

雄安新区白洋淀地表水回灌补给 深部岩溶热储的水化学演变数值模拟分析

李胜涛^{1,2,3}, 施金字^{1,2}, 丁欣明⁴, 岳冬冬³, 路 莹^{1,2}

- (1. 吉林大学地下水资源与环境教育部重点实验室;
2. 吉林省水资源与环境重点实验室;
3. 中国地质调查局水文地质环境调查中心, 天津;
4. 黄河实验室(郑州大学), 河南 郑州)

摘 要: 地热资源采灌不均易引起地热水水位下降, 从而造成产能降低, 并带来潜在地质环境问题。采用外源水回灌补给深部地热储层是应对地热资源采灌不均导致水位下降问题的一种新途径。由于外源水回灌不同于原水回灌, 其实现的难点和可行性研究的焦点在于外源水与原地热储层水和围岩之间化学的匹配程度。本文以雄安新区广泛开发的深部岩溶热储为研究对象, 利用 PHREEQC 模拟了采用白洋淀地表水回灌补给主力开采热储-蓟县系雾迷山组岩溶热储层后的水化学组分变化以及矿物溶解沉淀量。从模拟的结果来看: 回灌期内从回灌井向储层内部水化学类型依次为 $\text{HCO}_3 \cdot \text{Cl-Na} \cdot \text{Mg}$, $\text{HCO}_3 \cdot \text{Cl-Na}$, $\text{Cl} \cdot \text{HCO}_3\text{-Na}$ 和 Cl-Na 型水, 呈现由补给水向储层本源水过渡的变化趋势, 主要受对流弥散影响, 但 Mg^{2+} 、 Ca^{2+} 、 HCO_3^- 还受水岩反应和 pH 等因素控制, 变化趋势更为复杂; 回灌后矿物的溶解沉淀现象主要发生在以回灌井为中心半径为 0.5m 的范围内, 以方解石的沉淀和白云石的溶解最为明显, 整体上会引起裂隙率出现降低, 但其变化程度有限。对岩石渗透性不明显。基于回灌所引起地热储层内部变化类型, 划分了四种影响带, 各影响带的范围大小依次为水化学影响带、渗流影响带、温度影响带和岩石渗透性影响带。本研究不仅为外源水进行地热回灌的水化学可行性提供了理论支撑, 也可为雄安新区充分发挥地热资源优势、实现地热资源可持续开发提供参考。

关键词: 地热回灌; 地球化学模拟; 水质演变; PHREEQC; 堵塞

地热资源开发能够助力能源革命、应对气候变化、造福人类社会、推动可持续发展已成为全球共识。近十年全球地热资源开发利用规模以年均约 10% 的速度迅猛增长。截止 2021 年, 全球地热利用国家已达 88 个。2016 年以来, 随着地热能两次写入国家五年规划, 地热资源勘察开发悄然成为我国替代化石能源燃烧、实现温室气体减排、助力双碳目标实现和生态文明建设的重要选项。

我国地热资源储量丰富, 开采潜力巨大。根据中国地质调查局调查评价结果, 全国水热型地热能年可采资源量折合 18.65 亿吨标准煤(回灌情况下)。全国陆区 3 ~ 10km 深度以浅干热岩基础资源量约为 2.5×10^{25} 焦耳(折合 856 万亿吨标准煤), 其中 5.5km 以浅的基础资源量约为 3.1×10^{24} 焦耳(折合 106 万亿吨标准煤)。

然而, 长期以来大部分地区地热资源开发多存在单井开采或采灌不均衡等问题, 地热水水位下降的问题已十分突出, 西安的地热井的水位已经下降了 200 多米。京津冀地热资源集中开采区均存在不同程度的地热水水位持续下降问题。天津、雄安主力开发层位热储水位多在 120m 以下, 较七八十年代已累积形成超过 100m 的降落漏斗。地热水位大幅下降带来明显的产能下降问题, 也显著增加开发利用成本, 同时也引起政府、社会对地质环境影响的担忧。

外源水灌注地热储层作为一种新型的地热开发策略被提出, 旨在通过人为补充地热水资源, 缓解甚至抑制地热水水位下降问题, 从而提高地热资源可开采量, 保护地热清洁能源。这一方法已在石油开采中有所应用, 对避免地面沉降和水位下

降等环境问题具有一定积极作用。尽管如此,地热资源开发利用工程实践中,对外源水回灌补给地热储层的报道却很少,其主要顾虑在于外源水的引入可能引发与原地热储层水和围岩之间的复杂地球化学反应,如水质污染、储层损伤、井壁失稳、渗透能力下降等。这些反应不仅影响地热能的提取效率和稳定性,还可能对地质环境造成潜在影响。因此,深入研究和评估外源水与原地热储层及围岩之间的化学匹配程度,对于确保外源水灌注地热储层的可行性和安全性至关重要。

在评估外源水与地热储层相互作用的可行性时,数值模拟是一种有效且低成本的手段。通过数值模拟,研究者能够更全面地了解注水过程中各种物理和化学参数的变化,进而预测可能的地质和环境影响。然而,多物理场模拟的复杂性和数据需求使得模型构建和参数获取变得极具挑战性。在研究区初期工程建设数据不充分的情况下通过合理概化模型条件,借助现有数据资料进行风险推测。因此降低多物理场模拟的复杂度是目前需要解决的问题。为了解决这一问题,本文借助广泛应用的地球化学模拟软件 PHREEQC,该软件是计算物质形成种类与饱和指数、一维传输和反演地球化学计算的程序,已广泛用于一维溶质迁移的水岩反应。通过合理概化地热回灌的水动力学与水文地球化学反应过程,以雄安新区的某地热回灌井为例,对采用外源白洋淀地表水进行回灌后可能发生的地球化学过程和水质变化进行了模拟计算,进而评估了该策略的可行性。

本研究的意义不仅在于为外源水灌注地热储层的可行性提供了理论依据,而且在于构建了适用于地热回灌的 PHREEQC 模拟模型,大大降低了多物理场模拟模型构建和参数获取的难度,为地热领域的地球化学模拟研究提供了有效的工具和视角。通过这一研究,我们期望能够进一步为地热能的可持续开发提供理论支撑和实践指导,也为未来的地热开发策略优化提供科学依据。

1 地热田概况及回灌水源

本文所评估的蓟县系雾迷山组白云岩热储层位于雄安,地处河北平原中部,南部近白洋淀,处在华北盆地的冀中拗陷凸起带上。基岩地层自东南

到东北由老至新,顺序为长城系、蓟县系、青白口系、寒武系、奥陶系和石炭-二叠系(图 1)。牛驼镇凸起上部的基岩热储层的裂隙、岩溶相对发育。张德忠等^[35]曾于该热田实施回灌试验,对雾迷山组和铁岭组的岩溶裂隙热储进行同层一采一灌(无压回灌),在 52 天的回灌之后,注入热储层的水量为 8.3 万 m^3 ,最大回灌流量为 $83.2\text{m}^3/\text{h}$,检验了两组地层接受回灌的能力。

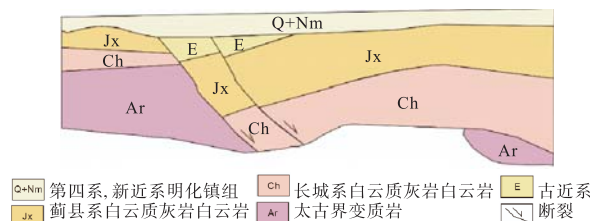


图 1 回灌区地质剖面图

本次回灌目标层位是雾迷山组的热储层,岩性主要包括岩溶角砾岩、晶粒白云岩、砂质白云岩、藻白云岩及硅质白云岩等;热储类型以裂缝型为主,其次为溶蚀孔洞型,大部分裂隙与溶蚀孔洞呈半充填状态;钻孔测温资料显示此地热田区域地温梯度在 $0.3 \sim 1.3^\circ\text{C}/\text{km}$ 之间,岩石密度 $2.765\text{g}/\text{cm}^3$ 。裂隙率为 11.14%。此外,抽水试验显示,储层内地热水测压埋深为 120m,井口平均出水水温为 63.5°C ,涌水量 $116.66\text{m}^3/\text{h}$,单位涌水量 $8.297\text{m}^3/(\text{h} \cdot \text{m})$,平均渗透系数 $K = 0.694\text{m}/\text{d}$,表明该层段具有良好的富水性,其地热储层储集性能极好。回灌拟就近调用白洋淀地表水作为补充回灌水源,相关资料显示白洋淀水水化学类型以 $\text{HCO}_3 \cdot \text{Cl}-\text{Na} \cdot \text{Ca}$ 型和 $\text{HCO}_3 \cdot \text{Cl}-\text{Na}$ 型为主,而回灌层地热水则属于 $\text{Cl}-\text{Na}$ 型。此外,二者在总溶解固体(TDS)含量相差很大,白洋淀水 TDS 为 $0.56\text{g}/\text{L}$,储层地热水为 $1.66\text{g}/\text{L}$,可见如此差异的两种水混合非常可能引起回灌过程中含水层水化学组分发生改变,亦存在矿物沉淀堵塞的风险。

2 模型建立与求解过程

2.1 概念模型

2.1.1 水流运动

本次模拟的热储层为雾迷山组第五层,深度在 $719.05 \sim 743.35\text{m}$ 深度,厚度为 24.3m ,为承压

含水层, 储层介质为均质且各向同性, 渗透率根据实测资料设定为 $1.83 \times 10^{-15} \text{m}^2$ 。

外源水采用井灌方式注入该储层中, 回灌水头设为 150m, 持续回灌 50 天后停止。因为原储层内地热水流速度相比于回灌造成的水流运动基本可忽略, 暂不考虑储层与其他层地热水的相互补给关系, 因此可将回灌水进入储层的过程概化为由回灌井为中心向外扩展的一维水流运移过程 (图 2)。

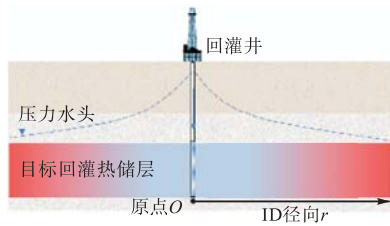


图 2 回灌概念模型图

根据回灌水头及储层渗透性, 可采用定水位井流计算 (式 1~2) 来计算回灌期内流量, 而当停灌后采用水位恢复公式 (即假设为以回灌末流量抽-灌共同进行的叠加过程) (式 3) 来计算停止回灌 100 天后井内水位, 然后再代入 (式 1) 求出相应的流量。

定水位井流计算公式如下:

$$Q_t = 2\pi K M s_w G(\lambda) \quad (1)$$

其中: Q_t 为随时间变化的流量, K 为渗透系数, M 为储层厚度, s_w 为井中抬升高度, $G(\lambda)$ 为定水位变幅井流的流量函数, λ 为无量纲时间, 其值由下式求得:

$$\lambda = \frac{K M t}{r_w^2 S} \quad (2)$$

其中: r_w 为井半径, S 为贮水系数, t 为时间。

水位恢复期计算公式为:

$$s'_t = \frac{Q'}{4\pi K M} \left[W\left(\frac{r^2 S}{4 K M t}\right) - W\left(\frac{r^2 S}{4 K M t'}\right) \right] \quad (3)$$

其中: s'_t 为恢复期间井中水位剩余抬升高度, Q' 为回灌停止前一时刻的流量, W 为井函数。

由此上述公式计算得回灌流量变化如图 3, 回灌时间为 50 天, 随着回灌时间不断增加回灌流量因水头差的减少而不断降低, 到第 50 天时停止回灌, 流速明显下降, 但由于停止回灌时回灌井内水头仍高于周围, 流量仍不为 0, 至第 120 天后几乎

不变, 所以将本次水化学的模拟总时长设为 150d。

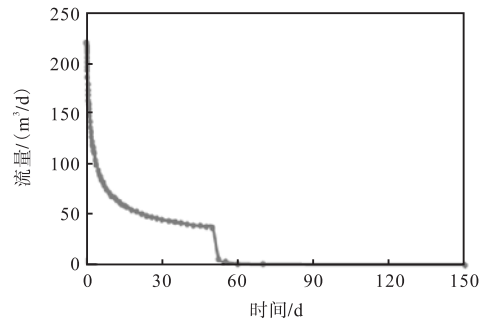


图 3 回灌井注水流量随时间的变化曲线

2.1.2 溶质迁移反应过程

白洋淀水进入热储层后溶质主要受对流弥散作用影响, 对流水流速度根据流量给定, 弥散度按经验值设为 0.38m。此外, 白洋淀地表水进入雾迷山组热储后还会与地热水发生混合作用, 同时与含水介质发生水-岩相作用, 根据地热储层钻孔岩石样品矿物成分结果, 其仅检测到白云石和石英两种矿物。考虑到地热回灌过程中常见的几种化学堵塞类型, 因此将方解石 (CaCO_3)、白云石 ($\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$) 和石膏 ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) 作为主要反应性矿物, 白云石、方解石和石膏的溶解沉淀反应见表 1。其反应量根据该矿物在地储岩样组成的百分比计算, 方法为:

$$M_{\text{岩}} = \rho_{\text{岩}} (V_{\text{水}} / \varepsilon_p \times (1 - \varepsilon_p)) \quad (4)$$

式中: $M_{\text{岩}}$ 、 $\rho_{\text{岩}}$ 分别为岩石的质量和密度; $V_{\text{水}}$ 为反应的水的体积; ε_p 为岩石孔隙度。

由于实际地下环境内水流特征、矿物与水接触程度等条件往往导致其矿物溶解并非达到饱和状态, 因此, 本次采用矿物的饱和指数来约束水-岩反应的平衡。各主要反应矿物饱和指数的确定依据原始储层地热水成分与给定的矿物之间不发生沉淀溶解时的值给定。

表 1 岩石的反应参数 (25℃)

反应	Log k	$\Delta H/\text{kcal}$
$\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2 = \text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+} + 2\text{CO}_3^{2-}$	17.09	-17.09
$\text{CaCO}_3 = \text{CO}_3^{2-} + \text{Ca}^{2+}$	8.48	-2.297
$\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O} = \text{Ca}^{2+} + \text{SO}_4^{2-} + 2\text{H}_2\text{O}$	-4.580	-0.109

回灌初始, 储层内为原地热水, 回灌井处水化学组成按白洋淀地表水化学成分给定, 可处理为

定浓度边界.从已获取的水质数据中选取代表白洋淀区域水质平均状态的水样数值用于模拟,其模拟回灌水与储层地热水水化学差异见图 4。其中用于回灌补给的白洋淀水水化学类型为 $\text{HCO}_3\cdot\text{Cl}\text{-Na}\cdot\text{Ca}$ 型,地热水为 $\text{Cl}\text{-Na}$ 型。

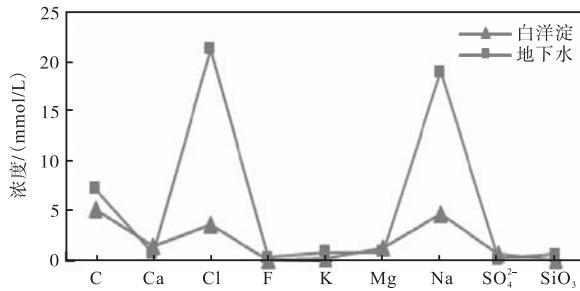


图 4 白洋淀水质与热储层地热水水质 Schoeller 对比

2.2 数学模型与求解方法

根据上述模型概化,建立一维的对流弥散方程模拟地热水中溶质的行为(公式 5)。

$$\frac{\partial c}{\partial t} = -v \frac{\partial c}{\partial x} + D_L \frac{\partial^2 c}{\partial x^2} - \frac{\partial q}{\partial t} \quad (5)$$

其中, $-v \frac{\partial c}{\partial x}$ 是对流作用导致的溶质运移 ($\text{mol}/(\text{m}^3 \cdot \text{s})$); $D_L \frac{\partial^2 c}{\partial x^2}$ 是弥散作用导致的浓度变化 ($\text{mol}/(\text{m}^3 \cdot \text{s})$); $\frac{\partial q}{\partial t}$ 是水岩反应导致的浓度变化 ($\text{mol}/(\text{m}^3 \cdot \text{s})$)。

上述模型采用 PHREEQC 软件中的 Transport 和 Equilibrium_Phases 模块计算公式(5)中,反应项导致的离子浓度变化。其中 Transport 中构建以回灌井为起点径向一维溶质反应运移模型。Equilibrium_Phases 模块用于模拟地下环境内的矿物溶解沉淀反应。由于外灌水和原储层地热水温度相差明显。本次模拟搭载了 Reaction_Temperature 模块来计算不同水源不同混合比例的温度,并将其作为水岩反应的温度条件。

2.3 模拟步长划定

水化学模拟反应体积以 1L 水来计算,所以模拟步长根据含水层中 1L 水所占据的空间径向长度来给定,回灌水前锋在水力梯度的作用下不断向前运动,将岩土裂隙中原有的地热水驱替,其每个步长的反应时间就以驱替时间来给定如图 5 所示。将回灌水前锋概化为以回灌井为中心轴的圆

柱面,采取公式 6~8 对单位体积水所占据的径向长度进行计算。

$$W_i = \bar{Q}_i \cdot \Delta t_i \quad (6)$$

$$W_i = \pi(R_i^2 - R_{i-1}^2)M \quad (7)$$

$$\Delta L_i = R_i - R_{i-1} \quad (8)$$

回灌井半径为 R_0 ,回灌起始时刻为 t_0 ,对于时刻 t_1, t_2, t_3 ,有 $\Delta t_1 = t_1 - t_0$, $\Delta t_2 = t_2 - t_1$, $\Delta t_3 = t_3 - t_2$,若已知 $\Delta t_1, \Delta t_2, \Delta t_3$ 三个时段内回灌入含水层的水量,则可通过圆柱的体积公式计算得到回灌水前锋所在的径向位置 R_1, R_2, R_3 ,彼此相减,就能计算出各个时段内水流运移的路径长度 $\Delta L_1, \Delta L_2, \Delta L_3$,以此类推(图 5)。

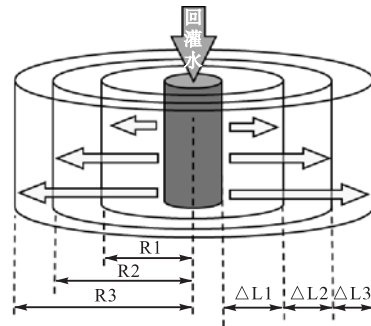


图 5 模拟步长剖分示意图

根据水流模型的流速计算 Transport 中的水流运移距离,进行水岩模型的时空剖分,见表 2。通过上述计算得到水化学模拟的径向总长度为 53.17m。

表 2 时间步长划分

时间步长	时间间隔/d	总时间/d
1 ~ 2	0.01	0.02
3 ~ 6	0.02	0.1
7 ~ 10	0.05	0.3
11 ~ 17	0.1	1
18 ~ 27	0.2	3
28 ~ 35	0.5	7
36 ~ 44	1	16
45 ~ 51	2	30
52 ~ 61	2.5	55
62	5	60
63	10	70
64	80	150

3 结果与讨论

3.1 地热储层中的水质演变

用径向上不同时刻的水化学剖面图展示模拟

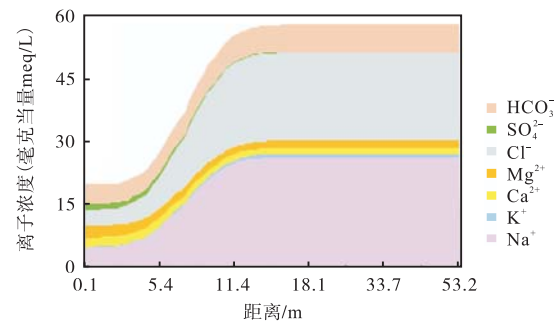
水质的变化过程见图 6。由图可知,从回灌井向储层内部在径向上水化学类型依次为 $\text{HCO}_3 \cdot \text{Cl}$ - $\text{Na} \cdot \text{Mg}$, $\text{HCO}_3 \cdot \text{Cl}$ - Na , $\text{Cl} \cdot \text{HCO}_3$ - Na 和 Cl - Na 型,明显表现出由回灌水水化学类型到原储层地热水水化学类型的过渡,TDS 变化也呈现相同规律。但其起点处的水化学组分中次要阳离子有所不同,回灌水中 Ca^{2+} 的含量占第二位,而注入到储层后其水中 Mg^{2+} 的含量高于 Ca^{2+} 成为第二主要阳离子。究其原因这是由于储层中含有大量白云石,白云石的溶解使 Mg^{2+} 、 Ca^{2+} 、 HCO_3^- 离子进入水中,但受矿物饱和指数的控制,方解石发生沉淀,从而导致水中 Mg^{2+} 较 Ca^{2+} 升高更明显。进一步对比不同离子含量随距离的变化也能发现, Na^+ 、 K^+ 、 Cl^- 、 SO_4^{2-} 含量均是以白洋淀水中相应的含量为起点,向储层内部逐渐变为原储层中地热水中的含量,其间的变化趋势(升高或降低)主要取决于两初始水源中含量孰高孰低。这表明这些离子的变化主要受控于对流和弥散作用。但 Mg^{2+} 、 Ca^{2+} 、 HCO_3^- 的变化却有所不同,因为这三种离子参与了水岩反应过程,其中 Mg^{2+} 主要以溶解为主,所以近回灌井处 Mg^{2+} 的含量高于回灌水源白洋淀中的 Mg^{2+} ,由于本身地热水中 Mg^{2+} 含量低于回灌水,所以在径向距离上, Mg^{2+} 呈现不断降低的变化过程,不过相比单纯受对流弥散影响的 Na^+ 等,其变化幅度因为溶解作用而变大。 Ca^{2+} 和 HCO_3^- 更加复杂,随距离呈现先升高后降低的变化趋势,这主要与方解石的沉淀作用以及水中 pH 值的变化有关。

对比不同时刻水化学剖面图可见,随回灌时间的增加,水化学变化的范围不断增加,值得注意的是回灌 20 余天后(图 6d-f)。在距回灌井 18m 左右出现了一段水化学稳定的平台区间,范围约为 1m(17.3m~18.3m 之间),根据水动力学计算的结果发现此位置对应的水流速度基本为 0,也就代表进一步随距离的增加对流不再对水化学的变化起作用,弥散和水岩作用成为主控机制。

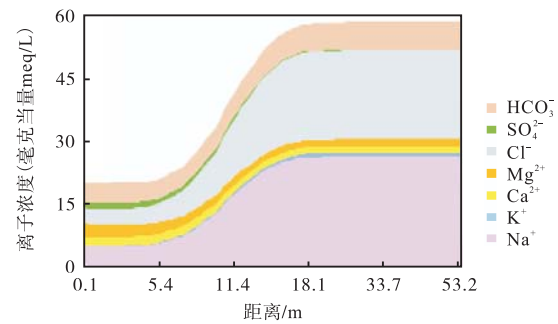
3.2 储层中矿物反应量及对孔隙度变化的影响

图 7 给出了不同时间点处以回灌井为起点径向距离上矿物的反应量。从图可以看出回灌发生后,储层中的白云石发生了溶解,同时生成了方解石沉淀,这一结果与前面水化学组分变化分析相一致。但矿物质量变化的范围仅限距井 0.5m 半径

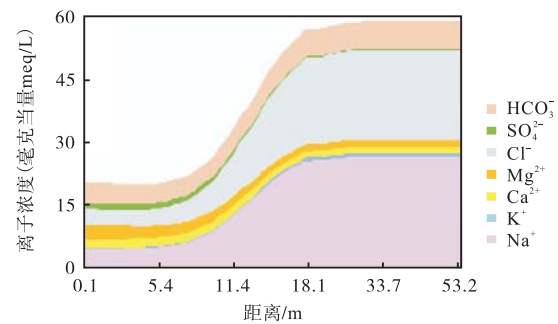
内的区域,影响范围很小,从影响时间上来看,在回灌期 50d 内,无论是方解石的沉淀量还是白云石的溶解量都在不断增加,而当回灌结束后,50d 和 150d 结果(图 7e, f)对比可知矿物质量变化很小,所以矿物溶解沉淀过程主要发生在回灌期。进



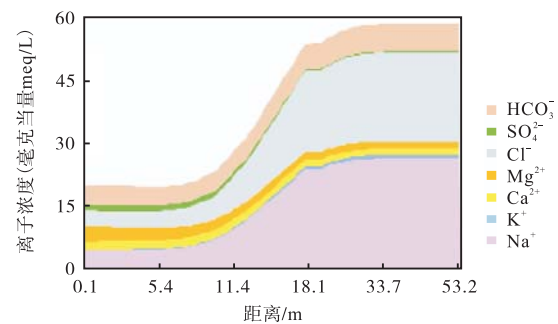
(a) 3 天



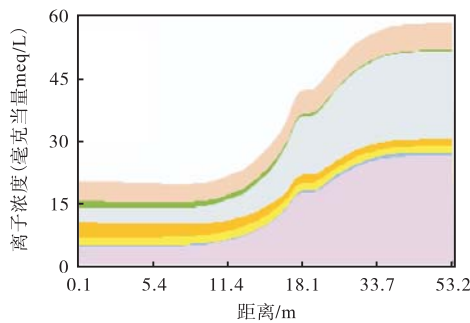
(b) 10 天



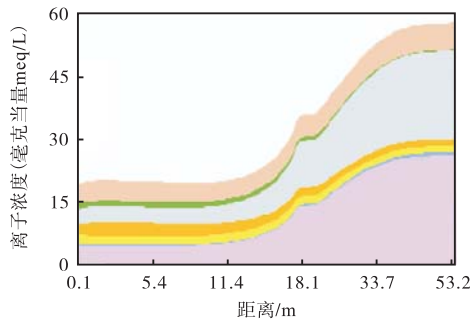
(c) 15 天



(d) 24 天



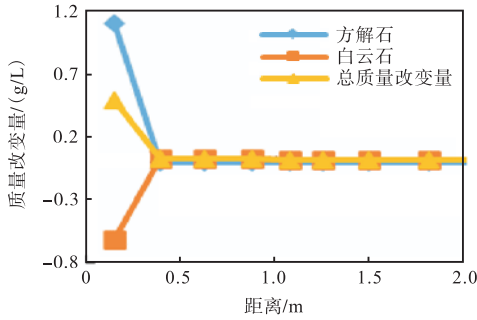
(e) 50 天



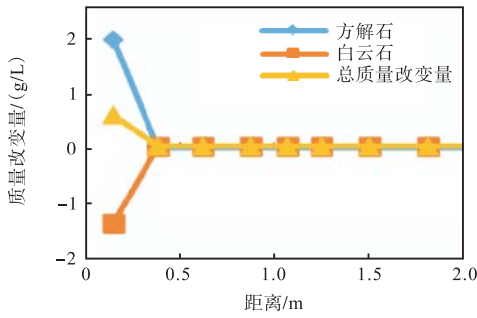
(f) 150 天

图 6 3,10,15,24,50,150 天径向水化学剖面图

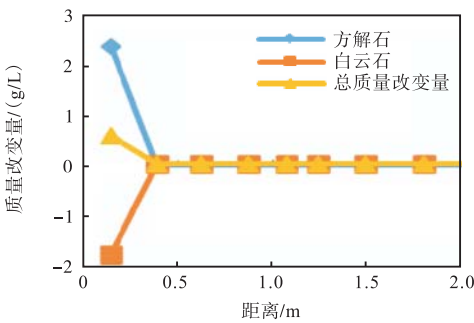
一步计算了总矿物的改变量,发现整体上固相质量呈多的变化,ZHI-YUAN 等在新疆油田的模拟也得到了类似结果,回灌井附近出现了大量的碳酸盐沉淀。这一现象意味着会有一部分裂隙将被



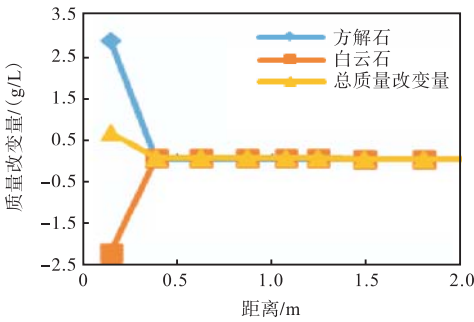
(a) 3 天



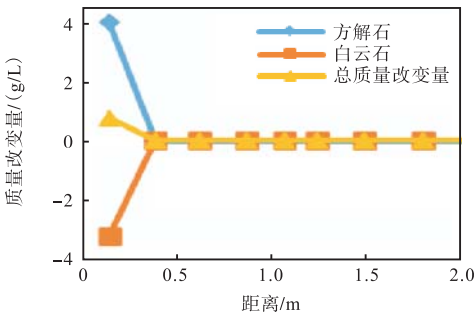
(b) 10 天



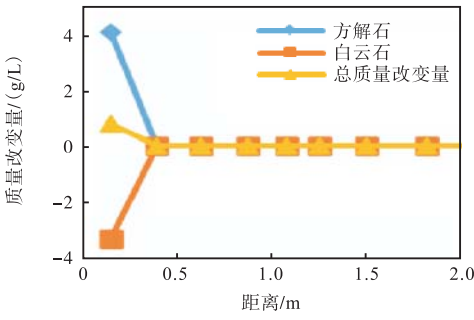
(c) 15 天



(d) 24 天



(e) 50 天



(f) 150 天

图 7 3,10,15,24,50,150 天矿物质量改变

新生成的矿物所占据,裂隙率将会降低.我们将变化的矿物质量折算成体积,计算出了近回灌井处裂隙率随时间的变化率,如图 8 所示.计算结果显示,岩石裂隙率最多会减少 0.028%,从数值变化

程度看,对岩石渗透性不会造成大的改变。但有一点需要指出的是,回灌过程有溶解也有沉积,这种矿物沉淀转变可能导致储层非均质程度增加,这可能会有“塌井”的风险,在实际工程中需要特别关注。

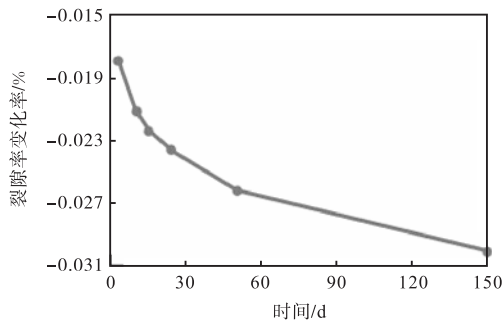


图 8 裂隙率变化率随时间变化曲线

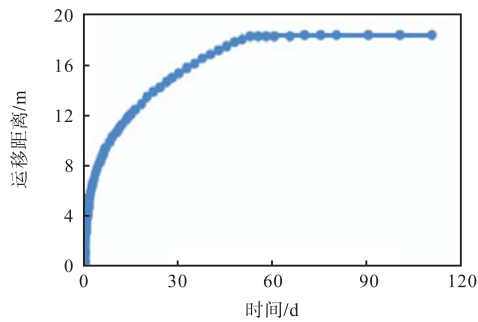
3.3 不同影响带的划分

通过建立回灌开始到停止后 100 天的水化学演化模型,得到了回灌过程中水质的变化及矿物的溶解和沉淀情况,从中可以看出不同指标的影响范围有所差异。因此,根据模拟结果,进一步分析回灌水在热储层内形成的影响范围的分布情况。

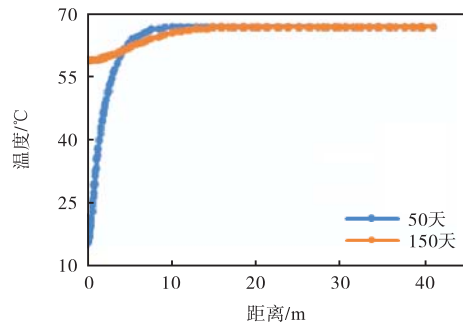
回灌过程中发生变化的指标主要包括温度、

水化学和矿物反应量三类,也就是说这三类指标随着回灌渗流场的变化而变化。因此以此作为影响带划分指标,具体分为:渗流影响带(自变)、热传导影响带(因变)、水化学影响带(因变)、岩石渗透性影响带(因变)。其中,渗流影响带是测压水头产生变化的区域,该区域是由回灌条件所控制的,即自变因素带,还可用流速来表征;热传导影响带、水化学影响带和岩石渗透性影响带分别是因回灌导致的温度变化区域,水化学成分变化区域和矿物溶解-沉淀反应发生的区域,这三个影响带因回灌条件而变化,为因变带。

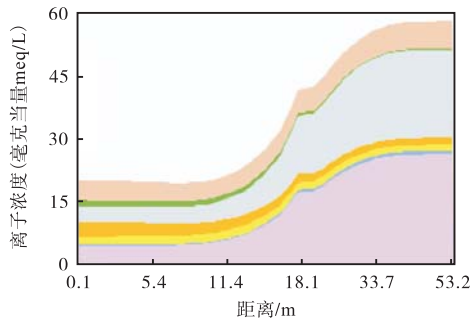
在把二维径向流转化成相应的一维柱向流的过程中,通过计算 ΔL 得到水流运移路径长度 L 随时间的变化。经过为期 50 天的回灌后,水流运移路径长度 18.37m,注入含水层内的白洋淀水约 2868.21m³,该体积的外源水在回灌停止 100 天后填充的含水层体积半径可达 18.48m(图 9a)。据此条件模拟出的储层内不同位置水温度结果发现,热储层将会形成以回灌井为中心的降温漏斗,离注井越近,温度梯度越大,而且回灌停止后 100 天,此漏斗依然存在,半径可达 31.57m(图 9b)。其次,水化学组成显示,随着回灌的进行,影响带范围随水流运移且不断扩大,而且在弥散作用下,



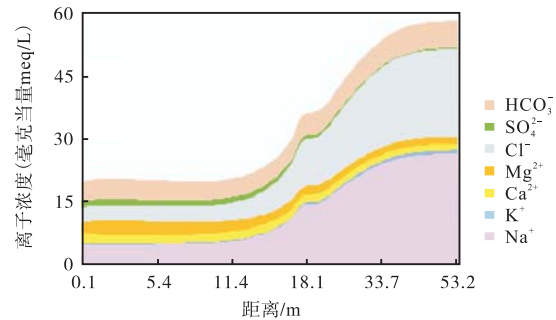
(a) 水流运移长度



(b) 50 天和 150 天温度场分布



(c) 50 天离子浓度



(d) 150 天离子浓度场

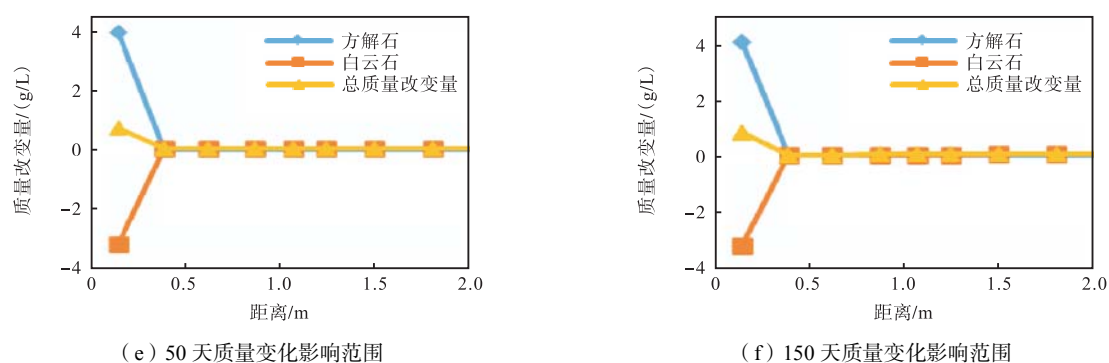


图9 影响带分布

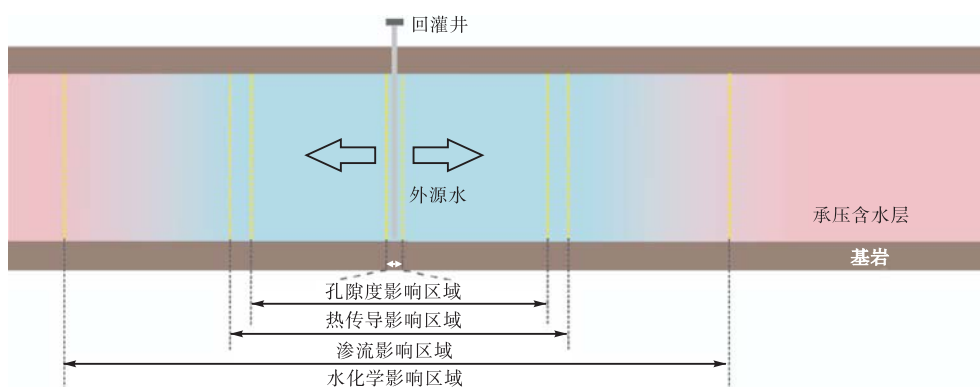


图10 影响带分布示意图

回灌水对地热储层内水质的影响范围会超出水流运移的路径长度,在回灌水和本源水之间形成离子浓度的过渡带,截至回灌 150 天时形成了一个半径约为 53m 的过渡带(图 9c)。最后,对于岩石渗透性的变化情况,在方解石沉淀和白云石溶解共存条件下,热储层中回灌井周围 0.5m 范围内岩石裂隙率整体上将会减少,相应渗透性会有所降低(图 9d)。根据上述结果,各影响带范围的分析结果汇总见图 10。50 天时水化学影响带最大,其次为渗流影响带,而后是温度影响带,岩石裂隙率影响带最小。

4 结论

本文构建了地热回灌条件下的水化学模拟模型及计算方法,并将其用于白洋淀外源水回灌河北某地热田雾迷山组热储适宜性的分析,得到如下结论:

(1) 地热井回灌水化学变化可被视为一维径向的水流溶质运移过程,但单位径向计算步长内水化学反应时间不断增加,运移过程为对流、弥散

过程,水岩反应则以方解石和白云石矿物溶解沉淀过程为主。

(2) 由于原储层地热水与外源回灌水之间的化学组成差异,回灌后将形成以回灌井补给水化学组成为起点向储层内部原地热水水化学成分逐渐过渡的变化趋势。但水中与反应性矿物有关的离子变化会受水岩反应、pH 变化等因素影响,变化情况更为复杂。

(3) 对于本次模拟的回灌水源和地热储层而言,矿物溶解沉淀最大会导致岩石裂隙率减小 0.028%,影响程度很小,岩石渗透性变化不会有明显降低,但溶解沉淀同时发生可使岩石非均质性增强,有“塌井”的风险。

(4) 针对回灌所引起地热储层内部变化类型,划分了四种影响带,借助水化学模拟进一步区分了各影响带的范围大小,从大到小依次为水化学影响带、渗流影响带、温度影响带和岩石渗透性影响带。

综上所述,本文的研究为地热回灌条件下的水化学变化提供了重要的理论支撑和实践指导。

纵然本文所构建的地热水化学模拟模型以化学平衡原理为基础,但在实际地层中,岩石矿物的溶解沉淀过程并非瞬间达到此平衡状态,而是需要经历一段时间,本文所得结果提供了一种最大可能的影响程度和范围。为了更准确地预测不同时刻的水化学变化过程,未来研究需进一步将地下水

化学动力学的理论融入模型之中,以更准确地揭示地热回灌过程中的水化学变化规律及其对地热储层的影响。

参考文献略

转自《中国环境科学》2024.21(2):1-2

如何在地热资源开发中实现效益最大化

——访谈著名地热专家

地热回灌是国际公认的维持地热热储压力、保证地热田可持续开采的重要手段。如何正确认识和科学应用地热尾水回灌技术,是推动地热产业高质量发展的必要条件。5月17—18日,一场地热加·地热尾水回灌技术高级研修班暨地热回灌沙龙在北京召开。在沙龙交流环节,著名地热专家郑克棧、天津地热勘查开发设计院原总工赵苏民、北京市地质工程勘察院地热工程研究所所长徐巍,与地热能领域相关企事业单位负责人、技术骨干围桌而坐,畅所欲言,掀起了一场地热回灌头脑风暴。与会人员一致认为,地热回灌是实现地热可持续发展的重要保障。

1 地热尾水回灌是手段而非目的

水热型地热能利用是我国地热产业“主力军”。自2019年3月1日起实施的中华人民共和国能源行业标准 NB/T 10097-2018《地热能术语》规定,水热型地热资源是指赋存于天然地下水及其蒸汽中的地热资源。

“携带地热能的流体并非取之不尽,过度的开采或热田养护不当,它也是会枯竭的。而回灌是实现地热资源开发与保护的主要措施之一,特别是一些以供暖为主要用途的地热项目,被取走热量后的地热尾水就是很好的回灌水源。”天津地热勘查开发设计院原总工赵苏民阐述了地热尾水回灌的意义。

那么,地热尾水回灌是否一定要做到100%?这一问题成为地热回灌沙龙关注的焦点。著名地热专家郑克棧介绍,当地热流体包含有毒、有害物质,直接排放将造成泄漏灾害时,必须100%全部

回灌。“而在绝大多数情况下,地热回灌是为了保持热储压力,以保障可持续开采,以及防止热储采空区的地面沉降,这种情景下地热回灌只是手段,而不是目的。”

在郑克棧看来,近年来业界声称的“100%回灌”是伪科学名词的口号,其原因在于否定了地热能是可再生能源,否定了热储是具有天然补给的一个地热系统,认定热储是一个封闭铁盒。他指出,各地热系统有自身特点,开采和回灌是一个动态过程,绝非一刀切的“100%回灌”等口号所能包揽的,而每个地热田要建立自身的开发管理模型。

关于地热尾水回灌,国际地热协会理事、中国能源研究会地热专业委员会副主任刘久荣曾公开指出,“地热回灌不能为了回灌而回灌,地热回灌也不能不计成本。”刘久荣表示,流体开采量是天然补给量、激发的补给量和回灌量的总和,在有明显流体补给的地热田,如北京市小汤山地热田,只需要部分回灌就可以。

赵苏民介绍,天津地热回灌始于20世纪80年代初期在大港水电厂利用开采井进行回灌试验。至2023年,天津市的地热回灌已经达到历史最高规模,总回灌率达95.30%。经过十年发展,天津市裂隙型热储回灌率从2013年的37.16%提高至2023年的97.96%;孔隙型热储回灌率从2013年的5.98%提高至2023年的85.61%。

作为我国地热资源开发利用最早的地区之一,天津早在20世纪90年代就率先开始在地热供暖项目上采用对井回灌开发利用模式。2022年地热回灌量达到4154万立方米,总体回灌率为89.2%,地热回灌水平和规模居于全国领先地位。

赵苏民表示,目前我国地热钻井技术、地热成井工艺,以及水处理技术都已很成熟,他认为保障地热尾水回灌达标的重要因素是基于对地质条件的认识,抽水井、回灌井,是两个不同的作用机理问题。

赵苏民介绍,为了弥补由于以往常年采灌失衡造成的热储压力亏空问题,同时进一步提高地热资源可开采量,天津市在全国率先开展了“地表水回灌”研究,并从理论变成了现实,开创了全国采用地表水集中回灌补给深部地热储层的先例。“外来水回灌,它其实也是一种补充,这也表明了回灌不是目的,它是手段。”他补充说道。

2 地热开发的目的是效益最大化

“地热回灌不是目的,最大效益开发才是目的。”郑克棣介绍,地热回灌包括两方面,一是技术上的可行性;二是经济上的可行性。我们要将技术条件、经济条件综合考虑,如果需要多次过滤、加压回灌,那么所用的设备、电力,这些成本开销比抽出来热水用的热量花费还高,回灌要花更多的钱,显然从经济条件考虑是不合适的。

“地热回灌经济可行性在国内一直是容易被忽视的,因为所有的技术都要靠经济成本来支撑,如果增加的回灌成本,超过了回灌产生的效益,那就得不偿失了。”郑克棣认为,在这种情况下称之为技术可以做到有可行性,但是经济不可行,这不是我们所追求的目标。

“地热开发最终是要追求效益最大化,而不是说你做不到100%回灌,我非得做到100%回灌,不讲经济可行性,这没有意义。”郑克棣主张地热回灌要留出5%~10%的地热水,不回灌。“没有回灌的地热尾水,一方面减少了经济成本的损耗,另外可以充分利用这部分尾水,做温泉康养,可以创造更大的作用和效益,这就是地热开发的效益最大化。”

长期负责北京市地热资源动态监测工作的北京市地质工程勘察院地热工程研究所所长徐巍介

绍,近年来北京地热水位出现连续回升的现象。2004年北京小汤山地热田加大生产性回灌后,2005~2007年连续3年水位上升1.20m、0.84m、0.35m,上升幅度2.39m。2017年北京9个地热田继续开采和回灌的监测,小汤山、城区、良乡、天竺4个地热田均出现水位上升,上升幅度在0.33m~1.28m。

徐巍表示,“在地热水位连续上升的条件下,北京有些区域确实没有必要非得做到100%回灌,从经济效益来讲,温泉康养比地热供暖效益要高很多。”据了解,2020年,北京市规自委出台《关于北京市地热矿业权审批决定的通知》,要求具备采灌条件的地热供暖项目可以审批,温泉洗浴等消耗性项目停止审批。

“北京地热温泉是世界拥有地热资源的6个首都城市之一,温泉在北京本身就是一张很好的名片,它的开发已经有上千年历史。”徐巍说,作为技术从业者,从我们多年来监测的地热数据,包括我们提出地热开发管理的理念,希望能够给政府做好支撑,呼吁放开北京温泉审批政策。

作为全球最大的地热能开发利用企业——中石化绿源地热能开发有限公司技术总监孙彩霞在培训班上介绍了该公司地热供暖及回灌经验。她介绍,根据2016年调研,山东、河北等地进行的砂岩地热尾水回灌试验,回灌量均大多数不超过30m³/h。“十三五”期间到目前,随着地热规模化开发的进程,回灌成果逐步显著,各地回灌比例明显提升。

与会专家表示,回灌是保障地热供暖长期稳定的前提,但其受制于热储层地质条件、流体化学成分等多种因素,不同热田之间、同一热田不同地段之间,回灌能力各不相同。地热开发时要进行专门的回灌研究,选择合理的回灌方案。随着对地热资源研究程度的不断提高,地热回灌也将作为一种调控手段,在地热开发利用中继续起到保障性作用。

转自《中国地热》2024年5月