

到，他们所发现的密度最大的 CO_2 包裹体是在一些石英颗粒中，这些石英颗粒由于产在石榴石中或者紧靠石榴石颗粒的压力影中而免受变形作用。显然还需要更多的有关引起各种流体包裹体发生渗漏的条件资料。

五、流体包裹体组成随变质程度的变化

有关瑞士阿尔卑斯裂隙脉的最早世代的石英晶体中流体包裹体的资料不断增加，从而提供了到目前为止对一个区域变质地域中流体包裹体组成的区域性变化的最详细调查。Mullis (1979), Frey 等人 (1980a, 1980b) 总结了 Mullis 所取得的资料。这些资料主要来自中央阿尔卑斯外部低级变质带，但沿 Lake Lucerne 和 Bellinzona 之间的一个剖面还延伸到 Pennine 高级变质带。Mullis 的资料证实了以前所观察到的、与变质程度的变化相关联的流体包裹体组成的区域性变化 (Stalder 和 Touray, 1970; Poty 等人, 1974)。在阿尔卑斯未变质部分中，在裂隙石英中的流体包裹体除了含 CH_4 、 H_2O 和 CO_2 以外，还含有多于百分之一摩尔的比甲烷更复杂的碳氢化合物。在根据所测量的伊利石的结晶程度和煤的等级确定的近变质带 (anchizone) 开始部分 (Frey 等人, 1980a)，较高分子的碳氢化合物消失，甲烷成为主要成分，但 H_2O 和 CO_2 也存在。在近变质带内，大致沿叶腊石等变质度，甲烷消失，而水成为最主要的组分。最后，在十字石等变质度， CO_2 含量增加到占包裹体中流体相的 10—60% 摩尔。流体包裹体组成的重大变化与变质程度的相关性还适应于那些在变质之后又经过搬运和定位的单个推复体 (Mullis, 1979; Frey 等人, 1980a)。Durney (1974) 报导了不同推复体中 (包裹体) 均一温度的差别，因此也就是密度的差别。这些差别可能反映不同的捕获温度，且与变质程度的差别相一致。

流体盐度的变化可能与变质程度无关。Poty 和 Stalder (1970) 指出中央地块以北近变质带的岩石中有盐度很低的流体包裹体 (低于

2.4wt% NaCl当量)。海底玄武岩通过热液变质作用而形成的沸石相矿物中也曾观察到低盐度包裹体(Jehl等人, 1977)。在绿片岩和更高级变质岩中盐度也是变化的; 在阿尔卑斯裂隙中盐度最高的流体出现于蒸发岩层附近所收集的样品中。

在评价这些资料时有两点应该强调。首先从中收集石英进行这些研究的阿尔卑斯裂隙是在变质高峰期之后形成的。它们也晚于除主逆掩断层最北部的岩石以外的一些推复体的构造搬运(Mullis, 1976a; Mullis, 1979)。其次, 这些结果来自于那些裂隙脉中所形成的最早晶体, 并非来自较晚矿物相和增生部分。Mullis得出结论, 即使最早的石英晶体形成于变质高峰期之后, 在晶体中捕获的流体也与变质幕期间发育起来的流体非常相符。在更南部的绿片岩相和更高级变质岩中, Mullis认为流体包裹体组成反映某种退化蚀变(Frey等人, 1980b)。这与Poly等人早先的观察结果一致, 即在较高级变质岩的裂隙中的矿物比围岩的变质程度低, 但所推得的捕获温度高达400℃到500℃, 因而认为捕获作用虽然是在变质高峰期之后, 但却比在较为低级的变质岩中(低于300℃)要高的温度时发生。

在沿尼泊尔喜马拉雅的两条测线研究流体包裹体组成变化时, Pecher(1978)注意到从南部较低级变质岩接近中央主冲断层(MCT)时, 包裹体中CO₂含量逐渐增加。MCT北部CO₂含量又明显减少, 所以在CO₂数量与变质强度之间存在有大致的平行性, 将具有大致相等CO₂含量的流体的取样位置连起来的线段粗略平行等变质度。然而在最高级混合岩中伟晶岩分凝物中的流体不如非混合岩化高级片岩的流体那样富含CO₂。象阿尔卑斯裂隙脉的情况一样, 盐度的变化不规则, 而且很显然这种变化与岩石类型的关系, 要比与变质程度的关系更加密切(见后)。

六、流体包裹体组成与岩石类型的关系

如果变质岩中的流体包裹体保存有变质反应时派生出来的流体,那末应该预料得到流体包裹体的组成与围岩之间的相关性,Touray (1970),Crampon (1973),Saliot等人(1977)和Grappin等人(1979)已证明,在与蒸发岩层有关的成岩矿物和低级变质矿物中所捕获的流体包裹体是高盐度的。在这些流体包裹体中通常有石盐(NaCl)立方体存在,也可见到钾盐(KCl);盐度通常约为含40%(NaCl 当量)。Grappin等人(1979)认为,在一套含硬玉和硬柱石的高压变质岩中捕获的流体包裹体是由蒸发岩成因的富溴盐水和通过岩石基质中石盐溶解而派生的贫溴盐水的混合物所组成。在该研究中流体包裹体的组成由中子活化分析测定。其他大多数作者也假定在蒸发岩中或与蒸发岩有关的矿物所捕获的流体中所见高盐度反映出循环热液或热的变质流体穿过含有易溶蒸发岩矿物的岩层时发生相互作用。Poty和Stalder (1979)报导仅在靠近蒸发岩的两个地方发现盐水中含石盐。Rich (1975, 1979)报导在东Vermont的一个变质岩带含有饱和了石盐的卤水。在那里含石盐的流体包裹体分布仅限于奥陶-志留系不整合面之上的很薄的地层中。Rich认为,尽管没有蒸发岩层存在的证据,但可能是通过渗滤的变质流体从蒸发岩中派生出来的。

受变质的富碳酸盐沉积物通常也伴随有盐卤水(Crawford等人,1979a;Sisson等人,1981),这些岩石中的包裹体盐度很高(相当于百分之23~25 NaCl),但流体并不是 NaCl 饱和的, CaCl_2 大约占这些盐水溶液中全部可溶盐的一半(Crawford等人,1979a)而且低共熔温度低达 -60°C ,这表示 MgCl_2 也可能存在。其余可溶物质是 NaCl 和 KCl ;这两种物质的相对比例不能仅仅以显微测温法来估算。Guha等人(1979)报导过由变质斜长岩和辉长岩组成的地质体中也有类似的流体,其低共熔温度低达 -64°C 。直接分析这些流体表明

它们主要由钙和钠的氯化物组成，二者大致以相等的原子比存在 ($\text{Ca/Na} = 0.5 - 1.5$)，而含有很少的钾 ($\text{K/Na} = 0.02 - 0.03$) 和镁 ($\text{Mg/Ca} = 0.04 - 0.002$)。还报导过角闪岩 (Crawford 等人, 1979b) 和钙质片麻岩 (Pecher, 1979) 中含有氯化钙流体。

也有人报道过变泥质岩和长英质岩石的围岩矿物和各种脉体中捕获的包裹体是含低盐度流体 (Poty 等人, 1974; Hollister 和 Burruss, 1976; Burruss 和 Hollister, 1979; Luckscheiter 和 Morteani, 1980)。经直接分析, 这些流体的 K/Na 比值通常为 0.2 左右。除非在围岩和脉体中有含钙矿物存在, 否则, 钙含量一般都低 (Poty 等人, 1974; Luckscheiter 和 Morteani, 1980)。

包裹体中流体的 CO_2 含量显然与变质程度的关系要比与围岩性质的关系更为密切。如上所述, 多数研究报告表明, 不论围岩成分如何, 角闪岩相岩石中流体包裹体都含一些 CO_2 。这表明 CO_2 既可起源于还原性含碳物质 (甲烷、其它碳氢化合物和石墨) 的氧化, 也可以由碳酸盐分解反应而产生。在麻粒岩相岩石中 CO_2 是主要流体 (Touret, 第八章)。一些作者报导了在包裹体中相对于 H_2O 而言 CO_2 的体积似乎比根据围岩中碳酸盐分解反应或碳的氧化反应所预料的更高。Crawford 等人 (1979a) 和 Sisson 等人 (1981) 注意到钙质岩石石英中流体包裹体不含 CO_2 , 而这些岩石中的整合豆荚体中的石英的包裹体则含以 CO_2 为主的流体。有可能存在这样一种机理, 它使这些岩石中与产生硅质分凝物有关的流体中 CO_2 比 H_2O 更富集。Mullis (1975) 认为甲烷在阿尔卑斯裂隙张开时首先扩散到其中, 因此便可解释在裂隙张开和矿物生长的每一个旋回中首先是形成纯甲烷包裹体, 然后才形成混合 $\text{CH}_4 - \text{H}_2\text{O}$ 包裹体。

Burruss (1977) 研究了在石墨质岩石中流体包裹体的组成。他发现在 Maine 高角闪岩相岩石变质高峰期间所捕获的含碳流体包裹体的组成是贫甲烷的 (X_{CH_4} 小于 0.05)。他还注意到有几个均一到气相的含甲烷包裹体, 因此它们是在较低的温度和压力下捕获的。Mullis (1979) 强调指出, 富甲烷的包裹体局限于低级变质岩

中。然而Hollister和Burruss (1976) 却报导过在含石墨样品中显然是在麻粒岩相条件下捕获的流体包裹体其组成为 $X_{H_2O}=0.45$, $X_{CO_2}=0.30$ 和 $X_{CH_4}=0.25$; 而在不含石墨的岩石中从未发现有甲烷。存在于含石墨的变质岩中的甲烷量对氧化状态和体系对流体循环是开放还是封闭都起着灵敏的指示作用 (Ohmoto和Kerrick, 1977; Frost, 1979; Holloway, 第二章)。Burruss (1977) 认为在高级变质条件下捕获的碳质包裹体中低甲烷含量可能是因捕获后的变化, 特别是 H_2 扩散而造成的。如果出现这种情况, 则所观察到的包裹体组成就会与平衡的变质流体不一致。对含石墨岩石中的流体进一步研究会提供还原体系在变质作用期间占主导地位的强度变量的性质和流体相的性状的有用信息。

在变质岩的流体包裹体中已有几个实例观察到有氮气 (Swanenberg, 1980; Dhamelincourt等人, 1979; Guilhaumou等人, 1978; Tomilenko等人, 1976; Crawford, 未发表的资料)。对于不同变质程度的岩石均有报导, 但迄今为止观察的数量太少, 还不能推测那些控制氮出现的因素。

七、流体来源——同位素证据

测量 $^{18}O/^{16}O$ 值可用来确定变质岩中分凝物和脉体中的矿物是否与围岩处于同位素平衡, 因此确定这些矿物是否与同一流体处于平衡。Rey等人 (1976) 注意到在希腊Naxos变质岩中石英分凝物 $\delta^{18}O$ 的系统变化与围岩硅酸盐矿物的 $\delta^{18}O$ 的系统变化相类似, 这表明石英分凝物是整个变质事件的一个组成部分。Kerrick等人 (1978) 认为, 在低级变质环境中压力影和脉体形成期间围岩主要起氧储集库的作用, 但是切穿围岩的脉石英与少量含重同位素的流体处于平衡, 这种重流体可能是由围岩中的碳酸盐分解反应派生出来的。

已有人尝试根据包裹体流体的碳同位素组成来确定流体包裹体中 CO_2 的来源。Hocfs和Touret (1975) 报导在麻粒岩相岩石中 $\delta^{13}C$

值为 -15% ，甚至可能为 -20% 。Kreulcn (1980) 对Naxos以钙硅酸盐为主的变质岩中流体包裹体的 CO_2 进行观测表明碳同位素有两组值： $-1\sim-5\%$ 和 $-7\sim-13\%$ 。第一组是变质级范围从含硬水铝石的岩石到硅线石带的岩石的测量值。第二组测量值除一个值例外均限于高级变质岩，接近或高于硅线石等变质度 ($T>600^\circ\text{C}$)，在此变质度时大理岩已不如铝质和硅质片岩、片麻岩那么常见。Kruelen (1980) 认为碳酸盐分解反应或流体与石墨之间的反应控制着各种特定成因的流体的碳同位素组成。但是在所有变质带的样品中均匀 $\delta^{13}\text{C}$ 值为 $-1\sim-5\%$ ，意味着大量的同位素均匀化的可能产生于变质岩层之外的流体有过普遍性渗滤。

Hoefs和Morteani (1979) 报导了低于 -20% 的 $\delta^{13}\text{C}$ 值出现在包裹体中主要为富含 H_2O 的流体的样品和石墨片岩比例高的围岩中。而高于 -20% $\delta^{13}\text{C}$ 值出现在以 CO_2 含量高、富含碳酸盐和贫于石墨的围岩，以及最高级变质程度为特征的样品中。

流体包裹体中 CO_2 中的碳的来源可能是：

- 不纯碳酸岩中碳酸盐分解反应；
- 含碳或含石墨物质的氧化；
- 深源成因，主要来自地幔脱气作用 (degassing)。

这三种作用的每一种作用会产生某一具有特定范围的 $\delta^{13}\text{C}$ 值的流体，在前两种情况中， $\delta^{13}\text{C}$ 值的范围取决于含碳矿物的同位素组成。由于碳酸盐和石墨物质的同位素组成随变质程度而变化 (Shieh和Taylor, 1969; Hoefs和Frey, 1976; Lattanzi等人, 1980)，从这些矿物中派生出来的 CO_2 的同位素组成也将随之变化。

对包裹体中流体的 $\delta^{13}\text{C}$ 值进行确切解释并不简单。除了认识到变质反应可能改变 CO_2 源的同位素组成外，还必须考虑在不同变质条件下流体-矿物相互反应的影响。Ziegenbein和Johannes (1980) 认为在温度低于 700°C 时石墨与流体相反应很缓慢。Lattanzi等人 (1980) 证明在变质矿物中同位素转移取决于变质反应期间所产生的流体的数量。他们的模式要求 CO_2 生成后便从反应组合中移去，

于是流体的同位素组成随反应的进行而变化。为了解释同位素测定值，必须知道源岩的矿物组成。由于大多数同位素组成的测量值依赖于在脉体矿物和石英分凝物中所捕获的流体，因而对其来源的解释很困难。最后，必须考虑外部来源的流体可能加入的数量及其影响。原地成因的流体实验模式，不同于在一个变质杂岩中（Kruehlen, 1980）或从地幔向上（Hoefs和Tourret, 1975）流体广泛迁移的模式，这种模式是一个需要仔细进行模拟研究的课题。

八、退化变质作用

在一个样品中存在有几个世代流体包裹体便可以对岩石——流体体系演化期间流体组成的各种变化进行观察。在变质高峰期之后仍留在岩石中的流体可能与矿物反应产生常见的次要的退变质效应。这些反应可能改变了流体的组成。例如Sisson等人（1981）认为这些次要的退变质反应可以说明 CO_2 是通过形成退变质碳酸盐矿物而从钙硅酸盐片岩基质的石英颗粒中捕获的流体中移去的。石英通常由退变质反应生成，因而提供了捕获退变质流体的方式。在变质序列晚期由各种循环流体而引起的广泛退变质反应通常也伴随着石英脉和分凝物的形成。Crawford等人（1979b）观察到晚期流体中盐类从5%NaCl当量增加到10%NaCl，从而认为在退化变质反应期间由于矿物水合作用带走了水，使参与的流体的盐度变得更高。他们还注意到在显然是退变质的流体中 CO_2 含量的增加可能是由于伴随退变质作用所发生的氧化作用以及在所研究的低钙泥质片岩中退变质期间没有形成碳酸盐的缘故。

在退变质作用期间流体演化的详细情况取决于流体-岩石体系的组成和所发生的退变质反应的类型。Luckescheiter和Morteani（1980）注意到Tauern构造窗的阿尔卑斯裂隙矿物中所捕获的较晚期的流体其 CO_2 含量较低，而很晚的次生包裹体是不含 CO_2 的。Poty等人（1974）也报导过随着流体的演化 CO_2 含量减少，但是在

矿物结晶作用的很晚期阶段富 CO_2 包裹体还重新出现。另外, Poty 等人(1974)注意到与较早流体相比, 较晚期的流体其盐度有所降低。

在大多数变质岩中通常都见到很晚的、高密度的、几乎是纯水的流体包裹体。一般认为这些包裹体代表了变质杂岩隆起和盖层被揭去的最晚阶段捕获的流体。Burruss(1977)和Wood(1976)报导过低压甲烷包裹体, 它们的形成和被捕获也可能是很晚的。

九、利用流体包裹体估算压力和温度

前面几章讨论了利用升温测量来确定流体包裹体捕获温度和压力的一些方法。升温测量值给出了体系的比容。比容这个参数在流体包裹体密封时是压力和温度的函数。Roedder和Bodnar(1980)论述了利用流体包裹体进行压力测定时所涉及到的各种假设和问题。

在某些情况下, 单单对流体包裹体进行测量便能提供足够的资料来确定变质岩中捕获的流体的温度和压力。Touray(1970)和Crampon(1973)讨论了利用在液-气平衡曲线上恰好在 NaCl 饱和点上捕获的流体来测定温度和压力的方法。此法要求有比现存的要更精确的有关含盐流体($>26\%$ 重量 NaCl)的PVT资料, 就象Roedder和Bodnar(1980)所指出的那样。利用Lemmlein和Klevtsov(1956)的PVT资料所给的压力过高。此外也很难证明流体刚好是在饱和点捕获的。如果在捕获时流体不曾饱和, 所估计的压力就太低。

Mullis(1979)曾利用单个石英晶体或密切相关的石英晶体中依次捕获的 CH_4 - H_2O 流体和纯 CH_4 流体的资料确定石英脉中流体包裹体形成的最低温度和压力。这些温度是从 CH_4 - H_2O 流体的均一温度求得的, 其根据是假定水溶液捕获时曾为甲烷所饱和。如果这个假定正确, 则均一温度就是捕获温度, 如果不正确的话, 均一

温度只是最低捕获温度，就象前面提到的饱和NaCl流体的情况一样。由于在这些石英晶体中发现几个世代 CH_4 — H_2O 包裹体，因而在石英生长期间温度的变化能够记录下来，纯甲烷包裹体是在 CH_4 — H_2O 流体捕获的间隔时期捕获的，其捕获温度Mullis是根据稍早的和稍晚的 CH_4 — H_2O 包裹体的测量值推断的温度之间用内插法来推论出的。然后根据甲烷的密度和内插法推论的捕获温度估算压力。最低捕获压力是合适的 CH_4 等容线与最低捕获温度相交之点（图7—3）。

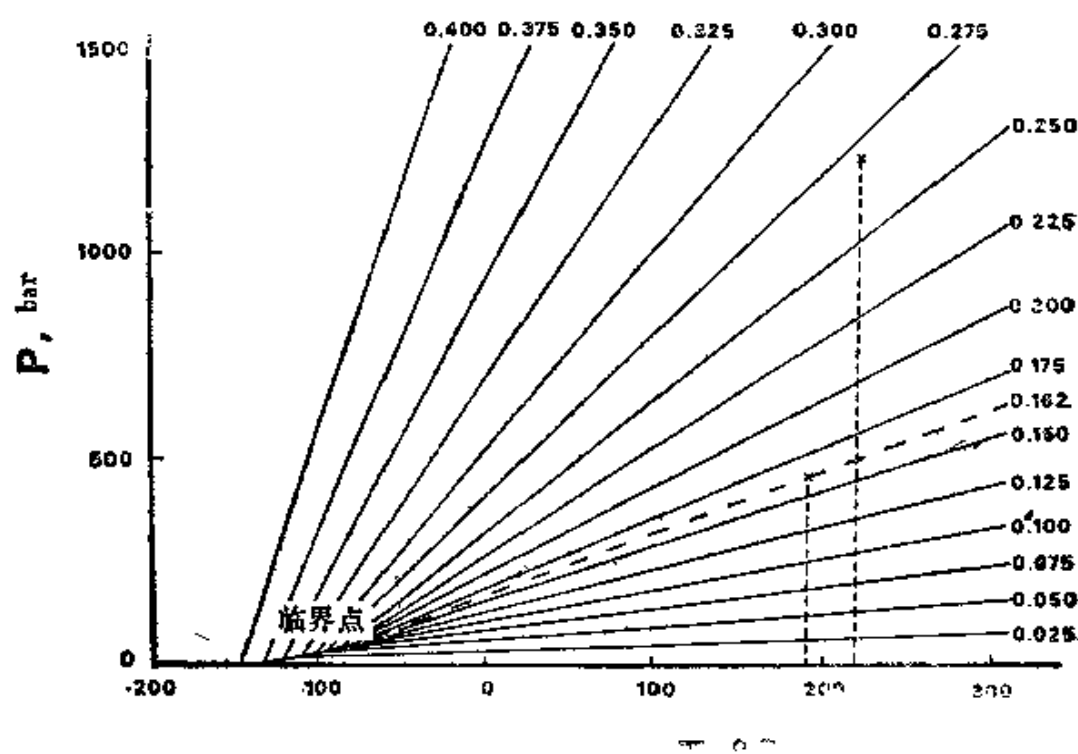


图7—3 甲烷等容线图

据Zagoruchenko和Shuravlev, (1970)。从所观测的甲烷均一温度推断的两个捕获压力估计值和推断的最低捕获温度表示在图中（见正文）

Mullis (1979) 认为根据这种方法推论的捕获温度在地壳上是合理的，并提供了近带变质作用的温度估计值。利用这些资料，他将近（变质）带开始温度定在200°C，并确定甲烷稳定性上限大约为270°C，接近叶蜡石等变质度。然而对同一地区的岩石，Durney (1974) 观察到压力影和拉伸的箭石属中纤维状石英的同构造期包

裹体的均一温度为 380°C — 400°C 。他推断变形作用伴随有变质作用。因为捕获压力未知，所以这些均一温度是最低形成温度。根据Mullis (1979) 的资料计算的地热梯度范围相当分散，从小于 $25^{\circ}\text{C}/\text{km}$ 变到 $45^{\circ}\text{C}/\text{km}$ 。这个地热梯度范围与根据变质矿物组合推断的温度和根据推复体厚度推测的压力所预示的地热梯度相一致。

与上面推导的一般地热梯度相反，利用同一方法对穿过中阿尔卑斯外部三条测线进行压力变化的详细研究表明，最小压力估算值的变化达到1800bar，并且表明与盖层厚度无明显的关系。两个相邻露头之间压力差可大于1000bar。Mullis认为这些压力变化反映了由于较高分子碳氢化合物裂变为甲烷造成局部压力过高，以及裂隙扩张期间压力过低（低于岩石静压力）。Mullis (1975, 1976b) 还说明在一个晶洞中连续几代石英的生长期间流体压力有明显的变化。在一个新的矿物带生长开始时记录了较低的压力；伴随石英的结晶压力逐渐增加。他将这种情况解释为：当裂隙张开和扩大时压力下降，随着脉的充填（到裂隙中），压力回升到与周围岩石的岩石静压力接近于平衡。

能够直接从流体包裹体测量值推导捕获温度和压力的另一种情况是当两种共存的不混溶流体同时捕获于不同的包裹体中时。当一种正在沸腾的流体的液相和气相分别捕获时就是这种情况。由于沸腾要求低压和高温条件，因而在变质流体中罕见，但是Burruss (1977) 曾发现在退变质作用期间有沸腾流体捕获的证据。在这种情况下两种分离的包裹体在大致同样温度下或均一到气相，或均一到液相。对于盐水包裹体来说，代表捕获有气相的包裹体中的流体应该比捕获液相的包裹体中流体的盐度低。该捕获温度等于均一温度，而捕获压力是从适当组成的水溶液的液—气表而确定的。

富 CO_2 流体和富水流体在各种变质条件下具有不混溶溶线，并可呈分离的两种包裹体产出。不混溶溶线的宽度和不混溶区温度上界随盐类溶解而增加（Takenouchi和Kennedy, 1965；Hollister和Burruss, 1976；Gehrig等人, 1979；Hendel和Hollister, 1981）（图

1—3)，可能还随甲烷增加而增加（Hollister和Burruss，1976）。分离的富 H_2O 和富 CO_2 的包裹体是同时捕获的证据常常不明确，但有些还是明确的，如Pecher（1979）报道的沿晶体的同一个生长面捕获的盐水包裹体和 CO_2 包裹体这样的例子，可以认为是代表同时捕获。更常见的是两种流体出现在分离愈合裂隙中。如果两种不混溶流体同时捕获，则根据这两类包裹体推测的等容线应该在捕获温度和压力相交（图7—4）。这种估计压力和温度方法的准确性取决

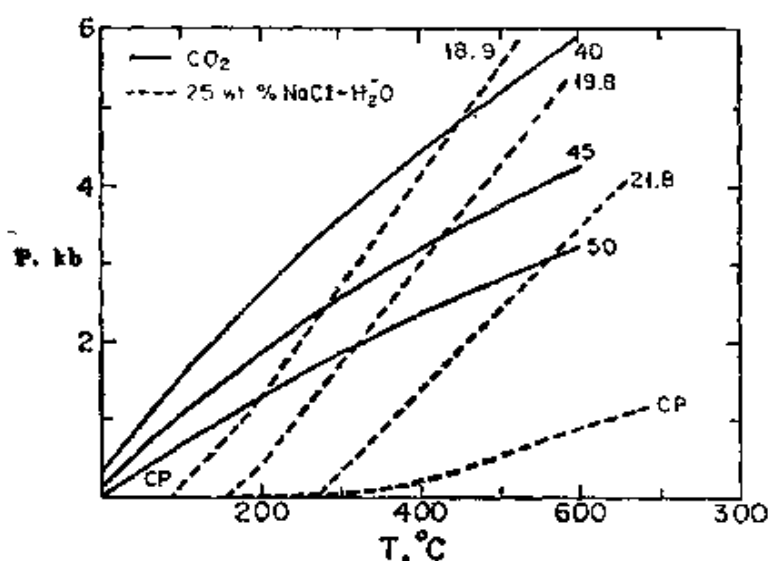


图7—4 同时捕获的含 CO_2 包裹体和盐水溶液包裹体必定是在两种流体的等容线交点形成的。因此同时捕获的 CO_2 包裹体（ $40\text{cm}^3/\text{mol}$ ）和含有25wt% NaCl盐水包裹体（ $18.9\text{cm}^3/\text{mol}$ ）在 450°C 和 4.9kb 时形成

于这两条等容线的相对斜率、流体密度测量和同时捕获的两种流体鉴定的准确性。最后这一点不能过于强调。如果两种分离流体的等容线以大角度相交，所估计的压力值和温度值就比两条等容线近于平行的情况更接近于同一挡的值。 CO_2 和水溶液的等容线在高温和高压时变得更近于平行。

为了确定以 CO_2 和盐水溶液同时捕获的假设为基础的等容线相交的方法是否提供合理的压力和温度估计，Sisson等人（1981）对由这种方法所推测的变质作用的压力和温度与根据矿物组合和区域

地质关系所推导的压力和温度作了比较。分离的 CO_2 包裹体和盐水包裹体的等容线交点与预测的压力和温度非常吻合，因而支持了这个方法，从而认为两种分离的流体可能是同时捕获的，而在变质作用高峰期间形成的包裹体确实存在，并能加以鉴定。

如果富 CO_2 和富 H_2O 的流体作为分离的包裹体同时捕获，只要能精确测定这两种流体每一种的组成（Burruss，第三章）和 CO_2 — H_2O 的均一温度（图7—5，图1—3），就能从实验测定的溶相线求得捕获压力和温度。因仅仅知道纯 CO_2 — H_2O 流体的溶相线是压力和温度二者的函数，因此这种方法用途有限；即使是少量溶解的盐也会大大改变溶线的位置（图7—5，1—3）。Roedder 和 Bodnar（1980）列举了使用该方法的详细例子。

Hollister等人（1979）运用有关 H_2O — CO_2 体系不混溶性资料来推测区域变质岩石在变质高峰期之后演化的压力和温度条件。由

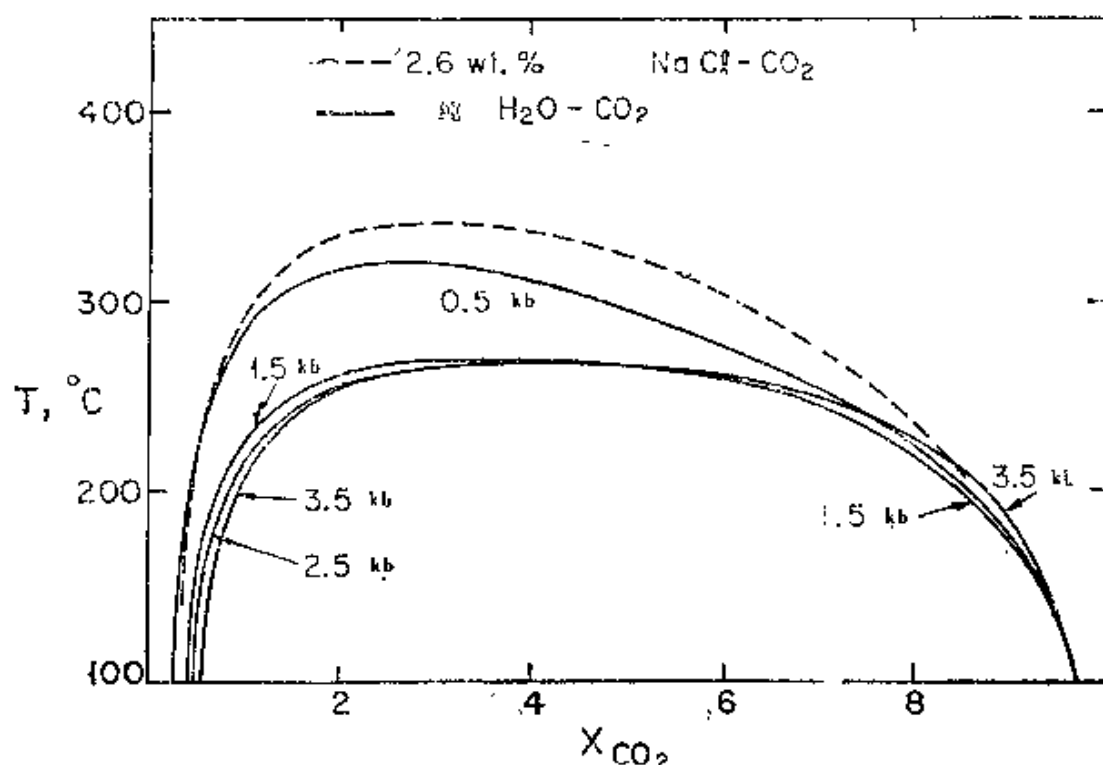


图7—5 CO_2 — H_2O — NaCl 体系的一些溶相线图

不同压力下纯 H_2O — CO_2 的溶线引自Tödheide和Frank（1963），2.6wt% NaCl 盐水— CO_2 的溶线引自Hende和Hollister（1981）

于他们注意到如果包裹体的内外压力差大于1.5kb左右，那末大于12 μm 的流体包裹体就要爆裂，所以他们认为可以给样品经历的 压力和温度条件定出合理的界限。因此，样品随后经受的压力比包裹体的等容线在任何给定温度时的压力低1.5kb时，超过12 μm 大小的包裹体将不能保存下来（图7—6）。压力高于等容线压力时对流体包裹体完整性的影响还不知道。由于“压力过高”流体包裹体爆裂的结果，对于一些中等大小到较大尺寸的包裹体来说，如果它们的等容线投影到比高温下最大密度包裹体的等容线低1—2kb还多时，它们一定是在较低温度下捕获的（图7—6），在这样的温度下等容

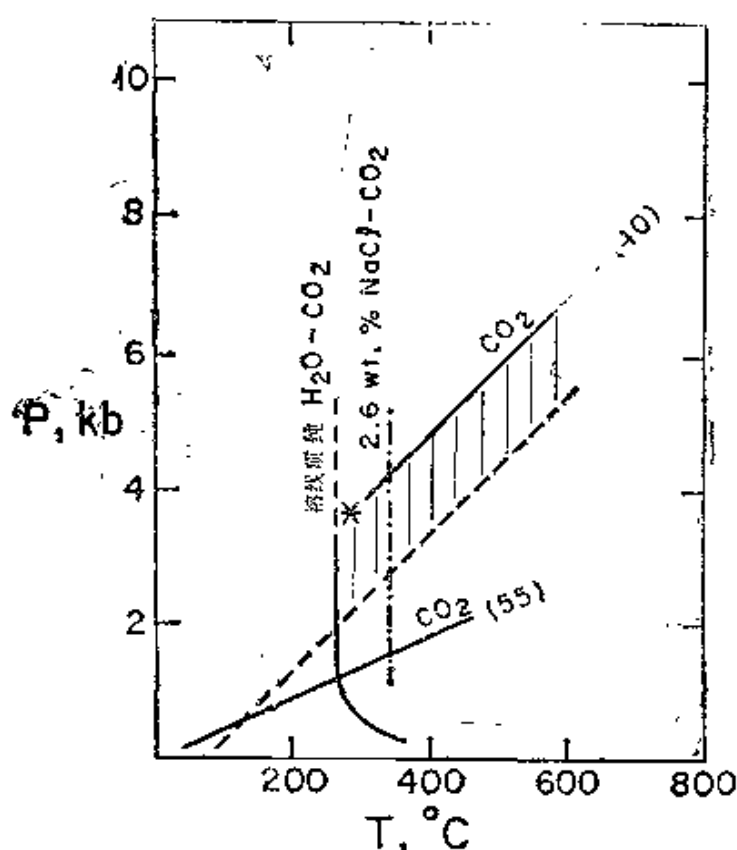


图7—6在不列颠·哥伦比亚Mcrcse盆地发现的纯CO₂包裹体等容线图。

（标有摩尔体积）。在较小摩尔体积等容线下带线条区是按照以石英的破裂强度为依据的论点绘出（见正文）。具有较大摩尔体积的包裹体一定是在低于100℃时捕获的，否则较小摩尔体积的包裹体就会破裂。图中也表示了纯H₂O—CO₂和2.6wt% NaCl盐水—CO₂包裹体的不混溶性上限（溶解线）。据Hollister等人（1979）资料改编

线之间的压力差没有那么大。从这些论据所推导的捕获顺序的推论一般都反映到包裹体的结构关系方面来。Hollister等人(1979)指出,认识到反映捕获有均一 CO_2 — H_2O 流体的那些包裹体必定是在 CO_2 — H_2O 溶线之上的温压条件下形成的,就能对隆起期间捕获的流体产生进一步的限制。因此纯的 CO_2 和 H_2O 的溶线(图7—5)便提供了那些包裹体的最低捕获温度,而利用适当的等容线(图7—6)便能确定最低压力。在分离的但是共存的 CO_2 包裹体和水溶液包裹体被捕获的情况下,两种流体的等容线相交于这两种流体溶线内的一点,代表了样品隆起轨迹上的一点。如果在一个样品的流体—岩石演化进程中既捕获了均一流体,又捕获了不混溶的 CO_2 — H_2O 流体,那么就能在压力—温度图中确定几个不连续点,这些点全部落于该样品的隆起轨迹(途径)上。

在许多情况下单靠流体包裹体所提供的资料尚不足以使捕获温度和压力都得到确定。等容线是压力—温度图中一条独特的线,因此这两个参数的任一单独估计值与等容线相结合,就能估计另一个参数值。Poty等人(1974)利用对淋滤物质的化学分析所测定的流体组成来推测脉体的形成温度。他们假定包裹体中的流体曾与钠长石和冰长石处于平衡并利用流体中 K/Na 比值作为地质温度计。一个类似的但不大严格的方法是鉴定在一个特定变质作用期间捕获的流体包裹体,采用由矿物平衡推测的该期间的温度,就能从等容线推导出压力。如果能够对变质幕作出压力估计,也可以利用相反的情况,于是就能从等容线上读出对均一温度进行的温度校正。Hing和Kwak(1979)在他们对于一个接触变质晕的石榴石中的流体包裹体研究时就运用了这一方法。根据变质矿物组合所作的压力估算一般不如温度估算那么肯定,这是由于在大多数变质岩中缺乏良好的压力指示物,而且由于在近地表条件下应该采用岩石静压力还是采用静水压力也不很肯定(Roedder和Bodnar, 1980)。如果变质作用的温度和压力都已知,那么在变质高峰期捕获的包裹体其等容线投影将穿过这两个条件确定的区间(Rich, 1975; Burruss,

1977)。Hollister等人(1979)总结了五个区域变质地域的流体包裹体资料,证明根据矿物组合推论的变质条件估算值与从似乎是在变质事件期间捕获的流体包裹体获得的估算值之间具有良好的相关性。其结果表明,如果缺乏其它地质压力计,用流体包裹体来估计变质作用压力是有效的。

这个方法也能用来鉴别与变质作用期间无关的流体或捕获以后经过爆裂的流体,因为这些流体具有的等容线并不通过合理的压力区间(Hollister和Burruss, 1976; Kruehn, 1980)。

十、利用压力和温度估计值推导的模式

在大多数变质岩中发现的多种不同的流体包裹体使得能够对岩石—流体体系随时间而演化进行某些推论。前而概述了Hollister等人(1979)所用的方法,利用他们的资料和其它文献资料,他们对五个变质地域可能的隆起曲线进行了推导。这些隆起曲线要么接近于直线,要么朝下凸向温度轴,表明当岩石被带向地表时一开始压力比温度下降得更快。Sisson等人(1981)得到一个类似的向下凸的压力—温度轨迹。在这种情况下,较晚的流体包裹体的密度比较早的流体包裹体的低。与这些情况相反,Swanenberg(1980)曾报道较晚的包裹体比较早的包裹体密度更大,并认为:隆起在近于等压条件下进行。他还鉴别出具有某些特殊性质的流体包裹体,并将它们归因于后来的逆掩推覆体复盖到变质岩之上。

十一、结 论

现有关于低级到中级变质岩中流体包裹体的资料表明流体成分包括 CO_2 、 CH_4 、 N_2 、 H_2O 和盐水溶液,其中盐水溶液的成分和盐度取决于流体的来源。所观察到的这些组分和各种相关关系,特别是 CO_2 和 H_2O 或盐水溶液的不混溶性(当有 NaCl 存在时 CO_2 与盐水溶