

山东鲁中山区地热地质特征及热水成因

刘元晴, 周乐, 吕琳, 李伟, 王新峰, 邓启军, 宋绵, 郑一迪, 马雪梅
LIU Yuanqing, ZHOU Le, LÜ Lin, LI Wei, WANG Xinfeng, DENG Qijun, SONG Mian,
ZHENG Yidi, MA Xuemei

中国地质调查局水文地质环境地质调查中心, 河北保定 071051
Center for Hydrogeology and Environmental Geology Survey, CGS, Baoding 071051, Hebei, China

摘要:鲁中山区五级构造单元莱芜凹陷、东平凸起及新甫山凸起分布有热水资源。研究发现,不同构造位置热水埋深、热储类型及成因机制不尽相同。利用鲁中山区各构造单元典型地热井测温数据,热水与其他类型水体水化学组分、同位素对比分析结果,对地热地质特征、热水成因及热储温度值进行研究和计算。结果表明,大气降水为鲁中山区热水补给来源;区内热水水化学类型为 $\text{SO}_4\text{-Na}\cdot\text{Ca}$ 型及 $\text{SO}_4\cdot\text{R-Na}\cdot\text{Ca}$ 型(R为Cl或 HCO_3);较其他水体,地热水同位素 $\delta^{18}\text{O}$ 和 δD 表现为贫化特征;各热储温度值低于 100°C ,属于中低温热储范畴,且热水均为未成熟水,表明地热水水-岩相互作用尚未达到离子平衡状态,溶解作用仍在进行,或热水受到了外源冷水的混合作用。位于盆地内部的冷家庄地热系统属于热传导型,盆缘凸起的安驾庄及桥沟地热系统属于热对流型。研究结果对鲁中山区地热水资源开发提供了理论依据。

关键词:鲁中山区;地热;朱砂洞组;水化学特征;大地热流

中图分类号:P64 **文献标志码:**A **文章编号:**1671-2552(2020)12-1908-11

Liu Y Q, Zhou L, Lü L, Li W, Wang X F, Deng Q J, Song M, Zheng Y D, Ma X M. Geothermal geological characteristics and genesis of hot water in the central mountain area of Shandong Province. *Geological Bulletin of China*, 2020, 39(12): 1908-1918

Abstract: There are hot water resources distributed in Laiwu Depression, Dongping Uplift and Xinfushan Uplift of the fifth grade structural unit in the central mountain area of Shandong Province. It is found that the burial depth of hot water, the type of thermal reservoir and the genetic mechanism are varied in different structural positions. Based on the temperature measurement data of typical geothermal wells, the hydrochemical composition and isotope comparative analysis of hot water with other types of water, the authors studied and calculated the geothermal geological characteristics, hot water genesis and thermal storage temperature value. The results show that the precipitation is the source of hot water supply. The chemical types of the hot water in this area are $\text{SO}_4\text{-Na}\cdot\text{Ca}$ and $\text{SO}_4\cdot\text{R-Na}\cdot\text{Ca}$ (R standing for Cl or HCO_3), with low $\delta^{18}\text{O}$ and δD values compared with other waters. The calculated temperature value of each heat storage is lower than 100°C , suggesting a medium low temperature heat storage. The hot water is immature water, which indicates that the water rock interaction of geothermal water has not reached the ion equilibrium state, the dissolution is still in progress, or the hot water is mixed by exogenous cold water. The Lengjiazhuang geothermal system in the basin belongs to the heat conduction type, and the Anjiazhuang and Qiaogou geothermal systems in the basin margin uplifts belong to the thermal convection type. The research results provide a theoretical basis for the development of geothermal water resources in the central mountain area of Shandong Province.

Key words: the central mountain area of Shandong Province; geotherm; Zhushadong Formation; hydrochemical characteristics; terrestrial heat flow

收稿日期:2020-07-10;修订日期:2020-10-15

资助项目:国家重点研发计划《典型地层空气潜孔钻进成井工艺》(编号:2018YFC1508703)、中国地质调查局项目《沂蒙山革命老区1:5万水文地质调查》(编号:DD20160289)、《太行山北段综合地质调查》(编号:DD20190259)

作者简介:刘元晴(1988-),男,硕士,工程师,从事基岩山区水文地质调查及研究。E-mail:lyq198896@126.com

通讯作者:吕琳(1987-),男,硕士,工程师,从事基岩山区水文地球化学研究。E-mail:lvlin0207@126.com

地热资源是一种可再生、环保型资源。近年来,世界各国掀起了新一轮地热资源开发利用的浪潮,已被广泛应用于发电、医疗、采暖等方面^[1-2]。据统计,2015—2019年,全球42个国家共计2647口井投入地热发电或直接供热使用,仅2019年,全球地热资源直接利用的总装机容量为 1.07×10^6 MWt^[3]。中国地热资源量接近全球总量的8%,开发潜力巨大,但由于缺乏合理的产业规划、政策支持开采技术手段的落后,使得地热资源开发利用远落后于风能、太阳能等资源^[4]。“十二五”以来,随着勘探力度及资金投入的增加,基本查明了中国地热资源赋存条件、分布特征与开发利用现状,为后续地热资源的可持续科学开发利用提供了技术支撑^[5]。

地热资源根据地质构造特征、热流传输方式、温度范围、开发利用方式等因素可分为浅层地热能、水热型地热、干热岩3种类型^[6-7]。关于地热区域高异常地温形成机理,国内外已做大量研究工作。目前普遍认为,断裂带、放射性生热、地幔活动等是导致地热异常的主要因素^[8-9]。

山东省地热资源较丰富,地热资源特点是热储分布广、类型多、埋藏深度适中,热流体储量大,利用价值高,温度以中低温为主,开发利用条件好^[10]。山东省地热资源勘查评价及研究工作始于1959年,经过数十年发展,目前已完成鲁东山地丘陵区、鲁中山地丘陵区、鲁北平原区典型热储发育特征、地热水水化学成分及演化、水同位素特征、地温场特征及地热成因方面的相关研究^[11-17]。近年来,水文地质调查及专项水资源开发项目已完成鲁中山区莱芜盆地冷家庄地热井^①、东平凸起安驾庄地热田^②及新甫山凸起桥沟地热田^③钻探及评价工作。2015—2018年,中国地质调查局在鲁中山区部署了1:5万水文地质调查工作,本文在区域水文地质调查的基础上,通过鲁中山区各构造单元热水—其他水体水化学特征对比及同位素分析,结合各单元构造及水文地质特征,对鲁中山区热水成因进行分析,探讨地热形成富集规律,对鲁中山区更好地开发地热资源提供依据。

1 研究区概况

1.1 地热分区说明

前人依据水文地质条件、地质构造、地层岩性、

热储埋藏、形态特征、热储类型、空间特征等因素,将山东省地热水分为3个大区:鲁东隆起地热区(I区)、鲁中南地热区(II区)、鲁西北拗陷地热区(III区)。根据次级构造、地形地貌及热储的不同特征,鲁中南地热区细分为4个亚区:II₁为沂沭断裂带地热亚区、II₂为鲁中隆起地热亚区、II₃为鲁中南岩溶隐伏地热亚区、II₄为鲁中南岩溶埋藏地热亚区^[14](图1-a)。本次研究的鲁中山区对应于山东地热分区中的鲁中隆起地热亚区,其主要热储层岩性:盆地内部为寒武系—奥陶系碳酸盐岩,层状热储类型,第四系沉积层及古近系碎屑岩层厚度大于1000 m;盆地边缘与凸起带位置为寒武系—奥陶系碳酸盐岩及太古宙变质花岗岩,盖层厚度一般小于300 m,以裂隙型带状热储为主。

1.2 地质构造及水文地质特征

鲁中山区指位于山东省中部的中低山丘陵区,面积 4.1×10^4 km²,构造位置属于鲁西隆起区,以聊城—兰考断裂和齐河—广饶断裂与华北拗陷区分界^[18]。区内主要发育NEE向和NW向断裂组合,以夏张断层、蒙阴断层为代表的NE向或NEE向断裂多表现为高角度走滑断层性质,以大王庄—铜冶店断层、南留断层等为代表的NW向断层主要表现为犁式正断层性质,并与NEE向断裂一起控制了莱芜盆地、汶口盆地、蒙阴盆地等中生代沉积盆地的发育^[19]。盆地内部发育一套巨厚的古近系官庄群碎屑岩^[20],盆地下部及邻侧沉积了寒武系朱砂洞组—奥陶系马家沟群厚层碳酸盐岩,盆地周边及基底岩性为太古宙变质花岗岩类^[21]。此外,莱芜盆地内部出露不同规模的燕山期闪长岩体(图1-b)。

区内各类型含水岩组均有分布,莱芜盆地、大汶口盆地等断陷盆地北部的太古宙变质花岗岩类分布区,富水性弱,多为风化裂隙水,地下水以潜流形式向南汇入盆地。盆地南部为下古生界组成的单斜断块,单斜断块南部是以太古宙变质花岗岩类为主的地下水补给区;中部是寒武系—奥陶系碳酸盐岩分布的地下水补给径流区,水位埋深大;单斜断块北部到山前碳酸盐岩隐伏区,为强富水的奥陶系碳酸盐岩含水层。盆地内部,下伏弱富水的石炭系—二叠系、白垩系、古近系碎屑岩含水岩组(图1-c)^[22]。

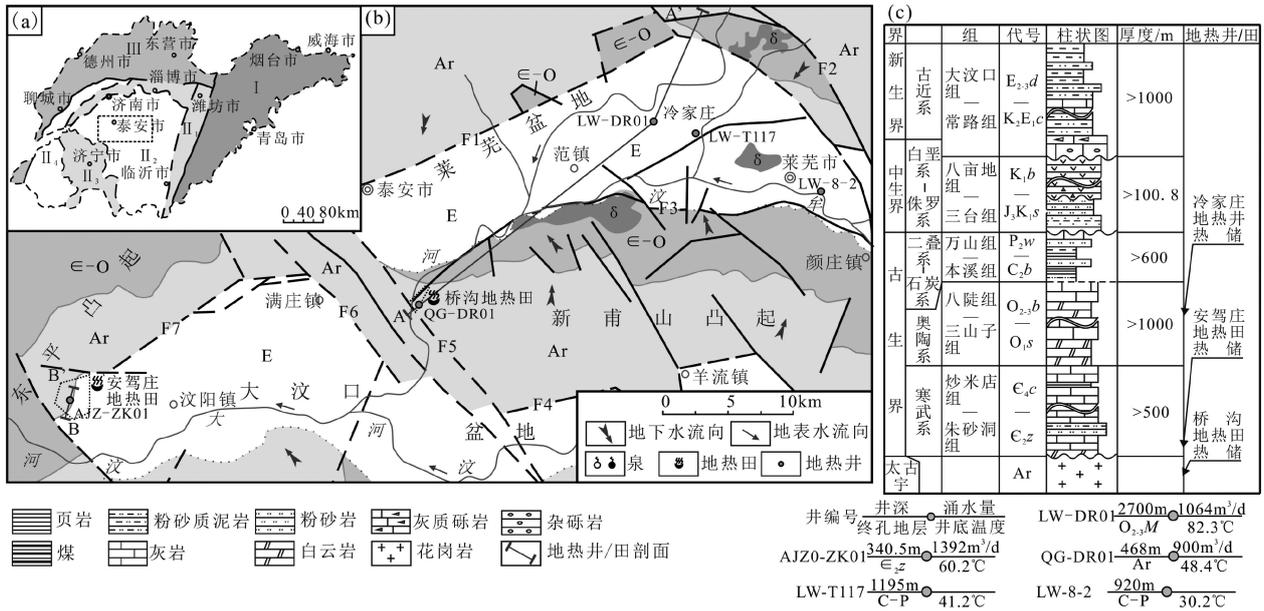


图1 鲁中山区地热分区图(a)、构造地质图(b)及岩性柱状图(c)

Fig. 1 Geothermal zoning map (a), structural geological map (b) and lithologic histogram (c) in the mountainous area of central Shandong Province

F1—泰安-口镇断裂;F2—大王庄-铜冶店断裂;F3—石门官庄-沙王庄断裂;F4—蒙阴断裂;F5—汶口断裂;F6—南留断裂;F7—夏张断裂;
 I—鲁东隆起地热区;II₁—沂沭断裂带地热亚区;II₂—鲁中隆起地热亚区;III₃—鲁中南岩溶隐伏地热亚区;
 III₄—鲁中南岩溶埋藏地热亚区;III₅—鲁西北凹陷地热区

2 地热地质特征

2.1 热储岩性特征

根据山东省大地构造单元划分资料^[23],鲁中山区典型地热田/井主要有位于莱芜盆地内部的冷家庄地热井、新甫山凸起与莱芜盆地毗连区的桥沟地热田和大汶口盆地与东平凸起接触带的安驾庄地热田,具体地热田/井位置见图1-b。桥沟地热田热水赋存在太古宇泰山群变质岩中(图1-c),热储类型为裂隙型带状热储。根据地热井钻孔QG-DR01记录,含水段累计厚度为326.3m,确定热储层厚度为326.3m;恒温层埋深为25m,温度为16.0℃。当抽水降深s=20.48m时,计算热储层渗透系数K为0.25m/d,影响半径R为120.71m,据调查统计,桥沟地热田地热井单井涌水量Q为120~480m³/d。

冷家庄地热井及安驾庄地热田均位于中生代沉积盆地腹部,热储类型为裂隙岩溶层状热储。其中,冷家庄LW-DR01地热井为莱芜盆地第一眼地热井,热储岩性为奥陶系马家沟群厚层灰岩(图1-c)。根据钻探结果,地热井深2700m,热储盖层为古近

系、石炭系—二叠系碎屑岩,盖层厚约2170m。在2300~2420m、2650~2690m段岩溶裂隙发育,累计含水层厚度为170.6m,加权计算钻遇奥陶系地层孔隙度为5.0%,根据抽水试验,出水量Q=385~1064m³/d,热储层渗透系数K为0.038~0.043m/d。根据AJZ-ZK01地热井钻探结果,安驾庄地热田热储盖层为寒武系馒头组碎屑岩,岩性主要为砂页岩、泥岩,盖层厚度103m;热储岩性为寒武系朱砂洞组碳酸盐岩,岩性主要为白云质灰岩和含燧石条带白云岩(图1-c),热储层厚度为109.68m,主要出水段为120.5~149.0m,热储岩溶裂隙率为0.122;抽水试验结果,当水位降深s=12.87m时,出水量为2352.76m³/d,计算渗透系数K为24.48m/d。

2.2 地温场特征

2.2.1 莫霍面深度

莫霍面通常指地幔与地壳的界面,而地幔是维持地热场的主要热量来源,因此莫霍面的深浅变化是影响地热的重要因素^[24]。由山东省莫霍面深度等值线图可以看出,鲁西隆起区(鲁中南山区)莫霍面埋深33~36km,华北拗陷区(鲁北平原

区)莫霍面埋深 31~33 km,反映了鲁西隆起区地壳厚度较华北拗陷区厚,特别是本次研究的鲁中山区莫霍面深度为 34~36 km,且自西向东随地势增高而埋深呈增大趋势,为山东省莫霍面埋深最大区域(图 2),说明该区域地壳为山东省厚度最大区,为地热资源形成相对不利区域。从现有资料及实际出热结果可见,该区域地热井或温泉一般位于凹陷与凸起接触带附近,如桥沟地热田、安驾庄地热田。

2.2.2 大地热流

大地热流是表征由地球内部向地表传输并在单位面积上散发的热量,是地球内部热作用过程最直接的表示方式,其中蕴涵着丰富的地质、地球物理和地球动力学信息,可作为评价地热资源潜力的必要参数^[25-28]。中国大陆东部大地热流及岩石

圈热状态空间分布主要受新生代太平洋板块俯冲构造热事件影响^[29],而山东省大地构造位置位于华北板块与扬子板块碰撞结合带,属于环太平洋地热带,其大地热流的空间分布特征与构造格局密切相关。前人研究及统计数据(表 1)表明,鲁西隆起区大地热流值为 48~70 mW/m²^[26-27],其中鲁中山区为山东省大地热流低值区,且在莱芜市(莱芜盆地腹部)附近形成低值圈闭^[30],大地热流值在 40~50 mW/m²之间,属于热流值最低区域,与前文所述鲁中山区莫霍面埋深较大有较好的对应关系。

2.2.3 地温梯度

莱芜盆地地热专项调查资料^①显示,莱芜盆地恒温带深度为 25 m,恒温带温度为 16.0℃,深度 1000 m 以浅(主要为第四系及古近系)的地温梯度

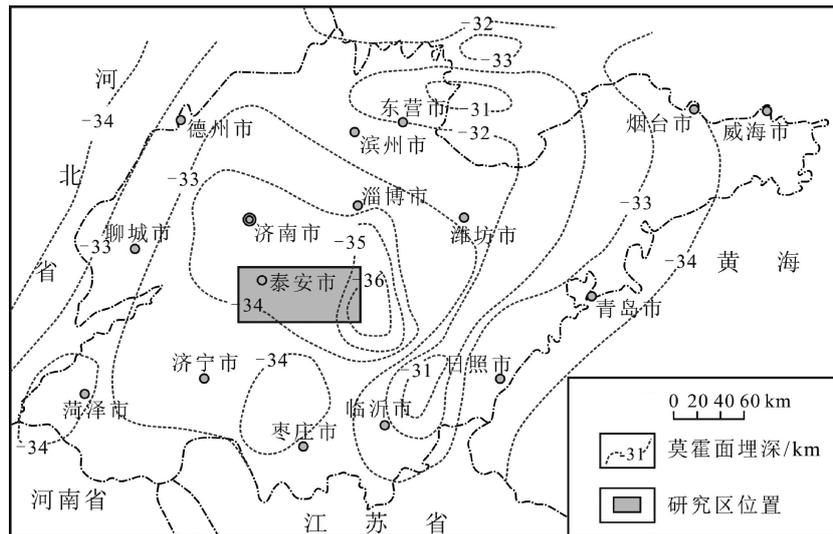


图 2 山东莫霍面深度等值线(据参考文献[24]修改)

Fig. 2 The isobath map of Moho in Shandong Province

表 1 鲁西隆起区大地热流数据

Table 1 The earth heat flow data sheet in the western Shandong uplift terrain

序号	位置	深度范围/m	地温梯度/(℃·km ⁻¹)	热导率/(W·(m·K) ⁻¹)	热流值/(mW·m ⁻²)	数据来源
1	临沂市沂南县	100~300	24.5	2.81	62.4	[26]
2	莱芜市高庄镇	180~210	20.0	2.42	48.1	[26]
3	泰安市新汶镇	645~735	16.37±0.28	2.95±0.17	48.1	[26]
4	莱芜市凤城街道办	320~390	21.0	2.39	50.2	[26]
5	淄博市张店区	110~210	22.0	2.81	62.0	[26]
6	淄博市金岭镇	200~240	28.0	2.30	69.1	[26]
7	临沂市蒋峪镇	/	27.5	2.20	70.7	[27]
8	临沂市兰山区	/	19.8	3.46	66.1	[27]

小于 $2^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$,而深度大于 1000 m ,地温梯度大于 $2^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ 。表2中LW-8-2井与LW-T117井均为莱芜盆地腹部的煤田地质勘探孔,目的层位为石炭系—二叠系煤层,计算的地温梯度分别为 $1.59^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ 和 $2.15^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ 。LW-DR01井底及热储层岩性为奥陶系马家沟群碳酸盐岩,井深 2700.7 m ,计算地温梯度为 $2.86^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ 。以上说明,莱芜盆地内部不同地层的地温梯度存在差异,且地温梯度具有随埋深增加逐渐增大的趋势,对应图3温度随深度变化曲线底部“右拐”。安驾庄地热田地温场在垂直方向上的变化,总体规律是温度随深度的增加而增加,从埋深 10 m ,温度 17°C ,增加到朱砂洞组热储层温度 $52\sim 72^{\circ}\text{C}$,地温梯度一般为 $3.0\sim 8.58^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ 。安驾庄地热田详查资料^②表明,热储盖层馒头组地温梯度为 $14.7^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$,朱砂洞组热储层地温梯度为 $6.33^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ (表2)。桥沟地热田周边测温数据^③表明,区内恒温带深度为 25 m ,恒温带温度 16°C ,通过QG-DR01地热井计算地温梯度为 $7.4^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ (表2)。

由图3可以看出,在大地热流整体较低的鲁中山区,构造沉积盆地与凸起接触带位置地温梯度远高于沉积盆地内部,即在温度随深度变化曲线中,构造接触带位置曲线更表现出“右拐”特点,地温梯度变化特征与大地热流分布特征相似。这种情况说明,造成本区地温提升的原因主要是地幔传导热源,属于正常的地热增温,与区域大地热流背景一致。

2.3 地热流体化学特征

地热流体水化学组分及其同位素特征往往保留着地热系统形成演化过程中的地球化学信息,常被用来分析地热流体的起源及地热系统中相关的

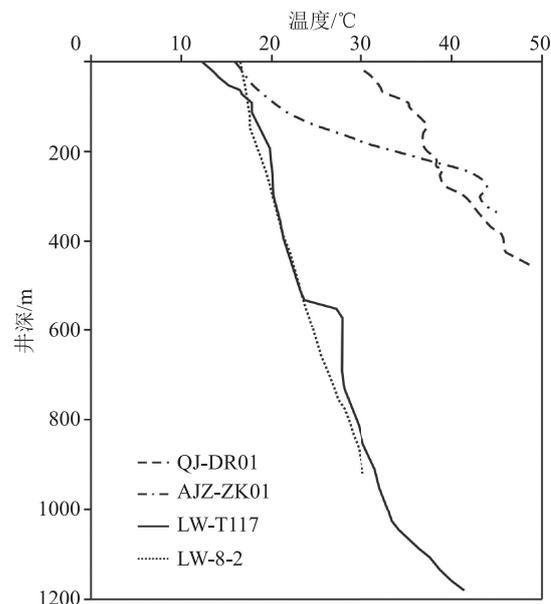


图3 研究区不同地热井测温曲线图

Fig. 3 The temperature measurement curves of different geothermal wells in the study area

地球化学过程,是认识地热资源形成机制、赋存环境及循环机理的有效手段之一^[31]。本文对不同地热井水化学数据进行搜集及取样分析(冷家庄LW-DR01井数据来源于专项调查报告^①,桥沟QG-DR01井数据来源于专项调查报告^③),并对地热井/田所属构造部位不同类型含水岩组及汶河水进行就近取样分析,共获取21组水化学全分析数据。水化学分析在山东省地矿工程勘察院实验测试中心进行,测试数据见表3。

地热流体在形成和运移过程中不断与围岩发生水岩反应,溶解围岩的矿物质成分,通常地热流体循环越深,循环时间越久,水岩作用越充分,其矿

表2 鲁中山区典型地热井测温及地温梯度数据

Table 2 Temperature measurement and geothermal gradient data of typical geothermal wells in the mountainous area of central Shandong Province

地热井编号	井深/m	井底温度/ $^{\circ}\text{C}$	地温梯度/ $(^{\circ}\text{C} \cdot 100\text{ m}^{-1})$	井底岩性	构造位置
LW-DR01	2700.7	82.3	2.86	奥陶系马家沟群碳酸盐岩	莱芜盆地内部
LW-T117	1195	41.2	2.15	石炭系—二叠系碎屑岩	莱芜盆地内部
LW-8-2	920	30.2	1.59	石炭系—二叠系碎屑岩	莱芜盆地内部
QG-DR01	468.0	48.4	7.4	太古宇变质岩	新甫山凸起与莱芜盆地毗连区
AJZ-ZK01	340.5	60.2	6.33	寒武系朱砂洞组白云岩	大汶口盆地与东平凸起接触带

表 3 鲁中山区典型地热井级周边水化学测试数据
Table 3 Hydrochemical test data of typical geothermal wells in the mountainous area of central Shandong Province

取样地点	原始编号	孔深 /m	含水岩组类型	构造单元	测试项目/(mg·L ⁻¹)										pH	水化学类型	δD V-SMOW/‰	δ ¹⁸ O
					Na ⁺	K ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	F ⁻	SiO ₂	TDS				
口镇小古城村	J059	501	O		18.0	4.0	101.6	48.9	19.9	194.9	310.6	3.3	16.6	559.0	7.6	HCO ₃ ·SO ₄ -Ca·Mg	-71.2	-8.2
口镇山头店村	J081	1200	O		68.0	3.8	39.7	17.9	18.2	9.1	351.6	0.6	6.6	340.0	7.7	HCO ₃ -Na·Ca	-48.4	-4.4
杨庄镇冷家庄(热)	DR01	2700	O		481.1	25.3	371.4	58.4	246.1	1705.0	133.3	/	43.0	3078.0	7.2	SO ₄ -Na·Ca	-73.0	-9.9
寨里镇大鱼池村	J013	246	O		32.0	0.7	144.7	24.4	50.0	101.3	273.0	0.4	26.0	829.3	7.6	HCO ₃ ·SO ₄ -Ca·Mg	-58.1	-7.3
杨庄镇孟官庄	J251	163	N ₁ β	莱芜盆地	48.0	1.3	36.1	17.4	11.0	17.3	273.0	0.3	16.3	281.0	7.9	HCO ₃ -Na·Ca	-54.3	-8.0
羊里镇郝家中荣	J124	17	Q		25.0	0.4	192.1	23.0	71.2	122.4	246.1	0.1	21.6	867.0	7.3	HCO ₃ ·SO ₄ -Ca	-57.7	-7.5
羊里镇何家庄	J134	40	Q		15.0	0.6	73.9	28.6	13.3	4.5	398.5	0.2	23.2	562.3	7.7	HCO ₃ -Ca·Mg	-62.5	-6.6
寨里镇下官庄瀛汶河	LW46	/	河水		10.0	1.6	110.6	23.1	56.3	99.7	167.0	0.3	4.9	488.0	7.9	HCO ₃ ·SO ₄ -Ca·Mg	-43.6	-3.1
北集坡镇旧县村	J2810	120	O		42.1	1.3	135.3	19.9	86.5	55.2	291.4	0.1	14.2	612.0	7.4	HCO ₃ ·Cl-Ca	-54.7	-7.5
徂徕镇桥沟村(凉)	J3603	165	ε		18.5	0.5	62.1	16.3	40.8	16.1	162.5	0.35	17.59	410.2	7.8	HCO ₃ ·Cl-Ca·Mg	-54.4	-7.9
徂徕镇桥沟村(热)	DR01	468	Ar		182.5	8.6	89.4	5.8	110.3	269.2	284.0	2.7	38.0	992.6	8.2	SO ₄ ·HCO ₃ -Na·Ca	-73.4	-8.5
房村镇西南望村	J3804	130	Ar	新甫山凸起-莱芜	91.7	9.5	100.2	31.7	145.4	13.8	312.8	0.3	16.9	712.0	7.4	HCO ₃ -Ca·Na	-53.5	-8.0
徐家楼乡洪沟社区	J404	10	Q	盆地毗连区	46.0	1.7	134.7	31.5	115.2	16.1	282.2	0.2	14.2	685.0	7.4	HCO ₃ -Ca·Mg	-52.5	-7.3
省庄镇东苑庄村	J1217	10	Q		36.0	0.3	138.7	14.3	104.6	18.4	300.6	0.1	18.0	715.8	7.4	HCO ₃ ·Cl-Ca	/	/
北集坡镇旧县牟汶河	NL36	/	河水		68.2	10.0	56.1	17.5	147.1	25.3	141.1	0.6	<0.5	415.0	7.8	Cl·SO ₄ -Na·Ca	-46.9	-6.4
安驾庄镇东赵村(热)	J002	149	ε		350.7	15.8	210.2	14.1	244.6	776.2	177.8	2.4	35.5	1810.0	7.9	SO ₄ ·Cl-Na·Ca	-62.2	-7.9
安驾庄镇北赵村	AJZ10	130	ε	大汶口盆地	128.1	6.0	167.9	30.2	139.0	355.9	220.7	0.8	16.8	1020.0	8.0	SO ₄ ·Cl-Ca·Na	-51.6	-6.6
堽城镇邵家庙村	AJZ31	15	Q	地与东平	113.5	0.9	197.4	19.7	190.7	346.8	134.9	0.5	16.13	1113.8	8.0	SO ₄ ·Cl-Ca·Na	-48.2	-5.9
马庄镇夏马庄村	J279	16	Q	凸起接	109.3	3.7	341.1	78.4	279.4	489.4	220.7	0.4	17.0	1859.4	7.7	HCO ₃ ·Cl-Ca·Mg	-55.6	-7.3
堽城镇前寨家洼村	J038	13	Ar	触带	24.6	2.9	102.4	10.3	46.1	102.3	159.4	0.5	27.6	542.2	8.1	HCO ₃ ·SO ₄ -Ca	-56.8	-7.4
蒋集镇苏家泉大汶河	AJZ03	/	河水		118.0	12.4	108.6	29.1	178.0	253.1	147.1	0.8	3.5	800.0	8.0	SO ₄ ·Cl-Ca·Na	-34.7	-4.6

注: Q—第四系松散岩类; O—奥陶系碳酸盐岩类; ε—寒武系碳酸盐岩类; Ar—太古宇变质岩; N₁β—新近纪辉绿岩

物质含量就越高,水化学类型也就越复杂^[32]。从表3可以看出,鲁中山区不同构造单元地热井水化学样品TDS值均较大,高于周边其他类型水体值,其中,莱芜盆地冷家庄地热井水TDS值高达3078 mg/L,反映较深的地热流体循环深度。各地热井水pH值均与各水体类型背景值相近,为中性或偏碱性。从不同地热井及周边地下水Schoeller图(图4)可以看出,地热水各离子组分含量较其他水体值高;地热水阳离子组分含量变化规律为 $\text{Na}^+ + \text{K}^+ > \text{Ca}^{2+} > \text{Mg}^{2+}$,阴离子组分为 $\text{SO}_4^{2-} > \text{Cl}^- > \text{HCO}_3^-$ 。其他水体阳离子组分含量变化规律为 $\text{Ca}^{2+} > \text{Na}^+ + \text{K}^+ > \text{Mg}^{2+}$,阴离子组分为 $\text{HCO}_3^- > \text{SO}_4^{2-} > \text{Cl}^-$,地热水表现出 $\text{Na}^+ + \text{K}^+$ 及 SO_4^{2-} 富集的特点(图4)。

结合研究区不同构造单元地热井及周边各类型地下水化学三线图(图5),各地热水化学类型分异特征明显,且主要体现在阴离子($\text{SO}_4^{2-} + \text{Cl}^-$)及阳离子($\text{Na}^+ + \text{K}^+$)的相对含量。冷家庄地热井

LW-DR01中 $\text{SO}_4^{2-} + \text{Cl}^-$ 的阴离子总量占比高达95%, $\text{Na}^+ + \text{K}^+$ 的阳离子总量占比大于40%;桥沟地热井QG-DR01中 $\text{SO}_4^{2-} + \text{Cl}^-$ 的阴离子总量占比大于60%, $\text{Na}^+ + \text{K}^+$ 的阳离子总量占比大于60%;安驾庄地热井J002中 $\text{SO}_4^{2-} + \text{Cl}^-$ 的阴离子总量占比接近90%, $\text{Na}^+ + \text{K}^+$ 的阳离子总量占比接近60%,与Schoeller图(图4)显示的主要离子富集规律一致。采用舒卡列夫水化学分类法对水化学样品进行分类统计表明,研究区地热水化学类型均为 $\text{SO}_4 - \text{Na} \cdot \text{Ca}$ 型及 $\text{SO}_4 \cdot \text{R} - \text{Na} \cdot \text{Ca}$ 型(R为Cl或 HCO_3) ,明显有别于其余水体的 $\text{HCO}_3 - \text{Ca}$ 型(表3)。

2.4 热储温度估算

Giggenbach基于Na-K和K-Mg两种阳离子地温计提出Na-K-Mg三角图解法,用来判断评价地热水的水-岩平衡状态^[33-34]。Na-K-Mg三角图将地热水分为未平衡区(未成熟水)、部分平衡区(混合区)、平衡区(成熟水)3种类型。将研究区不同水

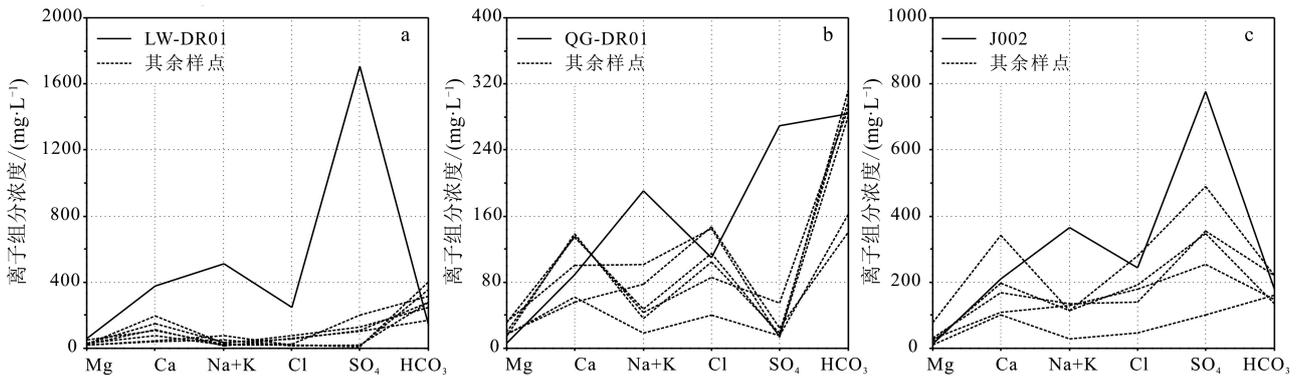


图4 研究山区不同地热井及周边地下水Schoeller图

Fig. 4 The Scholler diagrams of different geothermal wells and surrounding groundwater in the study area

a—莱芜盆地;b—新甫山凸起与莱芜盆地毗连区;c—大汶口盆地与东平凸起接触带

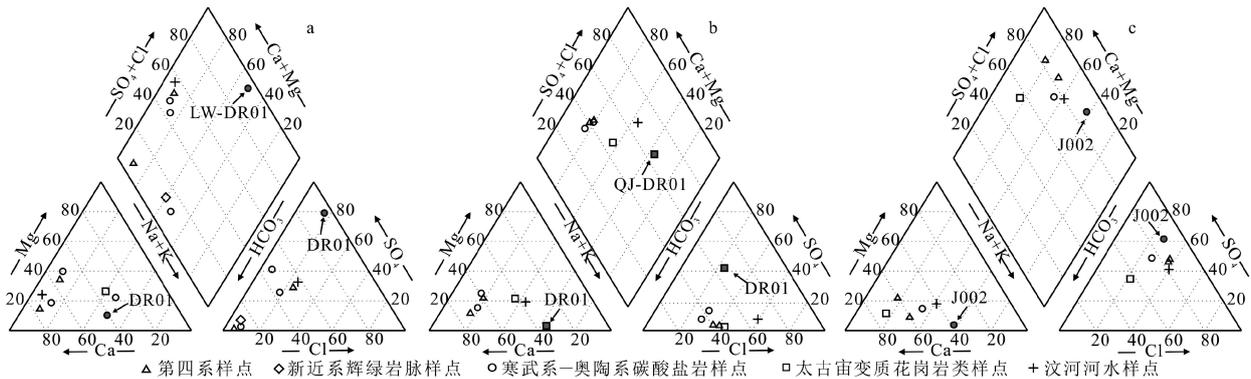


图5 研究区不同地热井及周边地下水Piper图

Fig. 5 The Piper diagrams of different geothermal wells and surrounding groundwater in the study area

a—莱芜盆地;b—新甫山凸起与莱芜盆地毗连区;c—大汶口盆地与东平凸起接触带

体类型水化学样品的 Na^+ 、 K^+ 、 Mg^{2+} 离子含量转化后投影到 Na-K-Mg 三角图解(图 6)上,可以看出,区内地热水与其他水体样品分异特征明显,但均属于未平衡区范围。说明研究区地热水水-岩相互作用未达到平衡状态,溶解作用仍在进行,可能是由于浅部地下水的大量混合^[35],使地热水中阳离子元素含量变低,所以不宜采用阳离子温标估算热储温度。当温度小于 300℃时,水中溶解的 SiO_2 一般不受其他离子或络合物影响,因此适合使用 SiO_2 地热温标估算热储温度。

本文采用适用于 20~330℃区间的无蒸汽损失石英地温计^[36] 计算公式计算热储温度,具体公式如下:

$$T = \frac{1309}{5.19 - \lg \rho(\text{SiO}_2)} - 273.15 \quad (1)$$

式中: T 为地温(℃); $\rho(\text{SiO}_2)$ 为溶液中 SiO_2 质量浓度(mg/L)。

结合不同地热井水中 SiO_2 质量浓度数据(表 3), 计算所得冷家庄 DR01 地热井热储温度为 94.90℃, 桥沟地热井 DR01 热储温度为 89.43℃, 安驾庄地热田 J002 地热井热储温度为 86.49℃。计算温度与统计的地热井井底温度(表 2)对比结果揭示, 计算热储温度均高于井底实测温度, 差值在 12.60~41.03℃范围内。造成以上结果的原因, 一是井底测量温度不能代表井底的真实温度, 因为井底测温多为非稳态测温, 后期抽水试验实测出水温度值偏高可以说明这一点; 二是地热井实际钻凿的储层厚度通常较浅, 不能代表真实热储温度^[37]。

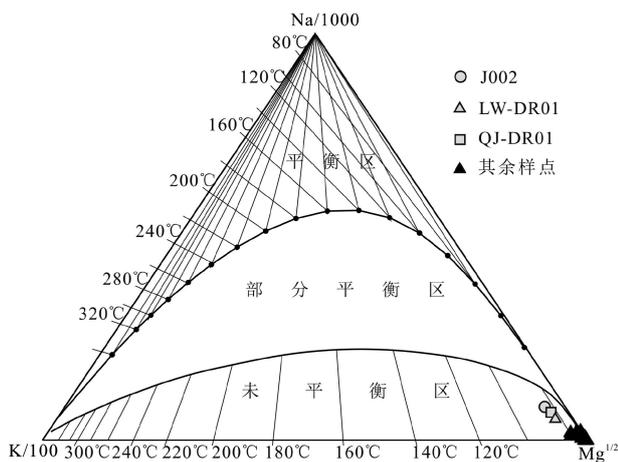


图 6 研究区地热水 Na-K-Mg 三角图

Fig. 6 Triangular diagram of geothermal water in the study area

3 热水成因

3.1 热水补给来源

由水中 8 种常见的 K^+ 、 Na^+ 、 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 、 HCO_3^- 、 CO_3^{2-} 、 SO_4^{2-} 、 Cl^- 离子毫克当量百分数组合而成的 Langlier-Ludwig 图解(图 7), 常用来分析地热水的来源^[38-40]。根据离子组成的相对含量, 将图内区域分为 4 部分, I 代表碱金属离子($\text{Na}+\text{K}$)的重碳酸盐类型区; II 代表碱土金属离子($\text{Ca}+\text{Mg}$)的重碳酸盐类型区; III 代表碱土金属离子的氯化物及硫酸盐分布区; IV 代表碱金属离子的氯化物及硫酸盐分布区。图 7 左上方为较纯的地热水, 右下方为接受大气降水形成的水及浅表冷水区, 中间部分为二者的混合, 且自左上角沿混合线向右下角代表受大气降水或浅表冷水混合程度增大。由图 7 可以看出, 研究区地热水位于 IV 区靠下及边缘位置, 且明显分异于其他类型水体分布特征。这说明, 研究区地热水均受到了浅表冷水和大气降水的混入, 区内所采地热水是地热热源水和补给凉水的混合型水。

为进一步分析鲁中山区地热水补给来源, 对研究区各构造单元热水及其周边不同水体进行稳定

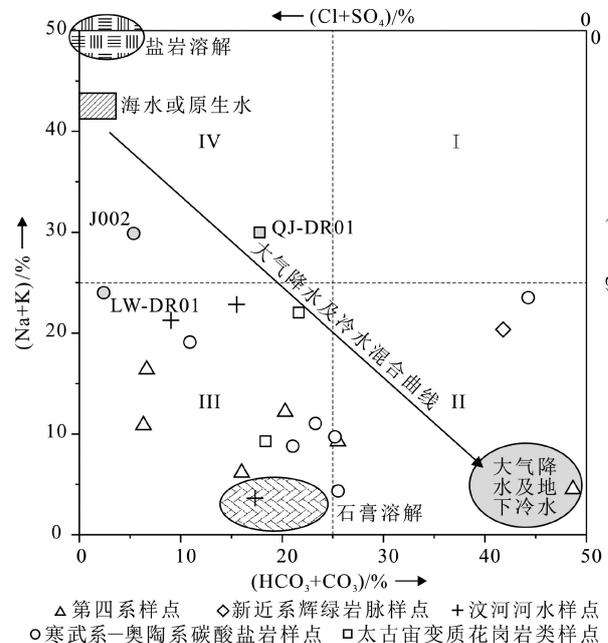


图 7 研究区 Langlier-Ludwig 图解

Fig. 7 Langlier-Ludwig diagram in the study area

I—碱金属离子($\text{Na}+\text{K}$)的重碳酸盐类型区; II—碱土金属离子($\text{Ca}+\text{Mg}$)的重碳酸盐类型区; III—碱土金属离子的氯化物及硫酸盐分布区; IV—碱金属离子的氯化物及硫酸盐分布区

同位素¹⁸O、²H 取样分析(冷家庄 DR01 井数据来源于专项调查报告①,桥沟 DR01 井数据来源于专项调查报告③)。测试分析在核工业地质分析测试研究中心完成,数据结果见表 3。统计结果显示,地热水稳定同位素 δ¹⁸O 值和 δD 值明显小于各构造单位内部水体稳定同位素值。位于莱芜盆地的冷家庄地热井 DR01 的 δ¹⁸O 值为-9.9‰,δD 值为-73.0‰,其余水体 δ¹⁸O 值介于-8.2‰~-3.1‰之间,δD 值介于-71.2‰~-43.0‰之间,该现象在新甫山凸起与莱芜盆地毗连区的桥沟地热田与东平凸起与大汶口盆地接触带的安驾庄地热田显示出同样的结果。鲁中山区不同构造单元地热水、不同类型含水岩组地下水及地表水的 δ¹⁸O 和 δD 同位素数据基本都落在当地大气降水线^[21]附近(图 8),说明鲁中山区的地热水是大气来源,只是因降水补给的高程、径流途径不同而异。

3.2 地热富集模式

在地热地质研究中,根据研究对象的不同,大至

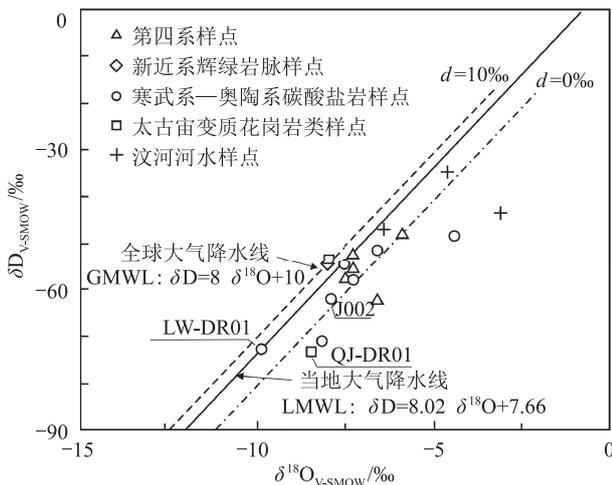


图 8 研究区 δD 和 δ¹⁸O 散点关系图

Fig. 8 Scatter diagram between δD and δ¹⁸O in the study area

沉积盆地小到温泉,均可称为一个地热系统^[41]。Muffler^[42]根据地热系统的地质环境和热量传递方式将地热系统划分为对流型和传导型 2 类。王贵玲等^[41]综合考虑中国不同地区水热系统赋存的地热地质背景、源通盖储条件,将中国主要水热型地热系统划分为对流型、传导型和传导-对流复合型。本文根据鲁中山区各地热系统所处构造位置,结合地热井/田热储类型、断裂发育特征认为,位于冷家庄地热系统是靠正常地热增温率增温的深层沉积层含水系统,热量来源是简单地通过地壳垂直大地热流传导聚热,大气降水或浅表冷水沿盆地边界深大断裂——泰安-口镇断裂(F1)和大王庄-铜冶店断裂(F2),深径流入渗补给深部奥陶系含水层,由于流体在深部含水层中的流动非常缓慢,使流体有足够时间通过热传导加热而形成热水系统(图 9)。

桥沟地热系统及安驾庄地热系统由于位于盆地边缘隆起区,属于热对流型地热系统。桥沟地热田内发育滂河断裂和北店子断裂(F9) 2 条交汇断裂,其中北店子断裂为沟通深部热源的深大断裂,来自浅表冷水及大气降水沿滂河断裂下渗进行深循环,地下水不断得到来自深部热能的加热,温度升高,热水受徂徕山前致密花岗闪长岩阻挡,于滂河断裂与北店子断裂交汇位置上溢成泉(图 9)。调查资料显示,安驾庄地热田内断裂构造发育,且区内 NNE 向断裂体系为至今活跃的活动断裂^②。活动断裂沟通深部热源,使热流体沿断裂通道上涌至溶蚀发育的朱砂洞热储层,并在热储层中横向扩散,持续混合加热东平凸起方向下渗的大气降水及浅表冷水。热储上覆的馒头组砂页岩形成良好保温盖层,使热水得以保温,富集在朱砂洞组含水层中(图 10)。

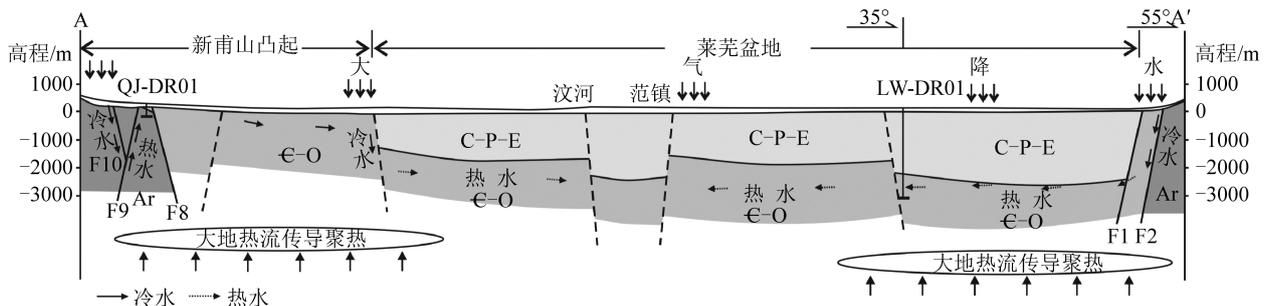


图 9 莱芜盆地及新甫山凸起地热富集模式剖面

Fig. 9 The profile of geothermal enrichment model in Laiwu Basin and Xinfushan Uplift

F1—泰安-口镇断裂;F2—大王庄-铜冶店断裂;F8—徂徕山断裂;F9—北店子断裂;F10—滂河断裂;C-P-E—石炭系、二叠系、古近系碎屑岩;C-O—寒武系-奥陶系碳酸盐岩;Ar—太古宇变质岩

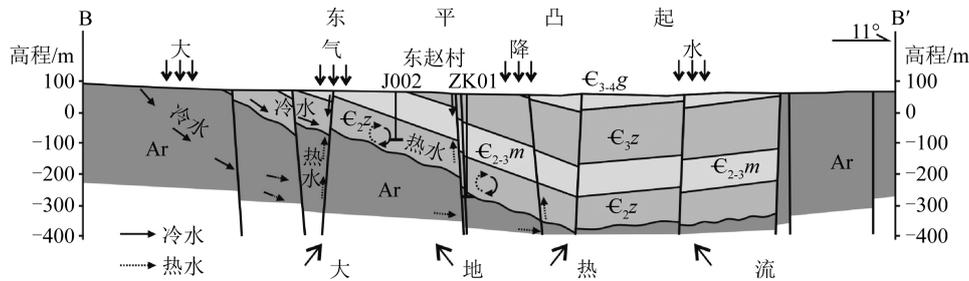


图 10 大汶口盆地与东平凸起接触带地热富集模式剖面

Fig. 10 The profile of geothermal enrichment model in the contact zone between Dawenkou Basin and Dongping Uplift

ε_{3-4g}—寒武系崮山组; ε_{2-3m}—寒武系馒头组; ε_{2z}—寒武系朱砂洞组; Ar—太古宇变质岩

4 结 论

(1) 鲁中山区莫霍面深度为 34~36 km, 地热流值为 48~70 mW/m², 为山东省大地热流低值区、莫霍面埋深最大区域, 属于地热资源形成相对不利区域。构造沉积盆地与凸起接触带位置地温梯度远高于沉积盆地内部, 为成热相对有利区域。

(2) 鲁中山区地热水与其他水体样品水化学分异特征明显, 热水的 TDS 表现为异常高值, 水化学类型为 SO₄-Na·Ca 及 SO₄·R-Na·Ca (R 为 Cl 或 HCO₃) 型水, 明显有别于其余水体的 HCO₃-Ca 型水, 水化学离子表现为 Na⁺+K⁺ 及 SO₄²⁻ 富集的特点。

(3) 鲁中山区热储温度为 86.4~94.9℃, 多为中低温热储范畴, 大气降水为热水主要补给来源。浅表冷水和大气降水的混入, 使热储内地热水尚未达到水-岩相互作用离子平衡状态。

(4) 莱芜盆地的冷家庄地热系统靠正常地热增温率增温, 热量来源通过地壳垂直大地热流传导聚热, 属于传导型地热系统。位于盆缘凸起的桥沟和安驾庄地热田属于对流型地热系统, 其特点是, 大气降水和浅表冷水沿断裂下渗进行深循环, 热源沿地热田内沟通深部热源断裂上涌, 持续加热、混合下渗冷水, 形成热水。

致谢: 中国地质调查局水文地质环境地质调查中心“沂蒙山革命老区 1:5 万水文地质调查”项目组全体成员支持了本次工作, 感谢两位审稿专家的宝贵意见。

参考文献

[1] Rybach L. Geothermal energy: sustainability and the environment[J].

Geothermics, 2003, 32(4/6): 463-470.
 [2] Lund J W, Bjelm L, Bloomquist G, et al. Characteristics, development and utilization of geothermal resources[J]. Episodes, 2008, 31(1): 140-147.
 [3] Lund J W, Toth A N. Direct utilization of geothermal energy 2020 worldwide review [C]// Proceedings World Geothermal Congress 2020, Reykjavik, Iceland, 2020: 1-39.
 [4] Zhao X G, Wan G. Current situation and prospect of China's geothermal resources[J]. Renewable and Sustainable Energy Reviews, 2014, 32(4): 651-661.
 [5] 王贵玲, 张薇, 梁继运, 等. 中国地热资源潜力评价[J]. 地球学报, 2017, 38(4): 449-459.
 [6] 王贵玲, 刘彦广, 朱喜, 等. 中国地热资源现状及发展趋势[J]. 地学前缘, 2020, 27(1): 1-9.
 [7] 周总瑛, 刘世良, 刘金侠. 中国地热资源特点与发展对策[J]. 自然资源学报, 2015, 30(7): 1210-1221.
 [8] Jaupart C, Labrosse S, Lucazeau F, et al. Temperatures, heat, and energy in the mantle of the Earth [J]. Earth Systems and Environmental Sciences, 2015, 7: 223-270.
 [9] 毛小平. 地热田高温异常成因机理及温度分布特征[J]. 地球学报, 2018, 39(2): 216-224.
 [10] 徐军祥, 康凤新. 山东省地热资源[J]. 中国地质, 1999, (9): 30-31.
 [11] 栾光忠, 刘红军, 刘冬雁, 等. 山东半岛温泉的地热属性及其特征[J]. 地球学报, 2002, 23(1): 79-84.
 [12] 杨尚昌, 康凤新, 王学鹏, 等. 砂岩孔隙热储地温场水化学场特征及地热水富集机理——鲁北馆陶组热储典型案例[J]. 地质学报, 2019, 93(3): 738-750.
 [13] 蔡有兄, 钟秀燕. 山东省鲁中南地区典型地热田概述[J]. 山东国土资源, 2015, 31(5): 24-30.
 [14] 高宗军, 孙智杰, 杨永红, 等. 山东省地热水水化学研究及赋存特征[J]. 科学技术与工程, 2019, 19(20): 85-90.
 [15] 吴立进, 赵季初, 李艾银, 等. 鲁北拗陷区地热资源开发利用关键性问题研究[J]. 地质与勘探, 2016, 52(2): 300-306.
 [16] 刘志涛, 刘帅, 宋伟华, 等. 鲁北地区砂岩热储地热尾水回灌地温场变化特征分析[J]. 地质学报, 2019, 93(s1): 149-157.
 [17] 冯守涛, 王成明, 杨亚宾, 等. 砂岩热储回灌对储层影响评价——以鲁西北拗陷地热区为例[J]. 地质学报, 2019, 93(s1): 158-167.

- [18] 刘元晴,周乐,李伟,等.鲁中山区下寒武统朱砂洞组似层状含水层成因分析[J].地质论评,2019,65(3): 653-663.
- [19] 李少俊,李三忠,李玺瑶,等.鲁西地块新生代断裂体系活动性与深部动力机制[J].海洋地质与第四纪地质,2018,38(4): 123-134.
- [20] 李守军,郑德顺,蔡进功,等.鲁北和鲁西南地区古近纪盆地沉积特征与控制因素探讨[J].地质论评,2003,49(3): 225-232.
- [21] 刘元晴,周乐,李伟,等.山东莱芜盆地西北缘古近系半固结含水岩组的特征及其成因[J].地球学报,2018,39(6): 737-748.
- [22] 康凤新,徐军祥,张中祥.山东省地下水资源及其潜力评价[J].山东国土资源,2010,26(8): 4-12.
- [23] 张增奇,张成基,王世进,等.山东省地层侵入岩构造单元划分对比意见[J].山东国土资源,2014,30(3): 1-23.
- [24] 高宗军,吴立进,曹红.山东省地热资源及其开发利用[J].山东科技大学学报(自然科学版),2009,28(2): 1-7.
- [25] 龚育龄,王良书,刘绍文,等.济阳拗陷大地热流分布特征[J].中国科学(D辑),2003,33(4): 384-391.
- [26] 汪集旻,黄少鹏.中国大陆地区大地热流数据汇编(第二版)[J].地震地质,1990,12(4): 351-366.
- [27] 胡圣标,何丽娟,汪集旻.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): 611-624.
- [28] 姜光政,高珊,饶松,等.中国大陆地区大地热流数据汇编(第四版)[J].地球物理学报,2016,59(8): 2892-2910.
- [29] 汪洋,汪集旻,熊亮萍,等.中国大陆主要地质构造单元岩石圈地热特征[J].地球学报,2001,22(1): 17-22.
- [30] 刘春华,王威,卫润政.山东省水热型地热资源及其开发利用前景[J].中国地质调查,2018,5(2): 51-56.
- [31] 刘明亮,何瞳,吴启帆,等.雄安新区地热水化学特征及其指示意义[J].地球科学,2020,45(6): 2221-2231.
- [32] 史猛,张杰,殷焘,等.胶东半岛中低温对流型地热资源水化学特征分析[J].地质学报,2019,93(s1): 138-148.
- [33] Giggenbach W F. Geothermal solute equilibria. Derivation of Na-K-Mg-Ca geoindicators[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1988, 52(12): 2749-2765.
- [34] 袁利娟,孔祥军,高剑,等.北京市延庆地热田成因模式[J].地质论评,2020,66(4): 933-941.
- [35] 李泓泉,张树胜,谢明忠,等.冀西北蔚县盆地地热资源赋存特征及勘查开发方向[J].地质论评,2020,66(4): 919-932.
- [36] Fourmier R O. Chemical geothermometers and mixing models for geothermal systems[J]. *Geothermics*, 1977, 5: 31-40.
- [37] 袁利娟,杨峰田.北京迭断陷内蓟县系热储层温度分布特征[J].吉林大学学报(地球科学版),2017,47(1): 179-188.
- [38] Langelier W F, Ludwig H F. Graphical methods for indicating the mineral character of natural waters[J]. *Journal of the American water works association*, 1942, 34(3): 335-352.
- [39] Vaselli O, Minissable A, Tassi F, et al. A geochemical traverse across the Eastern Carpathians (Romania): constraints on the origin and evolution of the mineral water and gas discharges [J]. *Chemical Geology*, 2002, 182(2): 637-654.
- [40] 柯柏林,林天懿,李文,等.北京西山谷积山背斜地热系统成因模式及远景区预测[J].地质通报,2019,38(8): 1378-1385.
- [41] 王贵玲,蔺文静.我国主要水热型地热系统形成机制与模式[J].地质学报,2020,94(7): 1923-1937.
- [42] Muffler L J P. Tectonic and hydrological control of the nature and distribution of geothermal resources [C] // *Proceedings, second U. N. symposium on the development and use of geothermal resources*, Washington D.C.: Government Printing Office, 1976: 499-507.
- ①山东省地矿工程勘察院.山东省泰莱盆地地热资源成热预测研究报告.2010.
- ②山东省地质矿产局第一地质队.山东省肥城市安驾庄地热田详查地质报告.1995.
- ③山东省第一地质矿产勘查院.山东省泰安市岱岳区徂徕镇地热资源普查报告.2003.