

文章编号:1000-0550(1999)增-0815-05

# 地下水补给、循环和混合作用的氦同位素证据<sup>①</sup>

## ——以石羊河、黑河流域为例

史基安 王先彬 王 琪 赵兴东 李春园 孙明良

(中国科学院兰州地质研究所, 气体地球化学国家重点实验室, 兰州 730000)

**摘 要** 石羊河、黑河流域地下水氦同位素组成的研究表明, 大部分样品的<sup>3</sup>He/<sup>4</sup>He 具有大气降水特征, 部分地区地下水<sup>4</sup>He 同位素的过剩是基岩裂隙水和卤水的混合作用所致, 祁连山前深大断裂带附近地下水的氦同位素具有明显的幔源氦特征, 说明该断层的活动仍未停止。

**关键词** 石羊河流域 地下水 氦同位素 混合作用

**第一作者简介** 史基安 男 1958 年出生 研究员 沉积学

**中图分类号** P597 **文献标识码** A

地下水中氦同位素特征主要取决于三方面, 即溶解的空气氦、含水岩石释放出来的氦(放射成因氦)和来自地幔的氦(幔源氦)。在饱和空气的水中溶解的大气氦<sup>3</sup>He/<sup>4</sup>He 是一个常数, 即  $1.399 \times 10^{-6}$ <sup>[1]</sup>, 地下水中所含大气氦的浓度主要受控于大气降水的温度和汇水流域的平均空气压力<sup>[2]</sup>。大多数<sup>4</sup>He 则是放射性元素铀和钍及其蜕变系列子体蜕变的产物<sup>[3]</sup>, 富含铀钍的岩浆岩和变质岩是放射性核素<sup>4</sup>He 的主要来源<sup>[4]</sup>, 放射性成因氦进入地下水的速率取决于含水岩石中铀和钍的浓度、含水岩石的孔隙度和密度以及脱气效率等<sup>[5]</sup>。地幔氦组成的<sup>3</sup>He/<sup>4</sup>He 值不仅较高(大约为  $10^{-5}$ ), 而且变化范围很小<sup>[1]</sup>。地下水中幔源氦的含量则主要与构造活动有关, 深大断裂活动参与下的扩散作用可显著增加地下水中幔源氦的含量<sup>[4]</sup>。

可见<sup>3</sup>He/<sup>4</sup>He 值是氦源的一个灵敏指示剂, 可作为盆地地下水的一种稳定的示踪剂, 并且它受温度和盐度的影响甚微<sup>[6]</sup>, 因此通过对地下水氦同位素特征的研究, 可了解有关地下水的来源、水-岩反应、运移速率和混合作用等重要信息, 为地下水的合理开发和利用提供科学的依据。

### 1 区域水文地质条件

石羊河流域位于甘肃河西走廊东段, 发源于祁

连山冷龙岭冰川, 尾水消失于腾格里沙漠(图1), 武威盆地和民勤盆地是石羊河流域中的两个主要盆地。祁连山是近代强烈上升区, 在山前大断裂的控制下, 形成了山前凹陷带, 武威盆地即处于此凹陷带之中。盆地内堆积了巨厚的第四系松散沉积物, 为地下水的储存提供了良好的场所。根据水文地质特点, 盆地又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, 是本流域地下水补给区。盆地部分为地下水富集带。由于由南向北含水层颗粒逐渐变细, 地下水流速逐渐变慢, 地下水位升高。并且随着第四系基底的抬高, 含水层埋深逐渐变浅, 使地下水于武威盆地中部溢出, 成为石羊大河的补给源。民勤盆地南邻武威盆地, 是远离祁连山的走廊北盆地。盆地内发育有巨厚的第四系松散沉积物(300~400 m), 含水层以砂、粉砂为主, 被亚粘上层或亚砂土层分割成数层(10~15 层), 同时其南部也分布着砂砾石层, 形成一复杂的含水体系。

石羊河水从冰川源头流入沙漠腹地, 流域范围几乎包括了湿润区、半湿润区到半干旱区、干旱区的各个地带。这种气候条件的垂直分异特征决定了该流域地下水的水化学特征呈现出水平和垂直分带性(图2)。

<sup>①</sup> 国家科学技术部特别资助项目、中国科学院重点和西部之光资助项目

收稿日期:1998-12-04 收修改稿日期:1999-02-05

## 2 采样与实验

本项研究的样品采自石羊河流域第四系含水层中的抽水井,为了便于对比研究,少量采集了西部相邻的黑河流域样品(图1)。样品的采集使用低氦渗

( $R/Ra-1$ ) $\times 100\%$ ,其中  $R$  是样品的 $^3\text{He}/^4\text{He}$  比值, $Ra$  是大气 $^3\text{He}/^4\text{He}$  平均值( $1.40\times 10^{-6}$ )。

水样氘(D)含量和氧-18( $^{18}\text{O}$ )含量都用MT-252 质谱计测定。质谱测定D含量的氢气制样采用700℃金属锌还原法,测定 $^{18}\text{O}$ 含量的样品制备采用

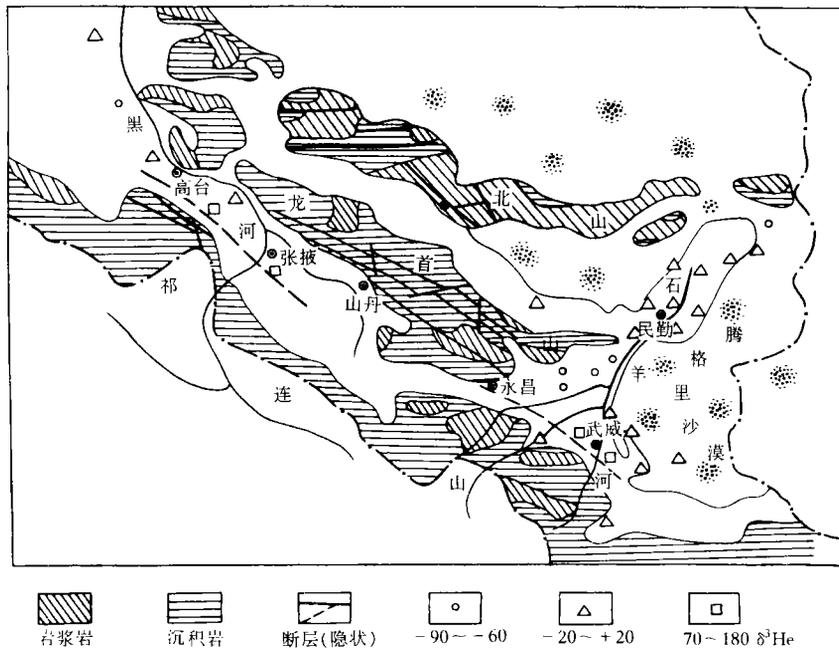


图1 研究区地质背景、采样位置及氦同位素分布特征

Fig.1 He isotopic distribution sawpling sites and geological setting of the study area

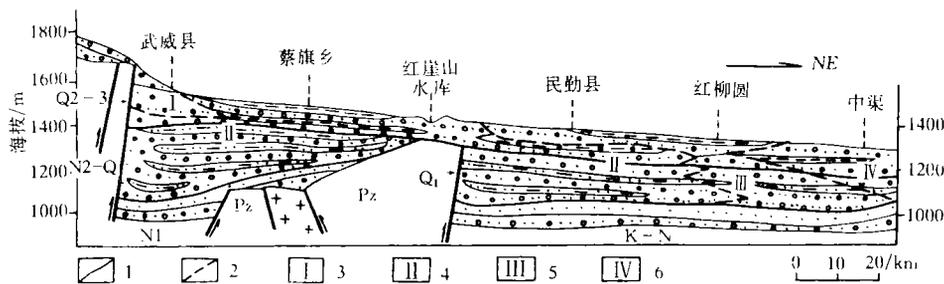


图2 石羊河流域地下水化学类型地质剖面图

1. 地层界限;2. 地下水化学类型分界;3.  $\text{HCO}_3\text{-Ca}$  型水;4.  $\text{HCO}_3\text{-SO}_4\text{-Ca}$  型水;5.  $\text{SO}_4\text{-Cl-Na}$  型水;6.  $\text{Cl-Na}$  型水

Fig.2 Geological cross-section of chemical types of the groundwater in Shiyang riverbasin

透率的钠质玻璃容器,以防止空气污染和氦的渗漏。在实验室内首先对样品进行真空脱气,然后通过气体净化装置净化后进入VG-5400型质谱计分析,同位素测量以兰州的空气( $^3\text{He}/^4\text{He} = 1.40\times 10^{-6}$ ,  $^4\text{He}/^{20}\text{Ne} = 0.318$ )为工作标准,整个实验的测量精度为1%。地下水的 $^3\text{He}/^4\text{He}$  可用 $\delta^3\text{He}$ 表示, $\delta^3\text{He}$ 是地下水中相对与空气的氦同位素异常,即 $\delta^3\text{He} =$

$\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$  平衡法,用标准平均海水V-SMOW作为氢、氧同位素的标准。 $\delta\text{D}$ 的测量误差 $< \pm 1\%$ , $\delta^{18}\text{O}$ 测定误差 $< \pm 0.1\%$ 。

## 3 结果与讨论

### 3.1 大气降水是研究区地下水的主要补给源

石羊河和黑河流域地下水氦同位素组成变化范

围非常大(表1), $\delta^3\text{He}$  介于 $-93.8\%$ ~ $181.4\%$ 之间,但大部分样品与大气氮比较接近( $\delta^3\text{He}$  介于 $-20\%$ ~ $+20\%$ 之间),且其 $^3\text{He}/^{20}\text{Ne}$  值分布于 $4.65\times 10^{-7}$ ~ $7.43\times 10^{-7}$ ,稍高于空气。这些样品的氢氧稳定同位素分析数据变化范围也较小, $\delta\text{D}$  介于 $-68\%$ ~ $-96\%$ , $\delta^{18}\text{O}$  主要分布于 $-6.6\%$ ~ $-9.7\%$ 之间,其平均值与当地大气降水的氢氧同位素数据非常接近(石羊河流域大气降水氢氧稳定同位素平均值为: $\delta\text{D}=-88.5\%$ , $\delta^{18}\text{O}=-7.35\%$ )。因此,根据研究区的地下水同位素特征可以认为大气降水是石羊河和黑河流域地下水的主要补给源。

### 3.2 富含放射性成因氮的基岩裂隙水和卤水的混合作用

在石羊河流域武威盆地西北朱王堡—蔡旗—

带,地下水 $^3\text{He}/^4\text{He}$  值比大气氮低1~2个数量级,说明地下水中有大量放射性成因氮的混入,这主要由于武威盆地基底由南向北逐渐抬高,在蔡旗一带盆地基底的花岗岩和变质岩深度不足300 m,最浅处仅为100 m左右。该区周围分布着大量花岗岩和变质岩体,其南部祁连山边缘发育有加里东晚期的大型花岗岩体(主要是花岗闪长岩),在该区的西部和北部也有加里东晚期的中、小型花岗岩体(主要是斜长花岗岩和黑云母花岗岩)及中寒武香山群变质岩(主要为变砂岩、板岩和硅质岩)大量出露。这些裂隙非常发育的岩体中含有大量富含铀、钍等放射性元素的矿物(黑云母、角闪石等),铀钍的蜕变产生大量 $^4\text{He}$ ,造成其中裂隙水 $^4\text{He}$  的过剩。此外,该区的中上更新统一全新统含水层的颗粒明显变细,使地

表1 研究区地下水同位素分析数据表

Table 1 Isotopic composition of the groundwater in the study area

样品号	流域	采样地点	井深 /m	$^3\text{He}/^4\text{He}$ / $\times 10^{-6}$	$\delta^3\text{He}$ / %	$^3\text{He}/^{20}\text{Ne}$ / $\times 10^{-7}$	$\delta^{18}\text{O}/\%$	$\delta\text{D}/\%$
W24-01	石羊河上游地区	武威县古城	25	1.36±0.04	-2.86		-6.9	-68.0
W24-02		天祝县哈溪乡	7	1.50±0.05	7.14		-7.1	-72.0
W25-01		古浪县土门子乡	180	1.36±0.04	-2.86		-7.2	-79.0
W25-02		古浪县永丰堡	130	1.39±0.04	-0.71	6.12	-7.3	-75.0
W25-04		武威县大河驿	70	3.20±0.10	128.57	10.2	-7.5	-74.0
W25-05		武威县长城乡	75	1.50±0.04	7.14	5.10	-6.6	-85.0
W26-01		九条岭煤矿	4	1.29±0.04	-7.86	4.77	-7.2	-70.0
W26-02		武威县永宁堡	70	0.548±0.016	-60.86	3.95	-6.6	-75.0
W26-03		武威县朱王堡	70	0.428±0.012	-69.43	4.84	-6.8	-79.0
W26-04		武威县郑家堡	80	0.314±0.01	-77.57	5.21	-6.9	-77.0
W26-06		武威县下双乡	27	1.55±0.05	10.71		-7.2	-83.0
W26-07		武威县中坝乡	20	2.42±0.07	72.86	8.23	-7.5	-74.0
W30-01		民勤县蔡旗乡	280	0.0867±0.0027	-93.81	23.8	-8.7	-87.0
W51-01		石羊河下游地区	民勤县东湖镇往致	30	0.573±0.015	-59.07	6.76	-7.2
W51-03	民勤县东湖镇西		60	1.19±0.03	-15.00	5.12	-8.3	-77.0
W51-04	民勤县收成乡		45	1.87±0.04	33.57	7.29	-7.1	-76.0
W51-05	民勤县西渠乡		300	1.59±0.04	13.57	5.41	-7.3	-75.0
W51-06	民勤县红柳圆		70	1.41±0.04	0.71	6.77	-9.7	-96.0
W51-07	民勤县大滩乡		100	1.24±0.04	-11.43	13.9	-9.5	-86.0
W51-08	民勤县新河乡		80	1.75±0.05	25.00		-6.9	-77.0
W51-09	民勤县大坝乡		80	1.50±0.04	7.14	4.65	1.2	-73.0
W52-01	民勤县蒿子湖		100	1.42±0.04	1.43	4.97	-6.7	-81.0
W52-02	民勤县羊路乡		60	1.23±0.04	-12.14	4.67	-7.4	-76.0
W52-03	民勤县薛百乡	100	1.35±0.04	-3.57	4.73	-6.8	-73.0	
W28-01	黑河	张掖市南党寨	120	3.94±0.1	181.43	13.0	-7.4	-75.0
W28-02		临泽县西	22	3.04±0.08	117.14	12.2	-7.9	-72.0
W28-03		临泽县化音乡	1	1.58±0.04	12.86	7.43	-7.0	-79.0
W28-04		高台县南	29	1.66±0.04	18.57		-7.1	-68.0
W28-05		高台县盐池	12	0.0906±0.0028	-93.53	11.9	-6.9	-91.0
W29-01		金塔县东坝乡	60	1.53±0.04	9.29	5.20	-7.6	-77.0

下水流动速度明显变缓,表现出该地区地下水的矿化度变化极大(1~5g/l),部分水井的矿化度高达10g/l以上。地下水流动速度的减缓延长了基岩裂隙水与上层地下水的混合时间<sup>[5]</sup>,增加了地下水中<sup>4</sup>He同位素的混入量。

在石羊河流域下游民勤县东湖镇和黑河流域的中下游高台县盐池一带,近代曾为一内陆盐湖,第四系沉积物中发育大量白云石、石膏和硬石膏等蒸发岩矿物,这些化学沉积物可以比较容易地捕获由周围基岩的铀和钍等放射性蜕变产生的<sup>4</sup>He同位素,放射出的<sup>4</sup>He具有较大能量,使赋存的矿物产生裂痕,并容易地顺着这些裂缝进入晶体缺陷中或颗粒边缘<sup>[4]</sup>。当化学沉积物溶于地下水时,所捕获的大量<sup>4</sup>He便可造成地下水中<sup>4</sup>He同位素的过剩。该区地下水的矿化度极高(一般为5~10g/l,部分水井达20g/l以上),水化学类型为Cl-Na型,说明地下水存在卤水的混合作用,这是造成该区地下水氦同位素异常的主要原因。上述地区地下水中的氦同位素特征已反映出放射性成因<sup>4</sup>He的明显聚集, $\delta^3\text{He}$ 均小于-50%(图3),因此其地下水的循环周期大于1000年<sup>[2]</sup>。

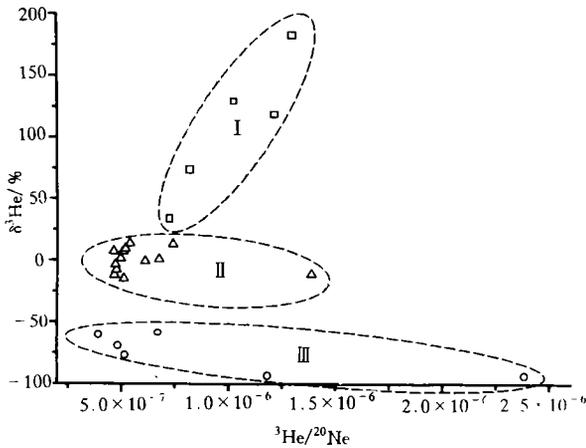


图3 研究区地下水 $\delta^3\text{He}$ 与 $^3\text{He}/^{20}\text{Ne}$ 关系图

I. 山前断裂带; II. 大气降水补给区;

III. 基岩裂隙水和卤水混合作用区

Fig. 3 Relationship between  $\delta^3\text{He}$  and

$^3\text{He}/^{20}\text{Ne}$  of the groundwater in the study area

### 3.3 深大断裂带附近地下水中幔源氦的混入

地下水中地幔<sup>3</sup>He的注入与地质构造背景的活动性存在着密切关系,深大断裂常可作为地下深部幔源氦向上运移的通道,断层的活动极大地增强了气体的扩散作用<sup>[7]</sup>。增加了水中气体的含量,特别是对那些相对容易扩散的稀有气体,而He的物理化学特性使得它容易运移而又稳定,并具有较强的扩散、渗透能力,使它对构造活动具有较大的灵敏度<sup>[3]</sup>。因此它可提供构造或地震活动的重要信息。

在河西走廊沿祁连山前发育着一系列深大断裂(许多地段被第四系冲击物覆盖为隐伏断层),这些断层大都呈北西向展布,大约在中生代时期已经出现,新生代时期活动依然很强烈,并与近代地震分布存在着密切关系。

在石羊河、黑河流域上游的祁连山前隐伏断层附近所采集的地下水样品的<sup>3</sup>He/<sup>4</sup>He比值较高( $\delta^3\text{He}$ 介于70%~180%之间,见图1),显示了在断裂带附近地下水中存在着地幔氦的显著贡献,不难推测该断裂带不但切割较深,而且近期该断层的活动仍未停止。

### 参 考 文 献

- 1 王先彬编著. 稀有气体同位素地球化学和宇宙化学[M]. 北京: 科学出版社, 1989
- 2 Kamensky I L, Tokarev I V, Tolstikhin I N. <sup>3</sup>H-<sup>3</sup>He dating: A case for mixing of young and old groundwaters[J]. Geochim. Cosmochim. Acta, 1991, 55: 2895~2899
- 3 王先彬, 陈践发, 徐胜等. 地震区温泉气体的地球化学特征[J]. 中国科学, 1992, 8(84): 9~854
- 4 Tolstikhin I, Lehmann B E, Loosli H H, Gautschi A. Helium and argon isotopes in rocks, minerals, and related groundwaters: A case study in northern Switzerland [J]. Geochim. Cosmochim. Acta, 1996, 60: 1497~1514
- 5 Savchenko V P. The problem of geochemistry of helium[J]. Natural Gases, 1935, 9: 53~197
- 6 Weiss R F. Solubility of Helium and neon in water and sea water [J]. Jour. Chem. Eng. Data, 1971, 16, 235~241
- 7 Schlosser P, Stute M, Sonntag C, Munnich KO. Tritogenic <sup>3</sup>He in shallow groundwater [J]. Earth and Planetary Science Letters, 1989, 94: 245~256

## Evidences from Helium Isotope for Groundwater Supplement, Circulation and Mixing

—Taking the Shiyanghe and Heihe river basins as an example

SHI Ji-an WANG Xian-bin WANG Qi ZHAO Xing-dong LI Chun-yuan SUN Ming-liang  
(Lanzhou Institute of Geology, Chinese Academy of Sciences Lanzhou 730000)

### Abstract

Shiyanghe and Heihe rivers, situated in the east part of Hexi Corridor, Gansu province, are two typical rivers in the arid and semi-arid area. According to the groundwateric helium isotope composition, most samples collected from these two river basins are of meteoric characteristics. Their  $\delta^3\text{He}$  values range from  $-93.8\% \sim 181.4\%$ , but most of them are close to the atmosphere helium with  $\delta^3\text{He}$  ranging between  $-20\% \sim +20\%$ .  $^3\text{He}/^{20}\text{Ne}$  distribute in the range of  $4.65 \times 10^{-7} \sim 7.43 \times 10^{-7}$ , which is slightly higher than that of the air, indicating that their origin is mainly from the meteoric water. In the northwest of Wuwei basin, Shiyanghe river the  $^3\text{He}/^4\text{He}$  values of groundwater is lower than atmosphere helium in  $1 \sim 2$  magnitude of orders, implying that the mixing of radiogenic helium from adjacent granite bodies in which abundant minerals containing U and Th are observed. The decay of U and Th can produce a large amount of  $^4\text{He}$  resulting in the excess of helium in the groundwater. The eminent accumulation of radiogenic helium shows that the circulation period of groundwater in this area could be 1000 years. Along the hidden fault in the front of the Qilian Mountains can observe the much higher  $^3\text{He}/^4\text{He}$  values with  $\delta^3\text{He}$  ranging from  $70\% \sim 180\%$ , indicating that the eminent contribution of mantle helium which implies that the Fault is still active.

**Key words** Shiyanghe river basin groundwater helium isotope mixing