

基于质点运移模型的区域地下水循环规律研究

——以陇东盆地为例

王涛^{1,2},王文科^{2,3},董英¹,尚海敏^{2,3},李瑛^{1,2,3},赵成⁴

(1.中国地质调查局西安地质调查中心,陕西 西安 710054; 2.长安大学环境科学与工程学院, 陕西 西安 710054; 3.旱区地下水文与生态效应教育部重点实验室(长安大学), 陕西 西安 710054; 4.甘肃省地质环境监测院,甘肃 兰州 730050)

摘要:地下水循环规律研究是合理开发利用地下水资源的前提。选取陇东盆地泾河段作为研究对象,通过地下水模拟技术,确定了剖面上地下水流动方向,同时将水流系统划分为3个循环系统:局部循环系统、中间循环系统、区域循环系统。得出不同水流系统循环深度及循环宽度,3个循环系统深度依次为20~160m、160~700m、700~1 000m,循环宽度为3~8km、8~34km、34~70km。根据流速分布特征,将流速范围 $>0.01\text{m/d}$ 、 $0.005\sim 0.01\text{m/d}$ 、 $<0.005\text{m/d}$ 分别划分为强径流带、中等径流带、弱径流带。并对各径流带地下水运行更新时间进行计算,得出强径流带更新时间小于4 109a,中等径流带更新时间为4 109~24 657a,弱径流带更新时间大于24 657a。

关键词:陇东盆地;地下水循环模式;流速分布特征;地下水更新时间

中图分类号:P641.2 文献标识码:A 文章编号:1000-0852(2016)06-0042-07

陇东盆地是甘肃省主要的粮食产区和重要的能源化工基地。地处半干旱地区,地表水资源短缺,地下水是该地区最重要的供水水源之一^[1]。因此正确认知陇东盆地地下水循环规律对地下水资源的科学规划和可持续利用具有重要的指导意义^[2]。

针对地下水循环研究方法多样,韩冬梅、靳孟贵将整个忻州盆地第四系孔隙地下水作为研究对象,利用数值模拟技术,构建地下水流模型,对地下水流速分布特征、地下水平均滞留时间进行了计算研究^[3];孙跃、邵景力等人针对河南省供水安全问题,综合分析沿黄河分布地区的地质及水文地质条件,利用数值模拟技术,建立起10个水源地在规划开采条件下的局部地下水流预测模型,对开采量进行评价^[4];王丹、胡伏生等人在曹妃甸地区选取剖面采用地下水动力学方法进行二维数值模拟,直观揭示了地下水循环特征及控制因素^[5]。蒋小伟等人利用实测地下水年龄校正地下水模型,发现在各级次流动系统内,从补给区到排泄区,地下水年龄有整体上变老的趋势;盆地下游,地下水年

龄在垂向上会发生突变,可作为识别不同级次流动系统的实用指标^[6]。对于陇东盆地,研究地下水循环模式较多,且大多都是通过水化学、同位素方法去研究地下水的循环规律,通过水动力场研究的多停留在定性研究上。刘玉等人利用同位素技术和水文地球化学理论,揭示了陇东盆地泾河流域地下水循环规律^[7];徐中华等人以水文地球化学理论为指导,深入研究了陇东盆地白垩系保安群中深层地下水水化学演化和规律^[8];刘心彪、张彦林等人利用水化学和同位素方法来探讨陇东盆地白垩系地下水情况,阐明了地下水的控制因素和运移规律^[9]。

本文选取陇东盆地泾河段剖面,运用数值模拟技术,定量确定泾河段地下水循环的深度、宽度、流速分布特征,以及地下水运行更新时间,为水资源合理开发利用提供依据。

1 研究区概况

陇东盆地位于甘肃省东部庆阳市辖区及平凉市东

收稿日期:2015-12-24

基金项目:国家自然科学基金项目(41230314,41071182);陕西省自然科学基金基础研究计划项目(2012JQ5001)

作者简介:王涛(1987-),男,陕西西安人,研究生,研究实习员,主要从事水文学与水资源研究。E-mail:476644953@qq.com

部,属于四面环山,西南部开口的非封闭性盆地。区内沟壑纵横、切割强烈、地形支离破碎,是典型的黄土丘陵地形,黄土覆盖厚度多在 100~300m 之间。区内总体地形态势是由东、北、西三面向东南方向倾斜,其中六盘山、白于山、子午岭,构成周边和盆地内部的地表分水岭,海拔约为 1 500~2 748m,区内海拔高度,西北部高,达 1 700m,中南部低,约 1 000m。

研究区地处半干旱地区,降水量从西北向东南方向降水量逐渐增加,约为 350~650mm,全年 7、8、9 月份降水量占全年降水量的 60%,并常以暴雨形式出现。年蒸发量由北向南递减,约为 1 083.77~1 750mm。区内河流众多,除去东部子午岭东侧属洛河流域外,其余均属泾河流域,泾河是黄河的二级支流,年径流量约为 $9.17 \times 10^8 \text{m}^3/\text{a}$ ^[9]。

研究区位于华北地层大区鄂尔多斯地层分区,中生界下二叠统、中三叠统、下侏罗统埋藏在地下并伏于白垩系之下,为白垩系的基底。白垩系分为罗汉洞、环河、洛河三个含水岩组。由于黄土覆盖面积大,白垩系虽然分布广泛,但仅在河谷底两侧或河谷与沟谷底部呈树枝状出露。盆地结构受天环向斜控制,向斜从研究区外向南部经环县、洪德、镇原,于泾川县附近倾覆,有多个呈雁行排列的向斜组成,并在泾川以南抬高消失^[9]。白垩系含水岩组是区内可开采利用的主要含水系统,其中白垩系顶部和底部的罗汉洞和洛河含水岩组的砂岩为风成砂岩,是主要含水层,中部环河组以大厚度泥岩为主,构成区域的弱透层或隔水层。罗汉洞组含水岩组分布在环县—西峰一线以西,厚度变化较大,由数米到几百米,在河谷地区水位埋深较浅,一般小于 60m,地下水补给来源主要是西部六盘山地区,地下水水质多为淡水、微咸水,由于受分布区域、含水层厚度、补给条件等的影响,总体上开采潜力较小。

2 研究内容及方法

本文首先采用 Visual Modflow 软件对泾河剖面地下水进行数值模拟,同时依据 Modpath 模块采用向前追踪离子算法生成剖面地下水流线分布,建立泾河剖面地下水动力场。根据建立的地下水动力场,确定泾河剖面水头特征,依据 Toth 地下水系统理论,对地下水系统进行划分,确定剖面水流系统的尺度特征和循环特征。利用剖面水流系统流速计算结果,划分地下水径流带,同时利用 Modpath 模块计算地下水的平均滞留时间。

2.1 质点运移数学模型

Modpath 是专门用于解决质点向前、向后示踪流线模拟研究的模块,可以方便的计算出流线的分布和任意时刻水质点的位置。对于地下水二维稳定流动,Modpath 的质量平衡方程可用有效孔隙率和渗流流速表达:

$$\frac{\partial(nV_x)}{\partial x} + \frac{\partial(nV_z)}{\partial z} = w$$

式中: V_x 、 V_z 为现行流动流速矢量在坐标轴方向的分量, LT^{-1} ; n 为含水层有效孔隙率,%; w 为由含水层内部单位体积源和汇产生的水量, T^{-1} 。

2.2 流速计算

地下水流速计算,则是以一个单元格形式进行计算,每个单元格都计算出一个流速,公式如下:

$$V_x = \frac{Q_x}{n \Delta y \Delta z}$$

$$V_z = \frac{Q_z}{n \Delta x \Delta y}$$

式中: V_x 、 V_z 分别为水平方向、垂直方向的流速, LT^{-1} ; n 为含水层有效孔隙率,%; Q_x 、 Q_z 分别为通过水平方向、垂直方向上的水量; L^3T^{-1} ; Δx 、 Δy 、 Δz 为单元格沿坐标轴方向上的长度, L 。

2.3 径流划分标准

径流的划分首先根据流速计算得到每个单元格的径流速度,利用 Visual Modflow 软件,将剖面地下水数值模型计算结果提出,利用 surfer 10 对结果进行差分,输出地下水流速矢量特征并利用色阶的形式将其表示出来。由于陇东盆地地下水流速较慢,此处将范围 $>0.01\text{m/d}$ 、 $0.005 \sim 0.01\text{m/d}$ 、 $<0.005\text{m/d}$ 分别划分为强径流带、中等径流带、弱径流带^[3]。

2.4 地下水平均滞留时间

本文的地下水的平均滞留时间是对地下水沿流线方向在各含水层路径上运移的平均流速大小的反映。含水层中为了能直观的反映粒子在地下水的平均滞留时间,此处利用 Modpath 放置粒子,将粒子在不同含水岩组运动路径上所消耗的时间进行计算。

3 数值模型

3.1 剖面概况及概念模型

剖面从陇东盆地西部贯穿至东部,剖面上共有 17 个钻孔,其中有 3 个钻孔是揭穿含水层的深孔,其他钻孔多揭穿至环河含水岩组(见图 1)。剖面总长约为 178km,剖面走向基本上与区域等水位线分布方向垂

直。垂向上白垩系含水岩组的厚度也不均匀,整体上来看,西部含水岩组较厚,东部相对比较薄,西部地区厚度最大处将近上千米。降雨入渗补给主要集中在剖面西部泾河流域,侧向径流补给主要集中在剖面东西两侧。地下水的排泄主要集中在河道或与河道的交汇处,是区域水流系统的排泄基准面。

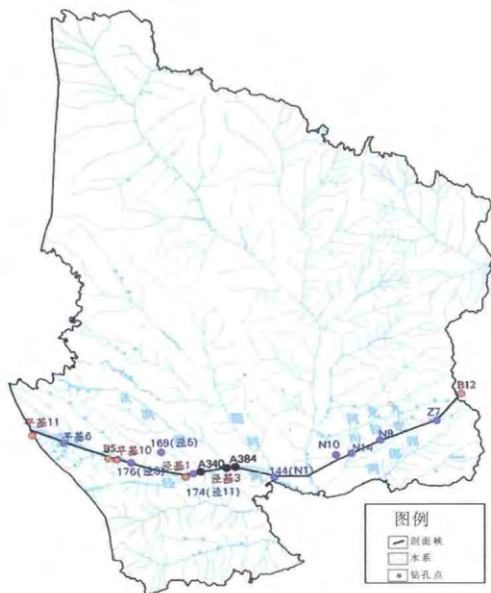


图1 陇东盆地泾河剖面

Fig.1 The Jinghe River profile in the Longdong basin

边界条件: 泾河剖面上边界为罗汉洞含水岩组顶板,但在泾河、蒲河交汇处罗汉洞含水岩组尖灭,环河组出露,降雨入渗补给发生上边界处,为流量边界。剖面两侧都有侧向径流补给,故定为定流量边界,剖面底部为洛河组含水岩组底界,故定为隔水边界^[10](见图2)。

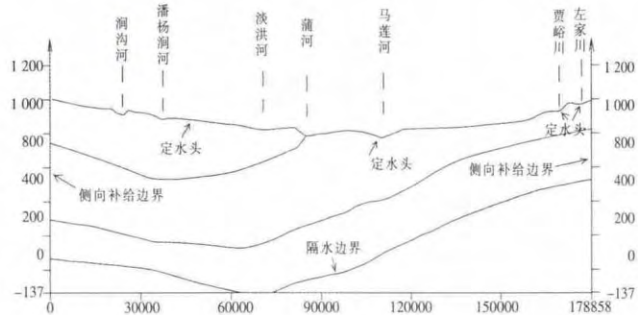


图2 泾河剖面边界条件概化

Fig.2 The boundary condition of the Jinghe River section

源汇项: 剖面补给来源主要为大气降雨入渗补给和侧向径流补给。主要的排泄项为地下水向河流的排泄。沿着泾河的河道处以定水头的形式进行处理,与河

流的交汇处也以定水头进行处理^[11]。

含水层及参数分区: 根据泾河剖面水文地质反映的含水层的分布情况,对比水文地质剖面含水层组的岩性,根据前人研究,将含水层概化分为3层:罗汉洞含水岩组、环河含水岩组、洛河含水岩组。将剖面上罗汉洞组承压水分布区概化为3个渗透系数分区,环河组承压水分布区概化为4个渗透系数分区,洛河组承压水分布区概化为6个渗透系数分区,模型渗透系数取值分区如图3所示。

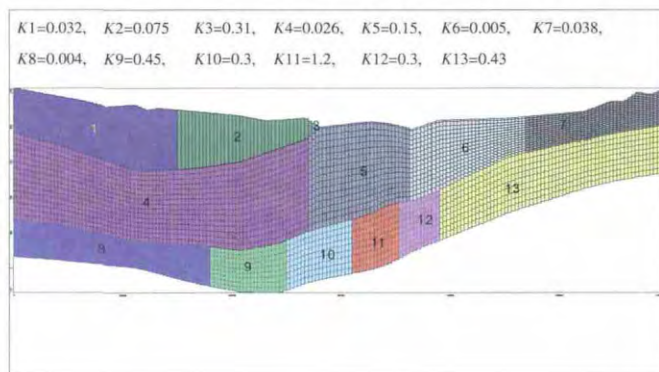


图3 泾河剖面渗透系数分区图

Fig.3 The permeability coefficient partition of the Jinghe River section

水文地质概念模型是建立在数学模型上而接近客观系统的一种近似处理。建立模型目的主要是为了揭示自然条件下剖面上地下水循环基本特征,因此,将本研究区模型概化成非均质各向异性稳定流,更接近实际情况^[14]。

3.2 地下水数学模拟及求解

3.2.1 地下水数学模型

上述水文地质概念模型可以使用如下微分方程的定解问题进行表示^[15]:

$$\begin{cases} \frac{\partial}{\partial x} \left(K_x \frac{\partial h}{\partial t} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_z \frac{\partial h}{\partial z} \right) = 0 & x, z \in D \\ h(x, z)|_{\Gamma_1} = h_1 & x, z \in \Gamma_1 \\ K_n \frac{\partial h}{\partial z} |_{\Gamma_2} = q(x, z, h) & x, z \in \Gamma_2 \end{cases}$$

式中: D 为剖面渗流区域; h 为含水层水位标高(m); K_x 为水平方向渗透系数(m/d); K_z 为垂向上的渗透系数(m/d); K_n 为边界面法向上渗透系数(m/d); h_1 为水头边界上水头分布; Γ_1 为水头边界; Γ_2 为流量边界; $q(x, z, h)$ 为流量边界单宽流量(m/d)。

3.2.2 模型的剖分与求解

本次数学模型求解采用美国地质调查局(United

States Geological Survey) 开发的 Visual Modflow 软件,通过把研究区在空间和时间上进行离散,建立研究区每个网格点的水均衡方程式,然后将所有网格方程联立成为一组大型的线性方程组,通过迭代求解得到每个网格的水头值。

为了能够更好地得出剖面模型区的地下水水流特征,将泾河剖面分为 1 行,179 列,26 层,单元格大小为 1 000*1 000m,共 4 654 个单元格(见图 3)。

本次计算过程中采用预条件共轭梯度方法 (PCG),外部迭代最大次数设定为 50,内部迭代最大次数为 50,水位变化收敛标准为 0.01m,残差收敛标准为 0.01m^[5]。

3.2.3 模型识别

针对模型的水动力场运行结果(见图 4),此处利用水化学场特征,对模型结果进行验证。采用剖面附近 11 眼井共 11 个样的水化学资料来分析剖面上的水化学场,取样时间为 2000~2011 年,将所取水样的水化

学类型按照取样点位置放置。

从整体上看,地下水从补给区向排泄区,离子演化方式为:以马莲河为分界,西部地区地下水离子类型多变,阴离子发生的主要变化为,由 SO₄·HCO₃·Cl→SO₄·Cl,SO₄·HCO₃→SO₄→SO₄·HCO₃→SO₄ 阳离子补给区与排泄区变化不明显,均以 Na 为主,对比剖面水化学类型与地下水水流场图我们可以发现马莲河以西的水质演化规律大致上 SO₄·HCO₃·Cl—Na 型水转变为 SO₄·Cl—Na 型水和 SO₄·HCO₃—Na 型水转变为 SO₄—Na 型水,前者多存在与补给区,后者多存在于排泄区。马莲河东部地区,阴离子发生的主要变化为:由 HCO₃→SO₄·Cl。阳离子发生的主要变化为:由 Mg·Ca·Na→Na。对比剖面水化学类型与地下水水流场可以看出马莲河东部地区地下水水质演化规律为由 HCO₃—Mg·Ca·Na 型水转变为 SO₄·Cl—Na 型水。前者为补给区,后者为排泄区。整体上水化学特征符合该区域地下水运移规律。

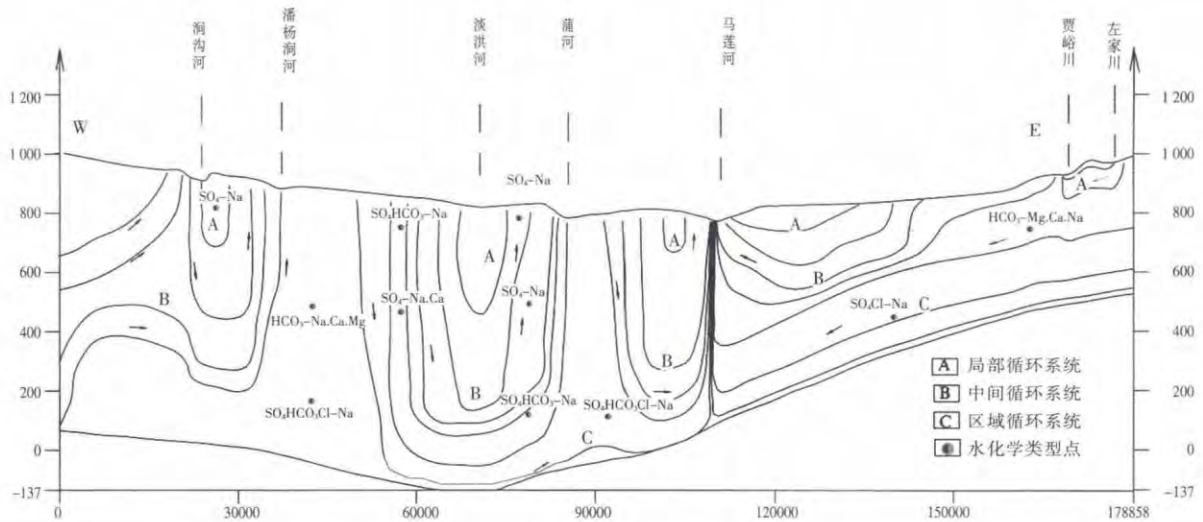


图 4 泾河剖面水动力场与水化学类型分布图
Fig.4 Distribution of the hydrodynamic field and hydrochemical type of The Jinghe River section

4 结果

4.1 水头分布特征

泾河剖面模型计算水头分布为西部起始点十里铺附近水头最高,水头值在 1 300~1 350m 之间,从整体上看,水头从东西两侧向蒲河、马莲河处降低。

本带的基本特点是:剖面西部从十里铺起,地下水水流流向为由西向东,东部则从左家川处地下水流方

向为由东向西方向,最后东西两向的地下水流向蒲河,马莲河方向汇聚。

4.2 地下水流系统划分

根据地下水流的源、汇关系,将泾河剖面按照地下水水流系统划分为:局部循环、中间循环和区域循环系统三级循环系统^[16](见图 5)。可以看出局部循环和中间循环系统多在河道附近,区域循环系统存在于整个剖面内。

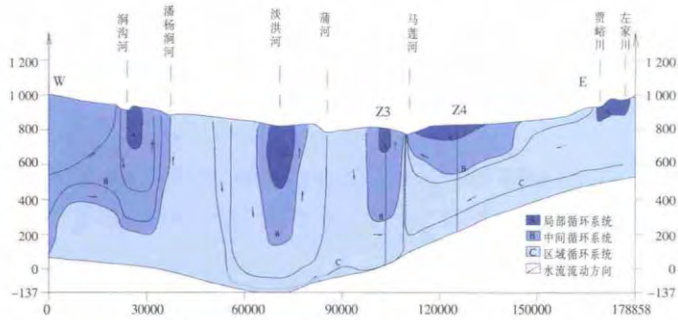


图5 泾河剖面地下水循环模式图

Fig.5 The groundwater circulation patterns of the Jinghe River section

4.3 剖面水流系统尺度特征

在泾河剖面上,由于河流众多,沿河流处,地下水与河流存在水流交换,形成多个地下水局部循环系统,这种循环系统水平延展不超过 20km,最小宽度约为 3km,循环发育深度一般在 30~400m 之间。剖面西部地区,涧沟河、潘杨涧河、洪河、蒲河处所形成的局部地下水循环系统,宽度上一般不超过 8km,最小循环宽度约为 3km,循环发育深度一般在 300~400m 之间。剖面东部地区在马莲河、贾峪川、左家川处所形成的局部循环系统,宽度较大,不超过 20km,最小宽度约为 10km,循环发育深度较浅,约为 20~160m 之间。

在涧沟河与潘杨涧河,洪河与蒲河,蒲河与马莲河之间形成中间循环,其延展范围比局部循环系统增加很大,最小宽度存在于洪河、蒲河处,约为 8km,最大循环宽度约为 34km 左右,中间循环系统的最大深度约为 700m 左右。

在西部边界十里铺与潘杨涧河,洪河与蒲河、蒲河与马莲河,洪河与马莲河,贾峪川与马莲河,左家川与马莲河之间发育区域循环系统,循环系统展度最大,最大宽度约为 70km,发育深度达到白垩系含水岩组洛河组底部,最大循环深度将近为 1 000m(见表 1)。

表1 泾河剖面各级水流系统发育范围

Table1 The scope of the water system development at the various levels in the Jinghe River section

循环系统发育范围	宽度/km	最大发育深度/m
局部循环系统(A)	3~8	20~160
中间循环系统(B)	8~34	160~700
区域循环系统(C)	34~70	700~1000

4.4 剖面水流系统水循环特征

(1)承压水面垂向交换

在泾河剖面上,承压水的主要补给源为侧向径流补给,以及西部河段的大气降雨入渗补给,排泄主要

集中于涧沟河、潘杨涧河、洪河、蒲河、马莲河、贾峪川、左家川等河流处。

(2)典型断面水平径流

剖面上选取 Z3,Z4 两条过水断面(见图 5),两过水断面均位于地下水径流区,基本上与地下水流线垂直,地下水垂直方向流动不明显,因此可以将两过水断面经过的模型层按照剖面循环系统分类,计算各个断面单元格的水平流量,然后通过加和来代表过水断面上各个循环系统的流量(见表 2)。

表2 泾河剖面三级循环系统流量分析
Table2 Analysis of the three-level circulation flow at the Jinghe River section

循环系统流量	马莲河西(Z3 断面)		马莲河东(Z4 断面)	
	平均流速 /m·d ⁻¹	系统流量占整个断面的百分比	平均流速 /m·d ⁻¹	系统流量占整个断面的百分比
局部循环系统	0.0035	4.83	0.0025	0.29
中间循环系统	0.0042	35.47	0.0032	0.71
区域循环系统	0.0055	59.7	0.0055	99

Z3,Z4 均跨模型层 1~26 层,Z3 断面上,其中 1~6 层代表局部循环系统,7~19 层代表中间循环系统,20~26 层代表区域循环系统。在 Z4 断面上,其中 1~5 层代表局部循环系统,6~14 层代表中间循环系统,15~26 层代表区域循环系统。

Z3 过水断面水流流动方向为蒲河至马莲河方向,从统计结果来看,地下水循环主要集中在中间循环系统与区域循环系统,局部循环系统循环强度相对要小的多。Z4 过水断面上局部循环系统与中间循环系统所占流量比值非常小,区域循环系统基本上占据了全部流量,主要因为 Z4 断面的东侧侧向补给主要来自洛河组,由于环河组处主要存在砂岩,而洛河组处存在砂砾岩,相比较而言环河组侧向补给量基本可以忽略不计,而中间循环系统主要集中在环河组,区域循环系统主要集中在洛河组,故而造成中间循环系统流量较区域循环系统流量小的多。

4.5 地下水流速分布特征

泾河剖面地下水流速变化在 0.00008~0.014m/d,平均速度为 0.0024m/d,见图 6。我们可以看出西部边界到淡洪河以西段,地下水流速较小,属于弱径流带,淡洪河处地下水流速有了明显上升,洛河组处流速达到最大,此处横跨了中等径流带,和强径流带,蒲河至马莲河处流速逐渐变小,属于弱径流带,东部从左家川

到马莲河处我们可以看出洛河组流速普遍高于环河组流速,即上部环河组属于弱径流带,下部洛河组属于中等径流带,弱径流带。

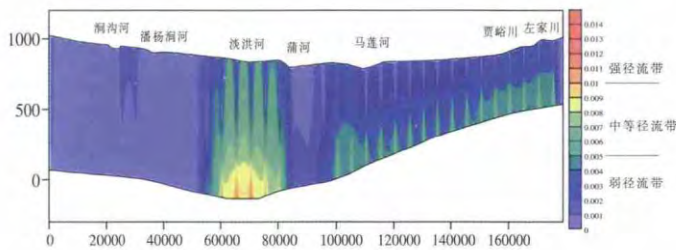


图6 泾河剖面地下水流速分布图

Fig.6 The groundwater flow velocity distribution of the Jinghe River section

4.6 地下水平均滞留时间

由于贯穿了三个含水岩组,本次模拟则根据含水岩组分布以及流速分布来放置粒子进行运移路径时间模拟,结果得出强径流带处径流更新时间约为4109a,中等径流带处径流更新时间4109~24109a,弱径流带循环更新时间大于24109a(见图7)。

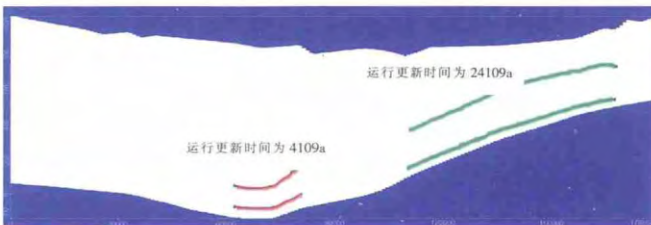


图7 泾河剖面不同径流带粒子示踪图

Fig.7 The particle track of the different runoff fields at the Jinghe River section

5 结论

陇东盆地泾河段地下水流动方向为:西段由十里铺向东径流,东段由烧锅梁向西径流,最后东西两段的地下水向蒲河,马莲河方向汇聚排泄。

将陇东盆地泾河段水流系统划分为3个循环系统:局部循环系统、中间循环系统、区域循环系统。得出不同水流系统循环深度及循环宽度,3个循环系统深度依次为20~160m、160~700m、700~1000m,循环宽度为3~8km、8~34km、34~70km。

根据流速分布特征,将流速范围 $>0.01\text{m/d}$ 、 $0.005\sim 0.01\text{m/d}$ 、 $<0.005\text{m/d}$ 分别划分为强径流带、中等径流带、弱径流带。并对各径流带地下水运行更新时间进行计算,得出强径流带更新时间小于4109a,中等径

流带更新时间为4109~24109a,弱径流带更新时间大于24109a。

泾河流域地下水资源量多集中在中间循环系统与区域循环系统中,马莲河以西中间循环系统所占水量百分比为35.47%,区域循环系统所占水量百分比为59.7%,马莲河以东区域循环系统所占水量百分比为99%,且地下水流速在两系统中相比较局部循环系统流速较快,故开采地下水时应集中在中间循环系统与区域循环系统中。同时应遵循积极开发强径流带的地下水,合理开发中等径流带的地下水,禁止或者少量开采弱径流带的地下水的原则,针对泾河段则应积极开采洪河处地下水,适度开采马莲河、贾峪川、左家川洛河组地下水,禁止或少量开采涧沟河、潘杨涧河处地下水^[17]。

参考文献:

- [1] 赵雪雁. 甘肃省生态承载力评价[J]. 干旱区研究, 2006, 23(3): 506-512. (ZHAO Xueyan. Evaluation on the ecological carrying capacity in Gansu province[J]. Arid Zone Research, 2006, 23(3): 506-512. (in Chinese))
- [2] 侯光才, 林学钰, 苏小四, 等. 鄂尔多斯白垩系盆地地下水系统研究[J]. 吉林大学学报(地球科学版), 2006, 36(3): 391-398. (HOU Guangcai, LIN Xueyu, SU Xiaosi, et al. Groundwater system in Ordos cretaceous Artisan basin[J]. Journal of Jilin University(Earth Science Edition), 2006, 36(3): 391-398. (in Chinese))
- [3] 韩冬梅. 忻州盆地第四系地下水流动系统分析与水化学场演化模拟[D]. 北京: 中国地质大学, 2007: 5-10. (HAN Dongmei. Analysis of Groundwater Flow System and Modeling of Hydrogeochemical Evolution in Xinzhou Basin [D]. Beijing: China University of Geosciences, 2007: 5-10. (in Chinese))
- [4] 孙跃. 河南省沿黄地下水数值模拟及地下水资源评价[D]. 北京: 中国地质大学, 2011: 8-10. (SUN Yue. The Study on Groundwater Numerical Simulation and Groundwater Resources Evaluation of the Area along the Yellow River in Henan Province [D]. Beijing: China University of Geosciences, 2011: 8-10. (in Chinese))
- [5] 王丹. 曹妃甸地区地下水资源及水循环研究[D]. 北京: 中国地质大学, 2011: 4. (WANG Dan. Study on the Groundwater Resource and Groundwater Circulation in Caofeidian [D]. Beijing: China University of Geosciences, 2011: 4. (in Chinese))
- [6] 蒋小伟, 万力, 王旭升, 等. 盆地地下水年龄空间分布规律[J]. 水文地质工程地质, 2012, 39(4): 1-6. (JIANG Xiaowei, WAN Li, WANG Xusheng, et al. Distribution of groundwater age in drainage basins [J]. Hydrogeology & Engineering Geology, 2012, 39(4): 1-6. (in Chinese))
- [7] 刘玉. 鄂尔多斯白垩系盆地泾河流域地下水循环模式及其可更新能力评价 [D]. 长春: 吉林大学, 2007: 5-6. (LIU Yu. Groundwater Cycle Pattern and Renewability Evaluation in the Jinghe Watershed of Ordos Cretaceous Basin [D]. Changchun: Jilin University, 2007: 5-6. (in Chinese))
- [8] 徐中华. 鄂尔多斯盆地南区保安群地下水水化学特征及演化机理[D].

- 西安: 长安大学, 2010:8-9. (XU Zhonghua. Study on Hydrochemical Characteristic and Evolution Mechanism of Bao'an Group Groundwater of the Ordos Cretaceous Artesian Basin South[D]. Xi'an: Chang'an University, 2010:8-9. (in Chinese))
- [9] 刘心彪, 张彦林, 王延江, 等. 陇东盆地白垩系地下水运移研究[J]. 干旱区研究, 2009, 26(2):176-179. (LIU Xinbiao, ZHANG Yanlin, WANG Yanjiang, et al. Evaluation of the movement of Cretaceous groundwater beneath the Longdong basin [J]. Arid Zone Research, 2009, 26(2):176-179. (in Chinese))
- [10] 张茂省, 胡伏生, 尹立河. 鄂尔多斯白垩系地下水盆地水文地质概念模型[J]. 地质通报, 2008, 8(8):1115-1122. (ZHANG Maosheng, HU Fusheng, YIN Lihe. Conceptual model of hydrogeology of the Cretaceous groundwater basin of the Ordos basin [J]. Geological Bulletin of China, 2008, 8(8):1115-1122. (in Chinese))
- [11] 郭东屏, 宋焱勋, 钱会, 等. 地下水动力学[M]. 西安: 陕西科学技术出版社, 1994. (GUO Dongping, SONG Yanxun, QIAN Hui, et al. The Groundwater Dynamics [M]. Xi'an: Shaanxi Science and Technology Press, 1994. (in Chinese))
- [12] 薛禹群, 谢春红. 地下水数值模拟 [M]. 北京: 科学出版社, 2007. (XUE Yuqun, XIE Chunhong. Numerical Simulation for Groundwater[M]. Beijing: Science Press, 2007. (in Chinese))
- [13] 李俊亭. 地下水流数值模拟 [M]. 北京: 地质出版社, 1989. (LI Junting. Numerical Simulation for Groundwater [M]. Beijing: Geological House, 1989. (in Chinese))
- [14] 侯光才, 张茂省, 刘方, 等. 鄂尔多斯盆地地下水勘查研究[M]. 北京: 地质出版社, 2008. (HOU Guangcai, ZHANG Maosheng, LIU Fang, et al. The Groundwater Exploration Research of the Ordos Basin[M]. Beijing: Geological House, 2008. (in Chinese))
- [15] 尹立河. 鄂尔多斯盆地白垩系地下水循环与温度场数值模拟[D]. 北京: 中国地质大学, 2007. (YIN Lihe. Groundwater Circulation and Heat Simulation Study in the Cretaceous Basin, the Ordos Basin[D]. Beijing: China University of Geosciences, 2007. (in Chinese))
- [16] Tóth, J. A theoretical analysis of groundwater flow in small drainage basins [J]. Journal of Geophysical Research, 1963, 68: 4795-4812.
- [17] 严明疆, 王金哲, 张光辉, 等. 作物生长季节降水量和农业地下水开采量对地下水变化影响研究[J]. 水文, 2012, 32(2):28-29. (YAN Mingjiang, WANG Jinzhe, ZHANG Guanghui, et al. Influence of precipitation during crops growing and groundwater yield for agriculture on groundwater dynamic: a study case in Jinzhou area of Hebei province[J]. Journal of China Hydrology, 2012, 32(2):28-29. (in Chinese))

Study on Local Groundwater Circulation Law Using Particle Migration M: A Case Study of Longdong Basin

WANG Tao^{1,2}, WANG Wenke^{2,3}, DONG Ying¹, SHANG Haimin^{2,3}, LI Ying^{1,2,3}, ZHAO Cheng⁴

(1. Xi'an Center of Geological Survey, China Geological Survey Bureau, Xi'an 710054, China;

2. School of Environmental Science and Engineering, Chang'an University, Xi'an 710054, China;

3. Engineering Research Center for Groundwater and Eco-Environment of Shaanxi Province (Chang'an University), Xi'an 710054, China;

4. Geological Environment Monitoring Institute of Gansu Province, Lanzhou 730050, China)

Abstract: Study on groundwater circulation law is the precondition of reasonable exploitation and utilization of groundwater resources. This paper selected the Jinghe River as research object to confirm the groundwater flow direction using groundwater simulation technology, divided the flow system into three circulatory systems, including local circulation system, middle circulation system and local circulation system. The depth and width of the three circulatory systems were obtained in the Jinghe River profile. The depths are respectively 20-160 m, 160-700m and 700-1000m, and widths are respectively 3-8 km, 8-34 km and 34-70 km. According to the velocity distribution characteristics, the flow velocity was divided into the strong runoff field with velocity > 0.01m/d, moderate runoff field with velocity of 0.005~0.01m/d and weak runoff field with velocity < 0.005m/d. The update time of groundwater flow in the various runoff fields were calculated. The results show that the update time of the strong runoff field is shorter than 4109 years, the moderate runoff field is between 4,109 and 24,657 years, and the weak runoff field is longer than 24,657 years.

Key words: Longdong Basin; groundwater cycle pattern; velocity distribution characteristics; update time of groundwater flow