

流体不混溶性和流体包裹体^{*}

卢焕章^{1,2}LU HuanZhang^{1,2}

1. 中国科学院地球化学研究所, 贵阳 550002

2. Université of Québec at Chicoutimi, Chicoutimi G7H 2B1

1. Institute of Geochemistry, CAS, Guiyang 550002, China

2. Université of Québec at Chicoutimi, Chicoutimi G7H 2B1, Canada

2010-11-10 收稿, 2011-03-10 改回.

Lu HZ. 2011. Fluid immiscibility and fluid inclusions. *Acta Petrologica Sinica*, 27(5): 1253—1261

Abstract Most fluid inclusion trapped from a homogeneous fluid but some may trapped from a heterogeneous fluids (immiscibility process). In the nature there are a lot of immiscible processes and systems including immiscibility between basic magma and felsic magma, magma and hydrothermal fluids, magma and CO₂ fluid, saline fluids and CO₂ fluid etc. The fluid inclusions trapped from homogeneous and heterogeneous processes are with different characteristics and in somewhat is not easy to be distinguished. The immiscibility process is an important process of mineralization. Especially in the gold deposition, pegmatite formation and porphyry Cu-Mo system.

Key words Fluid immiscibility; Fluid inclusion; Granite; Pegmatite; Magma

摘要 大多数流体包裹体是捕获于均匀体系, 但有一部分包裹体捕获自非均匀体系(不混溶体系)。在自然界存在着许多不混溶的过程, 这包括基性岩浆和酸性岩浆之间, 岩浆与热液, 岩浆与 CO₂ 盐水溶液与 CO₂ 等。液体的不混溶性对于成矿作用十分重要, 这方面有 3 个典型的例子, 第一个是金矿的成矿作用与 NaCl-H₂O-CO₂ 体系流体的不混溶有着重大的关系; 第二个例子是斑岩铜矿; 第三个例子是伟晶岩, 发现在伟晶岩演化和成矿作用中存在着岩浆和热液的不混溶作用。实际上不混溶的大部分证据是从流体包裹体的研究获得的。现在的问题是如何来确定哪些包裹体是从不混溶过程中捕获的。这种捕获于不混溶过程中的流体包裹体怎么来确定他的 T_b 和成分。这种捕获于不混溶过程中的流体包裹体怎么与“卡脖子”“拉伸作用”中捕获的包裹体和捕获自均匀体系的流体包裹体相区分。

关键词 流体不混溶; 流体包裹体; 花岗岩; 伟晶岩; 岩浆

中图法分类号 P595

流体包裹体的研究是基于 3 个基本的假设 (Roedder 1984 卢焕章等, 2004): 即捕获了均匀的流体(均匀体系), 捕获之后流体的体积没有发生变化(等容体系), 并且没有外来物质的加入或流体包裹体的内部物质的流出(封闭体系)。事实上在自然界和地质过程中的捕获的流体也有不均匀的, 即存在 2 种或 2 种以上流体, 并且不混溶。这个不混溶过程的存在对于流体包裹体的研究带来了一些不定的因素。例如捕获自气、液两相的包裹体, 它有气相和液相, 也就是说这种流体包裹体中的气相, 不光是像捕获自均匀流体, 因流体

(热胀冷缩) 而形成的气泡那样。捕获自气、液两相的流体包裹体中的气泡大部分来自原来捕获的气相, 而一小部分是由于液相的冷缩而形成的。这时我们在加热台加热这种包裹体, 使气相消失而得出的均一温度, 则要大于真实的均一温度, 造成均一温度不可用。流体不混溶性和流体包裹体已有多人做过研究 (Roedder and Webley 1970, Roedder 1992, Pichavant et al., 1982, Lowenstein 1994, Ramboz et al., 1982, Kamenetsky and Kamenetsky 2010 卢焕章, 1990 卢焕章等, 2004 池国祥和卢焕章, 1991—2008 等)。本文首先介

* 本文受国土资源部深部探测技术与实验研究专项课题 (SinoProbe-03-01C) 资助。

作者简介: 卢焕章, 地球化学专业, 教授, 博士生导师, E-mail: hzh@uqac.ca

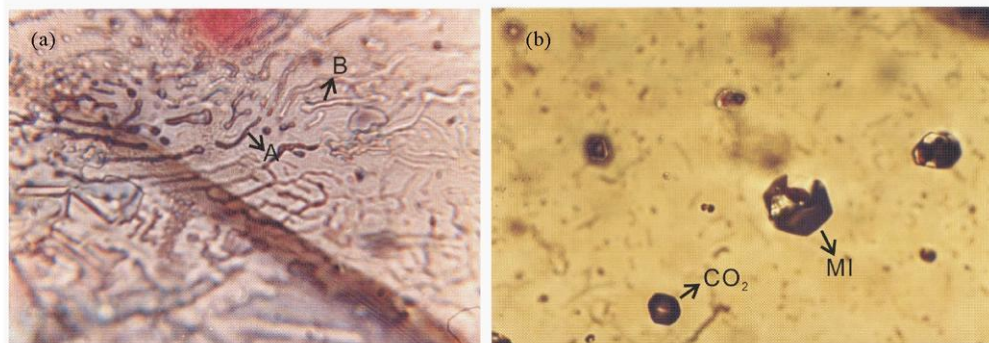


图 1 流体的不混溶性

(a) 玄武岩中发现的基性 (A) 和酸性熔体 (B) 共存; (b) 美国 Roy 斑岩石英斑晶中之熔融包裹体 (MI) 和 CO_2 包裹体共存 (CO_2 是根据其 $T_m \text{CO}_2 = -56.6^\circ\text{C}$ 而确定的)

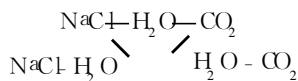
Fig 1 Fluid immiscibility

(a) basic (A) and felsic (B) melt inclusions in basalt (b) melt inclusions and CO_2 inclusions coexisted in the phenocryst of Roy rhyolite U.S.A

绍在地质过程中存在哪些不混溶性, 在不混溶过程捕获的流体包裹体的特征以及不混溶性在岩浆演化和成矿过程中的重要性。

1 岩浆过程中的不混溶性

在地质和自然界过程中, 存在很多流体不混溶过程。流体的不混溶最早是在 1970 年 Rodde 研究阿波罗取回的月岩样品时发现的。他发现了岩浆的不混溶性, 特别是在基性岩浆和酸性岩浆之间 (Roedder and Weibler, 1970)。经过此后近 20 年的研究, 他在 1992 年阐述了岩浆演化过程中的不混溶性 (Roedder, 1992), 包括: 基性和酸性岩浆之间的不混溶性 (图 1a); 岩浆和硫化物之间的不混溶, 常见硫化物呈球滴状存在于岩浆中; 岩浆与含有不同盐度的热液之间的不混溶; 岩浆与 CO_2 之间的不混溶 (图 1b)。同时他发现从岩浆演化到热液过程以及热液演化的过程中均存在不混溶, 即

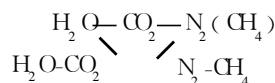


从基性岩浆到酸性岩浆的不混溶已在玄武岩的熔体包裹体中发现, 酸性的熔体包裹体主要含 Si Na K 而基性的熔体包裹体主要富含 Fe Ca (图 1a), 而岩浆与硫化物之间的不混溶常见硫化物成球滴状存在于岩浆中 (Tait, 1992)。

在火山作用环境中 (Webster and Mandeville, 2007), 也存在着岩浆-气体 (H_2 , N_2 , He , Ar , CH_4 , H_2O) 和岩浆-水之间的不混溶。这是由于火山喷发时包括气体、液体和岩浆。这三者中的两个之间均存在不混溶性。

在变质作用过程中, 主要的不混溶发生在 $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ 之间 (Heinrich, 2007)。尤其是在深变质作用中, 或者在板块俯冲到地下几十千米时,

Frezzotti et al (2005) 认为在上地幔的碳酸盐岩熔体与 CO_2 之间存在着不混溶。在俯冲和造山作用中存在着流体的不混溶:



作者曾研究美国的 Roy 斑岩 (斑岩铜矿) 石英中的包裹体 (图 1b) 见到熔体 (熔融包裹体) 包裹体与含 CO_2 包裹体共存。

Frezzotti (1996), Frezzotti et al (2005) 研究了意大利的花岗岩, 斑岩, 熔岩和基性岩中的熔体包裹体和流体包裹体发现有不混溶性存在。这包括了岩浆中硅酸盐和碳酸盐的不混溶性, 岩浆与高盐度的流体等的不混溶性 (图 2)。

2 伟晶岩的演化与不混溶性

伟晶岩是由花岗岩等长英质岩浆形成的, 并可见到由花岗岩直接过渡到伟晶岩。但伟晶岩又不同于花岗岩, 在其结晶的最后阶段是石英为主的石英核。这种石英核与岩浆期后的石英脉十分相似。因此从地质意义上来说, 花岗伟晶岩的形成过程就是一个从岩浆到热液的演化过程, 从这个意义上讲, 研究从岩浆演化到热液过程的最好样品之一就是伟晶岩。

从包裹体研究来说, 花岗岩中捕获岩浆包裹体, 而石英脉则含有流体包裹体, 从岩浆分异出热液是一个相分离的过程。在这过程中存在两个不相混溶的相: 岩浆和岩浆水。因此, 在这个过程中捕获的包裹体应既有岩浆又有岩浆水。我们把这种包裹体叫做岩浆-流体包裹体 (或流体-熔融包裹体, 卢焕章, 1990)。如果能在伟晶岩或其他岩石中找到这种类型的包裹体, 则就证明的确存在着一个相分离的过程, 而这种包裹体中包含的流体应代表由这种岩浆分异出来的热液。

Thomas et al (2006) 在研究德国 Ehrenfriedersdorf 的稀有元

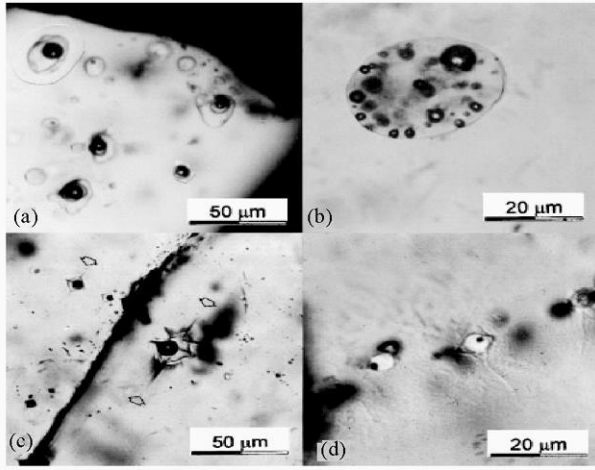


图 2 硅酸盐熔体包裹体的不混溶性(据 Frezzotti et al., 2005)

(a) 意大利的 Genis 花岗岩类中的包裹体, 加热到 900°C 时的照片。可见有熔体(熔融包裹体)和高盐度的流体包裹体共存。在许多熔体和流体包裹体中熔体和流体的比例是变化的, 并且有些包裹体中只含有熔体(图上部)。这些特征表明其捕获于不均匀的流体。在岩浆房的温度下存在熔体与高盐度流体的不混溶; (b) 意大利 Aedim 岛 Salina 熔岩捕虏体中的大熔体包裹体。这个大的包裹体除了玻璃质外有许许多多的气泡。这是由于熔体与挥发份同时捕获于包裹体中之缘故; (c) 意大利的 Sedina 斑岩中的玻璃质硅酸盐熔体包裹体, 中也有许多小的流体包裹体, 它们被认为是由于熔融包裹体裂开释放出流体而形成的; (d) 橄榄石中的碳酸盐质硅酸盐熔体包裹体(Roedder 1992)。这个包裹体的中间是碳酸盐, 四周为硅质和不透明矿物, 表明在地质年代中存在硅酸盐和碳酸盐的不混溶。这两者的比例在不同的包裹体中是相同或相似。表明他们是在原地发生的不混溶

Fig 2 Immiscibility between silicate melt and hydrothermal fluids (after Frezzotti et al., 2005)

素伟晶岩时发现了 3 类熔体-流体包裹体。他们把它们称为 A 型、近临界型和 B 型(图 3)。基于其含流体量的不同, A 型最多含有 20mol% 的水, B 型最多含有 80mol% 的 H_2O 而近临界型则表示其含水的硅酸盐熔体处于近临界状态。除水之外为玻璃和气相。根据 Thomas et al., (2006) 的研究, 伟晶岩和 H_2O 的相图曲线(图 4), 其形成温压为 $T=500\sim750^{\circ}\text{C}$, $P=1\sim14\text{ kbar}$ 但 A 型和 B 型的形成温度大致相等为 600°C 左右。实际分析测得 H_2O 的含量(SRXRF 分析)为 26%, B 型包裹体的均一温度为 650°C 。用拉曼光谱去进行分析发现主峰为 H_2O 在 3560 cm^{-1} 地方的峰值代表氢氧根。在德国的其它伟晶岩中的熔融包裹体含水量为 $25\% \pm 6\%$, 所以在 B 型熔融流体包裹体其含水量大约为 25% 左右。而其它伟晶岩中的 A 型包裹体的均一温度为 700°C , 含水量为 $11.7\% \pm 2.5\%$ 。

卢焕章等(1996)在研究新疆三号稀有元素伟晶岩脉时发现了熔体包裹体($T_h=700\sim900^{\circ}\text{C}$)、熔体-流体包裹体(T_h

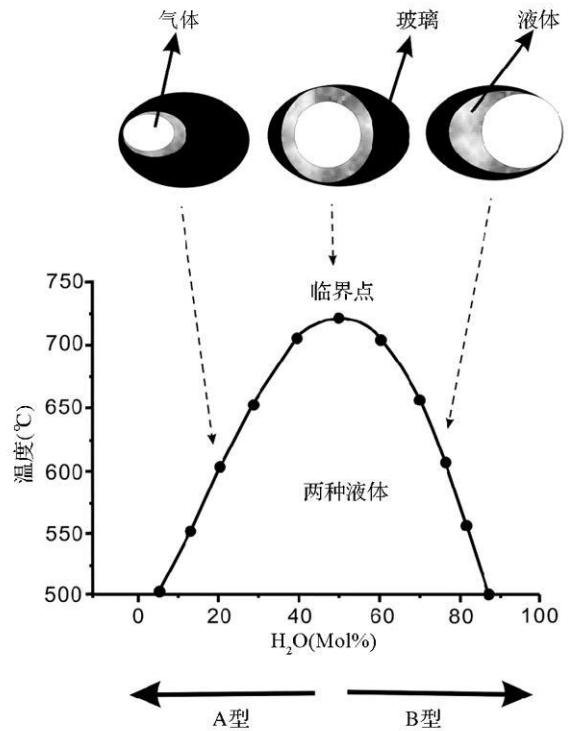


图 3 德国 Ehrenfriedersdorf 伟晶岩中发现的 A 型、近临界型和 B 型熔体-流体包裹体(MIS 据 Thomas et al., 2006)

Fig 3 Schematic characteristics of three different melt inclusion types (type A, near critical and type B) in quartz from the Ehrenfriedersdorf pegmatite, Germany (after Thomas et al., 2006)

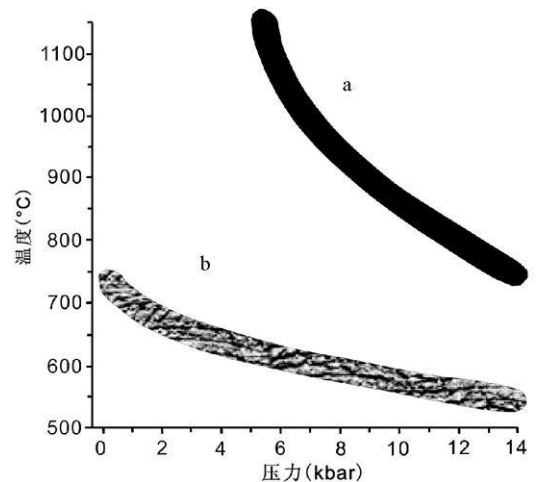


图 4 钠长石- H_2O 体系(相当于长英质岩浆- H_2O) (a) 和伟晶岩- H_2O 体系的 P-T 曲线临界图 (b) (据 Thomas et al., 2006)

Fig 4 P-T projection of the critical curves in the albite- H_2O system (a) and the synthetic pegmatite- H_2O systems (b) (after Thomas et al., 2006)

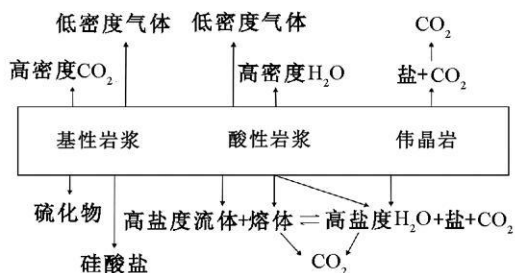


图5 岩浆结晶分异(中心方框)和不混溶过程(据 Roedder 1992)

Fig. 5 Cartoon showing the relationships envisaged between the stages of normal magmatic differentiation by crystal fractionation (within the central block) and various stages of separation via immiscibility leading to the more common magmatic fluid inclusion types (after Roedder 1992)

= 505 ~ 597°C) 和流体包裹体 ($T_h = 305 \sim 510^\circ\text{C}$)。三号伟晶岩脉有 10 个矿物共生组合结构分带(到 X)。从外到内,在其 I 和 III 两带发现了硅酸盐熔体包裹体,熔体-流体包裹体见于 III 和 IV 带中,并且在 I 到 X 带中发现三类流体包裹体:高盐度含子矿物包裹体, CO_2 包裹体和流体包裹体(低到中盐度)。这说明岩浆分异出了热液,也说明了这是一个不混溶过程。

图 5 示由 Roedder (1992) 给出的从基性岩浆演化到酸性岩浆,从酸性岩浆到伟晶岩的演化过程。同时也显示了岩浆演化出热液的过程。同时我们看到从花岗岩到伟晶岩以及伟晶岩释放出盐、 H_2O 、 CO_2 和熔体,这和所观察到的流体包

裹体的成分相一致。

3 岩浆到热液的演化

关于从岩浆到热液的演化已作了很多研究 (Audeat et al., 2008; Roedder 1992; Frantz et al., 1992)。Bumham (1979) 估计长英质岩浆中含 H_2O 等挥发份为 5% ~ 6% 左右,认为这部分是岩浆热液的来源。Audeat et al. (2008) 研究了花岗岩、斑岩的晶洞中石英晶体的流体包裹体,图 6a 示 Santa Rita 斑岩的晶洞,晶洞中有长石、石膏、石英、辉钼矿和黄铜矿。可见到熔体-流体包裹体排列在石英晶体的生长带中,而流体包裹体呈次生切过熔体-流体包裹体带。图 6b 中示三类包裹体:结晶质熔体包裹体,熔体-流体包裹体(盐度为 32% $\text{NaCl}_{\text{equiv}}$, T_h 为 700 ~ 740°C) 和富含气相的流体包裹体(盐度约为 20%)。图 6c 为典型的斑岩铜矿的含子矿物包裹体和共存的气体包裹体,这显示了两种不混溶过程:从岩浆到热液,和热液沸腾产生的富含子矿物和气相。

骑田岭岩体位于湘南,岩体分异很好,同时在岩体中可见到似伟晶岩和石英晶洞。我们对花岗岩,似伟晶岩和石英晶洞中的包裹体进行了研究,发现熔体包裹体(见于花岗岩、似伟晶岩中)、熔体-流体包裹体和流体包裹体。在骑田岭花岗岩中存在从岩浆分异到热液的证据:这主要有 2 个方面,一是在花岗岩中存在似伟晶岩相,这种似伟晶岩相其矿物(石英和长石)的结晶大小与一般的伟晶岩相相似,但很少见到云母相,故称之为似伟晶岩相,似伟晶岩相与花岗岩成过渡关系,二是在花岗岩中有石英晶洞,这种石英晶洞与花岗

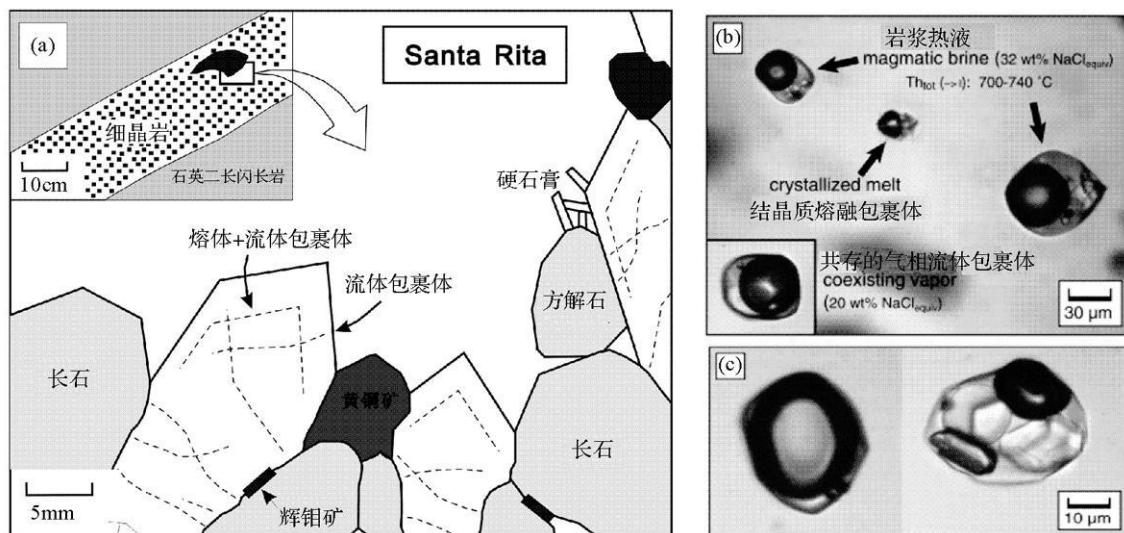


图6 新墨西哥州 Santa Rita 斑岩铜矿斑岩中的晶洞石英中的熔体、熔体-流体和流体包裹体的状况(据 Audeat et al., 2008)

(a) 石英二长闪长岩中的晶洞; (b) 晶洞石英中的熔体、熔体-流体和流体包裹体; (c) 含子矿物包裹体与气体包裹体共存

Fig. 6 Schematic drawing of the spatial relationship between minerals, fluid inclusions and melt inclusions in a microplitic cavity from Santa Rita, New Mexico (after Audeat et al., 2008)

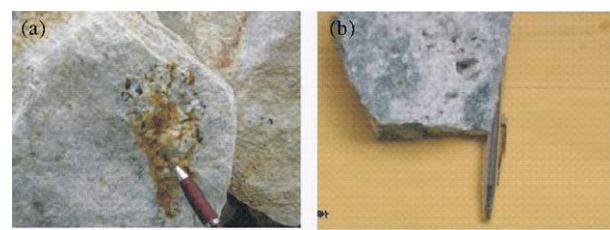


图 7 骑田岭花岗岩的似伟晶岩 (a) 和石英晶洞 (b) 标本

Fig 7 Pegmatoid (a) and miaolitic cavity (b) from Qitianling granite Hunan, China

岩成过渡关系。从花岗岩到石英晶洞, 先见到块体石英, 然后见到石英晶体, 图 7 为骑田岭花岗岩的标本 (a 为似伟晶岩, b 为石英晶洞)。可见从外到内为花岗岩→块体石英→石英晶洞中的石英晶体, 在花岗岩中我们见到的是熔体包裹体, 然后到石英晶洞的根部我们见到了熔体-流体包裹体, 到石英晶体的中部我们见到了含子矿物的流体包裹体, 在其边部和头部为气液两相的包裹体, 表明了一个从岩浆到热液演

化的一个过程, 即从单一的熔体相到熔体和流体相, 到流体相。即是一个不混溶过程 (图 8)。

4 自然界的不混溶过程

在变质过程中, 主要的不混溶性发生在 H_2O-CO_2 之间 (Heinrich 2007)。

在自然界过程中, 例如石灰岩溶洞中生长的石钟乳和石笋, 他们是在水和空气之间形成的。

在沉积过程中也存在一些不混溶的过程 (Goldschmidt 2001), 当然最明显的例子是油-水、油-气之间的不混溶。

作者曾对桂林七星岩和芦笛岩的溶洞中的石钟乳和石笋进行了流体包裹体研究。发现均为气液两相包裹体, 气液比变化不定, 经测定其均一温度在 $102 \sim 122^\circ\text{C}$ 之间, 显然这个温度是不太可能的, 因为石钟乳和石笋是在地表条件下形成的, 在桂林的条件下其形成温度不会超过 50°C , 所以这些包裹体是在水和空气两相当中捕获的。在石笋和钟乳石中也见到一些一相的液体包裹体。经冷冻, 有的单相液体包裹

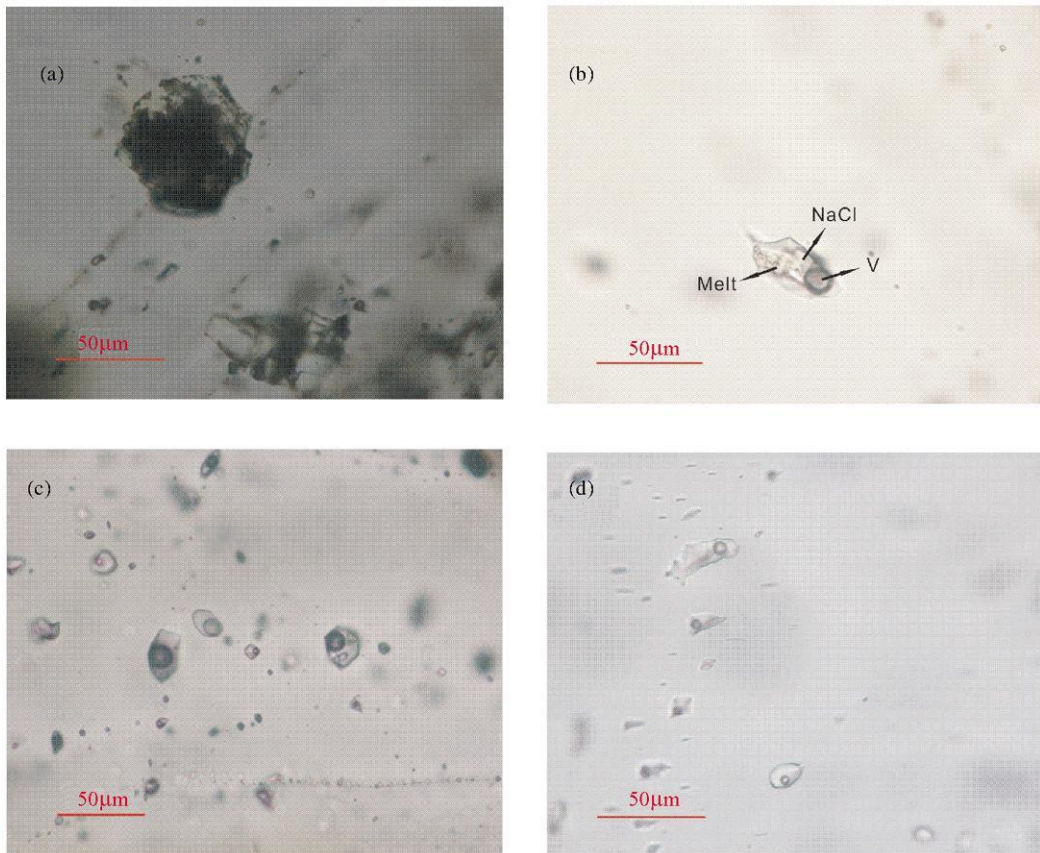


图 8 骑田岭花岗岩和石英晶洞中水晶中的包裹体

(a) 花岗岩石英中的结晶质熔体包裹体, 见许多结晶的造岩矿物子晶和气泡; (b) 石英晶洞中的石英晶体的根部的熔体-流体包裹体, 在此包裹体中有硅酸盐、盐、液体和气体所组成; (c) 在石英晶体中见到含子矿物包裹体和气、液两相的包裹体; (d) 在石英晶体的头部和边部可见到气液两相的包裹体

Fig 8 Fluid inclusions and melt inclusions in miaolitic cavity and granite Qitianling Hunan, China

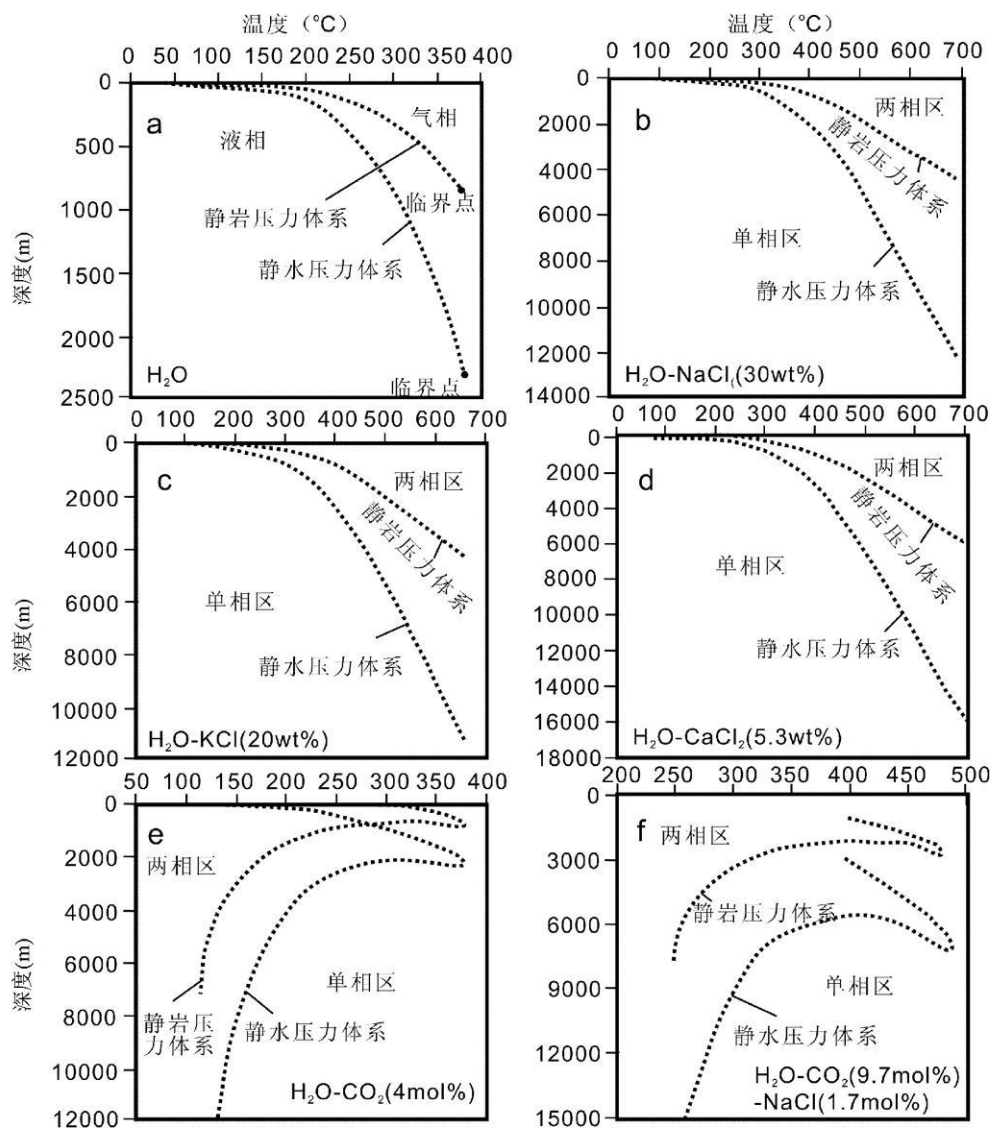
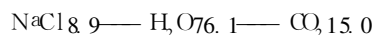


图9 几种常见流体体系相分离深度-温度特征 (据池国祥和卢焕章, 1991)

Fig 9 Characteristics of Phase separation depth-temperature field of several common fluid system (after Chi and Lu, 1991)

体出现气泡, 其均一温度在 20.1°C 到 25.6°C 之间, 也许这些包裹体对研究古气温是有意义的。

许多学者对 $\text{NaCl}-\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ 体系的不混溶性做过研究, Frantz et al. (1992) 认为在这个体系中不混溶发生在 1~3 kbar 和 500~700°C 的范围内, 并且主要取决于 P 和 T 除此之外, $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O}$ 的比例也十分重要, 通常其成分为下述式子的成分:



Zhang and Frantz (1989) 研究过 $\text{CaCl}_2-\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ 体系的不混溶性。丁俊英和倪培 (2007) 研究过 $\text{CaCl}_2-\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}$ 体系的不混溶性。

池国祥和卢焕章 (1991) 研究了流体相分离的过程, 即由原来的单相变成了两相或更多相。这种相分离, 特别是流体包裹体的证据证明是造成矿床沉淀的一种有效机制, 并且广

泛存在于各种各样的热液中, 流体相分离已作为估计成矿流体压力的依据并且可以应用到找矿预测上。

随着实验资料 (特别是人工合成包裹体) 的积累, 某些流体体系的相分离温度、压力条件已经初步确定。这就使得研究自然界的成矿流体在某种地质条件下发生相分离成为可能。

由于自然界的流体相分离作用一般发生在流体压力由高变低的条件下, 而流体的压力与其所处的深度直接相关, 因此, 用深度代表压力, 以深度和温度为坐标来讨论流体的相分离场, 就具有实际的地质意义。

下面根据现有的流体 P-T-X 实验资料, 对几个较常见的流体体系相分离深度-温度场特征进行讨论。

图 9 示地质过程常见的静岩压力体系和静水压力体系的 P-T 图。为几种常见流体体系的相分离深度-温度场图

解,包括纯水体系及 $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}$ 、 $\text{H}_2\text{O}-\text{KCl}$ 、 $\text{H}_2\text{O}-\text{CaCl}_2$ 、 $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ 及 $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{NaCl}$ 等体系。静岩压力和静水压力状态下的深度-温度场同时标出。对纯水体系,气相区在右上角,液相区在左下角(图 9a)。在水盐体系中在其右上角为两相区,而左下角为单相区(图 9b-d)。在 $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ 体系中左上角为单相区,右下角为两相区(图 9e-f)。

由图 9 可以看出流体相分离场的如下几个特征:

(1) 水-盐二元体系的相分离场与纯水体系相似,相变曲线的温度与深度呈正相关关系。当温度较低,深度较小时,相变曲线斜率很小;而当温度较高,深度较大时,相变曲线斜率明显增大。也就是说,当流体处在浅处且接近相分离曲线时,只要有很小的压力降低,就可以使流体发生相分离,而在相同条件下,要通过升高温度来产生相分离,就需要较大的升温幅度。相反,当流体处在深处且接近相分离曲线时,需要较大的压力降低才能使流体发生相分离,而温度升高对相分离的影响比在浅处大。

(2) $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ 二元体系(富水部分)的相对分离场在温度较低($<100^\circ\text{C}$)时遍及各个深度,而当温度较高时,相分离只能发生在一定的深度区间,小于或大于此深度范围都是单相。当温度高于临界点时,也是呈单相状态。由此可见,当 $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ 流体处于深处时,是否发生相分离主要取决于温度,而在流体温度较高时,是否发生相分离主要取决于深度。

(3) 盐类的加入使 H_2O 或 $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ 流体的临界温度和压力大大提高,盐的含量越高,临界温度和压力越高。另外,盐类的加入使相分离曲线往深部移动,盐的含量越多,相分离曲线下移越厉害。也就是说,盐类含量越高,可能发生流体相分离的深度就越大。各种盐类中,以 CaCl_2 的影响最大。同样, CO_2 的加入也使 H_2O 或 H_2O 盐体系的相分离场显著增大。

(4) 无论 H_2O 盐体系、 $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ 体系或是 $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ 盐体系,流体相分离的深度-温度场对于不同的压力状态(静岩压力、静水压力)都有显著的差别。对于 H_2O 盐体系来说,这种差别在高温部分尤为突出。对于一定成分的流体,在静岩压力状态下如果处在单相区,而在静水压力状态下处在两相区,那么当流体所受的压力体系由静岩突变为静水时,流体将立即发生相分离(池国祥和卢焕章(1991)。

5 流体的不混溶性与成矿作用

流体的不混溶性对于成矿作用十分重要。这方面有 3 个典型的例子:

第一个例子是金矿的成矿作用与 $\text{NaCl}-\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ 流体的不混溶有重大的关系(Guha et al., 1990, 1991; Craw, 1992; 卢焕章, 1991, 2008; 卢焕章等, 1996; 胡芳芳等, 2005)。

第二个例子是斑岩铜矿(卢焕章, 2000)。

第三个例子是伟晶岩。作者曾对三号伟晶岩脉做过详细的研究,发现在伟晶岩演化和成矿作用中存在着岩浆和热

液, $\text{NaCl}-\text{H}_2\text{O}$ 和 $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ 之间的不混溶(卢焕章等, 1996)。

有关这部分不再在这里赘述,读者可参阅上述参考文献。

6 不混溶流体与流体包裹体

现在的问题是:

如何来确定哪些包裹体是从不混溶过程中捕获的。

这种捕获于不混溶流体的流体包裹体怎么来确定他的 T_h 和成分。

这种捕获于不混溶过程中的流体包裹体怎么与“卡脖子”,“拉伸作用”中捕获的包裹体和捕获自均匀体系的流体包裹体相区分。

从图 10 中可看出:(a)是捕获于均匀的流体后发生的不混溶,在气泡的体积上稍有不同;(b)为捕获于不混溶岩浆中的,反映出岩浆的不混溶性,显示其气相的体积变化很大。右图是以横坐标为气泡的体积纵坐标为玻璃的体积作图,实心菱形和空心菱形是捕获自均匀流体的包裹体的气相与玻璃(熔体)的体积比,基本上呈直线。而代表捕获不混溶流体的包裹体(实心方块)的 $V_{\text{气相}}/V_{\text{玻璃}}$ 比,显得十分随意和零乱,没有什么规律可循。这是一个鉴定流体包裹体从均匀体系和不均匀体系捕获的一个标准。

图 11 示从均匀岩浆中捕获的熔体包裹体 M_1 和从不混溶的岩浆捕获的熔体包裹体 M_2 冷却和均一时的情形。熔体包裹体 M_1 在 A 点捕获,冷却到熔体-气体曲线上的 B 点时,开始出现气泡。进一步沿气体-熔体曲线冷却到 D 点时,由于石英的相变 573°C ,使其体积收缩了 1%,导致压力上升到 E 点(Löwenstern, 1994),其均一过程是从 E 到 D 到 B。

熔体包裹体 2(M_2)是在熔体和气体共存时(即在不混溶情况下)捕获的(C 点),捕获时即有两相(熔体+气体),冷却时沿 $CD \rightarrow DE \rightarrow EF$ 曲线走。当这两个熔体包裹体加热均一时, M_1 在 B 点均一,而 M_2 则可能在 G 点均一,其均一温度反而比 M_1 来得高,这就造成了误差。

池国祥和卢焕章(2008)曾给出流体包裹体捕获的 3 种

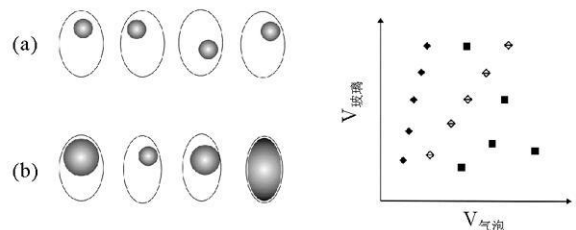


图 10 均匀(a)和不均匀(b)体系中捕获的包裹体(据 Roedder, 1992)

Fig. 10 Schematic drawing representing magmatic immiscibility as recorded by silicate melt inclusions (after Roedder, 1992)

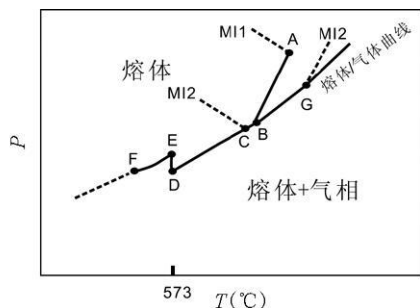


图 11 从均匀岩浆和不混溶岩浆捕获的熔体包裹体示意图

Fig 11 Schematic showing of melt inclusions trapping from homogeneous and heterogeneous magmas

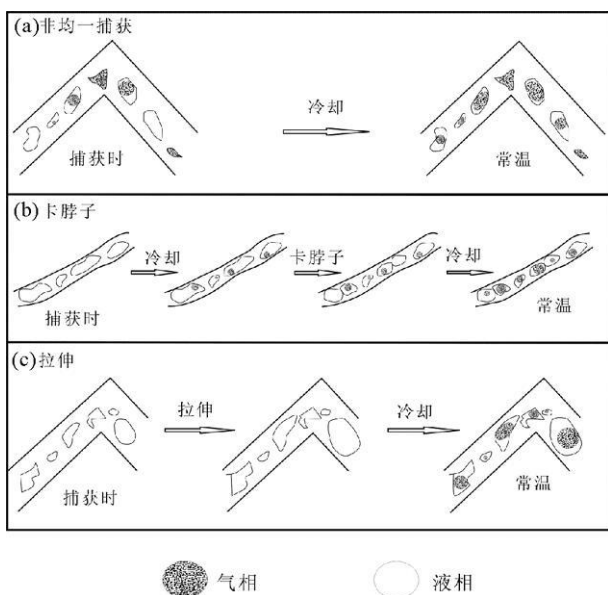


图 12 三种常见的造成包裹体组合内测温数据 (反映在气/液比的变化上) 不一致的原因: 非均匀捕获 (a), 卡脖子 (b), 及拉伸 (c) (据池国祥和卢焕章, 2008)

Fig 12 Three common causes of microthermometric inconsistency for fluid inclusion in a fluid inclusion assemblage (after Chi and Lu, 2008)

情况。图 12 中的 (a) 是从非均匀流体中捕获的, 在捕获时有捕获两相的和一相的, 冷却使均有气相, 但气液比各异。图中的 (b) 和 (c) 代表捕获自均匀的流体, 在冷却时受到卡脖子使原来气泡比比较一致的包裹体变得变化很大, 另一种情况是拉伸使流体包裹体的气液比也有变化。从图中可知非均匀一捕获时形成的流体包裹体其气液比变化很大。可以从全为气相到全为液相。卡脖子过程中形成的包裹体, 气液比有变化但均为均一到液相。而拉伸作用对包裹体的影响, 由于拉伸使体积其变大, 密度降低, 气相变大等。当然这些是相对的, 要靠我们认真去观察和鉴别。

7 结论

大多数流体包裹体是捕获于均匀体系, 但有一部分包裹体捕获自非均匀体系 (不混溶体系)。在自然界存在着许多不混溶的过程, 这包括基性岩浆和酸性岩浆之间、岩浆与热液、岩浆与 CO_2 、盐水溶液与 CO_2 等。

流体的不混溶性对于成矿作用十分重要。这方面有 3 个典型的例子, 一是金矿的成矿作用与 $\text{NaCl-H}_2\text{O-CO}_2$ 流体的不混溶有重大的关系, 第二个例子是斑岩铜矿, 第三个例子是伟晶岩, 发现在伟晶岩演化和成矿作用中存在着岩浆和热液, $\text{NaCl-H}_2\text{O}$ 和 $\text{H}_2\text{O-CO}_2$ 之间的不混溶。

在我们列举的上述不混溶作用, 实际上大部分是从流体包裹体的研究获得的。现在的问题是如何来确定哪些包裹体是从不混溶过程中捕获的这种捕获于不混溶流体的流体包裹体怎么来确定他的 T_h 和成分。这种捕获于不混溶过程中的流体包裹体怎么与“卡脖子”, “拉伸作用”中捕获的包裹体和捕获自均匀体系的流体包裹体相区分。

致谢 作者感谢沈昆教授审阅全文并提出许多宝贵意见, 使本文增色不少。也感谢另一位评审人以及单强, 朱笑青, 王蝶, 李建康和王永磊的帮助。

References

- Audet A, Petke T, Heinrich CA and Bodnar R. 2008. The composition of magmatic-hydrothermal fluids in barren and mineralized intrusions. *Econ. Geol.* 103 (5): 877–908.
- Burnham CW. 1979. Magmas and hydrothermal fluids. In: Barnes HL (ed.), *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*. New York: John Wiley & Sons Inc. 76–136.
- Chi GX and Lu HZ. 1991. Characteristics of fluid phase separation fields in a depth-temperature coordinate with emphasis on their significance in localization of hydrothermal deposits. *Acta Mineralogica Sinica* 11 (4): 355–362 (in Chinese with English abstract).
- Chi GX and Lu HZ. 2008. Validation and representation of fluid inclusion microthermometric data using the fluid inclusion assemblage (FIA) concept. *Acta Petrologica Sinica* 24 (9): 1945–1953 (in Chinese with English abstract).
- Craw D. 1992. Fluid evolution, fluid immiscibility and gold deposition during Cretaceous recent tectonics and uplift of the Otago and Alpine schist, New Zealand. *Chemical Geology* 98 (3–4): 221–236.
- Ding JY and Ni P. 2007. Synthetic fluid inclusions in $\text{NaCl-CaCl}_2\text{-H}_2\text{O}$ system and features under cooling. *Acta Petrologica Sinica* 23 (9): 2039–2044 (in Chinese with English abstract).
- Frantz JR, Popp RK and Hoernig TC. 1992. The compositional limits of fluid immiscibility in the system $\text{H}_2\text{O-NaCl-CO}_2$ as determined with the use of synthetic fluid inclusions in conjunction with mass spectrometry. *Chemical Geology* 98 (3–4): 23–255.
- Frezzi ML. 1992. Magmatic immiscibility and fluid phase evolution in the Mount Genis granite (SE Sardinia, Italy). *Geochim. Cosmochim. Acta* 56 (1): 21–33.
- Frezzi ML, Andersen T, Neumann ER and Simonsen SL. 2005. Carbonatite melt- CO_2 fluid inclusions in mantle xenoliths from Tenerife, Canary Island: A story of trapping, immiscibility and fluid-rock interaction in the upper mantle. *Lithos* 64 (3–4): 273–299.

- Goldstein RH. 2001. Fluid inclusions in sedimentary and diagenetic systems. *Lithos* 55(1–4): 159–193.
- Guha J, Lu HZ and Gagnon M. 1990. Gas compositions of fluid inclusions using solid probe mass spectrometry and its application to study of mineralizing process. *Geochim. Cosmochim. Acta* 54: 553–558.
- Guha J, Lu HZ, Dube B and Robert F. 1991. Fluid characteristics of vein and altered wallrock in Archean mesothermal gold deposits. *Econ. Geol.* 86(3): 667–684.
- Heinrich W. 2007. Fluid immiscibility in metamorphic rocks. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 65(1): 389–430.
- Hu FF, Fan HR, Shen K, Zhai MG, Jin CW and Chen XS. 2005. Nature and evolution of ore-forming fluids in the Rushan Pale gold deposit, Jiaodong Peninsula of E. China. *Acta Petrologica Sinica* 21(5): 1329–1338 (in Chinese with English abstract).
- Kamenetsky VS and Kamenetsky MB. 2010. Magmatic fluids immiscible with silicate melts: Examples from inclusions in phenocrysts and glasses, and magma evolution and transport. *Geofluids* 10(1–2): 293–311.
- Lowenstein B. 1994. Chlorine fluid immiscibility and degassing in peralkaline magmas from Pantelleria, Italy. *Am. Mineralogist* 79: 353–369.
- Lu HZ. 1990. Fluid-melt inclusion. *Geochimica* (3): 225–229 (in Chinese with English abstract).
- Lu HZ. 1991. Fluid inclusion studies of some Archean gold deposits. *Acta Mineralogica Sinica* 11(4): 289–297 (in Chinese with English abstract).
- Lu HZ, Wang ZG and Li YS. 1996. Magma/fluid transition and genesis of No. 3 pegmatite at Altay Xinjiang, China. *Acta Mineralogica Sinica* 16(10): 1–7 (in Chinese with English abstract).
- Lu HZ, Guha J and Fang GB. 1999. Characteristics of ore-forming fluid in Linglong gold mine, Shandong, China. *Geochimica* (5): 421–437 (in Chinese with English abstract).
- Lu HZ. 2000. High temperature, salinity and high concentrated ore metal magmatic fluids: An example from Grasberg Cu-Au porphyry deposit. *Acta Petrologica Sinica* 16(4): 465–472 (in Chinese with English abstract).
- Lu HZ, Fan HR, Ni P, Ou G, Shan K and Zhang WH. 2004. Fluid Inclusion. Beijing: Science Press. 1–487 (in Chinese with English abstract).
- Lu HZ. 2008a. Fluid inclusion in Mantle rocks. *Acta Petrologica Sinica* 24(9): 1954–1960 (in Chinese with English abstract).
- Lu HZ. 2008b. CO₂ fluid and gold mineralization: Evidences from fluid inclusion studies. *Geochimica* (4): 321–328 (in Chinese with English abstract).
- Pichavant M, Ramboz C and Wesbrod A. 1982. Fluid immiscibility in natural processes: Use and misuse of fluid inclusion data. I. Phase equilibria analysis: A theoretical and geometrical approach. *Chemical Geology* 37(1–2): 1–27.
- Ramboz C, Pichavant M and Wesbrod A. 1982. Fluid immiscibility in natural processes: Use and misuse of fluid inclusion data. II. Interpretation of fluid inclusion data in term of immiscibility. *Chemical Geology* 37(1–2): 29–48.
- Roedder E and Weiblen R. 1970. Silicate liquid immiscibility in lunar magmas evidenced by melt inclusions in Apollo 11 rocks. *Science* 167: 641–644.
- Roedder E. 1984. Fluid inclusions. *Reviews in Mineralogy* 12: 644.
- Roedder E. 1992. Fluid inclusion evidence for immiscibility in magmatic differentiation. *Geochim. Cosmochim. Acta* 56: 5–20.
- Tait S. 1992. Selective preservation of melt inclusions in igneous phenocrysts. *Am. Mineralogist* 77: 146–155.
- Thomas R, Webster JD and Davidson P. 2006. Understanding pegmatite formation: The melt and fluid inclusion approach. In: Webster JD (ed.), *Melt Inclusions in Plutonic Rocks*. MAC Short Course Series, Volume 36: 189–210.
- Webster JD and Mandeville CW. 2007. Fluid immiscibility in volcanic environments. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 65(1): 313–362.
- Zhang YG and Franz JR. 1989. Experimental determination of the compositional limits of immiscibility in the system CaCl₂-H₂O-CO₂ at high temperatures and pressures using synthetic fluid inclusions. *Chemical Geology* 74(3–4): 289–308.

附中文参考文献

- 池国祥, 卢焕章. 1991. 液体相分离的深度(压力)温度场特征及其对热液矿床定位的意义. *矿物学报*, 11(4): 355–362.
- 池国祥, 卢焕章. 2008. 流体包裹体组合对测温数据有效性的制约及数据表达方法. *岩石学报*, 24(9): 1945–1953.
- 丁俊英, 倪培. 2007. NaCl-CaCl₂-H₂O体系人工合成流体包裹体及其冷冻后的熔融行为研究. *岩石学报*, 23(9): 2039–2044.
- 胡芳芳, 范宏瑞, 沈昆, 翟明国, 金成伟, 陈绪松. 2005. 胶东乳山脉状金矿床成矿流体性质与演化. *岩石学报*, 21(5): 1329–1338.
- 卢焕章. 1990. 流体熔融包裹体. *地球化学*, (3): 225–229.
- 卢焕章. 1991. 从包裹体研究探索太古代一些金矿的成矿机理. *矿物学报*, 11(4): 289–297.
- 卢焕章, 王中刚, 李院生. 1996. 岩浆流体过渡和阿尔泰山伟晶岩脉之成因. *矿物学报*, 16(1): 1–7.
- 卢焕章, Guha J, 方根宝. 1999. 山东玲珑金矿的成矿流体特征. *地球化学*, (5): 240–245.
- 卢焕章. 2000. 高盐度、高温、和高成矿金属的岩浆成矿流体——以格拉斯伯格 Cu-Au矿为例. *岩石学报*, 16(4): 465–472.
- 卢焕章, 范宏瑞, 倪培, 欧光习, 沈昆, 张文淮. 2004. 流体包裹体. 北京: 科学出版社. 1–487.
- 卢焕章. 2008a. 地幔岩中流体包裹体研究. *岩石学报*, 24(9): 1954–1960.
- 卢焕章. 2008b. CO₂流体与金矿化: 流体包裹体的证据. *地球化学*, (4): 321–328.