https://doi.org/10.3799/dqkx.2023.126



高温水热系统中相变时温度和驱动力的变化

叶建桥,毛绪美*

中国地质大学环境学院,湖北武汉 430078

摘 要:基于重力驱动的地下水流系统理论是描述地下水系统渗流特征的主要工具,由水头差产生的重力势是地下水运移的 主要驱动力.但在水热系统中,存在除大地增温以外的深部热源,会给地下水系统提供额外的能量,产生新的驱动力.对流型 水热系统中,地下水在补给段温度较低而在排泄段温度较高,排泄段的高温地下水会产生密度、盐度、粘度等变化,导致地热水 的压力水头发生变化,形成地热驱动力.在高温水热系统中,排泄段地下水的温度更高,可能存在液态水转变为气态水的相变 过程,使地下水温度发生突变,从而引起地热驱动力的改变.以西藏羊八井地热田为例,利用SiO₂地温计评估发现,热储层与 地热井同一深度位置的水温存在较大差异,通过对比饱和蒸发线确定在距井口43.9 m处发生了引起温度骤降的相变过程.结 合热力学第一定律,计算得出相变前后的温差约为23.6℃,由此造成的地热驱动力的变化值为-1.02 m.结果表明,水热系统 中的地热驱动力仅存在于排泄段,排泄段地热水发生相变会引起地热驱动力的变化.

关键词:水热系统;相变;温度;地热驱动力;羊八井;水文地质学.

中图分类号: P641 **文章编号:** 1000-2383(2024)10-3773-11

Changes of Temperature and Driving Force during Phase Change in High Temperature Hydrothermal System

收稿日期:2022-12-22

Ye Jianqiao, Mao Xumei*

School of Environmental Studies, China University of Geosciences, Wuhan 430078, China

Abstract: The theory of groundwater flow system based on gravity is the main tool to describe the seepage characteristics of groundwater system. The gravity potential generated by water head difference is the main driving force of groundwater migration. However, in the hydrothermal system, there is a deep heat source other than geothermal gradient, which will provide additional energy to the groundwater system and generate new driving force. In the convective hydrothermal system, the temperature of groundwater is lower in the recharge section and higher in the discharge section. The high temperature groundwater in the discharge section will produce changes in density, salinity and viscosity, which will lead to changes in the pressure head of geothermal water and form geothermal driving force. In the high temperature hydrothermal system, the temperature of groundwater in the discharge section is higher, and there may be a phase transition process from liquid water to gaseous water, which causes the groundwater temperature to change abruptly, thus causing the change of geothermal driving force. In this paper, the Yangbajing geothermal field in Tibet is taken as an example. Using SiO₂ geothermometer, it is found that there is a large difference in water temperature at the same depth between the geothermal reservoir and the geothermal well. By comparing the saturated evaporation line, it is determined that the phase change process causing the temperature drop occurred at 43.9 m from the

基金项目:国家自然科学基金项目(No.41440027)

作者简介:叶建桥(1993-),男,硕士研究生,从事地热水文地质学研究.E-mail: 95849578@qq.com

^{*} 通讯作者:毛绪美, E-mail: maoxumei@cug. edu. cn

引用格式:叶建桥,毛绪美,2024.高温水热系统中相变时温度和驱动力的变化.地球科学,49(10):3773-3783.

Citation: Ye Jianqiao, Mao Xumei, 2024. Changes of Temperature and Driving Force during Phase Change in High Temperature Hydrothermal System. *Earth Science*, 49(10): 3773-3783.

wellhead. Combined with the first law of thermodynamics, the temperature difference before and after the phase transition is calculated to be about 23.6 $^{\circ}$ C, and the resulting change in geothermal driving force is -1.02 m. The results show that the geothermal driving force in the hydrothermal system only exists in the discharge section, and the phase change of geothermal water in the discharge section will cause the change of geothermal driving force.

Key words: hydrothermal system; phase change; temperature; geothermal driving force; Yangbajing; hydrogeology.

0 引言

地下水的流动受到力的驱动(Hubbert, 1940; Tóth, 1963).在地壳浅部,驱动饱水带地下水流动 的,主要是补给区和排泄区水头差产生的重力势 (Freeze and Harlan, 1969; Tóth, 1999).重力势驱 动地下水运移已被广大学者熟知,并由此形成了地 下水流系统理论(Garven, 1995; Wang *et al.*,2022). 在地下水流系统中,地下水的水头随流程变化,势 能除克服粘滞性摩擦阻力外,仅在位能和压能之间 转换,没有考虑额外的能量输入和输出(Engelen and Jones, 1986; 梁杏等, 2015).相比于传统的仅 受大地增温作用的水流系统而言,水热系统中存在 额外的热源,会给地下水流系统提供源源不断的能 量,使地下水的温度分布和流动形态等发生变化.

在常温地下水系统中,地下水在重力势能的作 用下沿着补给段(补给区至循环最深处)径流到一 定深度,期间地下水受大地增温的作用温度会持续 升高,然后沿着排泄段(循环最深处至排泄区)溢出 地表,期间地下水的温度同样受大地增温的影响会 持续降低.补给段地下水的温度分布似乎与排泄段 地下水的温度分布相似,两者呈现出一定的对称性. 在不考虑渗透性的影响下,补给段地下水的运移时 间可以与排泄段地下水的循环时间相近,在单位时 间内补给段和排泄段地下水的流量相同.

然而,水热系统中存在的额外热源提供了新的 能量,水热系统的排泄区位置可能高于补给区的位 置(高宗军和刘永贵,2014; Xu et al., 2018),排泄 段的流速可能高于补给段的流速(Saar,2011; Shuai et al., 2012; 高宗军,2013).额外能量的输入可 能改变了重力驱动地下水流系统理论刻画的地下 水温度和水流的分布.事实证明,水热系统中地下 水的温度升高,会使其密度、盐度和粘度等发生变 化,导致地下水的水头发生改变,产生一种与地热 相关的力(毛绪美等,2022).相比于中低温水热系 统,高温水热系统中的地热水除了密度和粘度的变 化,还可能存在相态的变化.高温水热系统中地热 水的温度很高,虽然由于压力的作用会使地热水在 绝大多数情况下仍然呈液体状态,但当水压力不足 以支撑液态水维持液态时,部分液态水会通过绝热 冷却相变为气态水(Bischoff and Rosenbauer, 1984; Akiya and Savage, 2002).相变过程会从液态 地热水中吸收能量,使得相变后的地热水温度骤 降,以达到新的相态平衡,由此会引起地热驱动力 的变化.

探讨水热系统中的地热驱动力的变化,有助于 分析和刻画高温水热系统中地热流体的温度分布 和流速分布,对于地热资源的评估和开发具有重要 意义.本文以中国西藏自治区典型的高温水热系统 羊八井地热田为例,评估地热水发生相变时温度的 突变情况,讨论由此造成的地热驱动力变化情况.

1 研究区概况

羊八井地热田是典型的高温水热系统,位于中 国西藏自治区拉萨市西北 90 km 处(图1),海拔 4 290~4 500 m(刘德民等, 2022).研究区属温带半 干旱季风气候,近40年年平均气温为 2.5 ℃,有记录 以来的最高和最低气温分别为 23.4 ℃和-25.7 ℃. 当地年平均降雨量为 382.8 mm,降雨主要集中在 7 月和 8 月,占全年降雨总量的 65% (Guo *et al.*, 2007).藏布曲河是羊八井地区主要的地表水,在地 热田东南边缘向东汇入雅鲁藏布江.

羊八井地热田位于青藏高原腹地,地处羊八井 断陷盆地.盆地基底构造为念青唐古拉复背斜.该 背斜轴部由前震旦系变质杂岩体组成,两翼主要由 石炭系和白垩系变质杂岩体组成.羊八井地热田北 侧为念青唐古拉变质岩体隆升山体,南侧为冈底斯 火山岩浆弧(多吉,2003).地热田高温中心位于念 青唐古拉南缘滑离断层带上盘部位,是地中海一喜 马拉雅地热带中的大陆非火山型高温地热田.羊八 井地热田岩浆侵入活动频繁,地热田深部存在高温 岩浆熔融热源,地温梯度为40℃/km(许天福等, 2021).地热田内有北东向和北西向两组张性活动断 裂构造,两组断裂交错形成棱块状构造格局,为地



据 Guo et al. (2007)修改

下水提供了良好的储存空间和运移通道.

地热田内基岩有西北部出露的古生代片麻岩 和混合岩,东南部出露的石炭系一二叠系板岩和上 白垩系角砾岩(Guo et al., 2007).地热田基底由仅 在北部出露的燕山晚期一喜山期花岗岩组成,周围 广泛分布着厚度超过300m的第四纪沉积物,沉积 物类型主要为全新世冲积物、洪积物和冰川沉积 物,上更新世冲积物、泉矿沉积物和冰川沉积物,以 及中更新世冰川沉积物(Wang et al., 2014).地热田 周围浅部地层蚀变强烈,蚀变矿物以高岭土为主 (多吉, 2003).

2 地热水化学特征

西藏羊八井地热田是我国最早开发的高温地 热田之一(Zhao et al., 1998;多吉,2003;Guo et al.,2007).近50年来,研究人员经过不断地勘探 和研究,获取了丰富的水化学、地热地质等资料,羊 八井地热田地热流体的来源、热源和储层特征等得 到充分证明(Zhao et al.,1998;多吉,2003;Wang et al.,2022).羊八井地热田西北部的念青唐古拉山 (海拔高度介于4500~5800m)是地热田的主要补 给区(Guo et al.,2007),大气降水和冰雪融水通过 入渗进入地下水流系统,到达热交换位置被围岩加 热到一定温度后,沿着断裂上涌到地表.羊八井地 热田有浅热储层和深热储层两层.浅热储层的深度 介于180~280 m,温度介于130~173℃,储层岩性 主要为第四系沉积物;深热储层的深度介于950~ 1800 m,温度推测为240~329.8℃,岩性主要为裂 隙花岗岩和风化花岗岩等(多吉,2003; Guo *et al.*, 2007).

1993年和1997年期间,西藏自治区地质矿产勘 查开发局在羊八井地热田钻了2口井进行地热资源 开发.1993年底在地热田北部施工完的ZK4002井 深度为2006m,1994年5月8日在1850m深度处 测得的最高温度为329.8℃,深层地热流体开采量 约为296t/h(Zhao et al., 1998; Guo et al., 2007).1996年底在ZK4002井附近新钻的ZK4001 井深度为1495m,测得的井内最高温度为251℃, 深层地热流体开采量约为242.7t/h(Zhao et al., 1998; Guo et al., 2007).经过多年的开发,羊八井 地热田已有十余口生产井和观测井,为地热资源的 开发提供了宝贵的经验.Guo et al. (2007)为了研究 羊八井地热田不同热储层的水文地球化学过程,在 2006年6月通过现场勘察得到了ZK4001等8口生 产井的开采量和井底温度等资料,并采集了十余组

		Table 1	Basic data of geothermal wells in Yangbajing geothermal field							
井号	类型	深度(m)	井口温度(℃)	井底温度(℃)	开采量(t/h)	勘测时间	井底水压力(kPa)			
YBJT3	浅层地热水	193	104.8	171	54.8	2006年6月	1 891.4			
YBJT4	浅层地热水	454	110.4	173	54.5	2006年6月	4 449.2			
YBJT5	浅层地热水	270	110.4	167	132.5	2006年6月	2 646.0			
YBJT6	浅层地热水	240	108.8	163	63.2	2006年6月	2 352.0			
YBJT7	浅层地热水	300	108.8	172	140.5	2006年6月	2 940.0			
ZK4001	深层地热水	1495	159.3	255	242.7	2006年6月	14 651.0			

表1 羊八井地热田地热井基本数据资料

表2 羊八井地热田水化学数据资料(mg/L)

Table 2 Data of hydrochemistry in Yangbajing geothermal field (mg/L)

井号	类型	温度 pH	рH	HCO_3^-	SO_4^{2-}	Cl ⁻	F^{-}	Na ⁺	K^+	Ca^{2+}	Mg^{2+}	SiO ₂	水类型	
		(°C)	1	5	т						0	2		
YBJT3	浅层地热水	104.8	8.21	178.0	56.3	518.30	17.90	281.8	36.60	4.2	0.22	160.50	Cl-Na	
YBJT4	浅层地热水	110.4	8.36	184.2	60.0	547.10	19.40	306.4	41.80	3.9	0.20	169.40	Cl-Na	
YBJT5	浅层地热水	110.4	9.57	160.1	59.0	512.90	19.20	308.1	42.70	4.6	0.28	172.00	Cl-Na	
YBJT6	浅层地热水	108.8	9.72	174.5	58.2	507.40	18.50	293.5	39.70	4.1	0.21	166.00	Cl-Na	
YBJT7	浅层地热水	108.8	9.49	151.1	60.3	559.80	18.50	303.2	41.60	3.6	0.20	171.40	Cl-Na	
ZK4001	深层地热水	159.3	8.40	363.0	27.0	1 020.00	18.00	709.0	135.00	2.1	0.13	581.50	Cl-Na	
YBJC1	冷地下水	14.0	7.23	26.5	6.1	1.16	0.48	1.6	1.10	11.8	0.72	10.03	HCO ₃ -Ca	
YBJC2	冷地表水	8.0	8.15	19.1	10.3	1.27	0.33	2.2	1.37	8.7	1.33	11.50	HCO ₃ -Ca	
YBJC3	冷地表水	8.0	7.93	24.0	5.0	1.06	0.34	1.4	0.82	9.4	1.03	8.00	HCO ₃ -Ca	

水样进行了详实的水化学分析.为了探索高温水热 系统中可能存在的由于地热水在升流过程中相变 造成的地热驱动力变化情况,节选了部分测量了井 深的数据资料,结果如表1和表2所示.

其中地热井 YBJT3、YBJT4、YBJT5、YBJT6 和 YBJT7的水量主要来源为浅热储层的浅层地热 水,地热井 ZK4001的水量主要来源为深热储层的 深层地热水,两者水温存在明显差异.每口地热井 的井口温度和井底温度也存在 54.5~95.7℃的温 差,说明地热水在地热井中的排泄存在较为明显的 降温过程.

羊八井地热田地热水的阳离子均以Na⁺为主, 阴离子主要以Cl⁻为主,HCO₃⁻含量较高,水化学类 型均为Cl-Na型.冷地下水和冷地表水的阳离子以 Ca²⁺为主,阴离子以HCO₃⁻为主,水化学类型均为 HCO₃-Ca型.两者水化学组分和水化学类型存在较 为明显的差异.

3 分析与讨论

3.1 温度分布

水热系统中地热水的热储温度,常用水化学方

法间接评估.如果水热系统中某种反应产物的平衡 浓度只与反应温度相关,就可以通过地热流体的化 学组分含量推断反应平衡时的温度,通过这一基本 原理,学者们建立了估算地下水热储层温度的水文 地球化学地热温度计(朱喜等,2021).

经过多年的发展,适合高温水热系统的地温 计有:

(1) Na-K 地 温 计 (Arnórsson *et al.*, 1983;
 Arnórsson, 1985):T=<u>1217</u>
 - 1217
 - 1217
 - 273.15.

(2) Na-K-Ca 地 温 计(Fournier and Truesdell, 1973; Pope, 1987):

$$T = \frac{1647}{2.24 + \lg(C_{Na}/C_{K}) + \beta \lg(C_{\sqrt{Ca}}/C_{Na})} - 273.15,$$
(1)

$$T =$$

$$\frac{1\ 647}{2.47 + \lg(C_{Na}/C_{K}) + \beta(\lg(C_{\sqrt{Ca}}/C_{Na}) + 2.06)}$$
273.15. (2)
(3) \equiv 氧化硅地温计(Fournier, 1977): $T = \frac{1\ 309}{5.19 - \lg S} - 273.15.$

(4)二氧化硅(最大蒸汽损失)地温计(Fournier, 1977): $T = \frac{1522}{5.75 - \lg S} - 273.15.$

羊八井地热田是典型的对流型高温水热系统, 为了更好地分析地下水的循环过程,使用表2的水 化学数据对羊八井地热田的热储层温度进行了估 算,结果如表3所示.

Fournier and Truesdell (1970) 基于热水溶剂和 固相间的碱质交换与温度的依存关系建立了 Na-K 地温计,因其很少受到冷水稀释和蒸汽分离的影 响,对于180~350℃的高温热田有良好的指示效 果,能够准确地反映深部热储的温度.但对低于 120 ℃的热储,特别是热水中富含Ca和地表有钙华 沉积的热泉水,用Na-K地温计评价热储温度将会 出现异常结果.White and Williams (1975)发现,当 Na、K原子比值在8~20之间时,Na-K地温计的计 算结果比较可靠, <8时计算结果将会偏高, >20时 计算结果会偏低.赵平等(Zhao et al., 1998)在研究 羊八井地热水的化学组成时认为,冷、热水的混合 过程对热水的 Na/K 值影响可以忽略,结合表2采 集分析的羊八井地热田的水化学数据(Guo et al., 2007),研究区地热水的Na/K值均小于8,说明 Na-K地温计的计算结果会偏高.表3中列出了Na-K地温计的计算结果,其中浅热储的温度介于 223.3~230.8 ℃之间,明显超过2006年6月对 ZK4001地热井的实际测量温度,说明Na-K地温计 并不适合估算羊八井地热田的热储层温度.

Na-K-Ca地温计适合 Cl-Na型和 HCO₃-Cl-Na 型地热水(朱炳球和朱立新, 1992).Fournier and Truesdell (1970)根据经验和实验数据在 Na-K 地温 计的基础上总结出 log(Na/K)+ β log(log(\sqrt{Ca}/Na))(单位:每升克原子数)与温度的关系,建立了 Na-K-Ca地温计,其中β值与温度和log(\sqrt{Ca}/Na) 有关,当log(\sqrt{Ca}/Na)<1或log(\sqrt{Ca}/Na)为负值 以及计算出的温度值大于100℃时,β=1/3.虽然高 温水热系统中地热水汽化后的蒸汽散失和冷水的 混入会影响Na-K-Ca地温计的计算精度,但其原因 主要是地热水汽化沸腾后CO₂的散失产生了CaCO₃ 的沉淀,水中溶解的钙离子的损失将使计算结果大 大偏高.羊八井地热田存在明显的蒸汽散失和少量 冷水的混入,同时CO₂是羊八井地热田主要的气体 组分,且Ca²⁺在羊八井地热水中并不丰富,因此Na-K-Ca地温计也不适合估算羊八井地热田的热储层 温度(Wang *et al.*, 2022).

在西藏羊八井地热水的热蚀变研究中发现,地 热田导热结构处存在明显的硅化现象(朱炳球和朱 立新,1992).这说明地热水中的硅酸含量很少,二 氧化硅主要以偏硅酸的形式存在,使得地热水的酸 碱度呈弱碱性.地热水中析出二氧化硅的温度对于 不同的水热系统是不一样的,可能受热环境和热液 流速等的影响(朱炳球和朱立新, 1992).热水在基 岩中经过传导冷却或绝热冷却会导致溶液中二氧 化硅的聚合或沉淀,从而对矿物溶解平衡的温度造 成影响,会使地温计的计算结果偏低(郑西来和郭 建青, 1996).Fournier(1977)根据二氧化硅的溶解 度和上升热水的不同冷却过程,提出了二氧化硅 (无蒸汽损失-传导冷却)地温计和二氧化硅(最大 蒸汽损失一绝热冷却)地温计,结果如表3所示.经 历传导冷却的地热田泉口水温一般低于当地热水 的沸腾温度,泉流量也不大(Fournier, 1976).经历 绝热冷却的地热田泉口水温一般大于或等于当地 热水的沸腾温度,泉流量约为传导冷却的十倍左右 (Fournier, 1976).除此以外,经历了绝热冷却过程 的地热田,在地热流体的升流过程中常伴有水蒸汽

Table 3Thermal reservoir temperature (°C)										
井号	地热水类型	二氧化硅 (无蒸汽损失)地温计	二氧化硅 (最大蒸汽损失)地温计	Na-K 地温计	Na-K-Ca (β=1/3)地温计					
YBJT3	浅层地热水	192.6	156.2	223.3	411.3					
YBJT4	浅层地热水	196.3	159.1	229.0	422.4					
YBJT5	浅层地热水	197.3	159.9	230.8	421.2					
YBJT6	浅层地热水	194.9	158.0	228.0	418.5					
YBJT7	浅层地热水	197.1	159.7	229.6	424.4					
ZK4001	深层地热水	299.9	236.7	271.4	527.0					

表3 热储层温度(℃)

的损失(李洁祥等,2015).羊八井地热田是典型的高温水热系统,且水蒸气产量占总产量的10%~ 18%(Guo et al.,2007).因此,使用二氧化硅(最大蒸汽损失)地温计来估算羊八井地热田的热储层温度更合适.

羊八井水热系统拥有两个不同深度的热储层, 分别是180~280 m的浅热储层和950~1850 m的 深热储层(多吉,2003).使用二氧化硅(最大蒸汽损 失)地温计计算得出羊八井地热田浅热储层的平均 温度为158.6℃,深热储层的温度为236.7℃.除此以 外,从表1的数据可以看出,地下水类型为浅层地热 水的地热井的平均深度为291.4 m,井底最大温度 的平均值为169.2℃,地下水类型为深层地热水的 地热井的深度为1495 m,井底最大温度为255℃.

可以看出,浅热储层和浅层地热水、深热储层 和深层地热水之间的深度差别不大,但温度变化较 大.排除地温梯度在百米内的降温作用,仍存在 10~18℃的温差.造成这种现象的原因有很多,可 能是使用由经验总结的地温计造成的,也可能是地 热井的存在加速了地下水的溢出速度,导致某一位 置的压强无法使高温地热水维持液态,破坏了液态 地热水的相态平衡,使其通过绝热冷却发生相变进 行降温,以达到新的平衡状态.

3.2 地热驱动力的变化

高温水热系统相比中低温水热系统中地热水 的温度更高,当压力不足以维持水呈液态时,可能 存在液态水相变成气态水的情况.虽然气态水的流 动性比液态水强,在一定程度上能够增加液态水的 流动性,但本文暂不对此进行深入探讨,仅研究液 态地热水经历绝热冷却相变时所造成的对地热驱 动力改变和此过程对地热水流动产生的影响.

液态水与气态水之间的相变与地热水的温度 和压力有关.将液态水和气态水之间的临界状态总 结定义为液体蒸发线,它是一条由温度和压力定义 的分段曲线,目前尚无确切的方程表达式.根据前 人总结的"饱和水蒸汽压力表",可以准确地判断某 一温度下的地热水是否会发生相变.

根据表1所示的羊八井地热田ZK4001等地热 井的井深数据,以及表4中使用地温计的计算结果, 可以通过伯努利方程 $P = \rho g h$ 大致计算出各深度位 置处的水压力,其中P为水压力的大小(kPa), ρ 为 液态水的密度(g/L),g为当地重力大小(N/kg),h为井的深度(m).井底水压力计算结果如表1所示,



Fig. 2 Liquid evaporation line and bottom hole temperatureabsolute pressure curve

将井底处的水压力近似地等效为井底处地热水的 绝对压强,结合地温计估算的热储层深度和温度, 可拟合出一条羊八井地热田地热水温度与绝对压 强的相关曲线,结果如图2所示.

图 2 中井底水温度一绝对压强曲线和饱和水蒸 发线的交点即为羊八井地热田液态地热水发生相 变的点,结果为 151.5 ℃,429.9 kPa.根据伯努利方 程,该相变点的深度约为43.9 m.相变点处的水压力 无法使高温液态地热水维持液态,会使部分液态水 通过绝热冷却相变为气态水.该相变过程会通过焓 变吸收液态地热水中的部分能量,使液态地热水的 温度降低,从而达到新的温度一压力平衡状态.

羊八井地热田相变点处液态地热水相变前的 温度为151.5℃,绝对压强为429.9 kPa,通过查询表 5 的饱和水蒸汽压力表,可知液态地热水绝热冷却 相变为气态水时,焓变值约为2 106.3 kJ•kg⁻¹.

在系统中的同一物质在不同相之间的转变存 在热与功的变化,在热力学第一定律的基础上,水 的热量与温度的关系式被总结为(傅献彩,2005):

 $\Delta H = C_{\rm p,m} \bullet \Delta t,$

式中: ΔH 为焓变值(J•mol⁻¹), $C_{p,m}$ 为定压比热容(J•mol⁻¹•K⁻¹), Δt 为温度变化值(K).

根据《物理化学》中的附表"常见物质的摩尔恒 压热容与温度的关系($C_{p,m}$ = $a+bT+cT^{2}$)"可知,液 态水在151.5 ℃相变为气态水时的定压比热容 $C_{p,m}$ 约为1609.42 J•mol⁻¹•K⁻¹.代入羊八井地热田相变 处的焓变值2106.3 kJ•kg⁻¹(37910.19 J•mol⁻¹),则 可算出液态地热水相变为气态水时的温度变化值

无关的量.

衣4 半八升地热田个问位直的水道	表	4	羊八	井均	也热	田	不	司	位	置	的	水	温
------------------	---	---	----	----	----	---	---	---	---	---	---	---	---

 Table 4
 Water temperature at different locations of Yangbajing geothermal field

编号	类型	深度(m)	温度(℃)
1	地温计估算的浅热储层	180~280 m,平均230.0 m	158.6
2	代表浅层地热水的地热井底部	平均291.4 m	169.2
3	地温计估算的深热储层	950~1850m,平均1400.0m	236.7
4	代表深层地热水的ZK4001底部	1 495.0 m	255.0

饱和水蒸汽压力

表 5

Saturated water vapor pressure Table 5 绝对压强 水蒸汽的密度 汽化热 $(kJ\cdot kg^{-1})$ 温度 (°C) (kPa) $(kg \cdot m^{-3})$ 液体 水蒸汽 水蒸汽 0 2 491.10 0 0.61 0 2 491.10 2 587.40 50 12.34 0.08 209.34 2 378.10 100 101.33 0.60 418.68 2 677.00 2 258.40 476.24 2.54 632.21 2 750.70 2 118.50 150 852.01 1 943.50 200 1554.777.84 2 795.50 250 3 977 67 20.01 1 081.45 2790.10 1 708 60 300 8 592.94 46.93 1 325.54 2 708.00 1 382.50 16 538.50 113.20 1 636.20 2 516.70 880.50 350 411.10 370 21 040.90 171.00 1888.25 $2\ 301.90$ 374 22 070.90 322.60 2 098.00 2 098.00 0

Δt约为23.6 K(也即变化23.6 ℃).这是一个与流量

当地热水运移到相变点时,液态地热水的水压 力不足以支撑高温地热水维持液态,部分液态水会 通过转化成气态水进行释压.释压过程中,液态水 和气态水的温度相同,均为液态水相变前的温度 (151.5℃).释压后的液态水因为给相变过程提供了 能量,温度降低(23.6℃).通过前面的计算,羊八井 地热田相变点的深度为43.9 m,该处地热水释压前 的温度为151.5℃,释压后的温度为127.9℃,介于 井底温度与井口温度之间,释压前后温度变化值为 23.6℃.

通过前人的总结,温度与密度的函数关系如下 所示(Kell, 1977):

 $\rho = (999.842\ 7 + 67.878\ 2 \times 10^{-8}\ t + 103.141\ 2 \times 10^{-6}\ t^3 + 15.958\ 35 \times 10^{-9}\ t^5 + 636.890\ 7 \times 1^{0-15}\ t^7) \div (1+9.090\ 169 \times 10^{-6}\ t^2 + 1.451\ 1976 \times 10^{-9}\ t^4 + 134.848\ 63 \times 10^{-15}\ t^6 + 2.008\ 615 \times 10^{-18}\ t^8).$

通过计算,羊八井地热田地热水相变前的温度为151.5℃,密度为912.94 kg/m³;相变后的温度为 127.9℃,密度为932.74 kg/m³.

水在标准状态(101 kPa,0℃)下的密度为

1 000 kg/m³,通过伯努利方程 $\rho_1 gh_1 = \rho_2 gh_2$,可以推断出羊八井地热田地热水释压前后的水头大小.羊八井地热田地热水释压前的水头为48.09 m,释压 后的水头为47.07 m,释压前后的水头差为1.02 m. 即羊八井地热田相变造成的地热驱动力水头改变 值为-1.02 m.

可以看出,高温水热系统中确实存在中低温水 热系统中没有的相变过程,这个过程会使液态地热 水的温度瞬间降低.由于相变的存在,地热水的温 度发生了变化,进而引起地热驱动力的变化.

3.3 流速变化

通常情况下,地下水会从水位高的补给区向水 位低的排泄区流动,两者之间的水位差,也就是重 力势,是驱动地下水运移的重要驱动力(Freeze and Harlan, 1969; Tóth, 1980, 1999).在水热系统中, 地下水在重力作用下从大气降雨中获得补给并向 下流动,当向下运移到一定深度时,地下水被热源 不断加热到一定温度,然后通过重力驱动排泄到地 表(Tóth, 1980).在没有热源的常温地下水流系统 中,地下水的温度主要受地温梯度的影响,其温度 分布仅与深度相关.在重力驱动理论的指导下,大 量的数值模拟结果表明,在地下水流动的剖面上,



地下水的温度分布和流速分布是对称的(Tóth *et al.*, 2020).

然而,在水热系统中,热源位置并非一般认为 的居于中间位置,而是偏向排泄段(高宗军,2013). 也就是说,水热系统中地下水的温度分布是不对称 的.毛绪美等(2022)通过对新洲地热田的研究,分 析出热源的存在会使地下水在补给段和排泄段的 流速不一致.即水热系统中,地下水的速度分布也 不是对称的.

通过分析,在水热系统中,地下水在补给段的 温度变化不大,和常温地下水流系统类似,温度分 布仅与地温梯度有关,速度分布仅与重力势等的能 量转化有关.当地下水运移到热源附近时,地下水 才开始被加热,然后在各种驱动力的作用下向地表 运移.所以,排泄段地下水的温度分布和补给段的 温度分布是不同的.在水热系统中在,排泄段会存 在地热驱动力,在力的驱动下,排泄段的地下水流 速会明显大于补给段的地下水流速.所以,排泄段 地下水的速度分布和补给段的速度分布也是不同 的.可见,水热系统中地热驱动力的存在不容忽视.

相变是高温水热系统中独有的特征,其表现的 地热驱动力变化在羊八井地热田的水头改变值为 -1.02 m.负值表明其在一定程度上会减缓地热水 的流动速度(图3).

通过总结,高温水热系统中地下水的温度升高,会产生4种影响:(1)体积膨胀,使密度减小,导致地下水位升高;(2)盐度增加,使密度增加,导致

地下水位下降;(3)粘度减小,使地下水内摩擦力减 小,更易流动,导致地下水位升高;(4)相变吸热,使 温度减小,最终导致地下水位下降.这几种影响的 综合作用就是水热系统中由于热源的存在使地下 水温度升高产生的地热驱动力.

4 结论

(1)羊八井地热田有两个不同深度的热储层, 使用二氧化硅(最大蒸汽损失)地温计对其进行估算,得出浅热储层的平均深度为230.0 m,平均温度为158.6℃;深热储层的平均深度为1400 m,温度为236.7℃.这一结果与附近深度实测的温度存在10~ 18℃的温差,可能是地温计的使用带来的误差,也可能是某一深度位置处的液态地热水发生了相变, 通过绝热冷却使液态地热水的温度降低,以达到新的相态平衡.

(2)通过地热井井底处的水温和压强,结合饱 和水蒸发线,找到羊八井地热田地底43.9 m处存在 相变.相变前液态地热水的温度为151.5 ℃,相变后 液态地热水的温度为127.9 ℃,相变造成的温度降 低值约为23.6 ℃,由此造成的地下水水头变化即地 热驱动力的改变值为-1.02 m.

(3)高温水热系统中确实存在由于相变导致地 热水温度突变的情况.地热驱动力的存在能够帮助 大家更好地刻画水热系统中地热流体的温度分布 和流速分布.地下水从补给区进入水热系统,沿着 断裂和裂隙形成的通道流向热交换位置的同时不 断被加热,在热交换位置温度达到最大值,然后通 过排泄段溢出地表.值得注意的是,因为地下水是 从补给区向排泄区流动的,补给段的地下水增温并 不会很明显,只有在靠近热交换位置时地下水才开 始被加热,所以在热交换位置和排泄段的地下水温 度会非常高.因此,不管是相变还是密度、盐度或者 粘度变化产生的地热驱动力,它们都只存在于水热 系统的排泄段.也就是说,地热驱动力仅出现并作 用于地热系统的排泄段,加速了地热水的运移,并 保持了排泄段地热水的高温.

References

- Akiya, N., Savage, P. E., 2002. Roles of Water for Chemical Reactions in High-Temperature Water. *Chemical Reviews*, 102(8): 2725-2750. https://doi.org/10.1021/ cr000668w
- Arnórsson, S., 1985. The Use of Mixing Models and Chemical Geothermometers for Estimating Underground Temperatures in Geothermal Systems. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 23(3-4): 299-335. https://doi.org/10.1016/0377-0273(85)90039-3
- 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(3): 567– 577. https://doi.org/10.1016/0016-7037(83)90278-8
- Bischoff, J. L., Rosenbauer, R. J., 1984. The Critical Point and Two-Phase Boundary of Seawater, 200-500 °C. *Earth and Planetary Science Letters*, 68(1): 172-180. https://doi.org/10.1016/0012-821x(84)90149-3
- Duoji, 2003. Typical High Temperature Geothermal System-Basic Characteristics of Yangbajing Geothermal Field. Engineering Science, 5(1): 42-47(in Chinese with English abstract).
- Engelen, G. B., Jones, C. P., 1986. Developments in the Analysis of Groundwater Flow Systems. *IAHS Publication*, (163): 2-8.
- Fournier, R. O., 1976. Exchange of Na⁺ and K⁺ between Water Vapor and Feldspar Phases at High Temperature and Low Vapor Pressure. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 40(12): 1553-1561. https://doi. org/10.1016/ 0016-7037(76)90094-6
- Fournier, R. O., 1977. Chemical Geothermometers and Mixing Models for Geothermal Systems. *Geothermics*, 5(1-

4): 41-50. https://doi. org/10.1016/0375-6505(77) 90007-4

- Fournier, R. O., Truesdell, A. H., 1970. Chemical Indicators of Subsurface Temperature Applied to Hot Spring Waters of Yellowstone National Park, Wyoming, U.S. A. *Geothermics*, 2(P1): 529 - 535.
- Fournier, R. O., Truesdell, A. H., 1973. An Empirical Na-K-Ca Geothermometer for Natural Waters. *Geochimica* et Cosmochimica Acta, 37(5): 1255-1275. https://doi. org/10.1016/0016-7037(73)90060-4
- Freeze, R. A., Harlan, R. L., 1969. Blueprint for a Physically-Based, Digitally-Simulated Hydrologic Response Model. *Journal of Hydrology*, 9(3): 237-258. https://doi.org/10.1016/0022-1694(69)90020-1
- Fu, X.C., 2005. Physical Chemistry. 5th ed. People's Education Press, Beijing (in Chinese).
- Gao, Z. J., 2013. Experimental Demonstration and Significance of Groundwater Flow System Differentiation. *Journal of Shandong University of Science and Technology* (*Natural Science*), 32(2): 17-24(in Chinese with English abstract).
- Gao, Z. J., Liu, Y. G., 2014. Research on Application of Thermally Driven in Groundwater Movement. *Ground Water*, 36(2): 7-9(in Chinese with English abstract).
- Garven, G., 1995. Continental-Scale Groundwater Flow and Geologic Processes. Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 23: 89-117. https://doi.org/10.1146/annurev.earth.23.1.89
- Guo, Q. H., Wang, Y. X., Liu, W., 2007. Major Hydrogeochemical Processes in the Two Reservoirs of the Yangbajing Geothermal Field, Tibet, China. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 166(3-4): 255-268. https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2007.08.004
- Hubbert, M.K., 1940. The Theory of Ground-Water Motion. The Journal of Geology, 48(8, Part 1): 785-944. https://doi.org/10.1029/TR021i002p00648-1
- Kell, G. S., 1977. Effects of Isotopic Composition, Temperature, Pressure, and Dissolved Gases on the Density of Liquid Water. Journal of Physical and Chemical Reference Data, 6(4): 1109-1131. https://doi.org/10.1063/ 1.555561
- Li, J. X., Guo, Q. H., Wang, Y. X., 2015. Evaluation of Temperature of Parent Geothermal Fluid and Its Cooling Processes during Ascent to Surface: A Case Study in

Rehai Geothermal Field, Tengchong. *Earth Science*, 40
(9): 1576-1584(in Chinese with English abstract).

- Liang, X., Zhang, R.Q., Jin, M.G., 2015. Grounduater Flow Systems. Geological Publishing House, Beijing (in Chinese).
- Liu, D.M., Wei, M.H., Sun, M.H., et al., 2022. Classification and Determination of Thermal Control Structural System of Hot Dry Rock. *Earth Science*, 47(10): 3723-3735(in Chinese with English abstract).
- Mao, X.M., Ye, J.Q., Dong, Y.Q., et al., 2022. Geothermal Driving Force: A New Additional Non-Gravity Action Driving the Migration of Geothermal Water in the Xinzhou Geothermal Field of Yangjiang, Guangdong. Bulletin of Geological Science and Technology, 41(1): 137-145(in Chinese with English abstract).
- Pope, S., 1987. Turbulent Premixed Flames. Annual Review of Fluid Mechanics, 19(1): 237-270. https://doi. org/10.1146/annurev.fluid.19.1.237
- Saar, M. O., 2011. Review: Geothermal Heat as a Tracer of Large-Scale Groundwater Flow and as a Means to Determine Permeability Fields. *Hydrogeology Journal*, 19 (1): 31-52. https://doi. org/10.1007/s10040-010-0657-2
- Tóth, Á., Galsa, A., Mádl-Szőnyi, J., 2020. Significance of Basin Asymmetry and Regional Groundwater Flow Conditions in Preliminary Geothermal Potential Assessment—Implications on Extensional Geothermal Plays. *Global and Planetary Change*, 195: 103344. https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2020.103344
- Tóth, J., 1963. A Theoretical Analysis of Groundwater Flow in Small Drainage Basins. Journal of Geophysical Research, 68(16): 4795-4812. https://doi.org/10.1029/ jz068i016p04795
- Tóth, J., 1999. Groundwater as a Geologic Agent: An Overview of the Causes, Processes, and Manifestations. Hydrogeology Journal, 7(1): 1-14. https://doi.org/ 10.1007/s100400050176
- Tóth, J. R., 1980. Deposition of Submarine Crusts Rich in Manganese and Iron. Geological Society of America Bulletin, 91(1): 44-54. https://doi. org/10.1130/0016-7606(1980)9144: doscri>2.0.co;2
- Wang, C. S., Dai, J. G., Zhao, X. X., et al., 2014. Outward-Growth of the Tibetan Plateau during the Cenozoic: A Review. *Tectonophysics*, 621: 1-43. https:// doi.org/10.1016/j.tecto.2014.01.036

- Wang, J. L., Jin, M. G., Jia, B. J., et al., 2022. Numerical Investigation of Residence Time Distribution for the Characterization of Groundwater Flow System in Three Dimensions. *Journal of Earth Science*, 33(6): 1583– 1600. https://doi.org/10.1007/s12583-022-1623-3
- Wang, Y. C., Li, L., Wen, H. G., et al., 2022. Geochemical Evidence for the Nonexistence of Supercritical Geothermal Fluids at the Yangbajing Geothermal Field, Southern Tibet. *Journal of Hydrology*, 604: 127243. https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2021.12724310.31223/x56w7w
- White, D.E., Williams, D.L., 1975. Assessment of Geothermal Resources of the United States, No. 726-730. US Department of the Interior, Geological Survey.
- Xu, T., Yuan Y.L., Jia, X.F., et al., 2018. Prospects of Power Generation from an Enhanced Geothermal System by Water Circulation through Two Horizontal Wells: A Case Study in the Gonghe Basin, Qinghai Province, China. *Energy*, 148: 196-207. https://doi. org/10.1016/j.energy.2018.01.135
- Xu, T.F., Wang, Y., Feng, G.H., 2021. Research Progress and Development Prospect of Deep Supercritical Geothermal Resources. *Natural Gas Industry*, 41(3): 155-167(in Chinese with English abstract).
- Zhao, P., Dor, J., Liang, T. L., et al., 1998. Characteristics of Gas Geochemistry in Yangbajing Geothermal Field, Tibet. *Chinese Science Bulletin*, 43(21): 1770– 1777. https://doi.org/10.1007/BF02883369
- Zheng, X.L., Guo, J.Q., 1996. Silica Geothermometer and Its Related Problems. *Groundwater*, 18(2): 85-88(in Chinese with English abstract).
- Zhu, B. Q., Zhu, L. X., 1992. Geochemical Exploration of Geothermal Field. Geological Publishing House, Beijing (in Chinese).
- 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).

中文参考文献

- 多吉,2003. 典型高温地热系统:羊八井热田基本特征. 中国 工程科学,5(1):42-47.
- 傅献彩,2005.物理化学一上册.5版.北京:人民教育出版社.
- 高宗军, 2013. 地下水流系统分异的试验演示及其意义. 山

东科技大学学报(自然科学版), 32(2):17-24.

- 高宗军,刘永贵,2014.地下水运动的热驱动机理.地下水, 36(2):7-9.
- 李洁祥,郭清海,王焰新,2015. 高温热田深部母地热流体 的温度计算及其升流后经历的冷却过程: 以腾冲热海 热田为例.地球科学,40(9):1576-1584.
- 梁杏,张人权,靳孟贵,2015.地下水流系统:理论应用调查.北京:地质出版社.
- 刘德民,韦梅华,孙明行,等,2022.干热岩控热构造系统厘 定与类型划分.地球科学,47(10):3723-3735.
- 毛绪美,叶建桥,董亚群,等,2022.地热驱动力:广东阳江

新洲地热田驱动地热水运移的一种额外非重力作用的 分析方法.地质科技通报,41(1):137-145.

- 许天福,汪禹,封官宏,2021.深部超临界地热资源研究进 展及开发前景展望.天然气工业,41(3):155-167.
- 郑西来,郭建青,1996. 二氧化硅地热温标及其相关问题的 处理方法. 地下水,18(2):85-88.
- 朱炳球,朱立新,1992. 地热田地球化学勘查. 北京:地质出版社.
- 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.