

# 基于同位素技术的珲春盆地浅层地下水 可更新能力研究

石旭飞, 赵海卿, 郭晓东

(中国地质调查局沈阳地质调查中心, 辽宁 沈阳 110000)

**摘要:**利用 $^3\text{H}$ 的示踪作用对珲春盆地浅层地下水更新速率进行计算,为该地区制定地下水开发利用模式和水资源环境承载力研究提供科学依据。结果表明:总体上,珲春盆地大部分地区浅层地下水更新速率大于 $8\%/a$ ,可更新能力较强。珲春盆地东北部平安村、新华村、马新村和东部的红星村、电线村、东兴村等山前地区以及八一村、八二村等地浅层地下水更新速率大于 $10\%/a$ ,可更新能力较强;七户洞村、八棵树村、永丰村、立新村、新农村、柳亭村等地浅层地下水更新速率为 $8\%/a \sim 10\%/a$ ,可更新能力减弱;八家子村、西崴子村、孟岭村等珲春河下游地区浅层地下水更新速率小于 $8\%/a$ ,可更新能力最弱。更新速率为大于 $10\%/a$ 、 $8\%/a \sim 10\%/a$ 、小于 $8\%/a$ 的地下水分布面积占珲春盆地总面积的比例分别为 $67\%$ 、 $26\%$ 、 $7\%$ 。

**关键词:**氚;更新速率;地下水可更新能力;珲春盆地

中图分类号:P641.3

文献标识码:A

文章编号:1000-0852(2017)04-0040-05

地下水作为水圈的重要组成部分处于不断循环的状态,并与外界发生着水量和水质的交换<sup>[1-2]</sup>,具有可更新的特性。因此,更新速率成为评价地下水资源可更新能力的重要指标。目前,研究地下水更新速率的方法主要有水文地质条件分析<sup>[3]</sup>、包气带现场示踪试验、地下水流数值模拟<sup>[4]</sup>等方法,但上述方法均存在不同程度的局限性。近年来,环境同位素示踪法在研究地下水循环和可更新性方面得到了广泛的应用,并取得了良好的效果<sup>[5-7]</sup>。其中, $^3\text{H}$ 作为水分子的组成部分参与地下水的循环演化<sup>[8-10]</sup>,是计算地下水更新速率的理想示踪剂<sup>[11]</sup>。

珲春盆地是珲春市主城区和经济文化的中心,也是工农业生产的核心区域<sup>[12]</sup>。浅层地下水是珲春盆地工农业生产和生活用水的主要供水水源<sup>[13]</sup>。但是,由于地下水开采强度远远超过地下水的天然更新速率,导致在珲春盆地哈达门、英安、三家子等地出现了地下水水质恶化、地面沉降、地裂缝等一系列环境地质灾害。要从根本上解决这些问题,就需要深入研究珲春盆地

地下水的可更新能力。

本研究利用氚( $^3\text{H}$ )同位素示踪技术对珲春盆地浅层地下水更新速率进行计算,进而评价了其可更新能力,为该地区制定地下水开发利用模式和水资源环境承载力研究提供科学依据。

## 1 研究区地质与水文地质条件

珲春盆地位于珲春市中部,面积约 $281.3 \text{ km}^2$ ,北部和南部主要为波状台地,岩性主要为古近系砂岩和粉砂岩,东部有少量低山丘陵,岩性主要为二叠系砂岩、安山岩以及碎屑岩,西部为图们江,流向从北向南。珲春河从东北向西南方向流经研究区,汇入图们江。珲春盆地内第四系松散岩类地层广泛分布,其厚度从东北部、北部 $0 \sim 8 \text{ m}$ 向西南部、南部逐渐增厚到大于 $14 \text{ m}$ ,从珲春河河谷 $6 \sim 10 \text{ m}$ 向两侧逐渐变厚到大于 $16 \text{ m}$ 。其中赋存于珲春盆地内的第四系松散岩类中的浅层地下水为本次的主要研究对象,含水层岩性以亚砂土、中细砂、粗砂为主。

收稿日期:2016-10-08

基金项目:中国地质调查局项目(1212011140027)

作者简介:石旭飞(1986-),男,山西太原人,工程师,博士,主要从事水文地球化学方面研究。E-mail:shixufei1986@163.com

珲春盆地浅层地下水主要接受大气降水入渗补给,在北部、东部、南部山前地区还存在少量基岩裂隙水的侧向径流补给。总体上,珲春盆地浅层地下水由山前地带向珲春河河谷地带、从东北向西南方向径流(图1)。在北部山前地区,浅层地下水由北向南径流;东部山前地区浅层地下水由东向西径流;南部山前地区浅层地下水由东南向西北方向径流。水力坡度由山前向平原逐渐减小。珲春盆地浅层地下水的排泄方式以人工开采为主,其次为潜水蒸发、向珲春河和图们江径流排泄以及越流补给赋存于古近系地层中的承压水。

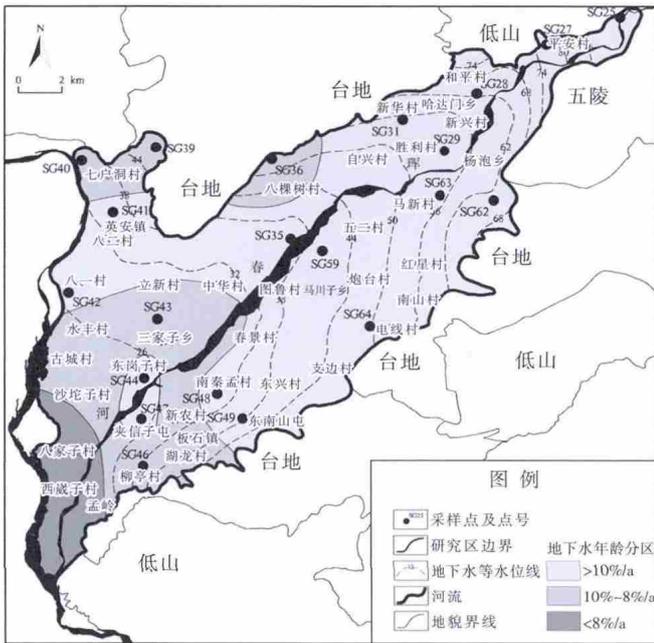


图1 珲春盆地浅层地下水采样点分布及更新速率分区图

Fig.1 Distribution of the water samples and zones of the shallow groundwater renewal rate in the Hunchun basin

## 2 样品采集与测试

本次工作于2014年8月在珲春盆地采集了21组地下水氚样品。样品采集于民井,采样深度均为4~6m,采样点分布如图1所示。样品由中国地质科学院水文地质环境地质研究所利用超低本底液体闪烁谱仪测试完成,测试结果见表1。

## 3 地下水更新速率的计算

### 3.1 计算原理

根据质量平衡原理,含水层系统中环境同位素存在如下质量平衡关系<sup>[14]</sup>:

$$A_i V_i = A_i V_i + A_b (V_i - V_i) \quad (1)$$

表1 样品测试结果

Table1 The test results of the water samples

样品编号	T/TU	样品编号	T/TU	样品编号	T/TU
SG25	10.1	SG39	6.2	SG47	9.8
SG27	8.5	SG40	7.7	SG48	8.0
SG28	7.8	SG41	9.0	SG49	8.1
SG29	8.5	SG42	8.3	SG59	8.0
SG31	9.9	SG43	7.7	SG62	8.2
SG35	8.7	SG44	8.6	SG63	9.2
SG36	7.6	SG46	7.5	SG64	9.2

式中: $A_i$ 为计算年地下水同位素输入浓度; $A_t$ 为补给后地下水中同位素浓度; $A_b$ 为补给前地下水中同位素浓度; $V_i$ 为地下水补给量; $V_t$ 为地下水总储量。

因此,地下水更新速率  $R$  为:

$$R = \frac{V_i}{V_t} = \frac{A_t - A_b}{A_i - A_b} \quad (2)$$

根据上述原理,假定不同年份补给的地下水在地下水系统中完全混合,在考虑放射性同位素衰变的基础上,地下水的<sup>3</sup>H浓度按下式计算:

$$A_{gi} = (1 - R_i) A_{gi-1} e^{-\lambda} + R_i A_{oi} \quad (3)$$

式中: $A_{gi}$ 为第*i*年地下水中同位素浓度; $A_{gi-1}$ 为第*i-1*年地下水中同位素浓度; $A_{oi}$ 为第*i*年含水层接受补给的水的同位素浓度,本次研究中为第*i*年大气降水的同位素浓度; $\lambda$ 为放射性同位素的衰变常数; $R_i$ 为第*i*年含水层接受补给的水量占整个含水层水量的比例,即地下水的更新速率;*i*为计算年,对于<sup>3</sup>H, $i=61\sim 0$ (对应于1953~2014年)。

在计算地下水更新速率时,先给定一系列更新速率  $R$  值(如0~20%/a),结合历年大气降水的<sup>3</sup>H浓度,根据式(3)计算得到2014年不同更新速率值对应的研究区地下水的<sup>3</sup>H输出含量  $A_g$  值,做出研究区  $A_g \sim R$  关系曲线,然后根据研究区地下水样品氚浓度从关系曲线上查出采样点的地下水更新速率。

### 3.2 历年大气降水<sup>3</sup>H浓度的确定

前人研究表明,1953年之前的大气降水<sup>3</sup>H浓度背景值约为10TU。1953年之后的大气降水<sup>3</sup>H受核爆影响在不同地点不同时间其浓度也不相同<sup>[15]</sup>。

由于研究区缺乏长期的大气降水<sup>3</sup>H浓度监测资料,所以根据国际原子能机构在全球设置的大气降水<sup>3</sup>H浓度监测站分布及其监测时间情况,本次利用1970~1978年的中国香港(Hongkong)站、日本东京

(Tokyo)站、俄罗斯伊尔库茨克(Irkutsk)站、哈巴罗夫斯克(Habarovsk)站之间的空间相对位置和大气降水 $^3\text{H}$ 浓度系列资料,通过建立多元函数的趋势面方程<sup>[16-17]</sup>(式4)计算得到研究区1970~1978年大气降水 $^3\text{H}$ 浓度系列;利用1979~1983年的中国香港(Hongkong)站、俄罗斯伊尔库茨克(Irkutsk)站、哈巴罗夫斯克(Habarovsk)站、斯科沃罗季诺(Skovorodino)站、霍尔姆斯克(Holmsk)站和陵里(Ryori)之间的空间相对位置和大气降水 $^3\text{H}$ 浓度系列资料,通过建立多元函数的趋势面方程(式4)计算得到研究区1979~1983年的大气降水 $^3\text{H}$ 浓度系列。

$$T_i(x,y)=A_i x+B_i y+C_i \quad (4)$$

式中: $x$ 和 $y$ 为各监测站的经度和纬度; $T_i(x,y)$ 为在 $x,y$ 处第 $i$ 年的大气降水 $^3\text{H}$ 浓度; $A_i,B_i,C_i$ 为第 $i$ 年大气降水 $^3\text{H}$ 浓度与监测站经纬度相关方程的系数。

通过相关系数显著性检验,所求出的历年各相关方程均具有较好的代表性(表2)。

已有研究证实,世界各地与监测系列资料较为齐全的渥太华(Ottawa)站大气降水 $^3\text{H}$ 浓度相关系数一般都大于0.9,因此利用计算得出的研究区1970~1983年大气降水 $^3\text{H}$ 浓度系列数据和渥太华站1970~1983年大气降水 $^3\text{H}$ 浓度系列数据建立相关方程(相关系数0.93),并利用该相关方程和渥太华(Ottawa)站大气降水 $^3\text{H}$ 浓度监测数据(1953~2012),计算得到研究区1953~1969年和1984~2012年大气降水 $^3\text{H}$ 浓度系列数据。

由于国际原子能机构公布的渥太华(Ottawa)站大气降水 $^3\text{H}$ 浓度系列为1953~2012年,尚缺乏2013~2014年的观测数据,因此,本次利用最小二乘法建立已恢复的研究区大气降水 $^3\text{H}$ 浓度与时间的回归方程,计算得到研究区2013~2014年大气降水 $^3\text{H}$ 浓度。

综上,本次研究计算得出的琿春盆地1953~2014年大气降水 $^3\text{H}$ 浓度系列如图2所示。

### 3.3 地下水更新速率计算结果

根据上述方法,可以获得研究区2014年地下水 $^3\text{H}$ 输出浓度与地下水年更新速率( $R$ )之间的关系曲线,如图3所示。

根据地下水样品氚浓度实测结果,对照图3得出各采样点地下水更新速率 $R$ (表3)。

## 4 琿春盆地浅层地下水可更新能力分析

根据更新速率计算结果做出研究区浅层地下水更

表2 琿春盆地大气降水 $^3\text{H}$ 浓度趋势面方程系数表

Table2 The coefficients of trend-surface equations of  $^3\text{H}$  concentration in the precipitation in the Hunchun basin

年份	A	B	C	相关系数
1970	-7.29	9.80	676.67	0.93
1971	-6.32	14.07	436.02	0.99
1972	-3.00	6.43	225.98	0.99
1973	0.03	6.90	-167.28	0.89
1974	-2.65	5.78	190.60	0.99
1975	-2.05	5.50	120.49	0.99
1976	-1.54	4.40	84.11	0.99
1977	-1.52	4.26	88.33	0.99
1978	0.21	4.06	-116.81	0.89
1979	-0.88	3.31	28.08	0.94
1980	-2.16	4.25	156.41	0.98
1981	-1.92	4.28	130.09	0.97
1982	-0.95	1.92	72.79	0.97
1983	-2.04	2.46	201.91	0.98

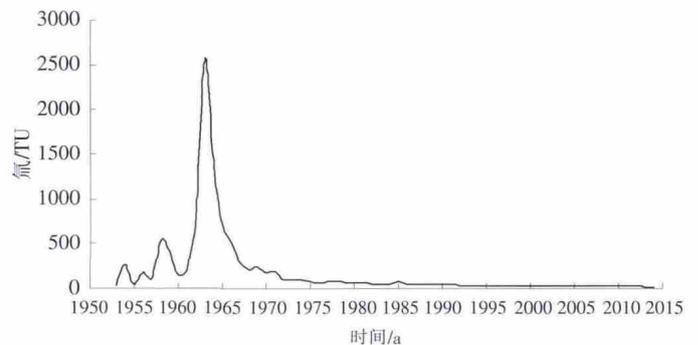


图2 琿春盆地1953~2014年大气降水 $^3\text{H}$ 浓度系列图

Fig.2 The tritium concentration in precipitation in the Hunchun basin during 1953~2014

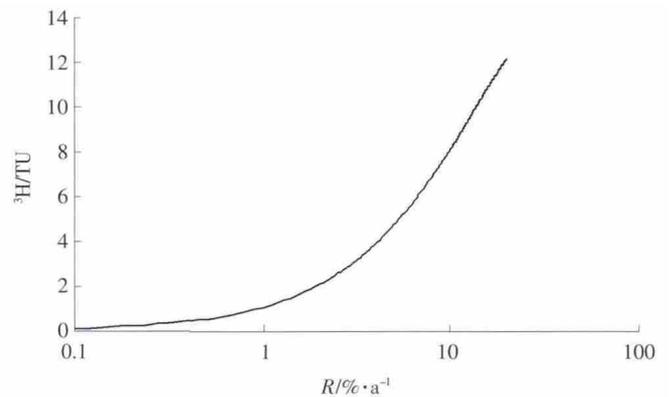


图3 琿春盆地浅层地下水 $^3\text{H}$ 输出浓度与更新速率关系曲线

Fig.3 The renewal rate vs.  $^3\text{H}$  of shallow groundwater in the Hunchun Basin

新速率分区图(图1)。

由图1可以看出,总体上,琿春盆地大部分地区浅层地下水更新速率大于8%/a,地下水与大气降水联

表3 地下水更新速率( $R$ )计算结果  
Table3 The renewal rate of the groundwater

样品编号	$R/\% \cdot a^{-1}$	样品编号	$R/\% \cdot a^{-1}$	样品编号	$R/\% \cdot a^{-1}$
SG25	14	SG39	8.7	SG47	13.3
SG27	10.7	SG40	9.3	SG48	10.2
SG28	10.1	SG41	11.7	SG49	10.3
SG29	10.7	SG42	10.6	SG59	10.2
SG31	13.6	SG43	9.3	SG62	10.5
SG35	11.1	SG44	10.9	SG63	12.1
SG36	9.1	SG46	9.0	SG64	12.1

系密切,可更新能力较强。

更新速率大于  $10\%/a$  的地下水分布面积最大:平安村、新华村、红星村、电线村、东兴村等地位于山前地区,含水层介质岩性主要为中粗砂、砂砾石,颗粒较粗,并且地势落差较大,地下水水力梯度也大(约为  $1/600 \sim 1/1200$ ),并且上述山前地区浅层地下水除接受大气降水补给外,还直接接受山地与台地基岩裂隙水的侧向径流补给和外围河谷中的大量地下潜流的补给,所以地下水更新速率较大,可更新能力较强,如 SG25(平安村)、SG31(新华村)、SG64(电线村)更新速率分别达到了  $14.0\%/a$ 、 $13.6\%/a$  和  $12.1\%/a$ 。八一村、八二村含水层介质岩性主要为中粗砂、砂砾石,颗粒较粗,浅层地下水循环交替较快,可更新能力较强,但与山前地区相比更新速率变小,如 SG41(八二村)、SG42(八一村)更新速率分别为  $11.7\%/a$ 、 $10.6\%/a$ 。东岗子村(SG44)和夹信子村(SG47)由于靠近珲春河且地下水水力梯度较小(约  $1/4000$ ),地下水开采过程中会接受珲春河水的补给,所以更新速率也较大,分别为  $10.9\%/a$ 、 $13.3\%/a$ 。更新速率大于  $10\%/a$  的地下水分布面积约占珲春盆地总面积的  $67\%$ 。

更新速率为  $8\%/a \sim 10\%/a$  的地下水主要分布在珲春盆地北部和中南部:永丰村、立新村、新农村、柳亭村等地主要位于珲春河中下游冲积平原区,含水层介质岩性主要为亚砂土、细砂等,与山前地区相比,含水层介质颗粒变细,地形坡度变缓,所以水力坡度变小(约为  $1/2000 \sim 1/3000$ ),浅层地下水径流也变弱,更新速率变小,地下水可更新能力也变弱,如 SG43(立新村)、SG46(柳亭村)更新速率分别为  $9.3\%/a$ 、 $9.0\%/a$ 。七户洞村、八棵树村虽然位于山前地区,地形坡度较大,但靠近古近系砂岩和粉砂岩台地,含水介质中存在大量风化的基岩,地下水循环交替较弱,所以更新速率小于其它山前地区,地下水可更新能力也减弱,如 SG40(七

户洞村)、SG36(八棵树村)更新速率分别为  $9.3\%/a$ 、 $9.1\%/a$ 。更新速率为  $8\%/a \sim 10\%/a$  的地下水分布面积约占珲春盆地总面积的  $26\%$ 。

更新速率小于  $8\%/a$  的地下水主要分布在珲春河下游的八家子村、西崴子村、孟岭村等地。上述地区含水层介质岩性主要为亚砂土、亚粘土及粉细砂等,颗粒较细,并且地形平缓,所以水力坡度小(约为  $1/3500 \sim 1/4500$ ),浅层地下水径流弱,可更新能力也相对较弱。更新速率小于  $8\%/a$  的地下水分布面积约占珲春盆地总面积的  $7\%$ 。

## 5 结论

(1)总体上,珲春盆地大部分地区浅层地下水更新速率大于  $8\%/a$ ,地下水与大气降水联系密切,可更新能力较强。

(2)更新速率为大于  $10\%/a$ 、 $8\%/a \sim 10\%/a$ 、小于  $8\%/a$  的地下水分布面积占珲春盆地总面积的比例分别为  $67\%$ 、 $26\%$ 、 $7\%$ 。

(3)平安村、新华村、马新村和东部的红星村、电线村、东兴村等山前地区以及八一村、八二村等地浅层地下水更新速率大于  $10\%/a$ ,可更新能力较强;七户洞村、八棵树村、永丰村、立新村、新农村、柳亭村等地浅层地下水更新速率为  $8\%/a \sim 10\%/a$ ,可更新能力减弱;八家子村、西崴子村、孟岭村等珲春河下游地区浅层地下水更新速率小于  $8\%/a$ ,可更新能力最弱。

参考文献:

- [1] Slutsky A H, Yen B C. Amacro-scale natural hydrologic cycle water available model[J]. Journal of Hydrology, 1997, 20(1): 329-347.
- [2] 张兵, 宋献方, 张应华, 等. 三江平原地表水与地下水氢氧同位素和水化学特征[J]. 水文, 2014, 34(2): 38-43. (ZHANG Bing, SONG Xianfang, ZHANG Yinghua, et al. Hydrogen and oxygen isotopic and hydrochemical characteristics of water in Sanjiang plain[J]. Journal of China Hydrology, 2014, 34(2): 38-43. (in Chinese))
- [3] 万玉玉, 苏小四, 董维红, 等. 鄂尔多斯白垩系地下水盆地中深层地下水可更新速率[J]. 吉林大学学报(地球科学版), 2010, 40(3): 623-630. (WAN Yuyu, SU Xiaosi, DONG Weihong, et al. Evaluation of groundwater renewal ability in the Ordos cretaceous groundwater basin[J]. Journal of Jilin University (Earth Science), 2010, 40(3): 623-630. (in Chinese))
- [4] 陈宗宇, 陈京生, 费宇红, 等. 利用氚估算太行山前地下水更新速率[J]. 核技术, 2006, 29(6): 426-431. (CHEN Zongyu, CHENG Jingsheng, FEI Yuhong, et al. Estimation of groundwater renewal rate by tritium in the piedmont plain of the Taihang mountains [J]. Nuclear Techniques, 2006, 29(6): 426-431. (in Chinese))
- [5] 邢晓红, 刘桂民, 李红琴, 等. 哈思山地区泉水成因及其氢氧稳定

- 同位素特征探讨[J]. 水文, 2016, 36(2):46-50. (XING Xiaohong, LIU Guimin, LI Hongqin, et al. Sources of spring water and its characteristics of hydrogen and oxygen stable isotopes in Hasi mountain [J]. Journal of China Hydrology, 2016, 36(2):46-50. (in Chinese))
- [6] C Le Gal La Salle, C Marlin, et al. Renewal rate estimation of groundwater based on radioactive traces ( $^3\text{H}$ ,  $^{14}\text{C}$ ) in an unconfined aquifer in a semi-arid area, Iullemeden Basin, Niger [J]. Journal of Hydrology, 2001.
- [7] 马致远, 候光才. 环境同位素技术在区域地下水资源补给及可更新性中的应用[J]. 工程勘察, 2005, (5):21-24. (MA Zhiyuan, HOU Guangcai. Application of the technique of environmental isotope to the recharge of regional groundwater resource [J]. Geotechnical Investigation & Survey, 2005, (5):21-24. (in Chinese))
- [8] Ian Clark, Peter Fritz. Environmental isotopes in hydrogeology [M]. New York: Lewis Publisher, 1997.
- [9] Mook W G. Environmental Isotopes in the Hydrological Cycle [M]. UNESCO, Paris, 2000.
- [10] 陶芸, 陈锁忠, 都娥娥. 基于同位素与水化学分析法的地下水补给径排研究—以苏锡常地区浅层地下水为例[J]. 水文, 2011, 31(3):76-81. (TAO Yun, CHEN Suozhong, DU E-e. Study on replenishment, runoff and discharge of shallow groundwater based on isotope and hydrochemistry analysis: a case of shallow groundwater in Suzhou-Wuxi-Changzhou area [J]. Journal of China Hydrology, 2011, 31(3):76-81. (in Chinese))
- [11] SHI Xufei, DONG Weihong, LI Manzhou, et al. Evaluation of groundwater renewability in the Henan plains, China [J]. Geochemical Journal, 2012, 46(2):107-115.
- [12] 郭晓东, 赵海卿. 珲春盆地地下水固有脆弱性评价[J]. 节水灌溉, 2014, (2):33-35. (GUO Xiaodong, ZHAO Haiqing. Groundwater intrinsic vulnerability assessment in Hunchun basin [J]. Water Saving Irrigation, 2014, (2):33-35. (in Chinese))
- [13] 王举, 王佰友. 珲春盆地地下水化学特征与环境质量评价[J]. 长春工程学院学报(自然科学版), 2004, 5(3):39-42. (WANG Ju, WANG Baiyou. Chemical properties of underground water in Hunchun basin and evaluation on its environmental quality [J]. Journal of Changchun Institute Technology (Nature Science), 2004, 5(3):39-42. (in Chinese))
- [14] 俞发康. 鄂尔多斯白垩系盆地北区地下水可更新能力研究[D]. 吉林大学, 2007. (YU Fakang. The Study of Groundwater Renewability in the Northern Area of Ordos Cretaceous Basin [D]. Jilin University, 2007. (in Chinese))
- [15] 高淑琴. 河南平原第四系地下水循环模式及其可更新能力评价[D]. 吉林大学, 2008. (GAO Shuqin. Groundwater Cycle Pattern and Renewability Evaluation of Groundwater in the Quaternary Aquifer in Henan Plain [D]. Jilin University, 2008. (in Chinese))
- [16] Shaw B R. Evaluation of distortion of residuals in trend surface analysis by clustered data [J]. Mathematical Geology, 1977, 9 (5):507-517.
- [17] Sun L, Zhou X, Lu J, et al. Climatology, trend analysis and prediction of sandstorms and their associated dustfall in China [J]. Water, Air, Soil Pollution: Focus, 2003, 3(2):41-50.

## Study on Renewability of Shallow Groundwater in Hunchun Basin Based on Isotope Technology

SHI Xufei, ZHAO Haiqing, GUO Xiaodong

(Shenyang Center of Geological Survey, CGS, Shenyang 110000, China)

**Abstract:** The  $^3\text{H}$  method was applied to determine the renewal rate of shallow groundwater in the Hunchun Basin, which would provide basis for the study on the groundwater resource exploitation and utilization model and carrying capacity in the Hunchun Basin. The study results show that the renewal rate of the shallow groundwater in most areas of Hunchun Basin is faster than 8%/a in general and the groundwater renewability is strong. The shallow groundwater renewal rate is faster than 10%/a in the villages of Pingan, Xinhua and Maxin in the northeast, the villages of Hongxing, Dianxian and Dongxing in the east, and the villages of Bayi and Baer, which means groundwater renewability is strong. The shallow groundwater renewal rate is 8%/a-10%/a in the villages of Qihudong, Bakeshu, Yongfeng, Lixin, Xinnong and Liuting, which means groundwater renewability is weaker. The shallow groundwater renewal rate is slower than 8%/a in the villages of Bajiazi, Xiwaizi and Mengling along the lower reaches of the Hunchun River, which means groundwater renewability is weakest. The groundwater distribution areas which are faster than 10%/a, during 8%/a-10%/a and slower than 8%/a respectively account for 67%, 26% and 7% of the total Hunchun Basin.

**Key words:** tritium; renewal rate; groundwater renewability; Hunchun Basin