

川北大安寨段储层深部热水溶蚀作用*

郑荣才 陈洪德 刘文均 李安仁

(成都理工学院, 四川成都 610059)

张晓鹏 柳梅清

(西南石油地质局研究院, 四川成都 610081)

川北大安寨段灰岩非常规储层的形成与多期次深部热水溶蚀作用密切相关。湖滩及湖坡相带是最有利的深部热水溶蚀作用发育部位, 半深湖相区泥质油源岩在不同演化阶段排出的流体是溶蚀流体的主要来源, 燕山晚期~喜山早期的频繁溶蚀作用则是该储层的主要形成期。深部热水溶蚀作用可划分为成岩期、构造期、构造期后3个溶蚀期次和5个次生矿物充填阶段, 各期次溶蚀孔洞缝的产状, 充填物的阴极发光、地球化学、包裹体、有机岩石学和流体性质等特征均有明显的差异, 综合这些特征, 提出了大安寨段非常规储层的深部热水溶蚀成因模式。

关键词 川北 大安寨段 非常规储层 深部 热水溶蚀 阴极发光 地球化学 包裹体 溶蚀模式

第一作者简介 郑荣才 男 44岁 副教授 沉积学与石油地质学

下侏罗统自流井组大安寨段灰岩为川中和川北极其重要的含油气层位之一, 开发潜力巨大。储层属非均质性极强, 以次生溶蚀孔、洞、缝系统为主要储渗空间, 纵、横向分布极不稳定的非常规储层, 形成机制与多期次的破裂和深部热水溶蚀和充填作用有关, 预测难度较大。

1 区域背景及油气特征

川北为四川前陆盆地的重要组成部分之一, 经历了侏罗纪至早白垩世的拗陷和深断陷, 于晚白垩世至老第三纪的燕山晚期~喜山早期构造运动中发生褶皱、断裂和隆升的区域沉积-构造演化史。沉积盆地以上三叠统须家河组为基底, 印支期构造不整合面上连续堆积了湖泊-河流-冲积扇相的早侏罗世至早白垩世的地层, 最大累积厚度达6 240 m。其中湖泊相的侏罗系油气显示非常普遍, 发育有多个含油气层位, 以下侏罗统自流井组大安寨段灰岩最为重要。

大安寨段厚80~125 m, 与上、下地层均呈整合接触关系, 由3个岩性亚段组成(图1), 一亚段和三亚段为介壳或介屑灰岩夹薄层泥岩或呈互层组合, 属湖滩沉积, 二亚段以暗色泥岩为主, 上部和下部夹薄层介壳灰岩和泥灰岩, 属湖坡-半深湖沉积。与湖滩和湖坡毗邻的半深湖相区以沉积暗色泥岩为主, 厚度大于130 m, 分布面积广而稳定, 为大安寨段油气藏重要的油源岩区(图2), 与湖滩和湖坡相的储集岩有良好生、储配置关系。

大量的物性资料表明, 大安寨段灰岩以孔隙度 $<1.0\%$ 和渗透率 $<0.1 \times 10^{-3} \mu\text{m}^2$ 的低孔

* 本文为“油气藏地质及开发工程”国家重点实验室及地质矿产部开放研究实验室资助项目

收稿日期:1995-05-03 改回日期:1996-01-04

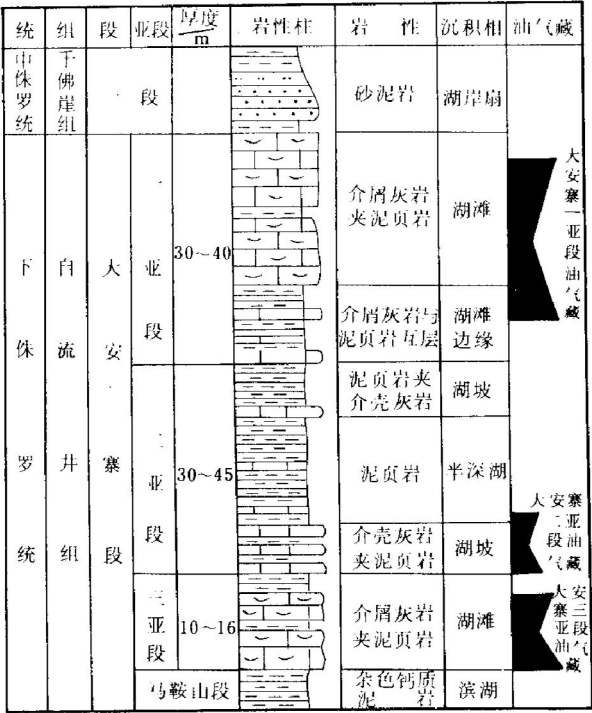


图 1 沉积相及含油气层位综合柱状图

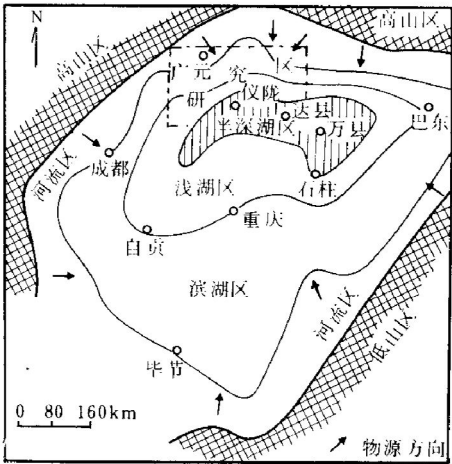


图 2 早侏罗世大安寨时古地理略图

低渗型基质岩为主,但 70 年代以来八角场、柏桠和石龙场等地相继钻获一批中、高产油气井,因而基质岩的低孔渗性已不能描述该层位的储层特征。对比柱塞与全岩芯样品的物性特征,孔隙度接近而渗透率差别很大,若与含气层组的试油渗透率相比较更是大相径庭(表 1)。这种显著的差异性显然与储渗空间的不均匀分布有关,也是造成储层极强非均质性的关键所在,物性特征类似裂缝性致密储层^[1]。储渗空间为多期次岩层破裂和沿破裂缝频繁溶蚀形成的次生孔、洞、缝系统,常见于灰岩夹泥岩和两者的中-薄互层组合中,次为较纯的厚层块状灰岩,泥岩中较为少见。孔、洞的大小为 cm:0.1×0.5~2×10,个别大洞大缝可以从钻井放空和井液漏失得到证实。平面上,溶蚀孔、洞、缝发育带往往分布在湖滩及其向半深湖过渡的湖坡相带,垂向上,以灰岩明显占优势的大安寨一亚段最发育。

表 1 柱塞与全岩芯样孔、渗性和试油渗透率对比表

层 位	岩 性	煤油法孔隙度(%)			气体渗透率/ $10^{-3} \mu\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$		试油渗透率/ $10^{-3} \mu\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$
		柱塞	全岩芯	全岩芯加压	柱塞	全岩芯	
川 54 井大安寨一亚段	灰质泥岩	2.24	1.82	2.02	0.29	98.2	—
川 54 井大安寨二亚段	重结晶介壳灰岩	0.59	1.51	1.41	<0.1	<1	—
川 54 井大安寨二亚段	介壳灰岩夹泥质条带	0.87	1.77	1.91	<0.1	<24.3	—
川 54 井大安寨二亚段	泥岩夹介壳灰岩条带	1.02	1.75	2.06	0.25	5.3	—
川 55 井大安寨一亚段	介壳微晶灰岩	<0.5	0.75	0.77	<0.05	5.7	—
川 55 井大安寨一亚段	含介壳灰质泥岩	<0.5	2.66	2.93	<0.05	121.9	—
川 57 井大安寨一亚段	重结晶介壳灰岩	0.73	0.64	0.65	<0.1	<1	—
川 57 井大安寨二亚段	黑色页岩	2.26	1.94	2.20	0.08	1.5	—
川 57 井大安寨三亚段	条带状泥质介壳灰岩	1.66	1.04	1.23	<0.1	2.5	—
川 42 井大安寨一亚段	介壳灰岩夹条带状泥岩	<0.5	<0.5	<0.5	<0.1	<0.05	216.55
川 43 井大安寨一亚段	介壳灰岩夹泥灰岩条带	<0.5	<0.5	<0.5	<0.1	<0.05	41.60

* 据西南石油地质局综合研究大队资料,1985

2 溶蚀和充填作用特征

大安寨段非常规储层的深部热水溶蚀和充填作用可划分为3个期次和5个次生矿物沉淀充填阶段。

2.1 成岩期

溶蚀作用主要沿成岩压裂缝发育,由于成岩压裂缝多呈延伸不远的规则斜缝、直立缝和网状裂缝,因而溶蚀孔、洞也多呈不规则的串珠状、斑块状和网脉状,由溶缝沟通。孔、洞直径 $\text{mm}:0.2\times 2\sim 2\times 20$,个别可达 $\text{mm}:8\times 50$,缝宽 $0.1\sim 5\text{ mm}$ 。内有早、晚两期充填物,早期为乳白色粗-巨晶方解石,晚期为浅褐色粗晶方解石和少量无色石英晶簇。充填较完全,大多为无效孔隙,少量剩余孔充填有原油和沥青,所能提供的储渗空间有限。据晚期石英晶簇 ESR 法测年为 125 Ma ,说明溶蚀充填作用的年代上限相当于早白垩世早-中期,按该年代上覆地层厚度,可推断溶蚀和充填作用最大深度可达 $4\ 000\sim 5\ 000\text{ m}$,由早-中成岩阶段延续到晚成岩阶段。

2.2 构造期

溶蚀作用有特征各异的 A、B 两种产状类型,A 型沿直接切割岩石的构造裂缝发育,溶蚀孔、洞、缝,呈较规则的扁平状、带状和宽窄变化有规律的阶梯状、雁行式排列的小透镜体状等,孔、洞直径 $\text{mm}:0.5\times 2\sim 5\times 30$,个别可达 $\text{mm}:10\times 80$ 以上,溶蚀扩大的构造裂缝宽 $0.2\sim 3\text{ mm}$,变化较大但侧向连续性好;B 型沿追踪和叠加在成岩压裂缝或溶蚀孔、洞、缝上的构造裂缝发育,溶蚀作用明显强于 A 型,孔、洞、缝的产状主要受成岩期溶蚀结构形态控制,亦呈不规则的串珠状、斑块状和网脉状等,孔、洞较大为 $\text{mm}:3\times 10\sim 10\times 50$,个别长径贯穿岩芯,溶缝宽 $0.5\sim 5\text{ mm}$,个别可达 10 mm 以上,有很好的连通性。A、B 两类型中的溶蚀孔、洞、缝也有早、晚两期充填物,早期为乳白色粗晶方解石,偶见石英,以充填 A 型为主,往往被充填后相继发生的破裂作用切割成薄片状,破裂面具碳化沥青薄膜和具压扭性力学结构面的帚状擦痕;晚期充填物为褐色粗晶方解石和少量浅棕色石英晶簇,以充填 B 型为主,也可直接生长在成岩期或构造早期的溶孔方解石之上,生长基面发育有擦痕和碳化沥青薄膜,晶面覆有塑性沥青或被原油浸染。由于 A 型溶蚀较弱而充填较完全,大多为无效孔隙,而 B 型溶蚀强烈而充填不完全,大多数呈开启的晶洞状,剩余空间较多,并被原油或塑性沥青充填,为重要的油气储渗空间。据构造早期和晚期石英晶簇 ESR 法测年分别为 94 和 84 Ma ,说明构造期的破裂和溶蚀充填作用至少延续了 10 Ma ,其年代下限和上限分别相当晚白垩世早期和中期,并对应燕山构造运动晚幕。按此两年代上覆地层的厚度,可推算溶蚀和充填作用发生在 $5\ 000\sim 5\ 250\text{ m}$ 的深埋藏环境,已进入有强烈褶皱变形和断裂破碎等构造运动影响的后生成岩作用阶段。

2.3 构造期后

溶蚀作用主要追踪发育在构造期和成岩期溶蚀孔、洞、缝上,很少单独出现,显然前两期破裂和溶蚀作用形成的岩石结构薄弱带,有利于叠加构造期后的热水溶蚀作用。以发育进一步扩大的溶蚀孔、洞、缝为主,因此孔洞普遍较大,为 $\text{mm}:5\times 20\sim 20\times 50$,个别可达 30 mm 以上,外形呈长轴平行前期孔、洞、缝的斑块状、串珠状、透镜状和囊状,由宽度大于 2 mm 的溶缝沟通,连通性极好,个别岩芯中无法描述的大洞大缝也为该期产物。孔、洞、缝内发育环边向心生长的深褐色或黑色粗-巨晶方解石和少量棕-深棕色石英晶簇,偶见自生高岭石集合体。与前期充填物之间同样间隔有碳化沥青薄膜,表面覆有塑性沥青或被原油浸染。大部分充填不完全,

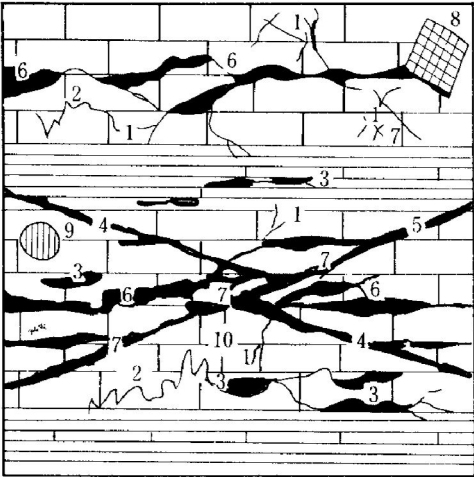


图 3 非常规储层的储渗空间模型
1—成岩压裂缝;2—缝合线;3—成岩期溶蚀孔洞缝;4—构造期溶蚀孔洞缝;5—叠加成岩裂缝的构造期溶蚀孔洞缝;6—叠加成岩裂缝的构造期后溶蚀孔洞缝;7—叠加构造期裂缝的构造期后溶蚀孔洞缝;8—被完全充填的溶孔;9—小柱塞样取样位置;10—未溶蚀基质灰岩

大量的剩余空间被原油充填,为最重要的晶洞状油气储渗空间。充填溶孔的深棕色石英晶簇 ESR 法测年为 45~35 Ma,年代与始于老第三纪始新世-渐新世有强烈隆升作用的喜山运动序幕期相当。图 3 为大安寨段灰岩溶蚀孔洞缝型非常规储层的储渗空间模型。

3 阴极发光特征

在束电压 12.5 kV、束电流 500 μ A 条件下,基质灰岩及各期次溶孔方解石和石英具不同的阴极发光性;(1)基质灰岩发不均匀的弱暗红色光;(2)成岩期和构造期溶孔方解石发光性相似,为中等-较亮橙红色,石英都不发光。然而同期次不同阶段沉淀的方解石略有差异,特点为早期方解石发光性略弱于晚期,但常具与晚期发光性一致的亮斑或边缘,为晚期溶蚀流体轻微叠加溶蚀改造作用的结果;(3)构造期后溶孔方解石具较均匀的弱-中等橙红色发光性,石英具很亮灰白色光,次生高岭石发鲜艳蓝色光。

4 地球化学特征

4.1 微量元素

对比溶孔方解石微量元素组成(表 2)特点如下:(1)反映低盐度流体特征的 K,Na,Sr 含量在各类溶孔方解石中偏低而在基质灰岩中偏高,说明溶蚀流体为外来的低盐度流体;(2)Fe 和 Mn 含量普遍较高,显示流体具较强还原性;(3)油田水中特别富集的 Ba 在构造期后溶孔方解石中呈极高值,其它类型接近基质灰岩,显示构造期后溶蚀流体以油田水为主要来源;(4)各期次溶孔方解石的 Co,Cr,La,Ce,Th 的变化大,反映各期次溶蚀流体的性质有明显变化。

表 2 基质灰岩和不同期次溶孔方解石的微量元素分析简表

类	型	N/个	微 量 元 素/ 10^{-6}												
			K	Na	Fe	Mn	Sr	Ba	Co	Cr	La	Ce	U	Th	
基质灰岩(介屑灰岩)			2	1 700	740	4 900	100	1 256	191	1.25	6.5	5.2	10.5	1.25	2.14
溶孔方解石	成岩期	早-中	4	470	80	4 300	410	528	180	0.2	1.25	1.18	2.45	0.22	0.16
		晚	6	700	140	5 100	430	585	225	0.72	3.4	7.51	15.7	0.27	0.61
	构造期	早	11	430	150	5 200	190	488	107	0.72	5.3	4.38	9.65	0.33	0.78
		晚	8	300	150	6 900	570	472	261	0.75	3.18	5.7	13.2	0.23	0.65
	构造期后	5	250	120	4 300	380	511	1 312	0.3	10	1.61	4	0.22	0.2	

注:1. Mn 为化学分析,其它元素为中子活化分析,都由成都理工学院分析 2. N 为样品数

4.2 碳、氧同位素

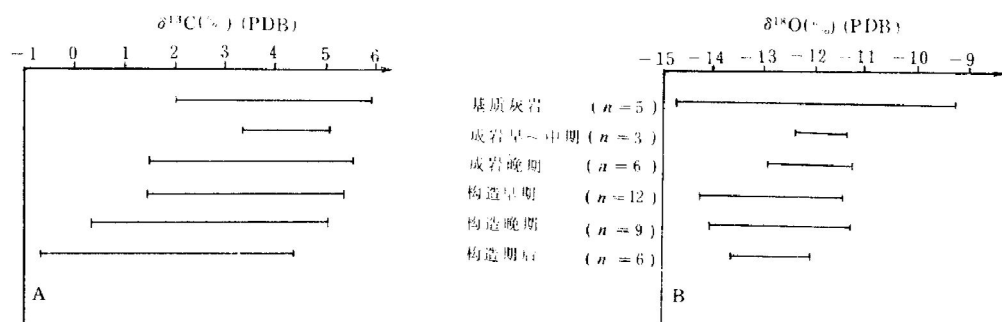
据 42 件样品分析成果(表 3),按生成顺序各期次溶孔方解石的 $\delta^{13}\text{C}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$ 都具有朝低值方向偏移的变化规律:(1) $\delta^{13}\text{C}$ 变化范围逐渐加大,以成岩晚期开始超出基质灰岩的低值线,构造期后达最低值,变化范围也最大(图 4A),显示碳同位素分馏受流体中逐渐增多的 ^{12}C 组分控制^[3];(2) $\delta^{18}\text{O}$ 变化范围由小增大后复变小,但都限于基质灰岩的变化范围内,具相对均一性(图 4B)。氧同位素平衡温度为 90.80~98.96 $^{\circ}\text{C}$,以成岩早-中期为最低,构造晚期为最高

(表3),说明氧同位素主要来源于基质灰岩,同位素分馏受温度的动力分馏效应控制^[2];(3)根据上述各期次溶孔方解石 $\delta^{13}\text{C}$ 变化范围大,平均值的绝对差值($>2\text{‰}$)明显高于 $\delta^{18}\text{O}$ ($<1\text{‰}$),以及随温度缓慢上升向低值方向偏移较快并逐渐超出基质灰岩低值线的特征,说明溶蚀和充填作用发生在 ^{12}C 组分逐渐增多的开放性流体环境中,认为 ^{12}C 组分主要来自有机质演化过程中排出的富 ^{12}C 的有机碳。

表3 基质灰岩和不同期次溶孔方解石碳氧同位素分析表

类 型	N/个	同位素(‰)(PDB)		T/℃
		$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$	
基质灰岩(介屑灰岩)	5	4.405	-12.143	94.46
溶孔方解石	成岩期 早-中	3	4.006	90.80
	晚	7	3.154	91.71
	构造期 早	12	3.590	95.90
	晚	9	2.882	98.96
	构造期后	6	2.370	98.57

注:1. N 为样品数;2. 碳、氧同位素由四川石油管理局研究院同位素室分析,工作标准 TTB₁-2;3. 表内数据为平均值;4. 氧同位素平衡温度计算公式: $T = 17.04 - 4.34\delta^{18}\text{O} + 0.16\delta^{18}\text{O}^2$ [2]

图4 基质灰岩和溶孔方解石的 $\delta^{13}\text{C}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$ 分布区间对比图

4.3 稀土元素

据36件样品稀土元素分析成果(表4),特点如下:(1)各期次溶孔方解石都具有类似基质灰岩的轻稀土富集型配分模式(图5),显示物质组分主要来自基质灰岩;(2)不同期次溶孔方解石的 ΣREE 丰度各不相同,以成岩早-中期为最低,次为构造期后,其余接近或略高于基质灰岩,说明至少存在3类对稀土元素活化迁移能力不同的流体;(3)各期次溶孔方解石的 δCe 和 δEu 都为负异常,但具相背离的演化关系,其中成岩早-中期 δCe 与基质灰岩一致,其余按生成顺序依次向正异常方向略偏移加大。 δEu 除成岩早-中期和构造晚期略高于基质灰岩,其余样品都朝负异常加大的方向偏移。据开放体系中碳酸盐矿物的Ce和Eu异常形象受矿物沉淀时流体的氧化还原电位和pH值变化控制的规律^[4],如在还原条件下难溶的 Ce^{4+} 还原为易溶的 Ce^{2+} ,可进入矿物晶格而促使 δCe 朝正异常方向偏移。 Eu^{3+} 还原为 Eu^{2+} 后因比 Eu^{3+} 和 Ce^{2+} 离子半径大而难以进入矿物晶格,致使 δEu 朝负异常方向偏移,类似的情况还出现在相对低温的流体中。因而在同一开放体系中 δCe 和 δEu 一般呈负相关关系, δEu 同时受温度影响而与温度呈正相关关系。根据这一原理,不难判断成岩早-中期溶蚀流体

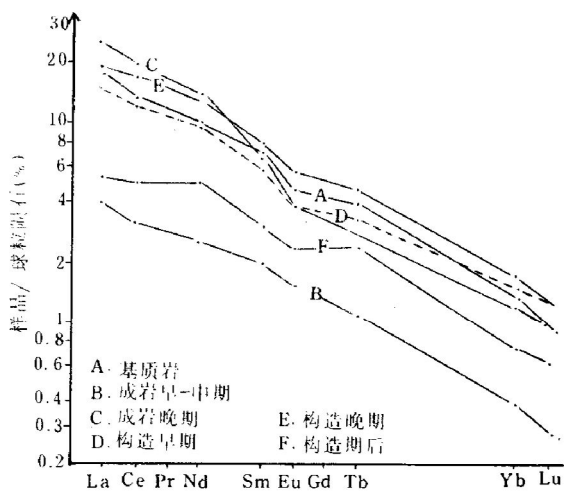


图5 稀土元素配分模式图

Eu异常形象受矿物沉淀时流体的氧化还原电位和pH值变化控制的规律^[4],如在还原条件下难溶的 Ce^{4+} 还原为易溶的 Ce^{2+} ,可进入矿物晶格而促使 δCe 朝正异常方向偏移。 Eu^{3+} 还原为 Eu^{2+} 后因比 Eu^{3+} 和 Ce^{2+} 离子半径大而难以进入矿物晶格,致使 δEu 朝负异常方向偏移,类似的情况还出现在相对低温的流体中。因而在同一开放体系中 δCe 和 δEu 一般呈负相关关系, δEu 同时受温度影响而与温度呈正相关关系。根据这一原理,不难判断成岩早-中期溶蚀流体

氧化性相对较强,构造期和构造期后还原性依次递增,同时因构造晚期受较高温影响, δEu 为相对高值,可与其同位素平衡温度、包裹体均一温度和 R 。反射率都具有相对较高值的特征相互印证(表 2,3,4,5)。

表 4 基质灰岩及各期溶孔方解石的稀土元素组成特征简表

类	型	N/个	稀 土 元 素/ 10^{-6}								特 征 值				
			La	Ce	Nd	Sm	Eu	Tb	Yb	Lu	$\Sigma\text{REE}/10^{-6}$	δCe	δEu	La^*/Lu^*	
基质灰岩(介屑灰岩)		2	5.20	10.50	5.89	1.35	0.33	0.18	0.28	0.03	23.76	0.92	0.81	18.02	
溶孔方解石	成岩期	早-中	4	1.18	2.45	1.50	0.38	0.11	0.05	0.08	0.01	5.759	0.92	0.94	13.61
		晚	6	7.51	15.70	8.06	1.24	0.27	0.13	0.24	0.03	33.18	0.96	0.77	26.05
	构造期	早	11	4.38	9.65	5.65	1.10	0.27	0.15	0.31	0.04	21.55	0.96	0.81	11.40
		晚	8	5.70	13.20	7.50	1.47	0.40	0.21	0.35	0.04	28.87	1.00	0.87	14.83
	构造期后	5	1.61	4.00	2.96	0.57	0.57	0.11	0.15	0.02	9.59	0.98	0.78	8.37	

* 球粒陨石标准化后的特征值;稀土元素由成都理工学院 INAA 法分析; N 为样品数

表 5 各期次溶孔方解石和石英包裹体有机岩石学特征

期次及成因	矿 物	$\bar{D}/\mu\text{m}$	形 态	包裹体类型及丰度(%)		$T/^\circ\text{C}$	盐度 (wt %)	$\rho/\text{g}\cdot\text{cm}^{-3}$	荧光 颜色	固体 沥青 ($R_0\%$)
				无机盐水包裹体	有机烃包裹体					
成岩早-中期 原生	方解石	6	针柱状 长条状	L 为主,少量 L-V,气液比 $\leq 5\%$,丰度 80%~100%	L,少量 L- V,气液比 $< 5\%$,丰度 0~20%	62~115 108	5.9~10.3 7.56	1.05~0.99 1.01	黄色	1.295
成岩晚期 原生	方解石	6.3	柱状 长条状 负晶形	L 和 L-V,气 液比 $\geq 5\%$,丰 度 70%~90%	L, L-V 增 多,气液比 5%~10%, 丰度 10%~ 30%	74~138 114	5.8~8.8 7.36	1.04~0.98 1.0	黄绿	1.377
构造早期 原生	方解石	8.7	柱状 负晶形	L, L-V 增多, 气液比 5%~ 10%,丰度 30%~50%	L-V 为主, 少量 L 和 V,气液比 10%~ 20%,丰度 50%~70%	97~167 124.7	1.56~9.8 4.5	0.99~0.93 0.975	较亮 黄绿	1.481
构造早期 原生	石 英	5	卵圆 负晶形	L-V,气液比 5%~10%,丰 度 40%~50%	L-V 为主, 气液比 5% ~10%,丰 度 50%~ 60%	84~173 119	2.2~7.3 4.32	0.985~0.925 0.975	较亮 黄绿	—
构造晚期 原生	方解石	9.3	负晶形 不规则 卵圆	L-V 为主,少 量 V,气液比 5%~15%,丰 度 20%~50%	L-V 为主, 少量 L, V 增多,气液 比 10%~ 30%,丰度 50%~80%	91~196 136.2	5.8~9.2 6.95	0.995~0.915 0.975	很亮 黄绿	1.664
构造期后 原生	方解石	11	不规则 卵圆	L-V 为主,V 增多,气液比 10%~20%, 丰度 20%~ 40%	L-V 为主, V 增多,气 液比 20%~ 30%,丰度 60%~80%	90~174 126.2	3.5~8.94 6.86	1.01~0.94 0.98	黄~ 较亮 黄绿	1.332
构造期后 次生(相当 构造初期)	方解石	3	针柱状	L-V 为主,气 液比 $\leq 5\%$,丰 度 30%~40%	L-V 为主, 气液比 2% ~10%,丰 度 60%~ 70%	91~140 123.7	7.8~9.5 8.53	1.05~0.98 0.995	较亮 黄绿	—
构造期后 次生(相当 构造末期)	方解石	5	针柱状	L-V 为主,气 液比 5%~ 10%,丰度 20%~40%	L-V 为主, 少量 V,气 液比 5%~ 20%,丰度 60%~80%	155~173 165	7.8~9.5 8.53	0.98~0.96 0.97	很亮 黄绿	—

注:1. L 纯液相、L-V 气液两相、V 气相;2. 变化范围/平均值;3. 包裹体由成都理工学院包裹体研究室分析;4. 有机岩石学由中科院广州地球化学研究所分析

5 包裹体、有机岩石学特征和流体性质

据 60 件包裹体和 15 件有机岩石学样品的分析成果(表 5),显示出矿物包裹体和有机岩石学特征的演化极有规律:(1)按溶孔方解石生成顺序,包裹体个体由小增大,形态从针柱状、长条状渐变为负晶形、不规则状和卵圆形,并由纯液相和气液两相组合过渡为气液两相为主和气液两相与气相组合,相应地气液比加大,有机包裹体逐渐占优势;(2)与氧同位素平衡温度变化趋势(表 2)相对应,均一温度变化范围和平均值逐步升高,至构造晚期达高值后于构造期后略下降。有机包裹体的荧光性和沥青 R_o 值也作同步变化趋势,以构造晚期油气演化程度为最高;(3)盐度虽有不同的变化范围,但都属于低盐度流体;(4)在温度-盐度-密度关系图中求得的包裹体流体密度也可分为 3 类,大致与 ΣREE 丰度特征不同的 3 类流体相对应,其中成岩早-中期 $>1.0\text{ g/cm}^3$ 、成岩晚期 $\leq 1.0\text{ g/cm}^3$ 、构造期和构造期后为 $0.975\sim 0.98\text{ g/cm}^3$;(5)构造早期的溶孔石英与方解石包裹体特征完全一致;(6)次生包裹体沿溶孔方解石中被错位的解理缝和晶内微裂缝成群成带发育,各项特征分别介于成岩晚期与构造早期,或构造晚期与构造期后的包裹体特征之间,其成因与构造初期和构造末期两次较强的破裂活动有关。

综上所述,可判断各期次溶蚀流体来源于油源岩不同演化阶段排出的流体;(1)成岩早-中期主要为强烈压实排出的无机孔隙水,含少量低熟油;(2)成岩晚期有机质进入液态窗阶段,除部分为继续压释的孔隙水,主要为载有大量短链羧酸和部分液态烃的压释吸附水,流体具酸性有机水性质;(3)构造期为大规模排烃的生油高峰期,除部分为继续压释的剩余孔隙水和吸附水外,作为烃类化合物迁移载体的粘土矿物层间结构水主要在该阶段析出,因而有大量的烃类化合物进入流体而具油水共存的油田水性质;(4)构造期后溶蚀流体具有与构造期相一致的油田水性质,但据其有机质热演化程度低于构造期和基质灰岩中随机分布的有机质,认为主要是二次运移聚集的油田水^[5],它的出现应代表相继发生的油气二次运移和聚集成藏的开始。

6 模式及控制因素

如上所述,由流体性质的差异造成了各期次溶孔方解石和石英等充填物的阴极发光、地球化学和包裹体特征的显著差别,形成判别各期次溶蚀和充填作用的标志。这些标志对识别和划分非常规储层的地质特征、演化阶段、储渗性和建立与深部热水溶蚀和充填作用有关的储层模式具有重要意义,并可作为预测和评价储层的重要依据之一。图 6 即为

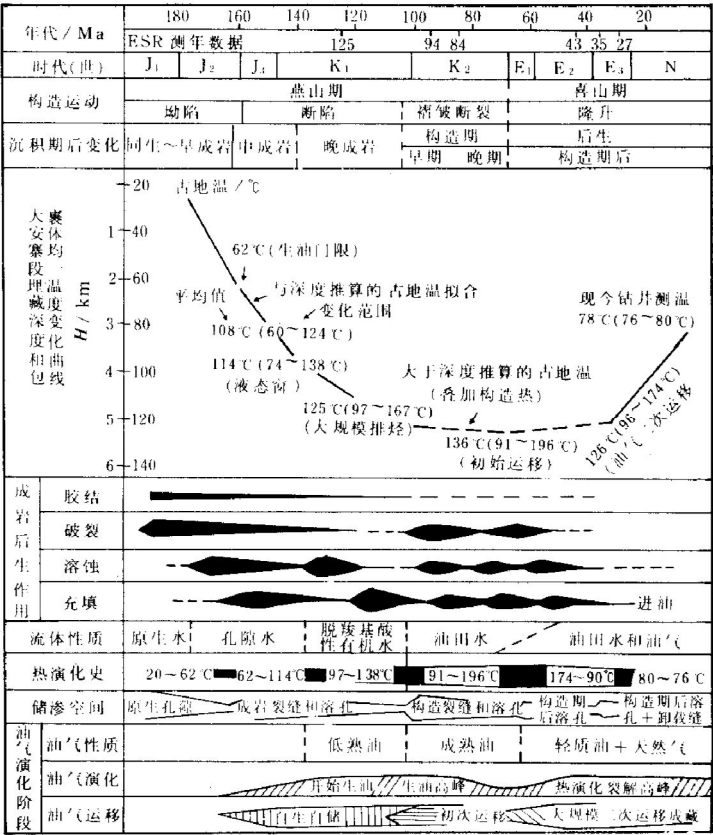


图 6 大安寨段非常规储层的深部热水溶蚀成因及其与油气演化关系模式

综合上述特征提出的大安寨段非常规储层的深部热水溶蚀成因模式,图中各溶蚀期次的温度主要依据包裹体均一温度测试结果,埋藏深度由溶孔石英 ESR 测年数据所代表的上覆地层厚度所标定。须指出的有4点:(1)以石英 ESR 测年数据标定的上覆地层厚度为埋藏深度,按钻井测温获得的川北现今地温梯度 $2.0 \pm 0.15^\circ\text{C}/100\text{ m}$,对各溶蚀期次的古温度计算与前述各项古地温测试结果大部分拟合(表6),仅构造期出现超出地温梯度的热异常效应,显然与构造热叠加作用有关;(2)成岩期的生油门限及液态窗阶段深度明显偏大,与川北地区沉积速率较高(未经压实和剥蚀校正的计算量为 $9 \sim 12\text{ cm/ka}$)、地温梯度低,以及构造活动相对稳定有关,而构造期进入排烃高峰期则与叠加构造热的催化作用有关;(3)油气二次运移与聚集成藏与构造期后的区域隆升和剥蚀造成的减负荷效应及地层压力差有关;(4)由于溶蚀作用发生在 $2\,000 \sim 5\,250\text{ m}$ 的深部,流体具 $60 \sim 196^\circ\text{C}$ 的变化范围,因此应归属深部热水岩溶的概念范畴^[6]。

表6 不同期次溶孔方解石的形成深度和测温数据对比表

溶蚀期次	深度/m	包裹体均一温度/ $^\circ\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$ 平衡温度/ $^\circ\text{C}$	沥青 R_o 反射率(%)	按地温梯度推算/ $^\circ\text{C}$
成岩早-中期	2 000~4 000	62~155(108)	87~96.1(90.8)	1.295	60~100(80)
成岩晚期	4 000~5 000	74~138(114)	86~100.1(92.16)	1.118~1.778(1.377)	100~120(110)
构造早期	5 000~5 250	97~167(124.7)	87.5~111.1(95.9)	1.057~1.781(1.481)	120~125(112.5)
构造晚期	$\geq 5\,250$	91~196(136.2)	86~109.6(99.0)	1.419~1.908(1.664)	≥ 112.5
构造期后	5 250~3 000	90~174(126.2)	93~105.8(98.6)	1.185~1.825(1.332)	112.5~89

注:1. 现今埋藏深度为 $2\,350 \sim 3\,000\text{ m}$,产层温度为 $76 \sim 80^\circ\text{C}$;2. 括号内为平均值

区域上湖滩边缘和湖坡相的致密基质灰岩转换成非常规储层的机制受如下因素控制:(1)此两相带为灰岩夹泥岩或两者互层组合,岩石力学试验证明此两类岩性组合相对刚性的块状灰岩和塑性的泥岩更易破裂,有利于成岩压裂缝和构造破裂缝的发育。(2)此两岩相带位于抗压实的湖滩相灰岩体和压缩率高的半深湖相泥岩体之间,在埋藏加深过程中由差异压实造成向盆地方向更大的错位距离,致使此两相带剪切应力集中而造成岩层不断被压裂;(3)成岩压裂缝的发育大大降低了岩层抗压和抗形变强度而更有利于构造破裂作用;(4)采用 FAPT* 软件对大安寨段顶面构造进行数学模拟,结果表明此两相带处在最大剪切和最小主压应力场叠合部位,与钻井统计的各类构造缝相对密度最高相一致;(5)此两相带位于半深湖盆地的上倾方向,破裂活动期最小主压应力小于裂缝抗张强度,形成间歇开启的裂缝减压带,为半深湖相区油源岩不同演化阶段排出的各类热液,在地层负荷静压力(超孔隙压力)或构造压力的驱动下,向上倾方向的运移排泄提供了通畅的通道条件^[7],并导致多期次的溶蚀和充填作用,剩余空间即为分布极不均匀的有效储渗空间,形成溶蚀孔洞缝型非常规储层;(6)渐新世后全区进入以隆升为主的构造活动期,各类裂缝由间歇开启状态进入稳定闭合期,形成遮挡^[6],因此后期运移进入储层的油气得到较好的保存和聚集,形成油气藏。

参 考 文 献

- 1 王允诚. 裂缝性致密油气储集层. 北京:地质出版社,1992. 1~2
- 2 刘岫峰. 沉积岩实验室研究方法. 北京:地质出版社,1991. 219

* 成都理工学院曾锦光教授完成的“七五”攻关项目《裂缝分布与预测技术》

- 3 魏菊英,王关玉. 同位素地球化学. 北京:地质出版社,1988. 127~132,144~147
- 4 Dorobek S L, Filby R H. 爱达荷州中部泥盆系杰斐逊组下斜坡生物层内白云岩的成因——来自稀土元素、稳定同位素和岩石学的证据. 龚畅译. 天然气勘探与开发, 1990, (1): 10~23
- 5 施继锡, 李本超. 包裹体作为天然气运移判别标志的研究. 石油与天然气地质, 1991, 12(2): 185~194
- 6 翁金桃. 深部岩溶地球化学和模拟溶蚀试验. 见: 欧阳自远编. 中国矿物学岩石学地球化学研究新进展第二册. 兰州: 兰州大学出版社, 1994. 422~432
- 7 陶一川. 沉积盆地流体运移研究的某些进展. 地质科技情报, 1987, 3(6): 77~84

DEEP HYDROTHERMAL DISSOLUTION OF DA'ANZHAI RESERVOIRS IN NORTH SICHUAN

Zheng Rongcai Chen Hongde Liu Wenjun Li Anren

(Chengdu Institute of Technology, Chengdu, Sichuan)

Zhang Xiaopeng Liu Meiqing

(Research Institute, Southwest Bureau of Petroleum Geology, Chengdu, Sichuan)

Abstract

The formation of Da'anzhai limestone reservoirs are closely related to multi-stage deep hydrothermal dissolution. Lake beach and lakeside facies are most favourable for the development of the dissolution; the fluid that exuded by argillaceous source rocks of semi-deep lacustrine facies during different evolution stages is the primary solution source; Late Yenshan-Early Himalayan period is the main formation stage of the reservoirs due to frequent dissolution. The deep hydrothermal dissolution could be divided into diagenetic, tectonic and post-diagenetic stages and five secondary mineral filling substages. It is pointed out that the occurrences of the pores, caves and fractures, the cathodoluminescence of the filling minerals, the geochemical properties, the inclusions, lithologic and fluid characters of different stages differ differently. Based on the above mentioned, a model of deep hydrothermal dissolution in Da'anzhai abnormal limestone reservoirs is proposed in this paper.