

昭通地区流体观测井地下水地球化学特征*

胡小静¹, 付虹^{1*}, 张翔¹, 何德强², 周晓成³, 李丽⁴

(1. 云南省地震局, 云南 昆明 650224; 2. 昭通市防震减灾局, 云南 昭通 657099;
3. 中国地震局地震预测研究所, 北京 100036; 4. 山西省地震局, 山西 太原 030021)

摘要: 对昭通地区12口流体观测井及其周边5个地表水体进行取样测试, 分析其水化学组分和氢氧同位素, 确定该地区流体观测井的地球化学背景特征, 为该区域流体测项的跟踪分析提供基础支撑。水岩平衡结果显示: 相较于其它观测井, 昭阳一中井地下水水岩平衡状态更接近于部分成熟水, 表现为地下水补给过程缓慢, 水岩作用程度较高; 其余观测井均处在未成熟水阶段, 表现出补给路径较短, 水岩相互作用较弱等特点。氢氧同位素组成显示: 研究区内大多数流体观测井补给源均为大气降水, 但补给方式略有差异。水化学组分演化过程显示: 自2014年以来, 大多数井含水层水体未发生新的水岩作用过程, 并且与其附近的河流水力联系密切。

关键词: 流体观测井; 地球化学特征; 昭通地区

中图分类号: P315.724

文献标识码: A

文章编号: 1000-0666(2020)04-0630-08

0 引言

地下流体观测是地震前兆监测的主要手段, 一直被广泛应用。有研究表明: 地壳中地下流体特别是断裂带地下流体循环深度可达到15~20 km (Muir-Wood, King, 1993; Gudmundsson *et al.*, 2001), 正好与发生在中国大陆地区的大多数地震的震源深度一致。水化学组分和氢氧同位素作为地下水循环过程中的示踪剂, 可以很好地记录地下水起源、运移及岩石圈内的信息, 可有效揭示区域内地表水和地下水之间的转化过程信息, 因此常被用来识别地下水成因、迁移路径及其成分演化机制等 (李学礼, 1988; 杜建国, 刘丛生, 2003; 宋献方等, 2007; 顾慰祖, 2011; 胡小静等, 2018)。

许多学者的研究表明: 当构造活动强烈或者在地震活动时期, 地壳介质中水-岩之间原有的平衡状态被打破, 地下水中的气体及水化学组分就会出现异常变化 (苏鹤军等, 2006; Ching *et al.*, 2008; 周晓成等, 2012; 刘耀炜等, 2015; 田雷等, 2018), 同时也会引起围岩的蚀变, 导致

某些元素的富集和矿物的形成 (Matsuda *et al.*, 2004; Singh *et al.*, 2005; 赵军等, 2009; 周志华等, 2014)。因此, 将同位素技术和水化学方法结合起来, 可进一步提高地下流体补给源及来源深度分析结果的准确性和可靠性 (苏小四等, 2009; 王云等, 2018)。目前常用的分析方法包括水化学 Piper 图、Na-K-Mg 三角图、Schoeller 图以及大气降水的氢氧同位素对比等。

川滇交界东部地区是近几年全国强震危险区之一, 位于该危险区的昭通地区分布有多口流体观测井。因此, 2018年5月30日—6月3日, 笔者对昭通地区的流体观测井及周边水体进行了采样测定, 并收集了该区已有的测试结果, 通过分析观测井水化学组分和氢氧同位素, 研究了该区内流体观测井地下水的地球化学特征。

1 区域水文地质概况

昭通地区位于云南省东北部, 年均降水量600~1200 mm, 年均气温11℃~20℃, 不同地区的海拔不同, 年降水量和气温也有所差别。昭通地区位于扬子板块西南缘, 紧邻青藏滇西褶皱带, 区内地

* 收稿日期: 2019-07-02.

基金项目: 基于地下流体资料震例回朔的亚失稳状态识别研究 (2018YFC150330505)、云南省地震局科技人员传帮带培养任务 (C3-201707)、2018年度震情跟踪定向工作任务 (2018010301) 及前兆观测中亚失稳现象研究 (SKB-1936-01) 联合资助。

♣ 通讯作者: 付虹 (1963-), 女, 研究员. 主要从事地震综合预测研究. E-mail: fuhong@mail.eqyn.ac.cn.

质构造作用强烈，主要断裂为昭通—鲁甸断裂，总体走向为 NNE 向，全长约 160 km，经昭通到鲁甸、北至大关附近。昭通地区地层从第四系到震旦系均有出露，各地质时代出露的面积、地层厚度及岩性见表 1（刘永林，雒昆利，2016）。

表 1 昭通地区主要地层统计特征

Tab. 1 Statistical characteristics of major strata in Zhaotong area

地层年代	出露面积/km ²	地层厚度/m	岩性特征
古近纪	289. 8	—	碎屑岩
侏罗纪	1 766. 4	80	砂岩、泥质灰岩
三叠纪	3 870. 0	230 ~260	砂岩、灰岩、白云岩
二叠纪	8 757. 8	1 350	灰岩、玄武岩、煤层
石炭纪	1 323. 6	250	灰岩、白云岩
泥盆纪	935. 5	—	灰岩、砂岩
志留纪	700. 6	200	砂岩、页岩
奥陶纪	760. 5	580	白云质灰岩、泥灰岩
寒武纪	844. 3	340	灰岩
前寒武纪	2 741. 3	—	板岩、大理岩、砂岩

2 采样与测试结果

2018 年 5 月 30 日—6 月 3 日，笔者对昭通地区分布的 12 口流体观测井、泉及 5 个出露的龙潭水库等地表水体共计 17 个水体点进行了样品采集，

采样点空间分布见图 1，各采样点基础资料见表 2。根据测试需要，每个采样点采集水样 3 瓶，分别用于氢氧同位素测定、水化学组分测定及碳酸氢根滴定法，其中用于主元素及氢氧同位素测量的样品容器为 30 mL 聚乙烯塑料瓶，用于碳酸氢根滴定的样品容器为 100 mL 聚乙烯塑料瓶。采样前将聚乙烯塑料瓶浸泡在纯净水中清洗，自然风干，取水样时再次将取样瓶浸泡入水中润洗 3 遍后装样，装样过程中通过多次晃动等方式将瓶中的空气排出，确保样品无气泡，将盖子扭紧并用封口膜进

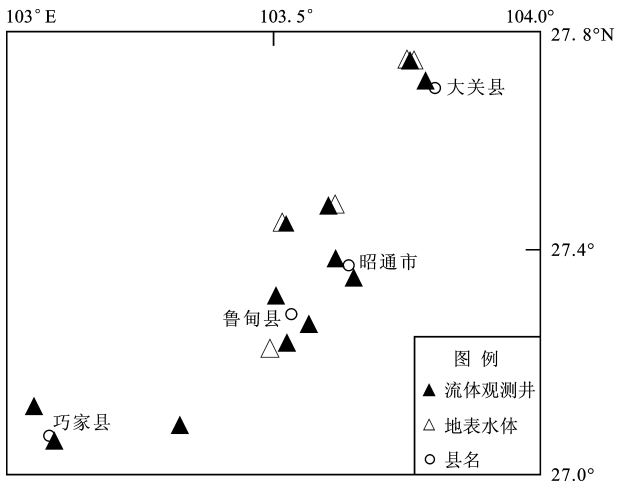


图 1 昭通地区采样点空间分布
Fig. 1 Distribution of water samples in the Zhaotong area

表 2 昭通地区采样点背景信息

Tab. 2 Background information of water samples in Zhaotong area

样品名称	$\varphi_N / (^\circ)$	$\lambda_E / (^\circ)$	海拔/m	构造位置	井孔深度/m	含水层岩性	水样类型
大关谢家沟河	27. 75	103. 88	1 106	昭鲁断裂	—	—	地表水
昭通渔洞井	27. 38	103. 55	1 927	昭鲁断裂	321	粉砂质泥岩	地下水
巧家毛椿林井	26. 70	103. 01	697	小江断裂	—	灰岩	地下水（泉）
鲁甸田合并	27. 25	103. 55	1 969	昭鲁断裂	157	砂岩	地下水
鲁甸茨院井	27. 22	103. 60	1 941	昭鲁断裂	270	砂岩	地下水
大关谢家沟井	27. 76	103. 89	1 108	盐津—丁木构造带	103	砂岩	地下水
鲁甸水氢点	27. 10	103. 33	1 940	昭鲁断裂	—	泥质白云岩	断裂上升泉
昭通渔洞河	27. 35	103. 57	1 923	—	—	—	地表水
昭阳巡龙河	27. 47	103. 63	1 895	—	—	—	地表水
巧家老店井	26. 87	103. 27	1 890	昭鲁断裂	136	灰岩	地下水
砚池山水库	27. 12	103. 39	1 932	—	—	—	地表水
大关水氢点	27. 44	103. 53	1 340	盐津—丁木构造带	—	石灰岩和玄武岩	下降泉
巧家大龙潭	26. 91	102. 97	840	小江断裂	—	灰岩	地下水（泉）
谢家沟龙潭	27. 76	103. 87	1 106	—	—	—	地表水
昭阳乐居井	27. 38	103. 57	1 907	昭鲁断裂	115	灰岩	地下水
昭阳巡龙井	27. 45	103. 65	1 896	昭鲁断裂	100	云母片岩	地下水
昭阳一中井	27. 33	103. 71	1 921	昭鲁断裂	404	灰岩	地下水

行密封。流体观测井利用带有止回阀 PVC 贝勒管取
样, 容积为 1 000 mL, 采样深度为水面以下约 3 m
处; 地表水利用蠕动泵抽取, 距离岸边 1~3 m, 深
度为水体表面。

本次样品的水化学成分测试结果和氢氧同位素组

成见表 3。为了进一步验证测试结果的可靠性, 对上
述测试结果做阴阳离子平衡检验(表 4), 其相对误
差基本都在 10% 以内, 符合离子均衡要求。另外,
本文收集了 2014 年 8 月和 2017 年 5 月底在研究区内
开展的样品测试结果, 见表 5。

表 3 2018 年昭通地区采样点水样品水化学测试结果(主要成分含量)

Tab. 3 Chemical composition of groundwater samples in Zhaotong area in 2018 (the content of main components)

样品名称	HCO ₃ ⁻ / (mg·L ⁻¹)	CO ₃ ²⁻ / (mg·L ⁻¹)	Cl ⁻ / (mg·L ⁻¹)	NO ₃ ⁻ / (mg·L ⁻¹)	SO ₄ ²⁻ / (mg·L ⁻¹)	Na ⁺ / (mg·L ⁻¹)	K ⁺ / (mg·L ⁻¹)	Ca ²⁺ / (mg·L ⁻¹)	Mg ²⁺ / (mg·L ⁻¹)	δD (‰)	δ ¹⁸ O (‰)	水化学类型
大关谢家沟河	121.268	—	0.367	3.24	41.009	1.16	0.906	47.173	10.668	—	—	HCO ₃ —Ca
昭通渔洞井	218.624	—	0.669	4.134	2.617	11.816	0.621	39.82	13.551	-83.6	-11.5	HCO ₃ —Ca
巧家毛椿林井	588.488	—	1.985	0.708	221.653	14.496	10.646	178.174	73.933	-86.6	-11.5	HCO ₃ ·SO ₄ —Ca
鲁甸田合并	26.04	25.2	0.571	0.283	8.475	13.934	1.696	18.373	0.223	-84	-11.2	HCO ₃ ·SO ₄ —Ca·Na
鲁甸茨院井	140.056	—	21.893	0	8.093	11.838	4.147	16.849	22.808	-67	-9.6	HCO ₃ —Mg
大关谢家沟井	167.384	—	0.182	1.072	39.129	12.243	1.438	44.902	14.213	—	—	HCO ₃ —Ca
鲁甸水氡点	176.86	—	15.208	22.164	60.164	15.712	5.087	38.589	18.032	-70.48	-10.04	HCO ₃ ·SO ₄ —Ca·Mg
昭通渔洞河	245.904	—	0.832	1.615	2.649	12.581	0.88	36.029	13.409	—	—	HCO ₃ —Ca
昭阳巡龙河	173.444	—	9.005	17.233	27.928	9.893	5.544	46.465	9.961	—	—	HCO ₃ ·SO ₄ —Ca
巧家老店井	41.764	—	0.055	0.952	0.255	5.15	0.271	10.083	1.432	-86.5	-12.1	HCO ₃ —Ca
砚池山水库	142.84	8.4	5.104	0.2	59.626	2.349	3.577	36.891	25.212	-61.18	-7.91	HCO ₃ ·SO ₄ —Ca·Mg
大关水氡点	204.96	—	17.792	23.078	32.777	18.811	1.544	45.823	23.846	-64.7	-9.3	HCO ₃ —Ca·Mg
巧家大龙潭	170.8	—	1.019	9.342	4.29	1.275	0.539	54.217	12.88	—	—	HCO ₃ —Ca
谢家沟龙潭	196.42	—	0.342	2.611	41.956	1.138	0.876	56.019	11.387	—	—	HCO ₃ —Ca
昭阳乐居井	145.18	—	22.223	3.527	13.914	15.56	9.588	26.295	17.081	-75.78	-10.42	HCO ₃ —Ca·Mg
昭阳巡龙井	153.72	—	1.897	0	15.256	20.242	17.355	27.002	0.782	-76.2	-10.8	HCO ₃ —Na·Ca
昭阳一中井	637.828	15.12	9.276	0.037	0.222	238.103	3.161	1.629	17.201	-87.9	-9.9	HCO ₃ —Na

注: 离子组分测试由云南省地震局昆明防震减灾技术实验基地地下流体实验室完成, 测试设备为 883 Basic IC plus 离子色谱仪; 氢氧同位素测试由核工业北京地质研究院分析测试中心完成, 使用仪器为 MAT253, 测试结果由中国地震局地震预测研究所周晓成研究员提供。

表 4 水样品的离子平衡检验结果

Tab. 4 The charge balance of groundwater samples

样品名称	阳离子/ (mg·L ⁻¹)	阴离子/ (mg·L ⁻¹)	相对误差 (%)	样品名称	阳离子/ (mg·L ⁻¹)	阴离子/ (mg·L ⁻¹)	相对误差 (%)
大关谢家沟河	3.321	2.853	7.59	巧家老店井	0.854	0.692	10.53
昭通渔洞井	3.650	3.657	-0.10	砚池山水库	4.139	4.008	1.62
巧家毛椿林井	15.973	14.321	5.45	大关水氡点	5.136	4.544	6.11
鲁甸田合并	1.587	1.460	4.17	巧家大龙潭	3.853	2.918	13.81
鲁甸茨院井	3.364	3.081	4.39	谢家沟龙潭	3.822	4.104	-3.56
大关谢家沟井	3.999	3.564	5.74	昭阳乐居井	3.661	3.296	5.24
鲁甸水氡点	4.246	4.581	-3.80	昭阳巡龙井	2.740	2.891	-2.68
昭通渔洞河	3.488	4.110	-8.18	昭阳一中井	11.948	11.226	3.12
昭阳巡龙河	3.726	3.679	0.63				

注: 阳离子: $K^+ \times 1/39 + Ca^{2+} \times 2/40 + Na^+ \times 1/23 + Mg^{2+} \times 2/24$; 阴离子: $Cl^- \times 1/35.5 + SO_4^{2-} \times 2/96 + HCO_3^- \times 1/61 + CO_3^{2-} \times 2/60$ 。

表 5 其他时段昭通地区流体观测井水化学测试结果（主要成分）

Tab. 5 Chemical composition of groundwater samples in Zhaotong area in other periods (main components) 单位: mg/L

样品名称 (pH 值)	HCO ₃ ⁻	CO ₃ ²⁻	Cl ⁻	NO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	Na ⁺	K ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	数据来源
昭阳巡龙井 (11.56)	32.622 8	252.212	13.211	—	43.015	56.241	50.926	82.209	—	①
昭通渔洞井 (7.48)	157.971 7	—	1.139	—	4.771	12.477	0.554	34.732	13.066	①
昭阳一中井 (8.44)	777.086 3	—	11.951	—	—	231.428	2.867	2.339	19.308	①
鲁甸茨院井 (7.71)	70.583 1	—	46.111	—	18.027	11.153	3.79	14.254	16.43	①
鲁甸田合并 (10.37)	26.216 58	17.191 2	2.143	—	11.356	15.391	1.63	15.767	—	①
大关水氡点 (6.87)	96.799 68	—	20.134	33.818	49.709	17.484	1.541	38.288	22.747	①
巧家毛椿林井 (7.04)	392.576 5	—	3.15	4.515	319.275	13.785	10.217	146.262	64.722	①
昭阳一中井 (—)	817.14	—	15.75	—	1.65	242.34	5.08	1.59	26.63	②
昭通渔洞井 (—)	295.078	—	1.05	—	3.75	15.04	0.57	41.23	16.46	②
大关谢家沟井 (—)	242.115	—	0.58	—	19.99	11.64	1.22	27.21	14.09	②
大关水氡点 (—)	196.719	—	27.42	—	52.74	18.17	1.56	50.97	28.03	②

数据来源：①为 2017 年 5 月底，中国地震局地震预测研究所开展的地球化学背景值调查结果；②为 2014 年鲁甸 6.5 级地震后，中国地震局地壳应力研究所开展的震后异常核实工作结果。

3 水化学特征分析

3.1 水质类型

根据水化学测试结果（表 3），利用 AqQA 软件按照 Na - K, Mg, Ca 相对浓度和 SO₄, HCO₃ 相对含量对 17 个水样的化学组成绘制 Piper 三线图（图 2）。根据舒卡列夫分类法，可将昭通地区流体观测井地下水的水化学类型划分为：HCO₃ - Ca 型、HCO₃ · SO₄ - Ca 型、HCO₃ · SO₄ - Ca · Na 型、HCO₃ - Mg 型、HCO₃ · SO₄ - Cg · Mg 型、HCO₃ - Ca · Mg 型、HCO₃ - Na · Ca 型、HCO₃ - Na 型（表 3）。结果显示：各采样点主要的阴、阳离子组成类似，均表现为碳酸型水，但不同观测井水样中相同离子的含量和离子总含量均存在较大的差别。因此，各采样点水化学类型存在一定的差别，表明各采样点的地下水来源、形成过程有所不同（周志华等，2014）。

分析承压水盆地地下水水化学成分形成过程认为，HCO₃ - Ca 型水属于补给区最初的大气降水，大气降水在补给运动过程中富集硫酸盐，从而形成 HCO₃ · SO₄ - Ca 型水；同时，由于 Ca²⁺ 被交替，水中将富集 Na⁺，演化成 HCO₃ · SO₄ - Na · Ca 型水；随着补给区水继续沿着水流方向运动，硫酸盐继续富集，形成硫酸型盐水，在缺氧或含有机物质的条件下，硫酸盐开始发生还原反应，

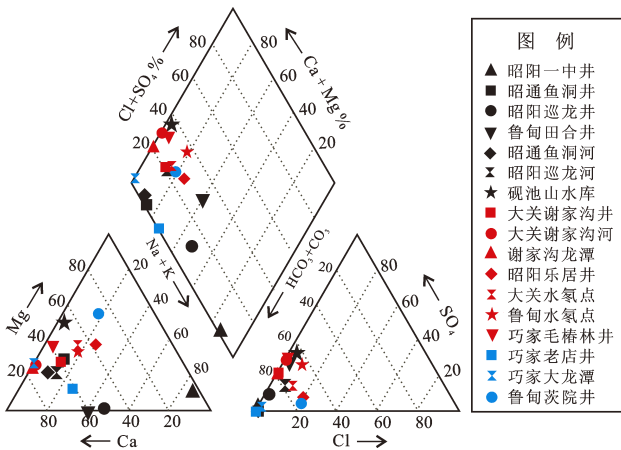


图 2 昭通地区地下水 Piper 图
Fig. 2 The Piper diagram of underground water in Zhaotong area

使得水体变为 HCO₃ · SO₄ - Na 型水（李学礼，1988）。整个演变过程表明，昭阳一中井经历了较长的补给路径，发生了较为强烈的 Ca²⁺, Na⁺ 阳离子交替吸附作用以及还原反应，其他井大气降水补给路径相对较短，水岩相互作用较弱。收集昭阳一中井抽水试验参数，其单位涌水量约为 0.001 68 L/s，渗透系数约为 0.004 93 M/d，这表明昭阳一中井含水层渗透系数非常小。分析原始观测数据发现，中国地震局地震预测研究所在 2017 年 5 月背景值调查过程中对该观测井进行了取水化验，造成水位下降，直至 10 月底水位才恢复至原有水位状态。而云南地

区大多数流体观测井取样后的水位恢复过程基本都在数天之内,如此大的差别进一步表明昭阳一中井含水层中水体补给过程非常缓慢。上述现象可能是由昭阳一中井在整个地下水补给、运移过程中水岩作用较为强烈所导致。

3.2 水-岩化学平衡反应特征

Na-K-Mg 三角图解常被用来评价水-岩化学平衡状态、区分不同类型的水样以及判断地下水循环深度。将昭通地区的水样测试结果绘制成 Na-K-Mg 三角图(图3),结果显示,大多数采样点均属于未成熟水,处在 Mg 端元,表明水岩相互作用程度非常弱,处在水岩作用的初始阶段,尚未达到水岩平衡状态;昭阳巡龙井、鲁甸田合并、昭阳一中井明显偏离了 Mg 端元,尤其是昭阳一中井相较其他采样点更接近于部分平衡水,表明这3个采样点的水岩作用过程明显强于其他采样点,其中鲁甸田合并、昭阳巡龙井均为鲁甸 6.5 级地震后重建新打的井孔,自 2017 年初开始观测,这2口观测井的含水层系统可能未达到平衡,尚处于与地表水的交替过程,而昭阳一中井则是地下水在补给运移过程中发生了较为强烈的水岩作用。

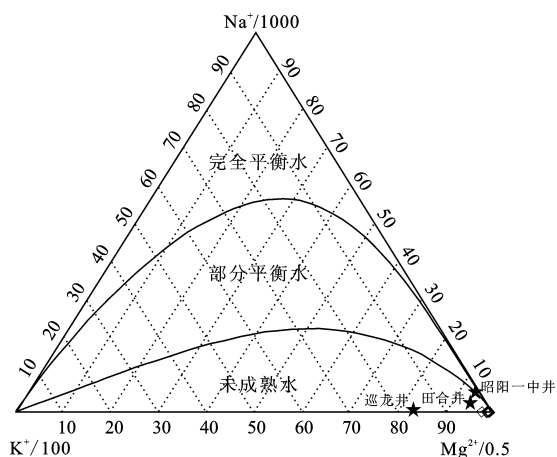


图3 昭通地区水化学 Na-K-Mg 三角图

Fig. 3 The hydrochemistry of Na-K-Mg in Zhaotong area

3.3 氢氧同位素组成特征

地下水的氢氧同位素是水循环研究中的示踪剂,其 δD 和 $\delta^{18}O$ 的含量和分布特征可以用来分析地下水的补给来源。根据以往研究结果,全球大气降水线方程为 $\delta D = 8\delta^{18}O + 10$,西南地区大气降水线方程为 $\delta D = 7.54\delta^{18}O + 4.84$ (刘进达等,

1997),二者相差非常小。昭通地区多个采样点氢氧同位素测定结果显示,大多数采样点都位于大气降水线附近(图4),表明区内大多数流体观测井、泉主要是由大气降水补给。

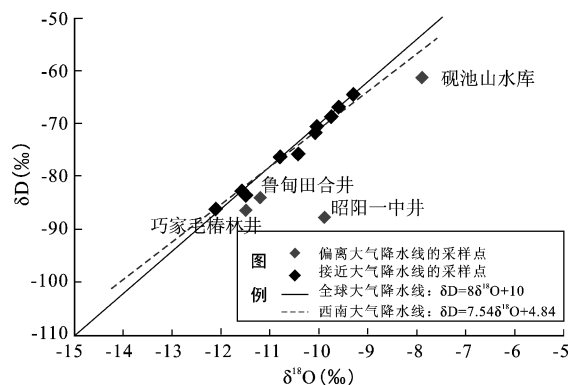


图4 昭通地区观测井氢氧同位素组成

Fig. 4 The composition of hydrogen and oxygen isotopes in Zhaotong area

由于各采样点的地下水在运移过程中水-岩相互作用程度存在一定的差异性,因此各采样点的测定结果也略有差异。个别采样点出现一定的 ^{18}O 漂移富集现象,其中砚池山水库作为大型的地表出露水体,可能与其自身存在较为显著的蒸发作用有关;鲁甸田合并为 2016 年新打井孔,自 2017 年投入观测以来,其含水层的水平衡状态很不稳定,与周边水体交换较为强烈,从而引起氢氧同位素的漂移过程;巧家毛椿林井距离金沙江边约 100 m,地下水补给来源与其他观测点存在一定的差异。与上述观测井不同,昭阳一中井明显偏离于大气降水线,进一步表明该井地下水在补给之后经过了长时间的运移,并发生了较为强烈的水岩作用。

3.4 不同采样时段的水化学组分演化特征

收集 2014, 2017, 2018 年 3 个不同采样时段昭通地区多口流体观测井的取样测试结果,对比不同时期观测井水体水化学组分的演化过程,如图 5 所示。由图可见,不同采样时段昭通渔洞井、大关谢家沟井、巧家毛椿林泉水化学组分均保持一致,表明近几年这几口井地下水补给来源未发生变化,含水层水体未发生新的更深入的水岩作用过程。昭阳一中井在 2014 和 2017 年采样时段水化学组分一致,在 2018 年采样时段,其 HCO_3^- 含量明显减少, SO_4^{2-} 和 NO_3^- 含量也发生了一定变化,其水化学类型也由

$\text{HCO}_3 - \text{Na}$ 演变为 $\text{HCO}_3 \cdot \text{SO}_4 - \text{Na}$, 表明自 2018 年以来, 昭阳一中井在地下水的补给、运移过程中发生了一定改变。根据承压层地下水演化过程分析认为, 可能是由地下水在补给运移过程中发生了硫酸盐富集等反应所导致。大关水氡点在 2014, 2018 年采样时段水化学组分一致, 2017 年采样时段发生了与昭阳一中井 2018 年相类似的情况, 表明在 2017

年大关水氡点的地下水的补给过程中发生了一定改变, 至 2018 年再次恢复至原有大气降水补给的初始状态。鲁甸田合并、昭阳巡龙井 2 口新打观测井在 2017 和 2018 年采样时段的离子组分和含量均发生了明显的改变, 应该是整个含水层水体与外界地表水发生了较为强烈的交换过程, 导致水体水化学组分变化较大。

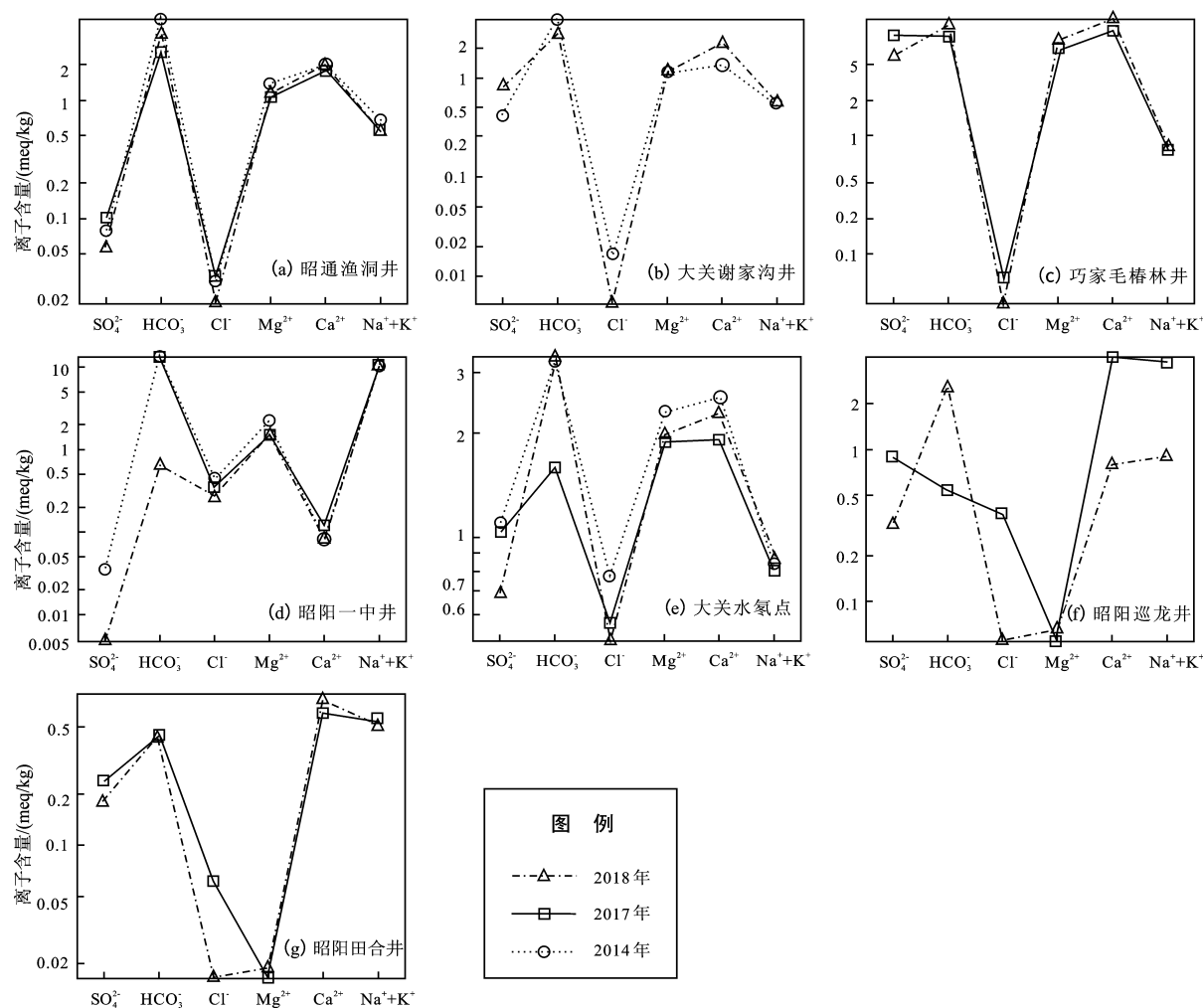


图5 不同采样时段昭通地区地下流体观测井水化学组分对比

Fig. 5 Comparison of chemical components of groundwater in subsurface fluids observation wells in Zhaotong area in different sampling periods

3.5 观测井与周边水体之间的水力联系

研究区内, 昭通渔洞井、大关谢家沟井以及鲁甸水氡点附近分别存在 3 处出露地表的大型水体, 分别为: 渔洞河, 距昭通渔洞井约 100 m; 谢家沟河 (龙潭), 距大关谢家沟井约 100 m; 砚池山水库, 距离鲁甸水氡点约 700 m。同一时段对这 3 处水体进行了取样测试, 测试结果显示, 昭通渔洞井、大关谢家沟井与旁边约 100 m

处的水库、河流水化学组分基本一致 (图 6a, b), 表明两者之间存在直接的水力联系, 而鲁甸水氡点与砚池山水库的化学组分存在较大的差异 (图 6c), 表明两者之间无直接的水力联系。以上结果进一步表明, 当地表出露的水体距离观测井很近时, 水体会对观测井产生明显的干扰影响, 当二者之间存在一定的距离之后, 对观测点的直接影响则不明显。

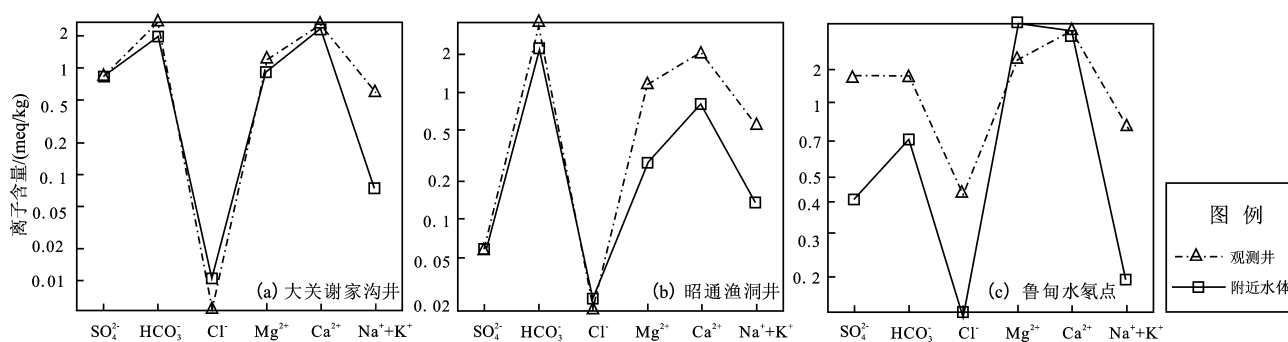


图6 观测井与其周边水体的水化学组分对比

Fig. 6 Comparison of chemical components between groundwater in observation wells and their surrounding water bodies

4 结论

本文通过对昭通地区地下流体观测井（泉）水质及同位素组分进行分析，初步探讨了该地区地下流体观测的地球化学背景特征，主要得到以下结论：

（1）昭通地区现有观测井的阴、阳离子主要组成类似，但水化学类型较多，表明各采样点的地下水所经历的补给路径和形成过程等有所不同。

（2）水岩平衡结果显示，相较其它观测井，昭阳一中井水更接近于部分成熟水，水岩作用程度相对较高；其他采样点的水岩平衡状态大多数都是不成熟水，且位于 Mg 端元附近，地下水水-岩反应程度非常弱，尚未达到离子平衡状态；昭阳巡龙井和鲁甸田合并与其他采样点存在明显的差异，但仍然处在不成熟水状态。

（3）氢氧同位素结果显示，昭阳一中井明显偏离于大气降水线，其他大多数采样点都位于大气降水线附近，表明研究区内大多数流体观测井主要是由大气降水补给，而昭阳一中井的地下水在补给之后经过了长时间的运移，发生了较为强烈的水岩作用。

（4）水化学组分演化过程显示，在不同采样时段，大多数观测井含水层水体均未发生新的、更深入的水岩作用过程；2017，2018 年鲁甸田合并、昭阳巡龙井离子组分和含量发生了明显的改变，分析认为其是新打井孔，整个含水层系统尚未达到平衡状态，含水层水体与外界地表水仍在发生着较为强烈的交换过程；昭通渔洞井、大关谢家沟井与其附近约 100 m 处的水库、河流之间存

在密切的水力联系，因此当观测数据出现异常时，需要排除水库及河流的干扰。

（5）昭阳一中井的水化学离子组分和氢氧同位素组成等信息表明该井存在深部物质来源。2014 年 8 月 3 日鲁甸 6.5 级地震前，在昭通地区所有流体观测井中，仅有昭阳一中井水位记录到约 65 cm 的突升显著短临异常。结合该井的水化学特征分析认为，存在有深部物质来源的井孔可能更容易获得深部构造活动信息。

参考文献：

- 杜建国,刘丛生. 2003. 同位素地球化学在地震研究方面的作用[J]. 地震, 23(2): 101-109.
- 顾慰祖. 2011. 同位素水文学[M]. 北京: 科学出版社, 105-197.
- 胡小静,付虹,李利波,等. 2018. 云南省江川渔村井地下水补给来源分析[J]. 地震研究, 41(4): 544-550.
- 李学礼. 1988. 水文地球化学[M]. 北京: 原子能出版社, 142-256.
- 刘进达,赵迎昌,刘恩凯,等. 1997. 中国大气降水稳定同位素时-空分布规律探讨[J]. 勘察科学技术, (3): 34-39.
- 刘耀炜,任宏微,张磊,等. 2015. 鲁甸 6.5 级地震地下流体典型异常与前兆机理分析[J]. 地震地质, 37(1): 309-320.
- 刘永林,雒昆利. 2016. 云南昭通喀斯特区天然水化学性质及地质成因[J]. 长江科学院院报, 33(10): 28-35.
- 宋献方,刘相超,夏军,等. 2007. 基于环境同位素技术的怀沙河流域地表水和地下水转化关系研究[J]. 中国科学: 地球科学, 37(1): 102-110.
- 苏鹤军,刘耀炜,张慧. 2006. 地球化学动力学方法及其在地下流体地震前兆机理研究中的意义[J]. 国际地震动态, (2): 12-19.
- 苏小四,万玉玉,董维红,等. 2009. 马莲河河水与地下水的相互关系: 水化学和同位素证据[J]. 吉林大学学报(地球科学版), 39(6): 1087-1094.
- 田雷,余怀忠,周志华. 2018. 基于水化学分析的滇 17 井流体异常识别及应用[J]. 地震研究, 41(4): 551-558.
- 王云,赵慈平,李其林,等. 2018. 滇东南楔形构造区典型地热流体地球化学特征研究[J]. 地震研究, 41(4): 534-543.

- 赵军,郑国东,付碧宏. 2009. 活动断层的构造地球化学研究现状[J]. 地球科学进展, 24(10): 1130–1137.
- 周晓成,杜建国,陈志,等. 2012. 地震地球化学研究进展[J]. 矿物岩石地球化学通报, 31(4): 340–346.
- 周志华,王海燕,薛艳. 2014. 辽宁中南部地下井泉水化学组成特征[J]. 生态学杂志, 33(6): 1601–1605.
- Ching C F, Tsanyao F Y, Jane D, *et al.* 2008. Variations of helium and radon concentrations in soil gases from an active fault zone in southern Taiwan[J]. Radiation Measurements, 43(S1): 348–352.
- Gudmundsson A, Berg S, Lyslo K B. 2001. Fracture networks and fluid transport in active fault zone[J]. Journal of Structure Geology, 23(2): 343–353.
- Muir-Wood R, King G. 1993. Hydrological signatures associated with earthquakes train[J]. Journal of Geophysical Research, 98(12): 22035–22068.
- Singh K P, Malik A, Singh V K, *et al.* 2005. Chemometric analysis of groundwater quality data of alluvial aquifer of Gangetic plain, North India[J]. Analytica Chimica Acta, 550(1–2): 82–91.
- Matsuda T, Omura K, Ikeda R. 2004. Fracture – zone conditions on a recently active fault: Insights from mineralogical geochemical analyses of the Hirabayashi NIED drill core on the Nojima fault, southwest Japan, which ruptured in the 1995 Kobe earthquake[J]. Tectonophysics, 378(3–4): 143–163.

Hydrogeo Chemical Characteristics of Groundwater in Seismic Observation Wells in Zhaotong Area

HU Xiaojing¹, FU Hong¹, ZHANG Xiang¹, HE Deqiang², ZHOU Xiaocheng³, LI Li⁴

(1. Yunnan Earthquake Agency, Kunming 650224, Yunnan, China)

(2. Zhaotong Earthquake Agency, Zhaotong 657099, Yunnan, China)

(3. Institute of Earthquake Forecasting, China Earthquake Administration, Beijing 100036, China)

(4. Shanxi Earthquake Agency, Taiyuan 030021, Shanxi, China)

Abstract

In order to discuss the hydrogeochemical background seismic observation wells in Zhaotong area and provide basic support for judging seismic chemical anomalies of the groundwater, we collected 17 water samples from 12 seismic observation wells and 5 surface water bodies, tested and analyzed the chemical components and hydrogen and oxygen isotopes of groundwater. The results of water – rock balance results revealed that the groundwater in the Zhaoyang No. 1 Middle school well was characterized with long and slow recharge process, strong water – rock reaction, meaning partial equilibrated water, the other observation wells were classified as immature water, which were characterized with short recharge process and weak water – rock reaction. The isotope data of hydrogen and oxygen indicated that most of the seismic observation wells in the study area were originated from the atmospheric precipitation, and there were slightly different in the recharge modes. The evolution of chemical compositions of groundwater showed that most seismic observation wells had not experienced new water – rock reactions since 2014 and were closely related to the flowing river by 100 m in hydraulic connection.

Keywords: seismic observation wells; hydrochemical characteristics; Zhaotong area