

文章编号: 0253—9985(2009)02—0195—08

松辽盆地油田水化学的垂直分带性

楼章华^{1,2}, 李梅^{1,2}, 金爱民^{1,2}, 朱蓉^{1,2}, 田炜卓^{1,2}, 张慧婷^{1,2}

(1. 浙江大学 水文与水资源工程研究所, 浙江 杭州 310058)

2 浙江大学 海洋研究中心, 浙江 杭州 310058)

摘要: 通过对松辽盆地油田地下水的深入研究, 发现多数影响因素对地下水化学性质的影响随着埋深的增加发生阶段性的变化, 从而导致油田水化学的垂直分带性。根据地下水矿化度和 Cl⁻ 浓度变化特征, 从浅到深可以划分出大气水下渗淡化带 (A 带)、近地表蒸发浓缩带 (B 带)、泥岩压实排水淡化 (C₁)—压滤浓缩带 (C₂)、粘土矿物脱水淡化带 (D 带) 和深部渗透浓缩带 (E 带) 5 种典型的水化学剖面单元类型。

关键词: 油田水化学; 影响因素; 垂直分带性; 松辽盆地

中图分类号: TE133 **文献标识码:** A

Vertical zonation of chemical characteristics of oilfield water
in the Songliao BasinLou Zhanghua², Li Mei², Jin Aimin², Zhu Rong², Tian Weizhuo², Zhang Huiting²

(1. Institute of hydrology and water resources engineering, Zhejiang University Hangzhou, Zhejiang 310028, China)

2 Research centre of Oceanology, Zhejiang University Hangzhou, Zhejiang 310028, China)

Abstract: The influences of most factors on chemical characteristics of oilfield water change with the increase of burial depth, leading to the vertical zonation of oilfield water. According to the changes of groundwater salinity and Cl⁻ concentration, five typical hydrochemical profile units could be divided from the shallow to the deep part, including meteoric water infiltration fresh zone (zone A); near surface evaporative concentration zone (zone B); fresh water from mudstone compaction (C₁) and concentration zone by mudstone compaction and water seepage (C₂); clay mineral dehydration fresh zone (zone D); and deep concentration zone from seepage (zone E).

Key words: chemical characteristics of oilfield water; influential factors; vertical zonation; the Songliao Basin

1 地下水类型划分

根据地下水化学成分形成的基本作用, 大多数水文学家将其分为溶滤—渗入水、沉积—埋藏水、内生水 3 种不同的基本类型^[1]。

1) 溶滤—渗入水: 大气起源, 其成分由水与岩石作用形成。

2) 沉积—埋藏水: 埋藏于地质构造比较封闭的部分, 其成分在一定程度上反映了盆地的特征,

有人称之为封存水。在沉积盆地的演化过程中, 随着湖 (海) 水系的扩张和收缩, 溶滤—渗入作用和埋藏压实排水作用, 在不同地质时期及不同地质环境中交互进行着。

3) 内生水: 诸如火山喷发作用、热水泉、岩浆、变质作用均有水的活动。当岩石受热时, 由结合态的水 (结构水、结晶水等) 转变为自由态的水而进入现代水圈的水叫再生水。对于这种来自地层深部的, 概念很不一致, 通常称为内生水。

收稿日期: 2008—02—13

第一作者简介: 楼章华 (1963—), 男, 博士, 教授, 油田地下流体与成藏—保存。

基金项目: 国家重点基础研究发展计划 (973) 项目 (2005CB422107); 浙江大学曹光彪高科技发展基金重点资助项目 (2008ZD004)。

溶滤—渗入水、沉积—埋藏水、内生水与水的水文循环结合在一起,构成水的循环全过程。

2 影响沉积盆地油田地下水化学性质的主要因素

盆地的沉积层可以分为沉积骨架、孔隙流体两个部分。随着沉积层的形成、演化,孔隙流体的化学性质、化学组分也随之发生变化。影响盆地地下水化学性质的因素主要包括 9 个方面。它们对地下水化学性质的影响,在剖面上具有明显的阶段性,导致地下水化学的垂直分带性。

2.1 大气水渗入淡化作用

松辽盆地边缘的沉积层一直不同程度地受大气水渗入淡化作用的影响。大气水从盆地边缘不对称渗入后,往盆地中心方向形成向心流。向心流的范围和向盆地中心方向的侵入程度,取决于气候、地形、地质构造、渗透层与隔水层的分布以及盆地压实排水形成的离心流的相对强度等。

2.2 蒸发浓缩作用

蒸发作用是导致孔隙水矿化度和离子浓度增加的主要因素之一。蒸发作用的强度随着埋深的增加明显减弱,主要发生于近地表数十米深的沉积盖层中。但是,蒸发作用的影响深度较大,甚至可以达到千余米^[3]。蒸发浓缩作用往往与大气水渗入淡化作用共存,两者相对强度主要受控于气候和水动力场模式(即供水区和泄水区的位置)。通常供水区以淡化作用为主,泄水区以蒸发浓缩作用为主。

2.3 泥岩压实排水作用

2.3.1 泥岩压实排水淡化作用

水下沉积的淤泥具有很高的孔隙度,原始孔隙水含量很高,又很少受蒸发作用的影响,几乎保存了原始湖盆水系的水化学性质,矿化度、离子浓度低。泥岩压实排出的孔隙水,进入具有更好孔渗和水势相对低的砂体中,代替了砂岩的原始孔隙水。这种作用使得渗透层的 Cl^- 和 Na^+ 浓度、矿化度降低,盐化系数 $[\text{Cl}^- / (\text{CO}_3^{2-} + \text{HCO}_3^-)]$ 变小; SO_4^{2-} , $\text{CO}_3^{2-} + \text{HCO}_3^-$ 浓度增大,脱硫系数 $[\text{Ca}^{2+} / (\text{Ca}^{2+} + \text{Cl}^-)]$ 、变质系数 $(\text{Na}^+ / \text{Cl}^-)$ 变大。这一点可以从廊坊—固安凹陷沙河街组四段泥岩孔隙水、地下水化学组分^[3]对比中清楚地认识到(表 1)。

2.3.2 泥岩的压滤浓缩作用

根据 Engelhard 等人(1963—1967 年)所作的几组实验数据^[2],在中等压力下从具较低交换能力的沉积物(如高岭石及粉砂)中渗出的孔隙溶液,其浓度无甚变化。然而,具较高交换能力的沉积物(如班脱石和蒙脱石)所渗出的溶液,浓度随压力增高而降低。在后一种情况下,残余孔隙水的浓度将有所增高。如在正常压实带中,页岩孔隙度和孔隙水的含盐量呈倒数关系,当页岩压缩至原孔隙体积的一半时,所剩下水的盐浓度将为其原来的两倍。因而,他们提出页岩孔隙度(Φ)和含盐度(C_w)有以下关系:

$$\Phi C_w = \text{常数} \quad (1)$$

低压实带(undercompacted zone)的含盐度,由于离子过滤相对较弱,较之上覆的正常压实带的低。图 1 很好地表示了砂页岩互层中的页岩孔隙度、流体压力和孔隙水含盐度分布的关系。

表 1 廊坊—固安凹陷沙河街组四段油田水集中系数^[3]
Table 1 Concentration coefficients of oilfield water in the 4th member of the Shahejie Formation of the Langfang-Gu an Sag

样品	化学成分/(mg·L ⁻¹)					
	Na ⁺ +K ⁺	Mg ⁺	Ca ⁺	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻
泥岩水提取液	1 533.94	44.07	61.20	410.66	1 345.25	2 061.20
油田水(平均)	7 498.46	31.20	154.40	11 379.63	204.48	680.91
集中系数	4.88	0.71	2.52	27.71	0.15	0.33

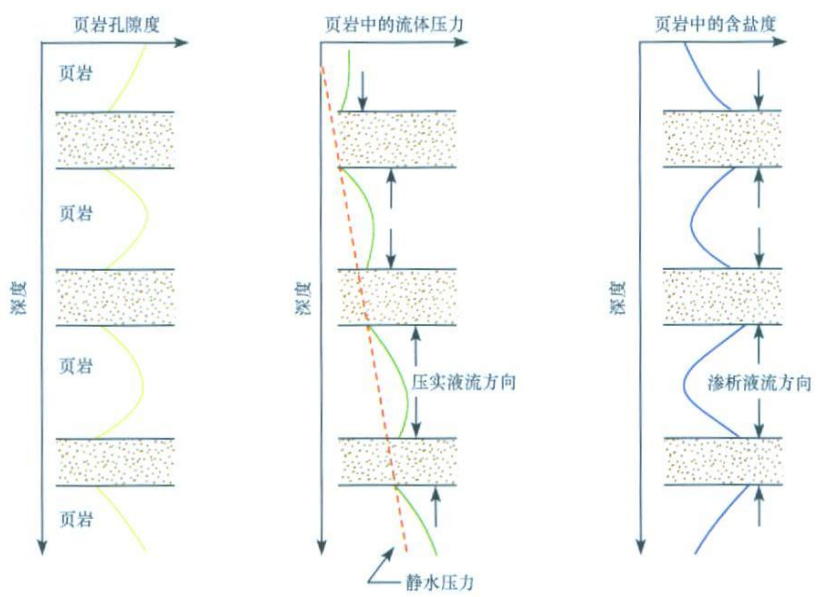


图 1 砂泥岩互层中泥岩孔隙度与流体压力和孔隙水含盐度关系示意图^[2]

Fig. 1 Porosity vs. fluid pressure and pore water salinity of mudstone within interbedded sandstone and mudstone

2.4 地下水的渗滤浓缩作用

在地下水渗透过程中, 粘土矿物具有隔膜渗滤作用^[4], 不同浓度的盐溶液若被半渗透隔膜隔开, 则将引起溶液浓度通过隔膜移向较高浓度一边, 在高浓度一边产生较大的压力。

2.5 粘土矿物的脱水作用

粘土矿物都不同程度地含有一定数量的吸附水和结构水^[5-6]。随着埋深和地温的增加, 阶段性地发生脱水作用。粘土矿物脱水产生的孔隙水基本上为淡水, 这种机理能使地下水淡化。

2.6 有机质对水化学的影响作用

在有机质演化过程中, 发生了一系列的物理—化学变化^[3], 可以给地下水提供: 1) 无机组分, 以 $\text{CO}_3^{2-} + \text{HCO}_3^-$, SO_4^{2-} 最为明显; 2) 有机组分和 H_2S , CO_2 等气体组分; 3) 微量元素。

2.7 矿物的溶解、转变及沉淀作用

处于沉积骨架中的孔隙水, 始终保持着与矿物之间的化学反应。在漫长的地质历史时期, 随着沉积物的成岩, 孔隙水与矿物之间发生了一系列的化学变化^[5-7]。在成岩史上表现为以下 3 种方式。

1) 矿物的溶解作用: 在成岩过程中, 部分不稳定矿物发生了溶解作用, 释放出离子, 使孔隙水中的离子浓度增加。

2) 矿物的转变作用: 在成岩过程中, 不稳定矿物发生转变, 一方面消耗孔隙水中的某些离子, 另一方面矿物通过转变释放出离子, 游离在孔隙水中。

3) 矿物的沉淀作用: 在成岩过程中, 有大量的自生矿物沉淀, 大部分离子直接来源于不稳定矿物的溶解, 少部分来源于原始孔隙水中的溶解离子。

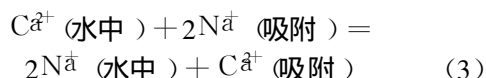
2.8 阳离子的交换吸附作用

阳离子交替的强度取决于很多因素, 其中主要是岩石的粒度、交换阳离子的性质、介质的 pH 值和水中电解质的浓度。一般岩石的粒度值越细, 它的交换性能越强。因此, 在粘土和粘土岩石中, 阳离子交替对水化学成分的影响是明显的。

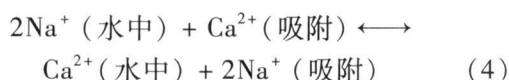
不同阳离子的吸附能有所不同, 在其他条件相同的情况下, 吸附能的大小取决于它们的离子价, 离子价越高吸附能越强; 如果阳离子的电价相同, 吸附能随原子量的增加而增加。离子吸附能变弱的顺序如下^[3-4]:

$$\begin{aligned} & \text{H}^+ > \text{Fe}^{3+} > \text{Al}^{3+} > \text{Ba}^{2+} > \\ & \text{Ca}^{2+} > \text{Mg}^{2+} > \text{K}^+ > \text{Na}^+ \end{aligned} \quad (2)$$

由上可见, Ca^{2+} 的吸附能大于 Na^+ , 因此在自然界中常发生地下水中的 Ca^{2+} 交替置换岩石颗粒表面的 Na^+ 。



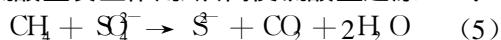
然而, 离子交替吸附作用并不完全取决于离子的性质。在吸附过程中, 水中电解质浓度也起着重要的作用, 浓度大的离子比浓度小的离子易被吸附。因此, 如果钠离子的浓度相当大时, 吸附综合体中的部分钙离子将钠离子排挤出去, 水中的 Na^+ 与岩石颗粒表面的 Ca^{2+} 就发生交替吸附的现象:



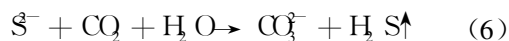
在增加 Na^+ 浓度时, 平衡向右移动, 当 Na^+ 浓度减少或 Ca^{2+} 浓度增加时, 平衡向左移动。

2.9 硫酸盐的还原作用

在岩石含有有机物质的情况下, 碳氢化合物可以同硫酸盐发生作用, 从而使硫酸盐还原^[2 10]:



生成的硫化物、二氧化碳进一步相互作用, 形成了碳酸盐和硫化氢。



脱硫细菌的作用也会造成同样的结果, 这种作用按以下反应式进行。



式中: R 为 Ca , Mg , Na 等; C 为脱硫细菌。

这些细菌是依靠硫酸盐中的氧而生存的厌氧细菌, 地下水中的脱硫作用特别强烈, 所以地下水最终的特点是往往有很多的硫化氢。脱硫细菌在深达 1 000~1 500 m 的地方仍然存在。脱硫细菌生存在缺氧的环境中, 随着埋深和地温的增加, 脱硫细菌死亡、消失。硫酸盐的还原过程在水中引起硫酸盐的减少, 重碳酸含量增加, 并出现硫化氢。

3 水化学场的垂直分带性

3.1 水化学剖面单元类型及其作用机制

水化学剖面单元是指被一个或几个紧密相关

的影响油田水化学场的因素所控制的, 在纵向上有一定变化趋势的水化学剖面段。根据常用的地下水矿化度和 Cl^- 浓度变化特征, 通常可以划分出以下 5 种典型的水化学剖面单元。

3.1.1 大气水下渗淡化带 (A 带)

如松辽盆地边缘的沉积盖层一直不同程度地受大气水渗入淡化作用的影响。大气水从盆地边缘不对称渗入后, 往盆地中心方向形成向心流^[2]。向心流的范围和向盆地中心方向的侵入程度取决于: 1) 地形; 2) 渗透层和隔水层的分布; 3) 气候; 4) 构造性质。

3.1.2 近地表蒸发浓缩带 (B 带)

此带中蒸发作用是导致孔隙水离子浓度、矿化度增加的最主要因素之一。蒸发作用的强度随着埋深的增加而明显减弱, 主要发生在近地表数十米深的沉积盖层中。但是, 蒸发作用的影响深度较大, 甚至可以达到数千米。

蒸发浓缩作用往往与大气水渗入淡化作用共存。两者的相对强度主要受控于水动力场模式 (即供水区和泄水区的位置) 和气候。通常供水区以淡化作用为主, 表现为低矿化度和低离子浓度。泄水区以蒸发作用为主。这一点在松辽盆地的第四系砂、砾岩含水层中表现的最为明显, 盆地北部讷河一带地下水矿化度为 300~700 mg/L 以大气水的渗入淡化作用为主。长垣南部地下水的矿化度则为 1 000~1 500 mg/L 以蒸发浓缩作用为主。这种现象在松辽盆地发展演化的各个地质历史时期, 也有不同程度的存在。

3.1.3 泥岩压实排水淡化 (C_1) 压滤浓缩带 (C_2) (C 带)

1) 泥岩压实排水淡化作用

水下沉积的淤泥, 原始孔隙水的含量很高, 又很少受蒸发浓缩作用的影响, 几乎保存了原始湖盆水系的化学性质, 矿化度和离子浓缩较低。随着埋藏深度的增加, 发生压滤浓缩作用。

泥岩被压实排除孔隙水, 进入具有更好孔渗、水势相对较低的砂体中, 代替了砂岩的原始孔隙水。这种作用一方面使得渗透层孔隙水的 Cl^- , Ca^{2+} , $\text{Na}^+ + \text{K}^+$ 浓度降低, 同时也使矿化度降低和

K_{H+}/E_{H+} 系数增大。另一方面随着埋深增加, 泥岩压实排水提高了渗透层孔隙水中 SO_4^{2-} , CO_3^{2-} , HCO_3^- 浓度。这一点可以从廊坊—固安凹陷沙河街组四段泥岩孔隙水和油田水的化学组分^[3]对比中清楚地认识到(表 1)。

2) 泥岩的压滤浓缩作用

在具有较高交换能力的沉积物(如蒙脱石)所渗出的溶液中, 矿化度随压力增高而降低, 残余孔隙水的矿化度将有所增高。正常压实带, 页岩孔隙度和孔隙水的含盐量呈倒数关系, 当页岩压缩至原孔隙体积的一半时, 所剩下的水的盐度为其原来的两倍。

3.1.4 粘土矿物脱水淡化带(D带)

松辽盆地泥岩的排水过程从上到下可分为 4 个不同的带^[9~11](图 2): 1) 孔隙水快速脱出带, 埋深在 0~350 m 在上覆地层的压力作用下, 泥岩沉积物快速脱出大量的孔隙水, 每百米泥岩孔隙度的平均减小速度为 14.0。同时使蒙脱石中多于两层的水分子也被赶出。随着排水压实, 泥岩的渗透性减少, 水力传导能力大大降低。因此, 随至出现一个相对稳定的压实带。2) 层间水稳定带, 埋深在 350~1 100 m 这一带蒙脱石的层间水是稳定的, 在钙蒙脱石层间始终保持两个水分子层, 其 d₀₀₁ 在 14~15 Å。泥质沉积物在上覆地层压力作用下缓慢地脱出孔隙水。由于泥质沉积物经过快速压实以后, 其渗透性很低, 因此排水的速度非常缓慢, 每百米孔隙度的平均减小速度为 0.4

3) 层间水快速脱出带, 埋深在 1 100~1 850 m。由于蒙脱石向伊利石和绿泥石转化, 析出大量的层间水。在这一变化中矿物颗粒体积缩小, 泥岩中再次产生新的孔隙, 提高了泥岩的渗透率。因此, 在上覆压力作用下再次出现了快速排水时期, 这一时期每百米孔隙度的平均减小速度为 1.10。4) 深埋藏缓慢脱水带, 经蒙脱石快速脱水以后, 泥岩被再次压实变得更加致密, 泥岩中尚有 5% 的层间水和小于 7% 的孔隙水, 这时泥岩中的水以束缚水状态存在。它们在泥岩中呈不连续状态分布, 泥岩的脱水速度十分缓慢, 如从 2 000~3 000 m 每百米孔隙度的平均减小速度为 0.15。

3.1.5 深部渗滤浓缩带(E带)

在地下水渗透过程中, 粘土矿物具有隔膜渗滤浓缩作用, 不同浓度的盐溶液若被半渗透隔膜隔开, 则将引起溶液浓度较低的一侧通过隔膜移向较高浓度的一侧, 在高浓度一侧产生较大的压力。在深部地层中, 由于长期的渗滤浓缩作用, 地下水矿化度和氯离子浓度逐渐增加。松辽盆地以上五种水化学剖面单元的特点和控制因素总结于图 3 中。

3.2 水化学剖面的常见类型

根据地下水的成因^[12~14], 可以把沉积盆地的地下水分为: 1) 大气水下渗补给的外循环地下水系统^[15]; 2) 沉积—埋藏水、内生水补给的内循环地

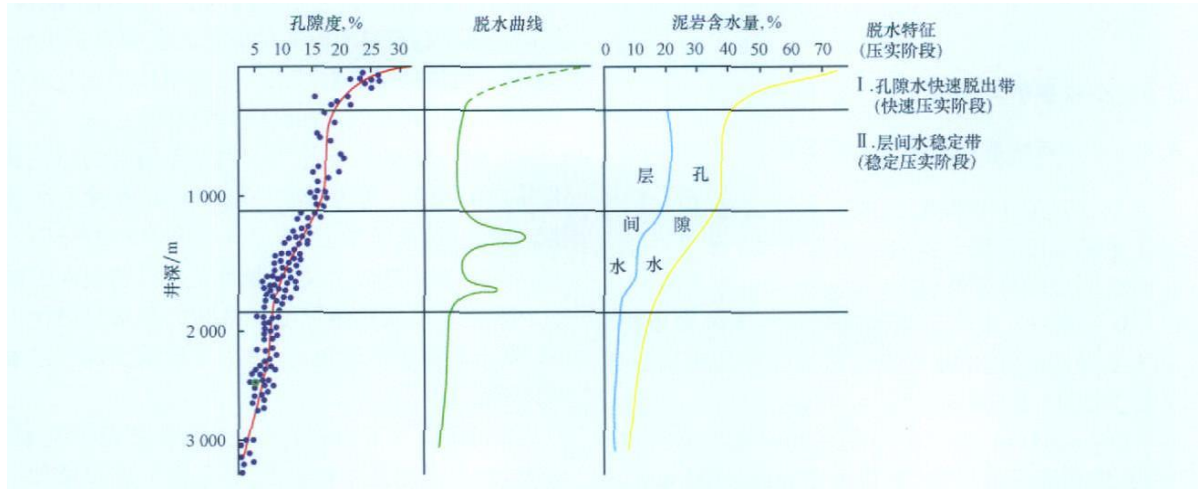


图 2 松辽盆地白垩系泥岩脱水特征^[8]

Fig 2 Dehydration characteristics of Cretaceous mudstone in the Songliao Basin

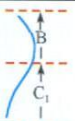
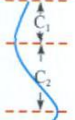
水化学剖面单元	代号	矿化度和Cl ⁻ 浓度趋势线	深度/m	主要影响因素	成因机理解释
大气水下渗淡化带	A		0~100	大气水下渗作用	大气水淡化作用
近地表蒸发浓缩带	B		0~100	近地表蒸发作用	蒸发浓缩作用
泥岩压实排水淡化带 (C ₁)-压滤浓缩带(C ₂)	C		C ₁ :100~500 C ₂ :500~1 400	C ₁ : 泥岩压实排水作用 C ₂ : 泥岩压滤作用	C ₁ : 泥岩早期压实排水作用 C ₂ : 泥岩压滤浓缩作用
粘土矿物水淡化带	D		1 400~2 500	粘土矿物脱水作用	粘土矿物脱水淡化作用
渗滤浓缩带	E		2 500~3 000	深部蒸发作用和 粘土渗滤作用	深部蒸发作用粘土渗滤 浓缩作用

图 3 水化学剖面单元类型及其成因

Fig 3 Types and origins of chemical profile units of groundwater

下水系统; 3) 大气水下渗、沉积—埋藏水和内生水补给的复合循环地下水系统^[16-18]。松辽盆地常见的水化学剖面类型有以下 7 种组合类型:

- ① BCDEF型

② BCD型

③ BCAD型

④ ACDEF型

⑤ ACF型

⑥ AE型

⑦ A型

内循环地下水系统型

内、外循环复合地下水系统型

外循环地下水系统型

3.3 水化学剖面实例

3.3.1 内循环系统水化学剖面实例

松辽盆地中央拗陷的地下水以内循环为主, 地下水的成因主要是泥岩压实排水。水化学剖面具有明显的分带性(图 4)。

0~100 m 相当于第四系和第三系的泰康组和大安组地层, 地下水受蒸发浓缩作用的影响, 矿化度为 500~1 500 mg/L。

100~500 m 相当于白垩系的明水组和四方台组, 随着埋深的增加, 矿化度由 500~700 mg/L 下降到 300 mg/L 左右, 地下水的化学成分受到湖相泥岩的早期压实排水的淡化作用, 使得矿化度、

离子浓度明显降低。

500~1 500 m 相当于白垩系嫩江组和姚家组, 为泥岩压滤浓缩带。地下水的矿化度、离子浓度、微量元素和有机组分随着埋深的增加迅速增加。这种趋势的成因是相应层段沉积时期有海侵作用、湖水淡化, 但更重要的是由于随着埋深的增加有以下变化: 1) 湖相泥岩的比例和排出供压滤浓缩的总水量迅速增加; 2) 泥岩压滤浓缩作用增强; 3) 有机质热演化成烃, 增加了泥岩内部的压力和排量, 同时提供了与有机质有关的微量元素和有机组分。另外, 有机质的干酪根对离子的吸附作用也是含油层段矿化度、离子浓度相对较高的原因之一。

1 500~2 800 m 相当于白垩系的青山口组和泉头组的泉三、四段地层, 为粘土矿物脱水淡化带。矿化度、离子浓度、微量元素和有机组分随着埋深的增加而降低。这个带的成因与湖相泥岩的比例和泥岩压实排出供压滤浓缩的总水量迅速下降、粘土矿物脱水淡化、有机质含量减少等因素紧密相关。

2 800 m 以下: 相当于泉二段及其以下地层, 矿化度、离子浓度相对较低, 并且随着埋深增加缓慢增大(除 SO_4^{2-} , $\text{CO}_3^{2-} + \text{HCO}_3^-$ 外), 粘土矿物一方面脱水淡化, 另一方面起到渗滤浓缩作用。

3.3.2 内、外循环复合地下水系统实例

位于东南隆起区东南边缘的十屋断陷, 属较典型的内外循环复合地下水系统, 并且以外循环

地下水系统最为明显, 内循环地下水局限在盆地断陷期沉积的地层中。因此, 从整个松辽盆地分析, 对泉头组及其以上地层来说, 十屋断陷属外循环地下水系统^[19] (图 5)。

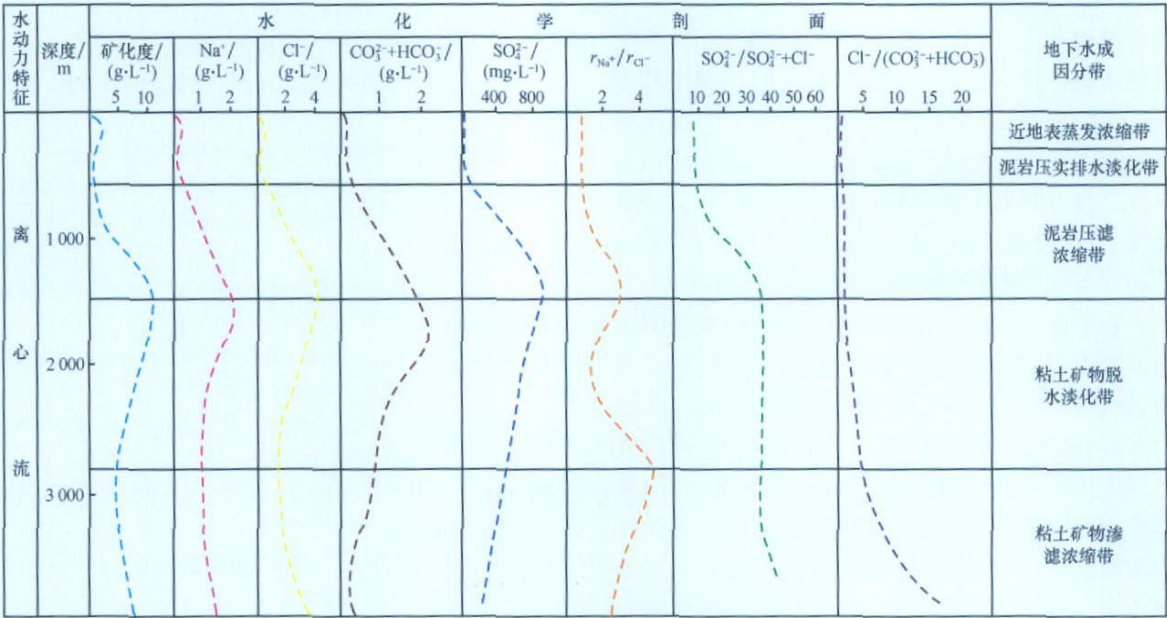


图 4 中央凹陷区地下水化学垂直分带性

Fig. 4 Vertical zonation of groundwater chemical features in the central depression of the Songliao Basin

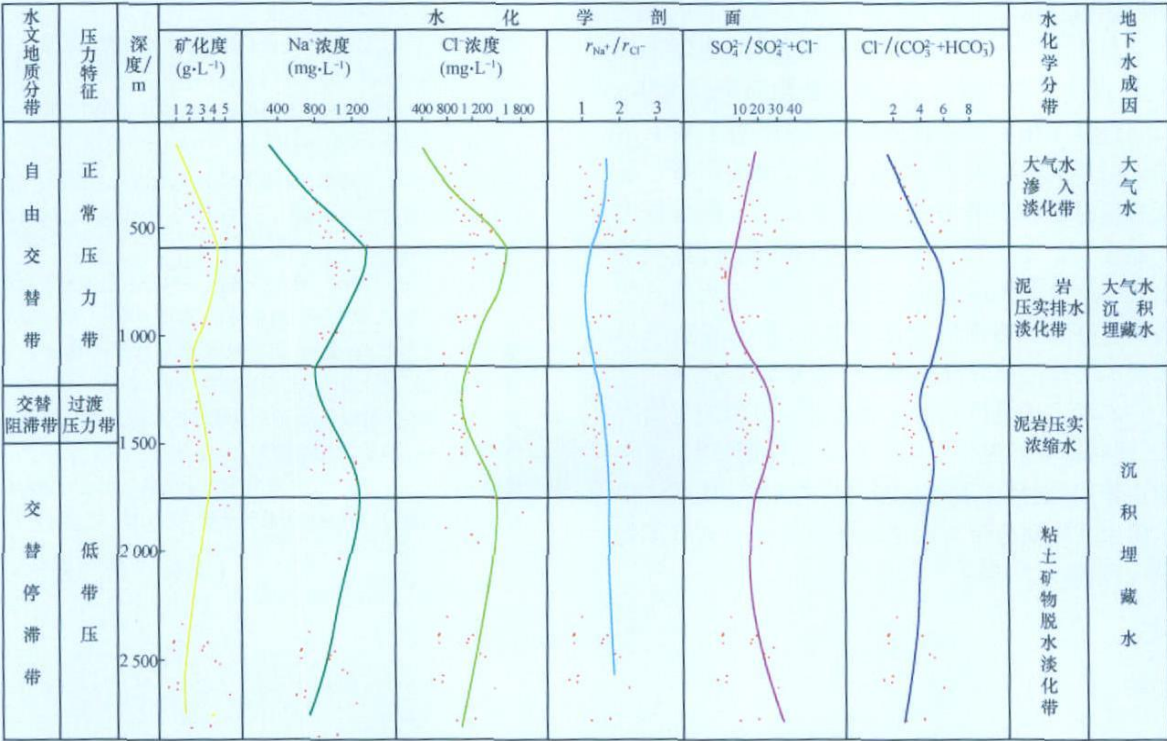


图 5 十屋断陷地下水化学垂直分带性

Fig. 5 Vertical zonation of groundwater chemical features in the Shiwu fault depression

十屋断陷是一个西断东超的箕状断陷,面积约 1 500 km²。主要沉积盖层有:侏罗系上统的沙河子组 (J₃h)、营城组 (J₃y);下白垩统的登娄库组 (K₁d)、泉头组 (K₁q)、青山口组 (K₁qn)、姚家组 (K₁y)和嫩江组 (K₂n)。由于晚白垩世至第三纪的持续抬升,上白垩统遭受不同程度的剥蚀,致使第四系直接覆盖在泉头组和嫩江组的不同层系之上。在纵向上,十屋断陷可以划分为 3 个水文地质分带^[19] (图 5)。0~1 250 m 自由交换带 (相当于泉二段及其以上地层);1 250~1 500 m 交替阻滞带 (相当于登三段—泉一段地层);大于 1 500 m 交替停滞带 (相当于登二段及其以下的地层)。

在十屋断陷的构造顶部较大范围缺失青山口组及其以上地层,第四系直接覆盖在泉三、四段之上,缺乏区域的良好盖层,沙泥比高,泥岩封闭能力差,构造活跃,断层发育,垂向连通性好,天然气的漏失作用十分明显。在近地表 20~50 m 的第四系及其以下的泉三段、泉四段地层中都有良好的气测显示,且甲烷的 $\delta^3\text{C}$ 值大于 -30‰,来自深部地层。根据流体势分析,气势与水势在纵向上的变化正好相反,气势往上降低,气向上运移;水势 (用水头表示)往下降低,水向下流动,天然气的漏失作用导致地下水往下渗入和上覆地表大气水的下渗补给。自由交替带的连通性好,流体供排平衡,保持正常地层压力。在交替阻滞带 (1 250~1 500 m) 存在半封闭性的封隔层,阻碍了地下水的进一步下渗。大于 1 500 m 为交替阻滞带。在交替阻滞带和交替停滞带,由于天然气漏失损失的能量大于地下水下渗补给增加的能量,且地下水的补给量往下迅速减少、甚至消失,而天然气的漏失程度随着埋深的增加而增加,从而导致半封闭层以下地层随埋深的增加压力系数降低。

水动力场是控制水化学场垂向分带的重要因素,同时还受到泥岩压实排水淡化作用、粘土矿物脱水作用、细菌作用等众多因素的影响,从而使得油田水文地质分带与水化学场垂直分带具有不完全一致性。

参 考 文 献

- 王大纯, 张人权, 史毅虹. 水文地质学基础 [M]. 北京: 地质出版社, 1980. 1~159
- Magaia K 压实与流体运移 [M]. 陈荷立, 译. 北京: 石油工业出版社, 1981. 287~319
- 地质矿产部水文地质工程地质研究所. 油田古水文地质与水文地球化学—以冀中坳陷为例 [M]. 北京: 科学出版社, 1989. 192~216
- 沈照理. 水文地质学 [M]. 北京: 地质出版社, 1985. 12~165
- 楼章华, 金爱民, 朱蓉, 等. 松辽盆地北东区扶杨油层孔隙流体地球化学与砂岩成岩相研究 [J]. 地质学报, 2002, 76(4): 557~565
- 楼章华. 松辽盆地储层成岩反应与孔隙流体地球化学性质及成因 [J]. 地质学报, 1998, 72(2): 144~152
- 姜林, 宋岩, 查明, 等. 准噶尔盆地莫索湾地区地层水研究 [J]. 石油与天然气地质, 2008, 29(1): 72~77
- 王行信. 松辽盆地粘土矿物研究 [M]. 黑龙江 哈尔滨: 黑龙江科学技术出版社, 1985. 51~56
- 王连进, 叶加仁. 沉积盆地差压形成机制评述 [J]. 石油与天然气地质, 2001, 22(1): 17~20
- 王志武, 杨继良, 高瑞祺. 中国石油地质志 (卷二). 北京: 石油工业出版社, 1993. 3~177
- 杨万里, 高瑞祺. 松辽盆地陆相油气生成运移和聚集 [M]. 黑龙江 哈尔滨: 黑龙江科学技术出版社, 1985. 1~40. 306
- 杨绪充. 论含油气盆地的地下水动力环境 [J]. 石油学报, 1989, 10(4): 27~34
- 楼章华, 金爱民, 朱蓉, 等. 论松辽盆地地下水动力场的形成与演化 [J]. 地质学报, 2001, 75(1): 111~120
- 楼章华, 金爱民. 油田水化学的垂直分带性与平面分区性研究 [J]. 地质科学, 2006, 7, 41(3): 311~319
- 房建军, 刘池洋, 王建强, 等. 流体改造及地貌高差: 含油气盆地分析和评价的重要内容 [J]. 石油与天然气地质, 2008, 29(3): 297~302
- 楼章华, 金爱民, 田炜卓, 等. 论陆相含油气沉积盆地地下水动力场与油气运移、聚集 [J]. 地质科学, 2005, 40(3): 305~318
- 楼章华, 程军蕊, 金爱民. 沉积盆地地下水动力场特征研究——以松辽盆地为例 [J]. 沉积学报, 2006, 24(2): 193~201
- 楼章华, 金爱民, 田炜卓. 论陆相盆地地下水动力与油气运移、聚集 [J]. 地质科学, 2005, 40(3): 305~318
- 楼章华, 卢庆梅, 赵庆吉, 等. 松辽盆地十屋断陷水动力场与低压气藏的关系 [J]. 石油与天然气地质, 1996, 17(4): 321~325

(编辑 高 岩)