

文章编号:1672-9854(2009)-03-0019-12

## 鄂尔多斯盆地赋存 特大型古生界天然气田的地质依据

李春光

(中国石油勘探开发研究院)



李春光

**摘要** 陕北斜坡带到目前为止发现并探明了靖边、榆林、苏里格、乌审旗、米脂、神木、子洲和大牛地8个含气单元,这些含气单元合并暂称为“麒麟沟气田”。如果将这些含气单元五套含气层系的约41 800 km<sup>2</sup>含气范围作为一个特大型气田的含气面积,其测算天然气地质储量超过40 000×10<sup>8</sup> m<sup>3</sup>。这个有望成为特大型天然气田的地区地质条件特殊,即稳定的克拉通型盆地,为古生代天然气的生成、运移、聚集和保存提供了保障作用。该特大型天然气田所处的构造部位沉积稳定,构造活动平缓,没有断层切割的破坏,使石炭系、二叠系高温高压煤系气源岩生成高异常压力的烃类气体,在向气源岩内和它上、下多层系储集层运移和充注过程中,将原储集层中的沉积水排出并充满一切可以充满的储集空间,最终形成多层系储层含气并基本连片分布的特大型天然气田。以地质的、流体的和地球化学的等多种资料为依据,探讨了特大型天然气田的形成条件和成藏机制。

**关键词** 鄂尔多斯盆地;古生代;天然气田;气源岩;气藏形成;成藏机制

**中图分类号** TE112.3 **文献标识码** A

**李春光** 1937年生。高级工程师,硕士生导师。1964年毕业于北京石油学院石油地质专业。长期致力于含油气盆地勘探、开发及地质综合研究。出版论著和合著3部,发表论文40多篇,曾获石油部科技成果二等奖等。通讯地址:100083 北京学院路20号中国石油勘探开发研究院

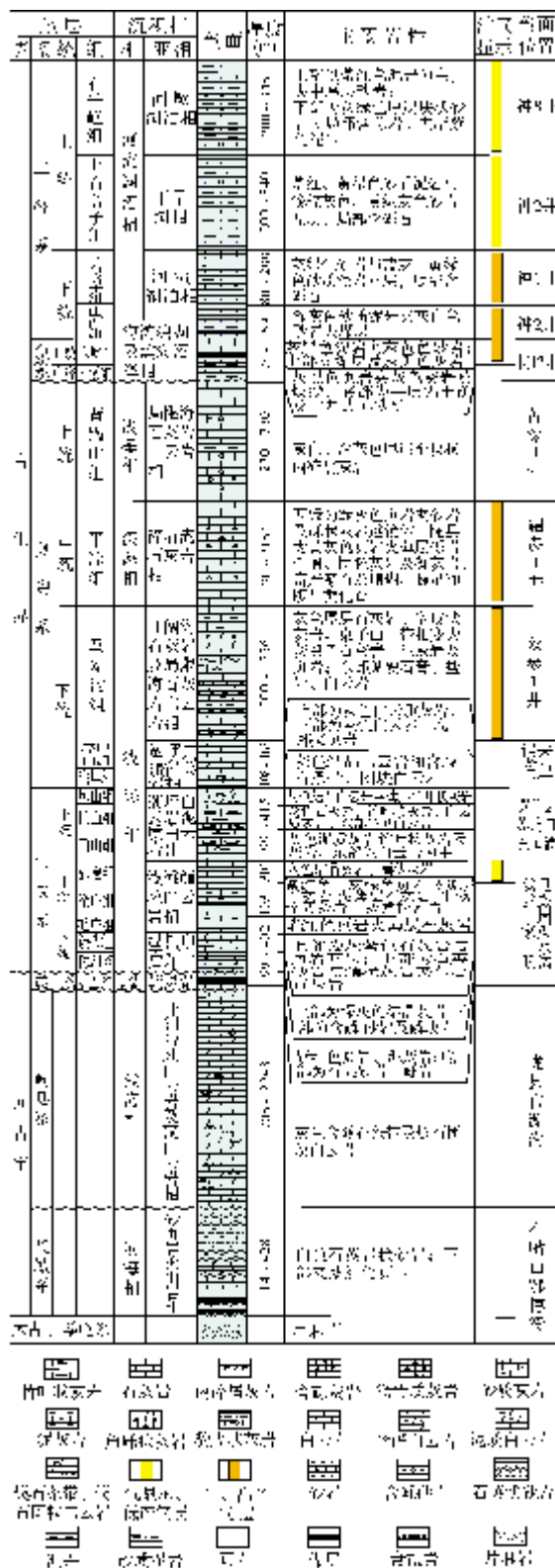
### 1 概况

鄂尔多斯盆地(也称陕甘宁盆地)位于东经105°30′~112°,北纬34°~40°30′,地跨陕西、甘肃、山西、宁夏和内蒙古五个省、自治区,面积32×10<sup>4</sup> km<sup>2</sup>,黄河流经盆地西北部、北部和东部。盆地北部为阴山山脉、西部为贺兰山山脉、南部为秦岭山脉、东部为吕梁山山地,整个盆地呈东缓西陡的非对称状向斜<sup>[1]</sup>。根据鄂尔多斯盆地演化历史和现今的构造形态,将其划分为伊盟隆起带(盆地北部)、晋西挠褶带(盆地东部)、渭北隆起带(盆地南部)、陕北斜坡带(盆地中部)、天环坳陷带(斜坡带西侧)、西缘逆冲带(盆地西部)。盆地的古生界天然气勘探主要在陕北斜坡带内,面积约12.6×10<sup>4</sup> km<sup>2</sup>。盆地基底为太古宇和下元古界结晶变质岩系,前古生代和古生代沉积盖层发育成拗拉谷,早古生代为陆表海的海相沉积,晚古

生代为海陆过渡相沉积。下古生界寒武系厚度约620 m,奥陶系中—下统厚度约1 900 m,缺失上奥陶统至下石炭统,即经历了长达1.2亿年的沉积间断。上古生界划分为石炭系中统本溪组、上统太原组,二叠系下统山西组和下石盒子组、上统上石盒子组和石千峰组。古生界气源岩主要为本溪组、太原组和山西组,储集层以奥陶系石灰岩、山西组和下石盒子组砂岩为主,区域性盖层为石盒子组泥岩(图1)。

位于盆地东南部延长城西河子沟处的延1井,于1907年9月10日完钻,试油获得1.6 t/d商业油流,它是中国陆上第一口油井<sup>[2]</sup>。天然气勘探始于1976年,当时以寻找正向构造圈闭气藏为主,先后在西缘逆冲带发现并探明刘家庄气藏和胜利井气藏,探明二叠系天然气地质储量分别为1.9×10<sup>8</sup> m<sup>3</sup>、18.3×10<sup>8</sup> m<sup>3</sup>。1985年在陕北斜坡带东部麒麟沟镇东北方向1 km处完钻麟参1井,在奥陶系风化壳获得

收稿日期:2008-07-09;改回日期:2009-03-02

图1 鄂尔多斯盆地元古宇—古生界综合柱状图(据刘新社等<sup>①</sup>修改)

① 刘新社,等. 长庆油田资源评价. 中国石油长庆油田勘探开发研究院, 2002.

商业气流。1988年11月30日至12月3日,在麒参1井西北方向约63 km处的陕参1井进行中途测试,于奥陶系风化壳获得天然气  $6.0 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{d}$ ,酸化后无阻流量  $28.3 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{d}$  的商业高产气流<sup>[3]</sup>,该井是靖边含气单元的发现井,从此揭开了鄂尔多斯盆地古生界天然气大规模勘探的序幕。

## 2 天然气气田的勘探

### 2.1 八个含气单元

从1988年12月3日陕参1井在陕北斜坡带发现靖边含气单元之后,至今在斜坡带内先后发现并探明了靖边、榆林、苏里格、乌审旗、米脂、神木、子洲和大牛地8个含气单元,探明含气面积计达16294 km<sup>2</sup>,天然气地质储量达  $17444 \times 10^8 \text{ m}^3$  (图2)。如果将上述八个含气单元的含气外边界线连接起来的面积,作为特大型天然气田的预测含气面积,则其南北长220 km,东西宽190 km,面积41800 km<sup>2</sup>。由于发现特大型气田的第一口井是麒参1井,且该发现井东北方向1 km处为麒麟沟镇,故本文将该气田暂名为麒麟沟气田(图2)。

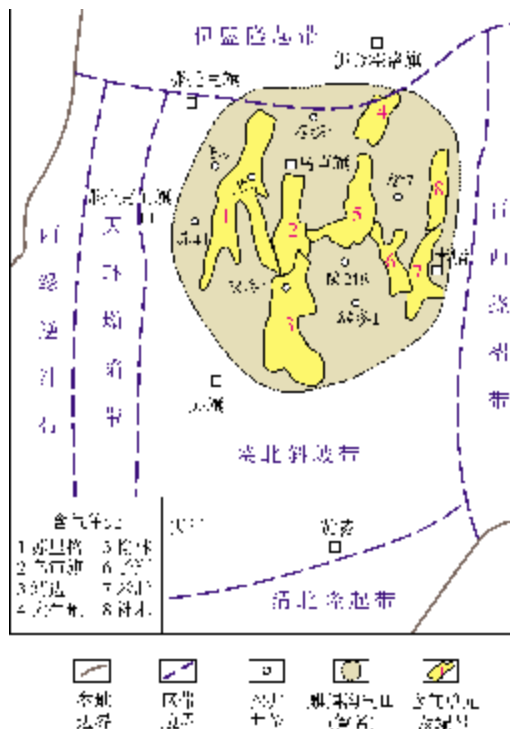


图2 鄂尔多斯盆地赋存大气田构造与8个含气单元分布图

## 2.2 地质储量测算

按勘探成果测算 麒麟沟气田8个含气单元的探明含气面积17122km<sup>2</sup>,按勘探成果测算,探明、控制、预测储量和潜在资源量合计为38955×10<sup>8</sup>m<sup>3</sup>。

按含气丰度测算 麒麟沟气田上述8个探明含气单元的平均天然气丰度为0.93×10<sup>8</sup>m<sup>3</sup>/km<sup>2</sup>。如果将此丰度作为麒麟沟气田的最终探明丰度,则该气田测算后的地质储量应为38874×10<sup>8</sup>m<sup>3</sup>。

按探明率测算 鄂尔多斯盆地古生界天然气总资源量为107025×10<sup>8</sup>m<sup>3</sup>[4]。陕北斜坡带麒麟沟气田天然气探明地质储量占盆地总探明储量的99.8%,表明该斜坡带是盆地古生界天然气的主要聚集带和可进行深入勘探的重要富集带。麒麟沟气田目前的探明率只为17.2%,如果该气田最终探明率为40%,测算后的地质储量应为42810×10<sup>8</sup>m<sup>3</sup>。

用上述三种方法测算结果的算术平均值作为麒麟沟气田的天然气地质储量值应为40213×10<sup>8</sup>m<sup>3</sup>。

## 2.3 气田“含气连片”的依据

### 2.3.1 部分含气单元之间已连片

苏里格含气单元、乌审旗含气单元、靖边含气单元和榆林含气单元之间的部分含气面积已相连;米脂含气单元分别与北部的神木含气单元、南部的子洲含气单元相连(图2)。随着勘探开发工作的不断深入,这种含气连片范围逐渐扩大,最终实现整体基本连片。

### 2.3.2 已知含气单元之外或之间发现商业气流

在靖边含气单元西南部发现气流 位于靖边含

气单元西南部约35km处的连1井,于奥陶系马家沟组五段石灰岩试气,获得1720m<sup>3</sup>/d气流,不含水。该气层厚度4.0m,岩心分析孔隙度2.7%,渗透率0.22×10<sup>-3</sup>μm<sup>2</sup>。它说明奥陶系风化壳在靖边含气单元以南的广阔地区仍能成藏,显然是靖边含气单元主力含气层系向南大范围延伸的结果。

榆林含气单元东南部获得高产商业气流 2004年在榆林含气单元东南部8km处完钻台3井,于山二段发现气层17.4m,试气获得20.5×10<sup>4</sup>m<sup>3</sup>/d高产商业气流。砂岩储层孔隙度5%~7%,渗透率(0.85~3.80)×10<sup>-3</sup>μm<sup>2</sup>。该井钻探的成功不仅扩大了榆林含气单元的含气范围,而且也表明各已知含气单元之间未钻探部位,都可能成为特大型气田的组成部分。

苏里格含气单元西侧多口井获得商业气流 在苏里格含气单元西侧已完钻的苏2、苏9、苏11、苏18、苏41井,于下石盒子组八段(P<sub>1</sub>x<sub>8</sub>)和山西组一段(P<sub>1</sub>s<sub>1</sub>)分别发现气层7.2m、8.3m、11.5m、13.0m、4.5m,试气分别获得4.18×10<sup>4</sup>m<sup>3</sup>/d、2.22×10<sup>4</sup>m<sup>3</sup>/d、0.73×10<sup>4</sup>m<sup>3</sup>/d、1.23×10<sup>4</sup>m<sup>3</sup>/d、7.62×10<sup>4</sup>m<sup>3</sup>/d的商业气流。说明麒麟沟气田西部的含气范围已延伸至上述探井所在的部位。

据统计,在麒麟沟特大型天然气田的7个含气单元之间或之外共有85口探井获得商业气流,为该气田今后含气连片奠定了基础(表1)。

### 2.3.3 非主力气层的气体储量占有一定比重

麒麟沟气田的含气层系由下向上有奥陶系马家沟组五段(O<sub>1</sub>m<sub>5</sub>),二叠系山西组二段和一段(P<sub>2</sub>s<sub>1+2</sub>),下石盒子组八段(P<sub>1</sub>x<sub>8</sub>)及石盒子组八段以上层位,共有5套含气层系。目前已计算探明天然气地质储量

表1 麒麟沟气田各含气单元之间或之外获古生界商业气流井统计

地 区	商业气流井 (口)	井 号
乌审旗—榆林 含气单元	30	召探1、召2、召4、召5、陕149、陕158、陕175、陕178、陕180、陕187、陕190、陕192、陕193、陕194、陕196、陕198、陕199、陕234、陕235、陕243、陕244、统5、统12、统14、统16、统17、统18、榆31、榆32、榆33
榆林—子洲—米脂 含气单元	23	神9、神25、台6、榆4、榆7、榆9、榆13、榆14、榆15、榆22、榆26、榆70、榆147、米8、府9、镇川11、麒参1、陕201、陕208、陕218、双1、双2、地鄂4
苏里格含气单元 以西	6	苏2、苏9、苏11、苏18、苏41、鄂9
靖边含气单元 西南部	11	莲1、莲3、陕73、陕100、陕135、陕157、陕200、陕257、陕262、榆38、榆70
米脂含气单元 北部	15	陕9、陕142、陕143、陕203、陕205、陕212、台1、陕2、陕4、榆20、榆25、神4、神15、府3、府4
合 计	85	

的含气单元,一般只计算 1~2 套主力含气层系,其他非主力含气层系尚未计算。这样,其他非主力含气层系的天然气储量,仍是特大型气田储量的组成部分。

例如,苏里格含气单元有山西组二段和一段、下石盒子组八段及石盒子组八段以上层位,共 4 套含气层系。下石盒子组八段和山西组一段两个层系中

计算天然气探明地质储量的有 67 口井钻遇气层,气层累计厚度占这 4 个层系气层总厚度的 77.2%,其余两个层系有 47 口井钻遇,气层累计厚度占总厚度 22.8%,折算天然气地质储量约  $1200 \times 10^8 \text{ m}^3$ 。这两套非主力气层有 4 口井试气,苏 15、苏 19 井获得商业气流,苏 23、苏 39-14-4 井获得低产气流(表 2)。

表 2 苏里格含气单元非主力层系试气成果

层 位	井 号	射孔井段 (m)	厚度/层数 (m/层)	时 间	产气量( $\times 10^4 \text{ m}^3/\text{d}$ )	
					井口流量	无阻流量
二叠系 石盒子组八段	苏 15	2999.0~3020.0	5.5/2	2001.08	1.24	1.26
下二叠统 山西组二段	苏19	3469.5~3471.5	2.0/1	2001.07	4.09	4.29
	苏 23	3507.0~3512.0	5.0/1	2001.08	0.71	—
	苏 39-14-4	3370.2~3388.0	6.3/2	2003年底	0.53	—

### 3 特大型气田形成的地质条件

#### 3.1 陕北斜坡带——特大型气田形成的有利构造带

鄂尔多斯盆地和渤海湾盆地的古生界都是华北地台的组成部分。尽管两个盆地经历了相同的沉积发育史,并具有相同的地层层序,但在中生代,特别是在新生代,却经历了不同的构造运动,即不同的构造发育史,从而导致前者——鄂尔多斯盆地成为向斜型盆地。盆地中部的陕北斜坡带成为一个由东北向西南方向倾斜的大单斜带,其东西宽 280 km、南北长 450 km、面积  $12.6 \times 10^4 \text{ km}^2$ ,呈平行四边形,占盆地面积的 39.3%,坡降大致为 3~10 m/km。各组、段地层分布稳定,厚度变化幅度很小。没有断层对地层切割的破坏,这对特大型气田的形成条件非常重要。首先是气源岩生成的烃类气体,因免遭断层的破坏而减少散失,从而提高了生成气的利用率,这是保证特大型气田形成所需的充足资源量。其次是成藏之后因无断层的切割破坏,使特大型气田得以完整地保存下来。而这种不同的构造发育史,导致后者——渤海湾盆地的古生界被多条正断层切割成许多个埋藏深浅不同的断块圈闭。石炭系、二叠系煤系地层尽管都是上述两个盆地的气源岩,并都能形成气田,但在渤海湾盆地已发现的苏桥气田、濮阳气田、曲古 1 气藏、义 155 气藏等,却都是小气田(藏)。由此可见,没有断层切割和破坏的大斜坡带,是特大型气田形成的构造条件。

#### 3.2 陕北斜坡带——特大型气田形成的有利岩性带

##### 3.2.1 海相碳酸盐岩储层的岩性发育带

麒麟沟气田奥陶系马家沟组五段碳酸盐岩储集层,主要分布在陕北斜坡带中部,呈南北走向的条带状。东到榆林,西至石窑沟,北过乌审旗,南至志丹,东西宽约 100 km,南北长 260 km,面积 25 000  $\text{km}^2$ 。这个条带状的海相碳酸盐岩地层之所以能成为天然气的储集层,主要是盆地中央隆起的隆升导致下古生界寒武系、奥陶系沉积格局变化和古风化壳岩溶储集层发育的结果<sup>[5]</sup>。据靖边含气单元的研究,马家沟组五段海相碳酸盐岩储层的岩石类型以泥粉晶含硬石膏白云岩为主,以细晶白云岩和粒屑白云岩等为辅。其岩溶发育带先后经历了层间岩溶、风化壳岩溶和降水岩溶的叠加改造,并形成分布广泛的孔洞缝储集空间。马家沟组五段第 1 小层是靖边含气单元的主力气层,平均孔隙度 5.5%,平均渗透率  $0.25 \times 10^{-3} \mu\text{m}^2$ 。这种白云岩风化壳储层,由于经历的淋滤程度、孔隙的充填程度和岩溶的溶蚀强度的巨大差异,故使储层的非均质性特别严重。主要表现在气井酸化前无自然产能,单井产气量相差悬殊,有时相邻井(井距 3~4 km)的产气量会相差几十倍。这种碳酸盐岩的岩溶带气藏,实质上是在陕北斜坡带单斜构造背景上其岩溶渗透带靠不渗透的非岩溶碳酸盐岩的岩性遮挡所形成的岩性气藏。



### 3.2.2 陆相河流相砂岩储层的岩性发育带

麒麟沟气田上古生界多套砂岩储层在空间上表现为由北向南,在时间上层位由新变老埋藏逐渐变深,砂岩厚度由深度 2 370.0 m 至 3 646.0 m 逐渐减薄。总之,上古生界多套砂岩储层主要是低位体系域河流下切河道中的砾状粗砂岩。储集体类型为河道砂岩体、分流河道砂岩体和水下分流河道砂岩体等。砂岩体展布范围广、砂岩厚度大(60~100 m),河道侧向迁移、摆动频繁,砂体大面积复合连片。储层粒度粗,多为砾状或含砾中、粗砂岩,粒度多为 0.25~1.15 mm,成分成熟度高,石英次生加大普遍。砂岩孔隙度变化大(4.0%~14.0%),渗透率低( $0.3 \times 10^{-3}$ ~ $15.8 \times 10^{-3} \mu\text{m}^2$ ),属于低孔、低渗砂岩储集层。

对于单个河道砂岩体的含气圈闭,多属于长条形砂岩透镜体气藏,即通常所说的岩性气藏。沿河道走向的上、下倾方向多为不渗透的硅质砂岩、灰质砂岩或硬砂岩、泥岩形成岩性遮挡,沿河道两侧方向多为泥岩形成岩性遮挡。这种砂岩透镜体的形成除了因为河道迁移快、单层砂岩厚度小(3~5 m)、分叉复合频繁且变化大之外,还与储集层在成岩和成藏过程中的多种地质因素综合作用的结果紧密相关(图 3)。

例如,苏里格含气单元下石盒子组八段、山西组一段主力含气层系,划分为 9 个含气小层。有 28 口井 28 个层获得的实测压力系数为 0.6582~0.9214,它们均是小于静水压力的低压气藏。说明每一个含气砂岩透镜体都有自己独立的压力系统,即一个透镜体为一个岩性气藏,而多个砂岩透镜体具有多个压力系统,便有多个岩性气藏,由它们相互叠置的结果便形成多层系叠加连片的大含气单元。图 3b 剖面中的井位最小井距 300 m,大者为 400~600 m。在这样小井距的条件下,各含气砂体在横向上各井基本上不相连。

## 3.3 陕北斜坡带——煤系气源岩的主要生气供气带

### 3.3.1 石炭系、二叠系煤系气源岩发育

鄂尔多斯盆地上古生界气源岩主要为中石炭统本溪组、上石炭统太原组和下二叠统山西组。气源岩的岩性有煤层 5~35 m,分布范围约  $23 \times 10^4 \text{ km}^2$ ,占盆地面积的 71.9%。

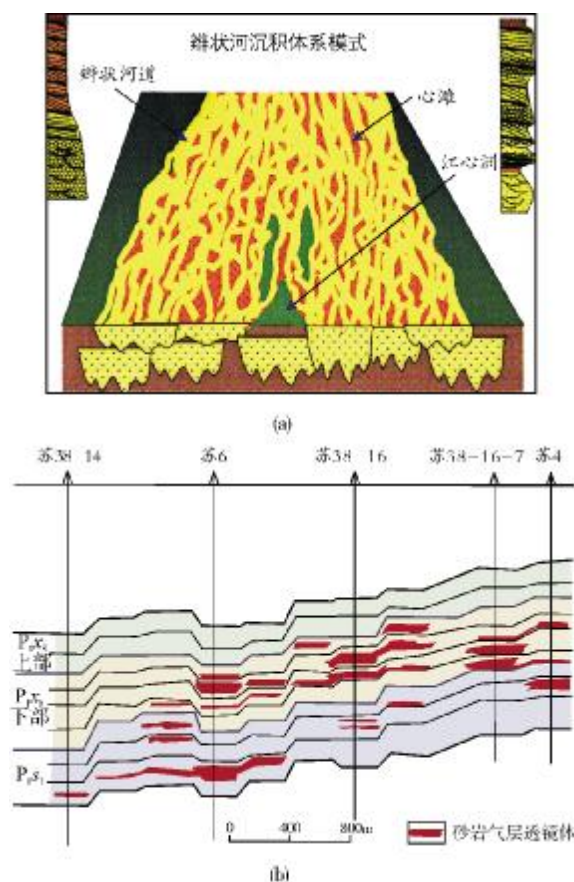


图 3 苏里格含气单元成岩时封闭气藏的  
立体结构图(a)和剖面图(b)<sup>②</sup>  
P<sub>1</sub>x<sub>8</sub> 下石盒子组八段; P<sub>1</sub>s<sub>1</sub> 山西组一段

煤系地层中的煤层 煤层有机碳含量达 70.8%~83.2%,氯仿沥青“A”为 0.61%~0.8%,总烃为 1757.1~2539.8 mg/g,热解分析产烃潜率 S<sub>1</sub>+S<sub>2</sub> 为 71.9~78.1 mg/g,烃转化率为 6.9%~11.2%。煤层气源岩是天然气的最大贡献者。

煤系地层的暗色泥岩 暗色泥岩有机碳含量 2.25%~3.33%,氯仿沥青“A”为 0.037%~0.120%,总烃为 163.7~361.4 mg/g。上石炭统和中石炭统暗色泥岩多发育在海陆交互环境,有机质丰度较高且分布稳定,山西组暗色泥岩多发育于陆相沉积环境,有机质丰度相对低些且分布不均一。

煤系地层的碳酸盐岩 碳酸盐岩有机碳含量处于 0.3%~1.5%之间,氯仿沥青“A”平均为 0.08%,总烃为 493.2 mg/g。

② 马新华. 鄂尔多斯盆地盒八段气藏成藏机理与模式. 中国石油勘探开发研究院鄂尔多斯分院, 2004.

### 3.3.2 有机质类型以Ⅲ型干酪根为主

晚古生代是陆生植物的鼎盛时期,这就决定了上古生界海陆过渡相的煤系气源岩应以陆生有机碳为主。干酪根镜检结果显示,富含生气的镜质组和惰质组占73.5%(分别为38.48%和35.02%),反映了以腐殖型的Ⅲ型干酪根为主的特征。

### 3.3.3 巨大的生气量

根据上述分析,计算了盆地上古生界不同构造单元天然气量和生气强度<sup>[6]</sup>。陕北斜坡带处于盆地中部生气强度最高部位为 $(24\sim 40)\times 10^8\text{ m}^3/\text{km}^2$ ,其累计生气量到晚白垩世末期已高达 $302\times 10^{12}\text{ m}^3$ ,占盆地总生气量的56%。这样巨大的天然气生气量,是麒麟沟气田形成的物质基础。

## 4 特大型气田成藏地质依据

### 4.1 天然气成因依据

#### 4.1.1 天然气是煤型气

麒麟沟气田各含气单元的天然气均源于上古生界煤系气源岩,主要由中石炭统本溪组、上石炭统太原组和下二叠统山西组三套煤系地层组成,埋藏深度3200~4000m。该气田各含气单元及各单元之间探井天然气碳同位素值相近,并且都较重,是典型的煤型气碳同位素特征(表3)。

#### 4.1.2 天然气是高成熟或过成熟气

鄂尔多斯盆地上古生界煤系气源岩在盆地南部庆阳—富县—延长一带,其镜质体反射率 $R_o$ 值已大于2.8%,在盆地中部地区 $R_o$ 值为1.8%。这表明上古生界煤系气源岩已达到高成熟或过成熟的生烃阶段,生成的烃类气体不仅有热解气,而且还有裂解气。

#### 4.1.3 天然气中含裂解气

天然气碳同位素系列倒转 当气源岩生成热解气时,天然气碳同位素系列为正常系列,即表现为 $\delta^{13}\text{C}_1 < \delta^{13}\text{C}_2 < \delta^{13}\text{C}_3 < \delta^{13}\text{C}_4$ 。当气源岩生成裂解气时,天然气碳同位素系列易发生倒转而呈现反常系列。麒麟沟气田的苏里格含气单元、乌审旗含气单元和靖边含气单元的苏6井、陕231井、陕12井、陕30井等天然气碳同位素系列均发生了程度不同的倒转(表3)。这种倒转现象在深层气藏出现,表明天

然气已成为裂解气,其裂解程度随古地温的增高或埋深的增加、层位的变老而增大,最终成为全倒转的裂解气。

烃源岩碳同位素系列倒转 位于鄂尔多斯盆地西部天环坳陷带任5井、任6井下二叠统山西组暗色泥岩,其氯仿沥青“A”族组分的饱和烃(也称烷烃)、芳烃、非烃、沥青质碳同位素系列也发生倒转。任5井的碳同位素系列呈现出 $\delta^{13}\text{C}_1(-28.69\text{‰}) < \delta^{13}\text{C}_2(-25.71\text{‰}) < \delta^{13}\text{C}_3(-25.42\text{‰})$ 而 $\delta^{13}\text{C}_3 > \delta^{13}\text{C}_4(-25.46\text{‰})$ ,任6井的呈现为 $\delta^{13}\text{C}_1(-26.79\text{‰}) < \delta^{13}\text{C}_2(-23.70\text{‰})$ ,而 $\delta^{13}\text{C}_2 > \delta^{13}\text{C}_3(-24.02\text{‰})$ 、 $\delta^{13}\text{C}_3 < \delta^{13}\text{C}_4(-23.57\text{‰})$ 。这种倒转现象的出现,表明烃源岩生成的原油为裂解油,其裂解程度也随古地温的增高、埋深的增加或层位的变老而增大,最终成为全倒转的裂解油。

深层天然气和烃源岩碳同位素系列倒转现象在松辽、渤海湾盆地深层均有发现<sup>[7]</sup>,它既是含油气盆地深层烃类演化普遍存在的一种现象,也是检测裂解油气生成与否的标志。

### 4.2 流体运移依据

#### 4.2.1 天然气垂向运移

(1) 甲烷化指数与埋深之间呈反相关

麒麟沟气田西部的苏里格含气单元盒八段非气源岩系砂岩储集层的烃类气体,是下伏气源岩生成的烃类气体向上运移并聚集在储集层中成藏。由于该含气单元内无断层切割,故生气由下向上运移以扩散为主,其最小的运移距离约60m左右(下石盒子组八段平均地层厚度61.5m)。

如果天然气是以扩散方式为主的形式向上运移,在层析的作用下必然会出现深部层位天然气的 $\text{CH}_4$ 含量相对减少,越向上部的浅层部位 $\text{CH}_4$ 的含量相对增加,即甲烷化指数(也称干燥系数)随深度的变小而增大,两者呈反相关。用苏里格含气单元苏6实验区11口井天然气成分资料计算甲烷化指数并作图,获得了上述规律性变化特点(图4)。它表明,在气藏形成过程中,下伏气源岩生成的烃类气体,存在以扩散的方式垂向向上运移。

(2) 浅层发现次生气藏

苏里格含气单元苏15井下石盒子组八段主力气层中部深度3221.5m,天然气甲烷化指数94.47%。

表 3 麒麟沟气田天然气碳同位素组成

气田名称	井 号	层 位	气层中部深度 (m)	$\delta^{13}\text{C}_1$ (‰)	$\delta^{13}\text{C}_2$ (‰)	$\delta^{13}\text{C}_3$ (‰)
苏里格	苏 1	P <sub>1s</sub>	3628.4	-34.37	-22.13	-21.77
	苏 6	P <sub>1x</sub>	3324.3	-33.54	-24.02	-24.72
	苏 20	P <sub>1x</sub>	3457.3	-33.01	-24.42	-24.67
	桃 5	P <sub>1x</sub>	3273.5	-33.10	-23.54	-23.72
	桃 6	P <sub>1x</sub>	3364.7	-29.00	-25.00	-27.00
	平 均		3409.6	-32.60	-23.82	-24.38
乌审旗	陕 167	P <sub>1x</sub>	3121.3	-33.80	-23.50	-23.40
	陕 231	P <sub>1x</sub>	3136.8	-33.00	-24.40	-25.40
	陕 240	P <sub>1x</sub>	3159.4	-31.40	-24.30	-24.60
	陕 243	P <sub>1x</sub>	3061.2	-35.00	-24.00	-23.60
	召 4	P <sub>1x</sub>	2998.3	-31.32	-23.70	-22.97
	平 均		3095.4	-32.90	-23.98	-23.99
榆 林	陕 117	P <sub>1s</sub>	2921.0	-32.24	-25.99	-24.84
	陕 118	P <sub>1s</sub>	2860.4	-33.20	-25.80	-24.40
	陕 217	P <sub>1s</sub>	2783.6	-31.60	-26.00	-24.10
	平 均		2855.0	-32.35	-25.93	-24.45
大牛地	DK4	P <sub>1x</sub>	2670.5	-34.49	+26.25	-24.67
	DK9	P <sub>1x</sub>	2495.5	-34.98	-25.98	-23.39
	DK17	P <sub>1x</sub>	2673.5	-35.98	-27.19	-25.58
	DK22	C <sub>3t</sub>	2734.0	-38.06	-25.29	-23.97
	D11	P <sub>1x</sub>	2601.5	-34.49	-26.25	-24.67
	D13	P <sub>1s</sub>	2719.3	-36.58	-25.73	-24.54
	D16	P <sub>1x</sub>	2655.5	-35.10	-27.09	-24.96
	D24	P <sub>1x</sub>	2672.0	-37.12	-26.10	-25.34
	平 均		2652.7	-35.85	-26.24	-24.64
靖 边	陕参 1	O <sub>1m</sub>	3457.5	-33.92	-27.57	-26.00
	陕 12	O <sub>1m</sub>	3669.0	-34.21	-25.46	-26.37
	陕 17	O <sub>1m</sub>	3179.5	-33.34	-30.24	-27.76
	陕 20	O <sub>1m</sub>	3523.0	-34.58	-30.96	-27.50
	陕 21	O <sub>1m</sub>	3306.3	-34.71	-27.95	-26.87
	陕 22	O <sub>1m</sub>	3329.5	-33.89	-31.83	-27.21
	陕 26	O <sub>1m</sub>	3513.5	-38.27	-34.13	-21.56
	陕 27	O <sub>1m</sub>	3338.4	-36.90	-26.26	-22.47
	陕 30	O <sub>1m</sub>	3651.0	-33.06	-33.58	-26.46
	陕 33	O <sub>1m</sub>	3587.2	-34.99	-26.71	-25.53
	陕 34	O <sub>1m</sub>	3439.0	-33.99	-24.51	-22.42
	陕 36	O <sub>1m</sub>	3548.5	-34.42	-32.12	-24.11
	陕 41	O <sub>1m</sub>	3460.0	-38.87	-28.67	-22.62
	陕 44	O <sub>1m</sub>	3459.8	-33.10	-35.28	-28.05
	联 45	O <sub>1m</sub>	3271.5	-33.45	-30.56	-22.89
	陕 61	O <sub>1m</sub>	3482.5	-33.95	-27.72	-28.39
	陕 65	P <sub>1x</sub>	3147.0	-29.12	-23.46	-25.48
	陕 68	O <sub>1m</sub>	3678.0	-34.04	-23.52	-21.60
	陕 85	O <sub>1m</sub>	3276.8	-33.05	-26.65	-20.88
	陕 106	O <sub>1m</sub>	3230.8	-30.66	-37.53	-29.95
	陕 154	O <sub>1m</sub>	3159.0	-32.64	-30.67	-27.18
	陕 155	O <sub>1m</sub>	3223.5	-33.08	-30.69	-27.31
	平 均		3406.0	-34.02	-29.43	-25.39

注: O<sub>1m</sub> 马家沟组; P<sub>1s</sub> 山西组; P<sub>1x</sub> 下石盒子组; C<sub>3t</sub> 太原组。



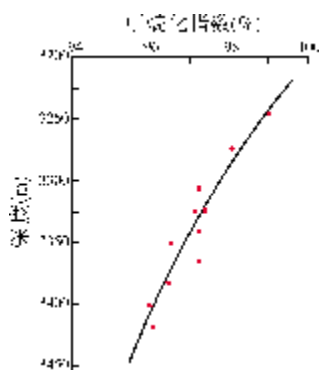


图4 苏里格含气单元苏6实验区  
甲烷化指数—深度关系

该井石盒子组八段以上的浅层气层中部深度 3 009.5 m, 天然气甲烷化指数 95.51%。出现了深层气层指数小, 浅层气层指数大的现象。这显然是深层气藏形成后, 因盒八段顶部第1号小层泥岩盖层薄(平均厚度 13 m), 泥岩厚度与地层的比值(泥地比)低(仅 66.2%), 导致部分天然气继续向上扩散, 运移距离达 212 m, 在浅层形成次生气藏。

#### 4.2.2 天然气向气源岩内砂岩储层运移

在鄂尔多斯盆地本溪组、太原组和山西组气源岩内, 发育多套近南北向分布的河道砂岩储集层。这些储集层吸收围岩生成的烃类气体, 经过吸气排水的置换过程, 最终形成多层系含气的砂岩岩性气藏, 并成为特大型气田的组成部分<sup>[8]</sup>。

#### 4.2.3 天然气侧向运移

陕北斜坡带基岩古隆起奥陶系海相灰岩风化壳储集层, 发育 10 条近东西走向的溶蚀古水道, 并且古水道溶蚀宽度由东向西逐渐变小, 分支水道增多。这些溶蚀古水道深深地侵蚀于风化壳之中, 甚至溶蚀古水道沟槽穿过马家沟组五段石灰岩, 从而导致石灰岩储集层与气源岩直接接触, 并使气源岩生成的烃类气体经侧向运移进入风化壳储集层中聚集藏。据计算, 靖边含气单元奥陶系灰岩岩溶台地的 10 条岩溶古水道及分支水道面积约 4 750 km<sup>2</sup>, 它是可以使大量天然气侧向运移至岩溶储集层并充满其储集空间, 形成大面积含气的石灰岩岩性气藏<sup>[9-10]</sup>(图 5, 图 6)。

#### 4.2.4 沉积水垂向运移

海陆交互相气源岩的沉积水 麒麟沟气田西部

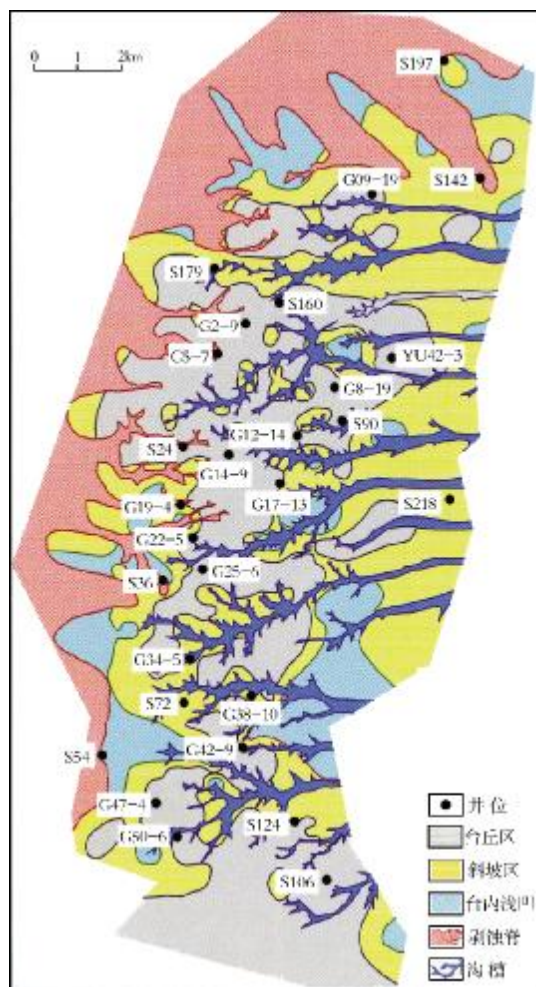


图5 靖边气田奥陶系风化壳古地貌图<sup>[9]</sup>

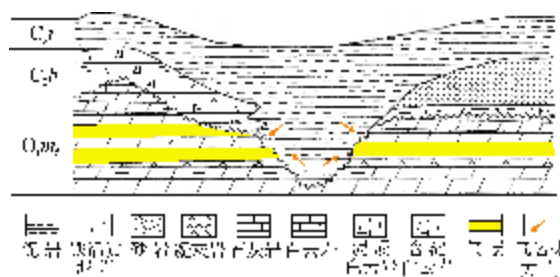


图6 奥陶系石灰岩风化壳沟槽中天然气侧向运移<sup>[10]</sup>  
O<sub>1m5</sub> 马家沟组五段; C<sub>2b</sub> 本溪组; C<sub>3t</sub> 太原组

的苏里格含气单元, 奥陶系顶面坡度为 3.8 m/km, 地层倾角 0.2°~0.3°。斜坡上沉积的海陆交互相本溪组厚度 10~20 m, 太原组厚度 20~30 m。这两组石炭系沉积层的沉积水经埋藏封存、浓缩, 在盆地内部封存地带, 其储层水的含盐度应是很大的<sup>[11]</sup>。但因这两个层位无



试水资料,可暂用下伏奥陶系石灰岩的试水成果代替。苏2井、苏11井两个奥陶系石灰岩沉积水的含盐度平均为 $53233.5 \times 10^{-6}$ ,水型为 $\text{CaCl}_2$ (表4)。

陆相气源岩的沉积水 下二叠统山西组气源厚度60~80 m,它是河流相沉积,河流走向为南北向,向南伸入淡水湖内。如果用苏9井山西组一段(第9小层)试水成果作为山西组气源岩的沉积水,则其含盐度 $35640 \times 10^{-6}$ ,水型为 $\text{CaCl}_2$ (表4)。

表4 苏里格含气单元探井水分析成果

井号	层位	气层中部深度(m)	厚度/层数(m/层)	测试产水量( $\text{m}^3/\text{d}$ )	水含盐度( $\times 10^{-6}$ )	水型
苏2	$\text{O}_1\text{m}_5$	3593.3	9.1/5	91.2	50993	$\text{CaCl}_2$
苏9	$\text{P}_2\text{x}_8$	3341.0	6.0/2	2	30548	$\text{CaCl}_2$
	$\text{P}_2\text{s}_1$	3405.5	4.0/1	30	35640	$\text{CaCl}_2$
苏11	$\text{P}_2\text{x}_8$	3361.0	4.0/2	2.4	21195	$\text{CaCl}_2$
	$\text{O}_1\text{m}_5$	3502.5	5.5/2	45.4	55474	$\text{CaCl}_2$
苏15	$\text{P}_2\text{x}_4$	3009.5	5.5/2	0.3	52749	$\text{CaCl}_2$

注:  $\text{O}_1\text{m}$  马家沟组;  $\text{P}_2\text{s}$  山西组;  $\text{P}_2\text{x}$  下石盒子组。

高含盐度沉积水向上垂向运移 在苏里格含气单元北部的苏15井在石盒子组四段浅层试气不但获得商业气流,而且还获得 $0.3 \text{ m}^3/\text{d}$ 的水,含盐度 $52749 \times 10^{-6}$ ,水型为 $\text{CaCl}_2$ 。高含盐度沉积水在浅层出现,是深层沉积水通过延伸至浅层的基岩微裂缝通道向上运移并被保存下来的结果。

#### 4.2.5 微裂缝运移通道

大量资料证实,鄂尔多斯盆地地下古生界石灰岩储层和上古生界砂岩储层,均发育构造微裂缝。它们多以北东方向延伸为特征,凡是肉眼可见微裂缝的岩心样品,渗透率都成倍增加。可见微裂缝(包括肉眼可见或不可见者)是导致储层渗透率明显增大的主要原因<sup>[12]</sup>。

在苏里格含气单元石盒子组八段和山西组一段共有1~9号九个含气小层位,其平均砂岩渗透率 $1.77 \times 10^{-3} \mu\text{m}^2$ (表5)。另有23个高渗透率层,平均渗透率 $22.1 \times 10^{-3} \mu\text{m}^2$ ,后者为前者的13倍。

### 4.3 成藏机制依据

#### 4.3.1 气藏的温度系统

##### (1) 古气藏的高地温系统

高地温气源岩 位于苏里格含气单元北部苏

表5 苏里格含气单元含气小层渗透率与小层微裂缝渗透率对比

层位		渗透率( $\times 10^{-3} \mu\text{m}^2$ )		比值(倍)
		小层	微裂缝	
石盒子组八段	1号层	1.0	28.0	28.0
	2号层	2.7	15.0	5.6
	3号层	2.2	18.4	8.4
	4号层	2.2	15.7	7.2
	5号层	2.0	22.3	11.2
	6号层	1.6	39.4	24.6
山西组一段	7号层	1.4	27.0	19.3
	8号层	1.1	16.1	14.6
	9号层	1.1	17.2	15.6
平均		1.7	22.1	13.0

27井及该井西南方向90 km处的苏9井,都取得了山西组气源岩包裹体均一温度。以此计算气源岩的古地温梯度分别为 $3.75^\circ\text{C}/100\text{m}$ 、 $3.33^\circ\text{C}/100\text{m}$ ,平均值 $3.54^\circ\text{C}/100\text{m}$ <sup>[13]</sup>。说明深层(>3200 m)气源岩在大规模排烃期是高温气源岩。这是因为中侏罗世至早白垩世,由于强烈的构造热事件使盆地的地温梯度大幅度升高。当时,盆地古地温梯度达 $3.3\sim 4.8^\circ\text{C}/100\text{m}$ ,古大地热流值 $81\sim 95 \text{ mW}/\text{m}^2$ ,与上述古地温梯度计算结果是吻合的<sup>[14]</sup>。

高地温气藏 在高地温场的作用下所形成的古气藏,应是高温气藏。位于苏里格含气单元东南部的桃6井,其气态包裹体中的 $\text{CH}_4$ 含量达94%,它的均一温度为 $170^\circ\text{C}$ 。这种晚期形成的气态烃包裹体,对应的时期是中侏罗世末期至早白垩世末期。它表明,此时期形成的气藏是高地温气藏。另外,苏6井和苏18井在井深分别为3328.5 m和3573.5 m处的包裹体均一温度分别高达 $169^\circ\text{C}$ 和 $160^\circ\text{C}$ 。

##### (2) 今气藏的低地温系统

在苏里格含气单元实测气层温度的探井有苏3、苏4、苏5和苏10井,以各井气层中部深度为3259.5~3607.0 m,层位为第4~7号小层,温度为 $103.6\sim 112.2^\circ\text{C}$ ,今气藏平均地温梯度 $2.47^\circ\text{C}/100\text{m}$ 。

今气藏地层温度下降的原因是由多种地质因素造成的。首先是苏里格盆地的大地热流值 $63.4 \text{ mW}/\text{m}^2$ ,约为成藏期大地热流值的72.0%,接近全球平均热流值。地球表面大地热流是由地壳热流和地幔热流两部分组成,根据“剥层法”计算,上述两种热流贡献值分别为52.8%和47.2%。这说明地壳的热量来源略

高于地幔的热量,显示出该盆地具有过渡构造区的地热特征。盆地今地温梯度为  $2.2\sim 3.1\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ , 苏里格含气单元今地温梯度为  $2.47\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ , 两者是一致的。

其次是苏里格含气单元今气藏与古气藏的温度场或地温梯度相比明显降低。其主要原因是含气单元内部没有断层,更没有火山岩的侵入和喷发,即无新热能的补充。同时,含气单元上覆有巨厚的砂泥岩 ( $>3000\text{ m}$ ) 沉积剖面,因长期吸热而导致地温下降。

另外,天然气田从形成并保存至现今,始终都处于动态平衡之中。这种动态平衡一旦被破坏,则反映气田动态的温度、压力参数便发生变化。当高地温气源岩向气藏充注的天然气数量大于其气藏的散失量时,气藏则保持或扩大已形成的规模,温度也不会下降;当其充注量小于散失量时,已形成的气藏规模不仅萎缩,而且温度也会下降。因为高地温气源岩大规模排烃期是在成岩晚期到成岩期,它与成藏后的漫长地质历史时期相比是短暂的,所以,气藏形成之后的长时期保存的结果,呈现以萎缩为主而导致气藏的破坏,即天然气的扩散引起热传导,使地温梯度不断下降。

### 4.3.2 气藏的压力系统

#### (1) 古气藏的高压力系统

**高压气源岩** 鄂尔多斯盆地上古生界煤系地层气源岩,是高压气源岩。在晚侏罗世至早白垩世末期。石炭系最大埋深(约  $4200\text{ m}$ )处,其压力系数为  $1.35\sim 1.65$ <sup>[13]</sup>。

**用包裹体资料计算古压力系数** 根据盆地内 7 口井 28 个包裹体资料,经计算获得 28 个高异常压力点,其压力系数为  $1.145\sim 1.648$  (表 6),古地温为  $91.7\sim 98.4\text{ }^{\circ}\text{C}$ 。当古地温达到  $160\sim 170\text{ }^{\circ}\text{C}$  时,则古压力系数可增至  $1.5\sim 1.7$  左右。

**高压气藏** 在麒麟沟气田东部米脂含气单元,有 4 口井发现高异常压力,其压力系数为  $1.09\sim 1.15$  之间(表 7)。这是该气田目前保存下来的唯一一个高异常压力的含气单元,而其他含气单元为小于静柱压力的低异常压力单元。前者高压气藏的存在与气藏形成后和泥岩盖层厚度大、纯度高、封堵性更强有关。

#### (2) 今气藏为多种压力系统

麒麟沟气田由于是由众多不同岩性、不同层位

表 6 鄂尔多斯盆地陕北斜坡带包裹体古压力计算结果

井号	深度(m)	捕获压力(MPa)	压力系数
召 5	2894.1	33.14	1.1451
陕 199	2838.5	33.10	1.1661
	2838.5	34.35	1.2101
苏 16	3352.4	42.58	1.2701
胜 1	1911.3	26.49	1.3860
	1919.8	31.64	1.6481
	1970.8	24.75	1.2558
榆 15	1976.3	23.01	1.1643
	1976.3	23.46	1.1871
	1976.3	24.43	1.2361
	1976.3	23.79	1.2038
米 4	1989.5	29.55	1.4853
	2113.5	23.82	1.1270
	2113.5	30.83	1.4587
	2113.5	33.47	1.5836
	2189.2	41.11	1.8779
	2213.3	31.60	1.4277
	2213.3	32.49	1.4679
	2307.5	31.02	1.3443
神 7	2307.5	32.02	1.3876
	1915.5	27.98	1.4607
	1915.5	23.35	1.2190
	1693.7	26.59	1.5699
	2092.0	32.53	1.5550
	2075.5	32.45	1.5635
	2075.5	23.02	1.1091
	2126.7	23.09	1.0857
	2141.0	31.47	1.4699

表 7 米脂含气单元上古生界地层压力

井号	层位	气层中部深度(m)	原始地层压力(MPa)	压力系数
镇川 2	上石炭统太原组	2256	25.2	1.12
镇川 4	下二叠统下石盒子组	2080	22.3	1.09
镇川 7	下二叠统下石盒子组	2154	24.2	1.15
镇川 8	下二叠统下石盒子组	2035	22.0	1.10

的岩性气藏组成,故在气田的不同构造部位有不同的压力系统。总的说来,在气田西部压力系数较低;向东部则压力系数增高,即苏里格含气单元平均压力系数为 0.834,靖边含气单元为 0.945、榆林含气单元为 0.965,米脂含气单元为 1.115。

### 4.3.3 高温高压烃类气体充注机制是特大型岩性气田形成的关键

**烃类气体能沿高压裂缝运移** 鄂尔多斯盆地上古生界烃源岩的压力系数一般为 1.35~1.65。此时期正是烃源岩的排烃高峰期,也就是在晚侏罗世末期。如果以压力系数 1.42 作为烃源岩的破裂门限值,使烃源岩产生微裂缝,这样便出现以微裂缝通道排烃和以孔隙通道扩散排烃的双重通道排烃的有利局面。

**烃类气体能快速充注** 当高温高压烃类气体沿微裂缝通道运移,其运移速度与沿孔隙通道扩散运移相比要大若干倍,导致烃类气体快速运移并向储集层快速充注,为高温高压气藏的形成打下基础。

**烃类气体能充满储集空间** 生烃源岩高压微裂缝的形成不仅可以在生烃源岩地层,而且可在高温高压烃类气体运移过程中所途经的地层或储集层中产生。这样大面积多层系微裂缝的形成,为烃类气体的大规模运移并充满途经的一切储集空间而形成多层系多储集体含气的特大型岩性气田。高温高压充足的天然气向储集层快速充注,驱替储集层中的沉积水并充满储集空间。

例如,含气面积为 4 019 km<sup>2</sup> 的靖边奥陶系灰岩含气单元,投入开发达六年之久的马家沟组五段,主力气层未见地层水,说明天然气充满了石灰岩储集层的所有空间。

又如,含气面积为 4 067 km<sup>2</sup> 的苏里格含气单元,有 44 口探井及开发井试气,只有 1 口井累计产水 20.6 m<sup>3</sup>(见表 4 苏 9 井)。先后有 28 口井投产,平均水气比仅为 0.39 m<sup>3</sup>/10<sup>4</sup> m<sup>3</sup>,表明气层内既无边水,也无底水,这种采出水实际上是气层内游离水蒸气在开采过程中由于温度下降的析出水。这也说明天然气充满了砂岩储集层的所有储集空间。

## 5 结 论

(1)鄂尔多斯盆地陕北斜坡带上有赋存一个古

生界特大型天然气田的希望,目前暂称为麒麟沟气田。主要含气层系有奥陶系马家沟组石灰岩、二叠系山西组二段和一段、石盒子组八段砂岩储集层。麒麟沟气田预测含气面积 41 800 km<sup>2</sup>,三种方法预测天然气地质储量超过 40 000×10<sup>8</sup> m<sup>3</sup>。目前 8 个含气单元已有 7 个单元部分含气连片,各含气单元之间或之外的 85 口探井也见到商业气流,它们为特大型气田最终实现含气基本连片提供了依据。

(2)麒麟沟特大型天然气田之所以能够形成,最根本的原因是陕北斜坡带平缓而稳定的发育,提供了无断层切割破坏的特大面积的岩性圈闭带,提供了多层系多岩性多储集类型的岩性储集带,提供了煤系烃源岩多层系生气与供气带。没有上述三者“合三为一”的有机结合,便没有特大型气田形成的可能性。

(3)麒麟沟气田的成藏地质依据,既有天然气是煤型气、高成熟或过成熟的热解气和裂解气依据;也有天然气的侧向运移和气、水流体的垂向运移依据;既包括天然气古气藏高温高压的成因依据,也包括今气藏低温低压的形成依据。大面积高温高压烃源岩微裂缝的产生不仅加快了烃类气体的运移速度,而且也加快了大型气田的形成。

### 参 考 文 献

- [1] 吴崇筠,薛叔浩,等. 中国含油气盆地沉积学[M]. 北京:石油工业出版社,1992:363-409.
- [2] 李德生. 重新认识鄂尔多斯盆地油气地质学[J]. 石油勘探与开发,2004,31(6):1-7.
- [3] 何自新,郑聪斌,王彩新,等. 鄂尔多斯盆地靖边气田的发现与勘探[J]. 海相油气地质,2005,10(2):37-44.
- [4] 王涛,张家茂. 关于中国天然气发展的几点思考[J]. 天然气,2005,1(1):1.
- [5] 黄建松,郑聪斌,张军. 鄂尔多斯盆地中央古隆起成因分析[J]. 天然气工业,2005,25(4):22-26.
- [6] 刘圣志,李景明,孙粉锦,等. 鄂尔多斯盆地苏里格气田成藏机制研究[J]. 天然气工业,2005,25(3):4-6.
- [7] 李春光. 论渤海湾盆地深层油气藏[J]. 海相油气地质,2005,10(2):17-21.
- [8] 李春光. 东营盆地浊积岩原生油气藏[J]. 石油勘探与开发,1992,19(1):7-12.
- [9] 代金友,张一伟,史若珩,等. 鄂尔多斯盆地中部气田剥蚀育与沟槽[J]. 石油勘探与开发,2005,32(6):29-31.
- [10] 王桂成,王秀林,莫小国,等. 鄂尔多斯盆地富县探区上古

- 生界天然气运移模式 [J]. 石油勘探与开发, 2004, 31(3): 30-33.
- [11] 李春光. 论山东东营、惠民盆地油田水与油气聚集关系 [J]. 地质论评, 1994, 40(4): 340-346.
- [12] 汪泽成, 赵文智, 门相勇. 基底断裂“隐性活动”对鄂尔多斯盆地上古界天然气成藏的作用 [J]. 石油勘探与开发, 2005, 32(1): 9-13.
- [13] 钱凯, 魏国齐, 席胜利, 等. 中国陆上天然气勘探新领域 [M]. 北京: 石油工业出版社, 2001: 59-123.
- [14] 张福礼. 多旋回与鄂尔多斯盆地石油天然气 [J]. 石油实验地质, 2004, 26(2): 138-152.
- [15] 闵琪, 付金华, 席胜利, 等. 鄂尔多斯盆地上古生界天然气运移聚集特征 [J]. 石油勘探与开发, 2000, 27(4): 26-29.

编辑: 赵国宪

## Geology Condition Analysis of a Huge-scaled Paleozoic Gas Field Hosted in Ordos Basin

Li Chunguang

**Abstract:** Eight gas-enriched units, including Jinbian, Sulige, Wushenqi, Mizhi, Shenmu, Zizhou and Daniudi units, have been discovered and proved in Shanbei Slope belt up to now. These units have linked with one by one as a huge whole, informally called as Qilingou Gas Field. There are five sets of gas-containing formations in these units, which covers an area of 41,800km<sup>2</sup> and possesses of over 4×10<sup>12</sup>m<sup>3</sup> of estimated gas reserves in place. The special geological conditions of stably sedimentary cratonic basin provide a nice guarantee for gas generation, migration, accumulation and preservation during Paleozoic Era. Abnormally high-pressure hydrocarbon that generated from Carboniferous and Permian high-temperature and high-pressure gas source rocks expels sedimentary water from the original reservoirs and fills in all of available reservoir space during migrating and emplacing into the overlapping and underlying reservoirs, and thus this huge-scaled gas field forms.

**Key words:** Paleozoic; Natural gas field; Gas source rock; Hydrocarbon accumulation; Qilingou Gas Field; Ordos Basin

**Li Chunguang:** male, Principal Geologist. Add: Research Institute of Petroleum Exploration & Development, PetroChina, 20 Xueyuan Rd., Beijing, 100083 P.R.China