

<https://doi.org/10.3799/dqkx.2022.087>



山西忻州盆地地热水地球化学特征及其成因机制

张梦昭^{1,2}, 郭青海^{1,2*}, 刘明亮³, 刘 强⁴

1. 中国地质大学生物地质与环境地质国家重点实验室, 湖北武汉 430078
2. 中国地质大学环境学院, 湖北武汉 430078
3. 长江大学资源与环境学院, 湖北武汉 430100
4. 中国地质大学地球科学学院, 湖北武汉 430074

摘 要: 地热水地球化学研究对于认识各类水热型地热资源的成因机制有重要意义. 以山西忻州盆地为研究区, 开展了系统的地球化学研究. 结果显示, 忻州盆地地热系统的形成与地壳浅部岩浆房和浅部岩石放射性元素衰变热异常无关, 而是正常热流背景下地下水深循环的结果. 地热水的水化学和氢氧同位素特征均指示区内地热水补给来源于西部云中山区大气降水, 大气降水由补给区入渗并向东部忻州盆地运移, 循环深度为 1 618.3~3 451.5 m, 热储温度达 48.4~91.8 °C. 地热水上升至第四系孔隙热储后普遍混入浅层地下冷水, 最高混合比可达 78%.

关键词: 地热水; 地球化学; 热储温度; 热源; 忻州盆地.

中图分类号: P641

文章编号: 1000—2383(2023)03—973—15

收稿日期: 2021—07—19

Geochemical Characteristics and Formation Mechanisms of the Geothermal Waters in the Xinzhou Basin, Shanxi Province

Zhang Mengzhao^{1,2}, Guo Qinghai^{1,2*}, Liu Mingliang³, Liu Qiang⁴

1. State Key Laboratory of Biogeology and Environmental Geology, China University of Geosciences, Wuhan 430078, China
2. School of Environmental Studies, China University of Geosciences, Wuhan 430078, China
3. College of Resources and Environment, Yangtze University, Wuhan 430100, China
4. School of Earth Sciences, China University of Geosciences, Wuhan 430074, China

Abstract: Studies on geothermal water geochemistry are of great significance for understanding the genesis of various hydrothermal resources. By taking the Xinzhou basin in Shanxi Province as a study area, this paper aims to identify the geochemical origin of the Xinzhou geothermal waters, to evaluate the mixing process between the geothermal waters and the shallow cold groundwaters, and to reveal the geological genesis of the Xinzhou geothermal system based on a systematic geochemical study conducted there. The formation of the Xinzhou geothermal system should have nothing to do with a shallow magma chamber or excessive decay heat of radioactive elements in shallow rocks. Instead, it occurred as a result of the deep groundwater circulation in a normal heat flow background. The atmospheric precipitation in the western Yunzhongshan recharge area infiltrated into the deep underground and migrated to the Xinzhou basin with circulation depths between 1 618.3 and 3 451.5 m. Correspondingly, the reservoir temperatures ranged from 48.4 to 91.8 °C. The geothermal waters were mixed

基金项目: 国家自然科学基金项目(No. 42042036).

作者简介: 张梦昭(1997—), 男, 硕士, 主要从事地热领域的研究工作. ORCID: 0000-0002-8092-2245. E-mail: 1360487426@qq.com

*** 通讯作者:** 郭青海, ORCID: 0000-0001-6602-9664. E-mail: qhguo2006@gmail.com

引用格式: 张梦昭, 郭青海, 刘明亮, 刘强, 2023. 山西忻州盆地地热水地球化学特征及其成因机制. 地球科学, 48(3): 973—987.

Citation: Zhang Mengzhao, Guo Qinghai, Liu Mingliang, Liu Qiang, 2023. Geochemical Characteristics and Formation Mechanisms of the Geothermal Waters in the Xinzhou Basin, Shanxi Province. *Earth Science*, 48(3): 973—987.

substantially with the shallow groundwaters when ascending to the Quaternary aquifers, the highest mixing ratio being up to 78 %.

Key words: geothermal water; geochemistry; reservoir temperature; heat source; Xinzhou basin.

0 引言

地热是贮存在地球内部的可再生能源,具有储量大、污染小、开发成本相对低的优点,是理想的清洁能源,且有望在今后部分代替化石能源(Kong *et al.*, 2014).我国地热资源丰富,中低温水热型地热资源更遍及全国各地,具备良好的开发利用前景(张薇等, 2019).忻州盆地是华北地区典型的新生代断陷盆地,中低温水热型地热资源开发潜力巨大.前人对忻州盆地地热系统开展了广泛研究,阐明了区域地质背景和地热分布基本规律(陈墨香, 1988; 李清林, 1996; 黄卫星, 2005; 张世民等, 2008),初步评价了地热资源开发利用潜力(黄卫星和杨亲民, 2003; 王俊鑫, 2014)及地热水开采的潜在环境影响(邓安利和孙和平, 2002; Han *et al.*, 2010a, 2010b).然而,迄今为止,忻州盆地地热资源的成因机制尚未得到科学认识,导致当地政府和相关企业缺乏针对地热资源的合理、高效开发利用方案.为实现忻州盆地地热资源的可持续利用,有必要对该地热系统的热源、水源、储层温度和地热水运移通道进一步进行全面、深入的研究.

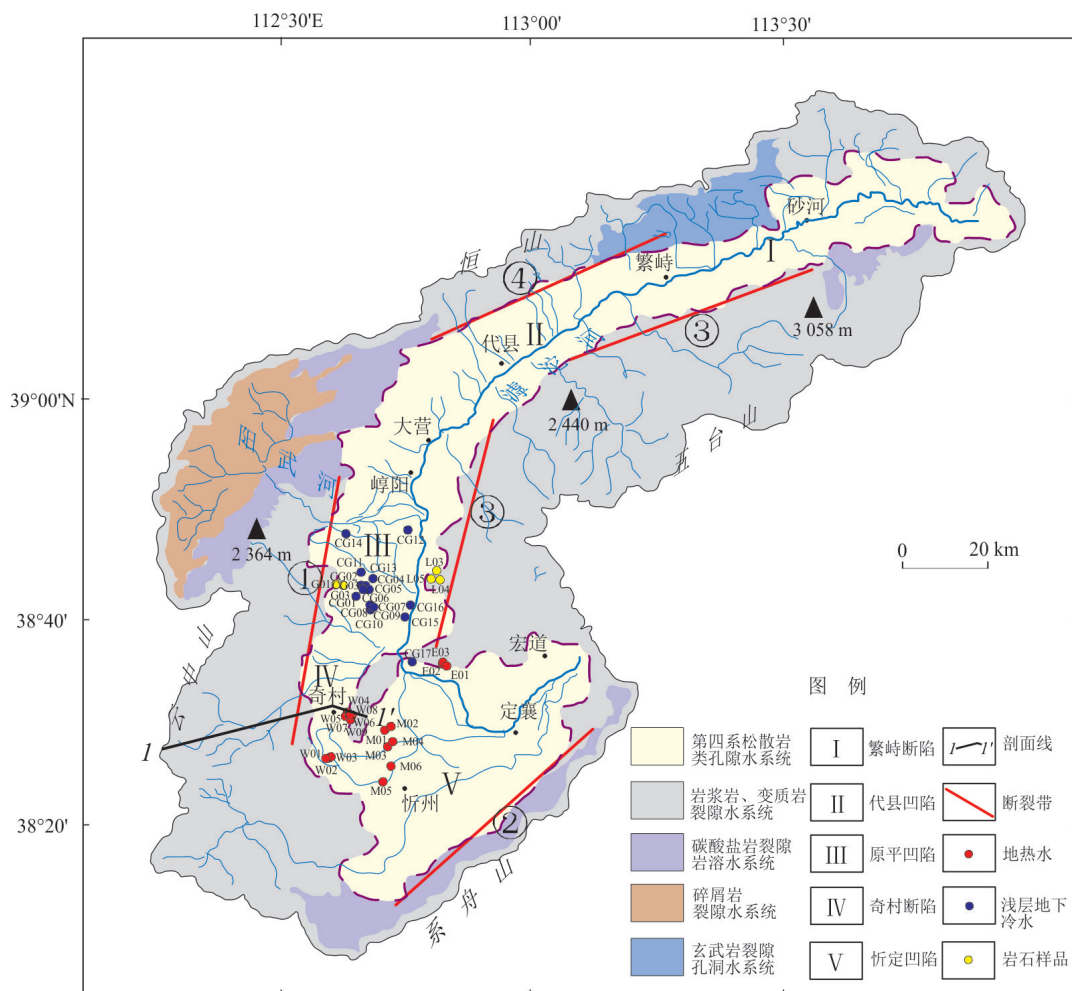
地热流体的水化学和同位素特征往往保留着地热系统形成和演化过程中的重要地球化学信息,水文地球化学研究是分析地热系统成因机制以及地热水赋存条件和循环过程的有效手段(Ármannsson, 2016; Lu *et al.*, 2018; 郭清海, 2020; 刘明亮等, 2020).因此,本次研究在忻州盆地系统采集了地热水样品、浅层地下冷水样品以及岩石样品,通过对水样的地球化学组成和氢氧同位素特征进行分析,揭示了地热流体的地球化学起源,评价了深部地热水与浅层地下冷水的混合过程;结合区内基底花岗岩样品的年代学及放射性元素(铀、钍、钾)地球化学研究,阐明了地热系统的成因机制.本研究可为忻州盆地地热资源可持续开发利用方案的制定提供理论指导和科学依据.

1 研究区概况

忻州盆地为新生代断陷型盆地,其构造格架主要形成于燕山晚期,边界由五台山北麓断裂、系舟

山北麓断裂、云中山东麓断裂和恒山南麓断裂构成(图 1)(张世民等, 2008),盆地及其周边地区的断裂体系主要为北东向、北西向和近东西向.在盆地西侧的云中山区,北东向断裂分布密集且规模大,多表现为断裂与褶皱组合,近东西向和北西向构造形迹则主要为小规模断裂.盆地东侧五台山区太古界基底岩群中的构造行迹主要为北东向,构造线密集,规模较大,以紧闭褶皱为主,断裂不发育.在盆地覆盖区,隐伏断裂形迹以北西向、北东向和北北东向为主,北北东向断裂与盆地边缘平行,北西向断裂与边山断层相连;根据盆地构造底界势差可被分为繁峙断陷、代县凹陷、原平凹陷、奇村断陷、忻定凹陷 5 个次级构造单元(韩冬梅, 2007).前人研究表明,位于忻州盆地西缘并控制盆地西部边界的云中山前断裂与盆地内地热活动有密切关系(肖建华和张瑞丰, 2005).

研究区内热储层包括第四系松散岩类孔隙热储层和太古界变质岩裂隙热储层.第四系沉积物是一套早更新世至全新世的河湖相沉积,厚度 30~260 m.下更新统(Q_1)分布在盆地及盆地边缘,盆地内为湖相堆积成因的暗色亚粘土和粘土,厚 20~50 m;盆地边缘为洪积和坡积成因的棕红色亚粘土、浅黄色亚砂土以及粗砂、砂砾互层,厚 50~70 m.中更新统(Q_2)分布于盆地内及盆地边缘,盆地边缘则分为两层,上层主要为棕红色亚粘土,厚 20~50 m,下层为洪、坡积成因的棕红色亚粘土、浅黄色亚砂土以及中粗砂、砂砾互层,厚 50~70 m;盆地内为洪积成因的亚粘土、亚砂土和砂层,其中砂层厚 13~34 m,为主要热储层.上更新统(Q_3)分布于丘陵、山坡等盆地边缘地带,为风成黄土及洪、坡积次生黄土状亚砂土,厚度 15~40 m,平原处为灰黄色亚砂土,亚粘土夹薄层砂及砂砾石.全新统(Q_4)主要分布在现代河床、河漫滩、洪积倾斜平原以及盆地边缘冲沟底部,岩性主要为灰黄色砂土、砂砾石和淤泥,厚度 5~15 m.第四系孔隙地下水系统主要含水介质主要为下更新统砂砾石,中更新统亚砂土,上更新统卵砾石层,全新统砂、砂砾石;其下伏地层为相对隔水的第三系砂岩、泥岩、粘土夹钙质层等,四周为透水性较差的太古界五台群和元古界滹沱群的变质岩系片麻岩、斜长角闪岩、火山岩花

图1 忻州盆地地质简图与采样点位置(改编自 Han *et al.*, 2010b)Fig.1 Geological map of Xinzhou basin and sampling locations (after Han *et al.*, 2010b)

①云中山东麓断裂;②系舟山北麓断裂;③五台山北麓断裂;④恒山南麓断裂

岗岩、闪长岩等,以及富水性强的寒武系-奥陶系灰岩等(韩冬梅,2007).太古界变质岩主要出露于恒山南段、五台山北坡及云中山区,厚度大于1 620 m,其中风化壳层厚10~30 m.变质岩中分布的断裂带对地热水的储存和运移具有重要作用(王俊鑫,2014).

2 样品的采集与分析

本次研究在忻州盆地内的奇村、合索、顿村、定襄、原平等地采集地热水样品18件,第四系浅层地下冷水样品17件,花岗岩样品5件,采样点位置见图1.所有水样均在现场用0.45 μm滤膜过滤,并收集到500 mL高密度聚乙烯瓶中.每个采样点采集3瓶水样,一瓶加入优级纯HNO₃至pH低于1,用于阳离子分析,一瓶用于阴离子和氢氧同位素分析,一

瓶备用.温度、pH、电导率(EC)、氧化还原电位(Eh)和总溶解性固体(TDS)等不稳定水化学参数在现场使用便携式测定仪(型号为Thermo Scientific Orion Star A329)测定.碱度在取样当天用浓度为0.025 mol/L的盐酸滴定,其他水化学指标在采集后一周内测定.F⁻、Cl⁻、Br⁻、NO₃⁻、SO₄²⁻等阴离子含量采用ICS-900型离子色谱仪(IC)测定(检测限为0.01 mg/L);金属和类金属元素含量用iCAP RQ型电感耦合等离子体质谱仪(ICP-MS)测定(检测限为0.1 μg/L);氢氧稳定同位素用Flash HT2000-MAT253型气体稳定同位素质谱仪测定(D测试精度2‰;R测试精度0.2‰).岩石样品的锆石U-Pb年代学分析采用激光剥蚀电感耦合等离子质谱仪(LA-ICP-MS)完成,微量元素含量用电感耦合等离子体质谱仪(ICP-MS)定量分析.阴、阳离子分析在中国地质大学(武汉)环境学院实验室完成,氢氧

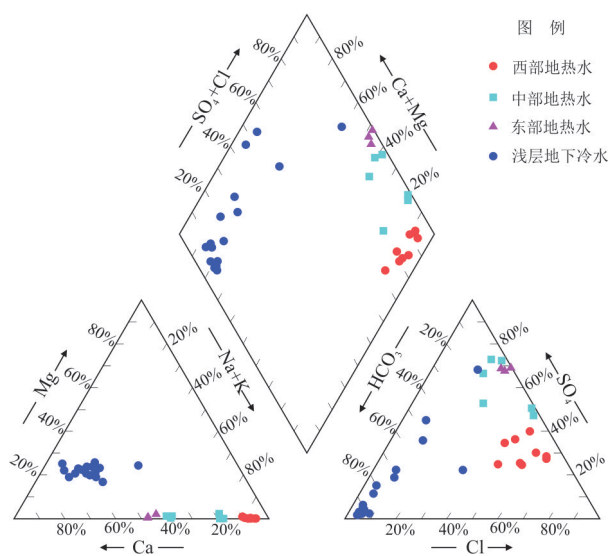


图3 忻州盆地地下水piper三线图

Fig.3 Piper diagram of groundwater in Xinzhou basin

热水中较高含量的 HCO_3^- 主要是受浅层地下冷水混合的影响. 区内 SO_4^{2-} 主要来自石膏的溶解, 东部地热水 SO_4^{2-} 普遍较高, 主要是因为地热水渗流路径长, 滞留时间久, 水岩相互作用更充分.

对比分析浅层地下冷水和地热水样品的水化学特征, 由于地热水循环深度更大, 水温更高, 水-岩相互作用更为强烈, 其大部分水化学组分的含量显著高于浅层地下冷水(附表1). 值得注意的是, 4个浅层地下冷水样品(CG08、CG12、CG14、CG15) TDS值偏高, 主要是由于受到了地表污染物的混入, 其 NO_3^- 含量分别高达 188.0、95.2、95.4 和 457.6 mg/L. 从西部地热区、中部地热区到东部地热区, 地热水中的 TDS、 Na^+ 、 Cl^- 、 Ca^{2+} 、 SO_4^{2-} 含量逐渐升高(图4). 鉴于一般情况下地热水滞留时间越久、循环路径越长, 主要水化学组分含量也越高. 根据西部、中部到东部地热水的水化学特征变化规律推测, 忻州盆地地热水的补给区应主要为盆地西侧的云中山区. 此外文献资料表明忻州盆地地下水总体上为由盆地周边山前倾斜平原区向中部冲积平原区汇集, 并沿滹沱河现代河谷区由上游向下游径流, 在奇村镇一带形成地下分水岭, 北侧地下水向北东运动, 南侧地下水则向东南运动, 从西侧进入盆地; 而且从已有的流量观测资料得知盆地内干流滹沱河主要接受地下水补给, 地下水接受滹沱河补给的可能性很小(韩冬梅, 2007).

地热水中 B、Sr 含量从西部到东部逐渐增大, 说明从西向东水-岩相互作用逐渐增强, 进一步表明

地热水流经是从西向东. 地热水样品中西部地热水 F、Si 含量比中部和东部地热水高, 主要由热储温度和热储岩性差异导致. 西部地区样品主要来自奇村地热区, 基底埋深浅, 热储温度高, 热储岩性以含硅酸盐类矿物的花岗变质岩为主; 中部和东部地区基底埋深较大, 热储温度低, 热储岩性以白云岩、变质砂岩、板岩为主.

3.2 地热系统成热机制

在正常热流背景之外, 地热异常的形成也可能与附加热源的贡献有关. 忻州盆地的水热型地热异常是正常热流背景条件下地下水深循环的结果, 还是在某种程度上受到了附加热源的影响? 这是一个值得深入研究的问题.

地热系统的附加热源主要包括地壳浅部熔体(岩浆房)和浅部岩石放射性元素衰变热异常. 地热水的地球化学特征是判断地热系统是否具有岩浆热源的重要依据之一, 对于非岩浆热源型地热系统, 地热水的地球化学组成受控于热储内的水-岩相互作用过程, 与水循环条件、热储围岩矿物组成等因素密切相关; 而对于岩浆热源型地热系统, 岩浆挥发组分的混入是热储水-岩相互作用之外影响地热水化学组成不可忽略的、甚至更重要的因素(郭清海, 2020). 换言之, 由于受岩浆挥发组分的影响, 岩浆热源型地热系统排出的地热水一般呈现出与非岩浆热源型地热系统迥异的地球化学特征. 为深入探讨忻州盆地地热系统的成热机制, 笔者对比分析了忻州盆地地热水和已证实存在岩浆热源的云南腾冲热海地热水的地球化学特征(白登海等, 1994; 上官志冠等, 1999, 2000; Guo, 2012). 相当一部分热海中性地热水位于完全平衡线上或部分平衡区内非常接近完全平衡线的位置, 此外, 几乎所有中性地热水都具有一致的 Na-K 温度(约 280 °C), 说明热海中性地热水是与热储围岩达到完全平衡的流体(温度应接近 280 °C)经不同冷却过程的产物, 该平衡流体则是岩浆流体完全中性化的结果, 是该地热区具有岩浆热源的重要证据之一. 与热海中性地热水相比, 忻州盆地各地热系统内的地热水尚处于水-岩相互作用的初级阶段, 不存在岩浆流体的影响, 所有地热水均从未达到与围岩矿物的完全平衡. 此外, 忻州盆地不像腾冲热海一样存在处于未成熟水区的蒸汽加热型酸性水, 且一些可能与岩浆热液活动相关的元素(B、Li、Rb、Cs)在忻州盆地地热水中的含量也较热海中性地热水低得

表 1 忻州盆地地下水样品现场测试指标
Table 1 In-situ parameters of water samples from Xinzhou basin

编号	采样点位置	采样深度 (m)	取水地层	pH	T(℃)	EC(μs/cm)	TDS (mg/L)	Eh (mV)
W01	北合索村	260	太古界	8.7	50.5	1 022	501.5	24.7
W02	北合索村	264	太古界	8.8	59.0	1 219	597.7	5.1
W03	东呼延村	270	太古界	8.7	52.0	971	476.4	-107.7
W04	奇村	150	第四系	8.7	60.0	1 584	776.7	-45.5
W05	奇村	180	第四系	8.3	42.5	851	417.4	76.3
W06	奇村	62	第四系	8.6	60.0	1 686	826.7	12.2
W07	奇村	50	第四系	8.8	43.0	1 253	614.5	-123.5
W08	奇村	-	第四系	8.4	51.1	1 106	542.6	67.4
W09	奇村	120	第四系	8.7	52.0	1 678	822.9	55.4
M01	顿村	337	元古界	7.6	40.2	1 607	787.9	-33.6
M02	前秦村	377	元古界	7.7	38.5	1 867	915.2	68.0
M03	北赵村	1 040	元古界	8.1	44.1	2 193	1 075.0	-115.6
M04	云中河南岸	1 868	元古界	8.3	36.0	1 252	614.1	-286.1
M05	逯家庄村	450	元古界	8.9	37.5	1 891	926.9	-34.7
M06	卢野村	470	元古界	9.0	38.0	1 605	786.8	-57.9
E01	上汤头村	59	第四系	8.0	57.0	3 270	1 603.0	41.6
E02	上汤头村	58	第四系	7.6	51.2	3 297	1 616.0	89.4
E03	上汤头村	72	第四系	7.7	45.0	2 813	1 379.0	74.2
CG01	南岗村	-	第四系	7.9	18.7	389	191.0	164.0
CG02	上院村	55	第四系	7.2	12.5	771	378.0	215.0
CG03	上院村	55	第四系	7.6	13.5	433	212.0	214.0
CG04	上院村	60	第四系	7.7	13.1	459	225.0	209.0
CG05	上院村	185	第四系	7.6	14.3	729	358.0	121.0
CG06	上院村	160	第四系	7.8	14.0	418	205.0	118.0
CG07	中三泉村	-	第四系	7.7	11.0	356	175.0	238.0
CG08	中三泉村	30	第四系	7.2	11.8	1 503	737.0	189.0
CG09	中三泉村	-	第四系	7.7	12.1	402	198.0	219.0
CG10	中三泉村	180	第四系	8.1	11.5	385	189.0	224.0
CG11	北岗村	170	第四系	7.7	12.7	525	258.0	85.0
CG12	北贾村	27	第四系	7.8	9.8	884	434.0	179.0
CG13	尚家庄村	120	第四系	7.9	12.0	515	253.0	85.0
CG14	施家野庄村	120	第四系	7.5	10.1	1 158	568.0	33.0
CG15	唐林岗村	50	第四系	7.3	9.3	3 937	1 930.0	143.0
CG16	桃园村	140	第四系	7.9	13.1	488	240.0	128.0
CG17	西常村	120	第四系	7.9	11.0	463	227.0	109.0

多(图 5). 这样,忻州盆地地热水的水文地球化学特征总体上指示该地热区不存在岩浆热源.

年轻酸性岩浆岩常富集铀、钍、钾的放射性同位素,故浅部酸性侵入体的放射性元素衰变热往往对地热系统的形成有直接贡献.忻州盆地基底为太古界变质岩,但其中存在不同期次的花岗岩类岩石侵入.这样,研究区内花岗岩类岩石的年龄及其中放射性元素富集程度的确定成为判断区内地热系统是否受到浅部放射性元素衰变热影响的必要前提.本次研究对盆地范围内代表性花岗岩样品进行了锆石 U-Pb 年代学分析(L03 和 L05)和铀、钍、钾含量分析(L03、L04、L05、Y01、Y02). L03 样品获得 22 个谐和年龄,在 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ - $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ 谐和图上,样品数据点均落在谐和线上或谐和线附近,不存在明

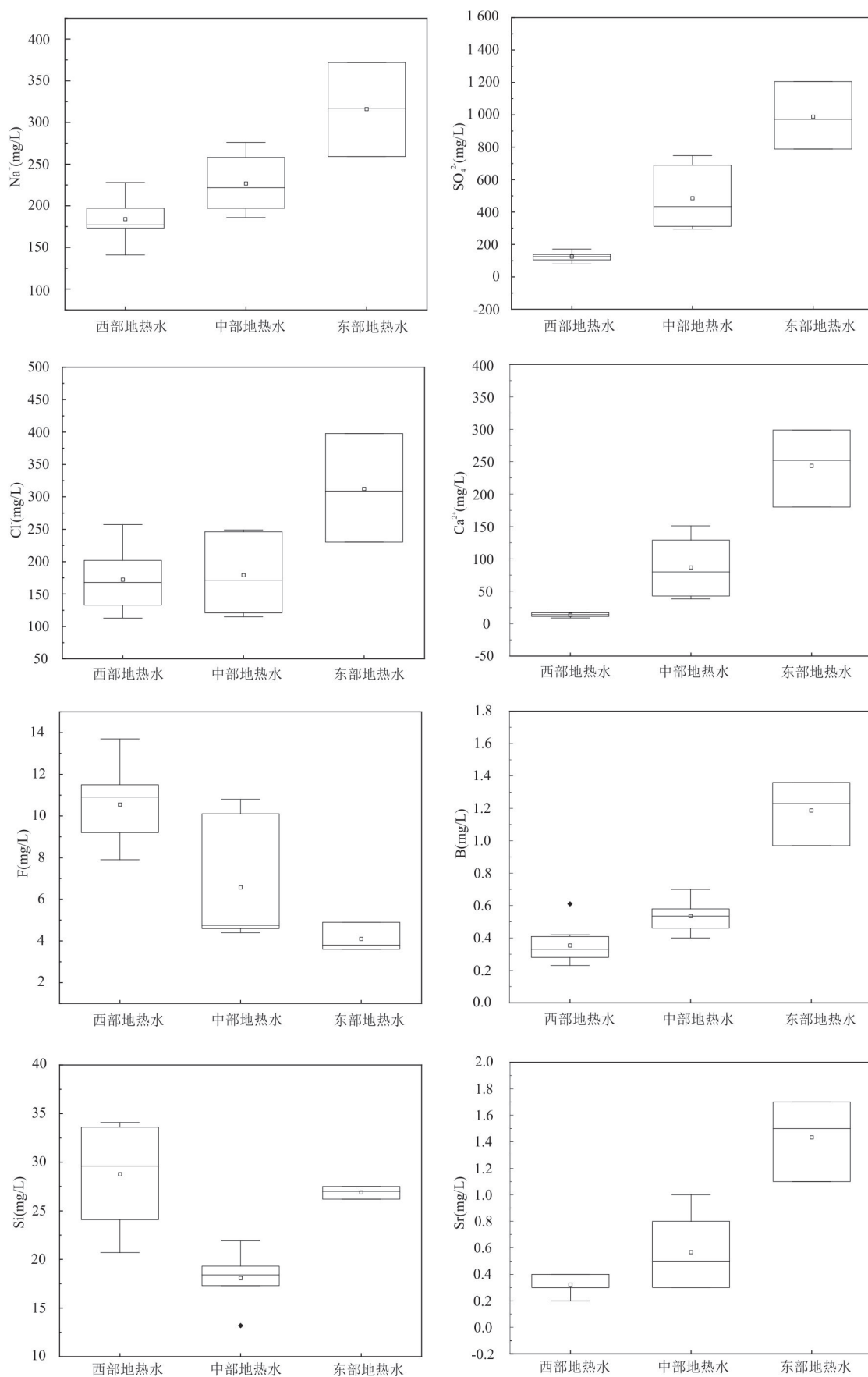


图4 忻州盆地地热水中主要水化学组分箱型图

Fig.4 Box diagram of main hydrochemical components in geothermal water

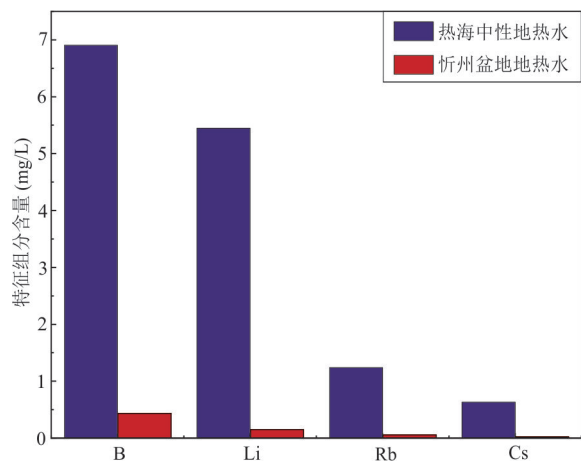


图5 忻州盆地地热水与热海地热水水化学特殊组分柱状图

Fig.5 Column diagram of chemical special components from Xinzhou basin and Rehai geothermal water samples
热海数据来源于 Guo and Wang (2012) 和 Guo *et al.* (2014)

显的 Pb 丢失现象,说明结果可靠,其加权平均年龄为 $2\,143 \pm 16$ Ma (MSWD=0.5,置信度为 97%) (附图 1). L05 样品的锆石获得了 17 个谐和年龄,加权平均年龄为 $2\,131 \pm 18$ Ma (MSWD=0.19,置信度为 95%) (附图 2). 总体上,锆石 U-Pb 年代学研究表明研究区基底花岗岩类侵入体的年龄约为 2 100 Ma 年,形成时代为古元古代. 一般情况下,岩体形成年代越久远,其所含放射性同位素(铀、钍、钾)的含量大致越低,放射性元素衰变产生的热量也越小. 为验证此结论,本次研究利用代表性花岗岩类样品铀、钍、钾含量分析结果,基于据 Rybach (1976) 修正过的天然放射性核参数提出的岩石生热率经验公式,计算了其岩石生热率 (Rybach, 1976):

$$A = \rho \times 10^{-2} (9.52C_U + 2.56C_{Th} + 3.48C_K), \quad (1)$$

式中, A 为岩石放射性生热率 ($\mu\text{W}/\text{m}^3$), ρ 为岩石密度 (g/cm^3), C_U 、 C_{Th} 、 C_K 分别是岩石中放射性元素铀 U ($\mu\text{g}/\text{g}$)、钍 Th ($\mu\text{g}/\text{g}$)、钾 K (%) 的含量. 岩石密度根据经验值取 $2.7 \text{ g}/\text{cm}^3$. 岩石样品铀、钍、钾含量及放射性生热率见表 2, 指示区内代表性花岗岩类岩石的生热率范围为 $2.60 \sim 3.29 \mu\text{W}/\text{m}^3$, 平均值为 $2.95 \mu\text{W}/\text{m}^3$, 仅略高于全球范围内花岗岩放射性生热率平均值 $2.5 \mu\text{W}/\text{m}^3$. 值得注意的是, 由于高温条件下放射性生热元素 U、Th、K 具有较强的地球化学分异性, 常向浅部富集, 从而呈现随深度增加而指数衰减的趋势 (Rollinson, 1993; 倪守斌等, 1999), 因此盆地基底花岗岩中放射性元素 (U、Th、K) 的含量应低于地表相同时代花岗岩, 即

其放射性元素生热率尚应低于地表样品 ($2.95 \mu\text{W}/\text{m}^3$). 这说明忻州盆地地热系统的形成应与基底岩石放射性元素生热关系不大.

综上, 忻州盆地地热水的地球化学特征指示该地热区的热源不包括岩浆热, 岩石年代学和地球化学分析结果则说明浅部岩石放射性元素衰变热异常的可能性也不大. 因此, 忻州盆地地热系统应是正常热流背景下因地下水深循环形成的, 地热水温度则主要受区域背景地热梯度、控制地下水升流的断裂切割深度、以及浅层冷水混合的影响.

3.3 地热水与浅层地下冷水混合过程

深部地热水在升流过程中与浅层地下冷水的混合是地热系统内的常见过程. 在未经勘查验证且不存在地表地热显示的地热区, 浅层地下冷水温度略高于恒温层温度可指示深部地热水的混入, 成为区内存在水热型地热资源的证据. 在已进行深部水热型地热资源大规模开采的地热区, 浅层地下冷水在地热水中的混合程度则可能显著增加. 混合过程一方面会导致地热水温度降低, 影响地热资源利用, 另一方面可能改变浅层地下冷水的水化学组成, 影响其水质. 鉴于上述原因, 评价地热水与浅层地下冷水的混合过程非常重要. 氯 (Cl) 作为一种保守组分, 即使在浓度很高的条件下也很难从地下水中沉淀或被含水层介质吸附, 因此常被用于指示地下水系统中的混合过程并定量计算不同端元的混合比. 图 6 为研究区地下水中 Na、B 与 Cl 的关系图, 从中可以看出, 冷水和热水显示了良好的混合关系, 从而证实了深部热水和浅部冷水的混合过程. 根据水样中 Cl 含量, 利用质量平衡模型可进一步计算冷热水的混合比, 计算公式如下 (Han *et al.*, 2010b):

$$R = (Cl_T - Cl_{\text{MIX}}) / (Cl_T - Cl_C), \quad (2)$$

式中, R 为混合比 (以冷水的百分比来表示), Cl_{MIX} 为样品中 Cl^- 浓度, Cl_T 为热水端元中 Cl^- 浓度, Cl_C 为冷水端元中 Cl^- 浓度. 选取地下水埋藏深度小、温度低、TDS 低的 CG12 作为冷水端元; 温度高、TDS 高的 E01 作为热水端元, 鉴于 Na 和 Cl 显示了更明确的混合关系, 笔者利用 Na 含量来验证混合比计算结果的可靠性, 结果显示大部分样品混合比的计算误差在 10% 以内, 说明计算结果是可靠的. 部分热水样品中混合了较高比例的冷水, 尤其是西部和中部地热区, 最高混合比可达 78.0% (W05), 主要因为西部和中部地热区处于地热集中开采区, 地热水

表 2 忻州盆地花岗岩样品的 U、Th、K 含量及放射性生热率						
Table 2 U, Th, K compositions and the radiogenic heating rate of granite samples from Xinzhou basin						
样品编号	采样地点	岩石类型	K(%)	Th($\mu\text{g/g}$)	U($\mu\text{g/g}$)	生热率 A($\mu\text{W/m}^3$)
L03	莲花山	花岗岩	4.37	23.13	2.29	2.60
L04	莲花山	花岗岩	3.70	27.51	3.49	3.15
L05	莲花山	花岗岩	3.77	28.12	3.84	3.29
G01	于家沟	花岗岩	4.90	27.00	2.06	2.86
G04	于家沟	花岗岩	0.79	17.40	6.24	2.88

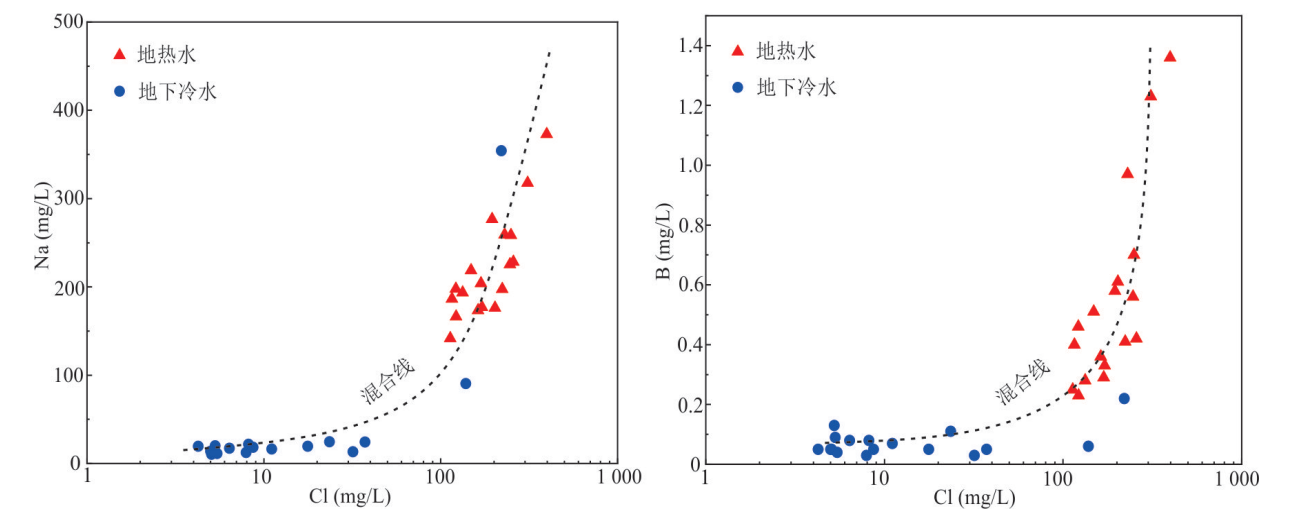


图 6 忻州盆地地下水 Na、B 与 Cl 关系

Fig.6 Relationship map of Na, B and Cl concentrations of water samples from Xinzhou basin

压力降低导致混入大量的浅层地下冷水,而且地下冷水混入比例越大,地热水温度越低(图 7). 与前人研究(地热水中冷水混合比例为 6.3%~49.3%)相比(Han *et al.*, 2010b),忻州盆地地热水中浅层地下冷水的混合比例有明显增加,由此可见,随着近年来地热资源的大规模开采,已引起了更大范围浅层地下冷水的混入.

3.4 地热水的补给和循环过程

地下水氢氧同位素特征可以判断地下水起源、确定地下水的补给条件(朱喜等,2021). 研究区地热水和浅层地下冷水在 $\delta\text{D}-\delta^{18}\text{O}$ 关系图上基本位于当地大气降水线(贾振兴等, 2015)附近(图 8),说明其补给均直接或间接来源于当地大气降水. 值得注意的是,大部分样品也在一定程度上偏离当地大气降水线. 浅层地下冷水的偏离与其埋深较浅、受到蒸发作用的影响有关;地热水的偏离则是更高温度条件下强烈水-岩反应导致氧漂移的结果. 另外,与浅层地下冷水相比,大部分地热水样品具有偏低的氢氧同位素值,基于前文混合过程的分析,笔者发现整体上浅层地下冷水混合比高的地热水样品

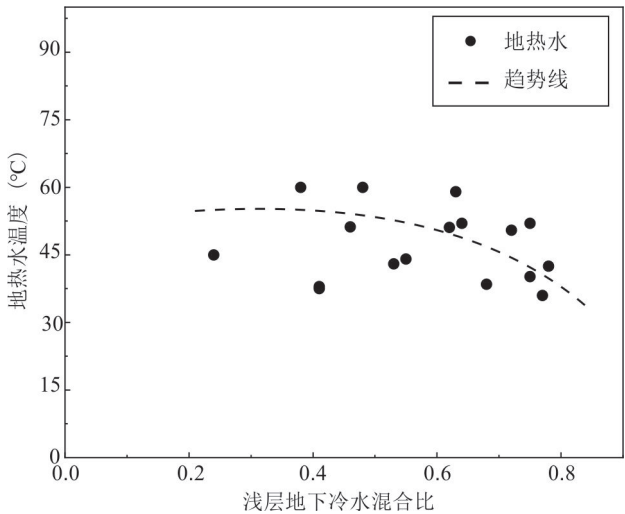


图 7 忻州盆地地热水温度与地下冷水混合比关系

Fig.7 Relationship between geothermal water temperature and mixing ratio of underground cold water in Xinzhou basin

其氢氧同位素值也相对偏高. 另外地热水受浅层地下冷水混合的影响,实测氢氧同位素值存在一定的偏差,为了确定地热水在浅层地下冷水混合前的氢

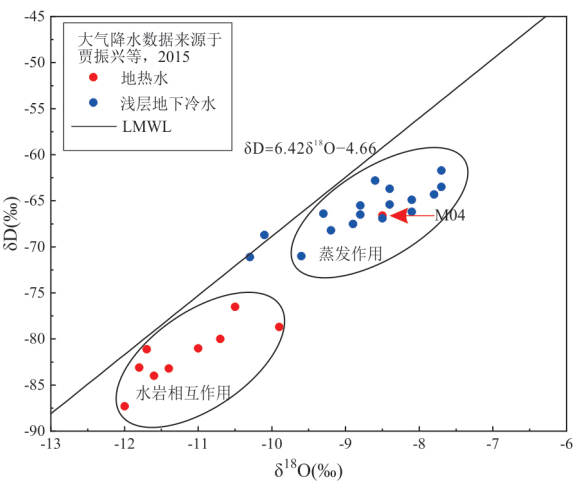


图8 忻州盆地地热水与浅层地下冷水δD和δ¹⁸O关系
Fig.8 δD-δ¹⁸O plot of water samples from Xinzhou basin

氧同位素值,笔者利用二元混合模型来计算,计算公式如下(戴蔓等,2021):

$$\delta_m = \delta_{m0}(1 - f_c) + \delta_c f_c, \tag{3}$$

式中, δ_m 为热水与冷水混合后的氢氧同位素值(‰); δ_{m0} 和 δ_c 分别为混合前热水和冷水的氢氧同位素值(‰); f_c 为冷水混入比例. δ_c 取冷水端元CG12样品的氢氧同位素值($\delta D = -68.7\text{‰}$; $\delta^{18}O = -10.1\text{‰}$),计算得出地热水样品在被浅层地下冷水混合前的氢氧同位素,其中 δD 介于 $-59.6\text{‰} \sim -110.1\text{‰}$, $\delta^{18}O$ 值介于 $-3.1\text{‰} \sim -16.9\text{‰}$ (表3).基于氢氧同位素的高程效应(Clark, 1998),本次研究利用氦同位素计算了地热水的补给高程,计算公式为:

$$H = H_0 + (D - D_r) / K, \tag{4}$$

式中, H 为地热水补给高程,单位为m; H_0 为采样点高程,单位为m; D 为地热水 δD 值,单位为‰; D_r 为采样点附近大气降水的 δD 值,单位为‰; K 为 δD 随高程的递减梯度,单位为‰/100m.忻州盆地大气降水氦同位素值取 $\delta D = -51.2\text{‰}$ (贾振兴等, 2015), δD 随高程的递减梯度为 $-2.5\text{‰}/100\text{m}$ (袁建飞, 2013).结果显示(表3)忻州盆地地热水的补给高程在1 122~3 837 m,基本上与盆地西侧云中山东海拔相符,说明补给区主要为云中山区,与前文基于地热水化学组成的判断吻合.

据王大纯等(1995)的方法,本次研究也对忻州盆地地热水的循环深度进行了计算:

$$H = (T_H - T_B) / T + h, \tag{5}$$

式中, H 为地热水循环深度(m); T_H 为热储温度(℃); T_B 为恒温层温度(℃),取当地平均气温加

表3 忻州盆地地热水氢氧同位素数据及补给高程计算结果
Table 3 Hydrogen and oxygen isotope data and recharge elevation of geothermal water samples from Xinzhou basin

编号	实测数据		冷水混合前		采样点高程(m)	补给高程(m)
	$\delta D(\text{‰})$	$\delta^{18}O(\text{‰})$	$\delta D(\text{‰})$	$\delta^{18}O(\text{‰})$		
W02	-84.0	-11.6	-110.1	-14.2	840	3 194
W03	-83.1	-11.8	-126.3	-16.9	833	3 837
W04	-80.0	-10.7	-90.4	-11.3	832	2 401
W06	-81.0	-11.0	-88.5	-11.6	836	2 330
M01	-76.5	-10.5	-99.9	-11.7	831	2 779
M02	-78.7	-9.9	-100.0	-9.5	798	2 748
M03	-83.2	-11.4	-100.9	-13.0	790	2 779
M04	-66.6	-8.5	-59.6	-3.1	787	1 122
M06	-87.3	-12.0	-100.2	-13.3	789	2 750
E01	-81.1	-11.7	-81.1	-11.7	768	1 964

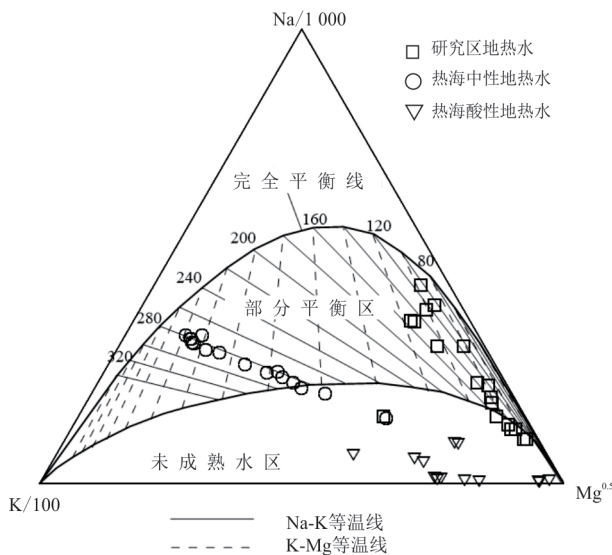


图9 忻州盆地及热海地区地热水Na-K-Mg三角图
Fig.9 Na-K-Mg triangular diagram for Xinzhou basin and Rehai geothermal water samples
热海数据来源于Guo and Wang (2012)和Guo et al. (2014)

2℃; T 为地温梯度(℃/100m); h 为恒温层深度(m).研究区年平均气温为8.5℃(韩冬梅, 2007),恒温层深度取20 m.据目前忻州盆地唯一超过3 000 m的地热井的温度-深度变化规律(内部资料,因保密无法公布),区内背景地温梯度为2.37℃/100m.在Na-K-Mg三角图(图9)上,忻州盆地地热水大都位于未成熟区或部分平衡区内接近未成熟区的位置,

指示其远未达到对 Na、K、Mg 矿物的平衡,因此不适合用阳离子温标计算热储温度, SiO₂ 温标是更适宜的选择. 据区域地热地质背景资料,忻州盆地水热型热储温度应远低于 120 ℃;这样,在各类 SiO₂ 温标中,采用玉髓温标计算热储温度是最佳选择,计算结果为 48.4~91.8 ℃(表 4). 基于上述参数,笔者计算出忻州盆地的地热水循环深度为 1 618.3~3 451.5 m(表 4).

PHREEQC 是一款以 C 语言为基础的水文地球化学模拟软件,用于解决水、气、岩相互作用系统中的化学动力学的平衡热力学问题(张鹏,2017). 为了进一步验证热储温度计算的合理性,利用 PHREEQC 对地热水样品进行模拟,通过多种矿物的溶解状态与温度的函数关系,寻找矿物达到平衡时的温度(李永革等,2021). 为了尽可能减少 CO₂ 脱气作用以及浅层地下冷水混合对结果的影响,选择地热水温度高、浅层地下冷水混入比例小的样品 W04(西部地热区)、M03(中部地热区)、E01(东部地热区)作为研究对象. 忻州盆地地热水样品中方解石的溶解均处于过饱和状态(表 5),说明方解石在地热水中的溶解平衡温度较低,推测地热水在上升的过程中仍受到一定程度 CO₂ 脱气作用的影响. 因此为了更好地还理想的热储特征,在模拟中加入适量的

表 4 忻州盆地热储温度和地热水循环深度
Table 4 Reservoir temperatures and circulation depth of Xinzhou basin

编号	井口温度(℃)	热储玉髓温度(℃)	循环深度(m)
W01	50.5	79.6	2 937.6
W02	59.0	84.7	3 152.8
W03	52.0	72.1	2 618.0
W04	60.0	90.8	3 409.2
W05	42.5	74.7	2 728.9
W06	60.0	91.4	3 435.5
W07	43.0	67.6	2 430.2
W08	51.1	91.8	3 451.5
W09	52.0	91.2	3 424.4
M01	40.2	64.6	2 301.8
M02	38.5	63.5	2 256.6
M03	44.1	70.2	2 537.6
M04	36.0	48.4	1 618.3
M05	37.5	59.8	2 100.7
M06	38.0	61.2	2 159.8
E01	57.0	78.7	2 896.0
E02	51.2	81.0	2 996.1
E03	45.0	80.2	2 960.8

注:热储玉髓温度据 Arnórsson *et al.* (1983).

CO₂ 气体. 由图 10 可见玉髓、方解石、文石、萤石均在 SI=0 时相交于某温度附近,同时也说明地热水

表 5 忻州盆地地热水相对各种矿物的饱和指数
Table 5 The saturation indices of geothermal water relative to various minerals in Xinzhou basin

编号	玉髓	石英	钾云母	方解石	文石	硬石膏	石膏	萤石	钠长石	滑石	白云石
W01	0.19	0.54	3.20	0.23	0.11	-2.43	-2.37	-0.09	-0.67	4.94	-0.69
W02	0.12	0.45	2.85	0.23	0.11	-2.20	-2.21	0.03	-0.81	5.33	-1.10
W03	0.10	0.45	3.08	0.47	0.34	-2.35	-2.30	-0.06	-0.95	5.34	-0.14
W04	0.18	0.51	2.81	0.34	0.22	-2.15	-2.17	0.05	-0.84	5.20	-1.02
W05	0.27	0.65	5.41	0.21	0.08	-2.48	-2.36	-0.11	-0.34	3.76	-0.33
W06	0.20	0.53	3.49	0.34	0.22	-2.02	-2.04	0.06	-0.60	4.63	-1.10
W07	0.15	0.53	5.06	0.43	0.30	-2.22	-2.10	0.13	-0.56	5.59	-0.20
W08	0.32	0.68	4.56	0.41	0.28	-2.24	-2.18	-0.03	-0.32	5.79	0.03
W09	0.27	0.62	4.23	0.47	0.34	-2.46	-2.41	-0.19	-0.30	4.64	-0.62
M01	0.22	0.60	7.51	0.24	0.11	-1.08	-0.94	0.08	-0.14	-0.32	-0.81
M02	0.23	0.62	7.66	0.13	0.00	-0.94	-0.79	0.18	-0.04	0.18	-1.04
M03	0.22	0.60	6.27	0.28	0.15	-0.82	-0.71	0.17	-0.05	2.36	-1.11
M04	0.08	0.48	6.45	0.54	0.41	-1.67	-1.51	-0.15	-0.34	3.43	0.40
M05	0.13	0.52	4.10	0.34	0.21	-1.61	-1.45	0.57	-0.47	3.00	-1.52
M06	0.12	0.51	4.45	0.31	0.17	-1.48	-1.32	0.58	-0.26	3.58	-1.69
E01	0.17	0.51	5.70	0.14	0.01	-0.36	-0.36	0.29	-0.19	3.21	-1.62
E02	0.26	0.62	6.51	0.25	0.13	-0.69	-0.64	0.00	-0.20	2.40	-0.57
E03	0.32	0.69	7.20	0.38	0.25	-0.58	-0.47	0.11	0.20	0.93	-0.93

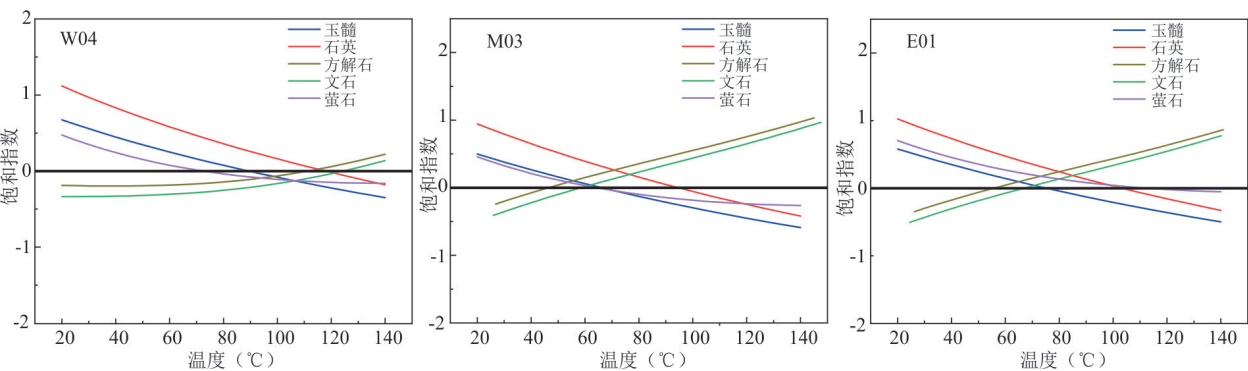


图 10 地热水样品 W04、M03、E01 中选定矿物饱和指数随温度变化

Fig.10 The diagram of selected mineral saturation indices changing with temperature in geothermal water samples W04, M03 and E01

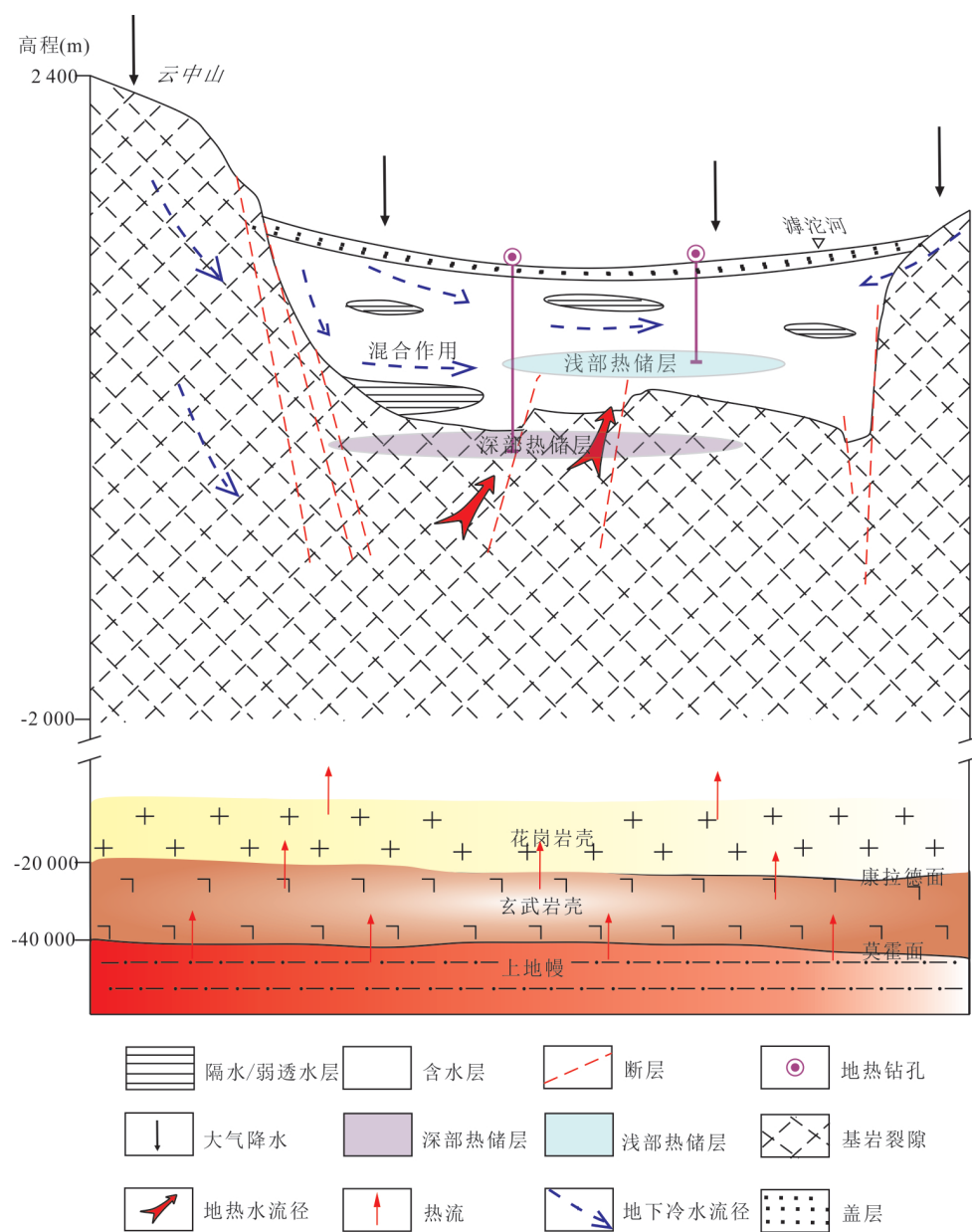


图 11 忻州盆地地热系统成因机制概念模型(改编自刘明亮等, 2020)

Fig.11 Conceptual model of formation mechanism of Xinzhou basin geothermal system (after Liu *et al.*, 2020)

中玉髓控制着热水与二氧化硅之间的平衡,选用玉髓温标是合理的。由此看出西部地热区热储温度最高在95℃附近;东部地热区热储温度次之,在70℃附近;中部地热区热储温度最低,在60℃附近。与上文玉髓温标的结果吻合。

氢氧同位素组成表明本区地热水均起源于大气降水,而地形地貌特征(东部山区汇水面积狭小;西部山区基岩裸露、裂隙发育、汇水面积大)以及水文地球化学和氢氧同位素特征均指示西部云中山区为地热水的主要补给区。水温度场和水化学场的分析结果表明地热水的渗流方向为从西向东。大气降水从西部云中山补给区入渗,在向东部忻州盆地的排泄区不断运移的过程中自深部较高温岩石中获取热量,而后通过盆地覆盖区的隐伏次级断裂向上运移,一部分赋存于基岩裂隙,形成裂隙热储层,另一部分可运移至第四系松散层,并与浅层地下冷水不同程度混合,形成第四系孔隙热储层(图11)。

4 结论

(1)从忻州盆地西部地热区、中部地热区至东部地热区,TDS、 Na^+ 、 Cl^- 、 Ca^{2+} 、 SO_4^{2-} 、Sr、B含量依次升高,说明由盆地西部、中部至东部,地热水的循环路径长度、滞留时间依次增加。据此,推测地热水的补给区主要为盆地西侧的云中山区。

(2)研究区地热水氢氧同位素特征显示其补给均直接或间接来源于当地大气降水,补给高程范围在1 122~3 837 m,基本与盆地西侧云中山海拔一致。

(3)忻州盆地地热水大都位于未成熟区或部分平衡区内接近未成熟区的位置,指示其远未达到对Na、K、Mg矿物的平衡,因此不适合用阳离子温标计算热储温度。据区域地热地质背景推断的热储温度范围,在各类 SiO_2 温标中,采用玉髓温标计算热储温度是最佳选择,同时利用多矿物平衡法验证了热储温度计算的合理性,计算结果为48.4~91.8℃,相应得到地热水循环深度为1 618.3~3 451.5 m。

(4)忻州盆地地热水的地球化学特征指示该地热区的热源不包括岩浆热,岩石年代学和地球化学分析结果则说明浅部岩石放射性元素衰变热异常的可能性也不大。因此,忻州盆地地热系统应是正常热流背景下因地下水深循环形成的。大气降水由西部云中山补给区入渗,循环至3 km以上深度处,

在区域热流背景下形成了90℃左右的地热水,并通过盆地覆盖区的隐伏次级断裂向上运移,经传导冷却或与浅层地下冷水不同程度混合,最终形成了区内广泛分布的不同类型地热系统。

附表和附图见本刊官网(<http://www.earth-science.net/>)。

References

- Ármannsson, H., 2016. The Fluid Geochemistry of Icelandic High Temperature Geothermal Areas. *Applied Geochemistry*, 66: 14–64. <https://doi.org/10.1016/j.apgeochem.2015.10.008>
- Arnórsson, S., Gunnlaugsson, E., Svavarsson, H., 1983. The Chemistry of Geothermal Waters in Iceland. III. Chemical Geothermometry in Geothermal Investigations. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 47: 567–577. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(83\)90278-8](https://doi.org/10.1016/0016-7037(83)90278-8)
- Bai, D. H., Liao, Z. J., Zhao, G. Z., et al., 1994. Inferred Magma Heat Source from MT Detection Results in Tengchong Rehai Hot Field. *Chinese Science Bulletin*, 39(4): 344–347 (in Chinese).
- Chen, M. X., 1988. Geothermics in North China. Science Press, Beijing (in Chinese).
- Clark, I. D., 1998. Environmental Isotopes in Hydrogeology: Boca. Lewis Publishers, Boca Raton.
- Dai, W., Jiang, X. W., Luo, Y. F., et al., 2021. Identification and Quantification of Factors Controlling Hydrogen and Oxygen Isotopes of Geothermal Water: an Example from the Guide Basin, Qinghai Province. *Earth Science Frontiers*, 28(1): 420–427 (in Chinese with English abstract).
- Deng, A. L., Sun, H. P., 2002. Discussion on Hydraulic Loading and Effluent Effect in Wastewater Infiltration Land Treating Systems. *Earth Science*, 27(2): 134, 208 (in Chinese with English abstract).
- Guo, Q. H., 2012. Hydrogeochemistry of High-Temperature Geothermal Systems in China: A Review. *Applied Geochemistry*, 27(10): 1887–1898. <https://doi.org/10.1016/j.apgeochem.2012.07.006>
- Guo, Q. H., 2020. Magma-Heated Geothermal Systems and Hydrogeochemical Evidence of Their Occurrence. *Acta Geologica Sinica*, 94(12): 3544–3554 (in Chinese with English abstract).
- Guo, Q. H., Liu, M. L., Li, J. X., et al., 2014. Acid Hot Springs Discharged from the Rehai Hydrothermal System of the Tengchong Volcanic Area (China): Formed via Magmatic Fluid Absorption or Geothermal Steam

- Heating? *Bulletin of Volcanology*, 76(10): 1–12. <https://doi.org/10.1007/s00445-014-0868-9>
- Guo, Q. H., Wang, Y. X., 2012. Geochemistry of Hot Springs in the Tengchong Hydrothermal Areas, Southwestern China. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 215–216: 61–73. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2011.12.003>
- Han, D. M., 2007. Analysis of Groundwater Flow System and Modeling of Hydrogeochemical Evolution in Xinzhou Basin, China (Dissertation). China University of Geosciences, Wuhan (in Chinese with English abstract).
- Han, D. M., Liang, R., Currell, R. J., et al., 2010a. Environmental Isotopic and Hydrochemical Characteristics of Groundwater Systems in Daying and Qicun Geothermal Fields, Xinzhou Basin, Shanxi, China. *Hydrological Processes*, 24(22): 3157–3176. <https://doi.org/10.1002/hyp.7742>
- Han, D. M., Liang, X., Jin, M. G., et al., 2010b. Evaluation of Groundwater Hydrochemical Characteristics and Mixing Behavior in the Daying and Qicun Geothermal Systems, Xinzhou Basin. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 189(1–2): 92–104. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2009.10.011>
- Huang, W. X., 2005. Conceptual Model of Qicun Geothermal Field in Xinzhou, Shanxi Province. *Huabei Natural Resources*, (6): 15–18 (in Chinese).
- Huang, W. X., Yang, Q. M., 2003. Discussion on Geothermal Resources in Shanxi Province. *Shanxi Energy and Energy Conservation*, (1): 46–47, 49 (in Chinese).
- Jia, Z. X., Zang, H. F., Zheng, X. Q., et al., 2015. Research on Characteristics of Hydrogen and Oxygen Isotopes of Precipitation in Taiyuan Area. *Journal of Water Resources and Water Engineering*, 26(2): 22–25 (in Chinese with English abstract).
- Kong, Y. L., Pang, Z. H., Shao, H. B., et al., 2014. Recent Studies on Hydrothermal Systems in China: A Review. *Geothermal Energy*, 2(1): 1–12. <https://doi.org/10.1186/s40517-014-0019-8>
- Li, Q. L., 1996. Some Characteristics of the Geothermal Distribution in Shanxi Rift Zone. *Earthquake Research in Shanxi*, (1): 26–30 (in Chinese with English abstract).
- Li, Y. G., Lin, W. J., Xing, L. X., et al., 2021. Estimation of Deep Geothermal Reservoir Temperature in Qabqa Area, Qinghai Province. *Geology and Resources*, 30(4): 479–484, 511 (in Chinese with English abstract).
- Liu, M. L., He, T., Wu, Q. F., et al., 2020. Hydrogeochemistry of Geothermal Waters from Xiongan New Area and Its. *Earth Science*, 45(6): 2221–2231 (in Chinese with English abstract).
- Lu, L. H., Pang, Z. H., Kong, Y. L., et al., 2018. Geochemical and Isotopic Evidence on the Recharge and Circulation of Geothermal Water in the Tangshan Geothermal System near Nanjing, China: Implications for Sustainable Development. *Hydrogeology Journal*, 26(5): 1705–1719. <https://doi.org/10.1007/s10040-018-1721-6>
- Ni, S. B., Man, F. S., Wang, Z. R., et al., 1999. Characteristics of Heat Production Distribution in Northern Xinjiang. *Journal of University of Science and Technology of China*, 29(4): 408–414 (in Chinese with English abstract).
- Rollinson, H., 1993. Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation. Longman Scientific and Technical, London.
- Rybach, L., 1976. Radioactive Heat Production in Rocks and Its Relation to other Petrophysical Parameters. *Pure and Applied Geophysics*, 114(2): 309–317. <https://doi.org/10.1007/BF00878955>
- Shangguan, Z. G., Bai, C. H., Sun, M. L., 2000. Mantle-Derived Magmatic Gas Releasing Features at the Rehai Area, Tengchong County, Yunnan Province, China. *Science in China (Series D)*, 30(4): 407–414 (in Chinese).
- Shangguan, Z. G., Sun, M. L., Li, H. Z., 1999. Active Types of Modern Geothermal Fluids at the Tengchong Region, Yunnan Province. *Seismology and Geology*, 21(4): 436–442 (in Chinese with English abstract).
- Wang, D. C., Zhang, R. Q., Shi, Y. H., et al., 1995. General Hydrogeology. Geological Publishing House, Beijing (in Chinese).
- Wang, J. X., 2014. Evaluation on Geothermal Resource of Xinzhou Qicun (Dissertation). China University of Geosciences, Beijing (in Chinese with English abstract).
- Xiao, J. H., Zhang, R. F., 2005. Characteristics of Hydrogeochemistry of Geothermal Field of Qi Village, Shanxi, and Earthquake Monitoring. *Earthquake Research in Shanxi*, (1): 12–14 (in Chinese with English abstract).
- Yuan, J. F., 2013. Hydrogeochemistry of the Geothermal Systems in Coastal Areas of Guangdong Province, South China (Dissertation). China University of Geosciences, Wuhan (in Chinese with English abstract).
- Zhang, P., 2017. Hydrochemical Characteristics and Water Rock Interaction of Arxan Springs (Dissertation). China University of Geosciences, Beijing (in Chinese with English abstract).

- Zhang, S. M., Ren, J. J., Luo, M. H., et al., 2008. Step-wise Landforms and Quaternary Episodic Uplifts of Mountains around Xinding Basin. *Seismology and Geology*, 30(1): 187—201 (in Chinese with English abstract).
- Zhang, W., Wang, G. L., Liu, F., et al., 2019. Characteristics of Geothermal Resources in Sedimentary Basins. *Geology in China*, 46(2): 255—268 (in Chinese with English abstract).
- Zhu, X., Wang, G. L., Ma, F., et al., 2021. Hydrogeochemistry of Geothermal Waters from Taihang Mountain-Xiongan New Area and Its Indicating Significance. *Earth Science*, 46(7): 2594—2608 (in Chinese with English abstract).
- ### 附中文参考文献
- 白登海, 廖志杰, 赵国泽, 等, 1994. 从MT探测结果推论腾冲热海热田的岩浆热源. *科学通报*, 39(4): 344—347.
- 陈墨香, 1988. 华北地热. 北京: 科学出版社.
- 戴蔓, 蒋小伟, 罗银飞, 等, 2021. 地热水氢氧同位素控制因素识别与定量计算: 以青海贵德盆地为例. *地学前缘*, 28(1): 420—427.
- 邓安利, 孙和平, 2002. 山西省奇村地热田超采引起的热水动态变化. *地球科学*, 27(2): 134, 208.
- 郭清海, 2020. 岩浆热源型地热系统及其水文地球化学判据. *地质学报*, 94(12): 3544—3554.
- 韩冬梅, 2007. 忻州盆地第四系地下水流动系统分析与水化学场演化模拟(博士学位论文). 武汉: 中国地质大学.
- 黄卫星, 2005. 山西忻州奇村地热田的概念模型. *华北国土资源*, (6): 15—18.
- 黄卫星, 杨亲民, 2003. 山西省地热资源探讨. *山西能源与节能*, (1): 46—47, 49.
- 贾振兴, 臧红飞, 郑秀清, 等, 2015. 太原地区大气降雨的氢氧同位素特征研究. *水资源与水工程学报*, 26(2): 22—25.
- 李清林, 1996. 山西断陷带地热分布的某些特征. *山西地震*, (1): 26—30.
- 李永革, 蔺文静, 邢林啸, 等, 2021. 青海省恰卜恰地区深部热储温度估算. *地质与资源*, 30(4): 479—484, 511.
- 刘明亮, 何瞳, 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.
- 倪守斌, 满发胜, 王兆荣, 等, 1999. 新疆北部地区岩石生热率分布特征. *中国科学技术大学学报*, 29(4): 408—414.
- 上官志冠, 白春华, 孙明良, 2000. 腾冲热海地区现代幔源岩浆气体释放特征. *中国科学(D辑)*, 30(4): 407—414.
- 上官志冠, 孙明良, 李恒忠, 1999. 云南腾冲地区现代地热水体活动类型. *地震地质*, 21(4): 436—442.
- 王大纯, 张人权, 史毅红, 等, 1995. 水文地质学基础. 北京: 地质出版社.
- 王俊鑫, 2014. 忻州市奇村地热资源评价(硕士学位论文). 北京: 中国地质大学.
- 肖建华, 张瑞丰, 2005. 山西奇村地热田水文地球化学特征与地震监测. *山西地震*, (1): 12—14.
- 袁建飞, 2013. 广东沿海地热系统水文地球化学研究(博士学位论文). 武汉: 中国地质大学.
- 张鹏, 2017. 阿尔山泉群水化学特征与水岩作用研究(硕士学位论文). 北京: 中国地质大学.
- 张世民, 任俊杰, 罗明辉, 等, 2008. 忻定盆地周缘山地的层状地貌与第四纪阶段性隆升. *地震地质*, 30(1): 187—201.
- 张薇, 王贵玲, 刘峰, 等, 2019. 中国沉积盆地型地热资源特征. *中国地质*, 46(2): 255—268.
- 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.