

<https://doi.org/10.3799/dqkx.2020.207>



太行山-雄安新区蓟县系含水层水文地球化学特征及意义

朱 喜^{1,2}, 王贵玲^{2*}, 马 峰², 张 薇², 张庆莲³, 张汉雄²

1. 中国地质科学院水文地质环境地质研究所, 河北石家庄 050061

2. 自然资源部地热与干热岩勘查开发技术创新中心, 河北石家庄 050061

3. 河北地质大学资源学院, 河北石家庄 050031

摘 要: 雄安新区蓟县系雾迷山组热储层中具有丰富的中低温地热资源, 研究其地热流体水文地球化学特征可分析地热资源的形成机制, 对推动雄安新区深部地热资源有效开发利用具有重要意义。太行山区雾迷山组为基岩裸露区, 雄安新区雾迷山组基底埋藏较深, 两个系统的地热流体经历不同的水岩相互作用, 导致水化学特征有一定差异。通过对保定以西太行山区—雄安新区共 26 组蓟县系雾迷山组地热流体样品的水化学及同位素数据进行分析, 研究地热流体的补给来源及经历的深部地热循环过程。太行山区雾迷山组流体水化学类型以 $\text{HCO}_3\text{-Ca}\cdot\text{Mg}$ 型为主, 雄安新区以 $\text{Cl}\cdot\text{HCO}_3\text{-Na}$ 型为主。地热流体均来自于大气降水, 通过断裂、裂隙等通道入渗, 在长距离运移过程中伴随有矿物的沉淀和溶解现象, 水岩相互作用逐渐增强。深部热循环深度为 2 880.26~4 143.42 m, 均值为 3 700 m, 深部热储温度为 160 °C 左右; 地热流体在深部通过断裂上升过程中, 由于传导冷却、冷水混入及深部热源通过结晶基底的热传导作用, 在 750~2 100 m 的凸起处雾迷山组碳酸盐岩地层中封闭聚集形成热储层, 热储平均温度为 70 °C 左右, 属于对流—传导型地热系统。

关键词: 雄安新区; 地热; 水文地球化学; 氢氧同位素; 水文地质学。

中图分类号: P641

文章编号: 1000-2383(2021)07-2594-15

收稿日期: 2020-07-13

Hydrogeochemistry of Geothermal Waters from Taihang Mountain-Xiong'an New Area and Its Indicating Significance

Zhu Xi^{1,2}, Wang Guiling^{2*}, Ma Feng², Zhang Wei², Zhang Qinglian³, Zhang Hanxiong²

1. Institute of Hydrogeology and Environmental Geology, CAGS, Shijiazhuang 050061, China

2. Technology Innovation Center of Geothermal & Hot Dry Rock Exploration and Development, Ministry of Natural Resources, Shijiazhuang 050061, China

3. School of Resources, Hebei GEO University, Shijiazhuang 050031, China

Abstract: There are abundant geothermal resources in Wumishan Formation of Jixian system in Xiong'an New Area. The study of the hydrogeochemical characteristics of geothermal water can be used to analyze the mechanism of geothermal resources, which is of great significance in the deep of Xiong'an New Area. Based on the analysis of hydrochemical and isotopic data that tested from 26 geothermal water samples of Wumishan Formation in Taihang Mountain-Xiong'an New Area, this paper studies the source of geothermal water supply and cyclic process of deep geothermal. The results show that $\text{HCO}_3\text{-Ca}\cdot\text{Mg}$ is the main hydrochemical type of geothermal water in Taihang Mountain, while $\text{Cl}\cdot\text{HCO}_3\text{-Na}$ is the main hydrochemical type in Xiong'an New Area. The geothermal water infiltrates through faults and fractures, accompanied by mineral precipitation and dissolution in the process of long-distance migration, and the interaction between water and rock gradually increases. The depth of deep

基金项目: 国家科技研发计划项目 (Nos. 2019YFB1504101, 2018YFC0604300); 中国地质调查局地质调查项目 (No. DD20189112)。

作者简介: 朱喜 (1986—), 男, 助理研究员, 主要从事地热地质、水文地质研究。ORCID: 0000-0003-1208-2878. E-mail: zx19860727@163.com

*** 通讯作者:** 王贵玲, E-mail: guilingw@163.com

引用格式: 朱喜, 王贵玲, 马峰, 等, 2021. 太行山—雄安新区蓟县系含水层水文地球化学特征及意义. 地球科学, 46(7): 2594—2608.

thermal cycle is 2 880.26—4 143.42 m, with an average value of 3 700 m, and the temperature of deep thermal reservoir is about 160 °C. The average temperature (lower limit temperature) of thermal reservoir at 750—2 100 m is about 70 °C due to the effect of conduction cooling and mixing of 42%—67% cold water during the deep rise of geothermal water. It belongs to convection-conduction geothermal system.

Key words: Xiong'an New Area; geothermal; hydrogeochemistry; hydrogen-oxygen isotope; hydrogeology.

随着能源短缺问题日益加剧以及环境问题日益严重,加大地热等可再生能源开发力度已成为全人类社会的共识.华北平原赋存有大量的中低温热水资源(王贵玲等,2017),雄安新区境内主要有牛驼镇地热田、容城地热田和高阳地热田.前人针对华北平原地区做过许多研究工作,陈墨香(1988)以丰富的低温和大地热流测试数据为基础,对华北平原区域地温场形成机制进行了分析,对区域地下热水的形成、性质和开发利用进行了探索;汪集暘等(1996)重点介绍了中低温对流型地热系统的特点及其形成模式和在我国的分布;王贵玲等(2017)在分析京津冀地区构造、大地热流、地温梯度等地质背景基础上总结了京津冀地区隆起山地对流型与沉积盆地传导型地热资源的成藏模式与赋存条件.但目前雄安新区地热流体的运移规律、赋存环境及成因机制等仍未得到充分的认识,正逢雄安新区建设初期,类似研究可以推动地热资源科学、合理的开发利用,助力绿色雄安建设.

深部的地热流体经历漫长的地质历史时期,其水化学成分受补给源、矿物岩石、温度和径流途径

等因素的影响会发生相应变化(郎旭娟等,2016).通过研究地热流体的水化学组分及其同位素特征可以分析地热流体的起源、成因和运移储存方式,并利用水岩平衡来研究地热系统形成的条件.

通过对太行山—雄安新区蓟县系雾迷山组地热流体样品水化学组分、同位素特征及水岩反应平衡等研究,探讨该区地热流体的起源、热储的温度及深部地热流体的成因来源,为雄安新区深部地热资源的合理、有效开发利用提供科学的参考依据.

1 研究区地质概况

雄安新区是我国2017年设立的国家级新区,位于河北省保定市境内,涵盖河北省雄县、容城、安新等三个县及周边部分区域.在区域构造上,研究区位于冀中拗陷中部,为廊固凹陷、牛驼镇凸起和保定凹陷、高阳低凸起等Ⅳ级构造单元交汇处(陈墨香等,1990).东部的雄县主要位于牛驼镇凸起,西部的容城县主要位于廊固凹陷中的容城凸起,南部的安新县位于高阳低凸起北部(图1).

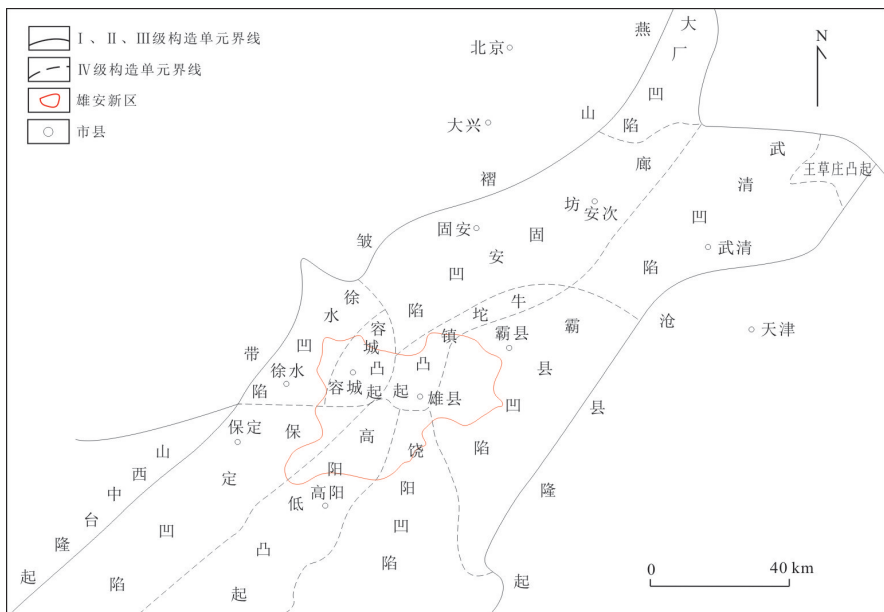


图1 研究区区域地质构造纲要
Fig.1 Regional geological structure map of Xiong'an geothermal area

区内发育的断裂主要有容城断裂、徐水断裂、牛南断裂、牛东断裂和高阳断裂(陈墨香, 1988). 其中,容城断裂走向 NNE,为牛驼镇凸起和容城凸起的边界;徐水断裂为走向近 EW 的正断层,是控制容城凸起和保定凹陷边界的断裂构造;牛南断裂走向近 EW,是控制牛驼镇凸起西南边界的正断层;牛东断裂走向 NE,是控制牛驼镇凸起与霸县凹陷的大断裂;高阳断裂走向 NE,是控制古近系厚度和构造的断层. 这些断裂控制区域构造格局,同时为地热流体提供运移通道(Pang *et al.*, 2017),对雄安新区深部地热系统的形成具有十分重要意义.

华北克拉通基底由太古宇和下元古界经过褶皱变质形成的复杂结晶变质岩系组成(翟明国, 2019),盖层由两套沉积层组成,中上元古界和下古生界地层为海相碳酸盐岩,新生界为陆相碎屑岩(Kong *et al.*, 2017). 研究区发育地层有新生界(第四系、新近系)、古生界(寒武系、奥陶系)、中元古界(青白口系、蓟县系、长城系)和太古界(深变质岩). 中元古界蓟县系雾迷山组在区内均有分布(图 2),

沉积厚度变化较大,500~1 500 m,岩性主要为含燧石条带白云岩、巨厚叠层石白云岩沥青质白云岩和粉砂泥状白云岩夹薄层棕红、灰绿色泥岩.

研究区有新近系孔隙型热储和基岩裂隙型热储两种热储类型. 孔隙型热储包括明化镇组和馆陶组砂岩热储,区内广泛分布;裂隙型蓟县系碳酸盐岩热储分布于牛驼镇凸起、容城凸起和高阳低凸起(图 2),呈北东向连续分布. 岩性主要为白云岩、燧石条带白云岩、泥质白云岩等,岩溶裂隙发育,连通性好,已钻遇最小厚度 570 m,最厚达 2 000 m 以上. 涌水量一般在 40~140 m³/h,单位涌水量为 1.5~5.1 m³/h·m,最大 11.3 m³/h·m,井口水温 65~83 ℃.

2 样品采集与测试分析

本次研究主要采集蓟县系雾迷山组水样共 23 件,采样时间 2018 年 8 月~2019 年 4 月,分布于保定山区、容城县、雄县和安新县(图 2). 水样均用 2.5L 塑料瓶采集并密封,在自然资源部地下水科学与工程重点实验室完成水质全分析、微量元素和氢氧同

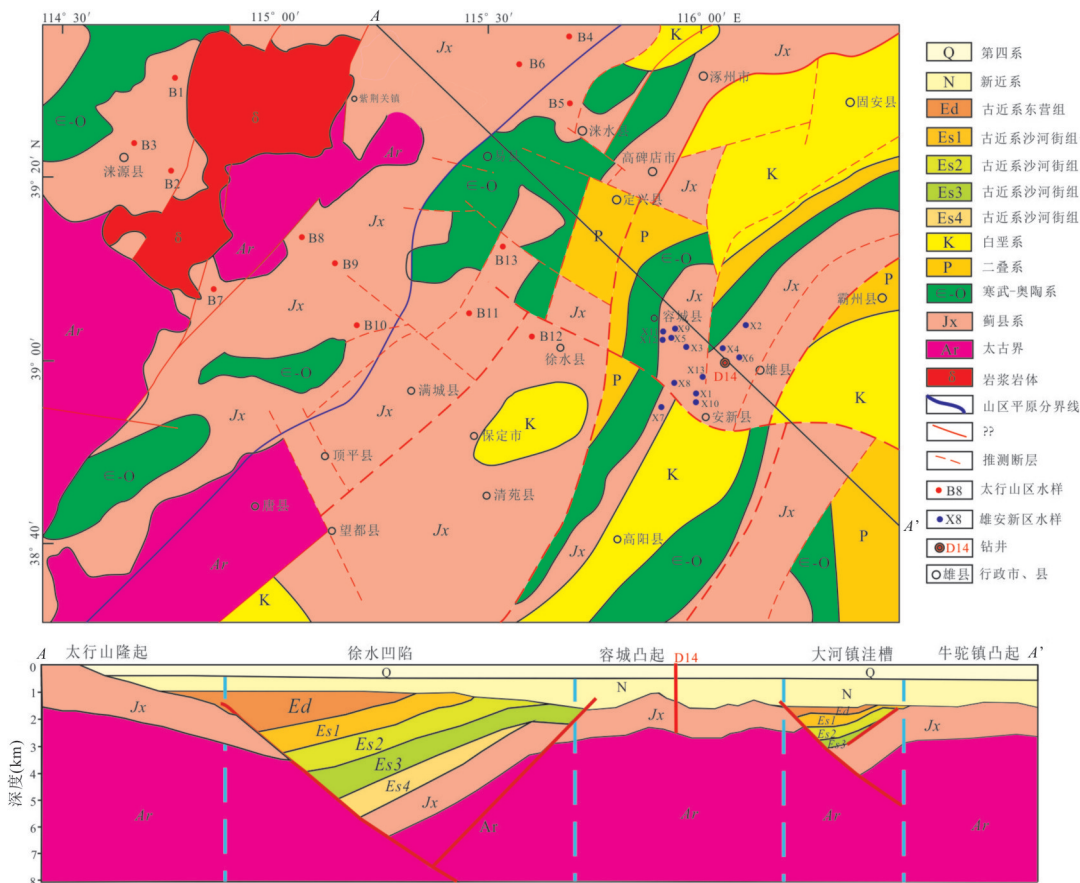


图 2 研究区前新生代地质图及采样分布位置
Fig.2 Pre-Cenozoic map of the Xiong'an geothermal area and sampling locations

位素测试. ^{14}C 同位素由 Beta Analytic 实验室完成.

水样采集首先经 $0.45\text{ }\mu\text{m}$ 的微孔滤膜过滤, 储存在用待采水样清洗两次的聚四氟乙烯瓶中. 依据饮用天然矿泉水检测方法《GB 8538-2016》和地下水水质检测方法《DZ/T0064-93》进行检测, 检测仪器为等离子体发射光谱(型号 ICAP6300), 阴阳离子平衡误差小于 3%, 测试环境 $23\text{ }^{\circ}\text{C}$, 相对湿度 48%. 氢氧同位素利用水同位素分析仪(型号 Picarro2140-i)进行检测, 测试结果见表 1.

3 地热流体水文地球化学特征

3.1 地热流体水化学特征

雾迷山组地热流体 pH 值基本都大于 7, 呈弱碱性. 雾迷山组地热流体的 TDS 在太行山区和雄安新区呈现较大的差别, 雄安新区 TDS 在 $1.0\sim 3.0$

g/L, 平均值为 2.5 g/L , 属于微咸水; 太行山区 TDS 在 $0.26\sim 0.79\text{ g/L}$, 平均值为 0.48 g/L , 为淡水(表 1). 太行山区主要为基岩出露区, 雄安新区雾迷山组深度多大于 $1\text{ }500\text{ m}$, TDS 的差异表明随着深度的增加, 地热流体经历了较长的运移路径, 并与围岩发生水岩相互作用, 使得水化学组分含量增高.

依据水样分析结果做 Piper 三线图(图 3), 太行山区地热流体中阳离子主要为 Ca^{2+} 和 Mg^{2+} , 阴离子主要是 HCO_3^- , 水化学类型主要为 $\text{HCO}_3-\text{Ca}\cdot\text{Mg}$ 型. 雄安新区地热流体中阳离子主要是 Na^+ , 阴离子主要是 Cl^- 和 HCO_3^- , 水化学类型以 $\text{Cl}\cdot\text{HCO}_3-\text{Na}$ 型为主(图 3).

对研究区地热水中的 8 个主要离子和 TDS 进行相关性分析(图 4), 太行山区只有 Ca^{2+} 与 TDS 呈现较好的正相关关系, 认为太行山区地热流体的 TDS 主要受 Ca^{2+} 的影响.

表 1 研究区雾迷山组地下水化学主要指标测试结果
Table 1 Hydrochemical analysis data of the geothermal water in Xiong'an New Area

井号	pH	K^+	Na^+	Ca^{2+}	Mg^{2+}	HCO_3^-	Cl^-	SO_4^{2-}	F^-	TDS	δD	$\delta^{18}\text{O}$	^{14}C 年代
		含量(mg/L)									(‰)	(‰)	(a B.P)
X1	8.31	2.13	370.92	5.31	1.51	447.31	308.71	18.71	1.46	1 193	-75.71	-9.94	~43 500
X2	8.63	1.91	323.21	4.84	1.64	439.32	208.12	33.74	1.66	1 061	-73.85	-9.91	~43 500
X3	6.94	48.24	804.83	57.53	28.23	706.60	1 101.01	1.15	6.90	2 832	-74.79	-8.66	~43 500
X4	7.17	50.39	848.65	54.87	26.96	682.03	1 164.04	8.68	7.16	2 926	-74.21	-8.57	~43 500
X5	7.31	52.10	857.71	58.80	27.39	694.32	1 175.08	1.57	7.02	2 960	-74.21	-8.64	~43 500
X6	7.99	4.61	589.12	17.53	4.71	405.54	620.95	159.02	1.69	1 830	-74.21	-9.72	~42 800
X7	8.72	1.76	472.53	12.22	3.10	349.01	580.94	30.21	1.19	1 424	-75.57	-10.00	~34 020
X8	8.78	2.04	317.42	4.78	1.51	388.30	205.04	34.51	1.52	1 014	-76.28	-9.87	~33 600
X9	7.20	45.02	800.80	62.86	30.58	700.52	1 079.07	<0.20	7.02	2 799	-74.22	-8.72	~43 500
X10	7.58	42.80	790.01	61.87	30.08	694.31	1 090.05	3.56	7.04	2 790	—	—	—
X11	7.90	9.86	395.42	303.30	11.48	439.33	340.42	144.30	1.811	1 402	-75.86	-9.80	~35 960
X12	7.71	43.13	780.71	60.71	30.13	700.52	1 076.02	2.48	7.05	2 769	—	—	—
X13	6.99	52.64	835.03	53.75	23.85	662.44	1 182.06	1.33	7.09	2 908	-75.12	-8.61	~43 500
B1	8.05	0.90	2.66	23.66	22.78	176.00	2.11	4.99	0.27	258	-74.00	-10.40	—
B2	7.92	2.30	15.58	80.80	23.54	261.10	17.95	68.14	0.73	502	-67.00	-9.30	—
B3	7.85	1.24	4.40	54.32	19.05	240.61	4.93	8.99	0.24	351	-75.00	-10.50	—
B4	8.19	0.76	6.32	67.22	35.83	293.41	9.15	53.36	0.45	491	-65.00	-8.90	—
B5	7.78	1.17	16.31	89.78	36.88	316.82	33.78	40.77	0.39	623	-62.00	-8.60	—
B6	7.85	0.49	6.11	72.75	39.65	316.83	10.56	47.85	0.50	533	-61.00	-8.50	—
B7	7.32	5.24	28.70	134.00	31.23	257.34	56.59	153.30	0.32	785	-61.93	-8.57	~200
B8	7.71	4.99	11.04	51.48	13.33	162.33	23.73	22.07	0.40	332	-61.67	-8.56	~3 890
B9	7.82	0.89	3.51	65.24	34.63	300.64	8.03	30.79	0.21	468	-66.45	-9.04	~940
B10	7.69	0.70	9.02	70.64	25.18	276.51	11.32	17.03	0.27	458	-61.64	-8.40	~810
B11	7.65	0.43	10.05	66.60	22.59	246.50	16.43	23.63	0.34	434	-61.13	-8.30	~2 170
B12	7.48	1.87	28.76	57.87	34.26	360.71	7.30	23.13	0.47	544	-74.09	-10.30	~19 130
B13	7.62	1.46	12.70	108.20	26.96	324.64	27.38	32.72	0.26	629	-60.03	-8.01	~-300

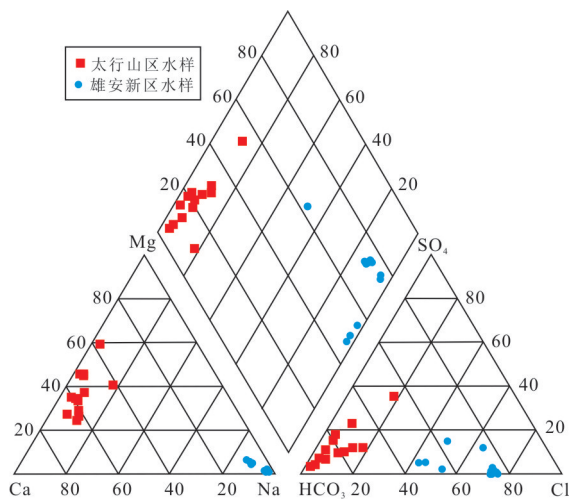


图3 研究区地热流体水化学Piper图

Fig.3 Piper diagram showing the water samples in Xiong'an New Area

雄安新区 Na^+ 、 K^+ 、 Cl^- 、 F^- 与TDS呈正相关关系,说明这些离子是影响TDS的主要因素,其中TDS与 Na^+ 、 Cl^- 正相关关系显著,表明这两种离子的含量对研究区地下热水的TDS浓度变化影响较大,而 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 、 SO_4^{2-} 则基本不影响或对TDS变化影响较小。

地下水中 Cl^- 的主要来源有沉积岩中所含岩盐或其他氯化物的溶解、岩浆中含氯化物的风化溶解、海水、火山喷发物的溶滤和人为污染。 Cl^- 既不容易和其他矿物反应,也不易被吸附,存在状态比较稳定,因此可以用 Cl^- 来示踪与其相关性较好的离子,以此来分析研究区地下径流情况。

通过相关性分析以及离子浓度与 Cl^- 含量关系图(图4)可知,雄安新区雾迷山组地热流体中的 Cl^- 与 Na^+ 、 K^+ 和 F^- 相关性显著,体现了相同的物质来源, Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 、 SO_4^{2-} 相关性较差,来源可能主要为水-岩矿物相互作用。

3.2 地热水特征系数

地下水中某些离子的物质的量浓度比可用来分析地下水的状态及相关的地质作用,因此可通过一些特定的离子浓度比来分析地热流体的运移聚集和赋存环境(沈照理,1983;王大纯等,1986;闫晓雪等,2019)。

变质系数 $\gamma_{\text{Na}^+}/\gamma_{\text{Cl}^-}$ 可用来反应地层水变质程度和地层的封闭性,该值越小则越表现为较还原的水体环境,地层封闭性越好,其值越大表明地下水受渗入水影响越大(张保健,2011)。标准海水和海相沉积水系的平均值为0.85,含岩盐地层溶滤水值

约为1(秦莉红等,2019)。太行山区变质系数值0.67~1.95(表2),均值0.92,表明太行山区地热流体处于较开放环境,径流途径短,流动较快,溶滤作用发育,形成低TDS的重碳酸盐水。雄安新区变质系数值为1.09~2.40(表2),均值1.46,雾迷山组地热流体可能处于较封闭的环境,同时受到本地入渗水的影响,水岩相互作用显著。

脱硫系数 $\gamma_{\text{SO}_4^{2-}} \times 100 / \gamma_{\text{Cl}^-}$ 用来反映地下水氧化还原环境,值越小,地下水封闭性越好,处于还原环境。太行山区脱硫系数值34.39~215.65(表2),均值96.70,表明太行山区基岩地热流体处于较氧化环境,封闭性差。雄安新区雾迷山组地热流体的脱硫系数值0.04~15.68(表2),均值3.2,说明雾迷山组地热流体处于较还原环境,封闭性较好。

$\gamma_{\text{Cl}^-}/\gamma_{\text{HCO}_3^-}$ 可反映水化学形成的主要作用(孙英等,2019),太行山区盐化系数为0.02~0.37(表2),均值0.1,小于1说明地下水中的化学成分主要来自碳酸盐岩的溶解;雄安新区深部地热流体盐化系数值0.81~3.07(表2),均值2.6,大于1说明地下水中的化学成分主要来自蒸发岩的溶解。

$\gamma_{(\text{Ca}^{2+}+\text{Mg}^{2+})}/\gamma_{\text{HCO}_3^-}$ 表明碳酸盐岩溶解或沉淀。太行山区水样基本位于2($\text{Ca}^{2+}+\text{Mg}^{2+}$)= HCO_3^- 线附近(图6),由于山区基岩主要为雾迷山组厚层白云岩,所以山区地热流体中的 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 和 HCO_3^- 主要来源于碳酸盐岩类矿物的溶解。雄安新区 $\text{Ca}^{2+}+\text{Mg}^{2+}$ 浓度值较低(图6),说明深部雾迷山组地热流体除碳酸盐岩类矿物溶解还存在其他水岩作用(如脱硫酸作用)导致 HCO_3^- 含量增加(刘明亮等,2020),深部地热流体处于还原环境,在封闭的还原环境下易发生脱硫酸作用。或者由于方解石、白云石矿物发生沉淀导致 Ca^{2+} 和 Mg^{2+} 含量降低,在封闭系统中,碳酸盐岩地层的主要矿物方解石和白云石溶解度随水温变化较大,由低温区到高温区可能产生方解石和白云石的沉淀。

通过特征系数说明太行山区主要是基岩出露区,雾迷山组地层分布较浅,地热流体处于较开放的氧化环境,水动力条件较好,地热流体流动路径较短,水循环较快,主要以碳酸盐岩类矿物的溶解为主。

雄安新区深部雾迷山组地热流体处于较封闭的环境,水动力条件较差,地热流体流动路径较长,水循环缓慢,水岩相互作用显著。

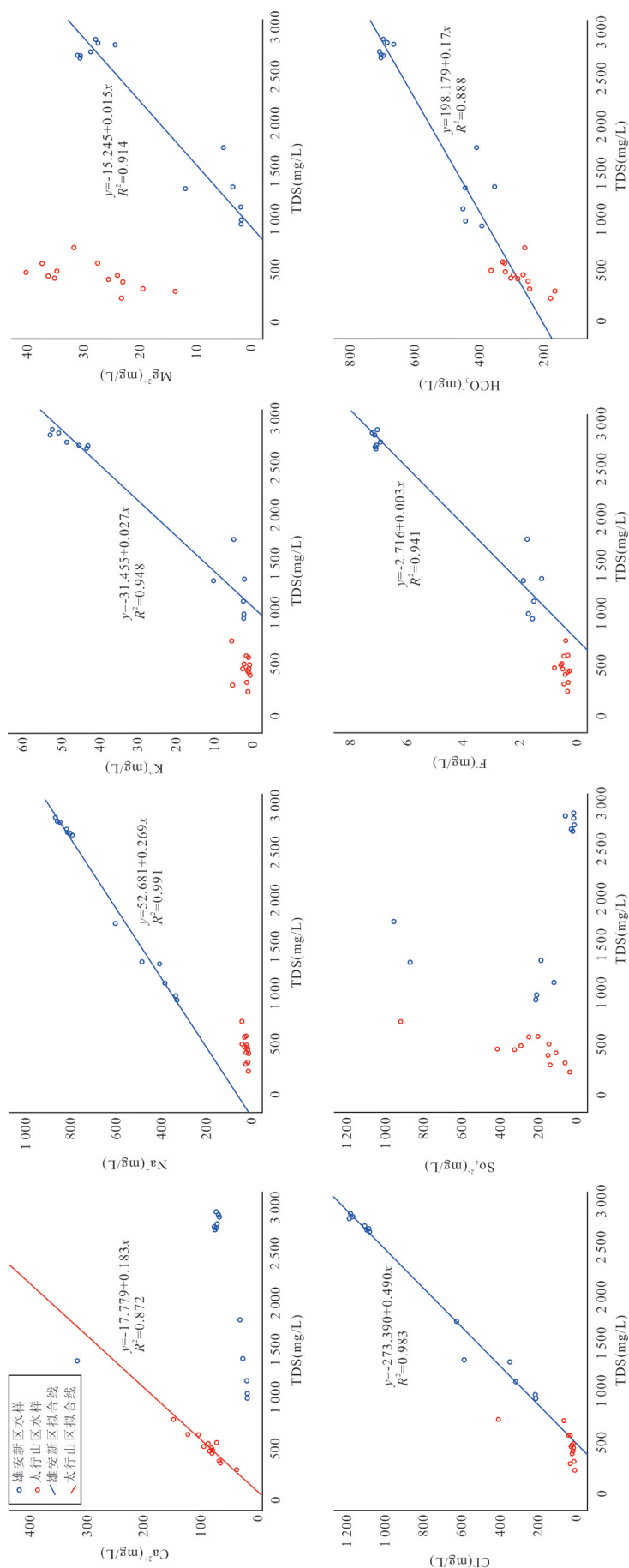


图4 研究区雾迷山组地下水各离子与TDS关系
 Fig.4 Relationship between trace elements and TDS in Xiong'an New Area

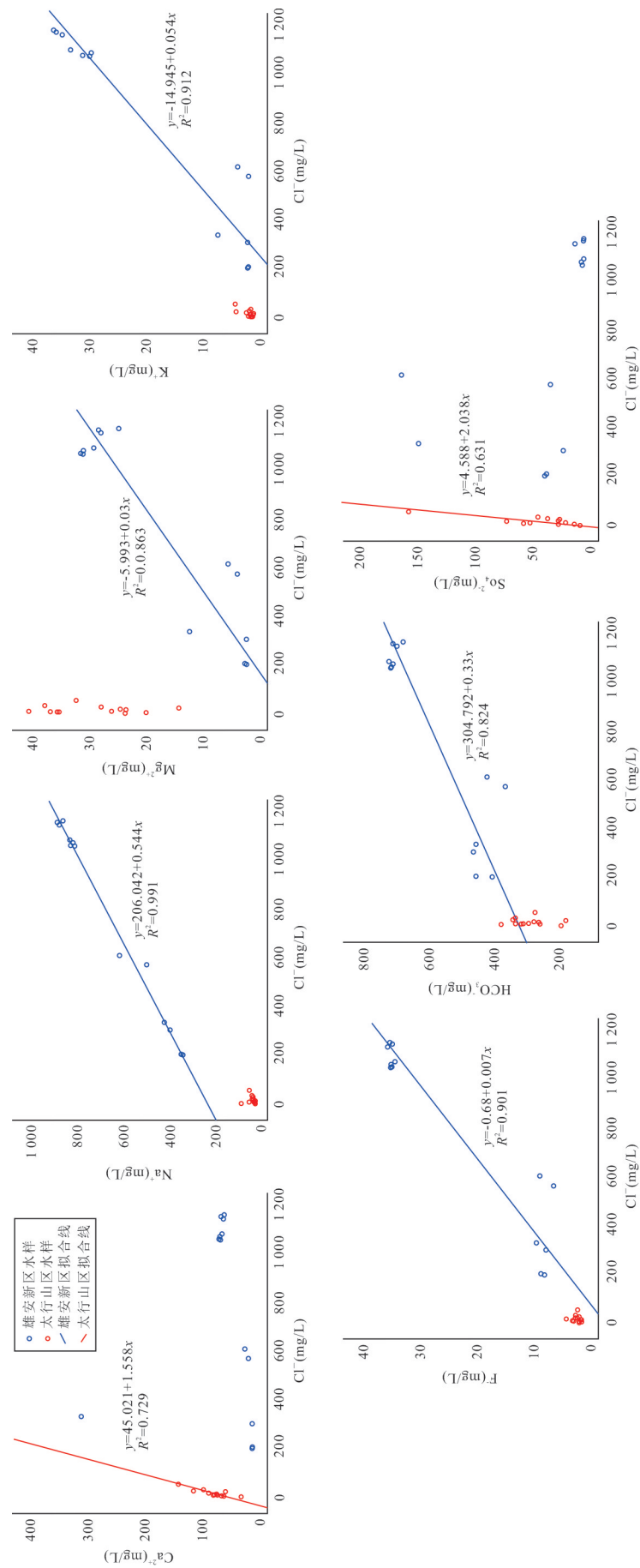


图5 雄安新区雾迷山组地下水各离子与 Cl^- 含量关系
Fig.5 Relationship between trace elements and chloride content in Xiong'an New Area

表 2 研究区雾迷山组地热流体离子特征系数表
Table 2 Ion characteristic coefficient of geothermal water in Xiong'an New Area

井号	Na ⁺	Cl ⁻	HCO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	变质系数		
	含量(mmol/L)				$\gamma_{\text{Na}^+}/\gamma_{\text{Cl}^-}$	$\gamma_{\text{Cl}^-}/\gamma_{\text{HCO}_3^-}$	$\gamma_{\text{SO}_4^{2-}}/\gamma_{\text{Cl}^-}$
X1	16.13	8.70	7.33	0.19	1.85	1.19	2.24
X2	14.05	5.86	7.20	0.35	2.40	0.81	6.00
X3	34.99	31.01	11.58	0.01	1.13	2.68	0.04
X4	36.90	32.79	11.18	0.09	1.13	2.93	0.28
X5	37.29	33.10	11.38	0.02	1.13	2.91	0.05
X6	25.61	17.49	6.65	1.66	1.46	2.63	9.47
X7	20.54	16.36	5.72	0.31	1.26	2.86	1.92
X8	13.80	5.77	6.37	0.36	2.39	0.91	6.22
X9	34.82	30.39	11.48	0.00	1.15	2.65	0.01
X10	34.35	30.70	11.38	0.04	1.12	2.70	0.12
X11	17.19	9.59	7.20	1.50	1.79	1.33	15.68
X12	33.94	30.31	11.48	0.03	1.12	2.64	0.09
X13	36.30	33.30	10.86	0.01	1.09	3.07	0.04
B1	0.12	0.06	2.89	0.05	1.95	0.02	87.45
B2	0.68	0.51	4.28	0.71	1.34	0.12	140.38
B3	0.19	0.14	3.94	0.09	1.38	0.04	67.43
B4	0.27	0.26	4.81	0.56	1.07	0.05	215.65
B5	0.71	0.95	5.19	0.42	0.75	0.18	44.63
B6	0.27	0.30	5.19	0.50	0.89	0.06	167.56
B7	1.25	1.59	4.22	1.60	0.78	0.38	100.18
B8	0.48	0.67	2.66	0.23	0.72	0.25	34.39
B9	0.15	0.23	4.93	0.32	0.67	0.05	141.79
B10	0.39	0.32	4.53	0.18	1.23	0.07	55.63
B11	0.44	0.46	4.04	0.25	0.94	0.11	53.18
B12	1.25	0.21	5.91	0.24	6.08	0.03	117.17
B13	0.55	0.77	5.32	0.34	0.72	0.14	44.19

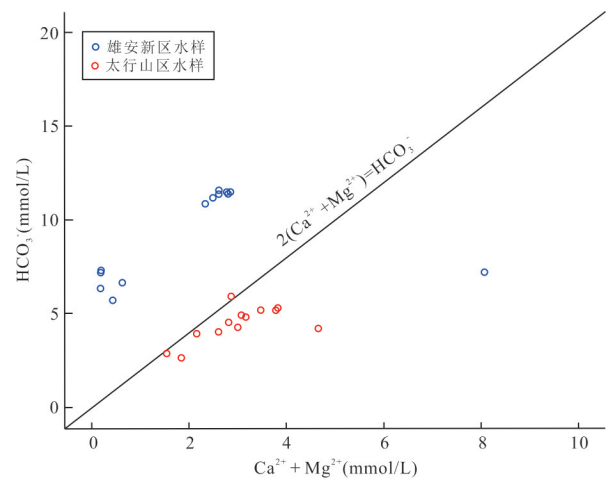


图 6 研究区地热流体 Ca²⁺+Mg²⁺与 HCO₃⁻关系
Fig.6 Relationship between Ca²⁺+Mg²⁺ and HCO₃⁻ of the geothermal water in Xiong'an New Area

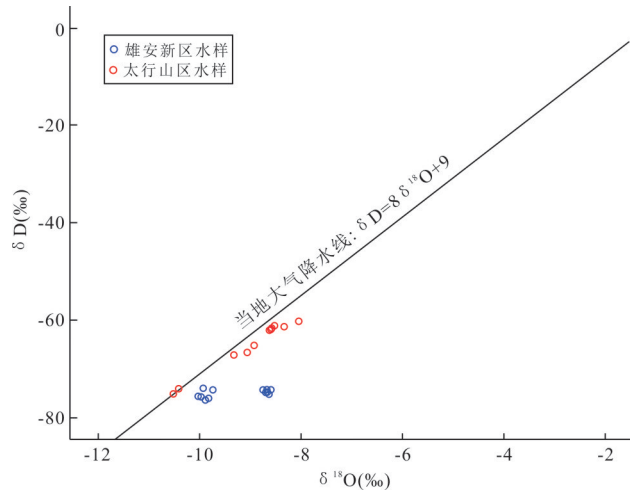


图 7 雄安新区雾迷山组地热流体 δD 和 $\delta^{18}\text{O}$ 关系
Fig.7 Relationship between δD and $\delta^{18}\text{O}$ of the geothermal water in Xiong'an New Area

3.3 氢氧同位素特征

3.3.1 地热流体补给来源 研究地下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、地下水的联系程度,了解地下水的循环途径.地下水中的 δD 的值主要取决于补给温度和补给高程,少部分受混合作用影响. $\delta^{18}\text{O}$ 的变化则主要受控于水、岩比值和水—岩相互作用的交换程度.

太行山区基岩地热流体的氢氧同位素基本落在当地大气降水线附近(图 7),表明地热流体来源于入渗的大气降水.

雄安新区雾迷山组地热流体的氧同位素 $\delta^{18}\text{O}$ 较高,值在 $-9.69\text{‰}\sim-8.52\text{‰}$;氢同位素 δD 较低,值在 $-76.28\text{‰}\sim-73.85\text{‰}$ (表 1).将研究区雾迷山组地热流体氢氧同位素值与当地大气降水线进行比较,发现所有地热流体样品位于当地大气降水线的右侧,发生显著的 ^{18}O 漂移(图 7),说明地热流体在含水层中滞留时间较长,含氧矿物与雾迷山组地热流体发生水岩作用,由于雾迷山组碳酸盐岩热储的温度较高,地下水的径流较长,在地下的滞留循环时间较久,与周围的岩石发生了离子交换,导致 $\delta^{18}\text{O}$ 的富集,表现出较强的水岩作用趋势.

太行山区地热流体样品 ^{14}C 测试结果显示年龄约 $0.389\sim0.081$ 万年(表 1),雄安新区流体年龄基本在 4 万年左右,最老约 4.35 万年.研究区的地热流体样品年龄远小于雾迷山组碳酸盐岩热储层形成时代,说明地热流体来源为后期大气降水的入渗水.

3.3.2 地热流体补给高程 大气降水中的氢氧同

位素与温度呈线性关系,具有高程效应,即海拔越高温度越低,水汽冷凝同位素分馏,雨滴蒸发减少, δD 和 $\delta^{18}O$ 的含量也降低(孙占学等,1992;宋小庆等,2019),以此可推测地热流体的补给高程,计算公式如下:

$$H = \frac{\delta_G - \delta_P}{K} + h, \quad (1)$$

其中: H 为地热流体补给区高程(m); h 为取样点高程(m); δ_G 为地热流体中 $\delta^{18}O$ (或 δD)值(‰); δ_P 为取样点附近大气降水中 $\delta^{18}O$ (或 δD)值(‰), K 为大气降水中 $\delta^{18}O$ (或 δD)的高程梯度($-\delta/100\text{ m}$).由于 $\delta^{18}O$ 富集,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 $-3\text{‰}/100\text{ m}$ (柳鉴容等,2009).

根据公式计算可得雄安新区雾迷山组地热流体的补给高程603.00~727.67 m,与保定山区涞源县、易县海拔高度450~1 813 m相吻合,推测雄安新区雾迷山组地热流体补给来源是山前水混合大气降水.

太行山区基岩中地热流体比雄安新区深部地层流体的年龄小,认为山区基岩出露,地热流体处于较开放的环境,接受了较新的大气降水入渗.雄安新区深部的雾迷山组地热流体同样来源于大气降水入渗,但在深部循环过程中,受碳酸盐岩热储的高温高压环境影响,经历离子交换和溶解作用,发生了强烈的水岩相互作用.

4 热储温度估算

4.1 水-岩平衡状态判断

地热温标常用来估算深部地热流体的热储温度(李洁祥等,2017),但判断热储温度的前提是地热流体中的离子达到平衡状态.因此在进行热储温度计算前应对地热流体的水岩平衡状态进行判断.利用Na-K-Mg三角图解判断水-岩平衡状态及是否有冷水混入,将地热流体分为完全平衡、部分平衡和未成熟水3种类型(Giggenbach,1988).太行山保定山区地热流体全部处于未成熟水区,说明基岩出露导致流体尚处于水岩作用的初级阶段,未达到平衡状态;雄安新区雾迷山组地热流体部分水样处于部分平衡或混合水,部分属于未成熟水(图8).可能受冷水混入的影响,研究区水样均未达到完全平衡状态,因此用阳离子温标估算热储温度存在一定的偏差.

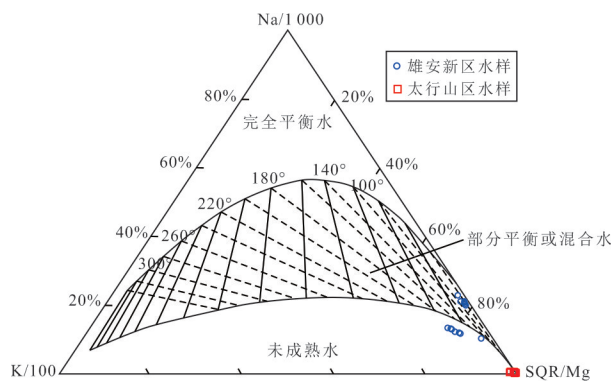


图8 太行山—雄安新区地热流体Na-K-Mg三角图
Fig.8 The Na-K-Mg triangular diagram of the geothermal water in Xiong'an New Area

4.2 SiO_2 地热温标

二氧化硅矿物广泛存在于岩石圈和水圈,二氧化硅的溶解度在溶液的蒸汽压下是温度的函数,压力和TDS的改变对300℃以下二氧化硅的溶解度影响很小,因此水热流体中的可溶性二氧化硅的浓度可以作为化学地热温标,常用来进行热储温度的估算.由于石英和玉髓的平衡温度不同,利用相同的二氧化硅浓度值两者可以得出不同的温度,无蒸汽损失石英地热温标(Fournier and Truesdell, 1973)和玉髓地热温标(Arnorsson and Andresdottir, 1995)计算公式如下:

无蒸汽损失的石英:

$$T = \frac{1309}{5.19 - \lg S} - 273.15, \quad (2)$$

$$\text{玉髓: } T = \frac{1302}{4.69 - \lg S} - 273.15, \quad (3)$$

其中: S 为 SiO_2 浓度(mg/L).

保定山区石英温标计算温度范围37.30~81.55℃,均值54.91℃,玉髓温标计算温度范围4.54~50.32℃,均值22.61℃;雄安新区石英温标计算温度范围38.54~112.19℃,均值97.45℃,玉髓温标计算温度范围5.79~83.08℃,均值67.32℃(表3).整体石英温标计算结果比玉髓温标计算结果高30℃左右.保定山区实测出水口温度20~25℃,雄安新区实测出水口温度均值67℃,玉髓温标计算的热储温度更接近实际情况,认为玉髓是控制地热流体中 SiO_2 的溶解的主要矿物,用玉髓温标计算研究区热储温度更为适合.

4.3 多矿物平衡法

现常采用多矿物平衡法来估算未成熟地热流体的热交换平衡温度(宋小庆等,2019;闫晓雪等,

表 3 研究区地热温标估算值
Table 3 Calculation results of geothermal temperature in Xiong'an New Area

井号	SiO ₂ 地热温标(℃)		井号	SiO ₂ 地热温标(℃)		多矿物平衡法 (℃)	硅—熔混合模 型(℃)
	<i>T</i> _{石英}	<i>T</i> _{玉髓}		<i>T</i> _{石英}	<i>T</i> _{玉髓}		
B1	70.73	38.96	X1	76.50	45.00	142	112
B2	51.53	19.07	X2	112.19	83.08	138	100
B3	39.81	7.08	X3	70.93	39.16	167	80
B4	44.34	11.70	X4	69.22	37.38	167	140
B5	60.14	27.94	X5	38.54	5.79	162	142
B6	43.50	10.85	X6	72.36	40.66	150	100
B7	70.93	39.16	X7	103.31	73.50	128	109
B8	69.22	37.38	X8	79.10	47.74	121	99
B9	37.30	4.54	X9	99.71	69.63	153	127
B10	55.90	23.57	X10	40.91	8.20	158	128
B11	55.97	23.63	X11	45.00	12.37	163	132
B12	81.55	50.32	X12	70.73	38.96	160	126
B13	71.81	40.08	X13	55.97	23.63	169	146
保定山区 热储温度均值	54.91	22.61	雄安新区 热储温度均值	97.45	67.32	157	128.38

2019),将地热流体中多矿物的溶解状态整理成温度的函数,若多种在某一较小温度范围内同时接近平衡($SI=0$),平衡曲线收敛的矿物可作为该热储的地热温标(Reed and Spycher, 1984;吴红梅和孙占学,2000),此时的温度为矿物的溶解平衡温度(许万才,1992),也可作为地热流体的热储温度。

利用 PHREEQC 软件计算各矿物的饱和指数,选择钾长石、石英、玉髓、伊利石、钙蒙脱石、三水铝石等矿物进行计算,将饱和指数(SI)和温度(T)绘制成图(图 9),从而得到研究区热储温度。

雄安新区雾迷山组地热流体 6 种矿物都收敛于一个温度区间,并与 $SI=0$ 基本相交于一点,以该点温度确定的平衡温度 121~172℃,均值 157℃(表 3)。

保定山区 6 种矿物的收敛性不强,只有石英和玉髓的 $SI-T$ 曲线最接近平衡线,因此 SiO_2 地热温标选取石英和玉髓温标评价研究区的热储温度,不采用多矿物平衡法估算热储温度。

4.4 硅—熔混合模型

雄安新区蓟县系雾迷山组水样位于部分平衡和未成熟水区间,可能存在冷水混入,利用硅—熔混合模型消除冷水混合的影响,分析冷水混入前热

储温度及混入比例(赵佳怡等, 2019)。

假设冷水混入份额为 x ,构建两个硅—熔函数方程(Stanley, 1982):

$$H_c x + H_h (1 - x) = H_s, \tag{3}$$
$$S_{ic} x + S_{ih} (1 - x) = S_{is}, \tag{4}$$

其中: H_c 、 H_h 、 H_s 分别为冷水焓值、热水初始焓值和混合后地热水焓值(cal/g); S_{ic} 、 S_{ih} 、 S_{is} 分别为冷水中 SiO_2 含量、热水中的初始 SiO_2 含量和混合后地热水中 SiO_2 含量(mg/L);取研究区内浅层冷水平均水温 17.5℃,冷水中的 SiO_2 平均含量 17.15 mg/L。

根据硅—熔模型方程得到焓值、硅值与温度的函数关系图(图 10),其交点即冷水混入的比例,分析可得最高估算热储温度 146℃,均值 128.38℃(表 3),冷水混入比例 42%~67%。

二氧化硅地热温标估算的热储温度范围 40.66~89.77℃,均值 67.32℃,由于地热流体上升过程中可能有冷水混入,其推算的深部热储温度偏低,常代表平均热储温度或下限温度;多矿物平衡法($SI-T$ 图)估算热储温度 121~172℃,均值 157℃,指示深部热储温度约 120~170℃;硅—熔混合模型估算探测到的最高估算温度在 150℃左右,该方法

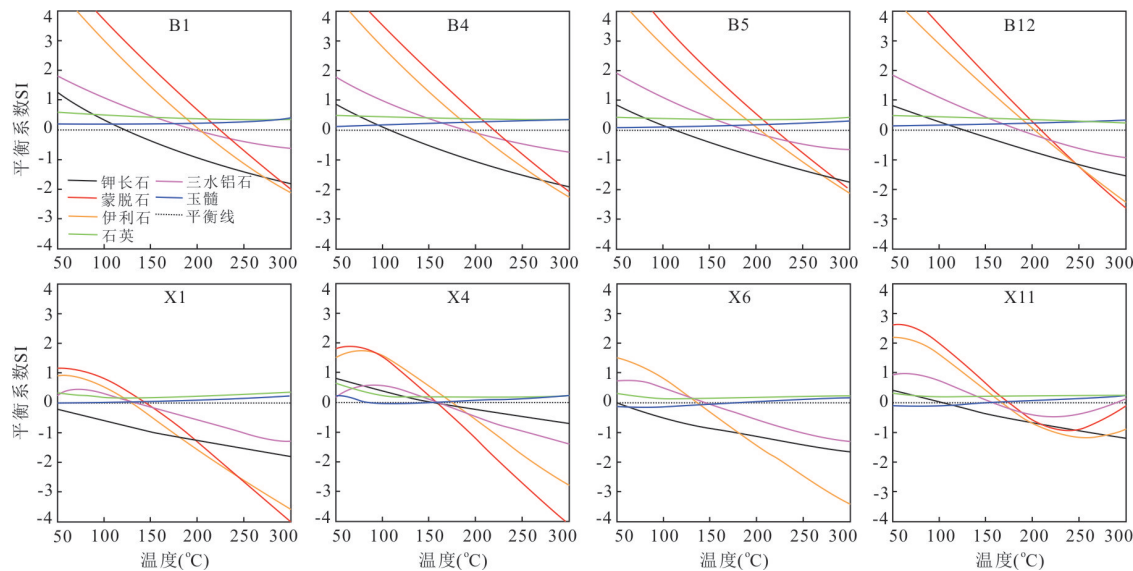


图9 研究区典型热水各矿物 SI-T图

Fig.9 SI-T diagram of the geothermal water in Xiong'an New Area

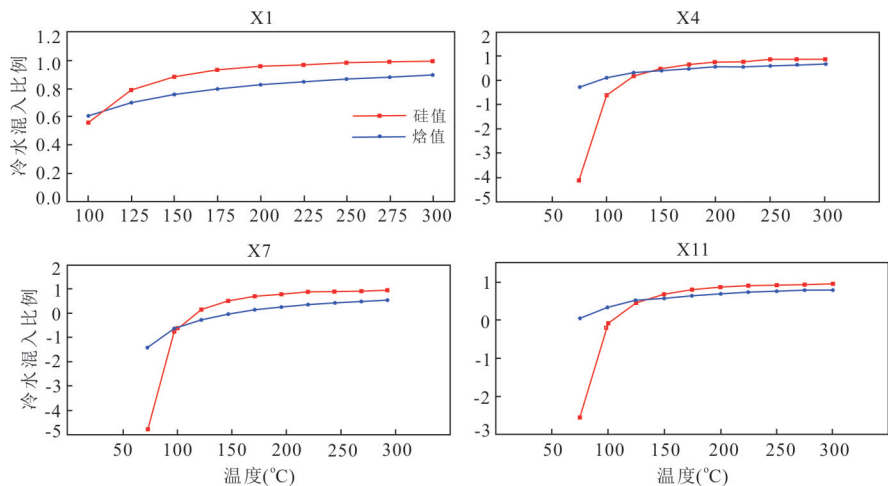


图10 雄安新区典型地热流体硅—焓模型

Fig.10 Temperature of the geothermal water and mixing ratio of cold water in Xiong'an New Area

主要估算了地热流体中冷水混入比例约42%~67%。结合SiO₂地热温标、多矿物平衡法和硅—焓混合模型估算结果,推测雄安新区蓟县系雾迷山组深部热储温度120~170℃,冷水混入比例42%~67%,其平均热储温度70℃左右。预测结果与实际钻探结果基本接近。

4.5 热循环深度

华北平原地热为沉积盆地型地热资源,雄安新区地下热水是当地大气降水入渗,在高大地热流背景下加热后聚集至热储中,地热流体的温度主要来自地热增温(Sorey and Colvard, 1997; Sanchez Navarro *et al.*, 2004)。地热流体温度由热循环深度决定,深度越大热水温度越高。热循环深度计算公式

如下:

$$H = \frac{t_1 - t_2}{I} + h, \tag{5}$$

其中: H 为热循环深度(m); t_1 为热储温度(℃); t_2 为当地年平均气温(℃); I 为地温梯度(℃/100 m); h 为恒温带厚度(m)。雄安新区恒温带平均深度取25 m,年平均气温12.5℃,地温梯度3.0~8.0℃/100 m,本次取值3.8℃/100 m(王婉丽等, 2016)。

由计算结果(表4)可知,雄安新区地热流体热循环深度2 880.26~4 143.42 m,均值3 700 m,深部热储温度160℃左右;地热流体在深部上升过程中由于传导冷却及42%~67%冷水混入等作用,在766.09~2 058.42 m处热储平均温度/下限温度

70℃左右。

4.6 反向地球化学模拟

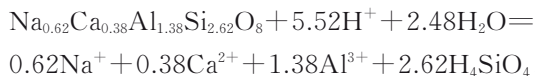
通过已获得的水化学数据,应用水文地球化学模拟可以确定地下水系统中进行的水岩反应,解决地下水流场中地球化学演化路径问题(王思琪, 2017;李常锁等, 2018)。本文选择 PHREEQC 软件对研究区地下热水进行反向地球化学模拟。基于研究区地形和构造地质特征,选取冷水补给源头的太行山区的降水做起点,以海拔低处(雄安新区)的蓟县系雾迷山组热储作为反向地球化学模拟的终点,路径为 B1-X1。

研究区地层岩性主要为白云岩、灰岩、泥岩等,主要的矿物成分有白云石、方解石、斜长石、石英、高岭石、石膏和伊利石。地热流体中水岩相互反应有方解石、白云石、斜长石、石英、岩盐等矿物的溶解等。选择白云石、方解石、斜长石、钙长石、石英、高岭石、石膏、伊利石作为可能反应的矿物相,反应化学式有:

表 4 雄安新区热储热循环深度计算结果
Table 4 Calculation results of thermal cycle depth in Xiong'an New Area

井号	热储平均温度/ 下限温度(℃)	热循环深度 (m)	深部热储 温度(℃)	最终热循环 深度(m)
X1	47.74	952.32	142	3 432.89
X2	43.14	831.29	138	3 327.63
X3	73.50	1 630.17	167	4 090.79
X4	85.82	1 954.49	167	4 090.79
X5	83.08	1 882.45	162	3 959.21
X6	42.01	801.58	150	3 643.42
X7	45.00	880.21	128	3 064.47
X8	40.66	766.09	121	2 880.26
X9	72.43	1 602.12	153	3 722.37
X10	72.32	1 599.24	158	3 853.95
X11	45.85	902.51	163	3 985.53
X12	69.63	1 528.46	160	3 906.58
X13	89.77	2 058.42	169	4 143.42
均值	67.32	1 337.64	157	3 700.10

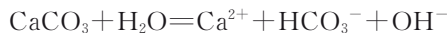
斜长石的溶解:



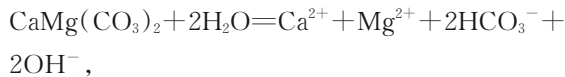
石英溶解:



方解石的溶解:



白云石的溶解:



岩盐的溶解:



石英的溶解:



由模拟结果(表 5)可知雾迷山组热储层中的地热流体,从太行山区到雄安新区经历了钙长石、石膏和岩盐的溶解,使得 Na^+ 、 Cl^- 、 SO_4^{2-} 、 Ca^{2+} 的增加;其中钙长石溶解量较多,其溶解度大于方解石、白云石,抑制了方解石、白云石的溶解而发生沉淀导致 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 的减少。反向地球化学模拟在一定程度上证明了地热流体在长距离运移过程中伴有矿物的沉淀和溶解现象,水岩相互作用逐渐增强。

5 地热流体成因模式

研究区蓟县系雾迷山组热储中地热流体的补给来源为大气降水,补给区为北西 40 km 以外海拔约 500~1 800 m 的太行山区。流体通过区域性断裂或裂缝渗入深部地层,在长距离径流过程吸收由壳源幔源提供的热量,形成地下热水。地热流体循环深度约 2 800~4 200 m,温度约 160℃,地热流体在深部沿深大断裂或裂缝向上运移,由于传导冷却、冷水混入及深部热源通过结晶基底的热传导作用,在 750~2 100 m 处热流值高的凸起处雾迷山组碳酸盐岩地层中封闭聚集形成热储层,属于对流—传导型地热系统(图 11)。

表 5 反向地球化学模拟计算结果表
Table 5 Results of reverse hydrogeochemical simulation

反应路径	方解石	白云石	高岭石	伊利石	钙长石	石膏	岩盐
B1-X1	-7.641×10^{-1}	-3.487×10^{-3}	-7.643×10	-5.214×10^{-5}	3.867×10	7.073×10^{-5}	8.484×10^{-3}

注:表中“+”表示矿物溶解;“-”表示矿物的沉淀;单位为 mmol/kg H₂O

6 结论

本文通过对太行山区—雄安新区蓟县系雾迷山组地热流体的水化学特征进行分析,研究该区域地热流体来源及相关的深部地热过程,得出以下结论:

(1) 太行山区地热流体水化学类型主要为 $\text{HCO}_3\text{-Ca}\cdot\text{Mg}$ 型,雄安新区地热流体中阳离子主要是 Na^+ , 阴离子主要是 Cl^- 和 HCO_3^- , 水化学类型以 $\text{Cl}\cdot\text{HCO}_3\text{-Na}$ 型为主. 水岩相互作用使得 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 、 SO_4^{2-} 与 Cl^- 的相关性较差.

(2) 特征系数表明太行山区基岩流体处于较开放的氧化环境,径流途径短,流动快,水动力条件好;雄安新区深部热储中地热流体处于较封闭的还原环境,流体流动路径长,水循环缓慢,水力联系弱,水岩相互作用强烈.

(3) 雄安新区雾迷山组地热流体发生强烈的水岩相互作用导致 $\delta^{18}\text{O}$ 富集. 地热流体的补给高程 603.00~727.67 m,与保定山区海拔高度相吻合,认为地热流体补给来源为山前水混合大气降水.

(4) 雄安新区地热流体热循环深度 2 880.26~4 143.42 m,均值 3 700 m,深部热储温度 160 °C 左右;地热流体在深部上升过程中由于传导冷却及 42%~67% 冷水混入等作用,热储平均温度 70 °C. 反向地球化学模拟在一定程度上证明了地热流体在长距离运移过程中伴随有矿物的沉淀和溶解现象,水岩相互作用逐渐增强.

综上所述,雄安新区蓟县系雾迷山组热储中地热流体的补给来源为大气降水,流体通过区域性断裂或裂缝渗入深部地层,在长距离径流过程中发生

水岩相互作用并吸收由壳源幔源提供的热量,形成地下热水. 地热流体循环深度约 2 800~4 200 m,温度约 160 °C,地热流体在深部沿深大断裂或裂缝向上运移,由于传导冷却、冷水混入及深部热源通过结晶基底的热传导作用,在 750~2 100 m 处热流值高的凸起处雾迷山组碳酸盐岩地层中封闭聚集成热储层,属于对流—传导型地热系统.

References

- Arnorsson, S., Andresdottir, A., 1995. Processes Controlling the Distribution of Boron and Chlorine in Natural Waters in Iceland. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 59(20): 4125—4146. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(95\)00278-8](https://doi.org/10.1016/0016-7037(95)00278-8)
- Chen, M. X., 1988. Geothermal Resources in North China. Science Press, Beijing, 1—214 (in Chinese).
- Chen, M. X., Wang, J. Y., Wang, J. A., et al., 1990. The Characteristics of the Geothermal Field and Its Formation Mechanism in the North China Down-Faulted Basin. *Acta Geologica Sinica*, (1): 80—91 (in Chinese with English abstract).
- Fournier, R. O., Truesdell, A. H., 1973. An Empirical Na-K-Ca Geothermometer for Natural Waters. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 37(5): 1255—1275.
- Giggenbach, W. F., 1988. Geothermal Solute Equilibria. Derivation of Na-K-Mg-Ca Geoindicators. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 52(12): 2749—2765. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(88\)90143-3](https://doi.org/10.1016/0016-7037(88)90143-3)
- Kong, Y. L., Pang, Z. H., Pang, J. M., et al., 2017. Stable Isotopes of Deep Groundwater in the Xiong'an Geothermal Field. *Procedia Earth and Planetary Science*, 17: 512—515. <https://doi.org/10.1016/j.proeps.2016.12.129>
- Lang, X. J., Lin, W. J., Liu, Z. M., et al., 2016. Hydrochemical Characteristics of Geothermal Water in Guide Basin. *Earth Science*, 41(10): 1723—1734 (in Chinese with English abstract).
- Li, C. S., Wu, X. C., Sun, B., et al., 2018. Hydrochemical Characteristics and Formation Mechanism of Geothermal Water in Northern Ji'nan. *Earth Science*, 43(Suppl. 1): 313—325 (in Chinese with English abstract).
- Li, J. X., Guo, H. Q., Yu, Z. Y., 2017. Impact of Clay Mineral Formation in High-Temperature Geothermal System on Accuracy of Na-K and K-Mg Geothermometers. *Earth Science*, 42(1): 142—154 (in Chinese with English abstract).
- Liu, J. R., Song, X. F., Yuan, G. F., et al., 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).

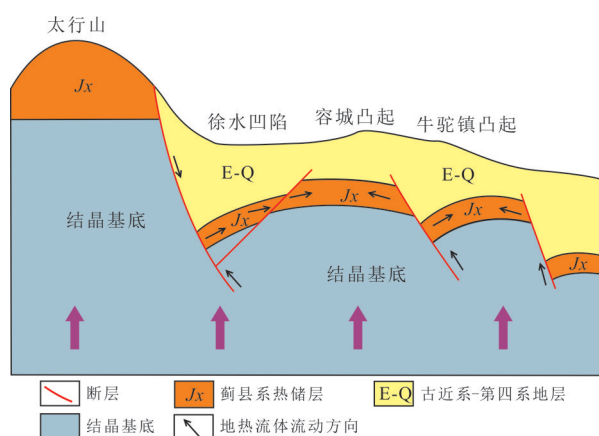


图 11 研究区蓟县系雾迷山组地热流体成因模式

Fig. 11 Geological genetic model of the geothermal water in Xiong'an New Area

- Liu, M. L., He, T., Wu, Q. F., et al., 2020. Hydrogeochemistry of Geothermal Waters from the Xiong'an New Area and Its Indicating Significance. *Earth Science*, 45(6): 2221—2231 (in Chinese with English abstract).
- Pang, J. M., Pang, Z. H., Lü, M., et al., 2017. Geochemical and Isotopic Characteristics of Fluids in the Niutuozhen Geothermal Field, North China. *Environmental Earth Sciences*, 77(1): 1—21. <https://doi.org/10.1007/s12665-017-7171-y>
- Qin, L. H., Shi, X. J., Yu, Y., et al., 2019. Geochemical Characteristics of Geothermal Fluid in the Wumishan Formation of Jixian System in Tianjin. *Contributions to Geology and Mineral Resources Research*, 34(1):150—154 (in Chinese with English abstract).
- Reed, M., Spycher, N., 1984. Calculation of PH and Mineral Equilibria in Hydrothermal Waters with Application to Geothermometry and Studies of Boiling and Dilution. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 48(7): 1479—1492. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(84\)90404-6](https://doi.org/10.1016/0016-7037(84)90404-6)
- Sanchez Navarro, J. A., Lopez, P. C., Perez-Garcia, A., 2004. Evaluation of Geothermal Flow at the Springs in Aragon (Spain), and Its Relation to Geologic Structure. *Hydrogeology Journal*, 12(5): 601—609. <https://doi.org/10.1007/s10040-004-0330-8>
- Shen, Z. L., Zhu, W. H., Zhong, Z. S., 1983. Basis of Hydrogeochemical. Geosciences Press, Beijing (in Chinese).
- Song, X. Q., Peng, Q., Duan, Q. S., et al., 2019. Hydrochemistry Characteristics and Origin of Geothermal Water in Northeastern Guizhou. *Earth Science*, 44(9):2874—2886 (in Chinese with English abstract).
- Sorey, M. L., Colvard, E. M., 1997. Hydrologic Investigations in the Mammoth Corridor, Yellowstone National Park and Vicinity, U.S.A.. *Geothermics*, 26(2): 221—249. [https://doi.org/10.1016/s0375-6505\(96\)00041-7](https://doi.org/10.1016/s0375-6505(96)00041-7)
- Stanley, W. D., 1982. Geothermal Systems, Principles and Case Histories. *Earth-Science Reviews*, 18(1): 91—92. [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(82\)90020-4](https://doi.org/10.1016/0012-8252(82)90020-4)
- Sun, Y., Zhou, J. L., Wei, X., et al., 2019. Hydrochemical Characteristics and Cause Analysis of Groundwater in the Plain Area of Bachu County. *Environmental Chemistry*, 38(11):1—9 (in Chinese with English abstract).
- Sun, Z. X., Li, X. L., Shi, W. J., 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, D. C., Zhang, R. Q., Shi, Y. L., et al., 1986. General Hydrogeology. Geosciences Press, Beijing (in Chinese).
- Wang, G. L., Zhang, W., Lin, W. J., et al., 2017. Research on Formation Mode and Development Potential of Geothermal Resources in Beijing-Tianjin-Hebei Region. *Geology in China*, 44(6):1074—1085 (in Chinese with English abstract).
- Wang, J. Y., 1996. Low-Medium Temperature Geothermal System of Convective Type. *Earth Science Frontiers*, 3(3—4):96—102 (in Chinese with English abstract).
- Wang, W. L., Wang, G. L., Zhu, X., 2016. Method of Forecasting the Temperature in Constant Temperature Zone under Warm Temperate Climates. *Renewable Energy Resources*, 34(8):1112—1116 (in Chinese with English abstract).
- Wang, S. Q., 2017. Hydrogeochemical Processes and Genesis Mechanism of High-Temperature Geothermal System in Gudui, Tibet. China University of Geosciences, Beijing (in Chinese with English abstract).
- Wu, H. M., Sun, Z. X., 2000. Calculation of the Fluid-Rock Equilibrium State in the Geothermal System. *Journal of East China Geological Institute*, 23(1):39—42 (in Chinese with English abstract).
- Xu, W. C., 1992. Application of the Saturation Index Method to the Study of Geothermal Geochemistry. *Journal of Xi'an College of Geology*, 14(3):66—70 (in Chinese with English abstract).
- Yan, X. X., Gan, H. N., Yue, G. F., 2019. Hydrogeochemical Characteristics and Genesis of Typical Geothermal Fields from Huangshadong to Conghua in Guangdong. *Geological Review*, 65(3):743—754 (in Chinese with English abstract).
- Zhai, M. G., 2019. Tectonic Evolution of the North of China Craton. *Journal of Geomechanics*, 25(5): 722—745 (in Chinese with English abstract).
- Zhang, B. J., 2011. Hydrogeochemical Characteristics and Formation Conditions of the Geothermal Water in Northwestern Shandong Province. China University of Geosciences, Beijing (in Chinese).
- Zhao, J. Y., Zhang, W., Zhang, H. X., et al., 2019. Hydrogeochemical Characteristics and Genesis of the Geothermal Fields in Batang of Sichan. *Hydrogeology & Engineering Geology*, 46(4):81—89 (in Chinese with English abstract).

附中文参考文献

- 陈墨香, 1988. 华北地热. 北京: 科学出版社, 1—214.
- 陈墨香, 汪集暘, 汪缉安, 等, 1990. 华北断陷盆地热场特征及其形成机制. 地质学报, (1):80—91.
- 郎旭娟, 蔺文静, 刘志明, 等, 2016. 贵德盆地地下热水水文地球化学特征. 地球科学, 41(10):1723—1734.
- 李常锁, 武显仓, 孙斌, 等, 2018. 济南北部地热水水化学特征及其形成机理. 地球科学, 43(增刊1):313—325.

- 李洁祥,郭清海,余正艳,2017. 高温地热系统中黏土矿物形成对Na-K和K-Mg地球化学温标准确性的影响. 地球科学, 42(1):142—154.
- 柳鉴容,宋献方,袁国富,等,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.
- 刘明亮,何潼,吴启帆,等,2020. 雄安新区地热水化学特征及其指示意义. 地球科学, 45(6): 2221—2231.
- 秦莉红,石晓金,于彦,等,2019. 天津市蓟县系雾迷山组地热流涕地球化学特征. 地质找矿论丛, 34(1):150—154.
- 沈照理,朱宛华,钟佐桑,1983. 水文地球化学基础. 北京:地质出版社.
- 宋小庆,彭钦,段启杉,等,2019. 黔东北地区地热水化学特征及起源. 地球科学, 44(9):2874—2886.
- 孙英,周金龙,魏兴,等,2019. 巴楚县平原区地下水水化学特征及成因分析. 化学环境, 38(11):1—9.
- 孙占学,李学礼,史维浚,1992. 江西中低温热水的同位素水文地球化学. 华东地质学院学报, 15(3):243—248.
- 王大纯,张人权,史毅虹,等,1986. 水文地质学基础. 北京:地质出版社.
- 王贵玲,张薇,蒯文静,等,2017. 京津冀地区地热资源成藏模式与潜力研究. 中国地质, 44(6):1074—1085.
- 汪集暘,1996. 中低温对流地热系统. 地学前缘, 3(3—4):96—102.
- 王思琪,2017. 西藏古堆高温地热系统水文地球化学过程与形成机理(博士学位论文). 北京:中国地质大学.
- 王婉丽,王贵玲,朱喜,2016. 暖温带地区恒温层温度的预测方法. 可再生能源, 34(8):1112—1116.
- 吴红梅,孙占学,2000. 地热系统中矿物—流体化学平衡的计算. 华东地质学院学报, 23(1):39—42.
- 许万才,1992. 饱和指数法在地下热水化学研究中的应用. 西安地质学院学报, 14(3):66—70.
- 闫晓雪,甘浩男,岳高凡,2019. 广东惠州—从化典型地热田水文地球化学特征及成因分析. 地质论评, 65(3):743—754.
- 翟明国,2019. 华北克拉通构造演化. 地质力学学报, 25(5): 722—745.
- 张保健,2011. 鲁西北地区地下热水的水文地球化学特征及形成条件研究(博士学位论文). 北京:中国地质大学.
- 赵佳怡,张薇,张汉雄,等,2019. 四川巴塘地热田水文地球化学特征及成因. 水文地质工程地质, 46(4):81—89.