

山东胜利油区第三系碎屑岩埋藏成岩 地温计与储层分带特征

周自立 吕正谋

(胜利石油管理局地质科学研究所)

研究区在新生代为一持续下沉的断陷盆地,碎屑岩沉积厚度大,有利于研究其埋藏成岩作用。有些埋藏成岩作用是在一定的地温条件下形成的,可作为地质温度计,如石英次生加大、自生阶状石榴石、自生高岭石、溶蚀绿帘石及晚期含铁碳酸盐胶结物等。根据各种埋藏成岩作用,可划分出四个成岩带,即浅成岩带、中成岩带、深成岩带及超深成岩带,可用于划分和评价碎屑岩储层。

关键词 第三系 碎屑岩 成岩作用 成岩地温计 胜利油区

胜利油区位于山东北部,在构造上属于渤海湾复式块断盆地的一部分,有巨厚的新生代碎屑沉积。第三系砂岩是最主要的储油岩,下第三系有良好的生油层,均属陆相沉积,总厚度 6000 m 以上。

第三系碎屑岩储层埋深多在 1000 m 以下,其中大部分在 2000 m 以下,有的在 3500 m 以下。不同埋深的储集砂岩类型相似,但储集性能变化大。一般规律是随埋藏深度增加,砂岩的储集性能明显变差,渗透率变化范围可达三个数量级以上,主要取决于受地温控制的埋藏成岩作用的强度。因此,探讨研究埋藏成岩地温计及埋藏成岩作用的分带问题,对储层评价具有重要意义,这是本文研究的目的。

沉积物有效埋藏后,在近地表地下水循环带以下,随埋深或温度压力增加所发生的一切变化均属埋藏成岩作用,烃类也是埋藏成岩作用的产物。

近年来,国外许多学者重视研究埋藏成岩作用,尤其对美国得克萨斯州墨西哥湾沿岸的下第三系研究的比较深入,根据某些成岩矿物液态包裹体的均一温度及氧同位素资料,确定其形成温度并研究埋藏成岩史^[1-3]。

胜利油区的地质构造背景,有利于研究埋藏成岩地温计及成岩分带。在新生代,研究区基本为持续下沉的断陷盆地,深凹陷区没有大的沉积间断,沉积厚度大,埋藏历史简单;不同凹陷和不同层段碎屑岩的陆源组分和母岩性质相似,所以原始沉积物的成分变化对成岩作用影响较小;砂质岩主要属于河流三角洲相,少部分为水下重力流沉积,相变对成岩作用的影响基本清楚;本区的地温资料多,有利于研究地温对埋藏成岩的影响。

为了查明成岩地温计及埋藏成岩作用的变化规律,笔者在研究重点剖面岩矿资料的基础上,分析了 66 口探井的重矿物及薄片资料,统计各种埋藏成岩矿物的分布井段。此外,还应

用了大量扫描电镜、X射线衍射、物性分析、有机地球化学分析、碳氧同位素、液态包裹体测温、阴极发光等资料。同时,还收集了14个地区594口井的高压物性温度资料,研究地温与埋藏成岩作用的关系。研究的深度范围为1055—5329 m,相应地温为50—200℃。

一、埋藏成岩作用与地温计的确定

胜利油区第三系砂岩的成岩作用类型颇多(表1),各种成岩作用均对储层的孔隙性有着不同程度的影响。除溶蚀作用外,其他成岩作用均是降低储集孔隙的因素。因此,研究成岩作用的成因及分布规律对储层评价具有实际意义。

表1 主要成岩作用类型

成岩作用类型		主要特征	
主要胶结作用	早期碳酸盐	嵌晶状和栉壳状方解石和白云石	降低孔隙度
	晚期碳酸盐	有晶粒状铁方解石及铁白云石和纤维状片钠铝石等	
	石膏及硬石膏	呈嵌晶状及晶粒状,分布在一定层位	
	石英次生加大	可分为强弱两级	
	自生高岭石	呈书页状及蠕虫状	
	自生伊利石	多呈片状及毛发状	
交代作用 (交代碎屑及各种填隙物)		常见方解石化、白云石化、硬石膏化及片钠铝石化	对孔隙度影响小
其他自生矿物的形成作用		有阶状石榴石、重晶石、天青石、黄铁矿、长石加大、锐钛矿、板钛矿、沸石类、海绿石	
溶解作用		溶解各种碳酸盐胶结物及基质 溶解长石等各种陆源碎屑及粘土矿物 溶解绿帘石及角闪石等不稳定重矿物	增加孔隙度

许多探井的分析资料表明,有些成岩作用在纵向上的分布与砂岩及泥岩的埋藏深度有关(图1),属于埋藏成岩作用。这类成岩作用都是当碎屑岩埋藏到一定深度后才开始依次出现。每一种埋藏成岩作用出现的深度还与不同地区地温梯度变化有关。在高地温区,如滨南平方王油田,各种埋藏成岩作用出现的深度均高于其他地温较低的地区。这些特征表明,埋藏成岩作用的形成与地温关系密切,而且各种埋藏成岩作用初始形成的温度是固定的,即出现最浅深度的地温,可作为地温计。

大量分析资料表明,研究区第三系砂岩中埋藏成岩作用可作为地温计的有:(1)仅在扫描电镜下可以识别的弱石英次生加大,(2)薄片上易识别的石英次生加大(图版I-1),(3)自生高岭石(图版I-2),(4)晚期铁白云石及铁方解石胶结物(图版I-3),(5)自生高岭石向伊利石的转化,(6)碎屑长石的次生加大及溶解作用(图版I-4),(7)重矿物角闪石及绿帘石的层内溶解作用(图版I-5),(8)自生阶状(叠瓦状)石榴石^[4]的形成(图版I-6)。此外,泥质岩中蒙皂石-伊利石混层矿物的混层比以及与热成熟有关的各种有机质变化,如镜质体反射率值(R_o),均可作为埋藏成岩地温计。

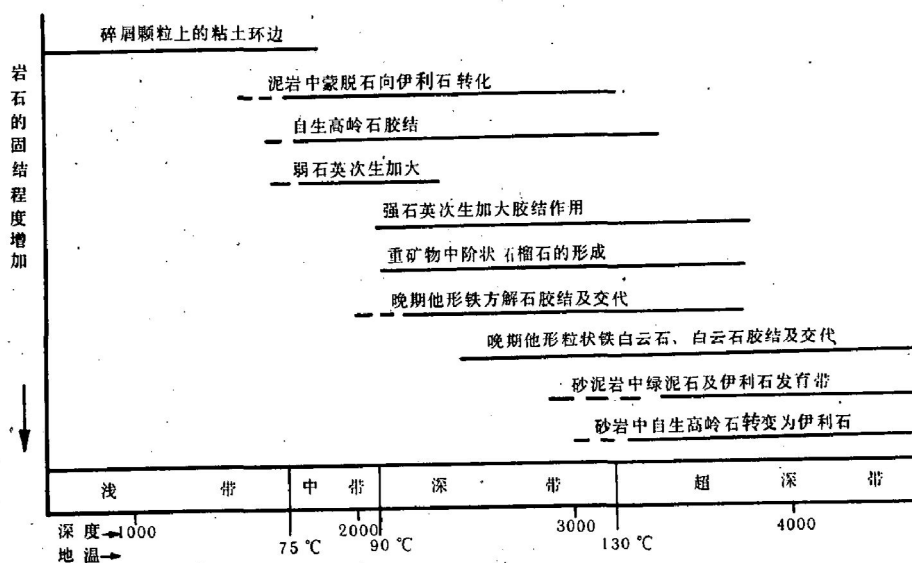


图1 东营凹陷第三系碎屑岩主要埋藏成岩作用的分布 (地温梯度为 3.6°C/100 m)

二、埋藏成岩地温计的标定

对埋藏成岩地温计的温度进行标定难度较大。国外有些学者^[1,2,3]虽应用氧同位素数据及包体均一温度研究过石英次生加大、自生高岭石及晚期碳酸盐矿物的形成温度,但由于不能得到各种成岩矿物的初始形成温度,故不能将它们作为地温计。本文提到的其他成岩地温计更未讨论过。主要问题是无标定地温计的正确方法。

研究区第三系碎屑岩埋藏历史简单,大量分析资料和地温资料表明:各层段的碎屑岩,随埋深增加受地温的影响逐渐增强,今地温就是它经历过的最高古地温;从地表向下,各种埋藏成岩作用开始出现深度的相应地温值,相当于其初始形成所需的地温条件。因此,通过计算,可以标定各种埋藏成岩作用的初始形成温度,即标定埋藏成岩地温计的温度。研究区应用的计算公式为:

$$T = G(H - h) + 14.5^{\circ}\text{C}$$

式中: T 为埋藏成岩作用初始形成所需的地温; G 为研究区的地温梯度 (取 100 m 深度范围的温度递增率); H 为该埋藏成岩作用出现的最浅深度 (m); h 为研究区恒温层深度 (由于研究区该值很小,计算时取 $h=0$); 14.5 为研究区地面的年平均温度。现将部分计算结果列入表 2。

用上述计算方法得出的成岩温度应以一定温度误差范围表示。以表 3 所列的 18 口探井阶状石榴石和强石英次生加大初始形成温度的计算结果来看,都有一定的变化范围。阶状石榴石初始形成温度的变化范围为 81.9—97.3°C,最大差值为 15.4°C,其中初始形成温度在 87—97°C 范围的井数占 82%,故阶状石榴石的初始形成温度可表示为 $92 \pm 5^{\circ}\text{C}$; 强石英次生加大初始形成温度变化范围和阶状石榴石的初始形成温度变化范围相近,略呈系统偏低趋势。根据 18 口井的数据分析,强石英次生加大的初始形成温度应表示为 $90 \pm 5^{\circ}\text{C}$ 。

上述初始形成温度出现正负误差的原因很多:(1) 没有考虑埋藏时间的影响;(2) 没有考虑不同井段地温梯度可能有变化的因素;(3) 砂岩中的成岩矿物是在开放体系中形成的,要

表2 几种埋藏成岩地温计的标定结果

埋藏成岩矿物	自生高岭石	弱石英加大	强石英加大	阶状石榴石	晚期碳酸盐矿物	绿帘石的溶解
资料代表井的井号	营12-检48 营8-5井	2-2-检1502	3-4-13	3-4-13	3-5-11	2-检3-14
代表井的地温梯度 ($^{\circ}\text{C}/100\text{m}$)	3.4	3.4	3.6	3.6	3.6	3.4
出现层位	沙一段顶	沙一段顶	沙三段顶	沙三段上部	沙三段上部	沙一段顶
最高出现深度 (m)	1720	1705	2048	2132	2174	1753
计算的形成地温 $^{\circ}\text{C}$	72.9	72.2	88.2	91.0	92.5	74.1

表3 强石英加大及阶状石榴石的初始形成温度 ($^{\circ}\text{C}$)

井号	岩矿分析		最高出现深度 (m)		地温梯度 $^{\circ}\text{C}/100\text{m}$	阶状石榴石 的形成温度	石英加大的 形成温度
	井段 (m)	数量	石英加大	阶状石榴石			
滨52井	1449—1646.39	90	1468.78	1478.72	4.6	82.5	82.1
滨16井	1055—1641.20	215	1490.8	1465.24	4.6	81.9	83.1
滨1井	1455—1720	55	1509.6	1507.5	4.6	83.8	83.9
滨14井	1531—1687	36	1582.2	1603	4.6	88.2	87.3
滨10井	2302—2775	44	2024	2302	3.6	97.3	87.4
纯11井	2217—2322	106	2227	2229	3.6	94.7	94.6
通9井	1052.5—1996.5	47		1813.5	4.0	87.0	
通5井	1884—3060	207	2308.5	2327.7	3.4	92.6	93.3
纯17井	2250.07—2383.07	58	2253.72	2364.35	3.4	94.9	91.1
通7井	1722—2635	75		2151	3.6	91.9	
永1井	1689.5—2230.31	33		2030.5	3.4	87.6	
3-5-11井	1850—2382.8	339	2278.2	2131.7	3.6	91.2	96.2
3-4-13井	1863.85—2263.24	264	2048	2133	3.6	91.3	88.2
垦9井	2424—2690	32	2633	2662	3.0	94.0	93.2
义11井	2720—3024	49	2722		3.0		96.1
渤92井	2392—2881	80	2492	2441.6	3.3	96.4	95.0
义13井	2291.5—2820.5	14		2724	3.0	96.2	
义9井	2681—3157.6	30	2681	2681	3.0	94.9	94.9

受到孔隙流体物理和化学性质变化的影响；(4)要受到厚泥岩隔层的影响；(5)由于人为因素，如地温梯度值及埋藏成岩作用出现深度的确定中可能出现的误差等。有些可能出现的误差因素，通过进一步研究还可以消除。

通过计算和误差分析，标定出研究区砂岩的八种成岩地温计：(1)弱石英次生加大为 $\geq 65 \pm 5^{\circ}\text{C}$ ；(2)强石英次生加大为 $\geq 90 \pm 5^{\circ}\text{C}$ ；(3)自生阶状石榴石为 $\geq 92 \pm 5^{\circ}\text{C}$ ；(4)晚期碳酸盐矿物为 $\geq 95 \pm 5^{\circ}\text{C}$ ；(5)自生高岭石为 $70 \pm 5^{\circ}\text{C}$ ；(6)自生高岭石向伊利石的转化温度为 $70 \pm 5^{\circ}\text{C}$ ；(8)绿帘石的层内溶解作用为 $75 \pm 5^{\circ}\text{C}$ 。此外，还可以计算泥岩中蒙皂石-伊利石混层矿物中不同混层比与温度的关系，以及有机质的转化温度。

上述部分成岩地温计的可靠性已得到多方面资料的验证，符合性较好。笔者应用热台测定过石英次生加大边包体的均一温度。测定样品取自东营盆地牛38井3069.8—3344.3 m井段沙三段中、下部的砂岩层。测定结果表明，石英加大边的形成温度大于 103°C ；同时对上述

样品中的晚期碳酸盐胶结物还做过氧同位素分析, 计算结果表明, 铁方解石的形成温度大于 103°C , 鞍状铁白云石的形成温度大于 125°C 。这些仪器测定的数据, 都符合于相应的成岩地温计, 并与国外学者^[2,3]得出的数据可以对比。这表明本文中提出的地温计及温度标定方法是正确的。

研究埋藏成岩作用的形成温度和标定成岩地温计的温度, 对石油勘探具有重要的实际意义。该研究成果, 可用于确定不同砂岩储层的埋藏成岩史或固结史及孔隙演化史, 也可用于划分埋藏成岩作用带, 建立成岩评价模式, 评价碎屑岩储层及生油层。

三、埋藏成岩作用的分带与储层评价

影响成岩作用的因素很多, 如沉积相、原始沉积物组分、孔隙水的性质、埋藏深度及相应的地温、地压、埋藏时间、有机组分的成熟演化、盆地下沉史、热对流及盆地构造类型等。根据笔者研究, 对于研究区这类持续下沉的断陷盆地, 从宏观来看, 控制埋藏成岩作用的主导因素是“地温”; 局部的成岩变化, 则主要取决于其他因素, 如岩石结构及孔隙水性质等。

随温度增加对碎屑沉积物的影响表现在多方面: (1) 改变矿物的溶解度和孔隙水的性质; (2) 蒙皂石等水化矿物变得不稳定, 并形成含水少的矿物相。蒙皂石在 60°C 以上开始大量向伊利石转化 (Hower 等, 1976), 释出 Ca、Mg、Fe、Si 等离子成分, 改变地下水的性质, 为某些自生矿物的形成提供物质来源; (3) 泥岩中有机质的热演化可形成有机酸, 改变孔隙水的性质 (Surdam, 1984); (4) 泥岩和砂岩相互发生物质交换, 导致成岩作用发生变化。实际情况更为复杂, 随温度增高, 碎屑沉积物中会出现无机质和有机质的相互作用, 以及开放体系与封闭体系物质的交换, 对成岩作用产生深刻的影响。

根据以上分析, 应用已确定出的若干地温计及与地温有关的其他主要特征, 可将埋藏成岩作用划分成四个成岩带, 即浅成、中成、深成和超深成成岩带 (图 2)。各成岩带碎屑岩所具有的不同成岩作用特点, 可用于评价碎屑岩储层。

1. 浅成岩带

浅成岩带的地温低于 75°C , 相当于东营凹陷中部 1700 m 以上的地层。成岩作用以机械压实作用为主, 没有属于化学变化的各种埋藏成岩作用, 砂岩未固结, 多呈散沙状。不稳定重矿物绿帘石及角闪石含量高, 无层内溶蚀特征。该成岩带砂岩储层物性极好, 孔隙度为 30—35%, 渗透率为 $500\text{—}6000 \times 10^{-3} \mu\text{m}^2$ 。属于浅成岩带的油田较多, 占总储量的 31%, 开发中存在的主要问题是油层出砂严重。

2. 中成岩带

中成岩带的地温变化范围为 $75\text{—}90^{\circ}\text{C}$ 。砂岩的主要成岩作用特点是: 开始有自生高岭石及弱石英次生加大出现; 不稳定重矿物角闪石及绿帘石大部分被溶去, 仅残存受溶蚀强的少量绿帘石; 碳酸盐胶结物含量低, 一般小于 3%; 机械压实作用强, 岩石为半固结状。储层物性较好, 孔隙度一般为 27—30%, 以原生孔隙为主, 渗透率为 $150\text{—}3000 \times 10^{-3} \mu\text{m}^2$ 。属于该成岩带的油田也比较多, 储量大, 油层结构好, 开发中不出砂, 为最好的一类储集砂岩。

3. 深成岩带

该成岩带的地温变化范围为 $90\text{—}130^{\circ}\text{C}$ 。砂岩中的主要成岩特征是: 多见强石英次生加大及自生阶状石榴石; 绿帘石等不稳定重矿物几乎全部溶解消失; 晚期碳酸盐胶结物含量明显

埋藏成岩作用分带		浅带	中带	深带	超深带
在东营凹陷区的埋深 (m)		< 1700	1700 - 2100	2100 - 3200	> 3200
地 温 (°C)		< 75	75 - 90	90 - 130	> 130
镜煤反射率 (R _o)		< 0.4	0.4 - 0.43	0.43 - 0.78	> 0.78
砂质岩的埋藏成岩作用	砂粒上的粘土环边				
	绿帘石的层内溶解				
	自生高岭石				
	弱石英次生加大				
	强石英次生加大				
	阶状石榴石				
	铁方解石胶结及交代				
	铁白云石胶结及交代				
	高岭石转变为伊利石				
	深成次生孔隙				
泥质岩的蒙脱石-伊利石混层带					
泥质岩的伊利石带					
油气的形成					
有机质成熟度		未成熟	次成熟	成熟	过成熟
岩石的固结程度		未固结	半固结	固结	强固结

图2 碎屑沉积物埋藏成岩作用带的划分特征

增多,一般可达5—15%;压实作用被胶结作用抑制而减弱。

该成岩带上部仍有物性很好的储层,孔隙度为20—25%,渗透率为 $100-1000 \times 10^{-3} \mu\text{m}^2$ 。常见次生孔隙,它是由长石及碳酸盐胶结物等组分被溶解形成的,分布不均匀。属于该成岩带的油田规模较小,勘探开发难度较大。

4. 超深成岩带

该成岩带的地温大于130°C,埋深多在3200 m以下。砂岩的主要埋藏成岩特点是:晚期碳酸盐含量高,一般大于10%;多见鞍状铁白云石,可交代粘土杂基;多见自生高岭石、绿泥石及石英充填次生孔隙;可见自生高岭石向伊利石转化;碎屑斜长石的绢云母化较明显。

该带砂岩储层物性一般较差,孔隙度为10—20%,渗透率 $5-50 \times 10^{-3} \mu\text{m}^2$ 。当有大量次生孔隙发育时,可形成较好的储层。该带已探明的油田较少,且规模较小。但可望找到较好的气层。

四、结 论

研究区的地质构造背景, 有利于研究碎屑岩的埋藏成岩作用。埋藏成岩矿物在地下开始出现深度的地温等于或接近于其初始形成温度, 可作为地温计。根据本文中提出的计算公式可标定成岩地温计。砂岩中自生高岭石的形成温度为 $\geq 70 \pm 5^\circ\text{C}$; 弱石英次生加大为 $\geq 65 \pm 5^\circ\text{C}$; 强石英次生加大为 $\geq 90 \pm 5^\circ\text{C}$; 自生阶状石榴石为 $\geq 92 \pm 5^\circ\text{C}$; 晚期碳酸盐矿物为 $\geq 95 \pm 5^\circ\text{C}$; 自生高岭石向伊利石的转化温度为 $\geq 140 \pm 10^\circ\text{C}$; 溶蚀状绿帘石为 $\geq 75 \pm 5^\circ\text{C}$ 。这此成岩地温计结合泥岩中有机和无机组分随温度变化的有关资料, 可作为划分埋藏成岩带的主要依据。研究区所划分出的浅成、中成、深成及超深成四个成岩带, 对评价生油层及储集层均有实际意义, 特别是在地质构造背景相似的新探区, 可应用岩屑的岩矿分析资料, 及时确定钻穿井段所属的成岩作用带, 再结合沉积相及次生孔隙的研究成果, 就可尽早地提出远景评价。

参 考 文 献

- [1] Hoffman, J. and Hower, J., 1979, SEPM, Special Publication, Vol. 26, P. 35—79.
- [2] Franks, S. G., 1984, Bull. AAPG, Vol. 68, P. 478.
- [3] Hazeldine, R. S., 1984, Clay Minerals, Vol. 19, P. 391—402.
- [4] 周自立, 1988, 沉积学报, 第1期, 第13—20页。

BURIAL DIAGENETIC GEOTHERMOMETER AND RESERVOIR ZONING CHARACTERISTICS OF TERTIARY CLASTIC ROCKS IN SHENLI OILFIELD, SHANDONG

Zhou Zili Lü Zhengmou

(Geological Research Institute, Shenli Oilfield)

Abstract

To study burial diagenesis is very important for reservoir assesment. Petrological data from 66 wells suggest that the present temperature corresponding to the depth where burial diagenetic minerals occur is approximate or equal to the formation temperature. Therefore, the original formation temperature of the burial diagenetic minerals can be calculated by following equation:

$$T = G (H - h) + 14.5^\circ\text{C}$$

where T is the original formation temperature of the burial diagenetic minerals; G is geothermal gradient; H is the shallowest depth where this diagenesis occurs; h is the depth

of constant temperature zone (assuming $h = 0$ when T is calculated because it is very small in study area); 14.5 is the annual average surface temperature in the area. Calculation and error analysis show that the original formation temperature of different burial diagenetic geothermometer are as follows: $65 \pm 5^\circ\text{C}$ for weak overgrowth of quartz; $90 \pm 5^\circ\text{C}$ for intensive overgrowth of quartz; $92 \pm 5^\circ\text{C}$ for authigenic garnet; $95 \pm 5^\circ\text{C}$ for late carbonate cement (such as saddle dolomite); $70 \pm 5^\circ\text{C}$ for authigenic kaolinite; $140 \pm 10^\circ\text{C}$ for transformation from kaolinite to illite. Based on all the diagenesis related to temperature, four diagenetic zones can be divided, i. e. shallow, moderate, deep and superdeep zones. It is demonstrated that these zones can be used to classify and assess reservoir rocks and source rocks.