

# 松辽盆地北部徐家围子断陷现今地温特征及其与天然气生成关系研究

周庆华<sup>①②\*</sup> 冯子辉<sup>③</sup> 门广田<sup>③</sup>

(<sup>①</sup> 中国石油勘探开发研究院, 北京 100083; <sup>②</sup> 大庆油田有限责任公司地质录井分公司, 大庆 163411;

<sup>③</sup> 大庆油田有限责任公司勘探开发研究院, 大庆 163712)

**摘要** 通过对徐家围子断陷现今 1000, 2000, 3000, 4000 m 深度的地温分布研究, 徐家围子断陷区整体处于高地温区, 且拗陷层地温梯度高于断陷层地温梯度. 地温梯度随深度增加而降低. 岩石热导率是影响地温梯度变化的主要原因. 影响现今地温主控因素为地壳深部热结构、深大断裂和放射性元素分布与含量. 高地温有利于深层天然气生成.

**关键词** 徐家围子断陷 地温 地温梯度 岩石热导率 深层 天然气

## 1 地质背景

松辽盆地是一个中新生代大型陆相沉积盆地, 具有断、拗双重结构<sup>[1]</sup>(图 1), 为华北板块与西伯利亚板块之间的晚古生代-早中生代褶皱, 且西部较陡东部平缓不对称的北北东向盆状结构<sup>[2]</sup>, 中、新生代属于环滨西太平洋构造域. 松辽盆地经历了断陷、拗陷(断陷后)和反转 3 个演化阶段. 相应地沉积了 3 套地层层序, 即下部断陷层序: 下白垩统火石岭组、沙河子组、营城组; 中部拗陷层序: 下白垩统登娄库组—嫩江组; 上部反转层序: 上白垩统四方台组、明水组—新生界<sup>[3]</sup>.

盆地深层是指泉二段以下地层<sup>[4~6]</sup>, 自上至下由泉头组、登娄库组、营城组、沙河子组和火石岭组组成(图 2). 古中央隆起将深层断陷分隔成西部和东部两个断陷带, 徐家围子断陷位于古中央隆起带东部, 面积约 5350 km<sup>2</sup>, 断陷在晚侏罗世到早白垩世早期形成, 其上拗陷层为三肇凹陷. 徐家围子断陷是松辽盆地深层一个具代表性的含气断陷, 在徐家围子断

陷及周边陆续发现了汪家屯、宋芳屯、昌德、农安村、庆深等气田(图 3). 其中庆深气田位于徐家围子断陷中部, 2005 年底, 提交探明天然气储量超过  $1 \times 10^{11} \text{ m}^3$ <sup>[7]</sup>.

徐家围子断陷是由徐西和宋西两条低角度控陷断裂控制<sup>[8]</sup>, 走向为 NNW 和近 SN 向. 沙河子组末期、营一段末期及登娄库-泉头组沉积时期 3 次构造运动形成了三纵两横 5 个构造带格局: 自西向东 3 个纵向构造带: 徐西断坡带、徐中火山岩隆起带和徐东斜坡带; 自北向南两个横向低凸起: 宋站低凸起和丰乐低凸起. 与两个低凸起相间为安达洼陷、杏山洼陷和薄荷台洼陷(图 3).

地温、地温场是地热的重要参数之一. 油气勘探研究和实践表明, 地温是控制油气生成和聚集的重要因素之一. 沉积盆地中干酪根转化油气温度起了关键作用<sup>[9,10]</sup>. 温度在油气生成、运移、聚集及成藏后的保存等环节中都起到了重要的作用. 研究盆地的地温、地温场, 对探索油气资源分布规律、潜力评价及勘探开发都具有重要的理论意义和实用价值<sup>[11~13]</sup>.

收稿日期: 2007-04-04; 接受日期: 2007-09-07

中国石油科技项目(编号: 07-01C-01-07)资助

\* E-mail: zhqh2008@sohu.com

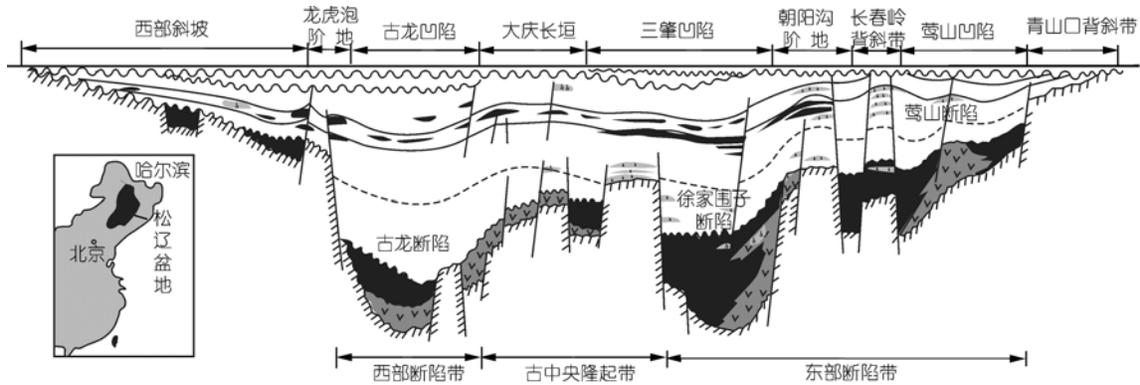


图 1 松辽盆地双重结构剖面示意图

## 2 徐家围子断陷现今地温分布基本特征

试油试气温度数据是研究地温场的重要依据。徐家围子断陷现今地温分布研究是在全区试油试气温度数据(包括徐家围子断陷、三肇凹陷和滨北部分数据)基础上进行的。通过统计回归分析温度数据与深度有一定的相关性(图 4)。现今温度和地温梯度在断坳过渡带有拐点,断陷层和坳陷层具有不同的地温分布特征。为了阐明不同深度现今地温分布的规律,编制了断陷层和坳陷层两层现今地温梯度图(图 5),根据地温梯度图绘制了徐家围子断陷 1000, 2000, 3000 和 4000 m 深度现今地温分布图(图 6)。这些地温分布图和地温梯度图,基本上反映了徐家围子断陷区现今地温分布的规律。

### 2.1 1000 m 深度地温分布

徐家围子断陷区 1000 m 深度地温等值线呈环状分布,一般在 39~60℃之间,平均 48℃左右(图 6(a))。北部和中部地温低,低地温分布在安达洼陷和杏山洼陷处,温度在 39~44℃之间。西部、东部和南部地温高,高地温在徐西断坡带、宋站低凸起、徐东斜坡带及丰乐低凸起处,温度在 52~60℃之间。

### 2.2 2000 m 深度地温分布

徐家围子断陷区 2000 m 深度地温,一般在 75~140℃之间,平均 96℃左右,呈环状分布(图 6(b))。最低地温在安达洼陷处,达深 1 井为 75℃。地温在徐西断裂和宋西断裂为高值,温度在 90~110℃之间,沿断裂带由北向南地温逐步升高。最高地温在三站地区处,超过 110℃。

### 2.3 3000 m 深度地温分布

徐家围子断陷区 3000 m 深度地温分布图表明(图 6(c)), 3000 m 深度地温一般在 108~136℃之间,平均 121℃。地温在徐西断裂以西和宋西断裂以东及三站为地温高值区,最高值在三站地区,为 136℃。地温在安达洼陷和杏山洼陷为地温低值区。

### 2.4 4000 m 深度地温分布

徐家围子断陷区 4000 m 深度地温平均为 162℃左右,一般在 144~180℃之间(图 6(d))。地温在徐西断裂以西和宋西断裂以东及三站为地温高值区,为 170~180℃。地温在安达洼陷和杏山洼陷为地温低值区,为 144~162℃。

由上可知,徐家围子断陷整体处于高地温区,由徐深井区向外呈环带分布。地温随深度增加而增大;地温分布受断裂带和地形影响,反映该区地质构造特征。另外,该区火山岩十分发育,对地温分布也有一定的影响。

### 2.5 地温梯度的分布

松辽盆地现今平均地温梯度为 3.7℃/100 m<sup>[14]</sup>,是中国大型盆地中地温梯度较高分布区之一。徐家围子断陷坳陷层现今地温梯度一般为 3.9~6.5℃/100 m,呈环带分布,平均为 4.8℃/100 m,高于松辽盆地全盆地现今平均地温梯度。徐家围子断陷断陷层现今地温梯度一般为 3.7~4.7℃/100 m,平均为 4.0℃/100 m,也高于松辽盆地全盆地现今平均地温梯度。地温梯度随深度变化的特征是浅处高,深处低,坳陷层地温梯度高于断陷层地温梯度,即地温梯度随深度增加有降低的趋势。

系	统	组	段	地层代号	岩性柱状图	地层厚度 /m	地质年龄	反射层	层序单元划分			油层	构造层		
									一级	二级	三级				
新近系	更新-全新统					0~143	1.8Ma±	T <sub>01</sub>				反转构造层			
	上新统	泰康组		N <sub>1-z</sub> f		0~165	5.3Ma±	T <sub>0a</sub>		III3	III3-t III3-d				
	中新统	大安组		N <sub>1-d</sub>		0~123	23Ma±		III	III2	III2-y	反转构造层			
古近系	渐新统	依安组		E <sub>3-y</sub>		0~250	65Ma±	T <sub>02</sub>		III1	III1-m2 III1-m1 III1-s				
白垩系	上白垩统	明水组	明一段	K <sub>2</sub> m <sup>1</sup>		0~381						地陷构造层			
			明二段	K <sub>2</sub> m <sup>2</sup>		0~243									
		四方台组		K <sub>2</sub> s		0~413	73Ma±	T <sub>03</sub>					II 3-n5 II 3-n4 II 3-n3		
			嫩四-五段	K <sub>2</sub> n <sup>4+5</sup>		0~645		T <sub>04</sub>	II 4				黑帝庙油层		
		嫩江组	嫩三段	K <sub>2</sub> n <sup>3</sup>		50~117		T <sub>06</sub>					II 3-n2		
			嫩二段	K <sub>2</sub> n <sup>2</sup>		80~253	77.4Ma±	T <sub>07</sub>					II 3-n1		
			嫩一段	K <sub>2</sub> n <sup>1</sup>		27~222			II 3				萨零、萨一油层 萨二、萨三油层		
		姚家组	姚二-三段	K <sub>2</sub> y <sup>2+3</sup>		50~150	84Ma±	T <sub>1</sub>					II 3-y	葡萄花油层	
			姚一段	K <sub>2</sub> y <sup>1</sup>		10~80	88.5Ma±	T <sub>1-1</sub>							
		青山口组	青三段	K <sub>2</sub> qm <sup>3</sup>					II				II 2-qn3	高台子油层	
			青二段	K <sub>2</sub> qm <sup>2</sup>		53~552			II 2				II 2-qn2		
			青一段	K <sub>2</sub> qm <sup>1</sup>		25~164	97Ma±						II 2-qn1		
							99.6Ma±	T <sub>2</sub>							
		下白垩统	泉头组	泉四段	K <sub>1</sub> q <sup>4</sup>		0~128							II 1-q4	扶杨油层
				泉三段	K <sub>1</sub> q <sup>3</sup>		0~692							II 1-q3	
				泉二段	K <sub>1</sub> q <sup>2</sup>		0~479							II 1-q2	
				泉一段	K <sub>1</sub> q <sup>1</sup>		0~855	112Ma±	T <sub>3</sub>					II 1-q1	
			登娄库组	登四段	K <sub>1</sub> d		0~170								I 3-d4
登三段				0~560							I 3-d3				
登二段				0~700								I 3-d2			
营城组	营四段		K <sub>1</sub> yc		0~100	124Ma±	T <sub>4</sub>					I 3-d1			
	营三段				10~400							I 2-y4	深层天然气层		
	营二段				0~780							I 2-y3			
	营一段			0~300							I 2-y2				
沙河子组	上段	K <sub>1</sub> sh		0~1600	130Ma±	T <sub>4</sub> <sup>1</sup>	I				I 2-y1				
	下段			0~745							I 1-s2				
火石岭组	火二段	K <sub>1</sub> h		0~615							I 1-s1				
	火一段			0~1000	145Ma±	T <sub>4</sub> <sup>2</sup>					I 0-h2				
				0~500	156Ma±	T <sub>5</sub>					I 0-h1				
石炭、二叠系				C-P		0~1000									

图 2 徐家围子断陷综合柱状图

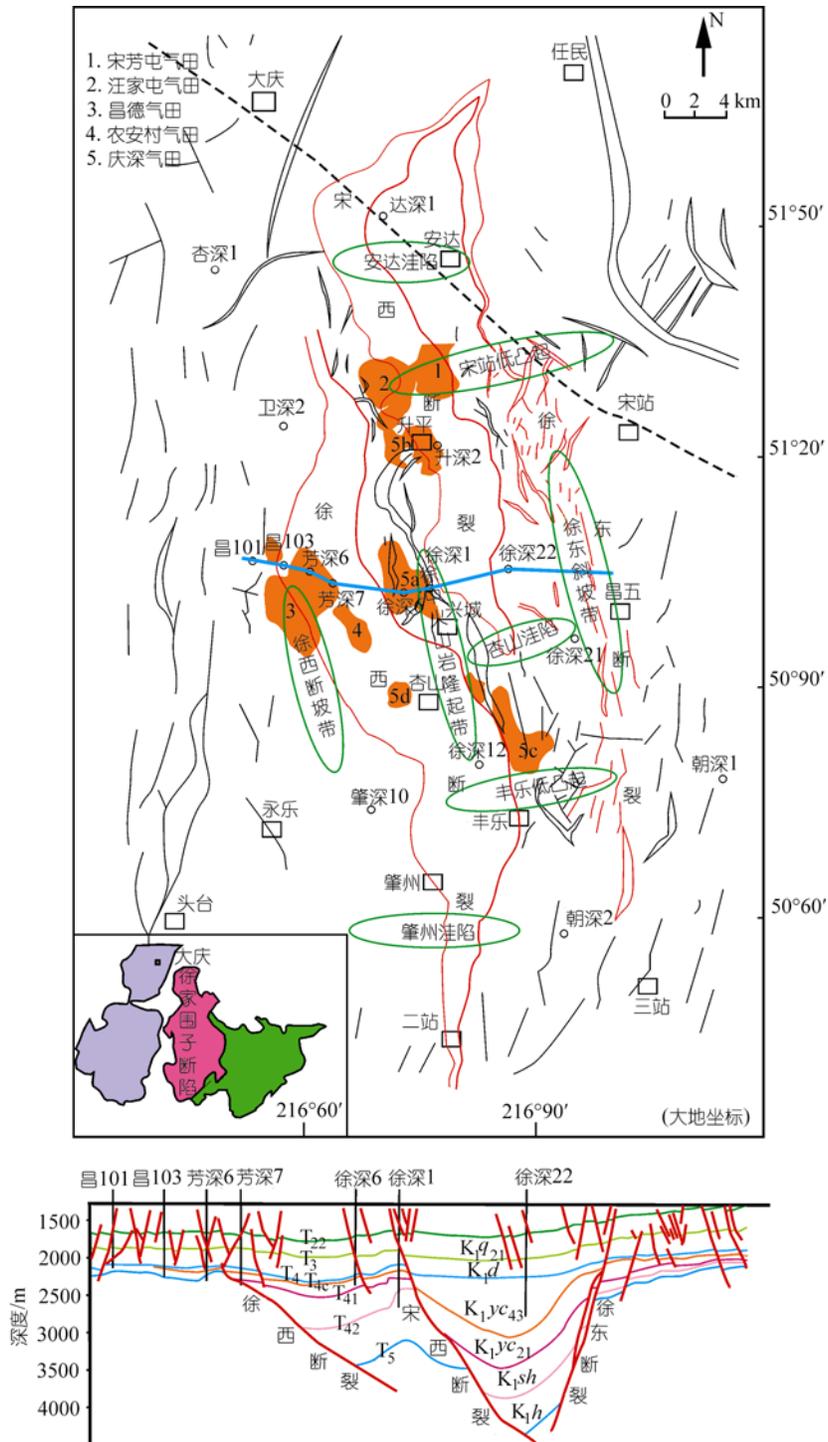


图 3 徐家围子断陷断裂分布与构造格架

一个地区的地温梯度随其所测岩层的性质而不同，地温梯度随所钻穿的岩石的导热性而变化的 [15]。造成徐家围子断陷地温、地温梯度在纵向上分段变化的重要因素是岩石的热物理性质，即岩石热导率。岩石热导率表示岩石传热的特性，是表征物质导热能

力的物理量，是岩石热物性质中最主要的参数之一，可以用来研究地壳和上地幔热结构、地球深部热状态 [16]。王钧、吴乾蕃、栾锡武、熊亮萍、邱楠生、王社教、刘耀光等对国内各大盆地内岩样进行了岩石热导率的测定 [17-23]，不同的岩石热导率差异较大：在沉

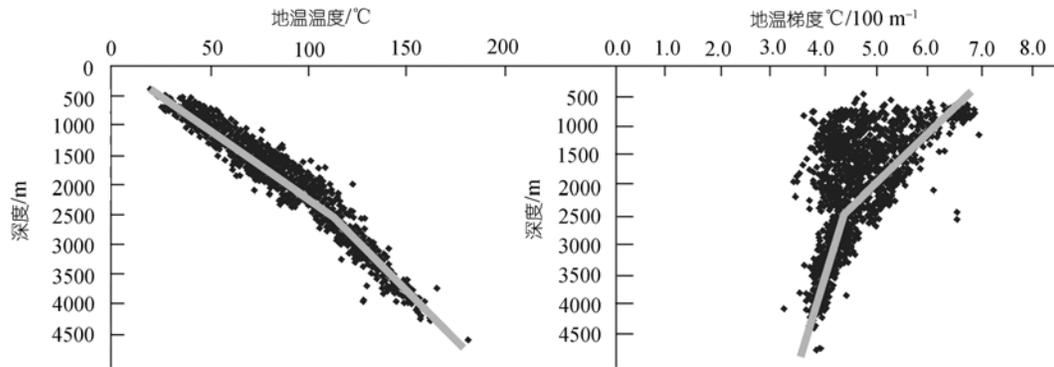


图4 徐家围子地温、地温梯度与深度关系图

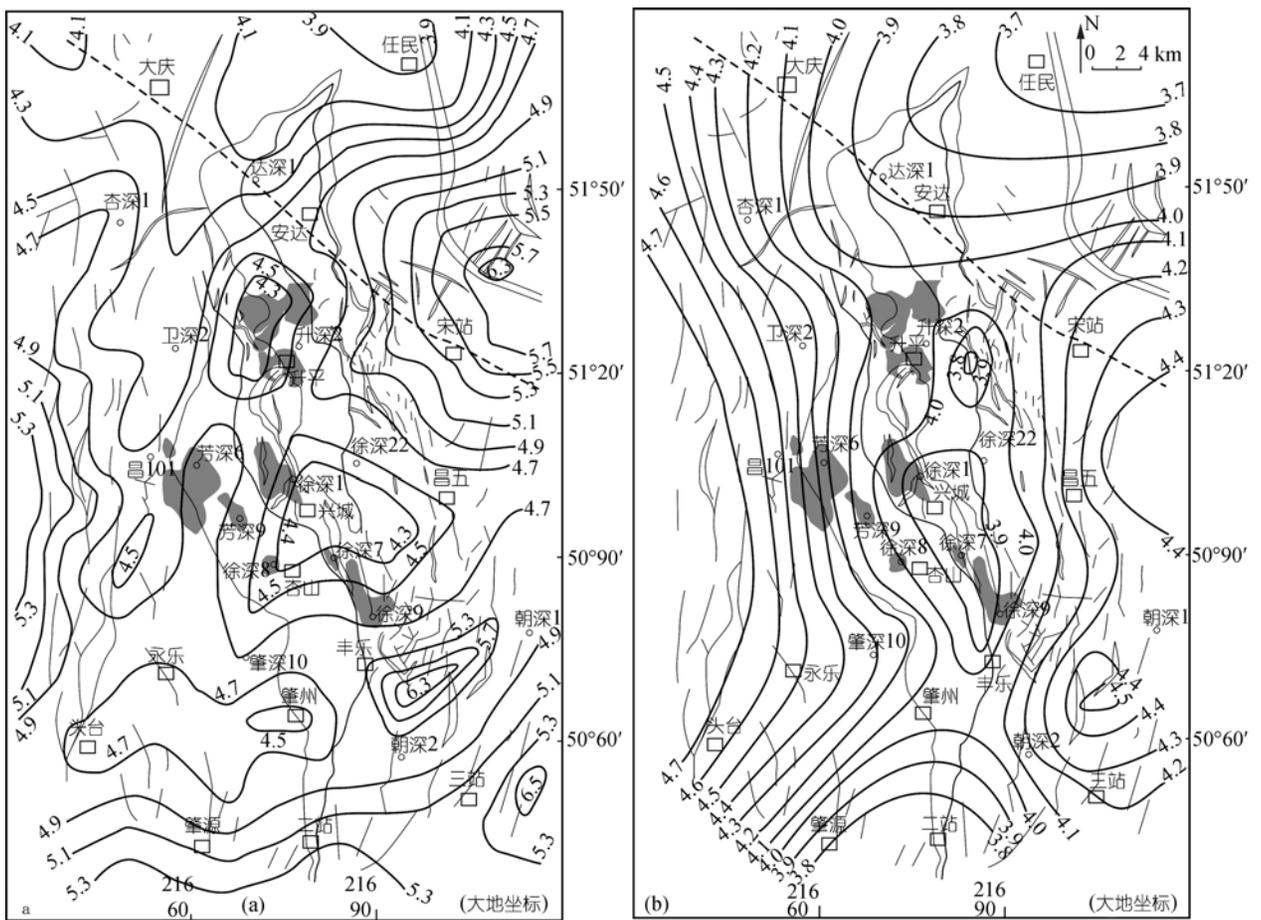


图5 徐家围子断陷现今地温梯度图

(a) 徐家围子断陷中拗陷层现今地温梯度图; (b) 徐家围子断陷中断陷层现今地温梯度图

积岩中, 煤的热导率最低, 页岩、泥岩次之, 砂岩和砾岩的热导率较大且热导率值变化大, 石英岩、盐岩和石膏的热导率最大; 岩浆岩和变质岩热导率一般要高于沉积岩. 通过徐家围子断陷 11 块岩石样品热导率的测定(表 1), 符合上述的规律. 所有岩类岩石热导率随深度增加略有增大的趋势. 泥岩和砾岩的热

导率随深度增加其值变化不大; 砂岩类随深度增加热导率也随之增加; 火山岩类的热导率随深度增加也有增大的趋势. 表明以粒间孔为主要储集空间的砂岩类和以裂缝为主要储集空间的火山岩类, 随深度增加, 压实作用增强, 孔隙度逐渐降低, 所以热导率有所增大. 温度、压力、岩石特性及成岩演化程度

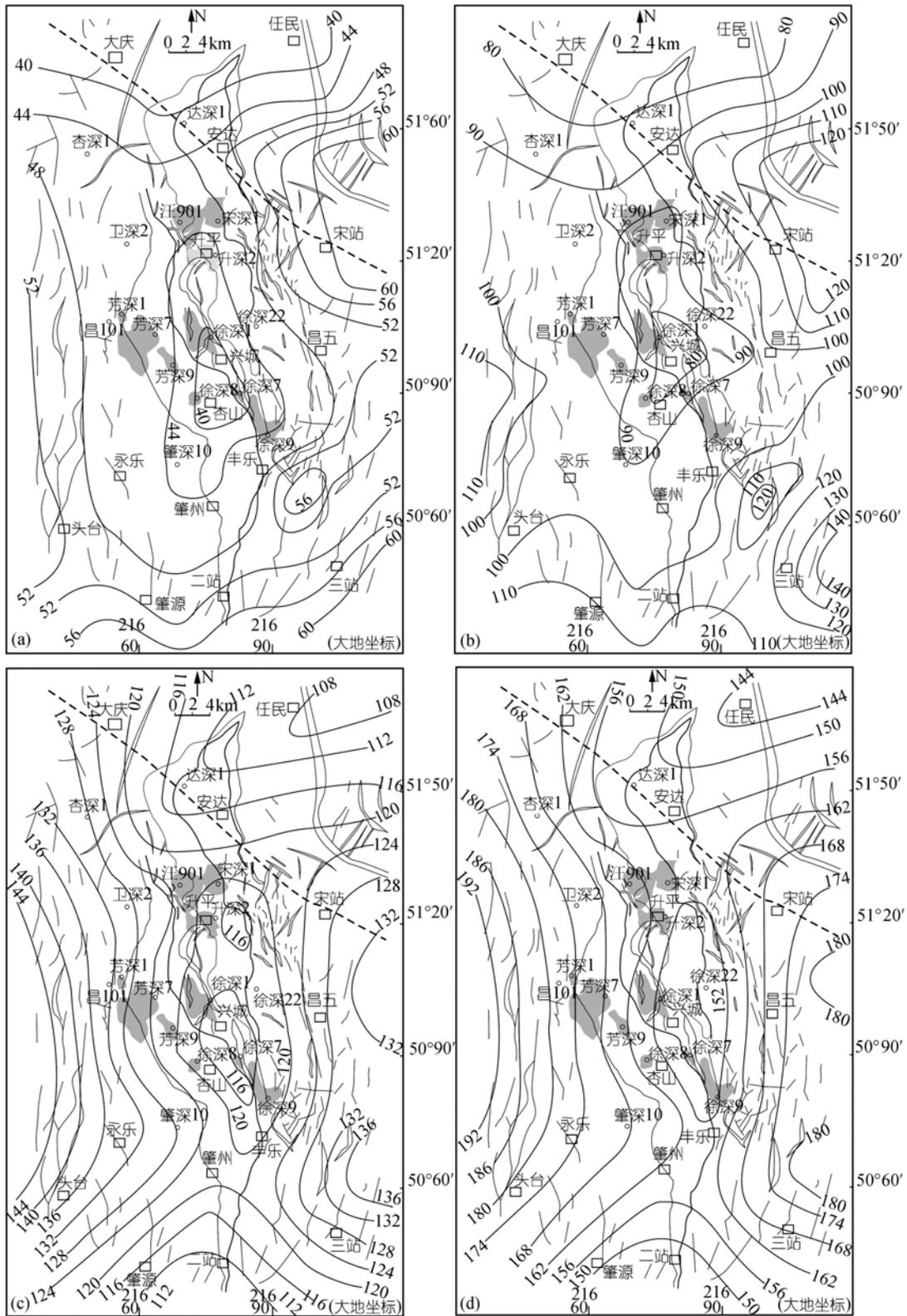


图 6 徐家围子断陷 1000~4000 m 深度现今地温分布图

- (a) 徐家围子断陷 1000 m 深度现今地温分布图;
- (b) 徐家围子断陷 2000 m 深度现今地温分布图;
- (c) 徐家围子断陷 3000 m 深度现今地温分布图;
- (d) 徐家围子断陷 4000 m 深度现今地温分布图

表 1 徐家围子断陷岩石热导率

井号	取样深度/m	层位	岩性	热导率/W·(m·K) <sup>-1</sup>			非均质性	样品长度/mm
				平均值	最小值	最大值		
徐深 1	4231.8	K <sub>1sh</sub>	泥岩	2.476	2.417	2.579	0.065	42.8
徐深 6	3850.7	K <sub>1yc</sub>	流纹岩	3.103	2.987	3.212	0.073	31.2
徐深 21	3657.5	K <sub>1yc</sub>	粗砂岩	2.766	2.662	2.869	0.075	57.1
徐深 21	3659.7	K <sub>1yc</sub>	凝灰岩	2.782	2.491	2.921	0.154	46.3
升深 7	3730.8	K <sub>1yc</sub>	凝灰岩	2.829	2.563	3.305	0.262	54.4
宋深 3	3290.5	K <sub>1yc</sub>	致密砂岩	2.393	2.261	2.557	0.124	42.8
宋深 3	3712.7	K <sub>1sh</sub>	粉砂质泥岩	2.4	2.249	2.572	0.135	54.4
肇深 1	1755.9	K <sub>1qn</sub>	粉砂岩	1.3	1.186	1.429	0.187	39.3
古深 1	4489.9	K <sub>1yc</sub>	凝灰岩	3.353	3.183	3.511	0.098	41
汪 904	2968.9	K <sub>1yc</sub>	火山岩	2.769	2.504	3.117	0.221	59.8
宋 16	938.6	K <sub>1qn</sub>	细砂岩	1.694	1.618	1.798	0.106	59.7

是影响岩石热导率的因素<sup>[24]</sup>。热导率越低, 岩石阻热的能力越大, 热导率越高, 岩石传热的能力越大。另外, 岩石在沉积盆地内一般处于饱水状态, 对岩石热导率有影响。沈显杰等<sup>[25]</sup>、李国桦<sup>[26]</sup>、王钧等<sup>[27]</sup>对饱水岩石热导率进行了些研究, 认为对坚硬、致密的灰岩、白云岩等可以不考虑饱水对岩石热导率的影响, 而对砂岩、粉砂质泥岩及泥岩可根据其深度对热导率给予校正。饱水岩石热导率测试表明, 绝大多数岩样饱水后热导率都有不同程度的增大。地层越新, 热导率增长的幅度越大; 地层越老, 热导率增长的幅度越小。随深度的增加饱水的影响越来越小。

由徐家围子断陷综合柱状图可以看出(图 2), 徐家围子断陷下部断陷层序火山岭组、沙河子组和营城组岩性以火山岩为主, 夹砂砾岩、砂岩和煤线。中部拗陷层序登娄库组-嫩江组, 登娄库组、泉头组和嫩江组及上部反转层岩性主要为砂岩和泥岩、页岩互层。徐家围子断陷地层岩性纵向变化为: 断陷层以火山岩和致密砂砾岩为主, 它们的岩石热导率高; 拗陷层以砂岩、泥岩及页岩为主, 它们的岩石热导率低。

深部热源的热量由岩石热导率高的岩石传热给热导率低的岩石。上部岩石由于热导率低, 导热性差, 构成相对的隔温盖层, 下部来的热量不易散失。这就造成下部高导热岩层具有较低的地温梯度, 上部导热低的岩层具有较高的地温梯度, 即地温梯度的增高与其岩石的热阻增大是一致的。从而形成地温梯度随深度变小的趋势。

### 3 徐家围子断陷高地温主控因素

松辽盆地的热源来自地球内部, 主要有 3 个部分:

幔源热、地壳放射性元素(U, Th, K)衰变产生的热量和岩浆热及岩浆体的残余热。这些热源对地温场分布起着重要作用。

#### 3.1 深部地壳结构对地温分布的控制作用

从地壳分层结构看, 松辽盆地地壳可分为 3 层, 即上地壳、中地壳和下地壳。上地壳平均密度为 2.6 g/cm<sup>3</sup>, 中地壳平均密度为 2.75 g/cm<sup>3</sup>, 下地壳平均密度为 3.1 g/cm<sup>3</sup>, 且在上中地壳之间存在一厚度约为 3 km, 密度为 2.45 g/cm<sup>3</sup> 的低密度层段<sup>[28]</sup>。地壳厚度与区域地温分布有密切关系, 地壳薄地温高, 地壳厚地温低。莫霍面是一个重要物理界面, 它的分布与埋深位置对地下温度场分布有重要作用, 研究表明, 莫霍面埋深越浅, 地温梯度相对越大<sup>[17]</sup>。松辽盆地的地壳厚度是我国已知陆内盆地中最薄的盆地之一, 莫霍面埋深 29~34 km。根据钻井资料、深部地球物理探测结果及满州里-绥芬河综合解释剖面(图 7), 建立了松辽盆地地壳热结构模型<sup>[29]</sup>。

徐家围子断陷的高地温梯度的分布与松辽盆地中的深部地壳结构密切相关。由于裂谷盆地形成经历了地幔上拱、拉张、裂陷、复合沉陷及萎缩平衡等阶段<sup>[30]</sup>, 在不同阶段地幔物质上涌、侵入, 使盆地处于高地温状态, 这种传热一直影响现今盆地的地温场。

#### 3.2 深部断裂对地温分布的控制作用

中国区域大地构造受全球构造的制约, 是全球大陆地壳中唯一的四面受挤的大陆地壳。在这种地球动力环境下, 大陆岩石圈呈现下拱上张的应力场, 使中国陆壳发育了断穿岩石圈或地壳的深大断裂及

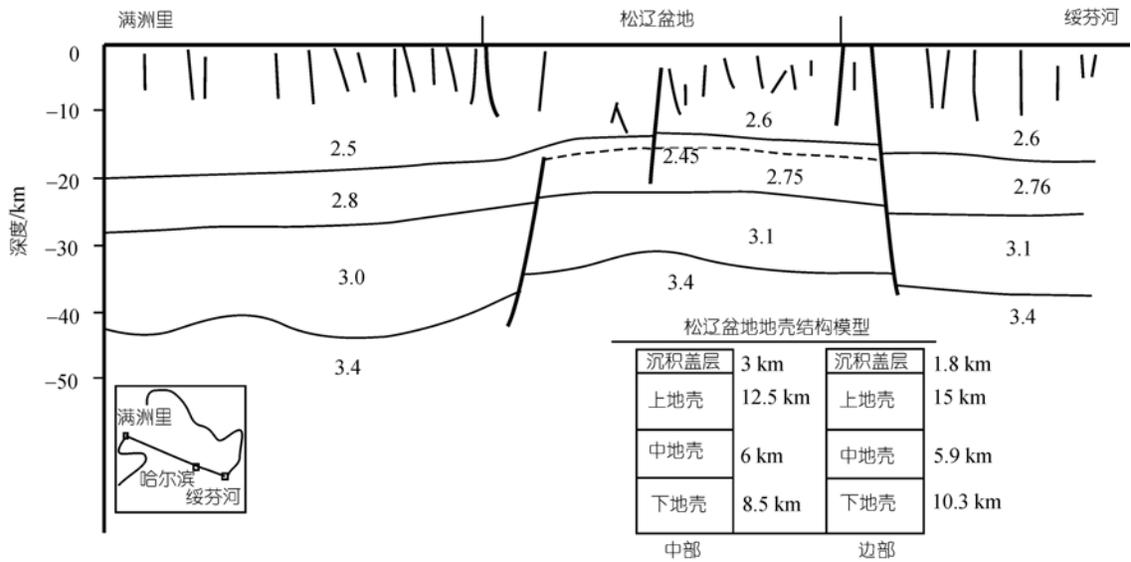


图 7 满洲里-绥芬河地壳结构剖面  
据文献 [29] 修改

壳内滑脱断裂 [31]。松辽盆地是天山-祁连-大兴安岭褶皱系中的松辽褶皱带 [32]，盆地的西界是嫩江壳深断裂，东部为依兰-伊通壳深断裂，北界为勃利-德都壳深断裂，南界为开原-赤峰壳深断裂。这些壳深断裂构成了盆地与周围丘陵山区的分界线。重磁及地震资料显示，盆地内部存在北东及北北东向的孙吴-双辽壳深断裂带、泰康-北镇壳深断裂带和北西方向的 3 条壳深断裂带(图 8) [30]。徐家围子高地温分布区与深

部断裂有密切关系。深大断裂会引起莫霍面的相对升高，使上地幔岩浆侵入地壳，形成地壳中的岩浆房，使沉积盆地的整体或区域出现高地温场。放射性物质存在于上地幔，深大断裂成为幔源物质上涌通道和放射性物质衰变供热的中心区域。深大断裂控制了盆地内高地温场的展布。

徐家围子断陷徐西断裂和宋西断裂断穿基底，构造活动伴随岩浆活动，使徐家围子地区出现高地温场。

### 3.3 放射性元素(U, Th, K)分布和含量对地温分布的控制作用

地壳中所含放射性元素(U, Th, K)衰变产生的热量积聚在地壳中，不断向地表散失，是传导热的重要组成部分。放射性元素(U, Th, K)的分布与含量影响着徐家围子的地温场。李志安 [29]测定了徐家围子断陷 5 口井不同层段的平均放射性生热率(表 2)。

另外，火山活动与岩浆作用产生的残余热对地温分布有辅助控制作用：火山活动是大地构造运动将地球深部物质涌溢到地球表层 [33]。火山活动形成的岩浆带来了 1020~1200℃的热能，火山活动形成的热液流体带来了 300~400℃的热能 [34,35]。这两种热能为沉积盆地提供了除地幔热源之外独特的火山活动热源。由于徐家围子断陷火山岩主要发育于火石岭组和营城组，其作用产生的残余热对徐家围子断陷现今地温场分布仅起到次要作用。

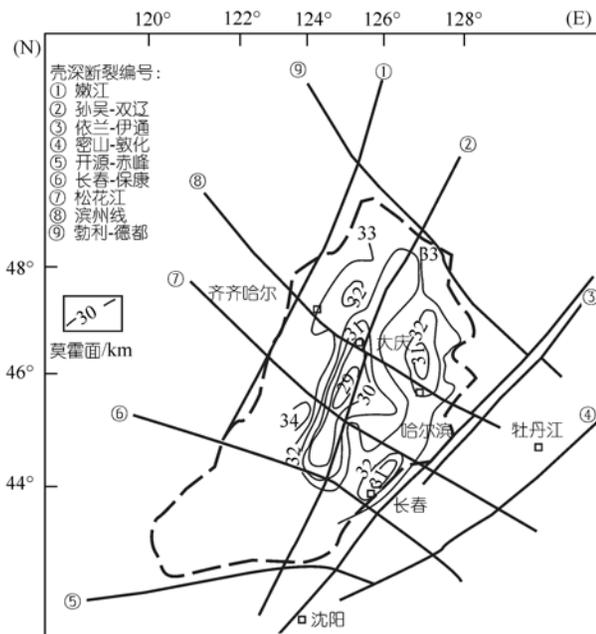


图 8 松辽盆地深大断裂示意图  
据文献 [30] 修改

表 2 徐家围子断陷各岩层放射性生热量(据文献 [29])

岩层	井号					
	芳深 6	朝深 3	昌 101	肇深 3	肇深 4	
嫩江组	/	/	/	1.0333	/	
姚家组	0.185	/	0.094	0.1817	/	
青山口组	/	/	/	/	/	
泉头组	1.0615	1.1283	1.0373	1.1974	0.9434	
登娄库组	0.5047	1.1177	0.4845	0.3021	0.4931	
侏罗系	0.3514	/	/	/	/	
上地壳	26.539	26.874	26.372	/	26.874	
中地壳	2.7628	2.7628	2.7628	/	2.7628	
下地壳	0.7535	0.7535	0.7535	/	0.7535	

### 4 地温与深层天然气生成的关系

国外学者很早就发现大量的油气田区会出现地温异常, 美国石油学会(API)在 1930 年发表了研究地温异常的专著 [36]。Levorsen通过对 57 个背斜构造研究发现含油气背斜构造地温梯度要高于空背斜 [15]。前苏联地质学家对含油气区研究也发现油气区具有地温异常现象 [37]。美国Meyer和Mcgee等学者对洛基

山脉含油气区研究表明, 岩性地层圈闭油气藏(非构造油气藏)和构造油气藏一样具有地温异常现象 [38]。大量事实表明, 地温异常可以作为发现油气藏重要辅助手段。

通过对中国大气田分布图与地温梯度图叠合(图 9), 可以发现, 不管热盆还是冷盆, 大气田发育在盆地高地温梯度区域内, 说明高地温与天然气生成有良好的关系。

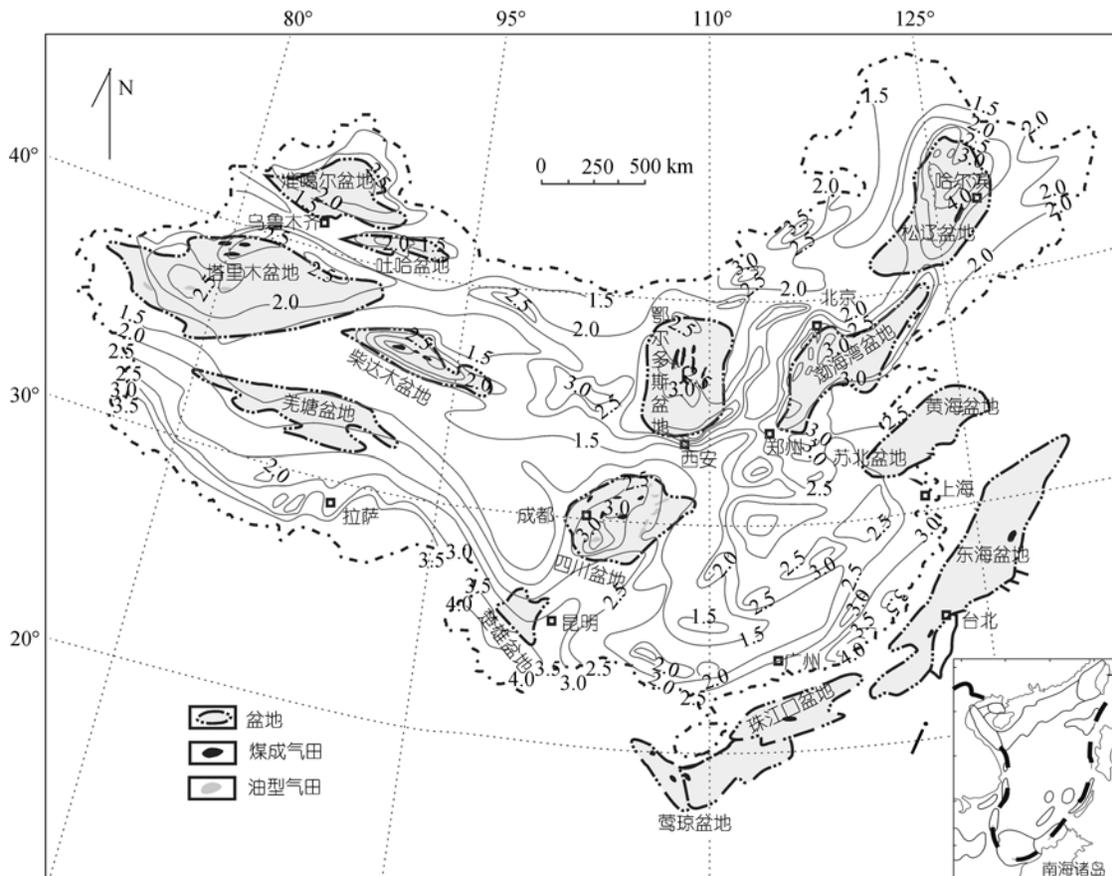


图 9 中国大气田分布与地温梯度叠合图

研究表明松辽盆地古地温高于现今地温 [1,39], 徐家围子断陷亦是如此. 徐家围子断陷 3000 m 深度地温在 108~136°C 之间, 平均 121°C, 超过蒂索油气生成理论石油形成的极限温度 [9], 接近石油破坏的温度 118~121°C [23]. 而中国天然气的指导理论从“一元论”发展为“多元论” [40,41]. 因此, 徐家围子断陷具有良好的天然气资源前景.

中国戴金星等 [42-50,58]、徐永昌 [51]、沈平等 [52]、张义纲等 [53]、张士亚等 [54]、朱家蔚等 [55]、涂修元等 [56]、张厚福等 [57] 地质学家对天然气成因及判别进行了大量研究和探索 [42-58]. 目前发现, 徐家围子断陷深层既有有机成因气, 也有无机成因气(表 3). 有机成因气以烷烃气为主, 无机成因气以二氧化碳气为主, 也有烷烃气 [59-67]. 高地温对各种成因天然气均有作用.

#### 4.1 高地温促进深层有机质高成熟、过成熟, 有利于有机烷烃气生成

徐家围子断陷深层存在多套烃源岩, 主力烃源

岩为断陷内的灰黑色泥岩和煤层 [68,69]. 徐家围子深层烃源岩主要生成煤成气. 火山岩和侵入岩携带高温热能, 对含有有机质沉积层进行烘烤. 其烃源岩在 高地温作用下处于高成熟、过成熟阶段(表 4), 生成和排出大量天然气.

另外, 由于在徐深 1-2 井岩芯营城组泥灰岩孔洞发现充填沥青, 说明徐家围子断陷部分烃源岩(暗色泥岩)有成油过程, 由于高地温, 使早期生成的原油随演化程度增加裂解生气, 并最终变成沥青. 裂解的油型气与煤成气发生混合.

#### 4.2 高地温促进无机成因气发育

一个盆地或地区的热状态是深部物质对浅部侵入状态的直接反映, 是度量无机成因气是否发育的一个标志 [60]. 高地温区一般与深大断裂或火山发育区相对应. 松辽盆地前中生代岩浆活动频繁, 深断裂发育密集, 以地壳断裂为主 [70]. 徐家围子断陷基底发育 NW-NNW 向和 NNE-NE 向两组断层 [9], 断穿整个

表 3 徐家围子深层气体数据表(部分数据来源于文献 [59], [61]~[65])

井号	井段/m	层位	气体组分					$\delta^{13}\text{C}/\text{PDB}, \text{‰}$				
			$\text{CH}_4/\%$	$\text{C}_2\text{H}_6/\%$	$\text{C}_3\text{H}_8/\%$	$i\text{-C}_4/\%$	$\text{CO}_2/\%$	$\delta^{13}\text{C}_1$	$\delta^{13}\text{C}_2$	$\delta^{13}\text{C}_3$	$\delta^{13}\text{C}_4$	$\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$
芳深 1	2926.8~2946.2	$\text{K}_{1d}$	92.87	1.36	0.1	0.02	0.07	-18.70	-22.40	-24.1	-28.2	
芳深 6	2755.4~3409.1	$\text{K}_{1d_2}$	81.79	1.19	0.22	0.02	15.32	-23.60	-29.32			-6.61
芳深 9	3602~3620	$\text{K}_{1yc}$	15.11	0.23 <sup>a)</sup>			84.20	-27.11	-30.05	-30.5	-32.98	-4.06
汪 902	2651.8~2670.8	$\text{K}_{1d_3}$	95.29	1.67	0.23	0.06	0.51	-28.60	-24.30	-25.87	-22.26	
汪 903	2962.4~3007.0	$\text{K}_{1yc}$	79.89	1.22	0.08	0.02	15.82	-26.96	-29.72	-31.2	-30.01	-14.37
宋深 1	3550.1~3558.1	$\text{K}_{1sh}$	96.41	0.73	0.04		2.30	-26.44	-23.44	-32.82	-25.02	
肇深 1	2490.2~2580.0	J	95.47	0.38	0.19	0.07		-24.00	-28.80	-30.1	-31.3	
肇深 8	3152~3159	$\text{K}_{1yc}$	88.60	1.06			7.50	-22.90	-24.90	-25.4	-26.9	-16
昌 103	3194.4~3256.0	$\text{K}_{1d}$	89.66	1.80	0.35	0.066	0.62	-21.48	-30.97	-37.8	-39.72	
昌 201	2996~3021	$\text{K}_{1d}$	92.52	0.93 <sup>a)</sup>			0.29	-25.96	-25.28	-28.79	-31.27	
升深 1	2645.2~2737.4	$\text{K}_{1d_3}$	94.99	1.65	0.26	0.08	0.29	-27.82	-24.92	-24.7	-23.59	
升深 201	2997~3003	$\text{K}_{1yc}$	89.07	0.93 <sup>a)</sup>			6.89	-26.70	-27.62	-30.94		-13.61
升深 4	3054.4~3073.4	$\text{K}_{1d_1}$	89.06	1.34	0.78	0.28	3.08	-28.86	-36.50	-36.67	-38.51	
升深 6	3082.0~3095.2	$\text{K}_{1sh}$	90.64	4.71	1.3	0.4	0.28	-29.50	-29.71	-23.8	-22	
徐深 1	3364~3379	$\text{K}_{1yc}$	93.17	3.18	0.51	0.11	1.81	-29.65	-32.88	-34.29	-34.97	-5.85
徐深 1	3364~3379	$\text{K}_{1yc}$	93.30	2.26	0.37	0.08	1.92	-29.60	-33.00	-34.60	-34.90	
徐深 5	3611~3629	$\text{K}_{1yc}$	92.27	2.39	0.44	0.09	3.20	-25.08	-28.93	-29.64	-31.25	-5.94

a) 表示  $\text{C}_2+$ .

表 4 徐家围子断陷烃源岩有机质丰度与成熟度数据表(据文献 [7], [68], [69])

烃源岩层	有机碳/%	氯仿“A”/%	生烃潜量/ $\text{mg} \cdot \text{g}^{-1}$	成熟度 $R_o/\%$
登娄库组	0.6	0.01~0.04/0.026 <sup>a)</sup>	0.05	1.67~2.37/1.96 <sup>a)</sup>
营城组	1.25	0.002~0.059/0.02 <sup>a)</sup>	0.29	1.36~2.80/2.08 <sup>a)</sup>
沙河子组	1.59	0.003~0.082/0.022 <sup>a)</sup>	0.51	1.27~3.56/2.38 <sup>a)</sup>
火石岭组	0.41~4.27/1.5 <sup>a)</sup>	0.7~0.72/0.24 <sup>a)</sup>	0.09~1.46/1.12 <sup>a)</sup>	2.05~3.47/3.17 <sup>a)</sup>

a) 最小值~最大值/平均值

断陷层序. 沿断裂带发育火山岩和火山碎屑岩. 高地温是生成无机成因天然气的有利条件. 高温高压条件下, Fischer-Tropsch反应<sup>[71-74]</sup>、石墨与含水矿物反应<sup>[75]</sup>、石墨和菱铁矿与超临界水反应<sup>[76]</sup>均可以生成甲烷为主的烷烃气体; 岩浆岩高温化学作用、碳酸盐岩变质作用可以生成CO<sub>2</sub>气体<sup>[60]</sup>. 徐家围子断陷具高地温场, 结合地质条件, 可以存在无机成因天然气. 目前, 徐家围子断陷已发现安农村无机CO<sub>2</sub>气藏和昌德无机烷烃气藏<sup>[77,78]</sup>.

## 5 结论

- (1) 徐家围子断陷现今为高地温和高地温梯度. 断陷层和坳陷层为不同的地温场.
- (2) 徐家围子断陷高地温受地壳深部热结构、深大断裂和放射性元素分布与含量作用影响.
- (3) 高地温促进徐家围子断陷深层天然气生成.

**致谢** 本文在写作过程中得到戴金星院士和刘全有博士的精心指导与帮助, 谨此致谢.

## 参 考 文 献

- 1 杨继良. 松辽盆地北部油气藏形成与分布规律的探讨. 见: 中国油气藏研究. 北京: 石油工业出版社, 1990. 62—75
- 2 杨万里. 松辽盆地油气分布规律及勘探远景预测. 见: 杨万里, 主编. 松辽陆相盆地石油地质. 北京: 石油工业出版社, 1995. 1—14
- 3 大庆油田石油地质志编写组. 中国石油地质志(卷二, 上). 大庆油田. 北京: 石油工业出版社, 1993. 79—114
- 4 谯汉生, 方朝亮, 牛嘉玉, 等. 中国东部深层石油地质(第一卷). 北京: 石油工业出版社, 2002. 254—258
- 5 萧德铭, 迟元林, 蒙启安, 等. 松辽盆地北部深层天然气地质特征研究. 见: 谯汉生, 罗汉斌, 李先奇, 主编. 中国东部深层石油勘探论文集. 北京: 石油工业出版社, 2001. 1—27
- 6 李景坤, 孔庆云, 刘伟. 松辽盆地北部深层气源对比. 大庆石油地质与开发, 1999, 21(1): 7—9
- 7 冯志强. 松辽盆地庆深大型气田的勘探前景. 天然气工业, 2006, 26(6): 1—5
- 8 殷进垠, 刘和甫, 迟海江. 松辽盆地徐家围子断陷构造演化. 石油学报, 2002, 23(2): 26—29
- 9 Tissot B P, Welte D. Petroleum formation and occurrence: a new approach to oil and gas exploration. New York, Tokyo: Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 1978
- 10 Tissot B P, Pelet R, Ungerer P H. Thermal history of Sedimentary Basins, Maturation Indices, and Kinetics of Oil and Gas Generation. AAPG Bulletin, 1987, 71(12): 1445—1466
- 11 Cao S, Lerche I. Geohistory, thermal history and hydrocarbon generation history of Navar in Basin Cost No. 1 Well, Bering Sea, Alaska. J Petrol Geol, 1989, 12(3): 325—352[DOI]
- 12 Feinstein S, Kohm B P, Steckler M S, et al. Thermal history of the eastern margin of the Gulf of Seas, I. Reconstruction from bore hole temperature and organic maturity measurements. Tectonophysics, 1996, 266: 203—220[DOI]
- 13 王良书, 施央申. 油气盆地地热研究. 南京: 南京大学出版社, 1989. 96—113
- 14 任战利. 中国北方沉积盆地构造热演化史研究. 北京: 石油工业出版社, 1999. 31—35
- 15 Levosen A I. Geology of petroleum. San Francisco, W. H. Freeman, 1967
- 16 邱楠生, 胡圣标, 何丽娟. 沉积盆地地体制研究的理论与应用. 北京: 石油工业出版社, 2004. 15—22
- 17 王钧, 黄尚瑶, 黄歌山, 等. 中国地温分布的基本特征. 北京: 地震出版社, 1990. 67—71
- 18 吴乾蕃, 谢毅真. 松辽盆地大地热流. 地震地质, 1985, 7(2): 59—64
- 19 栾锡武, 高德章, 喻普之, 等. 我国东海陆架地区新生代地层的热导率. 海洋与湖沼, 2002, 33(2): 151—158
- 20 熊亮萍, 胡圣标, 汪维安. 中国东南地区岩石热导率分析. 岩石学报, 1994, 36(6): 323—329
- 21 邱楠生. 中国西北地区沉积盆地岩石热导率和生热率特征. 地质科学, 2002, 37(2): 196—206
- 22 王社教, 胡圣标, 汪集旸. 准噶尔盆地热流及地温场特征. 地球物理学报, 2000, 43(6): 771—779
- 23 刘耀光. 松辽盆地地温场特征与油气勘探的关系. 石油勘探与开发, 1982, 9(3): 26—31
- 24 徐振章. 试论影响岩石热物理性质的因素及机制. 石油勘探与开发, 1992, 19(6): 84—89
- 25 沈显杰, 杨淑贞, 张文仁. 岩石热物理性质及其测试. 北京: 科学出版社, 1988
- 26 李国桦. 柴达木盆地大地热流特征及地壳热结构分析. 硕士学位论文. 北京: 中国科学院地质研究所, 1992. 1—59
- 27 王钧, 汪维安, 沈继英, 等. 塔里木盆地的大地热流. 地球科学, 1995, 20(4): 399—404
- 28 郭占谦, 王先彬, 刘文龙. 松辽盆地非生物成因气的成藏特征. 中国科学 D 辑: 地球科学, 1997, 27(2): 143—148
- 29 李志安. 松辽盆地地幔热流的演化特征. 大地构造与成矿学, 1995, 19(2): 104—112
- 30 程学儒. 松辽早期裂谷盆地特征. 见: 大陆裂谷及深部过程国际学术讨论会论文, 1985. 1—10
- 31 郭占谦. 中国含油气盆地的变革. 新疆石油地质, 2003, 24(1): 8—12
- 32 张文佑, 张抗, 杨树康. 中国东部及相邻海域中、新生代地壳演化与盆地类型. 海洋地质与第四纪地质, 1982, (1): 1—15
- 33 郭占谦. 火山活动与沉积盆地的形成和演化. 地球科学——中国地质大学学报, 1998, 23(1): 59—64
- 34 王剑峰. 浙西北中生代火山岩的微量元素地球化学特征成因探讨. 地球化学, 1992, (1): 41—48
- 35 Simoneit B R T, Lonsdate P F. Hydrothermal petroleum in mineralized mounds at the seabed of Guaymas Basin. Nature, 1982, 295(5846): 198—202[DOI]
- 36 API. Earth temperatures in oil field. AAPG Bull, 205, 1930
- 37 Fedortsov I M, Yagnyshchak I V. Geotemperature as a possible means of locating oil and gas reservoirs. Geologiya Nefti i Gaza. 1971, 6: 38—42

- 38 Meyer H J, Mcgee H W. Oil and gas Fields Accompanied by Geothermal Anomalies in Rocy Mountain Region. AAPG Bull, 1985, 69(6): 933—945
- 39 任战利, 萧德铭, 迟元林. 松辽盆地古地温恢复. 大庆石油地质与开发, 2001, 20(1): 13—14
- 40 戴金星, 秦胜飞, 陶士振, 等. 中国天然气工业发展趋势和天然气地质理论重要进展. 天然气地球科学, 2005, 16(2): 127—142
- 41 戴金星, 胡安平, 杨春, 等. 中国天然气勘探及其地质理论的主要新进展. 天然气工业, 2006, 26(12): 1—5
- 42 戴金星, 裴锡古, 戚厚发. 中国天然气地质学(卷一). 北京: 石油工业出版社, 1992. 65—88
- 43 戴金星. 各类烷烃气的鉴别. 中国科学 B 辑, 1992, 22(2): 187—193
- 44 戴金星. 鉴别煤成气的指标. 见: 煤成气地质研究编委会主编. 煤成气地质研究. 北京: 石油工业出版社, 1987. 156—170
- 45 戴金星. 天然气碳氢同位素特征和各类天然气鉴别. 天然气地球科学, 1993, (2-3): 1—40
- 46 戴金星, 夏新宇, 秦胜飞, 等. 中国有机烷烃气碳同位素系列倒转的成因. 石油与天然气地质, 2003, 24(1): 3—6
- 47 戴金星, 宋岩, 程坤芳, 等. 中国含油气盆地有机烷烃气碳同位素特征. 石油学报, 1993, 14(2): 23—31
- 48 戴金星. 利用轻烃鉴别煤成气和型气. 石油勘探与开发, 1993, 20(5): 16—23
- 49 戴金星, 陈英. 中国生物气中烷烃组分的碳同位素特征及其鉴别标志. 中国科学 B 辑, 1993, 23(3): 303—310
- 50 戴金星. 各类天然气的成因鉴别. 中国海上油气(地质), 1992, 6(1): 11—19
- 51 徐永昌. 天然气成因理论及应用. 北京: 科学出版社, 1994. 92—211
- 52 沈平, 申歧祥, 王先彬, 等. 气态烃同位素组成特征及煤型气判别. 中国科学, B 辑, 1987, 17(6): 647—656
- 53 张义纲, 章复康, 郑朝阳. 识别天然气的碳同位素方法. 见: 中国地质学会石油地质专业委员会编. 有机地球化学论文集. 北京: 地质出版社, 1987. 1—14
- 54 张士亚, 郜建军, 蒋泰然. 利用甲、乙烷碳同位素判别天然气类型的一种新方法. 见: 地质矿产部石油地质研究所编. 石油与天然气地质文集(第一集). 北京: 地质出版社, 1988. 48—58
- 55 朱家蔚, 徐永昌, 申建中, 等. 东濮凹陷天然气氩同位素特征及煤成气判识. 科学通报, 1984, 29(1): 41—44
- 56 涂修元, 吴学明. 鉴别煤成气的辅助指标. 见: 中国石油学会石油地质委员会编. 天然气勘探. 北京: 石油工业出版社. 1986. 180—186
- 57 张厚福, 吕福亮. 天然气成因类型及其识别标志(以渤海湾盆地为例). 见: 天然气地质论文集编委会主编. 天然气地质研究论文集. 北京: 石油工业出版社, 1989. 90—100
- 58 戴金星, 戚厚发, 郝石生. 天然气地质学概论. 北京: 石油工业出版社, 1989. 9—29
- 59 郭占谦, 王先彬. 松辽盆地非生物成因气的探讨. 中国科学 B 辑, 1994, 24(3): 303—309
- 60 戴金星, 宋岩, 戴春森. 中国东部无机成因气及其气藏形成条件. 北京: 科学出版社, 1995. 195—202
- 61 杨玉峰, 张秋, 黄海平. 松辽盆地徐家围子断陷无机成因天然气及其成藏模式. 地质前缘, 2000, 7(4): 523—533
- 62 庞庆山, 王蕾, 赵荣, 等. 松辽盆地北部昌德 CO<sub>2</sub> 气藏成因与形成机制. 大庆石油学院学报, 2002, 26(3): 89—91
- 63 谈迎, 张长木, 刘德良. 松辽盆地北部昌德东气藏 CO<sub>2</sub> 成因的地球化学判据. 海洋石油, 2005, 25(3): 18—23
- 64 霍秋立, 杨步增, 付丽. 松辽盆地北部昌德东气藏天然气成因. 石油勘探与开发, 1998, 25(4): 17—19
- 65 付晓飞, 宋岩. 松辽盆地无机成因气及气源模式. 石油学报, 2005, 26(4): 23—28
- 66 侯启军, 杨玉峰. 松辽盆地无机成因天然气及勘探方向探讨. 天然气工业, 2002, 22(3): 5—10
- 67 Dai J, Yang, S, Chen H, et al. Geochemistry and occurrence of inorganic gas accumulations in Chinese sedimentary basins. Org Geochem, 2005, 36(12): 1664—1688[DOI]
- 68 李景坤, 刘伟, 宋兰斌. 徐家围子断陷深层烃源岩生烃条件研究. 天然气工业, 2006, 26(6): 21—24
- 69 冯子辉, 刘伟. 松辽盆地北部深层天然气生成条件与资源潜力研究. 见: 贾承造, 主编. 松辽盆地深层天然气勘探研讨会报告集. 北京: 石油工业出版社, 2004. 67—73
- 70 迟元林, 云金表, 蒙启安, 等. 松辽盆地深部结构及成盆动力学与油气聚集. 北京: 石油工业出版社, 2002. 69—109
- 71 Gold T, Scoter S. The deep-earth-gas hypothesis. Sci Amer Am, 1980, 242(6): 154—161
- 72 胡桂兴, 欧阳自远, 王先彬, 等. 原始太阳星云条件下 Fischer-Tropsch 反应中的碳同位素分馏. 中国科学 D 辑: 地球科学, 1997, 27(5): 395—400
- 73 吕功煊, 丑凌军, 张兵等. 深层及非生物成烃的催化机制. 天然气地球科学, 2006, 17(1): 14—18
- 74 Joanna P, Rankin A H, Treloar P J. Abiogenic Fischer-Tropsch synthesis of hydrocarbons in alkaline igneous rocks; fluid inclusion, textural and isotopic evidence from the Lovozero complex, N. W. Russ LITHOS, 2004, 75: 311—330
- 75 肖万生, 柴平霞, 汪本善, 等. 石墨与含水矿物反应成烃的实验研究. 自然科学进展, 1999, 9(6): 570—572
- 76 翁克难, 肖万生, 张惠之, 等. 石墨、菱铁矿与超临界水反应的实验研究. 高压物理学报, 1996, 10(4): 241—244
- 77 戴金星, 丁巍伟, 侯路, 等. 松辽盆地深层气勘探和研究. 见: 贾承造, 主编. 松辽盆地深层天然气勘探研讨会报告集. 北京: 石油工业出版社, 2004. 27—43
- 78 戴金星, 石昕, 卫延召. 无机成因油气论和无机成因的气田(藏)概略. 石油学报, 2001, 22(6): 5—10