

张秋霞, 刘东林, 岳冬冬, 等. 天津市深部地热资源水文地球化学特征及循环模式[J]. 中国岩溶, 2025, 44(3): 445-461.

DOI: 10.11932/karst20250301

天津市深部地热资源水文地球化学特征及循环模式

张秋霞^{1,2}, 刘东林^{1,2}, 岳冬冬^{1,2}, 杨 骊^{1,2}, 冯昭龙^{1,2}, 李胜涛^{1,2}

(1. 中国地质调查局水文地质环境地质调查中心, 天津 300304; 2. 天津市地热资源
勘查开发工程研究中心, 天津 300304)

摘要: 文章通过水化学和同位素分析, 研究天津市深部热储地热流体水化学特征、水岩相互作用及其形成的水文地球化学过程, 以揭示深部地热过程和循环机理, 定量评价研究区热储温度、冷水混合比例以及地热流体最大循环深度等, 建立天津市深部地热流体循环概念模型。结果表明: (1) 天津市地热流体主要来自北部蓟县山区大气降水入渗补给, 补给高程 443.34~722.7 m; (2) 大气降水经由入渗作用及周边深大断裂带, 进入南部平原区封闭、半封闭的热储层, 在径流过程中与围岩发生充分的溶滤、吸附、碳酸盐再沉淀、阳离子交换、脱碳酸等多重作用, 同时地热流体发生冷水混入现象, 地热流体初始温度为 94.54~160.90 °C, 最大循环深度达 2 383.29~4 279.29 m, 冷水混合比例介于 0.01~0.77 之间, 混合后热储温度 67.06~121.38 °C, 热循环深度为 1 828.27~3 150.24 m, 最终形成了现今高钠离子、高氯离子、高溶解性总固体(TDS)的地热资源特征。

关键词: 天津市; 深部地热; 水文地球化学; 热储温度; 硅—焓混合模型; 循环模式

创新点: 结合水文地球化学方法与同位素地球化学方法, 系统研究天津地热流体水化学特征的空间变化, 定量评价冷水混合比例, 探讨岩溶热储的循环演化规律; 研究结果相辅相成, 弥补了单一研究方法可能存在的不足, 并建立了地下热水循环模式概念模型。

中图分类号: P314 文献标识码: A

文章编号: 1001-4810 (2025) 03-0445-17

开放科学(资源服务)标识码(OSID):



0 引言

天津市地处华北平原北部, 地热资源丰富, 自1936年开发利用伊始^[1], 被广泛应用于温泉洗浴、生活用水、供暖、养殖等众多领域。热储流体的起源、补给、循环运移、赋存环境及其可更新性一直是理论界及地热开发部门关注的热点, 也是可持续开发利用地热资源的关键性问题, 利用环境同位素水文地球化学方法研究热储的成因和起源成为地热流体研究的一个重要发展方向。

国内外学者利用水文地球化学方法对地下热水做了大量研究。Pastorelli等^[2]利用水化学结合D、¹⁸O、³⁴S_{SO₄}等同位素对瑞士阿尔卑斯山哥达隧道内的地热流体进行分析, 研究不同水化学类型地热流体中主要元素的来源; Yassine等^[3]对阿尔及利亚东北部的地热流体进行了水化学和同位素特征调查, 查明了地热流体和温泉的成因; Tian等^[4]通过分析喜马拉雅东部地区地热系统的水化学特征, 对地热流体中的化学组分、地热流体的水化学类型、热源等取得一定认识; 王云^[5]根据滇东南温泉地热流体(水

资助项目: 国家重点研发计划“典型干热岩系统热循环持续供热发电试验”(2021YFB1507404); 中国地质调查项目“东部地区干热岩资源调查评价”(DD20221680); 中国地质调查项目“天津东丽—河北牛驼镇地热资源调查与试验”(DD20190127)

第一作者简介: 张秋霞(1990—), 硕士, 工程师, 主要从事水文地质及地热地质工作。E-mail: edu652524@163.com。

通信作者: 李胜涛(1982—), 博士, 正高级工程师, 主要从事深部地热资源探测评价与热储工程工作。E-mail: list07@mails.jlu.edu.cn。

收稿日期: 2024-04-03

和逸出气)的地球化学特征,分析了地热流体中离子来源及成因、深部热储温度、气体成因等;赵子锐等^[6]通过分析高阳地热田地热流体样品的水化学及同位素数据,研究了深部地热流体的形成与演化过程等。

自1981年天津市启动深部地热资源勘查评价工作以来,已开展大量水化学分析研究,基本查明了天津市地区地热流体的水质和地球化学特征。张百鸣等^[7]通过水文地球化学和同位素方法研究了各储层地热流体的来源,确定了补给区、补给高程和各储层间的水力联系,得出了地热流体补给微弱、径流缓慢的结论;高宝珠等^[8]利用环境同位素技术确定了天津各储层地热流体的补给来源和年龄,结合水化学特征,初步分析了各储层间的水力联系和径流关系,结果表明沧县隆起的基岩地热流体和黄骅坳陷的孔隙型地热流体通过沧东断裂有较好的联通;宋美钰等^[9]通过水化学和同位素特征分析了地热流体的水化学特征及各储层间的水力联系程度,结果表明雾迷山组热储大规模开采使得深部地热流体上涌,孔隙型热储垂向上没有明显的连通;杨吉龙等^[10]通过水化学和氢氧同位素特征分析了河北牛驼镇和天津市地热流体的赋存环境,结果表明天津地热田奥陶系和雾迷山组地热流体与浅部第四系地下水水力联系较强,同时存在垂向和侧向径流补给;秦莉红等^[11]从化学类型、特殊组分、热储温度及地热流体成因等方面对天津市平原区不同构造单元蓟县系雾迷山组样品进行了分析研究,结果表明研究区热储属于贫溴的含盐岩地层溶滤水,并采用玉髓温标预测了热储温度;岳冬冬等^[12]通过水化学方法研究了山岭子地热田雾迷山组热储流体的水化学特征、形成机理及其赋存环境,得出地热流体的主要成因为混合、碳酸盐岩溶解、阳离子交替吸附作用等。

通过分析发现,前人研究成果尚未对地热流体的混合作用进行定量评价,且较少对循环演化规律进行系统总结。本文通过对天津深部地热流体的水文地球化学和同位素地球化学特征开展研究,定量评价地热流体混合比例,系统分析岩溶热储循环演化规律,以期今后地热资源的可持续开发利用提供理论支撑。

1 研究区概况

天津市地处Ⅰ级构造单元华北地台北缘,以宁河—宝坻断裂为界分为北部山区和南部平原区。

地热资源主要赋存于宁河—宝坻断裂以南的南部平原区,在构造上横跨冀中坳陷、沧县隆起和黄骅坳陷三个Ⅲ级构造单元,被断裂切割形成了Ⅳ级构造单元凸起和凹陷相间排列、轴向多呈北东向展布的构造格局^[13](图1)。其地温异常区呈低、高、低相间展布,并与地质构造的凹、凸、凹分布相一致。区域上发育的热储层从新到老有孔隙型热储:新近系明化镇组(Nm)、新近系馆陶组(Ng)和古近系东营组(Ed),基岩裂隙型热储:奥陶系(O)、寒武系(Є)和蓟县系雾迷山组(Jxw)热储。基岩裂隙型热储开发利用主要集中在沧县隆起区,以基岩埋藏较浅、热储层裂隙发育为主要特征,地热资源条件得天独厚,其中雾迷山组三、四段为当前的主力储层,岩石组合为一套富镁碳酸盐岩,岩性以深灰色粗晶白云岩、燧石条带状白云岩为主。沧县隆起上钻孔揭露顶板埋深为1752~2016 m,揭露厚度为480~1032 m,单井出水量为70~120 m³·h⁻¹,最大可达204 m³·h⁻¹,出水温度为88~102 ℃,孔隙度为1.0%~5.8%,

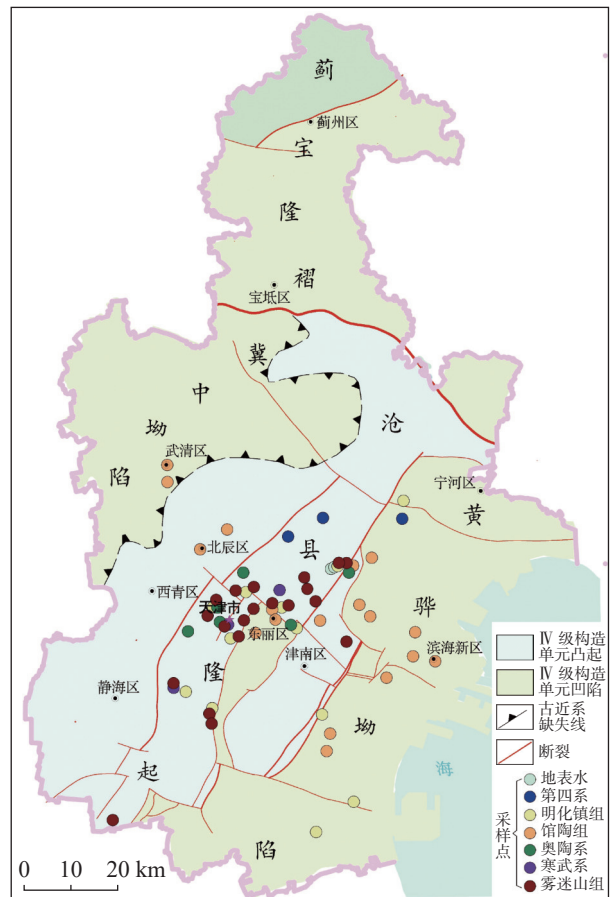


图1 天津市构造单元区划及采样点分布图

Fig. 1 Division of structural units and distribution map of sampling points in Tianjin

渗透率为 $5.52 \times 10^{-14} \text{ m}^{2[14-15]}$ 。区域流场特征是从西北向东南方向流动,受地热井集中开采影响,局部形成降落漏斗区。同一构造单元内,各储层之间的地热水年龄显著不同,相互之间无明显水力联系^[7],但在沧县隆起核部,馆陶组大面积缺失,明化镇组直接覆盖在基岩之上,基岩热水对明化镇组地热流体存在一定的顶托补给作用^[8]。

2 研究方法

2.1 样品采集与测试

研究区共采集地热流体水样 67 件,其中地表水 2 件,第四系冷水 3 件,明化镇组 13 件,馆陶组 18 件,奥陶系 6 件,寒武系 3 件,雾迷山组 22 件(图 1)。采集的样品委托核工业北京地质研究院进行水质全分析和氢氧同位素测试,水质全分析中阳离子使用 ICP 方法进行离子浓度检测,阴离子使用离子色谱分析,阴阳离子平衡误差控制在 3% 以内。氢氧同位素测试仪器为 MAT-253 同位素质谱仪, δD 和 $\delta^{18}\text{O}$ 测试精度分别为 $\pm 0.1\text{‰}$ 、 $\pm 1\text{‰}$ 。

2.2 分析方法

2.2.1 补给高程

按照稳定同位素的高程效应, δD 值随着地热流体补给高程的增大而逐渐亏损,地热流体补给高程公式为:

$$H = h + (D - D_p) / \text{grad}D \quad (1)$$

式中: H 为地热流体补给区高程(m); h 为取样点高程(m); D 为地热流体中 δD 值(‰); D_p 为取样点附近大气降水 δD 值(‰); $\text{grad}D$ 为大气降水 δD 高程梯度 [$-\delta \cdot (100 \text{ m})^{-1}$]。本研究选取华北地区大气降水 D 同位素作为参考值, δD 值为 -55.02‰ ; 大气降水中 δD 高程梯度为 $-3\text{‰} \cdot (100 \text{ m})^{-1[16]}$ 。

2.2.2 地热温度计

采用 SiO_2 温标估算地热井的热储温度,石英温标和玉髓温标的计算公式如下^[17]:

$$T_{\text{石英}}(^{\circ}\text{C}) = \frac{1309}{5.19 - \lg\text{SiO}_2} - 273.15 \quad (2)$$

$$T_{\text{玉髓}}(^{\circ}\text{C}) = \frac{1032}{4.69 - \lg\text{SiO}_2} - 273.15 \quad (3)$$

2.2.3 循环深度

热储循环深度计算公式如下^[18]:

$$H = \frac{t_1 - t_2}{I} + h \quad (4)$$

式中: H 为地热流体循环深度(m); t_1 为热储温度($^{\circ}\text{C}$); t_2 为年平均气温($^{\circ}\text{C}$); I 为平均地温梯度 [$^{\circ}\text{C} \cdot (100 \text{ m})^{-1}$]; h 为恒温带深度(m)。天津市恒温带平均深度取 25 m, 年平均气温 12°C , 平均地温梯度取 $3.5^{\circ}\text{C} \cdot (100 \text{ m})^{-1[19-20]}$ 。

3 结果与分析

3.1 水文地球化学特征

研究区地热流体分析结果见表 1。地热流体 pH 为 7.08~8.43, 呈弱碱性, 溶解性总固体(TDS)位于 $762.1 \sim 6040.4 \text{ mg} \cdot \text{L}^{-1}$, 平均值 $1768.97 \text{ mg} \cdot \text{L}^{-1}$; 从北向南沿着径流方向, 地热流体阴离子由以 HCO_3^- 为主逐渐变为以 Cl^- 、 SO_4^{2-} 直至以 Cl^- 为主, 孔隙型热储的水化学类型由 $\text{HCO}_3\text{-Na}$ 型逐渐变为 $\text{Cl} \cdot \text{SO}_4\text{-Na}$ 型, 基岩裂隙型热储的水化学类型由 $\text{HCO}_3 \cdot \text{SO}_4 \cdot \text{Cl-Na}$ 型过渡到 $\text{Cl} \cdot \text{SO}_4\text{-Na}$ 型, 具有明显的分带性(图 2), 其 TDS 也逐渐增大。此外, 地热流体 TDS 没有随着温度的升高显著增大, 二者没有显著的相关性, 且存在同储层内温度较高的地热流体的 TDS 反而较低(图 3), 指示地热流体可能发生了冷水的混合作用。

根据研究区地热流体样品测试数据绘制 Piper 三线图(图 4)。从 Na-Ca-Mg 三角图中可知, 所有地热样品的阳离子投影在图中都相对集中, 主要体现在靠近 Na^+ 一端, 除部分奥陶系和寒武系地热井外, 其余样品 Na^+ 含量在整个阳离子含量中占 60%~80%; 阴离子三角图显示, 雾迷山组地热流体样品点分布在 Cl^- 含量较高的区域, 指示雾迷山组样品所处的地质环境较为封闭, 经过长时间的溶滤作用, Cl^- 含量较高, TDS 也较高。孔隙型热储样品的阴离子分布范围较大, 由以 HCO_3^- 为主, 逐渐过渡到以 Cl^- 为主, 指示所处的地质环境由开放逐渐变为封闭。

通过对比多年地热流体水质分析成果可知, 在开采条件下, 虽然个别离子组分含量因取样时环境条件的差异表现出略微增大或减小的动态特点, 但这些变化没有影响地热流体的化学特征和水化学类型, 地热流体化学特征基本稳定, 并没有因人为开采扰动而出现离子成分的明显变化(图 5)。

表 1 研究区地热流体主要离子测试结果一览表
Table 1 List of main ions test results of geothermal fluids in the study area

样品	热储层	K ⁺	Na ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	SiO ₂	TDS	D	¹⁸ O
		mg·L ⁻¹	mg·L ⁻¹	mg·L ⁻¹	mg·L ⁻¹	mg·L ⁻¹	mg·L ⁻¹	mg·L ⁻¹	mg·L ⁻¹	mg·L ⁻¹	‰	‰
DB1	地表	30.3	552.0	62.9	68.6	657.0	353.0	408.0	9.7	1930.2	-32.9	-4.4
DB2	地表	31.0	560.0	64.4	69.9	654.0	352.0	408.0	7.5	1937.5	-27.8	-4.0
DS1	第四系	0.7	142.0	8.3	2.4	24.2	8.8	319.0	13.5	359.1	-70.4	-9.0
DS2	第四系	0.8	151.0	7.5	1.5	23.1	12.9	324.0	16.4	375.1	-71.2	-9.3
DS3	第四系	1.0	199.0	6.0	2.5	84.6	27.9	307.0	14.8	496.9	-72.4	-9.6
DR1	Nm	37.7	209.0	18.8	5.9	76.5	56.3	437.0	30.3	642.2	-69.8	-9.3
DR2	Nm	5.16	499.0	14.6	1.9	353.0	248.0	395.0	38.5	1338.9	-72.1	-8.6
DR3	Nm	77.4	416.0	29.2	11.6	385.0	268.0	377.0	68.5	1389.3	-66.7	-8.9
DR4	Nm	77.5	437.0	33.6	12.6	337.0	277.0	489.0	40.2	1429.8	-67.9	-9.0
DR5	Nm	75.8	408.0	33.7	10.8	350.0	303.0	373.0	69.5	1377.1	-67.5	-9.0
DR6	Nm	4.71	369.0	12.4	1.5	263.0	154.0	373.0	41.1	995.6	-68.5	-9.2
DR7	Nm	1.61	240.0	7.9	0.7	142.0	78.8	262.0	32.5	618.7	-71.8	-9.3
DR8	Nm	5.0	476.6	13.7	1.6	250.3	374.3	371.0	37.5	1344.5	/	/
DR9	Nm	9.1	792.9	55.7	11.0	633.1	798.5	227.0	31.6	2445.4	/	/
DR10	Nm	28.0	1003.5	294.9	61.3	1043.6	1717.3	165.4	22.0	4253.3	/	/
DR11	Nm	4.7	715.4	70.7	7.8	351.7	971.0	260.6	28.0	2279.6	/	/
DR12	Nm	4.0	466	14.2	1.1	329.7	237.4	390.5	31.0	1287.7	/	/
DR13	Nm	3.1	403.8	11.5	1.1	210.9	241.4	414.9	27.5	1118.8	/	/
DR14	Ng	1.0	313.0	2.5	0.3	117.0	0.9	549.2	27.4	763.7	-64.0	-8.9
DR15	Ng	1.3	243.6	3.0	0.3	46.1	57.8	457.6	30.6	629.5	-35.1	-6.3
DR16	Ng	11.0	496.3	16.3	2.7	356.3	236.3	509.5	35.2	1408.9	-70.5	-8.6
DR17	Ng	57.6	445.5	28.8	6.2	390.0	240.9	463.8	51.0	1451.9	-72.0	-9.1
DR18	Ng	41.8	454.7	38.0	6.5	390.0	225.3	488.2	44.5	1444.9	/	/
DR19	Ng	1.4	384.8	4.1	0.5	241.1	0.9	610.2	27.8	980.7	-70.0	-9.4
DR20	Ng	28.1	512.0	28.2	6.3	374.0	252.6	506.5	34.5	1501.0	/	/
DR21	Ng	4.1	607.9	10.9	0.9	528.2	201.9	482.1	41.5	1648.5	/	/
DR22	Ng	4.0	610.0	10.7	0.8	531.8	202.6	500.4	39.0	1661.1	/	/
DR23	Ng	2.4	268.9	3.9	0.3	74.4	82.8	463.8	34.6	705.2	/	/
DR24	Ng	19.7	498.5	30.9	6.1	372.2	239.7	524.8	30.5	1460.0	-68.0	-9.0
DR25	Ng	3.9	515.6	10.5	0.6	320.8	232.9	518.7	40.5	1402.2	-73.0	-9.2
DR26	Ng	3.8	479.1	9.1	1.0	351.0	220.2	482.1	38.5	1355.8	-72.0	-9.1
DR27	Ng	31.6	465.0	24.9	5.5	356.3	228.2	463.8	39.4	1406.8	/	/
DR28	Ng	1.5	324.6	4.9	0.3	108.1	124.2	485.1	32.4	844.6	-71.0	-9.4
DR29	Ng	3.6	565.4	12.2	1.0	379.3	272.8	463.8	35.0	1516.2	/	/
DR30	Ng	3.1	238.4	9.3	3.0	53.2	36.3	506.5	48.5	657.1	/	/
DR31	Ng	1.9	245.9	3.2	0.4	58.5	14.8	494.3	50.5	634.4	/	/
DR32	O	77.8	399.9	28.7	8.5	361.6	257.7	396.6	71.5	1404.0	-38.2	-6.7
DR33	O	46.2	810.3	479.4	99.6	828.5	1845.2	247.1	27.0	4259.8	/	/
DR34	O	42.5	821.5	530.3	92.8	822.8	1933.0	211.7	34.0	4382.8	-66.0	-9.1
DR35	O	51.9	892.2	569.6	114.5	1031.6	2231.4	180.1	0.0	5016.3	/	/
DR36	O	54.6	451.9	43.0	7.9	382.9	278.0	463.8	48.5	1498.7	-65.0	-12.9
DR37	O	7.2	406.3	14.4	2.3	319.0	89.4	494.3	29.5	1115.3	/	/
DR38	∈	76.0	419.0	33.1	10.4	379.3	268.2	408.8	67.5	1457.9	-72.0	-10.0

续表 1

样品	热储层	K ⁺	Na ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	SiO ₂	TDS	D	¹⁸ O
		mg·L ⁻¹	mg·L ⁻¹	mg·L ⁻¹	mg·L ⁻¹	mg·L ⁻¹	mg·L ⁻¹	mg·L ⁻¹	mg·L ⁻¹	mg·L ⁻¹	‰	‰
DR39	∈	61.8	507.8	26.6	9.3	437.1	311.6	370.4	61.0	1600.7	/	/
DR40	∈	56.2	1171.1	470.5	97.7	1397.1	1798.4	205.6	0.0	5124.6	/	/
DR41	Jxw	111.7	1650.1	367.9	82.8	2217.4	1375.1	195.9	0.0	5942.5	-61.6	-9.6
DR42	Jxw	76.4	424.2	30.3	9.0	375.8	270.2	408.8	68.5	1458.8	-56.4	-8.4
DR43	Jxw	65.4	410.5	35.3	9.1	414.8	286.1	311.2	67.0	1443.8	-71.9	-9.2
DR44	Jxw	73.9	426.4	28.0	10.1	397.0	269.7	369.2	66.5	1456.2	-71.9	-9.3
DR45	Jxw	79.4	397.0	31.9	8.2	358.0	256.6	390.5	71.0	1397.4	-67.2	-9.1
DR46	Jxw	78.9	396.1	41.9	9.0	354.5	258.8	427.1	73.0	1425.8	-60.6	-8.2
DR47	Jxw	69.1	505.9	30.2	11.2	432.8	368.1	360.0	68.0	1665.3	-69.0	-9.4
DR48	Jxw	59.8	594.9	40.4	12.3	522.2	403.5	374.1	51.0	1871.2	-68.0	-9.5
DR49	Jxw	72.0	516.7	30.8	11.3	450.2	355.7	357.0	66.0	1681.2	/	/
DR50	Jxw	72.2	600.9	39.3	14.5	577.8	355.7	350.9	0.0	1890.4	/	/
DR51	Jxw	64.3	617.0	43.3	15.9	610.5	392.1	349.6	55.0	1972.9	/	/
DR52	Jxw	74.2	772.0	90.3	16.8	762.2	607.2	312.4	74.5	2553.4	/	/
DR53	Jxw	65.8	454.1	31.0	10.9	439.9	262.3	409.4	59.5	1528.2	-65.0	-9.4
DR54	Jxw	61.3	547.7	38.5	11.5	509.8	377.5	379.5	57.0	1793.1	/	/
DR55	Jxw	65.7	447.8	28.0	11.1	429.3	247.4	422.3	62.5	1503.0	-74.0	-8.7
DR56	Jxw	45.5	508.9	30.3	5.7	428.9	244.9	494.3	63.5	1574.9	-66.0	-8.1
DR57	Jxw	76.7	436.6	24.6	10.9	425.4	281.8	332.6	68.0	1490.3	/	/
DR58	Jxw	76.8	410.1	28.0	9.1	365.1	263.8	384.4	62.5	1407.6	/	/
DR59	Jxw	78.5	404.4	28.8	9.1	368.7	271.5	378.3	67.5	1417.7	/	/
DR60	Jxw	74.5	414.9	28.5	9.0	375.8	266.9	357.0	69.0	1417.1	/	/
DR61	Jxw	71.1	457.6	33.6	10.6	411.2	288.8	402.7	35.5	1509.8	-68.0	-9.4
DR62	Jxw	69.8	477.2	32.7	12.2	439.6	306.2	399.7	60.5	1598.1	/	/

注：“/”表示该指标未测试。

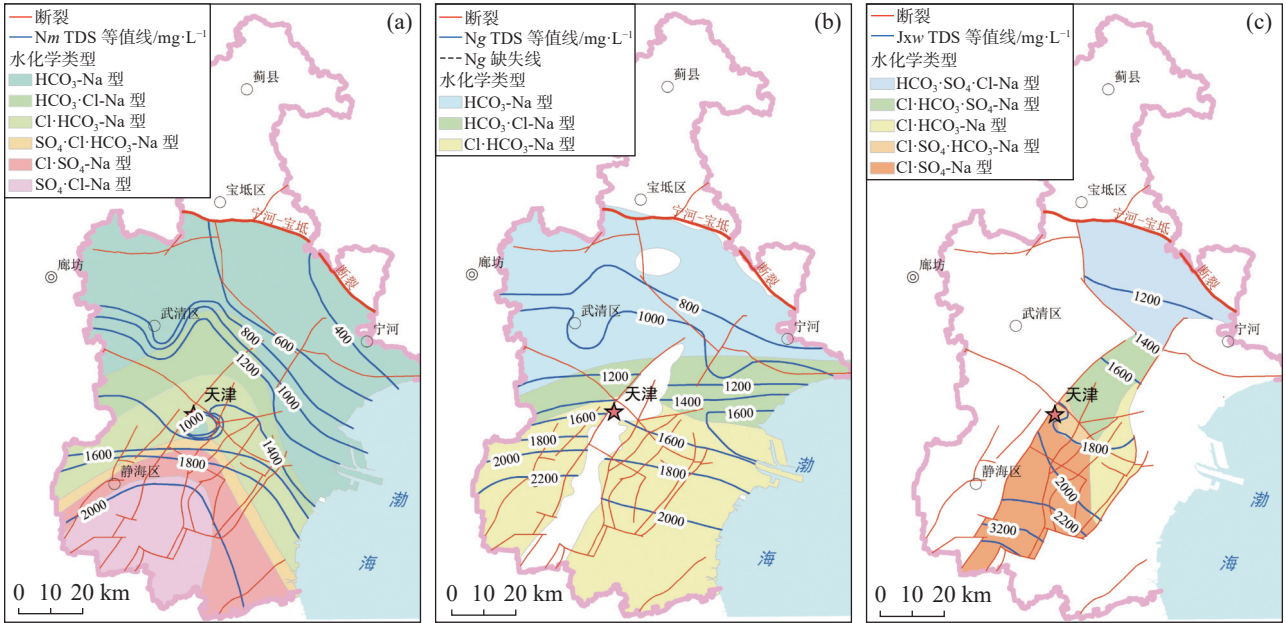


图 2 明化镇组(a)、馆陶组(b)和雾迷山组(c)地热流体水化学类型空间分布图

Fig. 2 Spatial distribution of hydrochemical types of geothermal fluids in Minghuazhen (a), Guantao (b) and Wumishan formations (c)

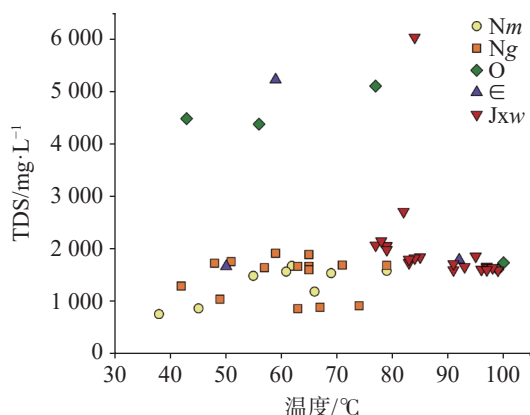


图3 研究区地热流体温度与 TDS 关系图

Fig. 3 Relationship between temperatures and TDS of geothermal fluids in the study area

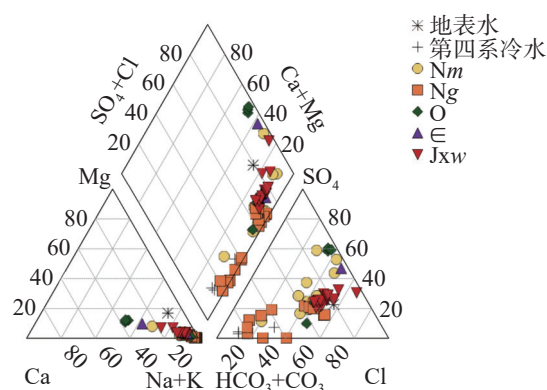


图4 研究区地热流体 Piper 图

Fig. 4 Piper diagram of geothermal fluids in study area

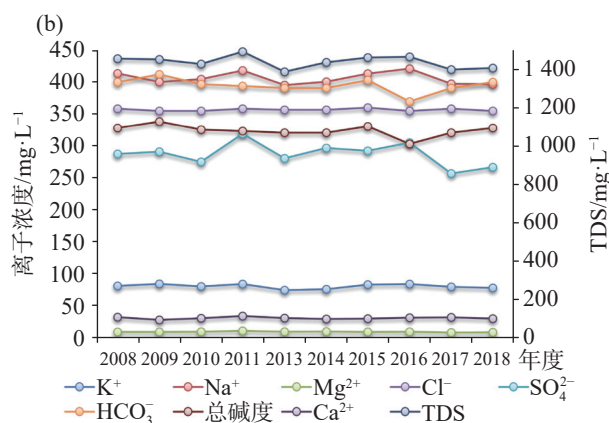
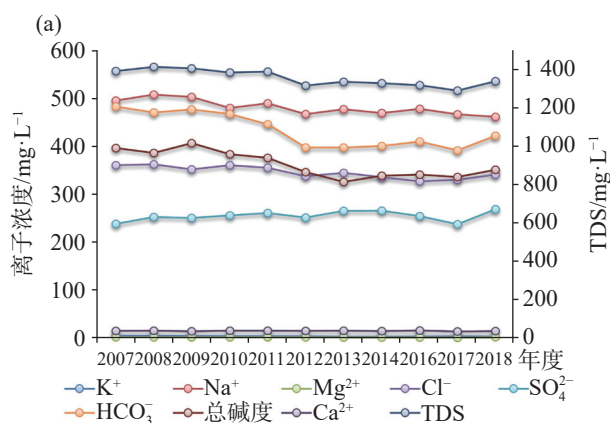


图5 明化镇组(a)和雾迷山组(b)典型地热井主要离子组分变化趋势图

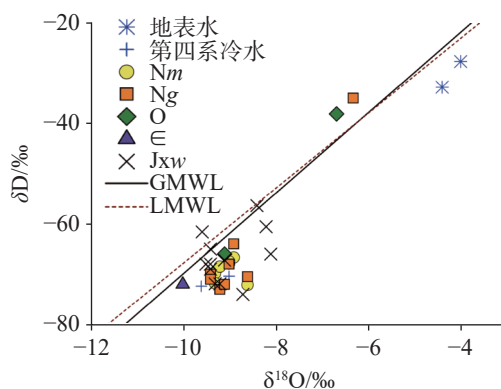
注: 多年水质数据参考自天津市地热资源开发利用动态监测报告。

Fig. 5 Variation trend of major parameters in typical geothermal wells of Minghuazhen Formation (a) and the Wumishan Formation (B)

3.2 同位素地球化学特征

氢氧同位素在地热流体循环过程中可保持相对稳定,是地热流体运动分析的良好示踪剂^[21-23],可有效识别地热流体来源和混合过程^[24]。研究区地热流体和地表水以及第四系冷水均落在全球大气降水线(GMWL, $\delta D = 8\delta^{18}O + 10$)^[25]和当地大气降水线(LMWL, $\delta D = 7.45\delta^{18}O + 6.6$)^[26]附近(图6),显示大气降水为区内地热流体的主要补给来源。大部分地热流体的氢氧同位素表现出一定的漂移,表明地热流体不是直接来源于当地大气降水的就近补给,而是经历了较长时间的深循环^[27],其水循环以侧向补给为主,地热流体在循环过程中与围岩存在氧同位素交换。

根据地热流体补给高程公式计算可得出研究区热储地热流体的补给高程为443.34~722.7 m,与蓟县山区海拔相吻合,指示地热流体的补给区位于北部

图6 研究区不同水体的 δD - $\delta^{18}O$ 关系图Fig. 6 Relationship of δD - $\delta^{18}O$ of different water bodies in the study area

蓟县山区,与前人的研究结论一致。

3.3 水—岩相互作用

利用 Gibbs 图解可判断地下水化学组分的成因

类型,如岩石风化型、蒸发—结晶型以及大气降水型^[28]。由图7可知,样品点均落在蒸发—结晶和岩石风化作用控制区,考虑到工作区并不属于干旱区,气候类

型为温带季风气候,年平均气温11.4~12.9℃。年平均降水量为520~660mm,表明水—岩作用是控制研究区地热流体化学组分的主要因素^[29]。

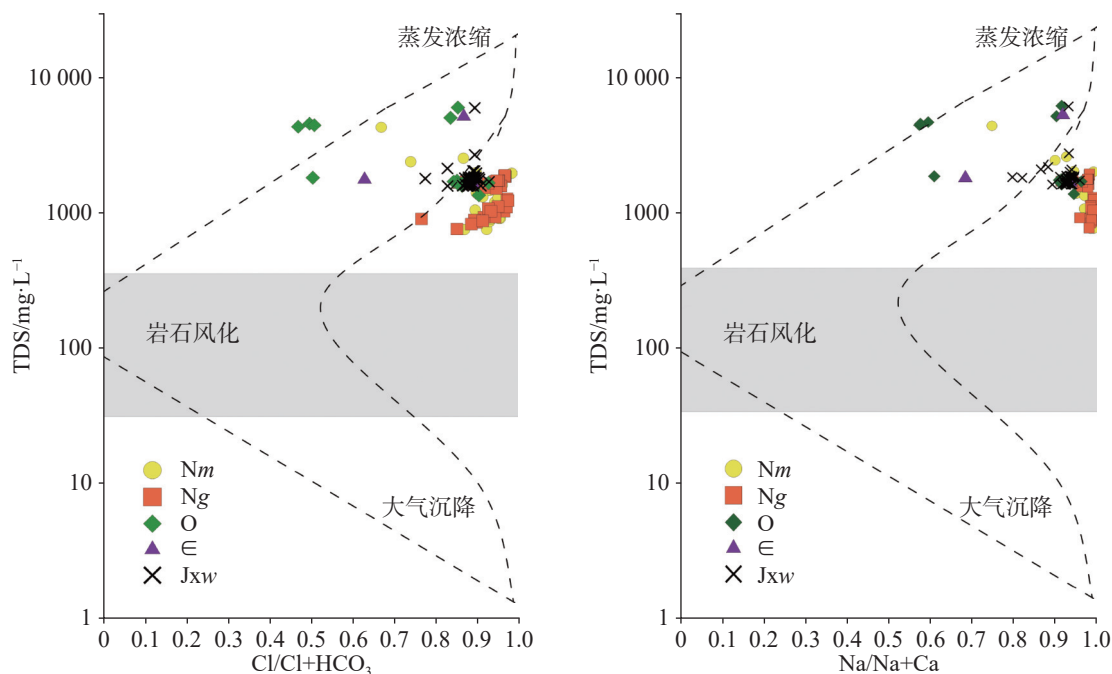


图7 研究区地热流体 Gibbs 图(左图为阴离子图,右图为阳离子图)

Fig. 7 Gibbs diagram of geothermal fluids in the study area (left: anion diagram; right: cation diagram)

岩石矿物溶解过程是控制地热流体水化学特征的关键因素^[30]。通过离子比例系数,可进一步分析发生在地热含水层中的地球化学反应^[31-32]。从图8a可知,研究区地热流体的 $r(\text{Na}^+)/r(\text{Cl}^-)$ 的比值在1:1附近偏向 Na^+ 一侧,表明地热流体中 Na^+ 和 Cl^- 除受到岩盐溶解影响外,还受到硅酸盐溶解的影响。地热样品的 $r(\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+})/r(\text{SO}_4^{2-} + \text{HCO}_3^-) > 1$ (图8b),表明地热流体离子主要受碳酸盐矿物溶解影响^[33-34]。 $\text{Ca}^{2+}/\text{SO}_4^{2-}$ 比值远离石膏溶解线(图8c),呈明显的正相关关系,说明地热流体水化学成分受围岩中石膏矿物溶解的影响,地热样品偏向 SO_4^{2-} 一侧。此外,岩溶热储地热流体中 HCO_3^- 浓度随 Ca^{2+} 浓度升高而降低(图8d),两者具有一定的负相关关系,同时 HCO_3^- 与 SO_4^{2-} 也呈负相关关系(图8e),表明地球化学过程受到共离子效应控制,也就是石膏的溶解促进了 CaCO_3 沉淀,长期的再沉淀作用使得 Ca^{2+} 和 SO_4^{2-} 浓度差异较大。

地热流体中的 $\text{Na}^+/\text{Ca}^{2+}$ 比值很大, $\text{Mg}^{2+}/\text{Ca}^{2+}$ 均小于1(图8f),这是由于 Na^+ 性质稳定,不易形成沉淀,随着溶滤作用含量逐渐增大,而封闭的还原环境中

pH较大, Ca^{2+} 和 Mg^{2+} 易形成沉淀,同时 Ca^{2+} 和 Mg^{2+} 含量也受温度控制,在地热流体向深度循环过程中, CO_2 随着温度的升高而逸出,钙镁离子由于脱气作用含量急剧减少。另外, Mg^{2+} 极易和高温下稳定的黏土矿物结合^[35],随着温度升高 Mg^{2+} 含量比 Ca^{2+} 含量更小。

水—岩作用中的阳离子交换吸附可以通过氯碱指数(CAI)来识别^[36],研究区地热流体CAI均 < 0 (图9),说明地热流体 Ca^{2+} 和 Mg^{2+} 与围岩中 Na^+ 和 K^+ 发生了阳离子交换^[37],这也会进一步导致 Na^+ 含量增加而 Ca^{2+} 和 Mg^{2+} 含量减小。同时孔隙型热储的CAI绝对值大于碳酸盐岩型热储,表明孔隙型热储的阳离子交换作用强于碳酸盐岩热储。

4 深部地热流体循环过程

4.1 地热流体平衡状态

使用地热温标法判断热储温度的前提是用作地热温标的物质和热储中的矿物达到平衡。有时由于浅层冷水的混入或者其他一些化学反应的发生可能

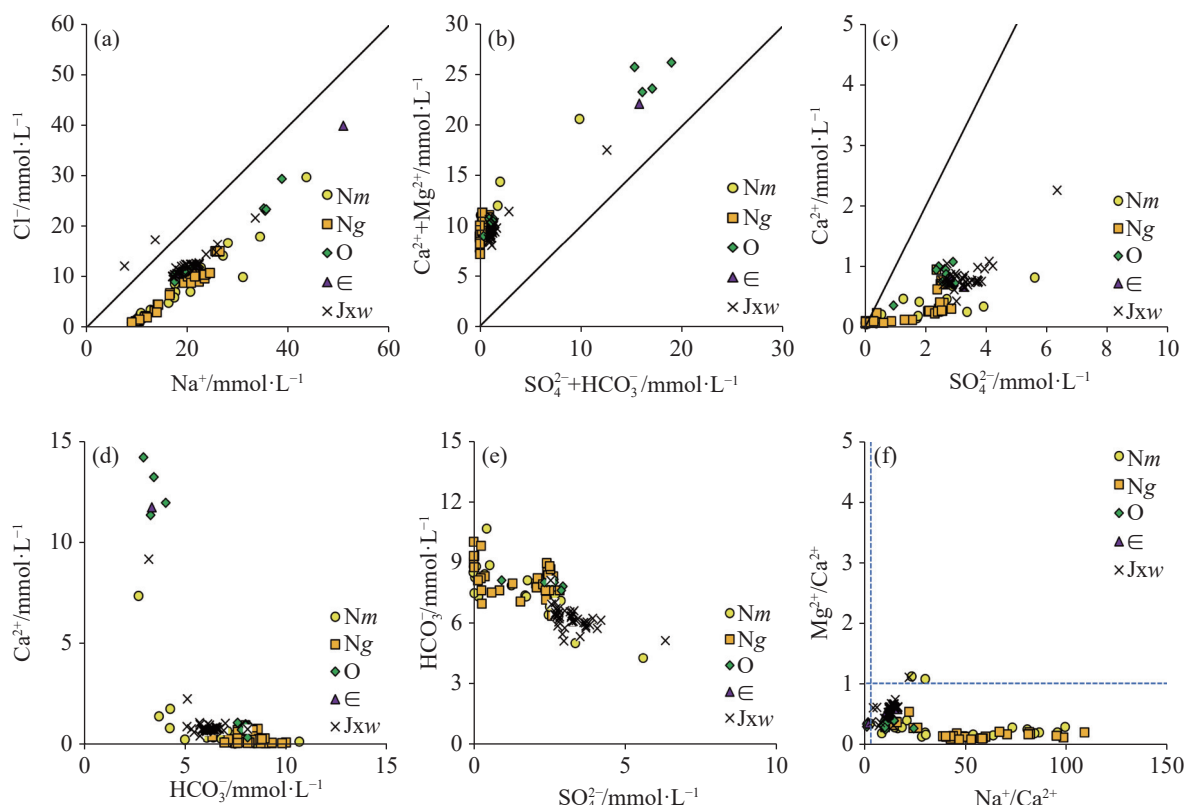


图 8 研究区主要离子关系图: (a) Cl^-/Na^+ ; (b) $(\text{HCO}_3^- + \text{SO}_4^{2-})/(\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+})$; (c) $\text{SO}_4^{2-}/\text{Ca}^{2+}$;
(d) $\text{HCO}_3^-/\text{Ca}^{2+}$; (e) $\text{HCO}_3^-/\text{SO}_4^{2-}$; (f) $(\text{Na}^+/\text{Ca}^{2+})/(\text{Mg}^{2+}/\text{Ca}^{2+})$

Fig. 8 Relationship of major ions in the study area. (a) Cl^-/Na^+ ; (b) $(\text{HCO}_3^- + \text{SO}_4^{2-})/(\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+})$;
(c) $\text{SO}_4^{2-}/\text{Ca}^{2+}$; (d) $\text{HCO}_3^-/\text{Ca}^{2+}$; (e) $\text{HCO}_3^-/\text{SO}_4^{2-}$; (f) $(\text{Na}^+/\text{Ca}^{2+})/(\text{Mg}^{2+}/\text{Ca}^{2+})$

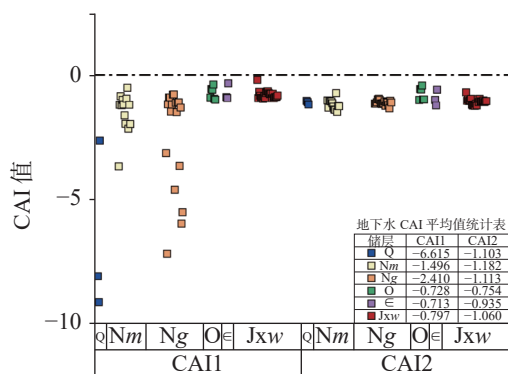


图 9 研究区地下水氯碱指数统计图

Fig. 9 Statistics of groundwater chlor-alkali index in the study area

导致作为地热温标的化学组分与热储中的矿物不平衡,因此需要检验热水和矿物的平衡状态。 Na-K-Mg 三角图常被用来评价水—岩平衡状态^[38],图中将水分为完全平衡,部分平衡和未成熟水(与矿物的溶解过程很少或者没有达到平衡)三种类型。利用这张图可判断地热流体是否适合应用阳离子地热温标法计算热储温度。图 10 展示了研究区内地热流体的

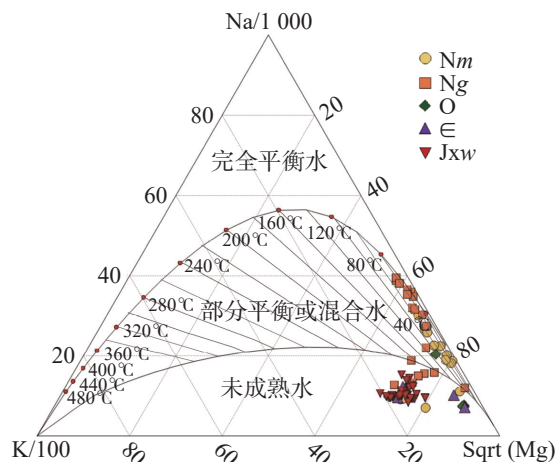


图 10 研究区地热流体 Na-K-Mg 三角图

Fig. 10 Na-K-Mg triangle diagram of geothermal fluids in the study area

Na-K-Mg 三角图分布情况,结果显示所有样品均落在部分平衡水和未成熟水区域,说明地热流体水—岩之间尚未达到离子平衡状态,溶解作用仍在进行,或地热流体由深部向地表上升过程中有冷水的混入,从而使得离子含量被稀释变小,不适合利用阳离子

地温计估算储层热储温度。

矿物饱和度可用来评价矿物与水体的平衡程度^[39]。本文使用 PHREEQC 软件计算了部分地热流体样的矿物饱和度(SI)(图 11)。地热流体中卤化物矿物岩盐和钾盐的 SI 远远小于 0,说明卤化物持续溶解。硬石膏和石膏均处于未饱和状态,说明硫酸盐还将继续溶解。大部分地热流体中文石、方解石、白云石过饱和,表明碳酸盐出现明显的沉淀现象,与水化学分析结论一致。控制热水中 SiO₂ 浓度的石英、玉髓等矿物处于过饱和或近饱和状态,说明 SiO₂ 地热温标法可用于研究区地热流体的热储温度的估算。

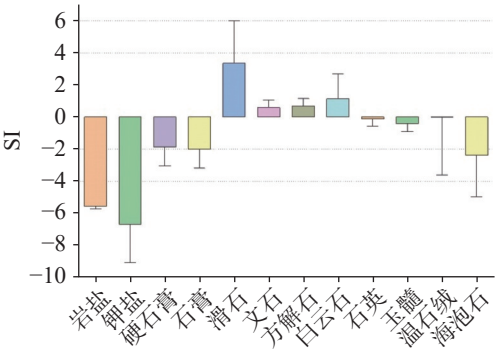


图 11 研究区地热流体部分矿物饱和度箱图
Fig. 11 Box diagram of the partial mineral saturation index of geothermal fluids in the study area

4.2 热储温度估算

4.2.1 地球化学温标

在地热流体形成与演化过程研究中,利用地热温标计算地热流体的热储温度被广泛应用^[40-42]。SiO₂ 地热温标的理论基础为含硅矿物在热液中的沉淀—溶解平衡理论,当 pH<8.5 时,温度起着决定性的影响,石英和无定型二氧化硅的溶解度在 100~300 ℃

内随温度升高而迅速变大,当热水温度下降到 180 ℃ 以下时,温度越低, SiO₂ 沉淀速率越慢,上述特点使得 SiO₂ 可作为地热温标^[43]。石英温标和玉髓温标估算的热储温度见表 2。从计算结果可知,利用石英温标估算的温度整体比玉髓温标高,石英温标估算温度均大于地热井出水温度,由于玉髓处于近饱和状态,未完全饱和,故玉髓温标估算温度大部分略小于地热井出水温度。取石英温标计算结果代表储层温度,研究区热储温度为 67.06~121.38 ℃。

4.2.2 硅—焓混合模型

研究区地热流体均为部分平衡水或混合水和未成熟水,表明其存在浅部冷水混合的可能^[44]。冷水混入的原因推测为:(1)深大断裂沟通了深部地热流体,使储层内地热流体受到深部地热流体补给,赵苏民等^[14]的研究表明在沧东断裂附近的深部热储层以水为介质,通过断裂破损通道机岩体裂隙以对流的方式传递到浅部,并对松散盖层的热储层产生影响;(2)地热流体在上升过程中,有浅层冷水混入,大量的研究表明地热流体在上涌过程中可能与浅层冷水发生混合^[45-49]。利用硅—焓混合模型及方程可消除冷水混入的影响,计算出地热流体深部循环温度及冷水混合比例^[50-51]。

石英的溶解度控制着地热系统溶解硅的含量,因此根据热力学平衡,可通过混合水中的硅含量来反演混合前处于平衡态的深部热水端元的初始条件,进而通过混合模型得出各热水中冷水端元及深部热水端元各占的比例(该方法适用于混合前未发生蒸汽损失的情况)。饱和水的焓和 SiO₂ 含量与温度的关系见表 3,本次计算采用的冷水为第四系冷水样的平均值,温度为 15 ℃, SiO₂ 含量为 14.87 mg·L⁻¹。

根据硅—焓混合模型公式分别作出焓和 SiO₂ 含量与温度的函数关系(图 12),其交点对应的横纵坐

表 2 研究区热储温度估算
Table 2 Temperature estimation of heat storage in the study area

热储层	<i>T</i> _{石英} /℃			<i>T</i> _{玉髓} /℃		
	最小值	最大值	平均值	最小值	最大值	平均值
明化镇组	67.06	117.80	87.92	35.13	89.18	57.15
馆陶组	75.71	102.74	88.70	44.17	72.88	57.91
奥陶系	75.11	119.27	91.63	43.55	90.78	61.12
寒武系	111.32	116.35	113.84	82.14	87.60	84.87
雾迷山组	86.49	121.38	112.41	55.54	93.09	83.35

表 3 焓和 SiO₂ 含量与温度关系表

Table 3 Relationship between enthalpy, SiO₂ content, and temperature

温度/℃	焓/J·g ⁻¹	SiO ₂ /mg·L ⁻¹	温度/℃	焓/J·g ⁻¹	SiO ₂ /mg·L ⁻¹
50	50.0	13.5	200	203.6	265.0
75	75.0	26.0	225	230.9	365.0
100	100.1	48.0	250	259.2	486.0
125	125.1	80.0	275	289.0	614.0
150	151.0	125.0	300	321.0	692.0
175	177.0	185.0			

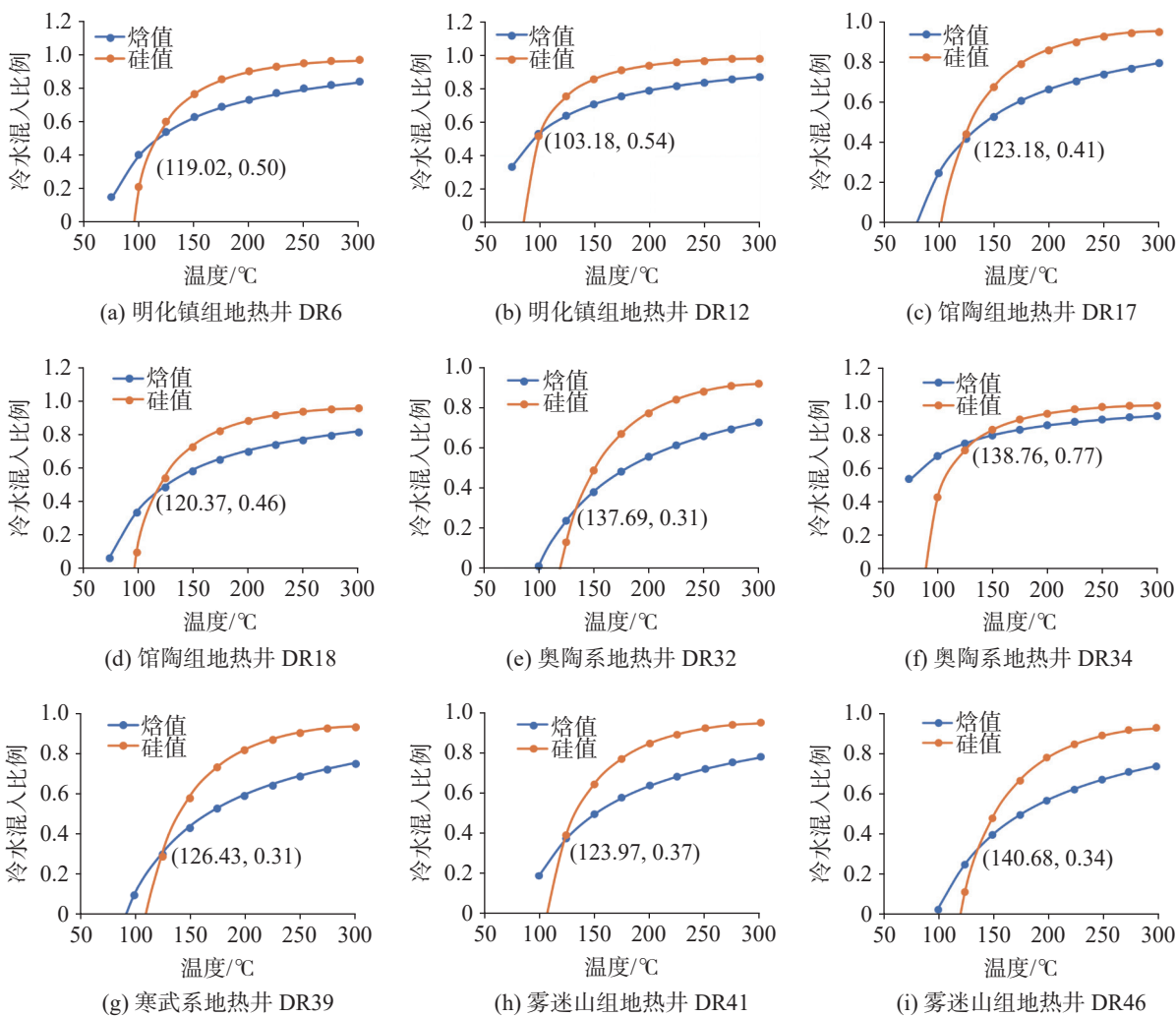


图 12 研究区各储层典型地热井硅—焓模型

Fig. 12 Silicon-enthalpy model of typical geothermal wells in the reservoirs of the study area

标即为热储温度和冷水混合比例。根据硅—焓混合模型计算样品的热储循环温度和冷水混合比例(表 4, 图 13)。结果显示: 研究区地热流体均存在不同程度冷水混入的情况, 冷水混入比例在 0.01~0.77 之间, 地热流体循环深部温度为 94.54~160.90℃, 上部热储冷水混合比例较下部的高, 下部热储的循环温度总体比上部的高, 推测是由于上部热储距离地表更

近, 更容易受到冷水的混入。此外, 奥陶系热储 DR34 冷水混入比例为 0.77, 远远高于其他奥陶系地热井, DR34 测试数据显示其³H 含量高达 20.77±3.30TU(未发表), 远大于一般地热流体的³H 含量, 高宝珠等^[8]的研究中, 与 DR34 井距离较近的 NK14 其³H 含量也高达 11TU, 推测该区域受第四系地下水影响较大, 可能发生了冷热水的直接串通。

表 4 硅—焓模型计算地热流体循环温度和冷水混合比例结果统计表

Table 4 Statistics of geothermal fluid circulation temperatures and cold water mixing ratios calculated by silicon enthalpy model

热储层	$T_{\text{循环}} / ^\circ\text{C}$			冷水混合比例		
	最小值	最大值	平均值	最小值	最大值	平均值
明化镇组	103.18	154.26	120.49	0.40	0.71	0.54
馆陶组	96.82	136.99	117.34	0.41	0.73	0.54
奥陶系	94.54	139.36	120.06	0.01	0.77	0.37
寒武系	126.57	143.52	135.04	0.31	0.43	0.37
雾迷山组	123.18	160.90	135.85	0.25	0.54	0.37

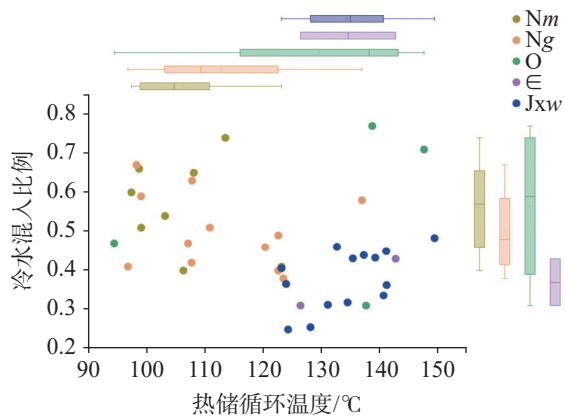


图 13 硅—焓模型估算的热储循环温度和冷水混入比例统计图

Fig. 13 Statistics of reservoir temperatures and cold water mixing ratios estimated by silicon enthalpy model

对比硅—焓模型和 SiO_2 温标计算结果, 两者相差较大, 主要原因是地热流体经过深循环增温后, 在径流过程中有冷水混入, 混合后地热流体在热储层中重新达到相对平衡, 采集的地热样品直接利用 SiO_2 温标计算的是储层中部的温度, 硅—焓模型去除了冷水混入的影响, 计算的是地热流体循环的深部热储温度。如果地热流体与冷水混合前发生扩容从而发生蒸汽损失导致 SiO_2 含量过高, 也会导致计算结果有误差。但整体来说硅—焓模型计算结果相对更能代表地热流体循环的真实温度。

4.3 循环深度计算

天津市地热资源为沉积盆地型, 其地热流体由大气降水入渗后, 在高大地热流背景下经深部径流加热形成, 温度主要受地热增温控制, 地热流体循环深度越大, 温度就越高。根据石英温标和混合模型估算的热储温度, 结合平均地温梯度计算地热流体的最大循环深度(表 5)。依据石英温标计算结果得出的是储层

中部的热循环深度, 范围在 1828.27~3 150.24 m, 依据混合模型计算结果得出的是深部热储的最大热循环深度, 范围在 2 383.29~4 279.29 m^[52]。

对比二者计算结果可知, 部分地热井(带*地热井)基于石英温标计算的循环深度小于井深, 而基于硅—焓模型计算的循环深度除 DR53 外均大于井深。例如, DR18 井深 2 496 m, 基于 SiO_2 温标计算的循环深度为 2 437.94 m, 而基于硅—焓模型计算的循环深度为 3 121.29 m; DR52 井深 3 801 m, 基于 SiO_2 温标计算的循环深度为 3 150.24 m, 而基于硅—焓模型计算的循环深度为 4 279.29 m; DR62 井深 3 249 m, 基于 SiO_2 温标计算的循环深度为 2 851.25 m, 而基于硅—焓模型计算的循环深度为 3 605.00 m。这也进一步说明基于硅—焓模型的计算结果更能代表地热流体真实温度和循环深度。

4.4 建立循环概念模型

研究区发育砂岩与基岩两类热储系统。砂岩热储形成于新近纪陆相碎屑沉积环境, 沉积厚度大, 渗透性好, 广泛接受大气降水补给, 与第四系盖层构成封闭储集系统, 地热流体以垂向热传导为主, 只在局部地区受基岩热储顶托补给或在断裂附近有深循环热水的混入(如馆陶组热储的 DR18 井), 循环深度 2 448.43~3 201.57 m; 基岩热储起源于中—新元古代海相碳酸盐岩建造, 经多期构造运动和岩溶作用形成以构造—溶蚀缝洞为主的储集网络, 进入新近纪重新沉积封闭, 但北部蓟县山区基岩裸露, 构成半开放深循环对流环境, 大气降水沿断裂、裂隙等通道向深部运移, 循环深度 2 383.29~4 279.29 m。

根据水化学和同位素研究结果, 初步建立研究区地热流体循环概念模型(图 14), 以宁河—宝坻断裂为界, 补给区主要位于北部蓟县基岩裸露区, 大气

表 5 地热流体不同方法计算温度及深度对比表

Table 5 Comparison of temperatures and depths calculated by different methods for geothermal fluids

样品	储层	$T_1/^\circ\text{C}$	$T_2/^\circ\text{C}$	$T_3/^\circ\text{C}$	H_1/m	H_2/m	H_3/m	样品	储层	$T_1/^\circ\text{C}$	$T_2/^\circ\text{C}$	$T_3/^\circ\text{C}$	H_1/m	H_2/m	H_3/m
DR3	Nm	79	117.12	154.26	1510	3028.50	4089.57	DR43	Jxw	91	115.98	139.07	2546	2995.82	3655.57
DR8	Nm	69	88.86	106.33	891	2220.87	2720.14	DR44	Jxw	97	115.60	131.58	2707	2985.08	3441.57
DR12	Nm	55	80.76	103.18	1290	1989.69	2630.14	DR45	Jxw	99	118.91	136.95	2328	3079.68	3595.00
DR14	Ng	49	75.71	99.08	1571	1845.21	2513.00	DR46	Jxw	98	120.34	140.68	2373	3120.31	3701.49
DR15	Ng	63	80.23	96.82	1916	1974.29	2448.43	DR47	Jxw	85	116.72	146.20	2442	3017.13	3859.29
DR16	Ng	63	86.12	107.15	1750	2142.83	2743.57	DR48	Jxw	79	102.74	123.18	2500	2617.48	3201.63
DR17	Ng	79	102.74	123.18	1325	2617.48	3201.57	DR49	Jxw	95	115.22	133.01	1623	2974.28	3482.43
DR18*	Ng	71	96.45	120.37	2496	2437.94	3121.29	DR51	Jxw	78	106.31	132.69	1851	2719.58	3473.40
DR20	Ng	51	85.27	121.82	1393	2118.31	3162.71	DR52*	Jxw	82	121.38	160.90	3801	3150.24	4279.29
DR24	Ng	48	80.09	114.71	1314	1970.42	2959.57	DR53*	Jxw	83	110.10	135.41	3658	2827.99	3551.06
DR32	O	99	119.27	138.24	2760	3089.92	3631.86	DR54*	Jxw	79	108.02	135.67	3282	2768.55	3558.43
DR33	O	56	75.11	94.54	1388	1828.27	2383.29	DR55	Jxw	91	112.52	131.13	1673	2896.91	3428.66
DR34	O	43	84.64	139.36	1516	2100.57	3663.86	DR56*	Jxw	84	113.30	141.15	3102	2919.34	3714.89
DR36	O	100	100.40	101.59	1312	2550.59	2584.71	DR57	Jxw	93	116.72	138.52	2650	3017.13	3639.86
DR37	O		78.71	126.57	1822	1931.14	3298.43	DR58	Jxw	97	112.52	124.31	2538	2896.91	3233.86
DR38	€	50	116.35	143.52	2200	3006.50	3782.71	DR59	Jxw	96	116.35	134.52	2876	3006.50	3525.57
DR39	€	92	111.32	126.57	2010	2862.77	3298.43	DR60	Jxw	97	117.46	135.91	2176	3038.20	3565.29
DR41*	Jxw	84	105.96	123.97	2778	2709.62	3224.14	DR62*	Jxw	83	110.92	137.30	3249	2851.25	3605.00

注: T_1 为出水温度; T_2 为基于石英温标估算的热储温度; T_3 为基于硅—钙模型估算的热储温度; H_1 为地热井成井深度; H_2 为基于 SiO_2 温标计算的地热流体循环深度; H_3 为基于硅—钙模型计算的地热流体最大循环深度。

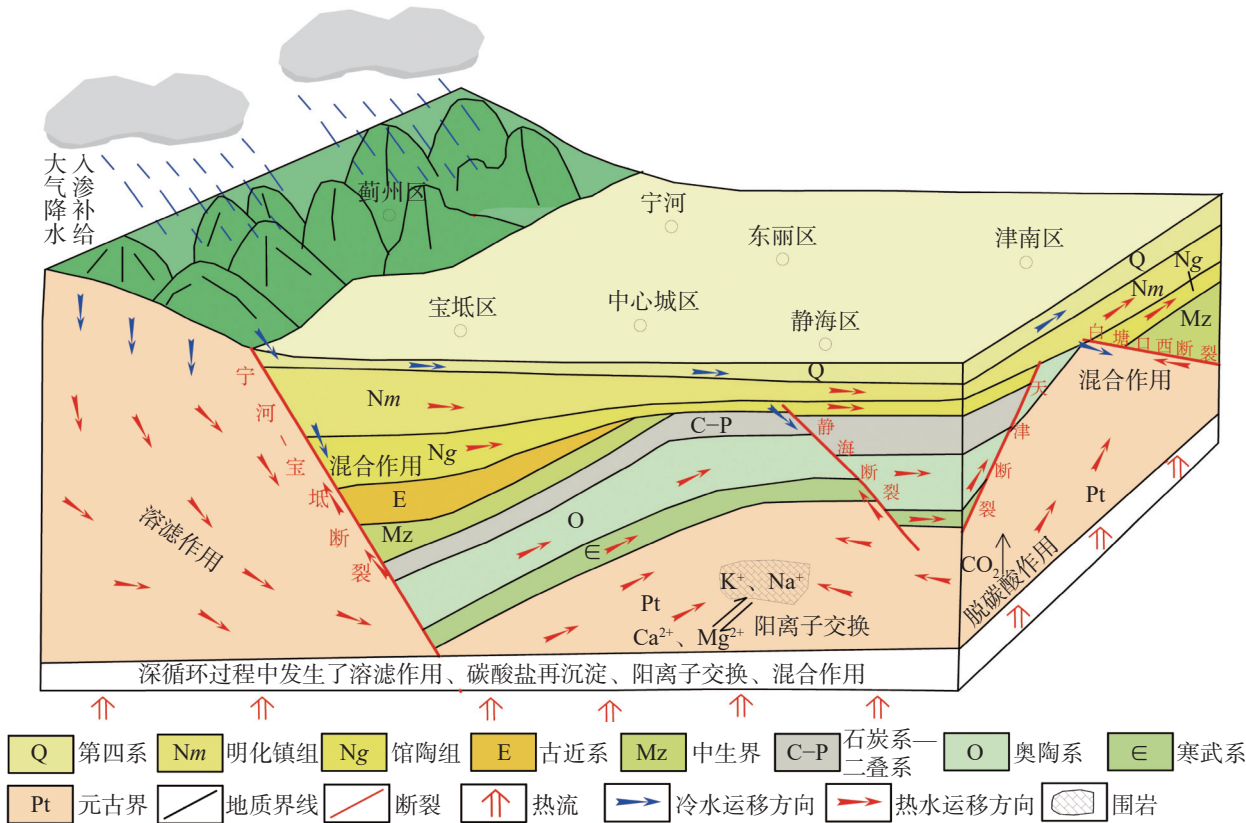


图 14 研究区地热流体循环概念模型图

Fig. 14 Conceptual model of geothermal fluid circulation in the study area

降水经由入渗作用及周边深大断裂带,进入南部平原区封闭、半封闭的热储层中,在径流过程中经深部热源加热温度逐渐升高。地下热水经过漫长的地质时代,方解石、白云石溶解达到平衡, HCO_3^- 处于平衡状态, Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 由于发生阳离子交换、吸附等作用逐渐减少,而水中的岩盐溶解度大, Na^+ 和 Cl^- 在长时间运移过程中大量聚集,不断富集,具有高 Na^+ 、高 Cl^- 和高TDS的特征。地热流体在径流中还发生了冷水混入,最终形成了现今的地热资源特征。

5 结 论

(1)天津市深部地热流体呈弱碱性,水化学类型沿着径流方向具有明显的分带性,由重碳酸钠型向氯钠型逐渐演化;垂向上,孔隙型热储和基岩裂隙型热储由于地层岩性不同,在水—岩作用过程中水化学特征也表现出明显差异;多年监测资料表明地热流体主要离子浓度和TDS基本稳定。

(2)水—岩作用是控制研究区地热流体化学组分的主要因素。地下热水经过漫长的地质时代,在径流过程中与围岩发生了充分的溶滤、吸附、碳酸盐再沉淀、阳离子交换、脱碳酸等多重作用,最终形成高 Na^+ 、高 Cl^- 和高TDS的地热流体。

(3)研究区地热流体的补给来源主要为大气降水,补给高程443.34~722.7 m,补给区为北部蓟县山区基岩裸露区。大气降水经由入渗作用及周边深大断裂带,进入南部平原区封闭、半封闭的热储层,在径流过程中经深循环加热形成深部地热流体,地热流体初始温度94.54~160.90℃,最大循环深度2383.29~4279.29 m,地热流体在径流过程中有冷水混入,混合比例在0.01~0.77,混合后热储温度为67.06~121.38℃,热循环深度为1828.27~3150.24 m。

(4)硅—焓模型去除了冷水可能混入的影响,计算结果更能代表地热流体循环的真实温度,其计算结果显示研究区地热流体均存在不同程度冷水混入的情况,因上部热储距离地表更近,更容易受到冷水的混入,下部热储的循环温度总体比上部的高,冷水混合比例上部热储较下部的高。

参考文献

- [1] 侯福志. 李四光与天津地热会战[J]. 地热能, 2010(6): 23-25.
HOU Fuzhi. LI Siguang and Tianjin Geothermal Battle[J]. Geothermal Energy, 2010(6): 23-25.
- [2] Pastorelli S, Marini L, Hunziker J. Chemistry, isotope values (δD , $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{34}\text{S}(\text{SO}_4)$) and temperatures of the water inflows in two Gotthard tunnels, Swiss Alps[J]. Applied Geochemistry, 2002, 16(6): 633-649.
- [3] Yassine G, Ammar M, Hassen T, Mohamed G, Aissam B. Hydrogeochemical and environmental isotopes study of the northeastern Algerian thermal waters[J]. Environmental Earth Science, 2018, 77(22): 747.
- [4] Jiao T, Zhonghe P, Qi G, Yingchun W, Jie Li, Tianming H, Yanlong K. Geochemistry of geothermal fluids with implications on the sources of water and heat recharge to the Rekeng high-temperature geothermal system in the Eastern Himalayan Syntax[J]. Geothermics, 2018, 74: 92-105.
- [5] 王云. 滇东南地热流体地球化学特征研究[D]. 北京: 中国地震局地球物理研究所, 2021.
WANG Yun. A research on geochemical characteristics of geothermal fluids in southeast Yunnan Province, China [D]. Beijing: Institute of Geophysics, China Earthquake Administration, 2021.
- [6] 赵子锐, 张薇, 王贵玲, 邢林啸, 张汉雄, 赵佳怡. 冀中坳陷高阳地热田水文地球化学特征及其对地热成因的约束[J]. 中国地质, 2025, 52(1): 246-263.
ZHAO Zirui, ZHANG Wei, WANG Guiling, XING Linxiao, ZHANG Hanxiong, ZHAO Jiayi. Hydrogeochemical characteristics of Gaoyang geothermal field in central Hebei Depression and its constraint on geothermal genesis [J]. Geology of China, 2025, 52(1): 246-263.
- [7] 张百鸣, 王心义, 林建旺. 天津地热田地下水的同位素特征分析[J]. 西部探矿工程, 2006, 18(3): 85-88.
ZHANG Baiming, WANG Xinyi, LIN Jianwang. Analysis of isotope characteristics of geothermal water in Tianjin geothermal field[J]. West-China Exploration Engineering, 2006, 18(3): 85-88.
- [8] 高宝珠, 裴瑞平, 黎雪梅, 穆春一. 环境同位素技术在研究天津地热流体补给和径流中的应用[J]. 地下水, 2009, 31(4): 1-3, 134.
GAO Baozhu, NIE Ruiping, LI Xuemei, MU Chunyi. Application of environmental isotope techniques on studying Tianjin geothermal fluid's supply and flow[J]. Ground Water, 2009, 31(4): 1-3, 134.
- [9] 宋美钰, 刘杰, 秦莉红, 于彦. 天津地热流体水化学特征及同位素分析[J]. 地质调查与研究, 2018, 41(2): 138-144.
SONG Meiyu, LIU Jie, QIN Lihong, YU Yan. Analysis on the hydrochemical characteristics and isotope of geothermal fluid in Tianjin[J]. Geological Survey and Research, 2018, 41(2): 138-144.
- [10] 杨吉龙, 柳富田, 贾志, 袁海帆, 胥勤勉, 胡云壮. 河北牛驼镇与天津地热田水化学和氢氧同位素特征及其环境指示意义[J]. 地球学报, 2018, 39(1): 71-78.
YANG Jilong, LIU Futian, JIA Zhi, YUAN Haifan, XU Qinmian, HU Yunzhuang. The hydrochemical and $\delta^2\text{H}$ - $\delta^{18}\text{O}$ charac-

- teristics of two geothermal fields in Niutuozen of Hebei Province and Tianjin and their environmental significance[J]. *Acta Geoscientica Sinica*, 2018, 39(1): 71-78.
- [11] 秦莉红, 石晓今, 于彦, 刘杰, 林澈, 康楠. 天津市蓟县系雾迷山组地热流体地球化学特征[J]. 地质找矿论丛, 2019(1): 150-154.
- QIN Lihong, SHI Xiaojin, YU Yan, LIU Jie, LIN Wei, KANG Nan. Geochemical characteristics of geothermal fluid in Wumishan Formation of Jixian System in Tianjin[J]. *Contributions to Geology and Mineral Resources Research*, 2019(1): 150-154.
- [12] 岳冬冬, 李胜涛, 贾小丰, 张秋霞, 冯昭龙, 杨涛. 天津山岭子地热田雾迷山组热储流体水化学特征[J]. *科学技术与工程*, 2020, 20(36): 14847-14853.
- YUE Dongdong, LI Shengtao, JIA Xiaofeng, ZHANG Qiuxia, FENG Zhaolong, YANG Tao. Hydrochemical characteristics of heat storage fluid in Wumishan Formation of Shanlingzi geothermal field in Tianjin[J]. *Science Technology and Engineering*, 2020, 20(36): 14847-14853.
- [13] 刘燕生. 天津市区域地质志[R]. 天津: 天津市地质矿产局, 1992.
- LIU Yansheng. Tianjin regional geological records[R]. Tianjin: Tianjin Bureau of Geology, 1992.
- [14] 赵苏民, 高宝珠, 黎雪梅, 李会娟, 胡燕. 沧东断裂(天津段)特征及导水导热性质分析[J]. 地质调查与研究, 2007, 30(2): 121-127.
- ZHAO Sumin, GAO Baozhu, LI Xuemei, LI Huijuan, HU Yan. Character and water-temperature conductivity of the Cangdong Fault (Tianjin Segment)[J]. *Geological Survey and Research*, 2007, 30(2): 121-127.
- [15] 高昌. 天津市深覆盖地区 1:5 万区域地质调查综合物探研究报告[R]. 天津市地质调查研究所, 2003.
- GAO Chang. Comprehensive geophysical survey report on 1:50,000 regional geological survey in deep coverage area of Tianjin[R]. Tianjin Geological Survey Research Institute, 2003.
- [16] 柳鉴容, 宋献方, 袁国富, 孙晓敏, 刘鑫, 王仕琴. 中国东部季风区大气降水 $\delta^{18}\text{O}$ 的特征及水汽来源[J]. 科学通报, 2009, 54(22): 3521-3531.
- LIU Jianrong, SONG Xianfang, YUAN Guofu, SUN Xiaomin, LIU Xin, WANG Shiqin. Characteristics of $\delta^{18}\text{O}$ in precipitation over eastern monsoon China and the water vapor sources[J]. *Chinese Science Bulletin*, 2009, 54(22): 3521-3531.
- [17] Fournier R O. Chemical geothermometers and mixing models for geothermal systems[J]. *Geothermics*, 1977, 5(1-4): 41-50.
- [18] Sorey M L, Colvard E M. Hydrologic investigations in the Mammoth Corridor, Yellowstone National Park and Vicinity, U. S. A[J]. *Geothermics*, 1997, 26(2): 221-249.
- [19] 胡圣标, 何丽娟, 汪集旸. 中国大陆地区大地热流数据汇编(第三版)[J]. *地球物理学报*, 2001, 44(5): 611-626.
- HU Shengbiao, HE Lijuan, WANG Jiyang. Compilation of heat flow data in the China continental area (3rd Edition)[J]. *Chinese Journal of Geophysics*, 2001, 44(5): 611-626.
- [20] 马凤如, 林黎, 王颖萍, 程万庆, 赵苏民. 天津地热资源现状与可持续性开发利用问题[J]. 地质调查与研究, 2006, 29(3): 222-228.
- MA Fengru, LIN Li, WANG Yingping, CHENG Wanqing, ZHAO Sumin. Discussion on the sustainable exploitation and utilization of geothermal resources in Tianjin[J]. *Geological Survey and Research*, 2006, 29(3): 222-228.
- [21] Schoeller H. Qualitative evaluation of groundwater resources (in methods and techniques of groundwater investigation and development)[J]. *Water Research*, 1967, 33: 44-52.
- [22] Gat J R, Gonfiantini R. Stable isotope hydrology: Deuterium and oxygen-18 in the water cycle[M]. Vienna: IAEA, 1981, 103-139.
- [23] Chikita K, Nishi M, Fukuyama R, Hamahara K. Hydrological and chemical budgets in a volcanic caldera lake: Lake Kussharo, Hokkaido, Japan[J]. *Journal of Hydrology*, 2004, 291(1-2): 91-114.
- [24] Yokochi Reika, Purtschert Roland, Suda Yoshimitsu, Sturchio Neil C, Sültenfuß Jürgen, Vockenhuber Christof. Chemical and isotopic constraints on hydrological processes in Unzen volcanic geothermal system[J]. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 2021, 419: 107353.
- [25] Craig H. Standard for reporting concentration of deuterium and oxygen-18 in natural water[J]. *Science*, 1961, 133: 1833-1834.
- [26] PANG Zhonghe. Isotope geochemistry of geothermal waters in northern China basin: implications on deep fluid migration[C]// *Proceedings of World Geothermal Congress, Kyushu-Tohoku, Japan, 2000:1559-1563*.
- [27] 崔锐, 王学鹏, 冯波, 刘曦遥, 冯守涛, 刘帅. 基于水化学同位素技术的地热储层成因模式对比分析: 以鲁西北埕宁隆起区为例[J]. 中国岩溶, 2023, 42(5): 969-981, 994.
- CUI Rui, WANG Xuepeng, FENG Bo, LIU Xiyao, FENG Shoutao, LIU Shuai. Comparative analysis of the genesis models of different geothermal reservoirs in Chengning uplift area in northwest Shandong based on hydrochemical isotope technology [J]. *Carsologica Sinica*, 2023, 42(5): 969-981, 994.
- [28] Gibbs R J. Mechanisms controlling world water chemistry[J]. *Science*, 1970, 170(3962): 1088-1090.
- [29] 卢兆群, 孟祥鑫, 亓协全, 朱光骥, 刘凯丽, 尹秀贞. 章丘北部地区地热流体水文地球化学特征及成因[J]. 中国岩溶, 2024, 43(1): 12-24.
- LU Zhaoqun, MENG Xiangxin, QI Xiequan, ZHU Guangji, LIU Kaili, YIN Xiuzhen. Hydrogeochemical characteristics and genesis of geothermal water in northern Zhangqiu[J]. *Carsologica Sinica*, 2024, 43(1): 12-24.
- [30] Wu Y, Wang Y. X. Geochemical Evolution of Groundwater Salinity at Basin Scale: A Case Study From Datong Basin, Northern China[J]. *Environmental Science: Processes & Impact*, 2014, 16(6): 1469-1479.
- [31] 郭钰颖, 吕智超, 王广才, 马桀, 许庆宇, 黄旭娟, 高树志. 峰峰矿区东部地下水水文地球化学模拟[J]. 煤田地质与勘探, 2016, 44(6): 101-105.
- GUO Yuying, LV Zhichao, WANG Guangcai, MA Luan, XU Qingyu, HUANG Xujuan, GAO Shuzhi. Hydrogeochemical sim-

- ulation of groundwater in Eastern Fengfeng mining area[J]. *Coal Geology & Exploration*, 2016, 44(6): 101-105.
- [32] Marques J M, Carreira P M, Goff F, Eggenkamp H, Silva M. Input of $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios and Sr geochemical signatures to update knowledge on thermal and mineral waters flow paths in fractured rocks (N-Portugal)[J]. *Applied Geochemistry*, 2012, 27: 1471-1481.
- [33] 李生海. 鄂尔多斯白垩系盆地北区地下水水化学演化的同位素示踪[D]. 长春: 吉林大学, 2008.
- LI Shenghai. Isotopic tracing of hydrogeochemical evolution of groundwater in the northern part of Ordos Cretaceous Basin[D]. Changchun: Jilin University, 2008.
- [34] 袁建飞. 广东沿海地热系统水文地球化学研究[D]. 武汉: 中国地质大学(武汉), 2013.
- YUAN Jianfei. Hydrogeochemistry of the geothermal systems in coastal areas of Guangdong Province, South China[D]. Wuhan: China University of Geosciences(Wuhan), 2013.
- [35] 周海燕, 周训, 柳春晖, 虞岚, 李娟, 梁永国. 广东省从化温泉热矿水水化学与同位素特征[J]. *自然资源学报*, 2008, 23(4): 155-162.
- ZHOU Haiyan, ZHOU Xun, LIU Chunhui, YU Lan, LI Juan, LIANG Yongguo. Hydro-chemical and isotopic characteristics of Conghua hot mineral springs in Guangdong[J]. *Journal of Natural Resources*, 2008, 23(4): 155-162
- [36] Schoeller H. Qualitative evaluation of groundwater resource: methods and techniques of groundwater investigation and development[J]. *Water Research*, 1967, 33: 44-52.
- [37] Yin Z, Luo Q, Wu J, Xu S, Wu J. Identification of the long-term variations of groundwater and their governing factors based on hydrochemical and isotopic data in a river Basin[J]. *Journal of Hydrology*, 2021, 592: 125604.
- [38] Giggenbach W F. Geothermal solute equilibria. Derivation of Na-K-Mg-Ca geoindicators[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1988, 52(12): 2749-2776.
- [39] Li Qinghua, Zhang Yanpeng, Chen Wen, Yu Shaowen. The integrated impacts of natural processes and human activities on groundwater salinization in the coastal aquifers of Beihai, southern China[J]. *Hydrogeology Journal*, 2018, 26(5): 1513-1526.
- [40] 郭静, 毛绪美, 童晟, 冯亮. 水化学温度计估算粤西沿海深部地热系统热交换温度[J]. *地球科学*, 2016, 41(12): 2075-2087.
- GUO Jing, MAO Xumei, TONG Sheng, FENG Liang. Using hydrochemical geothermometers calculate exchange temperature of deep geothermal system in west coast area of Guangdong Province[J]. *Earth Science*, 2016, 41(12): 2075-2087.
- [41] WANG Xiaocui, ZHOU Xun. Geothermometry and Circulation Behavior of the Hot Springs in Yunlong County of Yunnan in Southwest China[J]. *Geofluids*, 2019(1): 8432496.
- [42] 刘明亮, 何瞳, 吴启帆, 郭清海. 雄安新区地热水文地球化学特征及其指示意义[J]. *地球科学*, 2020, 45(6): 2221-2231.
- LIU Mingliang, HE Tong, WU Qifan, GUO Qinghai. Hydrogeochemistry of geothermal waters from Xiongan New Area and its indicating significance[J]. *Earth Science*, 2020, 45(6): 2221-2231.
- [43] 汪集旻, 熊亮萍, 庞忠和. 中低温对流型地热系统[M]. 北京: 科学出版社, 1993.
- WANG Jiyang, XIONG Liangping, PANG Zhonghe. Low-medium temperature geothermal system of convective type [M]. Beijing: Science Press, 1993.
- [44] 罗伟, 杨仕江, 彭静, 袁余洋, 李生红, 曾祥建, 张信. 黔北遵义地区地热水文地球化学特征及成因[J]. *中国岩溶*, 2024, 43(1): 72-83.
- LUO Wei, YANG Shijiang, PENG Jing, YUAN Yuyang, LI Shenghong, ZENG Xiangjian, ZHANG Xin. Hydrochemical characteristics and genesis of geothermal water in the Zunyi area, north Guizhou[J]. *Carsologica Sinica*, 2024, 43(1): 72-83.
- [45] Lu L H, Pang Z H, Kong Y L, Guo Q, Wang Y C. Geochemical and isotopic evidence on the recharge and circulation of geothermal water in the tangshan geothermal system near nanjing, china: implications for sustainable development[J]. *Hydrogeology Journal*, 2018(1): 1-15.
- [46] Guo Q H, Wang Y X, Liu W O, H and Sr isotope evidences of mixing processes in two geothermal fluid reservoirs at Yangba-jing, Tibet, China[J]. *Environmental Earth Sciences*, 2010, 59(7): 1589-1597.
- [47] Guo Q, Pang Z H, Wang Y C, Tian J. Fluid geochemistry and geothermometry applications of the Kangding high-temperature geothermal system in eastern Himalayas[J]. *Applied Geochemistry*, 2017, 81: 63-75.
- [48] 罗丹, 杨平恒, 王治祥, 冉瑜, 蒋晶, 明晓星. 渝东南断裂型碳酸盐岩地热水的形成特征[J]. *中国岩溶*, 2019, 38(5): 670-681.
- LUO Dan, YANG Pingheng, WANG Zhixiang, RAN Yu, JIANG Jing, MING Xiaoxing. Formation characteristics of carbonate thermal water controlled by fault in southeastern Chongqing[J]. *Carsologica Sinica*, 2019, 38(5): 670-681.
- [49] Wang X, Zhou X, Zheng Y, Song C, Long M, Chen T, Ren Z, Yang M, Li X, Guo J. Hydrochemical characteristics and mixing behavior of thermal springs along the Bijiang River in the Lan-ping basin of China[J]. *Environmental Earth Sciences*, 2017, 76: 487.
- [50] 赵佳怡, 张薇, 张汉雄, 屈泽伟, 李曼, 岳高凡. 四川巴塘地热田水文地球化学特征及成因[J]. *水文地质工程地质*, 2019, 46(4): 81-89.
- ZHAO Jiayi, ZHANG Wei, ZHANG Hanxiong, QU Zewei, LI Man, YUE Gaofan. Hydrogeochemical characteristics and genesis of the geothermal fields in Batang of Sichuan[J]. *Hydrogeology & Engineering Geology*, 2019, 46(4): 81-89.
- [51] 张彦鹏, 黎清华, 余绍文. 海南岛东海岸官塘地区地热水水文地球化学特征及其循环演化过程识别[J]. *地球科学*, 2024, 49(3): 952-964.
- ZHANG Yanpeng, LI Qinghua, YU Shaowen. Hydrochemical characteristics constraints on evolution of geothermal water in Guantang area on the east coast of Hainan Island[J]. *Earth Sci-*

ence, 2024, 49(3): 952-964.
 [52] 徐刚, 伍坤宇, 王鹏, 陈永东, 李兴彦, 胡林, 刘子畅, 李海. 藏北
 温泉盆地地热田水文地球化学特征研究[J]. *中国岩溶*, 2020,
 39(3): 299-310.

XU Gang, WU Kunyu, WANG Peng, CHEN Yongdong, LI
 Xingyan, HU Lin, LIU Zichang, LI Hai. Hydrogeochemical
 characteristics of the geothermal field in Wenquan basin, north-
 ern Tibet[J]. *Carsologica Sinica*, 2020, 39(3): 299-310.

Hydrogeochemical characteristics and circulation model of deep geothermal resources in Tianjin

ZHANG Qiuxia^{1,2}, LIU Donglin^{1,2}, YUE Dongdong^{1,2}, YANG Li^{1,2}, FENG Zhaolong^{1,2}, LI Shengtao^{1,2}

(1. Center of Hydrogeology and Environmental Geology, China Geological Survey, Tianjin 300304, China; 2. Tianjin Engineering Center
 of Geothermal Resources Exploration and Development, Tianjin 300304, China)

Abstract Geothermal resources, as a pivotal renewable and environmentally benign energy source for advancing green development and establishing a clean energy system, hold immense potential for exploitation in Tianjin. Tianjin is situated in the northern region of the North China Plain, and its geothermal resources are predominantly distributed in the southern plain area, south of the Ninghe–Baodi Fault. These resources encompass porous thermal reservoirs within the Neogene Minghuazhen Formation and the Guantao Formation, as well as bedrock fracture-type thermal reservoirs in the Ordovician, Cambrian, and Mesoproterozoic Wumishan Formation (Jixian System). By integrating hydrochemical and isotope geochemical signatures, this study aims to quantitatively evaluate the mixing proportions of deep geothermal fluids and to systematically elucidate the circulation patterns of deep geothermal reservoirs, thereby providing a theoretical basis for the sustainable development of Tianjin’s geothermal resources.

Sampling and analytical testing of geothermal fluids indicated a pH range of 7.08 to 8.43, suggesting a weakly alkaline nature. The TDS ranged from 762.1 to 6,040.4 mg·L⁻¹, averaging at 1,768.97 mg·L⁻¹. Along the flow path, the anionic composition of the geothermal fluids exhibited significant shifts, transitioning from HCO₃⁻ dominance to Cl⁻ and SO₄²⁻ dominance. This transition was accompanied by an increase in TDS. Both porous geothermal reservoirs and bedrock fracture-type geothermal reservoirs displayed distinct spatial zonation in their hydrochemical characteristics. An in-depth analysis using Gibbs plots and ion ratio coefficients demonstrated that water-rock interactions are the key factors influencing the chemical composition of geothermal fluids. Specifically, Cl⁻ and Na⁺ primarily originate from the dissolution of salt rocks. In contrast, Ca²⁺ and Mg²⁺ ions are mainly affected by the dissolution of carbonate minerals. Furthermore, cation exchange processes resulted in an increase in Na⁺ concentrations and a corresponding decrease in Ca²⁺ and Mg²⁺ concentrations. Gypsum dissolution also served as a significant source of SO₄²⁻ in geothermal fluids. The dissolution of gypsum induced a common ion effect that promoted the precipitation of CaCO₃, further reducing the concentrations of Ca²⁺ and HCO₃⁻. Isotopic analysis of hydrogen and oxygen revealed that atmospheric precipitation is the primary source of recharge for geothermal fluids. However, the isotopic drift observed in most geothermal fluids indicated that they did not originate directly from local precipitation. Instead, these fluids underwent deep circulation, with lateral recharge serving as the main mode of replenishment. During circulation, these fluids exchanged oxygen isotopes with the surrounding rocks.

Plotting the geothermal fluids on the Na-K-Mg ternary diagram showed that all samples fell within the partially equilibrated and immature fields, indicating that either (i) the fluid–rock system has not reached cationic equilibrium, or (ii) the ascending deep fluids have been diluted by shallow cold water. Consequently, cationic geothermometers are not recommended for estimating reservoir temperatures. Calculations by PHREEQC software showed quartz and chalcedony to be in supersaturation or near saturation, suggesting that SiO₂ geothermometry can reliably estimate temperatures. Reservoir temperatures derived from the quartz geothermometer were generally higher than those from the chalcedony geothermometer and exceeded the measured wellhead temperatures. Therefore, we adopted the quartz geothermometer results as representative of the reservoir temperature. The estimated thermal storage temperature range

in the study area was between 67.06 °C and 121.38 °C.

Using the silicon-enthalpy hybrid model, we analyzed deep circulation temperatures and cold water mixing in geothermal fluids. The cold water mixing ratios ranged from 0.01 to 0.77, resulting in estimated deep circulation temperatures of the geothermal fluids between 94.54 °C and 160.90 °C. To ascertain the maximum circulation depth of the geothermal fluids, we integrated the reservoir temperatures derived from both the quartz geothermometer and the hybrid model, along with the average geothermal gradient. The quartz geothermometer results indicated that the thermal circulation depth of the middle reservoir ranged approximately from 1,828.27 m to 3,150.24 m. Conversely, the hybrid model calculations revealed a deeper maximum thermal circulation depth for the deep reservoir, ranging from 2,383.28 m to 4,279.28 m.

Based on the aforementioned study, we have developed an initial conceptual model for geothermal fluid circulation. This model divides the area along the Ninghe–Baodi Fault, designating the recharge zone mainly in the bedrock-exposed region of Jixian county to the north. Atmospheric precipitation infiltrates through this and adjacent deep faults, entering enclosed and semi-enclosed thermal reservoirs in the southern plain. As the precipitation flows, it is progressively heated by underlying heat sources. Over extended geological periods, the dissolution of calcite and dolomite reaches equilibrium in the groundwater, maintaining a stable HCO_3^- concentration. Meanwhile, Ca^{2+} and Mg^{2+} undergo processes such as cation exchange and adsorption, leading to their gradual reduction. In contrast, highly soluble rock salt results in significant accumulation of Na^+ and Cl^- during prolonged migration. Consequently, the geothermal fluids exhibit high concentrations of Na^+ , Cl^- , and TDS. Furthermore, the mixing of cold water with the geothermal fluids along their flow path has contributed to the current characteristics of geothermal resources in the study area. This study is of great significance for understanding the genetic mechanisms, occurrence modes, and geochemical evolution patterns of underground thermal water.

Key words Tianjin, deep geothermal resources, hydrogeochemistry, geothermal reservoir temperature, silicon-enthalpy hybrid model, circulation model

(编辑 黄晨晖)