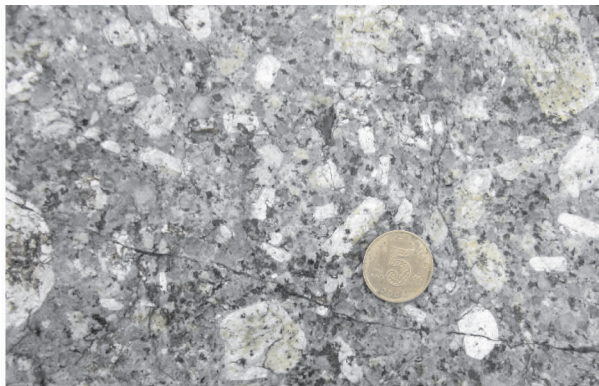


图6 湖南柿竹园的含矿花岗斑岩

Fig. 6 The ore-bearing granitic porphyry in the Shizhuyuan W-Sn-Bi deposit, Hunan Province

约束条件仅考虑为温度和压力,因而 $n = 2$,经典的吉布斯相律表述为 $F = C - P + 2$ 。自然界大部分岩石都稳定在一定的温度压力范围内,即体系的自由度(F)等于2,因而吉布斯相律可改写成 $C \geq P$,称为矿物相律。它表明平衡条件下系统中能够出现的相数小于或等于独立组分数,反之就是不平衡系统或非平衡系统。

大量观察表明,天然岩石中造岩矿物的数量是有限的,大致符合矿物相律。但是,不平衡却是绝对的,表明不平衡是自然系统中的普遍现象。例如,快速凝固结的火山岩和脉岩中常常具有复杂的锆石组成,含有大量不同时代的继承锆石(梁涛等,2010)。但是,缓慢固结的花岗质岩基中锆石的类型却比较单一。奇怪的是,继承锆石在高温的玄武质岩石中比在较低温的花岗质岩石中更容易保留。这可能说明了两个问题:(1)锆石的保留与岩浆活动的时间尺度有关,快速凝固的火山岩和脉岩不利于继承锆石的消弭;(2)继承锆石在岩浆中的消弭方式主要不是熔融而是溶解,因而与岩浆中流体的含量有关。例如,尽管普遍认为硅酸不饱和岩石中没有同岩浆锆石,玄武质岩石中锆石高精度测年结果却屡见不鲜(万渝生等,2004),甚至产出有锆石的高压巨晶(梁涛等,2007)。此外,硅酸更不饱和的地幔橄榄岩中也常见有锆石的报道,尽管被认为形成时间与地幔岩不一致。这表明,锆石的保存与结晶主要与流体的活动有关。在流体较丰富时(特别是流体中富含碱金属离子时)锆石容易被溶解,缺少流体时锆石结晶。据此,同岩浆锆石可能是与含水(或含挥发分)矿物同时结晶形成的(罗照华等,2006)。因而不管岩浆 SiO_2 是否过饱和,只要有含水(或含挥发分)矿物,都有可能产出同岩浆锆石。

对于致矿岩体来说,强烈的流体活动更容易导致不平衡矿物组合的发生。观察表明,流体在岩浆中的运动可能也是一种非线性过程,亦即某些部位具有优先吸引流体的功能。一旦这些部位产生了岩浆通道,大部分流体将沿着这些通道上升,而其他部位则是相对贫流体的。这种情况将会导致岩浆体中化学组成的强烈不均一性,因而总体出现复杂的矿物

组合和不均一的时-空结构。正因为如此,内生金属矿床中常常产有大量的金属和非金属矿物,矿物相律仅适用于很小的空间范围。

因此,可以认为不平衡矿物组合也是一种重要的流体通道标志。

7 斑杂状构造

斑杂状构造 (taxitic structure) 又称为不均一构造 (inhomogeneous structure), 系指岩石不同组成部分在结构构造、颜色和矿物组成上有较大的差异, 因而整个岩石是不均一的。导致斑杂状构造的因素可能很多, 本节主要讨论与分异作用有关的斑杂状构造。

流动分异作用是众所周知的一种岩浆过程, 造成不均一的晶体粒度分布 (CSD) 和含量分布 (CFD), 是晶体与残余熔浆相互分离的结果。这种过程不仅有明显的岩相学记录, 而且有明显的化学记录。例如, Nkono *et al.* (2006) 研究了罗马尼亚南喀尔巴阡地区的两个岩墙, 晶体粒度分布 (CSD)、磁化率各向异性 (AMS)、矿物化学和全岩地球化学均一致表明, 角闪石和黑云母显微斑晶的粒度和含量变化是岩浆运移过程中悬浮晶体机械分离的结果。这种机械分异导致了化学分异, 岩墙的中心为玄武安山岩, 而边部为安山岩, 因为中心聚集了较多的富钛角闪石、单斜辉石和斜长石 (Nkono *et al.*, 2006)。

流体存在的情况下, 这种机械分异会更显著。例如, Caroff *et al.* (2000) 研究了玄武岩流中的分离构造, 将其划分为气管、分离席和气泡聚集体三类, 认为是蒸气分异的结果。进而推测是由于岩浆高速上升喷发后持续水过饱和和导致了橄榄石伊丁石化和蒸气分异作用的同时发生。这样的解释也适用于含矿斑岩中的斑杂状构造。在透岩浆流体成矿理论的框架下, 熔浆-流体流的解耦必然导致大量的流体向上运移, 形成各种各样的分离构造。在河南尚古寺含钼斑岩中, 类似气管、分离席、气泡聚集体和伟晶岩席这样的分离构造十分常见。当排气速率小于含矿流体的去络合作用速率时, 成矿金属将保留在岩浆体内, 反之则被带出岩浆体 (罗照华等, 2008), 这可以根据分离构造中成矿金属含量的变化趋势来识别。如果分离构造中成矿金属的浓度向下增加, 暗示下面应当有矿体存在; 反之, 矿体可能已经被剥蚀。

8 结论

综上所述, 大量流体参与的成岩过程是一种非线性过程, 可以产生一系列特殊的结构构造。因此, 基于透岩浆流体成矿理论推导的岩石学标志有可能作为找矿预测的有效标志。共结结构、浸染状构造、同岩浆交代结构、不平衡矿物组合、斑杂状构造等岩石学特征都应当可以指示含矿流体通道的位置, 多斑斑状结构则是含矿流体依然被圈闭在岩浆体

内的标志, 可以用来指导斑岩型矿床的勘探。

References

- Bachmann O and Bergantz GW. 2006. Gas percolation in upper-crustal silicic crystal mushes as a mechanism for upward heat advection and rejuvenation of near-solidus magma bodies. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 149: 85 – 102
- Caricchi L, Burlini L, Ulmer P, Gerya T, Vassalli M and Papale P. 2007. Non-Newtonian rheology of crystal-bearing magmas and implications for magma ascent dynamics. *Earth and Planetary Science Letters*, 264: 402 – 419
- Caroff M, Maury RC, Cotton J and Clement. 2000. Segregation structures in vapor-differentiated basaltic flows. *Bull. Volcanol.*, 62: 171 – 187
- Chai LH and Ma DG. 2003. Thermodynamics theory of complex systems. *Chinese Journal of Nature*, 25 (5): 261 – 264 (in Chinese with English abstract)
- Cheng QM. 2008. Singularity of mineralization and multifractal distribution of mineral deposits. *Bulletin of Mineralogy, Petrology and Geochemistry*, 27 (3): 298 – 305 (in Chinese with English abstract)
- Gillespie MR and Styles MT. 1999. BGS Rock Classification Scheme. Volume 1: Classification of Igneous Rocks. 2nd Edition. British Geological Survey Research Report, RR 99 – 06
- Giordano D, Russell JK and Dingwell DB. 2008. Viscosity of magmatic liquids: A model. *Earth and Planetary Science Letters*, 271: 123 – 134
- He GQ, Li MS, Liu DQ, Tang YL and Zhou RH. 1994. Paleozoic Crustal Evolution and Mineralization in Xinjiang of China. Urumqi: Xinjiang People's Publishing House, 1 – 437 (in Chinese with English abstract)
- Hersum TG and Marsh BD. 2007. Igneous textures: On the kinetics behind the words. *Elements*, 3: 247 – 252
- Huang F, Luo ZH, Lu XX, Gao F, Chen BH, Yang ZF, Pan Y and Li DD. 2009. Was Donggou porphyry Mo deposit derived from Taishanmia batholith? *Mineral Deposits*, 28 (5): 89 – 87 (in Chinese with English abstract)
- Lensky NG, Navon O and Lyakhovsky V. 2004. Bubble growth during decompression of magma: Experimental and theoretical investigation. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 129: 7 – 22
- Lensky NG, Niebo RW, Holloway JR, Lyakhovsky V and Navon O. 2006. Bubble nucleation as a trigger for xenolith entrapment in mantle melts. *Earth and Planetary Science Letters*, 245: 278 – 288
- Li YW, Deng JF, Luo ZH, Cao ZP, Cao YQ and Luo F. 1995. Discovery of cumulus crystal bojiite and its significance in Sonid Zuoqi area, Inner Mongolia. *Geoscience*, 9 (2): 212 – 219 (in Chinese with English abstract)
- Liang T, Luo ZH, Ke S, Wei Y, Li DD, Huang JX and Huang F. 2007. SHRIMP zircon dating of the Tuyon volcanoes group, Xinjiang, and its geodynamic implications. *Acta Petrologica Sinica*, 23 (6): 1381 – 1391 (in Chinese with English abstract)
- Liang T, Luo ZH, Pan Y, Huang DF, Yang ZF and Li DD. 2010. U-Pb age spectrums of single zircon from basaltic rocks. *Earth Science Frontiers*, 17 (1): 24 – 48 (in Chinese with English abstract)
- Liu LM. 2007. Predictive capability of metallogenic theory and its facilitating approaches. *Earth Science Frontiers*, 14 (5): 82 – 91 (in Chinese with English abstract)
- Loucks RR and Mavrogenes JA. 1999. Gold solubility in supercritical hydrothermal brines measured in synthetic fluid inclusions. *Science*, 284: 2159 – 2163.
- Luo ZH, Ke S, Cao YQ, Deng JF and Cheng HW. 2002. Late Indosinian mantle-derived magmatism in the East Kunlun. *Geological Bulletin of China*, 21 (6): 292 – 297 (in Chinese with English abstract)
- Luo ZH, Mo XX, Wan YS, Li L and Wei Y. 2006. Geological implications

- of the youngest SHRIMP U-Pb age of the alkaline basalt in the Tibetan Plateau. *Acta Petrologica Sinica*, 22 (3): 578 – 584 (in Chinese with English abstract)
- Luo ZH, Lu XX, Guo SF, Sun J, Chen BH, Huang F and Yang ZF. 2008. Metallogenic systems of the transmagmatic fluids. *Acta Petrologica Sinica*, 24(12): 2669 – 2678 (in Chinese with English abstract)
- Luo ZH, Lu XX, Chen BH, Li ML, Liang T, Huang F and Yang ZF. 2009a. Introduction to the Metallogenic Theory on the Transmagmatic Fluids. Beijing: Geological Publishing House, 1 – 177 (in Chinese with English abstract)
- Luo ZH, Guo XD, Zhou XF *et al.* 2009b. Origin of the poly-phenocryst porphyry and its implications in metallogenesis. In: Abstract of National Conference on Petrology and Geodynamics in China (Changchun), 129 (in Chinese)
- Nkono C, Féménias O, Diot H, Berza T and Demaiffe D. 2006. Flowage differentiation in an andesitic dyke of the Motru Dyke Swarm (Southern Carpathians, Romania) inferred from AMS, CSD and geochemistry. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 154: 201 – 221
- Pan CY, Wang RM and Zhao CL. 1994. Geochemistry characteristics and their relationship to the metallogeny of ore-bearing rockbody No Y_1 at Kalatongke, Xinjiang. *Acta Petrologica Sinica*, 10(3): 261 – 274 (in Chinese with English abstract)
- Rong JS and Du LT. 1995. Godization of orthopyroxene in mantle xenoliths. *Acta Petrologica Sinica*, 11(1): 28 – 42 (in Chinese with English abstract)
- Tang ZL and Li XF. 2006. Small intrusions forming large deposits in two types of magma. *Mineral Deposits*, 25 (Supp.): 35 – 38 (in Chinese)
- Thompson AB, Aerts M and Hack AC. 2007. Liquid immiscibility in silicate melts and related systems. *Reviews in Mineralogy & Geochemistry*, 65: 99 – 127
- Veksler IV. 2004. Liquid immiscibility and its role at the magmatic-hydrothermal transition: A summary of experimental studies. *Chemical Geology*, 210: 7 – 31
- Vergnolle S. 1996. Bubble size distribution in magma chambers and dynamics of basaltic eruptions. *Earth and Planetary Science Letters*, 140: 269 – 279
- Wan YS, Luo ZH and Li L. 2004. 3.8Ma; SHRIMP U-Pb zircon dating of the younger alkali basalt in the Qinghai-Xizang Plateau. *Geochimica*, 33(5): 442 – 446 (in Chinese with English abstract)
- Yang ZB. 2008. Characteristics of geological and geochemical anomalies of the Baogutu porphyry Cu deposit in Tuoli County, Xinjiang. *Nonferrous Metals of Xinjiang*, (3): 14 – 16 (in Chinese with English abstract)
- Yu CW. 1988. Complexity and self-organized criticality of solid earth system. *Geological Journal of China Universities*, 4(4): 361 – 368 (in Chinese with English abstract)
- Zhang YX, Xu ZJ and Liu Y. 2003. Viscosity of hydrous rhyolitic melts inferred from kinetic experiments, and a new viscosity model. *American Mineralogist*, 88: 1741 – 1752
- Zhu YF, Zeng YS and Ai YF. 1995. The experimental study about the liquid immiscibility and ore-forming process in felsic magma. *Acta Petrologica Sinica*, 11(4): 353 – 364 (in Chinese with English abstract)
- Zhu YF, Zeng YS and Ai YF. 1996. Experimental evidence for a relationship between liquid immiscibility and ore-formation in felsic magmas. *Applied Geochemistry*, 11(3): 481 – 487
- Zhu YF. 2008. K- and Si-rich glasses in harzburgite from Damaping, North China. *Island Arc*, 17: 560 – 576
- Zhu YF and An F. 2010. Geochemistry of hydrothermal mineralization: Take gold deposit as example. *Earth Science Frontiers*, 18(2) (in press)
- Zhuang DZ, Jiang YH and Zhang HX. 2007. The characteristics of porphyry copper deposit of Xinjiang and the suggested combination of exploration methods. *Xinjiang Geology*, 25(1): 40 – 48 (in Chinese with English abstract)
- Зотов ИА. 1989. Трансмагматические Флюиды вмагматизме и Рудообразования. Москва: Наука, 214с

附中文参考文献

- 柴立和, 马德刚. 2003. 复杂系统的热力学理论. *自然杂志*, 25(5): 261 – 264
- 成秋明. 2008. 成矿过程奇异性与矿床多重分形分布. *矿物岩石地球化学通报*, 27(3): 298 – 305
- 何国琦, 李茂松, 刘德权, 唐延龄, 周汝洪. 1994. 中国新疆古生代地壳演化及成矿. 乌鲁木齐: 新疆人民出版社, 1 – 437
- 黄凡, 罗照华, 卢欣祥, 高飞, 陈必河, 杨宗锋, 潘颖, 李德东. 2009. 东沟含铜斑岩由太山庙岩基派生? *矿床地质*, 28(5): 89 – 87
- 李玉文, 邓晋福, 罗照华, 曹早平, 曹永清, 罗飞. 1995. 内蒙古苏尼特左旗地区堆晶角闪辉长岩的发现及地质意义. *现代地质*, 9(2): 212 – 219
- 梁涛, 罗照华, 柯珊, 魏阳, 李德东, 黄金香, 黄凡. 2007. 新疆托云火山群 SHRIMP 锆石 U-Pb 年代学及其动力学意义. *岩石学报*, 23(6): 1381 – 1391
- 梁涛, 罗照华, 潘颖, 黄丹峰, 杨宗锋, 李德东. 2010. 玄武质岩石的单颗粒锆石 U-Pb 年龄谱. *地学前缘*, 17(1): 24 – 48
- 刘亮明. 2007. 成矿理论的预测能力及其改善途径. *地学前缘*, 14(5): 82 – 91
- 罗照华, 柯珊, 曹永清, 邓晋福, 湛宏伟. 2002. 东昆仑印支晚期幔源岩浆活动. *地质通报*, 21(6): 292 – 297
- 罗照华, 莫宣学, 万渝生, 李莉, 魏阳. 2006. 青藏高原最年轻碱性玄武岩 SHRIMP 年龄的地质意义. *岩石学报*, 22(3): 578 – 584
- 罗照华, 卢欣祥, 郭少丰, 孙静, 陈必河, 黄凡, 杨宗锋. 2008. 透岩浆流体成矿体系. *岩石学报*, 24(12): 2669 – 2678
- 罗照华, 卢欣祥, 陈必河, 李明立, 梁涛, 黄凡, 杨宗锋. 2009a. 透岩浆流体成矿作用导论. 北京: 地质出版社, 1 – 177
- 罗照华, 郭晓东, 周晓峰等. 2009b. 多斑斑岩的成因及其找矿意义. *全国岩石学与地球动力学研讨会论文摘要(长春)*, 129
- 潘长云, 王润民, 赵昌龙. 1994. 新疆喀拉通克 Y_1 含矿岩体的岩石化学特征及其与成矿的关系. *岩石学报*, 10(3): 261 – 274
- 戎嘉树, 杜乐天. 1995. 地幔岩包体中斜方辉石 GOD 化现象. *岩石学报*, 11(1): 28 – 42
- 汤中立, 李小虎. 2006. 两类岩浆的小岩体成大矿. *矿床地质*, 25(增刊): 35 – 38
- 万渝生, 罗照华, 李莉. 2004. 3.8Ma; 青藏高原年轻碱性玄武岩锆石离子探针 U-Pb 年龄测定. *地球化学*, 33(5): 442 – 446
- 杨忠宝. 2008. 新疆托里县包古图斑岩铜矿地质及化探异常特征. *新疆有色金属*, (3): 14 – 16
- 於崇文. 1998. 固体地球系统的复杂性与自组织临界性. *高校地质学报*, 4(4): 361 – 368
- 朱永峰, 曾贻善, 艾永富. 1995. 长英质岩浆中液态不混溶与成矿作用关系的实验研究. *岩石学报*, 11(4): 353 – 364
- 朱永峰, 安芳. 2010. 热液成矿作用地球化学: 以金矿为例. *地学前缘*, 18(2) (印刷中)
- 庄道泽, 姜云辉, 张红喜. 2007. 新疆斑岩铜矿成矿特征与综合找矿方法. *新疆地质*, 25(1): 40 – 48