

西北黑河额济纳盆地水资源管理研究

——三维地下水流数值模拟

武选民¹, 陈崇希², 史生胜³, 黎志恒⁴

(1. 中国地质调查局, 北京 100035; 2. 中国地质大学环境地质研究所, 湖北武汉 430074; 3. 内蒙古自治区水文工程地质中心, 内蒙古呼和浩特 010020; 4. 甘肃省地勘局第三地质勘查院, 甘肃兰州 730050)

摘要: 在大量实测资料的基础上, 建立了额济纳盆地地下水流系统饱和—非饱和三维数值模型, 对 4 种不同输水情况下盆地内区域地下水位的变化趋势进行了预测, 进而提出了合理的输水方案, 黑河上中游向额济纳盆地合理的输水总量应为 7.5 亿 m^3/a , 其中通过狼心山水文站的水量不应小于 5.5 亿 m^3/a . 这一方案为流域水资源的合理调配及额济纳绿洲生态环境保护 and 建设提供了依据.

关键词: 额济纳盆地; 地下水流; 数值模拟.

中图分类号: P641.2 文献标识码: A

文章编号: 1000-2383(2003)05-0527-06

作者简介: 武选民(1958—), 男, 教授级高工、博士, 从事地下水资源评价—地质环境保护的研究与管理工作.

额济纳盆地地处我国西北黑河流域的下游. 近年来, 由于黑河中游盆地用水量的不断增加, 流入额济纳盆地的水量减少, 使得额济纳盆地水文地质环境发生了极大变化, 泉水枯竭, 湖泊干枯, 沙尘暴频发, 绿洲萎缩, 植被生态环境严重恶化^[1]. 因此, 如何科学调配流域有限的水资源, 长期以来一直是人们普遍关注的热点问题之一.

黑河中游向额济纳盆地的输入水量决定着地下水位的变化趋势, 潜水水位的埋藏深度及其变化直接控制着绿洲植被生态环境的演化. 盆地内若能不断得到上游充足的水量输入, 潜水位的埋藏深度就会向浅埋的方向发展, 对于盆地内植被的良性生长演化和抑制生态环境的恶化无疑是有利的. 但是大量的河水输入下游盆地, 一是会加剧中游地区用水的矛盾, 二是地下水位埋藏较浅时会增大地下水蒸发的无效消耗量, 造成宝贵水资源的浪费. 因此确定合理的输水量, 使其既能满足绿洲正常生长演化用水量的需要, 又不致造成大量的无效蒸发损失, 对于缓解河流中下游用水矛盾, 抑制下游盆地绿洲植被生长演化状态恶化, 促进下游盆地生态环境向良性发展是十分必要的. 本文通过额济纳盆地地下水系

统的数值模拟, 对在不同输水情况下, 额济纳盆地区域地下水位的变化趋势做出预测, 并提出合理的输水方案, 试图为额济纳绿洲生态环境的保护和建设提供科学依据.

1 水文地质概况

额济纳盆地南、西、北三面为低山所环抱, 东接巴丹吉林沙漠, 孔隙含水系统总面积约 3.4 万 km^2 . 据额济纳旗气象站 1957—1999 年的气象资料, 多年平均降水量 38.2 mm, 一次降雨在 10 mm 以上者甚少. 黑河是流入额济纳盆地唯一的河流. 黑河起源于祁连山, 流经甘肃省河西走廊的张掖、临泽盆地, 于高台县境内的正义峡穿过北山(合黎山)流出走廊约 180 km 进入额济纳盆地. 黑河在额济纳盆地内的总流长约 240 km. 黑河从鼎新进入额济纳盆地流经约 80 km 于盆地内的狼心山分为东、西 2 个支流(河), 分别流向盆地北部的东、西居延海, 即黑河的尾闾.

额济纳盆地为一相对完整的地下水流域, 含水层系统主要由第四系含水层(组)、侏罗系碎屑岩类裂隙—孔隙含水层和基岩裂隙含水层所组成. 侏罗系碎屑岩类裂隙孔隙水和基岩裂隙水呈条带状分

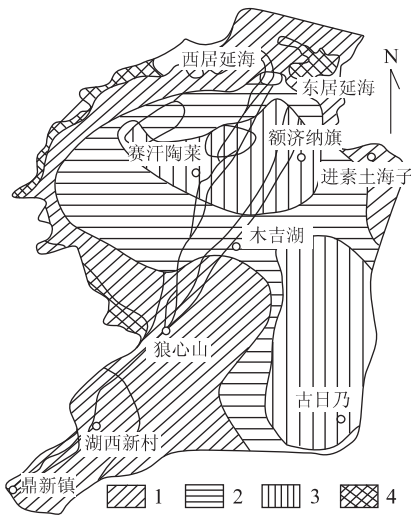


图 1 额济纳盆地含水系统结构示意图

Fig. 1 Schematic map of aquifer systems in Ejina basin

1. 单层型(潜水); 2. 双层型(潜水与一层承压水); 3. 多层型(潜水与多层承压水); 4. 基岩裂隙水

布于盆地周边,总面积约 1 500 km²,水量贫乏. 第四系含水层(组)是盆地内含水层系统的主体,它是本次数值模拟的主要对象. 第四系含水层(组)包括潜水含水层、第一、二承压含水层以及第一和第二弱含水层^[2,3]. 根据第四系含水层间的设置关系,在平面上由南向北可将其划分为单一结构含水层区、双层结构含水层区和多层结构含水层区(图 1). 潜水含水层在盆地南部厚度可达到 200 m 以上,一般地区厚度为 30~50 m,含水层底面埋深 40~60 m; 第一承压含水层厚度一般为 50~70 m,顶、底面埋深分别为 50~70 m, 110~150 m; 第二承压含水层厚度一般为 40~60 m,顶、底面埋深分别为 160~170 m, 200~210 m.

额济纳盆地地下水系统的补给主要是黑河水季节性的垂向渗漏,其次是大气降水的入渗、相邻鼎新盆地的侧向径流、盆地东南部巴丹吉林沙漠潜水的侧向径流,以及外围基岩山区裂隙孔隙水及基岩裂隙水的侧向径流补给. 地下水的排泄主要有:潜水的蒸发排泄、植被的蒸腾排泄及工农业生产和居民生活对地下水的开采.

根据对盆地不同含水层地下水流场的对比分析可知^[2,3],各含水层间的水力关系是:在盆地南部及周边地带,地下水从单一结构区的潜水含水层流向双层结构区的第一承压含水层;在盆地中部,从双层结构区的第一承压含水层流向多层结构区的第二承压含水层. 地下水在不同的层中主要以水平径流的方式由补给区向盆地中心流动. 在盆地中心水头的

垂向分布为从第二承压含水层—第一承压含水层—潜水含水层,地下水头总体上依次由高变低,说明地下水存在着由下向上的越流,即第二承压含水层流向第一承压含水层,第一承压含水层流向其上的潜水含水层,最终在潜水含水层中以垂向蒸发蒸腾形式排泄于大气之中^[3].

2 水文地质概念模型的建立

2.1 含水层系统的概化

为了实现对全盆地地下水流系统的整体模拟,充分利用盆地的自然边界,避免人为边界对模型计算造成的困难,正确反映各含水层(体)相互间的联系,因此将盆地内不同成因类型的含水层视为统一含水系统,在模拟计算时用水文地质参数加以区别.

2.2 地下水系统边界条件的概化

(1)底面边界:额济纳盆地第四系含水层的底面为侏罗系、第三系的泥岩及砂质泥岩,局部地段为震旦界大理岩,据钻孔资料,其透水性微弱,将其视为额济纳平原含水层系统的统一隔水底板.

(2)顶面边界:额济纳盆地地下水系统顶部边界为气—土界面,该界面与潜水面之间的非饱和带是联系大气降水、地表水与地下水的纽带. 通过顶面边界进入和排出系统的包括:①黑河水的渗漏补给:根据黑河河道分布、河道的实际输水时间、输水量及不同河道段渗漏量的实测资料,将其概化为随时空变化的线性定量补给项. ②灌溉水的回归入渗补给:灌溉水的入渗一是开采地下水灌溉农田时的入渗,二是在黑河河道输水期间引水灌溉草场、绿洲时的回归入渗补给. 前者根据该区农作物的种植面积、灌溉制度和农灌开采的总水量等因素,依据同类地区灌溉水回归入渗系数,将其概化为季节性的局部面状补给项;对草场、绿洲灌溉水的回归入渗,则根据不同引灌地点、引水量、引灌时间等分区概化为季节性的面状补给项. ③大气降水入渗补给:在十分干旱的额济纳地区,尽管一次降水对含水层饱和带的补给无意义,但一次降水的发生对抑制潜水的蒸发具有不可忽视的作用,因此将大气降水作为气—土界面上随时空变化的面状补给项. ④潜水的蒸发排泄:蒸发排泄是指区内无植被覆盖的裸露地带的潜水蒸发排泄. 据对该区所做的地下水均衡计算结果,潜水的蒸发量占地下水排泄总量的 80%左右,植被蒸腾量占 20%左右. 可见潜水的蒸发是研究区内地下水排

泄的主要项。根据地下水的埋深、潜水面以上包气带的岩性、包气带水分运移规律等因素,将其概化为面状排泄项。⑤植被的蒸腾消耗:额济纳盆地内绿洲植被生长所需的水分主要依靠地下水的供给,因此植被的蒸腾也是该区地下水的主要消耗项之一。根据研究区绿洲的分布面积、植被根系发育带土壤结构、植被的种类、植被在年内不同生长季节耗水量等要素,将其概化为与潜水蒸发排泄不重合的、随季节变化的面状排泄项。

(3)侧向边界的概化:额济纳盆地第四系含水层系统的四周均可视为第二类边界。其中东部、东南部巴丹吉林沙漠区的地下水径流补给相对显著,作为非零流量的第二类边界;西部、北部及东北部,第四系含水层与山体间为山足面和断层接触,山区的侏罗系碎屑岩类裂隙水和基岩裂隙水对平原区的补给量甚微,将其作为零流量的第二类边界。

额济纳盆地与鼎新盆地接壤处的黑河河床,位于模拟区的最上游,长度对整个盆地来说是一个很小的尺度,为了保证模拟的仿真程度将其视为已知水头边界。

2.3 源汇项的概化

源汇项主要是地下水的人工开采。开采地点主要集中于平原区南部单一潜水含水层区和北部的绿洲区。根据开采井位的分布和地下水的开采量作为点状排泄项。

3 地下水流系统的数学模型及其解法

根据以上对额济纳盆地地下水流系统所概化出的水文地质概念模型,将采用饱和-非饱和水流三维数学模型来描述其地下水流状态^[4~8],其数学模型的控制方程和定解条件可写为:

控制方程

$$F \frac{\partial h}{\partial t} = \nabla \cdot [K_s K_r \nabla h + \nabla z] + q. \quad (1)$$

$$F = d\theta/dh. \quad (2)$$

初始条件

$$h = h_i(x, y, z), \quad (x, y, z) \in R. \quad (3)$$

边界条件

一类边界条件:

$$h = h_D(x_b, y_b, z_b, t), \quad (x_b, y_b, z_b) \in B_D. \quad (4)$$

底部边界条件:

$$-n \cdot K_s K_r \cdot (\nabla h + \nabla z) = q_n(x_b, y_b, z_b, t),$$

$$(x_b, y_b, z_b) \in B_n. \quad (5)$$

侧向边界条件:

$$-n \cdot (K_s K_r \cdot \nabla h + K_s K_r \cdot \nabla z) = q_c(x_b, y_b, z_b, t), \quad (x_b, y_b, z_b) \in B_c. \quad (6)$$

顶部边界条件—补给作用发生:

$$h = h_p(x_b, y_b, z_b, t), \quad (x_b, y_b, z_b) \in B_p. \quad (7)$$

顶部边界条件—排泄作用发生:

$$-n \cdot K_s K_r \cdot (\nabla h + \nabla z) = q_e(x_b, y_b, z_b, t), \quad (x_b, y_b, z_b) \in B_v. \quad (8)$$

式中: h 是压力水头(m); t 是时间(d); K_s 是饱和渗透系数张量; K_r 是相对渗透系数; z 是位置水头(m); q 是源汇项; F 是在饱和条件下为单位储水系数(1/m),在非饱和条件下为单位容水系数; θ 是含水量; R 是计算区域; h_i 是初始水头(m); h_D 是狄里克雷边界 B_D 上的水头(m); q_n 是底面边界 B_n 上的单位面积流量,本模型中恒为零; q_c 是侧向边界 B_c 上的单位面积流量; q_p 是补给期间顶部边界 B_p 上的综合补给强度; q_e 是排泄期间顶部边界 B_v 上的综合蒸发蒸腾强度。上述控制方程(1)和定解条件(2)~(8)式构成了额济纳盆地地下水流的数学模型。

4 数学模型的识别

4.1 计算域的剖分

对计算域采用了以六面体为基本单元进行剖分。垂直方向上剖分为5个六面体层,各六面体层由上而下依次代表饱和-非饱和潜水层、第一弱透水层、第一承压含水层、第二弱透水层、第二承压含水层。平面剖分是在额济纳盆地1:50万综合水文地质图上进行的,单层剖分出四边形单元5514个,结点5738个,代表实际面积33987.5 km²。因此全区共剖分出六面体总数27570个,结点总数34428个。

4.2 计算时限及步长

根据实际获得的河流流量测定、地下水位观测孔水位变化、植被蒸腾强度等动态资料,模型识别的时限确定为1996年1月—1999年12月。考虑到计算工作量计算时段以月(30 d)为基本步长,在时间上的间隔共分为48个时段,总时间为1440 d。

4.3 初始压力水头的确定

以不同含水层各个观测孔1996年1月的平均水位值为基础,应用趋势面加残差的方法,模拟出不同含水层各个剖分结点处的平均总水头值,进而得到相应结点的压力水头。地表属非饱和和结点层,因此

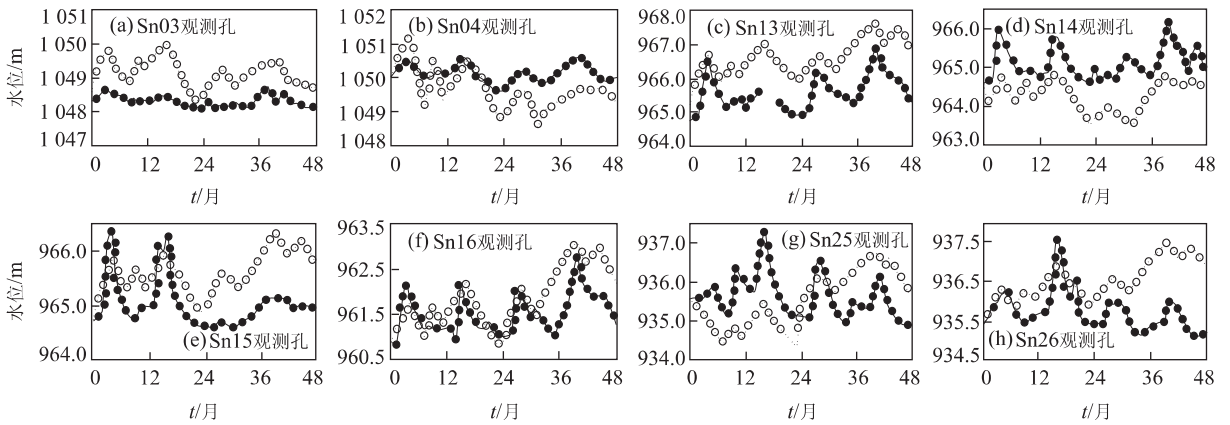


图 2 各观测孔地下水位动态拟合曲线(实线代表实测曲线,点线代表模拟曲线)

Fig. 2 Variation of monitored (solid line) and numerically simulated (dot line) groundwater level

表 1 非饱和土壤水分特征曲线参数计算结果

Table 1 Calculated parameters for unsaturated soil-water characteristic curves

岩性	θ_r	θ_s	h_a/m	α	n
细砂	0.12	0.490	0.70	0.0034	1.8377
粉细砂	0.10	0.495	0.70	0.0026	2.8985
粘土	0.15	0.480	0.70	0.0033	2.0665
亚粘土	0.15	0.400	0.70	0.0054	1.9542

θ_r 为最大分子含水率, θ_s 为饱和含水率, h_a 为非饱和水头, α 和 n 为相应的指数。

各结点的压力水头为负值。

4.4 顶面及侧向边界补给、排泄量

通过计算区顶面的输出、输入项包括: 河水渗漏补给、大气降水入渗、潜水蒸发和植被蒸腾。1996 年 1 月 1 日至 1999 年 12 月 31 日黑河河水的渗漏补给总量为 21.21 亿 m^3 , 大气降水入渗年平均补给总量为 1.25 亿 m^3 , 潜水通过裸地区的年蒸发总量为 5.72 亿 m^3 , 绿洲区植被对潜水的年蒸腾消耗总量为 2.9 亿 m^3 , 全盆地地下水侧向径流年补给总量为 1.4 亿 m^3 。

4.5 识别依据的选择

根据实测获得的河流渗漏补给量、大气降水量、地下水位等相关的动态信息, 模型识别的时间确定为 1996 年 1 月至 1999 年 12 月, 以该时间段内实测的 13 个观测孔的地下水位动态序列作为拟合的目标。

4.6 非饱和土壤水分运动参数

模拟区顶部为非饱和土壤带, 为了获得非饱和土壤水分运动的相关参数, 在盆地内不同岩性分布区采取样品进行了土壤水分特征曲线的测定^[9], 其结果列于表 1。

4.7 模型识别结果

反演所确定的模型参数列于表 2。各观测孔实

表 2 额济纳盆地地下水数值模拟水文地质参数识别结果

Table 2 Calculated parameters for groundwater in Ejina basin

分区	剖分层	$K_{xx}/(m \cdot d^{-1})$	$K_{yy}/(m \cdot d^{-1})$	$K_{zz}/(m \cdot d^{-1})$	μ_d	$\mu_s/(m^{-1})$
1~5	1~5	62.3	62.3	3.7	0.28	
6~10	1~5	46.4	46.4	2.5	0.24	
11~15	1~5	7.3	7.3	0.65	0.13	
16~18	1~3	31.7	31.7	1.7		4.1×10^{-4}
19	4	4.8	4.8	0.4		3.2×10^{-5}
20	5	40.3	40.3	2.1	0.22	
21~23	1~3	11.5	11.5	0.8		3.4×10^{-4}
24	4	3.1	3.1	0.15		2.8×10^{-5}
25	5	16.3	16.3	0.6	0.17	
26	1	17.4	17.4	1.2		3.7×10^{-4}
27	2	4.3	4.3	0.3		3.0×10^{-5}
28	3	21.3	21.3	1.1		3.5×10^{-4}
29	4	3.62	3.62	0.2		3.1×10^{-5}
30	5	23.4	23.4	1.6	0.19	
31	1	17.4	17.4	1.2		3.7×10^{-4}
32	2	4.3	4.3	0.3		3.0×10^{-5}
33	3	21.3	21.3	1.1		3.5×10^{-4}
34	4	3.62	3.62	0.2		3.1×10^{-5}
35	5	23.4	23.4	1.6	0.19	
36	1	15.4	15.4	1.5		3.4×10^{-4}
37	2	2.8	2.8	0.2		2.8×10^{-5}
38	3	18.0	18.0	1.5		3.3×10^{-4}
39	4	4.63	4.63	0.7		3.1×10^{-5}
40	5	25.2	25.2	1.8	0.21	
41~45	1	5.0	5.0	0.5	0.12	

1~15. 单一潜水含水层分布区; 16~25. 潜水含水层与一层承压水分布区; 26~30. 古日乃地区潜水含水层与两层承压水分布区; 31~35. 额济纳县城潜水含水层与两层承压水分布区; 36~40. 赛汗陶莱地区潜水含水层与两层承压水分布区; 41~45. 基岩裂隙水分布区。

测的与计算的历时水位对比示于图 2。由各观测孔地下水位动态拟合曲线图可以看出, 尽管计算曲线

与实测曲线存在一定的偏差,但数值模拟计算的结果与实测值在总体上基本拟合,说明所建的数值模型能够较好地刻画额济纳盆地地下水流运移的基本规律。

5 模型预报

本次预报从1999年12月开始,以一个月为一个时段步长,预报总时长5年共60个时段。

5.1 黑河输水量的方案设计

模型预测设计以下4种不同输水方案:方案一年输水总量10亿 m^3 ,类似于1996年度的实际输水总量;方案二年输水总量7.5亿 m^3 ,类似于1998年度的实际输水总量;方案三年输水总量6亿 m^3 ,类似于1996—1999年的实际输水总量的平均值;方案四年输水总量4.5亿 m^3 ,类似于1997年度的实际输水总量。

5.2 各输水方案的预测结果

(1)输水量为10亿 m^3/a 时地下水位变化趋势。在上游输水量为10亿 m^3/a 的条件下,盆地内地下水位普遍呈逐年上升的趋势。其中古日乃湖盆以西的冲洪积戈壁区地下水位以约1 cm/a 的速率上升,古日乃湖盆中心水位上升速率约9 cm/a ,湖盆东侧巴丹吉林沙漠边缘水位上升速率4.5 cm/a ,进素土海子一带水位上升速率约3 cm/a 。盆地西北隅狼心山以下东河上游一带地下水位上升速率约10 cm/a ,东河中游约为6 cm/a ,额济纳县城一带为8 cm/a ,东居延海以南地区为14 cm/a 。狼心山以下西河中游和赛汗陶莱为7 cm/a ,赛汗陶莱以北地区为9.5 cm/a 。

(2)输水量为7.5亿 m^3/a 时地下水位变化趋势。输水量为7.5亿 m^3/a 的情况下,古日乃湖盆以西的冲洪积戈壁区地下水位在预测的起始和末时刻基本相等;古日乃湖盆西侧计算末期相比初期水位下降了0.25 m ,但在预测的后三年当中水位没有出现持续下降的趋势;古日乃湖盆中心及东侧水位则有逐年上升的趋势,其速率分别约为6 cm/a 和3.5 cm/a ;进素土海子一带水位出现逐年下降的趋势,下降速率为4.25 cm/a 。盆地西北隅地下水位总体上处于稳中有升的状态,狼心山以下东河上中游及西河中游一带地下水位逐年上升,其上升速率为3~4.5 cm/a ;额济纳及赛汗陶莱地区的水位则处于基本稳定的状态。

(3)输水量为6亿 m^3/a 时地下水位变化趋势。在输水量为6.0亿 m^3/a 的情况下,全区地下水位总体上处于缓慢持续下降的趋势。古日乃湖盆以西的冲洪积戈壁区水位下降速率为5.5 cm/a ,古日乃湖盆西侧为4.8 cm/a ,古日乃湖盆中心约为4 cm/a ,湖盆东侧水位基本处于稳定状态,进素土海子一带水位下降速率为5.2 cm/a 。盆地西北隅东河上中游地区水位接近平衡,额济纳县城一带水位的下降速率为3 cm/a ,东居延海以南地区水位下降速率约为5 cm/a ;西河中游一带水位下降速率为4 cm/a ,向下游到赛汗陶莱水位下降速率增大为5~7 cm/a 。

(4)输水量为4.5亿 m^3/a 时地下水位变化趋势。当上游向额济纳盆地的输水量减少到4.5亿 m^3/a 时,盆地内的地下水位将以较大的速率持续下降。在古日乃湖盆以西的冲洪积戈壁区地下水位下降速率约为8 cm/a ,古日乃湖盆西侧为7.5 cm/a ,湖盆东侧为3.5 cm/a ,古日乃湖盆中心8.25 cm/a ,进素土海子一带为8 cm/a 以上。狼心山以下东河上游一带水位下降速率为4 cm/a ,东河中游一带为6.5 cm/a ,西河中游一带为7 cm/a ,额济纳县城及赛汗陶莱地区水位的下降速率达到15 cm/a 以上。

由以上4种输水方案的预测结果可以看出,抑制额济纳盆地地下水位持续下降的合理输水总量应为7.5亿 m^3/a ,其中通过狼心山水文站的输水量不应小于5.5亿 m^3/a 。

6 结论

(1)本次数值模拟是第一次在大范围区域进行的地下水流系统饱和—非饱和三维数值法计算,较为成功地尝试了对大型盆地进行数值模拟。(2)从数值模拟结果可以看出,本次所建的额济纳盆地地下水流系统的概念模型是合理的,对各类边界条件的概化是恰当的,较好地刻画了额济纳盆地水文地质条件。(3)为抑制额济纳盆地绿洲生态环境的进一步恶化,保证绿洲正常生长演化的生态用水量是必需的前提条件。模型预报的结果显示,黑河上中游向额济纳盆地合理的输水总量应为7.5亿 m^3/a ,其中通过狼心山水文站的水量应不小于5.5亿 m^3/a 。(4)本次数值模拟是在大范围进行的,由于受工作精度和相关资料的限制,可能存在不足之处,今后有待进一步完善。

参考文献:

- [1] 陈梦熊. 西北干旱区水资源开发与防止生态环境恶化[J]. 水文地质工程地质, 1997, 24(1): 4-6.
CHEN M X. Water resource utilization and prevention of eco-environment from deterioration in the arid region of northwestern China [J]. Hydrogeology and Engineering Geology, 1997, 24(1): 4-6.
- [2] 武选民. 西北黑河额济纳盆地地下水利用与生态环境保护研究[D]. 武汉: 中国地质大学, 2000.
WU X M. Groundwater exploitation and ecological environment protection in Ejina basin of Hei River watershed, northwestern China [D]. Wuhan: China University of Geosciences, 2000.
- [3] 武选民, 史生胜, 黎志恒, 等. 西北黑河下游额济纳盆地地下水系统研究(下)[J]. 水文地质工程地质, 2002, 29(2): 30-33.
WU X M, SHI S S, LI Z H, et al. Groundwater system in Ejina basin, lower reach of Hei River, northwestern China (the second part) [J]. Hydrogeology and Engineering Geology, 2002, 29(2): 30-33.
- [4] Wang H F, Anderson M P. Introduction to groundwater modeling [M]. San Francisco: W H Freeman and Company, 1982.
- [5] 李俊亭. 地下水数值模拟[M]. 北京: 地质出版社, 1988.
LI J T. Numerical simulation of groundwater [M]. Beijing: Geological Publishing House, 1988.
- [6] 陈崇希, 唐仲华. 地下水流动问题数值方法[M]. 北京: 中国地质大学出版社, 1990.
CHEN C X, TANG Z H. Problems in numerical simulation of groundwater flow [M]. Beijing: China University of Geosciences Press, 1990.
- [7] Sukhija B S. Groundwater recharge in semi-arid regions of India: An overview of result obtained using traces [J]. Hydrogeology Journal, 1996, 4(3): 50-71.
- [8] Xu C Y, Singh V P. A review of monthly water balance models for water resources investigation [J]. Water Resource Management, 1998, 12(1): 31-50.
- [9] 许兆义. 包气带水文地质专论[M]. 北京: 地震出版社, 1993.
XU Z Y. Unsaturated hydrogeology [M]. Beijing: Seismological Publishing House, 1993.

Three-Dimensional Numerical Simulation of Groundwater System in Ejina Basin, Heihe River, Northwestern China

WU Xuan-min¹, CHEN Chong-xi², SHI Sheng-sheng³, LI Zhi-heng⁴

(1. China Geological Survey Bureau, Beijing 100035, China; 2. Institute of Environmental Geoscience, China University of Geosciences, Wuhan 430074, China; 3. Inner Mongolia Center of Hydrogeology and Engineering Geology, Hohhot 010020, China; 4. The Third Institute of Geological Exploration, Gansu Bureau of Geological Exploration, Lanzhou 730050, China)

Abstract: A large number of exploration and monitoring data in this paper show that a comprehensive groundwater system in the regimes characteristics of the interlayers between saturation and unsaturation is simulated using 3-D numerical model. The change in groundwater level is also predicted when surface water is delivered under four different scenarios. Subsequently, optimal scenarios of the surface water diversion are proposed, and the reasonable water output is 750 million m³/yr ranging from the upper-middle reaches of Heihe River to Ejina basin, in which the output water through Langxinshan hydrology is no less than 550 million m³/yr. It is expected that this study has great implications in the utilization and exploitation of groundwater resources, in the protection of ecosystem, as well as in the development in Ejina basin.

Key words: Ejina basin; groundwater system; numerical simulation.