

石羊河流域地下水化学演变对水循环更新响应及模拟*

王利书 唐泽军 张 昕

(中国农业大学水利与土木工程学院, 北京 100083)

摘要: 采用水文地质调查和水化学技术,通过对石羊河流域山前和中游武威盆地地下水的补径排关系及水化学模拟研究,探讨了该地区地下水化学演化规律对水循环更新的响应。研究表明,流域地下水从上游到下游矿化度逐渐升高,溶解性总固体(TDS)质量浓度在 131 ~ 1 750 mg/L 之间;水化学类型呈现明显分带特征,从 $\text{HCO}_3^- - \text{SO}_4^{2-} - \text{Ca}^{2+} - \text{Mg}^{2+}$ 型逐渐转换为 $\text{SO}_4^{2-} - \text{HCO}_3^- - \text{Mg}^{2+} - \text{Ca}^{2+}$ 型。利用 GIS 软件中的 Kriging 空间插值方法对研究区 1989—2009 年 TDS 进行模拟,结果显示:在时间上,随着年份增加,盆地南部地下水 TDS 值由于降水和融水的冲释,呈减小趋势,中部先升高后下降;在空间上,自山口沿径流方向,TDS 质量浓度逐渐增大。由于河流渗漏对地下水的补给作用,石羊河河床带 TDS 质量浓度明显偏低。地下水储水量和地下水埋深下降速率分别为 $3.04 \times 10^8 \text{ m}^3/\text{a}$ 和 0.47 m/a 。随着地下水位埋深的增大,TDS 质量浓度呈减小趋势,降低速率在 $11.12 \sim 50.41 \text{ mg}/(\text{L} \cdot \text{a})$ 之间。

关键词: 地下水化学 溶解性总固体 演化规律 水循环 模拟

中图分类号: P342; P641 **文献标识码:** A **文章编号:** 1000-1298(2014)02-0141-08

引言

甘肃省石羊河流域是典型的内陆干旱半干旱气候,降雨少且分布不均,温度高蒸发强烈,严重的生态环境问题引起越来越多的关注^[1-2]。天然水化学成分在一定程度上记录着水分运移、转化的历史,因此,开展地下水化学成分的演化特征及其规律研究,对认识地下水循环过程、科学管理流域水资源及生态环境保护等方面都具有重要作用^[3-6]。

20 世纪 70 年代以来,西北干旱区水资源问题已经引起学术界的广泛关注,有关部门和单位也进行了大量的水文地质调查和勘探研究工作,并取得了一系列研究成果^[7-16]。

从山前到中游地区,地下水循环激烈,交替迅速,地下水化学特征变化较快,该区域的地下水化学特征是是整个流域水循环的主要特征。武威盆地作为石羊河流域的中游平原,其承接作用不可忽视,随着祁连山区补给水量的减少^[17]以及保证下游生态所必须的下泄水量^[18],中游盆地的可用水量变得日益紧张,为了保证中游地区的经济正常发展,必须适当增加地下水的开采量,因此迫切需要开展山前和中游武威盆地地下水循环交替研究。

本文通过对地下水的水化学特征进行分析,研

究水化学演化规律,旨在通过对石羊河流域武威盆地水化学指标的研究,探讨石羊河流域地下水的水化学演化情况,阐明地下水质演化、补给、循环和混合过程,为地区水资源可持续发展提供科学依据。

1 研究区地质与水文地质

石羊河流域位于河西地区东部,乌鞘岭以西,祁连山北麓,即祁连山东段与巴丹吉林沙漠、腾格里沙漠南缘之间,总面积 $4.16 \times 10^4 \text{ km}^2$,地势南高北低,自西南向东北倾斜(图 1)。流域内大部分属于干旱气候区,太阳辐射强、日照充足,夏季短而炎热,冬季长而寒冷,温差大,降水少,蒸发强烈,空气干燥,仅南部祁连山区较为湿润,年降水量 200 ~ 800 mm,年蒸发量 2 000 ~ 3 000 mm。石羊河水系发源于祁连山,总径流量 $1.495 \times 10^9 \text{ m}^3/\text{a}$,其他小沟、小河及浅山区径流量为 $1.02 \times 10^8 \text{ m}^3/\text{a}$ 。石羊河水系总径流量 $1.597 \times 10^9 \text{ m}^3/\text{a}$ 。河水径流量的 65% 来自降水,其余来自山区的地下水(30%)和冰川融水(5%)。

祁连山是近代地壳强烈上升区,在山前大断裂的控制下,形成了山前凹陷带,其中武威盆地就处于此凹陷带之中。盆地内堆积了巨厚的第四系松散沉积物,厚度逾千米,为地下水的储存提供了良好的场

收稿日期: 2013-03-26 修回日期: 2013-04-28

* 国家自然科学基金资助项目(91125017)和水利部公益性行业科研专项资助项目(201301016-02)

作者简介: 王利书,博士生,主要从事区域水循环研究,E-mail: fc8232@126.com

通讯作者: 唐泽军,教授,博士生导师,主要从事水土保持与荒漠化防治工程以及水文与水资源研究,E-mail: tangzejun@sina.com

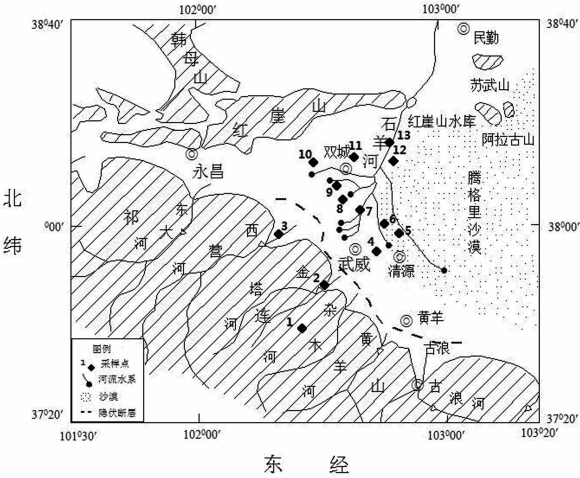


图 1 研究区位置和采样点图

Fig. 1 Geographic location of research area and water quality sampling point

所。根据水文地质特点,盆地可分为断层台阶带和盆地两部分。断层台阶带位于盆地南部,处于山前洪积扇的顶部,第四系厚度在 50 m 以下,含水层由砂砾卵石堆积物组成,地下水流通畅,富水性较差,是流域地下水的补给区。盆地部分为地下水富集带,由南向北含水层颗粒逐渐变细,为砂、砾砂、砂砾石、亚砂土、亚粘土互层的多层结构,地下水流逐渐变缓,水力梯度变小,地下水位升高,并且随着第四系基地的抬高,含水层埋深逐渐变浅,地下水由武威盆地中部溢出,成为石羊河流域的补给源。

石羊河流域含水层分浅层潜水层和深层承压水层,浅层潜水层主要为中、下更新统地层,深层承压水层主要为上更新统和上新世地层。祁连山区基岩裂隙水是流域地下水的主要补给源,多来自大气降水和冰雪融水入渗。大气降水的高程效应明显,每升高 500 m 降雨量增加 120 mm。山区地下水、地表水主要通过山区河流排泄,成为武威盆地平原区地下水的主要补给源。武威盆地地下水一部分消耗于开采、蒸发,一部分通过地表径流进入下游盆地。水文地质剖面如图 2 所示。

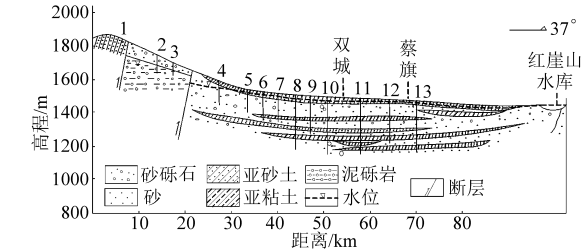


图 2 武威盆地水流路剖面图

Fig. 2 Hydrogeological cross-section of Wuwei Basin

2 材料与方法

根据研究区的地形地貌和水文地质等资料,选

择祁连山山前至红崖山水库的一条径流剖面为采样位置,采样数量为 13 组。采集过程中用 GPS 定位仪记录样点位置。现场分别测定井深、经度、纬度、地下水位埋藏深度、水温、酸碱度(PH 值)等。采集水样时,先将经过处理的样品瓶用水样冲洗 3 次,然后装样密封,带回实验室后低温保存,直至分析。样品的阴阳离子在中国农业大学中国农业水问题研究中心分析, Ca^{2+} 、 Na^{+} 、 K^{+} 、 Mg^{2+} 、 SO_4^{2-} 、 Cl^{-} 、 NO_3^{-} 用 ICS-1500 型离子色谱仪测定; CO_3^{2-} 、 HCO_3^{-} 采用酸碱滴定法。离子测定前用 0.45 μm 的过滤膜过滤后直接进样分析。TDS(溶解性总固体)委托清华大学环境质量检测中心用重量法测定,将水样用滤膜(孔径 0.45 μm)过滤后,用无分度吸管吸取过滤水样 100 mL 于蒸发皿中,进行测定。采样点如图 1、图 2 所示,图中数字 1~13 为样点编号。

3 结果与讨论

3.1 地下水补、径、排关系

3.1.1 地下水补给

祁连山降水和冰川资源丰富,是流域水资源的形成区,山前地下水主要接受降水和冰雪融水的渗入补给。大气降水降到地表后,在汇集地表径流的过程中,沿山体基岩的裂隙和断层破碎带渗入地下,补给地下水。地下水接受补给后,在基岩裂隙中由水位较高处向水位较低处径流,经过短途径流,在深切的沟谷中以下降泉形式进行排泄,最终汇入沟谷中的地表水流。山区河流从源头向下游流动过程中水量逐渐增大,其主要原因就是沿途不断接受山区地下水排泄补给所造成的。研究区多年平均降雨量为 165 mm,多年平均蒸发量为 1 913 mm。

3.1.2 地下水径流

山区河流出山后进入武威盆地,在盆地南部山前冲洪积扇带,分布大厚度的第四系松散沉积物,含水层岩性主要为砂砾卵石及砂砾石,透水性极强,河道和农田灌溉水等大量渗漏入渗补给地下水。除河水入渗补给地下水外,低山丘陵区 and 山前地带的季节性河流在雨季汇集的暴雨洪流流出山口后入渗补给、山区河流出口以下地段引水渠系入渗补给以及山区地下水的侧向径流补给,也是山前平原区地下水的重要补给项。地下水径流系统在向下游径流的过程中不断接受河流的渗漏补给和农田灌溉入渗补给,通过河床溢流、人工开采的形式排泄,盆地平原区地下水以垂向运动为主。

武威盆地的主要河流有杂木河、西营河、金塔河、黄羊河和古浪河,5 条河流汇成石羊河干流流入红崖山水库后进入民勤。5 条河的总径流量如图 3

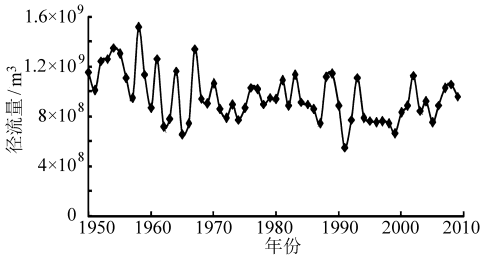


图3 研究区5条河径流量

Fig. 3 Runoff of five rivers in research area

所示。1950—2010 年平均径流量为 $9.6 \times 10^8 \text{ m}^3$ 。

3.1.3 地下水排泄

盆地尾间是地下水的主要排泄区,盆地北端地下水随基底抬升而上升溢出,转化为地表水流入红崖山水库。红崖山水库年入库流量如图4所示。

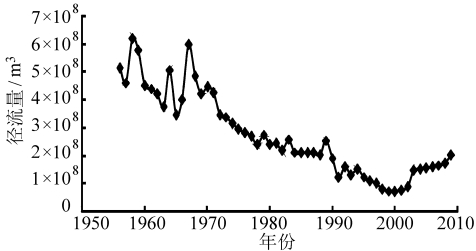


图4 红崖山水库入库流量

Fig. 4 Water quantity flow in Hongyashan Reservoir

灌溉开采是另一种主要的排泄方式。武威盆地灌溉面积为 $139\,513.33 \text{ hm}^2$,有效灌溉面积为 $60\,493.33 \text{ hm}^2$ 。开采量如图5所示。

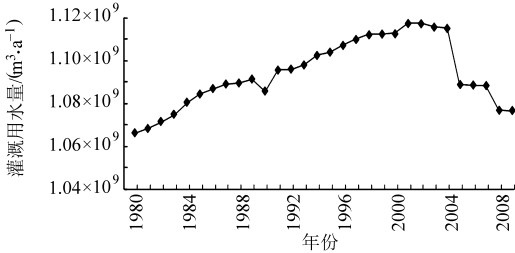


图5 研究区地下水开采量

Fig. 5 Groundwater with drawal in research area

3.1.4 地下水均衡

地下水储水量变化根据研究区来水和排泄水均衡计算,地下水均衡的数学模型为

$$W = X + Y + I + G - (Q + Z + S)$$

- 式中 W ——均衡期始、末储量变化量, m^3/a
 X ——降水及凝结水入渗量, m^3/a
 Y ——河渠水入渗量, m^3/a
 I ——田间灌溉水入渗量, m^3/a
 G ——地下水侧向流入量, m^3/a
 Q ——地下水开采量, m^3/a
 Z ——地下水蒸发蒸腾量, m^3/a
 S ——地下水侧向流出量, m^3/a

根据水均衡计算,得到研究区地下水储水量变

化如图6所示,从1981—2009年,几十年来地下水储水量在逐渐下降,下降速率为 $3.04 \times 10^8 \text{ m}^3/\text{a}$ 。原因一方面是来水的减少,一方面是地下水的开采。由于人们过度追求经济快速增长和生活质量改善,很大程度上忽略了生态环境能承受的极限,对地下水资源进行不合理的开发利用,导致地下水位下降。

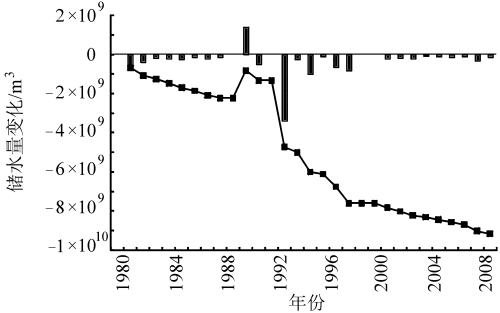


图6 研究区地下水储水量变化

Fig. 6 Variation of water storage capacity of groundwater

3.2 地下水化学的时空变化特征

2009年水流剖面上TDS的变化情况如图7所示。由图可知,沿水流方向TDS质量浓度呈递增趋势,越往下游地下水矿化程度越高,水质越差。山前水样的TDS质量浓度为 $131 \sim 444 \text{ mg/L}$,此处多为雨水或冰雪融水,水质好,属淡水区;中游盆地的地下水TDS质量浓度在 $500 \sim 1\,000 \text{ mg/L}$ 之间,补给来源主要是山区径流,由于蒸发和水岩作用,以及人类活动的影响,地下水水质变差。

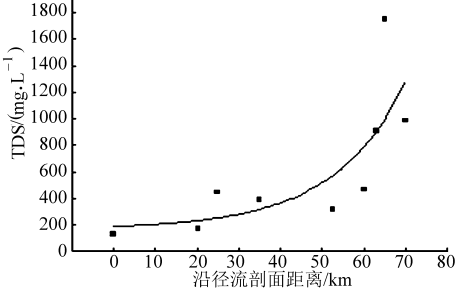


图7 研究区剖面TDS变化

Fig. 7 TDS variation tendency along cross-section

地下水埋深的变化是地下水化学特征变化的直接影响因素,沿径流剖面,地下水位埋深逐渐降低,山前径流汇集成石羊河,流入红崖山水库,水流带着盐分不断向下游累积,矿化度不断增大。

地下水TDS等值线如图8所示,从山前到中游盆地TDS呈现明显分带特征,沿石羊河河床地带地下水TDS值偏低,而河流两侧灌区TDS质量浓度较高,清源灌区和永昌灌区出现了峰值点,TDS质量浓度分别为 $1\,480 \text{ mg/L}$ 和 $1\,750 \text{ mg/L}$,这两处都处于灌区中心,地下水开采较频繁,属于咸水区;东部沙漠边缘处地下水TDS质量浓度较高,为 $1\,063 \text{ mg/L}$,原因是随着地下水埋深的增大,此处补给较少,TDS

不断增大。

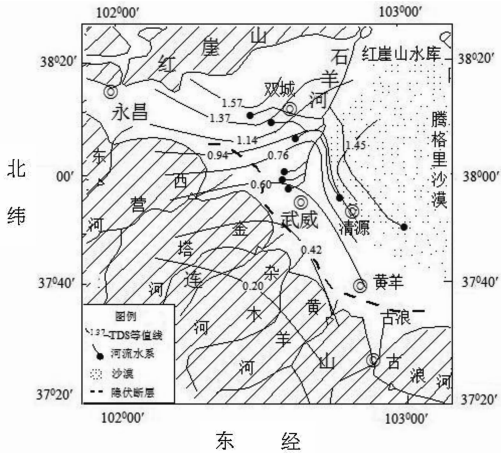


图 8 研究区地下水 TDS 等值线图

Fig. 8 TDS contours of groundwater in study area

地下水矿化度受气候、人类活动、地下径流侧向补给等因素的影响。地下水由南向北运移过程中，一部分水蒸散发到大气中，一部分不断地把盐分从补给区及含水层深部淋滤出来，使得盐分沿径流迁移，矿化度逐渐升高。在灌区，大面积使用地下水灌溉，水交替频繁，使得地下水中的盐分经蒸发、下渗后大量残留在土壤表层，使得土地向着盐碱化方向发展。来水的减少也是地下水矿化度增大的原因之一，研究区年降水呈减小趋势，地表径流量不足用于淡化地下水，加上蒸发剧烈，盐分不断被累积。近年来，随着工业的发展，环境污染越来越严重，使得地表水和土壤表层被严重污染，由渗漏水岩相互作用的间接污染地下水，进一步使地下水水质变坏，矿化度升高。

由 1989、1999 和 2009 年的 TDS 数据(图 9)比较发现，从时间变化来看，盆地南部 TDS 质量浓度随年代增加呈逐渐降低趋势，这主要是由于山前是产流区，地下水不断受到山上来水的冲释作用，而且农业灌溉等人类活动较少；盆地北部在 2000 年前为了经济发展，过度开采地下水，形成较多局部高矿化

区，并且 TDS 质量浓度逐渐升高，自 2000 年实施关井压田措施后，各灌区地下水水质情况有所改善，随着石羊河流入红崖山水库的水量增加，盆地咸水面积由西南向东北不断推进。

在空间分布上，河流出口口的地下水 TDS 质量浓度较小，属于水质较好的淡水或低矿化水区，其原因主要是山区径流的淋洗作用。淡潜水和低矿化潜水，同样发育在河床之下。盆地中部石羊河河床位置，地下水 TDS 质量浓度比两侧灌区小得多，这是因为含水岩石的良好渗透性使得河床径流影响地下水 TDS 的分布情况。在清源灌区、永昌灌区和清河灌区因为地下水开采量大，而且比较频繁，地下水 TDS 质量浓度比较大，属于高矿化水，矿化度高的原因除水与渍盐岩石的相互作用外，还受到强烈地蒸发而引起的矿物质浓度增加的影响。

3.3 地下水化学类型

对 2009 年数据进行水化学分析，Piper 三线图如图 10 所示。从图中看出，研究区地下水大部分属于重碳酸盐类，阳离子以钙类型为主。在山前地区， Ca^{2+} 和 HCO_3^- 离子优势明显，分别占 60% ~ 80% 和 50% ~ 70%，属于重碳酸类型淡水；在中游地区， SO_4^{2-} 离子含量逐渐增大，占 30% ~ 60%，开始占据主导地位，阳离子仍以 Ca^{2+} 和 Mg^{2+} 为主，分别占 50% ~ 70% 和 20% ~ 40%， Cl^- 离子含量有所增加，占 20% 左右，尤其是灌区中心部分的地下水 Cl^- 离子含量和 TDS 质量浓度相对较高，占 25% 左右，主要原因是这些点埋深较浅，蒸发强烈，灌溉水反复蒸发入渗引起；在尾间地区， Na^+ 和 Cl^- 离子含量增加但不显著，分别占 20% ~ 50% 和 10% ~ 30%，仍以 SO_4^{2-} 离子为主，占 40% ~ 60%。按占主导地位的阴离子排序为： HCO_3^- 、 SO_4^{2-} 、 Cl^- ；阳离子排序为： Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 、 Na^+ 、 K^+ 。总的来说，在输入补给区属于重碳酸类型水，沿地下水流动方向变为硫酸类型水，在下游地区为硫酸-氯类型水。

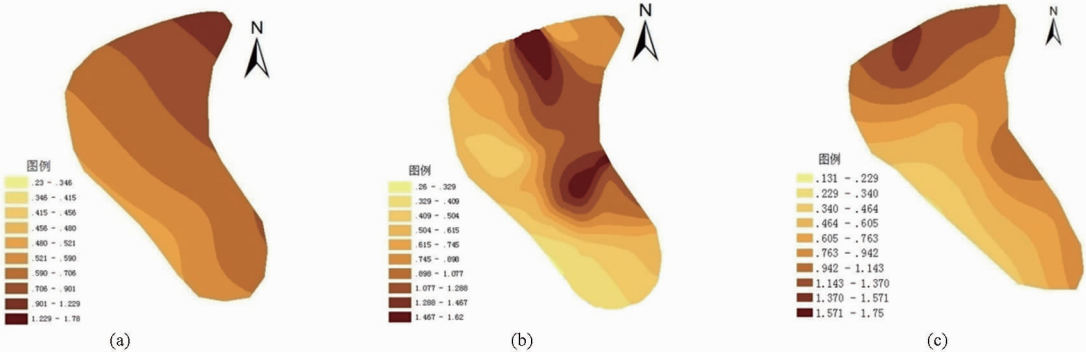


图 9 研究区 TDS 等值线图

Fig. 9 TDS contour line in 1989,1999 and 2009 of research area

(a) 1989 年 (b) 1999 年 (c) 2009 年

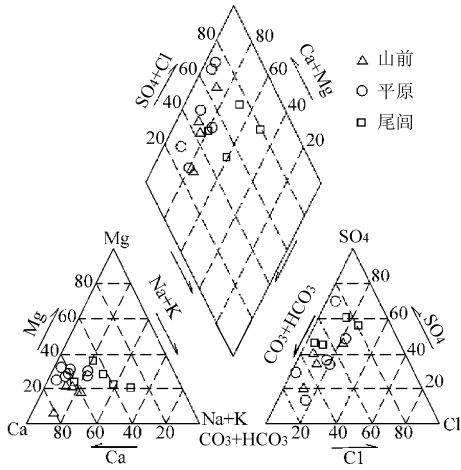


图 10 Piper 三线图

Fig. 10 Piper plot of chemical analysis

主要离子 HCO_3^- 、 SO_4^{2-} 、 Cl^- 、 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 、 Na^+ + K^+ 随年代变化情况如图 11 所示(从左至右分别为 1989、1999 和 2009 年)。在山前地区,由于山前来水的不断淋洗, HCO_3^- 离子从 1989—2009 年呈增大趋势;在平原区, HCO_3^- 离子在 1989—1999 年间呈增大趋势,1999—2009 年间则相反。1989—2009 年间, SO_4^{2-} 离子在山前地区不断减小,平原区整体变化不大,但研究区北部接近红崖山的金羊灌区地下水 SO_4^{2-} 含量呈不断增大趋势。在山前地区, Cl^- 离子在 1989—1999 年间变化不大,但在 1999—2009 年间增大趋势明显;在平原地区,北部 Cl^- 离子含量减小,接近沙漠地带的清源灌区地下水 Cl^- 离子含量

增大。 Ca^{2+} 离子,从 1989—2009 年,含量从山前向平原推移; Mg^{2+} 离子山前含量增大,平原减小; Na^+ + K^+ 离子含量从北部向南部推移。

HCO_3^- 离子主要分布在研究区的中北部, SO_4^{2-} 离子主要在中游平原, Cl^- 离子主要在灌区中心和沙漠边缘, Ca^{2+} 离子分布较均匀, Mg^{2+} 离子主要在中游平原和尾闾, Na^+ + K^+ 离子和 Cl^- 离子分布相同,主要在灌区中心和沙漠边缘等矿化比较严重的地带。

3.4 地下水循环交替与水化学变化关系

为了更好地分析研究区地下水埋深空间变化的差异,选择 1989、1999 和 2009 年 3 年数据为对比年,地下水位埋深分布如图 12 所示。研究区地下水埋深的基本规律是越远离石羊河流,地下水埋深越大,河流的侧渗作用形成一定宽度的淡化带。山前地带为流域的水源地,地下水埋深变化不大,在 50 ~ 100 m;武威盆地是流域经济状况最好、发展最为迅速的地区,由于大量扩大耕地面积,使得对于水资源的需求量急剧增加,通过引用山前平原地表水及开采地下水来满足需求,地下水位不断下降。地下水埋深在时间上呈现出显著下降趋势,30 年来地下水位下降了约 15 m,平均下降速率为 0.47 m/a,其中 1990—2000 年下降速率最快,达到 0.80 m/a,2000—2009 年下降速率缓慢,为 0.21 m/a。

图 13 为 1989、1999 和 2009 年地下水位埋深和 TDS 的关系,随着地下水位埋深的增大,TDS 值呈减

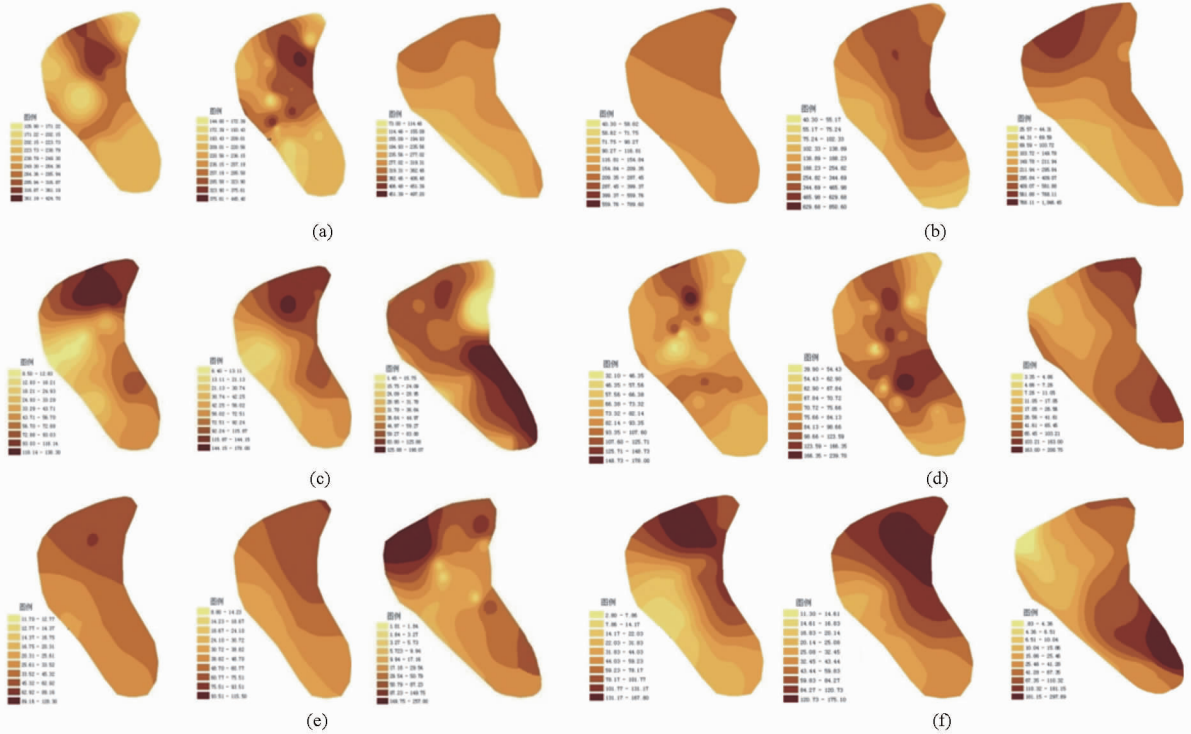


图 11 离子模拟图

Fig. 11 Simulation diagram of major ions HCO_3^- 、 SO_4^{2-} 、 Cl^- 、 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 、 Na^+ + K^+

(a) HCO_3^- (b) SO_4^{2-} (c) Cl^- (d) Ca^{2+} (e) Mg^{2+} (f) Na^+ + K^+

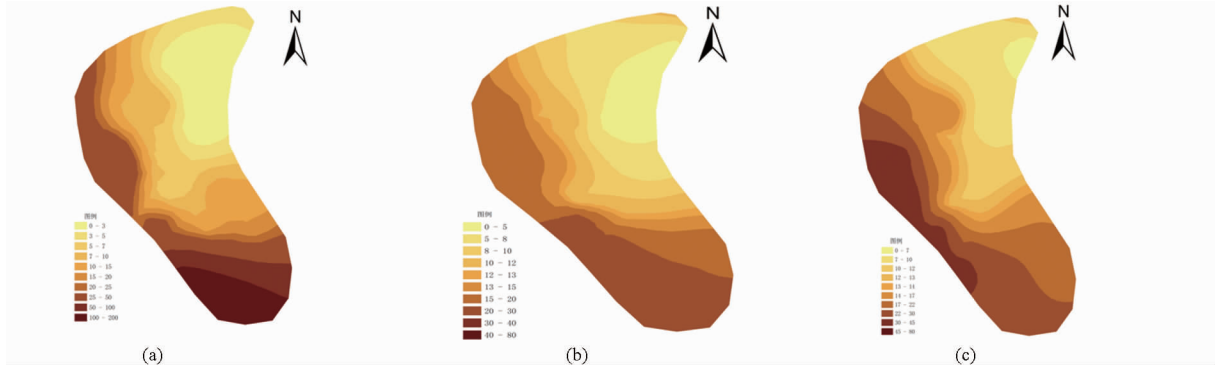


图 12 研究区地下水埋深分布图

Fig. 12 Depth of ground water of 1989, 1999 and 2009

(a) 1989 年 (b) 1999 年 (c) 2009 年

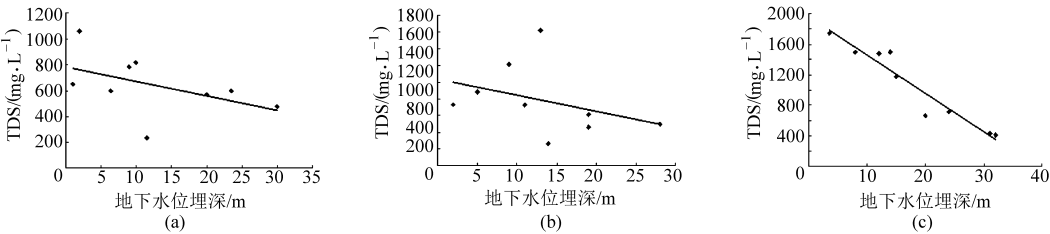


图 13 地下水位埋深和 TDS 的关系

Fig. 13 Depth of ground water vs. TDS

(a) 1989 年 (b) 1999 年 (c) 2009 年

小趋势,降低速率在 11.12 ~ 50.41 mg/(L·a) 之间。

在水循环过程中,每年补给量约为 $7 \times 10^8 \text{ m}^3$, 排泄量约为 $9.5 \times 10^8 \text{ m}^3$, 地下水储量逐年下降, 地下水位逐年降低。每年来水进入含水层,对地下

水进行补给,与上一年的地下储水混合,地下水离子含量随之产生变化。图 14 为 1989、1999 和 2009 年典型样点 4、8 和 13 的 TDS 及离子变化情况。样点 4 位于清源灌区中心地带,接近沙漠边缘,主要开采地

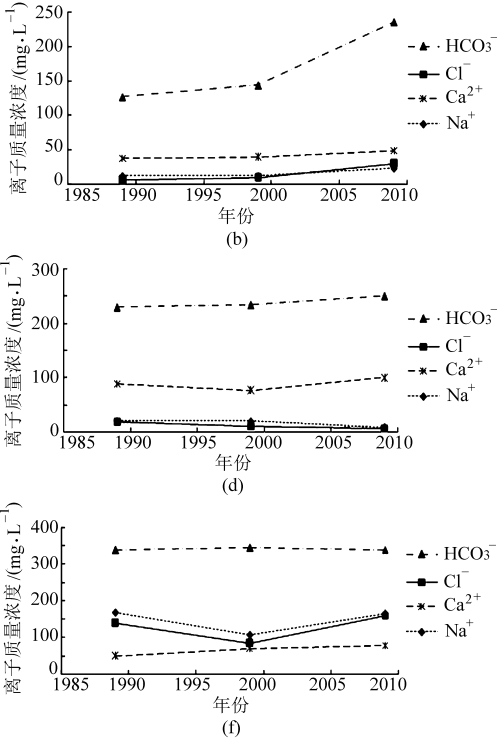
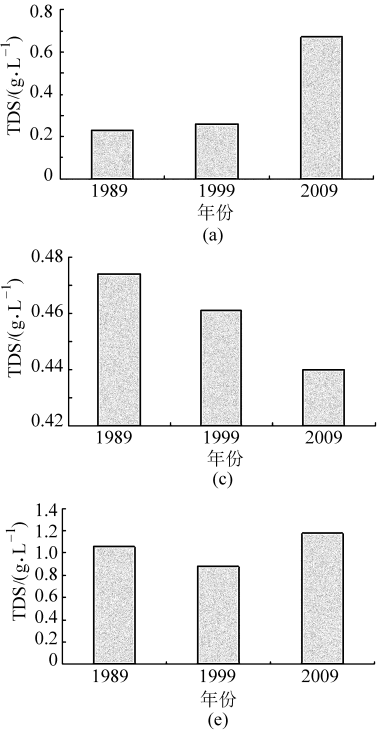


图 14 典型样点 TDS 和离子变化

Fig. 14 TDS and ions variation of typical points

(a) 样点 4 的 TDS 质量浓度 (b) 样点 4 的主要离子质量浓度 (c) 样点 8 的 TDS 质量浓度
(d) 样点 8 的主要离子质量浓度 (e) 样点 13 的 TDS 质量浓度 (f) 样点 13 的主要离子质量浓度

下水灌溉,地下水交替频繁,TDS呈增大趋势,速率为 $22\text{ mg}/(\text{L}\cdot\text{a})$, Ca^{2+} 离子变化不明显, HCO_3^- 、 Cl^- 和 Na^+ 离子都有所增加,增加速率分别为 5.44 、 1.19 和 $0.55\text{ mg}/(\text{L}\cdot\text{a})$,一方面山前来水不断带来 HCO_3^- 离子,同时频繁的开采使得地下水中 Cl^- 和 Na^+ 离子持续增加;样点8位于武威盆地中部,靠近石羊河河流,每年被山前来水不断冲释,地下水TDS质量浓度不断降低,速率为 $1.7\text{ mg}/(\text{L}\cdot\text{a})$, HCO_3^- 和 Ca^{2+} 离子含量增加,上升速率为 1.07 和 $0.59\text{ mg}/(\text{L}\cdot\text{a})$, Cl^- 和 Na^+ 离子含量减小,下降速率为 0.64 和 $0.61\text{ mg}/(\text{L}\cdot\text{a})$;样点13位于研究区尾部蔡旗,其TDS质量浓度先减小后增大,原因可能是因为1989—1999年,盆地中部灌区无规划开采地下水,离子在灌区中心聚集,流向下游蔡旗处较少,1999—2009年实施关井压田措施后,地下水径流持续由山前向下游推进,蔡旗处TDS质量浓度升高, HCO_3^- 离子变化不明显, Cl^- 和 Na^+ 离子的升降是引起TDS质量浓度变化的主要因素,1989—1999年 Cl^- 和 Na^+ 离子含量均减小,下降速率为 5.46 和 $6.07\text{ mg}/(\text{L}\cdot\text{a})$,1999—2009年 Cl^- 和 Na^+ 离子含量均增大,上升速率为 7.64 和 $5.84\text{ mg}/(\text{L}\cdot\text{a})$ 。

4 结论

(1)研究区地下水沿径流方向TDS质量浓度呈递增趋势。武威盆地地下水的TDS质量浓度在 $131\sim$

$1\,750\text{ mg}/\text{L}$ 之间,整体TDS质量浓度较低,属优质淡水和低矿化水。大部分地下水阳离子以 Ca^{2+} 为主,阴离子以 HCO_3^- 和 SO_4^{2-} 为主。由于河流对地下水的渗漏补给,石羊河河床以下地层地下水的TDS明显低于两侧TDS质量浓度。

(2)从时间变化来看,1989—2009年间,盆地南部TDS质量浓度逐渐升高;盆地中部形成较多局部高矿化度区,并且TDS质量浓度逐渐升高;盆地北部TDS先升高后下降,原因可能是2000年以后红崖山水库储水量逐渐增加使盆地北部的地下水特征发生了改变。水化学类型由 HCO_3^- - SO_4^{2-} - Ca^{2+} - Mg^{2+} 型逐渐转化为 SO_4^{2-} - HCO_3^- - Mg^{2+} - Ca^{2+} 型。沿着地下水径流方向,潜水TDS由低到高,其离子成分和TDS呈规律性的变化。

(3)在水循环过程中,每年来水进入含水层,对地下水进行补给,与上一年的地下水储水混合,地下水离子含量由于来水的淋洗而产生变化。对1989—2009年离子含量进行比较,山前地带每年被来水不断冲释, Cl^- 和 Na^+ 离子含量减小,下降速率为 0.64 和 $0.61\text{ mg}/(\text{L}\cdot\text{a})$;中心地带, Cl^- 和 Na^+ 离子都有所增加,增加速率分别为 1.19 和 $0.55\text{ mg}/(\text{L}\cdot\text{a})$;尾部 Cl^- 和 Na^+ 离子先减小后增大,1989—1999年 Cl^- 和 Na^+ 离子含量均减小,下降速率为 5.46 和 $6.07\text{ mg}/(\text{L}\cdot\text{a})$,1999—2009年 Cl^- 和 Na^+ 离子含量均增大,上升速率为 7.64 和 $5.84\text{ mg}/(\text{L}\cdot\text{a})$ 。

参 考 文 献

- 1 Ma J Z, Wang X S, Edmunds W M. The characteristics of ground-water resources and their changes under the impacts of human activity in the arid northwest China—a case study of the Shiyang River Basin[J]. Journal of Arid Environments, 2005, 61(2): 277–295.
- 2 Ma J Z, Ding Z, Gates J B, et al. Chloride and the environmental isotopes as the indicators of the groundwater recharge in the Gobi Desert, northwest China [J]. Environmental Geology, 2008, 55(7): 1 407–1 419.
- 3 周鲲鹏,马金珠,魏国孝,等. 酒泉-金塔盆地水化学特征及其演化规律[J]. 兰州大学学报:自然科学版,2009,45(1):31–36.
Zhou Kunpeng, Ma Jinzhu, Wei Guoxiao, et al. Geochemical characteristics and evolution of groundwater in Jiuquan-Jinta Basin [J]. Journal of Lanzhou University: Natural Sciences, 2009, 45(1): 31–36. (in Chinese)
- 4 陈立,张发旺,程彦培,等. 宁夏海原盆地地下水水化学特征及其演化规律[J]. 现代地质,2009,23(1):9–14.
Chen Li, Zhang Fawang, Cheng Yanpei, et al. Hydrogeochemical characteristics and evolution laws of groundwater in Haiyuan Basin, Ningxia [J]. Geoscience, 2009, 23(1): 9–14. (in Chinese)
- 5 孙芳强,侯光才,窦妍,等. 鄂尔多斯盆地白垩系地下水循环特征的水化学证据——以查布水源地为例[J]. 吉林大学学报:地球科学版,2009,39(2):269–275.
Sun Fangqiang, Hou Guangcai, Dou Yan, et al. Hydrogeochemistry evidence of groundwater circulation features in Ordos Cretaceous Basin—a case study in Chabu Well Field [J]. Journal of Jilin University: Earth Science Edition, 2009, 39(2): 269–275. (in Chinese)
- 6 代述勇,雷加强,赵景峰,等. 塔里木盆地南缘策勒绿洲区地下水TDS空间变异及水化学特征分析[J]. 中国沙漠,2010,30(3):722–729.
Dai Shuyong, Lei Jiaqiang, Zhao Jingfeng, et al. TDS-spatial variability and chemical characteristics of groundwater in Cele Oasis of southern Tarim Basin [J]. Journal of Desert Research, 2010, 30(3): 722–729. (in Chinese)
- 7 刘少玉,张光辉,张翠云,等. 黑河流域水资源系统演变和人类活动影响[J]. 吉林大学学报:地球科学版,2008,38(5):806–819.
Liu Shaoyu, Zhang Guanghui, Zhang Cuiyun, et al. Water resources system evolution and impact of human activities in Heihe River Basin [J]. Journal of Jilin University: Earth Science Edition, 2008, 38(5): 806–819. (in Chinese)

8 张应华, 忤彦卿. 黑河流域中游盆地地下水补给机理分析[J]. 中国沙漠, 2009, 29(2): 370 – 375.
Zhang Yinghua, Wu Yanqing. Analysis of groundwater replenishment in the middle reaches of Heihe River Basin [J]. Journal of Desert Research, 2009, 29(2): 370 – 375. (in Chinese)

9 许广明, 张燕君. 西北地区大型内陆盆地地下水系统演化特征分析[J]. 自然资源学报, 2004, 19(6): 701 – 706.
Xu Guangming, Zhang Yanjun. An analysis of the groundwater system evolution characteristics in large interior basins of northwest China [J]. Journal of Natural Resources, 2004, 19(6): 701 – 706. (in Chinese)

10 丁宏伟, 张举, 吕智, 等. 河西走廊水资源特征及其循环转化规律 [J]. 干旱区研究, 2006, 23(2): 241 – 248.
Ding Hongwei, Zhang Ju, Lü Zhi, et al. Characteristics and cycle conversion of water resources in the Hexi Corridor [J]. Arid Zone Research, 2006, 23(2): 241 – 248. (in Chinese)

11 Shi J A, Wang Q, Chen G J, et al. Isotopic geochemistry of the groundwater system in arid and semiarid areas and its significance; a case study in Shiyang River Basin, Gansu province, northwest China [J]. Environmental Geology, 2001, 40(4 – 5): 557 – 565.

12 刘文杰, 苏永中, 杨荣, 等. 民勤地下水水化学特征和矿化度的时空变化[J]. 环境科学, 2009, 30(10): 2 911 – 2 917.
Liu Wenjie, Su Yongzhong, Yang Rong, et al. Hydrochemical characteristics and spatial-temporal variation of mineralization for the groundwater in Minqin Oasis [J]. Environmental Science, 2009, 30(10): 2 911 – 2 917. (in Chinese)

13 石培泽, 马金珠, 赵华. 民勤盆地地下水地球化学演化模拟[J]. 干旱区地理, 2004, 27(3): 305 – 309.
Shi Peize, Ma Jinzhu, Zhao Hua. Simulation of geochemical evolution of groundwater beneath the Minqin Basin, Gansu province [J]. Arid Land Geography, 2004, 27(3): 305 – 309. (in Chinese)

14 丁贞玉, 马金珠, 何健华. 腾格里沙漠西南缘地下水水化学形成特征及演化[J]. 干旱区地理, 2009, 32(6): 948 – 957.
Ding Zhenyu, Ma Jinzhu, He Jianhua. Geochemical evolution of groundwater in the southwest of Tengger Desert, NW of China [J]. Arid Land Geography, 2009, 32(6): 948 – 957. (in Chinese)

15 Ma J Z, Ding Z Y, Edmunds W M, et al. Limits to recharge of groundwater from Tibetan plateau to the Gobi desert, implications for water management in the mountain front[J]. Journal of Hydrology, 2009, 364(1 – 2): 128 – 141.

16 Edmunds W M, Ma J Z, Aeschbach H W, et al. Groundwater recharge history and hydrogeochemical evolution in the Minqin Basin, northwest China [J]. Applied Geochemistry, 2006, 21(12): 2 148 – 2 170.

17 丁贞玉, 马金珠. 石羊河流域出山口径流特征及其与山区气候变化相关关系分析[J]. 资源科学, 2007, 29(3): 53 – 58.
Ding Zhenyu, Ma Jinzhu. The characteristics of runoff from mountainous watershed and its correlation of climatic change in Shiyang River Basin [J]. Resources Science, 2007, 29(3): 53 – 58. (in Chinese)

18 丁宏伟, 王贵玲, 黄晓辉. 红崖山水库径流量减少与民勤绿洲水资源危机分析[J]. 中国沙漠, 2003, 23(1): 84 – 89.
Ding Hongwei, Wang Guiling, Huang Xiaohui. Runoff reduction into Hongyashan Reservoir and analysis on water resources crisis of Minqin Oasis [J]. Journal of Desert Research, 2003, 23(1): 84 – 89. (in Chinese)

Response of Groundwater Hydrochemical Evolution to Update of
Water Circulation and Simulation in Shiyang River Basin

Wang Lishu Tang Zejun Zhang Xin

(College of Water Conservancy and Civil Engineering, China Agricultural University, Beijing 100083, China)

Abstract: Hydrogeological survey and geochemical technology were used to investigate the relationship among recharge, runoff and discharge and hydrochemical characteristics of the groundwater in the Wuwei basin of the Shiyang River. And the response of hydrochemical evolution law to water circulation update was discussed. The results indicated that the TDS (total dissolved solids) values were between 131 and 1 750 mg/L, gradually increasing along the flow direction. The hydrochemical types showed an obvious zonation from the upper reaches to lower, which gradually changed from $\text{HCO}_3^- \text{-SO}_4^{2-} \text{-Ca}^{2+} \text{-Mg}^{2+}$ to $\text{SO}_4^{2-} \text{-HCO}_3^- \text{-Mg}^{2+} \text{-Ca}^{2+}$. Kriging interpolation of GIS was used to simulate the variation of the TDS of the survey region from 1989 to 2009. The results showed that the TDS in the south basin gradually increased as time went by, while there was an increasing trend at the earlier years, followed by a drop in the north basin. The TDS increased gradually along the flow direction from the piedmont to tail. As a result of the runoff leakage supply to the groundwater, the salinity along the bank of the Shiyang River was significantly low. The formation cause of the chemical components of the groundwater was due to the dissolution of halite, plaster, dolomite and calcite, also influenced by evaporation, ion exchange and sedimentary. Decline rate of groundwater storage capacity and groundwater depth was $3.04 \times 10^8 \text{ m}^3/\text{a}$ and 0.47 m/a , respectively. With the increase of groundwater depth, the TDS value showed a trend of decrease and the drop rate was between $11.12 \sim 50.41 \text{ mg}/(\text{L} \cdot \text{a})$.

Key words: Groundwater geochemistry TDS Evolution law Water circulation Simulation