

DOI:10.19948/j.12-1471/P.2023.02.07

天津山岭子地热田蓟县系雾迷山组热储流体 同位素特征及其指示意义

岳冬冬^{1,2}, 贾小丰^{1,2}, 张秋霞^{1,2}, 冯昭龙^{1,2}, 李胜涛^{1,2,3*}(1. 中国地质调查局水文地质环境地质调查中心, 保定 071051; 2. 自然资源部地热与干热岩勘查
开发技术创新中心, 保定 071000; 3. 吉林大学地下水资源与环境教育部重点实验室, 长春 130021)

摘要:为分析天津山岭子地热田地热流体化学成因、赋存条件及物质来源,笔者通过采集地热流体样品和测试分析,对天津山岭子地热田蓟县系雾迷山组地热流体同位素特征进行了研究,总结了天津山岭子地热田蓟县系雾迷山组地热流体起源与形成机理。结果表明:研究区蓟县系雾迷山组地热流体⁸⁷Sr/⁸⁶Sr范围为0.7113~0.7118,指示碳酸盐岩溶解成因,表现出明显的时间累积效应;蓟县系雾迷山组热储流体的⁴⁰Ar/³⁶Ar范围为301~412,远小于幔源⁴⁰Ar/³⁶Ar,可排除其幔源物质成因。 $\delta^{34}\text{S}$ 范围为34.1‰~34.6‰,气体组分含量以氮气和甲烷为主,指示其还原环境。本文研究结果对山岭子地热田地热资源的开发利用具有借鉴参考意义。

关键词:山岭子地热田; 蓟县系雾迷山组; 环境同位素; 稀有气体

中图分类号: P314

文献标识码: A

文章编号: 2097-0188(2023)02-0045-06

低碳城市建设对地热资源的需求较大^[1],天津作为地热资源丰富的直辖市,地热资源开发利用规模位居全国前列^[2]。截止2020年底,天津市共有地热开采井343眼,回灌井204眼,其中以蓟县系雾迷山组地热井为主,成井深度大多在1500~3000 m之间。丰富的地热钻孔为地面以下2000~4000 m深度范围内的地热系统研究提供了便利。长期以来,对于天津市平原区蓟县系热储中地热流体的水化学、同位素特征也有了一定程度的了解^[3-11],但其指示的地热流体的补给、循环特征却较少涉及。已有研究表明,C、S、Sr等同位素可以较好的指示地热流体的水化学成因^[12-18]。而C、Ar等同位素可以用来指示地热流体中的物质来源^[19-20],其主要原理是利用大气来源、壳源、幔源等不同端元的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{HCO}_3^-}$ 、⁴⁰Ar/³⁶Ar具有明显差异,通过将地热流体中 $\delta^{13}\text{C}_{\text{HCO}_3^-}$ 、⁴⁰Ar/³⁶Ar与大气来源、壳源、幔源物质等端元的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{HCO}_3^-}$ 、⁴⁰Ar/³⁶Ar值进行对比,从而对地热流体中的物质来源进行判断。

山岭子地热田作为天津市几大地热有利区之一,区域建设对清洁能源需求巨大^[21]。2017—2019

年东丽湖区域地热资源的勘探突破更是极大推动了山岭子地热田地热资源的开发进程^[22]。对地热水的补给、循环的掌握,是科学合理开发地热资源的基础。本文利用水化学和⁸⁷Sr/⁸⁶Sr、¹³C同位素、³⁴S同位素和⁴⁰Ar/³⁶Ar同位素及溶解气体等手段,系统描述了天津市山岭子地热田的流体同位素特征,着重分析了蓟县系热储中地热流体的水化学成因、物质来源和赋存环境等特点,从而为城市地热资源的开发保护提供科学支撑。

1 地热地质条件概况

山岭子地热田大部分位于沧县隆起北端的潘庄凸起构造区之上;东侧、东南侧为黄骅拗陷,西北侧为冀中拗陷,北起潘庄凸起中部,南至海河断裂,西侧为天津断裂,西南侧为白塘口凹陷(图1)。潘庄凸起构造区属于沧县隆起的三级构造单元。北部以汉沽断裂为界与王草庄凸起相接,南部以海河断裂为界与双窑凸起、白塘口凹陷和小韩庄凸起相连,沧东断裂和天津断裂分别为其南东和北西界,总体呈北

收稿日期:2022-09-01

资助项目:中国地质调查局项目“东部地区干热岩资源调查评价(DD20221680)”、“天津东丽区—河北牛驼镇地热资源调查与试验(DD20190127)”

作者简介:岳冬冬(1991-),男,工程师,硕士,毕业于吉林大学地下水科学与工程专业,现从事地热地质调查研究工作,E-mail:623001782@qq.com。*通讯作者:李胜涛(1982-),男,正高级工程师,硕士,毕业于吉林大学地下水科学与工程专业,现从事地热地质调查研究工作,E-mail:li.st@163.com。



图1 山岭子地热田位置示意图

Fig.1 Location of shanlingzi geothermal field

- 1.断裂;2.山岭子地热田;3.行政界线;4.行政单位;5.地热井(井号,层位,深度);6. $\text{ClSO}_4\text{-Na}$ 型水;7. $\text{ClHCO}_3\text{SO}_4\text{-Na}$ 型水;8. $\text{ClSO}_4\text{HCO}_3\text{-Na}$ 型水

东延伸的不对称地垒形态。区内已查明的多个热储层垂向上叠置,包括新近系明化镇组、馆陶组,古生界的奥陶系、寒武系昌平组热储、蓟县系雾迷山组热储等。明化镇组全区分布,与下伏地层馆陶组整合接触,底板埋深1 250~1 450 m,厚度为800~950 m。馆陶组在研究区西部缺失,其底板埋深约为1 250~1 550 m,厚度为0~100 m。奥陶系热储仅在研究区南部分布,顶板埋深1 200~1 500 m,厚度为100~500 m。寒武系热储在东丽湖部分缺失,顶板埋深1 500~2 500 m,厚度为0~700 m。

蓟县系雾迷山组热储层在研究区内普遍分布,雾迷山组顶板埋深为1 600~2 000 m,揭露厚度为500~600 m,岩性以白云岩为主,该热储层岩溶、裂隙、空隙较发育,富水性强,是该区主要的基岩热储层之一。裂隙率1.85%~12.3%,渗透率为 $0.1\sim 4.71\times 10^{-3}\mu\text{m}^2$,泥质含量为1.0%~6.0%;单井出水量为80~120 m^3/h ,

最大可达204.61 m^3/h ,出水温度为96~102 $^{\circ}\text{C}$ 。

2 样品采集与测试

本次研究于2017年11月份进行了样品的采集工作,共采集全分析样品87件, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 样品41件, ^{13}C 同位素33件, $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ 样品5件, ^{34}S 样品4件,流体溶解气样品1件。水化学和同位素样品均委托核工业北京地质研究院进行测试。其中,全分析样品由液相离子色谱仪测试,相对测定误差为1%。 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 采用Phoenix热表面电离质谱仪测试, ^{13}C 采用MAT-253气体同位素质谱仪测试。 $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ 采用Helix SFT测试。其中,不同水体各测试项目样品数量如表1所示,测试结果见表2。

3 数据分析

3.1 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 特征

大气降水携带的 Sr^{2+} 浓度通常很低,天津市大气降水中Sr的平均浓度为0.008 mg/L,地下水中的Sr浓度取决于含水介质中的Sr含量和水岩相互作用程度^[23-24]。锶常以类质同象方式存在于含钙矿物中,地下水中锶的来源主要有风源沉积物、土壤硅酸盐、碳酸盐、硫酸盐等矿物的风化和含水介质的矿物溶解。碳酸盐、硫酸盐来源锶的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 约为0.708 0,硅酸盐来源锶的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 较大,一般为0.716 0~0.720 0,相比碳酸盐来源锶的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 高约0.008 0~0.012 0^[25-28],水体流经地质体时发生水岩作用会带出其中的锶,而锶的地球化学性质非常稳定,在水文地球化学作用的过程中不会发生分馏,不同的岩石组分具有特定的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$,从而造成不同水体可能具有不同的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$,且与不同的地质环境相对应。通过分析研究区 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 的特征可以推测地热流体中物质的来源。研究区 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -TDS和 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Sr关系图如图2、图3所示。

由图可见各储层地热流体 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 差异明显。其中新近系明化镇组地热流体的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 位于0.707 5~0.711 6,普遍低于0.7085,接近碳酸盐岩地层

表 1 各水体样品测试项目及数量
Table 1 Test items and quantities of each water body sample

水体	全分析	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	¹³ C 同位素	³⁴ S 同位素	⁴⁰ Ar/ ³⁶ Ar	气体组成
地表水	10					
第四系	3	3				
新近系明化镇组	34	11	11			
新近系馆陶组	7	4	2			
奥陶系	5	1				
寒武系	4	2	2			
蓟县系雾迷山组	24	20	18	4	5	1

注:测试单位为核工业北京地质研究院

表 2 样品测试结果(mg/L)
Table 2 Sample test results (mg/L)

样品编号	井深 / m	层位/采样位置	TDS	pH	δ ¹³ C	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	Sr ²⁺ /μg/L	δ ³⁴ S
DL-23		奥陶系				0.711 3		
HD-31B	1 458	奥陶系		7.9			0.01	
东丽供热		奥陶系	1 791	7.4				
JJS001P		地表水	2 134	8.12			592	
JJS004P		地表水	2 141	8.15			596	
A1009	780	第四系	519	8.5	-12.1	0.709 1		
A1020		第四系			-11.2	0.709 5		
A1037		第四系	537	8.55	-9.7	0.709 1		
LK2		第四系	650	8.71				
DL-10	1 290	新近系馆陶组	1 809	7.94				
DL-26	1 372	新近系馆陶组	1 593	7.5	-4.1	0.710 6	2735	
PZR4		新近系馆陶组				0.710 3		
DL-36B	2 200	寒武系	1 582	7.23	-2.7	0.711 5		
DL-46B	1 174	寒武系	1 612	7.7	-2.5	0.711 4		
BC-04		新近系明化镇组	1 066	8.3		0.708 3	79.4	
DL-20	1 100	新近系明化镇组	1 536	8.32	-6.6	0.708 1		
DL-45	1 494	新近系明化镇组	1 312	8.25	-9.49			
DL-50	1 510	新近系明化镇组	1 578	7.85	-3.4	0.711 6	2003	
FSW		新近系明化镇组				0.711 4		
HDR1		新近系明化镇组	1 674	8.16	-7.6	0.711 4		
LKR1		新近系明化镇组	1 564	7.66	-2.5			
PZR1		新近系明化镇组	1 182	8.18	-8.7	0.708 3	456	
QLH03		新近系明化镇组	750	8.5	-10.2	0.707 5		
XF-1	1 300	新近系明化镇组	688	8.45	-13.24	0.707 6	54.1	
XXT-1	860	新近系明化镇组	482	8.46	-12.71	0.707 5	59.1	
侯口 1 号		新近系明化镇组	861	8.42	-12.34	0.708 1		
DL-19	1 842	蓟县系雾迷山组	1 521	7.93	-4.2	0.711 8		
DL-22	2 546	蓟县系雾迷山组	1 658	7.56	-2.8	0.711 3		
DL34	2 327	蓟县系雾迷山组	1 545	7.5	-2.9	0.711 7		
DL-36	2 668	蓟县系雾迷山组				0.709 5		
DL-37	2 707	蓟县系雾迷山组	1 610	7.3	-2.6	0.711 3		
DL-40	2 328	蓟县系雾迷山组	1 579	7.76	-3.9	0.711 7	2018	
DL-42	2 760	蓟县系雾迷山组	1 545	7.76	-5.39	0.711 6	2024	
DL-44	2 373	蓟县系雾迷山组	1 511	8.08	-6.07	0.711 7		
DL-46	1 459	蓟县系雾迷山组	1 687	7.81	-3.1	0.711 4		
DL-49	2 023	蓟县系雾迷山组	1 658	7.83	-3.2	0.711 4		
DL-51	3 634	蓟县系雾迷山组	1 569	7.5	-4.85	0.711 8	1931	
DL-52	2 469	蓟县系雾迷山组	1 569	8.2	-3.3	0.711 6		
DL-56	2 353	蓟县系雾迷山组	1 584	8.11	-3.9	0.711 5		
DL-63	2 227	蓟县系雾迷山组	1 578	7.87	-5.82	0.711 4		
DL-64	2 564	蓟县系雾迷山组	1 497	7.87	-5.35	0.711 6		
DL76	2 430	蓟县系雾迷山组			-4.83	0.711 5		
DL-82	2 438	蓟县系雾迷山组	1 589	7.79	-5.55	0.711 7		
JN-27	2 800	蓟县系雾迷山组				0.710 0		
SY-01	4 051.68	蓟县系雾迷山组			-3.3			
SY-02	4 051.68	蓟县系雾迷山组			-3.6			34.2
SY-03	4 051.68	蓟县系雾迷山组			-3			34.6
SY-04	4 051.68	蓟县系雾迷山组						34.1
SY-05	4 051.68	蓟县系雾迷山组						34.2

的⁸⁷Sr/⁸⁶Sr值,可以推断明化镇组地热流体的⁸⁷Sr/⁸⁶Sr主要受水岩作用成因。

蓟县系雾迷山组地热流体⁸⁷Sr/⁸⁶Sr普遍在0.711 3~0.711 8之间,高于碳酸盐岩的⁸⁷Sr/⁸⁶Sr(0.708 0),表明而低于蓟县系雾迷山组地热流体⁸⁷Sr/⁸⁶Sr受到两个方面因素控制:一是碳酸盐岩的溶解作用。研究区蓟县系雾迷山组热储岩性主要为白云岩,地热流体流经含水介质过程中⁸⁷Sr/⁸⁶Sr逐渐向围岩⁸⁷Sr/⁸⁶Sr靠拢。二是⁸⁷Sr/⁸⁶Sr的时间累积效应。Sr的四个稳定同位素中(⁸⁸Sr、⁸⁷Sr、⁸⁶Sr和⁸⁴Sr),⁸⁷Sr是放射性成因,由⁸⁷Rb经过β衰变而来,随着Rb的衰变,⁸⁷Sr的含量逐渐增加,导致⁸⁷Sr/⁸⁶Sr变大,这也就导致了研究区蓟县系雾迷山组热储流体的⁸⁷Sr/⁸⁶Sr略高于碳酸盐岩的典型值。

3.2 ¹³C 同位素特征

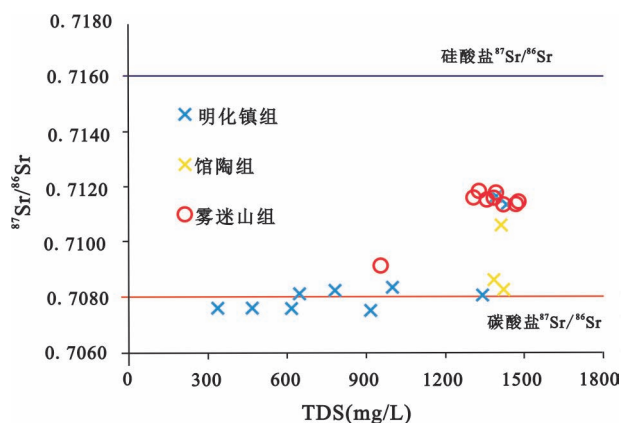
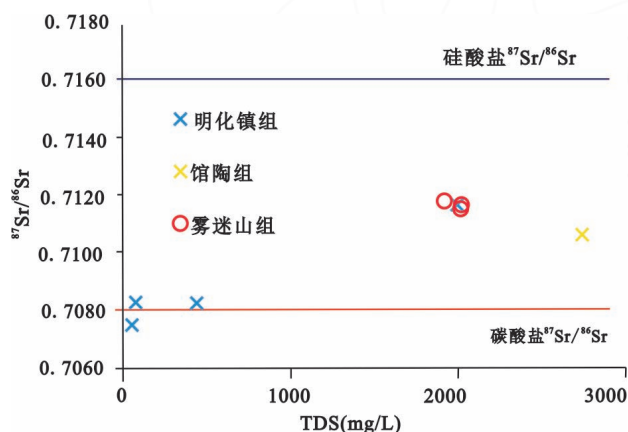
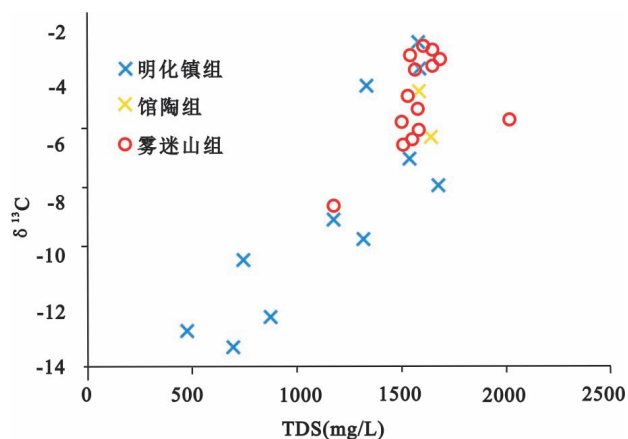
¹³C是可以为地热流体碳酸盐演化提供依据^[29-31]。研究区TDS与δ¹³C的相关关系如图4所示,由图4可见,明化镇组地热流体δ¹³C变化范围较大,在-13.24‰~-2.5‰不等,馆陶组地热流体δ¹³C分别为-5.8‰和-4.1‰,寒武系地热流体δ¹³C值分别为-2.5‰和-2.7‰,雾迷山组地热流体δ¹³C值在-8.3‰~-2.8‰不等,大部分集中在-6.0‰~-2.8‰之间,略高于大气降水的平均值(-7‰左右)。

幔源碳的δ¹³C_{CO₂}值为-4.7‰~-8.0‰,通过对比地热流体的δ¹³C_{CO₂}值与幔源碳的δ¹³C_{CO₂}值,可以判断地热流体物质的壳幔成因。δ¹³C_{CO₂}可由下式计算:

$$\delta^{13}\text{C}_{\text{HCO}_3^-} - \delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2} = -4.54 + 1.099 \times 10^6 / T^2$$

其中:T为热储绝对温度,根据以往研究成果和实测数据。

各热储温度分别取:明化镇组320.15 K(47℃),馆陶组331.15 K(58℃),寒武系357.15 K(84℃),雾迷

图2 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -TDS关系Fig.2 Relationship of $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -TDS图3 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -TDS关系Fig.3 Relationship of $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -TDS图4 TDS- $\delta^{13}\text{C}$ 相关关系Fig.4 Correlation of TDS- $\delta^{13}\text{C}$

山组 366.15 K(93℃)。计算得到各热储层地热流体 $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ 范围分别为明化镇组 -8.68‰ ~ -19.42‰, 馆陶组 -9.58‰, 寒武系 -6.58‰ ~ -6.78‰, 雾迷山组 -6.26‰ ~ -9.73‰。可见明化镇组和馆陶组的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ 值为高于幔源碳的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$, 可以排除其物质的地幔来源, 寒武系和蓟县系雾迷山组 $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ 则与地幔 $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ 较为

接近, 指示两热储碳可能为幔源成因, 需要结合 $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ 特征进一步判断。

3.3 $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ 特征

地壳流体中的稀有气体有3个明显不同的源区, 即饱和空气雨水、地幔和地壳, 氩在这3个端元中具有极不相同的同位素组成^[18], 大气氩的 $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ 值为 295.6^[32]。地壳物质的 $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ 平均值大于 295.5, 地幔物质的 $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ 值较高, 有些达 4 000 ~ 12 000^[33]。因而如果掌握了一个地区地热流体的 $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ 特征, 通过与三个端元的 $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ 值进行对比可以一定程度上判断该地热流体的物质来源。

本次研究的5个 $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ 值在 301.5 ~ 412.3 之间(表3), 与大气降水和地壳物质的 $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ 值接近而远小于幔源物质的 $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$, 进而可以排除热储流体溶解物质的幔源成因。

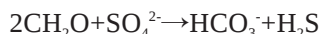
表3 蓟县系雾迷山组 $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ 值测试数据Table 3 Test data of $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ value in Wumishan Formation

样品编号	采样层位	$^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ 值
DL-44	蓟县系雾迷山组	361.5 ± 2.4
SR-11	蓟县系雾迷山组	301.5 ± 2.0
DL-51	蓟县系雾迷山组	309.6 ± 1.1
DL-48	蓟县系雾迷山组	412.3 ± 2.9
DL-37	蓟县系雾迷山组	316.6 ± 1.8

3.4 ^{34}S 同位素特征

已有研究表明, 山岭子地热田的地热流体起源于大气降水^[34]。我国北方大气降水的 $\delta^{34}\text{S}$ 平均值为 7.88‰^[35], 大气降水进入热储层之后, 地热流体经历一系列地球化学作用, $\delta^{34}\text{S}$ 数值会发生相应的变化。本次研究工作在东丽湖地区 CGSD-01 井采集到的四个 $\delta^{34}\text{S}$ 同位素样品, 其 $\delta^{34}\text{S}$ 值分别为 34.2‰(SY02)、34.6‰(SY03)、34.1‰(SY04) 和 34.2‰(SY05), 相较于大气降水发生了明显的富集, 均高于蒸发岩的最高值, 已不是溶解作用可以达到的数值, 如此高的 $\delta^{34}\text{S}$ 值具备明显的微生物硫酸盐还原作用^[36-38]。

硫酸盐的还原作用主要是受到 Desulfovibrio 或其他种类菌种的催化发生如下的化学反应:



因而, 受到微生物硫酸盐还原作用的地热流体具备高 HCO_3^- 特征, 且伴有臭鸡蛋气味。这样一种化学反应过程中, ^{32}S 的化学键能量较低而更容易参加反应, 从而使得 ^{34}S 更多分馏到剩余 SO_4^{2-} 中, 导致地热流体中的 SO_4^{2-} 不断富集, 从而形成研究区如此高的 $\delta^{34}\text{S}$ 数值。

蓟县系雾迷山组的还原环境赋存条件同样可由流体溶解气体加以佐证。由蓟县系雾迷山组地热流体溶解气体组分测试结果(图5)可见,地热流体溶解气体以氮气和甲烷为主,分别占气体组分含量的66%和27%,还有少量乙烷、丙烷、异丁烷和异戊烷,指示储层处于强还原环境。

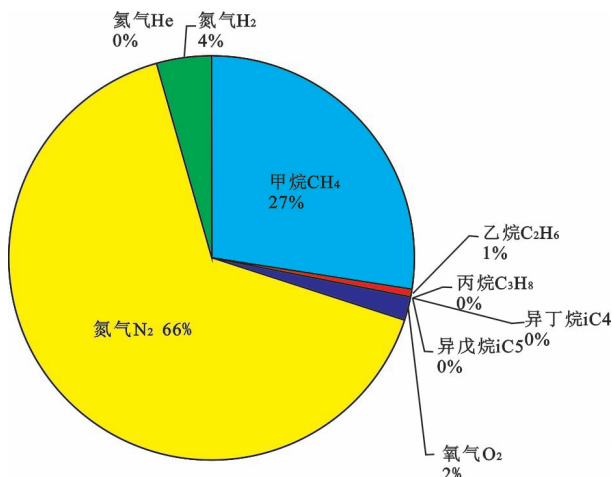


图5 雾迷山组地热流体溶解气体组分含量

Fig.5 Dissolved gas content of geothermal fluid in section II of the Wumishan Formation

4 结论

(1)研究区各热储地热流体 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 指示其碳酸盐岩溶解成因,高 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 表明深部热储流体年龄较大,发生明显的锶同位素时间累积效应,揭示深部岩溶热储地热流体径流时间较长,地热流体年龄较大。

(2) ^{34}S 同位素的分析结果表明蓟县系雾迷山组地热流体发生了明显的硫酸盐还原作用,指示蓟县系雾迷山组热储流体处于还原环境;地热流体溶解气体组成以氮气和甲烷为主,同样指示蓟县系雾迷山组热储流体处于还原环境之中,赋存环境相对封闭,在开发利用过程中应注重回灌,在保护中开发利用。

(3)蓟县系雾迷山组地热流体的 $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ 与地壳物质接近,表明蓟县系雾迷山组地热流体溶解气体为地壳来源。地热流体 $\delta^{13}\text{C}_{\text{HCO}_3^-}$ 的计算结果也与幔源碳的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{HCO}_3^-}$ 不存在交集,指示其壳源成因。

参考文献:

[1] 刘前进,黄迅,董毓,等.江西邵武-河源断裂带会昌断裂控热机理研究[J].地质调查与研究,2019,42(02):154-160.

[2] 杨吉龙,汪大明,牛文超,等.天津地热资源开发利用前景及存在问题[J].华北地质,2022,45(03):1-6.

[3] 张百鸣,王心义,林建旺.天津地热田地热水的同位素特征分析[J].西部探矿工程,2006,(03):85-88.

[4] 高宝珠,聂瑞平,黎雪梅,等.环境同位素技术在研究天津地热流体补给和迳流中的应用[J].地下水,2009,31(04):1-3+134.

[5] 张锡根.天津地区地热水成因及运移特征的同位素论证[J].中国地质科学院院报,1990,(01):152-154.

[6] 宋美钰,刘杰,秦莉红,等.天津地热流体水化学特征及同位素分析[J].地质调查与研究,2018,41(02):138-144.

[7] 阮传侠,林黎,于彦,等.天津市南部平原区地热流体同位素特征[A].地温资源与地源热泵技术应用论文集(第三集)[C].北京:地质出版社,2009:25-30.

[8] 张素凤,高宝珠.天津地热流体形成机制及补给的环境同位素特征[A].北京地热国际研讨会论文集[C].北京:地质出版社,2002:260-265.

[9] 岳冬冬,李胜涛,贾小丰,等.天津山岭子地热田雾迷山组热储流体水化学特征[J].科学技术与工程,2020,20(36):14847-14853.

[10] 王坤,王东升.应用环境同位素研究地热水起源和补给机制[J].地质论评,2002,48(S1):203-209.

[11] 王啸,高亮,段喜贵,等.天津市地下水和地热流体中天然放射性核素调查与评价[J].辐射防护,2012,32(04):248-253.

[12] 付昌昌.淮河流域沿海平原深层地下水水化学特征及咸水成因[D].吉林大学,2015.

[13] 赵琪.长江下游沿海平原地下水补径排条件与水化学形成机理研究[D].吉林大学,2016.

[14] 马致远,范基姣.陕西渭北东部岩溶地下水中硫酸盐的形成[J].煤田地质与勘探,2005,(03):45-48.

[15] 朱家玲,王坤,王东升.环境同位素在研究地热资源形成过程中的应用[J].太阳能学报,2008,(03):263-266.

[16] 岳冬冬.沂沭河下游沿海平原地下水化学形成演化与水文地球化学模拟[D].吉林大学,2017.

[17] 岳冬冬,苏小四.沂沭河下游平原地下水化学及氢氧稳定同位素特征[J].科学技术与工程,2016,16(16):13-19.

[18] 袁利娟,张进平,何云成,等.北京市通州区地热流体水化学和同位素特征及其地热学意义[J].地质论评,2021,67(05):1545-1556.

[19] PEDRONI A, HAMMERSCHMIDT K, FRIEDRICHSEN H. He, Ne, Ar, and C isotope systematics of geothermal emanations in the Lesser Antilles Islands Arc[J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 1999, 63(3):515-532.

[20] 天娇,庞忠和,李义曼,等.地热气体研究进展[J].地质学报,2022,96(05):1752-1766.

[21] 蔺文静,刘志明,王婉丽,等.中国地热资源及其潜力评估[J].中国地质,2013,40(01):312-321.

[22] 李胜涛,岳冬冬,冯昭龙,等.天津东丽湖深部岩溶热储探测与储层参数研究及其开发利用潜力分析[J].中国地质,2022,49(06):1732-1746.

[23] SHAND P, DARBYSHIRE D P F, LOVE A J, et al. Sr iso-

- topes in natural waters: Applications to source characterisation and water-rock interaction in contrasting landscapes[J]. *Applied Geochemistry*, 2009, 24(4):574-586.
- [24] 翟远征,王金生,左锐,等.北京平原区第四系含水层中水-岩作用的锶同位素示踪[J]. *科技导报*, 2011, 29(06): 17-20.
- [25] GAILLARDET J, Dupré B, LOUVAT P, et al. Global silicate weathering and CO₂ consumption rates deduced from the chemistry of large rivers[J]. *Chemical Geology*, 1999, 159(1):3-30.
- [26] Négrel P. Water-granite interaction: Clues from strontium, neodymium and rare earth elements in soil and waters[J]. *Applied Geochemistry*, 2006, 21(8):1432-1454.
- [27] WEN T, PINTI D L, CASTRO M C, et al. A noble gas and ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr study in fluids of the Los Azufres geothermal field, Mexico-Assessing impact of exploitation and constraining heat sources[J]. *Chemical Geology*, 2018, 483:426-441.
- [28] MIN M, PENG X, ZHOU X, et al. Hydrochemistry and isotope compositions of groundwater from the Shihongtan sandstone-hosted uranium deposit, Xinjiang, NW China[J]. *Journal of Geochemical Exploration*, 2007, 93(2):91-108.
- [29] KARAKU, Hüseyin. Helium and carbon isotope composition of gas discharges in the Simav Geothermal Field, Turkey: Implications for the heat source[J]. *Geothermics*, 2015, 57:213-223.
- [30] PANICHI C, FERRARA G C, GONFIANTINI R. Isotope geothermometry in the Larderello geothermal field[J]. *Geothermics*, 1977, 5(1-4):81-88.
- [31] MOORE J G, BACHELDER J N, CUNNINGHAM C G. CO₂-filled vesicles in mid-ocean basalt[J]. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 1977, (2): 309-327.
- [32] Veizer J, Hoefs J. The nature of ¹⁸O/¹⁶O and ¹³C/¹²C secular trends in sedimentary carbonate rocks [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1976, 40 (11):1387-1395.
- [33] Hoefs J. *Stable Isotope Geochemistry* (sixth edition) [M]. Springer-Verlag. 2009.
- [34] 陶兰初,朱星强,马一奇,等.滇东老厂地区地热水成因:来自水化学和碳氢氧硫同位素的约束[J]. *沉积与特提斯地质*, 2023, 43(02):295-310.
- [35] 王松山,桑海清,裘冀.大气⁴⁰Ar/³⁶Ar端元值及其地质意义[J]. *地球学报*, 1997, (03):90-94.
- [36] 胡瑞忠.成矿流体氮、氩同位素地球化学[J]. *矿物岩石地球化学通报*, 1997, (02):52-56.
- [37] 杨吉龙,柳富田,贾志,等.河北牛驼镇与天津地热田水化学和氢氧同位素特征及其环境指示意义[J]. *地球学报*, 2018, 39(01):71-78.
- [38] 洪业汤,张鸿斌,朱詠煊,等.中国大气降水的硫同位素组成特征[J]. *自然科学进展*, 1994, (06):103-107.
- [39] 马致远,李嘉祺,翟美静,等.沉积型和火山型地热流体的同位素水文地球化学对比研究[J]. *水文地质工程地质*, 2019, 46(06):9-18.
- [40] 史杰,汪美华,马小军,等.新疆塔什库尔干县曲曼地热田地下热水同位素研究[J]. *地球学报*, 2022, 43(05):645-653.
- [41] SIQI W, ZHAO L, JINGLI S. Hydrochemistry and H-O-C-S Isotopic Geochemistry Characteristics of Geothermal Water in Nyemo-Nagqu, Tibet[J]. *Acta Geologica Sinica(English Edition)*, 2017, 91(02):644-657.

The characteristics and significance of the geothermal reservoir fluid isotope characteristics of the mountain group in tianjin mountain ridge

YUE Dongdong^{1,2}, JIA Xiaofeng^{1,2}, ZHANG Qiuxia^{1,2}, FENG Zhaolong^{1,2}, LI Shengtao^{1,2,3*}

(1.Center of Hydrogeology and Environmental Geology, China Geological Survey, Baoding 071051, China; 2.Technical Innovation Center for Geothermal and Dry Hot Rock Exploration and Development, Ministry of Natural Resources, Baoding 071000, China; 3.Key Laboratory of Groundwater Resources and Environment, Ministry of Education, Jilin University, Changchun 130021, China)

Abstract: In order to analyze the chemical origin, occurrence conditions and material sources of geothermal fluids in the Shanlingzi geothermal field in Tianjin, the isotopic characteristics of the geothermal fluids in the Wumishan Formation of the Jixian system in the Shanlingzi geothermal field in Tianjin were studied by collecting and testing geothermal fluid samples, and the origin and formation mechanism of the geothermal fluids in the Wumishan Formation were summarized. The results show that the ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr range of geothermal fluid in Wumishan Formation of Jixian system in the study area is 0.711 3 ~ 0.711 8, indicating the origin of carbonate karst decomposition and showing obvious time accumulation effect. The ⁴⁰Ar/³⁶Ar range of Wumishan Formation geothermal reservoir fluid in Jixian system is 301 ~ 412, which is much smaller than the mantle source ⁴⁰Ar/³⁶Ar, which can exclude the mantle source material origin. The δ³⁴S range is 34.1‰ ~ 34.6‰, and the gas components are mainly nitrogen and methane, indicating the reduction environment. The research results have certain reference significance for the development and utilization of geothermal resources in Shanlingzi geothermal field.

Key words: Shanlingzi geothermal field; Wumishan Formation of Jixian system; environmental isotope; noble gas