

冀中拗陷地下水的氢和氧 同位素组成与成因

孙 杉

(长春地质学院)

谢家声

(华北石油勘探开发设计研究院)

李桂茹 邱纯一*

(国家地震局)

利用区域不同年代地层水与油田水中氢和氧同位素组成的研究成果,阐释区域地下水起源与形成机制,确定补给区和局部补给源的水文学模式,溯源地下水化学组分的变异历史及运动规律,是预测与评价油气藏形成、保存与破坏的重要依据。在已经具备了比较丰富的地质与水文地质资料的基础上,地下水中稳定氢和氧同位素可以提供确凿的证据,深入阐明上述问题的某些细节。特别有意义的是,可以利用氢和氧同位素作为示踪物质追索地下水的活动图象,验证地质数据判断的可信程度。

一、地质环境

冀中拗陷是渤海湾油气区的一部分,总面积约34600平方公里。震旦亚代至古生代末期,本区稳定沉降,广泛沉积以白云岩、硅质白云岩、石灰岩为主的海相地层,厚度达7500米。其中高于庄组、雾迷山组白云岩构成古潜山碳酸盐岩储集体。加里东运动使本区整体上升。中石炭世至二叠纪末沉积了一套海陆交互相和陆相碎屑岩。中生代基岩块体抬升,以褶皱、断裂活动为主,并伴随大量火山岩浆活动。巨厚的碳酸盐岩层长期暴露地表,经受风化、淋溶形成高差悬殊的古岩溶地貌及十分发育的岩溶缝洞系统。早第三纪的“华北运动”发生区域性断陷和基岩块体翘倾。块体上升一侧形成古潜山,下降一侧接受沉积形成生油洼槽。新第三纪以来,区内构造活动减弱,以区域性拗陷为主要特点;沉积物以河流相、湖相为主,厚700—2500米;潜山全部被超覆,形成冀中平原。

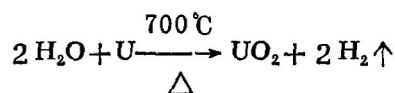
冀中拗陷发育三组断层控制着基岩块体的构造格局及凹陷发育特征。东西向(270—290°)断层明显地控制着块体南北分区。如徐水—安新断层,两侧地层年代不同,结构亦异。其北古生界和震旦亚界发育较全,厚度大,且东断西倾,而其南侧则恰相反。北西向(310—330°, 340—350°)断层大多断在古生界和震旦亚界,终止于第三系,如五尺断层等,它们控制着老第三纪早期洼槽和小块体的展布。北东向(20°, 40—45°)断层在区内最为发育,多呈雁行式排列,控制了本区沙三段生油层和继承性凹陷。冀中拗

* 参加工作的还有倪涵、赵宝忠、马世金、杨声碧、王红力、张仲录诸同志。本文曾于1981年在中国油田水地球化学学术讨论会上宣读。

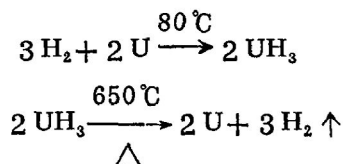
陷的主要凹陷有武清、霸县、廊固、饶阳、深县、保定、石家庄、晋县、束鹿等。研究区的主要生油层系为下第三系沙河街组陆相沉积。其上的上第三系为油层盖层,其下的古生界及震旦亚界为基底及油气储集体,包括与现代水交替系统直接联系的古潜山地层。

二、实 验 技 术

水的氢氧同位素分析利用 VG-MM602D 型稳定同位素质谱仪。氢同位素样品处理采用金属铀还原法。水样加热至700℃与金属铀反应:



然后,金属铀在80℃吸收氢气,在650℃时解吸,将氢气转移到供质谱分析的样瓶中:



质谱分析精度为±1‰,每个样品均平行检测两次。制备样品采用定量转化方法,所以注意了保证氢气产率接近100%。

氧同位素样品处理采用 CO₂/H₂O 平衡法。制备系统中二氧化碳与水达到交换平衡时,取CO₂¹⁶送检。质谱分析精度±0.2‰,每个样品均平行分析两次。

工作中将样品的同位素数据经过统计处理,依据外推直线法建立了下第三系同生沉积水、古潜山顶部油藏水与古大气水渗入混合起源地下水的实验公式: $\delta\text{D} = 7.7 \delta\text{O}^{18} + 3.5$ 。对大气水计算采用克雷格公式: $\delta\text{D} = 8\delta\text{O}^{18} + 10$ 。成果采用国际通用标准 (SMOW)^[7]。

测定结果如表1。

三、地下水的氢氧同位素证据

根据地层水中同位素组成及水文地质条件可将区域含水岩系划分为三个含水组合。

(一) 第四系与上第三系含水组合

第四系与上第三系含水组合由第四系平原组的松散沙砾、沙及亚沙土,上第三系明化镇组的红色泥岩夹砂岩组成,厚800—1900米。氢氧同位素样品的分布范围除17号和18号样品外,主要集中在冀中坳陷中部的任丘、雁翎、龙虎庄等地区。地层水中 δD 值最高为-64.48‰,最低为-80.49‰,主要分布区间为-71.53—-80.49‰;而 δO^{18} 值最高为-8.83‰,最低为-11.31‰。可见 δD 与 δO^{18} 值多数位于世界标准大气降水的 δD - δO^{18} 关系曲线上^[7](图1)。仅有个别水点向曲线右方偏离,而偏离度很小。从哈尔滨地区和任丘地区雨水中同位素比值资料对比可见,哈尔滨雨水(51号样品) δD 值为-97.28‰,任丘雨水(50号样品) δD 值为-75.10‰。可见,随着纬度越高,雨水的 δD 值变小(图2)。

表1 冀中拗陷地下水中氡同位素成分及水化学指标

样品序号	井号	取样区间 (米)	地下水围岩		温度 (°C)	矿化度 (毫克/升)	Na ⁺ r-Cl	SO ₄ ²⁻ r-Cl × 100	Cl ⁻ (毫克/升)	HCO ₃ ⁻ (毫克/升)	水型 (据苏林)	SMOW‰	
			年代	成分								δD	δO ¹⁸
1	雁1—7	215.0	Q ₂₊₃	细沙	24.9	403.6	6.93	91.18	24.2	230.7	NaHCO ₃	-80.22	-11.28
2	电1	200.0	"	细沙	17.0	416.9	4.39	63.87	42.1	209.3	"	-75.19	-10.65
3	新电1	301.0	Q ₂	粉沙	31.4	430.7	4.42	69.60	44.3	207.6	"	-75.80	-10.73
4	任5—1	400.0	Q ₁₊₂	细沙	38.1	459.1	3.75	63.35	57.0	202.1	"	-76.92	-10.87
5	雁1—1	410.0	Q ₁	细沙	37.0	462.4	5.35	70.64	38.6	240.8	"	-76.44	-10.81
6	水81	301.28	Q	沙土		1467.0	1.42	6.57	486.0	433.0	"	-73.04	-10.38
7	水38	503.37	"	"		1235.0	1.68	5.24	365.0	414.0	"	-73.37	-10.42
8	水中4		"	"		1431.0	1.94	40.19	340.0	393.0	"	-72.48	-10.31
9	任5—3	560.0	Q ₁ +N _m ^上	砂岩	47.9	478.3	3.06	44.71	73.8	200.4	"	-74.50	-10.56
10	霸2—3	520.0	"	"		546.0	10.00	86.57	23.7	324.1	"	-80.49	-11.31
11	水55	620.0	Q+N _m	"		1329.0	1.67	0	394.0	476.0	"	-71.53	-10.19
12	雁1—3	615.0	N _m ^上	"	32.0	520.0	6.29	81.73	36.9	279.2	"	-78.09	-11.01
13	霸2—2	745.0	"	"	35.0	542.5	10.50	71.88	22.4	329.4	"	-78.78	-11.10
14	霸2—1	682.0	"	"		546.4	10.55	87.50	22.5	330.8	"	-80.10	-11.26
15	电13	825.0	"	"	40.0	749.0	2.67	23.81	134.0	323.0	"	-71.60	-10.20
16	电水2	1045.0	"	"	45.0	1047.5	1.86	10.10	280.6	376.6	"	-74.89	-10.61
17	留38	1757.0— 1770.0	N _m	粉砂岩		1515.0	1.70	0	461.5	549.0	"	-64.48	- 8.83
18	留45—2	1536.4— 1543.0	"	"		1365.5	1.64	0.85	418.9	488.0	"	-64.63	- 9.17*
19	汽2		"	"								-73.41	-10.00
20	热设1	800	"	"	42.0	829.4	2.57	250.00	154.2	352.1	NaHCO ₃	-71.22	- 9.70
21	热电1	1600	N _m ^下	"	69.1	1336.5			329.7	438.1	"	-68.66	- 9.37
22	岔11	2385.0— 2388.2	Ed ₃	砂岩		51177.0	1.31	0.17	2130.0	1128.5	"	-65.73	- 8.99
23	里224	2277.2— 2297.6	Ed	"		2782.4	1.21	5.92	1207.0	488.0	"	-65.37	- 8.94
24	留45—1	2276.6— 2287.0	"	"		21071.6	1.08	0	10916.3	2287.5	"	-57.95	- 9.98
25	岔32	3082.6— 3098.0	Es ₁ ^上	"								-69.88	- 9.53
26	宁6	3206.2— 3224.0	Es ₁	"		7818.8	0.92	0.71	4437.5	381.3	CaCl ₂	-62.85	- 8.38*
27	留18	2995.6— 3004.0	"	灰岩		6045.1	1.00	6.34	3101.9	427.1	NaHCO ₃	-63.19	- 8.66
28	留3—1	3184.2— 3219.4	"	砂岩		10540.0	1.36	0.17	4165.0	2660.0	"	-67.60	- 9.23
29	泽芯1	3102.4— 3110.4	Es ₁ ^下	"		28543.0	0.99	0.79	16662.0	647.0	CaCl ₂	-67.21	- 9.18
30	任60	2875.6— 2900.4	Es ₂	"								-69.29	- 9.45
31	强2	2864.8— 2868.8	"	"		50620.0	0.95	0.57	30133.0	830.0	CaCl ₂	-61.00	- 8.38
32	马跑泉		O ₂	灰岩		557.1	1.01	285.00	33.7	248.4	Na ₂ SO ₄	-58.32	- 8.54

续表 1

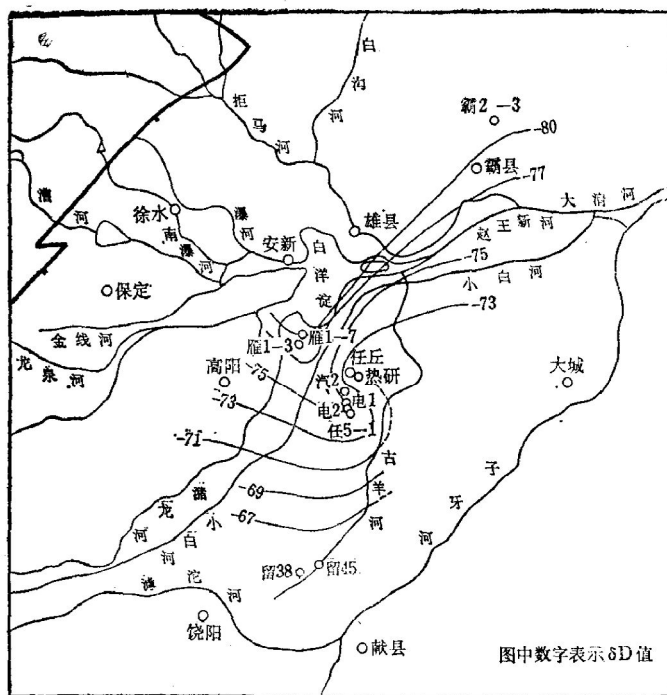
样品 序号	井 号	取样区 间 (米)	地下水围岩		温度 (°C)	矿化度 (毫克/ 升)	$r_{\frac{Na}{Cl}}$	$r_{\frac{SO_4}{Cl}}$ $\times 100$	Cl^- (毫克/ 升)	HCO_3^- (毫克/ 升)	水 型 (据苏林)	SMOW‰	
			年 代	成分								δD	δO^{18}
33	党井		O ₁	灰岩		418.7	1.20	60.00	19.5	283.1	Na ₂ SO ₄	-56.08	-8.26
34	任84	3956.0— 3960.0	O	"	136.9△	2427.0	1.00	1.07	1331.3	152.5	MgCl ₂	-63.21	-9.39*
35	霸81	2073.3— 2125.0	"	"		3489.6	1.24	3.20	1497.8	679.2	"	-68.33	-9.33
36	桐16	2382.2— 2387.2	"	泥灰 岩		7543.1	1.05	0.39	3816.3	915.0	NaHCO ₃	-66.49	-9.09
37	博2	2568.0— 2972.0	"	灰岩	102.0△	5250.0	1.38	7.86	1985.0	1220.0	"	-66.61	-9.11
38	极4	2112.0— 3226.2	O+ε	"	90.8△	7073.0	1.32	17.00	2588.0	1446.0	"	-64.20	-8.79
39	曲井		ε ₁	白云 岩		565.1	0.60	118.00	35.5	331.9	MgCl ₂	-61.17	-8.90
40	宁4	4502.6— 4719.9	Z ₂ w	"	16.3△	6277.6	1.20	6.94	2800.6	939.7	NaHCO ₃	-62.70	-6.49*
41	马81	3254.1— 3360.0	"	"		4537.9	1.10	3.50	2130.0	670.0	"	-67.65	-9.24
42	浅牛3	808.5— 1018.6	"	"	70.0	2888.0	1.19	0.30	1163.0	714.0	MgCl ₂	-69.18	-9.44
43	浅牛1	528.0— 534.4	"	"	73.0	2852.0	1.09	0	1418.0	495.5	"	-65.92	-8.99*
44	马23	2243.5— 2258.5	"	"	111.3△	5641.0	1.36	43.00	2488.0	266.0	Na ₂ SO ₄	—	—
45	民生泉		"	"		378.0	1.50	0	7.0	287.0	NaHCO ₃	—	—
46	高庄泉		"	"		346.0	2.13	147.00	11.0	232.0	Na ₂ SO ₄	—	—
47	留3—2	4444.0— 4587.0	"	"		24510.0	0.99	1.96	13515.0	1342.0	MgCl ₂	-49.84	-6.93
48	晋 2	1539.4— 1960.7	Z ₂ w-Z ₂ g	"	81.0	2589.0	1.34	0	975.0	665.0	"	-69.54	-9.49
49	东豹泉		Z ₁ g	"		423.0	2.50	100.00	7.0	311.0	NaHCO ₃	—	—
50	任雨1					21.8	1.70	46.00	3.5	10.4	"	-75.10	-10.63
51	哈雨2					59.6	0.50	307.00	2.8	33.0	MgCl ₂	-97.28	-13.41
52	松花江	0.3				111.3	2.50	106.00	6.4	67.1	NaHCO ₃	-79.42	-11.18
53	白洋淀	0.5				243.3	2.15	100.00	19.1	137.9	"	-43.56	-6.70

注: δD 项为实测值, δO^{18} 项注*者为实测值, 其余为计算值。注△者为实测静温值。上述样品绝大部分

分为1979~1980年取样

该含水组合中, 氯离子含量为22.4—500毫克/升, 重碳酸离子为190—490毫克/升, 矿化度为390—1600毫克/升, $r_{\frac{Na}{Cl}}$ 大于1 (平均值为4.5), $r_{\frac{SO_4}{Cl}} \times 100$ 的平均值为62.9 (图3、4、5)。随着氯离子、重碳酸离子含量及矿化度增大 δD 值相应递增; 随着深度的增加, δD 值亦相应地增加。这种变化表明, 地下水中 δD 值增加的直接原因是由于外界大气水的渗入与地层水混合引起的。从钠氯比和硫酸盐系数值的值域分析更能证明这一点。由此可以得出结论: 该含水组合的地下水是雨水与地层水混合成因。这种混合作用即使在晚近地质时期仍持续进行。从 δD 值随深度增加这一事实亦证明, 这种混合作用是随深度增加逐渐减弱的 (图5, 表2)。

该含水组合中第四系地层水与上第三系地层水的 δD 值具有明显的一致性。从地面算



←图1 冀中坳陷同位素组成

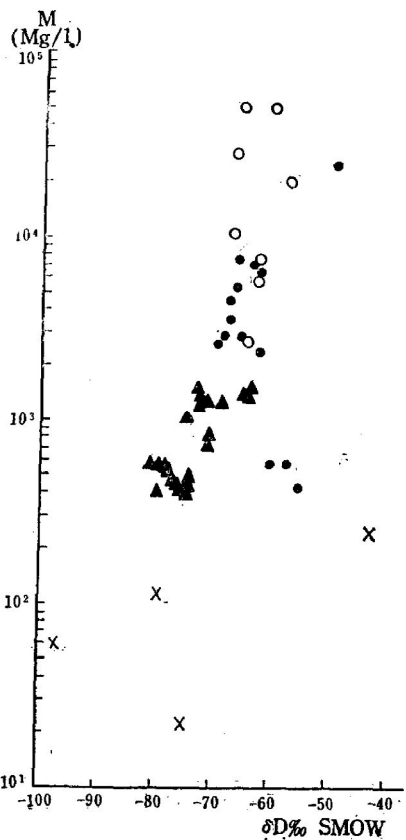


图4 冀中坳陷地下水 $\delta D-M$ 关系图

表2 任丘油田 δD 与 δO^{18} 纵向变化

井 号	地质年代	$\delta D \text{ ‰}$	$\delta O^{18} \text{ ‰}$
任 5—1	Q_{1+2}	-76.92	-10.87
任 5—3	$Q_1 + N_{\text{中}}$	-74.50	-10.56
任 60	E_{s2}	-69.29	-9.45
任 84	O	-63.21	-9.39

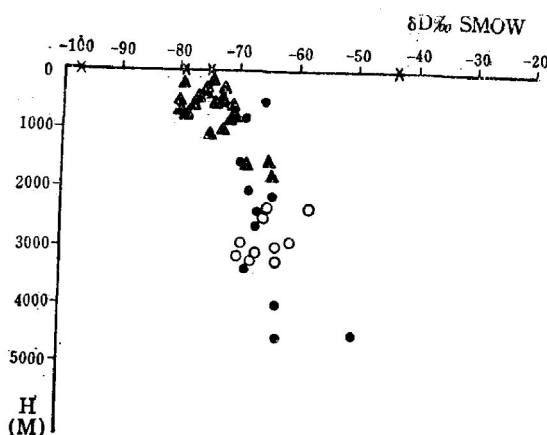
起200—400米深度范围内, $\delta D = -71.60 \text{ ‰}$ — -76.92 ‰ ,完全与本区大气水的实测 δD 值接近,而与本区最大地表水体白洋淀的实测 δD 值(-43.56 ‰)比较则偏低。笔者

认为,白洋淀水经长期蒸发浓缩作用可能导致了其 δD 值比区域地表水系的平均 δD 值偏高。14号及1号样品的 δD 值分别为 -80.10 ‰ 、 -80.22 ‰ ;矿化度分别为546.4毫克/升,403.6毫克/升。两者均向低值域变化,恰证明霸县及雁翎两地区属于拗陷范围内的典型强烈渗入作用而引起混合的部位。这种个别地段地层水中 δD 值低于大气降水 δD 值的原因,显然是古地表水和大气水渗入引起的局部混合作用导致的。虽然它们不能改变地层水中氢氧同位素分布的总图景,但却能反映油气藏形成与赋存的某些重要条件。

(二)下第三系含水组合

中生代末期本区发生强烈褶皱运动。老第三纪时,冀中拗陷已被分割成许多凹槽,成为沉降中心。凹槽中沉积了从孔店组、沙河街组至东营组的多旋回碎屑岩地层,夹有油页岩、泥灰岩。在平面上,各凹槽边缘多形成规模巨大的沙河街组(以沙河街组二段、三段为主)楔状砂体,向中心逐渐为同期泥岩代替。在二者之间的过渡区,砂岩泥岩交互成层出现。而局部形成的不连续砂岩岩体则是渗透的不利条件。下第三系地层水中氢氧同位素组成与上覆的上第三系有很大差别。 δD 值最高为 -57.95 ‰ ,最低为 -69.88 ‰ ; δO^{18} 值最高为 -8.38 ‰ ,最低为 -9.98 ‰ 。同位素比值域集中。该含水组合中氯离子含量为1207.0—30133毫克/升,重碳酸离子含量为381.0—2660.0毫克/升,矿化度2782.4—50620毫克/升, $r_{\frac{Na}{Cl}}$ 接近1, $r_{\frac{SO_4}{Cl}} \times 100$ 约0.39。水化学指标变化范围较广。事实上,就以24号样品而论,虽然具有最大 δD 值(-57.95 ‰),但也远低于标准平均海水 δD 值^[7](0值)。从水化学资料分析,在早第三纪,这里是一个封闭较好的水交替停滞带,属于还原水文地球化学环境,成为一个油气生储的有利时期。但从 δD 分析证明,发生在该含水组合中的古大气水与同生沉积水的混合交换作用具有明显的规律性。它很好地表征着古水流方向,从高阳隆起、宁晋凸起方向向饶阳凹陷 δD 值增大,它与该期古水流方向具一致关系¹⁾;随着古水流方向,混合交换作用递减(图6)。

岔河集地区的22号和武强地区的31号样品, δD 值均接近正常背景值(-65.82 ‰),而矿化度高达50000毫克/升以上。对它们的解释应与华北油田下第三系高矿化油田水的形成问题同时研究。I.弗莱德曼对世界巨型油田的高矿化 $NaHCO_3$ 型水研究时,认为

图5 冀中拗陷地下水 δD —H关系图

1) 谢家声等, 1981, 冀中拗陷油气水性质及与油气关系。未刊。

依利诺斯 (Illinois) 盆地中贮存在砂质泥岩中的高矿化卤水来自大气降水, 其中 δD 值的差异是各地大气水 δD 值不同引起的。而 δO^{18} 值偏高是与围岩进行同位素交换的结果。层间水的盐分是由于溶解于淡水或海水中的离子流经沉积岩时遗留在沉积物中的, 尔后又溶解于层间水中形成现代卤水。但由于地层水与围岩中 O^{18} 交换作用远比 D 交换强烈, 所以在一个盆地的 δO^{18} 值最高值理应出现在温度与盐度最高的部位。这一点与我们在冀中地区发现的规律是吻合的。

目前, 关于地幔是形成油气矿床的原生物质源的理论^[6]广为

流行。认为地幔物质中的水与碳酸气是碳氢化合物矿物合成的原生母质, 地幔水本身是供氢体。含碳氢化合物的深成热液沿深断裂系统向上运动至地壳浅部。因为它具有巨大能量逐渐向上地幔上部层和地壳传递, 而且周期性地聚集, 最后溃越屏障层。根据这种理论, 发现世界中生代和第三纪大油田的沉积盆地虽然也出现在板块的大陆内部, 但是一般多位于大陆边缘或弧后拉张盆地。如中国渤海湾油田 (包括华北油田在内) 和美国西海岸的海岸山后大面积油田均属此例¹⁾。

但是, 从冀中拗陷同位素特征值分析, δO^{18} 值变化区间在 $-6.93 \sim -11.31\%$ (表 1)。根据欧美对油田水同位素的资料认为, 来自地幔深部的“初生水”的氧同位素成分的分布区间应为 $+65.00 \sim +9.00\%$ ^[7], 这个值域相当于在深部玄武岩中 O^{18} 含量变化范围。可见, 假若冀中拗陷内有沿底辟性深断裂上溢的“初生水”与地壳中水发生混合作用的话, O^{18} 值应相当或稍低于上述值域^[8], 并且这种现象应与区内巨型构造有严格的成生联系。而从本区下第三系含水组合的 δO^{18} 值分析, 它们均远小于 1% 。由此可以认为, 从现有的同位素数据中, 目前尚未发现有深成的原生矿液上溢的根据, 即非有机起源的油气藏还未被发现。但是, 它在本区生成的可能性是不能排除的。

(三) 下古生界与震旦亚界含水组合

下古生界及震旦亚界的白云岩、泥质白云岩、石英砂岩及砂岩、页岩等构成区域油气储集层。其地层水中 δD 值最高为 -49.84% , 最低为 -69.54% ; 而 δO^{18} 值最高为 -6.49% , 最低为 -9.49% 。下第三系含水组合中的地层水与石油混合液运移至古潜山顶部遇到阻流屏障形成圈闭的条件, 发生油气聚集。这里具有相对停滞的水动力条件, 与下

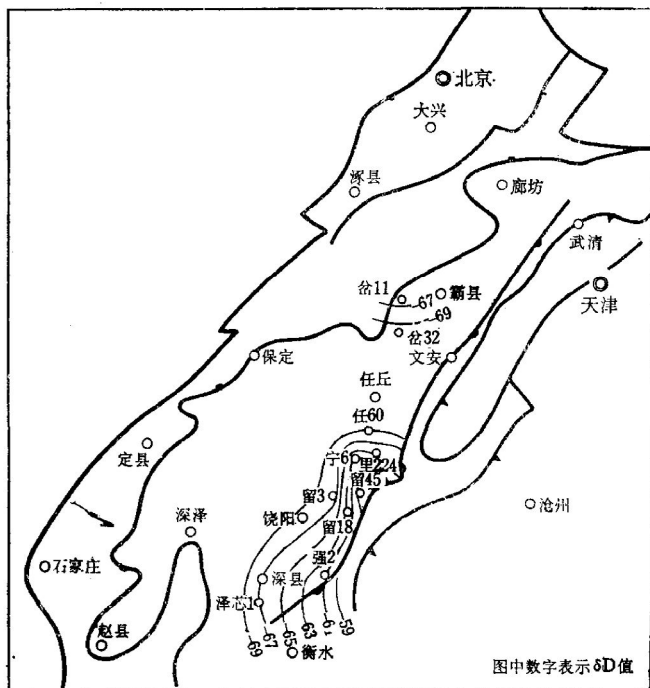
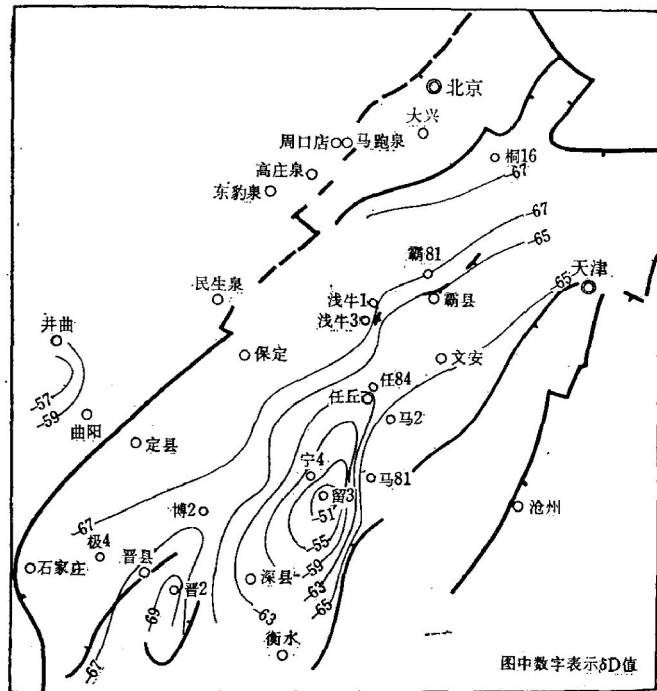


图6 冀中拗陷下第三系地下水氢同位素成分分布图

1) 孙 杉, 1979, 论深成地下水及其在油气矿床形成中的作用, 未刊。

第三系地层水处于动平衡状态。所以，古潜山顶部的油层水属于与下第三系同生起源的地下水，与下第三系地层水共同处于封闭的停滞的多层结构的水动力系统之中。而与下伏古潜山下部的现代开启的积极水交替系统的地下水相区别，因后者经过多次外来水的淡化（迄今仍在持续进行）。所以，在同位素组成与水化学指标方面均有明显的差异（表1）。

40号样品属于该含水组合的异常水样， δD 值接近背景值（-65.25‰），而 δO^{18} 值-6.49‰，则高于该含水组合的其它各点。该样品取自4502.6—4719.9米深处，围岩为雾迷山组白云岩，水



温高达 163℃。各种水化学指标未发生特殊变化。水中氧同位素异常可以表明水中氧同位素与围岩发生强烈交换的结果¹⁾。下古生界与震旦亚界含水组合中氯离子含量变化值域很广，为 975.0—13515.0 毫克/升，重碳酸离子为 152—1242 毫克/升，矿化度为 2427.0—7073.0 毫克/升， $r \frac{Na}{Cl}$ 为 1.29， $r \frac{SO_4}{Cl} \times 100$ 为 71.95。 δD 值域集中与离子含量、矿化度对应关系明显：随着氯离子含量及矿化度值增大， δD 值相应增大。太行山区 2 个井水样品（33号，39号）的氯离子含量及矿化度低，而重碳酸离子相对含量高， δO^{18} 值普遍偏高。对比结果认为，该两个水样处于现代水交替系统，即太行山—沧县隆起承压水盆地深部循环带。 δO^{18} 偏高是由于盆地深部温度高，压力大，水在运动中与古生界及震旦亚界的碳酸盐岩发生同位素交换的结果。根据表征水文地质开启程度的硫酸盐系数（43—285）远大于其它水点亦可证明，它是现代水交替系统的排泄区的产物，属于大气水渗入起源的深部循环水。这种水矿化度从 3000—5000 毫克/升，比下第三系地层水矿化度低 3—7 倍。地下水类型为 $Cl-HCO_3-Na$ 水。这说明古潜山水经受过多次淡化。

从图 7 可见，由太行山区向东南方向 δD 值变高、矿化度变高而重碳酸离子含量变低， $r \frac{Na}{Cl}$ 变小。可以判断，供水区在太行山和燕山，排泄区则为东南部的南马庄和留路一带。由于古潜山所处的构造位置与古水文地质条件的差异，在本区该含水组合中出现三个高矿化异常带：孙虎—深泽异常带，留 3 井异常带和京 6 井异常带。

古潜山现代水交替系统可划分以下区段：边缘供水区、交替区、承压区、排泄区和高矿化异常区。迳流方向有二：徐水→容城→雄县→雁翎→任丘，在南马庄一带排泄；宁晋→深泽→饶阳，在留路一带排泄（图 8，表 3）。

1) 李桂茹，1980，京津地区和冀中拗陷深部热水氢和氧同位素特征。未刊。

四、问题讨论

1. 冀中拗陷中部地区, 以雁翎、任丘、南马庄三个油田为代表, 这里发现 δD 值有由东西两边向中部增加的趋势。这种趋势可以做为预测新油气藏的重要标志之一。如上所述, 圈闭条件越好, δD 值相对越高。试比较一下: 任丘油田圈闭条件最好, 其次为南马庄油气带, 雁翎油田 δD 值若以 42 号样品 δD 值近似代表的话, 可看出它接近大气水的 δD 值 (-75.10%)。实际资料证实, 雁翎油田属于水交替较活跃的半开启型油藏。

2. 冀中地区的研究样品中,

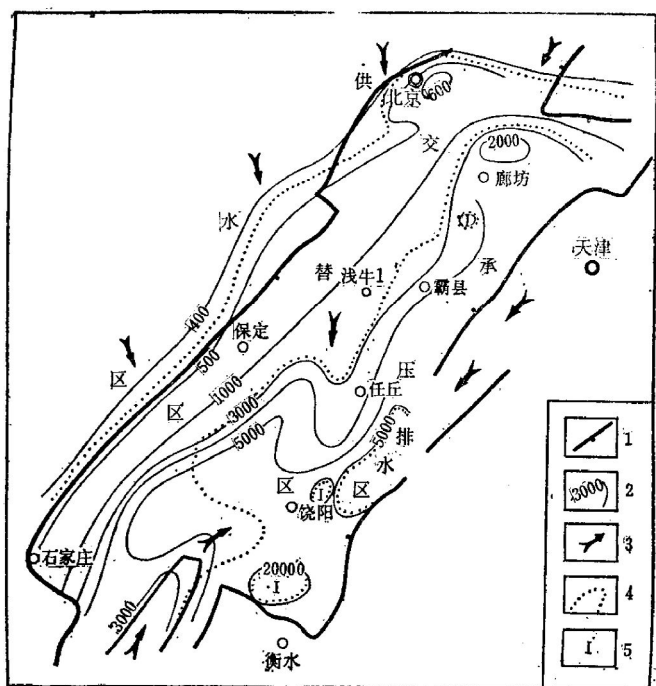


图8 冀中拗陷古潜山水动力条件分析图

1. 拗陷边界; 2. 矿化度等值线; 3. 地下水运动方向;
4. 分区界线; 5. 高矿化异常区

表3 冀中拗陷古潜山深部现代水交替系统分区表

依 分 区	水 化 学 特 征				流 体 压 力				地 层 温 度		
	矿化度 (毫克/升)	HCO ₃ (当量%)	$r \frac{Na}{Cl}$	地下水类型	代表井	实测深度 (米)	实测压力 (大气压)	测海拔面标高 (米)	代表井	地温梯度 (°C/100米)	2000米 深温度 (°C)
供区水	<450	>40	>1.5	HCO ₃ -Mg-Ca Na ₂ SO ₄ 或 NaHCO ₃					太行山区	0.7—1.4	29.2—43
交替区	450—3000	10—40	1.2—2.0	多种离子水或 Cl-HCO ₃ -Na	晋2	1750.0 (中部)	178.3 (中部)	72.78	北京	1.3—1.9	41—53
				NaHCO ₃	泽1	2870.0	288.8	41.5	晋4	2.56	66.2
					雁13	3250.0	329.5	53.5	淀2	3.59	86.8
承压区	3000—5000	4—10	1.0—1.2	Cl-Na							
				NaHCO ₃	任13	3450.0	346.7	24.2	任7	3.59	86.6
排泄区	5000—10000	<5	1.2—1.0	Cl-Na Cl-SO ₄ -Na	马32	2646.5	264.3	6.12	马2	4.3	101
				NaHCO ₃ Na ₂ SO ₄	留13	2161.9 (中部)	216.9 (中部)	17.6	马16	3.84	91.8
高矿化 异常区	10000—40000	<4	1.0—0.8	Cl-Na CaCl ₂							

第四系与上第三系水样点同位素值大部分落在大气水关系曲线上(图1),而下第三系及古生界—震旦亚界的水样点都落在偏离现代大气水的关系曲线右侧,但偏离度不大,未达到混合海水关系曲线¹⁾。通过对地层水中D与O¹⁸比值、化学成分、围岩岩性及深度之间的对比分析,可以有根据地认为,水中同位素成分的变化是按不同含水组合而各具特征的。这种同位素组成特征,主要受地下水的成因和迳流区与排泄区配置关系所制约的蒸发作用、混合作用及其与围岩的同位素交换作用^[4]的强度所影响。

3. 研究区油田水大多数属于NaHCO₃型,其同位素组成中 δD 值(-57.95—-69.88‰)介于大气水关系曲线与混合海水关系曲线之间,这种水属于下第三系同生沉积水经受过大气水淡化而形成的。

4. 由于渗入的大气水与碳酸盐岩中氧同位素的交换作用^[4]使 δO^{18} 值增大很快,可以达到海水甚至岩浆水的 δO^{18} 值域。因此,为了确切判断地下水的起源,必须平行测量 δO^{18} 和 δD 值。

(收稿日期 1982年2月12日)

参 考 文 献

- [1] Алексеев, Ф.А. и др., 1975, Радиохимические и изотопные исследования подземных вод нефтегазоносных областей, М., Недра.
- [2] Брезгунов, В.С., 1978, Закономерности распределения стабильных изотопов водорода и кислорода природных вод при их глобальном круго-обороте, В кн., Изотопия природных вод, М., Наука, 10-45.
- [3] Taylor, H.P., 1974, The application of oxygen and hydrogen isotope studies to problem of hydrothermal alteration and ore deposition. Econ. geol., Vol. 69, No. 6, PP. 843-883.
- [4] Трачук, В.Г. и др., 1975, Изотопный состав водорода и кислорода подземных рассолов Припятской впадины и возможности его использования в нефтегазопроисковой гидро-геологии, Геохимия, №7, 999-1006.
- [5] Вейтштейн, В.Е., 1973, К вопросу происхождения подземных вод осадочной толщи Днепровско-Донецкой нефтегазоносной провинции по данным изотопного состава кислорода и водорода, Геохимия, №3.
- [6] Е.С.加弗里连科, 1975, 构造圈水文地质学. 孙杉译, 地质出版社, 1981.
- [7] 丁梯平, 1980, 氢氧同位素地球化学. 地质出版社.
- [8] Craig, H., Gordon, L., Horibe, Y., 1963, Isotopic exchange effects in the evaporation of water, low-temperature experimental results, J. Geophys. Res., Vol. 68, No. 17, 5078.

1) 亦称海水淡化关系曲线。它是以SMOW和地区大气水同位素实测值为两个端点连结而成的一条直线。