

https://doi.org/10.3799/dqkx.2018.387



# 太原盆地西温庄地热田的成因机制

汪新伟, 王婷灏, 张瑄, 毛翔, 罗璐, 王迪, 武明辉

中国石化集团新星石油有限责任公司, 北京 100083

**摘要:** 地热田成因机制的研究是地热田资源量精细评价与有效开发的依据。在综合前人研究成果与最新地热钻井资料的基础上,通过对太原盆地岩溶热储地热系统的“源、储、通、盖”主要因素分析,建立了西温庄地热田形成的概念模型,并精细评价了地热资源量。西温庄地热田是一个在非对称性裂谷盆地的高大地热流值背景下,来自东、西山奥陶系岩溶储层裸露区的大气降水,沿着岩溶不整合面和断裂这个运移通道,从东山和西山双向补给,经盆地边界断裂进入盆地深部热储,吸热、增温后逐步在盆地中部西温庄隆起的碳酸盐岩岩溶储集层中富集、承压而形成的中低温传导型地热系统。西温庄地热田的岩溶地热系统具有封盖性能好、主力储集层段多、补给速度较快、盖层地温梯度较高等特征。表现为奥陶系岩溶热储上覆盖层包括石炭系、二叠系、三叠系与第四系,顶面埋深800~1700 m;从上至下依次发育了峰峰组下段—上马家沟组上段、上马家沟组下段、下马家沟组上段和亮甲山组4套主力含水层段,热储层平均有效厚度累计184.6 m;地热水从补给区至盆地承压区的运移时间约2000 a;奥陶系热储上覆岩层的平均地温梯度为3.0~4.0 °C/100 m,地热水温度范围为55~75 °C。西温庄地热田奥陶系岩溶热储的地热资源量精细评价结果表明,热储总量合计 $33.53 \times 10^8$  GJ,折合标煤 $1.14 \times 10^8$  t。年开采地热资源量可满足 $607 \times 10^4$  m<sup>2</sup>的供暖面积,开发潜力巨大。

**关键词:** 主要因素;概念模型;资源量评价;西温庄地热田;矿床成因。

中图分类号: P611

文章编号: 1000-2383(2019)03-1042-15

收稿日期: 2018-12-12

## Genetic Mechanism of Xiwenzhuang Geothermal Field in Taiyuan Basin

Wang Xinwei, Wang Tinghao, Zhang Xuan, Mao Xiang, Luo Lu, Wang Di, Wu Minghui

SINOPEC Star Petroleum Corporation Limited, Beijing 100083, China

**Abstract:** The study of the genetic mechanism of geothermal field is beneficial to the fine evaluation and effective development of geothermal field resources. On the basis of previous research results and the latest geothermal drilling data, the conceptual model of the formation of Xiwenzhuang geothermal field is established through analysis of main factors of “source, reservoir, migration channel and cover” of the karst geothermal system in Taiyuan Basin, and geothermal resources are carefully evaluated. It is considered that the Xiwenzhuang geothermal field formatted a middle-low temperature conducting geothermal system whose heat source results from the high terrestrial heat flow of asymmetric rift basin, whose recharge water source comes from the atmospheric precipitation in the exposed area of Ordovician karst reservoir in Dongshan and Xishan, and whose migration channels are the karst unconformity surface and fractures by which karst water migrated through the boundary faults of Dongshan and Xishan into the deep geothermal reservoir of the basin from Dongshan and Xishan bidirectional recharge, and after endothermic and temperature-increasing, gradually enriched and confined in the Ordovician karst reservoir of the Xiwenzhuang uplift in the central part of the basin. This geothermal system is characterized by better sealing performance, more aquifers of geothermal reservoir, faster recharge speed and higher geothermal gradient. In detail, the Ordovician karstic reservoir's cap rocks resulting in the buried depth of 800–1700 m constitute of Carboniferous, Permian, Triassic and Quaternary. From top to bottom, the four main aquifers of Fengfeng Formation, Upper Majiagou Formation, Lower Majiagou Formation and

**基金项目:** 中国石油化工股份有限公司科技项目(Nos.JP15002,JKL18033)。

**作者简介:** 汪新伟(1968—),男,博士,高级工程师,主要从事构造地质学与地热地质研究。ORCID:0000-0002-1089-5659。

E-mail: wangxinwei.xxsy@sinopec.com

**引用格式:** 汪新伟,王婷灏,张瑄,等,2019.太原盆地西温庄地热田的成因机制.地球科学,44(3): 1042–1056.

Liangjiashan Formation are developed in turn. The average effective thickness of the thermal reservoir is 184.6 m in total, the migration age from the recharge source area to the confined area of basin is about 2 000 a, the average geothermal gradient of the overlying strata of the Ordovician geothermal reservoir is 3.0—4.0 °C/100 m, and the geothermal water temperature range is 55—75 °C. According to the fine evaluation results of geothermal resources of Ordovician karstic reservoir, the total geothermal reserve is  $33.53 \times 10^8$  GJ, which is equivalent to  $1.14 \times 10^8$  t of standard coal. The annual exploitation of geothermal resources can meet the demand of indoor heating area of 6.07 million square meters with huge potential for development.

**Key words:** main factor; conceptual model; resources evaluation; Xiwenzhuang geothermal field; ore deposit genesis.

## 0 引言

地热田是指“经地质勘查或研究证实,赋存有一定数量和质量并可供经济开发利用的地热资源区”(GB/T 11615—2010).其成因机制的研究一般包括热储、盖层、热流体通道(含水源)和热源四大要素的分析,以及能反映它们相互作用过程的概念模型的建立(Arnórsson, 1995; 张森琦等, 2008).早期地热田的概念与地热系统、地热区并未严格区分,以致三者经常被互相借用,体现在许多学者根据自身的理解与研究工作的需要采用不同的地热田命名方式,如以盆地命名的“银川盆地地热田”(张宇和刘峥, 2009)、以盆地二级或三级构造单元命名的“容城凸起地热田”(郭世炎和李小军, 2013)和以行政区划命名的“天津地热田”(杨吉龙等, 2018)等.当把整个盆地作为一个地热田的研究对象时,其成因机制的分析与该盆地的地热系统的内容基本一致;而当以一个行政区划作为地热田边界时,则缺乏地质范畴的含义,因为它只是一个地热资源有利区的地理范围,而非一个相对独立的地质单元.为此,汪集旻(2015)提出了“地热系统是指地热能聚集到可利用的程度,在热量和流体循环上相对独立的地质单元”.为了更清晰地界定地热田的边界及其与地热系统的关系,何治亮等(2017)和张英等(2017)把油气研究领域中“(烃源岩)生烃→运移→聚集(储层)的含油气系统”概念引入地热研究,扩展和丰富了地热系统的内涵,将其定义为“一个以热源为中心,包含热生成—运移—聚集—保持所需要的地质要素和地质作用过程所形成的相对独立的热能聚集功能单元”.该概念在强调“源(含热源和水源)、储(集体)、通(道)、盖(层)”4个地质成因要素研究的同时,更注重“热的传输、储集、保存、散失”的地质作用过程分析.据此地热田与地热系统的关系可明确地界定为:一个地热田的范围对应于一个盆地二级或三级构造单元,它是对整个盆地范围内地热系统的分割.因此,一个地热田形成机制的研究必须结合其盆地范围内地热系统的成

因要素与地质作用过程的综合分析,才能在地热田的有效开发中发挥更大的指导意义.

西温庄地热田的边界对应于太原盆地(狭义上的范围,仅包括太原市清徐县以北的新生代断陷沉积区)的二级构造单元西温庄隆起(图1),具有良好的岩溶热储形成条件(贺鹰, 2010; 杨建中, 2010; 陈光平, 2011),是太原盆地岩溶热储地热系统的重要组成部分(哈承佑等, 1989; 韩冬梅等, 2006).针对太原盆地岩溶热储地热系统的勘探开发主要经历了以下3个阶段:一是从20世纪70年代开始的地热物探普查阶段,主要是在太原、清徐一带进行;二是1995~2007年的地热井勘探阶段,先后在太原盆地的东、西山前带、亲贤地垒、城南隆起、以及西温庄隆起等二级构造单元零星施工10余眼地热探井;三是2014年以来的西温庄地热田大规模勘探开发阶段,截止2017年底,共完钻地热生产井与回灌井51眼,大部分井井口水温为61~74 °C,单井水量为79~150 m<sup>3</sup>/h(表1).已建成换热站8座,实现地热供暖面积超过100×10<sup>4</sup> m<sup>2</sup>,开发前景广阔.因此,本文拟在前人研究成果基础上,结合最新地热钻井资料与水化学分析数据,查明碳酸盐岩岩溶热储的空间展布特征,并按照分析地热系统“源、储、通、盖”四大要素的思路,剖析西温庄地热田的成因机制,精细评价地热资源量,为西温庄地热田的大规模开发提供依据.

## 1 区域地热地质条件

太原盆地是一个新生代的断陷盆地,叠加在中生代挤压作用形成的NE向展布的五台山复背斜南翼斜坡带上.基底岩系包括前寒武系变质岩、寒武系—奥陶系浅海台地相碳酸盐岩、石炭系—二叠系海陆交互相煤系地层与三叠系红色碎屑岩,缺乏志留纪—泥盆纪、侏罗纪—古近纪的沉积.上新世早期,在区内拉张应力作用下,地壳下沉,新生代的断陷沉积由南向北超覆在前中生代的不同层位之上

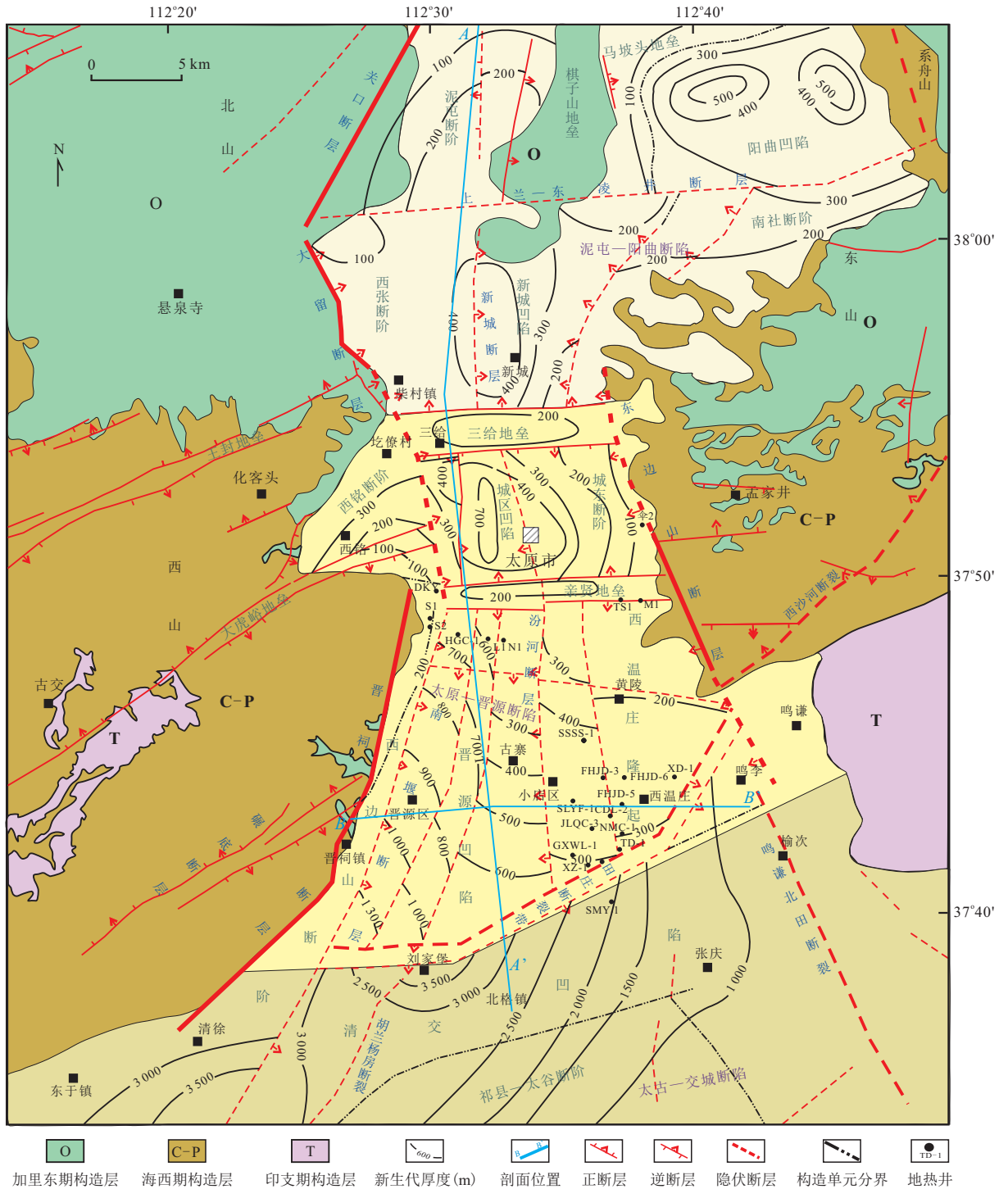


图 1 太原盆地构造区划与新生界厚度等值线图

Fig.1 Tectonic zoning and contour of bedrock burial depth in Taiyuan Basin

(图 2).受伸展断块差异沉降的影响,盆地构造具明显的南北分段、东西分带格局(关英斌和李海梅, 2001).由北至南,盆地受近 EW 向的三给地垒和 NE 向的田庄断裂的分隔可划分为 3 个次级的断陷区,即泥屯—阳曲断陷、太原—晋源断陷及太古—交城断陷;同时,近 SN 向展布的、近平行等间距分布的 3

条断层(即西边的大留—贤南—西边山断层、中部的新城—汾河断层和东边的东边山断层),将太原盆地分为 3 个近 SN 向的条块;盆地内这两组近乎垂直的构造线交切、分割,把盆地划分出三给地垒、西铭断阶、晋源凹陷、城南隆起等 19 个二级构造单元(图 1).

表 1 太原盆地典型地热钻孔测试数据

Table 1 Test data of typical geothermal boreholes in Taiyuan Basin

序号	井号	地名	构造单元	完井年份	取水层段 (m)	热储层位	井口水温 (°C)	单井水量 (m <sup>3</sup> /h)	SiO <sub>2</sub> 含量 (mg/L)	热储温度 T <sub>r</sub> (°C)	G <sub>盖</sub>
1	TS <sub>1</sub>	统计学校	亲贤地垒	1991	495~1 166.75	O <sub>2</sub> s	32	25			1.76
2	S <sub>1</sub>	神堂沟	西边山断阶	1995	410~603.71	O <sub>2</sub> f+O <sub>2</sub> s	43	60	20		5.61
3	S <sub>2</sub>	神堂沟	西边山断阶	1995	385~801.18	O <sub>2</sub> f+O <sub>2</sub> s	40	100			3.71
4	DKY	地勘院	西边山断阶	2004	875~1 339.21	O <sub>2</sub> x+O <sub>2</sub> s	51	82.9			3.01
5	N <sub>1</sub>	农展馆	城南隆起	2004	1 245~1 690.5	O <sub>2</sub> f+O <sub>2</sub> s	50	78.75			2.30
6	L <sub>1</sub>	丽华苑	城南隆起	2005	1 287~1 803.35	O <sub>2</sub> f+O <sub>2</sub> s	62.5	250			2.87
7	伞 <sub>2</sub>	伞儿树村	城东断阶	2005	725~1 250.35	O <sub>2</sub> f+O <sub>2</sub> s	32	33.75	20		1.64
8	M <sub>1</sub>	煤炭学院	亲贤地垒	2005	755~1 300	O <sub>2</sub> f+O <sub>2</sub> s	33	30			1.65
9	XD-1	西温庄乡	西温庄隆起	2007	1 296~1 600.88	O <sub>2</sub> f+O <sub>2</sub> s	53	32	28		2.63
10	XZ-1	西赞村	西温庄隆起	2007	1 580~2 200	O <sub>2</sub> s+ O <sub>2</sub> x	65	62.74			2.45
11	HGC-1	化工厂	城南隆起	2014	1 145~1 701.66	O <sub>2</sub> s+ O <sub>2</sub> x	64	100			3.46
12	TD-1	太原大学	西温庄隆起	2014	1 550.13~2 260	O+∈ <sub>3</sub> f	68	120	28.52	81	3.71
13	SLYF-1	双良研发	西温庄隆起	2015	1 618.0~2 464.8	O+∈ <sub>3</sub> f	74	102	33.42	87	4.26
14	FHJD-3	孵化基地	西温庄隆起	2015	1 682~2 525.7	O+∈ <sub>3</sub> f	65	100	29.35	82	3.40
15	FHJD-5	孵化基地	西温庄隆起	2015	1 638~2 526	O+∈ <sub>3</sub> f	66	156	28.92	82	3.41
16	FHJD-6	孵化基地	西温庄隆起	2015	1 699~2 479	O+∈ <sub>3</sub> f	61	154	30.93	84	3.52
17	NMC-1	农牧场	西温庄隆起	2016	1 512~2 219.7	O+∈ <sub>3</sub> f	72	147	29.24	82	3.85
18	CDL-2	昌达隆	西温庄隆起	2016	1 648~2 357	O+∈ <sub>3</sub> f	72	83	30.24	83	4.44
19	JLQC-3	江铃汽车	西温庄隆起	2016	1 790~2 624	O+∈ <sub>3</sub> f	67	129	29.71	83	4.08
20	QGY-1	青干院	西温庄隆起	2017	1 586~2 435	O+∈ <sub>3</sub> f	65	45	25.08	77	3.30

注:编号 1~8 引自马瑞(2007);9~10 据陈光平(2011).热储温度 T<sub>r</sub> 根据地热水测试出的硅温标 SiO<sub>2</sub> 计算得出,公式为  $T_r = 1\ 522 / (5.75 - \lg(\text{SiO}_2)) - 273.15$ ;G<sub>盖</sub>表示钻孔上覆盖层的平均地温梯度(°C/100m),据恒温层厚 60 m、基准温度为 12.5 °C 计算得到。

太原盆地的构造—沉积演化给岩溶热储地热系统的形成创造了有利条件.主要表现为:新生代盆地发育期的裂谷作用形成了区域高大地热流值背景,加里东期、燕山期—喜马拉雅早期因构造抬升、剥露所产生的岩溶作用极大地提高了寒武系—奥陶系碳酸盐岩的储集性能,西、东、北三面环山、南部开阔的地理格局给地下热水的补给—径流—排泄体系的形成提供了动力,石炭纪—新生代的低导热率地层起到了良好的热封盖作用(马腾等,2005;马瑞,2007;Ma *et al.*,2009).

## 2 地热田成因要素

### 2.1 盖层条件

受基岩剥蚀程度与盖层沉积厚度差异的双重影响,太原盆地 3 个次级断陷内奥陶系岩溶热储的盖层厚度与储/盖组合均有较大不同(图 2).在三给地垒以北的泥屯—阳曲断陷内,储/盖组合接触关系由北至南依次为 Q/O、(Q+P)/O、(Q+P+C)/O,盖

层厚度小于 500 m,热封盖性能较差;而在三给地垒以南地区盖层发育齐全,储盖组合为((Q+N)+(P+C+T))/O,盖层厚度大于 800 m,热封盖性能好.相比较而言,在盆地南段的太古—交城断陷内,因新生界太厚、岩溶热储埋藏较深(>3 000 m),地热开发利用经济风险较高;而在太原盆地中段的太原—晋源断陷内,新生界厚度适中,热储顶面埋深 800~2 000 m,是岩溶热储地热田开发利用的有利区(图 1).

位于有利区内的西温庄地热田具有良好的储/盖组合与热封盖条件.其基岩的构造形态为一个宽缓的背斜结构,是 NE 向展布的东山背斜在盆地内的倾伏(延伸)部分(图 1).背斜卷入的地层为寒武系—三叠系,核部位于西温庄乡附近,东翼缓西翼稍陡.其东北部与亲贤地垒相接,东南侧以田庄断裂带为界与清交凹陷断连,西侧以汾河断裂带为界与晋源凹陷毗邻.石炭系—三叠系是奥陶系热储的直接盖层,厚度为 900~1 300 m;新生界可作为热储的区域封盖层,厚 200~500 m.新生界主要由砂质粘土及

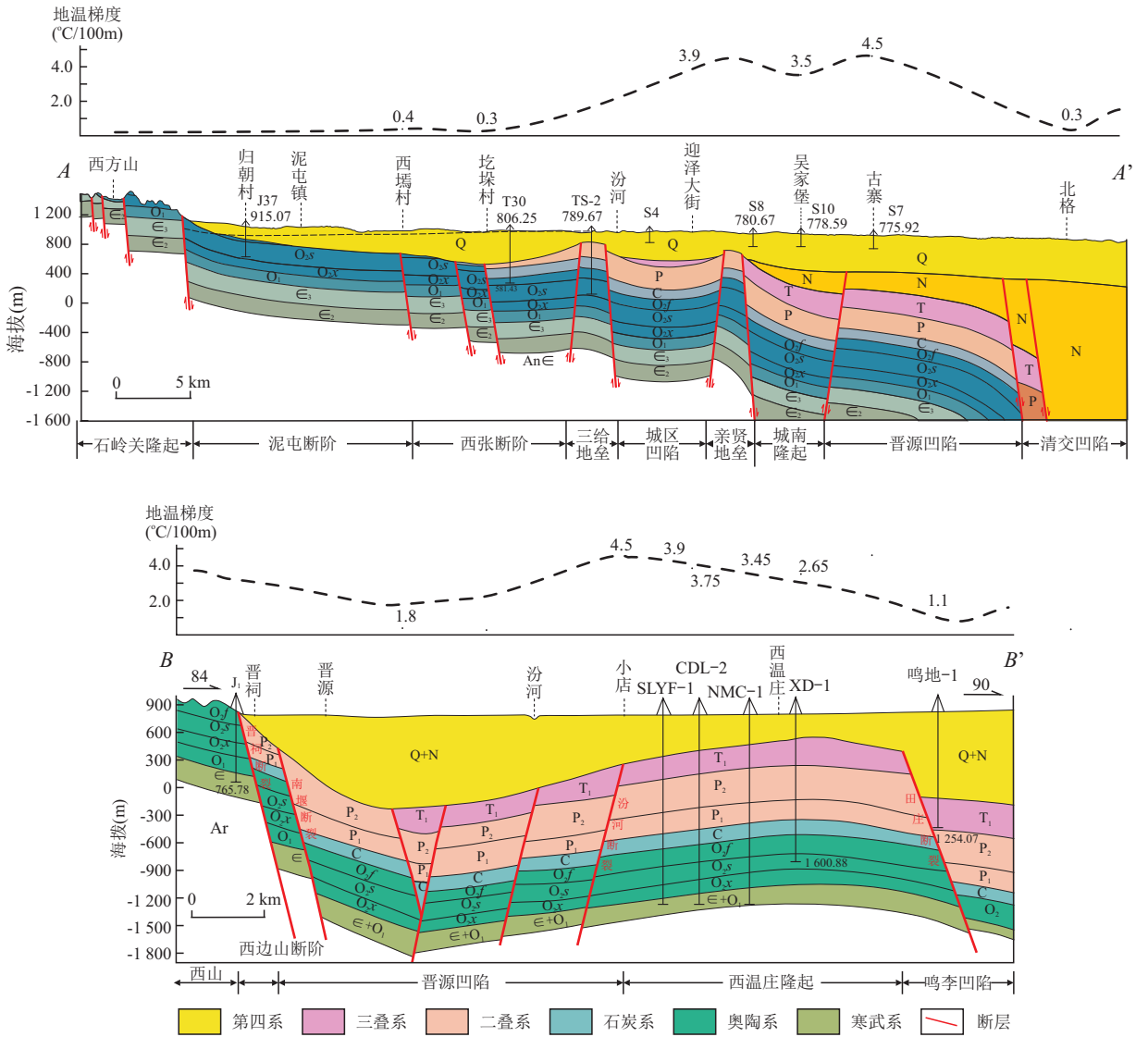


图 2 太原盆地地热地质剖面

Fig.2 Geothermal geological profiles of Taiyuan Basin

剖面位置见图 1

粘质土层组成, 导热率仅为  $0.8 \text{ W/m} \cdot ^\circ\text{C}$ ; 三叠系—石炭系岩性主要为泥质砂岩、页岩, 导热率为  $0.8 \sim 2.1 \text{ W/m} \cdot ^\circ\text{C}$ . 它们均为良好的隔热层, 形成了较高的地温梯度. 根据地热钻井资料计算出的西温庄隆起盖层平均地温梯度为  $3.0 \sim 4.0 \text{ }^\circ\text{C}/100 \text{ m}$  (图 2).

## 2.2 热储特征

### 2.2.1 储集体纵向分层

西温庄地热田的热储层位主要是早—中奥陶世发育的台地相碳酸盐岩, 地层由老至新依次为下奥陶统冶里组、亮甲山组与中奥陶统下马家沟组、上马家沟组、峰峰组, 整体厚度为  $600 \sim 700 \text{ m}$  (图 3). 研究表明西温庄地热田岩溶热储层位仅发育于加里东末期区域性风化壳顶部的峰峰组与上、下马家沟组. 最新的地热勘探井

TD-1井测井解释与热水产能测试分析(图 3)揭示, 奥陶系下部的亮甲山组、甚至寒武系上部的凤山组碳酸盐岩也有重要贡献. 本文通过野外露头、岩心等精细地层划分, 结合试水资料分析(表 2), 得到如下几点认识:

(1) 奥陶系发育了 4 段热水储集层, 从上至下依次为峰峰组下段—上马家沟组上段、上马家沟组下段、下马家沟组上段和亮甲山组, 岩性以白云岩类为主, 包括角砾状白云岩、豹皮灰岩、灰质白云岩等. 同时, 在 4 段热水储集层的下部, 发育了 4 段隔水层, 岩性以泥质灰岩/白云岩为主, 包括泥灰岩与泥质白云岩等. 由此构成了奥陶系内的 4 套地热流体储/盖组合.

表 2 太原盆地 TD-1 井测井解释

Table 2 Log interpretation of Well TD-1 in Taiyuan Basin

层号	产水层位	产水井段 (m)	厚度 (m)	温度差 (℃)	热导率 (W/m·℃)	相对产能 (%)	层位 岩性	下部 岩性	解释 评价	综合 产能
1	峰峰下段	1 599.30~1 631.50	32.20	1.11	2.06	13.57	角砾状白云岩	泥灰岩	主力产水层	
2	上马上段	1 667.70~1 670.00	2.30	0.042 5	3.84	3.67	豹皮灰岩	灰岩	次产水层	22.54%
3	上马上段	1 717.10~1 723.80	6.70	0.147	3.24	5.30	豹皮灰岩	灰岩	次产水层	
4	上马下段	1 836.10~1 856.60	20.50	0.384	3.79	13.98	角砾状白云岩	灰岩	主力产水层	13.98%
5	下马上段	1 888.30~1 891.30	3.00	0.061	3.49	2.17	灰质白云岩	泥质白云岩	微产水层	
6	下马上段	1 924.70~1 930.50	5.80	0.073 4	5.61	5.13	灰岩	泥晶灰岩	次产水层	18.03%
7	下马下段	1 968.30~1 973.00	4.70	0.146	2.29	10.73	角砾状白云岩	泥质白云岩	次产水层	
8	亮甲山组	2 052.40~2 056.00	3.60	0.057 3	4.46	12.18	白云岩	白云质灰岩	主力产水层	
9	亮甲山组	2 064.20~2 069.00	4.80	0.096 4	3.54	16.91	白云岩	白云质灰岩	主力产水层	29.09%
10	凤山组	2 185.30~2 190.00	4.70	0.120	2.78	9.79	砾屑白云岩	细晶白云岩	次产水层	
11	凤山组	2 192.10~2 194.00	1.90	0.048 6	2.78	6.57	粗晶白云岩	细晶白云岩	次产水层	16.36%

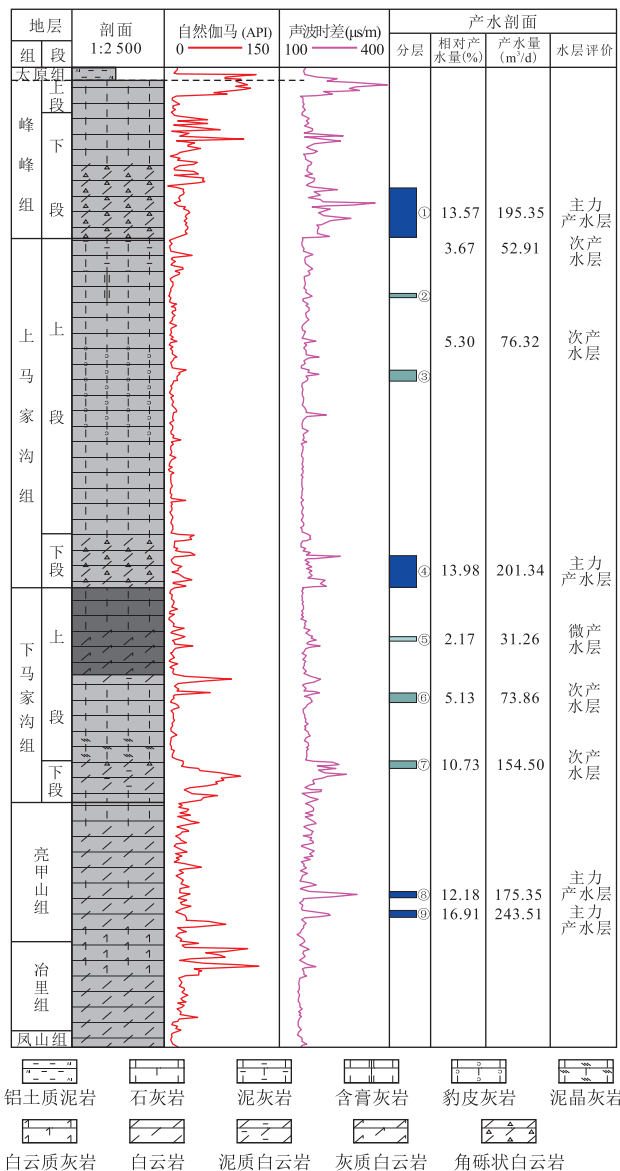


图 3 TD-1 井测井曲线与产能测试对比

Fig.3 Log curve interpretation and productivity test of Well TD-1 in Taiyuan Basin

(2)TD-1 井的分层产能测试表明,峰峰组下段和上、下马家沟组是主要含水层段,产能占总量的 54.55%。下奥陶统亮甲山组是次要产层,占总量的 29.09%。上寒武统也有重要贡献,但因其非均质性较强,储集性能不稳定.例如 TD-1 井中上寒武统凤山组的产能贡献达 16.36%,但在其他地热井中产能小于 8%。

(3)奥陶系内 4 套储—盖组合的纵向间隔分布的成因可能与华北板块早古生代期间所经历的两次重要的大型海水进退旋回密切相关.一是发生在华北板块南部和西部地区的“怀远运动”,从中寒武世末开始一直持续到早奥陶世末,形成了研究区的奥陶系与寒武系之间、以及中奥陶统下马家沟组与下奥陶统亮甲山组之间的平行不整合接触(宋奠南, 2001).另一个是中一晚奥陶世区域性的晚加里东运动,华北板块整体抬升,发生海退,造成上覆地层中石炭统本溪组平行不整合覆盖在下伏奥陶系不同岩石地层单位之上.由此形成了奥陶系内的 3 个平行不整合面和 3 个白云岩—灰岩沉积旋回,白云岩类岩性为有利的热水储集层,泥质灰岩/白云岩为良好的隔水层.同时,3 个白云岩—灰岩沉积旋回也造成了热储层热导率在纵向上的非均质性.如根据 TD-1 井测温结果计算出的各储集层段的热导率值对比分析表明(表 2),热导率大于 3.5 W/m·℃ 的层段主要有 4 段,即下奥陶统亮甲山组白云岩、中奥陶统下马家沟组上段灰质白云岩、上马家沟组下段角砾状白云岩与上马家沟组上段的豹皮灰岩,表明随着白云石的含量增加其岩石的导热性相对增强。

**2.2.2 岩溶水温度** 本文所述的岩溶水温度是指地热流体在井口的测量温度.实际上是热储层内不同深度储集段中地热水的混合温度(忽略抽水过程

中的热量损失),它是储集层的地质结构、地热流体的储热性能、以及盖层保热性能的综合反映,也是该地热资源品位高低的直接表现.本文根据前人勘探成果(Ma *et al.*, 2011; 马腾等, 2012)与最新 50 余眼地热井的资料,编制了西温庄地热田及邻区岩溶水温度分布图(图 4).图 4 表明:(1)西温庄地热田岩溶水的最高温度为 74 °C,大于前人勘探的 65 °C.(2)区域上,岩溶水温度的分布受地质构造控制明显,如三给地垒及其以北的盆地区,因热盖层太薄、且与地表岩溶水直接联通,岩溶水温度小于 25 °C,达不到地热田开发的基本条件;而在三给地垒以南的盆地区,岩溶水温度随着盖层厚度的增加亦逐步增加.(3)西温庄地热田的岩溶水温度范围为 30~75 °C,呈东北部低、西南部高的阶梯分布格局;西南部的大部分地区岩溶水温度大于 65 °C,用换热器交换热量后可使软水温度达到 55 °C,无需其他热源提温即可满足地热供暖需求,因此是最优质的地热资源开发区.

### 2.3 流体运移通道

前人把太原盆地区的碳酸盐岩中一低温地热系统分为东山、北山、西山 3 个次级的岩溶水系统,分别从基岩裸露区至盆地区形成 3 个较完整的补—径—排—承压体系.岩溶水的氢氧同位素与氮同位素比值分析均表明,岩溶热水的补给来源为大气降雨(马腾等, 2012).在盆地中心区的三给地垒段,盆地内的岩溶水与边山岩溶水得以联通,构成了岩溶热水南、北分区的水分岭.因此,西温庄地热田受到了东山与西山两侧岩溶水的补给作用(陈光平, 2011).本文拟从地热水水化学分析与<sup>14</sup>C 测试结果来讨论热储中地热水的运移特征.

#### 2.3.1 地热水水化学特征

地热水的矿化度和离子的含量与地下水所流经的岩石成分、在地下滞留的时间和离补给区的远近等因素密切相关,因此系统的地层水水化学成分分析能为研究地下水的流动方向和过程提供重要的依据(张寿全, 1990; 李向全等, 2006).

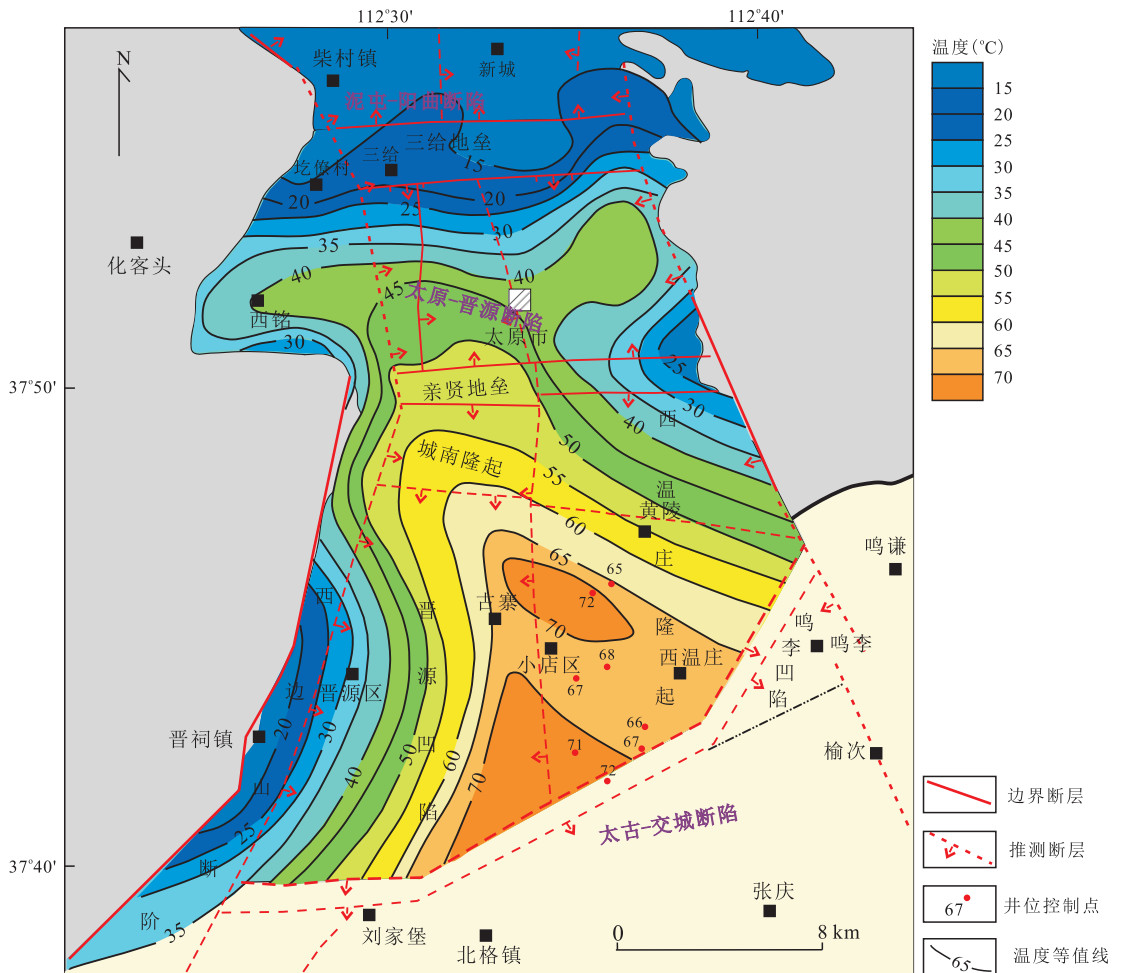


图 4 太原盆地中段岩溶水温度等值线分布

Fig.4 Distribution of karst water temperature isoline in the Middle Section of Taiyuan Basin

表 3 西温庄地热田岩溶水水化学分析数据

Table 3 Chemical analysis data of karst water in Xiwenzhuang geothermal field

序号	井名	井深	水位	TDS (mg/L)	pH	K <sup>+</sup>	Na <sup>+</sup>	Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	Cl <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	水化学 类型
		(m)	(m)										
1	TD-1	2 260	20.4	1 892.0	7.4	28.0	47.2	373.6	84.8	47.3	1 210.9	162.7	SO <sub>4</sub> -Ca
2	TD-2	2 556	20.4	2 108.0	7.0	30.2	53.0	437.1	73.7	79.8	1 297.4	174.6	SO <sub>4</sub> -Ca
3	FHJD-1	2 500	17.5	1 898.0	7.1	23.8	47.2	419.0	61.2	215.7	970.6	196.6	SO <sub>4</sub> -Ca
3	FHJD-2	2 919	16.5	2 050.0	7.5	22.6	61.5	304.0	62.5	58.6	1 160.0	117.0	SO <sub>4</sub> -Ca
5	GXWL-1	2 690	26.1	2 112.0	8.3	30.9	71.9	350.6	142.9	124.1	1 232.5	189.9	SO <sub>4</sub> -Ca · Mg
6	GXWL-2	2 494	19.6	2 104.1	7.1	24.4	54.6	421.8	85.7	71.1	1 282.9	149.8	SO <sub>4</sub> -Ca
7	GXWL-3	2 681	20.1	2 102.0	7.9	34.3	61.2	473.6	73.9	65.4	1 398.6	184.8	SO <sub>4</sub> -Ca
8	GXWL-4	2 711	3.7	2 382.0	7.9	50.1	90.0	469.8	89.6	152.5	1 328.4	194.9	SO <sub>4</sub> -Ca
9	SLYF-1	2 467	12.3	2 122.0	7.3	31.2	63.8	312.6	151.4	62.1	1 315.9	194.9	SO <sub>4</sub> -Ca · Mg
10	SLYF-2	2 735	14.5	2 120.0	7.2	31.2	63.8	312.6	151.5	62.0	1 314.6	193.9	SO <sub>4</sub> -Ca · Mg
11	SSSS-1	2 467	13.0	1 984.0	7.7	31.9	48.0	398.3	75.3	128.0	1 145.9	228.8	SO <sub>4</sub> -Ca
12	SSSS-2	2 735	14.7	2 122.0	7.3	31.2	63.8	312.6	151.4	62.1	1 315.9	194.9	SO <sub>4</sub> -Ca · Mg
13	SSSS-3	2 698	-15.0	2 004.0	7.3	31.1	52.2	422.2	80.0	136.3	1 210.2	130.0	SO <sub>4</sub> -Ca
14	SSSS-5	2 308	3.2	2 007.0	7.7	33.0	50.2	410.2	80.3	135.0	1 200.1	136.2	SO <sub>4</sub> -Ca
15	SSSS-9	2 470	2.5	1 812.0	8.3	56.6	260.1	187.4	41.8	60.4	1 069.5	210.6	SO <sub>4</sub> -Ca · Na
16	TZMJ-1	2 335	-13.4	1 976.0	7.7	32.1	48.0	400.0	76.8	128.1	1 146.1	228.8	SO <sub>4</sub> -Ca
17	TZMJ-2	2 575	-12.7	1 983.0	7.7	32.1	48.0	400.1	76.8	128.1	1 146.4	228.6	SO <sub>4</sub> -Ca

注:本次研究的采样工作主要集中在 2017 年 2 月的供暖季进行,全部为地热井封闭采灌循环系统下的地热水水样.采样点分布如图 1 所示,井号前代码相同的地热井为同一供暖项目使用,岩溶热储的取水段顶部相距 500~600 m.样品的测试分析工作委托国土资源部地下水矿泉水及环境监测中心完成.

西温庄地热田的地热水具有典型的岩溶型热矿水特征(表 3),即以 Ca<sup>2+</sup> 与 SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> 在元素中占绝对优势,矿化度(TDS)为 1 812~2 382 mg/L,pH 值均偏弱碱性为 7.0~8.3,水化学类型按 C、A 舒卡列夫分类(水中主要阴、阳离子含量大于 25% 的顺序排列命名)为 SO<sub>4</sub>-Ca 或 SO<sub>4</sub>-Ca · Mg 型.矿化度(TDS)与离子浓度的关系(图 5)分析表明,Mg<sup>2+</sup> 和 Ca<sup>2+</sup> 的浓度随着 TDS 的增加而线性增加,指示岩溶水的水岩相互作用中阳离子是以含 Mg<sup>2+</sup> 和 Ca<sup>2+</sup> 的矿物溶解为主;同时,SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> 的浓度亦是随着 TDS 的增加而增加,但 HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> 的浓度基本不变,Cl<sup>-</sup> 的浓度变化规律不明显,指示水岩相互作用中阴离子是以含 SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> 的矿物溶解为主.

以上分析表明,西温庄地热田的地热水具有水化学类型比较集中、矿化度值较大、温度较高等特征.与盆地边缘东、西边山断裂处的水化学类型较分散(主要有 SO<sub>4</sub>-Ca · Mg 型、HCO<sub>3</sub>-Na 型和 SO<sub>4</sub> · HCO<sub>3</sub>-Ca · Mg 型三类)、矿化度较小(558~1 199 mg/L)、岩溶水水温较低(15~25 °C)(张寿全,1990;李向全等,2006;马腾等,2012)相比较,笔者推测西温庄地热田的地热水运移过程为:来自东、西

山的岩溶水,以奥陶系岩溶不整合面为运移通道,并以岩石中的碳酸盐岩和石膏类矿物的溶解为主,经深循环加热后混合而成.致使该区水化学类型自补给区到排泄区依次为 HCO<sub>3</sub> → HCO<sub>3</sub> + SO<sub>4</sub> → SO<sub>4</sub> 型的变化规律(侯玉新,2002).这与本区奥陶系发育了 3 个平行不整合面、3 个白云岩-灰岩沉积旋回、3 套石膏或含石膏类矿物层密切相关(孙连发等,1997;闫志为,2008;闫志为等,2009);同时,亦存在着奥陶系顶/石炭系底部发育的风化壳(红色含铁质粘土岩)溶解与古岩溶封存水的贡献(Ma *et al.*,2011;马腾等,2012).济南北部地热田(济北地热田)岩溶热储地热水的水化学特征亦具有相似的变化规律,即自补给区到排泄区随着矿化度的增加,水化学类型由 HCO<sub>3</sub>-Ca 型向 HCO<sub>3</sub>-Ca · Mg、SO<sub>4</sub>-Ca 型转化(李常锁等,2018).

**2.3.2 <sup>14</sup>C 测年分析** 地热水 <sup>14</sup>C 测年的分析结果反映的是无氡水在热储层内的“滞留”时间,即从补给区下渗、通过深循环、在热储层中径流直至排泄到地表的时间.据马瑞(2007)的 <sup>14</sup>C 测试结果,西山岩溶水从补给区古交运移至盆地边缘晋祠断裂带的相对年龄为 318 a,期间实际渗径为 46.2 km,实际流速约为 39.8 cm/d,渗流速度较快.而东山岩溶水运移



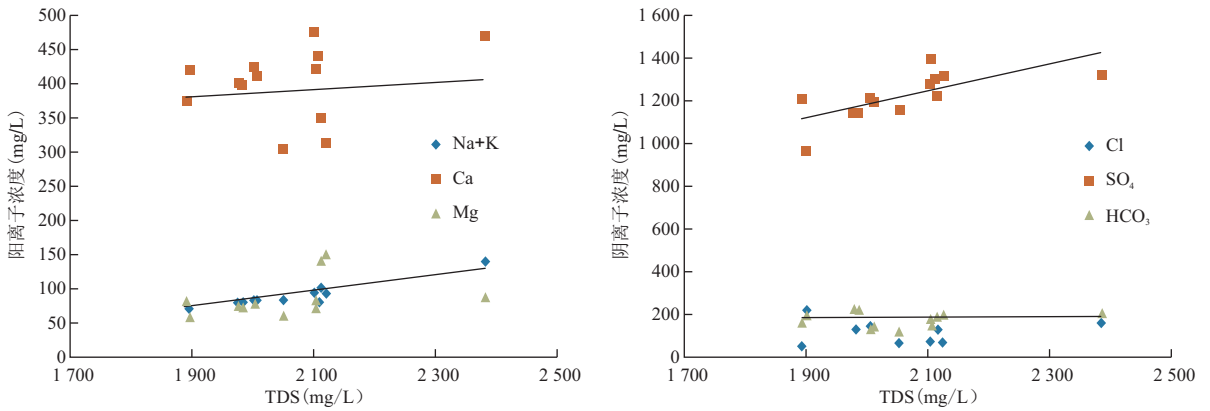


图 5 西温庄地热田离子浓度与 TDS 关系

Fig.5 Relationship between ion concentration and TDS in Xiwenzhuang geothermal field

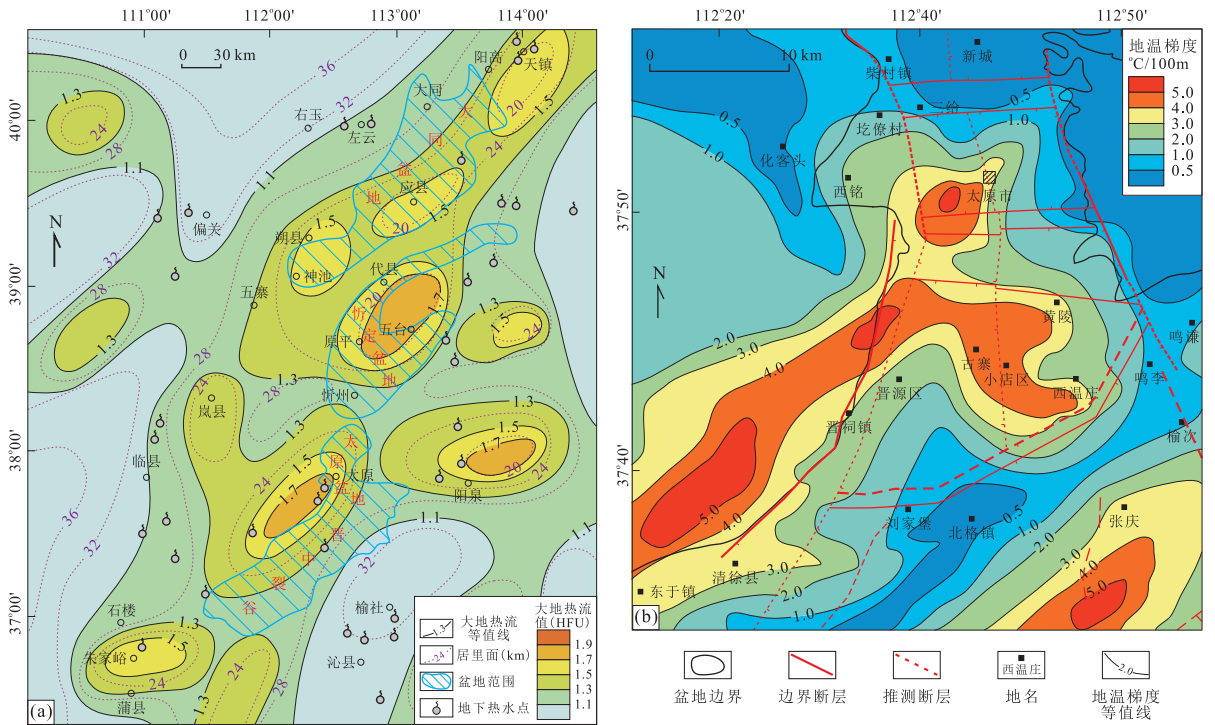


图 6 太原盆地及邻区深部地温场(a)与浅部地温场(b)分布

Fig.6 Distribution of deep (a) and shallow (b) geothermal fields in Taiyuan Basin and adjacent areas

图 a 据李世忠等(1994);图 b 据马瑞(2007)修改

至亲贤地垒(统计学校  $TS_1$ )的时间为 978 a.另据李向全等(2006)资料,岩溶水运移至太原市晋源区的时间为 1 082 a,至小店一带达 11 330 a.根据这些数据并结合盆地构造特征,笔者推测西温庄地热田岩溶地热水的运移时间大致为:在盆地边部的补给区主要为现代流体,滞留年龄小于 500 a;在东、西部的边山断裂带附近,年龄范围为 500~1 000 a,反映了岩溶地热水沿盆地边缘的深断裂向下垂直运动、并运移到深部碳酸盐岩岩溶储层的时间;而从盆地边

缘运移到晋源凹陷的时间为 1 000~1 500 a,至西温庄隆起边缘的时间应在 2 000 a 左右;而在隆起核部地带,地热水的最大滞留时间约为 10 ka.

### 2.4 热源分析

**2.4.1 区域深部地温场** 邓起东等(1999)的研究表明,太原盆地的热源来自于裂谷盆地高大地热流背景,属高热流异常区.太原盆地及邻区深部地温场分布图(图 6a)显示,太原盆地(或晋中裂谷)的深部热异常呈 NE 向条带状展布,高值区大约长 60 km

宽 20 km. 该区间内大地热流值超过 1.7 HFU (71 mW/m<sup>2</sup>), 远大于周缘山区的 1.1 HFU, 亦高于全球大地热流平均值 1.47 HFU. 相应地, 盆地的居里等温面亦相对较浅, 小于 20 km, 远小于周缘山区的 32 km(李世忠等, 1994).

位于盆地内中地壳上部的居里等温面是反映和判断地壳热状态的物理面, 具有低速、高导、高温 (600 °C) 等特性, 使盆地成为地温异常区. 与晋中裂谷具有同一成因机制的临汾盆地的大地电磁测深剖面解释表明, 盆地内中地壳高导层电阻率为 2~5 Ω·m, 埋深 14 km 左右, 厚 4 km, 且向两侧山区埋深变大、厚度逐渐变薄乃至消失(李世忠等, 1994). 由此可推测晋中裂谷的中地壳上部与之有相近的热结构. 但本文要强调的是, 晋中裂谷新生代盆地的边界与其中地壳上部的居里等温面隆起带(或高热流异常带)走向一致, 但分布具非对称特征, 即高热流异常带位于盆地的西部边界, 而非盆地的中部. 张宏卫和邓起东(1992)推测热流异常区与盆地非对称分布的成因与地壳伸展的简单剪切模型有关. 裂谷盆地形成的动力机制一般有纯剪切和简单剪切两种模型, 其中纯剪切模型形成对称性裂谷, 热点位于裂谷盆地的中央; 而简单剪切模型一般由一个低角度剪切带主导, 并产生一个非对称性裂谷, 热点位于裂谷盆地的边缘(甚至外围)(Haakon, 2010).

**2.4.2 盆地浅部地温场** 盆地深部地温场的非对称性分布决定了盆地浅部的地温场展布特征. 盖层地温梯度的高低是浅层地温场差异分布的具体表现. 因使用地热水 SiO<sub>2</sub> 温标预测的地热水循环温度能够比较准确地代表热储层温度(李洁祥等, 2017), 故本文把西温庄地热田地热水的硅温计算结果作为储集层的地层温度来计算其地温梯度(表 1), 并综合前人资料编制了西温庄地热田及邻区 500 m 以浅地温梯度等值线分布图(图 6b). 图中按地温梯度值的大小可分为高地温梯度异常区、地温梯度异常区和负地温梯度异常区 3 个区带, 西温庄地热田主体位于地温梯度异常区内. 具体表现为: (1) 高地温梯度异常区主要分布在西边山断阶北部—西侧(盆地外围), 呈 NE 向条带状展布, 局部地温梯度大于 5.0 °C/100 m, 这一特征与前述的深部高热流异常区非对称分布相一致; (2) 地温梯度异常区分布在城区凹陷与城南隆起、晋源凹陷与西温庄隆起的交接处, 高值在 4.0 °C/100m 以上, 并向两侧盆地边缘变小, 过渡为正常地温梯度带 (~3.0 °C/100 m); (3) 负地温梯度异常区主要分布在盆地北部与盆地东部

边缘, 三给地垒及其以北的泥屯—阳曲断陷区地温梯度最低, 小于 0.5 °C/100 m; 在盆地东部边缘地温梯度小于 2.0 °C/100 m, 并逐步减小到盆地外围的 0.5 °C/100 m 以下.

**2.4.3 地温类型** 对比岩溶热储温度与盖层地温梯度的差异分布特征, 可以把西温庄地热田及邻区的地温类型划分为截然不同的两类, 即强烈对流型和传导型. 反映了不同构造带因岩溶水补径排条件、循环深度与埋藏条件的差别, 其地温场受干扰与影响的程度各不相同.

(1) 传导型地温类型: 主要分布在三给地垒以南、田庄断裂以北的盆地内部, 其特点是地温随深度的增加, 按较正常(或略高)的地温梯度线性增加. 西温庄地热田 SLYF-1 井与 SSSS-1 井的温度—深度曲线是这类地温类型的典型代表(图 7), 地温梯度范围在 3.0~4.0 °C/100 m 之间.

(2) 对流型地温类型: 主要分布在三给地垒以北的盆地断陷区和盆地边缘西边山断阶一带, 推测其由承压的奥陶系岩溶水强烈径流或对流所致. 该类地温类型可进一步细分为两小类. 一是补给水强烈干扰型, 意指在三给地垒以北的盆地断陷区和盆地东部边缘东边山断裂一带, 因热盖层较薄 (<400 m)、热封盖性能差, 且补给水离源区近、径

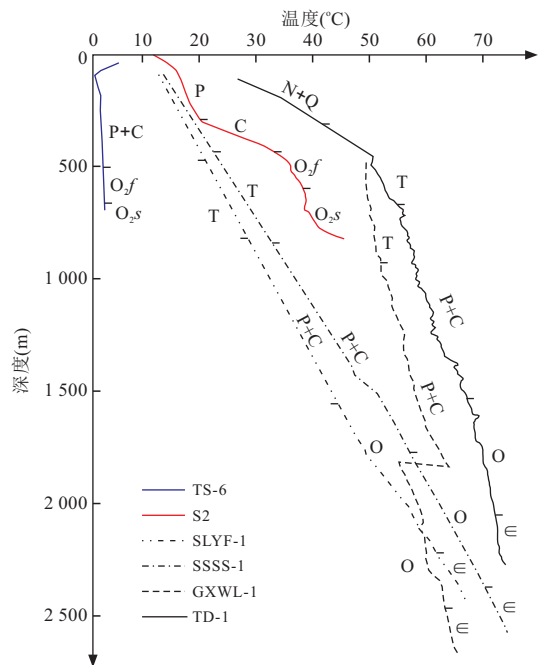


图 7 太原盆地地热井地层温度—深度关系  
Fig. 7 Relationship between formation temperature and depth of geothermal wells in Taiyuan Basin  
TS-6 井、S<sub>2</sub> 井数据来源据马瑞(2007)

流速度快,强烈的对流作用使上覆盖层的温度整体降低,导致该区岩溶水基本维持着地表源区的温度,或增温非常小,水温约为 15.0 °C,地温梯度约为 0.5 °C/100 m;如三给地垒北侧的 TS-6 井在岩溶热储层的上方 500 m 深度内基本没有地层增温(图 7)。二是深部热流对流型,是指在西边山断阶及西侧,尽管亦存在着盖层薄、离补给水源区近等不利因素,但因该区深部大地热流值背景高、且晋祠大断裂沟通了深部热源,导致了较强的热对流加温作用,使该区 500 m 深度的岩溶水水温达到 35.0 °C 左右,相应的盖层平均地温梯度亦达 5.0 °C/100 m 左右(如 S<sub>2</sub> 井)。同时,田庄断裂附近的 TD-1 井与 GXWL-1 井存在着类似的岩溶热储深部热流对流型聚热现象(曾金艳等,2016)。具体表现为:TD-1 井基岩段(二叠系—寒武系)的地温梯度约为 1.75 °C/100 m,而上覆岩层的地温梯度大于 5.0 °C/100 m,反映了该井基岩中热流的快速传递与盖层良好的保热、聚热作用。这种热流在基岩与盖层中传递的差异性在中国京津地区与法国苏尔茨地区的地热井中均有良好体现(毛小平等,2018)。GXWL-1 井基岩的地温梯度与 TD-1 井基本一致,亦反映了深部热流对流型聚热的特征;不同之处在于热储层奥陶系顶面的温度低于上覆直接盖层石炭系的温度,这表明热储层中从侧方运移过来的地热水温度小于该井直接盖层石炭系的地层温度。其成因可能与区域上离地热水补给源区的距离及其运移路径相关。

### 3 地热田概念模型

地热田概念模型建立的目的是将该热储的组成、结构、热源、通道与地下热水的输入、富集、输出直观地呈现出来,用以不断理解和认识地下热水的分布规律。通过研究上述岩溶地热水的储集层、补给来源、运移通道、热传递方式等,建立了西温庄地热田形成的概念模型。笔者认为西温庄地热田是一个在非对称性裂谷盆地的高大地热流值背景下,以东、西山灰岩裸露区的大气降水为补给水源、岩溶不整合面和断裂为运移通道,从东山和西山两面补给,在盆地中部西温庄隆起岩溶储集层中富集、承压的中低温传导型地热系统(图 8)。该地热田具有以下 3 个特点:(1)补给源区近,补给速度相对较快。西温庄地热田离西山和东山灰岩裸露区(即水源区)的距离为 20~30 km,运移所需时间约 2 000 a。(2)储集层位

多。TD-1 井的产业测试剖面揭示,西温庄地热田在奥陶系内至少发育了 4 段主力热水储集层。(3)岩溶热储埋深适中、温度较高,经济性能优。西温庄地热田奥陶系顶面埋深 1 200~1 700 m,其上覆的石炭—二叠系煤系地层与新生界碎屑岩为热水提供了很好的保温盖层,形成了较高温度(60~70 °C)的岩溶热水。在保证热封盖性能的前提下,西温庄隆起的岩溶热储埋深最浅,且层状热储面积大、分布稳定,具有极佳的经济开发价值。

## 4 地热田资源量精细评价

### 4.1 计算公式

上述概念模型表明,西温庄地热田热储类型为沉积盆地内发育的传导型层状热储。因此,在大量钻井资料所揭示的热储层厚度、孔隙度、温度等数据的支撑下,可采用“热储体积法”对西温庄地热田的奥陶系岩溶热储进行分层系的地热资源量精细评价。“热储体积法”计算包含了热储层内岩石的储热量与地热水的携带热量 2 个部分,而地热水所携带的热量又由孔隙中热水静储量与热水弹性储量组成。具体的计算公式为:

$$Q = A[dP_c C_c (1 - \varphi) + (d\varphi + SH)P_w C_w](t_r - t_0),$$

式中:Q 为地热资源量,J;A 为评价区面积,m<sup>2</sup>;d 为热储有效厚度,m; $\varphi$  为岩石的孔隙度,无量纲; $t_r$  为热储温度,°C; $t_0$  为当地年平均气温,°C;S 为弹性释水系数,无量纲;H 为计算起始点以上高度,m; $P_c$ 、 $P_w$  分别为岩石和水的密度,kg/m<sup>3</sup>; $C_c$ 、 $C_w$  分别为岩石及水的比热容,J/(kg·°C)。

### 4.2 热储层物理参数的确定

(1)评价区面积(A):热储评价面积为西温庄隆起的三级构造单元边界,西、南、东的边界分别为汾河断裂、田庄断裂和东边山断裂,北部界线为亲贤地垒的南缘正断层。运用资源量评价软件可自动计算出其面积为 124.94 km<sup>2</sup>。

(2)热储有效厚度(d):可根据已有地热井统计的储厚比(有效储层厚度占地层厚度的比例)数据,由储集层的地层厚度折算出来(按热储层厚度×储厚比进行测算)。西温庄地热田已有地热井统计的储厚比一般为 25.0%~35.0%。由于奥陶系的原始发育环境为地台型沉积,总体地层厚度差异不大,只是顶部的峰峰组厚度因加里东末期的整体抬升、剥蚀作用的差异而有一定的差别。根据已有钻井结果统

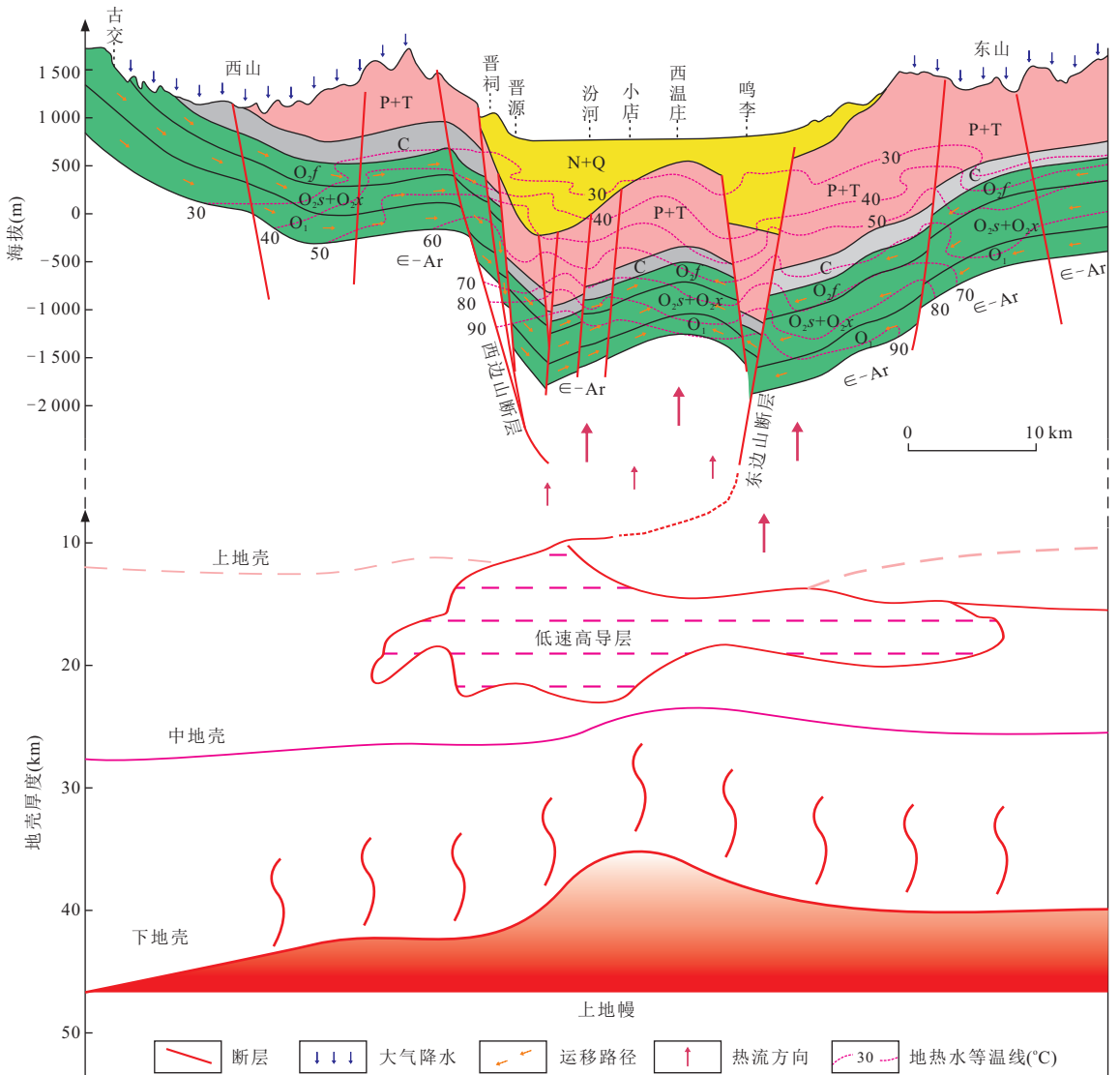


图 8 太原盆地西温庄地热田概念模型

Fig.8 Conceptual model of Xiwenzhuang geothermal field in Taiyuan Basin

计得出,峰峰组热储厚度分布范围为 104~149 m,平均热储厚度约为 124.9 m,平均有效厚度 37.5 m.同理,可分别统计出上马家沟组热储平均厚度为 194 m,平均有效厚度 58.2 m;下马家沟组热储平均厚度为 156.1 m,平均有效厚度 46.8 m;亮甲山组热储平均厚度为 87.5 m,平均有效厚度 26.3 m;冶里组热储平均厚度为 52.5 m,平均有效厚度 15.8 m.

(3)热储平均温度:可按热储顶板温度+热储层厚度×热储层地温梯度÷2 进行计算.峰峰组热储平均温度 56.4 °C,上马家沟组热储平均温度 62.4 °C,下马家沟组热储平均温度 71.3 °C,亮甲山组热储平均温度 75.8 °C,冶里组热储平均温度 78.4 °C.

(4)热储孔隙度.根据实验测试数据和测井解释数据统计,西温庄地热田上马家沟组平均孔隙度为

7.0%;上马家沟组平均孔隙度为 6.0%;下马家沟组平均孔隙度为 5.0%;亮甲山组平均孔隙度为 4.5%;冶里组平均孔隙度为 4.0%.

(5)其他参数:当地年平均气温取 12.5 °C;地热水密度取 1 000 kg/m<sup>3</sup>;岩石密度取 2 700 kg/m<sup>3</sup>;水比热取 4 180 J/(kg·°C);岩石比热取 920 J/(kg·°C);弹性释水系数取 4.6×10<sup>-4</sup>.

### 4.3 评价结果分析

西温庄地热田分层系计算出的地热资源量如表 4 所示.据统计地热资源量合计为 33.53×10<sup>8</sup> GJ,折合标煤 1.14×10<sup>8</sup> t(1 t 标煤可产出 29.3 GJ 的热量).本次评价结果与前人估算的热储总量(12.97×10<sup>8</sup> GJ;贺鹰,2010)相比扩大了 1.5 倍.二者之间数值差距的原因主要在于钻井所控制的地热田高温面

表 4 西温庄地热田地热资源评价参数取值与计算结果

Table 4 Evaluation parameters and calculation results of geothermal resources in Xiwenzhuang geothermal field

层位	评价单元 面积(km <sup>2</sup> )	热储层顶板 埋深(m)	平均有效 厚度(m)	平均温度 (°C)	平均孔隙度 (%)	地热资源量 (10 <sup>8</sup> GJ)	地热资源量 (10 <sup>8</sup> t 标煤)
峰峰组	124.94	1 565	37.5	56.4	7.0	5.524 98	0.188 6
上马家沟组	124.94	1 689.9	58.2	62.4	6.0	9.596 593	0.327 5
下马家沟组	124.94	1 883.9	46.8	71.3	5.0	9.109 051	0.310 9
亮甲山组	124.94	2 040	26.3	75.8	4.5	5.642 322	0.192 6
冶里组	124.94	2 127.5	15.8	78.4	4.0	3.660 673	0.124 9
合计			184.6			33.533 6	1.144 5

积与热储层有效厚度 2 个方面的变化。

根据 GB/T 11615—2010 规定,岩溶热储回收率取 15%,则西温庄地热田可采资源量为  $5.03 \times 10^8$  GJ,折合标煤  $1 717.0 \times 10^4$  t.若按 100 年开采计,每年可开采地热资源量折合标煤  $17.17 \times 10^4$  t.根据每平米每年供暖所需的热量相当于 0.028 3 t 标煤计算,西温庄地热田资源量满足的供暖面积可达  $607 \times 10^4$  m<sup>2</sup>.鉴于目前建成的地热供暖面积仅  $100 \times 10^4$  m<sup>2</sup>,资源开发潜力巨大。

## 5 结论

(1)西温庄地热田奥陶系岩溶热储顶面埋深 800~1 700 m,从上至下依次发育了峰峰组下段—上马家沟组上段、上马家沟组下段、下马家沟组上段和亮甲山组 4 套主力含水层段,累计平均有效厚度 184.6 m,岩溶水温度范围为 55~75 °C.层状热储面积大、分布稳定,是本区最具有经济开发价值的地热田。

(2)西温庄地热田地热水的水化学与 <sup>14</sup>C 测年分析表明,地热水来自于东、西山的岩溶水,沿奥陶系岩溶不整合面运移,并以岩石中的碳酸盐岩和石膏类等富含 Ca<sup>2+</sup>与 SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>的矿物溶解为主,经深循环加热后混合而成,运移的时间约 2 000 a.

(3)太原盆地的热源来自于裂谷盆地高大地热流值背景,其深部地温场异常与裂谷盆地形态非对称性分布的成因推测与地壳伸展的简单剪切模型有关.而浅部地温场特征可根据岩溶热储温度与盖层地温梯度的差异分布,把地温类型划分为强烈对流型和传导型截然不同的两类.其中,西温庄地热田的热传递方式为典型的传导性,地温梯度范围在 3.0~4.0 °C/100 m.

(4)西温庄地热田奥陶系岩溶热储的分层系精

细评价结果表明,地热资源量合计  $33.53 \times 10^8$  GJ,折合标煤  $1.14 \times 10^8$  t.年开采地热资源量可满足  $607 \times 10^4$  m<sup>2</sup>的供暖面积,开发潜力巨大。

## References

- Arnórsson, S., 1995. Geothermal Systems in Iceland: Structure and Conceptual Models—I. High-Temperature Areas. *Geothermics*, 24 (5—6): 561—602. [https://doi.org/10.1016/0375-6505\(95\)00025-9](https://doi.org/10.1016/0375-6505(95)00025-9)
- Chen, G.P., 2011. Thermal Analysis of Geological Conditions of Xiwenzhuang Geothermal Fields in Taiyuan Basin. *Hubei Land and Resources*, (3): 5—7 (in Chinese).
- Deng, Q.D., Chen, S.P., Min, W., et al., 1999. Discussion on Cenozoic Tectonics and Dynamics of Ordos Block. *Journal of Geomechanics*, 5 (3): 13—21 (in Chinese with English abstract).
- Guan, Y.B., Li, H.M., 2001. The Structural Framework and Evolution of Taiyuan Area. *Journal of Liaoning Technical University (Natural Science)*, 20(1): 32—35 (in Chinese with English abstract).
- Guo, S.Y., Li, X.J., 2013. Reservoir Stratum Characteristics and Geothermal Resources Potential of Rongcheng Uplift Geothermal Field in Baoding, Hebei. *Chinese Journal of Geology (Scientia Geologica Sinica)*, 48 (3): 922—931 (in Chinese with English abstract).
- Ha, C.Y., Tang, B.Y., Lu, R.A., et al., 1989. Characteristics of Fissure Karst in the Middle Ordovician Limestone and Groundwater Natural Resources in the West Mountain of Taiyuan, Shanxi Province. *Carsologica Sinica*, 8 (1): 41—46 (in Chinese with English abstract).
- Haakon, F., 2010. *Structural Geology*. Cambridge University Press, New York, 333—353.
- Han, D.M., Xu, H.L., Liang, X., 2006. Demarcation of Groundwater System of Big Karst Spring: A Case Study of Eastern and Western Mountain Areas, Taiyuan Basin. *Earth Science*, 31 (6): 885—890 (in Chinese with English abstract).

- He, Y., 2010. Geological Features of Xiwenzhuang Uplift Geothermal Field in Taiyuan Basin. *Shanxi Coking Coal Science & Technology*, 34(6): 47–49, 56 (in Chinese with English abstract).
- He, Z. L., Feng, J. Y., Zhang, Y., et al., 2017. A Tentative Discussion on an Evaluation System of Geothermal Unit Ranking and Classification in China. *Earth Science Frontiers*, 24(3): 168–179 (in Chinese with English abstract).
- Hou, Y. X., 2002. Research on the Geothermal Resources of Border Mount Fracture Zone in Taiyuan Region. *Coal Geology of China*, 14(4): 38–41 (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(S1): 313–325 (in Chinese with English abstract). <https://doi.org/10.3799/dqkx.2018.206>
- Li, J. X., Guo, Q. H., 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). <https://doi.org/10.3799/dqkx.2017.011>
- Li, S. Z., Lu, R. A., Xu, S. Z., et al., 1994. Analysis of Formation Mechanism of Thermal Mineral Water in Shanxi Province. *Geological Review*, 40(3): 221–228 (in Chinese with English abstract).
- Li, X. Q., Hou, X. W., Zhang, H. D., et al., 2006. Study on the Geochemistry-Isotope Characteristics of the Groundwater Systems in Taiyuan Basin. *Journal of Arid Land Resources and Environment*, 20(5): 109–114 (in Chinese with English abstract).
- Ma, R., 2007. Water-Rock Interaction and Genesis of Low-Medium Temperature Thermal Groundwater in Carbonate Reservoir: A Case Study of Taiyuan, Shanxi (Dissertation). China University of Geosciences, Wuhan (in Chinese with English abstract).
- Ma, R., Wang, Y. X., Sun, Z. Y., et al., 2011. Geochemical Evolution of Groundwater in Carbonate Aquifers in Taiyuan, Northern China. *Applied Geochemistry*, 26(5): 884–897. <https://doi.org/10.1016/j.apgeochem.2011.02.008>
- Ma, T., Wang, Y. X., Guo, Q. H., et al., 2005. Karst Water System Evolution and Global Environmental Changes—A Case Study in Shanxi Province. China University of Geosciences Press, Wuhan (in Chinese).
- Ma, T., Wang, Y. X., Guo, Q. H., et al., 2009. Hydrochemical and Isotopic Evidence of Origin of Thermal Karst Water at Taiyuan, Northern China. *Journal of Earth Science*, 20(5): 879–889. <https://doi.org/10.1007/s12583-009-0074-4>
- Ma, T., Wang, Y. X., Ma, R., et al., 2012. Evolution of Middle-Low Temperature Carbonate Geothermal System in Taiyuan, Northern China. *Earth Science*, 37(2): 229–237 (in Chinese with English abstract). <https://doi.org/10.3799/dqkx.2012.023>
- Mao, X. P., Wang, X. W., Li, K. W., et al., 2018. Sources of Heat and Control Factors in Geothermal Field. *Earth Science*, 43(11): 4256–4266 (in Chinese with English abstract). <https://doi.org/10.3799/dqkx.2018.210>
- Song, D. N., 2001. Re-Recognition of Huaiyuan Movement. *Geology of Shandong*, 17(1): 19–23, 51 (in Chinese with English abstract).
- Sun, L. F., Wang, Y. X., Ma, T., et al., 1997. Evolution of the Niangziguan Karst Springs in View of Travertines' Environmental Record and Groundwater Flow System Development. *Earth Science*, 22(6): 648–651 (in Chinese with English abstract).
- Wang, J. Y., 2015. Geothermics and Its Application. Science Press, Beijing, 1–6 (in Chinese).
- Yan, Z. W., 2008. Influences of  $\text{SO}_4^{2-}$  on the Solubility of Calcite and Dolomite. *Carsologica Sinica*, 27(1): 24–31 (in Chinese with English abstract).
- Yan, Z. W., Liu, H. L., Zhang, Z. W., 2009. Influences of Temperature and  $\text{P}_{\text{CO}_2}$  on the Solubility of Calcite and Dolomite. *Carsologica Sinica*, 28(1): 7–10, 41 (in Chinese with English abstract).
- Yang, J. L., Liu, F. T., Jia, Z., et al., 2018. The Hydrochemical and  $\delta^2\text{H}$ - $\delta^{18}\text{O}$  Characteristics of Two Geothermal Fields in Niutuozen of Hebei Province and Tianjin and Their Environmental Significance. *Acta Geoscientica Sinica*, 39(1): 71–78 (in Chinese with English abstract).
- Yang, J. Z., 2010. Talking about the Structural Environment of Xiwenzhuang Area in Taiyuan City and Xiwenzhuang Geothermal Resources. *Sci-Tech Information Development & Economy*, 20(1): 163–165 (in Chinese with English abstract).
- Zeng, J. Y., Li, Z. H., Chen, W., et al., 2016. Preliminary Study on Exploration and Activity of East Segment of Tianzhuang Fault in Taiyuan Basin. *Journal of Seismological Research*, 39(2): 261–269 (in Chinese with English abstract).
- Zhang, H. W., Deng, Q. D., 1992. A Study on the Mechanism of the Asymmetry Basin—A Case of the Weihe Basin. *Earthquake Research in China*, 8(1): 26–35 (in Chinese with English abstract).
- Zhang, S. Q., 1990. The Study on Karst Hydrogeological

- Structure System in Taiyuan Area, Shanxi Province. *Scientia Geologica Sinica*, (2): 173–182 (in Chinese with English abstract).
- Zhang, S. Q., Li, C. H., Sun, W. Y., et al., 2008. Construction of the Conceptual Model of Thermal Reservoir Structure of the Xining Basin, China. *Geological Bulletin of China*, 27 (1): 126–136 (in Chinese with English abstract).
- Zhang, Y., Feng, J. Y., He, Z. L., et al., 2017. Classification of Geothermal Systems and Their Formation Key Factors. *Earth Science Frontiers*, 24(3): 190–198 (in Chinese with English abstract).
- Zhang, Y., Liu, Z., 2009. Application of an Integrated Approach to Determine the Scope of Yinchuan Basin Geothermal Field. *Ningxia Engineering Technology*, 8(3): 247–249 (in Chinese with English abstract).
- ### 附中文参考文献
- 陈光平, 2011. 太原盆地西温庄地热田地地质条件分析. 华北国土资源, (3): 5–7.
- 邓起东, 程绍平, 闵伟, 等, 1999. 鄂尔多斯块体新生代构造活动和动力学的讨论. 地质力学学报, 5(3): 13–21.
- 关英斌, 李海梅, 2001. 太原地区构造格局及其演化. 辽宁工程技术大学学报(自然科学版), 20(1): 32–35.
- 郭世炎, 李小军, 2013. 河北保定容城凸起地热田储层属性与资源潜力. 地质科学, 48(3): 922–931.
- 哈承佑, 汤邦义, 鲁荣安, 1989. 太原西山岩溶发育特征及地下水天然资源的研究. 中国岩溶, 8(1): 41–46.
- 韩冬梅, 徐恒力, 梁杏, 2006. 北方岩溶大泉地下水系统的圈划; 以太原盆地东西山地区为例. 地球科学, 31(6): 885–890.
- 贺鹰, 2010. 太原盆地西温庄隆起地热田地质特征. 山西焦煤科技, 34(6): 47–49, 56.
- 何治亮, 冯建赩, 张英, 等, 2017. 试论中国地热单元分级分类评价体系. 地学前缘, 24(3): 168–179.
- 侯玉新, 2002. 太原边山断裂带地热资源研究. 中国煤田地质, 14(4): 38–41.
- 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(S1): 313–325. <https://doi.org/10.3799/dqkx.2018.206>
- 李洁祥, 郭清海, 余正艳, 2017. 高温地热系统中粘土矿物形成对 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. <https://doi.org/10.3799/dqkx.2017.011>
- 李世忠, 鲁荣安, 许绍倬, 等, 1994. 山西省热矿水形成机制分析. 地质论评, 40(3): 221–228.
- 李向全, 侯新伟, 张宏达, 等, 2006. 太原盆地地下水系统水化学—同位素特征研究. 干旱区资源与环境, 20(5): 109–114.
- 马瑞, 2007. 碳酸盐岩热储隐伏型中低温热水的成因与水—岩相互作用研究(博士学位论文). 武汉: 中国地质大学.
- 马腾, 王焰新, 郭清海, 等, 2005. 岩溶水系统演化与全球变化研究——以山西岩溶大泉为例. 武汉: 中国地质大学出版社.
- 马腾, 王焰新, 马瑞, 等, 2012. 太原盆地碳酸盐岩中—低温地热系统演化. 地球科学, 37(2): 229–237. <https://doi.org/10.3799/dqkx.2012.023>
- 毛小平, 汪新伟, 李克文, 等, 2018. 地热田热量来源及形成主控因素. 地球科学, 43(11): 4256–4266. <https://doi.org/10.3799/dqkx.2018.210>
- 宋奠南, 2001. 对怀远运动的再认识. 山东地质, 17(1): 19–23, 51.
- 孙连发, 王焰新, 马腾, 等, 1997. 应用泉钙华环境记录和地下水流动系统探讨娘子关泉群演变历史. 地球科学, 22(6): 648–651.
- 汪集旻, 2015. 地热学及其应用. 北京: 科学出版社, 1–6.
- 闫志为, 2008. 硫酸根离子对方解石和白云石溶解度的影响. 中国岩溶, 27(1): 24–31.
- 闫志为, 刘辉利, 张志卫, 2009. 温度及 CO<sub>2</sub> 对方解石、白云石溶解度影响特征分析. 中国岩溶, 28(1): 7–10, 41.
- 杨吉龙, 柳富田, 贾志, 等, 2018. 河北牛驼镇与天津地热田水化学和氢氧同位素特征及其环境指示意义. 地球学报, 39(1): 71–78.
- 杨建中, 2010. 太原市西温庄一带构造环境与西温庄地热. 科技情报开发与经济, 20(1): 163–165.
- 曾金艳, 李自红, 陈文, 等, 2016. 太原盆地田庄断裂东段探测和活性初步研究. 地震研究, 39(2): 261–269.
- 张宏卫, 邓起东, 1992. 不对称盆地形成机制探讨——以渭河盆地为例. 中国地震, 8(1): 26–35.
- 张寿全, 1990. 山西省太原地区的岩溶水文地质结构系统. 地质科学, (2): 173–182.
- 张森琦, 李长辉, 孙王勇, 等, 2008. 西宁盆地热储构造概念模型的建立. 地质通报, 27(1): 126–136.
- 张英, 冯建赩, 何治亮, 等, 2017. 地热系统类型划分与主控因素分析. 地学前缘, 24(3): 190–198.
- 张宇, 刘峥, 2009. 综合方法圈定银川盆地地热田范围. 宁夏工程技术, 8(3): 247–249.