

为方解石或更普通一点为苏打石 (NaHCO_3)。正常情况下这些固体的存在并不影响均一温度 (图8—6)。在一个样品中相邻包裹体

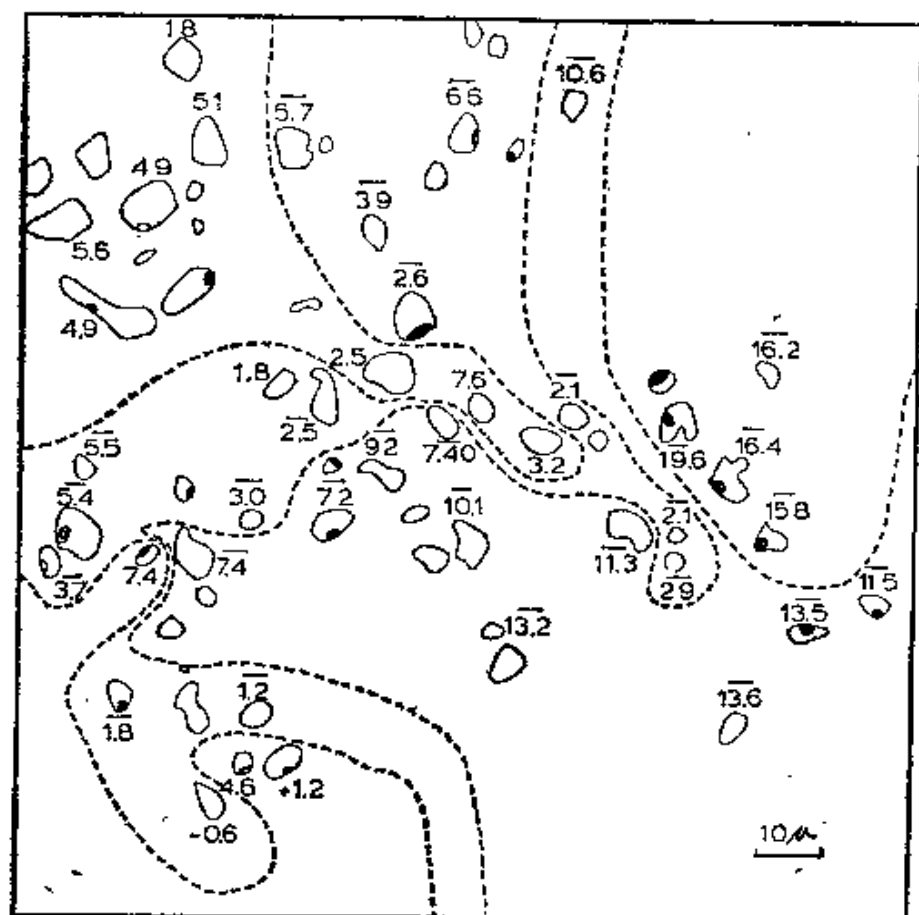


图8—6 一个愈合显微裂隙平面中 CO_2 包裹体的实际分布(照相清绘), 产于加拿大的MontLaurier麻粒岩中富含铀的伟晶岩类岩石(Cuney, 私人通信)。每个数字代表它近旁包裹体的均一温度($T_h, ^\circ\text{C}$)。各条等信线规定了具有相当密度的一些带。在这个剖面范围内, 一些高密度值构成一些“残岛”, 它们被低密度区域围绕。黑圆点代表固体矿物苏打石($\text{a}-\text{NaHCO}_3$), 它对 CO_2 密度无任何影响

均一温度相差可多达 40° 至 50°C 。由于每个包裹体规定了它自身的压力和温度，只有从这些变化中找到某些规律性时才能试图进行任何解释。第一步是建立好的观察方法，即某串包裹体的均一温度变化要比从一串包裹体到另一串包裹体之间的温度变化小（图8—7，b和c）。在单独一串包裹体中均一温度的变化通常小于 10°C （图

8—7, b)表明这条裂隙迅速愈合;或者如果在捕获后已发生任何变化(Roedder, 第五章),则所受的干扰非常均匀。当变化较大时,有时可能识别某种变化趋势(图8—6),从而可以指明裂隙是在有温度梯度时愈合的或颈缩现象起了重要作用(Roedder, 第五章)。多数沿裂隙分布的包裹体串是任意定向的,而在顺利时可观察包裹体串的穿插特征(图8—5),这就可能指明流体密度随时间的变化性质〔见第四节(二)〕。因此并非经常能够确定包裹体形成的详细顺序,而有必要将全部均一温度测量值 T_h (对某给定样品至少要有几十个值)表示在一个复合直方图上。可以出现两种可能情况:

多峰直方图:这种直方图形状复杂,有几个多多少少可以确定的峰(例如图8—7)。通常最主要的峰相应于接近临界值的均一温度,范围是 $20^{\circ}\sim 31^{\circ}\text{C}$ (图8—7a)。E. Roedder(私人通信)提出了一种可能的解释:“由于在 CO_2 的温度-密度图上的两相曲线顶部如此平坦,范围很广的P—T[●]联合的条件都将给出 CO_2 液相→气相转变的均一温度(T_h)在同样几度范围内(某些 T_h 为均一到气相,另一些均一到液相)。因此所研究的均一温度范围($20^{\circ}\sim 31^{\circ}\text{C}$)相当于密度为 $0.2\sim 0.77\text{g/cm}^3$ (见Roedder, 1965一文中图1, 1756页)。”

单峰直方图:该直方图只显示一个峰,在它两边 10° 到 20°C 的温度范围内对称地分布着某些值(图8—3)。

这样一些直方图通常是就某种主矿物而言,对同一岩石中各种矿物来说最大值(峰)的位置可能相差几度(图8—8)。这些直方图在几个难得的例子中见到很典型,在那里包裹体为原生的或很早形成的〔Furua麻粒岩杂岩,第三节之(二)〕。

(B) CO_2 和 CH_4 或 N_2 的混合物包裹体

许多碳质包裹体的熔化温度大大低于 -56°C 。这一点已在含石墨岩石中(Touret, 1974; Swannenberg, 1980)和在含堇青石麻粒

●原文“P—T”似应为“P—V”，V相应于摩尔体积或密度——译者注

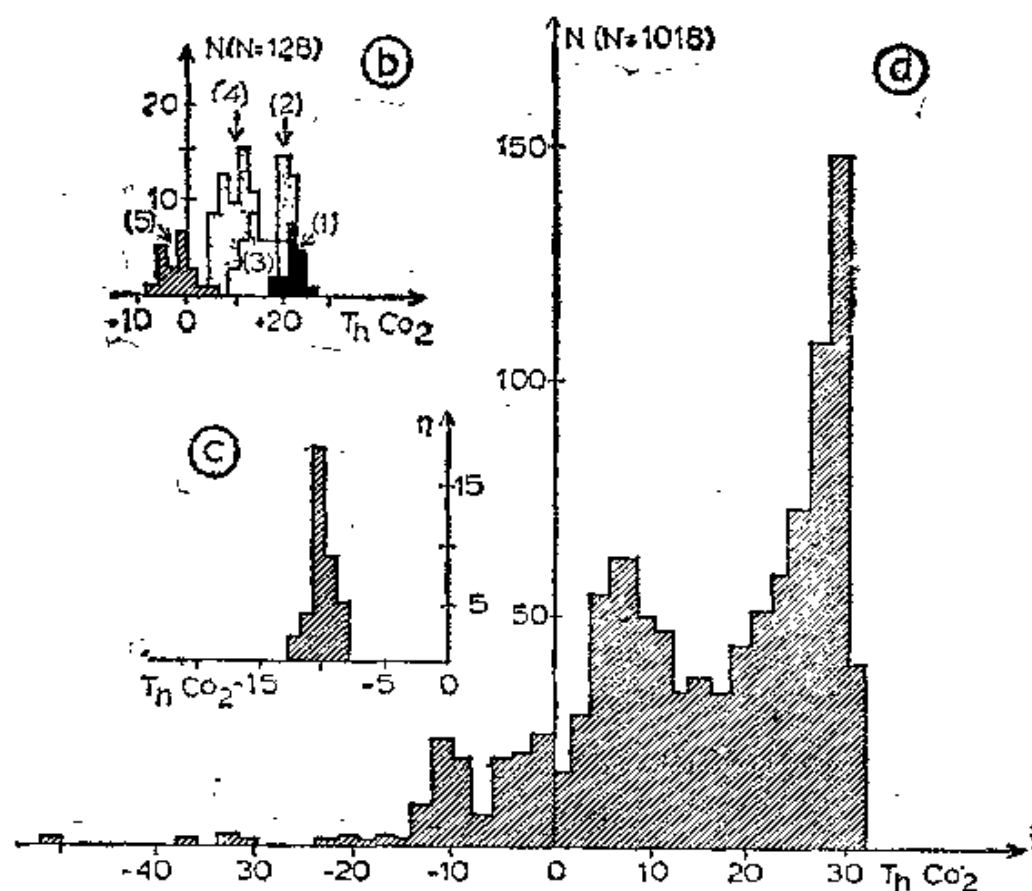


图8—7 加拿大 Mont Laurier麻粒岩中CO₂均一温度频率直方图(Cuney, 私人通信)

a: 全部测量值(1018)的总的直方图。注意在+30℃有一个清楚确定的峰, 在较高密度(+8°和-10℃)有另外两个峰。b: 一个样品(石榴石—硅线石片麻岩)中的128个测量值。每个峰型相应于一串明显的包裹体(从1到5)。对于单独一串包裹体的数据散布合成直方图中的数据散布要窄得多; 数据往往向高密度方向散开。c: 随意散布在一个斜长石颗粒(纹长二长岩)中的早期、具良好小品面的包裹体的均一温度直方图, 在-10℃有一个确定的峰

岩中(Touret, 未发表资料)注意到。如果在-120℃(近似地)到-84℃(正好)温度区间发生液/气相转变, 那末流体含有CH₄。Burruss(第三章)已说明如何从显微测温数据确定甲烷的摩尔分数(X_{CH_4})。在-147℃左右出现液相/气相转变指示有N₂(氮)存在(图8—9)。这种流体是由Swanenberg(1980)在高级变质岩中

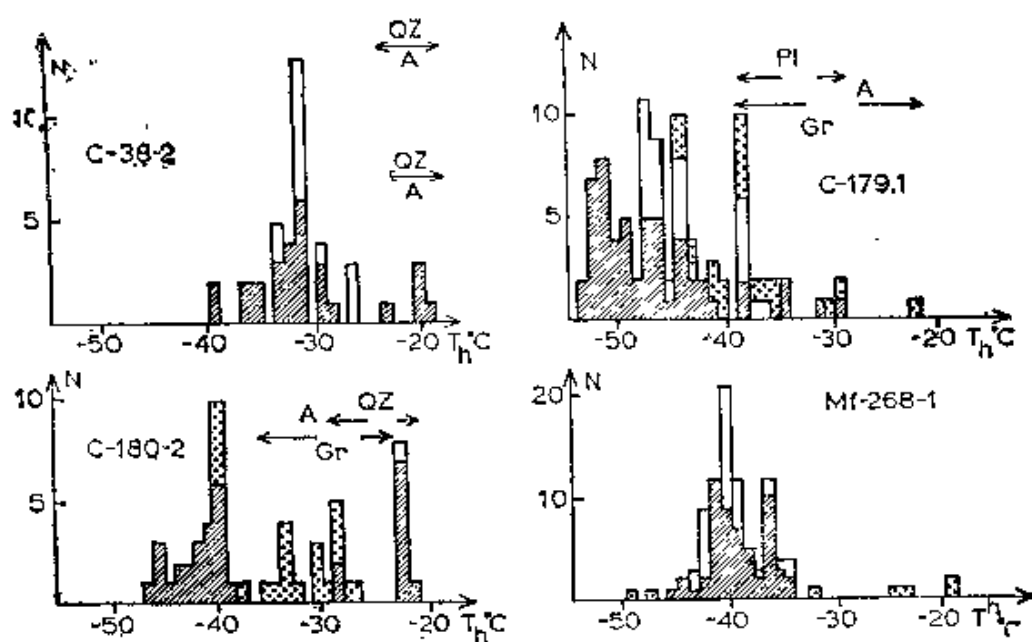


图8—8 坦桑尼亚Furua麻粒岩中原生的和限于裂隙分布 (A) 的CO₂包裹体的均一温度 (Th) 直方图 (Coolen, 1980)

C—38—2 石榴石—石英—长石片麻岩；C—180—2和C—179—1：黑云母—石榴石片麻岩；mf—268—1：石榴石—二辉石麻粒岩。每个图案表示一种矿物：斜影线：石英 (Qz)；小圆点：石榴石 (Gr)；白色：斜长石 (Pl)。图中对于每种矿物来说，最大值的位置近似，并且原生包裹体比沿裂隙分布的包裹体有更高的密度。温度—压力测量值的解释见图8—12

首次探测到的，它们出现在靠近铁镁质岩石（含角闪石或含辉石的岩石）的Rogaland紫苏花岗质混合岩的富石英分凝物中。流体密度从0.45到0.74g/cm³（均一温度—180℃），最普通的值在0.58克/厘米左右（Th = -150℃）（图8—9）。

“这些富含氮 (N₂) 的流体可能是在碳质包裹体捕获之后，但在含水流体进入岩石之前的一个‘较早一次生’阶段捕获的……” (Swanenberg, 1980, p.122)。从那时以来已发现氮是许多高级变质岩中的一种普通流体 [例如法国南部Dôme de l'Agout的混合岩 (Swanenberg, 私人通信)]。氮的存在产生一个大问题：在N₂—CO₂混合物中N₂的含量能够根据低于CO₂冰点时这两相的相对

体积和密度来大致估计（固体 CO_2 密度是 1.56g/cm^3 ，而 N_2 密度可沿其沸腾曲线由均一温度给出（如Swanenberg, 1980, 图5），或者由拉曼光谱分析测定（Guilhaumou等人, 1978; 待出版）。根据Swanenberg（1980 文中图16），大量的 N_2 （30%摩尔）使 CO_2 熔点仅下降 2° 到 3°C ；而根据Guilhaumou等人意见，这些氮含量使流体均一温度下降几十度。

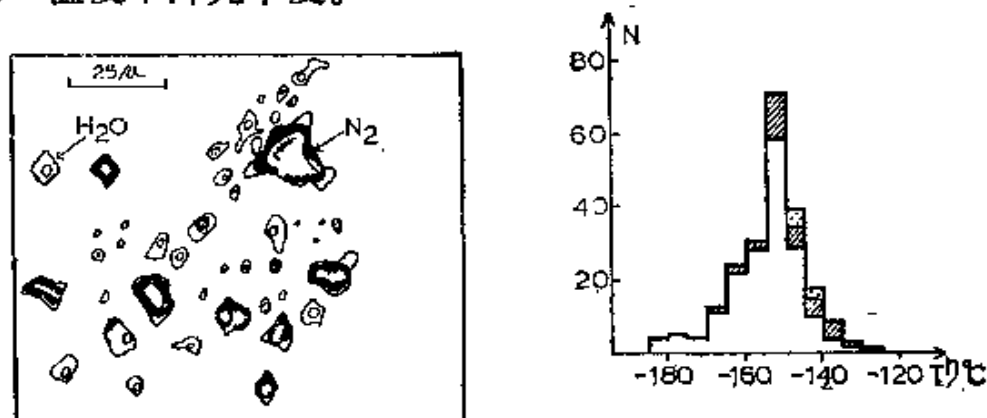


图8—9挪威西南部Rogaland高级变质岩中富含氮（ N_2 ）的包裹体（Swanenberg, 1980）。左图：室温时具有各种相比比例的两相。

H_2O — N_2 包裹体群。部分不整合的石英脉接近含角闪石的苏长岩（Drangsdalen）。右图：同一样品，富含 N_2 包裹体的Th直方图。空白部分均一到液态；带影线部分均一到气态；有点子部分在临界点均一（ N_2 的临界温度： -147°C ）

因此如果在低温下（低于 CO_2 冰点）没有见到相转变，则 CO_2 和 N_2 的混合物（在较少程度上还有 CO_2 和 CH_4 的混合物）会与高密度纯 CO_2 相混淆。对于高密度包裹体进行温度压力解释时始终要记住这一点〔见第四节（二）〕，它表明多么需要借助化学分析来验证 CO_2 的纯度（第十一章）。

四、流体包裹体资料解释及某些实例

流体包裹体研究的最终目的是将它们的资料与“固相”岩石学进行比较。每种情况都是一个特例，因此这里肯定不可能罗列至今已进行的全部尝试（研究）。我将简要讨论和说明某些通常遇到的

问题，对于这些问题已有相当数量的资料。

(一) 流体包裹体组成与等变质度之间的关系

在高级变质岩中进行流体包裹体研究是由于发现在角闪岩相和麻粒岩相边界上流体组成有重大变化——从以水为主的流体变到以 CO_2 为主的流体——而开始的 (Touret, 1971)。

这种转变的一个典型例子表示于图8—2中。Kleivattn花岗岩体北部(图8—2中斜方辉石 (Opx) 等变质度以北，1)事实上是一种紫苏花岗岩，因为它含典型的麻粒岩相矿物组合：普通角闪石—斜方辉石。 CO_2 包裹体数量向北部增加，并且辉石花岗岩与 CO_2 包裹体和黑云母花岗岩与 H_2O 包裹体的关系是明显的。然而至少有两个事实表明问题不那么简单：

(1) 在普通角闪石—黑云母带 (II) CO_2 包裹体已经存在。

(2) 在北部花岗岩中大约达到50%的 H_2O 包裹体仍然与 CO_2 包裹体一起存在。

对于水溶液包裹体来说回答很简单：它们多数是晚期形成的并与退化变质作用有关。在“正常”产于地表的所有麻粒岩中它们都存在，但是在碱性玄武岩中的麻粒岩捕虏体中它们缺失 (Bilal和Touret, 1976, 1977)。然而对于这一点肯定较不容易作出解释，特别是由于已经发现它具有一般意义。当试图在区域规模上在Opx等变质度的位置和密度较大的 CO_2 包裹体的产出之间建立联系时，发现 CO_2 包裹体在变质程度比Opx等变质度要低的岩石中就已存在。这种情况并不奇怪：变质岩的等变质度线很少是一些单变线；它们涉及到许多复杂反应，因而人们不能期望这两条独立估计的边界线恰好重合。我们将用三个实例说明当合理规定岩石体系时，所见到的多数事实都能得到满意解释。这三个实例都取自挪威南部Bamble地区，该地变质作用发生在南波罗的地盾的“Grenville”褶皱幕 (1400—1000Ma)。Bamble地区的变质岩很适合这类研究，因为这些岩石富含变质沉积岩，并且只是部分地受深熔作用影响。

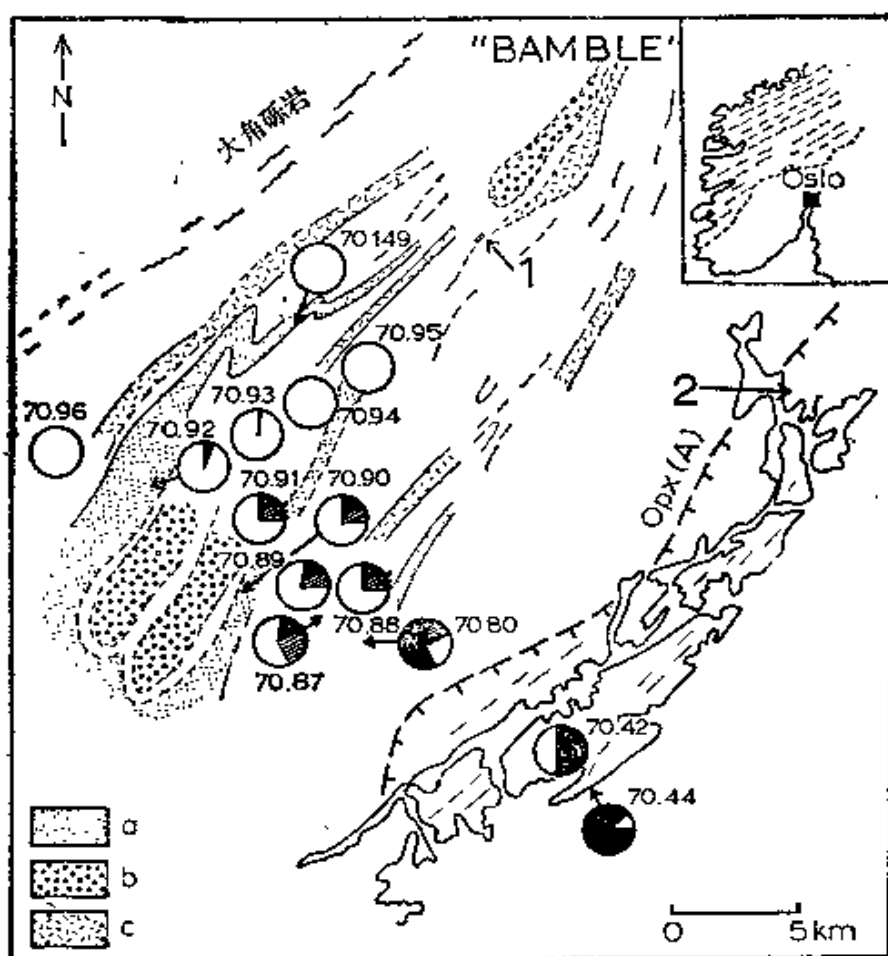


图8—10 Bamble石英岩中流体包裹体的分布 (Touret, 1972)。象图8—2一样, 每个圆中扇形面积代表三种类型流体包裹体的相对丰度:

H_2O (空白), H_2O-CO_2 (斜影线), CO_2 (黑色; Cpx (A): 斜方辉石等变质度 (总的化学组成合适的所有各类岩石中斜方辉石普遍出现的北界), a: 石英岩; b: 眼球片麻岩; c: 变泥质岩。1: Selas条带混合岩的侵位; 和2: Sagesund 变泥质岩 (图8—11)

A. Bamble石英岩

在图8—10中, 一个区域性剖面提供了一幅类似于在Kleivattn花岗岩中所见到的画面, CO_2 包裹体在Opx等变质度以北 (和以西) 相当一段距离内普遍出现。必须说明, “Opx”等变质度事实上是一个复杂过渡带 [Bugge (1943) 的“边缘混合岩”] 的南缘, 在这

里斜方辉石零星出现，这取决于岩石成分（首先是在变质基性岩中，然后是在变泥质岩中）。在纯 H_2O 和纯 CO_2 包裹体产出区域之间有一个 $(H_2O + CO_2)$ 混合型包裹体很丰富的狭窄地带。这些混合型包裹体主要产于纯 H_2O 包裹体串与纯 CO_2 包裹体串的交汇处（图8—5c），这种情况颇为例外，因为在角闪岩/麻粒岩边界 $(H_2O + CO_2)$ 混合型包裹体很罕见（Touret, 1971, 1974）。

B. Sagesund 变泥质岩

在该例子中，岩石体系已得到很好确定并且结果十分清楚：在Bamble变沉积岩中石墨—黑云母—石榴石共生组合大量出现。Sagesund变泥质岩的产出（图8—11）是区域Opx等变质度线附近通常所见的一个例子，这里斜方辉石在一个整合基性侵入体接触带的矿物共生组合中选择性发育。因此一个局部等变质度能够在露头

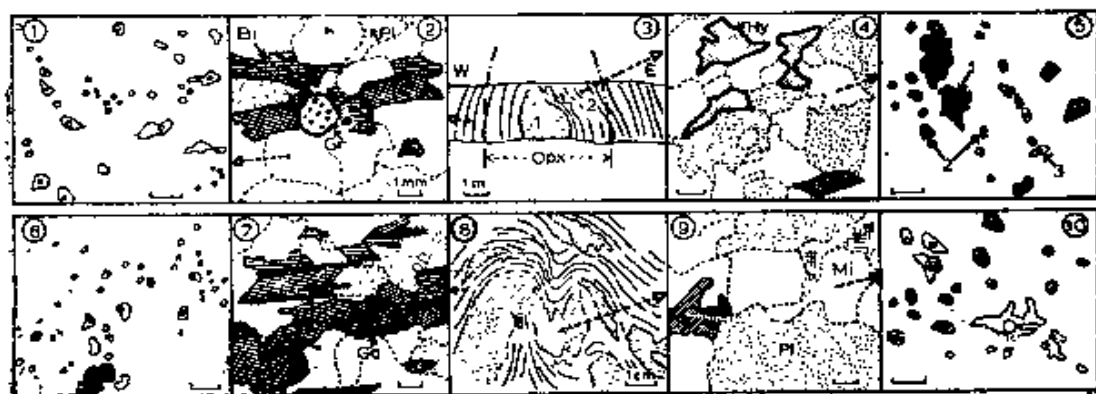


图8—11 Sagesund变泥质岩（上部图1至5）和Selås条带混合岩（下部图6至10）中流体包裹体的分布。对两个样品来说，中间的略图代表露头（3）或手标本（8），这两个略图左边的略图为角闪岩相组合，右边的略图为麻粒相或深熔岩石标本

3: 在Sagesund变泥质岩中一整合变质基性岩（1）的两边发育了斜方辉石Opx（2）。2: Opx发育地带外边的石榴石—黑云母片麻岩。Bi: 黑云母; Gr: 石榴石Jpl: 斜长石; g: 石英; 横线长1mm; 全部薄片素描图（包括4—7—9）1: 中符号相同。薄片2的石英中的流体包裹体（空白，含 H_2O 气液包裹体；斜破线， CO_2 包裹体；黑色

空洞；横线长25 μ m；全部流体包裹体素描图中（包括5—8—12）符号相同。4：含斜方辉石（Hy：紫联辉石）变泥质岩石。5：产于薄片4的石英中的流体包裹体（1：空洞；2：CO₂；3：H₂O）。

8：Selas条带混合岩；条带状片麻岩（实线=So层面，一个等斜褶皱脊部）含有一些穿插的花岗闪长质流动体的透镜体（折线所围）；7：条带状片麻岩（变泥质岩），在一粒级层顶部的富含石墨（Ga）层位（Touret, 1966）；6：产于薄片4石英中的流体包裹体（H₂O）；9：深熔流动体（有粗粒斜长石和粒间充填微斜长石）；10：产于薄片9中石英中的流体包裹体，为椭圆形到负晶形碳质包裹体（熔化温度低，但均一温度高，见正文）和大的、有时看上去是原生的H₂O包裹体

规模上得以确定，它与So层面略为斜交（图8—11，3）；含斜方辉石变泥质岩中CO₂包裹体达80%剩余20%是水溶液包裹体（图8—11，5），而在黑云母—石榴石片麻岩中只有H₂O包裹体（图8—11，1）。在挪威南部，在变质基性岩侵入体（辉长苏长岩）及其附近，这种CO₂包裹体特别丰富的情况很普遍。

C. Selås条带混合岩及深熔作用的意义

挪威南部最后这个例子说明另一种普遍见到的情况：局部深熔作用对CO₂包裹体丰度的影响。在Bamble各种岩石矿物组合中，Selås岩石产状以其明显的成层性而非常突出，这种成层性酷似原先的沉积粒级层理（Touret, 1966）。Selås条带片麻岩含有较粗粒花岗质或花岗闪长质流动体的透镜体，它们切割So层面（图8—11，8）并被解释是由片麻岩的局部深熔作用派生的。条带状片麻岩只含有小而稀少的H₂O包裹体（图8—11，6），而花岗闪长质“流动体”却拥有更丰富、更大的CO₂和H₂O包裹体（图8—11，10）。混合型包裹体很罕见，也还是出现在H₂O包裹体串和CO₂包裹体串的交汇处，它们所含CO₂均一温度大约在+25°和+31℃之间，明显高于不含水的包裹体中CO₂的均一温度。含H₂O包裹体与含CO₂

包裹体之间的年代关系极其复杂。虽然沿裂隙分布的包裹体指明大多数 CO_2 包裹体早于含 H_2O 的包裹体串,某些较大、孤立的 H_2O 包裹体(图8—11, 10)似乎是与大多数 CO_2 包裹体至少同样早。一个令人费解的事实是 CO_2 均一温度比较高($+10^\circ/+20^\circ\text{C}$),而熔化温度在 $-58^\circ/-60^\circ\text{C}$ 范围,因此指示有相当数量 CH_4 存在(Burruss, 第三章)。由于甲烷会使均一温度下降,上述均一温度表明 CO_2 密度大大低于Opx等变质度以南麻粒岩相地区的 CO_2 密度(图8—11),在那里早期 CO_2 包裹体在 0° 和 10°C 之间均一(Touret, 1971)。Selås条带混合岩也是在Opx等变质度以北,即角闪岩相地区出现。整个地区由混合岩组成,并且 CO_2 包裹体普遍产于混合岩的流动部分。这一点最好是用 H_2O 和 CO_2 在花岗质岩浆中的溶解度差别来解释(Kadik和Eggler, 1976),这是控制地壳中流体体制的一个十分重要的事实(Touret, 1980)。一个主要的实际结论是深熔作用使整个演化历史图象大大复杂化,而为了试图说明变质程度(等变质度)与流体包裹体组成的关系必须首先在变质沉积岩、未混合岩化的岩石中进行研究。

归结起来,我肯定不会宣称在流体包裹体的分布和变质程度(等变质度)之间建立区域对比是一项轻易的工作,而在文献中报导了一些不成功的尝试(例如Olsen, 1978; Henry, 1978)也不难理解。等变质度的性质对角闪岩/麻粒岩边界来说特别重要。对于前进等变质度(如同挪威南部那样明显的例子)来说各种关系比起退化等变质度的(例如以团块或透镜体产于退化角闪岩中的麻粒岩)要更简单。然而即使在这种情况下,有时仔细观察研究表明在麻粒岩中的高密度 CO_2 包裹体与周围角闪岩中 H_2O 包裹体之间仍有明显区别(Behr, 1978之图4)。

(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

在高级变质岩中进行的多数调查研究是要试图找到在高峰变质条件下曾经存在的流体残痕。只有在高峰变质作用的P—T条件充分

限定时,并且某些有代表性的等容线通过由此确定的P—T区域时,这一目的才能达到。对于CO₂来说已经提出了几组参考(标准)等容线(Holloway, 第二章)。然而从图8—12明显看出,与由固相获得的压力估计值具有不确定性相比,采用根据一些类似的MRK状态方程得到的不同等容线而引起的压力变化是小的。

幸运的是在过去十年期间,在上述两个领域内同时取得了相当的进展(例如,比较Touret, 1971和Hollister等人, 1979的例子)。但是这类问题显示有某些固有的困难,很明显一个基本理由是:每个流体包裹体都有它自身的等容线,在一个薄片这样发现的数千个包裹体中如何选择有意义的包裹体?

部分答案是从直接观察和从成功地确定各世代流体的“相对年代”得到的,如同先前[第三节之(二)]所讨论的。在高级变质岩中流体包裹体不大可能从岩石变质以前、或者甚至从前进变质各个阶段继承下来。因此,最早的流体至多不过与高峰变质作用同期,较晚期包裹体与某些变质以后的事件有关。当直接观察不能确立相对年代时,唯一可能性(虽然由于相当含糊或不能肯定而受到歪曲)是从均一温度频率直方图上的一些极大值(峰值)来确定为数较少的几种流体类型并提出关于它们年代关系的假设。在用某些实例来讨论这个课题之前让我们明确重申,只有当有意义的流体是纯流体的情况下,由于均一温度(T_h)可以直接解释为密度时,才能试图进行这类解释。幸好在高级变质岩中,特别是麻粒岩中纯CO₂广泛分布,它是比相邻的H₂O包裹体更早的早期流体[第三节之(二)]

A. 单峰或双峰均一温度(T_h)直方图

当均一温度直方图只有一个峰时,如同马达加斯加Komajia石榴石中的原生包裹体(图8—3)或坦桑尼亚Furua麻粒岩杂岩中各种矿物中的原生包裹体(图8—8)的情况,问题最简单。最后这个例子将选作代表性例子:在这个例子中Coolen (1980)根据若干矿物组合(斜方辉石—单斜辉石,石榴石—辉石,石榴石—斜长石等组合)估算了高峰变质作用的P—T条件(图8—12)。

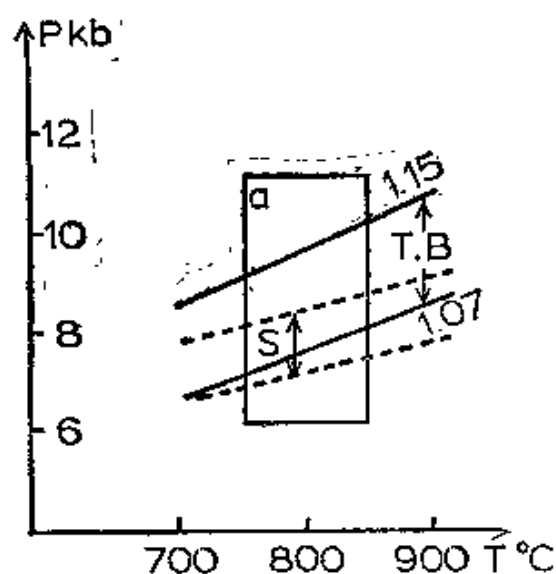


图8—12 坦桑尼亚Furua麻粒岩杂岩中
原生CO₂包裹体的温压解释 (Colen,
1980)

a: 根据矿物组合获得的高峰变质作用的 P—T 条件, 1.15 和 1.07 (g/cm³); 依据原生包裹体 Th 直方图 (图 8—8) 峰值推导的等容线。实线 (T.B): Touret 和 Bottinga 的 CO₂ 等容线 (1979)。虚线 (S): Swanenberg (1980) 的等容线

对于所有矿物中的孤立包裹体来说, 相应于其均一温度直方图两个峰值 (见图 8—8) 的等容线穿过由这些矿物组合确定的压力—温度区间, 表明所捕获的流体可能确实相当于同变质作用期的流体相。

另外一些直方图有两个良好确定的峰值: 一个典型地接近 30°C [第三节之 (三)], 另一个温度较低, 典型地低于 0°C。对于碱性玄武岩的超基性岩中捕虏体来说显然就是这种情况, 在这些捕虏体中 Roeder (1965) 曾发现许多 CO₂ 包裹体与已经有过叙述的麻粒岩中的 CO₂ 包裹体相同 (也可参见 Murck 等人资料, 1979)。初看起来, 这个例子对于从 CO₂ 密度来推断压力似乎是很理想的。

因为在 (超基性岩捕虏体中的) 包裹体形成时和形成以后温度肯定仍保持在大约 1000° 和 1200°C 之间。然而目前有关于 CO₂ 的意义有争论, CO₂ 能够通过 CO 的解离在原地 (即在孔穴中) 形成 (Mathez 和 Delany)。但是即使情况果真是如此, 所观察的 CO₂ 密度将确定分解反应的最小压力值: 对于低密度峰值来说约为 1kb,³³ 但对于高密度峰来说压力值要高得多。通过对参考温度 1100°C 所作的计算, 能够获得如下的压力估算值 [根据 Touret 和 Bottinga (1979) 的 CO₂ 等容线], 对于法国中央地块碱性玄武岩中的超基性岩捕虏体来说大约为 10kb (Bilal 和 Touret, 1976), 而对于南非金伯利岩中的二辉橄

岩来说大约为14kb, 本文开始部分已提到测得这种岩石中的CO₂密度为1.17g/cm³。Bilal注意到〔参阅Forestier和Touret(1980)一文 中图5〕CO₂最大密度与岩石类型之间似乎存在某种相关, 较高压力下形成的岩石(石榴石橄榄岩, 金伯利岩中的捕虏体)比低压型岩石(麻粒岩)所含流体密度更高。但是这种详细关系尚不清楚, 而为了得到确切结论需要作更精确的调查。

B. 多峰直方图: 有意义的等容线的选择

遗憾的是Furua麻粒岩杂岩中那样的简单直方图并非是规律。大多数均一温度直方图都有几个多多少少明确的峰。正如前面已讨论过〔第三节之(三)〕, 在某一个愈合裂隙中均一温度的变化小于从一个裂隙到另一个裂隙中的变化, 所以这些峰相当于几个世代的裂隙。

这种实际情况使得真正的统计分析极其困难, 因为为了获得一个有代表性的图象需要进行毫无希望的大量测量。唯一能做的事情是为选择一条有意义的等容线而做出某种假设, 设想将会有两种可能性。

(A) 一般情况: 较早的包裹体是密度最大的包裹体

许多论据表明, 对于多数研究过的样品来说较早的包裹体比较晚的包裹体密度大, 这些论据的依据集中有三条:

——孤立的、早期的包裹体比限于裂隙分布的包裹体均一温度低(例如Hollister和Burruss 1976一文中的图3b, 等等)。

——当穿插关系(标准)清楚确定时, 晚期裂隙包裹体比早期的表现出更高的均一温度(图8—5)。

——对于许多麻粒岩来说, 在最大密度与变质岩类型之间存在明显的关系。例如在低压型含堇青石麻粒岩中最低均一温度在0℃到-10℃范围内(Touret, 1971; 1974), 而在中压型到高压型麻粒岩中, 最低均一温度低达-30°到-50°(例如Olsen, 1978)。对于以透镜状产于角闪岩相片麻岩中的麻粒岩来说, 其密度演化可能非常引人注目。Behr(1978)叙述了从这种透镜体核部到边部有如

下复杂的连续变化：（1）高压麻粒岩（假蓝宝石—柱晶石—蓝晶石）：仅含 CO_2 包裹体， $d = 0.96\text{g/cm}^3$ 。（2）中压型麻粒岩（圆盘状石英）：含许多 CO_2 包裹体（ $d = 0.75\text{g/cm}^3$ ）和某些 H_2O 包裹体。（3）含重结晶板状石英的糜棱岩：含微量 CO_2 包裹体（ $d = 0.69\text{g/cm}^3$ ）和许多 H_2O 包裹体。（4）周围的堇青石—钾长石—硅线石—石榴石片麻岩（角闪岩相）：含丰富的 CO_2 和 H_2O 包裹体， $d_{\text{CO}_2} = 0.23\text{g/cm}^3$ 。这个实例还表明两个有意义的事实：在麻粒岩相与角闪岩相之间（流体）密度的重大差别〔见第四节之（一），Selås条带混合岩一例〕和在糜棱岩化期间 CO_2 包裹体明显被 H_2O 包裹体所交代。

基于所有这些理由，通常假定最大密度表明了最接近变质高峰期流体的特性。在许多情况下相应的等容线通过按变质条件推论的P—T区间（Touret, 1971；Hollister 和 Burruss, 1976；Klat t, 1980），在另外一些实例中，特别是当变质岩属于高压类型或高压相系时，等容线从这个区间下部通过。图8-13表示了这种情况：在Tamanrasset附近的前寒武纪混合岩（Ouzegane, 1980）含有各种岩石透镜体〔变泥质岩、石榴石角闪岩、苏长岩、辉石石榴岩（Pyroxenites）等等〕。它们的矿物组合很适合用作P—T测定。通过运用若干温度计/压力计（图8—13），记录下四个P—T区间，特别是在变泥质岩中 $M_1 \rightarrow M_2$ 的演化（ M = 石榴石和斜长石的核心，而 M_2 = 这两种相邻矿物的边缘），即在差不多恒定的温度下从高压到低压的演化。在Tamanrasset混合岩中的几种岩石，特别是变泥质岩石和石榴石角闪岩，含有纯 CO_2 包裹体，它们提供了复杂的均一温度直方图（图8—13）。根据很不确切的五个峰选择了五个密度值，唯有最高密度等容线摩尔体积为 $42\text{cm}^3/\text{mol}$ 能够与最后 M_2 阶段匹配，因此可能代表了这一幕的同变质流体。所有其它流体肯定是变质之后的：晚期流体向密度减小的方向演化，从而反映变质岩区隆起时P—T轨迹凸向温度轴，是沿 $M_1 \rightarrow M_2$ 演化并与其它通常能够识别的变质后隆起体制相一致（Crawford, 第七章；Hollister等人, 1979）。

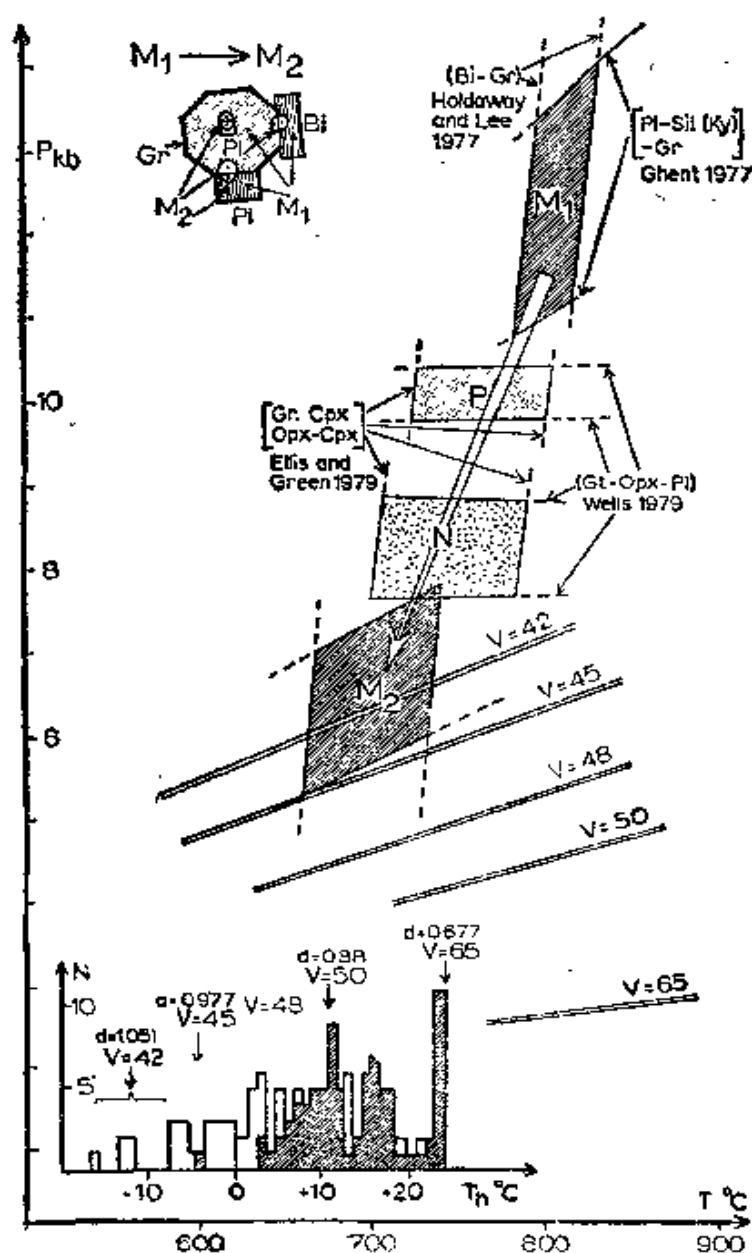


图8—13Tamanrasset混合岩中矿物组合和CO₂包裹体的温压解释 (Ouzegane, 1980)

M₁—M₂: 变泥质岩中从高压到低压的演化。温度由黑云母—石榴石组合估算, 压力由斜长石—硅线石—石榴石组合估算。左上部插图中表示了相应于M₁和M₂点分析的位置 (M₁: 各颗粒中心, M₂: 相邻颗粒边界)。P: 辉石石榴石岩 (石榴石—辉石片麻岩) N: 苏长 (温度: 由石榴石—单斜辉石和斜方辉石估算—单斜辉石, 压力: 由石榴石岩斜方辉石岩斜长石估算)。流体包裹体 (内插直方图): 含石英角闪岩中的 CO₂ 包裹体 (空白) 和变泥质岩石中的 CO₂ 包裹体 (斜影线)。五个代表性密度 ($d = \text{以 g/cm}^3$ 表示的密度, $v = \text{cm}^3/\text{mol}$ 表示的摩尔体积表示数据的散布和最确定的峰值。CO₂ 等容线是根据 Touret 和 Btotinga (1979) 的资料