

doi:10.13866/j.azr.2017.01.03

新疆伊犁河谷地下水循环演化特征^①

邵杰^{1,2}, 李瑛^{3,4}, 侯光才³, 王文科⁴, 曾磊^{3,4}, 段磊⁴

(1. 中国地质调查局国土资源实物地质资料中心, 河北 三河 065201;

2. 中国地质调查局国土资源实物地质资料中心秦皇岛海平面监测站, 河北 秦皇岛 066002;

3. 中国地质调查局西安地质调查中心, 陕西 西安 710054; 4. 长安大学环境科学与工程学院, 陕西 西安 710054)

摘要:以区域地下水理论为指导,采用水化学与同位素分析、地下水流数值模拟等方法,以南北向“1号水文地质剖面”为主要研究对象,对伊犁河谷地区地下水化学、同位素、地下水流系统进行研究,分析总结了地下水循环演化规律。结果表明:主要阴、阳离子自北向南呈现出同步的变化规律,由北向南水化学类型依次为 $\text{HCO}_3 - \text{Ca}$ 、 $\text{HCO}_3 - \text{SO}_4 - \text{Ca} - \text{Mg}$ 、 $\text{HCO}_3 - \text{SO}_4 - \text{Ca} - \text{Na}$ 。 $\delta^2\text{H}$ 及 $\delta^{18}\text{O}$ 自北向南沿途变化不大。“1号水文地质剖面”潜水为1952年以来补给的地下水。划分为3级循环系统,依次为局部、中间和区域地下水流循环系统。其循环周期依次为5~10 a、30~40 a以及20 000 a左右。与此相对应,划分为浅部强径流区、中部中等径流区和深部弱径流区,径流速率依次为 $>0.5 \text{ m} \cdot \text{d}^{-1}$ 、 $0.1 \sim 0.5 \text{ m} \cdot \text{d}^{-1}$ 及 $<0.1 \text{ m} \cdot \text{d}^{-1}$ 。建议优先开发利用浅、中部循环地下水,保护好深部循环地下水。

关键词: 区域地下水; 水流理论; 地下水流系统; 水循环; 水化学; 同位素; 伊犁河谷; 新疆

地下水循环是指地下水在含水层系统及地下水流系统中补给、径流、排泄等迁移、转化和更新的过程^[1-3]。1963年,匈牙利裔加拿大著名水文地质学家Toth利用解析解绘制了均质各向同性潜水盆地中的理论地下水流系统^[4-5]。并且认为在均质各向同性的复杂盆地内,可以发育局部、中间和区域3个不同级次的地下水流系统。这一理论的提出被视为区域地下水理论理论的诞生,同时也为解决复杂盆地地下水循环演化问题提供了重要的理论指导^[6-7]。此后,Freeze等^[8]利用数值解得到层状非均质介质中的地下水流系统。1980年Toth提出了重力穿层流动概念,将流动系统理论推广到非均质渗流介质中^[9-10]。在我国国土资源大调查项目“鄂尔多斯盆地地下水勘查”中已经得到了较为成功的应用,同时相关的区域地下水水流理论也得到了验证。

新疆伊犁河谷地处我国西北边陲,西与哈萨克斯坦接壤,在国家实施的“一带一路”经济战略上占有十分重要的地位。由于以往在该地区开展的水文地质工作程度有限。因此,开展研究区地下水循环演化规律研究对地下水资源合理开发利用以及生态

环境保护具有重要的理论及实践意义。本文以典型剖面为例,以区域地下水理论为指导,综合运用水化学、同位素以及剖面二维数值模拟等手段,研究总结伊犁河谷典型剖面地下水循环特征并划分不同级次的地下水流系统。

1 水文地质基本特征

1.1 地下水赋存

伊犁河谷为典型的受河谷控制的山间谷地,区内第四纪地层相当发育,包括各个不同时期的多种成因类型的堆积物^[11-13]。区内水系较为发育,主要发育4大河流,分别是巩乃斯河、伊犁河、特克斯河和喀什河。在4大河流作用的控制下,形成了3大河谷区,分别是伊犁-巩乃斯河谷、特克斯河谷及喀什河谷。3大河谷形成了相对独立的地下水含水系统。伊犁-巩乃斯谷地呈典型喇叭状,西端开口处宽约90 km,沿伊犁河和巩乃斯河向SEE延伸至东部合拢,为一断陷谷地,第四系厚度由东向西增大,最厚可达近千米,地层结构多次由单层到多层交替,

① 收稿日期: 2015-09-11; 修订日期: 2015-12-17

基金项目: 中国地质调查项目“新疆伊犁河谷地下水资源及环境问题调查与评价(1212011220972); 新疆伊犁河谷霍城-霍尔果斯口岸水文地质调查(12120115046401); 伊犁河谷西部平原区1:5万水文地质调查(121201011000150021)”资助

作者简介: 邵杰(1989-),男,硕士研究生,助理工程师,主要从事水文地质与环境地质调查与研究工作。E-mail:313439358@qq.com.

通讯作者: 李瑛。E-mail:304437186@qq.com.

岩层颗粒也多次由粗到细变化。在野果林改良场以北,卵砾石层厚约 800 m,往西到阿勒玛勒一带,颗粒变细,层次增多,变为多层结构;再往西到新源县附近,因恰普河从南面汇入,形成新源洪积扇,改变了原有地层结构。在洪积扇的中部,为单一砂砾石层,厚约 420 m。冲洪积扇前缘地带为多层结构。新源县以西至肖尔布拉克和公安农场一带,为恰普河和特克斯河两个冲洪积扇的扇间地带,颗粒变细、层次增多,再次出现多层结构。到特克斯河出山口处,又形成规模更大、影响范围更广的冲洪积扇,单一卵砾石层厚度可达 600 m。再往西到 73 团 7 连一带,又变为多层结构。到雅马渡附近为一新构造隆起,砂砾石变薄,19 号孔揭露仅 13.5 m。向西又逐渐增厚。到伊宁市以西的广大平原区,除南北山前为单一砂砾石层外,伊犁河两侧皆为细颗粒的多层结构^[14-15]。

1.2 地下水埋藏

根据地下水水位埋藏实测数据可知,在山前冲洪积扇区,地下水埋藏较深,埋藏深度 > 100 m,而在河流冲洪积扇的河谷区两侧,地下水埋藏较浅,埋深

大多在 0 ~ 15 m。由此可见,地下水的埋藏深度从山前强倾斜砾质平原 - 山前缓倾斜含砾细土平原 - 冲洪积细土平原逐渐变小。

1.3 地下水补、径、排

研究区北部及南部的山区是地下水的主要补给区,山前冲洪积或冰水沉积倾斜平原是地下水的主要径流区,而盆地或谷地中部平原区则是地下水的主要排泄区。纵观伊犁 - 巩乃斯谷地地下水流向,在谷地两侧虽有南北向径流,但整个谷地的地下水总流向是由东向西大体与巩乃斯河及伊犁河的流向相一致。

2 样品采集与测试

“1 号水文地质剖面”采集潜水水化学样 11 组,氢氧稳定同位素样 12 组,氡同位素样 14 组。“1 号水文地质剖面”潜水主要水化学指标、氢氧稳定同位素及放射性氡同位素测试结果分别见表 1 ~ 3。

2.1 现场采样

样品使用 500 mL PET 塑料瓶采集,为了消除误

表 1 “1 号水文地质剖面”潜水主要水化学指标测试结果

Tab. 1 The test results of main chemical indexes in groundwater along the “Hydrogeological Section No. 1”

地貌分区	样品编号	K ⁺	Ca ²⁺	Na ⁺	Mg ²⁺	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	矿化度	TDS	T/°C	pH
		/(mg · L ⁻¹)									
强倾斜砾质平原	D2W12	1.1	33.7	11.7	5.3	8.5	32.7	206.2	156.2	21.1	7.9
	D2W24	1.9	68.1	34.3	17.0	26.9	115.3	494.6	390.8	19.8	8.0
	D2W22	2.5	100.2	25.3	29.2	12.8	124.9	644.2	497.7	25.2	7.8
缓倾斜含砾细土平原	G3W04	1.4	48.1	11.4	14.6	7.1	42.3	346.7	249.0	15.5	8.1
	H2W20	3.3	108.2	56.9	19.4	29.8	144.1	700.5	551.0	15.0	7.9
	H2W19	2.4	80.2	19.7	24.3	14.2	86.5	538.5	399.4	14.5	7.7
	K2W02	3.1	72.1	29.0	38.9	24.8	96.1	629.5	464.8	15.9	7.8
	L3W02	2.2	88.2	57.0	38.9	31.9	172.9	771.1	594.2	14.0	7.7
冲洪积细土平原	K2W08	2.5	40.1	42.4	26.7	19.9	51.9	476.1	341.8	18.5	7.5
	K2W04	2.2	56.1	25.3	35.0	28.4	99.9	512.3	389.0	14.0	7.8
	CX01W02	1.0	44.1	34.4	12.2	14.2	42.3	382.6	278.8	14.0	7.7

表 2 “1 号水文地质剖面”氢氧稳定同位素测试结果

Tab. 2 The test results of stable hydrogen and oxygen isotopes along the “Hydrogeological Section No. 1”

地貌分区	样品编号	取样深度 /m	δ ² H /‰	δ ¹⁸ O /‰	地貌分区	样品编号	取样深度 /m	δ ² H /‰	δ ¹⁸ O /‰
强倾斜砾质平原	D3W01	30.0	-83.92	-12.03	缓倾斜含砾细土平原	H2W20	7.9	-79.92	-10.98
	D2W24	27.0	-76.92	-11.67		H2W19	6.2	-78.45	-11.30
	D2W22	14.0	-79.34	-11.56		K2W02	14.1	-83.37	-11.98
	G3W02	10.0	-83.05	-12.20	冲洪积细土平原	K2W10	3.0	-49.00	-5.42
	G3W04	6.0	-86.92	-12.23		K2W08	13.0	-77.79	-11.54
					ZK3-1	9.0	-83.77	-12.15	
					K2W04	7.0	-81.42	-11.60	

表3 “1号水文地质剖面”³H 同位素测试结果
Tab.3 The test results of Tritium isotope along
the “Hydrogeological Section No. 1”

地貌分区	样品编号	取样深度/m	T /TU	误差 /TU
强倾斜砾质平原	D2W01	156.5	23.8	1.1
	ZK1	145.0	17.8	1.1
	D2W05	140.0	18.4	1
	D2W21	120.0	42.3	1.5
	D2W20	80.0	30.3	1.2
	D2W25	120.0	25.4	1.2
	D2W22	14.0	20.5	1.1
缓倾斜含砾细土平原	H2W17	2.5	28.9	1.1
	G3W07	13.9	6.1	0.8
	H2W19	6.2	23.3	1.2
	G3W11	23.4	4.6	0.7
	K2W02	14.1	18.4	1.1
冲洪积细土平原	ZK3-2	100.0	8.3	0.9
	K2W06	10.0	1.3	0.6

差,在正式取样前使用样品原液经过至少3次清洗,然后采集,尽量使瓶内不留气泡,采用分子生化级美国 Parafilm 封口膜进行外围瓶盖封口,为了保持水样的自然属性,对样品不添加任何保存剂和防腐剂。

2.2 现场测试

在采样过程中,使用电子温度计测量水体温度;使用美国哈希水质分析仪,测量水体 pH、浑浊度、电导率、溶解氧。

2.3 室内测试

将水样带回,测试 K^+ 、 Na^+ 、 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 、 Cl^- 、 SO_4^{2-} 、 HCO_3^- 、TDS、矿化度等指标,交由具有地质实验测试甲级、国家级计量认证的中国地质调查局西安地质调查中心实验室进行分析,同位素由国土资源部地下水矿泉水及环境监测中心测试。

3 分析与讨论

3.1 典型剖面水化学特征

“1号水文地质剖面”位于伊犁-巩乃斯河谷的最西部,也是伊犁河流域的下游。剖面形态大致与伊犁河流向相垂直。伴随着地形坡度(北倾南缓)的变化,典型剖面的地貌类型表现出较好的级次性。从北向南地貌类型依次为强倾斜砾质平原、缓倾斜含砾细土平原以及冲洪积细土平原。

据测试结果,“1号水文地质剖面”上潜水 K^+ 变化范围为 $1 \sim 3.3 \text{ mg} \cdot \text{L}^{-1}$,其中3种地貌类型(强倾斜砾质、缓倾斜含砾细土、冲洪积细土平原)变化

范围分别为 $1.1 \sim 2.5 \text{ mg} \cdot \text{L}^{-1}$ 、 $2.2 \sim 3.3 \text{ mg} \cdot \text{L}^{-1}$ 、 $1.0 \sim 2.2 \text{ mg} \cdot \text{L}^{-1}$ 。 K^+ 在3种地貌类型中变化幅度都不大,这是由于 K^+ 是比较稳定的物质。 K^+ 总体上表现出增加-减少-增加-减少的趋势。 Ca^{2+} 变化范围为 $33.7 \sim 108.2 \text{ mg} \cdot \text{L}^{-1}$,在3种地貌类型中变化范围分别为 $33.7 \sim 100.2 \text{ mg} \cdot \text{L}^{-1}$ 、 $40.1 \sim 108.2 \text{ mg} \cdot \text{L}^{-1}$ 、 $44.1 \sim 56.1 \text{ mg} \cdot \text{L}^{-1}$ 。 Na^+ 变化范围为 $11.4 \sim 57.0 \text{ mg} \cdot \text{L}^{-1}$,其中在3种地貌类型上变化范围分别为 $11.4 \sim 34.3 \text{ mg} \cdot \text{L}^{-1}$ 、 $19.7 \sim 57.0 \text{ mg} \cdot \text{L}^{-1}$ 、 $25.3 \sim 34.4 \text{ mg} \cdot \text{L}^{-1}$ 。相比 K^+ 而言, Ca^{2+} 和 Na^+ 的变化幅度较大,导致这种结果的主要原因是, Ca^{2+} 和 Na^+ 随地下水流动过程中较为频繁的 $Ca-Na$ 交换,加上含水介质在3种地貌类型中所含的 Ca^{2+} 和 Na^+ 的物质丰度不同,以及地下水在不同的地貌单元的运动速率(地下水在含水层中滞留时间不同)等,都是导致上述现象的原因。 Mg^{2+} 变化范围为 $5.3 \sim 38.9 \text{ mg} \cdot \text{L}^{-1}$,其中在3种地貌类型中变化范围分别为 $5.3 \sim 29.2 \text{ mg} \cdot \text{L}^{-1}$ 、 $19.4 \sim 38.9 \text{ mg} \cdot \text{L}^{-1}$ 、 $12.2 \sim 35.0 \text{ mg} \cdot \text{L}^{-1}$ 。变化幅度稍大。 Cl^- 变化范围为 $7.1 \sim 31.9 \text{ mg} \cdot \text{L}^{-1}$,在3种地貌类型中变化范围分别为 $7.1 \sim 26.9 \text{ mg} \cdot \text{L}^{-1}$ 、 $14.2 \sim 31.9 \text{ mg} \cdot \text{L}^{-1}$ 、 $14.2 \sim 28.4 \text{ mg} \cdot \text{L}^{-1}$ 。 SO_4^{2-} 变化范围为 $32.7 \sim 172.9 \text{ mg} \cdot \text{L}^{-1}$,在3种地貌类型中变化范围分别为 $32.7 \sim 124.9 \text{ mg} \cdot \text{L}^{-1}$ 、 $86.5 \sim 172.9 \text{ mg} \cdot \text{L}^{-1}$ 、 $42.39 \sim 9.9 \text{ mg} \cdot \text{L}^{-1}$ 。 HCO_3^- 变化范围为 $100.1 \sim 299.0 \text{ mg} \cdot \text{L}^{-1}$,在3种地貌类型中变化范围分别为 $100.12 \sim 92.9 \text{ mg} \cdot \text{L}^{-1}$ 、 $268.5 \sim 299.0 \text{ mg} \cdot \text{L}^{-1}$ 、 $207.5 \sim 246.5 \text{ mg} \cdot \text{L}^{-1}$ 。3种阴离子在不同地貌单元中变化幅度稍大。

地下水矿化度是一个重要参数,在3种不同地貌类型(强倾斜砾质、缓倾斜含砾细土及冲洪积细土平原区)自北向南演化特征见图1。

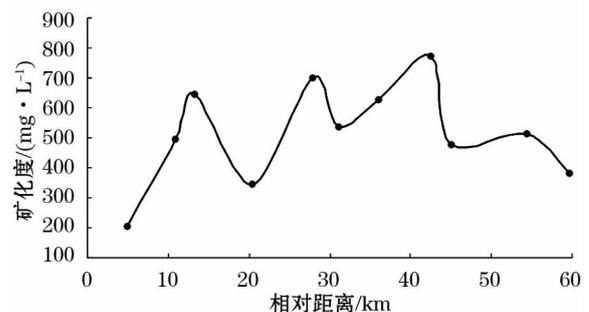


图1 “1号水文地质剖面”潜水矿化度自北向南沿途变化
Fig.1 Change of groundwater salinity along the “Hydrogeological Section No. 1” from the north to the south

图 1 表明,在强倾斜砾质平原区,含水层岩性以卵砾石为主,孔隙度较大,受地形影响地下水的流速较大,地下水在含水层的滞留时间较短,地下水矿化度开始比较小,为 $156.2 \text{ mg} \cdot \text{L}^{-1}$,随着地下水的流动,矿化度出现了上升达到 $497.7 \text{ mg} \cdot \text{L}^{-1}$ (D2W22)。该点处于强倾斜砾质平原与缓倾斜含砾细土平原交界部位附近,是地下水的排泄区。在缓倾斜含砾细土平原区,含水层岩性以砂卵砾石为主,孔隙度变小,地下水流速有所减缓,在含水层的滞留时间有所延长,地下水矿化度波动较大,最大值达到 $771.1 \text{ mg} \cdot \text{L}^{-1}$ (L3W02),该点处于缓倾斜含砾细土平原与冲洪积细土平原区交界部位附近,是地下水的又一排泄区。进入冲洪积细土平原区,含水层岩性以中砂、细砂为主,由于在冲洪积平原区分布有沙漠区,导致矿化度出现了一定降低趋势,在 $278.8 \sim 389.0 \text{ mg} \cdot \text{L}^{-1}$ 。

由北向南水化学类型依次为 $\text{HCO}_3 - \text{Ca}$ 、 $\text{HCO}_3 - \text{SO}_4 - \text{Ca} - \text{Mg}$ 、 $\text{HCO}_3 - \text{SO}_4 - \text{Ca} - \text{Na}$ 型。水化学类型能够在一定程度上反应地下水盐分迁移特征,北部强倾斜砾质平原区为地下水的补给区,地下水与岩石接触时间较短,为地下水盐分溶滤带。中部为缓倾斜含砾细土平原区,水-岩接触时间有所延长,为地下水盐分迁移带。南部为冲洪积细土平原区,地势最低,水岩接触时间较长,为地下水盐分聚集带。

3.2 典型剖面同位素特征

3.2.1 氢氧稳定同位素特征 图 2 显示, δD 及 $\delta^{18}\text{O}$ 在自北向南沿途变化过程中,其值变化不大。但水样 K2W10 的 δD 及 $\delta^{18}\text{O}$ 出现了较大幅度的升高,结合表 3 数据及水文地质条件可以发现,首先 K2W10 地下水水位埋深仅有 3 m,蒸发浓缩作用强烈。其次该点是缓倾斜含砾细土平原与冲洪积细土平原的分界部位,由于沉积颗粒变细,其地下水运动明显受阻,地下水位上升,导致此处的 δD 及 $\delta^{18}\text{O}$ 显著升高。大多数水样点落在了当地大气雨水线方程附近,说明,“1 号水文地质剖面”潜水大都来自当地大气降水。

3.2.2 氩同位素特征 图 3 表明,强倾斜砾质平原 ^3H 在 $17.8 \sim 42.3 \text{ TU}$,缓倾斜含砾细土平原 T 在 $4.6 \sim 23.3 \text{ TU}$,冲洪积细土平原 T 在 $1.3 \sim 8.3 \text{ TU}$,所以,从北向南 T 是逐渐减小的。经验表明,当氩含量大于 1 TU 时,相当部分的地下水则来自 1952 年以后的补给。据此可以推断,“1 号水文地质剖

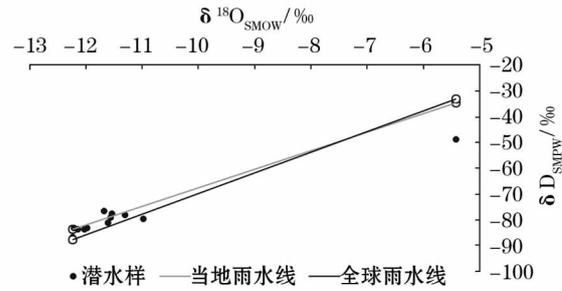


图 2 “1 号水文地质剖面”潜水 $\delta\text{D} - \delta^{18}\text{O}$ 关系图

Fig. 2 The $\delta\text{D} - \delta^{18}\text{O}$ relationship along the “Hydrogeological Section No. 1”

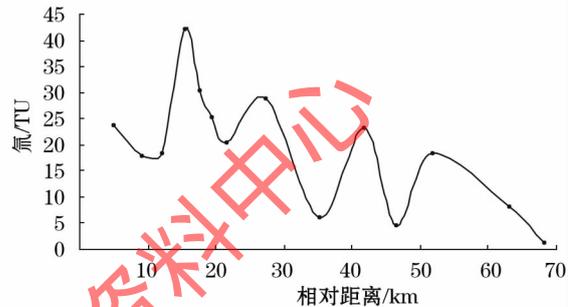


图 3 “1 号水文地质剖面” ^3H 沿程变化规律

Fig. 3 The change of ^3H along the “Hydrogeological Section No. 1”

面”潜水为 1952 年以来的地下水,属于比较年轻的地下水。

3.3 典型剖面地下水流系统划分及特征

采用剖面二维流模拟方法,通过构建非均质各向同性二维稳定流数学模型,对“1 号水文地质剖面”进行数值模拟。根据所建模型计算出剖面水头分布,地下水水头自北部山区向南部平原区呈下降趋势。且降幅较大。

根据地下水流的源汇项之间的关系,依据 Toth 提出的基于重力驱动的区域地下水流理论,地下水流系统是具有统一的地下水流场,沿着水流方向,水量、盐量与热量发生规律性的演变,表现出统一的时空有序结构。地下水流系统主要受含水系统结构、补给条件和地下水头高程控制,不同级次的地下水分水岭控制着不同规模的地下水流系统,并且一个地下水流系统构成了相对独立的地下水循环区域。结合实际水文地质条件、水化学、同位素以及二维数值模拟等信息,“1 号水文地质剖面”在 62 团附近、三道河子附近均出现地下水排泄带,故以 62 团、三道河子为分界点,将“1 号水文地质剖面”地下水流系统划分为 3 个级次:分别为局部地下水流循环系统、中间地下水流循环系统和区域地下水流循环系统。

表 4 “1 号水文地质剖面”3 级地下水循环系统特征

Tab. 4 Characteristics of the three-stage groundwater circulation system along the “Hydrogeological Section No. 1”

特征项目	局部循环系统	中间循环系统	深部循环系统
地貌类型	强倾斜砾质平原	缓倾斜含砾细土平原	冲洪积细土平原
补、径、排	补给区	径流区	排泄区
水交替	积极交替带	中间交替带	缓慢交替带
水-岩作用	溶滤	阳离子交替吸附	蒸发浓缩
水化学类型	HCO ₃ - Ca	HCO ₃ - SO ₄ - Ca - Na	HCO ₃ - Ca - Mg - Na
盐分迁移特征	盐分溶滤带	盐分迁移带	盐分聚集带
循环路径	较短	较长	最长
循环深度/m	<100	100~200	>300
径流速率/(m·d ⁻¹)	>0.5	0.1~0.5	<0.1
循环周期/a	5~10	30~40	约20 000
涌水量/(m ³ ·d ⁻¹)	2 880.00~4 320.00	1 532.31~3 232.43	452.88~1 389.36

根据所建立的地下水流数值模型,据达西定律: $V = KJ$, 可得到剖面上的流速分布状态,结合实际情况,将 $>0.5 \text{ m} \cdot \text{d}^{-1}$ 划分为强径流区,地下水化学类型主要为 HCO₃ - Ca。从地下水盐分迁移特征角度来看,浅部强径流区为地下水盐分溶滤带,水质优良,据抽水试验数据,涌水量在 $2\ 880.00 \sim 4\ 320.00 \text{ m}^3 \cdot \text{d}^{-1}$ 。将 $0.1 \sim 0.5 \text{ m} \cdot \text{d}^{-1}$ 划分为中等径流区,地下水化学类型主要为 HCO₃ - SO₄ - Ca - Na, 中部中等径流区为地下水盐分迁移带,水质较好,涌水量在 $1\ 532.31 \sim 3\ 232.43 \text{ m}^3 \cdot \text{d}^{-1}$ 。将 $<0.1 \text{ m} \cdot \text{d}^{-1}$ 划分为弱径流区,水化学类型主要为 HCO₃ - Ca - Mg - Na, 深部弱径流区为地下水盐分聚集带,水质较好,涌水量在 $452.88 \sim 1\ 389.36 \text{ m}^3 \cdot \text{d}^{-1}$ 。

根据水文地质基本概况,综合运用水化学、同位素以及剖面二维流数值模拟等方法,精细解剖了研究区“1 号水文地质剖面”,现将“1 号水文地质剖面”3 级循环系统主要特征列于表 4。

4 结论

(1) “1 号水文地质剖面”自北向南呈现出较好的地貌级次性,自北向南依次为强倾斜砾质平原、缓倾斜含砾细土平原以及冲洪积细土平原,沉积颗粒由粗变细,地形坡度由大变小,地下水动力条件由强变弱。

(2) “1 号水文地质剖面”主要阴、阳离子自北向南呈现出同步的变化规律,由北向南水化学类型依次为 HCO₃ - Ca、HCO₃ - SO₄ - Ca - Mg、HCO₃ - SO₄ - Ca - Na 型。

(3) δD 及 $\delta^{18}\text{O}$ 在自北向南沿途变化过程中,其值变化不大。由于水样 K2W10 地下水埋深变

浅,蒸发作用强烈,导致其 δD 及 $\delta^{18}\text{O}$ 出现了较大幅度的升高。³H 测试结果表明,“1 号水文地质剖面”潜水为 1952 年以来的地下水,属于比较年轻的地下水。

(4) “1 号水文地质剖面”自北向南水头逐渐降低,降幅较大,北部山区与伊犁河排泄区降幅最大,达 300 m。划分为 3 级循环系统,依次为局部地下水流循环系统、中间地下水流循环系统和区域地下水流循环系统。其循环周期依次为 5~10 a、30~40 a 和 20 000 a 左右。与此相对应,划分为浅部强径流区、中部中等径流区和深部弱径流区,径流速率依次为 $>0.5 \text{ m} \cdot \text{d}^{-1}$ 、 $0.1 \sim 0.5 \text{ m} \cdot \text{d}^{-1}$ 及 $<0.1 \text{ m} \cdot \text{d}^{-1}$ 。

(5) 根据局部、中间及区域地下水流循环系统的盐分迁移、水质、涌水量以及补、径、排,地下水年龄等循环特征,建议生产、生活用水优先开发利用浅、中部地下水循环系统。在不破坏深部循环地下水系统前提下,可合理开发深部循环地下水,保护好深部循环地下水,防止受到污染。

参考文献 (References):

- [1] 张光辉,刘少玉,张翠云,等. 黑河流域地下水循环演化规律研究[J]. 中国地质, 2004, 31(3): 289 - 293. [Zhang Guanghui, Liu Shaoyu, Zhang Cuiyun, et al. Study on the evolution of groundwater in Heihe basin [J]. China Geology, 2004, 31(3): 289 - 293.]
- [2] 张光辉,陈宗宇,费宇红. 华北平原地下水形成与区域水文循环演化的关系[J]. 水科学进展, 2000, 11(4): 415 - 420. [Zhang Guanghui, Chen Zongyu, Fei Yuhong. Groundwater in the North China Plain formation and the evolution of the regional hydrological cycle in the relationship [J]. Water Science Progress, 2000, 11(4): 415 - 420.]
- [3] 王宇航. 格尔木河流域地下水化学演化规律和水循环模式 [D]. 西安: 长安大学, 2014. [Wang Yuhang. Golmud River Ba-

- sin Groundwater Chemical Evolution Law and Water Circulation Model[D]. Xi'an: Chang'an University, 2014.]
- [4] Tóth J. A theory of groundwater motion in small basins in central Alberta, Canada [J]. *Journal of Geophysical Research*, 1962, 67: 4 375 - 4 387.
- [5] Tóth J. A theoretical analysis of groundwater flow in small drainage basins[J]. *Journal of Geophysical Research*, 1963, 68(16): 4 795 - 4 812.
- [6] 将小伟, 万历, 王旭升. 区域地下水理论进展[M]. 北京: 地质出版社, 2013: 1 - 4. [Jiang Xiaowei, Wan Li, Wang Xusheng. *Advances in Regional Groundwater Flow Theory*[M]. Beijing: Geological Publishing House, 2013: 1 - 4.]
- [7] 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: 67 - 72. [Hou Guangcai, Zhang Maosheng, Liu Fang, et al. *Research on Groundwater Exploration in Ordos Basin*[M]. Beijing: Geological Publishing House, 2008: 67 - 72.]
- [8] Freeze R A, Witherspoon P A. Theoretical analysis of regional groundwater flow: Effect of water-table configuration and subsurface permeability variations [J]. *Water Resource Research*, 1967, 3: 623 - 634.
- [9] Tóth J. Cross-formational gravity-flow of groundwater: A mechanism of the transport and accumulation of petroleum (The generalized hydraulic theory of petroleum migration)[C]//Roberts W H I, Cordell R J. *Problems of Petroleum Migration*. The American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, Oklahoma, USA, 1980: 121 - 167.
- [10] Tóth J. Groundwater as a geological agent; An overview of the cause, process, and manifestations [J]. *Hydrogeology Journal*, 1999, 7(1): 1 - 14.
- [11] 徐娇媚, 徐文修, 张富纬, 等. 近 50 a 伊犁河谷 $\geq 0\text{ }^{\circ}\text{C}$ 和 $\geq 10\text{ }^{\circ}\text{C}$ 期间降水量的时空变化特征分析[J]. *新疆农业科学*, 2013, 50(10): 1 806 - 1 813. [Xu Jiaomei, Xu Wenxiu, Zhang Fuwei, et al. Temporal and spatial variation characteristics of precipitation in recent 50 years, the Yili River Valley is more than or equal to $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ and is more than or equal to $10\text{ }^{\circ}\text{C}$ during analysis [J]. *Xinjiang Agricultural Science*, 2013, 50(10): 1 806 - 1 813.]
- [12] 伊犁地区水利电力勘测设计院. 新疆伊犁地区地下水资源[R]. 伊犁: 伊犁地区水利电力勘测设计院, 1990. [Yili Area Water Conservancy and Electric Power Survey and Design Institute. *Groundwater Resources in Yili Area, Xinjiang*[R]. Yili: Yili Area Water Conservancy and Electric Power Survey and Design Institute, 1990.]
- [13] 伊犁哈萨克自治州国土资源(上册)[M]. 合肥: 黄山出版社, 1993: 138 - 161. [Land and Resources of Yili Kazak Autonomous Prefecture (1) [M]. Hefei: Mount Huangshan Press, 1993: 138 - 161.]
- [14] 新疆师范大学地理系. 伊犁河谷土地资源开发研究[J]. *新疆环境保护*, 1993(4): 15 - 18. [Department of Geography, Xinjiang Normal University. *Yili river valley land resources development research*[J]. *Xinjiang Environmental Protection*, 1993(4): 15 - 18.]
- [15] 中国科学院新疆地理研究所. 天山山体演化[M]. 北京: 科学出版社, 1986: 126 - 129. [Xinjiang Institute of Geography, Chinese Academy of Sciences. *Evolution of Tianshan Mountains*[M]. Beijing: Science Press, 1986: 126 - 129.]

Evolution of Groundwater Circulation in the Yili River Valley in Xinjiang

SHAO Jie^{1,2}, LI Ying^{3,4}, HOU Guang-cai³, WANG Wen-ke⁴, ZENG Lei^{3,4}, DUAN Lei⁴

(1. *Cores and Samples Center of Land & Resources (CSCLR), China Geological Survey (CGS), Sanhe 065201, Hebei, China;*

2. *Qinhuangdao Sea Level Monitoring Station, Cores and Samples Center of Land & Resources (CSCLR), China Geological Survey (CGS), Qinhuangdao 066002, Hebei, China;*

3. *Xi'an Center of Geological Survey, China Geological Survey (CGS), Xi'an 710054, Shaanxi, China;*

4. *College of Environmental Science and Engineering, Chang'an University, Xi'an 710054, Shaanxi, China)*

Abstract: Based on the theory of regional groundwater flow, water chemistry and isotope analysis, the groundwater flow numerical simulation and other methods were used to study the groundwater chemistry, isotope and groundwater flow system in the Yili River Valley. The results showed that the main negative and positive ions from the north to the south changed synchronously, and the chemical types from the north to the south were in an order of $\text{HCO}_3 - \text{Ca}$, $\text{HCO}_3 - \text{SO}_4 - \text{Ca} - \text{Mg}$ and $\text{HCO}_3 - \text{SO}_4 - \text{Ca} - \text{Na}$. $\delta^2\text{H}$ and $\delta^{18}\text{O}$ changed slightly from the north to the south. Groundwater along the "Hydrogeological Section No. 1" was recharged since 1952. The groundwater circulation system was divided into three stages, i. e. the local, intermediate and regional stages. The periods of water cycle were 5 - 10 a, 30 - 40 a and 20 000 a respectively. Correspondingly, the study area was divided into the shallow strong runoff area, central intermediate runoff area and the deep weak runoff area, and the runoff rates in these areas were $>0.5\text{ m} \cdot \text{d}^{-1}$, $0.1 - 0.5\text{ m} \cdot \text{d}^{-1}$ and $<0.1\text{ m} \cdot \text{d}^{-1}$ respectively. It was suggested to preferentially exploit and utilize shallow and intermediate cycle groundwater and well conserve deep cycle groundwater.

Key words: regional groundwater flow; water flow theory; groundwater flow system; groundwater cycle; water chemistry; isotope; Yili River Valley; Xinjiang