

矿物包裹体在沉积物成岩作用 研究中的应用

覃建雄

(成都地质学院)

[内容提要] 矿物包裹体在沉积物成岩作用研究中的应用是90年代沉积学理论的一个重大进展,它不但为沉积学研究提供了崭新思路、方法和手段,而且为矿物包裹体学的应用和发展开辟了广阔前景。本文系统介绍并探索矿物流体包裹体在沉积岩成因、成岩作用、成岩微区分析、成岩条件、成岩阶段、成岩环境、成岩演化和埋藏历史等方面的应用。

关键词 矿物包裹体 成岩作用 应用

1 引言

矿物包裹体学是地球化学的重要组成部分。矿物包裹体研究作为地球化学的一种手段和方法,长期以来,已被广泛应用于矿物学、矿床学、岩石学(岩浆岩和变质岩)、经济地质学等地质领域中,尤其是在探讨各种金属-非金属矿产中成矿流体的来源、性质、成岩热液的物理化学条件以及讨论矿床成因方面,取得了显著成效。近几年来,矿物包裹体研究还成功地应用于地球化学找矿勘探和碳酸盐岩地区油气资源评价方面,并取得了良好效果。然而,长期以来,有关矿物包裹体研究在沉积学中应用的资料不多。近期由于矿物包裹体在油气成因、热演化、运移、富集和资源评价中应用的逐渐兴起,有关矿物包裹体在沉积物成岩作用研究中的应用才偶有零星报道(A. C. Murry, 1979; Burrus, 1981, 1983, 1985; Visser, 1982; J. B. Currie, 1982; R. S. Haszeldine, 1983; T. E. Tillamann 和 Barnes, 1983; E. Roedder, 1984; Kloostman, 1985; 傅家谟和施继锡, 1984, 1987; R. H. Goldstein, 1986; Roger K. McLimans, 1987; Richard E. Larese, 1987; Robert H. Goldstein, 1987, 1988; J. Konnerup-Madsenetate, 1988; Aulstead 和 Spencer, 1989; Chipely 和 Kyser, 1990; Anos Beint 和 Heworka, 1990; Schwartz, 1990; Jeffrey, 1991),但它们都是些零散的资料。本文的目的是在搜集有关矿物包裹体研究在沉积学方面的应用资料之基础上,结合自己的一些体验,探索矿物包裹体如何应用于研究沉积岩成岩流体来源、成岩作用、成岩微区分析、成岩物化条件、成岩阶段、成岩环境、成岩演化及埋藏历史

等。仅供参考。

2 矿物包裹体在沉积物成岩作用中应用的可能性

矿物包裹体是指在矿物结晶生长(或在沉积成岩成矿)过程中,被捕获并保存于矿物晶格缺陷或空穴中与主矿物有明显相界线的原始流体介质,反映了成岩成矿流体介质当时的性质、组分、状态和物理化学条件。矿物包裹体可分为固体包裹体、气体包裹体、液体包裹体、含烃有机包裹体及多相包裹体。不同类型的矿物包裹体代表一定的成因机制,具有不同的环境意义。无论是在沉积成岩期,还是在成岩后生期,只要沉积物(岩)发生结晶或重结晶作用、胶结作用(次生加大)、构造裂隙及溶蚀孔洞缝的充填作用或自生矿物的形成作用,即在矿物晶体晶格中形成包裹体并保存至今(A. C. Murry, 1978)。它具有如下特点:

(1)它是单一成因的均匀相,即为成分一定的等容热力学体系(V. S. Broecker, et al., 1980);

(2)其物理化学条件、成分、性质与主矿物结晶生长时的一致;

(3)无论是在捕获前或捕获后,与主矿物间几乎不发生物质的熔解、交代或其它化学反应;

(4)包裹体为一封闭体系,若其岩石未经过强烈的构造运动和变质作用,则其体积大小不发生变化,也没有物质的流入和溢出。

矿物包裹体研究不但能客观地反映沉积成岩成矿时的流体介质当时的本质特征,而且具有直观、省时、简便、经济、真实、准确等特点。任何一种成因类型的沉积物在其转变为坚硬岩石过程中,一般都要经过压实作用、压溶作用、胶结作用、固结作用、重结晶作用、多相转变作用、交代作用、自生矿物形成作用和构造裂隙及溶蚀孔洞缝的充填作用,并与温度因素密切相关。由上述成岩作用所形成的次生加大边、胶结物和自生矿物,不论其地质年代和成因如何,其量的多寡,都保存有或多或少的矿物流体包裹体(A. C. Murry, 1978; Oversby, 1990; Jeffrey, 1991)。因此,矿物流体包裹体同样可以运用于沉积物成岩作用方面的研究。

3 矿物包裹体在沉积物成岩作用研究中可能解决的主要问题

3.1 判断成岩流体的来源

在成岩作用过程中,由于成岩流体被主矿物捕获形成包裹体后,基本上处于相对封闭状态。因此,利用流体包裹体温-压资料及其中微量元素和 O, C, H, S 稳定同位素的测定结果,确定成岩成矿流体来源成为目前的有效方法。

不同成因类型的成岩成矿流体,矿物包裹体的类型、成分及特征不同,其中微量元素和稳定 H, O, S, C 同位素组成亦不同(表 1)。因而通过流体包裹体测试所获得的数据与地层水分析结果相比较,或通过测定其中微量元素含量或 δD 、 $\delta^{18}O$ 、 $\delta^{13}C$ 、 $\delta^{32}S$ 之后,投于 δD - $\delta^{18}O$ 组成图(图 1)中,即可确定成岩成矿流体的来源。

表 1 不同成因水的氢氧同位素组成特征表

Table 1 Hydrogen and oxygen isotopic compositions of different waters in origin

水的类型	$\delta D\text{‰}(\text{SMOW})$	$\delta^{18}\text{O}\text{‰}(\text{SMOW})$
海水	0—+10	0—-1
大气淡水	<-400—+10	-60—0
沉积水(地层卤水)	-50—-5	-4.5—+3
变质水(再生水)	-60—-20	+5—+25
岩浆水	-80—-40	+7—-9.5

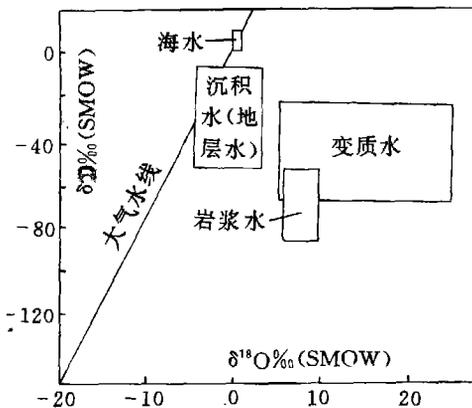
大气水据 H. Craig(1979),其它据 J. R. Talar (1979)

表 2 稳定同位素分析结果

Table 2 Analytical results of stable isotopes

样品产状	稳定同位素值(‰SMOW)		
	萤石包裹体测定的 δD	方解石包裹体测定的 $\delta^{18}\text{O}$	计算为成矿流体的 $\delta^{18}\text{O}$
川东储气层	-29.27	+16.96	+0.37
贵州非储油气层	-51.9	+3.49	-7.66

据施继锡(1987)

图 1 不同成因水的 δD - $\delta^{18}\text{O}$ 关系图Fig. 1 Plots of δD versus $\delta^{18}\text{O}$ values of different waters in origin (after Taylor, 1979)

K. L. Aulstead 和 R. J. Spencer(1989)通过对阿尔伯达省北部凯拉里费组地层颗粒碳酸盐岩不同世代方解石胶结物及白云石脉、萤石脉和石膏脉的流体包裹体研究,发现包裹体中的盐体系、离子浓度、 $\text{Ca}^{2+}/\text{Mg}^{2+}$ 比值、微量元素含量以及 δD 和 $\delta^{18}\text{O}$ 值与该组地区水有许多相似之外,故认为方解石胶结物、白云石脉、萤石脉、石膏脉形式时的成岩流体与地层水在成因上密切相关。

矿物包裹体中提取 H_2O 和 CO_2 可直接获得成岩成矿流体的 C, H, O 稳定同位素组成数据,从而反映成岩成矿流体的来源。施继锡等(1987)研究了川东及贵州晚中生代岩层中萤石矿物流体包裹体的氢稳定同位素及方解石矿物流体包裹体的氧同位素(表 2,图 1)。结果表明前者以海水为主,后者接近大气水。作者进一步指出,对于油气生成最有利的水是地下封存的具有一定盐度(8—25wt%)的古海水。

3.2 有助于成岩微区分析的研究

(1)了解成岩矿物的生长过程:对成岩矿物晶体各生长微区(生长带或生长环)流体包裹体的温度、压力、含盐度、pH值和Eh值进行系统测定是了解成岩矿物生长过程中不同阶段成岩成矿流体相应参数、成分变化和矿物形成历史的有效方法。如帕米尔环带状石英晶体(石英次生加大边)从内带、中间带到外带,包裹体均一温度由 $400^{\circ}\text{C}\rightarrow 240^{\circ}\text{C}\rightarrow 236^{\circ}\text{C}\rightarrow 225^{\circ}\text{C}\rightarrow 210^{\circ}\text{C}\rightarrow 152^{\circ}\text{C}$ (3·H·普什金娜,1978),说明石英矿物在由内部向边部生长(石英次生加大)过程中,温度是缓慢降低的。

某方解石晶体,内部透明,外部半透明,两者界线清楚,并有溶蚀现象。内部均一温度为 $57\text{--}80^{\circ}\text{C}$,平均 68.5°C ,外部为 $130\text{--}120^{\circ}\text{C}$,平均 123°C ,表明内部透明方解石在 $57\text{--}80^{\circ}\text{C}$ 条件下形成后,发生溶蚀作用,之后由于构造作用或深部热流的影响,导致后期更高温(123°C)的热液再次进入,在原方解石晶体基础上继续结晶生长形成外部半透明的方解石。

M. L. Ebers和O. C. Kopp(1990)对美国田纳西州马斯科特-杰费逊奥陶系白云岩进行了研究,其中白云石晶体最多共有5个环带,由内部向边缘包裹体均一温度由 $45\text{--}47^{\circ}\text{C}\rightarrow 51\text{--}55^{\circ}\text{C}\rightarrow 54\text{--}60^{\circ}\text{C}\rightarrow 61\text{--}62^{\circ}\text{C}\rightarrow 65\text{--}70^{\circ}\text{C}\rightarrow 105\text{--}110^{\circ}\text{C}$,同样反映了成岩流体温度逐渐增大的规律。说明白云石晶体的结晶生长至少经历了5个周期,从早到晚,成岩流体温度不断增高(图2),这可能与构造活动或深部热液的周期性影响有关。

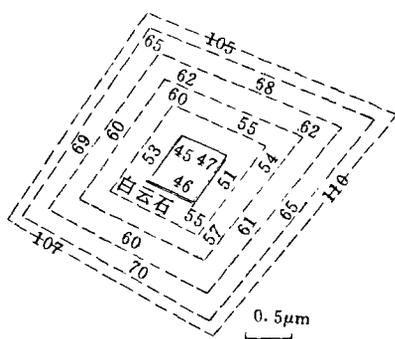


图2 白云石晶体的形成温度

Fig. 2 Temperatures for the formation of dolomite crystals (after Ebers et al., 1991)

笔者通过对鄂尔多斯盆地东部下奥陶统白云岩进行研究,发现混合水成因中粗晶白云岩最多具三个环带,从核心向边缘,流体介质温度不断增高,由 $20\text{--}40^{\circ}\text{C}\rightarrow 50\text{--}55^{\circ}\text{C}\rightarrow 70\text{--}75^{\circ}\text{C}\rightarrow 85\text{--}90^{\circ}\text{C}$,其阴极发光特性逐渐增强,依次为暗红 \rightarrow 橙黄 \rightarrow 菊红 \rightarrow 极亮红光, $\text{Mn}^{2+}/\text{Fe}^{2+}$ 含量不断增大。上述资料表明,区内混合水白云岩中白云石晶体的结晶生长至少经历了3个阶段,从早到晚成岩流体介质温度不断增高,这可能为沉积物埋深逐渐加大、淡水周期性影响逐渐增强的正常地温梯度条件下的产物。

(2)了解成岩矿物生长环境和结晶速度:大量研究资料表明,矿物中流体包裹体的发育程度、数量、形态、大小和分布特征与主矿物的生长环境(地球物理和地球化学环境)、成岩成矿介质浓度、饱和度和结晶速度密切相关。因此,在研究过程中,若发现矿物中流体包裹体的数量少、体积大、形态规则、气液比一致,晶体内部各生长微区温度相差不大,则表明为温度、压力、介质浓度等物理化学条件变化不大的成岩成矿流体介质中缓慢生长的产物;反之,则反映矿物是在温压条件不稳定和动荡的物化环境中快速结晶生长的;若矿物中同时出现各种大型的包裹体,而且它们的均一温度基本相同时,则说明为高温沸腾热液环境中快速沉淀和结晶的结果;若矿物中出现有多量含烃有机包裹体,则表明矿物是在相对还原(Eh值 <0)的酸性介质环境中形成的。

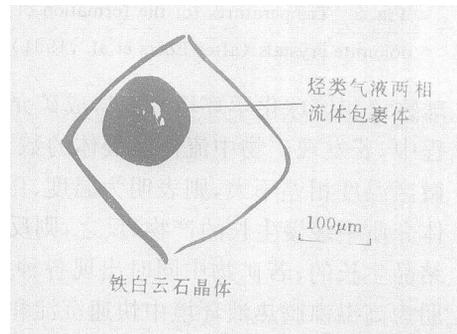
应该指出,在岩石学及其它地球化学特征不显著的情况下,上述矿物流体包裹体研究方法对各种亮晶胶结砂岩和颗粒碳酸盐岩中的不同世代胶结物以及不同成因类型白云岩中白云石的微区分析,特别是探讨白云岩的成因机理方面是极其有效和至关重要的。

表 3 不同成因类型白云岩的矿物流体包裹体特征表

Table 3 Main characteristics of mineral fluid inclusions in different dolostones

成岩阶段	白云岩类型	矿物流体包裹体特征									
		分布	类型	颜色	大小 (μm)	相态	气液比 (%)	形态	均一温度 ($^{\circ}\text{C}$)	组分	含盐度 (wt%)
准同生阶段	泥微晶白云岩	稀少	原生	无	<5	液相	5	不规则	0—40	H ₂ O	>30
浅埋藏阶段	粉晶颗粒白云岩	一般	原生	淡黄 黄 黄褐	5—30	液相为主	5—20	较规则	20—90	H ₂ O CO ₂	<5
	中晶残余颗粒白云岩										
	细晶豹斑白云岩										
表生阶段	溶蚀孔洞充填粗巨晶白云岩	较少	原生	无色 黄色	10—30	液相为主	5—10	规则	10—40	H ₂ O CO ₂	<5
再埋藏阶段	早期 非脉状铁白云石	较多	次生为主	深灰色	50—100	气相 液相	40—80	规则	100—130	CO ₂ H ₂ O	>15
	晚期 脉状铁白云石	丰富	次生 假次生 原生	黑色为主	60—50	气相为主	80—100	原壁状 极不规则状	150—250	CH ₄ C _n H _{2n} CO ₂	15—20

鄂尔多斯盆地东部下奥陶统不同成因类型白云岩,其中矿物包裹体类型、特征、状态、性质以及组分特征各异(表 3)。泥微晶白云岩中矿物流体包裹体分布稀少,多以原生流体 H₂O 包裹体为主,富含 NaCl 子矿物,形态不规则,气液比<5,均一温度 0—40 $^{\circ}\text{C}$,表明为竞争离子丰富,成核作用迅速的强烈蒸发超浓缩卤水环境产物;粉晶—中晶颗粒白云岩和细晶豹斑白云岩,白云石自形程度高,其包裹体含量丰富,多为原生液相(H₂O)包裹体,其次为 CO₂ 流体包裹体,形态较规则,含盐度低,<5wt%,均一温度为 20—90 $^{\circ}\text{C}$,结合白云岩岩石学及地球化学特征,该类白云岩形成于地球物理-化学环境稳定、缺乏竞争离子、成核速度缓慢并有淡水周期性影响的成岩环境中;溶蚀孔洞充填的粗巨晶白云岩,其中矿物流体包裹体罕见,无原生流体包裹体,多为次生流体包裹体,个体较大,均一温度低,10—40 $^{\circ}\text{C}$,含盐度<5wt%,形态较规则,综合区域地质、白云岩的产状和不同期矿物流体包裹体分析,认为该类白云石(岩)乃是构造抬升期由古岩溶作用形成的溶蚀孔洞缝中淡水白云石化学沉淀作用的产物;非脉状铁白云石和脉状铁白云石,矿物流体包裹体发育,类型多,数目多,除 H₂O-CO₂ 等常见包裹体外,尚富含烃类(CH₄, C_nH_{2n})气液两相流体包裹体(图片 1),均一温度分别为 60—70 $^{\circ}\text{C}$ 和 150—165 $^{\circ}\text{C}$ 。气液比值接近,为 85—95,黑色,厚壁状,多为次生-假次生包裹体,为成岩后期一进入后期埋藏压实白云岩化和热卤水白云岩化的结果。



图片 1 脉状铁白云石中的烃类
气液两相流体包裹体
Photograph 1 Hydrocarbon gas-liquid
inclusions in vein ankerite

3 了解成岩条件和成岩过程

同一种岩石在成岩过程中的不同阶段,地球物理和地球化学条件不同,成岩流体的成分和数量均有很大差异,流体包裹体特征亦明显不同。因此,通过岩石中不同世代胶结物(或矿物)的研究,可以获得有关成岩流体在不同演化时期的性质、成分、密度、含盐度、温度、压力、pH值、Eh值、微量元素含量以及H、O、C、S稳定同位素组成等重要信息,从而可以了解和恢复成岩演化规律,再造成岩作用过程(表4,图3)。

表4 成岩过程中矿物包裹体的理想演化序次(结合图3)

Table 4 Idealized evolutionary successions of mineral inclusions in the course of diagenesis

成岩阶段 (第一世代)	包裹体类型	包裹体颜色	包裹体大小 (μm)	包裹体相态	气液比 (%)	包裹体形态	均一温度 ($^{\circ}\text{C}$)	包裹体成分	含盐度 (wt%)	pH值 (Eh值)
第一阶段 (第一世代)	a	无色	5—20	液相	5	不规则	0—20	H_2O 为主	3—5	5.7(+n)
第二阶段 (第二世代)	b	浅黄色 黄色	10—30	液相为主	5—10	不规则	20—40	H_2O 为主	5	0
第三阶段 (第三世代)	c	褐黄色	30—100	气液两相	40—50	较规则	45—70	$\text{K}_2\text{O}+\text{CO}_2$	5—8	
第四阶段 (第一期脉)	d	褐色	80—100	气液两相	60—80	规则	50—90	$\text{CO}_2+\text{C}_6\text{H}_{12}$	10—15	6.3
第五阶段 (第二期脉)	e	灰色	100	气液两相	80—100	对称 厚壁状	120—165	$\text{CO}_2+\text{C}_6\text{H}_{12}$	10—20	12(-n)
第六阶段 (第三期脉)	f	黑色	100—300	气相固相	200	极不规则	150—250	CH_4 为主	15—30	

据 R. C. Murray, 等(1987, 1990)资料综合补充

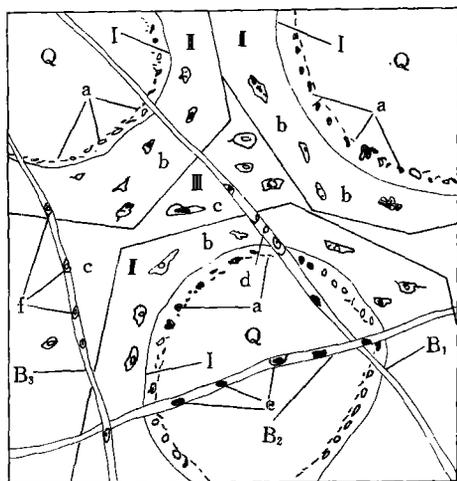


图3 成岩过程中矿物包裹体理想演化模式图

[据 H. C. Helgeson(1990)补充]

a, b, c, d, e, f 分别为第一、二、三、四、五、六类包裹体;
I、II、III 分别为第一、二、三代胶结物; B₁、B₂、B₃ 分别为
第一、二、三期脉; Q 为石英碎屑颗粒

Fig. 3 Idealized evolutionary model of mineral inclusions in the course of diagenesis

a, b, c, d, e and f represent Types 1, 2, 3, 4, 5 and 6 inclusions; I, II and III represent the first, second and third generations of cements; B₁, B₂ and B₃ indicate the veins formed in Stages 1, 2 and 3; Q=quartz grains

J. Konnerup Madsen 等(1988)研究了挪威中部外海哈尔腾侏罗纪砂岩的胶结作用和不同世代次生加大边的流体包裹体特征。地层主要由三角洲相和浅海相砂页岩组成,一直是石油工业的勘探靶区。流体包裹体沿砂岩中的石英颗粒“再生边”和次生加大部分产出。有两类水溶液气液两相流体包裹体(图4),第一类包裹体气液比小(5%),形态极不规则,大小为5—50 μm ,数量较多;第二类的气液比较大(60—80%),数量较少。按包裹体产出特征可分为三

个世代包裹体,即①沿“再生边”分布;②产于次生加大部分中和③沿同时穿切石英颗粒及其它成岩组构的愈合裂隙分布(图4b)。均一法测定结果,3512.7m处的样品为89—104℃,平均95℃,而在4342.65—4479.40m的样品为126—143℃,平均为124℃,总体集中于120—128℃范围内。含盐度2.4—5.7wt% NaCl,平均为3.8wt%(接近海水),流体密度0.96—0.97g/cm³。

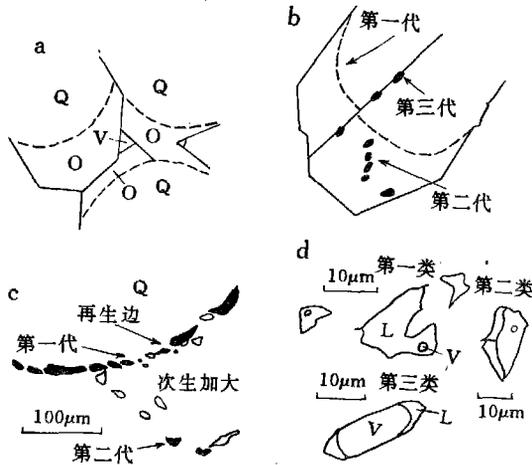


图4 砂岩中石英次生加大部分的流体包裹体特征
(据 J. Konnerup Madsen et al., 1988)

a 图: Q 石英碎屑, O 次生加大部分, V 未被胶结的孔隙

b 图: 石英次生加大部分三个世代流体包裹体示意图

c 图: 为 a 图 Q“再生边”和次生加大部分中流体包裹体的放大图

d 图: 石英加大部分和沿“再生边”产出的两类流体包裹体的典型形态, L 和 V 分别表示液相和气相

Fig. 4 Fluid inclusion characteristics of quartz overgrowths in sandstones (after J. Konnerup Madsen et al., 1988)

a, Q = quartz grains, O = quartz overgrowths; V = uncemented pores. b, Schematic illustration of three generations of fluid inclusions in quartz overgrowths. c, Magnified diagram of the “dusting” Q and quartz overgrowths shown in a. d, Typical morphology of quartz overgrowths and two types of fluid inclusions occurring along the “dust ring”. L and V represent liquid and vapor phases, respectively

上述研究资料表明,矿物包裹体均一温度随埋深的增加而升高,平均温度梯度约30—40℃/km;岩石的胶结(石英的次生加大)作用过程至少分三期。相比之下,后期成岩流体的浓度、成分、含盐度及其他物化条件要比先期的稳定,而且结晶生长速率要比先期的慢;石英次生加大从早期至晚期成岩流体的温度和压力不断增大,而且大多是在3500—4500m处的温度压力条件下发生的。

R. C. Nelson(1985)在研究美国阿肯色州中部中下奥陶统砂岩中石英的次生加大时,也发现大部分包裹体分布在原始石英颗粒边界上,部分出现在次生加大边中,其均一温度分别为50—75℃和97.5—150℃(最高达175℃)。同样反映了砂岩的成岩演化历史和成岩条件。

4 有助于成岩环境和成岩阶段的划分

在不同的成岩环境和成岩阶段,成岩流体介质不同,成岩产物捕获的流体包裹体类型、形态、相态、相组分以及物理化学条件均有明显的不同,而且随着成岩作用的进行和埋深的不断加大,它们具有一定的演化规律(图5)。因此,根据对其中流体包裹体的研究,结合有机质镜煤反射率及其它地球化学资料,可了解成岩演化特征或演化规律,进而有助于进行成岩

环境和成岩阶段的划分。

成岩阶段 包裹体特征	准同生—成岩早期阶段	成岩中期阶段	成岩晚期阶段	成岩后生阶段			
均一温度	10—40℃	40℃	45—70℃	50—150℃			
压力	不断增高						
类型	H ₂ O 为主	H ₂ O+CO ₂	CO ₂ -C _n H _{2n} +H ₂ O	CO ₂ +C _n H _{2n} →CH ₄ +CO ₂			
气液比	不断增大						
颜色	无色	浅黄色	黄色	褐黄色	褐色	灰色	黑色
荧光颜色	深色	浅色		无色			
含盐度	不断增加						
相态	液态烃	气态烃+液态烃	气态烃	含沥青包裹体			
折光率	不断增大						
pH 值	不断增大						
Eh 值	+n	0	-n				
δ ¹⁸ O‰ (SMOW)	不断增大						
δD‰ (SMOW)	不断减小						
成岩环境	埋深不断加大						
	近地表	浅埋藏	深埋藏				

图 5 成岩作用过程中不同成岩阶段的包裹体特征

Fig. 5 Characteristics of the mineral inclusions in different diagenetic stages

刘鑫等(1991)通过对贵州中三叠统兰木组灰岩沉积环境和成岩作用的矿物包裹体研究,建立了矿物包裹体特征与成岩作用及成岩环境之间的关系(表 5)。从表中可看出,不同的成岩作用和成岩环境,所捕获的流体包裹体的类型和特征各异。在早期成岩作用阶段,由于温度低,有机质未成熟,故未见有机包裹体,如近地表成岩作用。据 James(1988)资料,在近地表的淡水渗流环境结晶的矿物晶体中,所含的包裹体主要是单相纯液体包裹体,并具低温特征。中—晚期成岩作用阶段的流体包裹体,一般体积较大,10—40μm,气液比较高(10—30%),均一温度亦较高(70—180℃),而且包裹体异常发育,以气液包裹体为主,并见大量有机包裹体,如中三叠统埋藏成岩作用阶段,晚期成岩作用形成的流体包裹体温度比早期成岩作用的高。但是,若一些曾经历深埋地下的地层,因构造抬升,经淋滤溶蚀后,又沉淀充填新的矿物,其中流体包裹体特征就要变化,尤其是包裹体温度会明显降低,如表生成岩环境,矿物流体包裹体的均一温度一般在 0—20℃ 范围内。因此,利用不同成岩作用阶段的主要流体包裹体类型和特征,可以了解不同的成岩环境、成岩温度及成岩作用期次的划分。此外还可以研究不同成因类型的孔隙,探讨油气演化、运移和聚集规律。

表 5 包裹体类型和特征与成岩作用环境关系简表

Table 5 Relationships between characteristics and types of mineral inclusions and diagenetic environments

成岩环境	测试矿物	包裹体类型	包裹体大小 (μm)	均一温度 ($^{\circ}\text{C}$)	气液比 (%)
近地表面 成岩环境	方解石胶结物	少量纯液体包裹体 气液包裹体	1—5	<50	<5%
	粒内溶蚀充填方解石晶体	少量纯液体包裹体 少量气液包裹体	<5	40—70	<5
埋藏 成岩环境	第三代粗粒方解石	发育纯液体包裹体, 气体包裹体	10—30	95—130	5—10
	压溶溶蚀-充填 方解石晶体	气液包裹体、有机包裹体、 次生有机包裹体	10—20	100—180	10—25
表生 成岩环境	溶蚀缝内粗晶无铁-含 铁方解石晶体	发育纯液体包裹体、气液包裹 体和有机包裹体	10—40	72—130	5—10
再埋藏 成岩环境	压溶缝合线充填 铁方解石晶体	发育气体包裹体 见次生有机包裹体	5—10	200	20—30

据刘鑫(1991)略有修改, 补充

5 用于研究成岩演化和埋藏历史

在沉积成岩演化过程中, 随着埋深的加大, 温压的增高, 沉积物要发生压实结晶或重结晶、胶结、交代、多相转变、构造裂隙及溶蚀孔洞缝的充填作用和自生矿物的形成作用, 并形成和捕获各种水溶液包裹体和烃类有机包裹体, 而且在其中记载着当时的热液性质、组分、物理化学条件和地球动力学条件。因此, 通过地层岩石中不同世代胶结物、次生加大边、自生矿物、矿物交代产物、溶蚀孔洞缝及各组构造裂隙充填物质中的流体包裹体进行系统研究, 并结合岩石学及其它地球化学资料, 可获得有关沉积盆地沉积成岩演化及埋藏历史的重要信息。

在区域地质及岩石学资料之基础上, 结合各种成因类型白云岩中流体包裹体研究(表3), 恢复了鄂尔多斯盆地东部下奥陶统沉积成岩演化及埋藏历史(图6)。早奥陶世为沉降沉积时期, 埋深约1000m, 中奥陶世—早石炭世时期, 因加里东运动影响, 岩层抬升暴露地表, 时间长达1.2亿年, 中石炭世之后, 岩层不断下沉, 直到现今, 埋深约4000m。

在近地表面成岩阶段, 主要表现为准同生泥微晶白云岩化和颗粒碳酸盐岩的海底胶结作用, 因温压低, 成核作用迅速, 结晶速度快, 成岩矿物晶体小, 故其中流体包裹体极其稀少, 分布极不均匀, 均一温度低(表3)。之后, 曾经历短暂的成岩早期地表暴露, 形成淡水溶蚀孔洞, 充填物主要为淡水白云石, 其中流体包裹体特征与上述类似。

随着上覆沉积物的增多, 逐渐进入浅埋藏成岩阶段, 压实压溶作用、混合水白云岩化、重结晶和颗粒碳酸盐岩的第二世代胶结作用发育, 因温压增大, 成岩环境地球物理-化学环境较稳定, 成核作用和结晶速度缓慢, 故粉—中晶颗粒白云岩和细晶豹斑云岩中的流体包裹体形态较规则, 个体较大, 5—20 μm (表3), 气液比较一致。

中奥陶世—早石炭世, 因构造抬升, 进入表生成岩阶段, 遭受岩溶作用的强烈改造, 造成大量的溶蚀孔洞缝。因此时地球动力学条件和成岩物化条件发生了显著变化, 特别是温度明显降低。因此, 溶蚀孔洞缝中充填的淡水白云石和淡水方解石, 其矿物流体包裹体分布稀少, 仅见次生流体包裹体, 个体稍大, 形成较规则, 均一温度明显降低, 0—20 $^{\circ}\text{C}$ (表3)。

中石炭世之后, 随着地壳下沉, 进入再埋藏成岩阶段。再埋藏早期(C_2-P), 因上覆巨厚

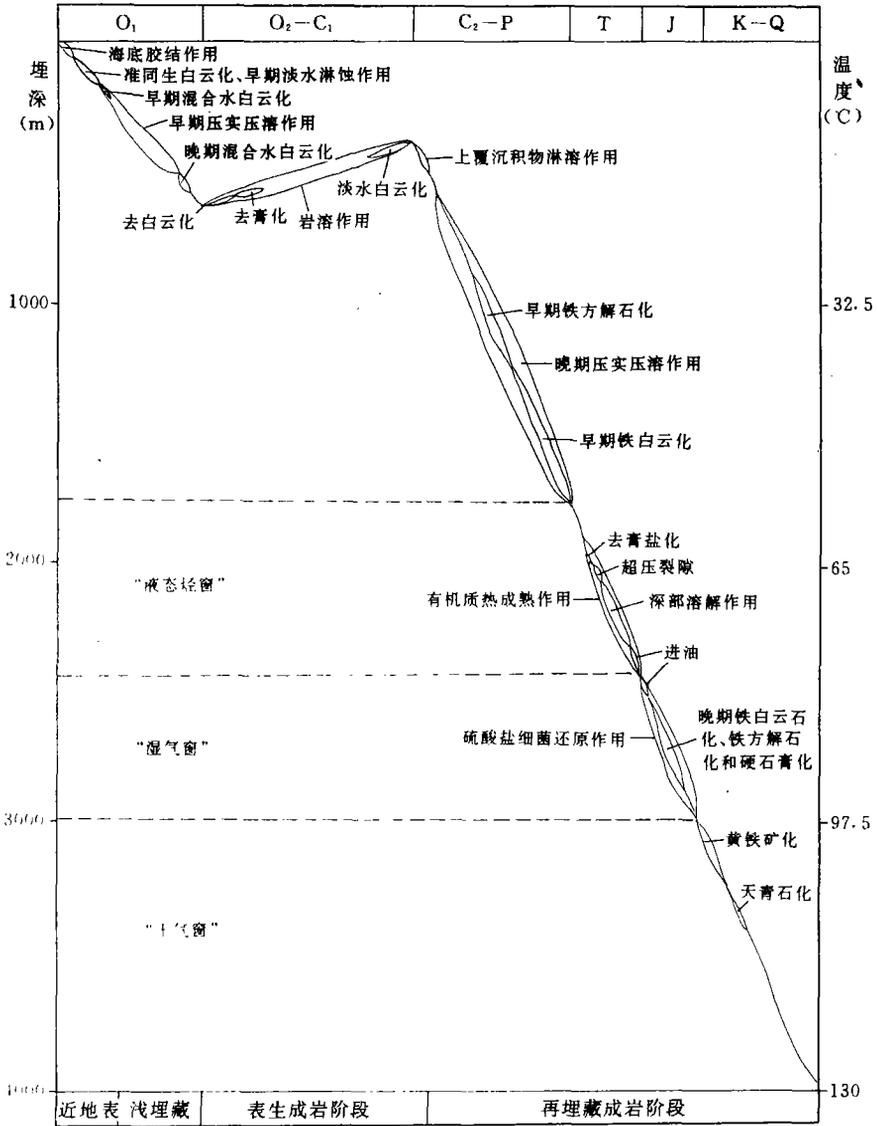


图 6 鄂尔多斯盆地东部下奥陶统成岩演化及埋藏历史示意图

Fig. 6 Diagenetic and burial history of the Lower Ordovician strata in eastern Ordos Basin

沉积物静压力作用,岩石强烈重结晶,压实压溶,并发生大规模的早期铁白云石化,其中气液两相包裹体、气态包裹体发育,缺乏烃类有机包裹体,数目较多,深灰色,气液比 40—80,形态规则,均一温度 100—130℃,平均 115℃,相应地温深度为 3500m(当地地温梯度 32.5℃/km);再埋藏晚期(T—Q),因温压急剧增大,加之燕山期构造运动及深部热液活动造成的地热异常,有机质大量成熟,沿构造裂隙发生强烈的热卤水铁白云石化,其中,除了发育 H₂O—CO₂ 气液两相无机流体包裹体外,尚富含大量烃类气液两相流体包裹体,包裹体以黑色为主,厚壁状—极不规则状,多为次生—假次生包裹体,60—150μm,气液比 80—100,均一温度

高, 150—250℃, 平均 200℃, 相应地温深度约 6100m, 与其实际深度(2850m)相比, 显示了明显的地热异常。

结 语

80年代以来, 随着地球科学的迅猛发展, 矿物包裹体学取得了重大进展, 集中表现在地球化学找矿勘探、油气资源远景评价和沉积学中的应用。矿物包裹体在沉积学中的广泛应用将是90年代沉积学研究的一大特色, 也是今后沉积学发展的必然趋势。本文仅是初步尝试, 更是一种探索。笔者相信, 将矿物包裹体与地质、地球动力学、地球化学、地震等有机结合, 必将为我国矿产资源评价、油气远景预测和沉积学发展, 作出应有的贡献。

成文后, 承蒙导师曾允孚教授的审阅, 蔡建明副教授给予了热情帮助并提供部分资料, 在此一并致谢!

主 要 参 考 文 献

- 覃建雄, 1992, 矿物包裹体在沉积学中的应用, 矿物岩石, Vol. 12, No. 2 pp. 103—11.
- 刘鑫等, 1991, 碳酸盐岩矿物流体包裹体的主要研究方法及其应用, 石油实验地质, Vol. 13, No. 4, pp. 399—407.
- 施继锡等, 1987, 有机包裹体及其与油气的关系, 中国科学 B 辑, No. 3, pp. 318—325.
- 施继锡等, 1987, 矿物包裹体在碳酸盐岩区油气评价中的意义, 沉积学报, Vol. 5, No. 1.
- 麦碧娟、汪本善, 1991, 泌阴凹陷下第三系流体包裹体特征及其应用——流体包裹体研究, 地球化学, 第 4 期 pp. 331—341.
- 张新安, 1990, 包裹体研究的新进展, 国外地质科技, No. 2.
- Aulstead, K. L. and Spencer, R. J., 1985. Diagenesis of the Keg River Formation, northwestern Alberta; fluid inclusion evidence, Bull. Canadian Pet. Geol., Vol. 33, No. 2.
- Bein, A. and Heworka, S. D., 1990. Fluid inclusion in bedded-Permian halite, Polo Doro Basin, Texas; Evidence of modification of dewater in early diagenesis. Sediment. Pet., Vol. 61, No. 1.
- Burruss, R. C., 1981. Hydrocarbon fluid inclusion in studies of sedimentary diagenesis. In Short Course in Fluid Inclusions; Applications to petrology. Min. Ass. Canada Short Course Handbook, Vol. 6, pp. 138—156.
- Burruss, R. C., Cercone, K. R. and Harris, R. M., 1983, Fluid inclusion petrology and tectonic-burial history of the Al Ali No. 2 well; evidence for the timing of diagenesis and oil migration, northern Oman foredeep. Geology, Vol. 11, pp. 567—570.
- Burruss, B. C. and Cercone, K. R., 1985. Timing of hydrocarbon migration; evidence from fluid inclusions in calcite cements, tectonic and burial history. SEPM special pub. 26, pp. 277—289.
- Chipely, D. B. L. and Kyser, T. K., 1990. Fluid inclusion evidence for the deposition and diagenesis of the Patience Lake Member of the Devonian Prairie Evaporite Formation, Canada. Sediment. Geol. Vol. 64, No. 6.
- Goldstein, R. H., 1986, Reequilibration of fluid inclusions in low-temperature calcium-carbonate cements. Geology, Vol. 14, pp. 792—795.
- Harre, C. S., 1989. Origin of late cements in oolite reservoir facies; a fluid inclusion and isotopic study. Sediment. Geol., Vol. 61, No. 5.
- Haszeldine, R. S., samson, I. M. and Cornford, C., 1984. Dating of diagenesis in a petroleum basin, a new fluid inclusion method. Nature, Vol. 307—357.
- Kadke, B. M. and Mathis, R. S., 1989. Fluid inclusion evidence on the environments of sedimentary diagenesis, a review. In: Scholle, P. A. and Schluger, P. R. (Eds), Aspects of Diagenesis. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists. Special pub. 26, pp. 89—107.
- Klosterman, M. J., 1981. Applications of fluid inclusion techniques to burial diagenesis in carbonate rock sequences; Louisiana Atate University, Applied Carbonate Research Program Technical Series, Contribution 7, pp. 102.
- Mclimans, R. K., 1981. Application of fluid inclusions studies to reservoir diagenesis and petroleum migration; Smackover

Formation, U. S. Gulf Coast and Fatch field, Dubai (abstr.), A. A. P. G. , Vol. 65, pp. 957.

Mclimans, R. K. , 1987. The application of fluid inclusions to migration of oil and diagenesis in petroleum reservoirs. *Applied Geochemistry*, Vol. 2, pp. 585—603.

Prezbindowski, D. R. and Larese, R. E. , 1987. Experimental stretching of fluid inclusions in calcite—implications for diagenetic studies. *Geology*, Vol. 15, pp. 333—336.

Roeder, E. , 1984. Fluid inclusions. In *Reviews in Mineralogy*. Vol. 12, Min. Soc. Am, Washington, D. C. .

Smith, F. D. , Redder, R. J. and Meyers, W. J. , 1984. Fluid inclusions in Burlington Limestone (Middle Mississippian)—Evidence for multiple dewatering events from Illions Basin (abstr.). A. A. P. G. , Vol. 68, p. 528.

Tsui, T. F. and Jordan, C. F. , 1985. Fluid inclusions and porosity development in Arun Gas Field, Indonesia (abstr.). A. A. P. G. , Vol. 69, pp. 312—313.

Visser, 1982. Maximum diagenetic temperature in a petroleum source rock from Venezuela by fluid inclusion geothermometry. *Chemical Geology*, Vol. 37, pp. 95—101.

APPLICATIONS OF MINERAL INCLUSIONS TO THE STUDIES OF SEDIMENT DIAGENESIS

Qin Jianxiong

(Chengdu College of Geology)

ABSTRACT

The applications of mineral inclusions to the studies of sediment diagenesis are interpreted as one of the notable advances in sedimentology, which has not only contributed scientifically new thoughts and techniques to the studies of sedimentology, but opened up the broad way to inclusion mineralogy as well. This paper systematically discusses and deals with the applications of mineral fluid inclusions to the studies of the origin of sedimentary rocks, diagenesis, diagenetic micro-provinces, diagenetic conditions, diagenetic stages, diagenetic environments, diagenetic evolution, burial history and so on.

Key words: Mineral fluid inclusion, diagenesis, application