

柴达木盆地西部第三系油田水水文地球化学特征

李建森¹,李廷伟¹,彭喜明²,韩元红³,李中平³,马海州¹

(1. 中国科学院 青海盐湖研究所,青海 西宁 810008; 2. 西北大学 地质学系,陕西 西安 710069;

3. 中国科学院 地质与地球物理研究所 油气资源研究重点实验室,甘肃 兰州 730000)

摘要:柴达木盆地西部第三系油田水具有高矿化度特征,钾、硼、锂等离子达到工业开采品位,氢同位素值分布在 -75.61‰ ~ 13.35‰ ,氧同位素值分布在 -7.68‰ ~ 10.58‰ 。综合分析油田水化学成分、水化学参数组合以及氢氧同位素特征推断:柴达木盆地西部第三系油田水起源于大气降水,为典型陆相成因,为大气降水沿深大断裂下渗并经历了“深循环”作用形成,同时有深源岩浆流体的参与。油田水高矿化度特征与盐类矿物溶解和蒸发浓缩有关,钾、硼、锂等元素受深源流体控制, Ca^{2+} 和 HCO_3^- 主要来源于碳酸盐矿物溶解,油田水高 Ca^{2+} 、低 Mg^{2+} 的特征与演化过程中白云石交代方解石以及方解石溶解有关,充分的水-岩反应与深源流体的加入导致柴达木盆地西部第三系深成 CaCl_2 型油田水的形成。同时,初步推断南翼山地区第三系可能具有找钾意义。

关键词:氢氧同位素;地球化学特征;油田水;第三系;柴达木盆地西部

中图分类号:TE133

文献标识码:A

Hydrogeochemical behaviors of oilfield water in the Tertiary in western Qaidam Basin

Li Jiansen¹, Li Tingwei¹, Peng Ximing², Han Yuanhong^{3,4}, Li Zhongping³, Ma Haizhou¹

(1. Qinghai Institute of Salt Lakes, Chinese Academy of Sciences, Xining, Qinghai 810008, China; 2. Department of Geology, Northwest University, Xi'an, Shaanxi 710069, China; 3. Key Laboratory of Petroleum Resources Research, Chinese Academy of Sciences, Lanzhou, Gansu 730000, China)

Abstract: The elements and hydrogen and oxygen isotope geochemistry analysis of oilfield water in the Tertiary in western Qaidam basin shows high salinity and abundant ions of potassium, boron and lithium of industrial mining grade. The analysis also reveals a hydrogen isotope value distribution of 75.61‰ to 13.35‰ and an oxygen isotope value distribution between -7.68‰ and 10.58‰ . Combining these results with chemical analysis of the water, we concluded that the water was of typical terrestrial origin and was sourced from meteoric water, which seeped down along deep faults and was influenced by deep-sourced magmatic fluids during its “deep circulation”. The high salinity of the water may be caused by dissolution of saline minerals and their concentration through evaporation. Potassium, boron and lithium are mostly controlled by deep-sourced fluids and ions like Ca^{2+} and HCO_3^- are mainly sourced from dissolution of carbonate minerals. High concentration of calcium ion and low concentration of bicarbonate radical are thought to be linked to replacement of calcite by dolomite and dissolution of calcite. The formation of CaCl_2 type water is therefore inferred as the result of an adequate water-rock reaction and the participation of deep-sourced fluids. It is preliminarily inferred that the Tertiary in Nanyishan area of the basin may be a potential target for exploration of potassium.

Key words: hydrogen and oxygen isotope; geochemical characteristics; oilfield water; Tertiary; western Qaidam Basin

近年来,在柴达木盆地西部古近纪—新近纪地层中发现有大量卤水资源,钾、硼、锂等矿种远超工业品位,有望成为第四纪盐湖卤水的后续资源。通过对油田水蒸发试验表明,可以得到质量较好的钾石盐、硼钾混盐、含锂碘母液^[1-3]。对于柴达木盆地西部第三系油田水的水文地球化学特征研究可以为柴达木盆地深层卤水资源开发提供第一手资料。

1 区域地质概况

柴达木盆地西部地区是以茫崖坳陷为主体,受阿尔金山、昆仑山、祁连山包围的次级坳陷型盆地,海西运动以来柴达木盆地开始不均匀下沉,以西北部最为强烈,每次造山运动都加剧了盆地边缘深大断裂的活

收稿日期:2012-11-09;修订日期:2013-12-24。

第一作者简介:李建森(1987—),男,助理工程师,水文地球化学。E-mail:yanhuanjiu@163.com。

基金项目:国家自然科学基金青年基金项目(41003013);国家科技基础性工作专项(2012FY112600);国家重点基础研究发展计划(“973”计划)项目(2011CB403004)。

动,直到中生代末—新生代初中央坳陷盆地主体形成。盆地西部“边断内超、高山深盆”的沉积环境^[2]为盆地带来了大量盐类碎屑物质,再加上干旱的气候条件,加剧了成盐作用强度,沉积了巨厚的盐层^[3]。柴西地区广泛分布作为主力生烃勘探层位的第三系,由下而上依次划分为路乐河组(E_{1+2})、下干柴沟组(E_3)、上干柴沟组(N_1)、下油砂山组(N_2^1)、上油砂山组(N_2^2)、狮子沟组(N_3)。主要发育泥质岩、灰泥岩、泥灰岩等细粒钙质沉积物,含水层主要由一套微胶结的碎屑岩和灰岩等组成。透水性弱,水头压力高,与石油、天然气共生,为高矿化度盐卤水。

2 样品采集与分析测试

在柴达木盆地西部直接从出油井口采得样品 45 件,并采集地表水样 11 件(图 1)。由中科院青海盐湖研究所对 56 件水样进行全化学分析。选取具有典型性和代表性的油田水 27 件、浅层地表水和泉水 7 件,进行氢氧同位素测试,同位素测试由中国科学院地质与地球物理研究所油气资源研究重点实验室完成,氧同位素利用 CO_2-H_2O 平衡法制备,氢同位素利用金属锌还原法制备,在 Isprime100 稳定同位素质谱上测定,测试精度 $\delta^{18}O < 0.1\text{‰}$, $\delta D < 1\text{‰}$ 。

3 油田水元素地球化学特征

柴达木盆地西部第三系油田水总矿化度基本在 100 g/L 以上,平均为 140 g/L。油田水较浅表卤水

以及泉水的矿化度高数百倍以上,而与尕斯库勒湖水和晶间卤水等受高度蒸发的地表卤水矿化度相似,但油田水处在第三系数千米地层中,与浅层地表水和第四纪盐湖卤水的形成环境和保存环境绝然不同,油田水必然经历了复杂的水文地球化学过程。

3.1 典型特征离子分布

柴达木盆地西部油田水皆为 $CaCl_2$ 型卤水,为地下深层条件形成,主要离子浓度组合为: Cl^- , $Na^+ + K^+$, Ca^{2+} , SO_4^{2-} , Mg^{2+} , HCO_3^- 。阴离子以 Cl^- 为主,含量可达 189.35 g/L;同时, Cl^- 含量与矿化度之间呈现了极好的线性关系,相关系数达 0.999。阳离子主要以 Na^+ 为主,含量可达 118.51 g/L; Na^+ 含量与矿化度之间呈现极好的线性关系,相关系数达 0.938。这表明油田水的高矿化度特征应该与蒸发浓缩或盐类矿物溶解有关^[4]。

无机组分是油田水重要组成部分。 K^+ 平均含量 1.12 g/L,远高于浅层自流井水和泉水,但低于浅表晶间卤水和尕斯库勒湖水,现代盐湖卤水经受了强烈的蒸发浓缩,深部油田水可能发生了一定的析钾。综合富钾卤水盆地来看,富钾卤水区域分布特征与盆地深大断裂分布有关,且与深部高温流体活动有关。柴西油田水中 Ca^{2+} 含量在 3~4 g/L, Mg^{2+} 含量约在 1 g/L,相对富 Ca^{2+} 而贫 Mg^{2+} ,可能发生了白云岩化和强烈的阳离子交替吸附作用。与地表盐湖卤水和晶间卤水相比,油田水的 Ca^{2+} , Mg^{2+} 和 SO_4^{2-} 含量相对较低,与形成演化的深部环境有关。与海水对比来看:油田水矿化度及 Na^+ , K^+ , Ca^{2+} , Cl^- , HCO_3^- 浓度均高于海水数倍,有的可达数十倍,如 Ca^{2+} 含量可高于海水 30 倍。

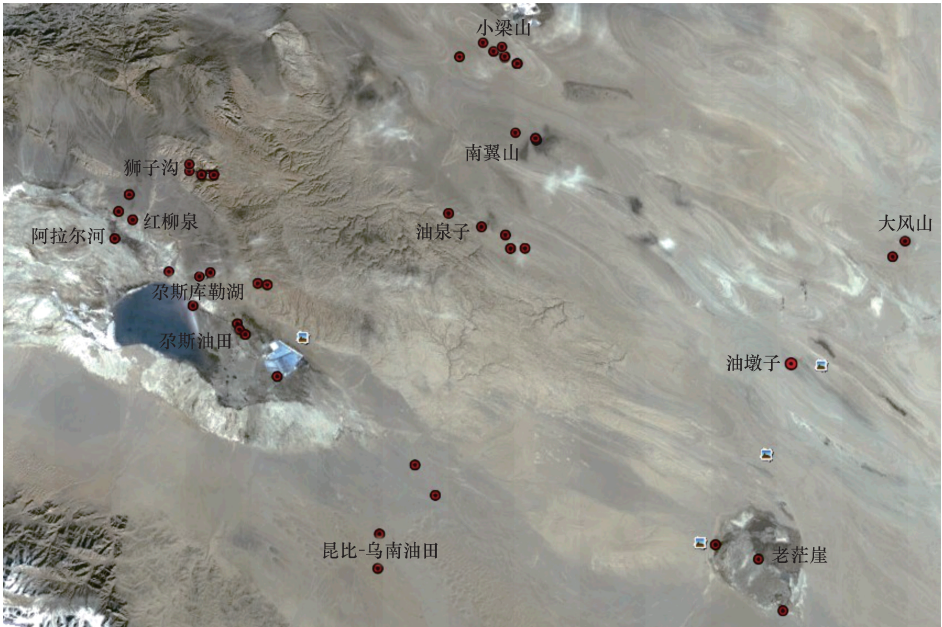


图 1 柴达木盆地西部采样点(据 Google Earth,2013)

Fig. 1 Sampling points in western Qaidam Basin(based on Google Earth,2013)

柴西油田水的 SO_4^{2-} 与 HCO_3^- 含量都较低,是因为在封闭环境下细菌的还原作用,使得硫酸盐还原为硫化物,这与采样过程中油井中排出大量臭鸡蛋味气体的现象相符。 HCO_3^- 来源可能与碳酸盐矿物溶解等有关,而其含量较少的原因可能与封闭环境与卤水交替条件的影响有关,使其与钙镁等作用而减少。

柴西油田水 Br^- 含量为 0.34 ~ 69.15 mg/L,平均值为 19.5 mg/L,明显低于海水值(现代海水 Br^- 含量为 65 mg/L),而在一些典型的海相沉积盆地,如四川盆地深层油田水 Br^- 含量可高达 1 282 mg/L,美国密执安盆地志留系油田水 Br^- 含量可高达 2 572 mg/L,说明柴西油田水具有典型的陆相特征。

柴达木盆地西部油田水 Li^+ 含量较高,最高可达 237.5 mg/L,平均为 36.7 mg/L,远高于海水(0.17 mg/L),在南翼山、油泉子、尕斯、大风山等区域分布值较高。White 等人(1963)认为深层水中锂含量的增加应该与岩浆水和火山射气有关^[5]。柴西油田水同时高度富集 B_2O_3 ,其含量可高达 4 140 mg/L,平均含量为 1 138 mg/L。国内外资料表明,海相地层水的硼含量一般为 100 mg/L,如四川盆地 B^{3+} 含量为 30 mg/L,美国中密西西比盐盆侏罗纪—白垩纪地层水 B^{3+} 含量为 167 mg/L,柴西油田水 B^{3+} 含量表现出极大的特殊性,表明具有特殊来源渠道,可能为深部来源。从 B 与 Li 的浓度关系来看,呈现一定的正相关关系(图 2),必然有特殊的物质来源通道。从区域地质构造来看,柴达木盆地与周边地块交接处幔源岩浆活动最为强烈,周缘山区的断裂带附近分布着许多中生代至近代的火山,在柴西第三系油田钻井中,许多井钻入基岩发现古近纪含烃地层直接覆盖在花岗岩基底上,证实了柴西地区岩浆岩的发育状况。火山活动形成的地热水中往往含有丰富的 K、B 和 Li 等,在第三纪时柴达木盆地的地形是东高西低,火山—地热水中的 K、B 和 Li 均可汇集到盆地西部,可在有利地段富集成矿^[6]。因此,柴达木盆地第三系油田水的 K、B 和 Li 等高度富集的元素可能为深源流体控制形成,与深部火山地热岩浆流体的混合有关。

3.2 水化学参数组合特征

3.2.1 钠氯系数和溴氯系数

通常,标准海水的钠氯系数($r_{\text{Na}}/r_{\text{Cl}}$)平均值为 0.85 ~ 0.87 左右,岩盐层溶滤形成的地层水钠氯系数($r_{\text{Na}}/r_{\text{Cl}}$)约为 1,受大气降水淋滤作用影响的地层水 $r_{\text{Na}}/r_{\text{Cl}}$ 一般大于 1,经过阳离子交替吸附和强烈的水—岩相互作用的沉积水 $r_{\text{Na}}/r_{\text{Cl}} < 0.87$ ^[7]。同时,据汪蕴璞等研究:卤水 $r_{\text{Na}}/r_{\text{Cl}} = 0.87$,溴氯系数($10^3 r_{\text{Br}}/r_{\text{Cl}}$)

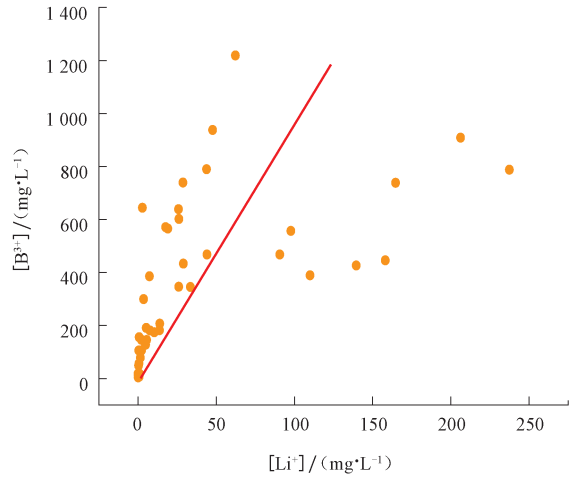


图 2 油田水中锂与硼含量关系

Fig. 2 Relations between the content of Li^+ and B^{3+} in oilfield water in western Qaidam Basin

$r_{\text{Cl}} = 3.33$,则为海成沉积卤水;当 $r_{\text{Na}}/r_{\text{Cl}} = 0.87 \sim 0.99$ 或更高, $10^3 r_{\text{Br}}/r_{\text{Cl}} = 0.83 \sim 0.083$ 或更小时,为岩盐溶滤成因;当 $r_{\text{Na}}/r_{\text{Cl}} < 0.87$, $10^3 r_{\text{Br}}/r_{\text{Cl}} > 3.33$ 时,则为沉积变质卤水^[8]。溶滤卤水的钠氯系数值一般较高,可接近于 1,只有在溶滤钾盐—石盐岩时,该系数值才会比较低,甚至下降到 0.87 左右;在溶滤钾石盐时,可降到 0.70 左右^[9]。柴达木盆地西部油田卤水溴氯系数皆小于 0.83,而钠氯系数多数大于 0.87,介于 0.87 ~ 1,如狮子沟、小梁山、油泉子等,反映了这些区域油田水的变质程度较低,并且多为大气降水岩盐淋滤成因。而有部分油田水溴氯系数小于 0.83,但钠氯系数多数小于 0.87,如南翼山和冷湖油田水,表明南翼山和冷湖油田水形成过程中可能溶滤了一定的钾石盐。若溶滤了一定的钾石盐,则有钾盐层存在的可能性,具有找钾可能,需要进一步验证。钾氯系数是淋滤卤水最直接的找矿标志,实践证明,钾氯系数($10^3 r_{\text{K}}/r_{\text{Cl}}$)在 10 ~ 20 为异常,大于 20 则异常显著,沉积卤水达到钾盐沉积阶段时大于 75^[10]。柴西油田水的 $10^3 r_{\text{K}}/r_{\text{Cl}}$ 多数低于 20,基本不具有找钾特征,而南翼山异常显著, $10^3 r_{\text{K}}/r_{\text{Cl}}$ 在 30 以上,说明该区油田水在形成过程中可能溶滤了一定的钾石盐。冷湖地区油田水钠氯系数小于 0.87, $10^3 r_{\text{K}}/r_{\text{Cl}}$ 也低于 10,溶滤了钾石盐的可能性极小,初步推测在形成过程中发生了阳离子交替吸附作用。柴达木盆地西部油田水溴氯系数都没有达到近代海水的正常值(3.47),从溴的卤水地球化学角度来看,具有这种性质的卤水,一般为内陆湖盆或为内陆海等一些非典型海相成因的盆地,更进一步佐证了关于柴达木盆地不属于海相成盐理论的论证。

3.2.2 $r_{\text{Ca} + \text{Mg}}/r_{\text{HCO}_3 + \text{SO}_4}$ 系数和 $r_{\text{Ca}}/r_{\text{Mg}}$ 系数

研究表明,地下水中 $r_{\text{Ca} + \text{Mg}}/r_{\text{HCO}_3 + \text{SO}_4} \gg 1$,则指示

Ca^{2+} 和 Mg^{2+} 主要来源于碳酸盐矿物的溶解;若 $r_{\text{Ca}+\text{Mg}}/r_{\text{HCO}_3+\text{SO}_4}\ll 1$, 则指示 Ca^{2+} 和 Mg^{2+} 主要来源于硅酸盐或硫酸盐矿物的溶解;若 $r_{\text{Ca}+\text{Mg}}/r_{\text{HCO}_3+\text{SO}_4}$ 大约为 1, 则指示既有硅酸盐矿物的溶解, 又有碳酸盐的溶解^[11]。从柴西油田水的 $r_{\text{Ca}+\text{Mg}}/r_{\text{HCO}_3+\text{SO}_4}$ 系数来看, 多数大于等于 1, 基本推断 Ca^{2+} 和 Mg^{2+} 来源中碳酸盐的溶解占主导作用, 并伴随一定的硫酸盐溶解。从 $r_{\text{Ca}}/r_{\text{Mg}}$ 系数与钙离子摩尔浓度关系(图 3) 来看, 柴西油田水的演化基本落在碳酸盐溶解线上, 可以推断 Ca^{2+} 来源主要与碳酸盐矿物溶解有关。同时, 研究表明 HCO_3^- 的来源主要有 3 种: 碳酸盐矿物溶解、有机质成熟过程中 CO_2 加入、细菌还原作用。柴西油田水存在硫酸根的细菌还原作用, 从 SO_4^{2-} 与 HCO_3^- 关系(图 4) 看, 两者存在正相关关系, 因此 HCO_3^- 不可能来源于还原作用, 而应与碳酸盐矿物溶解或有机质成熟过程中 CO_2 的加入有关, 也支持了油田水演化过程中碳酸盐矿物溶解作用的推论。高浓度的酸性流体(H_2S 和有机酸) 条件可以提高白云岩的溶解度并促进深部环境碳酸盐矿物的

溶蚀作用, 提高地层水的矿化度并降低 $r_{\text{Ca}}/r_{\text{Mg}}$ 值^[12], 这与柴西油田水 $r_{\text{Ca}}/r_{\text{Mg}}$ 值不高的特点一致。当地层水中矿物-水溶液之间的平衡受到影响时可使碳酸盐矿物发生交代、溶解现象, 这可能与 CO_2 分压或深部热液流体上涌有关^[13], 柴西地区存在深部热液流体活动是可能的, 因此, 现今油田水的特征与热液白云石化以及白云岩倒退溶解等有关, 高 Ca^{2+} 和低 Mg^{2+} 与白云石交代方解石以及方解石溶解有关, 而个别高 Mg^{2+} 和低 Ca^{2+} 区域油田水则与白云石的溶解有关^[14-15]。

4 油田水氢氧同位素特征

将柴达木盆地西部油田水、泉水、晶间卤水、河湖水、自流井水的氢氧同位素投到 $\delta\text{D}-\delta^{18}\text{O}$ 标准关系图上(图 5)。

柴达木盆地西部油田水氢同位素值分布在 $-75.61\text{‰} \sim 13.35\text{‰}$, 变化范围较大, 平均值为 -38.81‰ , 氧同位素值分布在 $-7.68\text{‰} \sim 10.58\text{‰}$, 平均值为 0.63‰ 。从图 5 可见, 27 个油田水的氢氧同位素值基本沿一条直线分布, 说明柴西油田水经历了相似的演化过程, 其演化趋势线 $\delta\text{D}=2.3\delta^{18}\text{O}-41$, 此演化趋势线与当地大气降水线相交, 交点 $\delta\text{D}=-81.15\text{‰}$, $\delta^{18}\text{O}=-16.68\text{‰}$, 接近于当地现代柴达木盆地大气降水的氢氧同位素平均值($\delta\text{D}=-92.10\text{‰}$, $\delta^{18}\text{O}=-13.47\text{‰}$)^[16], 与尕斯库勒湖水($\delta\text{D}=-83.70\text{‰}$, $\delta^{18}\text{O}=-10.18\text{‰}$) 和茫崖自流井水($\delta\text{D}=-71.66\text{‰}$, $\delta^{18}\text{O}=-8.24\text{‰}$) 具有相似的氢氧同位素特征, 尕斯库勒湖位于昆仑山下, 常年接受大量冰雪融水的补给, 茫崖自流井位于昆仑山下草原上, 矿化度仅为 1.70 g/L , 直接接受大气降水和冰雪融水补给。

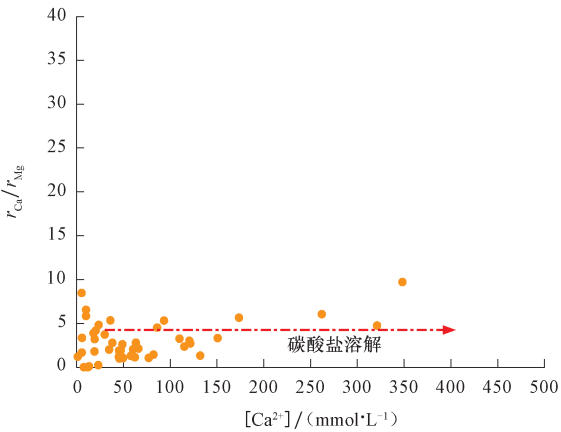


图 3 Ca^{2+} 与 $r_{\text{Ca}}/r_{\text{Mg}}$ 之间的关系

Fig. 3 Relations between the content of Ca^{2+} and $r_{\text{Ca}}/r_{\text{Mg}}$ in oilfield water in western Qaidam Basin

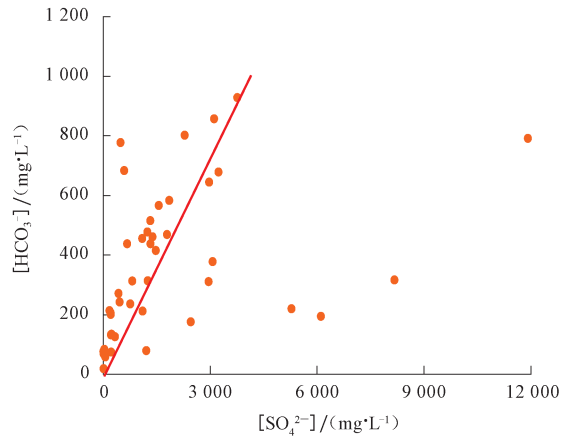


图 4 HCO_3^- 与 SO_4^{2-} 的关系

Fig. 4 Relations between the content of HCO_3^- and SO_4^{2-} in oilfield water in western Qaidam Basin

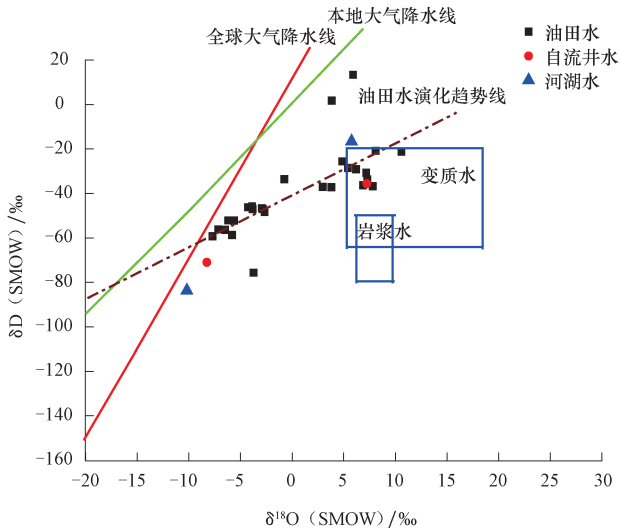


图 5 油田水与浅表水、泉水氢氧同位素分布特征

Fig. 5 Comparison of hydrogen and oxygen isotope distribution between oilfield water, shallow groundwater and spring water in western Qaidam Basin

起源于大气降水的柴西地区浅层地表水和泉水的氢氧同位素数值分布在柴西油田水的周围,总体分布具有相似的特征,起源上应该具有相似性,表明柴西油田水起源于大气降水。

油田水氢氧同位素值全部落在全球大气降水线和柴达木盆地大气降水线右侧,而在岩浆水区域左侧,说明柴西油田水具有大气降水和岩浆水掺杂的性质。通过对地层水质量平衡研究表明,高矿化度热水溶液的形成不能仅用大气降水的蒸发作用或溶液与岩石间的相互作用来解释,而是除了现代或古代大气降水外,可能有其他来源。对四川盆地、江汉盆地、塔里木盆地和柴达木盆地等赋存有封存型地热水的大型沉积盆地深部钻探发现封存 CaCl_2 型热卤水氢氧同位素值与初生水同位素值 ($\delta\text{D} = -100\text{‰} \sim -70\text{‰}$) 相近,而逸出气体 $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ 达海岭型值域 (4 440 ~ 9 255),表明地层水中往往存在幔源成分^[17]。对柴达木盆地西部天然气氮同位素的研究表明天然气具有一定的幔源特征^[18]。因此,柴西油田水有幔源流体加入是可能的。大柴旦 2 号和 4 号两个泉水样具有近似于大气降水特征的氢氧同位素值 (2 号 $\delta\text{D} = -71.08\text{‰}$, $\delta^{18}\text{O} = -2.51\text{‰}$; 4 号 $\delta\text{D} = -58.3\text{‰}$, $\delta^{18}\text{O} = -5.82\text{‰}$),但均发生了一定的“氧漂移”,大柴旦 2 号温泉水温度高达 85℃ ,矿化度 1.32 g/L , B_2O_3 含量达 130 mg/L , Li^+ 含量 3.42 mg/L ,大柴旦 4 号冷泉水水温约 15℃ ,矿化度 0.36 g/L , B_2O_3 含量仅为 7.20 mg/L , Li^+ 含量 0.03 mg/L ,两个样品均采自南祁连山,虽然两个取样点相距较近,但是却有极大的硼、锂含量差别,根据郑绵平的研究,大柴旦富硼锂温泉水与南祁连山深大断裂和岩浆地热水活动有关。据张彭熹的研究,大柴旦温泉水的低氘含量 (12 Tu) 揭示与深部水有关^[3]。因此,大柴旦 2 号温泉水具有深源特征,应该为大气降水沿深大断裂进入地幔加热后与岩浆热液掺和返回地表,在深循环过程中与富氧矿物发生了交换使其发生一定的“氧漂移”,“低氘高氧”岩浆热液的参与使得大柴旦高温富硼锂温泉水具有“低氘高氧”的性质,而 4 号冷泉水温度低并缺乏硼锂等元素,不具有深源特征,这与 4 号样品较 2 号样品 δD 值更高,而 $\delta^{18}\text{O}$ 值低的特点一致。因此,油田水与地热温泉水具有相似性质是可能的,可以确定柴西油田水具有深源岩浆热水的掺杂。

有部分油田水氢氧同位素值落在变质水氢氧同位素特征范围内,可见柴西油田水经历了一定的变质作用而演化成为深成 CaCl_2 型油田水。柴西油田水均发生了强烈的“氧漂移”,具有偏正的特点。油田水与地层中含氧类矿物进行同位素交换,如白云岩化作用,可导致油田水氧同位素的偏正的特点。另外, Honor 等研究指出沉积盆地内的生油层被烃类充填后,热化学

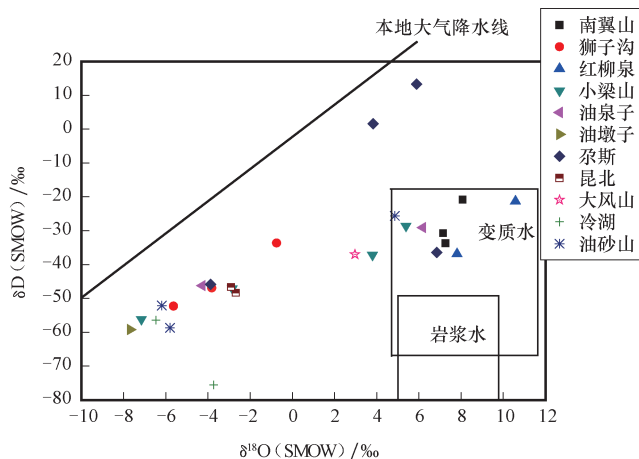


图 6 油田水氢氧同位素分布特征

Fig. 6 Hydrogen and oxygen isotope distribution of oilfield water in western Qaidam Basin

硫酸盐还原作用可导致生成 H_2S 气体, H_2S 氧化与电离提供的 H^+ , 可以促进水-岩相互作用, 导致 $\delta^{18}\text{O}$ 值明显正偏移^[19]。相对于“氧漂移”而言, δD 值无明显漂移而趋于偏负, 与油田水不与地层岩石发生氘交换有关。Fisher 等认为油田水与烃类伴生, 当原油降解时, 烃类可与水发生反应, 可使 δD 值降低^[20]。因此, 柴达木盆地西部油田水“氧漂移”的特点应该与深源岩浆地热水的加入和充分的水-岩反应有关。

由图 6 可知, 南翼山和红柳泉油田水氢氧同位素分布特征较为集中, 均分布在变质水区域, 表明发生了较强烈的变质作用, 同时也可说明该区油田水受到的深部热源水体的掺入作用较为强烈。狮子沟、昆北和冷湖地区油田水的氢氧同位素特征则集中落在变质水与岩浆水外侧, 而靠近大气降水线, 说明该区油田水变质作用不如南翼山和红柳泉等地区强烈, 更具有大气降水特征。而部分油田水, 虽然采自同一构造区域, 但同位素特征分布分散, 如小梁山、尕斯等, 这应该与区域构造特征有关, 如有的处在深大断裂附近, 较多接受深源水的补给, 则使得油田水样具有更明显的变质水氢氧同位素特征。同一构造区的油田水同位素分散分布可能与不同来源水体的掺杂量有关。可见, 不同来源水体掺杂以及深源水补给量是影响油田水氢氧同位素变化的又一个重要因素。

5 结论

1) 柴达木盆地西部第三系油田水的高矿化度特征与盐类矿物溶解和蒸发浓缩有关, 钾、硼、锂等离子的高度富集受深源流体控制, Ca^{2+} 和 HCO_3^- 主要来源于碳酸盐矿物溶解, 油田水高 Ca^{2+} 和低 Mg^{2+} 的特征与演化过程中白云石交代方解石以及方解石溶解有

关,最终导致油田水的变质作用。同时,柴达木盆地南翼山地区可能具有地层找钾潜力。

2) 通过水化学与同位素地球化学研究表明:柴达木盆地西部第三系油田水起源于大气降水,为大气降水沿深大断裂下渗并经地幔加热同时接受了一定的深源岩浆地热水的掺杂上涌补给形成,并在形成过程中与地层中的盐类矿物充分作用。

参 考 文 献

[1] 付建龙,于升松,李世金,等. 柴达木盆地第三系油田水资源可利用性分析[J]. 盐湖研究,2005,13(3):17-21.
Fu Jianlong, Yu Shengsong, Li Shijin, et al. Availability of Tertiary oilfield water resources in Western Qaidam basin[J]. Journal of Salt Lake Research, 2005, 13(3): 17-21.

[2] 袁见齐,霍承禹,蔡克勤. 高山深盆的成盐环境——一种新的成盐模式的剖析[J]. 地质论评,1983,29(2):159-165.
Yuan Jianqi, Huo Chengyu, Cai Keqin. The high mountain-deep basin saline environment—a new genetic model of salt deposits[J]. Geological Review, 1983, 29(2): 159-165.

[3] 张彭熹. 柴达木盆地盐湖[M]. 北京:科学出版社,1987:32-233.
Zhang Pengxi. Salt lake of Qaidam basin [M]. Beijing: Science Press, 1987: 32-233.

[4] 蔡春芳,梅博文,李伟. 塔里木盆地油田水文地球化学[J]. 地球化学,1996,25(6):614-623.
Cai Chunfang, Mei Bowen, Li Wei. The hydrogeochemistry of oilfield in Tarin basin[J]. Geochimica, 1996, 25(6): 614-623.

[5] White D E, Hem J D, Waring G A. Data of geochemistry—chemical composition of surface waters [M]. Washington: United States Government Printing Office, 1963: 1-67.

[6] 青海省地质调查院. 青海省柴达木盆地西部第三系富钾硼锂油田水资源远景区评价[R]. 青海西宁:青海地质调查院,2003.
Qinghai Geological Survey Institute. Evaluation on the resources vision zone of the oilfield waters of western Qaidam Basin which is enrichment of potassium, lithium, and boron [R]. Xining, Qinghai: Qinghai Geological Survey Institute, 2003.

[7] 林晓英,曾溅辉,杨海军,等. 塔里木盆地哈得逊油田石炭系地层水化学特征及成因[J]. 现代地质,2012,26(2):377-383.
Lin Xiaoying, Zeng Jianhui, Yang Haijun, et al. Geochemical characteristics and origin of formation water from the carboniferous in Hadson oilfield, Tarim basin[J]. Geoscience, 2012, 26(2): 377-383.

[8] 汪蕴璞. 深层卤水形成问题及研究方法[M]. 北京:地质出版社,1982:68-69.
Wang Yunpu. The formed problems and the research methods of deep brine[M]. Beijing: Geological Publishing House, 1982: 68-69.

[9] 樊启顺,马海州,谭红兵,等. 柴达木盆地西部卤水水化学特征与找钾研究[J]. 地球学报,2007,28(5):446-455.
Fan Qishun, Ma Haizhou, Tan Hongbing, et al. Hydrochemical characteristics of brines and potassium-prospecting researches in Western Qaidam basin[J]. Acta Geoscientica Sinica, 2007, 28(5): 446-455.

[10] 云南省地质局第十六地质队. 怎样找钾盐[M]. 北京:地质出版

社,1978:1-161.
Geological Survey Geological Team 16 in Yunnan Province. How to find potash [M]. Beijing: Geological Publishing House, 1978: 1-161.

[11] 蔡春芳,梅博文,李伟. 塔中中生界油田水化学与流体运移和演化[J]. 石油勘探与开发,1997,24(1):18-22.
Cai Chunfang, Mei Bowen, Li Wei. Fluid migration and alteration: constraints from chemistry of Palaeozoic oilfield water in central Tarim [J]. Petroleum Exploration and Development, 1997, 24(1): 18-22.

[12] Lonnee J, Machel H G. Pervasive dolomitization with subsequent hydrothermal alteration in the Claked Lake gas field, Middle Devonian Slave Point Formation, British Columbia, Canada [J]. AAPG Bulletin, 2006, 90: 1739-1761.

[13] 李生海. 鄂尔多斯白垩纪盆地北区地下水水化学演化的同位素示踪[D]. 吉林:吉林大学,2008.
Li Shenghai. Isotopic tracing of hydrogeochemical evolution of groundwater in the Northern part of Ordos Cretaceous basin [D]. Jilin: Jilin University, 2008.

[14] 陈琪,胡文瑄,李庆,等. 川东北盘龙洞长兴组—飞仙关组白云岩化特征及成因[J]. 石油与天然气地质,2012,33(1):84-93.
Chen Qi, Hu Wenxuan, Li Qing, et al. Characteristics and genesis of dolomitization in Changxing and Feixianguan Formations in Panlongdong, northeastern Sichuan Basin [J]. Oil and Gas Geology, 2012, 33(1): 84-93.

[15] 舒晓辉,张军涛,李国蓉,等. 四川盆地北部栖霞组—茅口组热液白云岩特征与成因[J]. 石油与天然气地质,2012,33(3):442-458.
Shu Xiaohui, Zhang Juntao, Li Guorong, et al. Characteristics and genesis of hydrothermal dolomites of Qixia and Maokou Formations in northern Sichuan Basin [J]. Oil and Gas Geology, 2012, 33(3): 442-458.

[16] 顾慰祖,庞忠和,王全九,等. 同位素水文学[M]. 北京:科学出版社,2011:644.
Gu Weizu, Pang Zhonghe, Wang Jiuquan, et al. Isotope Hydrology [M]. Beijing: Science Press, 2011: 644.

[17] 王坤,王东升. 应用环境同位素研究地热水起源和补给机制[J]. 地质论评,2002,48(S0):203-209.
Wang Kun, Wang Dongsheng. Application of environmental isotopes to studies of the origin and recharge mechanism of geothermal water [J]. Geological Review, 2002, 48(S0): 203-209.

[18] 徐永昌. 天然气中氦同位素分布及构造环境[J]. 地学前缘,1997,4(3-4):185-189.
Xu Yongchang. Helium isotope distribution of natural gasses and its structural setting [J]. Earth Science Frontiers, 1997, 4(3-4): 185-189.

[19] Hanor J S. Physical and chemical controls on the composition of waters in sedimentary basins [J]. Marine and Petroleum Geology, 1994, 11(1): 31-45.

[20] Fisher J B, Boles J R. Water-rock interaction in Tertiary Sandstone, San Joaquin Basin, California, USA: Diagenetic control on water composition [J]. Chemical Geology, 1990, 82: 83-101.