

流体包裹体研究的新进展

叶 德 胜

(地质矿产部 05 项目工程处)

流体包裹体是矿物结晶时所获的成岩流体,因此它是成岩、成矿作用流体的原始样品,反映了该流体的本质特征。流体包裹体的研究已有较长的历史,在金属矿床的勘探中得以普遍应用,并取得了显著成效。只是近 10 余年来,才逐步应用于沉积岩及油气地质领域。在推断沉积岩的成岩历史、储集岩的孔隙演化史、恢复古地温及有机质热成熟史、油气运移、聚集时间等方面均有明显作用。本文着重介绍近年来流体包裹体在沉积岩及油气地质领域中研究的最新进展。

一、流体包裹体的再平衡作用

流体包裹体在埋藏受热时将发生再平衡作用,使其均一温度和盐度均发生变化。这是近年来流体包裹体研究最突出的进展。

过去认为矿物晶体中的两相流体包裹体的均一温度代表该矿物的结晶温度,而其盐度则代表包裹体被俘获时地层流体的盐度。然而,近年来的研究 (Goldstein, 1986、1988; Prezbindowski 等, 1987) 表明,在一定温度、压力条件下所形成的流体包裹体,在埋藏时 (即温度、压力增加时) 将发生再平衡作用,其均一温度、盐度等都将发生变化。其主要原因是当岩石埋藏时,它们所受的温度和压力将随之增加,此温度和压力的增加接近于静水或岩石静压力条件下的地热和地压梯度。但是矿物晶体中流体包裹体内压力增加的速率比周围静水压力或岩石静压力的增加大得多,包体包裹体的流体将变为超压。对于强度较小的矿物,部分包裹体的体积可能会增加,以释放此压力;另一种释放压力的途径是部分包裹体破裂,而使其中的流体渗出,同时新的流体将充填此包裹体。因此,在埋藏温度、压力增加时,流体包裹体将通过两种主要机理而达到再平衡:一是包裹体的体积增加,其中的流体密度降低,这将导致一个新的、较高的均一温度;其二是包裹体破裂,形成对周围的孔隙流体呈开放状,这时包裹体中的流体将与周围岩石的孔隙流体逐步达到平衡,即包裹体内的流体将与周围孔隙流体的密度、组份及盐度一致。这样,一部分原生流体包裹体随着埋藏,其所含流体的性质已完全改变了。埋藏深度再增加,流体包裹体将再发生上述变化。因此,如果能在原生包裹体群中识别出经过再平衡的包裹体,我们即可得到一个接近于完整的埋藏温度和流体组份的记录。

例如,Goldstein (1988) 研究了美国新墨西哥州宾夕法尼亚系 Holder 组灰岩亮晶胶结物中的原生两相流体包裹体,测定了其均一温度 (T_h),并用冷冻法测定其溶化温度 (T_m ice) (图 1)。从此图中可见两相流体包裹体的均一温度变化范围较大,为 77—118℃,而其

溶化温度为 -4 — -19°C , 大约相当于含 ^{22}Na 的氯化钠重量百分比。这些包裹体产于亮晶胶结物中的同一阴极发光带, 它们相距仅数微米, 其均一温度和溶化温度变化如此大, 充分表明这些原生流体包裹体经受了再平衡作用。

图 1 中的趋势 A 代表在较高温度下流体包裹体的再平衡, 但其流体组份未与孔隙流体发生交换。趋势 B 亦代表在较高温度下流体包裹体的再平衡, 而包裹体中的流体与孔隙流体发生了交换。

趋势 A 与 B 的交点代表该胶结物沉淀时的温度和当时孔隙流体的盐度。趋势 A 与 B 所对应的最高温度, 可能代表该地层所经受的最大古地温。

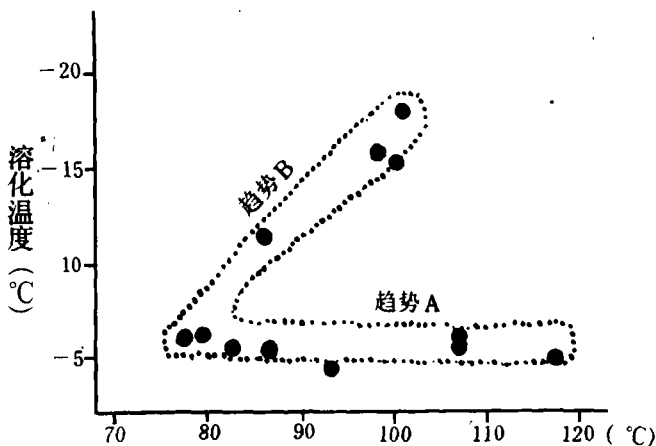


图 1 美国新墨西哥州宾夕法尼亚系 Holder 组灰岩亮晶胶结物中原生两相流体包体的均一温度与溶化温度 (据 Holdstein, 1988)

二、流体包裹体与成岩环境的关系

近年来的研究 (James, 1988) 表明, 不同成岩环境中的流体包裹体具有不同特征。

1. 淡水渗流带

现代淡水渗流带所沉淀的方解石中含有大量流体包裹体, 其中以纯液态的单相包裹体最多, 这表明其低温成因。另外, 气液比变化很大的两相包裹体也较丰富, 其中还包括了一些富气相的包裹体, 因为渗流环境是两相系统。两相包裹体的均一温度变化很大, 从低于 50°C 到数百摄氏度 (图 2)。此时均一温度与矿物结晶温度无关, 而受两相包裹体中气-液相比值的控制。用冷冻法测出的溶化温度反映淡水盐度。

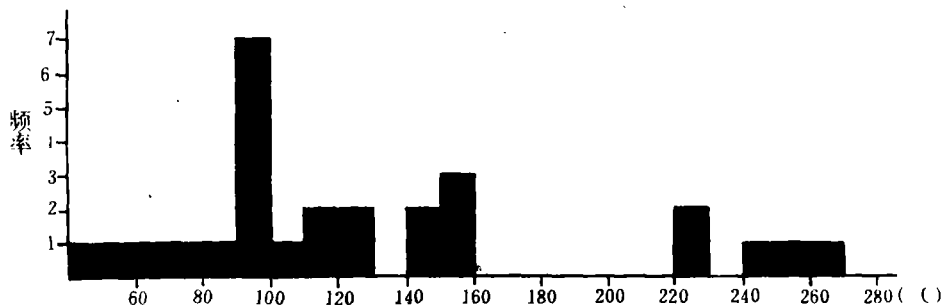


图 2 美国内华达州低温近地表渗流带沉淀的方解石中原生包裹体均一温度的直方图

此方解石从未埋藏过, 注意均一温度变化极大 (据 Goldstein, 1986)

当埋藏温度增加时, 通常会观察到与上述相似的特征。但一些纯液态的单相包裹体在受热时已发生了再平衡, 变成了气液比相当一致的两相包裹体。这种两相包裹体与纯液态单相包裹体及气液比变化很大的两相包裹体同时出现。用冷冻法测溶化温度时, 纯液态单

相包裹体仍反映淡水盐度,但那些经再平衡的两相包裹体却反映埋藏环境中孔隙流体的盐度。均一温度特征与未埋藏时基本相似。

进一步埋藏受热时,更多的纯液态单相包裹体将经再平衡作用变为两相包裹体,其气液比相当一致。它们与气液比变化很大的两相包裹体同时存在。溶化温度表明,由于再平衡作用使一些包裹体的盐度有所增加,但是许多包裹体(尤其是气泡很大的那些)仍含淡水。均一温度的变化范围仍然很大,但低温端已经向上移动了。

2. 淡水潜流带

该带中沉淀的方解石所含包裹体均为单相纯液态的,包裹体方解石结晶温度在 50°C 以下。用冷冻法测出包裹体中的液体为淡水盐度。在埋藏受热时,部分纯液态单相包裹体变为气液比相当一致的两相包裹体,其所含液态的盐度也随之变化,但纯液态单相包裹体仍含淡水。两相包裹体的均一温度之范围从 $<50^{\circ}\text{C}$ 到接近于在埋藏受热期间再平衡作用的温度。进一步埋藏受热时,更多单相包裹体将再平衡为两相包裹体,其气液比相当一致,均一温度较高,其上限接近于在埋藏受热时再平衡作用的温度。一些包裹体中还保留原始的低盐度,但另一些却是在再平衡时的新流体的盐度。

3. 海水与淡水混合带

该环境中沉淀的方解石所含流体包裹体的岩石学特征与淡水潜流带相似,所不同的仅是其盐度,因此,可根据少许单相包裹体的盐度测定,即可区别是淡水潜流带或是混合带。

4. 海水潜流带

在岩石学特征上,这一环境中沉淀的方解石所含流体包裹体也与淡水潜流带相同,均为单相纯液态,这亦反映了其低温成因,所不同的仅是盐度。然而多数海水胶结物不稳定,在转入另一成岩环境时要发生新生变形作用。而新生变形亦会导致包裹体的再平衡。因此无新生变形的少数纯液态单相包裹体的盐度测定就能将这种包裹体与其它低温环境中所形成的包裹体相区别。

5. 埋藏环境

在埋藏环境温度较高的水溶液中沉淀的矿物晶体中,流体包裹体均为两相,其气液比相当一致。这是在较高温度($>50^{\circ}\text{C}$)所形成的流体包裹体的显著特征。另一特征是均一温度的变化幅度非常小,90%左右包裹体之均一温度的变化幅度在 10°C 以内。同时,其盐度也相当一致。

这种包裹体在进一步埋藏受热时,由于再平衡作用,最初紧密分布的均一温度将会有所改变,部分包裹体的均一温度由于再平衡作用将会增加,均一温度增加的上限接近于它们所经历的最大古地温。冷冻法测定表明,部分包裹体的盐度相当一致,而经再平衡的部分,其盐度变化较大。

近年来,笔者研究了塔里木盆地北部(以下简称塔北)震旦系至奥陶系白云岩的成岩作用及储集性,表明震旦系至奥陶系白云岩类型复杂,白云化机理多样。下面仅以二例说明流体包裹体资料在确定白云岩(或白云石)成因中的应用。

1. 震旦系上统颗粒白云岩中的柱纤状胶结物

该白云岩由颗粒(藻团粒、砂砾屑及鲕粒等)及多期胶结物构成,其中包括纤状、柱纤状、细粒状及粗粒状白云石。

柱纤状白云石中富含流体包裹体,其中有较多大小为 $5\mu\text{m}$ 左右的纯液相包裹体,同时含部分气液比为5—10%的两相包裹体。后者的均一温度范围为 $60\text{—}100^{\circ}\text{C}$,用冷冻法测出纯液相包裹体中的液体为淡水盐度,而两相包裹体中的液体之盐度有所增加,表明柱纤状白云石是在低温淡水潜流带中形成的,随着埋藏深度及温度的增加,部分纯液相包裹体经再平衡作用,成为两相包裹体。这与其岩石学及地球化学(氧碳稳定同位素及微量元素等)特征相吻合。

2. 寒武至奥陶系的结晶白云岩

该白云岩主要为细至中晶白云岩,并有部分粗晶白云岩,主要特征是:晶体较粗,以半自形及它形为主,时见各种沉积组构的残余,同时可见白云石晶体切割或包裹裂隙及缝合线。

该白云岩及晶洞中石英晶体的两相流体包体均一温度测定结果如图3。从图中可明显看出,白云石流体包体的均一温度变化范围很大(从 $75\text{—}280^{\circ}\text{C}$),其原因较多,但主要是白云石晶体中的原生流体包裹体在埋藏受热或其它原因受热时发生再平衡而使部分原生包裹体的温度增加。石英中包裹体的均一温度为 $192\text{—}278^{\circ}\text{C}$,反映伴随断裂的深部热液活动。白云石中包体均一温度的高端部分(190°C 以上)反映了该热液活动的影响,而低端部分则反映了该白云石的最低结晶温度($75\text{—}80^{\circ}\text{C}$)。假定地表温度为 $12\text{—}15^{\circ}\text{C}$,地温梯度为 $3^{\circ}\text{C}/100\text{m}$,则白云石结晶的深度为 $2000\text{—}2100\text{m}$,显然属深埋环境的产物。此结论与该白云石的岩石学和地球化学特征完全吻合。

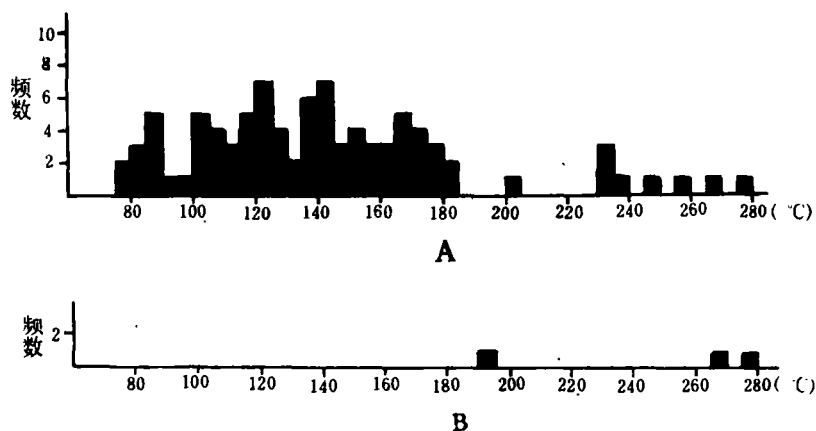


图3 塔北地区寒武—奥陶系白云岩及晶洞中石英晶体的两相流体包体均一温度直方图

A-白云岩; B-晶洞中石英晶体

主要参考文献

- Goldstein, R. H., 1986, Reequilibration of fluid inclusions in low-temperature calcium-carbonate cement, *Geology*, V. 14, pp. 792—795.
- Goldstein, R. H., 1988, Cement stratigraphy of pennsylvanian Hold Formation, Sacramento Mountains, New Mexico, *AAPG Bull.*, V. 72, pp. 425—438.
- James, N. B., 1988, *Systematics of fluid inclusions in diagenetic minerals* (in press).
- Prezbindowski, D. R., and Larese, R. E., 1987, Experimental stretching of fluid inclusions in calcite—Implications for diagenetic studies, *Geology*, V. 15, pp. 333—336.