

鄂尔多斯盆地长6油层组古盐度研究

郑荣才

(成都理工学院“油气藏地质及开发工程”国家重点实验室, 四川成都 610059)

柳梅青

(中国新星石油公司西南石油局研究院, 四川成都 610081)

以硼、“相当硼”、 $K+Na$ 含量、 K/Na 比值、吸附 $K'+Na'$ 、锶含量以及 Sr/Ba 比值等地化指标作为古盐度的判别标志, 运用亚当斯和科奇古盐度计算公式, 对鄂尔多斯盆地长6油层组沉积环境的古盐度进行分析和计算, 结果表明长6油层组沉积时湖泊水体的古盐度为 $0.940\text{‰} \sim 1.016\text{‰}$, 属富钠的微咸-半咸水环境。经分析比较, 上述古盐度判别标志中, $K+Na$ 含量及 K/Na 比值与长6油层组的古盐度无明显对应关系, 不能作为判别标志; 而硼、“相当硼”、吸附 $K'+Na'$ 、锶含量及 Sr/Ba 比值等地化指标较为灵敏, 对古盐度的判别较为可靠。将多种指标判识的结果作回归分析后, 认为科奇公式计算的结果最为可靠。古盐度的确定不仅可以判断湖泊水体类型, 而且对了解生油岩系的发育情况和分析油沸石化作用的钠组分来源都大有帮助。

关键词 鄂尔多斯盆地 长6油层组 古盐度 “相当硼” 吸附 $K'+Na'$ Sr/Ba 比值

第一作者简介 郑荣才 男 48岁 教授 沉积地质学和石油地质学

鄂尔多斯盆地晚三叠世为一持续沉降的大型拗陷湖盆, 堆积有厚达1 000~1 500 m的延长统陆源碎屑岩。延长统自上而下可划分为10个油层组(长1至长10), 其中长6油层组可细分为长 6_3^3 , 长 6_3^1 , 长 6_2^2 , 长 6_2^1 , 长 6_1^2 和长 6_1^1 等6个小层。在延长统的沉积演化史中, 以长7至长 6_3^3 期为最大湖泛期和生油岩系发育期, 长 6_2^2 至长 6_1^1 期为三角洲沉积体系开始向湖盆强烈推进和储集砂体广泛发育期^[1], 生、储层的发育状况和成因特征与沉积环境水体盐度之间关系密切, 但始终未被人们所重视。本文以志丹三角洲中的长6油层组为例, 探讨晚三叠世鄂尔多斯湖盆的古盐度特征及其在石油地质研究中的意义。

1 古盐度特征

1.1 古盐度计算

古盐度判别和测定方法众多, 如应用古生物、岩矿和古地理资料定性描述水体盐度; 应用常量和微量元素地球化学方法半定量划分水体盐度; 应用间隙流体或液相包裹体直接测量盐度; 应用沉积磷酸盐或硼和粘土矿物资料定量计算古盐度^[2~4]等方法。其中应用硼和粘土矿物资料定量计算古盐

度的方法以亚当斯和科奇两公式应用最为广泛。

1.1.1 计算原理

粘土矿物可从溶液中吸收硼并将其固定已被众多的实验所证实, 其数量与溶液中硼浓度有关。由于自然界水体中硼的浓度是盐度的线性函数, 因而粘土矿物从水体中吸收的硼含量与水体的盐度呈双对数关系式, 即所谓的佛伦德奇吸收方程^[3]: $\lg B = C_1 \lg S + C_2$, 式中 B 为吸收硼含量(单位为 10^{-6}), S 为盐度(‰), C_1 和 C_2 为常数, 此方程式即为利用硼和粘土矿物定量计算古盐度的理论基础。溶液中的硼一旦被粘土矿物吸收固定后, 无论其呈吸附状态存在或是进入粘土矿物晶格, 都不因后期水体硼浓度下降而被解吸, 因而样品的分析结果可作为其最初沉积时的水体盐度标志^[5]。沉积物吸收硼还受到沉积物类型影响, 一般以泥岩对硼的吸收作用最强(蒸发岩除外)。泥岩中又以伊利石为最强, 次为蒙脱石和高岭石等。因此, 建立粘土矿物与硼含量的对比关系, 对样品的硼含量进行能适用于古盐度计算的校正已成为定量计算古盐度的关键, 由此沃克和科奇分别提出了硼含量校正公式^[4,6]。沃克校正公式^[6]为: “ B ” = $8.5 \times B_{\text{样品}} / K_2O_{\text{样品}}$, 式中“ B ”指“相当硼”含量, 8.5为纯伊利石中的理论 K_2O 浓度, $B_{\text{样品}}$ 和 $K_2O_{\text{样品}}$ 指样品的实测结果。在此公式中所谓“相当硼”含量为利用纯伊利石泥岩的理论 K_2O 浓度与样品的实测 K_2O 含量

之比值对样品的硼含量进行校正, 其实质为在已知样品硼和伊利石含量基础上, 求取相当伊利石为 100‰含量时的硼含量。该公式主要适用于以伊利石为主的泥岩样品。科奇校正公式为: $B' = B_{\text{样品}} / (4X_i + 2X_m + X_k)$, 式中 B' 指“校正硼”含量, X_i , X_m , X_k 分别代表样品中实测伊利石、蒙脱石和高岭石的重量百分数, 系数代表各类粘土矿物对硼的吸收强度, 以系数越大为越强。此公式以强调不同粘土矿物的含量及其对硼吸收强度的差异性为特征, 对样品硼含量校正是基于各类粘土矿物所能吸附硼的总含量与样品硼含量的比值关系, 因此适用于复杂粘土矿物成分的泥岩样品。依据佛伦德奇吸收方程和现代河口沉积的地球化学资料, 亚当斯提出的伊利石泥岩古盐度计算公式: $Y = 0.0977x - 7.043$, 式中 Y 为古盐度(‰), x 为“相当硼”含量(计算古盐度时需换算成 10^{-6} , 科奇公式亦然)。科奇提出的多矿物泥岩计算公式为:

表 1 长 6 油层组 B 和粘土矿物分析数据及“相当硼”含量和古盐度计算数据

Table 1 The analysed data of B and clay minerals and the calculated data of “equivalent boron” content and paleosalinity in Chang 6 oil reservoir set

层位	样 品 编 号	质量分数/‰						“B”质量分数/‰		亚 当 斯 公 式 计 算 结 果	科 奇 公 式 古 盐 度 计 算 结 果						
		元 素		粘 土 矿 物				样品值	小 层 平 均 值	样品古盐度值/‰	小层平均值/‰	粘土矿物质量分数校正/‰			“B”质量分数/‰	样品古盐度值/‰	小层平均值/‰
		B	K ₂ O	I	I/S (S%)	K	Ch					I	M	K			
6 ₁	ZJ2-3(1/82)	0.006 6	3 627	29	20(35)	35	16	0.015 5		0.810		42.00	7	35	0.003 04	1.073	
	ZJ39-3(1/64)	0.006 6	3 652	26	41(28)	/	33	0.015 4		0.800		55.52	11.5	/	0.002 69	1.032	
	ZJ39-3(26/64)	0.007 0	3 676	24	41(20)	/	35	0.016 2	0.016 5	0.878	0.907	56.80	8.2	/	0.002 87	1.053	1.016
	ZJ40-1(3/135)	0.006 9	2 868	67	13(25)	/	20	0.020 4		1.294		76.75	3.2	/	0.002 20	0.963	
	ZJ40-1(19/135)	0.006 8	3 881	58	26(25)	/	16	0.014 9		0.751		77.50	6.5	/	0.002 11	0.960	
6 ₂	ZJ2-3(29/82)	0.007 0	4 013	34	38(40)	/	28	0.014 8		0.742		56.80	15.2	/	0.002 72	1.030	
	ZJ2-3(43/82)	0.006 8	3 965	43	30(30)	/	27	0.014 6		0.722		64.00	9.0	/	0.002 48	1.000	
	ZJ2-4(1/81)	0.006 6	3 603	40	25(15)	14	21	0.015 6		0.820		61.25	3.8	14	0.002 48	1.000	
	ZJ6-5(153/158)	0.006 8	3 013	16	24(25)	/	60	0.019 2		1.772		34.00	6.0	/	0.004 59	1.210	
	ZJ39-4(63/123)	0.006 6	3 808	56	14(20)	/	30	0.014 7	0.0165	0.732	0.735	67.20	2.8	/	0.002 41	0.990	1.008
	ZJ39-4(101/123)	0.007 2	4 519	55	23(20)	/	22	0.013 5		0.615		73.40	4.6	/	0.002 38	0.990	
	ZJ39-4(107/123)	0.007 8	4 748	57	19(30)	/	24	0.014 0		0.664		70.30	5.7	/	0.002 67	1.030	
	ZJ40-1(40/135)	0.007 3	4 507	72	15(15)	/	13	0.013 8		0.440		84.75	2.2	/	0.002 12	0.950	
6 ₂	ZJ40-2(74/159)	0.005 6	4 290	65	22(30)	/	13	0.011 1		0.380		80.40	6.6	/	0.001 67	0.870	
	ZJ6-6(138/157)	0.006 9	3 856	41	15(28)	/	44	0.015 2	0.0141	0.781	0.674	51.80	4.2	/	0.003 20	1.090	1.015
	ZJ40-2(103/153)	0.007 1	4 652	47	43(25)	4	6	0.013 0		0.566		79.25	10.8	4	0.002 07	0.940	
6 ₂	ZJ39-5(45/117)	0.007 8	5 604	53	40(30)	3	4	0.011 8	0.013 3	0.449	0.596	81.00	12.0	3	0.002 22	0.970	0.993
	ZJ40-3(157/160)	0.006 8	3 893	41	29(30)	/	30	0.014 8		0.742		61.30	8.7	/	0.002 60	1.020	
6 ₃	ZJ40-4(35/134)	0.005 6	3 820	72	17(30)	/	11	0.012 5	0.014 5	0.517	0.708	83.90	5.1	/	0.001 62	0.860	0.940
	ZJ40-4(65/134)	0.006 6	3 423	36	29(30)	9	26	0.016 4		0.898		56.30	8.7	9	0.002 62	1.020	

注: ①表中原始数据由成都理工学院测试中心分析; ②粘土矿物代号 I 为伊利石, I/S 为伊/蒙混层粘土, 括号中数字为混层比, K 为高岭石, Ch 为绿泥石, M 为蒙脱石

用科奇公式计算长 6 油层组古盐度时, 须对样品中的伊/蒙混层粘土进行校正, 方法为先按混层粘

$S_p = (\lg B' - 0.11) / 1.28$, 式中 S_p 为古盐度(‰), B' 为“校正硼”含量。此两公式对海相和非海相地层的古盐度计算都适用, 以科奇公式适用的盐度范围更大(0.13‰~ 3.30‰)和更适合陆相地层^[5]。

1.1.2 计算结果

采自长 6 油层组的 20 件湖相暗色泥岩样品经射线衍射分析, 结果表明非粘土矿物成分主要为石英+有机质(2‰~ 5‰), 长石和云母类矿物极微, 粘土矿物大于 95‰, 含钾粘土矿物主要为伊利石, 次为伊/蒙混层粘土(表 1), 如忽略其它矿物对硼的吸附作用, 样品的分析结果能满足沃克的“相当硼”含量校正和亚当斯公式的古盐度计算要求。计算结果表明各样品的“相当硼”含量和古盐度变化范围都较大, 分别为 0.011 1‰~ 0.020 4‰和 0.380‰~ 1.294‰, 平均值各为 0.014 9‰和 0.749‰。各小层平均值的变化范围相对较小, 各为 0.013 3‰~ 0.016 5‰和 0.596‰~ 0.907‰, 都以长₂为最低, 长₆为最高(表 1)。

土的含量和混层比分别求出各样品的伊利石层和蒙脱石层重量百分数, 将伊利石层归入伊利石单元组分, 而蒙脱石层视为相对独立的蒙脱石单元组分, 再按伊利石、蒙脱石和高岭石的重量百分数对硼含量进行校正和进行古盐度计算。计算结果表明各样品古盐度变化范围较小为 0.86‰~ 1.21‰, 平均值为 1.00‰, 各小层平均值的变化范围更小为 0.940‰~ 1.012‰, 以长 6₁ 为最低, 长 6₁ 为最高(表 1)。

1.2 钾、钠含量及 K/Na 比值与古盐度的关系

钾和钠为活动性极强的碱金属元素, 在水体中

分布均一, 其含量为盐度的直接标志。水体盐度越高, 钾和钠就越易被粘土吸附或进入伊利石晶格, 且钾相对钠的吸附量亦越大。从表 2 和表 3 中可看出, 各样品的 K+ Na 含量和 K/Na 比值所代表的古盐度都以长 6₁ 为最低, 长 6₂ 为最高, 与亚当斯和科奇两公式计算的结果明显不一致, 原因在于参与统计的全岩样品分析数据中包含有部分不具古盐度指相意义的硅酸盐钾和钠组分(陆源碎屑矿物晶格中的钾和钠)。因此, 样品的 K+ Na 含量和 K/Na 比值不能作为直接判别古盐度的标志。

表 2 长 6 油层组钾、钠、锶、钡分析数据和吸附 K⁺ + Na⁺ 含量、K/Na 和 Sr/Ba 比值计算数据

Table 2 The analysed data of K, Na, Sr, Ba and the calculated data of K⁺ + Na⁺, K/Na and Sr/Ba

小 层	样 品 编 号	质量分数/ ‰			K/Na	质量分数/ ‰					Sr/Ba
		K	Na	K+ Na		校正 I	消耗 K+ Na	K ⁺ + Na ⁺	Sr	Ba	
长 6 ₁	ZJ2-3(1/82)	3.01	2.25	5.26	1.338	42.0	2.96+ 0	0.048+ 2.250	0.033 6	0.075 1	0.447
	ZJ39-3(1/64)	3.03	1.86	4.89	1.603	55.5	3.03+ 0.543	0+ 1.317	0.030 4	0.067 9	0.448
	ZJ39-3(26/64)	3.05	1.49	4.54	2.047	56.8	3.05+ 0.572	0+ 0.918	0.028 2	0.059 5	0.474
	ZJ40-1(3/135)	2.38	2.74	5.02	0.832	76.8	2.38+ 1.799	0+ 0.941	0.044 1	0.036 1	1.222
	ZJ40-1(19/135)	3.22	1.68	4.90	1.917	77.5	3.22+ 1.304	0+ 0.376	0.028 3	0.068 7	0.412
长 6 ₂	ZJ2-3(29/82)	3.33	1.54	4.87	2.162	56.8	3.33+ 0.407	0+ 1.133	0.023 0	0.062 1	0.370
	ZJ2-3(43/82)	3.29	1.86	5.15	1.769	64.0	3.29+ 0.597	0+ 1.263	0.022 1	0.064 3	0.344
	ZJ2-4(1/81)	2.99	2.31	5.30	1.294	61.2	2.99+ 0.774	0+ 1.536	0.027 2	0.054 3	0.501
	ZJ6-5(153/158)	2.50	2.03	4.53	1.232	34.0	2.40+ 0	0.102+ 2.030	0.035 9	0.069 9	0.514
	ZJ39-4(63/123)	3.16	1.60	4.76	1.975	67.2	3.16+ 0.934	0+ 0.666	0.029 4	0.071 7	0.410
	ZJ39-4(101/123)	3.75	0.94	4.69	3.989	73.4	3.75+ 0.825	0+ 0.115	0.022 2	0.047 5	0.467
	ZJ39-4(147/123)	3.94	1.18	5.12	3.339	70.3	3.94+ 0.588	0+ 0.592	0.027 1	0.066 3	0.409
	ZJ40-1(40/135)	3.74	1.34	5.08	2.791	84.8	3.74+ 11330	0+ 01010	01031 6	01095 5	01331
	ZJ40-2(74/153)	3.56	11.40	4196	21543	801.4	3.56+ 11228	0+ 01172	01035 2	01080 5	01437
长 6 ₂	ZJ6-6(138/107)	3.20	21.28	5148	11404	511.8	3.20+ 01276	0+ 21004	01050 3	01711 0	01707
	ZJ40-2(103/153)	3.86	11.48	5134	21595	791.2	3.86+ 11425	0+ 01055	01041 0	01097 2	01422
长 6 ₃	ZJ39-5(45/117)	4.65	11.40	6105	31321	811.0	4.65+ 01627	0+ 01773	01036 2	01064 2	01564
	ZJ40-3(157/160)	3.23	11.86	5109	11737	611.3	3.23+ 01632	0+ 11228	01041 5	01094 0	01441
长 6 ₃	ZJ40-4(35/134)	3.17	11.82	4199	11742	831.9	3.17+ 11625	0+ 01195	01042 4	01086 9	01488
	ZJ40-4(65/134)	2.84	21.08	4192	11365	561.3	2.84+ 01655	0+ 11425	01034 2	01071 4	01479

表 3 长 6 油层组各小层 K+ Na、吸附 Kc+ Na 和 Sr 及 K/Na 和 Sr/Ba 比值的变化

Table 3 Variations of the contents of K+ Na, adsorptive K⁺ + Na⁺, Sr and the ratios of K/Na and Sr/Ba

层位	全岩 K+ Na 质量分数/ ‰		全岩 K/Na 比值		吸附 Kc+ Na 质量分数/ ‰		Sr 质量分数/ ‰		Sr/Ba	
	变化范围	均值	变化范围	均值	变化范围	均值	变化范围	均值	变化范围	均值
长 6 ₁	4.45~ 2126	4.92	0.832~ 21047	11547	0.1376~ 21298	11.170	0.01028 3~ 0.044 1	0.01032 9	0.01412~ 11222	0.01601
长 6 ₂	4.53~ 5130	4.94	11.232~ 31989	21344	0.01010~ 21132	0.01847	0.01022 1~ 0.035 9	0.01028 2	0.01331~ 01514	0.01420
长 6 ₂	5.134~ 5148	5.41	11.404~ 21595	2	0.01055~ 21004	11.030	0.01041 0~ 0.050 3	0.01045 7	0.01422~ 01707	0.01565
长 6 ₂	5.09~ 6105	5.57	11.737~ 31321	21529	0.01773~ 11228	11.001	0.01036 2~ 0.041 5	0.01038 9	0.01441~ 01564	0.01503
长 6 ₃	4.92~ 4199	4.96	11.365~ 11742	11554	0.01195~ 11425	0.01810	0.01034 2~ 0.042 4	0.01038 3	0.01479~ 01488	0.01484

本文提出的吸附 Kc+ Na 古盐度判别新标志, 是基于样品中呈吸附状态存在的钾和钠元素丰度才具备古盐度的真正指标意义, 因此, 利用这一标

志判别古盐度时, 必须消除不具指相意义的硅酸盐钾和钠组分的干扰。具体的吸附 Kc+ Na 含量计算方法较为复杂: 首先定量测定样品中含有钾和钠

的矿物成分和重量百分数,依据矿物晶体化学分子式中的理论钾和钠浓度先求出进入这些矿物晶格的硅酸盐钾和钠含量,然后将样品的钾和钠分析结果减去形成这些矿物的所需量,所得的剩余量理论上应属于呈吸附状态存在的钾和钠、即吸附 $Kc+Na$ 含量。由于本文选用的样品含钾和钠的矿物除伊利石和伊/蒙混层粘土之外,长石、云母和浊沸石几乎为零,又因进入蒙脱石晶格的钾、钠组分远低于伊利石可忽略不计。因此,在计算吸附 $Kc+Na$ 含量时需消除的硅酸盐钾和钠含量主要为进入伊利石晶格的部分。计算过程为先按纯伊利石的理论钾浓度 ($71053 \text{ } \mu\text{g/g}$) 和样品的伊利石百分重量求出进入伊利石晶格的钾含量,如果样品实测钾含量大于形成伊利石(包括伊/蒙混层粘土中的伊利石层)的所需量,钾的剩余量和所有的钠即为吸附 $Kc+Na$ 含量;如低于所需的钾含量,不足的钾由钠以类质同象的方式取代,所需的钠含量可通过两者的克分子当量比值换算求取 ($W_{Na} = W_K \times 23/39$),此时样品中呈吸附状态存在的碱金属理论上以钠为主,含量为样品的实测钠含量与取代钾的钠含量之差值。由上述方法求取的各样品吸附 $Kc+Na$ 含量变化范围较大为 $01010 \text{ } \mu\text{g/g} \sim 21298 \text{ } \mu\text{g/g}$, 平均为 $01957 \text{ } \mu\text{g/g}$, 其中 18 件样品实测钾含量低于形成伊利石的所需量,证明粘土矿物对碱金属的吸附以钠为主(表 2)。各小层吸附 $Kc+Na$ 平均值的含量变化范围相对较小为 $01847 \text{ } \mu\text{g/g} \sim 11170 \text{ } \mu\text{g/g}$, 所代表的古盐度以长 6_3 为最低,长 6_1 为最高(表 3),与前述两公式计算的古盐度基本一致。

113 Sr 含量及 Sr/Ba 比值与古盐度关系

锶丰度和 Sr/Ba 比值可作为古盐度判别的灵敏标志,是依据溶液中锶的迁移能力及其硫酸盐化合物的溶度积远大于钡的地球化学性质。在自然界的水体中,锶和钡以重碳酸盐的形式出现,当水体矿化度即盐度逐渐加大时,钡以 $BaSO_4$ 的形式首先沉淀,留在水体中的锶相对钡趋于富集。当水体的盐度加大到一定程度时锶亦以 $SrSO_4$ 的形式和递增的方式沉淀,因而记录在沉积物中的锶丰度和 Sr/Ba 比值与古盐度呈明显的正相关关系。从表 2 和表 3 可看出,各样品的锶含量变化范围中等为 $01022 \text{ } \mu\text{g/g} \sim 01050 \text{ } \mu\text{g/g}$, 平均值为 $01033 \text{ } \mu\text{g/g}$, 各小层平均值的变化范围较小为 $01028 \text{ } \mu\text{g/g} \sim 01045 \text{ } \mu\text{g/g}$, 以长 6_2 为最低,长 6_1 为最高。Sr/Ba 比值变化范围较大为 $01331 \sim 11222$, 平均值为 01494 。各小层

平均值的变化范围则较小为 $01420 \sim 01601$, 也以长 6_2 为最低,但以长 6_1 为最高。

2 古盐度测定结果的综合分析

211 沉积环境的古盐度判别

由于硼对判别水体盐度的有效性,众多研究者将其作为划分古盐度的重要指标,如阿巴拉契山脉石炭系泥岩中,硼含量淡水相为 $01004 \text{ } \mu\text{g/g}$, 半咸水相为 $01008 \text{ } \mu\text{g/g}$, 海相为 $01011 \text{ } \mu\text{g/g}$ 。西西伯利亚 J-K₂ 的泥岩中,淡水相为 $01004 \text{ } \mu\text{g/g}$, 半咸水相为 $01007 \text{ } \mu\text{g/g}$, 海相为 $01010 \text{ } \mu\text{g/g}$ [7]。沃克利用/相当硼0含量划分古盐度的标准为: $0103 \text{ } \mu\text{g/g} \sim 0104 \text{ } \mu\text{g/g}$ 时为正常海相, $0102 \text{ } \mu\text{g/g} \sim 0103 \text{ } \mu\text{g/g}$ 时为半咸水相, $[0102 \text{ } \mu\text{g/g}]$ 时为微咸水相 [5,6]。Sr/Ba 比值也是较有效的古盐度划分指标,在胜利油田沙河街组四段 Sr/Ba 比值为 1195 , 古盐度为 $311 \text{ } \mu\text{g/g}$, 三段下部和一段为 $0159 \sim 0180$, 古盐度为 $1126 \text{ } \mu\text{g/g} \sim 2143 \text{ } \mu\text{g/g}$, 三段中、上部和二段为 $0134 \sim 0138$, 古盐度为 $0170 \text{ } \mu\text{g/g} \sim 0182 \text{ } \mu\text{g/g}$ [5], 与常用的 Sr/Ba 比值大于 110 为海相、 $110 \sim 015$ 为半咸水相、小于 015 为微咸水相的标准一致。与上述标准对比,长6油层组平均值硼为 $01006 \text{ } \mu\text{g/g}$, /相当硼0为 $01014 \text{ } \mu\text{g/g}$, Sr/Ba 比值为 01494 , 沉积环境水体已达微咸水上限和具微咸水向半咸水过渡的性质,与亚当斯和科奇公式计算的古盐度平均值各为 $01769 \text{ } \mu\text{g/g}$ 和 $11003 \text{ } \mu\text{g/g}$ 相吻合。

212 沉积环境的古盐度变化规律

用不同方法测定的长6油层组古盐度变化特征如下: (1) 以硼和 $K+Na$ 含量及 K/Na 比值作为古盐度的判别标志,所反映的长6油层组古盐度变化缺乏明显的规律性; (2) /相当硼0含量和亚当斯公式计算的古盐度向上略趋加大; (3) 由吸附 $Kc+Na$ 和锶含量、Sr/Ba 比值及科奇公式计算的古盐度,出现自长 6_3 、长 6_2 和长 6_1 两个向上同步递增周期; (4) 反映长 6_3 古盐度为最低或次最低值的标志有吸附 $Kc+Na$ 含量和 Sr/Ba 比值及科奇公式计算结果,反映长 6_1 古盐度为最高值的标志有/相当硼0和吸附 $Kc+Na$ 含量、Sr/Ba 比值及亚当斯与科奇两公式计算结果。显然,长6油层组古盐度变化规律以长 6_3 、长 6_2 和长 6_1 两个周期性递增序列所组成的古盐度略呈增高趋势为总体特征。

213 古盐度测定方法的可靠性判断

对比上述几种古盐度方法测定结果,不难看出

K+ Na 含量及 K/Na 比值不能作为长 6 油层组古盐度判别的有效标志, 而由硼₀、/ 相当硼₀、吸附 Kc+ Na_c和 锶含量、Sr/ Ba 比值及亚当斯与科奇两公式的判别与计算结果可靠性相对较高, 尤以定量计算结果最易被人们接受。然而对比此两公式的计算结果(表 1), 有 19 件样品用科奇公式计算的古盐度比用亚当斯公式计算结果高 01038 ‰ ~ 01521 ‰。显然确定那一个公式更适合长 6 油层组的古盐度计算, 应成为提高古盐度分析可靠性的关键。本文以分别统计此两公式计算结果与其它各项有效判别标志的相关性为综合判断此两公式可靠性的依据。结果表明科奇公式与其它各项标志的相关性比亚当斯公式更为密切(表 4), 并由此公式计算的古盐度与/ 相当硼₀和吸附 Kc+ Na_c含量及 Sr/ Ba 比值呈明显的线性关系特征(图 1), 说明用科奇公式计算粘土矿物组分较复杂的长 6 油层组泥岩古盐度比用亚当斯公式更为可靠, 同时亦可佐证/ 相当硼₀和吸附 Kc+ Na_c含量及 Sr/ Ba 比值为相对较可靠的地球化学标志。

表 4 古盐度与/ 相当 B₀含量、吸附 Kc+ Na_c和 Sr/ Ba 比值的相关性

Table 4 The correspondence between paleosalinity and the contents of/ equivalent boron₀, adsorptive K⁺ + Na⁺, the ratios of Sr/ Ba

古盐度 计算公式	质量分数/ ‰			Sr/ Ba 比值
	吸附 Kc+ Na _c	/ 相当硼 ₀	Sr	
亚当斯公式	01 409.6	019	01 247	01 403.2
科奇公式	01 81	01 518.4	01 414.7	01 648

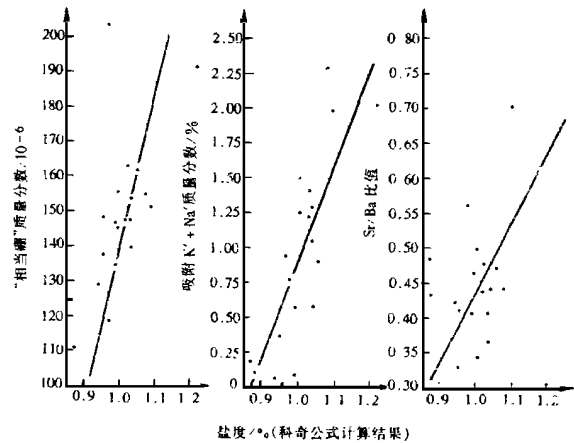


图 1 古盐度与/ 相当硼₀、吸附 Kc+ Na_c和 Sr/ Ba 比值的关系图

Fig. 1 Relations between paleosalinity and/ equivalent boron₀, adsorptive K⁺ + Na⁺ and the ratio of Sr/ Ba

3 长 6 油层组古盐度分析的石油地质意义

311 湖泊类型的确定

多数人认为鄂尔多斯盆地晚三叠世湖泊盆是典型的内陆淡水湖泊。通过古盐度综合分析, 结合晚三叠世该盆地具有前陆盆地构造性质^[8], 所产植物化石以温暖潮湿气候带原地水生的新芦木最为丰富等特征, 认为该湖泊划归陆缘近海湖更为恰当, 水体以具有微咸水向半咸水过渡和富钠的性质为重要特征。引起湖泊水体微-半咸化的原因主要与海水间歇入侵有关, 边立曾教授近期从延长统湖相泥岩中采集到较完整的海相鱼化石(经刘冠邦教授鉴定为空棘鱼亚目前鳍鱼科)可为有力佐证。

312 生油岩系与湖泊水体盐度的关系

湖相生油岩系的形成条件一般以强调有机质来源、水深、氧化还原条件和气候因素为主, 而对水体古盐度与生油岩系的关系涉及甚少。除本文论证的鄂尔多斯盆地长 6 油层组生油岩系的古盐度为 01940 ‰ ~ 11016 ‰ 之外, 胜利油田沙河街组生油岩系的古盐度为 1126 ‰ ~ 2143 ‰^[5], 并以普遍夹有薄层沉积白云岩为显著特征^[9]; 辽河油田沙河街组和东营组生油岩系古盐度分别为 01 627 ‰ ~ 01 662 ‰ 和 01 563 ‰ ~ 01 758 ‰。此外, 在四川盆地下侏罗统、大庆油田侏罗系-白垩系、南阳和江汉油田下第三系等油气藏中, 虽缺乏湖相生油岩系的古盐度资料, 但普遍夹有沉积白云岩和白云质泥岩、偶见微咸水-半咸水生物化石和海绿石等标志^[10], 说明上述油田生油岩系的沉积环境都具有一定的盐度。与上述实例相反, 四川盆地广泛分布的中、上侏罗统, 无生烃能力的湖相红色泥岩古盐度小于 01 3 ‰, 说明淡水湖泊不利于生油岩系发育。上述实例证明当湖泊水体具一定的盐度时将有利于生油岩系的发育, 咸化水体不仅有利于沉积物中有机质的保存和富集, 也可造成水体的密度分层和促进氧化还原界面向上迁移, 从而为生油岩系的发育提供偏碱性的弱还原条件和更大的堆积空间。在国内已知的新生代陆相含油气盆地中, 湖泊水体的咸化似与干旱气候条件无关, 而与海水间歇入侵有关的证据非常充分^[9, 10], 因而有人认为周期性海水入侵和带入的丰富营养物质是形成湖相生油岩系的重要因素^[10]。由此可见, 湖相生油岩系与古盐度的密切关系亦应成为石油地质的重要研究内容之一。

313 储层砂岩浊沸石化钠组分来源新解释

长 6 油层组储层砂岩以早成岩阶段中、晚期强烈浊沸石化作用和晚成岩阶段早期由次生浊沸石在砂体的不同部位同时发生溶蚀和充填作用所构成的成岩圈闭效应最为显著。因此, 储层砂岩的浊沸石化历来被储层研究者所重视。有关长 6 油层组储层砂岩浊沸石化的钠组分来源, 一般认为与成岩期斜长石($An=27\sim 33$) 碎屑溶蚀过程中释放的钠有关; 然而据薄片鉴定和扫描电镜观察, 储层砂岩中被溶蚀的长石主要为钾长石, 斜长石不仅较新鲜, 而且以次生加大为主, 含量亦往往低于次生浊沸石。据此, 笔者认为浊沸石化所需的钠组分并非完全来自斜长石碎屑, 而是主要来自湖相泥岩(生油岩系) 压实过程中所排出的富钠地层水。湖相泥岩样品的古盐度分析结果和所吸附的碱金属以钠为主, 可作为钠组分主要来自富钠地层水的重要依据。

参 考 文 献

1 曾少华 1 陕北三叠系延长统湖盆三角洲沉积模式的建立 1 石油

与天然气地质, 1992, 13(2): 230~ 235

2 同济大学海洋地质系 1 海陆相地层辨别标志 1 北京: 科学出版社, 1980. 166~ 172

3 周仰康, 何锦文, 王子玉 1 硼作为古盐度指标的应用 1 沉积学和有机地球化学学术会议论文集 1 北京: 科学出版社, 1984. 55~ 57

4 Couch E L. Calculation of paleosalinities from boron and clay mineral data. AAPG Bull, 1971, 55: 1 829~ 1 839

5 李成凤, 肖继凤 1 用微量元素研究胜利油田东营盆地沙河街组的古盐度 1 沉积学报, 1988, 6(1): 100~ 107

6 Walker C T. Evaluation of boron as a paleosalinity indicator and its application to offshore prospects. AAPG Bull, 1968, 52: 751~ 766

7 李国胜, 杨锐 1 对硼作为相标志的异议 1 岩相古地理, 1992, 12, (4): 41~ 45

8 陈建文, 毛德发 1 中国中东部中、新生代盆地类型及沉积充填层序 1 地球科学, 1996, 21(4): 414~ 420

9 田景春, 曾允孚, 尹观 1 东营凹陷西部沙河街组三段上部泥岩中白云岩夹层成因研究 1 矿物岩石, 1997, 17(4): 61~ 67

10 王璞珏, 王东坡, 杜小弟 1 松辽盆地白垩系青山口组黑色页岩的形成环境及海水侵入的底流模式 1 岩相古地理, 1996, 16(1): 34~ 43

STUDY ON PALAEOSALINITY OF CHANG26 OIL RESERVOIR SET IN ORDOS BASIN

Zheng Rongcai

(State Key Laboratory of Oil and Gas Reservoir Geology and Exploitation , Chengdu College of Technology , Chengdu , Sichuan)

Liu Meiqing

(Geological Institute , Southwest Bureau of Petroleum Geology , CNSPC , Chengdu , Sichuan)

Abstract

Take the geochemical indicators of boron, / equivalent boron0, adsorptive $K^{+} + Na^{+}$, Sr and the ratio of Sr/ Br etc. as palaeosalinity indicators, the palaeosalinity of Chang26 oil reservoir set in Ordos Basin is analysed and calculated by using the formula advanced by T. D. Adams and E. L. Couch. The results indicate that the Late Triassic Ordos Basin is not an inland fresh water lake as recognized for a long time, but a brackish water to sem2salt water marginal lake caused by intermittent seawater ingress ion. The paleosalinity of water body of the reservoir set was 0. 940‰ ~ 1. 016‰ during its deposition. The contents of $K^{+} + Na^{+}$ and the ratio of K/ Na in the above mentioned paleosalinity do not cor2 respond with that of Chang26 reservoir set; the contents of boron, / equivalent borom0, adsorptive $K^{+} + Na^{+}$, Sr and Sr/ Ba ratio are reliable identifying indicators of the paleosalinity. After the regression analysis of the identifying results of various indicators, it is suggested that the results calculated by E. L. Couch formula are more reliable. The identifi2 cat in of paleosalinity could not only distinguish the water type of paleolake, but also could know the evolution of source rock.

Key Words: Ordos Basin Chang26 reservoir set paleosalinity / equivalent boron0 adsorptive $K^{+} + Na^{+}$ ratio of Sr/ Ba