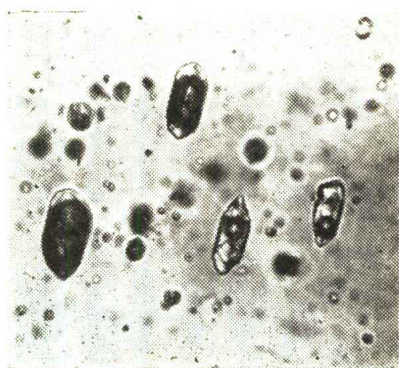


6495

56.7

流体包裹体

在岩石中的形成和演化



地质出版社

流体包裹体在岩石学和矿床学 中的 应 用

芮宗瑶 沈崑 等译

地 质 出 版 社

内 容 简 介

本书是1981年5月加拿大矿物学协会举办的流体包裹体短训班教材，其中搜集了8位国际著名的矿物包裹体专家的12篇讲稿，这些文章既阐述了流体包裹体的基本理论，又介绍了流体包裹体在火成岩、变质岩、沉积岩、矿床和地热等学科中的实际应用，同时它还反映了国外在这一领域中的新进展。

Mineralogical Association of Canada

Short Course In Fluid Inclusions; Applications to Petrology

Calgary, May 1981

Editors: L.S. Hollister and M.L. Crawford

流体包裹体在岩石学和矿床学中的应用

芮宗瑶 沈 崑 等译

张洪涛 卢焕章 等校

*

责任编辑：沈文彬

地质出版社出版

（北京西四）

沧州地区印刷厂印刷

新华书店北京发行所发行 · 各地新华书店经售

*

开本：850×1168¹/₃₂ 印张：10⁷/₈ 字数：280,000

1986年10月北京第一版 · 1986年10月沧州第一次印刷

印数：1—1,495册 定价：3.05元

统一书号：15038 · 新1089

目 录

第一章 流体包裹体信息的内在价值

..... L.S.Hölliester (1)	
一、引言	(1)
二、基本概念	(2)
三、在岩石学中的应用	(4)
(一)地质压力计和地质温度计	(4)
(二)通过流体包裹体成分进行岩石学推论	(6)
(三)不混溶流体	(7)
(四)流体密度的岩石和构造推论	(8)
(五)成岩作用和变质程度很低的岩石	(10)
四、结论	(10)

第二章 地壳中超临界流体的组成和体积

..... J.R.Holloway (14)	
一、引言	(14)
说明	(15)
二、流体组成	(17)
(一) $C-O-H-S$ 体系	(17)
(二) $C-O-H-S-N$ 体系	(21)
(三) $C-O-H-S-Na-Cl$ 体系	(21)
(四) 体积计算	(22)
三、流体的体积性质	(24)
(一) CO_2-N_2	(26)
(二) CO_2-CH_4	(26)
(三) CO_2-H_2O	(26)
(四) $NaCl-H_2O$	(28)

(五) $\text{CO}_2\text{—H}_2\text{O—NaCl}$	(29)
---	------

四、包裹体的P—T轨迹	(31)
-------------------	------

五、总结	(32)
------------	------

六、附录: ISOCHORE程序的说明和使用	(33)
------------------------------	------

第三章 C—O—H—S 流体包裹体中相平衡分析

..... R.C.Burruss	(36)
-------------------	------

一、引言	(36)
------------	------

二、单组分体系.....	(37)
--------------	------

(一) CO_2	(37)
-------------------------	------

(二) H_2O	(41)
--------------------------------	------

三、双组分体系.....	(42)
--------------	------

(一) $\text{CO}_2\text{—CH}_4$	(43)
-------------------------------------	------

(二) $\text{CO}_2\text{—HO}_2$	(53)
-------------------------------------	------

A.相边界以及成分的制约	(53)
--------------------	------

B.总成分和摩尔体积的估测	(58)
---------------------	------

C.单相区PVT	(60)
----------------	------

四、推广到其他体系的相平衡分析	(62)
-----------------------	------

五、结论	(66)
------------	------

第四章 水流体包裹体的相平衡

..... M.L.Crawford	(71)
--------------------	------

一、引言	(71)
------------	------

二、致冷和致热观察	(72)
-----------------	------

三、低温测定	(74)
--------------	------

(一) H_2O	(74)
--------------------------------	------

(二) $\text{H}_2\text{O—NaCl}$	(78)
-------------------------------------	------

(三) 其他氯化物卤水	(83)
-------------------	------

(四) 非氯化物水溶液	(88)
-------------------	------

四、均一温度测量	(91)
----------------	------

五、结语	(94)
------------	------

第五章 流体包裹体成因和捕获后的变化

..... E. Roedder	(98)
一、引言	(98)
二、包裹体成因——形成机制	(98)
(一) 包裹体分类	(98)
(二) 由均一体系形成的包裹体	(99)
A. 原生包裹体	(100)
B. 假次生和次生包裹体	(101)
C. 出溶包裹体	(102)
(三) 由非均一体系形成的包裹体	(103)
A. 液体+固体	(103)
B. 液体+气体或液体+蒸汽	(104)
C. 两种不混溶流体	(107)
(四) 与总流体的关系, 流体包裹体是代表性的样品吗	(109)
三、捕获后包裹体中的变化	(111)
(一) 相的变化——子晶相	(111)
A. 包裹体壁上的结晶作用	(111)
B. 收缩和不混溶性	(112)
C. 子矿物	(115)
D. 准稳定性	(116)
E. 人造包裹物	(118)
(二) 物理变化	(122)
A. 形态变化	(122)
B. 由梯度引起的包裹体位置变化	(126)
C. 包裹体体积的变化	(127)
D. 渗入或渗出	(131)
四、后记	(133)
五、流体包裹体成因判据 (表5.1)	(133)
(一) 原生成因判据	(133)
(二) 次生成因判据	(136)
(三) 假次生成因判据	(136)

第六章 沉积成岩作用研究中的碳氢化合物流体包裹体

.....	R. C. Burruss (143)
-------	-----------------------

一、引言	(143)
二、碳氢化合物包裹体的鉴别	(144)
(一) 颜色	(145)
(二) 折射率	(145)
(三) 低温相状态	(145)
(四) 萤光显微技术	(146)
三、碳氢化合物流体包裹体产状	(148)
四、显微测温	(153)
五、结论	(158)

第七章 低级和中级变质岩中的流体包裹体

.....	M. L. Crawford (162)
一、引言	(162)
二、流体包裹体的产出方式	(162)
三、捕获顺序	(166)
四、包裹体渗漏	(167)
五、流体包裹体组成随变质程度的变化	(170)
六、流体包裹体组成与岩石类型的关系	(172)
七、流体来源——同位素证据	(174)
八、退化变质作用	(176)
九、利用流体包裹体估算压力和温度	(177)
十、利用压力和温度估计值推导的模式	(184)
十一、结论	(184)

第八章 高级变质岩中的流体包裹体

.....	J. L. R. Touret (190)
一、引言	(190)
二、高级变质岩及其定义必须考虑的一般因素	(191)
三、观察和显微温度测量	(192)
(一) 估计流体包裹体丰度	(193)

(二) 流体包裹体总体的均匀性; 相对年代要素	(193)
A. 呈孤立或小群产出	(195)
B. 愈合显微裂隙的形态和穿插关系	(195)
(三) 显微温度测量: 熔化和均一温度直方图	(198)
A. 水溶液包裹体	(198)
B. 富CO ₂ “碳质” 流体	(199)
(A) 纯CO ₂ 包裹体: 单峰和多峰直方图	(199)
(B) CO ₂ 和CH ₄ 或N ₂ 的混合物包裹体	(201)
四、流体包裹体资料解释及某些实例	(204)
(一) 流体包裹体组成与等变质度之间的关系	(205)
A. Bamble石英岩	(206)
B. Sagesund变泥质岩	(207)
C. Selålos条带混合岩及深熔作用的意义	(208)
(二) 温度压力解释: 某些(较早的?) 流体与高峰变质 条件之间的和谐性	(209)
A. 单峰或双峰均一温度(Th)直方图	(210)
B. 多峰直方图: 有意义的等容线的选择	(212)
(A) 一般情况: 较早的包裹体是密度最大的包裹体	(212)
(B) 例外情况(Rogaland): 晚期包裹体的密度 增加	(215)
五、结论	(216)
第九章 热液矿床流体包裹体研究	E. T. C. Spooner (223)
一、引言	(223)
二、空间上与侵入岩和喷出岩有关的热液矿床	(225)
(一) 高侵位海底环境	(225)
A. 蛇绿岩型(塞浦路斯型)火山成因硫化物矿床	(226)
B. 黑矿型火山成因硫化物矿床	(227)
(二) 高位陆上环境	(228)

A. 浅成低温热液 Au-Ag-Cu-Pb-Zn 矿脉以及伴生的交代矿床	(228)
B. 次火山 Sn-Ag (Cu-Pb-Zn-Bi) 矿床	(232)
(三) 空间上与火成侵入体有关的较深位环境	(233)
A. 斑岩铜矿床	(233)
B. 斑岩钼矿床	(237)
C. 席状脉钨、锡和钼矿床	(237)
D. Sn、W-贱金属硫化物脉状矿床	(239)
E. 脉状铀矿床	(240)
三、与侵入火成岩没有明显空间关系的沉积岩中的热液金属矿床	(241)
(一) 碳酸盐主岩的 Pb ± Zn ± 重晶石 ± 萤石矿床	(241)
A. 密西西比河谷型层控矿床	(242)
B. 碳酸盐主岩中的 Pb-Zn 脉状矿床	(243)
(二) 砂岩主岩的 Pb-Zn 矿床	(243)
(三) 与不整合有关的 U ± Ni ± Co 矿床	(244)
四、概括和结论	(245)

第十章 浅成侵入岩的流体包裹体

..... A. Weisbrod	(262)
一、引言	(262)
二、流体包裹体类型	(263)
三、与同岩浆作用有关的流体包裹体	(264)
(一) Ascension 岛的花岗质喷出物	(264)
(二) Mariktikan 地区	(268)
(三) 黄玉中的流体包裹体	(270)
(四) Volynia 伟晶岩	(274)
(五) Illimaussaq 侵入体	(275)
四、与岩浆期后作用有关的流体包裹体	(280)
(一) Cligga Head 花岗斑岩	(280)
(二) Chorolque 含锡斑岩 (玻利维亚)	(282)

(三) Mayres伟晶岩.....	(283)
A. 热液演化期间流体的P-T轨迹	(284)
B. 热液演化过程中水—岩相互作用	(286)
五、斑岩铜矿中的流体包裹体	(290)
(一) 序言.....	(290)
(二) 斑岩铜矿中的卤水包裹体.....	(290)
六、结论.....	(293)

第十一章 流体包裹体的分析方法

..... L.S. Hollister	(300)
一、前言.....	(300)
二、大量提取方法	(300)
(一) 标准化学方法	(301)
(二) 气相色谱法	(301)
(三) 电感耦合等离子体原子发射光谱法	(302)
(四) 中子活化分析法	(302)
三、单个包裹体的破坏性分析法	(302)
(一) 激光显微探针法	(303)
(二) 聚焦电子束能量色散分析法	(303)
(三) 离子显微探针法	(303)
四、单个包裹体的非破坏性分析法	
——拉曼光谱法	(304)

第十二章 显微测温法的问题

..... L.S. Hollister, M. L. Crawford, E. Roedder, R. C. Burruss, E. T. C. Spooner和J. Tourret	(307)
一、引言.....	(307)
二、野外样品的选择	(307)
(一) 变质岩	(308)
(二) 火成岩	(308)
(三) 沉积岩	(309)
(四) 热液矿床	(309)

三、流体包裹体的寻找	(310)
四、样品制备	(311)
五、包裹体岩相学和产状	(312)
六、相的鉴别	(314)
(一) 室温下一相	(314)
(二) 室温下两个流体相：一个外部相（液相）和一个 中间的气泡（气相）	(315)
(三) 室温下的三个流体相	(316)
(四) 其它观察情况	(316)
(五) 室温下存在固体相	(316)
七、亚稳态	(316)
八、爆裂	(317)
九、包裹体的观察	(318)
十、压碎台	(320)
十一、商业上能买到的冷热台	(322)
十二、工业电视的选择	(329)
十三、校正	(330)
十四、测量	(334)

第一章 流体包裹体信息的内在价值

L. S. Hollister

(Princeton 大学地质地球物理科学系)

一、引言

这些流体包裹体短训班教材旨在为变质岩、火成岩和沉积岩岩石学家们提供某种基础，以便增加一种岩石学研究的新工具。这种工具就是安装在显微镜上的冷热台，用它来测定单个流体包裹体的相变温度。包裹体的成分和密度可以由这些温度资料确定。由于流体是在含包裹体的主矿物采集前的某阶段捕获的，因此流体的成分和密度可用于解释含主矿物的岩石历史。测定流体包裹体的相变温度的技术称之为显微测温学 (microthermometry)。几种冷热台的描述载于第十二章。流体包裹体成分的直接测定技术简评于第十一章。

流体包裹体的研究始于对成矿流体的成分和矿石沉积条件的研究。Roedder，特别是Roedder在1967、1972和1979年对这些研究进行了很多评述。对于任何一个研究流体包裹体的起步者来说，这些论文是值得一读的。Roedder和Coombs (1967)、Touret (1974)、Poty等 (1974)、Touray和Barlier (1975)、Weisbröd和Poty (1975) 及其他研究者都指出，流体包裹体研究还可以应用于其他岩石学领域。Poty等 (1976) 改进的一种冷-热台可以扩大到低温范围 (进行

温度测量),流体包裹体的相变温度可以容易准确地被测定出来。为了获得许多变质岩、火成岩和沉积岩(成岩)中见到的含 CO_2 和含 CH_4 流体的资料,这种冷-热台是必要的。Touret (1977)和Weisbrod等(1976)发表了有关变质岩和火成岩中流体包裹体应用的评述, Roedder (1979a)发表了有关硅酸盐熔融包裹体应用的评述。Roedder (1979c)还评述了沉积成岩方面所取得的研究成果。研究流体包裹体的技术资料,特别是金属矿床方面的资料是由 Roedder (1976)提供的。

本文在短训班教材的基础上,评述了变质岩和火成岩中流体包裹体研究的显微测温学的最新发展,也提供了沉积岩成岩作用期间形成的流体包裹体的附加信息。

本章准备介绍一些基本概念和基本术语,对于流体包裹体所涉及的或可能达到的问题范围要简评一下,更详细的内容放到以后各章去讨论。

二、基 本 概 念

大多数流体包裹体研究出于这样的假定:自从包裹体形成之后,它的流体成分和密度未发生过变化,或者是包裹体发生过渗滤,但是渗滤的证据能在样品中观察到。Roedder和Skinner (1968)批判地检验了这一假设,认为仍然是可接受的,到第五章将进一步讨论这一假设。如果流体的成分能被确定(第三章和第四章要讨论如何确定流体的成分),并且流体的液-气曲线已知,那么流体的密度就可以根据这一流体相的气相和液相的均一温度得知。如果流体的P-V-T特性已知(第二、三和四章将评论几种流体的P-V-T特性的研究现状),那么在P-T图上就能确定恒定密度或摩尔体积的一条线,这种线称之为等容线,它代表p-T条件的范围,在此条件下捕获了具此密度的流体。图1—1和图4—1表示了纯 CO_2 和纯 H_2O 流体的若干等容线,及其液—气曲线和临界点。

原生包裹体就是主晶生长期间捕获的包裹体。通常，原生包裹体被发现于开放裂隙或晶洞里生长的晶体中，在热液脉和许多沉积岩的晶体中是常见的。在火成岩中原生包裹体形成于捕获熔融体士其他流体的斑晶中。捕获于生长面上的包裹体常排列于平行生长面的晶带中，因此矿物生长期间不同流体的相继演化可在一个晶体的若干生长环带中得到记录。

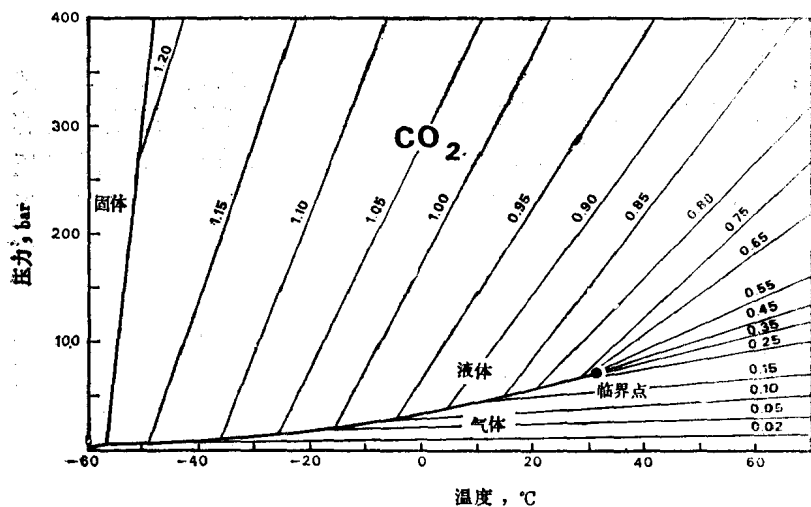


图1—1 CO₂相图，表示若干等容线的密度g/cm³。根据Angus等（1973）汇编的资料，临界点为31 °C

结晶岩石中的多数流体包裹体沿愈合裂隙产出，因此它们是次生的，也即，流体捕获于主晶生长之后。有几位研究者（如Hollister和Burruss, 1976; Konnerup—Madsen, 1977; Swanenberg, 1980）根据流体包裹体是沿愈合裂隙（痕迹）呈串或呈群产出，还是作为单个独立的包裹体产出，而区别是次生流体包裹体还是原生流体包裹体。这些产状解释了包裹体的形成顺序：产于愈合裂隙的包裹体晚于呈串的包裹体，孤立的包裹体一般形成最早。各种地质背景中

的包裹体成因留待第五—第十章以及第十二章讨论。

三、在岩石学中的应用

流体包裹体在岩石学中的潜在用途仅限于岩石学家的想像。下面的段落概括了在岩石学中应用的一些轮廓。这一简评不可能阐明完整的内容，

(一) 地质压力计和地质温度计

当人们能够独立估计在某包裹体的流体捕获时的压力、温度或压力与温度之间的关系时(例如已知地热梯度),那么用流体的等容线可以唯一地确定压力和温度这两个变量。由于在数百巴之上的压力条件下,纯 CO_2 的等容线比 H_2O 的等容线在P-T空间中具有较缓的坡度(图1—2),因此与水流体相比,对纯 CO_2 流体捕获温度作独立计量将给出更精确的压力估计值。

在高地热梯度可能被独立估算的地方,如地热和热水环境,地热梯度线^①与富水包裹体等容线的交点可以用来估算捕获压力,因为高地热梯度线与富水等容线以高角度相交(一条 $100^\circ\text{C}/\text{Km}$ 的地热梯度线与密度为 $0.655\text{g}/\text{cm}^3$ 流体的等容线平行(图1—2);注意:从 CO_2 临界点附近辐射出来的 CO_2 等容线与地热梯度线近乎平行)。

在有些研究中(例如Kalyuzhnyi和Koltun, 1953),已阐述了纯 CO_2 与纯 H_2O 流体是在相同P—T条件下作为分离的包裹体捕获的情况。此时,它们等容线的交点既给出了捕获的压力,也给出了捕获的温度(图1—2, A点)。

如果两种部分不混溶的流体为均一相而同时被捕获,那么它们在室温条件下都将作为两相(至少)包裹体出现,除非在捕获温度与室温之间其溶线两翼部是垂直的。当加热时,虽然它们均一到不

① 由地热梯度所表示的压力与温度的关系反映在P—T图上的一条线——译者

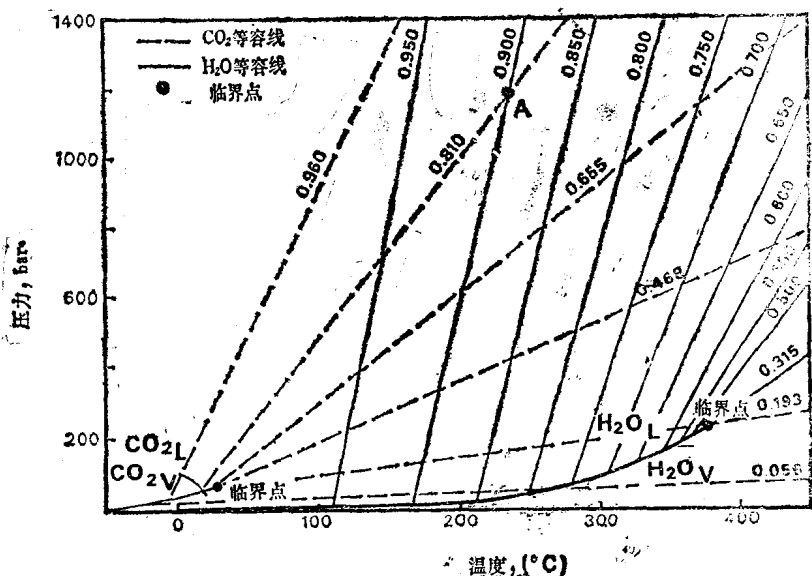


图1—2 CO_2 和 H_2O 的P-T联合图解,借以说明Kalyuzhnyi和Koltun(1953)的地温—地压计方法,可用于相同温度和压力下(A点)捕获的 CO_2 与 H_2O 相分离的包裹体(据Roedder和Bodnar, 1980)

同的相,但都将在相同温度下均一。这一温度就是捕获温度。例如Mullis(1979)认为:他研究的 H_2O - CO_2 包裹体当其捕获时被甲烷所饱和,因此这些包裹体的均一温度就是捕获温度。这方面和其他实例在第六和第七章中还要讨论。

负载压力或静水压力往往可能通过地质证据来估算。这就给出某等压线,它与该深度下捕获的流体的等容线在捕获温度处相交。这一方法被Burruss和Hollister(1979)所利用,即通过与岩心取样深度相对应的水流体捕获压力,来确定地热区的古温度。

在变质岩中,根据变质矿物相组合单独估算P和T,这与最早捕获的流体包裹体的摩尔体积显示了很好的一致性。这些流体包裹体

表明：在某些情况下，流体包裹体的等容线可能作为估算变质岩的P—T条件的附加尺度，特别在矿物组合尚不能作为有效的尺度的时候。Hollister等（1979）评述过北美的几个研究成果。这些问题及其他留待第七和第八章讨论。

根据富CO₂流体的密度和玄武岩的液相线温度（Roedder, 1965; Murck等, 1978），确定了玄武岩斑晶中纯CO₂流体包裹体的捕获压力。Moore等（1977）发现，由深海玄武岩的气泡中的低密度流体估计的捕获压力与这些样品采集的海底的静水压力相当吻合。

poty等（1974）、Luckscheiter和Morteani（1980）曾采用产于石英包裹体中流体的等容线以及流体与共存的两种碱性长石之间碱性元素的分配来估计流体的捕获压力和温度。流体的密度和盐度通过显微测温方法确定，流体的碱金属离子的比值通过萃取流体分析测定。

Roedder和Bodnar（1980）评述过应用流体包裹体作为地质压力计的若干研究工作，但是它们在本书中未包括。

（二）通过流体包裹体成分进行岩石学推论

某包裹体中流体的实际成分为岩石在其演化历史的某些阶段出现的流体成分提供了直接资料。甚至包裹体形成后发生过渗漏。流体的成分可以不改变，除非渗漏发生于次生相形成之后，如气泡形成或固相淀积之后（见第五章关于这一假设的可能问题的讨论）。

例如火山岩的大晶体中的CO₂液相包裹体的存在，清楚地表明在大晶体生成的火山岩中存在富CO₂流体相，并当其捕获时，流体密度越大，其压力越高。

如果全部石英脉的流体包裹体基本上具有相同的成分，那么作这样的假设便是合理的：这种流体与石英脉的形成有着直接的成因关系。根据带状脉或不同世代的脉的包裹体资料，可以提供脉体形成时流体成分演化的信息。产于柎榴石附近或石香肠之间的压力影中的石英的流体包裹体成分，与石英淀积时的流体成分相当接近，