

雄安新区容城地热田地热流体化学特征

赵佳怡, 张薇, 马峰, 朱喜, 张汉雄, 王贵玲

中国地质科学院水文地质环境地质研究所, 石家庄, 050061

内容提要: 地热流体的人文地球化学特征及演化可以揭示地热水的深部循环机理, 对地热资源的开发利用有着重要意义。基于容城地热田的地热地质条件, 本文选取了容城地热田 16 个深部地热井水和 2 个保定山区浅层冷水井进行了水化学特征及同位素分析, 计算了热储温度和热循环深度, 最后进行了反向水文地球化学路径模拟分析地热流体在深部的水岩反应运移过程。结果表明研究区深部地热井水化学类型为 $\text{HCO}_3^- \cdot \text{Cl-Na}$ 型, 保定山区水化学类型为 $\text{HCO}_3^- \cdot \text{Ca} \cdot \text{Mg}$ 型, 在容城地热田中几乎所有离子与 Cl 都不存在显著正相关关系, 微量元素主要来源于相关矿物的溶解。容城地热田 Na^+ 浓度很高, 说明容城地热田的地下水径流较长, 热循环深度大, HBO_2 的含量较多, 说明其地下水径流较小, 流速比较弱。D、 ^{18}O 同位素基本在大气降水线附近, 计算地热井的补给高程为 665.17~165.17m, 与保定山区海拔相近, 表明了研究区地热水来源为山前补给和大气降水。研究区深部热储温度为 57~98℃, 热循环深度在 1331~2483m 之间。

关键词: 水化学类型; 同位素; 热储温度; 水文地球化学

随着经济社会的发展, 以气候变化为核心的全球环境变化, 正在广泛而深刻地影响着人类社会的各个方面 (Wang Guiling et al., 2017), 因此能源短缺和环境污染已成为制约全球可持续发展的重要问题之一, 地热能是一种绿色低碳, 可循环利用的可再生能源, 具有储量大、分布广、清洁环保、稳定性好、利用系数高等特点 (Zhou Zongying et al., 2015)。研究地热资源形成机理不仅对地热资源的评价及开发利用有着重要作用, 更对整个生态环境保护提供了有力的支持。

华北地区地热资源丰富, 其中以京津冀地区为最。Chen Moxiang (1988) 进行了华北地热研究, 通过研究地温场的特点及其形成机制, 圈出相对高温区域和局部地热异常区, 估算地下热水资源潜力, 评价其开发利用的前景, 并探讨了地温、古地温分布及演化规律, 为扩大油气资源远景提供地热方面的论据, 为整个华北地区的地热研究提供了有力的基础。Ren Zhenji et al. (1999) 对雄县的牛驼镇地热田进

行了古土壤及地理分析, 揭示了第四纪以来该区土壤层及淋溶淀积作用; Zhang Erkuang (2000) 分析了河北省地热地质条件的基本特征及地热资源开发利用问题; Pang Jumei et al. (2011) 对雄县地热田进行了示踪试验, 对回灌井和生产井的距离提供了理论依据。2016~2018 年, 进行了牛驼镇地热田热储特征以及地热资源成因机制研究、容城地热田以及高阳地热田的热储分布特征研究 (Wang Yongbo et al., 2016; Yang Jilong et al., 2018; Lü Can, 2018; Wang Guiling et al., 2018)。前人的这些研究主要针对华北平原或河北省的地热资源, 范围广、面积大, 针对雄安新区的研究比较少, 其中大多数为牛驼镇地热田, 对容城地热田及高阳地热田的研究非常少, 其中容城地热田的水文地球化学特征的研究更是几乎没有。

本文在前人的研究基础上, 对容城地热田地下热水进行了系统的水文地球化学特征分析, 研究容城地热田地下热水地球化学性质, 并综合考虑水岩

注: 本文为中国地质调查局项目 (编号 DD20189112); 中国地质科学院基础科研业务费项目 (编号 JYYWF20181101); 国家重点研发计划 (编号 2018YFC0604306) 资助的成果。

收稿日期: 2020-05-07; 改回日期: 2020-06-08; 网络发表日期: 2020-06-09; 责任编辑: 邱楠生; 责任编辑: 周健。

作者简介: 赵佳怡, 女, 1992 年生。博士研究生, 地质工程专业。Email: zhaojiayi9208@126.com。通讯作者: 王贵玲, 男, 1964 年生。研究员, 博士生导师, 主要从事水文地质、地热地质及环境地质相关研究。Email: guilingw@163.com。

引用本文: 赵佳怡, 张薇, 马峰, 朱喜, 张汉雄, 王贵玲. 2020. 雄安新区容城地热田地热流体化学特征. 地质学报, 94(7): 1991~2001, doi: 10.19762/j.cnki.dizhixuebao.2020234.

Zhao Jiayi, Zhang Wei, Ma Feng, Zhu Xi, Zhang Hanxiong, Wang Guiling. 2020. Geochemical characteristics of the geothermal fluid in the Rongcheng geothermal field, Xiong'an New Area. Acta Geologica Sinica, 94(7): 1991~2001.

平衡状态,计算了容城地热田热储温度、冷水混入、热循环深度等,分析地热流体的成因机制。结合容城地热田地下热水的水文地球化学路径模拟,探讨深部地球化学过程及发生的水-岩反应。

1 区域概况

雄安新区安新区位于河北平原中部,北距北京中心城区 120km,东距天津 110 km,西距保定 70km,东南距沧州约 100km。规划范围涉及河北省雄县、容城、安新 3 县及周边部分区域,面积约 2000km²。地势西部和北部略高、东部和南部稍低,地面高程 5~20 m,坡降 0.2‰~0.7‰,地势相对平坦。容城—雄县一线以北为冲(湖)积微倾斜平原,上部为近代河流冲积层或扇前洼地堆积物,下伏冲洪积层;容城—雄县一线以南为冲(湖)积低平原,由近代河流冲积和湖沼沉积形成。雄安新区位于中朝准地台华北断拗中的冀中台陷,包含廊坊断凹、牛驼镇断凸、武清霸县断凹、高阳台凸、饶阳断凹 5 个Ⅳ级构造单元,主要表现为一系列北东向的断裂构造。西部的容城县主要属于廊坊断凹南部,主要断裂有 NE 向石家庄-保定断裂、NE 向牛东断裂和 NWW 向徐水-大城断裂。

容城地热田主要包括容城县的大部分地区与安新县北部,位于中朝准地台(Ⅰ级)内,属于华北断拗(Ⅱ级)中的冀中凹陷(Ⅲ级)内的容城凸起(Ⅳ级构造单元),该凸起位于冀中台陷中部,北为廊固断凹,东为牛驼镇凸起,南为保定断凹,西为徐水凹陷,呈北北东向分布,与区内主要构造线断裂的方向一致。该区的区域地热背景为华北东部热盆地区,具有较高的区域背景热流(Chen Moxiang, 1988; Wang Jiyang et al., 1992)。热田区基岩埋深小于 1000m,所在区域的平均海拔低于 20m,远低于西部太行山山区,从水文地质区划上属于地下水排泄区,区内热田的成因机制属于大气降水深循环(Chen Moxiang et al., 1994; Pang Zhonghe et al., 2012)。

容城凸起的东侧是容城断裂,南侧是徐水断裂。其中容城断裂位于安新至白沟镇一带,为牛驼镇断凸与容城断凸的边界,长约 30km,走向 NNE,倾向 E,倾角 45°左右,垂直断距 3000m,水平断距 1000~3000m。上升盘明化镇组直接覆盖在中、新元古界之上,下降盘新近系沉积厚度达 2000~3000m,断至结晶基底,是控制新近系发育的生长性断裂。徐水断裂位于徐水、安新至赵北口一线,是控制容城凸起

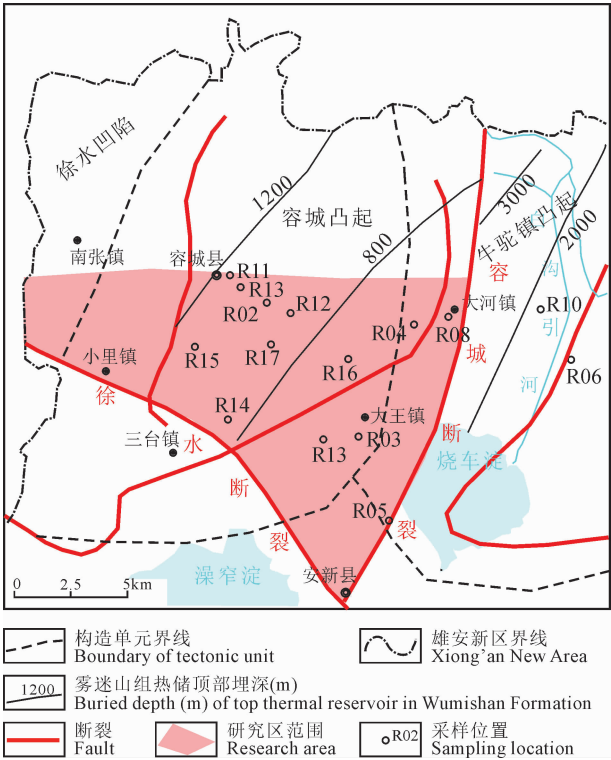


图 1 容城地热田地质图及采样位置
Fig. 1 Geological sketch map of Rongcheng geothermal field and sampling location

与保定断凹的边界断裂构造,长约 35km,为走向近东西,倾向南的正断裂,倾角 45°左右,垂直断距 1200~3200m,水平断距 1000~2500m,此断裂断开了结晶基底,为长期活动深大断裂。

2 样品采集与分析方法

本次共采集样品 18 组,其中容城地热田地热井水 16 组,保定山区冷水 2 组。

pH 在野外采用手持式测试仪测量,其余样品送中国地质科学院水文地质环境地质研究所国土资源部地下水科学与工程重点实验室进行了水质全分析,根据中华人民共和国国家标准饮用天然矿泉水检验方法(GB/T8538-2008)检测,其中阳离子使用 ICP 方法进行离子浓度检测,阴离子使用离子色谱进行分析,阴阳离子平衡误差控制在 3%以内,测试结果如表 1。同位素测试在 MAT253 质谱计上进行,氢氧同位素分析误差为±0.5‰。

3 地热流体地球化学特征

3.1 水化学特征

容城地热田地下热水 pH 值在 6.88~8.19 之间,平均值为 7.34,属于中性及弱碱性水。TDS 变

表 1 容城地热田主要离子浓度表 (mg/L)

Table 1 Main ion concentration (mg/L) in Rongcheng geothermal field

类型	样号	深度(m)	pH	K ⁺	Na ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	HCO ₃ ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	F ⁻	TDS
容城地热田 地热井水	R02	2300	7.24	48.96	816.1	63.82	31.46	734.5	1138	2.38	7.27	2918
	R03	2300	6.88	50.75	826.3	51.11	22.23	651.6	1155	3.09	7.66	2862
	R04	1600	6.99	53.34	875	54.82	24.76	681.2	1169	2.96	7.4	2958
	R05	1350	8.19	3.23	478.9	8.78	2.25	459.1	514.7	1.95	1.14	1497
	R06	1595	6.73	51.69	855.9	57.85	24.18	693.1	1150	3.47	6.36	2924
	R08	1680	7.55	50.68	825.3	52.59	26.49	680.7	1146	9.66	7.39	2890
	R09	2900	7.25	45.84	817.2	61.27	27.29	704.9	1111	55.63	6.85	2898
	R10	2000	7.7	44.38	787.4	63.4	32.82	714.8	1083	3.31	7.04	2804
	R11	2000	7.04	49.16	821.8	58.27	29	699.3	1102	3.29	6.96	2846
	R12	1138	7.15	48.41	826.9	67.27	35.23	755	1143	3.16	6.79	2952
	R13	1800	7.45	49.96	818.5	49.93	21.91	599.1	1114	18.52	7.22	2784
	R14	3500	7.35	42.66	797.3	56.19	29.8	691.2	1106	3.77	7.05	2818
	R15	3000	7.4	43.17	782.6	55.42	28.94	704.3	1085	2.15	7.44	2787
	R16	3000	7.67	43.16	801.2	52	25.65	663.4	1068	2.65	7.41	2745
	R17	2500	7.52	48.79	873.2	61.78	30.78	748.1	1182	4.98	6.97	3042
保定山区冷水	B01	—	7.72	0.32	8.78	53.14	20.24	249.4	5.63	8.42	0.29	376.3
	B02	—	7.82	0.89	3.51	65.24	34.63	300.6	8.03	30.79	0.21	467.5

化范围在 1497~3042 mg/L 之间,属于微咸水,平均值为 2781.67 mg/L。

除了 B01、B02 的太行山区冷水外,其余地下水主要阳离子为 Na⁺,其次为 Ca²⁺和 Mg²⁺,阴离子中 Cl⁻占主导地位,剩下依次为 HCO₃⁻和 SO₄²⁻(图 2)。保定山区冷水中阴离子 HCO₃⁻占主导地位,阳离子中 Ca²⁺>Mg²⁺>Na⁺。结合 piper 三线图(图 3),研究区地下热水水化学类型为 HCO₃·Cl—Na 型,保定山区水化学类型为 HCO₃—Ca·Mg 型。HCO₃⁻的水解程度大于电离程度,因此水溶液往往呈碱性,与 pH 值相对应。

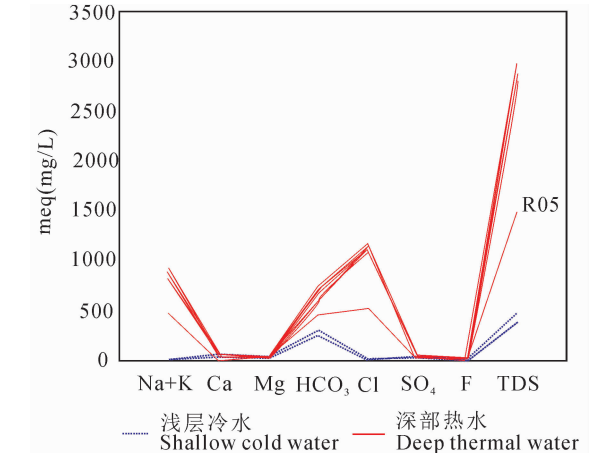


图 2 容城地热田主要离子浓度对比

Fig. 2 Comparison of main ion concentration in Rongcheng geothermal field

研究区地热水除 R05 外取水层均为蓟县系雾迷山组,雾迷山组岩性主要为白云岩、燧石条带白云

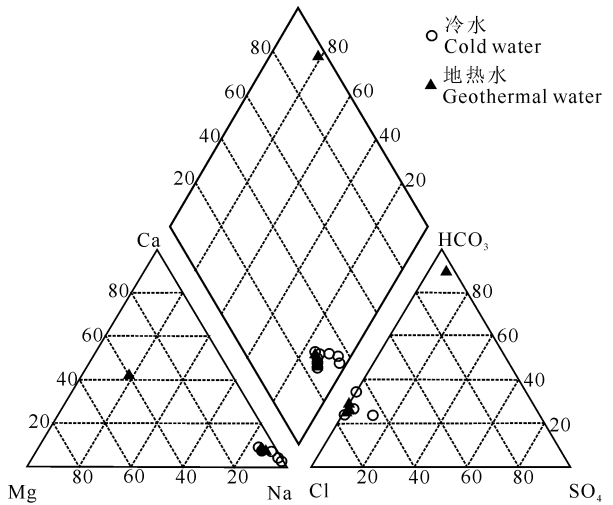


图 3 容城地热田地下水 piper 三线图

Fig. 3 Piper third line of ground water in Rongcheng geothermal field

岩、泥质白云岩等,岩溶裂隙发育,连通性好。其中 HCO₃⁻离子浓度相对较高,是由于研究区热储层为白云岩,其溶解生成 HCO₃⁻。R05 取样深度为馆陶组,主要岩性为砂岩、砂砾岩,为半封闭的水文地质环境,与雾迷山组基本不存在水力联系,因此离子浓度含量与其他热水井相差较大。

通过分析地下水化学成分及离子浓度相关关系可以得到地下水径流条件,从而进一步分析地下水的循环机制。由于 R05 属于馆陶组热储,与雾迷山组热储水力联系较小,因此本文主要研究雾迷山组热储的地下热水特征。利用 SPSS17.0 对研究区的微量元素进行了相关性分析,分析结果见表 2。由

表 2 可以看出,所有离子之间相关系数都小于 0.9,表明离子之间的相关性较小,没有相似的物质来源。氯来源于深部物质(Zhao Ping et al., 1998),比较稳定,既不容易被吸附,也不容易与其他物质发生反应,因此可以用氯来示踪与其相关性较好的离子(Lang Xujuan et al., 2016)。结合图 4 各个元素与氯的关系图,所有离子与 Cl 都不存在显著正相关关系,表明在容城地热田中微量元素主要来源于相关矿物的溶解。

Na 离子浓度和地下水径流长短存在正相关关系,Na⁺的浓度越高,在容城地热田尤其是 R01 井

的 Na⁺ 浓度很高,说明容城地热田的地下水径流较长,热循环深度大(Zhang Wei et al., 2016)。偏硼酸在地下水形成和运移中是普遍存在的,水-岩作用中含硼矿物的沉淀和溶解都与地下水径流存在密切联系,随着地热流体的径流强度增大,硼的含量减少(Yuan Jianfei, 2010)。在容城地热田,HBO₂ 的含量较多,说明其地下热水径流较小,流速比较弱,TDS 含量较高也表明其水岩作用比较强烈。地热水中偏硅酸的含量相对较少,是由于研究区主要为碳酸盐岩热储层,岩性为白云岩,因此偏硅酸溶解到地热水中较少。

表 2 容城地热田微量元素相关系数表

Table 2 Correlation coefficient of trace elements in Rongcheng geothermal field

	Na	Li	Sr	Cl	F	H ₂ SiO ₃	HBO ₂	TDS
Na	1							
Li	0.176	1						
Sr	0.399	0.101	1					
Cl	0.872	0.154	0.411	1				
F	-0.251	0.592	-0.072	-0.103	1			
H ₂ SiO ₃	0.303	0.411	0.128	0.300	0.339	1		
HBO ₂	0.305	0.777	0.574	0.367	0.578	0.302	1	
TDS	0.824	-0.135	0.318	0.884	-0.354	-0.079	0.092	1

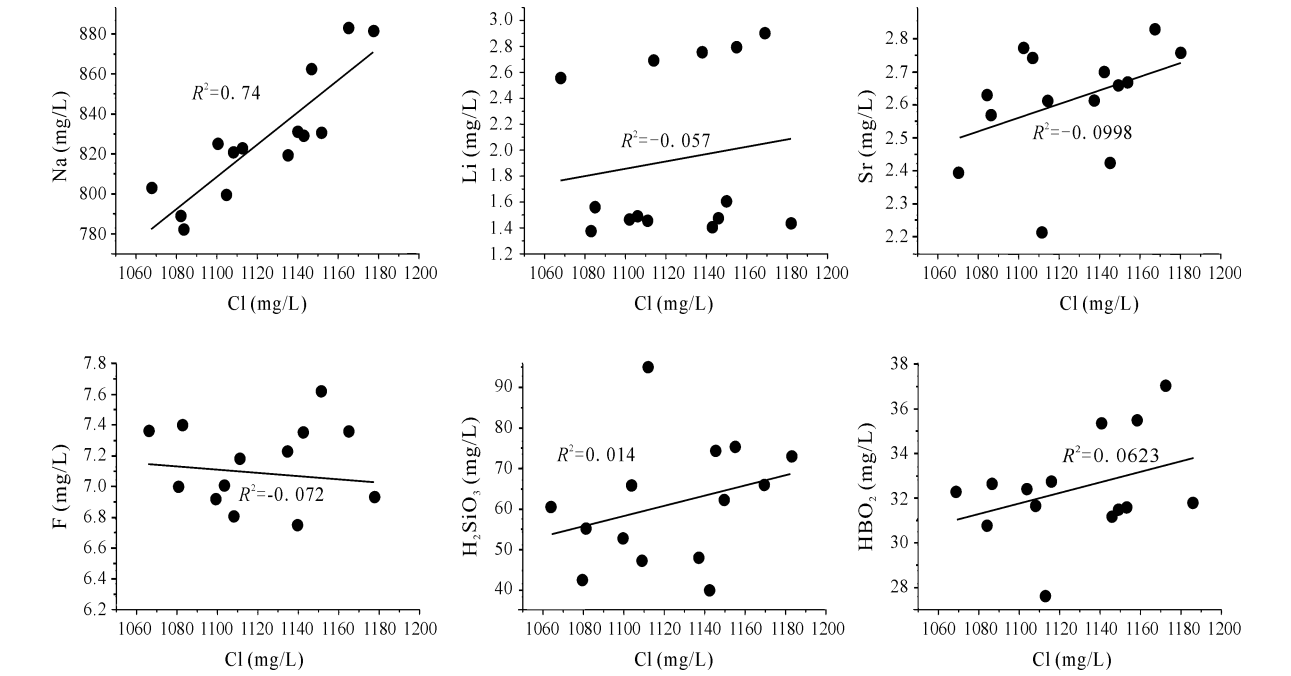


图 4 容城地热田离子浓度与氯含量关系

Fig. 4 Relationship between ion concentration and chlorine content in Rongcheng geothermal field

3.2 氢氧稳定同位素特征

3.2.1 地下热水补给来源

根据地下水氢氧同位素特征可以判断地下水的起源,确定地下水的补给条件和大气降水与地表水和地下水的联系程度,了解地下水的循环途径。由于氕和¹⁸O 的蒸汽张力比较小,因此其在液相中富集,在气相中贫化,从而导致不同的地下水循环氢氧同位素含量不同(Zhang Xigen, 1988)。地下水 δD

值除受混合作用较小影响外,主要取决于补给温度及补给高程, $\delta^{18}\text{O}$ 值则主要取决于水-岩作用的交换程度和水、岩比值(Ni Gaoqian, 2016)。地热水中 ^{18}O 值高于大气降水的补给会发生氧漂移,通常情况下,氧漂移发生在高温($300\text{ }^{\circ}\text{C}$)条件下,地热水与含氧岩石(灰岩或硅酸盐)发生同位素交换,使地下水 ^{18}O 含量增加(Zhang Xigen, 1988)。但由于大部分岩石矿物中 H 含量较低,因此地热水中氘的变化不明显(Ma Zhiyuan et al. , 2008),由此可定义氘剩余参数 d 为: $d=\delta\text{D}-8\delta^{18}\text{O}$,作为水岩反应中氧同位素交换程度的指标(Ma Zhiyuan, 2004)。

根据资料显示(Wang et al. , 2013),容城地热田所在地区的大气降水量的氢氧同位素相关线性关系是 $\delta\text{D}=8\delta^{18}\text{O}+9$,容城地热田的大气降水线与氢氧同位素和 $d=0,-5,-10,5,10$ 线见图 5。

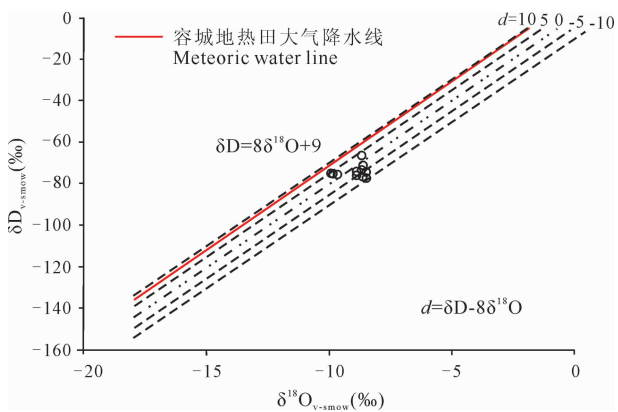


图 5 容城地热田地下水 $\delta\text{D}-\delta^{18}\text{O}$ 关系图
Fig. 5 $\delta\text{D}-\delta^{18}\text{O}$ of ground water in Rongcheng geothermal field

研究区氢氧同位素基本落在大气降水线上(图 5),与大气降水线相吻合,说明容城地热田中大气降水为地热水的基本补给来源。但氢氧同位素值比大气降水线向右偏移了一部分,发生了“氧漂移”。这种同位素值相对偏低的状态,表明其深部地热水补给来源不是当地的大气降水直接补给,而可能是从远处经过长时间地下径流侧向补给过来(Zhang Baojian et al. , 2010)。同时也说明雄安新区深部热储处于较为封闭的状态,含水层之间基本没有水力联系。虽然雄安新区属于中低温地热水,发生氧漂移的可能性比较低,但由于径流比较长,深部热储为碳酸盐岩热储层,水岩作用强烈,氧同位素的交换能力比较强,因此会发生氧漂移现象。同时也表明氧漂移不止在高温地热田,中低温地热田也有可能发生。地下水体 d 值的演化主要受控于围岩、含氧组分、岩性、含水层封闭条件、水体滞留时间、水体的物

理化学性质,补给区的 d 绝对值越大,水在含水层中滞留时间愈长,地下水径流速度愈慢,同时, d 值的梯度变化也反映了地下水流动方向(Su Yan et al. , 2007)。 d 值位于 $-8.5\text{ }_{\text{‰}}\sim 2.5\text{ }_{\text{‰}}$ 之间,最小为 $-8.5\text{ }_{\text{‰}}$,说明研究区地热水径流比较缓慢,在含水层中滞留时间较长,与 ^{18}O 的富集相对应。

3.2.2 地下热水补给高程

通常来说,大气降水的 δD 和 $\delta^{18}\text{O}$ 与气温呈线性关系,高程效应指的就是海拔越高,温度越低, δD 和 $\delta^{18}\text{O}$ 的值同时也降低(Sun Zhanxue et al. , 1992)。主要原因是由于高程的增加导致气温降低,水汽冷凝同位素分馏,雨滴蒸发减少,因此伴有山体迎面风的雨量增加,形成了山体迎面风的超前降雨区,从而随着云团上升同位素含量减少,形成高程效应(Chen Liming et al. , 2019)。通过研究这种高程效应,可根据氢氧同位素推测地下水补给高程。根据资料可知地下水补给高程公式:

$$H = \frac{\delta_{\text{G}} - \delta_{\text{P}}}{k} + h$$

其中: δ_{G} 为样品中 $\delta^{18}\text{O}$ 的值(‰), δ_{P} 为大气降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 的值(‰), k 为大气降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 的高程梯度($\text{‰}/100\text{m}$), h 为取样点高程(m)。根据 Liu Jianrong et al. (2009)给出的资料显示,华北地区大气降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 的值为 -6.72 ,大气降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 的高程梯度为 $-0.276\text{ }_{\text{‰}}/100\text{m}$ 。

根据计算公式可得容城地热田中地热井的补给高程为 $665.17\sim 1165.17\text{m}$,与保定山区易县海拔高度相符,而研究区位于中部平原区,根据地形特征,结合补给高程,可推断研究区地热水补给来源是山前水混合大气降水。

4 热储温度计算

4.1 地热温标法

4.1.1 多矿物平衡法

多矿物平衡法可用来判断矿物与地热流体的化学平衡状态,做矿物溶解状态与温度的函数,某组矿物在一定温度下接近平衡,那么地热流体与该矿物则达到了平衡,此时的平衡温度即为热储温度(Chai Rui et al. , 2010)。饱和指数 SI 是用来判断矿物饱和程度的参数,如果 $\text{SI}=0$,矿物饱和, $\text{SI}>0$,矿物过饱和, $\text{SI}<0$,矿物未饱和(Guo Zhangjun et al. , 2005)。利用 PREEQC 软件计算各矿物的饱和指数并作出平衡状态下的矿物-热液的饱和指数温度图可得到此时地热田的热储温度。选择钾长石、石英、

玉髓、伊利石、钙蒙脱石等矿物进行计算,结果如图 6。

由图 6 可看出所有矿物都与 SI=0 点相交,并基本相交于一点,其中石英和玉髓有较好的收敛性,基本处于饱和状态,钾长石呈下降趋势,最终处于未饱和状态,伊利石和钙蒙脱石下降趋势很大,表明在高温时处于未饱和状态。交点基本位于 SI=0 附近,但有些交点比 0 值小,考虑地热水在上升过程中有浅部冷水混入或与冷泉水发生混合作用,导致矿物未饱和状态下相交,由此可得到地热井水深处热

储温度(表 4)。

4.1.2 地球化学温标法

地球化学温标的计算一般分为 SiO₂ 地热温标法和阳离子地热温标法(Wang Hao et al. , 2009),都是在地热水与含水层矿物达到平衡并在矿物充分供应的情况下,计算离子比例得到的热储温度。由于研究区流量较大,混入冷水影响较大,测得的偏硅酸含量太少,计算所得热储温度低于实测温度,因此不适用 SiO₂ 温标法计算热储温度。阳离子温标通常包括 Na-K、K-Mg 和 Na-K-Ca 温标,在计算 Na-

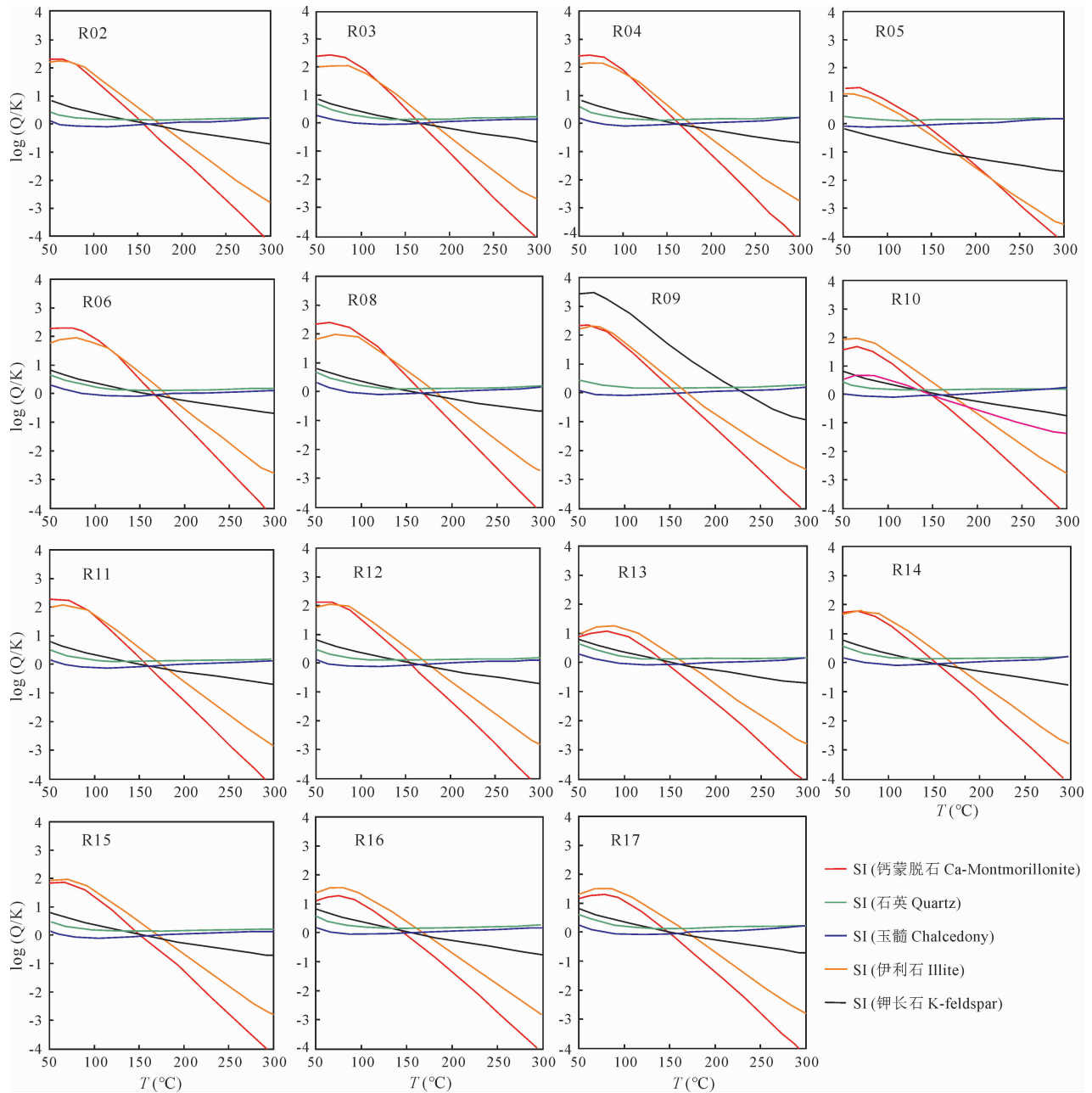


图 6 容城地热田矿物 SI-T 图

Fig. 6 SI-T diagram of mineral in Rongcheng geothermal field

K-Ca 温标时,要先计算 $\log(\sqrt{Ca}/Na)$, 假如 $\log(\sqrt{Ca}/Na)$ 为正, β 取 4/3, 若 $\log(\sqrt{Ca}/Na)$ 为负, 则 β 为 1/3, 具体公式见表 3。结果见表 4。

表 3 地热温标计算公式

地热温标	计算公式
Na/K	$t=1217/(\log(Na/K)+1.483)-273.15$
K/Mg	$t=4410/(13.95-\log(K^2/Mg))-273.15$
Na-K-Ca	$t=1647/(\log(Na/K)+\beta(\log(\sqrt{Ca}/Na)+2.06))+2.47)$ $-273.15\beta=4/3(t<100^{\circ}C)$ or $\beta=1/3(t>100^{\circ}C)$

表 4 容城地热田地热温标计算结果

Table 4 Calculation results of geothermal temperature scale in Rongcheng geothermal field					
样号	测温 ($^{\circ}C$)	多矿物平 衡法($^{\circ}C$)	$T_{K/Mg}$ ($^{\circ}C$)	$T_{Na/K}$ ($^{\circ}C$)	$T_{Na-K-Ca}$ ($^{\circ}C$)
R02	60	160	92.28	176.77	170.93
R03	81	166	97.87	178.48	174.67
R04	76	162	97.76	177.93	175.84
R05	46	138	58.83	59.91	97.54
R06	70	172	97.23	177.25	172.96
R08	73	170	95.47	178.46	174.03
R09	80	156	92.42	171.97	167.83
R10	53	150	89.16	172.31	167.15
R11	56	158	93.46	176.57	171.69
R12	52	159	90.50	175.01	169.43
R13	91.6	154	97.64	178.03	174.49
R14	68	154	89.39	168.66	165.74
R15	67	152	90.08	170.79	167.09
R16	69	148	91.65	169.13	166.82
R17	60	150	92.47	171.70	168.69

阳离子温标中,对于富含钙的中低温热水或浅层地热水, Na-K-Ca 地热温标最合适 (Zhao Qingsheng, 1988), 在容城地热田中, Ca^{2+} 浓度相对较少, 不适用于 Na-K-Ca 温标。Na/K 温标适用于贫钙地区的高温地下水, 一般温度大于 $150^{\circ}C$, 尤其是钻孔中的热水 (Wang Jiyang et al., 1993), 研究区 R05 中地下热水 Ca^{2+} 比较贫乏, 但热储温度较低, 因此不适用于 Na/K 温标。K/Mg 系统对温度的变化比较敏感, 在低温下接近矿物流体平衡, 从而印证了地下热水在上升期与浅层冷水混合的观点, 并且 K/Mg 温标估算温度一般高于地热井的出水温度, 研究区地下水基本符合条件, 因此采用 K/Mg 温标较为合适。

4.2 水岩矿物平衡

通常在进行地热温标计算前, 需要判断地热温标中的某种物质与地热水中的矿物达到某种平衡, 来分析地热温标的可靠性 (Zheng Xilai et al., 1996)。地下热水从深部上升至地表的过程中, 可能会与岩石发生一些化学作用, 并和浅层冷水混合, 导致地下热水中的矿物与地热温标中的某些矿物处于不平衡状态, 因此, 检验地下热水和深部矿物的平衡状态是必要的。Na-K-Mg 三角图一般用来分析水岩矿物平衡状态, 图 7 展现了容城地热田地下水平衡状态, 由图可知, 容城地热田大部分水处于未成熟水或部分平衡或混合水, 说明这些地热水在上升过程中冷水混入或水岩反应的时间相对较短, 还未达

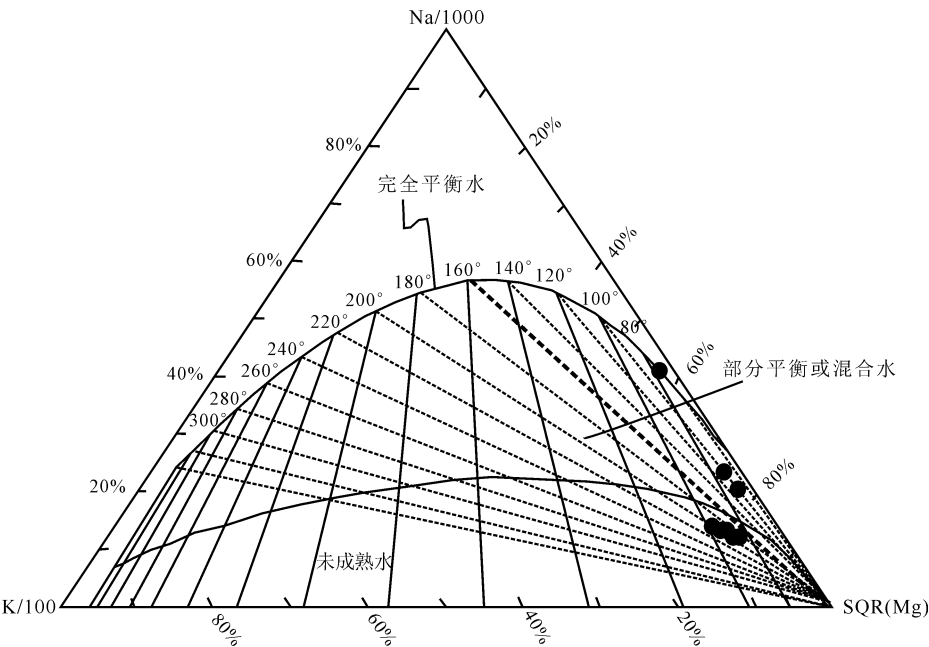


图 7 容城地热田地下水 Na-K-Mg 三角图

Fig. 7 Na-K-Mg trigonometry of ground water in Rongcheng geothermal field

到平衡状态,这样地热温标法计算出来的热储温度会有一些偏差。由此看来,多矿物平衡法计算的热储温度更为准确,更适用于容城地热田热储温度的计算。

4.3 热储深度计算

雄安新区位于华北平原,属于沉积盆地型地热资源,地下热水的热储深度计算公式如下:

$$H = \frac{t_1 - t_2}{I} + h$$

其中: H 为热储深度(m), t_1 为热储温度($^{\circ}\text{C}$), t_2 为当地年平均气温($^{\circ}\text{C}$), I 为地温梯度($^{\circ}\text{C}/100\text{m}$), h 为恒温带厚度(m)。

根据资料显示,雄安新区的年恒温带的深度为5~45m,平均为26m,年平均温度为11.9 $^{\circ}\text{C}$,地温梯度一般为3.0~8.0 $^{\circ}\text{C}/100\text{m}$,这里取3.5 $^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ (Chen Moxiang, 1988; Lu Chang et al., 2018)。计算结果见表5。根据计算结果,研究区地热水热储深度在1331~2483m之间,说明地热流体在深部上升过程中进行传导冷却,加上冷水混合及水岩作用,在一、二千米处热储温度在57~98 $^{\circ}\text{C}$ 之间。

表 5 容城地热田热储深度计算结果

Table 5 Calculation results of thermal storage depth in Rongcheng geothermal field

样号	温度($^{\circ}\text{C}$)	热储深度(m)
R02	63.44	1498.71
R03	92.28	2322.48
R04	97.87	2482.36
R05	97.76	2479.17
R06	58.83	1366.97
R08	97.23	2464.04
R09	57.59	1331.29
R10	95.47	2413.83
R11	92.42	2326.43
R12	89.16	2233.54
R13	93.46	2356.25
R14	90.50	2271.72
R15	97.64	2475.83
R16	89.39	2240.00
R17	90.08	2259.66

5 容城地热田水热模式

大气降水结合部分地表水从保定山区及山前平原地区进入研究区,沿山前深部断裂构造下渗运移,

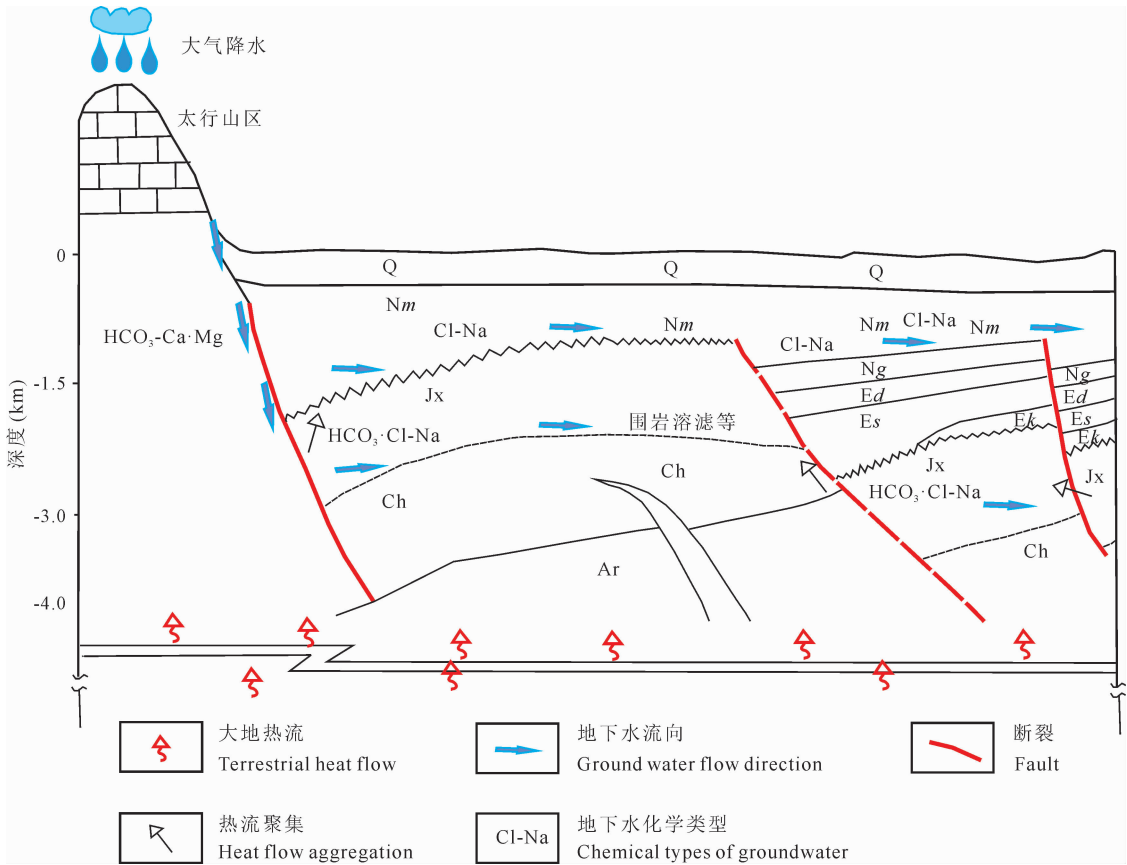


图 8 容城地热田水热模式

Fig. 8 Hydrothermal model of Rongcheng geothermal field

通过侧向径流补给进入到雄安新区深部热储中,经过较长的地下水径流循环,且流速缓慢通过基岩热储,通过深部热储岩石温度的加热,形成深部热储资源。断裂是良好的导热导水通道,一部分地壳深部的热量会以水为载体,深部地热水通过深大断裂带以水热对流的模式将热量传送至地表;另外一部分以热传导的方式通过各种地层岩石将热量传送至地表,最终形成容城地热田的水热模式(图 8)。

6 结论

(1)根据容城地热田 18 个地下水样品分析得到容城地热田地热井水水化学类型为 $\text{HCO}_3 \cdot \text{Cl}-\text{Na}$ 型,保定山区水化学类型为 $\text{HCO}_3-\text{Ca} \cdot \text{Mg}$ 型。根据水化学分析,在容城地热田中几乎所有离子与 Cl 都不存在显著正相关关系,微量元素主要来源于相关矿物的溶解。容城地热田 Na^+ 浓度很高,说明容城地热田的地下水径流较长,热循环深度大, HBO_2 的含量较多,说明其地下热水径流较小,流速比较弱。

(2)容城地热田 D、 ^{18}O 同位素基本在大气降水线附近,有轻微氧漂移。根据氢氧同位素计算结果得到容城地热田中地热井的补给高程为 665.17~1165.17m,与保定山区海拔相近,表明了研究区地热水来源为山前补给和大气降水。

(3)利用多矿物平衡法求得研究区深部热储温度为 57~98℃,热循环深度在 1331~2483m 之间。由于浅层冷水混入的结果,导致地下水深部未达到平衡,属于未成熟水或部分平衡或混合水。

(4)部分大气降水落入太行山,经过山前河流、山间沟谷,通过断裂进入深部热储层,再结合新的大气降水通过岩石断裂裂隙循环进入至地下深处,通过幔源壳源的热源加热,形成深部地热水,同时在上涌过程中携带了部分深古地下水。深部地热水在运移过程中由于断裂深度大,运移速度缓慢,导致水岩作用强烈,在运移至凸起区热流值高的碳酸盐岩地层中,封闭聚集形成地热资源丰富的热储层。

References

Chai Rui, Wang Hao, Liu Yang. 2010. Application of multimineral balance method to estimation of geothermal temperature. *Coal Science and Technology*, 38(4): 100~103 (in Chinese with English abstract).

Chen Liming. 2019. Isotopic characteristics analysis of hydrogen-oxygen environment in geothermal water in Fujian Province. *Geology of Fujian*, (1): 61~68 (in Chinese with English abstract).

Chen Moxiang. 1988. *Geothermics of North China*. Beijing: Science

Press (in Chinese with English abstract).

Cheng Moxiang, Wang Jiyang, Deng Xiao. 1994. *Geothermal Resources in China—Formation Characteristics and Potential Evaluation*. Beijing: Science Press (in Chinese).

Guo Zhangjun, Song Hanzhou. 2005. Chemical components in ground water and its SI values. *Resources Environment & Engineering*, 19(3): 200~202 (in Chinese with English abstract).

Lang Xujuan, Lin Wenjing, Liu Zhiming, Xing Linxiao, Wang Guiling. 2016. Hydrochemical characteristics of geothermal water in Guide basin. *Earth Science*, 41(10): 1723~1734 (in Chinese with English abstract).

Liu Jianrong, Song Xianfang, Yuan Guofu, Sun Xiaomin, Liu Xin, Wang Shiqin. 2009. Characteristics of $\delta^{18}\text{O}$ in precipitation over Eastern Monsoon China and the water vapor sources. *Chinese Sci. Bull.*, 54(22): 3521~3531 (in Chinese with English abstract).

Lu Chang, Li Ying, Chen Zhi, Yang Jiang. 2018. A primary study on geochemical characteristics and genesis of geothermal water in the north-central part of the North China downfaulted basin. *Bulletin of Mineralogy, Petrology and Geochemistry*, 37(4): 663~673+795 (in Chinese with English abstract).

Lü Can. 2018. Characteristics and genetic mechanism of geothermal system in the geothermal field of Niutuo Town. *Ground Water*, 40(3): 28~30 (in Chinese with English abstract).

Ma Zhiyuan, Wang Xingang, Su Yan, Yu Juan. 2008. Oxygen and hydrogen isotope exchange and its controlling factors in subsurface geothermal waters in the central Guanzhong basin, Shaanxi, China. *Geological Bulletin of China*, 27(6): 888~894 (in Chinese with English abstract).

Ma Zhiyuan. 2004. Application of the environmental isotope technique to the study of karst groundwater in Pingliang City. *Geological Review*, 50(4): 433~439 (in Chinese with English abstract).

Ni Gaoqian, Zhang Heng, Wei Yuting, Hu Yazhao. 2016. Hydrogeochemical and isotope characteristics of geothermal fluid in Sichuan. *Advances in New and Renewable Energy*, 4(3): 184~194 (in Chinese with English abstract).

Pang Jumei, Wang Shufang, Sun Caixia, Gao Xiaorong, Liu Jiurong. 2011. Interpretation and analysis of tracer test in Xiongxin geothermal field. *Urban Geology*, 6(2): 12~17 (in Chinese with English abstract).

Pang Zhonghe, Hu Shengbiao, Wang Jiyang. 2012. A roadmap to geothermal energy development in China. *Science & Technology Review*, 30(32): 18~24 (in Chinese with English abstract).

Ren Zhenji, Yu Kaining, Yan Guifan. 1999. The ancient soil and palaeogeographic environment of Niutuozen geothermal field, Hebei Province in Quaternary period. *Acta Geoscientia Sinica*, 20(2): 201~206 (in Chinese with English abstract).

Su Yan, Ma Zhiyuan, Liu Fang, Wu Wendi, Li Feng, Mu Genxu, Yu Juan, Hu Yang, Jia Xubing. 2007. Deuterium excess parameter features study on thermal groundwater of Xi'an and Xianyang. *Coal Geology & Exploration*, 35(3): 39~41 (in Chinese with English abstract).

Sun Zhanxue, Li Xueli, Shi Weijun. 1992. Isotopic hydrogeochemistry of mid-low temperature geothermal water in Jiangxi Province. *Journal of East China Geological Institute*, 15(3): 243~248 (in Chinese with English abstract).

Wang Guiling, Li Jun, Wu Aimin, Zhang Wei, Hu Qiuyun. 2018. A study of the thermal storage characteristics of Gaoyuzhuang Formation, A new layer system of thermal reservoir in Rongcheng uplift area, Hebei Province. *Acta Geoscientia Sinica*, 39(5): 533~541 (in Chinese with English abstract).

Wang Guiling, Zhang Wei, Liang Jiyun, Lin Wenjing, Liu Zhiming, Wang Wanli. 2017. Evaluation of geothermal resources potential in China. *Acta Geoscientia Sinica*, 38(4): 449~459 (in Chinese with English abstract).

Wang Hao, Chai Rui. 2009. Application of geothermometers in the

- geothermal system. Journal of Hebei University of Engineering (Natural Science Edition), 26(3): 54~58 (in Chinese with English abstract).
- Wang Jiyang, Qiu Nansheng. 1992. Methods on studies of paleogeotemperature on sedimentary basins with oil and gas. Progress in Geophysics, 7(04): 46~62 (in Chinese with English abstract).
- Wang Jiyang. 1993. 7th International Symposium on water-rock interaction. Advances in Earth Science, 5:101~102.
- Wang Shufang, Pang Zhonghe, Liu Jiurong, Pei Lin, Liu Sida, Yin Ming. 2013. Origin and evolution characteristics of geothermal water in the Niutuozen geothermal field, North China Plain. Journal of Earth Science, 24(6): 891~902.
- Wang Yongbo, Ding Wenping, Tian Yue, Wang Jing, Ding Rui. 2016. Genetic analysis on high-temperature geothermal water in Niutuo geothermal field, Heibei Province. Urban Geology, 11(3): 59~64 (in Chinese with English abstract).
- Yang Jilong, Liu Futian, Jia Zhi, Yuan Haifan, Xu Qinnian, Hu Yunzhuang. 2018. The hydrochemical and $\delta^2\text{H}$ - $\delta^{18}\text{O}$ characteristics of two geothermal fields in Niutuozen of Hebei Province and Tianjin and their environmental significance. Acta Geoscientica Sinica, 39(1): 71~78 (in Chinese with English abstract).
- Yuan Jianfei. 2010. Transport of boron in the aquatic environment of the Yangbajing geothermal field, Tibet. Master's thesis of China University of Geosciences, (in Chinese with English abstract).
- Zhang Baojian, Xu Junxiang, Ma Zhenmin, Shen Zhaoli, Qi Lin. 2010. Analysis on groundwater supply sources using hydrogen and oxygen isotope data—a case study of Yanggu-Qihe salient, northwestern Shandong, China. Geological Bulletin of China, 29(4): 603~609(in Chinese with English abstract).
- Zhang Erkuang. 2000. Essential characteristics of geological conditions for geothermal resource in Hebei and its development and utilization. Geology of Chemical Minerals, 22(1): 23~26 (in Chinese with English abstract).
- Zhang Wei, Cheng Donghui, Qi Lijun. 2016. Analysis of evolution law of hydrology and geochemistry of shallow groundwater in Changling County of Jilin Province. Journal of Water Resources and Water Engineering, 27(5): 59~63 (in Chinese with English abstract).
- Zhang Xigen. 1988. Application of isotopic geochemistry in geothermal exploration. Hydrogeology & Engineering Geology, 1: 28~31 (in Chinese).
- Zhao Ping, Duo Ji, Liang Tingli, Jin Jian, Zhang Haizheng. 1998. Gas geochemical characteristics of the Tibet Yang eight well geothermal field. Chinese Science Bulletin, 43(07):691~696 (in Chinese).
- Zhao Qingsheng. 1988. The application of geothermometers in the exploration of hydrothermal resources in western Sichuan. Journal of Chengdu University of Science and Technology, 37: 45~50 (in Chinese with English abstract).
- Zheng Xilai, Liu Hongjun. 1996. Study of the water-rock equilibrium state in the application of geothermometer. Journal of Xi'an Polytechnic University, 18(01): 74~79 (in Chinese with English abstract).
- Zhou Zongying, Liu Shiliang, Liu Jinxia. 2015. Study on the characteristics and development strategies of geothermal resources in China. Journal of Natural Resources, 30(7): 1210~1221 (in Chinese with English abstract).
- 陈墨香. 1988. 华北地热. 北京:科学出版社.
- 郭张军,宋汉周. 2005. 地下水化学组分存在形式及其 SI 值计算. 资源环境与工程, 19(3): 200~202.
- 郎旭娟, 蔺文静, 刘志明, 邢林啸, 王贵玲. 2016. 贵德盆地地下水水文地球化学特征. 地球科学, 41(10): 1723~1734.
- 柳鉴容, 宋献方, 袁国富, 孙晓敏, 刘鑫, 王仕琴. 2009. 中国东部季风区大气降水 $\delta^{18}\text{O}$ 的特征及水汽来源. 科学通报, 54(22): 3521~3531.
- 路畅, 李营, 陈志, 杨江. 2018. 华北断陷盆地中北部地热水地球化学特征及成因初探. 矿物岩石地球化学通报, 37(4): 663~673+795.
- 吕灿. 2018. 牛驼镇地热田地热系统特征及其成因机制研究. 地下水, 40(3): 28~30.
- 马致远, 王心刚, 苏艳, 余娟. 2008. 陕西关中盆地中部地下水 H 、 O 同位素交换及其影响因素. 地质通报, 27(6): 888~894.
- 马致远. 2004. 环境同位素方法在平凉市岩溶地下水研究中的应用. 地质评论, 50(4): 433~439.
- 倪高倩, 张恒, 韦玉婷, 胡亚召. 2016. 四川地热流体水文地球化学及同位素特征简析. 新能源进展, 4(3): 184~194.
- 庞菊梅, 王树芳, 孙彩霞, 高小荣, 刘久荣. 2011. 雄县地热田示踪试验的解释及分析. 城市地质, 6(2): 12~17.
- 庞忠和, 胡圣标, 汪集旻. 2012. 中国地热能发展路线图. 科技导报, 30(32): 18~24.
- 任振纪, 于开宁, 闫贵凡. 1999. 河北省雄县牛驼镇地热田第四纪古土壤与古地理环境. 地球学报, 20(2): 201~206.
- 苏艳, 马致远, 刘方, 吴文梯, 李峰, 穆根胥, 余娟, 胡杨, 贾旭兵. 2007. 西安咸阳地下水水汽过量参数研究. 煤田地质与勘探, 35(3): 39~41.
- 孙占学, 李学礼, 史维浚. 1992. 江西中低温地热水的同位素水文地球化学. 华东地质学院学报, 15(3): 243~248.
- 汪集旻, 邱楠生. 1992. 含油气沉积盆地古地温研究方法. 地球物理学进展, 7(04): 46~62.
- 汪集旻. 1993. 第七届国际水—岩相互作用研讨会. 地球科学进展, 5: 101~102.
- 王贵玲, 李郡, 吴爱民, 张薇, 胡秋韵. 2018. 河北容城凸起区热储层新层系——高于庄组热储特征研究. 地球学报, 39(5): 533~541.
- 王贵玲, 张薇, 梁继运, 蔺文静, 刘志明, 王婉丽. 2017. 中国地热资源潜力评价. 地球学报, 38(4): 449~459.
- 王皓, 柴蕊. 2009. 地热温标在地热系统中的应用研究. 河北工程大学学报(自然科学版), 26(3): 54~58.
- 王永波, 丁文萍, 田月, 王婧, 丁蕊. 2016. 河北牛驼镇地热田高温地热水成因分析. 城市地质, 11(3): 59~64.
- 杨吉龙, 柳富田, 贾志, 袁海帆, 胥勤勉, 胡云壮. 2018. 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. 地球学报, 39(1): 71~78.
- 袁建飞. 2010. 西藏羊八井高温地热田水环境中硼的迁移和转化研究. 武汉: 中国地质大学硕士学位论文.
- 张保健, 徐军祥, 马振民, 沈照理, 亓麟. 2010. 运用 H 、 O 同位素资料分析地下热水的补给来源:以鲁西北阳谷-齐河凸起为例. 地质通报, 29(4): 603~609.
- 张尔匡. 2000. 河北省地热地质条件的基本特征与地热资源开发利用问题. 化工矿产地质, 22(1): 23~26.
- 张未, 程东会, 齐丽军. 2016. 吉林省长岭县浅层地下水水文地球化学演化规律分析. 水资源与水工程学报, 27(5): 59~63.
- 张锡根. 1988. 同位素地球化学在地热勘探中的应用. 水文地质工程地质, 1: 28~31.
- 赵平, 多吉, 梁廷立, 金建, 张海政. 1998. 西藏羊八井地热田气体地球化学特征. 科学通报, 43(07):691~696.
- 赵庆生. 1988. 地热温标在川西地热资源研究中的初步应用. 成都科技大学学报, 37: 45~50.
- 郑西来, 刘鸿俊. 1996. 地热温标中的水—岩平衡状态研究. 西安工程学院学报, 18(01):74~79.
- 周总瑛, 刘世良, 刘金侠. 2015. 中国地热资源特点与发展对策. 自然资源学报, 30(7): 1210~1221.

参 考 文 献

- 柴蕊, 王皓, 刘洋. 2010. 多矿物平衡法在地下热储温度估算中的应用. 煤炭科学技术, 38(4): 100~103.
- 陈礼明. 2019. 福建地热水氢氧环境同位素特征浅析. 福建地质, (1):61~68.
- 陈墨香, 汪集旻, 邓孝. 1994. 中国地热资源——形成特点和潜力评价. 北京: 科学出版社.

**Geochemical characteristics of the geothermal fluid in the Rongcheng
geothermal field, Xiong'an New Area**

ZHAO Jiayi, ZHANG Wei, MA Feng, ZHU Xi, ZHANG Hanxiong, WANG Guiling*

The Institute of Hydrogeology and Environmental Geology, Chinese Academy of Geological Sciences, Shijiazhuang, 050061

** Corresponding author: guilingw@163.com*

Abstract

The hydrogeochemical characteristics and evolution of geothermal fluids can reveal the deep circulation mechanism of geothermal water, which is of great significance for the development and utilization of geothermal resources. Based on the geothermal geological conditions of the Rongcheng geothermal field, this paper selects 16 deep geothermal well waters and 2 cold waters in the Baoding mountain area to analyze their hydrochemical characteristics and isotopes, calculate the temperature of thermal reservoir and depth of the thermal cycle. Finally, we undertake reverse hydrogeochemical path simulation to analyze the water rock reaction and migration process of geothermal fluid in the deep. The results show that the hydrochemical type of deep geothermal wells in the study area is of the $\text{HCO}_3^- \cdot \text{Cl-Na}$ type, and that of Baoding mountain area is of the $\text{HCO}_3^- \cdot \text{Ca} \cdot \text{Mg}$ type. There is no significant positive correlation between Cl and almost all ions in the Rongcheng geothermal field, indicating that trace elements mainly come from the dissolution of related minerals. The high concentration of Na^+ in the Rongcheng geothermal field indicates that the groundwater runoff is long and the depth of thermal cycle is large. The content of HBO_2 is higher, which means that the runoff of geothermal water is smaller and the velocity is weaker. D and ^{18}O isotopes are basically near the atmospheric precipitation line, and the calculated recharge elevation of geothermal wells is 665.17~1165.17 m, which is close to the altitude of the Baoding mountain area, indicating that the geothermal water sources in the study area are mountain front recharge and atmospheric precipitation. The deep thermal storage temperature is 57~98 °C, and the depth of thermal cycle is 1331~2483 m. During the progress of the groundwater from the Baoding mountain area to a plain geothermal well, in addition to water rock action, a series of processes such as boiling, evaporation, mixing of cold water and precipitation supplementation have taken place, which makes the ion content of groundwater change greatly.

Key words: hydrochemistry type; isotopes; geothermal reservoir temperature; hydrogeochemistry