

川南地区下三叠统 碳酸盐岩的沉积成岩作用

高仁祥

(地矿部石油地质中心实验室)

提要 川南地区下三叠统嘉一、嘉二段是一套浅海相的碳酸盐灰泥沉积, 有较丰富的海相化石。岩石学和同位素数据能定量地研究沉积环境和成岩作用强度。准同生白云岩能较好地保持原来的同位素组成, 用它来计算海水的温度为 28.5—37.5℃。根据白云石-方解石矿物计算出氧同位素平衡温度在 150—260℃, 平均为 210℃, 结合该地区的古地温梯度, 可推断该层最大埋深可达 3700—4400m, 现在仅埋深 1600—1700m, 至少抬升剥蚀了 2000m。

同位素数据还提供了白云岩化的时间和机理, 以及对孔隙度的影响。综合上述同位素数据和岩石学、古生物等证据, 归纳出川南地区下三叠统的沉积成岩模式。

关键词 沉积环境 成岩作用 同位素平衡温度 沉积成岩作用模式 早三叠世嘉陵江期

作者简介 高仁祥 男 52岁 高级工程师 同位素地质与石油地质

一、概 述

本文研究区位于四川盆地南部, 以泸州古隆起为主体, 由一系列低缓型背向斜组成。泸州古隆起自早二叠世开始发育, 至早三叠世嘉陵江期达到高峰。在泸州水下隆起的核部(泸州一带)嘉一段上部主要沉积了薄层鲕粒灰岩, 嘉二及嘉三、四、五段则在泸州—开江两隆起之间的鞍部地带形成了几个小型膏盐盆地, 分布于北东向断裂之中。嘉陵江末期的一次构造运动(印支运动初幕)使该区抬升、隆起, 受这次构造运动的影响, 泸州古隆起顶部, 除嘉四、五段被剥蚀殆尽外, 嘉三段也遭受到不同程度的剥蚀, 但并未结束本区沉积历史。本文主要通过对该区一剖面的研究, 根据同位素特征角度探讨该区嘉一、嘉二段沉积成岩作用。

二、嘉一、二段及其各亚段的界线和沉积环境

川南某井柱状剖面中, 碳酸盐岩方解石 $\delta^{13}\text{C}$ 、有机碳含量、干酪根 $\delta^{13}\text{C}$ 以及泥质含量等均有明显的突变处, 且这些变化是一致的(图1), 样品4的干酪根的 $\delta^{13}\text{C}$ 为-29.28‰, 至样品5突然变为-14.73‰, 其下伏层又降至-31.16‰, 泥质含量则可从 26.86%增至 37.49%, 而后又降至 26.75%, 而碳酸盐岩碳同位素在样品5没有数据, 所以曲线显得粗略了一点, 变化不太明显。从岩性看也表明沉积环境有较大变化, 从石膏夹泥质条纹, 往上变为条带状泥灰岩, 下伏层为微晶含云泥灰岩。古生物组合也出现明显的变化, 海胆棘皮动物已不再出现。根据这些证据, 嘉一段和嘉二段的界线应从传统的划分上提至这些参数的突

变处，即可能要把以前划分为 $T_1J_1^2$ 的部分划归 $T_1J_1^3$ ，由于笔者的样品点并不刚好在界线的顶底处，所以图 2 上划分的界线不一定是最佳恰当的，但无疑应在这些数据的突变处。亚段界线处，这些参数亦有类似的变化，只不过变化幅度不如层段处那样大，如 $T_1J_4^4$ 和 $T_1J_3^3$ 界线处（10 层）其岩性为粉晶灰岩，上覆层为微晶含云灰质泥岩，下伏层为豆状凝粒灰岩，其 $\delta^{13}C$ 分别为 -0.90 、 -1.94 和 -0.77% ，泥质含量从 24.85% 降至 4.39% ，后又升至 6.12% ，有机碳含量亦有明显变化，从 0.732% 降至 0.22% ，干酪根的 $\delta^{13}C$ 则从 -31.66% 变成 -32.25% 。层段界线处这些参数的突变，是沉积环境、物质来源和构造因素等变化的综合反映，因此可作为层段界线可靠的定量标志。图 1 中前人根据岩性和其他因素划分的亚段界线基本上与这些参数的突变界线相一致。

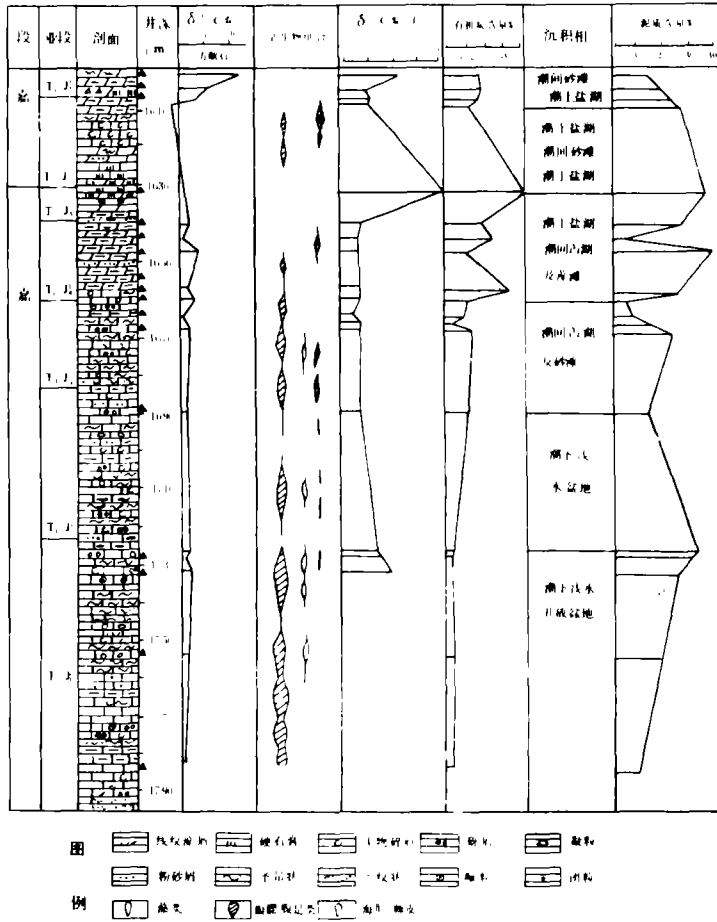


图 1 川南地区某井柱状剖面图

Fig.1 Profile of a certain well in Southern Sichuan

嘉一、嘉二段沉积时海水温度可根据准同生白云石的氧同位素进行计算，剖面中 1—9 层白云石为准同生白云石，它基本上保持了沉积时的同位素组成，而方解石的氧同位素易受到成岩作用影响而改变。计算得到的温度为 $28.5—37.5\text{ }^{\circ}\text{C}$ 。第九层最高，可达 $41.5\text{ }^{\circ}\text{C}$ ，这一

温度有可能基本反映当时海水的温度,也有可能由于出现了少量晚期白云石胶结物,使测得的 $\delta^{13}\text{C}$ 偏低而使计算温度偏高。

$\text{Fe}^{+++}/\text{Fe}^{++}$ 是一个较好的氧化还原指标,第十层豆状凝粒灰岩可能是波基面以上的浅海沉积或有过暴露,致使 $\text{Fe}^{+++}/\text{Fe}^{++}$ 为 7.57—3.96;表现出强烈的氧化环境,由于该层的总铁量不大,所以灰岩没有呈现氧化铁所持有的赭红色。其它各层 $\text{Fe}^{+++}/\text{Fe}^{++}$ 一般均小于 0.5,表明海水处于闭塞还原状态,这种环境有利于有机质的保存。

三、嘉一段、嘉二段成岩作用

由高温实验外推法,可以预测白云石较共生的方解石富集 ^{18}O 5—7% (Northrop, Clayton, 1966),而碳同位素分馏较小,白云石中 ^{13}C 只富集 2.5% (Sheppard (1970), Weber (1964) 和 Fontes (1976) 发现了第三纪沉积的白云石-方解石对, Clayton 研究的一个最近代样品,也具有这种同位素分馏特征,这种白云石结晶是非常细的 ($\ll 10\mu$),自然界中大量的白云石和与之有关的方解石的碳氧同位素是非常接近的。本研究的样品单个晶体的直径通常在 10μ 以上, $\Delta^{13}\text{C}_{\text{D}_1-\text{D}_2}$ 在 0.02—0.55‰,个别达到 1‰,而 $\Delta^{18}\text{O}_{\text{D}_1-\text{D}_2}$ 在 0.18—1.38‰,个别达到 2.16‰,因此,该地区的白云石并不是原生沉积的,而是白云岩化形成的,而且是在灰岩先驱的 CO_3 单元没有改变的固体状态下发生的 (Degens 和 Epste, 1964),仅发生了 Mg、Ca 阳离子交代。Mg 离子半径为 0.65Å 比 Ca 离子 (0.99Å) 半径小,离子体积小 3.8 倍。因此,如果全部形成白云岩,碳酸盐岩体积应缩小 40—50% (Philipow, 1986),理论上孔隙度应增加 50%,孔隙度、渗透率与白云石和方解石的体积比成正比。孔隙系统以显微亮晶间孔隙类型占优势,就是很好的证据,这对碳酸盐岩生油层来说是非常有意义的,因为碳酸盐岩一般是自生自储的较多。

1. 成岩作用时间

白云岩化发生的时间可能是一个重要的因素,白云岩化发生在成岩作用早期或晚期,其孔隙保存的情况是完全不一样的。 $\delta^{18}\text{O}_{\text{D}_1-\text{D}_2}$ — $\delta^{13}\text{C}_{\text{D}_1-\text{D}_2}$ 图 (Zgon, T. Degens, 1964) 能区分出这两种白云石 (图 3),第 14 层以下的白云石属晚期成岩作用的产物,如第 17 层白云石 $\delta^{13}\text{C}$ 为 -0.92‰, $\delta^{18}\text{O}$ 为 -5.80‰,灰岩先驱的 $\delta^{13}\text{C}$ 为 -1.35‰, $\delta^{18}\text{O}$ 为 -6.70‰ (表 1),这时形成的白云石已成为有效地支撑负载的晶体格架 (Weyl, 1960),物理压实作用已很微弱或已停止,所以增加的孔隙可以被保存下来,但是它又被第三世代的有序白云石胶结物充填,这种白云石的特点是碳氧同位素组成比同一岩石中的灰岩部分要轻,白云石胶结物的 $\delta^{13}\text{C}$ 为 -0.67—2.08‰, $\delta^{18}\text{O}$ 为 -6.66—8.13‰,而方解石 $\delta^{13}\text{C}$ 则为 -0.64—1.38‰, $\delta^{18}\text{O}$ 为 -6.33—7.01‰,在 $\delta^{18}\text{O}_{\text{D}_1-\text{D}_2}$ — $\delta^{13}\text{C}_{\text{D}_1-\text{D}_2}$ 图上表现为偏离到 $\Delta^{18}\text{O}_{\text{D}_1-\text{D}_2}=0$ 线的下方,上述两种白云石仅占整个岩石的 10—15%,灰岩先驱 (表 1, 图 2) 为潮下沉积的灰泥,经机械压实、碳酸盐新生变形和微晶方解石 (第一世代胶结物) 充填于孔隙,这样,这一层段总的孔隙度较低,仅为 2% 左右 (图 2)。

剖面中 T₁J₁³ (第 10—13 层) 是在相对高能的潮间条件下沉积的具豆状、凝柱状构造,泥质较少,质地较纯的灰岩,基本上没有白云岩化,往上为 T₁J₁¹—T₁J₁² 亚段 (第 1—9 层),它们是在潮上带环境下沉积的,具有潮上带沉积的一般特征:生物减少,海胆、棘皮动物不再出现,其它种属如腹足类、瓣鳃类也减少了,并且出现了石膏、硬石膏等蒸发型硫酸盐矿

物。准同生白云岩化的证据除上面提到的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{白云石}}-\delta^{18}\text{O}_{\text{方解石}}$ 图上可清楚地区分出来外, 方解石的 $\delta^{13}\text{C}$ 为 -0.90 — -2.72‰ , 个别达到 -6.26‰ , $\delta^{18}\text{O}$ 为 -3.02 — -4.60‰ , 白云石的 $\delta^{13}\text{C}$ 为 -0.60 — -4.27‰ , $\delta^{18}\text{O}$ 为 -2.62 — -4.39‰ 。还有其它一些证据: 保留了沉积物中的原生结构, 沉积物中的硬石膏(第5层中)淋滤后形成的晶洞孔中没有白云石充填, 说明白云岩化作用发生在硬石膏淋滤作用之前。该段岩石均为微晶状, 这种极细的晶体和原生球粒组构的保存也表明了白云岩化作用是在沉积后不久, 在有效埋藏和压实之前就已开始进行。Shinm (1980) 认为在古老的碳酸盐岩中有保存较好的球粒, 表明它在沉积物岩化前就被白云岩化或者在同生沉积期就已胶结。因此这种白云岩在形成时由于 Mg、Ca 交代, 产生的一些孔隙, 在进入有效埋藏之后, 受压实作用影响, 经受了与上面已提到的未被交代的碳酸盐岩一样的成岩作用——机械压实、碳酸盐新生变形和微晶方解石充填孔隙等作用, 使它们同样失去了大部分残余孔隙。而且该地区潮上带沉积物中的主要孔隙类型——晶洞孔——主要是由蒸发硫酸盐矿物(硬石膏等)在成岩早期经淋滤作用形成的。又不普遍发育, 所以该层段虽然白云岩化比下层段强 20—30%, 但孔隙度仍只有 2% 左右, 少数层段(7—9层)的白云岩化强度可达 40—50%、孔隙度也仅 4%。

表 1 川南地区某井综合地球化学参数表

Table 1 Geochemical datas of a certain well in Southern Sichuan

序号	井深 (m)	岩性	孔隙度 (%)	方解石		白云石		$\delta^{13}\text{C}$ 干酪根	同位素平衡温度($^{\circ}\text{C}$)	备注
				$\delta^{13}\text{C}\text{‰}$	$\delta^{18}\text{O}\text{‰}$	$\delta^{13}\text{C}\text{‰}$	$\delta^{18}\text{O}\text{‰}$			
1	1601	微晶含泥云灰岩	1.8	-12.07	-8.92	-4.00	-4.39	-23.96		
2	1604	条带状含泥云灰岩	2.0	-6.26	-4.60	-4.27	-2.95	-30.21	$\frac{195}{410}$	* 分子系氧同位素平衡温度, 分母为碳同位素平衡温度 ** 白云石的氧同位素比方解石氧同位素轻表明有更晚的白云石胶结物存在。
3	1607	微晶泥质云灰岩	0.5	-2.15	-3.06	-1.60	-2.62	-29.12	$\frac{420}{410}$	
4	1608	条带状泥灰岩	1.0	-1.14	-5.27	0.60	-4.13	-29.28	260	
5	1631	石膏夹泥质条纹	0.5	/	/	/	/	-14.73		
6	1641	微晶含云泥灰岩	2.0	-1.87	-3.02	-1.41	-2.63	-31.16	$\frac{470}{480}$	
7	1645	生物碎屑云质灰岩	3.8	-0.99	-5.37	-0.97	-3.31	-32.07	155	
8	1648	微晶含云灰质泥岩	4.0	-2.72	-3.10	-2.98	-3.40	-32.09		
9	1656	微晶含泥云质灰岩	4.4	-0.90	-4.05	-1.94	-4.30	-31.99		
10	1660	粉晶灰岩	0.1	-1.94	-6.22	/	/	-31.66		
11	1661	豆状颗粒灰岩	1.0	-0.77	-4.83	/	/	-32.25		
12	1666	微晶含云泥灰岩	2.3	-1.80	-6.10	-0.93	-3.94	-30.96	$\frac{145}{230}$	
13	1667	条带含云泥灰岩	1.5	-1.61	-6.51	-1.40	-5.13	-31.45	225	
14	1690	微晶含泥灰岩	1.5	-1.38	-6.33	-1.26	-7.08	-31.63		
15	1729	条带状泥灰岩	2.0	-1.38	-6.52	-2.08	-8.13	-29.23		
16	1727	泥晶灰岩	0.8	-0.85	-6.70	-0.80	-6.66	-28.86		
17	1730	含泥灰岩	1.5	-1.35	-6.70	-0.92	-5.80	-26.25	$\frac{310}{500}$	
18	1756	泥晶灰岩	0.8	-0.75	-7.01	-0.73	-7.62			
19	1783	纹层状含泥灰岩	1.0	-0.64	-6.67	-0.67	-7.35			

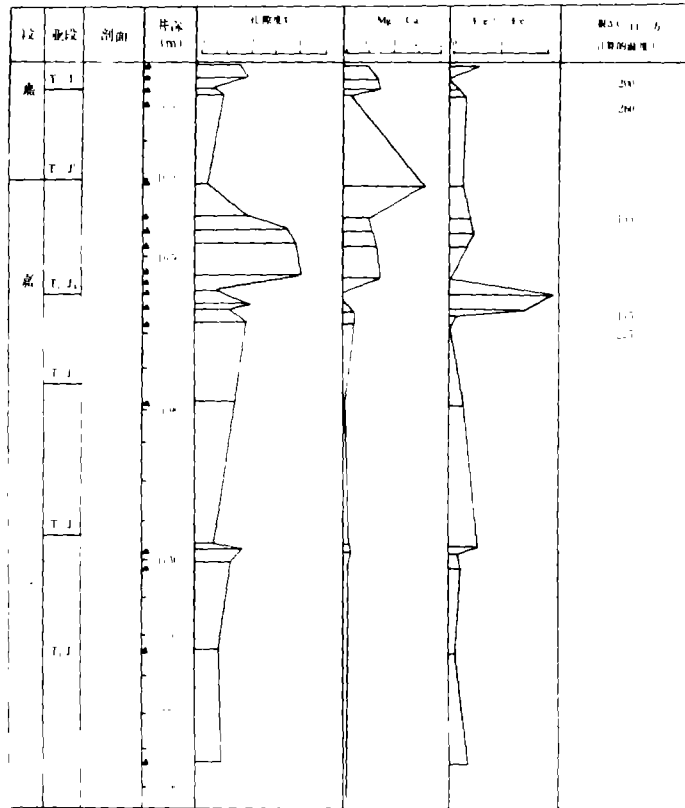


图 2 川南某井白云岩化作用与孔隙度变化柱状剖面图

Fig.2 Dolomitization and variation of porosity in a certain well of Southern Sichuan

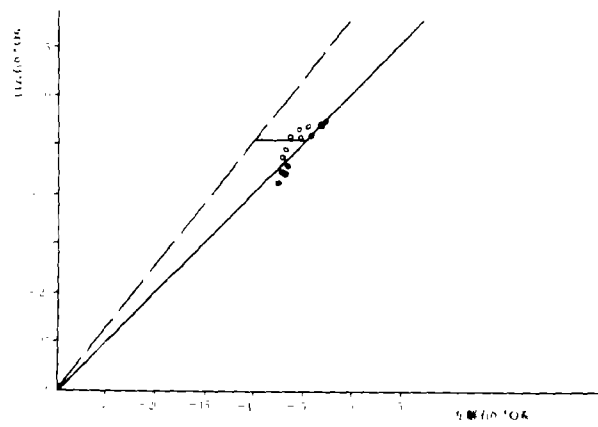


图 3 白云岩中共生的白云石 $\delta^{18}\text{O}$ 和方解石 $\delta^{18}\text{O}$ 关系图

Fig.3 Relation of $\delta^{18}\text{O}$ between associated dolomite and calcite in dolomite.

T₁J₂ 顶部在准同生白云岩形成之后, 可能还经受过暴露剥蚀, 使其顶部与土壤富含同位素轻的有机成因 CO₂ 形成重碳酸盐后, 又沉积了更晚一期的方解石胶结物, 所以一号样品方解石的 δ¹³C 可降至-12.07‰, δ¹⁸O 为-8.92‰, 这就更好地解释了这块样品方解石有特殊的同位素组成的原因。从同位素数据还可看出, 第八、九层可能还有成岩作用后期形成的更晚世代的白云石胶结物充填在孔隙中, 这种白云石 δ¹³C 和 δ¹⁸O 较同一岩石中的方解石更负, 这就使原有的孔隙度进一步减少, 使这个中等压实的、未被岩化的沉积物经白云岩化后转变为相对致密的微晶白云岩, 成为该地区孔隙度最低的碳酸盐岩。

总之, 从世界上很多油田看, 碳酸盐储集层往往与白云岩化有关, 当然也不能忽视沉积期后蒸发硫酸盐矿物的大气水淋滤作用, 去白云岩化的方解石颗粒产生的铸模孔和晶洞的影响。白云岩化作用不是都能改善碳酸的储集性能, 这主要取决于白云岩化的时间和成因类型。

2. 成岩作用强度

成岩作用强度的研究主要偏重于共生矿物对同位素平衡温度的计算, 并结合本地区有机质演化程度和恢复的古地温、探讨本区的埋藏史和构造抬升剥蚀量。

成岩作用实际上是在沉积物埋藏压实过程中, 温度升高, 但仍在较低温度条件下 (一般温度低于 200℃) 进行的一种区域性的变质作用。Schwarcz (1970) 研究了区域变质作用形成的大理岩中白云石和方解石矿物对同位素平衡温度。我们计算了 8 个氧同位素平衡温度在 150—260℃, 平均为 210℃。个别达到 400℃ 以上, 这可能是后期成岩作用使方解石的氧同位素稍微偏低所致, 5 个碳同位素平衡温度均在 410—500℃, 可能是该温度曲线在 200℃ 以后较陡, 即使是很小的测量误差也会导致较大的温度偏差, 亦有可能 Sheppard 计算公式本身偏高。

Kartser (1971) 综合了苏联的镜质体反射率与古温度的关系后得出 R^o = 2.5%, 古地温约为 210℃。Steplin (1973) 指出加拿大镜质体反射为 R^o = 2.5%, 相应的古温度为 200℃。我们得到氧同位素平衡温度约为 210℃, 表明该区已进入干气阶段, 其天然气组分中甲烷含量大于 92%, 重烃小于 2%, 川南嘉一段轻质原油的正构烷烃最大碳数为 C₁₇, C₁₆ 以前馏分占 95%, 生油岩最高热解峰温度约大于 480℃, 有不少大于 500℃, 属干气带 (干气带大于 460℃), 这符合碳酸盐岩一般为自生自储的规律, 即油气源岩的演化阶段与油气演化程度是一致的。王庭斌 (1985) 也认为四川盆地 P-T₂ 组合已进入湿气末期到干气中后期阶段。

王庭斌等 (1985) 又认为川南地区 P-T₂ 组合地温梯度曾达到 5—6℃ / 100m, 根据这种地温梯度计算, 下三叠统嘉一、二段最大埋藏深度可达 3700—4400m, 现在仅埋深 1600—1700m, 因此该地区可能抬升剥蚀了将近 2000m。四川盆地雷口坡组和嘉陵江组最厚才 2000m, 所以这里可能还有侏罗纪以后的沉积, 也就是在这之后才进入干气阶段。可以设想, 主要是受燕山运动影响才被剥蚀。

四、沉积成岩作用模式

早三叠世嘉陵江期, 由于泸州—开江水下隆起的形成, 实际上开始海退, 嘉一段下部 (T₁J₁) 是浅水到深水陆棚区沉积, 沉积了一套碳酸盐砂泥, 并有较丰富的瓣鳃类、腹足

类、海胆、棘皮动物及藻类等生物,虽然没有直接测到这些化石介壳的同位素组成,其 $\delta^{13}\text{C}$ 可能基本上仍在 -0.70‰ — 0.92‰ ,个别达到 -2.08‰ , $\delta^{18}\text{O}$ 在 -1‰ — 0‰ 左右,盐度属普通海洋的正常盐度。往后由于泸州隆起缓慢的抬升,使海水逐渐退缩,在原来的陆棚上或沿陆棚边缘的位置,成了高能浅水区,沉积了鲕粒碳酸盐,本剖面上为豆状凝粒灰岩,形成了砂堤、海滩或浅滩, $T_1J_3^1$ 亚段是一层较纯的灰岩, $\delta^{13}\text{C}$ 为 -0.77‰ — 1.94‰ , $\delta^{18}\text{O}$ 约为 -5.0‰ 左右,海水的盐度仍属正常,但已处在强烈的氧化带, Fe^{+++} 大大高于 Fe^{++} ,两者比值高达 $7.57\text{—}3.96$,此时海水深度约为 10m ,海水温度 28℃ 左右,隆起继续抬升,逐渐变成了近岸潮间、潮上区,以碳酸盐泥坪为主,生物的种类和数量明显减少,海胆和棘皮动物已不再出现。至 $T_1J_4^1\text{—}T_1J_2^2$ 气候干燥炎热,海水温度较高可达 37℃ 左右,碳酸盐泥的 $\delta^{13}\text{C}$ 为 -1.41‰ — 4.27‰ ,海水的 $\delta^{18}\text{O}$ 在 0‰ — 1‰ 左右,向陆方向过渡为萨布哈及盐沼的蒸发沉积,形成准同生白云岩和膏盐地层($T_1J_1^1\text{—}T_1J_2^2$),此时海水盐度较大,为一个封闭或半封闭的海湾或湖,处于较强的还原状态, $\text{Fe}^{+++}/\text{Fe}^{++}<0.5$,有利于有机质的保存。

尔后,海平面下降,沉积物暴露了几千年, $T_1J_2^2$ 顶部受到剥蚀,以致灰岩岛屿顶部渗入了淡水,尽管它们下部多数时间仍保持在海水潜水带中。沉积物中多数文石被溶解了,少量不含铁的低镁方解石被沉淀下来,并发生了非常轻微的石化, $T_1J_2^2$ 顶部受淡水的影响和土壤富含有机质产生的 CO_2 的输入,形成了新的胶结物,使其 $\delta^{13}\text{C}$ 由原来的碳酸盐砂的 -4.00‰ 变化为 -12.07‰ , $\delta^{18}\text{O}$ 则由 -4.39‰ 变到 -8.92‰ ,而下部的碳酸盐由于萨布哈作用,形成了准同生白云岩,其量约为 $40\text{—}50\%$,其同位素组成仍保持了原来灰岩的同位素组成, $\delta^{13}\text{C}$ 为 -1.40‰ — 4.00‰ , $\delta^{18}\text{O}$ 为 -4.30‰ — 2.62‰ 。尔后,又开始下降。上述灰岩又被埋藏在一个浅沉积盆地中,并发生了某种压实作用,使泥晶和胶结物的边缘出现一些破裂,在原来 $T_1J_2^2$ 灰岩岛屿顶部渗入并保存的淡水,沿着发育的微柱状裂隙向下运动,进入到 $T_1J_3^1\text{—}T_1J_1^1$,同时将重碳酸带入到溶液中,水中还有少量溶解的亚铁离子,这时已为还原条件,这种水缓慢地通过 $T_1J_3^1\text{—}T_1J_1^1$ 泥晶灰岩,使其原来孔隙体积中单一的海水,渗入了较多的雨水,由于盆地在继续下沉,这种水被向岸驱动而排出,在孔隙中沉积了第一世代的亚铁亮晶方解石,这时的埋藏深度约为 500m ,温度约为 35℃ 左右,早期石化作用完成了,同时局部也形成了白云岩化,形成了无序白云石,如8、9层有一部分白云石就是这时形成的,随着继续埋深,成岩作用加强,形成了更晚世代的白云石胶结物, $\delta^{13}\text{C}$ 在 -1.94‰ — -2.98‰ , $\delta^{18}\text{O}$ 在 -3.40‰ — 4.30‰ ,比第一世代的亮晶方解石同位素更轻。这时的埋藏深度可能已达 4000m 多,温度可达 200℃ 左右,在这之前该柱状剖面的下部(第12—19层)发生了晚期白云岩化作用,无序白云石的 $\delta^{13}\text{C}$ 在 -0.92‰ — 1.40‰ , $\delta^{18}\text{O}$ — 3.94‰ — 6.60‰ ,同样也有更晚世代白云石胶结物,其同位素组成比方解石的同位素组成还轻。14、15、18、19等层中就有这种白云石存在。到了晚期成岩作用末期,同位素演化结束了,大概到了白垩纪,受燕山运动影响抬升,中三叠统至白垩系地层剥蚀掉将近 2000m ,使其现在被埋藏在 1700m 深处,这就是该区域下三叠统嘉陵江段的沉积成岩和埋藏构造抬升剥蚀的历史。

在完成本研究工作中得到曹慧堤、李一苇、陆志红等同志的帮助在此一并致谢。

参 考 文 献

- (1) Clayton R. N. and Epstein S., J. Geol., Vol. 66, p.352-373.
- (2) Degens E. T. and Epstein S., 1962, A. A. P. G. Vol. 46, p.534-542.
- (3) Egon T., 1964, Geochim. et Cosmochim. Acta, Vol. 28, No.1, p.23-45.
- (4) Gunter Faure, 1977, Principles of isotope geology, John Willey & Sone, New York.
- (5) Irving Friedman, 1977, Data of Geochemistry Sixth Edition, United States Government Printing Office, Washington, p.26-33.
- (6) Lloyd R. M., 1971, Some observations on recent sediment alteration ("micritization") and the possible role of algae in Submarine Cementation. In Bricker, O. p. (ed.) Carbonate Cements. Johns Hopkins Press, Baltimore
- (7) Philip W Choquette and Randolph P Steinen, 1985. Mississippian Oolite and Nonsupratidal Dolomite Reservoirs in the Ste. Genevieve Formation, Noeth Bridgeport Field, Illinois Basin. Carbonate Petroleum Reservoirs, Springer-Verlag, New York Berlin Heidelberg Tokyo. p.204-225.
- (8) Shinn E. A., Robbin D. M. and Steinen R. P., 1980, A. A. P. G. Vol. 64, No.5, p.783.
- (9) Taft W. H., 1961, Vol. 134, p.561-562.
- (10) Weyl P. K., 1960, Jour Sedimentary Petrology, Vol.30, p.85-90.
- (11) Weber J. N. Deines P. Weber P. H. & Baker P. A., 1976, Geochim.

The Sedimentary Diagenesis of Carbonatite of Early Triassic, Southern Sichuan

Gao Renxiang

(Central Laboratory of Petroleum Geology, Ministry of Geology and Mineral Resources)

Abstract

Southern Sichuan in this paper refers an area south of Yongchuan City, or is limited in the south of Sichuan Basin, there are a series of gentle foldings, the major structure is named as Luzhou Palaeoupwarping which developed since Early Permian and reached its peak stage in Early Triassic. As a result of subaqueous rising of eastern Sichuan and northern Guizhou, the water flow was restricted and a set of shallow sea and lagoon carbonate—gypsum interdeposits were formed during Jialingjiang Period. By the end of Jialingjiang Period, orogenic activity (corresponding to the initial episode of Indo—China movement) led to the rising and upwarping of the study area and accompany with volcanic eruptions. The member 4 and 5 of Jialingjiang Formation on the top of Luzhou palaeoupwarping eroded entirely and the member 3 eroded in different scale. Then the Jurassic and Cretaceous sedimented continuously.

The first and the second member of Jialingjiang Formation are a set of shallow sea carbonate mudstone, the lower part of which contain much of marine fossils but there are no longer in the upper part, it indicates that by the end of Jialingjiang Age, the study area was a near shore tidal to above tidal environment. Fossils

and geochemical parameters change abruptly at the stratigraphic boundary. According to the $\delta^{13}\text{C}$ value and other parameters, the T_1J_1^2 should be re-classified to T^1J_5^1 .

The metacontemporaneous dolomite maintain the initial isotopic composition more persistently than its calcite precursor, the calculated sedimentary temperature based on $\delta^{18}\text{O}$ of metacomporaneous dolomite is $28.5\text{--}37.5^\circ\text{C}$ and it shows clearly that the difference of $\delta^{18}\text{O}$ between paragenetic dolomite and calcite is less than 2% , which suggests that most dolomite is not formed by dolomitization. In the case of constant $\text{CO}_3^{=}$ and solid state, Mg^{++} replaced Ca^{++} and the increase of porosity because of the difference between the radius of Mg^{++} and Ca^{++} . The preservice of porosity depends mainly on the process of dolomitization and the genetic type of dolomite. There are some dolomitic cements formed in later diagenesis and the $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ values are slightly lighter than that of calcite.

The equilibrium temperature of dolomite-calcite is $150\text{--}260^\circ\text{C}$ with the average of 210°C , associated with palaeogeothermal gradient, it can be predicted that the burial depth of the first and second member of Jialingjiang Formation is $3700\text{--}4000\text{m}$. compare with $1600\text{--}1700\text{m}$ of the present, it indicates that the strata may have been upwarped and eroded about 2000m .

A sedimentary diagenesis model of lower Triassic in southern Sichuan is set up based on the isotopic, petrologic and palaeontologic data.