河西走廊盆地地下水的氦同位素指示

赵霞¹⁾,陈建生^{1,2,3)},饶文波²⁾,董海洲²⁾,盛雪芬³⁾,苏治国³⁾,陈亮¹⁾ 1)河海大学岩土工程研究所,南京,210098; 2)河海大学科学研究院,南京,210098 3)河海大学水文水资源与水利工程科学国家重点实验室,南京,210098

内容提要:详细讨论了河西走廊的张掖、永昌和武威盆地地下水中同位素³ He/⁴ He、⁴ He/²⁰ Ne 和 δ¹³ C 的组成 与分布特征。结果表明,泉水溢出地表后尽管受大气不同程度的混染,其中仍含有明显的深源氦气的组分,包括放 射性元素铀和钍的蜕变及锂诱发的核反应生成的壳源⁴ He 与地球形成初期储存于地幔中的原始³ He。这些氦气挥 发份随 NNE 和 WNW 向活动断裂带向上迁移,直至被循环的地下水带至地表。

关键词:河西走廊;He同位素;地下水;断裂带

河西走廊沿祁连山前发育着一系列深大断裂, 这些断层大都呈 NW 向展布,大约在中生代已经出 现,新生代活动依然很强烈,并与近代地震分布存在 着密切关系(陈志泰,1992)。祁连山地震带总体上 呈 WNW 向展布。东端与南北地震带相接,西端与 阿尔金山地震带毗邻,北界在金塔、龙首山,南界进 入青海境内。带内以 WNW 向深大断裂为主,其次 是 NE 向深断裂和 NW 向断裂,其中 WNW 向深大 断裂自全新世以来强烈活动,是主要孕震构造之一 (朱子政等,1997)。地震活动多与深大断裂相伴生。 研究区的地震活动很频繁,震源深度多分布在15~ 40 km。Ms≥5.0 的地震震中分布显示为北西和北 东向,与该区深大断裂带展布方向基本吻合。研究 表明在地震活动过程中常常出现地下流体异常(杜 建国等,2000),改变地下水循环系统。由于深大断 裂带对各种地质作用与过程起着控制与调整作用, 是解决有关地质问题,特别是区域乃至全球构造的 关键所在。除传统的地表地质方法外,借助于地球 物理方法和同位素地球化学方法对反映深部地质构 造问题,如断裂深度、开启性、活动性和壳幔连通性 乃至区域地球动力学环境等有积极作用(徐永昌等, 1996)。氦为惰性化学元素,在上升过程中并不与其 他物质发生化学反应,其含量和同位素比值的变化 主要反映物理过程(上官志冠等,2000),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(徐永昌等,1996)。³He/ ⁴He值是氦源的一个灵敏指示剂,可为盆地地下水 的一种稳定的示踪剂,并且它受温度和盐度的影响 甚微,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、水一岩反应速率和混合作用 等重要信息,为地下水的合理开发和利用提供科学 的依据(史基安等,1999)。史基安等(1999)曾由石 羊河和黑河流域地下水中的氦同位素异常推断上游 祁连山前隐伏断裂切割深且仍在活动。最新研究指 出,位于河西走廊北部的巴丹吉林沙漠有大尺度的 远源地下水补给沙山和湖泊(顾慰祖等,2004),并以 断裂构造作为导水通道将黄河源头鄂陵湖与扎陵湖 的渗漏水连同祁连山融雪水输送至阿拉善高原的巴 丹吉林沙漠及周边地区(Chen et al., 2004, 2005;陈 建生等,2006),基于此本文尝试通过氦同位素对河 西走廊中部盆地地下水与断裂带的关联性及水循环 特性进行深入探讨。

1 研究区地质概况

位于阿拉善地块与北祁连褶皱带之间的走廊过 渡带在地理上与河西走廊相吻合。此带具有与阿拉 善地块相同的前寒武纪基底,中寒武世和奥陶纪地 层为厚层的、紫红色陆源碎屑岩和结晶灰岩,火山岩 不发育,说明走廊过渡带在早古生代是阿拉善地块 的大陆斜坡(宋述光,1997)。事实上,走廊过渡带是

注:本文为国家自然科学基金面上预研项目(编号 50579017)、河海大学国家重点实验室开放基金(编号 2005406611)和江苏省"六大人才 高峰"A类项目共同资助成果。

收稿日期:2006-09-04;改回日期:2007-01-16;责任编辑:周健。

作者简介:赵霞,女,1979年生,博士研究生,研究方向为同位素水文学。电话: 025-83787733;Email: oldbump@163.com。

一新生代的断陷盆地,属于阿拉善地块的南部大陆边缘,南界为祁连山北缘断裂带,现今地形特征为冲一 洪积物组成的斜坡地貌,基底主要由早古生代地层构成,其内充填了巨厚的中新生代沉积物。由于受其他 方向构造,特别是 NNW 向构造的干扰和叠加,使中 生代沉积厚度因为基岩而起伏不平,并可进一步划分 出若干小型盆地,从西往东主要有酒西盆地、酒东盆 地、张掖-民乐盆地、永昌-武威盆地。盆地南北两侧受 断裂构造控制,南缘的祁连山北缘断裂带和北缘的龙 首山断裂带都具向盆地逆冲的特点(陈志泰,1992), 主要活动断裂带和取样分布见图 1。

2 取样及方法

为了研究河西走廊中部盆地地下水与断裂带的 关联性及循环特性,对武威、民勤、张掖地区的泉水, 自流井和日喀则-狼山断裂带武威一共和段的温泉 中的氦、氖、氘、氧、碳、氚等同位素进行了分析。采 样时段集中在降雨量相对较少的4月份,尽量避免 了降雨和地表水对地下水的干扰。稀有气体氦同位 素由中国科学院兰州地质研究所分析,测定使用 VG5400静态质谱仪。采样容器选择氦的渗漏系数 较低的钠玻璃瓶,之前先将容器两端的阀门活塞腔 抽真空至 P≤1.3 Pa,以防运输、脱气过程中对脱出 气造成污染;采集水样时打开两端阀门,让水缓慢进 入直立的采样瓶,排净空气泡,全部充满水后立即关 紧阀门并用胶带固定。实验室工作主要分真空脱 气,脱出气净化和质谱测量三部分,脱出气 98%以 上为氦气与氖气(孙明良,1995),³ He/⁴ He 和 ⁴He/²⁰Ne值的测量精度分别优于 0.6%和 2.5%, 并将兰州市皋兰山顶的空气定为标准样。稳定同位 素 δ¹³C、δ¹⁸O、δD 和 T 由中国地质科学院水文研究 所分析,部分样品在中国地址科学院岩溶地质研究 所分析,均以 MM903 质谱仪测试,其中氢、氧同位 素分别应用锌法和 CO₂-H₂O 平衡法制样,全流程 误差分别优于 2‰和 0.2‰,均以相对于 SMOW 标 准表示。不足之处在于,盆地有些区域的泉水出露 分散,未采用过滤暗管汇集技术进行收集,在缓缓渗 出地表的过程中直接与大气接触,因而很难确保不 受大气混染,并可能直接影响测试结果。

3 同位素分析结果

3.1 地下水中 He, Ne 同位素指示

原始稀有气体包括氦气和氖气都是在宇宙演化 历程中经核反应产生的。形成原始氦的核反应主要



图 1 河西走廊地区主要活动断裂带和取样分布图

Fig. 1 Main active fault zones in the Hexi Corridor Basins and location of water samples sites

1一断裂带;2一井水样;3一泉水样;4一河流;5一断裂带及其编号:①龙首山断裂带,②祁连山北缘断裂带,

③昌马一俄博断裂带,④一阿尔金断裂带,⑤一日喀则一狼山断裂带;6一研究区域

1-Fault zone; 2-well water; 3-spring water; 4-river; 5-main fault zone and its serial number: 1-Longshoushan fault;

②—northern boundary fault of Qilianshan; ③—Changma—Ebo fault zone; ④—Altun fault zone;

⑤— Xigaze—Langshan fault zone; 6—study area

202	5	6	5
-----	---	---	---

表 1 研究区域地下水各指标值汇总

Table 1 Measured chemical parameters of groundwater in the study area

	- 11							. 10 -	0		- /		1 1	⁴ He浓度	. 10
研究	米样	水样	经度	纬度	温度	电导	δD	$\delta_{18}O$	³ H	R	R/	⁴ He/	⁴ He/	$(\times 10^{-6} {\rm cm}^3)$	$\delta^{13}C$
区域	地点	类型			(°C)	(µs/cm)	(‰)	(‰)	(TU)		Ra	²⁰ Ne	$^{4}\mathrm{He}_{\mathrm{air}}$	$(STP)/\sigma)$	(‰)
张掖盆地	张掖乌江	泉水	100°25′	38°59′	5.1	571	-50.4	-8.2	26.0	$(1.48\pm0.06)\times10^{-6}$	1.06	0.34	1.13	4.93	-7.78
	北武当山泉	泉水	100°29′	39°07′	10.1	3890	-70.6	-11.8	<2.0	$(1.56\pm0.05)\times10^{-7}$	0.11	58.30	200.92	876	-3.35
	张掖城东泉	泉水	100°34′	38°56′	0.1	995	-50.6	-9.0	15.2	$(2.23\pm0.09)\times10^{-6}$	1.59	0.31	0.73	3.19	-9.37
	古寨堡西井	深井	100°09′	39°16′	15.0	348	-59.7	-9.6	1.5	$(1.47\pm0.06)\times10^{-6}$	1.05	0.38	3.26	14.2	-5.67
	高台黑泉	泉水	99°36′	39°28′	1.2	2220	-51.0	-8.5	5.8	$(3.5\pm0.13)\times10^{-6}$	2.50	0.38	0.96	4.2	-8.76
	古寨堡东井	深井	100°09′	39°16′	12.6	335	-61.5	-9.3	<0.5	$(1.72\pm0.06)\times10^{-6}$	1.23	0.42	2.64	11.5	-5.49
永昌	永昌	泉水	101°46′	38°15′	8.1	436	-53.6	-9.1	33.0	$(1.08\pm0.03)\times10^{-5}$	7.75	0.54	2.04	8.91	-7.11
盆地	金昌	深井	102°17′	38°36′	10.2	648	-51.0	-9.0	3.4	$(1.51\pm0.05)\times10^{-6}$	1.08	0.32	1.11	4.82	-6.92
武威盆地	武威海芷寺	泉水	102°37′	37°57′	5.8	1099	-60.7	-9.1	23.8	$(1.44\pm0.05)\times10^{-6}$	1.03	0.33	0.99	4.32	-10.47
	洪水河	泉水	102°53′	37°58′	1.7	890	-55.9	-7.4	<2.0	$(1.51\pm0.05)\times10^{-6}$	1.08	0.60	3.33	14.5	-10.28
	南湖乡	井水	103°16′	38°10′	11.0	533	-84.9	-11.1	<2.0	$(1.15\pm0.04)\times10^{-6}$	0.82	0.56	1.52	6.61	-8.59
	武威林曼因	泉水	103°13′	38°04′	13.6	968	-59.0	-8.3	11.9	$(1.13\pm0.04)\times10^{-6}$	0.81	0.54	1.46	6.36	-7.30
	麻干海	泉水	103°31′	38°14′	23.5	1713	-44.9	-2.90	25.5	$(1.15\pm0.04)\times10^{-6}$	0.82	0.45	2.18	9.5	-6.73
	民勤荚河1	自流井	103°21′	38°34′	13.3	841	-69.5	-10.6	7.8	$(1.07\pm0.04)\times10^{-7}$	0.08	23.70	54.13	236	-6.38
	民勤荚河2	自流井	103°21′	38°34′	12.9	1130	-69.0	-10.0	5.0	$(1.13\pm0.04)\times10^{-7}$	0.08	16.8	74.54	325	-6.18
	民勤荚河 3	自流井	103°22′	38°34′	13.0	841	-77.2	-10.7	<2.0	$(2.15\pm0.06)\times10^{-7}$	0.15	4.46	71.56	312	-7.45
	内蒙黄草湖	泉水	103°29′	38°13′	12.3	1135	-69.2	-10.6	<0.5	$(2.39\pm0.08)\times10^{-7}$	0.17	5.40	6.95	30.3	-7.43
	西渠镇	深井	103°32′	38°58′	12.9	1486	-65.6	-10.4	4.1	$(8.10\pm0.33)\times10^{-7}$	0.58	0.88	2.43	10.6	-10.00
	湟中药水滩	泉水	101°33′	36°23′	41.0	2350	-63.1	-10.1	<0.5	$(1.35\pm0.05)\times10^{-6}$	0.96	0.48	2.57	11.2	5.07
	扎仓寺	泉水	101°18′	36°58′	93.0	2320	-77.8	-10.0	<0.5	$(1.1\pm0.04) imes10^{-7}$	0.08	8.84	117.20	511	5.56
	新街乡	泉水	101°23′	35°38′	45.1	946	-86.6	-12.1	<0.5	$(4.9\pm0.31)\times10^{-8}$	0.04	77.00	198.17	864	-10.28
温泉	共和克彩村	泉水	100°40′	$36^{\circ}12'$	40.0	3310	-64.7	-8.8	<0.5	$(1.01\pm0.04)\times10^{-7}$	0.07	14.50	38.76	169	-10.06
	温泉乡	泉水	99°25′	35°24′	51.2	1540	-84.0	-11.2	<0.5	$(1.14\pm0.05) imes10^{-7}$	0.08	10.50	259.17	1130	-8. 34
	武威药王泉	泉水	$102^\circ 11'$	37°54′	62.5	2410	-68.5	-10.9	7.2	$(3.8\pm0.2)\times10^{-8}$	0.03	413.00	38990.83	170000	-10.21
	青海宾馆	泉水	101°45′	36°37′	34.0	31800	-71.6	-10.1	<0.5	$(5.1\pm0.22)\times10^{-8}$	0.04	263.00	793.58	3460	-1.55

注:兰州地质所将兰州市皋兰山顶的空气定为标准样,实测空气中的⁴He/²⁰Ne值为 0.318,³He/⁴He 值为(1.4±0.05)×10⁻⁶,⁴He浓度为 4.36×10⁻⁶ cm³. STP. ⁴He/g。

4.36 \times 10 ° cm³. S1P. * He/g.

是氢燃烧过程(王先彬,1989),其中氘氘反应 D+D $(n)^{3}$ He 生成³He,而氘氘反应 D+³H(n)⁴He 则生 成⁴He,它们共同形成了地球形成初期的原始氦组 分,并储存于地幔中。除此以外,放射性成因的氦也 占据了很大比例,主要分放射性元素蜕变和宇宙射 线的散裂反应两种过程,铀、针等放射性元素可衰变 产生 α 射线,即带阳电荷的氦离子流,得到电子后就 是⁴He,α射线轰击铍等原子核会产生出中子,中子 被锂原子核俘获后发生核反应,即⁶Li(n, α)³H $(\beta^{-})^{3}$ He, α 粒子被锂原子核俘获后也发生核反应, 即⁷Li(α ,³H)⁸Be(β ⁻)2⁴He,生成⁴He 和³He。地壳 中的氦组分主要来自含铀、钍、锂和铍等元素的岩 石,而大气中的氦主要是固体地球的脱气和宇宙射 线同物质的相互作用等过程产生的。地球大气中氦 的含量按体积约为 5.24×10⁻⁶ mL(STP) He/ mLair,其³He/⁴He 值为(1.39±0.01)×10⁻⁶,几乎 是一常数,这是由于大气中气体相互混合的时间约 为10a,这较之它们的滞留时间10⁶a要小得多。因 此实验室通常将大气中³He/⁴He 同位素比值(Ra) 作为标准,其他氦样品的比值(R)相对它进行测量。 R/Ra大于1时,一般认为³He有富集,原因主要分 ⁶Li核反应生成说、氚衰变生成说和地幔原始起源说 三种。第一种情况,由于地壳中火成岩及沉积岩的 ⁶Li浓度普遍低于 100×10⁻⁶, 地幔中更低(陈骏等, 2004), 而 100×10⁻⁶的⁶Li 发生核反应后产生的 R/ Ra 不超过 0.1⁶Li(Yokoyama et al., 1999), 不足以 引起³He的富集,因此可以排除这一说法;第二种情 况,由于地下水中氘衰变生成的³He 在封闭系统中 随时间有规律增长(王恒纯,1991),因此给定初始时 刻的氚值和衰变时限即可求出累计产生的³He浓度 值。由于中国西部地区靠近核试验区,造成了中国 西北地区河水中的氚值普遍高于降水。由表1可 知,河西地区地下水中的氚值大多高于检测限,显示 为核试验后的降水补给。根据该地区核爆后降水中 氚的含量随时间的分布曲线,可以假定该地区 40 a 前受核爆影响下地表水的氚值为 500TU,而且封闭

系统中衰变量没有损失,便可计算出1L水在40 a 内产生的³He浓度值:

 ${}^{3}\text{He}_{t} = 500 \times 2 \times 10^{-18} \times (1000/18) \times (1 - e^{-(\ln 2/12, 36) \times 40}) \times 22.4 \times 10^{3} = 1.11 \times 10^{-12} \text{mL/L}$

一般地下水中³ He 的浓度在标准状态下(25℃,101 kPa)为 10⁻¹³ mL(STP)³ He/mLH₂ O (Mook et al.,2002),因而得出核爆后由氚水衰变产生的³ He 与地下水中³ He 总量的浓度比为 1.11 %,仅占据很 小的份额。因此本文偏向于第三种解释,即过剩的 ³ He是地幔中泄漏出来的原始³ He。Hoke 认为,典 型的大洋中脊玄武岩的 R/Ra 比值可达到 8,地壳中 R 的典型值可赋予 0.025Ra(Hoke et al.,2000),见 图 2 和 3。另外,氦同位素和氖同位素可以结合用 于判识地下水受大气影响的程度。因为地层中的 ²⁰ Ne是地球形成初期脱气的产物,原始的氖产生于 氧燃烧过程,即¹⁷ O(α ,n)²⁰ Ne,现今地幔中仍有残 余,而地壳中几乎不存在²⁰ Ne,故而地下水的⁴ He/ ²⁰ Ne值越大,说明地下水受到大气值的影响越小。

从表1,图2和3可看出,武威地区水样中的 R/ Ra值在0.08~1.08之间,⁴He/⁴He_{air}在1~74.5之 间,⁴He/²⁰Ne在0.33~23.7之间,正是所取的泉水 或井水部分出露地表受大气严重混染所致。民勤夹 河的自流井和黄草湖的井水中⁴He/⁴He_{air}在6.9~ 74.5之间,说明受大气影响较小,R/Ra值平均为 0.12,用幔壳二端元复合模式(陶明信等,2005)近似 算得,幔源氦贡献仅占约1.35%;红水河、海芷寺、 金昌和永昌四处的样品在受大气干扰的前提下,仍 有高的 R/Ra值(均大于1,其中永昌泉水的值高达 7.75),呈现出明显的幔源氦气的贡献。

张掖地区除北武当山泉外,⁴ He/²⁰ Ne 均值接近 大气值 0.318,说明泉水溢出后被大气混染;泉水中 R/Ra 值都大于 1,故可忽略壳源氦气的混合作用, 由幔气二端元计算结果显示,样品虽受大气影响值 约 78%~99.3%,但仍表现出幔源氦的贡献;北武 当山泉(0.11,58.3,200.9)的值显示出壳源氦的大 量贡献,这是由于采用了过滤暗管汇集技术,保证了 水流在由井管流出的过程中不与大气接触,使氦气 免受大气的干扰。

温泉中 R/Ra 值都在壳源比值范围内,除湟中 县药水滩受大气混染较重外,⁴ He/⁴ He_{air}和⁴ He/²⁰Ne都远高于大气值,证明上覆盖层未受破坏,地幔 成因氦可以忽略不计,氦气主要来自地壳。

3.2 地下水中δ¹³C的比较分析

表1可见,沿着日喀则-狼山断裂带青藏高原青



Fig. 2 Relationship between R/Ra and ⁴ He/²⁰ Ne ratios in the groundwater



图 3 研究区地下水中 R/Ra 与⁴He/⁴He_{air}值关系图 Fig. 3 Relationship between R/Ra and ⁴He/⁴He_{air} ratios in the groundwater

海一段温泉中的 δ^{13} C值离散性较大,从-10.28‰ ~5.56‰不等;张掖地下水 δ^{13} C的值(-9.37‰~ -5.49‰)略负,武威的值(-10.47‰~-6.18‰) 最负,虽考虑到 CO₂在地下水中迁移时受温度、pH 值等因素的影响会与液相水中的 HCO₃⁻⁻ 以及固相 围岩中的 CO₃²⁻⁻ 发生同位素分馏(Du er al.,2004), 但所有水样中的值都大于-11‰,表明 CO₂更偏向 于无机成因(Craig,1953),并可得出与 He 同位素 相同的结论,即 CO₂气体来自深部地层。而地球深 部的 CO₂有幔源碳和变质碳之分,由于 CO₂在上升 迁移过程中气液流体组分之间可能存在多种涉及 CO₂的化学反应,所有这些化学反应以及气体迁移 过程中的渗透、扩散等物理过程均可影响它的 δ^{13} C 值(陶明信等,2005),因此究竟是变质作用下碳酸盐

567

矿物的脱碳作用分解亦或是岩浆碳酸岩的气液包体 获得的 CO₂(杨立铮等,1999)进入了含水层系统,由 于采样条件受限,无法将泉口的 CO₂气体单独收集, 以致不能得到水的 CO₂分压值,故不能作出更为准 确的判断。

4 讨论

氦同位素分析结果显示,地下水中氦大致有两 种不同来源,其分布与两组不同向的断裂构造系相 关:

一是 NNE 向的日喀则-狼山断裂系,跨经武威 境内的红水河、黄草湖和民勤夹河等地,这些区域的 地下水表现出壳源贡献的氦气,地幔气成分仅占约 1%左右。日喀则-狼山断裂带被认为是一条基底断 裂带,早在元古生代就形成了(袁学诚,1995),自新 生代以来,随着欧亚板块的碰撞伴随着青藏高原的 隆升,高原地层产生剪切滑移而形成东西向开裂,继 而形成了一系列 NNE 向的断裂带(肖序常等, 1986)。日喀则-狼山断裂带也随之进一步发育扩展 (向光中等,1987)。该断裂带不仅导水,而且沿线地 震频发,并在与其他方向断裂交汇处形成温泉和地 热异常(李百祥,2002)。这些样品中的氦气主要来 源于放射性铀、钍等的蜕变,而微弱的地幔气贡献可 能因为这是一组超壳断裂带,地震抽取作用可以使 幔源气上迁至浅层地表(任建国,1996)。洪水河水 的 R/Ra 为 1.08,⁴ He 浓度是空气的 3.3 倍,表明了 幔源氦气的介入,这可由物探探测到的红水河下伏 断裂带所证实(张惠昌,1983)。位于民勤城东 20 km 的夹河乡自流井水的 R/Ra 值在 0.08~0.15 之 间,⁴He浓度为大气值的54~72倍,则可认为是混 入壳源的氦气导致的。日喀则-狼山断裂带沿线的 温泉中 R/Ra 值都在壳源比值范围内,水化学分析 也证实地壳深部水循环良好,热源有部分来自放射 性元素蜕变产生的热能(曹兴山等,2001)。陈建生 等(2006)最近指出日喀则-狼山断裂系将鄂陵湖、扎 陵湖的渗漏水以及祁连山的融雪水输送至阿拉善高 原,泉水和地下水中³He/⁴He 值在 0.083~1.13× 10^{-6} 之间,⁴He的浓度值比空气中的值高出约1个 数量级,应有放射性元素铀和钍蜕变成因⁴He的介 入,可见活动的断裂带为地下水混入深部氦气提供 媒介,而武威盆地作为该断裂带导水的途经地,地下 水表现出明显的深源氦气组分理应是合理的。

二是以龙首山深大断裂和祁连山北缘深大断裂 为界的 WNW 向断裂系,沿此断裂带分布的地下水 都表现出明显的地幔氦成分,前文的分析结果显示 原始³He的组分占优。当地地质资料有载,河西走 廊地区由于覆盖大面积的沉积物,岩浆活动较难被 探测,但从局部地区出露的基岩分析,与北祁连区大 体相似。祁连山北缘深大断裂历经多次构造运动后 现今仍在活动(陈志泰,1992)。地质时期祁连洋封 闭消减后残留有一定数量的大洋岩石圈物质,即产 出的蛇绿岩带和岛屿、裂谷火山岩系(闫海卿等, 2005),保留有大洋底变质作用痕迹,并引起上地幔 岩的构造侵位(钱生华,1997),因而可以理解为频繁 的地震与构造活动使地质时期形成的大洋玄武岩玻 璃体或火山岩被熔融形成岩浆,部分俘获的原始 ³He组分被分配至熔融体中,随之向上迁移,直至被 循环的地下水带至地表。永昌泉水异常高的³He 组 分即为依据。

另表1中地下水的 ôD、ô¹⁸O 同位素数值分布显 示,张掖盆地和永昌盆地地下水基本接近于黑河流 域上游多年平均大气降水值,而与当地多年平均降 水值(张掖降水, $\delta D = -6.09\%, \delta^{18} O = -40.01\%$) (相差甚远,可见当地降水对地下水的贡献很小,地 下水应与黑河水同源,均来自祁连山融雪水;同理可 以解释武威盆地的地下水分布;日喀则一狼山断裂 带北段附近的温泉的 ôD-ô18 O 关系除部分样点因水 中的¹⁶O、1H与气体中的¹⁸O、2H发生了交换(平衡 分馏)而偏离外,其余都集中在全球降水线附近,表 明温泉水来自于大气降水的补给,与武威地区地下 水落在同一区域,认为其是同源的。当地地震烈度 分布图(陈志泰,1992)可见地震走向有从东向西迁 移的趋势,在研究昌马-古浪活断层构造特征中有证 据提出该断裂带在磁场上反映为磁异常带,且多处 被北东向负异常切割(陈爱玲等,1992),暗示了一系 列 NE 向断裂的存在,由于断裂几何性质复杂,地表 浅层断裂与地下深处的基底深大剪切走滑活动断裂 之间有千丝万缕的关系(刘小凤等,2005),因而不只 地震走向,地下构造也可能因为应力的释放和转换 导致地下水渗入裂隙通道,更有利于地下水在深部 的运移,水样中深源氦的介入和稳定同位素 ôD、 δ¹⁸O的分布即是佐证。甘肃省地质调查局提供的最 新资料记载,2005年9月以来张掖市甘州区部分地 区地下水位明显上升,较往年升高4m左右,而2003 年10月黑河主要支流——山丹河上游地区发生 6.1 和 5.8 级地震并致使沿大马营隐伏断裂有 18 处上升泉水出露。地震活动被认为诱导地质构造的 变动,改善了断裂带的透水性,破坏了深层隔水层,

5 结论

综上所述,河西走廊的地下水循环和下伏构造 带密切相关,这一信息已由史基安等(1999)在对石 羊河和黑河流域地下水中的氦同位素异常的推断过 程中提及,本文讨论了河西中部地区地下水中氦、碳 同位素分布特征,并得出如下结论:

(1)河西走廊张掖和永昌盆地地下水中的 R/ Ra 值在 0.11~2.5 之间,⁴ He/²⁰ Ne 在 0.34~58.3 之间,表明在受大气干扰的前提下,所测地下水中仍 含有明显的幔源³ He 的组分。

(2)武威盆地地下水和日喀则-狼山断裂带沿线 的温泉中的 R/Ra 值在 0.04~1.08 之间,⁴ He/²⁰ Ne 在 0.33~413 之间,很明显有放射性铀、钍等蜕变产 生的壳源氦参与了地下水的循环。

(3)所取样品中的 δ¹³ C 值都小于一11‰,表明 C 源更偏向于无机成因,暗示了深部气体的释放。

(4)NNE 和 WNW 向的活动断裂带携同地下 水将深部富集的氦气挥发份带至武威盆地、张掖盆 地和永昌盆地。

参考文献

- 曹兴山,赫明林,曹炳媛. 2001. 武威药王泉地热田水文地质条件及水化学特征. 甘肃地质学报,10(1):75~82.
- 陈志泰.1992. 祁连山—河西走廊地区活动断裂带. 北京:地震出版 社,7~51.
- 陈爱玲, 邵世勤, 王新林, 孙贵珍. 1992. 昌马一古浪活断层深部构 造特征和地震活动的关系. 西北地震学报, 14(增刊):99~ 105.
- 陈骏,王鹤年. 2004. 地球化学. 北京:科学出版社, 36~56.
- 陈建生,赵震,盛雪芬,董海洲,饶文波,苏治国.2006.巴丹吉林 沙漠湖泊群与沙山形成机理研究.科学通报,51(23):2789~ 2796.
- 杜建国,康春丽. 2000.强地震前兆异常特征与深部流体作用探讨. 地震,20(3):95~101.
- 顾慰祖,陈建生,汪集旸,赵霞,谢民,陆家驹,Klaus-Peter Seiler. 2004. 巴丹吉林高大沙山表层孔隙水现象的疑义.水科学进展,(6):695~699.
- 李百祥. 2002. 狼山-武威-共和断裂带和地热分布. 甘肃地质学 报, 11(1):83~88.
- 刘小凤,肖丽珠,梅秀萍,徐辉.2005. 祁连山地震带地震活动特征 及序列类型.西北地震学报,27(1):56~60.
- 钱生华. 1997. 应用断层的活动性分析民乐一张掖盆地及外围地区 的强震危险性. 西北地震学报, 19(2):88~93.
- 任建国. 1996. 中国某些地区温泉气体的氦、碳同位素地球化学(摘要). 地质地球化学,(6):92~93.
- 上官志冠, 白春华, 孙明良. 2000. 腾冲热海地区现代幔源岩浆气体释放特征. 中国科学(D辑), 30(4):407~414.
- 史基安,王先彬,王琪,赵兴东,李春园,孙明良. 1999. 地下水补 给、循环和混合作用的氦同位素证据——以石羊河、黑河流域为

- 例. 沉积学报, 17(增刊):815~819.
- 宋述光. 1997. 北祁连山俯冲杂岩带的构造演化. 地球科学进展, 12(4):351~365.
- 孙明良. 1995. 水中氦同位素的质谱分析. 质谱学报, 16(1):34~ 38.
- 陶明信,徐永昌,史宝光,蒋忠惕,沈平,李晓斌,孙明良. 2005. 中国不同类型断裂带的地幔脱气与深部地质构造特征.中国科 学(D辑),35(5):441~451.
- 王先彬. 1989. 稀有气体同位素地球化学和宇宙化学.北京:科学出版社,1~174.
- 王恒纯. 1991. 同位素水文地质概况. 北京:地质出版社, 114.
- 肖序常,汤耀庆,高延林.1986.再论青藏高原的板块构造.中国地 质科学院院报,(14):7~19.
- 向光中,吕德徽. 1987. 青藏块体内北东向构造及其地震活动(以甘 青宁地区为例). 西北地震学报,9(1):62~68.
- 徐永昌,沈平,陶明信,刘文汇.1996.东部油气区天然气中幔源挥 发份的地球化学一I.氦资源的新类型:沉积壳层幔源氦的工 业储集.中国科学(D辑),26(1):1~8.
- 闫海卿,钱壮志,刘继庆,张铭杰,肖林,霍勤知.2005.北祁连山 东段瞭高山构造拼贴体的发现及其意义.兰州大学学报(自然 科学版),41(3):10~13.
- 杨立铮,卫迦,孙晋玉. 1999. 四川康定温泉系统深源 CO₂释放研 究. 地质学报,73(3):278~285.
- 袁学诚. 1995. 论中国大陆基底构造. 地球物理学报, 38(4):448~ 458.
- 张惠昌. 1983. 武威洪水河断裂的水文地质意义. 甘肃省地质调查 局水文地质工程地质教研室, 1~5.
- 朱子政,姚吉禄,杨建辉.1997.祁连山地震带地震活动特征研究. 西北地震学报,19(4):25~29.
- Chen Jiansheng, Li Ling, Wang Jiyang, Barry D A, Sheng Xuefen, Gu Weizu, Zhao Xia, Chen Liang. 2004. Groundwater maintains dune landscape. Nature, (432):459.
- Chen Jiansheng, Zhao Xia, Sheng Xuefen, Wang Jiyang, Gu Weizu, Chen Liang. 2005. Geochemical Information Indicating the Water Recharge to Lakes and Immovable Megadunes in the Badain Jaran Desert. Acta geologica sinca (English Edition), 79 (4): 541~546.
- Chen Jiansheng, Zhao Xia, Sheng Xuefen, Dong Haizhou, Rao Wenbo, Su Zhiguo. 2006. Formation mechanisms of megadunes and lakes in the Badain Jaran Desert, Inner Mongolia. Chinese Science Bulletin, 51(24): 3026~3034.
- Craig H. 1953. The geochemistry of the stable carbon isotopes. Geochimica et Cosmochimica Acta, (3):53~92.
- Du Jianguo, Cheng Wanzhen, Zhang Youlian Jie Chunlin, Guan Zhijun, Liu Wei, Bai Liping. 2004. Helium and carbon isotopic compositions of thermal springs in the earthquake zone of Sichuan, Southwestern China. Journal of Asian Earth Sciences, 26(5):533~539.
- Hoke L, Lamb S, Hilton D R, Poreda R J. 2000. Southern limit of mantle-derived geothermal helium emissions in Tibet: implications for lithospheric structure. Earth and Planetary Science Letters: (180), 297~308.
- Mook W G, Züber A, Maloszewski P, Campana M E, Harrington G A, Tezcan L, Konikow L F. 2002. Environmental Isotopes in the Hydrological Cycle. Vienna: International Atomic Energy Agency, 157~159.
- Yokoyama T, Nakai S, Wakita H. 1999. Helium and carbon isotopic compositions of hot spring gases in the Tibetan Plateau. Journal of Volcanology and Geothermal Research, (88): 99~ 107.

Tracing Groundwater with Helium Isotopic Compositions in the Hexi Corridor Basin, Northwestern China

ZHAO Xia¹⁾, CHEN Jiansheng^{1, 2, 3)}, RAO Wenbo²⁾, DONG Haizhou²⁾,

SHENG Xuefen³⁾, SU Zhiguo³⁾, CHEN Liang¹⁾

1) Geotechnical Research Institute, Hohai University, Nanjing, 210098

2) Isotope Hydrology Institute, Hohai University, Nanjing, 210098

 $\label{eq:state-$

Hohai University, Nanjing, 210098

Abstract

The Hexi Corridor (37°17' N to 42°48' N; 93°23' E to 104°12' E) is situated on the arid region of northwestern China. Fault zones in the Hexi Corridor Basin are still active in response to the collision between the Indian Plate and Eurasian Plate together with the northern extrusion since the Cenozoic. We measured helium and carbon isotopic compositions of groundwater to clarify the origins of helium and volatiles in the groundwater and to disclose a relationship between the groundwater system and fault zones within the Hexi Corridor. The R/Ra values indicate that ³He from the groundwater in the northern boundary fault of the Qilian Mountains is derived from the mantle with a mixture of atmospheric helium. Frequent earthquake activities activated the North Qilian Fault, so that oceanic basalt vitreous or volcanic rocks were molten to magma again. The magma then trapped mantle-source ³He and carried it along as it rose into the crust along the faults. In contrast, helium in the Xigaze-Langshan Fault Zone is derived mainly from the crust with mixing of atmospheric helium. Caledonian granites widely distribute in the water-bearing layers, resulting in the sharp increase of ⁴He contents produced from the decay of radioactive U and Th elements contained in these types of rocks. Furthermore, the slight mantle-source helium injection in the groundwater is probably due to extraction processes of earthquake. Additionally, The δ^{13} C values show that carbon dioxide is predominately derived from the deep earth. Therefore, helium, neon and carbon dioxide volatiles in the deep earth are released along active fault zones and in turn incorporated in the groundwater, which transported into the ground surface accompanied with the water circulation.

Key words: Hexi Corridor; helium isotopes; groundwater; fault zone