

文章编号:0253-9985(2006)01-0085-08

塔里木盆地东北部奥陶-志留系沉积成岩作用

郑冰^{1,2}, 承秋泉², 高仁祥²

(1. 成都理工大学, 四川 成都 610059;

2. 中国石化石油勘探开发研究院 无锡石油地质研究所, 江苏 无锡 214151)

摘要:塔里木盆地东北地区奥陶系为一套粉砂质泥岩和灰岩;志留系砂砾岩构成4个沉积旋回,为典型的复理石建造,含油气层位于旋回的底部,4个旋回均已倒转。成岩作用在埋深1 500 m已很显著,富含大气CO₂水中沉淀亮晶方解石(I), $\delta^{13}\text{C}$ 为-4‰~-6‰, $\delta^{18}\text{O}$ 为-5‰~-6‰。埋深2 400~2 600 m,硫酸盐还原带形成的碳酸盐(II) $\delta^{13}\text{C}$ 为-7‰~-10‰, $\delta^{18}\text{O}$ 为-8‰~-10‰,长石溶解形成第一次生孔隙带。埋深3 800~4 000 m,甲烷生成带脱羧作用产生的CH₄形成波状消光白云石(III), $\delta^{13}\text{C}$ 为-11‰~-16‰,而CO₂直接形成的碳酸盐 $\delta^{13}\text{C}$ 为20‰左右, $\delta^{18}\text{O}$ 均在-12‰~-13‰,SiO₂次生包体测温110~120℃,形成第二次生孔隙带。埋深4 500~4 700 m为湿气生成带,形成的碳酸盐(IV) $\delta^{13}\text{C}$ 为-27‰~-31‰, $\delta^{18}\text{O}$ 为-13‰~-14‰,包体测温130~140℃,含铁方解石大量溶解形成第三次生孔隙带。埋深达到5 000 m以上时产生大量干气(V), $\delta^{13}\text{C}$ 为-18‰~-20‰, $\delta^{18}\text{O}$ 为-13‰~-14‰,与包体均一温度150~155℃相一致,形成第四次生孔隙带,孔隙度仅15%~20%。海西运动期间褶皱地层可能倒转,抬升剥蚀可能达5 000 m左右,接着发生“退成岩作用”。

关键词:包裹体均一温度;次生孔隙带;同位素;世代;碳酸盐胶结物;奥陶-志留系;塔里木盆地东北部

中图分类号:TE111.3

文献标识码:A

Ordovician - Silurian sedimentation and diagenesis in northeastern Tarim basin

Zheng Bing^{1,2}, Cheng Qiuquan², Gao Renxiang²

(1. Chengdu University of Technology, Chengdu, Sichuan 610059, China;

2. Institute of Petroleum Geology, Exploration and Production Research Institute, SINOPEC, Wuxi, Jiangsu 214151, China)

Abstract: The Ordovician is composed of silty mudstone and limestone, and the Silurian is a typical flysch formation composed of four depositional cycles of glutinite in the northeastern Tarim basin. The reservoirs occur at the bottom of each cycle. All of the 4 cycles have been inverted. Diagenesis is obvious at a depth of 1 500 m where sparry calcite (I) has been precipitated from water rich in atmospheric CO₂ with $\delta^{13}\text{C}$ in the range of -4‰ and -6‰, and $\delta^{18}\text{O}$ in the range of -5‰ and -6‰. At a burial depth of 2 400~2 600 m, $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ in the carbonate (II) formed in the sulfate reduction zone are in the range -7‰ to -10‰ and -8‰ to -10‰, respectively, where the dissolution of feldspar constitutes the 1st secondary pore zone. Dolomites (III) with wavy extinction have been formed at a burial depth of 3 800~4 000 m, along with the decarboxylation in the methane generating zone, the $\delta^{13}\text{C}$ is in the range of -11‰ and -16‰, while in the carbonate directly formed from CO₂, the $\delta^{13}\text{C}$ is $\pm 20\%$, and the $\delta^{18}\text{O}$ both in dolomite and carbonate range from -12‰ to -13‰, temperatures measured from secondary SiO₂ inclusions are in the range of 110℃ and 120℃. This interval constitutes the 2nd secondary pore zone. The depth interval of 4 500~4 700 m is a wet gas generating zone, the $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ in carbonate (IV) formed in this interval are in the range of -27‰ to -31‰ and -13‰ to -14‰, respectively, and the temperature measured from inclusion thermometry is 130~140℃; and the massive dissolution of ferroan calcite has resulted in the formation of the 3rd secondary pore zone. Large

收稿日期:2005-09-23

第一作者简介:郑冰(1961—),男(汉族),高级工程师、博士生,石油地质和同位素地质

amount of dry gas (V) were generated at a burial depth of over 5 000 m, where the $\delta^{13}\text{C}$ ranges from -18% to -20% and $\delta^{18}\text{O}$ ranges from -13% to -14% , being accordant with the inclusion's homogenization temperature of $150-155^\circ\text{C}$. This interval constitutes the 4th secondary pore zone with porosity in the range of 15% to 20%. The folded strata might have been inverted during Hercynian movement, uplifted and eroded about 5 000 m and associated with 'retrodiagenesis'.

Key words: homogenization temperature of inclusion; secondary pore zone; isotope; generation; carbonate cement; Ordovician - Silurian; northwestern Tarim basin

塔里木盆地是我国大型含油气盆地之一。油气的成熟演化与成岩作用关系极为密切。因此,我们可以从成岩作用来研究油气藏的形成条件。碎屑岩成岩过程中不同阶段形成碳酸盐胶结物的碳主要来源于大气 CO_2 或有机质演化的产物,有特征的 $\delta^{13}\text{C}$ 值, $\delta^{18}\text{O}$ 值则主要反映它们形成时的环境温度^[1]。碎屑矿物和先期胶结物溶解沉淀过程中形成的次生孔隙和次生矿物及其中的包裹体也是研究成岩过程极好的证据。我们用塔东北孔雀河—完整剖面数据研究这一地区奥陶—志留系的沉积成岩作用,并归纳出一个沉积成岩作用的模式。

1 塔里木盆地东北部构造位置和沉积建造

塔东北地区是古生代克拉通边缘盆地和中、新生代前陆盆地的叠加复合地区,为一长期向西南倾斜的斜坡构造带。本地区经历了塔里木运动,形成塔里木古陆和伊宁—准噶尔古陆。塔东北地区则为古陆的东北边缘,接受了寒武纪—早奥陶世沉积。寒武系主要为一套较深水陆棚相及盆地边缘相泥晶灰岩、微晶灰岩;下奥陶统为槽盆相的黑色、黑灰色泥岩和泥页岩。本文展示的剖面未穿透中奥陶统以下的地层。

早奥陶世末早期加里东运动期间,塔里木古陆与南部中昆仑—羌塘古陆发生碰撞,形成了西昆仑—阿尔金造山带,并逐渐向北扩展,一直持续到中泥盆世,在塔东北南部形成前陆盆地;北部仍处于塔北被动陆缘及相关陆内断陷盆地,中—上奥陶统为一套深水浊积岩,厚度巨大,最厚处可达 8 000 m,且有一大断裂控制了盆地南、北两部分的沉积,北部厚度小于 2 000 m,南部厚度则大于 4 000 m。志留纪—早泥盆世,塔东北地区继续向陆内扩展迁移,沉积了志留系砂岩。剖面中志留

系沉积旋回显著,可划分为 4 个旋回。正常旋回应以含砾粗砂岩或细砾岩开始,往上为中粒砂岩、不等粒砂岩,再往上为细砂岩和粉砂岩构成一个旋回,油气带位于旋回的底部(图 1);但这 4 个旋回均已倒转,即旋回从下到上由细到粗。每个旋回又有很多小的沉积韵律组成,为典型的复理石建造。沉积作用由于受强烈的成岩作用改造,沉积的痕迹只能依稀保存。如深度 2 398.13 m 处, $\delta^{13}\text{C}$ 仍为 -0.85% ,为海相沉积之碳酸盐胶结物残余;但 $\delta^{18}\text{O}$ 值表明已受到成岩作用的改造。海西晚期(P—T₁),塔里木古陆和伊宁—准噶尔古陆碰撞,褶皱变形,抬升剥蚀结束了该地区强烈的造山运动,在此基础上接受了少量下侏罗统三角洲、扇三角洲相水下分流河道砂体、滨湖相砂坝砂体及第三系沉积,成为受断裂控制的前陆盆地。

2 成岩作用过程的标志

砂岩胶结物中有各种碎屑矿物,如长石和粘土等,也有在成岩过程中产生的次生 SiO_2 和碳酸盐等。我们特别注意 SiO_2 次生加大和亮晶方解石、白云石等形成的多期性以及长石、粘土矿物、海绿石和先前形成的次生 SiO_2 、碳酸盐在继续埋深过程中压溶形成的多层的次生孔隙带,是我们研究成岩作用过程极其有价值的资料(图 1)。

2.1 次生 SiO_2 包裹体均一温度

砂岩在连续沉积和埋藏、压实过程中,埋深达到 300 m 就会在石英颗粒边缘开始产生次生 SiO_2 增大;达到 1 500 m 时这种作用就非常明显^[2],并且有亮晶方解石沉淀。在继续埋藏过程中,在 5 000 m 以内,在不同深度这种新生 SiO_2 的形成和溶解可以达 3~4 次之多。因此,在反复沉淀、溶解后的残余物中可以获得同块样品中多期次温度的记录;但不同的样品情况有差异(表 1)。

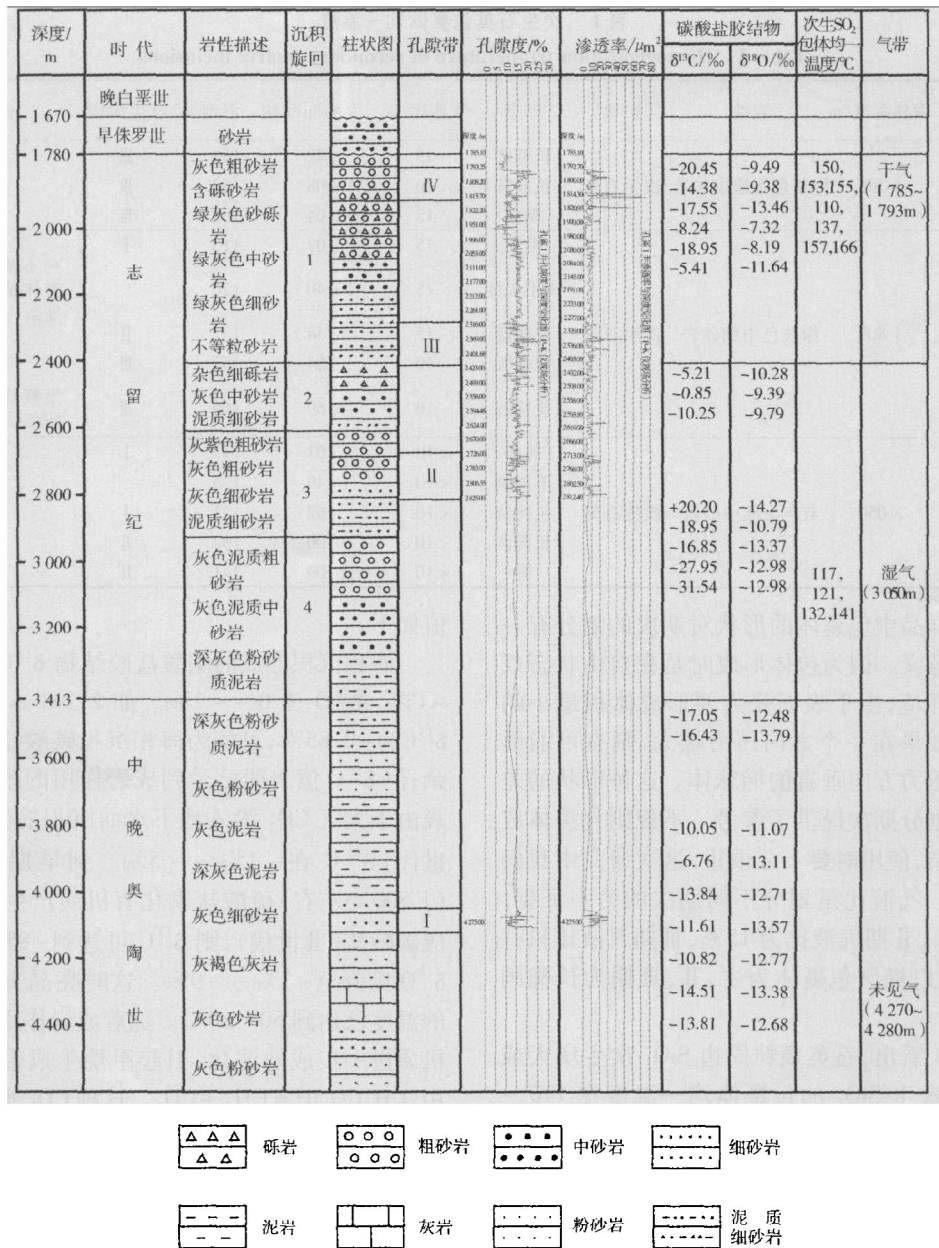


图1 塔里木盆地东北部志留-奥陶系综合柱状图

Fig. 1 Composite columnar section of the Ordovician-Silurian in northeastern Tarim basin

包裹体测温在热液矿床和变质矿床中研究较多,但这种高温高压形成的矿床在使用均一温度进行地质测温时还有许多难题,如压力、盐度等需要校正,这里不作讨论。对于低温层状矿床或我们现在研究的成岩胶结物就没有这些问题。G·罗伊德^[3]对密西西比型层状矿床作了大量的均一温度测定,成矿阶段温度一般在 100~150℃,

很少达到 200℃,他认为这种差异是主成矿阶段的包裹体和后期方解石包裹体之间的差异。W·C·凯利^[4]测量了葡萄牙帕纳斯奎腊矿 14 块样品 431 个包裹体,得出测量误差小于 ±5℃。至今各种冷热台的测量精度可达到 0.1℃^[5]。在前人这些工作的基础上,我们综合研究了 3 块样品、13 个包裹体的均一温度资料(表 1)。

表1 次生石英包裹体均一温度

Table 1 Homogenization temperature of secondary quartz inclusions

井号	取样深度/m	岩性	矿物	形态	气液比/%	大小/ μm	均一温度/ $^{\circ}\text{C}$	次生阶段	备注
1#	1 785	绿灰色泥质细砂岩	次生石英	长椭圆	15	9.22	150	Ⅲ	
				长椭圆	20	16.08	153	Ⅲ	
				椭圆	15	12.04	155	Ⅲ	
				椭圆	15	7.07	110	I	
2#	1 807	绿灰色中细砂岩	次生石英	*不规则	15	10.40	126		*不规则状包裹体成因较为复杂
				长椭圆	15	8.44	137	Ⅱ	
				长椭圆	10	13.04	157	Ⅲ	
				长椭圆	10	8.60	166	Ⅲ	气液比与前几期有显著差别
				椭圆	<10	7.07	117	I	
3#	3 050	灰色泥质中砂岩	次生石英	不规则	<10	9.49	125		
				长椭圆	<10	7.62	121	I	
				长椭圆	<10	10.00	132	Ⅱ	
				圆	<10	6.00	141	Ⅱ	

同一样品中包裹体的形状对期次的划分有一定的参考意义。因为包体形成时是在自由状态或压力均衡环境,由于表面张力要形成体积最小的球体。但如果在一个方向压力较大,则有可能形成长轴与压力方向垂直的椭球体。这种形状的差异为我们划分期次提供了参考。不规则包裹体成因较为复杂,使用时要十分慎重,这次研究中我们没有采用。气液比是划分不同期次的另一证据。如2#样,Ⅰ,Ⅱ期气液比为15%,Ⅲ期气液比只有10%;Ⅰ期以椭圆包裹体为主,Ⅱ,Ⅲ期为长椭圆包裹体。

从表1看出,石英颗粒周边 SiO_2 次生增大或裂缝中的次生 SiO_2 的包裹体均一温度在110~166 $^{\circ}\text{C}$,这种变化对热液矿床并不算大,但对油气成熟过程有很大影响。因此我们尽量地加以细分,将1 783,1 807和3 050 m处3块样品13个包裹体温度划分为110~120 $^{\circ}\text{C}$ (Ⅰ期)、130~140 $^{\circ}\text{C}$ (Ⅱ期)和150~166 $^{\circ}\text{C}$ (Ⅲ期)。

2.2 砂岩中成岩碳酸盐胶结物及其碳的来源

砂岩在不同埋藏深度形成的碳酸盐胶结物为我们研究成岩过程提供了极好的证据。本地区已经发现有5个世代成岩碳酸盐胶结物和1个“退成岩作用”碳酸盐胶结物。碳酸盐的 $\delta^{13}\text{C}$ 主要取决于碳的来源, $\delta^{18}\text{O}$ 反映这些碳酸盐形成的温度^[1]。本地区成岩碳酸盐胶结物的碳来源于大气 CO_2 或有机质不同演化阶段的产物,其 $\delta^{13}\text{C}$ 特征

值如下。

海相沉积形成的碳酸盐胶结物 $\delta^{13}\text{C}$ 为3‰~-1‰。 $\delta^{18}\text{O}$ 为0~-2‰。如2 398 m处(表1) $\delta^{13}\text{C}$ 为-0.85‰,可能为海相沉积碳酸盐胶结物残余;但 $\delta^{18}\text{O}$ 值表明已受到成岩作用的改造。近地表由于大气 CO_2 渗入地下水而沉积的碳酸盐(Ⅰ世代) $\delta^{13}\text{C}$ 在-1‰~-5‰。到早期成岩作用(1 500 m左右)硫酸盐氧化有机质产生的 CO_2 形成碳酸盐(Ⅱ世代),则 $\delta^{13}\text{C}$ 可达到-8‰~-9‰, $\delta^{18}\text{O}$ 则降至-7‰~-9‰。这时亮晶方解石晶出的温度已达到50~60 $^{\circ}\text{C}$ 。随着成岩作用的加强有机质进一步成熟演化,引起甲烷生成带的脱羧作用: $\text{CH}_3\text{COOH} = \text{CH}_4 + \text{CO}_2$ 。这种 CO_2 形成的碳酸盐胶结物(Ⅲ世代) $\delta^{13}\text{C}$ 将达到20‰, $\delta^{18}\text{O}$ 达到-13‰。甲烷氧化生成的波状消光白云石(类似于马鞍状白云石) $\delta^{13}\text{C}$ 则在-11‰~-16‰, $\delta^{18}\text{O}$ 达到-12‰~-13‰,这时温度达到110 $^{\circ}\text{C}$ 左右,在生油窗附近大量石油形成。生气阶段形成的湿气甲烷($\text{RCH}_2 \rightarrow \text{CH}_4$ 生成的甲烷)氧化生成 CO_2 形成的碳酸盐胶结物(Ⅳ世代) $\delta^{13}\text{C}$ 达到-27‰~-32‰, $\delta^{18}\text{O}$ 达到-13‰左右,温度达到130~140 $^{\circ}\text{C}$, R_o 应该在1.3%~1.4%。最后干酪根进入干气阶段,由 $\text{RCH} \rightarrow \text{CH}_4$ 产生的甲烷氧化生成的 CO_2 形成的最后一期粗粒含铁亮晶方解石(Ⅴ世代) $\delta^{13}\text{C}$ 达到-18‰~-20‰, $\delta^{18}\text{O}$ 达到-13‰~-14‰,温度已达150~160 $^{\circ}\text{C}$ 。这5个世代的成岩碳酸盐胶结物在我们研究的剖面中都能找到。

表2 奥陶-志留系砂岩碳酸盐胶结物的 $\delta^{13}\text{C}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$ Table 2 The $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ of carbonate cements in the Ordovician - Silurian sandstones

序号	取样深度/m	岩性	$\delta^{13}\text{C}/\text{‰}$	$\delta^{18}\text{O}/\text{‰}$	序号	取样深度/m	岩性	$\delta^{13}\text{C}/\text{‰}$	$\delta^{18}\text{O}/\text{‰}$
1	1 785.00	绿灰色粗砂岩	-20.45	-9.49	27	3 050.45	灰色泥质中砂岩	-27.95	-12.88
2		绿灰色泥质粗砂岩	-5.24	-8.84	28		灰色泥质中砂岩	-31.54	-12.98
3		绿灰色砂砾岩	-14.38	-9.38	29	3 523	深灰色粉砂质泥岩	-17.05	-12.48
4		绿灰色含砾砂岩	-12.47	-9.47	30	3 552	灰色泥质粉砂岩	-17.14	-14.31
5	1 793.77	绿灰色含砾砂岩	-17.55	-13.46	31	3 585	灰色粉砂岩	-16.43	-13.79
6		绿灰色中细砂岩	-8.24	-7.32	32	3 801	深灰色粉砂质泥岩	-10.05	-11.07
7	1 807.20	绿灰色细砂岩	-18.95	-8.19	33		深灰色粉砂质泥岩	-11.07	-13.10
8		浅紫色中细砂岩	-6.59	-9.77	34	3 817	灰色泥岩	-9.99	-13.31
9		浅紫色不等粒砂岩	-5.41	-11.64	35	3 830	深灰色粉砂质泥岩	-9.39	-14.21
10	1 815.70	灰绿色不等粒砂岩	-9.28	-9.91	36	3 900	灰色粉砂质泥岩	-6.76	-13.11
11		浅紫色不等粒砂岩	-7.91	-9.36	37	3 954	灰色灰质泥岩	-5.56	-12.42
12		浅紫色不等粒砂岩	-4.15	-9.69	38	3 970	灰色泥岩	-5.72	-13.27
13	2 398.15	杂色细砾岩	-5.21	-10.28	39	3 988	灰色灰质泥岩	-6.18	-13.09
14		灰色中砂岩	-7.51	-12.23	40	4 009	灰色灰质泥岩	-13.84	-12.71
15	2 398.15	灰色含砾中砂岩	-0.85	-9.39	41	4 033	灰色灰质泥岩	-11.25	-13.52
16	2 591.03	灰紫色泥质细砂岩	-10.25	-9.79	42	4 184	深灰色泥岩	-11.61	-13.57
17		灰紫色粗砂岩	-11.15	-9.09	43	4 194	深灰色泥岩	-10.82	-12.77
18	2 796.54	灰色粗砂岩	20.20	-14.27	44	4 243	深灰色灰质泥岩	-14.61	-13.48
19		灰色细砂岩	-13.15	-8.89	45	4 296	深灰色泥岩	-14.51	-13.38
20					46	4 343	灰色灰质泥岩	-14.96	-13.83
21	2 805.23	灰色泥质细砂岩	-18.95	-10.79	47	4 366.55	深灰色泥岩	-10.05	-12.06
22		灰色泥质细砂岩	-11.55	-11.79	48	4 921	灰褐色灰岩	-14.66	-13.53
23	2 954.33	灰色泥质中砂岩	-16.85	-13.39	49	4 450	灰色灰质泥岩	-13.81	-12.68
24		灰色中砂岩	-17.65	-13.49	50	4 482	灰色粉砂岩	-14.74	-13.61
25		灰色中砂岩	-18.15	-13.79	51	4 540	灰色泥质粉砂岩	-11.47	-10.36
26		灰色泥质中砂岩	-14.35	-14.08	52	4 599	灰色粉砂岩	-13.13	-12.20

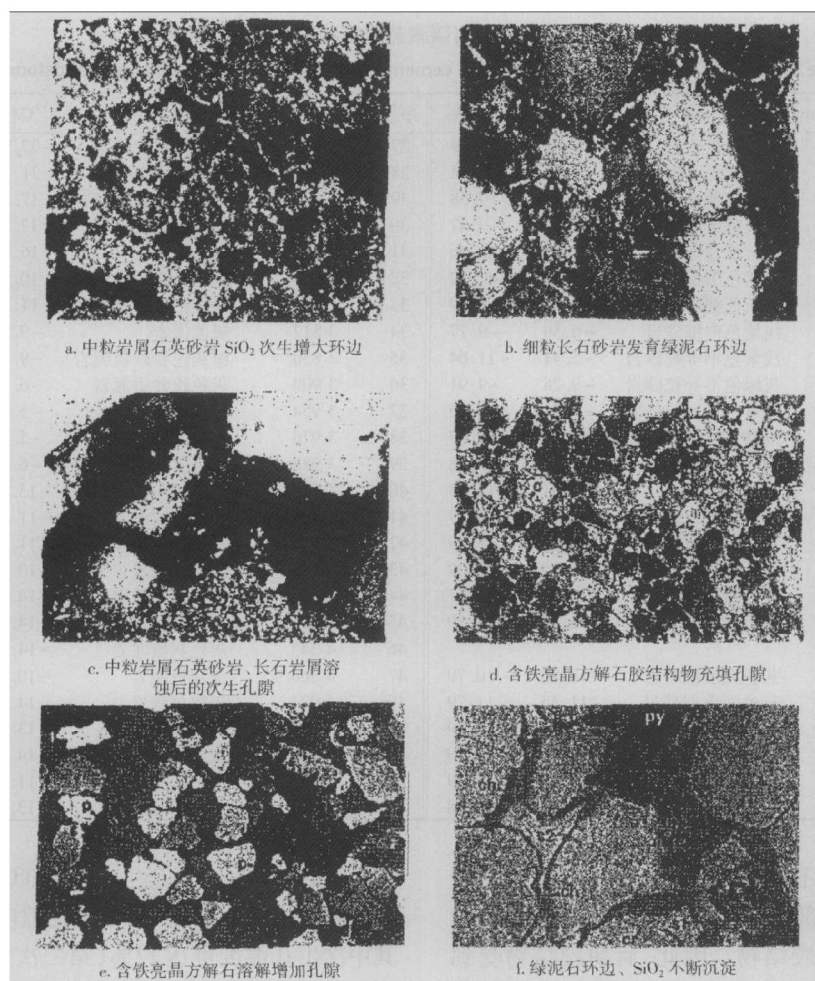
随着成岩作用的不断加深,先期成岩碳酸盐不断溶解、改造,极少部分被残留下来,同时产生新的成岩作用较深的胶结物。因此,后期胶结物受到前期残留胶结物一定的影响。表2充分反映出这一复杂的成岩过程。“退成岩作用”碳酸盐胶结物(表2)是早先成岩作用形成的碳酸盐胶结物在抬升剥蚀和再埋藏时被改造而成的。如古剥蚀面(1 785 m)处的成岩作用形成的碳酸盐被改造, $\delta^{13}\text{C}$ 虽仍保持为-20.45‰,但 $\delta^{18}\text{O}$ 变为-9.49‰;或形成新的碳酸盐胶结物,其 $\delta^{13}\text{C}$ 为-5.24‰, $\delta^{18}\text{O}$ 为-8.84‰。

2.3 次生孔隙带

次生孔隙是矿物压溶引起的,和成岩矿物沉淀相辅相成。沉积物在埋藏到一定深度后,如埋藏到2 400~2 600 m时,长石等矿物就会溶解^[6](图版Ic)(第一次生孔隙带)。Surdam等人^[7]认为,在这一深度羧酸排出在80℃时达到高峰,这是导致铝硅酸盐溶解的主要原因,次生孔隙度将增加6%左右。随着埋深增加到3 500 m左右,铝硅酸盐溶解和先期沉淀的含铁亮晶方解石胶结物被淋滤(图版Ie)。

在3 800~4 000 m处(约110~120℃),碳酸盐胶结物溶解作用更加强烈^[8],本带孔隙度可达到26%,其中次生孔隙度可达12%(第二次生孔隙带)。来源于陆相有机质(Ⅲ型干酪根)的液态烃开始产生时 R_o 值为0.7%^[9],本地区海相有机质(I型干酪根)开始产生液态烃时 R_o 值在0.6%以上。在这种成熟深度,大量 CO_2 从烃源岩热分解出来;此外 CO_2 还可以由双功能羧酸的脱羧作用提供。Surdam^[7]认为脱羧作用在100℃条件下发生并产生 CH_4 、 CO_2 和 HCO_3^- ,因此导致了碳酸盐胶结物的溶解,使次生孔隙度增大至12%左右。

沉积物埋藏到深度4 000 m以下时处于超高压状态,孔隙度变小。但深度4 500~4 700 m处,孔隙度又为20%~25%,这时的 R_o 可能已达2.1%,温度约在130~140℃。大多数孔隙是由于亮晶含铁方解石胶结物的溶滤产生的(第三次生孔隙带),其溶滤的原因仍是 CO_2 的增加, CO_2 的来源可能是这时形成的甲烷气的氧化或一些不纯碳酸盐的热分解作用^[10],而且由于在这种高温高压条件下溶解有大量 CO_2 的流体溶解作用大大提高,产生很多的次生孔隙,Lubomir^[12]认为这种次

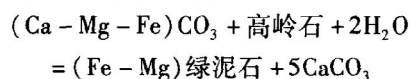


图版 I 塔里木盆地东北地区奥陶-志留系次生孔隙形态与分布特征

Plate 1 Shapes and distribution patterns of secondary pores in the Ordovician - Silurian in northeastern Tarim basin

生孔隙能得以保存是通过绿泥石填嵌了孔壁——烃类气体的充填使孔隙压力增大造成的。在 5 000 ~ 5 200 m, 孔隙度仅为 15% ~ 20%, 这就是第四次生孔隙带。

在矿物压溶淋滤过程中, 被溶出的物质向压力较小的上方移动, 由于压力的突然降低或 pH 值发生变化而产生 SiO_2 沉淀次生加大, 碳酸盐沉淀和发生化学变化而产生新的矿物:



这些物质沉淀在原先的砂岩孔道中完成封闭, 地层压力又增加导致先前的碳酸盐再次溶解。因此每一个次生孔隙带之上均有周期性的 SiO_2 次生加大和碳酸盐胶结物的沉淀, 这三者的生成联系是

我们研究成岩作用很好的选用对象。

本地区剖面中有 4 个成岩作用次生孔隙发育带 (图 1)。现今埋深 1 780 ~ 1 820 m 的孔隙带孔隙度可达到 25%, 渗透率最大达到 $80 \mu\text{m}^2$ 。出现在埋深 2 376 ~ 2 400 m 的次生孔隙带, 孔隙度达到 20% ~ 25%, 渗透率达到 $40 \sim 50 \mu\text{m}^2$ 。在埋深 2 825 m 左右又出现一个次生孔隙带, 孔隙度达 20%, 渗透率达 $30 \mu\text{m}^2$ 。埋深 4 270 m 左右处出现的次生孔隙带, 孔隙度比上述几带稍小, 约为 15% ~ 20%。

3 碳酸盐胶结物碳、氧同位素的油气地球化学意义

生油窗附近石油生成时脱羧作用形成的与

CH₄和CO₂有关的碳酸盐胶结物 $\delta^{13}\text{C}$ 分别为-10‰~-16‰和20.20‰, $\delta^{18}\text{O}$ 为-9‰~-11‰。现埋深2 800~3 000 m左右的碳酸盐胶结物的 $\delta^{13}\text{C}$ 达到-27.90‰~-31.54‰,显示来源于湿气($\text{RCH}_2 \rightarrow \text{CH}_4$);而 $\delta^{18}\text{O}$ 为-13.00‰~-14.27‰,显示温度达到140℃左右与该层SiO₂包裹体均一温度相一致,在这一层段试气已确定为气层。而在1 785~1 807 m,其碳酸盐的 $\delta^{13}\text{C}$ 在-18‰~-20‰,SiO₂包体测温在150~155℃,显示其碳来源于 $\text{RCH}_2 \rightarrow \text{CH}_4$ 的干气,温度也是产生干气的合适温度,在这段试气也是应该有所收获。这就表明,碳酸盐胶结物的 $\delta^{13}\text{C}$ 同位素值是油气显示极好的标记。

4 塔东北地区奥陶-志留系沉积成岩作用模式

塔东北地区是在太古代-元古代结晶基底上形成的古生代克拉通边缘盆地,是长期向西南倾

碳酸盐胶结物溶解形成了第二次生孔隙带,孔隙度达到26%,其中次生孔隙度可达到12%;在本层铝硅酸盐和碳酸盐反应生成绿泥石环边和港湾状颗粒,溶液上移至上层形成SiO₂次生增大,脱羧作用形成的CO₂生成的碳酸盐 $\delta^{13}\text{C}$ 在20‰, $\delta^{18}\text{O}$ 达到-12‰~-13‰,而CH₄氧化生成CO₂形成的波状消光白云石(类似于马鞍状白云石) $\delta^{13}\text{C}$ 则在-11‰~-16‰。当深度达到4 500~4 700 m时进入了超高压带,这时温度已达到130~140℃,干酪根产生大量的湿气($\text{RCH}_2 \rightarrow \text{CH}_4$)生成CO₂,在高温高压下水中CO₂溶解度大大增加,亮晶含铁方解石大量溶解(图版I e)形成第三孔隙带,此带孔隙度达20%,其中次生孔隙度可达到17%;溶液向压力较小的上部移动,在第三孔隙带上方亮晶含铁方解石沉淀,其 $\delta^{13}\text{C}$ 为-27‰~-31‰, $\delta^{18}\text{O}$ 达到-13‰~-14‰,再往下孔隙度减小到仅为10%,这与粗粒铁白云石形成和绿泥石、SiO₂不断沉淀有关(图版I f)。到5 000~5 200 m深度时,温度达到150~160℃,产生大量的干气,这

$\delta^{13}\text{C}$ 为-4‰~-6‰(表2), $\delta^{18}\text{O}$ 应为-5‰~-6‰。当埋深达到2 400~2 600 m时,长石发生溶解导致次生孔隙增加形成第一次生孔隙带(图版I c),溶解有铝硅酸盐的溶液部分反向移动,造成上层石英颗粒周边SiO₂次生增大(图版I a),而部分残留下来的铝硅酸盐的溶液与碳酸盐反应生成自生绿泥石环边(图版I b);有机质被硫酸盐氧化生成的CO₂形成了这一带的碳酸盐(硫酸盐还原带),其 $\delta^{13}\text{C}$ 在-7‰~-10‰左右, $\delta^{18}\text{O}$ 应为-8‰~-10‰。当深度达到3 800~4 000 m时,温度达到110~120℃左右,长石、粘土、海绿石和

道砂体、滨湖相砂坝砂体及第三系沉积。在古剥蚀面(1 785 m)处早先较深成岩作用形成的碳酸盐胶结物被改造, $\delta^{18}\text{O}$ 变为-9.49‰;或形成新的碳酸盐胶结物,其 $\delta^{13}\text{C}$ 为-5.24‰, $\delta^{18}\text{O}$ 为-8.84‰。“退成岩作用”的深度可达到剥蚀面以下1 000 m,即现在埋深2 800 m以上 $\delta^{18}\text{O}$ 值均在-8‰~-10‰左右;但在沉积旋回的底部含有油气带,由于有机质丰富,保护了先前形成的碳酸盐胶结物免受“退成岩作用”的影响, $\delta^{18}\text{O}$ 仍保持在-12‰~-14‰。如埋深1 793.77 m处 $\delta^{18}\text{O}$ 仍为-13.48‰,2 796.54 m处 $\delta^{18}\text{O}$ 为-14.27‰,

2 800 m以下 $\delta^{18}\text{O}$ 则在 $-12\text{‰} \sim -14\text{‰}$ (图1)。

剖面中沉积旋回倒转。埋深 1 785 ~ 1 807 m 处测得的 SiO_2 包裹体均一温度为 $155 \sim 166^\circ\text{C}$, 碳酸盐胶结物的 $\delta^{13}\text{C}$ 为 $-18.95\text{‰} \sim -20.45\text{‰}$, 为干气 CH_4 氧化所成; 而埋深 3 050 m SiO_2 包裹体均一温度最高为 140°C , $\delta^{13}\text{C}$ 为 $-27.95\text{‰} \sim$

题[J]. 天然气地球科学, 2005, 16(5): 602 ~ 605

Mi Jingkui, Dai Jinxing, Zhang Shuichang. Some problem existed in research of inclusion occurring in oil- and gas-bearing basin [J]. Natural Gas Geoscience, 2005, 16(5): 602 ~ 605

- 6 李汶国, 张晓鹏, 钟玉梅. 长石砂岩次生溶孔的形成机理[J]. 石油与天然气地质, 2005, 26(2): 220 ~ 223

Li Wenguo, Zhang Xiaopeng, Zhong Yumei. Formation mechanism of secondary dissolved pores in arenes [J]. Oil & Gas Geology, 2005, 26(2): 220 ~ 223

作用过程不同引起油质变化。

3) 成岩作用过程中形成的各个次生孔隙带与油气演化阶段密切相关, 对油藏形成有重要意义。但应区分油气生成时或生成后的孔隙带, 它们对成藏的意义并不相同。

参 考 文 献

- 1 Hudson J D. Stable isotopes and limestone lithification [J]. Journal of Geological Society, 1977, 133: 637
- 2 Lubomir F Jansa, Victor Hugo Noguera Urrea. Geology and diagenetic history of overpressured sandstone reservoirs, Venture gas field, offshore Nova Scotia, Canada [J]. AAPG Bull, 1990, 74(10): 1 640 ~ 1 658
- 3 罗伊德 E. 沉积岩和火山岩中矿床成因的气液包裹体证据 [A]. 见: 陈安福, 卢焕章, 余铁阶, 编. 矿物中的包裹体 [C]. 北京: 科学出版社, 1989. 120 ~ 147
Royde E. Evidence of gas/liquid inclusions from mineral deposits in sedimentary rocks and volcanic rocks [A]. In: Chen Anfu, Lu Huanzhang, Yu Tiejie, eds. Inclusions in Minerals [C]. Beijing: Science Press, 1989. 120 ~ 147
- 4 凯利 W C, 瓦格纳 G A. 综合应用气液包裹体和裂变径迹法的古温度测量方法 [A]. 见: 陈安福, 卢焕章, 余铁阶, 编. 矿物中的包裹体 [C]. 北京: 科学出版社, 1989. 355 ~ 361
Kaely W C, Wagner G A. A palaeotemperature measurement with comprehensive application of gas/liquid inclusions and fission tracks [A]. In: Chen Anfu, Lu Huanzhang, Yu Tiejie, eds. Inclusions in Minerals [C]. Beijing: Science Press, 1989. 355 ~ 361
- 5 米敬奎, 戴金星, 张水昌. 含油气盆地包裹体研究中存在的问题 [J]. 天然气地球科学, 2005, 16(5): 602 ~ 605
- 6 李汶国, 张晓鹏, 钟玉梅. 长石砂岩次生溶孔的形成机理 [J]. 石油与天然气地质, 2005, 26(2): 220 ~ 223
- 7 李汶国, 张晓鹏, 钟玉梅. 长石砂岩次生溶孔的形成机理 [J]. 石油与天然气地质, 2005, 26(2): 220 ~ 223
- 8 李汶国, 张晓鹏, 钟玉梅. 长石砂岩次生溶孔的形成机理 [J]. 石油与天然气地质, 2005, 26(2): 220 ~ 223
- 9 李汶国, 张晓鹏, 钟玉梅. 长石砂岩次生溶孔的形成机理 [J]. 石油与天然气地质, 2005, 26(2): 220 ~ 223
- 10 张以明, 侯方浩, 方少军, 等. 冀中饶阳凹陷下第三系沙河街组第三段砂岩次生孔隙形成机制 [J]. 石油与天然气地质, 1994, 15(3): 208 ~ 215
Zhang Yiming, Hou Fanghao, Fang Shaojun, et al. Secondary pore formation mechanism of third member of Shahejie Formation, Raoyang Depression [J]. Oil & Gas Geology, 1994, 15(3): 208 ~ 215
- 11 刘文, 李永宏, 张涛, 等. 塔河油田奥陶系碳酸盐岩沉积相及地层学研究 [J]. 石油实验地质, 2002, 24(2): 104 ~ 109
Liu Wen, Li Yonghong, Zhang Tao, et al. Study on the sedimentary facies and sequence stratigraphy of the Ordovician carbonate rock in Tahe oilfield [J]. Petroleum Geology & Experiment, 2002, 24(2): 104 ~ 109
- 12 Pittman E D. Porosity diagenesis and productive capability of sandstone reservoirs [A]. In: Scholle P A, Schluger P A, eds. Aspects of diagenesis [C]. SEPM Special Publication, 1979, 26: 159 ~ 173
- 13 康玉柱. 再论塔里木盆地古生代油气勘探潜力——纪念沙参 2 井油气重大突破 20 周年 [J]. 石油与天然气地质, 2004, 25(5): 479 ~ 483
Kang Yuzhu. Re-discussion on exploration potential of Paleozoic in Tarim basin—20th anniversary of significant discovery in Shacan 2 well [J]. Oil & Gas Geology, 2004, 25(5): 479 ~ 483
- 14 云露, 肖志高, 徐明军. 浅谈塔里木盆地台盆区天然气勘探前景 [J]. 石油与天然气地质, 2004, 25(4): 428 ~ 432
Yun Lu, Xiao Zhigao, Xu Mingjun. A brief talk on gas exploration potential in the platform-basin region, Tarim basin [J]. Oil & Gas Geology, 2004, 25(4): 428 ~ 432

(编辑 李 军)