

西北黑河下游盆地河水与地下水转化的新发现^{*}

仵彦卿^{1,2} 张应华¹ 温小虎¹ 苏建平¹

1. 上海交通大学环境科学与工程学院, 上海 200240; 2. 中国科学院寒区旱区环境与工程研究所, 兰州 730000

摘要 运用地球物探、盆地地质演化、环境同位素示踪与水化学分析、河床渗透试验和地下水流场分析等研究方法, 综合研究了我国西北干旱区第二大内陆河——黑河下游盆地河水与地下水的转化途径、方式及转化量, 发现在哨马营至古日乃存在地堑式断层, 断层带为黑河古河道。通过河水位与地下水位的关系、河床渗透试验, 估算出黑河鼎新段河水渗漏量约为 $1.764 \times 10^8 \text{ m}^3/\text{a}$ 。黑河鼎新段为古日乃盆地地下水的补给区, 地下水大多通过古河道进入古日乃盆地, 保证古日乃绿洲的生存。为黑河流域综合整治提供了科学依据。

关键词 西北 黑河下游盆地 河水与地下水转化 断层 古河道

黑河流域是我国西北地区第二大内陆河流域, 位于河西走廊中部, 介于 $98^\circ \sim 101^\circ 30' \text{ E}$, $38^\circ \sim 42^\circ \text{ N}$ 之间, 为甘蒙西部最大的内陆河流域。黑河发源于祁连山, 上游分东西两岔, 东岔俄博河又称八宝河, 源于俄博滩东的景阳岭, 自东向西流约 80 km 于黄藏寺; 西岔源于铁里干山, 自西向东流约 190 km 于黄藏寺汇于甘州河; 甘州河自南向北流约 90 km 至莺落峡进入走廊盆地, 始称黑河, 于张掖市城西北 10 km 附近纳入山丹河、洪水河, 流向西北, 经临泽、高台汇梨园河、摆浪河穿越正义峡, 进入鼎新-额济纳盆地, 流经 150 km 至内蒙古自治区额济纳旗境内的狼心山, 又分东西两河, 东河(也称达西敖包河)向北分八个支流流入东居延海(也称索果诺尔); 西河(也称穆林河)向北分五个支流流入西居延海(也称嘎顺诺尔), 如图 1 所示。

从流域水文循环特征看, 黑河流域可分为山区水文系统和盆地水文系统。山区是水资源的形成区, 年降水量 200 mm 以上, 最高达 700 mm, 相对湿度约 60%, 年蒸发强度约 700 mm。河流中下游盆地降水很少, 中游盆地年降水量为 50 ~ 200 mm, 多年平均降水量为 150 mm, 年蒸发强度 2000 ~

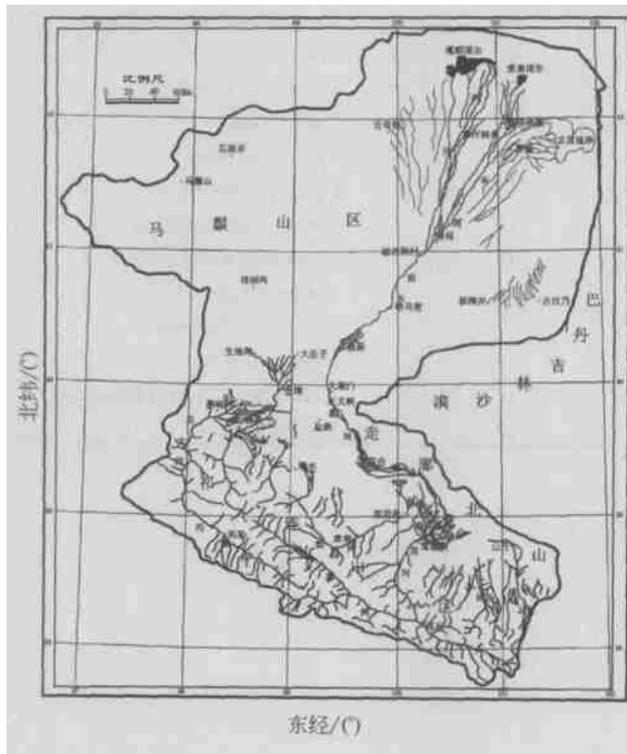


图 1 黑河流域位置图

2004-03-12 收稿, 2004-05-24 收修改稿

^{*} 国家自然科学基金(批准号: 90102003)、中国科学院知识创新工程重大项目(KZCX1-10-03)和教育部重点项目(00233)资助

219442018 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

4000 mm; 下游盆地年降水量为 42 mm, 年平均蒸发强度 3755 mm. 流域多年平均出山口径流量为 $37.726 \times 10^8 \text{ m}^3/\text{a}$, 占流域水资源总量的 98.4%. 山前盆地是水资源的消耗区, 河水进入山前盆地之后, 经过多次的地表水与地下水转化, 在中游盆地经过了 2 次转化. 进入下游鼎新-额济纳盆地之后, 地表水与地下水又经过了多次转化, 最终以地表蒸发、植被生态消耗以及河流终端湖存储等形式排泄.

近年来, 由于黑河流域中游人口的迅速增加, 水资源的不合理开发利用, 导致下游额济纳盆地生态环境的恶化, 而且沙漠化也影响到周边地区. 2000 年国务院制定了黑河流域整治方案, 要求在保护流域生态安全的条件下, 对水资源合理开发利用. 为了进行有效的水资源合理开发利用、预测自然和人类活动影响下的水环境变化, 研究干旱区内陆河流域地表水与地下水相互转化是关键.

在“九五”科技攻关水资源研究中发现, 黑河下游盆地鼎新-狼心山段存在水量不平衡, 河水在此段下渗损失量大. 为了实施黑河向下游输水工程, 规划在此段修建长约 155.5 km 的甘蒙防渗输水渠道. 该工程的实施无论是从科学研究角度, 还是实施国务院制定的黑河流域整治方案, 要求澄清该段的河水与地下水的转化关系.

20 世纪 50 年代水文部队对研究区进行了大量的地质调查和钻探, 认为古日乃盆地地下水一部分来源于黑河, 一部分来源于巴丹吉林沙漠, 但未发现有断层和古河道的存在^[1, 2]; 德国学者 Geyh 和顾慰祖等 1986 ~ 1996 年在古日乃盆地开展了地下水同位素试验研究, 发现该区潜水氢氧稳定同位素异常, 同时对古日乃盆地地下水的来源进行了有益的探索, 但并未得出古日乃盆地地下水来源于黑河的结论^[3~5]. 武选民等对该区地下水系统也进行了较深入的研究, 但未发现有断层和古河道的存在^[6, 7]. 仵彦卿等从 1998 年开始对研究区地表水与地下水的转化进行研究, 2000 年从物探分析角度初步研究了河水与地下水的转化途径^[8]. 本文运用野外地质调查、环境同位素示踪、物探勘测、河床渗透试验以及地下水系统分析等方法, 试图揭示黑河下游鼎新段河水与地下水转化的转化途径、转化方式以及转化量.

1 依据 EH4 电导率成像系统探测河水与地下水的转化途径

为了揭示河水与地下水的转化途径, 本研究运用 Stratagem EH4 电导率成像系统, 进行现场地球物理探测, 地球物理探测剖面如图 2 所示.

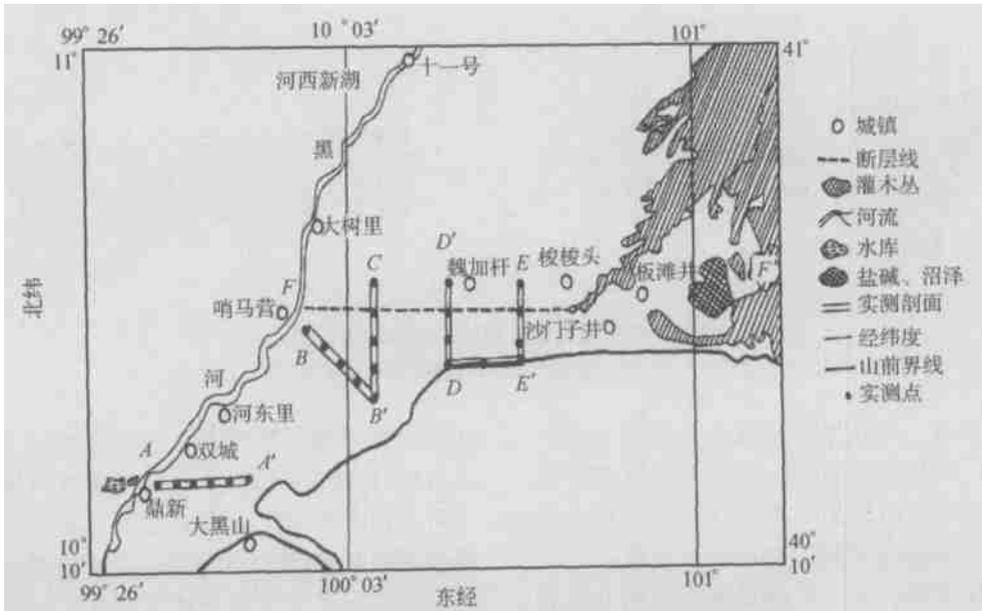


图 2 地球物理探测剖面位置图

1.1 Stratagem™ EH4 电导率成像系统基本原理

Stratagem™ EH4 电导率成像系统是美国 GEOMETRICS 公司的产品, Stratagem™ EH4 从一系列地表电磁场测量数据中换算出电导率, 可在 10 ~ 1000 m 范围内获得高分辨率的电导率数字图像. 对于 100 m 以下的深部构造通过大地电磁场 (MT) 背景场源或传统的可控声频大地电磁场 (CSAMT) 成像, 浅层构造可通过一个新兴的便携式低功率发射器以补偿天然讯号的不足. 该装置在野外测量时测站间距 10 m, 其中有 4 个电极 (E_{x1} , E_{x2} , E_{y1} , E_{y2}) 和 2 个互相垂直的磁极 (H_x , H_y), 共参考极 (E_c) 在 E_{x1} , E_{x2} , E_{y1} 的中央, 靠近模拟终端 (AFE) 的地

方. 通过 AFE, 所有的 E 和 H 输出匹配耦合合作信号调整, 再从 AFE 耦合到 Stratagem™ 数据采集单元进行数字化、记录、处理、显示以及打印. 运用输出的电导率图像, 可以进行地下岩层和地质构造的分析.

1.2 野外物探探测

如图 2 所示, 在研究区内设计了五个剖面共 23 个点. $A-A'$ 和 $B-B'$ 剖面主要探测河谷含水层的分布状况; $B'-C$, $D-D'$ 及 $E-E'$ 剖面则是探测断层 (或古河道) 存在的可能性. 通过现场物探测量, 可以绘制地层影像图, 如图 3 所示.

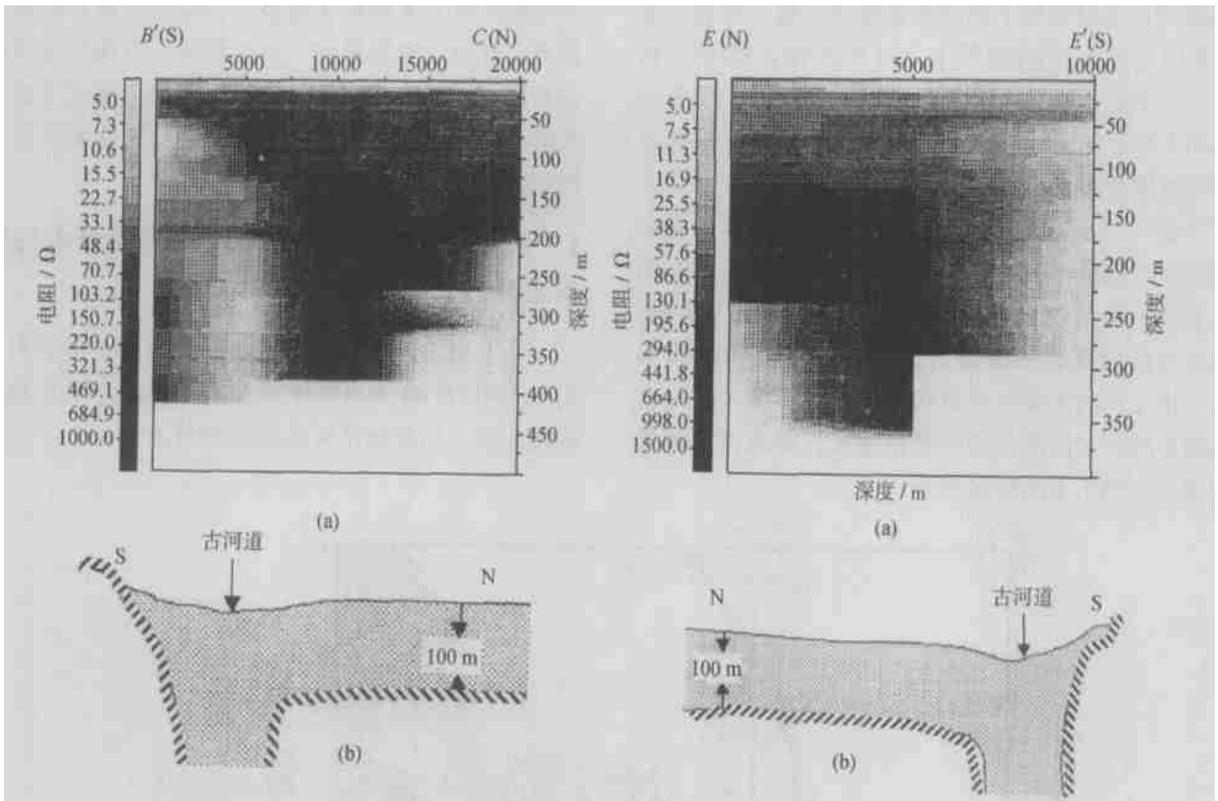


图 3 地层剖面影像和解译的地质剖面图

(a) $B'-C$, $E-E'$ 剖面地层影像图; (b) 地质剖面图

从图 3 可看出, 约在地表 100 m 以下存在着一个高电阻值层. 该高电阻值层出现地带是基底隆起地带, 在隆起带的南侧和山体之间存在着地堑式断层 (见图 3(b)), 该断层带就是黑河的古河道.

从以上物探资料分析, 在哨马营至板滩井存在地堑式断层, 该断层带为黑河古河道, 过去河流沿

此河道向东流, 最终流向尾间湖-古日乃湖. 后来河流改道 (即现在河道), 此处变成古河道. 从地形图上可看出, 黑河干流下游出正义峡进入鼎新段, 从鼎新到哨马营 (图 2 中 F 点) 河道比较宽, 从哨马营到大树里, 河道突然变窄, 这说明在此段河床底下有基底隆起, 这与地球物探探测结果一致. 因此,

河流在哨马营以南河段河水入渗补给地下水, 之后沿古河道渗流, 通过地下径流进入古日乃绿洲区, 以垂向蒸发排泄。

1.3 第四纪以来黑河下游盆地演化

从第四系松散沉积物的分布上看, 黑河下游鼎新-额济纳盆地存在两个第四纪沉积中心, 即古日乃沉积中心和额济纳沉积中心, 前者最大厚度为 310 m, 后者最大厚度为 320 m, 其间存在一个隆起带, 如图 4(a) 所示, 该图利用分布在全区的 78 个地质钻孔资料, 用 Kriging 插值获得。

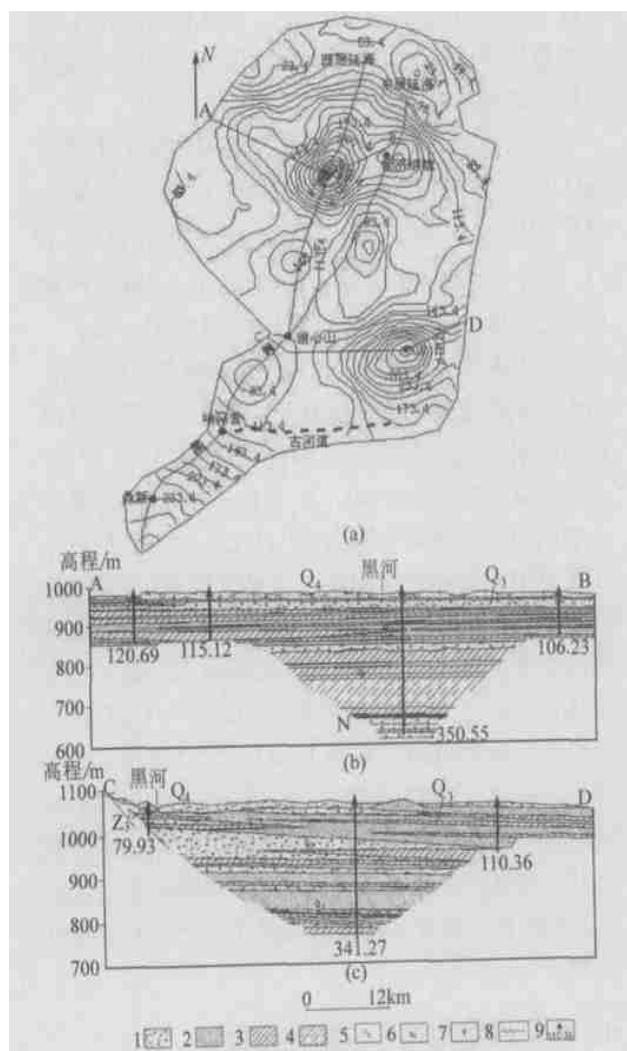


图 4 黑河流域下游鼎新-额济纳盆地第四系分布图

(a) 第四系等厚度图(m); (b) A-B 剖面图; (c) C-D 剖面图。

1-砂砾石; 2-细砂; 3-粘土; 4-亚粘土; 5-侏罗系上统; 6-震旦系; 7-第三系; 8-不整合面; 9-地质钻孔

图 4(b) 为古日乃沉积中心地质剖面, 从沉积物分布上可以看出, 在第三系之上沉积了一套冲湖积相地层, 其岩性为灰白、土黄、黄褐、灰黑色为主的中细砂、细砂、亚粘土、粘土加钙质砂岩, 沉积时期为早更新世-中更新世, 这个时期古日乃盆地与黑河相连, 晚更新世盆地抬升, 气候由暖湿逐渐变干, 洪积物代替了冲湖积物, 此时黑河已不再与盆地直接联系, 而是通过古河道地下径流补给, 古日乃盆地变成地下水的一个排泄地。

图 4(c) 为额济纳沉积中心地质剖面, 从沉积物分布上可以看出, 在早更新世该盆地为一个静水沉积环境, 堆积了灰黑色、灰绿色为主的粘土, 夹薄层粉细砂, 并丰产螺类和鱼类化石, 说明此期气候潮湿温暖, 为淡水湖泊。中更新世沉积物为棕黄色、浅红色为主的粘土, 与细砂及中细砂互层, 砂层变厚, 层数增多, 说明有河流参与, 且气候开始变干, 此期黑河与该盆地无直接联系。晚更新世由于古日乃抬升, 黑河下切穿过狼心山进入额济纳盆地, 形成现今的水文格局。

2 依据地下水流场分析河水与地下水的转化

由于古日乃盆地年均降水量小于 50 mm, 所以, 古日乃盆地绿洲区的植被生存主要依靠地下水的向上渗流, 这里的地下水到底从哪里来? 在上述物探和地层演化分析的基础上, 对黑河下游鼎新-额济纳盆地地下水位观测资料进行了分析, 依据全区的 45 个地下水位长期观测孔资料为基础, 运用 Kriging 插值方法获得了如图 5 所示的浅层地下水位等值线图。从地下水流场可以看出, 在哨马营以北存在一个地下水位高值区, 在哨马营以南的黑河鼎新段, 河水渗漏补给地下水, 地下水通过古河道径流进入古日乃盆地。在哨马营-狼心山段河水侧向东渗漏, 补给古日乃盆地地下水。

3 依据环境同位素示踪分析河水与地下水的转化

许多研究应用地下水和地表水的化学特征来确定地表水与地下水的相互作用, 同位素尤其是环境同位素也正在广泛地应用于地表水与地下水的相互作用研究中, 涉及水量交换、水质交换、污染物的迁移、生物化学作用以及生物降解等方面, 这方面

的研究可参阅文献[9~15].

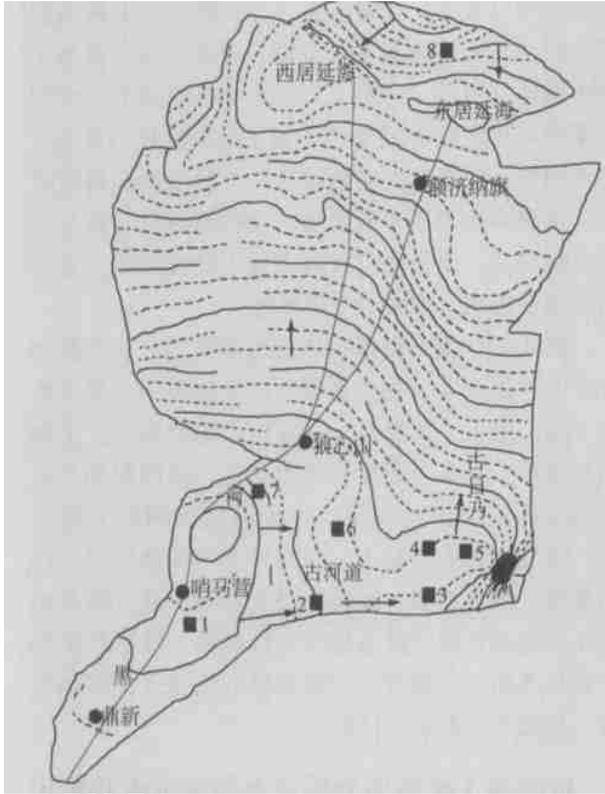


图 5 鼎新-额济纳盆地 1999 年 10 月浅层地下水水流场(m)
(方形黑点为地下水同位素采样点 单位: m)

如图 5 所示, 为了研究河水与地下水的转化关系, 在鼎新-狼心山段河水中采样 2 个点, 地下水中采样 7 个点, 进行环境同位素 δD , $\delta^{18}O$, 3H 以及水化学分析, 稳定同位素 δD , $\delta^{18}O$ 在中国地质科学院矿床所同位素实验室分析, δD 分析方法: 锌法 H_2 ; 质谱仪型号: MAT 251 EM; 采用的国际标准: SMOW; 分析精密度: $\pm 2\text{‰}$. $\delta^{18}O$ 分析方法: 平衡法 CO_2 ; 质谱仪型号: MAT 251 EM; 采用的国际标准: SMOW; 分析精密度: $\pm 2\text{‰}$. 放射性同位素 3H 在中国地震地质研究所同位素实验室分析, 液闪仪器型号: Quantulus-1220 (LKB). 水化学分析中国科学院寒区旱区环境与工程研究所水质分析室进行. 水样采集为作者现场采集.

1 号点和 7 号点附近河水中稳定同位素 δD , $\delta^{18}O$ 分别为 -56‰ , -5.89‰ ; -55‰ , -5.22‰ ; 放射性同位素 3H 分别为 95TU, 96TU. 补给区的地下水(1 和 7 号点, 地下水位埋深 2~3m) 稳定同位素 δD , $\delta^{18}O$ 分别为 -54‰ , -5.52‰ . 放射性同

位素 3H 为 64TU. 地下水径流区(2 和 6 号点, 地下水位埋深 25~40m) 稳定同位素 δD , $\delta^{18}O$ 分别为 -57‰ , -7.859‰ ; 放射性同位素 3H 为 47TU, 地下水排泄区(3, 4 和 5 号点, 地下水位埋深 2~3m) 稳定同位素 δD , $\delta^{18}O$ 分别为 -48‰ ~ -60‰ , -1.98‰ ~ -4.80‰ ; 放射性同位素 3H 为 21~30TU. 排泄区由于蒸发作用 $\delta^{18}O$ 值较大. 从这些同位素数据可以看出, 古日乃盆地地下水与黑河密切相关. 根据放射性同位素 3H 分析, 鼎新段河水补给地下水, 通过古河道径流到古日乃盆地地下水需要 15 年, 而哨马营-狼心山段河水补给到古日乃盆地地下水需要 25 年, 因此说, 古日乃盆地地下水的更新期为 15~25 年, 同时也说明了地下水通过断层古河道补给速度快.

从水化学上看, 该段河水为弱酸性低矿化度水 ($pH=7.72$, 矿化度为 0.625 g/L), 水质类型为 $SO_4^{2-} \cdot HCO_3^- - Ca^{2+} \cdot Na^+ \cdot Mg^{2+}$. 补给区的地下水(1, 7 号点, 地下水位埋深 2~3m) $pH=8.09$, 矿化度为 2.638 g/L , 水质类型为 $SO_4^{2-} \cdot HCO_3^- - Mg^{2+} \cdot Na^+$, 水质类型变化不大, 仅发生阳离子交换作用, 而水的碱性增大, 矿化度增大, 这说明干旱区埋深较浅的潜水蒸发强烈. 地下水径流区(2, 6 号点, 地下水位埋深为 25~40m), $pH=7.51$, 矿化度为 0.476 g/L , 水质类型为 $SO_4^{2-} \cdot HCO_3^- - Na^+ \cdot Mg^{2+}$, 水质类型变化不大, 阳离子交换作用进一步增强, 而水的碱性和矿化度与河水基本相同, 这说明古河道的渗透条件好, 地下水埋深大蒸发小. 地下水排泄区(3, 4, 5 号点, 地下水位埋深 2~3m) $pH=7.8\sim 8.23$, 矿化度一般为 $1.045\sim 2.936\text{ g/L}$, 水质类型为: $Cl^- \cdot HCO_3^- - Na^+$, $SO_4^{2-} \cdot Cl^- - Na^+$, $Cl^- \cdot SO_4^{2-} - Na^+$, 排泄区蒸发作用强. 从河水与地下水化学特征看, 古日乃盆地地下水与黑河水联系密切, 同时通过断层古河道的渗透作用增强了交换的速度.

4 估算河水与地下水的转化量

从黑河鼎新-哨马营段实地考察, 该段河谷为上叠式河谷, 河床淤泥沉积较厚, 通过近河旁潜水井地下水位调查, 发现潜水井地下水位埋深均在 1.8~3m 左右, 河水位与地下水位无直接水力联系,

称为“悬河”。对于“悬河”的渗流特征,刘国东等在室内进行了模拟试验^[16]。河水通过河床下细粒物质(弱渗透层)在水头差的作用下渗漏补给地下水,其渗漏补给量的大小与河宽、河长、河床下细粒物质的厚度与渗透系数、以及河水位与地下水位差值有关。根据实地调查,河床下弱渗透层厚度取平均值 2 m。运用美国 Soilmoisture Equipment 公司制造的 Model 2800 Guelph 入渗仪,在黑河鼎新段河床上进行了大量入渗试验,获得河床以下弱渗透层的平均渗透系数约为 0.56 m/d,河水位与地下水位差平均为 2 m,渗漏河谷段长约 70 km(现场调查与地形图量测),渗漏段河水面宽约 30 m,每年过水时间为 150 天(根据多年河流行水统计),该段河流渗漏量可用下式估算

$$Q = \frac{k}{m}(H_0 - h)A = 1.764 \times 10^8 \text{ m}^3/\text{a},$$

由此得出,黑河下游鼎新段河流约有 $1.764 \times 10^8 \text{ m}^3/\text{a}$ 转化成地下水,通过断层古河道进入古日乃盆地。

5 结论

地表水与地下水相互作用的研究对于水资源的合理开发利用、生态环境的评价与预测以及水污染的预测与地下环境修复等,具有重要的作用。本文综合研究了黑河下游盆地河水与地下水的转化途径、方式及转化量,发现在哨马营至古日乃存在地堑式断层,估算出鼎新段河水渗漏量约为 $1.764 \times 10^8 \text{ m}^3/\text{a}$,地下水大多通过古河道进入古日乃盆地,盆地地下水的更新期为 15~25 年。如果利用输水工程以减少河流下渗量,将会减少古日乃盆地地下水的补给量,由于地下水更新期最少在 15 年,近期不会影响古日乃绿洲,但长期会导致古日乃绿洲的进一步恶化,同时也会影响到依靠河水渗漏补给土壤-地下水系统而生存的河岸林,这个在西北干旱区内陆河流域综合整治中尤其要注意的问题。

致谢 本文工作得到程国栋院士的指导,在此表示感谢,同时也感谢论文评审专家提出的修改意见。

参 考 文 献

- 1 中国人民解放军00929 部队. 中华人民共和国区域水文地质普查报告(1/50 万), 务桃亥图幅, K-47-(30), 特罗西滩图幅, K-47-(36). 1982
- 2 中国人民解放军 00929 部队. 中华人民共和国区域水文地质普查报告(1/20 万), 嘎顺诺尔图幅. 1980
- 3 Geyh M A, et al. Preliminary isotope hydrological study in the arid Guinai Grassland area, Inner Mongolia. In: Isotope Techniques in Water Resources Development 1991. Vienna: IAEA, 1992. 661~662
- 4 Geyh M A, et al. The ecohydrologically degenerative grassland Guinai within the gobi desert, Inner Mongolia. In: Extended Symposium, Isotopes in Water Resources Management 1995. Vienna: IAEA, 1995. 363~364
- 5 Geyh M A, 等. 阿拉善高原地下水的稳定同位素异常. 水科学进展, 1998, 9(4): 333
- 6 武选民, 等. 西北黑河下游额济纳盆地地下水系统研究(上). 水文地质工程地质, 2002, 1: 16
- 7 武选民, 等. 西北黑河下游额济纳盆地地下水系统研究(下). 水文地质工程地质, 2002, 2: 30
- 8 仵彦卿, 等. 河西走廊黑河鼎新至哨马营段河水与地下水转化途径分析. 冰川冻土, 2000, 22(1): 73
- 9 McCarthy K A, et al. The dynamic relationship between groundwater and the Columbia river using deuterium and oxygen-18 as tracers. Journal of Hydrology, 1992. 135(1~4): 1
- 10 Yoneda M, et al. Location of groundwater seepage points into a river by measurement of Radon-222 concentration in water using activated charcoal passive collectors. Journal of Hydrology, 1991. 124(3~4): 307
- 11 Lee RW, et al. Use of radon measurements in Carters Creek, Maury County, Tennessee to determine location and magnitude of groundwater seepage. U S Geol Surv Bull. 1991. (1971): 237
- 12 Oxtobee J P A, et al. A field investigation of groundwater/surface water interaction in a fractured bedrock environment. Journal of Hydrology, 2002, 269: 169
- 13 Wurster F C, et al. Stream/aquifer interactions at Great Sand Dunes National Monument, Colorado: Influences on intertidal wetland disappearance. Journal of Hydrology, 2003, 271: 77
- 14 Negrel P H, et al. Surface water-groundwater interactions in an alluvial plain: chemical and isotopic systematics. Journal of Hydrology, 2003, 277: 248
- 15 Cook P G, et al. Determining natural groundwater influx to a tropical river using radon, chlorofluorocarbons and ionic environmental tracers. Journal of Hydrology, 2003. 277: 74
- 16 Liu G D, et al. Seepage laws in aquifer near a partially penetrating river with an intensive extraction of ground water. Sciences in China, Series E, 1997, 40(5): 489