

综合遥感和地下水数值模拟分析黑河中游 三水转化及其对土地利用的响应*

周 剑^{1**} 程国栋¹ 王根绪^{1,2} 李 新¹ 胡晓农³ 韩旭军¹

1. 中国科学院寒区旱区环境与工程研究所, 兰州 730000; 2. 中国科学院成都山地灾害与环境研究所, 成都 610041;

3. Department of Geological Sciences, Florida State University, Tallahassee FL USA 32306

摘要 以地下水/河流(FEFLOW/MIKE11)相互作用耦合模拟为基础, 结合GIS和遥感技术建立研究干旱区黑河流域中游盆地地表水与地下水转化机制及其对土地利用响应的数值模拟模型. 模型利用定量遥感技术估算黑河流域不同下垫面条件下的面状蒸散发; 利用ARCGIS管理和处理各种时间序列、空间分布的数据(如灌溉制度、土地利用); 利用FEFLOW/MIKE11模拟黑河与含水层之间的水量相互转化. 模型通过拟合研究区地下水水流场、观测孔水位历时曲线及水均衡来识别水文地质条件、补排边界和水文地质参数. 最后利用率定的模型对黑河中游盆地补给、径流、排泄进行定量分析, 揭示出: 黑河在其冲积扇中上部大量补给地下水, 在其河谷细土平原张掖盆地地下水与河水相互交换频繁, 在其河谷细土平原酒泉东盆地多为地下水补给河流的现象; 黑河中游盆地冲积扇下部和河流细土平原耕地扩张的土地利用方式是导致冲积扇中上部地下水位下降和植被退化的主要因素, 并且这种趋势将改变上游出山区和中游冲积扇上部的地下水水位差、改变冲积扇中上部黑河与地下水的水位差, 影响整个黑河中游地下水系统的补排关系, 对地下水资源时空变异产生深远的影响.

关键词 黑河中游 FEFLOW 土地利用 蒸散发 地表水和地下水转化

我国内陆河流域主要分布在西部干旱、半干旱地区, 占国土面积的1/3. 由于干旱半干旱地区的水资源特性决定了地下水通常是最重要的水源和最佳的供水选择, 地下水资源往往成为维持该地区生命绿洲, 尤其是沙漠、荒漠地区社会、经济发展的首要因素^[1]. 干旱半干旱地区地表水与地下水联系密切, 相互转化频繁, 地下水资源绝大多数是由地表水转化形成的, 水资源开发利用格局或方式的改变, 将深刻地影响着地下水的补给、径流和排泄关系, 从而导致地下水位和地表生态环境改变. 反过来, 地下水位和地表生态状况的变化, 又加速了地

下水的循环机制的改变. 因此, 干旱半干旱地区水资源应该将地表水与地下水资源作为整体进行统一评价和规划, 科学地指导水资源的合理开发和高效利用.

国际水文科学协会(IAHS)和国际水文地质学家协会(IAH)分别于1986年和1994年将地表水和地下水相互作用正式提上会议讨论议题^[2], 对该相互作用的研究成了水文学及水文地质学方面研究的热点问题. 20世纪80年代后期开始, 美国联邦地质调查局专门对全美主要流域地下水与地表水相互转换的数量规律进行了系统调查, 发现在任何的地貌单元和自然

2009-05-21 收稿, 2009-08-10 收修改稿

* 中国科学院知识创新工程(批准号: KZCX2-YW-Q10-1)、中国科学院西部行动计划(二期)(批准号: KZCX2-XB2-09)和中国科学院创新团队国际合作伙伴计划(批准号: CXTD-Z2005-2)联合资助项目

** E-mail: zhoujian@lzb.ac.cn

景观中,地表水与地下水之间均存在密切的水力和物质联系,而且这种关系受人类活动的深刻影响,揭示了不同流域不同地貌单元地表水与地下水相互转换关系及其在不同气候和人类活动干扰下的变化规律^[3,4]. 2003年由英国政府国际发展部发起完成的南部非洲发展中国家流域水资源需求与利用报告中,认识到流域内地表水和地下水是一个统一的水资源系统,如何清晰地认识地表水与地下水之间的转换关系是准确评价流域水资源的关键问题^[5,6]. 荷兰KIWA水研究计划发起对不同地表水利用下的地下水动态变化以及陆面生态系统结构、功能响应特征的研究^[7]. 2005年起澳洲合作调查中心eWater项目一直推动的流域集成研究,也将地表水和地下水的集成模拟作为重要研究内容^[8]. 近30年来,随着国际社会对地表水地下水综合研究的深入,同时也产生了许多地表水地下水耦合的集成模型,其中在流域尺度上成熟度较高的包括:SUSA流域模型^[9], MIKE-SHE模型^[10], MODFLOW^[11], MODBRANCH模型^[12], SWAT/MOD模型^[13], GSFLOW^[14], HSPF-MODFLOW^[15], PARFLOW^[16], HYDRUS/MODFLOW^[17], GFLOW^[18], FEFLOW/MIKE11^[19], MODHMS^[20], HydGeoSphere^[21]等. 近10年国际上在大尺度和中尺度的陆表能—水平衡模拟研究中也开始注重将地表水和地下水的相互作用模拟加入到陆面过程模型(LSMs)中^[22-25].

为研究干旱区黑河流域中下游盆地的地下水循环特征,国内已有一批地下水数值模拟模型被开发出来,比较典型的模型包括:周兴智等^[26]提出的甘肃二水模型,武选民等^[27]提出的黑河下游地下水模型,张光辉等^[28]和武强等^[29]提出的两种地下水模型,苏建平^[30]利用FEFLOW实现的三维模型,胡立堂、陈崇希等^[31-33]提出的三维模型,贾仰文等^[34-36]在黑河流域综合水文模型WEP-Heihe中嵌入的地下水模型. 但这些模型大多数以地下水模拟为主,发展的地下水模型有助于全面认识流域的整体水资源特点,但依靠单纯的地下水模型无法对流域水文循环的演变趋势做出准确的判断. 干旱半干旱地区黑河流域地下水数值模拟,应将地表水和地下水当做是统一的水资源系统,注重地表水、土壤水、蒸散发等关联模型的耦合,更加合理的考虑包气带、河流、开采井、

土地利用等因素对地下水运动的影响.

本文以地下水地表水转化为中心,探索利用数值模型加遥感技术的方法,研究我国干旱半干旱区流域水资源在山前冲积扇和河流盆地的转化规律. 具体以我国干旱半干旱黑河盆地作为研究区域,选取FEFLOW/MIKE11耦合模拟黑河河道地表水与地下水的水量交换. 将遥感(RS)技术作为一种信息源,为模型提供流域土壤、植被、地质、地貌、地形、土地利用和水系水体等有关下垫面条件的参数信息,并直接利用定量遥感技术估算流域复杂下垫面条件下的实际蒸散发. 最后借助GIS强大的空间数据分析处理功能将土地覆被变化,地下水和河水转化,遥感反演的蒸散发联系在一起. 这种地下水模型、GIS和遥感技术的结合改变了传统流域尺度研究中观测较少的数据插值方式,丰富了数值模型的数据来源,使模型的模拟精度和结果分析得到了提高.

1 研究区域概况

黑河流域是我国西北干旱区第二大内陆河流域^[37],位于祁连山和河西走廊的中段. 黑河全长821 km,面积 $13 \times 10^4 \text{ km}^2$. 黑河流域中游($97^\circ 20' - 102^\circ 13' \text{E}$, $37^\circ 28' - 39^\circ 59' \text{N}$)系指夹峙于祁连山、合黎山间的走廊平原,面积 $1.37 \times 10^4 \text{ km}^2$ (图1). 该地区属典型的温带大陆性气候,降水少而蒸发强烈,区内多年平均降水量62—280 mm,多年平均潜在蒸发量1000—2500 mm. 黑河流域中游水系由35条独立的河流(沟道)组成,全流域多年平均出山径流量 $25.01 \times 10^8 \text{ m}^3/\text{a}$. 出山后大部分河流即被引灌或渗失于山前冲积扇,只有黑河是唯一贯穿中游的地表水径流,中游河道径流量被上游莺落峡和下游正义峡控制,莺落峡出山口多年平均径流量为 $15.5 \times 10^8 \text{ m}^3/\text{a}$,正义峡下泄水量多年平均为 $7 \times 10^8 \text{ m}^3/\text{a}$. 研究区域地势自东南向西北倾斜,地形坡度4‰—25‰,地貌上分为南部山前冲洪积戈壁平原和盆地中部河谷细土平原两类. 受地貌、沉积物和构造条件制约,地下水主要为第四系孔隙水,并自南部山前冲积扇至北部河谷盆地,由单一型-潜水向多层型-承压含水层过渡(图2).

近年来,随着中游地区人类活动和经济发展对水资源需求的增加,使得黑河中游下泄水量减少,

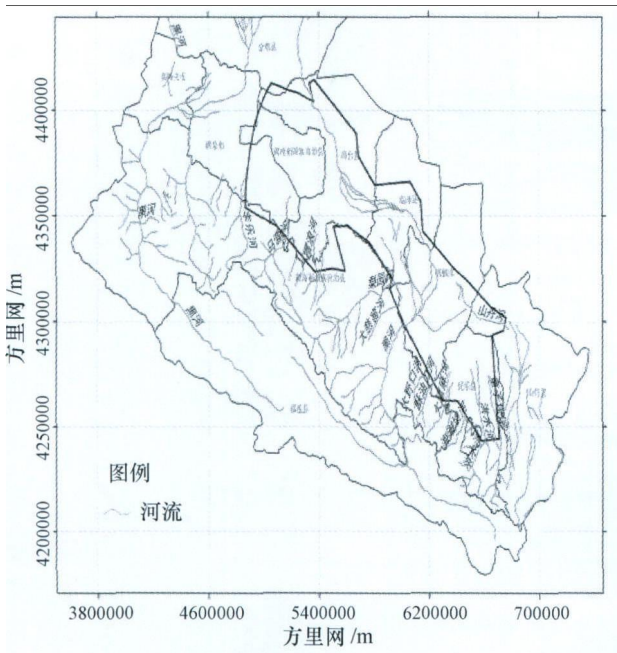


图1 黑河流域中游位置及其水系图

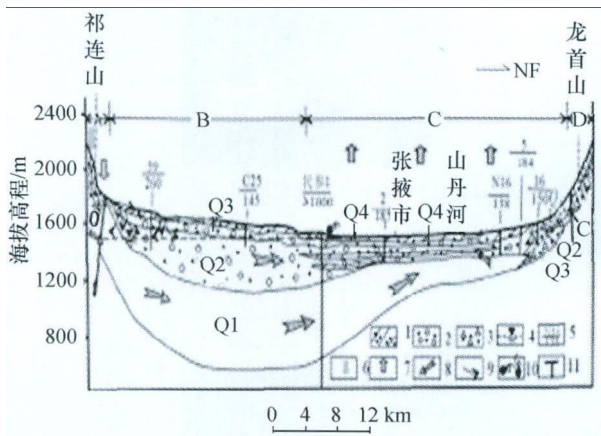


图2 张掖盆地张掖段水文地质剖面

1. 砂 2. 松散砾石沉积 3. 角砾堆积 4. 地下水位 5. 钻孔(上面编号;下面孔深) 6. 降水 7. 蒸发 8. 地下水流向 9. 地表水流向 10. 泉水, O-奥陶纪地层, C-石炭纪地层, Q1-早更新世地层, Q2-中更新世地层, Q3-晚更新世地层, Q4-全新世地层

造成下游湖泊干涸、生态环境恶化、土地沙漠化发展迅速。这些对水资源不合理的开发和利用,归根到底还是我们对干旱区水资源转化规律认识的不足。因此,针对干旱区河流的特点,建立能定量刻画三水转换关系的地下水系统数值模型,进而定量识别流域山前平原区地下水和地表水转化关系;揭

示土地利用/覆盖变化和水资源利用等人类活动对地表水与地下水之间水量转换的影响程度;研究在未来土地和水资源利用影响情景下流域地表水和地下水资源的变化趋势,是流域综合治理和水资源可持续利用规划科学依据的关键。

2 研究方案

2.1 遥感手段揭示黑河中游近20年来土地利用变化

采用1985年和2005年研究区域卫星遥感TM数据,在1:100000地形图的基础上,提取不同时期与地下水位变化密切相关的灌溉土地、草地、林地、荒漠(裸岩、土,沙漠、戈壁等)、河流、渠系等类型的土地利用面积。运用GIS工具分别制作1985年和2005年的土地利用类型图(图3),1985年的土地利用类型代表1985—1995年的土地利用类型空间分布;2005年土地利用类型代表1995—2005年的土地利用类型空间分布,统计黑河中游近20年的主要土地利用的变化面积(表1)。

表1 张掖盆地主要类型土地利用面积变化表(单位:km ²)				
土地类型	1985年	2005年	数值变化	变化百分比%
林地	20.2835	31.5061	11.2226	55.33
中覆盖草地	560.5268	139.7633	-420.7635	-75.07
低覆盖草地	1844.3219	1350.7829	-493.5390	-26.76
河渠滩地	212.9040	169.4439	-43.4601	-20.41
城镇农村居民用地	7.8077	14.6527	6.8450	87.67
沙地	1669.6726	1397.3711	-272.3015	-16.31
戈壁	3314.8749	3764.8081	449.9332	13.57
盐碱地	237.1383	304.7096	67.5713	28.49
裸岩石砾地	858.8486	963.5604	104.7119	12.19
水浇地	1149.5757	1352.0463	202.4707	17.6

2.2 黑河中游盆地三维建模

以黑河中游地区100个钻孔资料为基础,综合该地区以往水文地质资料,按介质的水理性质将第四系松散层在垂向上概化为7个层组(4层含水层,3层隔水层)。剖分的7层只在细土平原区有实际意义,在张掖盆地的山前冲洪积扇区实际上为单个含水层,为适应FEFLOW建模对模型结构的要求,将山前无深层承压水地区含水层在垂向上虚拟延伸(虚拟层的参数取值为单一含水层的参数值)。最后

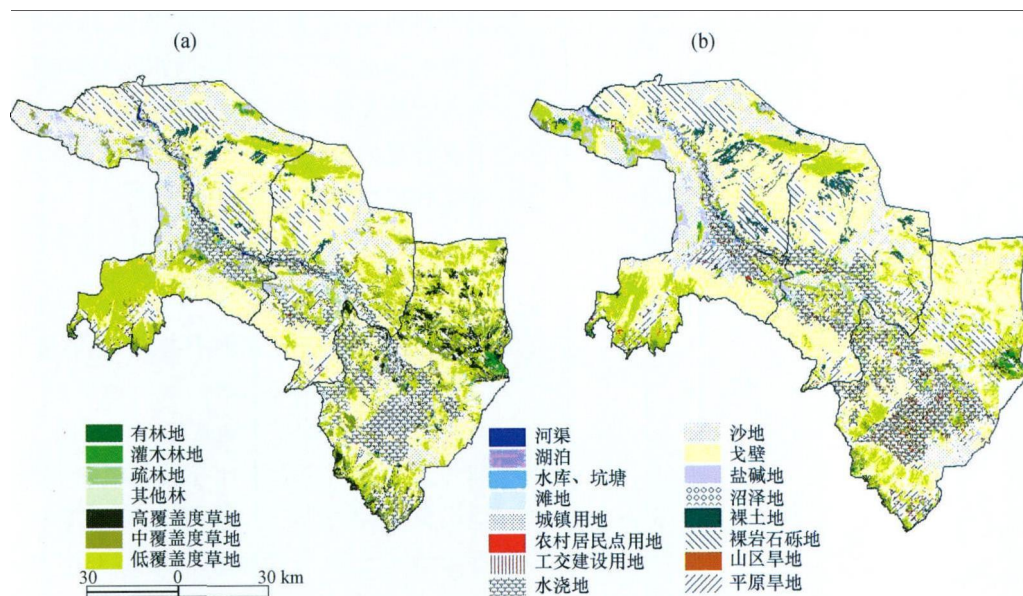


图3 张掖盆地1985年和2005年土地利用格局变化

(a) 1985年, (b) 2005年

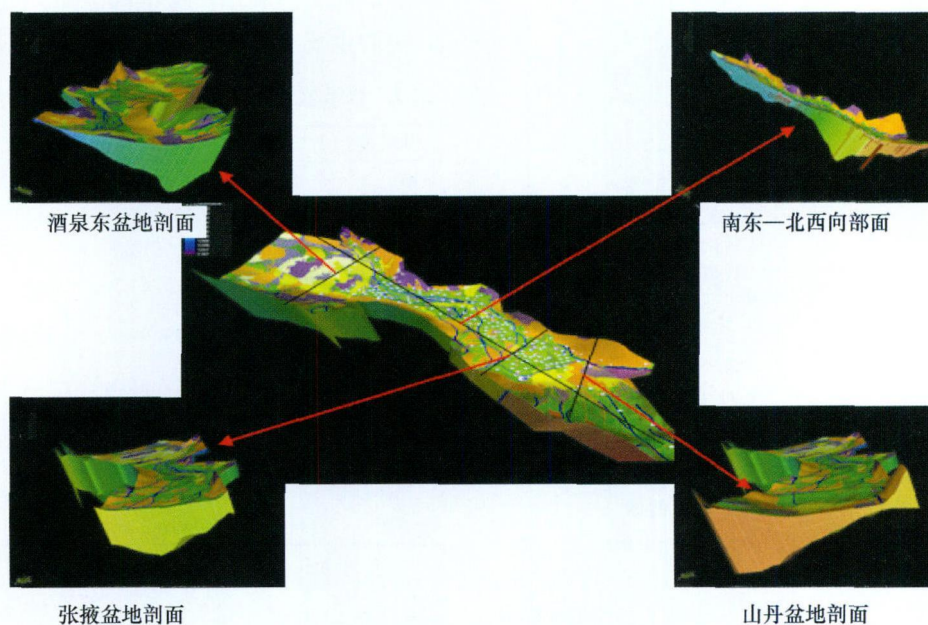


图4 黑河中游盆地三维模型

绿色表示耕地和草地; 蓝色表示河流和水域; 褐色表示戈壁; 浅黄色表示沙地; 紫色表示裸岩石; 白色表示盐碱地

叠加黑河中游遥感解译的土地利用分布图, 建立考虑地表土地利用空间分布的黑河中游盆地三维模型 (图4)。研究区分为三个主要储水盆地: 张掖盆地、酒泉东盆地、山丹盆地。

利用地下水模拟软件 FEFLOW5.3, 将三维地层用不规则三角形剖分离散化, 对黑河经过的地区加密网格。剖分后共有 66073 个有限元, 38736 个结点, 对于研究区平均 2—3 km 一个结点。剖分见下图 5 所示。

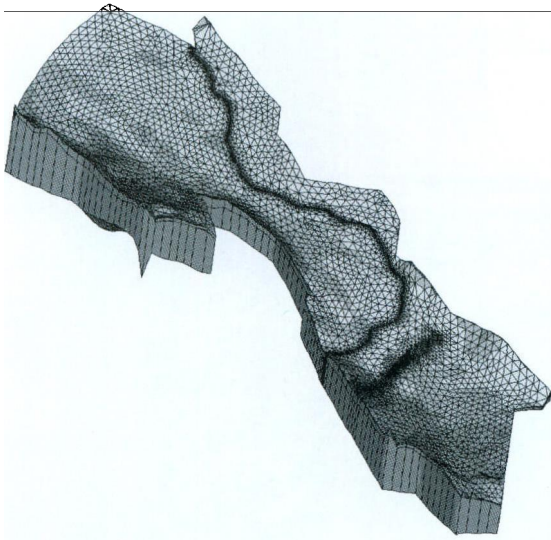


图 5 研究区离散剖分图

2.3 黑河中游盆地地下水系统数学建模

将黑河中游概化为非均质、各向异性、空间三维结构、非稳定地下水系统，用地下流连续性方程及其定解条件来描述。

$$S \frac{\partial h}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left(K_x \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_y \frac{\partial h}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_z \frac{\partial h}{\partial z} \right) + w \quad (1)$$

$x, y, z \in \Omega, t \geq 0$

$$\mu \frac{\partial h}{\partial t} = K_x \left(\frac{\partial h}{\partial x} \right)^2 + K_y \left(\frac{\partial h}{\partial y} \right)^2 + K_z \left(\frac{\partial h}{\partial z} \right)^2 - \frac{\partial h}{\partial z} (K_z + p) + p \quad (2)$$

$x, y, z \in \Gamma_0, t \geq 0$

$$h(x, y, z, t) \big|_{t=0} = h_0 \quad x, y, z \in \Omega, t \geq 0 \quad (3)$$

$$h(x, y, z, t) \big|_{\Gamma_1} = h_1(x, y, z) \quad x, y, z \in \Gamma_1, t \geq 0 \quad (4)$$

$$-K_n \frac{\partial h}{\partial n} \bigg|_{\Gamma_2} = q(x, y, z, t) \quad x, y, z \in \Gamma_2, t \geq 0 \quad (5)$$

$$q_n(x, y, z, t) \big|_{\Gamma_3} = -\phi_h (h_2^R - h) \quad x, y, z \in \Gamma_3, t \geq 0 \quad (6)$$

$$\phi_h = \begin{cases} \phi_h^{\text{in}} = \frac{k_{\text{in}}}{d} & h_2^R > h \\ \phi_h^{\text{out}} = \frac{k_{\text{out}}}{d} & h_2^R \leq h \end{cases} \quad (7)$$

式中： Ω 为渗流区域； h 为含水层的水位标高(m)； K_x, K_y, K_z 为 x, y, z 方向渗透系数(m/d)； K_n 为边界面法向方向的渗透系数(m/d)； S 为自由面以下含水层储水率(1/m)； μ 为潜水含水层在潜水面

上的重力给水度； w 为含水的源汇项(1/d)； p 为降水入渗等面状补排量(m/d)； h_0 为含水层的初始水位分布(m)； Γ_0 为渗流区的上边界，即地下水的自由表面； Γ_1 为水头边界； Γ_2 为侧向流量边界； Γ_3 为河流边界； n 为边界面的法线方向； $q(x, y, z, t)$ 为法向边界的单位面积流量($\text{m}^3/\text{d} \cdot \text{m}^2$)，流入为正，流出为负，隔水边界为 0； ϕ_h 为河床渗漏系数， $k_{\text{in}}, k_{\text{out}}$ 为河床渗入和渗出系数， h_2^R 为河流水位(m)。

包气带水流的垂向运动采用 Richards 方程

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[K(\theta) \frac{\partial h}{\partial z} - K(\theta) \right] - S \quad (8)$$

式中： h 为土壤水势(m)， θ 为土壤体积含水量(m^3/m^3)， Z 为空间坐标(正表示向上)， K 为非饱和和水力传导系数(m/d)， S 为源汇项。

$$K(h, x) = K_s(x) K_r(h, x) \quad (9)$$

式中： K_s 为饱和水力传导系数(m/d)， K_r 为相对水力传导系数(Van Genuchten 模型确定)^[38]。

选择地下水模型软件 FELOW5.3 求解该定解问题，从而建立针对研究区的地下水数值模拟模型。

2.4 遥感技术反演流域尺度的蒸散发

利用 MODIS 遥感数据结合地表气象观测，选取定量遥感反演蒸散发的 SEBS 模型^[39]，在对黑河流域地表生物物理参数进行计算和灵敏度分析的基础上，得到黑河流域春、夏、秋、冬四季不同气象、下垫面条件下的地表蒸散发(图 6(a)—(d))。

利用联合国粮农组织(FAO)推荐使用的 Penman-Monteith 公式计算蒸散发与相应季节利用 MODIS 遥感数据反演的实际下垫面条件下蒸散发结果对比(表 2)，反映地表不同下垫面不同季节的蒸发比，从而把气象站连续的气象数据转化成不同下垫面不同季节的实际蒸散发。

表 2 黑河中游主要类型土地利用遥感反演蒸散发与 Penman-Monteith 计算蒸散发季节比

遥感反演蒸散发 / Penman-Monteith 计算蒸散发	春季	夏季	秋季	冬季
耕地	0.89	0.97	0.71	0.83
草地	0.86	0.90	0.74	0.88
戈壁和沙地	0.6	0.57	0.62	0.73

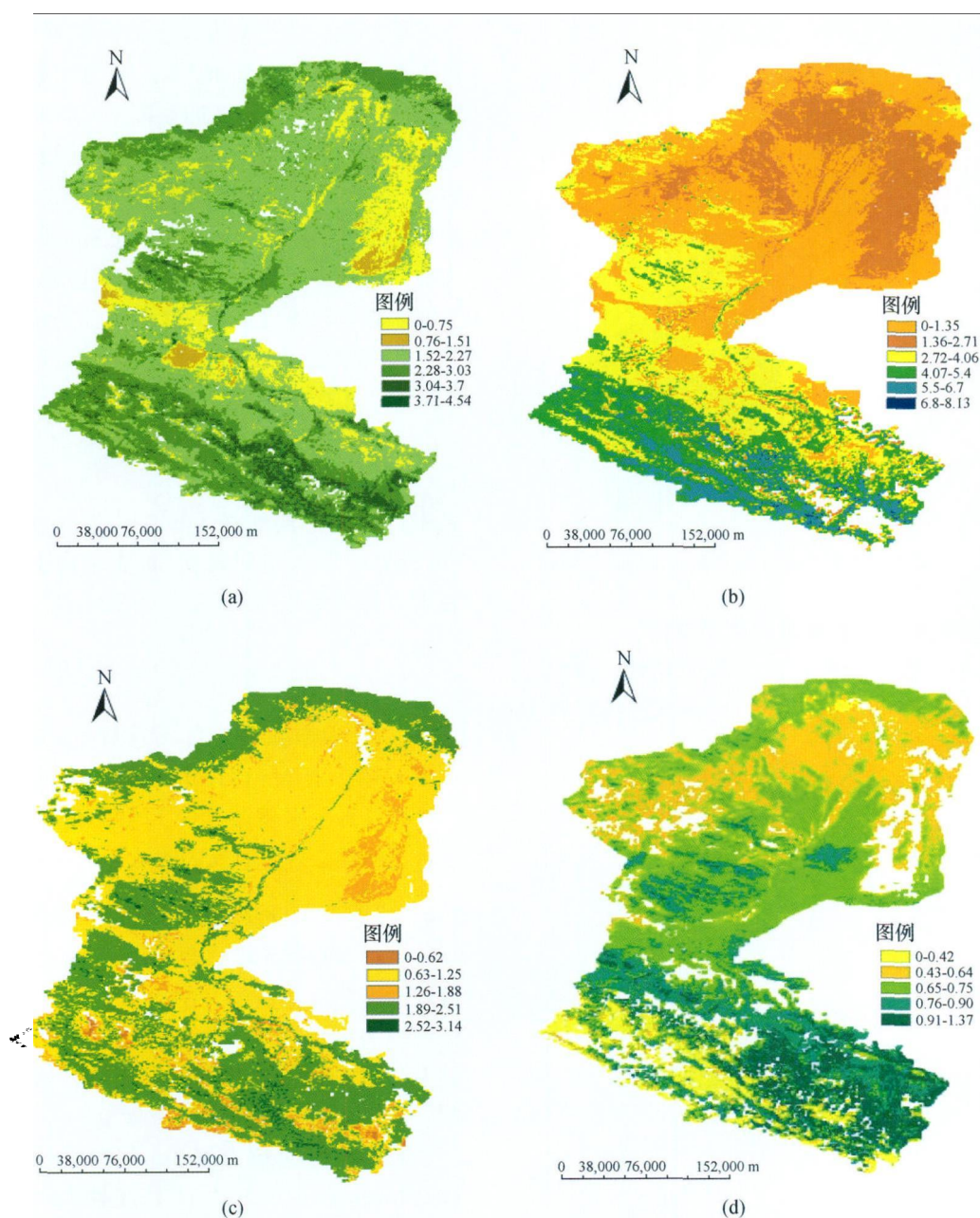


图6 黑河流域春、夏、秋、冬四季不同气象、下垫面条件下的蒸散发反演结果

(a) 4月19日; (b) 7月10日; (c) 10月3日; (d) 1月8日

2.5 边界条件处理

侧向边界: 北侧取合黎山隔水边界; 北端的黑河出口为可变流量边界(用正义峡水文站日径流时间序列文件作为动态流量输入文件), 西侧取清水—盐池断陷盆地, 两侧不发生水力联系, 定为隔水边界。东侧取为地下水分水岭作为隔水边界。南部为山间断陷构造带, 局部有侧向流入, 边界流量包括沟谷潜流、山前深部侧渗、入境河流; 分别采用

定水头、注水井和变流量边界(用莺落峡水文站日径流时间序列文件作为动态流量输入文件)(图7)。

垂向边界: 黑河中游第四系含水层的底板为侏罗系、第三系的泥岩及砂质泥岩, 局部地段为震旦界大理岩, 将其视为研究区含水层系统的统一隔水底板。含水层系统的顶部边界为气—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。把研究区分为冲积扇和细土平

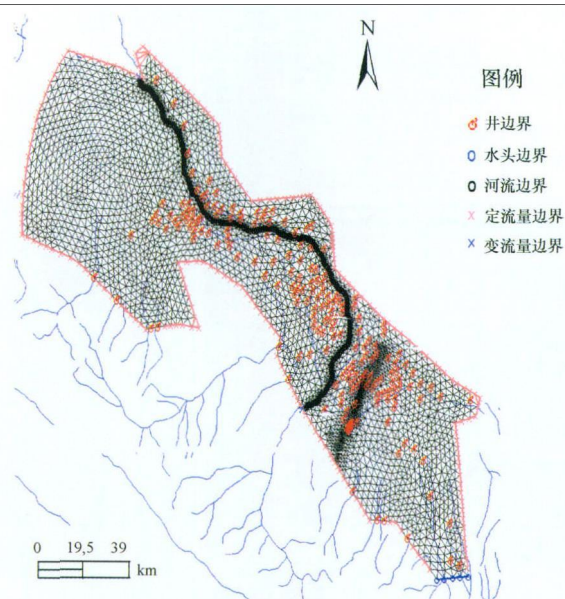


图 7 研究区边界条件的处理

原两大地貌结构, 冲积扇上中部地层以单一结构为主, 潜水位埋深 10—120 m, 很难接受降水蒸发的垂向补排; 冲积扇下部到细土平原地层潜水大多在 1—2 m, 潜水能够接受地表垂向的补排, 故模型在冲积扇下部到细土平原增加一层 30 cm 的包气带。

降水资料序列采用盆地内张掖、临泽、高台、民乐、山丹、正义峡、莺落峡、高崖等气象站多年日降水的时间序列数据代表相邻地区面状降水；农业灌溉资料分 30 个灌区(图 8)统计春、夏、秋、冬四个季节的时间序列灌溉资料。河道引水同样采用分灌区统计引水口取水量的方法，以各灌区有效引水量(扣除回流入主河道的水量)作为河道引水量。

蒸发资料采用盆地内张掖、临泽、高台、民乐、山丹、正义峡、莺落峡、高崖等气象站气象数据,使用的 Penman-Monteith 公式计算时间连续的蒸散发序列,依据不同季节和不同的下垫面的蒸发比,确定不同下垫面不同季节条件下的实际蒸散发量。

黑河中游盆地有开采井 6000 多口, 采用分灌区统计地下水开采量、开采井的数量和开采层位, 用 FEFLOW 的多层混合开采井边界处理。开采强度分为三个应力期, 第一个期间是 1986 年以前地下水开采量在 $1.8 \times 10^8 \sim 2.5 \times 10^8 \text{ m}^3$, 第二个期间是 1986—1995 年地下水开采量在 $4 \times 10^8 \sim 4.5 \times 10^8 \text{ m}^3$, 第三个期间是 1995—2005 年地下水开采量

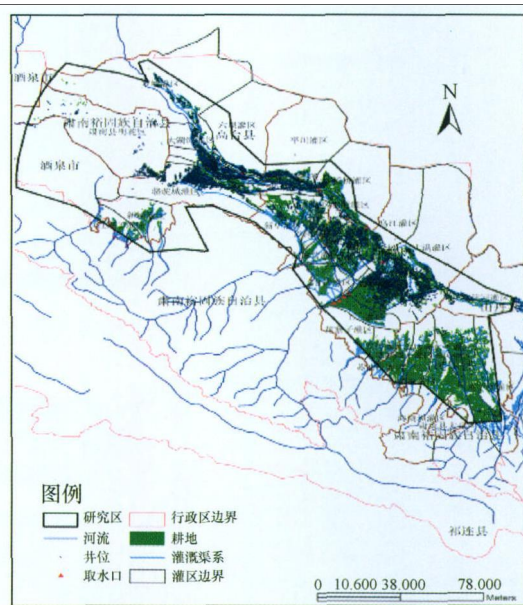


图 8 各灌区农田、开采井位、河流引水口分布

在 $7 \times 10^8 - 8 \times 10^8 \text{ m}^3$.

河流的处理: 河流采用 MIKE11 模型刻画河流沿河道的运动(图 7), 根据相邻两个水文站的水文监测资料, 模拟平均河道糙率并线性推出未知的中间段的水位或流量, 更准确地模拟河流边界变化. 河水 and 地下水的交换作用采用 FEFLOW 第三类边界条件 (Cauchy) 来刻画, 河床渗透系数参考临泽站利用张力入渗仪测得的河床渗透系数取 $K_{in} = 1 \text{ m/d}$, $K_{out} = 3 \text{ m/d}^{[40]}$.

断层的处理：在研究区内的张掖盆地和山丹盆地，尽管两个水流系统的含水层是连续的，但是从地下水观测井等水位线分析，其分界是两个系统地下水的汇水线，两者不发生水力联系，存在隐伏断层。加密断层处的有限单元(图 7)，利用水文地质参数分区来阻止两个水流系统在深部的联系。

3 模型的识别和验证

依据黑河中游张掖盆地含水层成因、岩性结构、含水层组的组合特征和甘肃省水文地质二队抽水试验结果,将黑河进行水文地质参数分区.将 Q4, Q3 地层作为第一、三层含水层,参数分区如图 9(a); Q2, Q1 地层作为第五、七层含水层,参数分区如图 9(b); 相对隔水层参数分区如图 9(c). 然后以 1986—1987 年一个水文年地下水位观测数

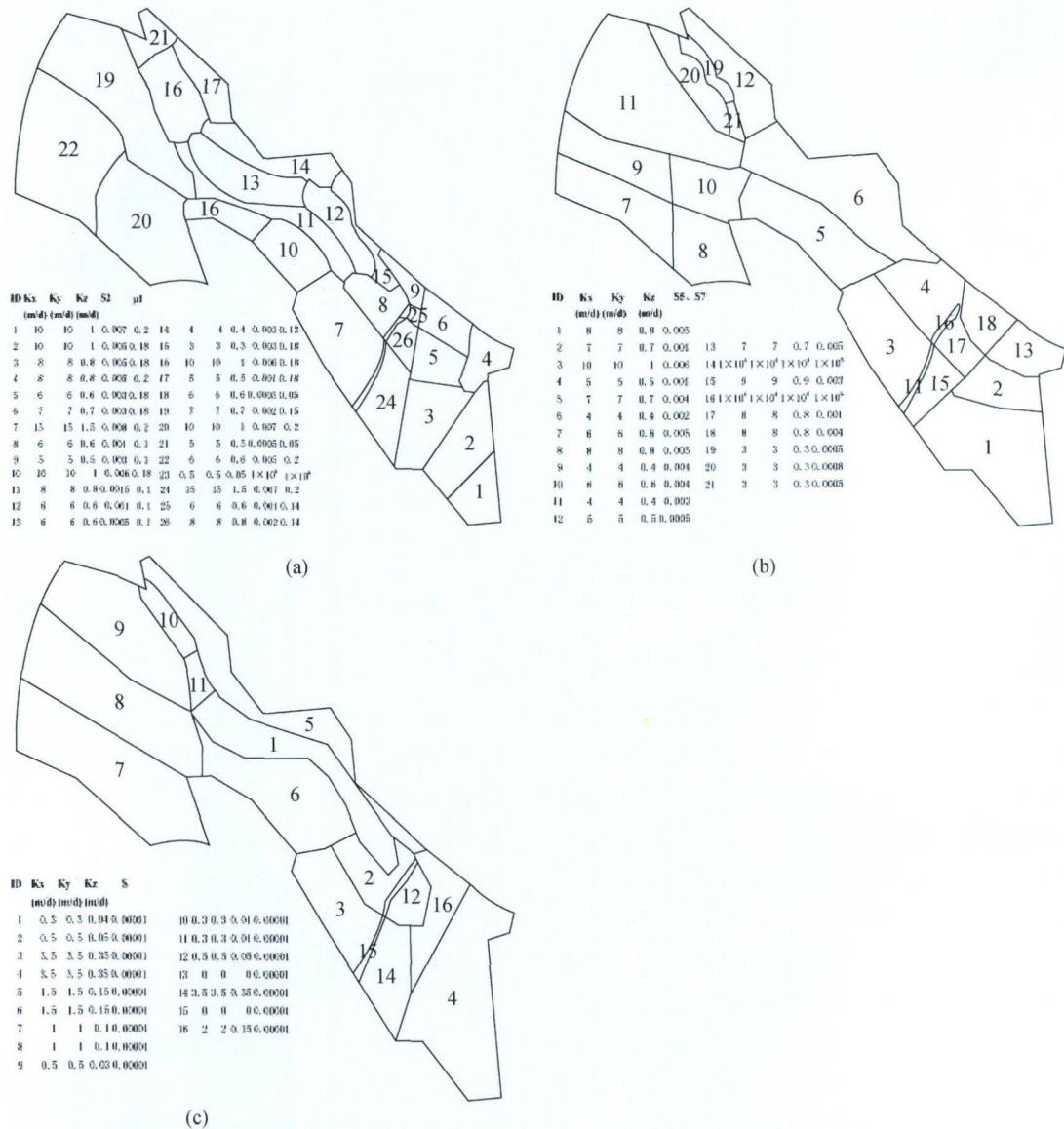


图9 水文地质参数分区图

(a) 第一、三层含水层参数分区; (b) 第五、七层含水层参数分区; (c) 隔水层参数分区

据为基础, 调试识别模型的水文地质参数和山区侧向边界补给, 使模型的计算结果与实测地下水位数据变化趋势尽可能一致, 最终确定模型选用的水文地质参数。

模拟时期为 1986 年 1 月到 2005 年 12 月, 共 6938d, 计算时间间隔为 1d。选取了不同水文地质单元自山前冲积扇到中部细土平原的 10 个长观井(如图 10)的地下水位实测值与模拟值进行对比分析。

从模拟结果(图 10)可以得到: 典型地段的地下水位计算水位和观测水位变化趋势基本一致, 说明建立的黑河中游盆地地下水概念模型是合理的, 对各类边界条件和河流的概化是恰当的, 有关参数的选取及参数的分区符合黑河中游盆地的水文地质条件, 模型模拟的精度较高, 可以用来定量模拟给定条件下黑河中游盆地的地下水流场的演化趋势。

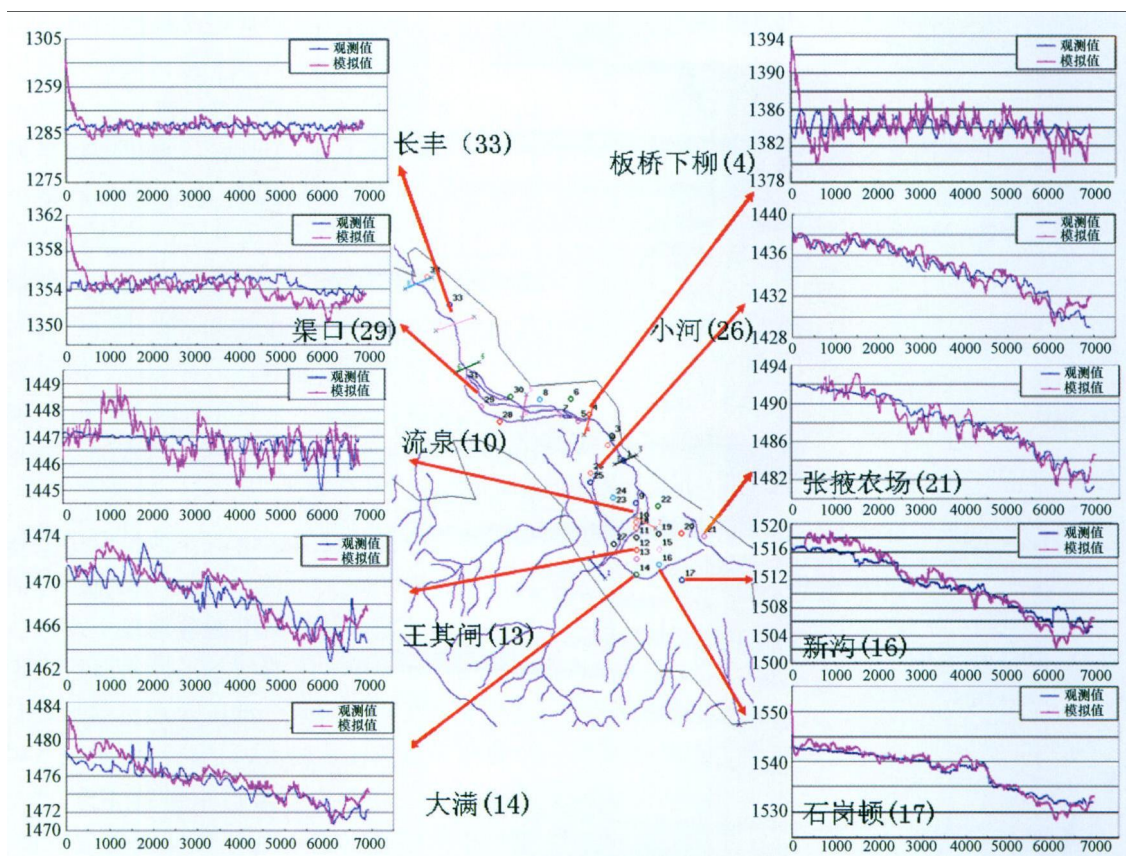


图 10 黑河中游地下水观测井水位模拟值与实测值对比图

4 讨论

在模型验证合理的基础上, 对黑河流域近 20 年的土地利用变化、地下水位变化、河流与地下水补给—排泄关系及其地下水均衡做进一步分析。

分析黑河中游近 20 年的主要土地利用/覆被空间变化, 其显著标志在于: (i) 灌溉耕地主要在盆地冲洪积扇中下部以及细土平原沿河两岸河谷地带扩展, 在老绿洲基础上向外围延伸, 且由于农业用地和灌溉增加而盐碱化的土地面积也同步增加。(ii) 天然植被 (主要是中、低覆盖草地) 的变化集中在冲洪积扇上部和张掖盆地东北部冲积扇, 在呈现严重退化趋势的同时荒漠向裸露戈壁的转变趋势严重。(iii) 原有河道及其阶地演变为耕地和裸岩土地, 城镇居民用地增加。

分析黑河中游近 20 年来地下水位的变化: 大满(14#)、王其闸(13#)两个孔位于张掖盆地冲积扇中上部, 地下水呈逐年下降趋势, 水位降落 10 m 左右; 流泉(10#)位于张掖盆地冲积扇与河流细土

平原的交界处, 水位多年平均基本保持不变, 且略有下降趋势; 板桥下柳(4#)、渠口(29#)、长丰(33#)三个孔位于河流细土平原中下部, 水位多年平均基本保持不变, 且随季节性呈明显波动, 表现为春冬季节水位下降, 夏秋季节水位升高, 与河流来水有很大相关性。小河(26#)位于梨园河冲积扇下部, 地下水呈逐年下降趋势, 水位降落 10 m 左右, 沙井子—小河地区形成了大面积地下水下降漏斗(如图 11), 可以推断南部山区与盆地边界存在隔水断陷构造, 除梨园河补给之外, 没有深层地下水径流通道。石岗墩(17#)、新沟(16#)位于山丹盆地中段, 地下水呈逐年下降趋势, 水位降落分别达 20 m, 16 m; 张掖农场(21)位于山丹盆地北面, 属山丹河冲积扇下部, 地下水位也呈逐年下降趋势, 水位降落 10 m 左右; 山丹盆地地下水近 20 年来下降趋势较张掖盆地大, 说明山丹盆地地下水补—排条件较张掖盆地脆弱。

从河流与地下水补给—排泄关系(图 12)和定量分析计算可以得到: 黑河在其冲积扇中上部大量补

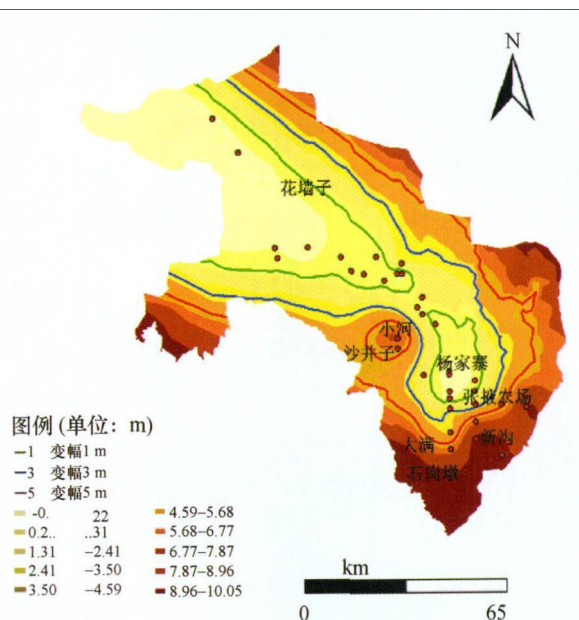
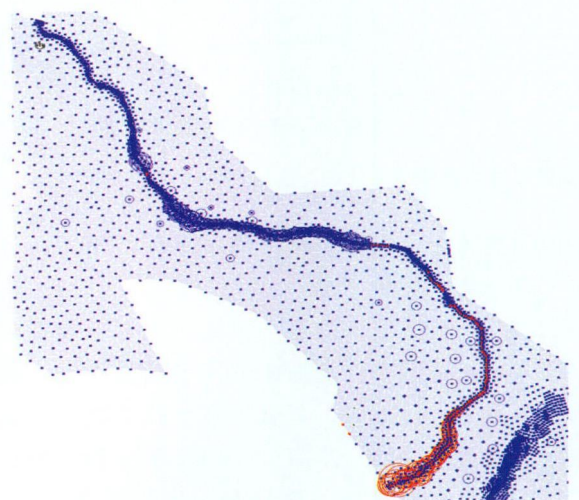


图 11 1985 年与 2005 年地下水位变幅图

图 12 黑河流域中游地下水和河流的补给—排泄关系图
红色圆圈表示河流补给地下水；蓝色圆圈表示地下水排泄河流

给地下水,在其河谷细土平原张掖盆地地下水与河水位相差较小,相互交换频繁且交换量小,在其河谷细土平原酒泉东盆地多为地下水补给河流。模拟 1987 年和 2005 年河流与地下水的交换量得到:1987 年河流补给地下水 $7.1 \times 10^8 \text{ m}^3$,地下水排泄河流 $8.6 \times 10^8 \text{ m}^3$;2005 年河流补给地下水 $7.8 \times 10^8 \text{ m}^3$,地下水排泄河流 $9 \times 10^8 \text{ m}^3$ 。

选取 1987 年和 2005 年分析地下水补排均衡得到:1987 年从南部山区侧向流入黑河中游盆地的地

下水在 $25.6 \times 10^8 \text{ m}^3$,从正义峡侧向流出黑河中游盆地的地下水在 $10.1 \times 10^8 \text{ m}^3$,黑河流域中游机井抽水量在 $4.5 \times 10^8 \text{ m}^3$,黑河流域中游降水、灌溉补给地下水在 $15.4 \times 10^8 \text{ m}^3$,黑河流域中游蒸发排泄在 $27 \times 10^8 \text{ m}^3$,1987 年全年地下水存在负均衡 $0.6 \times 10^8 \text{ m}^3$;2005 年从南部山区侧向流入黑河中游盆地的地下水在 $27 \times 10^8 \text{ m}^3$,从正义峡侧向流出黑河中游盆地的地下水在 $9.8 \times 10^8 \text{ m}^3$ 左右,黑河流域中游机井抽水量在 $8 \times 10^8 \text{ m}^3$,黑河流域中游降水、灌溉补给地下水在 $18.1 \times 10^8 \text{ m}^3$,黑河流域中游蒸发排泄在 $31 \times 10^8 \text{ m}^3$,2005 年全年地下水存在负均衡 $3.7 \times 10^8 \text{ m}^3$ 。

综合分析:研究区山前冲洪积扇中上部戈壁地区沉积物颗粒粗大,透水性强,径流条件好,地势东南高西北低,是黑河中游盆地地下水的主要补给源区域;盆地中、下游河谷平原灌溉区在地质结构上分别存在两个潜水—承压含水层盆地,且地下水位较浅,蒸散发量较大,是黑河中游地下水的主要排泄区域。由于整个黑河中游地下水的连通性较强,排泄区近 20 年来由于灌溉绿洲的发展和扩张,蒸散发量的增加(增加了 14.8%)和用于灌溉的地下水开采量增加(增加了 77.8%),造成了地势较高补给区的地下水位明显下降;冲积扇地下水位的下降反过来增大了南部山区和山前冲洪积扇上部的水头差,在水头差的驱动下导致南部山区侧向补给中游盆地增大(增加了 5%),最终形成黑河中游盆地补排双增加的趋势。但由于黑河中游密集的农业种植方式和快速的城市化进程,地下水抽水机井成倍增加,盆地排泄量增加的趋势远远大于补给量,这种收支的负均衡增加,将消耗更多山前冲洪积扇中上部的地下水资源,使得冲洪积扇中上部地下水下降,草地严重退化,荒漠向裸露戈壁的转变趋势加快。同时,黑河与地下水的补排量均有增加,说明河流的自然流动不仅受人类经济活动影响(人类活动加快黑河水资源的转化过程),而且黑河也在不断发挥其调节能力,适应人类经济活动。

参 考 文 献

- 1 Mtembezeka P, Andrews AJ, Appiah SO. Groundwater management in drought-prone areas of Africa. *Water Resources Development*, 1997, 13(2): 241-261

- 2 籍传茂, 侯景岩, 王兆馨. 世界各国地下水开发和国际合作指南. 北京: 地震出版社, 1996
- 3 Alley WM, Reilly TE, Franke OL. Sustainability of Groundwater Resources. U. S. Geology Survey Circular, U. S. Government Printing Office, 1999: 1186
- 4 Winter TC, Judson W, Harvey O, et al. Ground Water and Surface Water A Single Resource. U. S. Geological Survey Circular 1139, U. S. Government Printing Office, 1998: 87
- 5 Asmuth JV. The method of IRM: A new method of groundwater, eco-hydrological modeling. IAHS Publ, 2001, 269: 51—58
- 6 DFID. Handbook for the Assessment of Catchment Water Demand and Use. HR Wallingford, Wallingford, UK, 2001: 248
- 7 Environment Canada. Water use and supply project: The Sources, Use and Future Demand of Great Lakes Water at a Sub-basin Level and the Potential Implications of Climate Change. In: <http://www.on.ec.gc.ca>
- 8 Rassam DW, Werner AD. Review of ground water—surface water interaction modelling approaches and their suitability for Australian conditions. eWater Technical Report, eWater Cooperative Research Centre, Canberra, Australia. 2008
http://ewatercrc.com.au/reports/Rassam_Werner-2008-Ground-water_Review.pdf
- 9 Refsgard JC, Hansen E. A distributed groundwater surfacewater model for the Susa-catchment, Part I—model description. Nordic Hydrology, 1982, 13: 299—310
- 10 Storm B, Jensen KH. Experiences with field testing of SHE on research catchments. Nordic Hydrology, 1984, 15: 283—294
- 11 McDonald MG, Harbaugh AW. A Modular Three-Dimensional Finite-Difference Ground-Water Flow Model, 1988. Book 6, Chapter A1. US Government Printing Office, Washington
- 12 Swain ED, Wexler EJ. A Coupled Surface-Water and Ground-Water Flow Model (MODBRANCH) for Simulation of Stream-Aquifer Interaction. Techniques of Water Resources Investigations of the United States Geological Survey. US Government Printing Office, Washington, 1996
- 13 Sophocleous M, Perkins SP. Methodology and application of combined watershed and groundwater models in Kansas. Journal of Hydrology, 2000, 236: 185—201
- 14 Niswonger RG, et al. Modelling ground-water/surface-water interaction with GSFLOW, a new USGS model, MODFLOW and More; managing ground water systems. IGWMC, Colorado School of Mines, 2006: 99—103
- 15 Ross MA, Tara PD, Geurink JS, et al. FIPR Hydrological Model, Center for Modeling Hydrologic and Aquatic Systems, Department of Civil and Environmental Engineering and Department of Geological, University of South Florida, Tampa, Florida, 1997
- 16 Kollet SJ, Maxwell RM. Integrated surface-groundwater flow modeling: A free-surface overland flow boundary condition in a parallel groundwater flow model. Advances in Water Resources, 2006, 29(7): 945—958
- 17 Seo HS, Šimunek J, Poeter EP. Documentation of the HYDRUS Package for MODFLOW-2000, the U. S. Geological Survey Modular Ground-Water Model, GWMI 2007-01, Int. Ground Water Modeling Center, Colorado School of Mines, Golden, CO, 2007: 96
- 18 Feinstein D, Haitjema H, Hunt R. Towards more accurate leakage and conjunctive use simulations: A coupled GFLOW-MODFLOW application. In: Volume 1 of Proceedings of MODFLOW and More 2006; Managing groundwater systems. International Ground Water Modeling Center, Colorado School of Mines, May 21—24, 2006. 91: 119—123
- 19 Monninkhoff B. Coupling of the Groundwater Model FEFLOW With the Hydrodynamic Model MIKE11. German-Chinese Conference 'Modern methods and instruments for water management and flood protection. IWU-Tagungsberichte, 2002: 161—173
- 20 HydroGeologic-Inc. MODHMS-A MODFLOW-Based Hydrologic Modelling System. Documentation and User's Guide. Herndon, Virginia. 2001
<http://www.modhms.com/software/modhms.html>
- 21 Therrien R, et al. Hydrogesphere, Groundwater Simulations Group. 2006. University of Waterloo, U. S
- 22 Liang X, Xie Z, Huang M. A new parameterization for surface and groundwater interactions and its impact on water budgets with the variable infiltration capacity (VIC) land surface model. Journal of Geophysical Research, 2003, 108: 1194—1215
- 23 Niu GY, Yang ZL, Dickinson RE, et al. Development of a simple groundwater model for use in climate models and evaluation with GRACE data. Journal of Geophysical Research, 2007, 112: D07103
- 24 Yeh PF, Eltahir E. Representation of water table dynamics in a land-surface scheme. part I: Model development. Journal of Climate, 2005, 18: 1861—1880
- 25 Maxwell R, Miller N. Development of a coupled land surface and groundwater model. Journal of Hydrometeorology, 2005, 6: 233—247
- 26 周兴智, 赵剑东, 王志广, 等. 甘肃省黑河干流中游地区地下水资源及其合理开发利用勘察研究. 张掖: 甘肃省地勘局第二水文地质工程地质队, 1990: 66—95
- 27 张光辉, 刘少玉, 谢悦波, 等. 西北内陆黑河流域水循环与地下水形成演化模式. 北京: 地质出版社, 2004: 23—171
- 28 武选民, 陈崇希, 史生胜, 等. 西北黑河额济纳旗盆地水资源管理研究—三维地下水流数值模拟. 地球科学—中国地质大学学报, 2003, 28(5): 527—532
- 29 武强, 徐军祥, 张自忠, 等. 地表河网—地下水流系统耦合模拟 II: 应用实例. 水利学报, 2005, (6): 754—758

- 30 苏建平. 黑河中游张掖盆地地下水模拟及水资源可持续利用. 博士学位论文, 中国科学院寒区旱区环境与工程研究所, 兰州, 2005
- 31 胡立堂, 陈崇希, 钱云平. 黑河中游盆地地下水流建模的若干问题. 人民黄河, 2005, 27(5): 11—13
- 32 胡立堂, 陈崇希. 黑河干流中游地区地下水多层含水系统动态仿真. 系统仿真学报, 2006, 18(7): 1966—1975
- 33 Hu LT, Chen CX, Jiao JJ, et al. Simulated groundwater interaction with rivers and springs in the Heihe river basin. Hydrological Processes, 2007, 21(20): 2794—2806
- 34 贾仰文, 王浩, 倪广恒, 等. 分布式流域水文模型原理与实践. 北京: 中国水利水电出版社, 2005
- 35 贾仰文, 王浩, 严登华. 黑河流域水循环系统的分布式模拟(I): 模型开发与验证. 水利学报, 2006, 37(5): 534—542
- 36 贾仰文, 王浩, 严登华. 黑河流域水循环系统的分布式模拟(II): 模型应用. 水利学报, 2006, 37(6): 655—662
- 37 Wang GX, Cheng GD. Water resource development and its influence on the environment in arid of China —the case of the Hei River basin. Journal of Arid Environments, 1999, 43: 121—131
- 38 Van Genuchten. A closed form equation predicting the conductivity in soils. Soil Science Society of America Journal, 1980 (44): 892—898
- 39 Su Z. The surface energy balance system (SEBS) for estimation of turbulent heat fluxes. Hydrology Earth System, 2002, 6(1): 85—99
- 40 赵文智. 临泽内陆河流域综合研究站年报. 中国科学院寒区旱区研究所. 2005(3): 43