

第一章 石油地质基本特征

第一节 地层展布及沉积特征

本区在太古界变质岩系之上，发育了古生界、中生界和新生界三套沉积岩系，相邻凹陷中心的沉积岩厚约万米。该区地层层序、岩性特征见表 1。

一、地层展布

断裂活动控制该区新生界的沉积、地层层序的发育以及中、古生界地层展布和残留厚度的大小。凹陷中地层层序齐全，沉积稳定，沉积岩厚度大。潜山披覆构造带上由于基底的隆起、前第三系的剥蚀以及断层发育和断层活动性的差异性，导致新生界地层发育和中、古生界展布及其残留厚度变化大。

前第三系保存情况以 NNW 向的胜海古 2 (埕北 20 西) 断层为界具明显差异：西部中、古生界地层层序保留较完整，残余厚度达千米以上；东部则反之，在埕北 20 井一带，古生界剥蚀殆尽，中生界直接覆盖于太古界之上，而且中生界残留厚度仅数百米。新生界下第三系沉积受控于前第三系古地貌。总体上由凹陷向潜山呈逐层超覆式沉积，下第三系沙河街组、东营组下部地层围绕潜山主体部位呈环带状展布，东营组上部及上第三系覆盖全区。

二、沉积特征

渤海湾盆地是一个以新生代为主要发育期的复式叠加沉积盆地。本区是渤海湾盆地中一个次级构造单元，其第三系沉积既有渤海湾盆地的普遍规律性，又由于该区所处的特殊构造位置及各时期沉降中心转移的影响，沉积上具有一定的特殊性。

1. 沉积发育的多旋回性及多期次的沉积间断

新生界下第三系为断陷湖泊沉积，纵向上在周围凹陷发育有两个较完整的沉积旋回，即沙四段—沙三段、沙二段—东营组。其特点是水体为浅—深—浅的变化过程，岩性上表现为粗—细—粗。由于该构造的继承性发育，下第三系沙四期至东营早期，沉积范围由凹陷中心向隆起构造逐层超覆，直到东营中期才开始覆盖整个潜山构造顶部。下第三系沉积后由于喜山期东营幕的影响，该区与渤海湾盆地其他地区一起上升遭受剥蚀。上第三系进入拗陷沉积期，馆陶组—明化镇组以河流相沉积为特征，纵向上形成了由粗到细的完整的正旋回。多旋回的沉积特征，构成了多套生、储、盖组合，而且在横向上反映为沉积层展布范围逐层扩大的过程。

该区在沉积上不仅具有多旋回性，而且由于燕山、喜山期多次区域性抬升形成了多次沉积间断，其中下第三系与中生界之间的沉积间断对本区影响很大，间断期也长。这次间断使埕岛主体部位近 60% 的范围裸露水面长达约 3500 万年。中生界遭受长期剥蚀，除西部保存有较厚的地层外，其他地区仅残留有约数十米或剥蚀殆尽，并造成构造顶部沙河街组和东营组

下段沉积缺失。此外，第三系内部也有两次较大的沉积间断，一次是沙二段与沙三段之间，另一次是上、下第三系之间。这三次沉积间断尤其是前第三系与下第三系之间的间断对潜山油气藏的形成起到了重要作用，也使该区地质结构进一步复杂化。

表 1 埕岛油田地层综合简表

地 层					岩 性 特 征	西	东	超覆带 m	凹陷 m
系	统	组	段	符号		CB11 m	CB20 m		
第四系	更新统	平原组		Q	土黄、棕红色粘土，砂质粘土及砂层		350	350	350~400
	上新统	明化镇组		Nm	灰黄、灰绿色粉砂岩，泥质粉砂岩及棕红色泥岩		700~800	800~850	850~900
上第三系	中新统	馆陶组	上段	Ng _上	上部棕红色、红色泥岩，灰绿色泥质粉砂岩等，浅灰、棕褐色砂岩；下部灰白色含砾砂岩夹灰绿色泥岩，向下砂岩增加		420~450	450左右	500~550
			下段	Ng _下	灰白色块状含砾砂岩、细砂岩夹浅灰色、棕红色泥岩，砂岩含量大于80%		370~420	450~500	480~600
下第三系	渐新统	东营组	上段	Ed ₁	含砾砂岩与灰白、灰绿、浅灰色泥岩互层，上部砂岩更发育，可划为I、II砂层组		0~85	100~210	280~300
			中段	Ed ₂	包括III、IV砂层组，III砂层组上部砂岩发育是胖砂岩段，III砂层组下部及IV砂层组以灰色泥质岩为主，夹中、薄层砂岩		170~200	200~370	350~550
			下段	Ed ₃	包括V、VI砂层组，为灰、深灰色泥岩夹砂岩，砂岩呈透镜状			0~500	500~800
	沙河街组	一段	Es ₁₊₂	灰色泥岩、油泥岩和油页岩互层，夹薄层白云岩、石灰岩，局部地区有生物灰岩和砂岩，沙二段薄层灰质砂岩与砂岩					50~250
		二段	Es ₂	深灰、灰褐色灰质泥岩、油页岩夹少量砂岩					500
		三段	Es ₃	上部灰色泥岩与灰白色砂岩间互层；下部为紫红色、灰色泥岩夹砂岩					200~400
		四段	Es ₄						
侏罗系	上统	蒙阴组		J ₃	凝灰质砂岩，凝灰岩夹暗紫红色泥岩，灰色砂岩及砾状砂岩，夹安山岩	300 1500	0~300	160~1300	
	中、下统	坊子组		J ₁₊₂	灰色泥岩，砾状砂岩，砾岩夹煤层			30~200	
二叠系-石炭系		石盒子组		C+P	二叠系：红色泥质岩夹同色砂质泥岩、石英砂岩，内夹鲕砾结构的铝土矿两层；石炭系：灰色生物碎屑灰岩，灰质砂岩、泥岩夹煤层			500	
		本溪组						20~50	
奥陶系	中统	八陡组、马家沟组		O ₂	浅灰色白云岩、泥质岩、石灰岩与济阳拗陷钻遇的八陡组、马家沟组标准剖面可以对比	372	0~112	380	
	下统	冶里-亮甲山组		O ₁	灰色白云岩、石灰岩夹少量页岩	240	0 200	240	
寒武系	上统	凤山组、长山组、固山组		Є ₃	白云质灰岩、竹叶状灰岩、泥质灰岩夹少量页岩	160	160	160	
	中统	张夏组		Є ₂	鲕状灰岩	170	170	170	
	下统	徐庄组、毛庄组、馒头组		Є ₁	红色页岩夹薄层白云岩、石灰岩	330	330	330	
太古界				Ar	花岗片麻岩				

2. 沉积上的南北 差异性

该区处于济阳拗陷和渤中凹陷之间，这两个凹陷的构造演化在时空上有一定差异，构造演化的差异性造成了该区南、北第三系地层层序和厚度有明显的差异。由鲁西隆起北缘向北到渤中凹陷，整个第三纪，各凹陷的主要发育期及相应的沉降幅度、沉积厚度由南向北逐渐推移，时代由老到新，沙河街期济阳拗陷强烈下陷，沙河街组沉积厚度达 2000~2500 m，而东营组沉积厚度仅 300~500 m。此时，该区南部隶属于济阳拗陷沉积体系，沙河街组发育较全，沉积厚度较大，而该区北部大部分无沙河街组沉积。东营、馆陶期，主要沉降、沉积中心迁移到渤中凹陷，东营组沉积厚度达 1000~2000 m，馆陶组厚度达 2000 m 以上。此时，该区北部受控于渤中凹陷深陷期，在北部胜海 10 一带，东营组厚达 900 m，其中暗色泥质岩厚约 500 m，而南部仅沉积 200~500 m 以东营组上段为主的地层。

3. 中生界超覆式（底超）沉积

该区经印支运动挤压应力场的作用，古生界产生褶皱、逆断，背斜轴部在埕北 20 井一带，古生界遭受强烈剥蚀，而两翼古生界保留地层层序较全，厚度较大，中生界下侏罗统沉积时由构造翼部呈逐层超覆式（底超）沉积（见图 2），沉积了巨厚的成熟度较低的杂色砾岩，火山碎屑岩，红、灰色泥质岩，以及底部砂砾岩夹煤层的沉积，厚 1000~1500 m。

第二节 生储盖及其组合特征

一、烃源岩及油源对比

埕岛地区四周为生油凹陷所包围，南与埕北凹陷，东与桩东（黄河口）凹陷均以断层相接，北部与渤中凹陷以斜坡超覆过渡。由于构造演化的多旋回性，导致了该区湖泊水进、水退叠次出现，形成了多套烃源岩。主要烃源岩的分布与湖泊强烈深陷期相一致，即该区湖泊有两次深陷期，一次是沙三中、下部，另一次是沙一段—东营组下段，相应形成了两套主要烃源岩系，它们具有沉积持续时间长，沉积环境稳定，烃源岩单层厚度及总厚度大，以及展布范围广的特点。该两套烃源岩系为埕岛地区提供了丰富的油气资源。

1. 烃源岩

1) 生油凹陷

埕北凹陷北西走向，面积为 1000 km²，下第三系厚约 2500 m，沙河街组与东营组生油岩发育。位于凹陷东南的老 16 井沙三段厚 417 m 暗色泥岩厚 398 m，占地层总厚度的 95.4%；沙一段厚 120 m，暗色泥岩厚 108 m，占地层厚度的 90%。埕北 24 井东营组下部地层厚约 529 m 暗色泥岩厚 426 m，占地层厚度的 80.6%。据地震资料推测，埕北凹陷中心下第三系暗色泥岩厚度应大于 1000 m，对凹陷周围油气藏的形成具有较大的作用。

桩东（黄河口）凹陷为东西走向，面积 2900 km²，下第三系厚约 3000 m 最大埋深 5000 m。主要生油层系及生油岩特征与埕北凹陷相似，下第三系暗色泥岩占地层厚度的 70% 以上。

渤中凹陷呈北东走向，面积为 8200 km²，下第三系约厚 5000 m，被 5000 m 左右厚的上第三系覆盖。沙河街组厚 2000 m 以上，东营组厚 2800 m。位于凹陷南部斜坡的 CFD23-1-1 井，沙河街组厚 457 m 暗色泥岩厚 342 m，占地层总厚的 74.8%；东营组厚 811 m，暗色泥岩厚

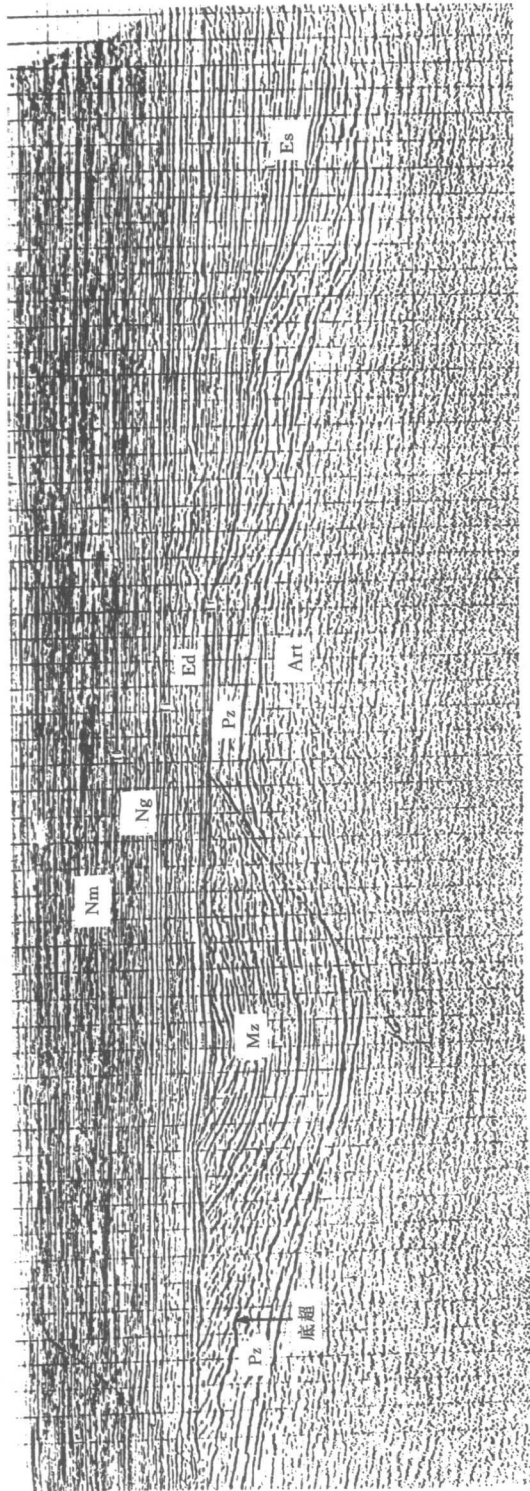


图 2 埭岛地区东西向地震剖面图(示中生界底超式沉积)

599 m 占地层厚度的 72.7%。该凹陷与埕北潜山披覆构造带接触范围大，是重要的油源区。

2 烃源岩

该区第三系生油层系明显分为两套：一套是以沙三中下段为主的生油层，岩性以大套淡水湖相沉积的暗色泥岩、油泥岩为主，主要分布在上述三个凹陷中；另一套烃源岩为沙一段至东营组下部，是在沙三段末抬升剥蚀之后在新的深湖—半深湖相沉积环境中形成的。盆地地形较缓，边部发育生物灰岩，盆地中心则以泥岩、油泥岩为主。古生物组合从微咸水—半咸水生物演化为淡水生物，反映出从沙一段到东营组早期湖水由微咸水—半咸水向淡水环境的演化过程。这套烃源岩与沙三段烃源岩有明显的差别。

a. 烃源岩有机质丰度

岩石中有机质的丰富程度是评价其生油能力的基本参数之一。国内通用的评价参数为有机碳 (C) 丰度、氯仿沥青 “A” 含量、总烃 (HC) 含量、岩石热解产油潜量 ($P_g=S+S_1$)、总烃转化率 (HC/C) 等。

据埕北凹陷、渤中凹陷部分探井的烃源岩有机质丰度综合评价指标与我国陆相生油岩评价标准对比来看，该区周围生油凹陷生油层属较好或好的烃源岩系 (见表 2)。沙四段烃源岩属于较好—好烃源岩，具有生烃潜力；沙三段各项有机地球化学指标都较高，且烃源岩厚度大，分布广，属于好烃源岩，是主力生油层，已找到的油气藏绝大多数都源自沙三段烃源岩；沙一段有机质丰度比沙三段高，产油潜量是沙三段烃源岩的 4.4 倍，总烃转化率是沙三段烃源岩的 1.2 倍，尤其是富含颗石藻的烃源岩有机质含量十分丰富，如胜海 5 井富含颗石藻烃源岩有机质 (7.1%~7.6%)，氯仿沥青 “A” 含量为 0.7681%~1.0670%。可见，沙一段烃源岩具有很大的生油潜力。东营组下段有机质丰度略低于沙三段，属于较好—好烃源岩。但烃源岩厚度大，分布广，特别是渤中、沙南凹陷，东营组厚度达 1300 m，埋深大于 5000 m，是仅次于沙三段的重要生油层。

b. 有机质类型

通常采用烃源岩干酪根显微组分和全岩显微组分来判断有机质的生油母质类型。亨特 (1979) 认为 80%~95% 的石油烃由干酪根转化而成。埕北凹陷沙三段和沙四段烃源岩的干酪根类型主要为 I_1 、 I_2 型，沙一段颗石藻烃源岩为 I 型 其余为 I_1 型，东营组下部以 I_1 型为主。渤中凹陷沙三段干酪根类型与埕北凹陷相同，为 I_1 、 I_2 型。沙一段主要为 I 型。桩东凹陷仅在西部的埕岛构造斜坡部位取得样品，沙三段为 I_1 型 东营组以 I_1 、 I_2 型为主，东营组下段在 BZ25-1-1 井、埕北 5 井均见到了 I 型干酪根。 I 型干酪根与藻类有关， II 型干酪根主要为水生生物， III 型主要与陆源高等植物有关。可见，本区生油岩的母质主要为水生生物。

全岩显微组分分析可以获得更多有关烃源岩有机质类型和丰度的信息，包括镜质组 (V)、惰性组 (I)、壳质组 (E)、腐泥组 (S) 等组分。

埕北凹陷沙四段烃源岩腐泥组含量为 4.7%~7.0%，壳质组含量高 (77.0%~91.0%)，镜质组为 2.0%~17.7% 沙三段烃源岩显微组分腐泥组含量高达 82.0%，壳质组含量约 7.0%，镜质组含量较低 (1.0%~2.7%)，矿物沥青基质含量高，为 85.19%。壳质组含量高，为含大量高等植物的富氢成分。矿物沥青基质含量与壳质组含量高，可作为细菌改造陆源有机质的标志 (王铁冠，1995)。桩东凹陷沙三段腐泥组含量为 82.7%~83.1% 而位于凹陷边缘的桩古 20 井腐泥组含量为 44%，壳质组含量较低 (6.3%)，镜质组含量相对较高，为 45.3%。位于渤中凹陷边缘的 CFD23-1-1 井腐泥组含量为 75%，矿物沥青基质含量为 96.5%，其他组分都较低。埕北凹陷沙一段烃源岩的显微组分含有大量的藻类体，其腐泥组含

表 2 埕北凹陷、渤中凹陷烃源岩有机质丰度综合评价

凹陷	层位	有机地球化学指标							有机岩石学指标		综合评价结果			
		有机碳 %		氟仿沥青“A” %		总烃 mg/g		产油潜量 mg/g		总烃转化率 mg/g		显微组分总含量 (占全岩体积的百分数)		
		1.33(16) ¹⁾ 0.79~1.83 ¹⁾	好	0.0721(16) 0.0249~0.1318	好	498(16) 148~966	较好	5.0(16) 1.40~8.95	较好	35.7(16) 17.1~57.5			较好	
埕北凹陷	Ed	4.08(6) 0.34~7.15	好	0.7175(6) 0.0156~1.1911	好	3771(6) 107~7367	好	80.9(6) 0.89~167.60	好	94.3(6) 31.5~224.5	好	64.9(5) 19.9~91.4	好	较好—好烃源岩
	Es ₁	0.23(1)	非	0.0130(1)	较差	84(1)	非	0.4(1)	非	36.7(1)	较好	53.1(1)	好	较差烃源岩
	Es ₂	3.38(3) 2.09~4.60	好	0.5084(3) 0.1843~0.9679	好	2813(3) 1104~5364	好	18.2(2) 11.5~24.9	好	75.53 52.8~116.6	较好	64.1(2) 61.3~66.9	好	好烃源岩
	Es ₃	3.16(3) 0.62~7.89	好	0.1265(3) 0.0462~0.2678	好	291(3) 288~1164	较好	1.2(2) 0.81~1.57	较差	31.0(3) 14.8~46.5	较好	未测	未测	较好—好烃源岩
	C	6.55	好	0.1179	好	255	较好	2.08	较好	3.9	较差	未测	未测	—
渤中凹陷	Ed	0.99(7) 0.36~1.50	较好	0.0630(7) 0.0187~0.1470	较好	324(7) 92~1044	较好	2.7(2) 1.10~4.20	较好	21.4(5) 12.4~30.1	较差	未测	未测	较好烃源岩
	Es ₁	1.30(3) 0.53~2.22	好	0.1481(3) 0.0334~0.3230	好	752(3) 226~1826	好	未测	未测	47.0(3) 19.7~82.8	较好	未测	未测	好烃源岩
	Es ₂	2.91(2) 2.39~3.42	好	0.3212(2) 0.3195~0.3229	好	165(2) 1471~1831	好	未测	未测	59.5(2) 43.0~76.0	较好	未测	未测	好烃源岩
	Es ₃	1.51(1)	好	0.1919(1)	好	1590(1)	好	未测	未测	105.3(1)	好	未测	未测	好烃源岩
	Mz	0.06(1)	非	0.0014(1)	非	未测	未测	未测	未测	未测	未测	未测	未测	非烃源岩

1)表中数字示例:1.33为均值,括号中的16为样品数,0.79~1.83为范围值。

量高达 99.6% 矿物沥青基质为 32.2%~46.2%，其他组分含量都较少；而位于凹陷西部的胜海 5 井腐泥组含量相对较低，为 43.8% 壳质组含量相对较高为 28.1%，矿物沥青基质含量高，为 94.3%。东营组岩心分析样品较少，据渤中凹陷西南坡的样品分析，其腐泥组含量为 18.5% 壳质组为 7.7% 镜质组含量较高，为 33.7%，矿物沥青基质含量也较高，为 56.2%。位于桩东凹陷中央低隆起带的 BZ34-2-1 井 其腐泥组含量则高达 88% 推测凹陷内部烃源岩质量应更好。

从全岩显微镜组分分析可看出，沙一段 I 型干酪根烃源岩中，全岩腐泥组加壳质组含量大于 85%，矿物沥青基质含量也较丰富，与富含藻类体有关，说明处于还原的环境。沙三段 II₂ 型干酪根烃源岩中壳质组与矿物沥青基质含量都高，II₂ 型除矿物沥青基质含量较高外，还含有大量的镜质组，证明处于细菌改造高等植物碎屑的还原沉积环境。东营组的 II₁、II₂ 型干酪根烃源岩中腐泥、壳质组和矿物沥青基质相对含量较低，而镜质组、惰性组含量高，说明有机质生烃母质的高等植物成分较多。

c. 烃源岩有机质的成熟演化

有机质随着埋藏深度的增加，温度和压力的增高，烃源岩中有机质逐渐向石油烃类转化。沉积物中有机质向石油烃类转化的阶段性是十分明显的，一般可划分为低成熟、成熟、高成熟和甲烷化四个阶段。不同的凹陷由于其内部及外部的地质环境的差异，其成熟时期也有所不同。烃源岩有机质的成熟演化与有机质的类型、埋藏深度、环境有密切关系。

沙南—渤中凹陷第三系沉积非常厚，在凹陷中心还没有井揭示沙三段至东下段深湖—半深湖相烃源岩。渤中 25 井区的 BZ25-1-1, BZ25-1-2, BZ25-1-3, BZ25-1-4 井生油门限为 3000 m。根据该区生油岩的总烃含量及烃转化率等资料随深度的变化规律，本区采用生油岩埋深 3000 m 时为门限深度（见图 3 和图 4）。其次，依据渤中凹陷周边井所测镜质组反射率与深度的关系（见图 5），在 3000 m 时，生油岩的镜质组反射率大于 0.5%，与烃产率变化规律相一致。由此认为沙南至渤中凹陷生油岩门限深度在 3000 m 左右。沙南及渤中凹陷沙三段生油岩埋深大于 4000 m，其镜质组反射率已达到 1.0% 以上。因此，所生成的油气应为成熟—高成熟阶段的产物。

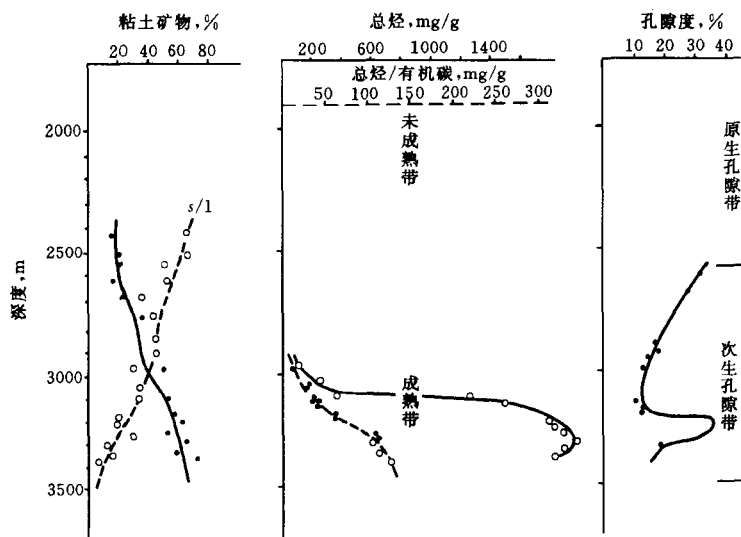


图 3 沙南地区粘土矿物、总烃和总烃 / 有机碳、孔隙度随深度变化图

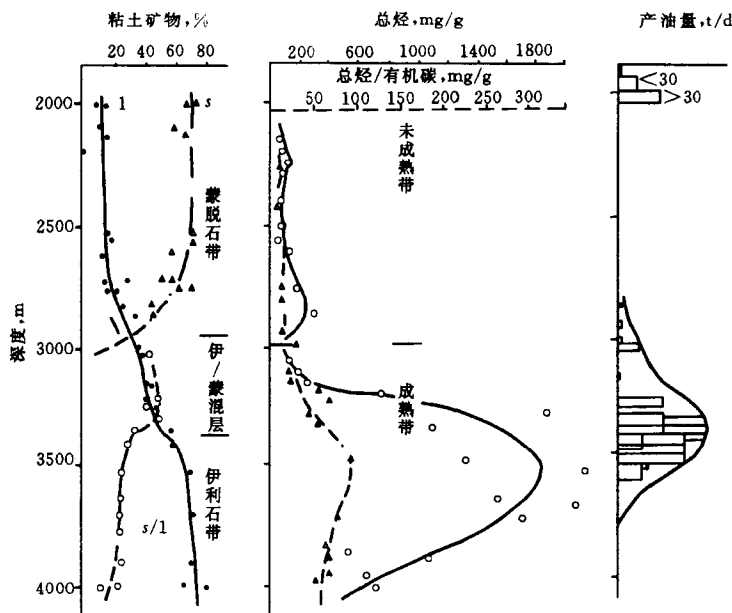


图 4 渤中 25 区粘土矿物、总烃和总烃 / 有机碳、日产量随深度变化图

胜海 801 井位于沙南凹陷边缘斜坡，其东营组烃源岩成熟度较高，如 OEP 值为 1.12，接近于 1，已进入生油门限。

(1) 埕北凹陷烃源岩有机质演化由于资料所限，仅以胜海 5 井为例加以阐述。该井位于凹陷边部，其沙三段烃源岩的成熟度稍高，但仍属于低成熟阶段，其依据有：

饱和烃中正构烷烃为后峰高碳数烷烃分布，表明其成熟度较低（见图 6）。

类异戊二烯烃中 Pr/nC_{17} 和 Ph/nC_{18} 均小于 1。

③ C_{29} 甾烷 $20S/(20S+20R)$ 等于 0.26，低于 0.32，为低成熟烃源岩。

(2) 胜海 5 井沙一段烃源岩的成熟度极低，依据如下：

族组成具有非烃含量高于饱和烃、芳烃的特点，其非烃含量高达 43.01%，饱和烃和芳烃含量分别为 21.3% 和 20.98%。饱 / 芳比较低，为 1.02。非烃含量高和饱 / 芳比较低都是成熟度低的表现，因为随着成熟度的增加，饱和烃的含量升高，芳烃和非烃的含量降低。

饱和烃色谱图中主峰碳 $C_{29}\Sigma C_{21}^-/\Sigma C_{22}^+$ 为 0.29，OEP 值为 1.86，远大于 1。

正构烷烃在 $C_{22}\sim C_{29}$ 范围内具有奇碳优势，证明其成熟度较低（见图 6）。

④ 类异戊二烯烃中 Pr/nC_{17} 和 Ph/nC_{18} 均大于 1（见图 7），表明其成熟度较低。因为随着

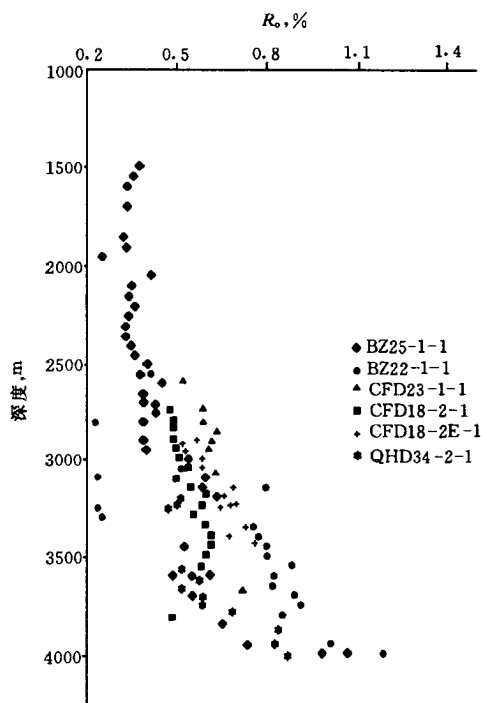


图 5 渤中凹陷边缘井 R_o 与深度关系图

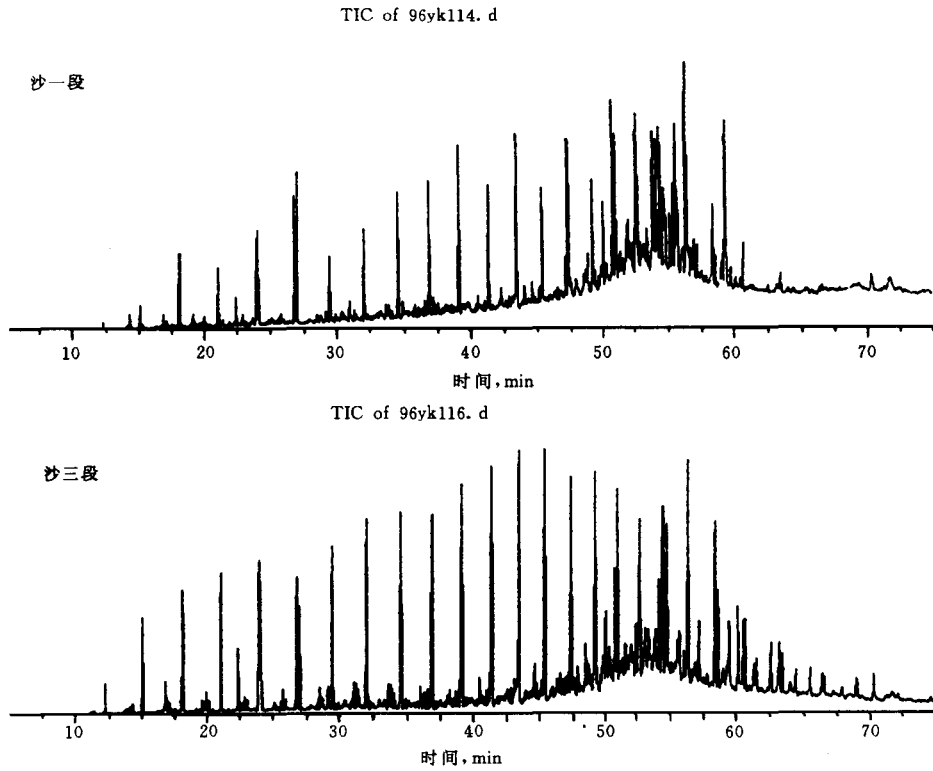


图 6 胜海 5 井烃源岩烷烃色质总离子流图

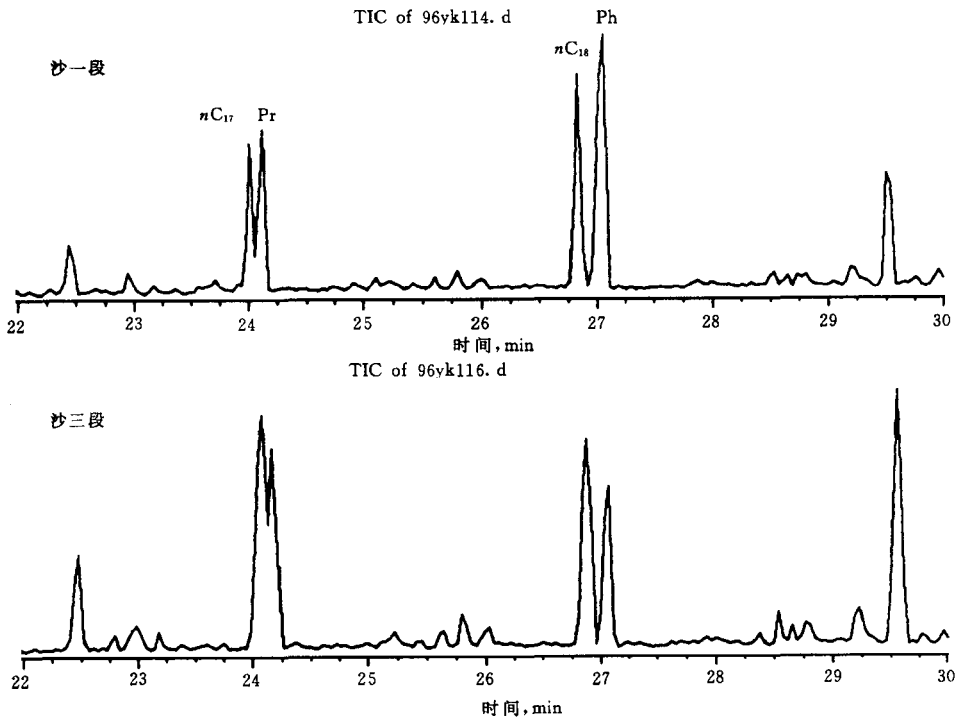


图 7 胜海 5 井烃源岩中 nC_{17} , Pr 和 nC_{18} , Ph 的分布对比图

成熟度的增加， Pr/nC_{17} 和 Ph/nC_{18} 有降低的趋势。

⑤ C_{25} 甾烷 $20S/(20S+20R)$ 等于0.15，一般认为该比值低于0.32左右为低熟—未成熟烃源岩。

⑥ 检测到脱羟基维生素 E(见图 8) 其中 δ 、 γ 、 β 和 α 四个化合物都存在。一般成熟度为低熟阶段时，前两种化合物消失，后两种化合物的含量也较低。

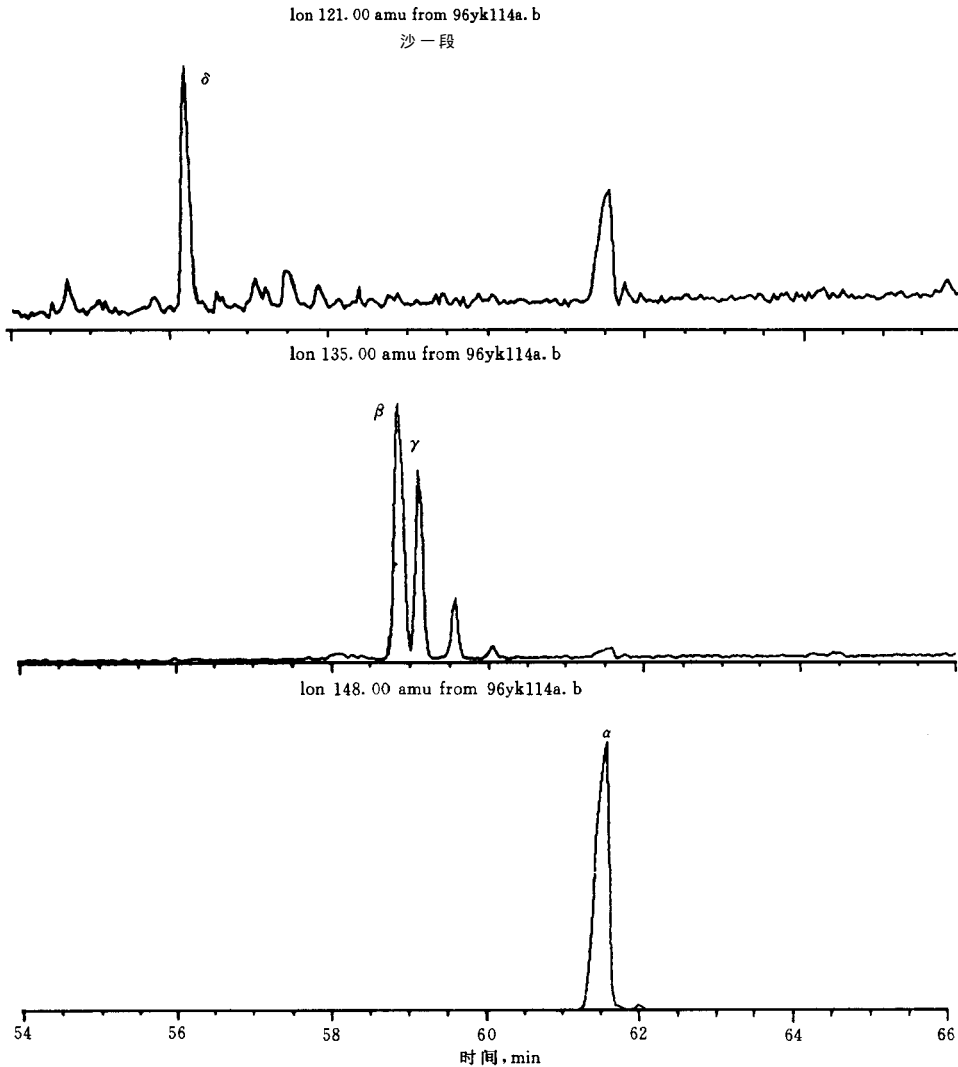


图 8 胜海 5 井烃源岩中脱羟基维生素 E 系列质量色谱图

2. 油源对比

1) 原油物性

埕岛油田已发现的七套含油层系，按原油物性可划分为三种类型原油。馆陶组、明化镇组含油层系中的油，原油密度和粘度大，密度大于 0.91g/cm^3 (见表 3)，为重质油，它是由于原油遭受生物降解所致，使该层系的原油 80% 以上的正构烷烃受到了降解，但类异戊二烯烷烃、甾烷、重排甾烷、五环三萜类化合物均未受到影响，属于轻度生物降解油。东营—沙河街组含油层系中的油为常规油，原油密度为 $0.83\sim 0.88\text{g/cm}^3$ 。在埕北 30 潜山披覆构造上的古生界及太古界含油层系的油为轻质油，原油密度为 $0.7128\sim 0.7784\text{g/cm}^3$ 。

表 3 埕岛油田原油物性统计表

层位	密度 g/cm ³	粘度 mPa·s	含硫 %	凝固点 ℃	气密度 g/cm ³
Nm	0.9538	792	0.27	-10	0.5548
Ng _上	0.9140~0.9800	43.9~4551	0.09~0.53	-28~36	0.5600~0.6400
Ed	0.8396~0.8804	4.4~60.6	0.03~0.42	26~41	0.6542~1.1255
Es	0.8452~0.8846	9.5~36.5	0.09~0.60	25~38	0.6430~0.8122
Pz	0.8228~0.8669	2.9~11.6	0.06~0.21	7~28	0.7162~0.9019
Art	0.7755~0.8019	1.9	0.02	7~23	0.7673~0.8900

2) 油源分析

烃类的生成是一个具有多阶段性的连续过程,有机质在不同的演化阶段生成的油气量是不同的,不同类型的母质生成的烃类在组成上是有差异的,同一类型母质在不同的演化阶段生成的烃类组成也是不同的。因此,可以根据这些特征来区分不同来源的母质或同一来源的母质在不同演化阶段生成的油气。

R. J. Hwang 等(1994)根据原油中 C₉~C₃₂异构烷烃和环烷烃类化合物的指纹特征,认为在油藏中原油的指纹差别至少部分预示提供油的源岩有机相的差异,这些异构烷烃和环烷烃的碳骨架类似于生物标志物的碳骨架。异构烷烃和反异构烷烃在原油和源岩中的保留与现今细菌群中的 2-甲基、3-甲基脂肪酸有很强的成因联系。中长链的甲基烷烃(4~11-甲基烷烃)可能与古细菌群的类脂物有关,在细菌残骸中支链烷烃的发现支持了在古代沉积物和石油中这些烷烃的生物成因。因此,能够利用 C₉~C₁₇中等相对分子质量的异构烷烃和环烷烃来区分不同沉积相带的烃源岩生成的油气,研究它们的成因联系。从图 9 可以看出,埕北 242 井古生界的原油和埕北断层下降盘埕北斜 101 井东营组原油的 C₉~C₁₇中等相对分子质量的异构烷烃和环烷烃具有惊人的一致性。反映出它们具有成因上的必然联系,即这两口井的原油应属同一沉积相带的烃源岩在同一热演化程度下生成。因为不同来源的烃类混合是决不可能造成如此一致的烃类分布。从该图中也可看出,埕北 30 潜山构造古生界和太古界的油也具有相似的 C₉~C₁₇中等相对分子质量的烃类指纹特征。但与埕岛潜山披覆构造古生界一东营组含油层系原油的烃类指纹存在明显的差异,反映出它们具有不同的母质来源。

埕岛潜山披覆构造馆陶组一明化镇组与下古生界一东营组含油层系所产生的原油与储层抽提物在倍半萜、三环萜和五环萜、规则甾烷及 4-甲基甾烷的分布特征方面相似,反映出它们具有相似的母质来源。但从图 10 中可以看出,馆陶组一明化镇组中原油的成熟度明显高于古生界一东营组原油的成熟度,再从 C₂₉甾烷 20S/(20S+20R)和 C₂₉甾烷 β/(α+β)这两个最常用的成熟度参数来看,它们随成熟度的增加而增大。一般认为 C₂₉甾烷 20S/(20S+20R)平衡值为 0.50~0.55, C₂₉甾烷 β/(α+β)在生油高峰时为 0.50,达到平衡时为 0.70~0.75 (Seifert, 1986; Mackenzie, 1984)。馆陶组一明化镇组中原油的该项成熟度参数分别为 0.49~0.51 和 0.47~0.57,相当于烃源岩镜质组反射率 R_o为 0.78%~0.82%的产物。而在古生界一东营组中原油的该项成熟度参数分别为 0.42 和 0.33~0.41,相当于烃源岩 R_o值为 0.68%~0.70%的产物。因此,这两个聚集系统中的原油是来源于同一烃源岩在不同演化阶段提供的产物。

埕北 30 潜山构造古生界和太古界原油的生物标志化合物分布特征与埕岛潜山披覆构造上原油的生物标志化合物特征也具有相似性。较丰富的 C₂₇甾烷、4-甲基甾烷及 18α(H)-奥利烷的存在和较高含量的 C₃₀-重排甾烷,反映出陆源高等植物和藻类或水生生物的双重贡献。γ-蜡烷含量不高和 Pr/Ph 等于 1,反映其烃源岩为水进期的弱氧化还原环境的淡水沉积物。从

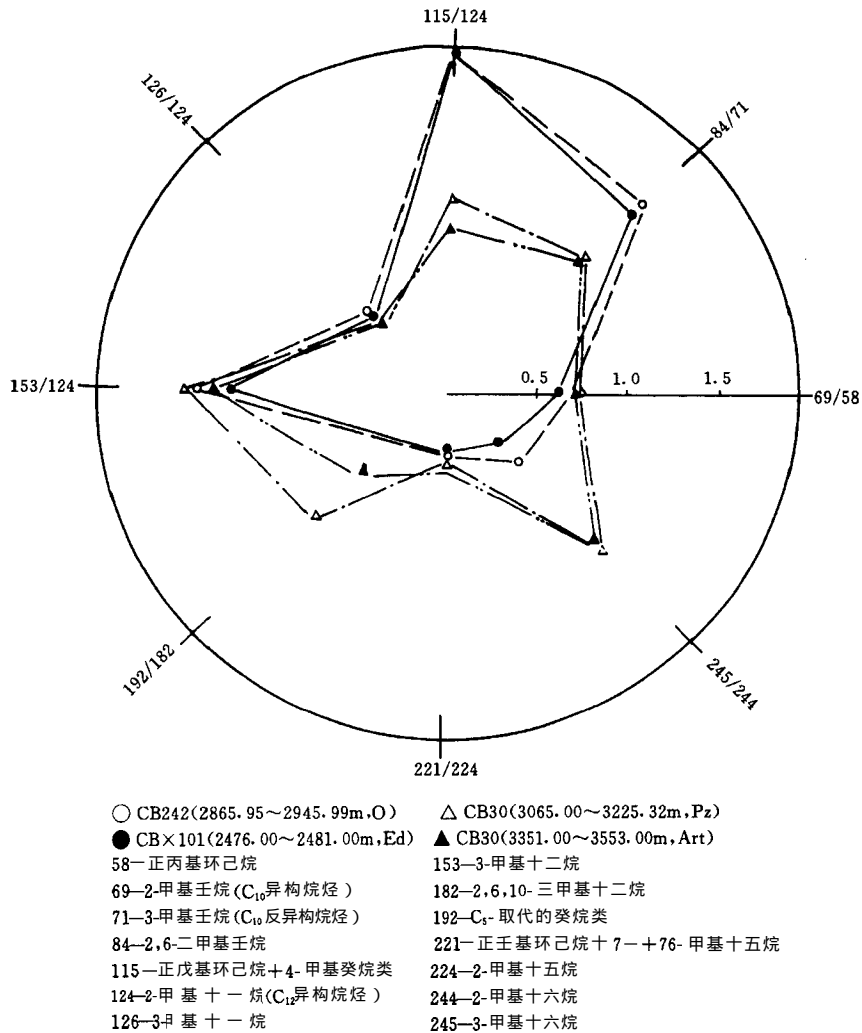


图 9 埕岛油田原油中等相对分子质量烃类 (C₉~C₁₇) 组分对极性图

C₂₉ 甾烷的两个成熟度参数来看，C₂₉ 甾烷 20S/(20S+20R) 为 0.51。C₂₉ 甾烷 ββ/(αα+ββ) 为 0.41，是烃源岩在镜质组反射率 R₀ 值约为 0.82% 的产物，三环萜烷含量较低，也说明它是烃源岩的 R₀ 为 0.9% 以前的产物 (史断扬等, 1991)。但其重排甾烷与孕甾烷系列的含量却明显低于馆陶组—明化镇组含油层系的原油，并且埕北 30 井古生界和太古界产出物为凝析油气，说明它们的母质类型存在一定的差异。据王廷栋等 (1994) 通过对吉林伊通地堑陆源有机质烃源岩的热模拟实验和储层沥青的生物标志化化合物的分布特征研

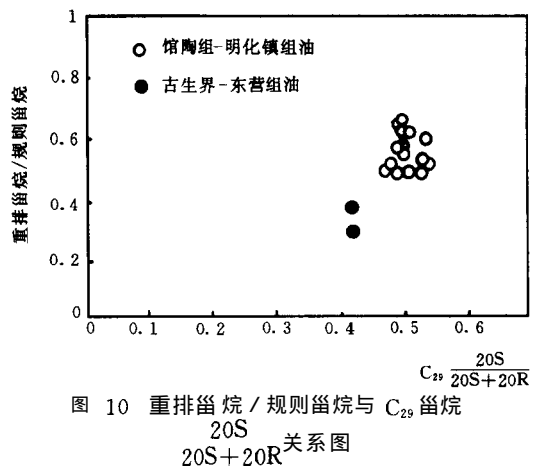


图 10 重排甾烷/规则甾烷与 C₂₉ 甾烷 20S/(20S+20R) 关系图

究发现，在 R_o 值为 0.80% 左右的 II₂—III 型陆源有机质开始出现油气两相排烃，此时对应的是气顶型凝析气藏的形成。从天然气同位素组成上看（见表 4），太古界和古生界凝析气与埕北 242 井奥陶系产出的油气也存在差别，天然气的碳同位素重得多，尤其是乙烷的碳同位素组成重， $\delta^{13}C_2$ 值等于 -26.76‰。反映出它的母质类型也为 II₂—III 型陆源有机质特征。廖永胜等（1994）根据胜利油气区的实际情况分别对油型气、陆源有机气和煤型气建立了 $\delta^{13}C_1$ — R_o 的关系图和方程（见图 11），按陆源有机气第 4 关系式计算太古界天然气的成熟度 R_o 值相当于 0.897%，是烃源岩成熟阶段生成的天然气。综上所述，埕北 30 潜山披覆构造上古生界和太古界的凝析油气是以 II₂—III 型干酪根为主的烃源岩在 R_o 值为 0.82%~0.90% 的热演化阶段生成的，这与图 9 中对中等相对分子质量的烃类所进行的研究，结论是一致的。

表 4 埕北 30 井天然气的碳同位素组成

井号	层位	井段 m	$\delta^{13}C_1$ ‰	$\delta^{13}C_2$ ‰	$\delta^{13}C_3$ ‰	$\delta^{13}C_4$ ‰
埕北 30	Art	3351.00~3552.00	-39.21	-26.76	-26.23	-25.62
埕北 242	O ₂	2865.95~2945.99	-45.67	-31.20	-28.93	-28.13

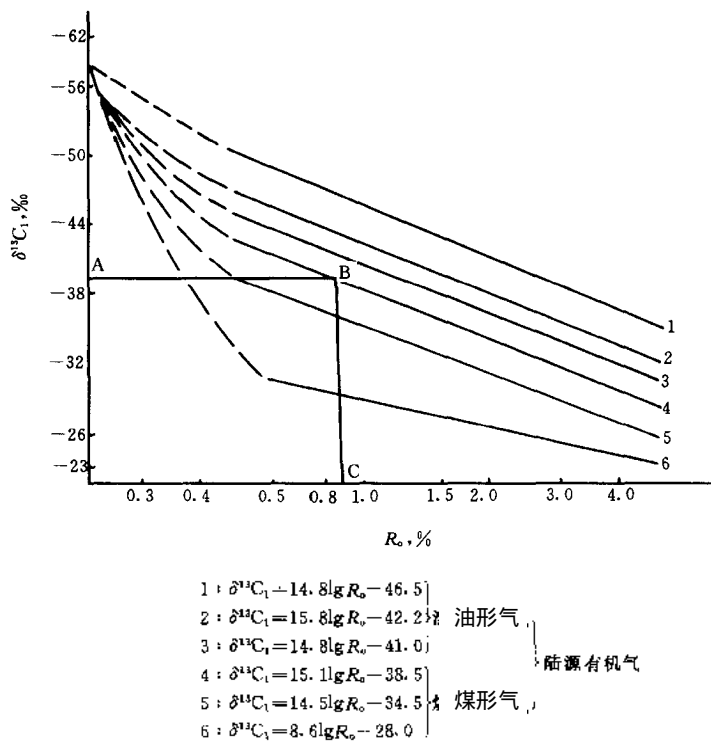


图 11 天然气的 $\delta^{13}C_1$ — R_o 关系图

值得注意的是，在埕北 17 井发现了沙一段来源的原油，其生物标志化合物分布主要表现在具有较高 γ -蜡烷含量，存在 C_{26} 甾烷和甲藻甾烷，且成熟度较低（见图 12）。 C_{29} 甾烷 $20S/(20S+20R)$ 为 0.21， C_{29} 甾烷 $\beta/(\alpha+\beta)$ 为 0.26，与沙一段烃源岩具有可比性，说明本区沙一段烃源岩在低演化阶段具有生成低熟油的潜力。

综上所述，埕岛油田西南部为埕北凹陷，东部和北面分别向桩东凹陷和渤中凹陷倾没，埕岛油田是这三个凹陷生成的油气运移的主要方向和聚集场所。由于在沙三段沉积时期这三个

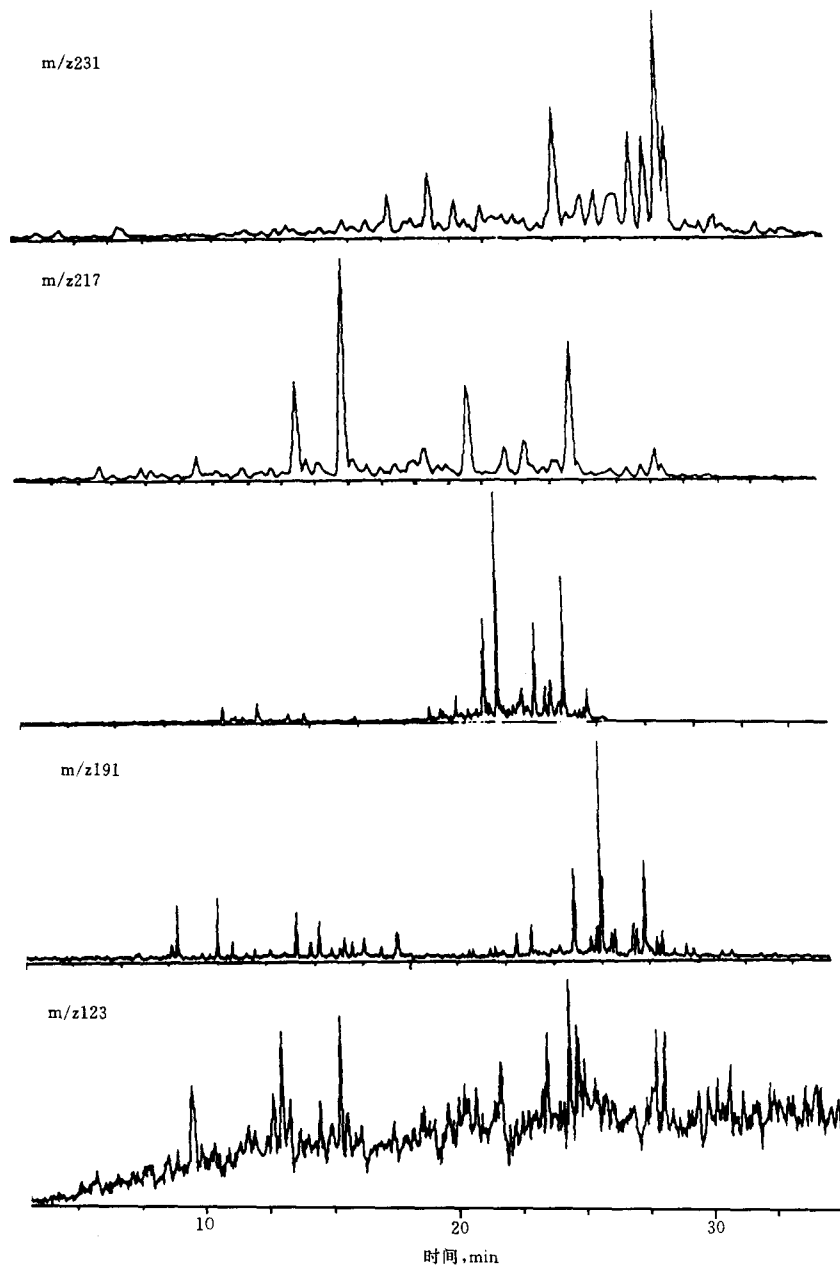


图 12 埕北 17 井沙一段原油的生物标志物分布

凹陷的沉积环境和气候条件相似，很难从原油的生物标志化合物分布特征加以区别，而埕岛潜山披覆构造主体各含油层系的原油族组分、碳同位素组成类似，反映出它们的母质来源是相近的，说明这些原油与沙三段源岩密切相关。再从生物标志化合物的分布特征来看，原油和储层抽提物都具有较丰富的倍半萜类化合物，且都以 $C_{16}8\beta(H)$ -升锥满烷为主峰，萜类化合物中三环萜含量不高，以 C_{21} 为主峰，五环三萜类化合物以 C_{30} 为主峰 并存在 $C_{31} \sim C_{35}$ 升藿烷系列和一定量的具有陆源输入标志的 C_{30} -重排藿烷、 $18\alpha(H)$ -奥利烷，但 C_{30} -重排藿烷含量高于 $18\alpha(H)$ -奥利烷，反映陆源母质对生油的贡献， γ -蜡烷含量不高，说明它们来源于淡水沉积环境中的烃源岩；在甾烷的分布特征上都以 C_{27} 规则甾烷的含量最高，并含有一定量的

4-甲基甾烷，且以 C_{30} -4-甲基甾烷为主。Alexander (1992) 认为，4-甲基甾烷源自甲藻类的沟鞭藻。因此，原油是藻类和陆源母质的双重贡献，这一系列特征与埕北凹陷埕北 4 井沙三段泥岩抽提物的生物标志化合物分布特征具有较好的对比关系，而与沙一段泥岩抽提物中高含量的 γ -蜡烷、 18α (H)-奥利烷含量高于 C_{30} -重排藿烷、重排甾烷和孕甾烷系列化合物都很低存在明显的差别，也与东营组泥岩抽提物中 18α (H)-奥利烷和 C_{30} -重排藿烷含量都非常低有明显的差异。因此，该带的油主要来源于埕北凹陷的沙三段烃源岩。

埕北 30 潜山披覆构造古生界—太古界的油气来源于 II₂~III 型干酪根，族组成碳同位素明显偏重，且产出物为凝析油气，很明显它们与埕北凹陷的烃源岩无关。而埕北 30 潜山披覆构造东、北为桩东凹陷和渤中凹陷所围绕，并且东南、西北均以断层使下古生界与凹陷中的烃源岩呈直接接触关系。因此，埕北 30 井古生界和太古界的油气来自渤中—桩东凹陷的烃源岩，而且是成熟度高的产物。

二、储集层

该区发育有多种成因类型的储集岩体。不同的沉积环境，不同的构造部位分布有不同的储集体。依据储油岩石类型可分为四类，即太古界花岗片麻岩、古生界碳酸盐岩和中新界碎屑岩（包括陆源碎屑岩和火山碎屑岩）以及生物灰岩。前两种类型储集空间为裂缝或孔隙—裂缝型，而后两种类型以孔隙型储集空间为特征。

1. 太古界花岗片麻岩储层

岩性为浅灰、灰色花岗片麻岩夹墨绿色橄辉煌斑岩，花岗片麻岩以石英、钾长石和微斜长石为主，其次为黑云母和角闪石。储集空间以裂缝和微裂缝为主，长石被溶蚀的现象常见，晶间微孔隙较发育。由于多期构造活动及长期的风化溶蚀作用以及片麻岩岩性脆，不稳定矿物含量高，在外力作用下易产生裂缝和易风化，在不整合面以下约 200 m 范围内均发育有效储层，储层厚度一般在 100~150 m 之间。如埕北 301 井在 3426~3613 m 井段中有厚 122 m 较好储层，占地层厚度的 65.2%。据 4 口井 20 块岩心物性分析，孔隙度为 0.3%~8.2%，平均孔隙度为 2.1%，声波测井解释的孔隙度可达 7.86%，岩心分析渗透率为 (0.01~24.90) $\times 10^{-3} \mu\text{m}^2$ 平均渗透率为 $0.398 \times 10^{-3} \mu\text{m}^2$ 。

2. 古生界碳酸盐岩储层

储集层岩石类型以碳酸盐岩为特征，包括各类白云岩、石灰岩，储集空间类型多，结构复杂，具有孔、洞、缝三类储集空间，属裂缝—孔隙储集系统。该区下古生界风化壳普遍发育较稳定的渗透带，厚度在 100~250 m 之间，是形成潜山油气藏高产的重要条件。在钻进过程中，钻遇该渗透带时出现钻时加快、钻井液漏失、钻具放空等现象。在测井曲线上的响应特征是井径扩大，声波时差值增大，双侧向曲线上出现相对低阻的正幅度差，而在地震层速度上表现为高速中相对低速等特征。

1) 储集空间

下古生界碳酸盐岩为海相沉积环境，储集岩体展布、厚度稳定，但因后期的多次构造变动，次生变化的作用导致储集空间具有更大的差异性、复杂性和多样化的特点。据岩心、钻井、测井等资料分析，主要发育各种晶间孔、溶蚀孔及裂缝等储集空间，但横向变化大。

a. 孔隙

原生孔隙不发育，储集空间主要为次生孔隙、溶孔（洞）。该区孔隙类型有下列几种。

(1) 晶间孔隙：由白云石或方解石晶体之间构成的孔隙（见图版 1），是重结晶作用、白

云岩化作用形成的，主要发育于奥陶系冶里—亮甲山组结晶白云岩中，孔隙度一般为 3%~5%，个别可达 13%。

(2) 溶蚀孔(洞) 溶蚀孔(洞) 直径一般以 1mm 为界，小于 1mm 者称为溶孔，大于 1mm 者称为溶蚀孔(洞)。在埕北 30 井和埕北 5 井岩心中溶蚀孔洞十分发育，洞宽一般为 37mm 最大可达 60mm。溶蚀孔多在原生孔隙上发育，以粒间溶孔和晶间溶孔最为常见，它们多分布于亮晶颗粒灰岩中，在低能环境中形成的微晶灰岩中较少发育。在颗粒灰岩和微晶灰岩中，均可见次生溶蚀孔(洞) 沿裂隙或缝合线分布，形成串珠状的溶蚀孔(洞)(见图版 I)。

(3) 溶洞：洞径大于 100mm，最大者可达数米。埕北 30 断块区古生界岩石中这类溶洞较发育，但其中大多数已被岩溶崩塌角砾岩、裂隙充填角砾岩、陆源砂泥质或化学沉淀物所充填，仅剩少量溶洞未被充填。沿边界断层走向附近地区以及风化壳带是溶洞发育区，依据钻井过程中的钻具放空、钻进曲线以及钻井液漏失情况可判断地下溶洞情况。如埕北 242 井在钻遇下古生界时，钻具放空 20 cm，漏失钻井液达 135 m³。埕北古 1 井在钻遇下古生界时也漏失 45.5 m³ 的钻井液，试井资料解释的渗透率达 984×10⁻³ μm²。孔、洞的发育情况是影响油气富集高产的重要因素。

(4) 晶簇孔洞：多发育在方解石脉的中央部位，为方解石沿裂缝两壁未充填的部分。埕北 30 井和 301 井的岩心裂缝中约有 60% 的方解石脉中发育这种孔洞，含油性好。

b. 裂缝

(1) 裂缝类型及特征：裂缝是下古生界碳酸盐岩主要的储油空间，该区有极其发育的多种成因裂缝，它沟通孔隙成为油气渗透的重要通道。从成因上可将裂缝划分为三种类型，即构造缝、风化破裂缝和压溶缝；按裂缝产状又可分为垂直缝、斜交缝、水平缝和网状缝(见图版 III)。

构造缝：岩心观察分析结果表明，碳酸盐岩中发育有大量的构造缝，可分为三组，一组近于垂直，一组与水平面夹角为 60°~80°，而另一组为低角度(约 20°)裂缝。高角度裂缝与低角度裂缝成共轭关系，裂缝走向近 NE, EW 和近 SN 向，裂缝以高角度裂缝发育为特征。如埕北 30 井岩心，肉眼可观察到高角度缝 25 条，垂直缝 10 条，低角度缝 6 条，裂缝宽为 0.5~2.0 mm，最大可达 2.5 mm，缝宽变化较大，一般数毫米，最宽可达厘米级，延伸较长。中、小缝或个别宽度较大的缝几乎都被次生矿物充填或半充填。据统计，全充填缝占 65.6%，半充填占 23.0%，开启缝仅占 11.4%，而且以小于 0.5 mm 的微细裂缝为主。半充填、开启缝是有效储集空间，在岩心观察中这类裂缝均含油。从该区三口裂缝识别测井图中反映出古生界及太古界岩层中的构造裂缝以垂直缝为主，斜交缝次之，而水平缝较少(见表 5)。

表 5 埕岛地区裂缝识别测井构造缝统计表

层位 井号	O ₂ 上	O ₂ 中	O ₂ 下	O ₁	← ₃ 风	← ₃ 斜	← ₃ 垂	← ₂ 垂	← ₁ 斜	← ₁ 垂	← ₁ 风	Art
胜海古 1 井	20/5/2	11/7/1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
胜海古 2 井				风化缝	44/3/6	5/1/0	30/6/0	3/0/1	10/0/0	12/0/0	8/0/3	6/1/0
埕北古 3 井	21/0/0	6/0/0	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

注：垂直/斜交/水平。

风化破裂缝：它是该区又一重要的裂缝类型。风化破裂缝是指在表生期，因机械、物理及化学风化作用或坍塌作用等形成的各类裂缝。该区太古界及古生界顶面均为长期遭受风化剥蚀的地质界面，组成这些地层的碳酸盐岩（石灰岩、白云岩）和花岗片麻岩又都是相对易风化破裂岩石，存在风化期的各类破裂缝是无疑的。风化破裂缝有以下特征：一是纵向上分布于不整合面以下脆性地层中，破裂带分布深度变化较大，取决于风化时古地貌及早期构造缝、断层的发育情况。风化作用引起的岩石的破坏程度和裂缝的密度由地表向下迅速地减小。统计资料表明，该区不论古生界风化壳还是太古界风化壳上广泛发育有风化破裂带（见表6），这是形成潜山油气储集的重要条件之一。二是岩心上见到的风化破裂缝，呈现出密度大（100~120条/m）、不规则网状或近于平行排列的特点，网缝镶嵌角砾岩类即是这类破裂缝的典型实例（见图版III）。三是风化破裂缝的产状较复杂，极破碎带呈网状，相对破碎带则以高角度或垂直缝为主。但这些缝平面走向组系是不清楚的，可以存在多个方向走向，视具体破裂地质环境而定。

表6 埕岛地区古生界、太古界顶风化破裂带厚度统计表

井号	层位	井深 m	岩性	破裂带厚度 m	井号	层位	井深 m	岩性	破裂带厚度 m
CB301井	O _{2m}	3320~3334	石灰岩	14	SHG1井	O _{2A}	2308~2343	云质灰岩 粉晶云岩	35
CB30井	Art	3425~3434	花岗片麻岩	9	CB251井	O _{1Y}	2418~2435	灰质云岩	17
CB30井	O _{2m}	3136~3197	石灰岩	61	CB271井	O _{1Y}	2440~2463	角砾灰岩	23
CB30井	Art	3351~3377	花岗片麻岩	26	CBG5井	O _{2m}	2586~2607	角砾灰岩	21
CFD 30-1-1井	← _{3k}	3500~3550	石灰岩	50	CBG5井	Art	2607~2700	花岗片麻岩	93
CFD 30-1-1井	Art	3610~3645	花岗片麻岩	35	SHG2井	← _{3lh}	2398~2460	石灰岩	62

风化期裂缝就目前取心的观察情况来看，中小缝或个别宽度较大的裂缝都几乎被次生矿物充填，而对目前油气的产出无意义。个别较宽的裂缝因呈半充填状，缝中充填方解石（或白云石）晶间孔，这类裂缝可视为有效裂缝。

缝合线：由压溶作用而形成，以水平缝合线为主，并有部分垂直或斜交缝合线。常为泥质充填，尚有部分开放的缝合线为油气聚集场所，如埕北30井缝合线中充填原油及沥青（见图版II）。

(2) 裂缝形成期次：依据构造演化史及同位素测定结果分析，该区裂缝形成的期次是加里东期、印支期和燕山—喜山期。以构造应力场作用下形成的裂缝对油气富集高产起到重要作用。

加里东期：从裂缝充填方解石的同位素分布图（见图13）来看，存在早期破裂缝，其充填方解石的同位素值 $\delta^{18}\text{O}$ 为 $-11\text{‰} \sim -7\text{‰}$ (PDB)， $\delta_{13}\text{C}$ 为 $-3.5\text{‰} \sim -2.0\text{‰}$ (PDB)，未见有机质的影响。从氧同位素值来看，与淡水方解石值相近，约为 -10‰ (PDB)。因此，认为这类早期破裂缝多数应为风化剥蚀淋滤时期形成的破裂。

印支期：该区古生界、太古界在印支期经历了早期挤压和晚期的拉张作用。它是该区重要的构造事件。这一时期形成的破裂缝中充填物的 $\delta^{18}\text{O}$ 值为 $-14.5\text{‰} \sim -12.0\text{‰}$ (PDB)， $\delta^{13}\text{C}$ 值为 $-5.0\text{‰} \sim -2.0\text{‰}$ (PDB)，个别点的值达到 -7.8‰ (PDB)，说明有一定的有机质参与。从岩心上的缝面特征来看，裂缝面上呈现“黑底”，而与晚期的构造缝有区别。基岩中的破裂缝也是构造期的产物。利用 Fritz 和 Smith (1972) 提出的氧同位素测温方程，对该区