

文章编号: 1000-0550(2001)04-0524-06

# 鄂尔多斯盆地奥陶系热水岩溶特征<sup>①</sup>

郑聪斌 章贵松 王飞雁

(长庆油田公司勘探开发研究院 西安 710021)

**摘要** 鄂尔多斯盆地奥陶系深部白云岩中的溶蚀孔洞,其成因属于热水岩溶作用的结果。本文通过成因矿物学及 $Fe^{2+}$ 、Mn微量元素分析和气液包裹体测定,结合岩溶发育的构造背景,深入揭示了本区热水的来源主要为深部循环热水,局部尚有深部上升的热液加入,其热能除地温梯度加热、构造运动加热外,在盆地基底古断裂附近可能还有深部热源的影响而形成的中低焓地热流体。充填矿物包裹体均一温度为 $150 \sim 349^{\circ}C$ ,气相成分中 $CO_2$ 摩尔浓度达到 $44.3\% \sim 56.98\%$ 。 $Fe^{2+}$ 、Mn微量元素在鄂6、定探1、李华1井、芦参1井、陕8井和旬探1井白云岩中的富集,指示了这些井区是热水运移的主要近源区。认为热水岩溶的发育,对奥陶系内幕储层的形成具有重要意义。

**关键词** 鄂尔多斯盆地 奥陶系 热水岩溶 内幕储层 发育特征

**第一作者简介** 郑聪斌 男 1956年出生 工程师 石油天然气地质

**中图分类号** TE122.2+1 **文献标识码** A

鄂尔多斯盆地奥陶系内幕白云岩储层的储集空间主要以溶蚀孔洞为主,而溶蚀孔洞的形成则属于深埋藏期热水岩溶作用的结果<sup>[1]</sup>。通过热水岩溶发育的地质背景、形成条件、地化标志及热水来源及运移途径的深入探讨,揭示了本区热水岩溶的形成机制和发育特征,并依据 $Fe^{2+}$ 、Mn微量元素在白云岩中的含量变化,预测了奥陶系内幕储层的分布规律。

## 1 热水岩溶形成条件

### 1.1 热水的来源与地热源

热水的来源与地热源,是热水岩溶发育的基础。过去一直认为,热水溶液来源与岩浆活动有关。但随着热水岩溶现象的不断发现,不少学者注意到热水来源的多样性,既有岩浆或变质作用释放出的水,又有埋藏加热的封存水,既有构造运动加热的深循环水,又有深部原生水和回注的海水等<sup>[2]</sup>。只要这些水的温度高于地温梯度增温率所影响的温度值,均可成为热水岩溶的水源<sup>[3]</sup>。结合鄂尔多斯盆地的地质特征分析,盆地结晶基底的构成较为复杂,大致以大同一边岩石圈古断裂为界,北部为中下太古界集宁群和部分上太古界乌拉山群组成,南部为下元古界变质岩系,西南侧为溇沱群。“八五”期间,在盆地中部进行的瞬变电磁测深法取得的成果显示,靖边一带元古界基底顶面,南高北低,并有一北东向的楔形凸起,估计高差达100余米。按电性特征分析可能为沿隐伏断裂上升的蚀变岩体。上覆盖层在中生代晚期于大同一边古断裂的两

侧,即东部的紫金山见有形成的碱性岩体,西部龙门一带下三叠系见闪长玢岩侵入体,厚150 m以上。并据现代地震记录,在该断裂中部的榆林地区的141井区,陕99井区和西部的定边附近曾先后发生5.5级以上的地震。可见,以往认为长期稳定的大同一边基底古断裂仍存在着不定期的活动。这种活动虽然是隐伏的,对沉积盖层的影响还不十分明显,但对深部热源的形和成部分热液的上升仍然是重要的。由此可以认为本区热水的来源主要为深循环的热水。其热能除地温梯度加热、构造运动加热外,可能还有深部热源的影响而形成的中低焓地热流体。据前人资料,区内控制沉积层热流变化的地质因素主要有如下几个方面:

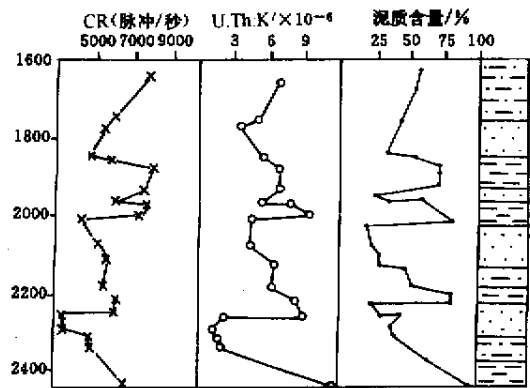


图1 鄂尔多斯盆地任6井  
泥质含量与放射性元素(铀、钍、钾)关系图

Fig. 1 Relationship between mud content and radioactive elements (U, Th, K) of Well Ren6 in Ordos Basin

① “九五”国家重点科技攻关成果之一。

### 1.1.1 放射性物质的蜕变热

放射性物质<sup>40</sup>K、<sup>235</sup>U、<sup>238</sup>U 和<sup>232</sup>Th 在地球演化和分异过程中集中于地壳及上地幔顶部,一般在地壳上部的酸性岩浆中最富集。由于盆地无花岗岩层,放射性物质含量也就少得多。但从盆地任 6 井泥质含量与放射性元素(铀、钍、钾)的关系(图 1)可看出,泥质含量高的层位中,放射性元素含量相对也高,从而成为控制盆地热流分布因素之一。

### 1.1.2 地温热流值随莫霍面埋深而变化

据盆地不同地区岩石圈各界面地热计算,大部分热流来自上地幔,对整个大地热流值的贡献率达 50%~61%。从地表到莫霍面,各界面今热流分布形成及梯度变化的一致性表明,盆地构造热场受深部构造热场的控制。各层界面今热流值是西北低东南高,榆林一带边一带处于热场梯度变化带。莫霍面今温度为 337.7~727.3℃,平均 568.5℃<sup>[4]</sup>(图 2)。

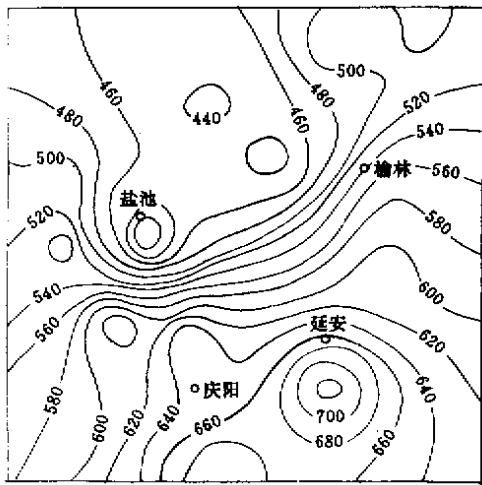


图 2 鄂尔多斯盆地莫霍面温度分布图

Fig.2 Moho temperature distribution in Ordos Basin

### 1.1.3 地温梯度值随岩石的热导率高低变化

热导率较高的下古生界碳酸盐岩(灰岩 3.39mw/m·k, 盐岩 6.20 mw/m·k),具有相对较低的地温梯度;而石炭、二叠系地层因泥质含量相对增加,热导率值低(粘土岩 1.397 mw/m·k, 泥质岩 1.852 mw/m·k;砂岩 2.67 mw/m·k),地温梯度明显增加,在盖层阻热作用下,热能在下伏碳酸盐岩地质体中聚集。

根据任战利等人<sup>[5]</sup>通过不同方法对古地温的研究,盆地在中生代晚期的地温梯度为 3.3~4.1℃/100 m,主要集中在 4℃/100 m 左右,而现今地温梯度为 2.8℃/100 m(图 3)。这与孙少华利用天然热释光强度所反映的中侏罗世末的热异常是吻合的。

上述控制区内沉积层中热流变化的诸因素中,在

没有岩浆作用,变质作用增温的情况下,构造增温与距离上幔源区远近是控制地热增温率的主要因素。

### 1.2 热水的侵蚀性

形成热水岩溶的必要条件除上述有充足的热水来源和有地热源外,还要求热水具有侵蚀性能。一般认为,只要水中源源不断有侵蚀性 CO<sub>2</sub> 的补充,则其侵蚀性可以长盛不衰。实验和实际观察还表明,含一定量 SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> 的岩溶水在流经碳酸盐岩地层时,将大大提高其溶蚀、溶解能力,特别是提高其中镁的溶解、迁移能力。

由于热水岩溶处于深部环境(埋深 > 3 000 m),热水中最初来自大气的 CO<sub>2</sub> 和土壤空气中的 CO<sub>2</sub>,在自上而下渗流溶蚀碳酸盐岩过程中大部分已经消耗。但据不同水温的天然水水质分析成果,热水中 CO<sub>2</sub>、HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> 含量有随水温升高而增多之势<sup>[6]</sup>,本区深部岩溶系统中 CO<sub>2</sub> 来源主要有如下几个方面:

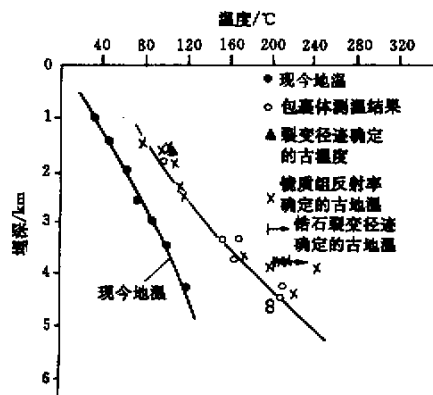
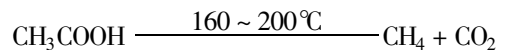


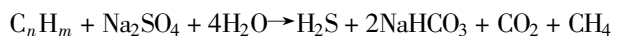
图 3 天深 1 井现代地温与古地温对比图

Fig.3 Correlation of modern geothermal and ancient geothermal feature of Well Tianshengli

(1) 有机质在热化学学生油期间,由于脱羧降解作用产生大量 CO<sub>2</sub> 和 H<sub>2</sub>S。Carothers 与 Kharaka<sup>[7]</sup>认为,120~200℃时,羧酸阴离子就会被热解,脱羧作用破坏,释放出 CO<sub>2</sub> 来,即:



(2) 在脱硫细菌作用下,油田水中硫酸盐与烃类(C<sub>n</sub>H<sub>m</sub>)反应产生 CO<sub>2</sub> 和 H<sub>2</sub>S;



(3) 深部如有两种以上浓度不同或温度不同的碳酸钙饱和溶液混合释出 CO<sub>2</sub>;

(4) 深部碳酸盐岩受高温、高压分解产生 CO<sub>2</sub> 气体。

## 2 热水岩溶标型特征

### 2.1 岩石学特征

受热水改造的粗粉晶—细晶白云岩,在定边至鄂托克旗一带奥陶系马四—马五段均有分布。色调为灰色、褐灰色及深灰色,常见雾心亮边“斑”状结构;“斑”由颜色及晶粒差异显示。靖边至横山一带见于古风化壳马五<sub>4</sub>、马五<sub>1</sub>、马五<sub>3</sub>层段,南部旬探1井见于马六段。

### 2.2 岩溶形态及充填物

热水岩溶形态与热水溶蚀能力和运动特征有关。在构造破裂欠发育的情况下,溶蚀作用首先从晶间、粒间易溶物溶解开始,形成溶孔。溶孔呈层状分布,疏密相间,其间可见有沿裂缝溶蚀成溶缝。如定探1井深4 283 m处,溶孔呈球粒状,直径2~5 mm,溶通后有呈平行或垂直层面的穹状和不规则状,长可达2~3 cm。其内充填有石英、白云石。陕12井沿裂缝形成的溶蚀竖井上接溶蚀廊房,呈现下宽上窄特征。李华1井位于天环拗陷并接近西缘逆冲构造带,有断裂、裂隙与基底相通,故有来自深部热液(源)补充的可能。围岩中有多期次、多成分的脉体发育,如异形白云石脉、铅锌矿脉、白云石、萤石—方解石脉等典型热液脉体。

陕12井、定探1井、李华1井的钻孔中,偶见溶孔有闪锌矿晶粒,并在西缘北端海渤湾代兰塔拉发育有铅锌矿。矿体产于奥陶系三道坎组和桌子山组碳酸盐岩层中,呈似层状。主要工业矿物为闪锌矿、方铅矿、黄铁矿,伴有黄铜矿、磁黄铁矿、白铅矿、菱锌矿、重晶石等。由于周围无岩浆活动,其成矿过程可能与深部基底古断裂有关。深部岩溶热水温度较高,pH值较低,溶液趋于酸性,有利于碳酸盐岩中的铅、锌等矿物析出,形成稳定的络合物被迁移。而当热水溶液自下而上运移时,因温、压的下降,致使溶解的气体逸出,H<sup>+</sup>浓度减小,pH值升高,溶液向碱性过渡,在还原环境中络合物分解,导致矿质沉淀或交代,并与溶于水中的硫生成溶度极低的金属硫化物,如PbS、ZnS、FeS<sub>2</sub>、CuS<sub>2</sub>等<sup>[8]</sup>。它们多数不能被热水带走而沉淀于溶孔、溶隙中,或呈侵染状、似层状产出。

### 2.3 充填矿物地化特征

(1) 热水岩溶形成的方解石、粗晶,充填于孔洞及裂缝中。二相包裹体中含CH<sub>4</sub>、CO<sub>2</sub>、H<sub>2</sub>S和少量C<sub>2</sub>H<sub>4</sub>,从包裹体均一温度(表1)可以看出,旬探1井虽然埋深较定探2井浅1 635 m,但温度却高出30℃。方解石均一温度变化在124~195℃,白云石均一温度变化在130~349℃。

(2) 热水岩溶形成的白云石,多为细—中晶马鞍

状、歪曲晶格的异种,含大量微包裹体而呈雾状。从异形白云石包裹石英及黄铁矿表明,岩溶孔洞在偏酸性介质改造的基础上,又经受了热水作用。定探1井马四段热水岩溶孔洞中充填的白云石,在阴极发光下残余雾心为昏暗褐红色发光,宽大亮边不发光,反映了热水溶蚀并交代早先的细晶白云岩的结果。碳、氧同位素值与其它岩溶作用形成的碳氧同位素值有明显的变化,碳同位素略有偏正,与混合水云岩值接近,而氧同位素偏负(图4)。

表1 白云石、方解石包体测试数据表

Table 1 Data of the dolomite and calcite inclusions					
地区	井号	井深/m	矿物	气液比	均一温度/℃
中	陕11	(68号)	方解石(孔)	5~15±	177
东	陕16	(74号)	方解石(孔)	<5	168
部	城川1	(81号)	方解石(孔)	5~15±	149
	李华1	4 214	白云石(孔)	10	196
西	李华1	4 212.73	白云石	8	220**
	定探2	3 775	方解石		165
	定探1	3 930.1	细晶白云石		349**
部	鄂6	3 859.3	中晶白云石		184**
南	旬探1	2 140	方解石		195
部	耀参1	1 320	方解石		124~182

\*\*据成都理工学院张锦泉,1993年资料

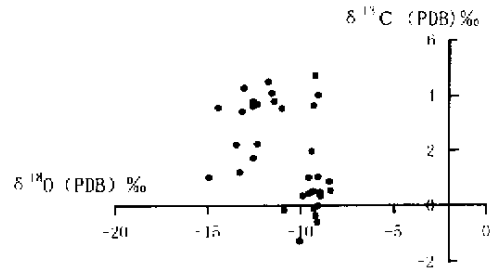


图4 热水岩溶碳氧同位素分布散点图

Fig.4 Scatter diagram of C/O isotopic composition heat water karst

(3) 气液相包裹体中水—岩—气处于化学平衡的状态下,气相组成富含CO<sub>2</sub>,CO<sub>2</sub>的摩尔浓度占气体组成的44.3%~56.9%,表明岩溶充填矿物形成环境具有丰富的CO<sub>2</sub>来源(表2)。

(4) 石英形成于马鞍状白云石之前,或与晚期方解石共生,充填于孔洞和构造裂缝中。晶形从简单柱状晶体到复杂锥面柱状体均有,其内包裹体主要为二相水溶包裹体,其次为气相包裹体,均一温度见表3。

(5) 铅锌矿铅灰色、褐灰色,分别呈立方体(方

表2 溶蚀孔洞中充填的白云石包体成分

Table 2 Inclusion compositions of dolomite filled in dissolution pores

样品号	气 相 / % *										液 相 / %			
	CO <sub>2</sub>	N <sub>2</sub>	H <sub>2</sub> S	CH <sub>4</sub>	CO	H <sub>2</sub> O	O <sub>2</sub>	SO <sub>2</sub>	H <sub>2</sub>	H <sub>2</sub> O	CO <sub>2</sub>	H <sub>2</sub> S	CH <sub>4</sub>	
李华 1 井-24	56.9	16.6	10.2			12.9			3.4	79	16	5		
李华 1 井-31	52.0	14.0	7.0		16.0		11.0			91		9		
李华 1 井-32	48.3		5.4	34.5		11.8				24	69	7		
李华 1 井-07	44.3		7.0	6.5		20.9	15.1		6.2	46	24	17	13	

\* 摩尔数的相对百分含量

表 3 石英包裹体均一温度测定表

Table 3 Homogenization temperatures of quartz inclusions

深度/m	井号	测定矿物	均一温度/℃
4 287.38	定探 1	石英	120 ~ 145
3 781	定探 2	石英	135 ~ 165
4 133	鄂 7	石英	145 ~ 185

表 4 闪锌矿成分对比表(单位/%)

Table 4 Comparison of the sphalerite compositions

井号	S	Zn	Fe <sup>2+</sup>	Co	Ni	Cu	As
定探 1	32.05	65.74	0.10	0.08	0.12	0.25	0.05
陕 12	35.10	64.48	6.12	0.06	0.04	0.13	0.01
云南金顶矿 *	32.47	64.73	0.06	0.011	0.0015	0.020	0.00

\* 据孙世雄 1991

铅矿)四面体(闪锌体),分布于溶孔或溶缝中。闪锌矿中包裹体较发育,有单相两相包裹体,均一温度变化在 135 ~ 349℃,与云南金顶热液成因的闪锌矿包裹体均一温度 150 ~ 343℃ 基本一致。定探 1 井与陕 12 井的闪锌矿成分与云南金顶铅锌矿中的闪锌矿成分十分接近<sup>[9]</sup>(表 4)。表明均属中—低温热液成因。

(6) 地开石 主要分布于盆地中东部风化壳粉细晶白云岩中。据黄思静研究<sup>①</sup>,地开石具有高的有序度,富晶间孔,形成温度高于 160℃,由热液蚀变和沉淀成因,在马五<sub>1</sub> 以上的粉细晶白云岩孔隙充填物中约占 50% ~ 92%,常见与无机黄铁矿、石英晶簇及萤石共生,主要分布在靖边地区。

(7) Fe<sup>2+</sup>、Mn、Sr 元素 据热水岩溶充填物测试结果,不同地区不同样品的 Fe<sup>2+</sup>、Mn、Sr 元素含量变化较大,富晶间孔的粉细晶白云岩及其充填物,Fe<sup>2+</sup>、Mn 含量高于其它碳酸盐数倍,而 Sr 含量平均值低于其它碳酸盐矿物(图 5)。

定探 1 井、李华 1 井、鄂 6 井的马四段粉细晶白云岩,除有高的 Fe<sup>2+</sup>、Mn 含量,低的 Sr 含量外,K、Na 含量也相对较高,反映出西部的水化学环境有所不同,但 Fe<sup>2+</sup>、Mn 含量显著则是一致的。对于中东部富 Fe<sup>2+</sup>、

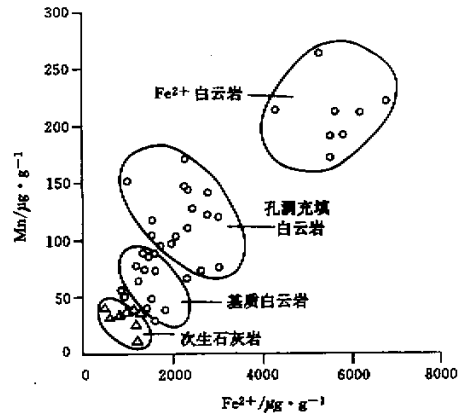


图 5 Mn-Fe 微量元素含量投点图

Fig. 5 Scatter diagram of content of trace element Mn-Fe

Mn 的粉细晶白云岩,用强烈的淡水蚀变解释显然是欠合理的。虽然淡水改造的白云岩,Fe<sup>2+</sup>、Mn 含量较高,但在近地表氧化条件下,Fe<sup>2+</sup>、Mn 难以低价形式进入碳酸盐晶格,而在埋藏环境下,其重结晶作用又难以形成较高的晶间孔、晶间溶孔,同时又常与形成温度高于 160℃ 的地开石共生,因而也难以用埋藏成岩环境解释<sup>②</sup>。粉细晶白云岩高含 Fe<sup>2+</sup>、Mn 的原因,显然是经历了深埋藏环境下热水岩溶作用的结果。

### 3 热水运动机制及岩溶区分布

热水岩溶是在不同深度由承压热水形成的,其运动方式主要以上升为主。当然大气降水在向下潜流过程中,在地热增温率的影响下,也会不同程度变为热水,但此类热水岩溶与一般大气水岩溶是难以区别的。区内中低温热水在深埋藏环境下,沿裂缝由下而上运动。热水运动除与压力有关外,与水的温度、水中气体含量多少和矿化度的高低等密切相关。由于燕山构造热事件在封闭环境下的积压、积温而导致岩溶水物理化学性质改变,从而促进水的运动和岩溶作用的发生。

#### 3.1 热水运动特征

① 黄思静,陕甘宁盆地中部奥陶系风化壳储层地开石成因研究, 1993

② 崔秉荃等,陕甘宁盆地中部奥陶系碳酸盐岩储层评价, 1993

### 3.1.1 增压与矿化度的增加导致水的比重增大

在构造应力作用下,无论岩层是否产生断裂或变形,由于岩石的物理化学性质,古岩溶化程度的不均一等因素,在岩石空间产生压力差,而最先受影响的是对压力最为敏感的地下水,产生自高压区向低压区的流动。与此同时,由于静压力和构造增压,有利于热水溶液中  $\text{HCO}_3^-$  的离解而增加水中  $\text{H}^+$  浓度,使溶液变得偏酸性而增强溶蚀能力。同时在压力的驱动下,不同温度、浓度和不同 pH、Eh 值的溶液汇合成混合液,更有利于对碳酸盐岩的溶蚀作用。结果使更多的矿物元素从围岩中进入溶液,与增压过程中溶解于水中的  $\text{CO}_2$ 、 $\text{H}_2\text{S}$  等气体形成稳定的络合物,从而使水中的矿化度增大。这一过程,说明水的比重随下渗过程中压力增大和矿化度升高而增大。

### 3.1.2 增温与水中溶解气体增加导致水的比重减小

在燕山期构造热事件中,构造运动从地壳应力集中到释放,其中一部分机械能转化为热能,同时深部热源也可能通过某些窗口上升,使热水进一步增温。虽然水的增温不利于气体的溶解,但由于随深度加大的增压,气体可以大量溶解于水中。据有关资料,在深部 1~4 km 处的地下水,有  $500 \text{ cm}^3/\text{L}$  的溶解气体,有的甚至达到  $1000 \sim 1500 \text{ cm}^3/\text{L}$ 。因此,随着深度的加大温度逐渐升高,溶解气体也逐渐增多,而使水的比重逐渐减小。

以上说明地下水的比重在下渗过程中会有增减变化,当减小值超过增大值时,地下水即由下渗运动转变为上升运动。气体在水中大量溶解等现象显示了减小值超过增大值之状况。虽然地下水由下渗转变为上升运动时压力仍为主导因素,但与水在静压力作用下转为上升运动有本质区别。深循环热水系统为对流型热水系统,因盆地内部盖层缺乏大的断裂作为渗流通道,故热水多沿微裂缝和透水性好的储层侧向对流或由扩散作用形成层状热储<sup>[10]</sup>。

### 3.2 热水岩溶区分布

本区深埋藏期热水岩溶发育的控制因素,主要是深部热源与热水运移循环的途径。从富晶间孔的粉细晶白云岩中测定的  $\text{Fe}^{2+}$ 、Mn 元素含量变化,指示了鄂 6 井是  $\text{Fe}^{2+}$ 、Mn 含量富集区,  $\text{Fe}^{2+}$  含量由一般  $1000 \times 10^{-6}$  上升为  $5000 \times 10^{-6} \sim 39750 \times 10^{-6}$ ; Mn 含量由一般  $100 \times 10^{-6}$  上升为  $1167 \times 10^{-6}$ ,表明是主要的热水来源之一。根据已识别出热水岩溶的探井分析,本区可能在芦参 1 井、旬探 1 井和中东部陕 8 井地区同样存在着热水的来源(图 6)。这些热水来源区不是处在周边断裂附近,就是位于基底古断裂之上。可见周边断裂或基底古断裂,在印支、燕山运动阶段,对构造热

事件在盆地内部的形成具有重要的影响。但由于不同热源区的热流体运移循环通道和途径不同,发育的层段也有差异。其中盆地西部在马四段白云岩中发育的热水岩溶带,主要有两个发育区:一是伊 8 井、鄂 6 井区,该区热水来源主要与桌子山古断裂和偏关—石嘴山古断裂有关。热水岩溶形迹向东延伸到苏 2 井风化壳带,显然与中东部热水岩溶区经苏里格庙古鞍地相连。二是定探 1 井、鄂 7 井、天深 1 井、芦参 1 井区,该区热水来源可能与西部桌子山至平凉古断裂有关,向东可延伸至城川 1 井一带,但在马四段呈透镜体分布,且有明显的非均质性;盆地南部在马六段发育热水岩溶带,主要分布在永参 1 井、旬探 1 井至正宁、黄陵一带,热水来源可能与该区的东西向古断裂有关。盆地中东部热水岩溶发育带,主要叠加在风化壳岩溶段,热水来源主要于深部大同一边古断裂上升的热液有关。分布范围主要在靖边、榆林至神木一带。热水岩溶在该区的广泛发育,对天然气储层的有效性具有明显的建设性作用。

## 4 结论

(1) 鄂尔多斯盆地奥陶系深部白云岩储层的储集空间主要以溶蚀孔洞为主,而溶蚀孔洞成因属于热

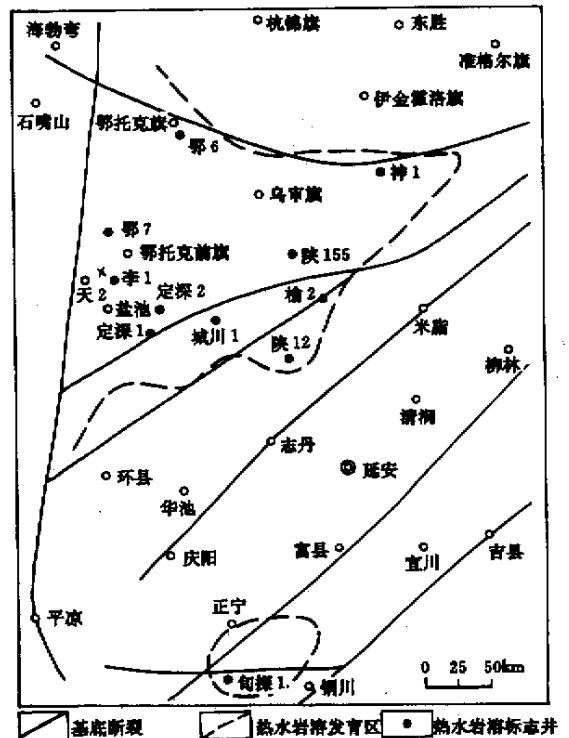


图 6 鄂尔多斯盆地热水岩溶分布区图

Fig.6 The distribution of hot water karst in Ordos basin

水岩溶作用的结果。

(2) 通过成因矿物学及  $Fe^{2+}$ 、Mn 微量元素分析和气液包裹体测定,认为本区热水来源主要为深循环热水,局部地区尚有深部上升的热液加入,其热能除地温梯度增温、构造运动加热外,在盆地基底古断裂附近可能还受深部热源的影响,形成了中低焓地热流体。包裹体均一温度为  $150 \sim 349^{\circ}C$ ,气相成分中  $CO_2$  摩尔浓度达到  $44.3\% \sim 56.98\%$ 。

(3) 热流体在深埋藏环境下,沿裂缝由下而上运动。热水运动除与压力有关外,与水的温度、水中气体含量多少和矿化度的高低等密切相关。

(4)  $Fe^{2+}$ 、Mn 微量元素在鄂6、定探1、李华1、芦参1、陕8和旬探1井白云岩中的富集,指示了这些井区是热水运移的主要近源区。

(5) 热水岩溶是盆地奥陶系最后一期岩溶,主要发育在西部马四段、南部马六段、中东部古风化壳。热水岩溶的发育,对奥陶系内幕储层的形成具有重要意义。

#### 参 考 文 献

1 郑聪斌. 陕甘宁盆地中部奥陶系风化壳古岩溶发育特征[J]. 中国岩

溶,1995,14(3):280~290

2 邓自强. 中国岩溶型矿床初步研究[M]. 南宁:广西师范大学出版社,1998

3 Stanislaw Dzylinski, Maria Sass-Gustkiewicz. Hydrothermal karst phenomena as a factor in the formation of Mississippi valley-type deposits[A]. In: Wolf (ed.). K. H. Handbook of Strata-Bound and stratiform ore deposits[C]. 1986, 13:391~439

4 杨俊杰. 含油气沉积盆地地质基础[M]. 北京:石油工业出版社,1998.171

5 任战利. 中国北方沉积盆地构造热演化史研究[M]. 北京:石油工业出版社,1999

6 闫庆桐. 热水岩溶与热水成矿初探[J]. 水文地质与工程地质,1982

7 Carothers W W, Kharaka Y K. Aliphatic acid in oil-field water-implications for the origin of nature gas[J]. AAPG Bulletin, 1978, 62:2441~2453

8 Э. а. 库特列夫. 岩溶在铅、锌、锑、汞和宝石矿床形成的作用[M]. 北京:地质出版社,1984

9 孙世雄. 地下水成矿[M]. 成都:成都科技大学出版社,1991

10 李秀华. 塔里木盆地北部下古生界碳酸盐岩中的热水溶蚀[A]. 沉积学及岩相古地理学新进展[C]. 北京:石油工业出版社,1995

## Hot Water Karst Characteristics of Ordovician Period in Ordos Basin

ZHENG Cong-bin ZHANG Gui-song WANG Fei-yan

(Research Institute of Exploration and Development of Changqin Oilfield Corporation, Xi'an 710021)

### Abstract

The karst vugs in the fine dolomites of Ordovician in Ordos Basin are the result of long time action caused by deeply buried hot water karst. Further study, based on hot water karst developing background and hydrology conditions, shows that the deep circulating hot water is the main water source of deep Ordovician in this area, and partly in the ancient fault zones where some rising up hot water is intruded in. Heat energy is largely from geothermal gradient, structure movement, whereas the influences of deep heat source is also the important reason of forming mid-low enthalpy terrestrial heat fluid. The forming of the fluid is related not only to the change of radioactive material in sediments and change of Moho depth, but also to the heat events occurred in Yanshan movement.

The hot water karst and the general karst can be distinguished by karst shapes and the geochemistry marks of filling materials. The ring-shaped fillings formed by hot water karst are much narrower on the upward direction and wider down, big vugs formed in the upper part along the upward direction, therefore it is different from the general karst, and the direction of hot fluid movement can be pointed out from bottom to top. The physical chemistry properties of the hot water can be reflected from some stylistic mineral veins, such as heteromorphism dolomite vein filled in the fissures of dolomite rocks, lead and zinc vein, and the crystal-calcite vein. Mineral inclusion determination shows the average temperature is  $150^{\circ}C \sim 349^{\circ}C$ , mole concentration of  $CO_2$  in the gas phase compositions reached  $44.3\% \sim 56.9\%$  corrosion capacity and solubility.

The research shows, during the development of hot fluid karst, the artesian hot water from different depths causes the increase of karst water specific gravity with the pressure boost and the increase of salinity, and drives the water flow from high pressure zone to the lower, at the same time, the rising water temperature and the increase of dissolved gas get the water

gravity decreased ,boosting the hot water move in circulation in the sediments .So it is clear that the deeply buried hot water karst in this area is dominated by deep heat source and the hot water circulation .

Based on the content changes of trace elements of  $Fe^{2+}$  and Mn ,it has been distinguished that the well zones of Er6 , Dingtian1 ,Lihua1 ,Lucan1 in the west part of the basin ,Xongtan1 in the south ,and Shan8 ,Shan12 in the east are the main zones where hot water circulation is active ,and are favorable for the development of hot water karst . It plays an important role in forming deep Ordovician reservoir in this area .

**Key words** Ordos basin , Ordovician , hot water karst , deep reservoir , development characteristics