挪威Joma矿多期变形变质火山型块状硫化物矿床的流体包裹体研究

Alan D. Giles 等
路彦明 译 彭齐明 校

摘要 流体包裹体的中等一显微构造分析、空间分布特点、形态、显微温度揭示了位于挪威斯勘的纳维亚加里东造山带的多期变形变质火山型多金属硫化物矿床的流体演化的部分过程。矿体和围岩均遭受了绿片岩相变质作用和四期变形作用。D_2 和 D_3 期变质作用达到了峰期。到了 D_4 期变质作用减弱为低绿片岩相。D_2 到 D_4 期的不同构造环境有明显不同的四种流体包裹体类型。其中赋存在 D_2 期石英脉裂隙愈合生长带中的原生包裹体(类型I)是唯一保存下来的与 D_1 到 D_3 期矿质再活化和脉体生长有关的包裹体。所有赋存在愈合的裂隙中的后期包裹体均是次生包裹体。Ⅱ型次生包裹体不论其构造背景如何均产生于石英脉中,它们的形成时间均不能早于 D_4 期。类型Ⅰ、Ⅱ包裹体均经历 D_4 期到 D_4 期后普遍的破坏性爆裂事件。泄露和/或破裂的发生是由于在 D_4 期后伴随着迅速减压的区域性抬升形成的内部超高压造成的。两种爆裂期后包裹体(类型Ⅲ和Ⅳ)均有一致的气液比率。低温度(T_h=137～297℃)和低盐度(0～6.7重量百分比NaCl当量盐度)的特点。这两类包裹体可能记录了地壳抬升后大气降水的混入。

0 引 言

本次流体包裹体数据所涉及的样品均来自Joma矿。该矿位于靠近瑞典的挪威Grong州的Trondheim区东北部。矿区开采了一个Cu－Zn矿床,它是斯勘的纳维亚加里东造山带中众多层控(如Joma)块状硫化物矿床中的一个。这些矿床的地质背景、矿床类型,以及它们和其它类型的与火山有关的块状硫化物矿床之间的关系在许多文献中已有论述。

对变形变质矿床进行包裹体研究可获得大量的有用信息,如关于构造期前矿体在变质活化阶段的流体成分、变质硅酸盐矿物组合形成过程中流体期的演化,以及变质作用的 P-T 条件。流体包裹体能反映流体是变质作用过程中产生的还是在抬升和降温过程中变质作用高峰期后加入的。

尽管Joma块状硫化物矿床经历了复杂的构造变质作用,但仍进行了流体包裹体的研究,以确定影响矿体的构造变质作用有关的流体的压力、温度、组成(分)和密度(P－T－X－ρ)。本文着重介绍流体包裹体研究结果及其解释。

译稿收到日期 1995－05－09

© 1994-2012 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

1 区域地质和构造发展史

斯勘的纳维亚加里东造山带包括一系列推覆体，这些推覆体从西向东逆冲，并覆盖在不整合于芬诺斯勘的亚地盾前寒武纪之上的原地寒武－奥陶纪的岩层之上。Roberts 和 Gee (1984)把这些推覆体分为四种主要杂岩体，主要指低、中、上和顶部外来地体。上部外来地体包括 Seve 推覆体的中级和高级变质岩，这些变质岩被 Köli 推覆体的以低级为主的变质岩所覆盖。Seve 推覆体代表了波罗的古陆构造消减边缘的一部分，而 Köli 推覆体是异地杂岩体。包括来自波罗的古陆的大洋环境的火山-沉积岩。Köli 地体最终在早志留到早泥盆的造山期和波罗的地盾一起增生。在此之前有一个复杂的构造发展史，其时间横跨但又独立于晚寒武－早奥陶世的沿波罗的古陆的 Finnmarkian 造山运动。位于加里东造山带的大多数块状硫化物矿床的围岩是 Köli 地体中那些外来杂岩体中的火山-沉积岩。Joma 矿体也不例外，它位于 Leipikvattet 推覆体内，该推覆体是 Köli 地体内的 Rantser 推覆体的原地部分。在 Joma 地区，它包括一套由绿岩、千枚岩和石英岩组成的蚀变岩组合。

根据变质火山岩(绿岩)的地球化学特征，Olsen(1988)提出 Joma 矿床形成于弧后盆地。Reinbaken 和 Stephens(1986)再次指出变质火山岩系具有从拉斑玄武质到碱质的特征，与正常的富集型大洋中脊玄武岩或板内玄武岩类似。然而，他们都得出这样的结论：Joma 岩系代表一部分裂开的弧后杂岩体中的洋壳上段(可能偏离轴线)。

尽管 Robberts(1979)和 Kollung(1979)认识到该区的多期变形事件发展史，而且在邻区的瑞典也有关于复杂事件序列的报道，然而，Olsen(1980)仍认为 Joma 矿区具有两个主要的地质事件。后有一些研究普遍认为有四期变形事件。

在 D_2 期，岩石经历了较低的绿片岩相变质作用(黑云母带)，导致片理和矿物线理的形成。在 D_3 期也经历了类似的变质条件，因为 D_2 期形成片理的物质在 D_3 期的线理中得以重结晶和增长。到 D_4 期，变质作用减弱为次绿片岩相。

2 矿床地质

Joma 矿床的露头由两个弧形的块状硫化物岩层组成，它们在地下合二为一。变质枕状和块状玄武岩及薄层基性凝灰岩是该矿的直接围岩，并和富石英的含石墨千枚岩一起构成 Joma 矿区的 Leipkvattnet 推覆体。矿层内部构造复杂，它包括互层的黄铜矿、磁黄铁矿和各种夹有硅质条带的黄铁矿矿层，这些条带沿着紧闭等斜褶皱期的剪切带变得不连续，这就导致碎屑物质被封闭在硫化物基体中，即 Durchbewegt 型矿体。

矿体和围岩均经历了 D_1 到 D_4 四期变形作用。D_1－D_2 期的递进变形作用导致区域和矿区局部等斜褶皱的形成，并伴随着显著的置换页理(S_2)和拉张线理(L_2)的发育。D_3 之前，D_2 期线理在紧闭的西倾的 S_2 中趋向于北西方向。D_3 期变形事件造成了区域性的 Joma 向的构造和大量矿区中等尺度的褶皱，并伴随走向北东、向北西倾的小褶皱页理(S_3)。此外还导致了弧形的矿体地表形迹。D_4 构造期产生了小规模的正断层，缓倾伏的扭折带，这可能是由于 D_3 挤压应力造成的。D_4 期大型－中型构造规模的变形对矿体的影响可以忽略。矿体围岩是一套绿泥石、方解石、阳起石、金云母、钠长石、透辉石、石英组合。

© 1994-2012 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

3 流体包裹体研究

3.1 原理和技术

流体包裹体研究传统上涉及如下方面：在显微镜下对不同类型的包裹体的包含相、填充度、大小、形状、分布等进行描述；对合适的包裹体进行显微计温学方面的研究，以确定 $P-V-T-X$（压力-体积-温度-成分）参数。Lespinasse 和 Pêcher（1986）以及 Lespinasse 等（1991）扩展了研究包裹体分布情况的重要性。他们指出次生的流体包裹体不同方位的分布面是和一系列变形事件的应力场有关的。流体包裹体的不同展布面（和它们的应力场），依据所得出的 $P-V-T-X$ 参数，记录了流体渗流的不同阶段。

在本次研究中，将重点放在流体包裹体展布面所形成的相对先后顺序及它们的空间展布，且这些包裹体赋存于记录不同变形变质事件的关键矿物中。用组构分析方法，研究非结晶学组构要素之间的叠置关系及其与结晶学组构要素的相互关系，特别要重视变斑晶共生组合间的关系，这样就能确定变形与变质事件之间的相互影响关系。利用 Roedders 标准能确定流体包裹体及其展布面的先后形成顺序，其中，最重要的是：被微裂隙面所穿切的原生长带、包裹体和其展布面与拉伸石英的再活化和（或）重结晶之间的关系、按时序的破裂事件的分析。通过综合中等一显微构造研究和这些标志的分析，就能依据与不同类型包裹体的演化、分布及其后的改造有关的构造变质事件，来建立起共生组合关系。

3.2 研究样品和制样

25 个石英脉型矿区和脉石英样品采自 Joma 矿的 375 标高、375 斜坡和 387 标高位置。这些样品来自与不同的活化程度有关的三个主要构造环境（图 1），它们是：(1)Durchbewegt 矿床中的脉石英碎屑，其主要形成于 D_2 期，也可能在 D_3 期发生了再活化（图 1A）；(2)形成于 D_3 期顶峰的脉石英（图 1B）；(3)穿切了 D_3 期褶皱，且是明显不同的动力学特点的 D_4 期脉石英（图 1C）。所准备的双面薄片取自 6 个样品，其厚度按照所研究矿物的不同分别从 5 μm（对半透明的闪锌矿）到 500 μm，目的是为了确定显微温度。这些薄片是从大的矿物集合体或独立矿物中间切制的，在切制时要注意不使其受到破坏或者在制样过程中过热。所有的 25 个样品均准备了厚的岩石薄片，用来研究包裹体在脉石矿物和围岩中的形态及分布特点，总共有 67 个厚薄片用于包裹体岩石学研究，32 个薄的薄片用于组构和矿物学方面的研究。除了研究构造控制的 Durchbewegt 矿体的石英碎屑外，对方解石、闪锌矿、钠长石、阳起石也做了研究，目的是为了确定流体包裹体的数量。Joma 矿的闪锌矿通常富铁并缺少环带，因此能够判定独立矿物颗粒并有利于对原生包裹体的识别。偶尔见到的一些特别小的（<5 μm）自形的次生包裹体，对其的研究工作被放弃了，原因是由于它们几乎无法辨认，结果也无法再现，并且测定均一温度（T_h）也很困难。

4 流体包裹体的岩石学研究

4.1 流体包裹体的分类与描述

依据室温下所出现的相，在 Joma 矿的样品中可辨认出四种类型的包裹体。包裹体的特征、形态及以叠覆标志为依据的相对时间顺序，从老到新表示在图 2 上。

类型 I 包裹体：类型 I 是所见到的形成时间最早的包裹体，仅被发现在一个 D_2 期石英-

© 1994-2012 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

方解石脉的样品中。这些原生包裹体占据在破裂缝合过程中形成的生长环带中，位于脉和围岩接触面上。因此，许多这样的包裹体中包含有围岩中的层状硅酸盐矿物，特别是绿泥石。此型包裹体分为两类：脉-流体型（如类型 Ia，多相固体）和围岩型（如类型 Ib，单相固体）。类型 Ia 包裹体大小为 5～30 μm，形态由单向延长到不规则，边界由粗糙到圆滑。由于固相的出现和包含有均质和非均质固体，致使该型包裹体可由透明到半透明。气/液和气/（液＋固）的比率是不一致的（气泡占 5%～30%的体积），部分是由于多相共存及渗漏造成的。后者是依据多固体包裹体有一黑暗的表面，这与一些包裹体缺乏液相、气相占主体或气相不足（即一个空洞），以及有爆裂结构的特征相吻合。

围岩型包裹体（类型 Ib，图 2）在单偏光下为透明到不透明，但在正交偏光下呈强非均质性。有光滑的边界，形态由不规则到单向延长（长达 150 μm，宽达 15 μm），以固相为主，有少部分液相，不见气相。

对类型 Ia 做了有限的显微计温学的研究工作。然而，由于在同一生长带气/液比率是不一致的，所得的结果也就不可避免地出现偏差，主要是提高了 T_h 值。因此，结果出现了误差。

类型 I（渗漏和/或爆破）包裹体：类型 I 包裹体出现在所有的石英样品中，不论其构造背景如何（图 1）。它们是次生的，有的呈面状分布。这被解释为在应变或未应变的石英中愈合的微裂隙（类型 I a 和下面的类型 I c），或占据未应变的石英（活化或重结晶）颗粒边界（类型 I b）。这类包裹体具有不同程度的渗漏，在同一微裂隙中也就有气相到液相的变化。

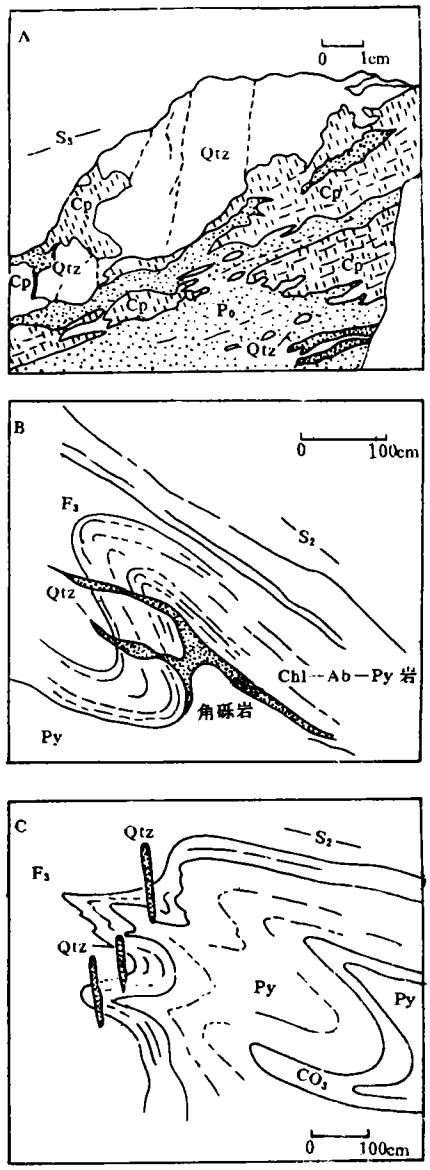

图 1　流体包裹体研究涉及的石英样品的构造背景

A. Durchbewegt 矿中的脉石英碎屑，成矿在 D_3 期，而石英形成在 D_2 期；B. 形成于 L_2 期顶峰的脉石英；C. D_4 期脉石英穿切了 D_3 期褶皱。缩写：Ab＝钠长石；Chl＝绿泥石；Cp＝黄铜矿；Po＝磁黄铁矿；Py＝黄铁矿；Qtz＝石英

类型 I a 包裹体，是应变石英内的显微裂隙型包裹体。它赋存在波状消光的石英中，大小为 20～30 μm，形态变化大，可从大的有极不规则边界（爆裂型）到小的有光滑边界的长方形和圆形（渗漏型）。爆裂型包裹体或者是空的，或者只包含气相，而渗漏型则表现出不一致的气/液比率。爆裂型包裹体通常被一些呈二维（平面）放射状的卫星包裹体所包围，卫星包裹体有不一致的气/液比率，外形比较小（<5 μm），从不规则到圆形，有圆滑边界。对其进行了有限的显微计温学的研究，然而，由于在同一晕圈的卫星包裹体的气/液比率不一致，测定结果的意义值得怀疑。

类型 I b 包裹体，是和未拉伸变形的石英有关的颗粒边界型包裹体。其外形小，从不规

© 1994-2012 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved.　http://www.cnki.net

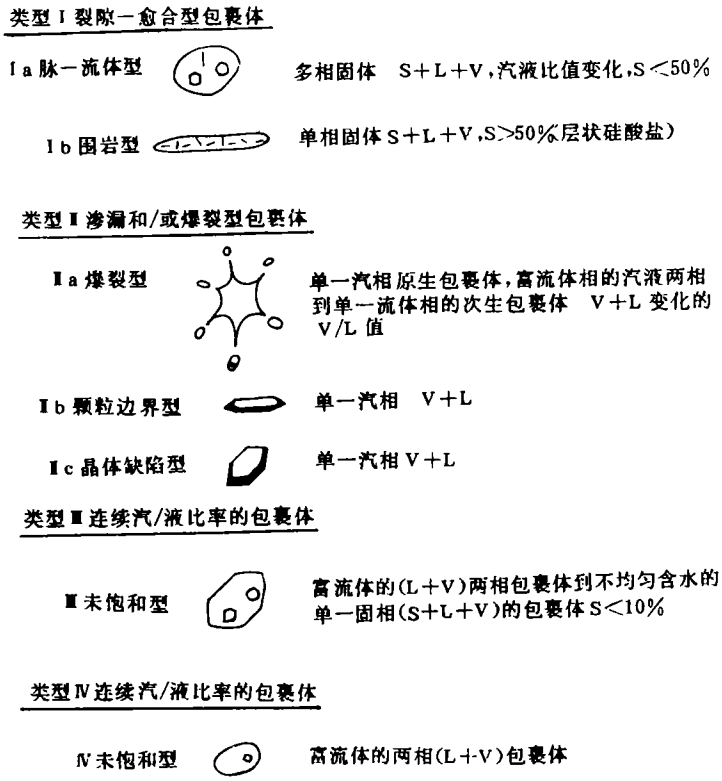

图 2 Joma 矿区主要包裹体类型及其示意图

依据室温下可见的相

则形状到单向延长至椭圆形，且是空的。它们赋存在颗粒接触面上，可在活化或重结晶的石英颗粒间或变形和未变形的石英颗粒间。它们具有颗粒边缘运移前锋的特征，这被解释为当边界移动穿过变形矿物时，被矿物边界扭曲所致。这得到了再生石英中存在无包裹核这一证据的支持。确实，在高度再活化(或重结晶)的石英颗粒中，包裹体频数和大小都减小，直到所有的包裹体都被消除。Kerrich(1976)和 Wilkins 与 Barkas(1978)曾指出重结晶和恢复愈合过程能消除早已存在的包裹体及颗粒边界的包裹体。

类型Ⅰc 包裹体，是一种微裂隙型包裹体，具有愈合程度高的外形，存在于变形或未变形的石英颗粒中，作为一种小型的(最大 15 μm)包裹体，趋向于负晶形。他们表现出高度的内部反射性，或者是空的，或者只包含气相。尽管缺乏 Joma 矿的爆裂包裹体所具有的形态，但它们仍被解释为渗漏型包裹体，即在渗漏之前，已和在内部趋高压条件下的低密度相平衡。许多学者研究结果表明，在内部超高压条件下，流体密度变低(在某些情况下，是由于重新平衡过程中包裹体体积的增大)，并导致其趋向于负晶体外形。这种情况仅发生在内部的超高压不足以高到致使晶体完全破裂的程度，或者是一些包裹体比大多数小，且分布稀疏，Joma 矿区存在后一种情况的可能性较大。Joma 矿的类型Ⅰ包裹体大多数可渗漏或者破裂，这是由于包裹体所存在的面被其紧闭的空间、大的体积、不规则的他形包裹体在相对于更成熟、愈合较好、更小的包裹体来说，破裂所需的内压较低。

类型Ⅱ包裹体：类型Ⅱ包裹体存在于所有类型的石英颗粒中，包括脉石英、石英变斑晶

© 1994-2012 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

和围岩，不论其构造背景如何(图 1 和图 2)。这类包裹体是富液体的(未饱和和含盐的)，包含有 10 vol%的气体。气/液比率在同一显微裂隙中是一致的。类型Ⅲ包裹体以个别的包裹体包含有单一固体相为特征。这类包裹体，在其内部从气相到液相的均一发生在盐的溶解之前，其体积大(可达 25 μm)，有圆滑的边界，外形从等轴状、长方体状到椭圆状，单轴延长，并有一些包裹体的外形类似于晶体外形的缺陷形状。气泡移动慢，可能由于大流体容积的影响，并要克服低(室)温下的热力梯度。总之，这类包裹体是封闭好的次生包裹体，间隔距离比其本身大小的 5 倍还要大，这就使得其显微裂隙不是那么显著。在包裹体中固相体积与包裹体的整个体积不协调，这种现象与各类型的单一固体被捕获的事实相吻合。在单偏光镜下发现了透明的板状矿物颗粒(正交偏光镜下强非均质性，小"十"字消光点在液相中迅速移动但与气泡接触)及极少的均质半自形立方体碱金属氯化物(NaCl)。

类型Ⅳ包裹体：类型Ⅳ包裹体和类型Ⅲ一样独立于石英颗粒类型和构造背景位置(图 1、图 2)，这类包裹体占据了封闭性好的微裂隙，这种裂隙可以在变形和未变形的石英中，也可在方解石中。包裹体中含有未饱和的富液相的盐水液体，有一致的气/液比率(近于 10 vol%)，并且都是次生的。其外形从不规则(它形)到自形，大多是等轴状、长方体状或椭圆状，边界圆滑。在方解石中，自形(菱形)的包裹体大量存在，是由于晶面极强地控制其形态的原因。包裹体大小为<1～15 μm，所包含的气泡大多是会移动的，Roedder(1984)把这个特点归于其局部热梯度。这种移动或许是由于在近室温下发生均一的 CO_2 造成的，有一项粉碎试验表明有微量 CO_2 存在。不论如何，CO_2 不能用显微测温的手段直接检测出来。

类型Ⅲ和类型Ⅳ是唯一能用于显微计温学检测的包裹体，其原因是：不论是在包裹体的同一分布面上或是不同的面之间，都有一致的气/液比率。

4.2 流体包裹体的时序关系

在 Joma 矿，流体包裹体的形成时间及其相对年龄的主要判别标志是：(1)在 Durchbewegt 矿的 D_2 或更早期的石英和方解石中存在原生生长环带包裹体(类型 I)；(2)与变形或重结晶石英有关的次生包裹体分布面的空间分布；(3)类型Ⅱ中的渗漏或/和爆破包裹体和爆裂后的有一致的气/液比率，类型Ⅲ和类型Ⅳ的非破裂包裹体；(4)所有包裹体(除类型 I)在 D_2、D_3、D_4 期构造事件相关的石英中都有存在。

类型Ⅰ包裹体是最早形成的，它们代表了随脉的生长而被封闭形成的包裹体，因此是代表脉生长的原生包裹体。渗漏和/或爆破的Ⅱ型包裹体和类型Ⅳ是次生的，因此也是晚的，它们赋存在那些叠加晚于类型Ⅰ之上的各自封闭的微裂隙中。类型Ⅲ和Ⅳ的包裹体气/液比率是一致的，而类型Ⅰ和Ⅱ包裹体的气/液比率不一致，这种现象的存在，进一步证实了他们生成时间的先后关系。因此，包裹体爆裂事件影响了类型Ⅰ和Ⅱ包裹体的气/液比率。

类型Ⅲ和类型Ⅳ包裹体所占据的封闭裂隙，穿切了大部分已愈合或重结晶的石英颗粒，在这种石英颗粒中，类型Ⅱ渗漏或/和爆破包裹体残余部分位于沿颗粒边界的次生边，这种现象进一步证明了类型Ⅲ包裹体和类型Ⅳ包裹体形成时间较晚。更进一步的证据是类型Ⅲ包裹体分布面完全穿切了愈合的石英颗粒。该关系表明，有一个较早的晶体愈合，之后是微裂隙的形成，然后是更进一步的愈合。这种现象与递进变形与愈合之间复杂的相互作用是一致的。这里没有明显的界线来建立类型Ⅲ和Ⅳ包裹体形成时间的先后关系。没有观察到穿切所造成的位移，而且气/液比率也产生了相似的 T_h 数据，但是，基于包裹体的成熟度(如在裂隙中被封闭的程度及裂隙本身封闭的程度，包裹体趋于呈负晶形)，类型Ⅲ包裹体应是较

© 1994-2012 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

早形成的。

5 显微测温研究

5.1 设备和程序

所有的显微测温学的研究均是利用 Sigma - Gamma - Epsilon(SGE)Ⅳ型流体包裹体研究系统，是一个美国地质调查局(U.S.G.S)的工作台，与 Roedder(1984)和 Shepherd 等(1985)所描述的一样。所测的均一温度在接近于 T_h 时用的升温速率为 0.5～1.0℃/min。重复操作误差在±1℃。均一相尽管在气相中也出现过，并有记录，但主要是液相。校正工作对 0℃以下使用 CO_2-H_2O 体系的人工合成包裹体(Syn - Flinc)；测 T_h 使用饱和的 NaCl - H_2O 包裹体。为了避免拉伸，对 T_h 较低的包裹体切片首先进行测量。测 T_h 值需对仪器设备偏差进行校正。校正结果表明，在 0℃时误差为 0.0℃，在 371℃时为－7.8℃，因此可忽略不计。对冷冻的包裹体加温时的初熔温度(T_e)进行了测定，以便解释未溶解的碱金属卤化物的可能吻合。然而，这项测定工作是不精确的，因此，能产生不准确的多变初熔数值。

冰的最后一个晶体熔化温度($T_{m冰}$)在升温率为 0.5～1.0℃/min 的条件下测定，其验证工作是通过一次或多次的重复操作进行的，然后对其结果进行平均。大多数 $T_{m冰}$ 的重现性在±0.1℃范围内，一个明显的例外是那些在冷冻时完全破裂而失去气泡的包裹体，它们能产生 0℃以上的亚稳定的 $T_{m冰}$ 值。为了检测不可冷凝气体的存在及验证 CO_2 的存在与否，使用了破碎台。将小的颗粒(直径＜1.0 mm)放置在无水甘油中或适当的溶剂中，仅在少数一些样品中发现了被封闭压缩气体的存在，特别是 CO_2。然而，由于 CO_2 是微量组分，它在显微镜下不能被检测出来。破碎工作技术的性质使其不可能确定四种包裹体中哪一种释放出 CO_2。

5.2 结 果

均一温度(T_h) 位于同一生长带同一部位的 5 个脉-流体型包裹体，被用来显微测温学的研究。这些包裹体的 T_h 的变化为 164～187℃。均一作用发生于流体相，包裹体中有许多非均质固体，这些固体在爆裂温度(T_d＝264～395℃)下没有溶解迹象。对类型 Ib 围岩包裹体的 T_h、T_d 测量不能实际进行。尽管位于爆破包裹体周围的放射状晕中的卫星包裹体，主要被液体充填，仍有一些包含成核的气相，而且还发现，反复的冷冻和加热会诱发液体充填的包裹体中产生核的气相。这就表明一些液体包裹体存在于高的负压条件下。5 个卫星包裹体的 T_h 变化范围为 162～216℃，产生成核气相的 T_h 变化范围是 176～178℃。

选自 7 个样品的 74 个次生的类型Ⅲ包裹体的 T_h 测量结果为 160～265℃，平均 202℃。大多数包裹体均一为液相，但两个气/液比率为 1 的包裹体分别在 328℃时均一为气相，它们被认为是在显微测温工作之前发生了自然泄漏。由选出的 7 个样品中测定 97 个次生的类型Ⅳ包裹体的 T_h 值变化范围为 137～297℃，平均 188℃，所有的包裹体都均一为液相。图 3 是类型Ⅲ和类型Ⅳ包裹体的 T_h、$T_{m冰}$ 值的分布关系图。

初熔温度(T_e) 对类型Ⅰ和Ⅱ包裹体来讲，T_e 值是不能测定的。然而，经重复操作，误差在±20℃，来自 14 个较高盐度的类型Ⅲ包裹体的一定 T_e 代表值还是被记录下来。T_e 值从－19℃到 23℃变化(不确定性或许与观察少量的来自他形化合物相熔化时所放出的液体较困难有关)，这与钠在流体中主要为阳离子相符。

最后冰颗粒的熔化温度($T_{m冰}$) 分别对类型Ⅰ、Ⅱ、Ⅲ、Ⅳ包裹体进行了最后冰粒的熔

© 1994-2012 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

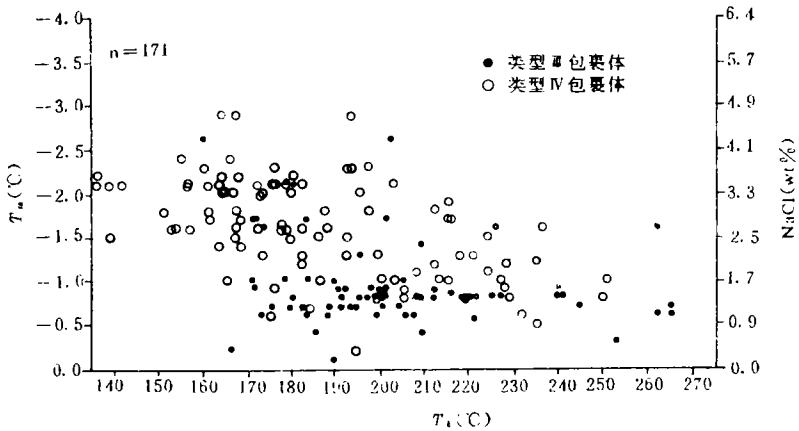

图 3　类型Ⅲ和Ⅳ包裹体的 T_h - $T_{m冰}$ 图解

融温度的测量。脉-流体型包裹体的温度为－1.0～－1.2℃。环绕类型Ⅱ爆裂包裹体的卫星包裹体的 $T_{m冰}$ 值为－0.8～－3.0℃，而 74 个次生的类型Ⅲ包裹体和 97 个类型Ⅳ次生包裹体则分别是 0～2.6℃和－0.2～4.3℃。类型Ⅲ包裹体的 $T_{m冰}$ 平均值为－1.0℃。类型Ⅳ的 $T_{m冰}$ 为－1.6℃，利用 Potter 等(1978)的资料，这些平均值所反映的盐度分别为 1.7 wt%和 2.7wt%NaCl 当量。总体上，类型Ⅲ和Ⅳ包裹体的 $T_{m冰}$ 值范围代表了盐度变化为 0 wt%～6.7 wt%的 NaCl 平衡体系，平均为 2.0 wt%。对类型Ⅰ和Ⅱ包裹体来讲，盐度范围分别为 1.7 wt%～2.0 wt%和 1.4 wt%～4.9 wt%。所有类型包裹体的 $T_{m冰}$ 值直方图(图 4)，显示出三峰分布特点，其中 84、55 和 40 个包裹体分别位于－0.8℃、－1.6℃和－2.1℃。类型Ⅳ包裹体主要位于后两个峰，而类型Ⅲ包裹体则主要位于第一个峰。类型Ⅳ的双峰式分布特点无法解释，这或许是选样的影响。

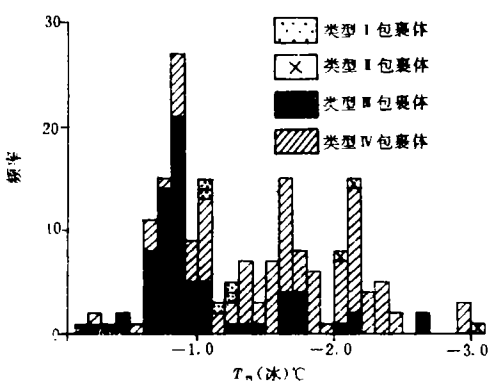

图 4　四种类型包裹体 $T_{m冰}$ 的累积频率直方图

笼形化合物熔融温度($T_{m笼合物}$)　在一些类型Ⅲ包裹体中存在 CO_2，是由 CO_2 冰冻时的固结和随后网格状 CO_2 相的不断熔融显示出来的。然而，CO_2 液体在室温下是无法看到的，且冰冻时 CO_2 固相极少出现，这是和 CO_2 含量少于 5%相一致的。所检测的 171 个类型Ⅲ和Ⅳ包裹体中只有三个能得到 $T_{m笼合物}$ 值。这三个均取自类型Ⅲ包裹体的值(7.8℃、8.3℃和8.3℃)，是经重复操作所验证的，并且是非亚稳定的，因此得到了 $T_{m冰}$ 值(－0.6℃、－0.8℃和－0.8℃)。$T_{m冰}$ 和 $T_{m笼合物}$ 值的对比表明，NaCl 平衡体系和盐度为 1.0 wt%～1.3 wt%，而所推出的 $T_{m笼合物}$ 的盐度值约为3.5 wt%，所得重量百分比中的偏差被解释为，$T_{m笼合物}$ 的升高是由甲烷造成的。甲烷的存在通过一种(DILOR)X－Y 型拉曼激光显微镜被检测出来。

固体溶解温度(T_s)　对类型 Ia 包裹体进行远高于其 T_h 值的液相的加热，以测量(任

© 1994-2012 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved.　http://www.cnki.net

何)被圈闭的固相的溶解温度。直到这些包裹体的爆裂点(T_d=264～395℃),仍没有观察到固相溶解的迹象。171 个类型Ⅲ和Ⅳ包裹体的显微镜鉴定表明,21 个包裹体确定包含有被捕获的固体,还有 21 个包裹体内固体有可能存在。对后一组包裹体由于一些条件所限制,如形状小、包裹体内反射的影响等而无法验证。那些未知包裹体从大的明显均质它形晶(NaCl?)到小的暗的它形晶。外形小于 1～3 μm,体积百分比小于 1%～10%。NaCl(?)在低于 300℃时显示出溶解的迹象,该温度是包裹体爆裂前所能达到的最高温度。按 Roedder(1984)所计算出的盐度值是 35 wt% NaCl 当量。

T_h 的校正　用 T_h 的最低、最高值 137℃和 291℃、NaCl 平衡体系的最高盐度值 6.7 wt%、90%～95%的充填度以及计算出的密度值 0.74～0.95 g/cm^3 及包括此项研究中的大部分数据,均一温度下确定内压所需压力校正在 0～10℃范围内。把校正后的 T_h 值投点到 NaCl－H_2O 体系的 $P-T-V$ 图上,利用 Hass 表(1976),推导出压力值在(3～80)×10^{5}Pa 之间。这代表了以 T_h 和 $T_{m冰}$ 值为基础、相对于盐水包裹体能计算出的最小压力值。无论如何,最小压力值变化受 CO_2 的含量及其它溶解盐的影响。此外,还受到在中等 T_h 值、低盐度、高填充度条件下 $T_{m冰}$ 测定值的亚稳定性影响。利用两个不混溶或部分混溶或沸腾的流体的等容线交点,或独立的地质温度气压计,如由变质矿物组合导出的稳定区间可以提供一个更真实的数据。在 Joma 矿,除了对类型Ⅰ的破裂包裹体有关的最低条件的估计之外,其形成或被圈闭时的初始压力值是不能够测定的,这是由于 CO_2 含量太低,不出现流体的沸腾,以及绿片岩相岩石的变质矿物组合没有提供合适的校正好的温压计。当前已有的绿片岩相变质作用的温压范围是 300～500℃,0.2～1.0 GPa。

6 讨　论

6.1 流体演化

Joma 矿的数据有两个方面可被用来建立基于流体包裹体的流体演化过程。它们是由于裂隙-愈合与 D_2 期脉同时形成的。最初的生长带包裹体(类型 I)是 Joma 矿样品中所能观察到的最早的包裹体;未受渗漏影响的包裹体(如表现出一致的气/液比率,无爆裂结构)的形成一定晚于渗漏-爆破事件。

所选择的类型 Ia 包裹体有限的显微测温,以及缺乏碱金属固体,与破裂-封闭过程的低盐度相符合。然而。因为一些其它类型 Ia 包裹体包含有碱金属,其所涉及的流体的盐度可能更高。因此,与 D_2 期同时或早的流体可能有一个变化的盐度值,这最早的能辨认的流体演化事件,可能与围岩中页理形成的主要阶段及 D_1-D_2 期塑性、变质热流再活化同时发生。

类型Ⅰ渗漏或爆破包裹体的分布提供了至少两次可识别的流体事件的证据。这些证据包含与发生在 D_4 期或期后的动力愈合-重结晶过程有关的叠覆关系,该过程也影响了类型 I 包裹体。对两次独立的流体事件的不同解释是,设想该期间为流体参与的变质作用过程中的一次变形愈合作用。

类型Ⅰ渗漏和/或爆破包裹体出现在所有类型和构造背景的石英中,这意味着包裹体本身及形成它们的流体事件是 D_4 期或期后,同样致使这些包裹体渗漏或爆破的事件一定至少是 D_4 期,很可能是 D_4 期后,这个再平衡事件也导致了类型 I 包裹体的渗漏－破裂。

再平衡事件之后,是进一步的再次流体事件(又作为次生微裂隙的充填物),这是依据所形成的流体包裹体的形态学特征作出的结论。这些包裹体有一致的气/液比率,没有渗漏和

© 1994-2012 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved.　http://www.cnki.net

/或破裂的迹象，并叠覆在所有渗漏和和/或破裂包裹体之上。盐度较低(0 wt%～6.7 wt%)，而个别类型Ⅲ包裹体包含有罕见的碱金属卤化物固体，这表明盐度高达35 wt%。由类型Ⅲ、Ⅳ包裹体所代表的两次流体事件具有相似的T_h值(由近似的气/液比率引起)，范围在137～297℃之间。

6.2 包裹体爆破与地壳抬升

爆破事件发生在当包裹体内部压力(内压)超过围岩压力及与矿物本身的内聚力之和足以破裂包裹体时。这导致了其所包含相的总密度的降低。这类遭受破裂的包裹体典型地具有包裹体，这类卫星包裹体受破裂诱发的微裂隙所控制。相反地，Sterner 和 Bodnar(1989)实验表明，降低有效密度导致原生的破裂包裹体的负晶形，而不具次生包裹体晕。包裹体在形状和空间分布上的不同行为，特别在实验条件下已被 Bollier 等(1991)所揭示，并进行了解释。Joma 矿原生的类型Ⅰ渗漏和/或爆破包裹体主要是气体充填或者是空的，而次生包裹体主要是富液体的。这表明在原生和次生包裹体的圈闭时期有明显不同的有效密度(因此有很大的压力差)。类型Ⅰ渗漏和/或爆破包裹体表现为围绕原生包裹体的两维放射状分布的次生包裹体或向负晶体外形转变的趋势，而不是形成次生包裹体。包裹体的这一系列行为反映了如下一些情况：圈闭 的温压范围、初始成分的变化、初始形状的影响、石英强度各方向的不均一性、抬升期间的两阶段爆破，或者是以上这些因素的综合。遗憾的是，对这些问题的进一步解决还不现实。

总的来说，Joma 矿的类型Ⅰ和Ⅱ渗漏和/或爆破包裹体的形态与围岩经历一次主要的拉张(减压)事件是一致的。在这次事件期间，高的内压导致了渗漏、破裂，在某些情况下，发生溶解-沉淀的再平衡作用。内压至少等于，很可能高于由均一温度所计算出的内压0.0081 GPa。由于破裂而形成的次生包裹体提供了有关圈闭温度的数据。当次生包裹体完全由液体充填时，则缺少气相核。这表明破裂和圈闭时的温度是很低的(可能＜200℃，这与低温流体包裹体对比而来，这符合有气相核的次生包裹体的T_h值(162～216℃)，也符合来自于显微测温的温度数据(176～178℃)。而当次生包裹体表现出变化的气/液比率(而不是由于"颈化")时，符合发生在一个时间间隔的再平衡作用，这就达到了所涉及的流体密度所要求的T_h和T_t(圈闭温度)范围。因此，对于带有气相核的流体包裹体的温度范围162～216℃，是其在破裂和圈闭时所经历的温度的下限。

根据其T_h值为162℃、盐度为3.0 wt%及 Haas(1976)的资料，类型Ⅰa次生包裹体的内压是6×10^5Pa。这些数据代表了弱破裂事件发生的最低条件。图5列出了类型Ⅰ原生包裹体的可能途径。该图的根据是，破裂的最低条件和类型Ⅰa次生包裹体内不生成气相核的事实。它也反映了这样的关系：因为次生包裹体没有受到伴随类型Ⅲ和Ⅳ包裹体形成时P-T条件的影响，原生包裹体形成次生包裹体的等容明显再平衡作用在高于类型Ⅲ和Ⅳ包裹体形成时的P-T条件范围内。该图最终还综合了实验得出的内超压值800×10^5Pa(或等于内部压力减去围岩压力)，即大包裹体破裂所需达到的值和求出的类型Ⅲ和Ⅳ包裹体的内压力，目的是获得类型Ⅰ及包裹体圈闭的温压最小估计值。这就产生了167℃和881×10^5 Pa的值。利用 Hass(1976)和 Potte 及 Brown(1977)的资料，可得到爆破之前的类型Ⅰ包裹体流体的密度是0.972 g/cm³。这两个值投到等容线图上，相当于类型Ⅰa包裹体的T_h值(即162℃和216℃)。0.972 g/cm³的值相当于167℃(最低T_t)和881×10^5Pa的Ⅰa型包裹体等容线，所有三条等容线均导自于 Hass(1976)的数据资料，使用平均盐度值3.0 wt%NaCl 当

© 1994-2012 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

量。不过还应强调，这些值是爆裂事件发生的条件下限。

变质岩中流体包裹体内超压和破裂一般是由于地壳的抬升致使围岩压力的降低造成的。在 Joma 矿区爆破事件的存在，反映了迅速的抬升作用，并伴随着剥蚀减压。与破裂事件发生时间及条件有关的证据除了来自于包裹体的之外，是非常少的。在 Joma 矿区的碰撞挤压和褶皱造山带中，发生于 D_2-D_3 期的强烈变质作用产生了中—高压组合，在 Joma 附近的部分 Save—Kõli 构造带中有显示。相反，Joma 地区的 D_4 期有一相对缺少塑性标志的脆性变形作用，发生在相当于次绿片岩相的弱变质作用中。这可能是由于造山带的进一步剥蚀和静力抬升的均衡作用造成的。相反，更加迅速的抬升作用可能是由于 D_4 期减压的破裂-再平衡事件。

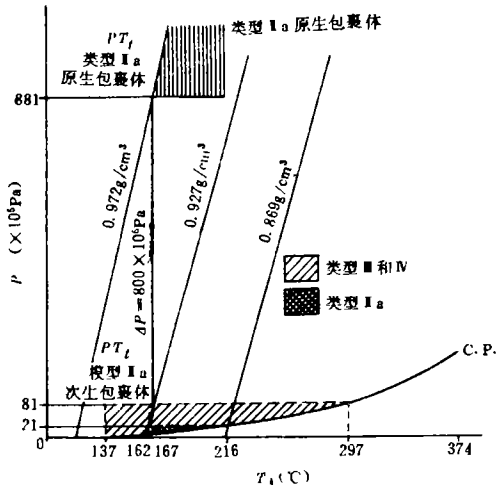

图 5　与 $P-T$ 图解所计算出的等容线，显示出的爆裂及之后的再愈合过程形成类型Ⅰa包裹体所需的最低条件和路径

次生的放射状包裹体（Ⅰa）形成时的压力和温度，相对于类型Ⅲ、Ⅳ包裹体在均一温度时的内压较低，这是由于它们未受类型Ⅲ、Ⅳ包裹体及无气相核单一流体相的次生包裹体的影响。800×10^5 Pa 的压力范围是爆裂大包裹体所需的内部超压值，类型Ⅰa包裹体的三条等容线使用的平均盐度是 3.0 wt%，阴影部分代表了类型Ⅰa、Ⅲ和Ⅳ包裹体的数据范围

在斯勘的纳维亚加里东造山带，变质作用和变形事件之后的显著抬升作用已被诸多位学者所认识。然而，剥蚀作用的速度是不能确定的。Odling(1989)提出，在加里东造山带的某些地区，当 D_3 期后的松驰作用允许产生以上覆岩层压力为主的挤压体系时，D_4 期构造就能形成，而在 Joma 的其它某些地区，她认为在 D_3 和 D_4 期间，迅速的剥蚀作用减小了上覆岩体的厚度，使得垂向压力变小和温度降低到不足以使大量物质发生塑性变形。在 Joma 矿体附近的情况就是这样，D_4 期事件的影响可忽略。基于这种解释，Joma 地区中部的岩石也就迁移于 D_4 期的脆性变形区。因此，如果 D_4 期后发生了爆破事件，爆破包裹体将会反映出低的温度和围岩压力。

以上的理由支持了这样的观点：爆破的原生包裹体周围的次生包裹体所分布的微裂隙面的普通存在反映了，石英矿物的脆裂是由于在超内压条件下水力压裂造成的。次生包裹体的形状(通常缺少负晶体形态)，也与爆裂时的低温条件一致。因此，笔者认为破裂事件应发生在塑性变形减弱、脆性变形和地壳抬升减压作用增强时。

6.3　爆裂后的体系条件——观察和显微测温

在某些情况下，围绕类型Ⅰ原生包裹体的次生包裹体没有气相核，这意味着再平衡的温度低于 200℃。在另一些情况下，尽管存在有气相，但气/液比率是一致的，它意味着再平衡时温度有一个变化范围。这些变化情况被解释为，再平衡作用发生时的温度在温度的下降范围内。无论如何，仍可认识到还有其它一些原因，比如，气泡的不存在可能是由于高负压条件下流体拉伸造成的亚稳定所致，并且，这已通过对类型Ⅰ的明显具单向的包裹体晕进行反复的冰冻-升温使得气相成核被证明。或许，在某些微裂隙中不一致的气/液比率是由于细颈化现象造成的。类型Ⅲ和Ⅳ包裹体形成在 D_4 期到期后的类型Ⅰ包裹体和爆破事件之后，因此，

© 1994-2012 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved.　http://www.cnki.net

它们与中等尺度变形之后脆性状态所形成的微裂隙有关。$T_{m冰}$累积频率图(图4)中的峰值相当于类型Ⅲ(−0.8℃)和类型Ⅳ包裹体(分别在−1.1℃和−2.1℃)。Ⅳ型包裹体的形态一致,其出现两个峰值的原因不清。类型Ⅲ和Ⅳ峰值样式是和它们形态上的区别相一致的,因此,提供了爆裂后有两次流体事件存在的证据。这两类包裹体的低均一温度和低温度和大气降水深部环境的淋滤作用模型相一致。微量CO_2的存在和罕见的NaCl(?)固体或许可被解释为,大气降水与减压破裂时释放出的流体相混合的结果。反映与地下水相互作用的流体包裹体已被Nordstrom和Olsson(1987)及Craw(1988)论述过。

6.4 流体演化和硫化物

Joma矿显示出经历了反复的变形、变质、抬升作用的矿床中流体包裹体的行为和流体演化的复杂性,但没有确定与喷气成矿作用过程有关的流体事件的存在。即使对那些通过物理的或化学的再活化作用来改变矿体形态的变形和变质作用过程也很少能被记录下来。在这些作用过程中所圈闭的流体保存下来的机会很小。和后期构造运动如地壳抬升有关的流体包裹体将会被保存下来,并且有利于显微计温度的研究,尽管这种确定对矿床成因没有什么意义。如不考虑显微−中规模构造资料,对这些后期包裹体进行研究工作的均一温度和盐度就不能从矿床成因方面而得到恰当的解释。需要做大量的细致工作,以保证那些符合矿床成因模型,特别是变质的金属矿床的数字不反映假的流体事件。

7 结 论

Joma地区与火山岩相伴生的块状硫化物矿床没有那些与矿床初始水有直接或间接关系的包裹体,然而,本次流体包裹体研究工作得出了以下结论。

(1)在Joma矿体的石英中发现了明显的三个类型(和亚类型)包裹体。从老到新分别为:类型Ⅰ包裹体是在D_2期石英的裂隙愈合生长带中的原生包裹体;类型Ⅱ渗漏和/或破裂包裹体赋存在D_2-D_4期的脉石英中,有一致气/液比率的类型Ⅲ和Ⅳ包裹体也赋存在D_2-D_4期的脉石英中。

(2)和最初的喷气成矿作用有关的包裹体被变质作用破坏消除。

(3)反映变质和变形过程(D_1-D_3)中再活化作用的包裹体大部分已被动态的愈合和重结晶作用消除。在Durchbewegt矿类型Ⅰ包裹体被保存在碎屑中,尽管该类型包裹体也受到渗漏-破裂作用的影响,但它们仍不失为一个特殊例子。

(4)与微裂隙的形成流体的圈闭事件有关的包裹体存在于爆裂前的D_2-D_4期石英中,因此其形成时间一定是D_4或更年轻。

(5)破裂事件与D_4期,更可能与D_4期后的地壳抬升作用有关。它极大地破坏了那些对于变质的再平衡作用条件有重大意义的流体包裹体显微计温学资料的记录。

(6)类型Ⅲ和Ⅳ包裹体记录了高度显微破裂作用和流体圈闭,它很可能与大气降水的深部环流高度相互作用有关。该类包裹体是唯一的可用来显微计温学研究的包裹体。

(7)许多关于低级(变质作用)变质矿体的流体包裹体研究,重点只放在那些能获得显微测温学资料的包裹体。没有流体包裹体岩石学及微构造学方面的研究,这种研究方法是不准确的,这已被Joma地区的详查所证明。

译自《Economic Geology》,1994,**89**:803~819

© 1994-2012 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net