

洱海流域地下水稳定同位素、水化学特征与补给转化规律研究

刘佳丽

云南师范大学地理学部, 云南 昆明

收稿日期: 2025年3月7日; 录用日期: 2025年4月17日; 发布日期: 2025年4月29日

摘要

洱海流域处于澜沧江、金沙江和元江三江分水岭地带, 地下水补给转化规律复杂。探究洱海流域地下水稳定同位素、水化学特征与补给转化规律对区域地下水资源开发和合理利用具有重要意义。本研究于2023年8月在洱海流域选取海西盆地、邓川盆地、洱源盆地、江尾-喜洲盆地、凤羽盆地和牛街-三营街盆地这六个典型的地下水系统进行采样, 共采集58组地下水样品的稳定同位素和水化学数据, 以及57组地表水和33组降水数据, 综合运用描述性统计、空间分析、Piper三线图、Gibbs图及离子比值端元图方法研究区域地下水的补给转化规律。结果表明: ① 洱海流域主要离子TDS和EC的统计特征呈现: 井水 > 泉水, 各地下水系统地下水TDS呈现: 牛街-三营街盆地 > 邓川盆地 > 江尾-喜洲盆地 > 洱源盆地 > 海西盆地 > 凤羽盆地, 阴离子 HCO_3^- 和阳离子中 Ca^{2+} 占主要优势, 表明流域地下水总体流向为周边汇入洱海且流经路径上方解石和白云石等碳酸盐岩矿物普遍存在。② 研究区地下水水化学类型以 $\text{HCO}_3^- \text{Ca}$ 型为主, 而泉水中 Na^+ 的平均浓度较井水相对较高, 水中 $\text{HCO}_3^- \text{Ca} \cdot \text{Na}$ 型占比显著增加, 表明泉水受碳酸岩石风化作用更强。此外, 除凤羽盆地地下水以 $\text{HCO}_3^- \text{Ca} \cdot \text{Na}$ 型为主, 其余五个地下水系统均以 $\text{HCO}_3^- \text{Ca} \cdot \text{Mg}$ 型为主, 占比大都在65%以上。③ 研究区地下水化学特征主要受水岩相互作用和蒸发浓缩作用控制, 其中井水受蒸发浓缩作用更显著; 各地下水系统中, 海西盆地地下水系统中水样TDS总体较低, 地下水总体位于碳酸盐类、硅酸盐类及蒸发盐类中心。泉水受硅酸盐岩矿物及碳酸盐类矿物的风化溶解影响显著, 井水受蒸发盐类矿物的风化溶解影响显著。④ 研究区地下水样品大部分 Na^+ 与 SO_4^{2-} 的比值高于1, 说明大部分地下水 Na^+ 与 SO_4^{2-} 主要来源为芒硝的风化作用; 研究区地下水样品均落在 $\text{N}(\text{Cl}^- + \text{SO}_4^{2-})/\text{N}(\text{HCO}_3^-) = 1$ 关系线的上方, 说明碳酸盐岩的溶解作用控制了洱海流域地下水离子化学组分来源。⑤ 研究区井水所受蒸发作用更强, 各地下水系统中地下水蒸发强度呈现: 海西盆地 > 凤羽盆地 > 江尾-喜洲盆地 > 洱源盆地 > 牛街-三营街盆地 > 邓川盆地。

关键词

地下水, 洱海流域, 氢氧稳定同位素, 水化学特征

Research on Stable Isotopes, Hydrochemical Characteristics, and Recharge and Transformation Laws of Groundwater in the Erhai Lake Basin

Jiali Liu

Faculty of Geography, Yunnan Normal University, Kunming Yunnan

Received: Mar. 7th, 2025; accepted: Apr. 17th, 2025; published: Apr. 29th, 2025

Abstract

The Erhai Lake Basin is located in the watershed of the Lancang River, Jinsha River, and Yuanjiang River, where the groundwater recharge and transformation laws are complex. Exploring the stable isotopes, water chemistry characteristics, and recharge and transformation laws of groundwater in the Erhai Lake Basin is of great significance for the development and rational utilization of regional groundwater resources. This study sampled six typical groundwater systems in the Erhai Lake Basin, namely the Haixi Basin, Dengchuan Basin, Eryuan Basin, Jiangwei-Xizhou Basin, Fengyu Basin, and Niujie-Sanyingjie Basin, in August 2023, collecting a total of 58 sets of stable isotope and water chemistry data of groundwater, 57 sets of surface water and 33 sets of precipitation data. Descriptive statistics, spatial analysis, Piper trilinear diagram, Gibbs diagram, and ion ratio end-member diagram methods were comprehensively used to study the recharge and transformation laws of regional groundwater. The results show that: ① The statistical characteristics of the main ions TDS and EC of groundwater in the Erhai Lake Basin are: well water > spring water. The TDS of groundwater in each groundwater system is: Niujie-Sanyingjie Basin > Dengchuan Basin > Jiangwei-Xizhou Basin > Eryuan Basin > Haixi Basin > Fengyu Basin. Anions HCO_3^- and cations Ca^{2+} are dominant, indicating that the overall flow direction of groundwater in the basin is from the periphery to Erhai Lake and that calcite dolomite and other carbonate rock minerals are widely distributed along the flow path. ② The water chemistry type of groundwater in the study area is mainly $\text{HCO}_3^- \text{Ca}$ type, while the average concentration of Na^+ in spring water is relatively higher than that in well water, and the proportion of $\text{HCO}_3^- \text{Ca} \cdot \text{Na}$ type in water significantly increases, indicating that spring water is more affected by the weathering of carbonate rocks. In addition, except for the Fengyu Basin, where the groundwater is mainly $\text{HCO}_3^- \text{Ca} \cdot \text{Na}$ type, the other five groundwater systems are mainly $\text{HCO}_3^- \text{Ca} \cdot \text{Mg}$ type, with a proportion of more than 65% in most cases. ③ The chemical characteristics of groundwater in the study area are mainly controlled by water-rock interaction and evaporation concentration. Among them, well water is more significantly affected by evaporation concentration. In each groundwater system, the TDS of groundwater in the Haixi Basin is generally lower. Groundwater is generally located at the center of carbonate, silicate, and evaporite classes. Spring water is significantly affected by the weathering and dissolution of silicate rock minerals and carbonate minerals, while well water is significantly affected by the weathering and dissolution of evaporite minerals. ④ Most of the $\text{Na}^+ / \text{SO}_4^{2-}$ ratios of groundwater samples in the study area are higher than 1, indicating that the main source of Na^+ and SO_4^{2-} in most groundwater are the weathering of mirabilite. All groundwater samples in the study area are located above the $\text{N}(\text{Cl}^- + \text{SO}_4^{2-}) / \text{N}(\text{HCO}_3^-) = 1$ relationship line, indicating that the dissolution of carbonate rocks

controls the source of ionic chemical components of groundwater in the Erhai Lake Basin. ⑤ Well water in the study area is more affected by evaporation. The evaporation intensity of groundwater in each groundwater system is: Haixi Basin > Fengyu Basin > Jiangwei-Xizhou Basin > Eryuan Basin > Niu-jie-Sanyingjie Basin > Dengchuan Basin.

Keywords

Groundwater, Erhai Basin, Hydrogen and Oxygen Stable Isotopes, Water Chemical Characteristics

Copyright © 2025 by author(s) and Hans Publishers Inc.

This work is licensed under the Creative Commons Attribution International License (CC BY 4.0).

<http://creativecommons.org/licenses/by/4.0/>



Open Access

1. 引言

水资源的可持续供给是当今人类社会面临的重大挑战。地下水是自然界中水循环的一个重要环节，是全球的重要供水水源[1]。近年来，随着工业化、城市化进程的加速，水资源和水环境问题日益凸显[2]，开展地下水水化学特征与补给转化规律研究对地下水资源的管理和保护具有重要意义。

地下水的水化学参数受地层岩性、地形地貌、地下水补给排泄条件及人类活动等因素的控制，是地下水与周围环境长期相互作用的结果[3]，地下水水化学特征记录了水体来源、运移和转化过程等信息，可以在一定程度上识别控制该水体化学组成的基本过程及其补给转化规律[4]。近年来，国内外学者主要运用 Piper 三线图[5]、Gibbs 图[6]、离子比值方法[7]、水文地球化学模拟[8]等研究地下水的补给转化规律。随着人们对水化学研究的深入，同位素示踪技术被广泛运用于地下水补给来源分析[9]-[12]、各类水体转化关系[13]-[15]、各类水体混合比例[16] [17]、地下水蒸发损失[18]、地下水盐化机制或盐分来源[19]等方面的研究。为了更好地分析研究区地下水补给转化规律，文章将传统水化学研究方法与稳定同位素示踪技术联合使用，可为研究区地下水资源管理提供科学指导。

洱海流域地处大理州，属季风气候类型，区内水文地质条件复杂。本研究对洱海流域地下水水化学、氢氧稳定同位素特征进行分析，揭示其水化学、同位素特征及主要控制因素，对于深入理解研究该区地下水资源的组成和演变机制具有重要意义，同时也可为其他区域地下水资源的开发和合理利用提供借鉴。

2. 材料与方法

2.1. 研究区概况

洱海流域(100°05'~100°17' E, 25°36'~25°58' N)位于云南省大理州，处于澜沧江、金沙江和元江分水岭地带，流域面积 2565 km²。流域平面形态近似纺锤形，形成相对封闭的地形地貌和水文地质单元。属低纬高原亚热带季风气候，干湿分明。研究区内水系总体呈南 - 北、东南 - 西北向展布，与区域构造线走向一致。汇入洱海的河流主要有苍山十八溪、弥苴河、永安江和罗时江等。

洱海流域处于扬子准地台西部边缘丽江褶皱带与唐古拉 - 昌都 - 兰坪 - 思茅褶皱系的兰坪 - 思茅褶皱带内，属丽江地层小区，地层出露齐全，地质构造复杂，地震活动频繁，地层从元古界至新生界都有分布。洱海流域岩溶发育，地下水丰富，多为管道裂隙流，主要以泉点形式排泄。地下水径流方向大体向山间盆地或河流方向径流排泄，总体上以洱海为排泄基准面控制。

洱海流域内地下水主要以碳酸盐岩岩溶水、基岩裂隙水及松散岩类孔隙水三大类型为主。研究区地

下水补给与排泄总体上受地表水文网控制，在局部地段受地质构造、地层岩性、地形地貌的制约。以地表水文网、地下分水岭以及地层、构造对地下水控制作用为依据，按“地下水系统相对独立、完整”的原则对洱海流域进行地下水子系统划分，研究区可划分八个地下水系统(图 1)。

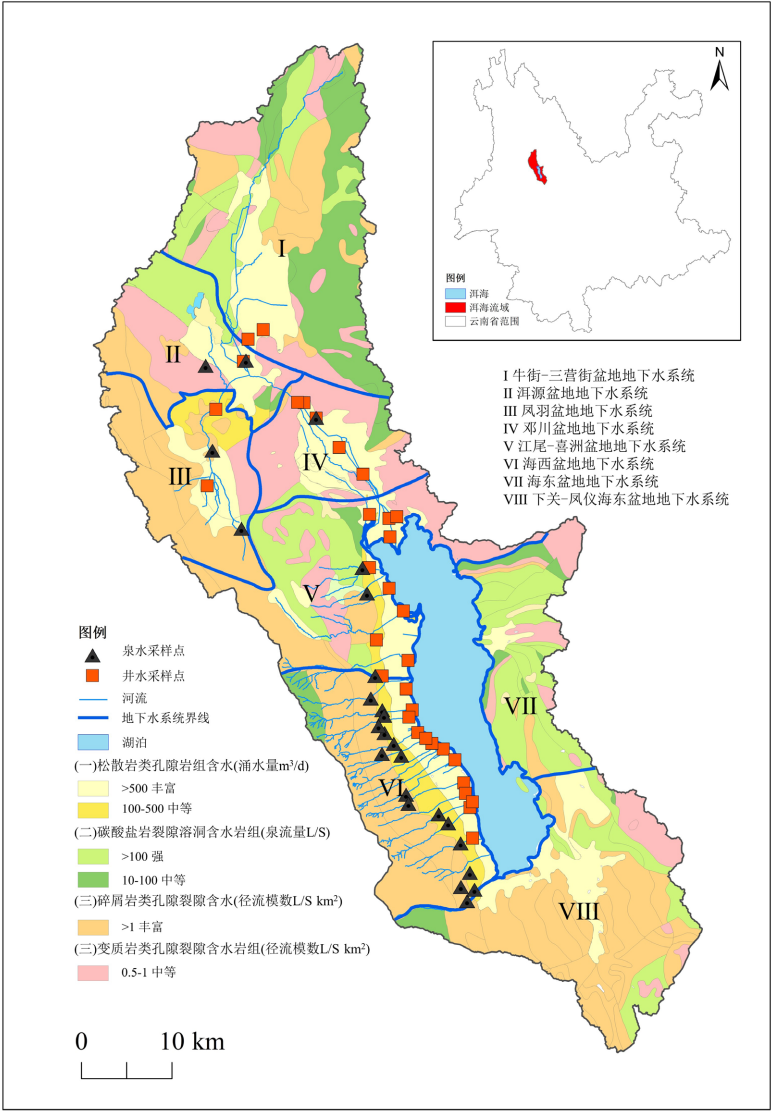


Figure 1. Map of the research area and sampling points
图 1. 研究区和采样点位置图

2.2. 样品采集与测试

为系统分析苍山东坡十八河流域地下水的水化学及同位素特征，在收集研究区基础资料的基础上，考虑水文地质条件、地貌单元、海拔和流域等因素，在地下水水资源丰富、人口密集的地下水系统中进行系统采样，以期完成不同地下水系统中地下水补给转化规律研究。于 2023 年 8 月采集地下水样品 58 组，其中泉水样品 23 组，井水样品 17 组；地表水样品 57 组，降水样品 26 组，地表水采样点位于地下水采样点周边。氢氧稳定同位素样品使用 15 mL 聚乙烯瓶采集，采集后使用 Parafilm 膜密封，置-4℃环境冷藏至实验分析。水化学样品用 100 mL 聚乙烯采样瓶采集，冷冻保存至实验分析。

采样时使用“GPS 工具箱”进行采样点经纬度及海拔等信息的记录，现场使用 YSI 多参数水质分析仪测定样品的 pH、温度、EC 和 TDSS 等指标。使用滴定法现场测定水体中的碳酸氢根离子。采用离子色谱法测定水体中的 Cl^- 、 SO_4^{2-} 、 NO_3^- 、 Na^+ 、 K^+ 、 Ca^+ 、 Mg^{2+} ，测试仪器为云南师范大学地理学部原子吸收和离子色谱分析实验室的赛默飞世尔 ICS-900 型离子色谱仪。水体氢氧稳定同位素在云南师范大学高原地理过程与环境变化重点实验室进行，使用仪器为 Picarro L2130-i 超高精度液态水和水汽同位素分析仪。仪器的测试精度： ^{18}O 为 $\pm 0.1\text{‰}$ ，D 为 $\pm 0.5\text{‰}$ ，最终分析结果使用相对于维也纳标准平均海洋水(V-SMOW)的千分差表示：

$$\delta D = \left(\frac{\text{RD-sample}}{\text{RV-SMOW}} - 1 \right) \times 1000\% \tag{1}$$

$$\delta^{18}\text{O} = \left(\frac{\text{RO-sample}}{\text{RV-SMOW}} - 1 \right) \times 1000\% \tag{2}$$

式中：RD-sample 为水样中 D 的稳定同位素比率 R (D/H)；RO-sample 为水样中 ^{18}O 的稳定同位素比率 R ($^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$)；RV-SMOW 为维也纳平均海洋水中氢和氧稳定同位素比率 R (D/H)和 R ($^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$)。

2.3. 数据处理

利用 Excel 和 SPSS 24.0 对样品数据进行预处理和统计分析；采用 ArcGIS 10.2 软件绘制采样点分布图；基于 ArcGIS 10.2 软件，采用反距离加权法(IDW)绘制各水化学组分的空间分布图；采用 Origin 2021 软件绘制 Piper 三线图、Gibbs 图、离子比值端元图及氢氧同位素关系图等相关图件。

3. 结果与讨论

3.1. 地下水水化学特征

3.1.1. 地下水水化学统计特征

研究区地下水主要离子组成从整体上看，常规离子浓度相对较低，研究区地下水主要阳离子浓度大小为 $\text{HCO}_3^- > \text{SO}_4^{2-} > \text{NO}_3^- > \text{Cl}^-$ ，阳离子浓度大小为 $\text{Ca}^+ > \text{Na}^+ > \text{Mg}^{2+} > \text{K}^+$ ，在不同类型地下水和不同地下水系统地下水中，阴离子中 HCO_3^- 均占据主要优势，与地下水中 pH 值的大小影响碳酸存在的形态相关；阳离子中 Ca^+ 均占据主要优势，与地下水运移过程中跟岩土接触中的阳离子交换过程相关。

这主要是由于在洱海流域各地下水系统中均分布有方解石和白云石等碳酸盐岩矿物，在大气降水入渗的带动作用下，空气中的 CO_2 和土壤植被及生物所产生的 CO_2 不断随水体进入地下水中，促使含水层中 HCO_3^- 的含量明显升高，增强了对碳酸盐岩等矿物的溶蚀能力，其长期的风化溶解作用导致区域地下水中 Ca^+ 与 HCO_3^- 不断富集。

Table 1. Statistical results of the analysis of groundwater chemical parameters in different groundwater systems of the study area
表 1. 研究区不同地下水系统地下水水化学参数分析统计结果

类型		HCO_3^-	NO_3^-	SO_4^{2-}	Cl^-	K^+	Na^+	Ca^+	Mg^{2+}	T	EC	TDS	PH
泉水 n = 25	Min	48.02	1.06	0.12	0.00	0.33	0.45	1.23	0.01	12.80	30.40	19.80	6.29
	Max	261.09	53.71	14.45	11.73	6.00	6.85	43.79	17.09	30.50	447.70	291.00	8.16
	Mean	115.12	8.01	4.14	1.72	1.16	3.12	13.91	2.79	17.83	151.55	98.18	7.24
	Std.	55.75	11.94	3.44	2.62	1.11	1.71	10.47	3.76	3.60	99.51	64.87	0.58
	Cv	0.48	1.49	0.83	1.53	0.96	0.55	0.75	1.35	0.20	0.66	0.66	0.08

续表

井水 n = 33	Min	105.03	0.01	0.287	0.01	0.42	3.22	8.60	0.44	17.80	133.7	58.80	6.73
	Max	654.21	40.19	62.84	53.78	39.21	44.48	108.50	44.82	24.80	937	609.00	8.32
	Mean	308.46	11.67	15.79	11.10	6.97	14.10	41.99	9.64	20.87	546.93	341.23	7.24
	Std.	133.43	11.47	12.71	11.14	10.23	9.67	20.90	8.03	1.49	218.91	147.77	0.38
	Cv	0.43	0.98	0.80	1.00	1.46	0.68	0.49	0.83	0.07	0.40	0.43	0.05
海西盆地 n = 30	Min	48.02	0.93	0.12	0.01	0.33	0.45	1.23	0.01	15.30	30.40	19.80	6.29
	Max	654.22	40.19	28.94	41.51	39.22	42.97	82.06	11.99	23.30	937.00	609.00	8.04
	Mean	168.46	9.87	9.00	6.17	4.11	7.99	26.27	3.45	18.59	309.42	185.13	7.05
	Std.	132.54	10.74	8.83	8.95	7.65	9.09	22.15	3.27	2.68	280.17	173.00	0.45
	Cv	0.79	1.09	0.98	1.45	1.86	1.14	0.84	0.95	0.14	0.91	0.93	0.06
邓川盆地 n = 5	Min	219.07	0.00	5.75	4.18	0.54	4.46	32.52	8.33	18.90	471.70	306.60	6.99
	Max	612.20	53.71	34.13	11.73	2.97	23.62	43.79	17.09	24.80	870.00	566.00	7.67
	Mean	332.51	19.62	15.04	7.57	1.24	10.98	37.38	11.55	21.50	575.54	374.18	7.30
	Std.	160.57	21.89	11.15	2.89	1.04	7.46	4.68	3.29	2.25	165.55	107.84	0.24
	Cv	0.48	1.12	0.74	0.38	0.84	0.68	0.13	0.29	0.10	0.29	0.29	0.03
洱源盆地 n = 3	Min	126.04	2.96	2.50	0.60	1.00	2.73	4.22	1.30	21.50	188.20	122.30	7.16
	Max	408.14	3.43	15.73	3.55	2.72	8.61	59.13	13.08	30.50	508.00	330.10	7.89
	Mean	240.08	3.21	7.39	1.69	1.96	5.30	27.23	6.76	25.37	300.90	195.53	7.65
	Std.	148.60	0.24	7.26	1.61	0.88	3.01	28.51	5.93	4.63	179.59	116.69	0.42
	Cv	0.62	0.08	0.98	0.95	0.45	0.57	1.05	0.88	0.18	0.60	0.60	0.06
江尾 - 喜 洲盆地 n = 13	Min	108.04	1.08	1.74	0.00	0.44	0.71	9.93	3.21	16.50	140.40	91.20	6.88
	Max	564.19	36.90	29.98	17.66	37.29	25.33	60.34	19.40	22.30	900.00	585.00	8.32
	Mean	297.33	10.53	11.23	8.78	6.87	11.26	34.75	10.22	19.87	451.88	293.74	7.36
	Std.	134.14	11.08	7.44	6.62	10.38	7.12	16.07	6.00	1.47	219.65	142.81	0.45
	Cv	0.45	1.05	0.66	0.75	1.51	0.63	0.46	0.59	0.07	0.49	0.49	0.06
凤羽盆地 n = 5	Min	105.04	0.00	0.29	0.00	0.42	3.82	7.94	0.41	12.80	133.70	86.90	7.15
	Max	261.09	19.62	6.07	5.25	1.52	16.23	25.03	6.77	22.70	352.30	229.00	8.17
	Mean	192.66	5.47	2.78	1.58	0.85	7.20	14.66	2.88	18.76	253.48	164.78	7.72
	Std.	65.59	8.21	2.78	2.23	0.55	5.09	8.32	2.96	3.77	106.27	69.06	0.48
	Cv	0.34	1.50	1.00	1.41	0.65	0.71	0.57	1.03	0.20	0.42	0.42	0.06
牛街 - 三 营街盆地 n = 2	Min	396.13	1.10	34.84	5.61	0.48	6.07	43.13	14.59	21.60	583.00	378.90	6.81
	Max	396.16	16.28	62.84	53.79	29.65	44.48	108.51	44.82	22.30	934.00	607.00	7.33
	Mean	396.14	8.69	48.84	29.70	15.06	25.28	75.82	29.70	21.95	758.50	492.95	7.07
	Std.	0.02	10.73	19.80	34.06	20.63	27.16	46.23	21.38	0.49	248.19	161.29	0.37
	Cv	0.00	1.24	0.41	1.15	1.37	1.07	0.61	0.72	0.02	0.33	0.33	0.05

注：pH 无量纲，T 单位为℃，EC 单位为 ms/cm，变异系数单位为%，其余指标单位均为 mg/L。

3.1.2. 地下水水化学空间分布特征

依据地下水水化学组成空间插值结果(图 2), 研究区地下水中 EC、TDS、 HCO_3^- 、 NO_3^- 、 K^+ 、 Na^+ 及 Ca^{2+} 的空间分布相对一致, 呈现沿着河流向入湖口增大的整体趋势, 点状分布较为明显, 低值区主要位于凤羽盆地地下水系统、江尾 - 喜洲盆地地下水系统南部和海西盆地地下水系统, 该区域地下水主要接受大气降水、基岩裂隙水补给, 地下水流速较快, 呈现出低 TDS 的特征。 SO_4^{2-} 、 Cl^- 及 Mg^{2+} 在牛街 - 三营街盆地地下水系统南部出现显著高值, 结合土地利用现状, 可能与农业种植、工业企业活动相关[18]。

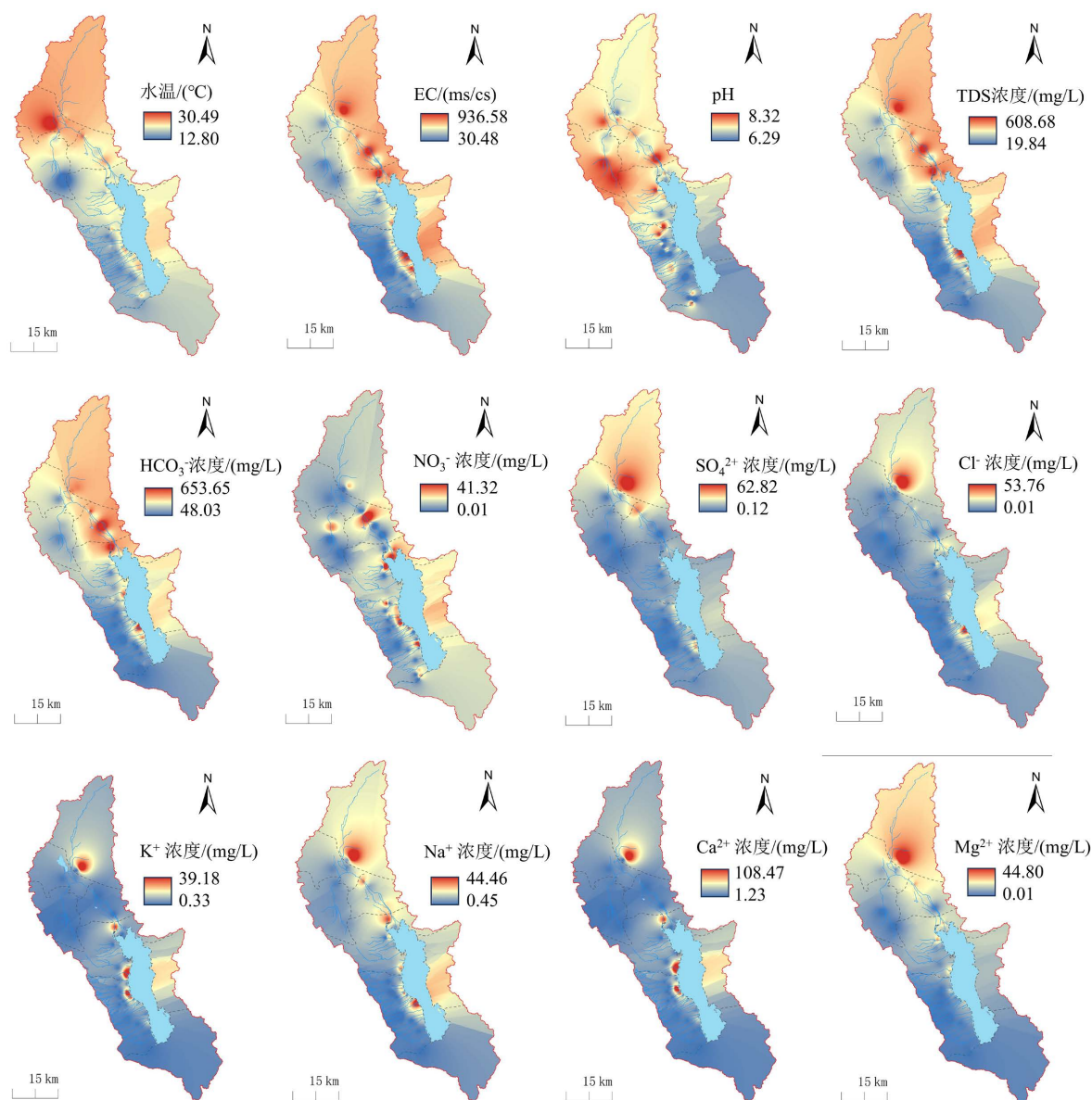


Figure 2. Spatial distribution of the concentration of chemical parameters in shallow groundwater in the study area

图 2. 研究区浅层地下水化学参数的浓度空间分布

3.2. 地下水水化学类型

Piepr 三线图可以反映地下水水化学组成及其演化特征[22], 根据舒卡列夫分类法对研究区地下水水

化学类型进行分类(图 3)。

从地下水出露类型上看, 泉水中阳离子以钙型为主、阴离子以重碳酸型为主且碱土金属离子优势更加显著。泉水中水化学类型表现为: $\text{HCO}_3^- \text{Ca}$ 型(53.57%) > $\text{HCO}_3^- \text{Ca} \cdot \text{Na}$ 型(25.00%) > $\text{HCO}_3^- \text{Ca} \cdot \text{Na} \cdot \text{Mg}$ 型(14.29%) > $\text{HCO}_3^- \text{Ca} \cdot \text{Na} \cdot \text{Mg}$ 型(3.57%); 井水中水化学类型表现为: $\text{HCO}_3^- \text{Ca}$ 型(53.33%) > $\text{HCO}_3^- \text{Ca} \cdot \text{Na} \cdot \text{Mg}$ 型(40.00%) > $\text{HCO}_3^- \text{Ca} \cdot \text{Na}$ 型(6.67%) > $\text{HCO}_3^- \text{Ca} \cdot \text{Na} \cdot \text{Mg}$ 型(3.33%); 相比井水, 泉水中 $\text{HCO}_3^- \text{Ca} \cdot \text{Na}$ 型占比显著增加, 这与水中 Na^+ 的平均浓度相对较高有关, 表明泉水受碳酸岩石风化作用更强。

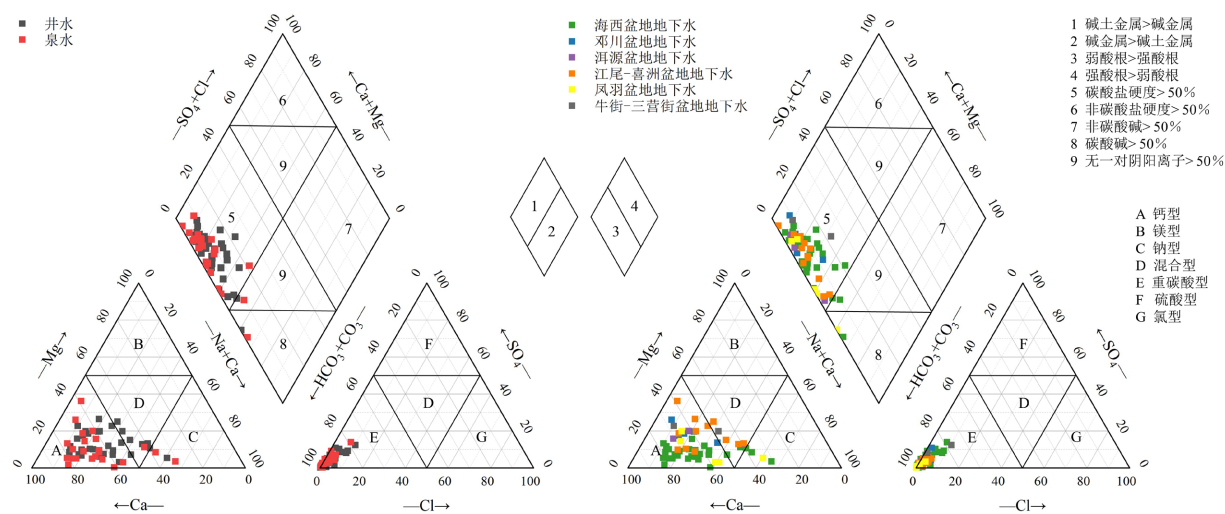


Figure 3. Piper trilinear diagram of shallow groundwater in the research area

图 3. 研究区浅层地下水 Piper 三线图

从不同地下水系统看, 在海西盆地地下水系统、邓川盆地地下水系统、洱源盆地地下水系统、江尾-喜洲盆地地下水系统及牛街-三营街盆地地下水系统中, 均以 $\text{HCO}_3^- \text{Ca} \cdot \text{Mg}$ 型地下水占主导, 所占比例分别为 83.33%、80.00%、66.66%、38.46%和 100.00%; 在凤羽盆地地下水系统中, 则以 $\text{HCO}_3^- \text{Ca} \cdot \text{Na}$ 型地下水占主导, 比例为 60.00%。这与凤羽盆地岩溶较为发育, 多 SDq 岩溶含水层, 岩溶强烈发育水中的 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 被吸附并交换释放出 Na^+ 进入地下水中密切相关[19]。

3.3. 地下水水化学成因

Gibbs 图可以解析水体演化规律和起源机理, 用以分析控制地下水水化学的主要自然机制, 包括蒸发浓缩、水岩作用和大气降水作用[20]。

由图 4(a)和图 4(b)可知, 地下水 TDS 普遍较高, 井水 TDS 明显高于泉水, 与井水受地表水及人类活动影响较大相关; 井水和泉水的大部分样点均位于水岩相互作用控制带内。由此可知, 研究区地下水化学特征主要受水岩相互作用和蒸发浓缩作用的控制, 井水受蒸发浓缩作用影响更为显著, 这是受井水样点主要分布于蒸发更为强烈的湖岸地带及泉水埋藏条件更为封闭的影响[21]。

由图 4(c)和图 4(d)可知, 在各地地下水系统中, 海西盆地地下水系统中水样 TDS 总体较低, 其他地下水系统中的水样 TDS 总体较高, 海西盆地地下水受大气降水影响更强, 这与海西盆地地下水所处空间位置主要为苍山出山口, 地下水接受降水及地表水补给更为迅速, 地下水在含水系统中滞留时间较短相关[22]。

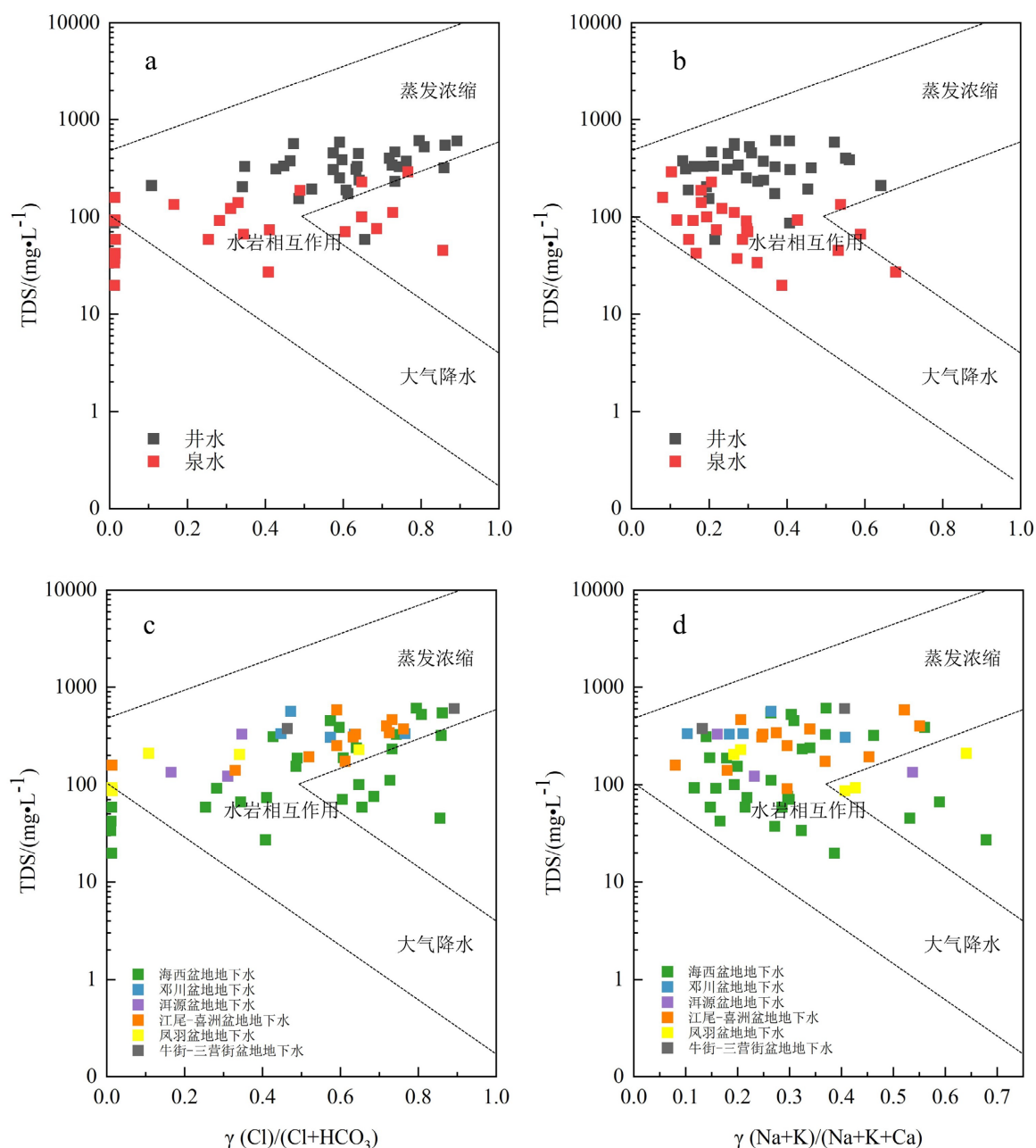


Figure 4. Gibbs diagram of groundwater in the research area

图 4. 研究区地下水 Gibbs 图

3.4. 地下水水化学组分来源分析

通过不同岩性端元间的对比可以定性判别研究区内不同岩石风化溶解作用对地下水溶质的影响[23]-[25]。通过图 5 可知, 研究区地下水样点主要落于蒸发岩类和硅酸盐类之间, 总体距离蒸发岩类距离较近, 反应区域地下水离子来源主要为蒸发盐类和硅酸盐类矿物, 碳酸盐类矿物影响较小[26]。

由图 6(a)、图 6(b)得, 研究区地下水总体位于碳酸盐类、硅酸盐类及蒸发盐类中心, 表明研究区地下水来源复杂, 受碳酸盐类、硅酸盐类及蒸发盐类综合影响; 泉水样点向硅酸盐类端元及碳酸盐类端元偏移, 说明泉水受硅酸盐岩矿物及碳酸盐类矿物的风化溶解影响较显著, 受蒸发盐类矿物的风化溶解影响

较小；井水样点向蒸发岩类端元偏移，井水受蒸发盐类矿物的风化溶解影响显著，受硅酸盐类和碳酸盐类矿物风化溶解影响较小。

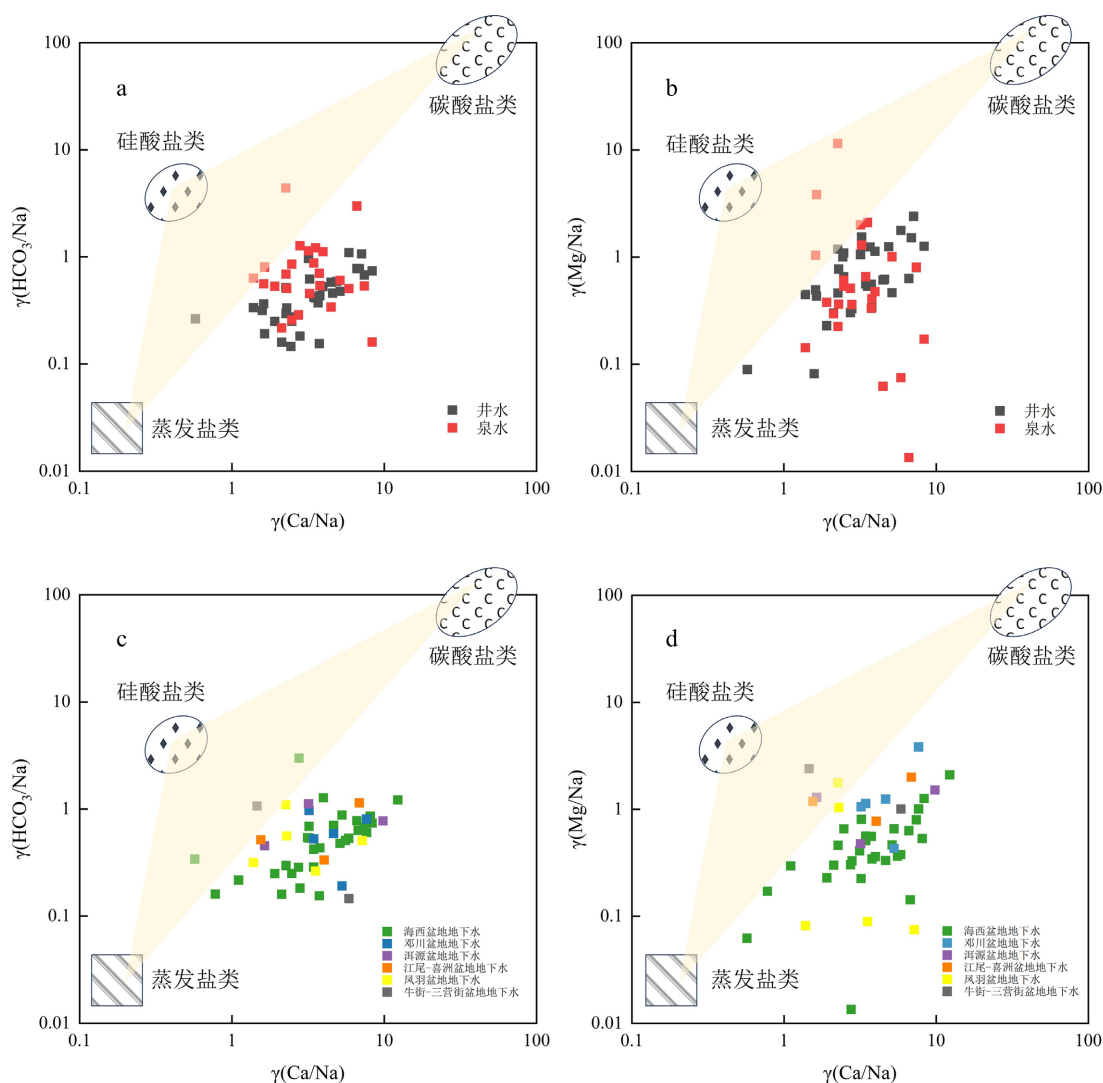


Figure 5. Ionic ratio end-member diagram

图 5. 离子比值端元图

由图 5(c)、图 6(d)得，从各地下水系统看，海西盆地地下水样点、凤羽盆地地下水样点总体向蒸发盐类端元偏移，说明海西盆地地下水和凤羽盆地地下水受蒸发岩类矿物风化溶解影响显著，受碳酸盐类矿物风化溶解影响较小。

3.5. 溶滤作用

通常情况下，当存在硅酸盐风化溶解时，会导致大量地下水样 $N(\text{Na}^+ + \text{K}^+)/N(\text{Cl}^-)$ 大于 1，即大部分样点落于 $N(\text{Na}^+ + \text{K}^+)$ 和 $N(\text{Cl}^-)$ 离子比例关系图的左上方[27]。如图 6(a)和图 7(a)所示，洱海流域大部分地下水样点位于 $N(\text{Na}^+ + \text{K}^+)$ 和 $N(\text{Cl}^-)$ 离子比例关系图的左上方，说明洱海流域大部分地下水除了受岩盐溶解外，还受到其他钠盐风化溶解作用。

如图 6(c)和图 7(c)所示, $N(\text{Na}^+)/N(\text{SO}_4^{2-})$ 的值反映了地下水组分是否来源于芒硝的风化作用[28], 洱海流域地下水样品大部分 Na^+ 与 SO_4^{2-} 的比值高于 1, 说明大部分地下水 Na^+ 与 SO_4^{2-} 主要来源为芒硝的风化作用。

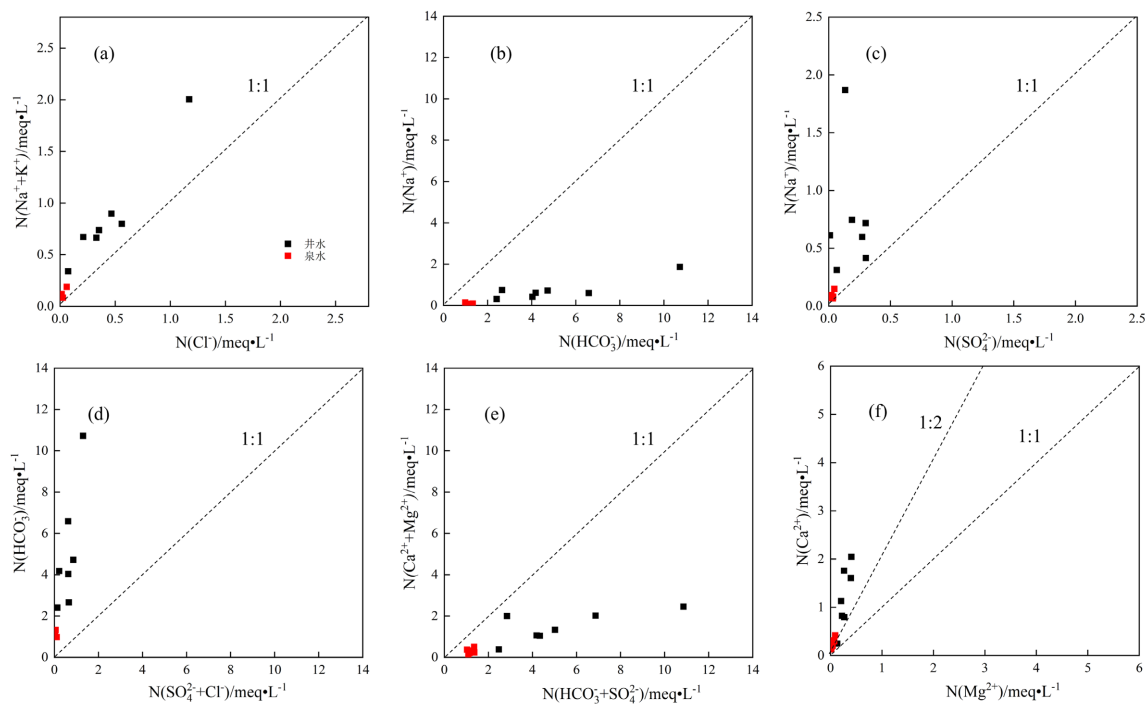


Figure 6. The main ion ratio relationship of well water and spring water in the Erhai Lake basin

图 6. 洱海流域井水、泉水主要离子比例关系

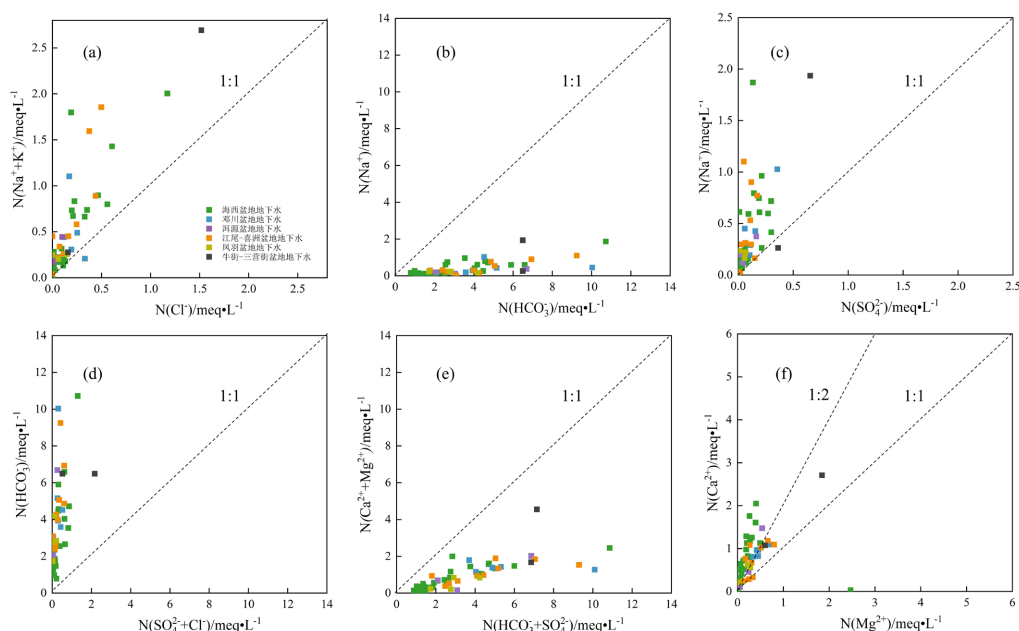


Figure 7. Proportional relationship of main ions in groundwater systems in the Erhai Lake basin

图 7. 洱海流域不同地下水系统地下水主要离子比例关系

$N(Ca^{2+})/N(Mg^{2+})$ 可用于判断碳酸盐岩矿物的风化溶解是由白云石或方解石控制, 如图 6(f)和图 7(f)所示, 洱海流域地下水的 $N(Ca^{2+})/N(Mg^{2+})$ 值基本大于 1, 说明洱海流域碳酸盐岩以方解石溶解为主, 井水和海西盆地地下水的 $N(Ca^{2+})/N(Mg^{2+})$ 值基本大于 2, 说明井水和海西盆地地下水中方解石溶解占据绝对主导地位。

3.6. 水体氢氧稳定同位素特征

利用 δD 、 $\delta^{18}O$ 和 氘盈余值($d = \delta D - 8\delta^{18}O$)可探究地下水受蒸发作用的强度, 若 δD 和 $\delta^{18}O$ 越偏正, d 值越偏负, 表明地下水受到的蒸发作用越强[26]。为探究地下水来源, 在研究区典型雨季采集同期降水($n = 33$)、地表水($n = 57$)和地下水($n = 58$)绘制水体 $\delta^{18}O$ 和 δD 值关系图(图 6)。

Table 2. δD , $\delta^{18}O$ and d-excess values of different water bodies in the Erhai Lake basin during the rainy season
表 2. 洱海流域雨季不同水体的 δD 、 $\delta^{18}O$ 和 d-excess 值

类型	数量 (个)	δD		$\delta^{18}O$		d-excess	
		均值 $\pm$ 标准差	变化范围	均值 $\pm$ 标准差	变化范围	均值 $\pm$ 标准差	变化范围
降水	33	-92.06 ± 13.05	$-129.64 \sim -66.32$	-13.43 ± 1.92	$-18.92 \sim -9.42$	15.40 ± 2.99	$7.32 \sim 21.72$
地表水	57	-107.04 ± 1.78	$-130.79 \sim -85.57$	-14.89 ± 1.78	$-19.02 \sim -10.77$	12.11 ± 1.78	$0.61 \sim 21.36$
地下水	58	-105.90 ± 9.37	$-133.50 \sim -84.86$	-14.64 ± 1.36	$-17.79 \sim -10.93$	11.23 ± 3.81	$2.61 \sim 17.26$
泉水	25	-109.07 ± 7.06	$-127.08 \sim -101.26$	-15.40 ± 0.81	$-17.73 \sim -14.46$	14.10 ± 2.83	$5.67 \sim 17.26$
井水	33	-103.49 ± 10.26	$-133.49 \sim -84.86$	-14.06 ± 1.42	$-17.78 \sim -10.93$	9.05 ± 2.93	$2.60 \sim 14.886$
海西盆地	30	-100.67 ± 6.36	$-114.34 \sim -88.23$	-14.18 ± 1.16	$-16.19 \sim -11.63$	12.76 ± 3.22	$4.77 \sim 17.26$
邓川盆地	5	-110.62 ± 4.47	$-118.32 \sim -107.41$	-14.58 ± 0.61	$-15.50 \sim -13.92$	6.03 ± 1.53	$3.96 \sim 8.25$
洱源盆地	3	-111.37 ± 3.92	$-113.94 \sim -106.85$	-15.06 ± 0.72	$-15.79 \sim -14.34$	9.11 ± 3.48	$6.40 \sim 13.03$
江尾 - 喜洲盆地	13	-108.44 ± 8.52	$-120.74 \sim -84.86$	-14.87 ± 1.52	$-16.94 \sim -10.93$	10.52 ± 4.41	$2.61 \sim 15.75$
凤羽盆地	5	-122.39 ± 9.82	$-133.50 \sim -107.51$	-16.73 ± 1.27	$-17.79 \sim -14.80$	11.45 ± 2.31	$8.80 \sim 14.73$
牛街 - 三营街盆地	2	-106.54 ± 1.97	$-107.93 \sim -105.14$	-14.40 ± 0.05	$-14.43 \sim -14.36$	8.62 ± 1.55	$7.52 \sim 9.72$

由图 8(a)可知, 研究区区域大气降水线(LMWL: $\delta D = 5.33\delta^{18}O - 27.64$)斜率和截距小于全球大气降水线(LMWL: $\delta D = 5.33\delta^{18}O - 27.64$), 这与凝结物在未饱和大气中降落时重同位素的蒸发富集作用有关[16]。大部分地下水样点和地表水样点位于全球大气降水线附近及区域大气降水线的右下方, 表明大气降水在补给地表水和地下水的过程中, 受到较强烈的非平衡蒸发作用影响。

将地表水和地下水的 δD 值与 $\delta^{18}O$ 值进行线性拟合, 得到地表水蒸发线($\delta D = 5.33\delta^{18}O - 27.64$)和地下水蒸发线($\delta D = 6.48\delta^{18}O - 11.03$), 地下水样点和地表水样点分布较为集中, 统计差异不显著, 说明两者之间可能存在较强的转化关系。

氘盈余($d\text{-excess} = \delta D - 8\delta^{18}O$)可用于反映水体的不平衡分馏以及蒸发速度, 蒸发作用增强会导致 d-excess 值偏负[27]。各地下水系统 d-excess 平均值呈现为: 海西盆地(12.76‰) > 凤羽盆地(11.45‰) > 江尾 - 喜洲盆地(10.52‰) > 洱源盆地(9.11‰) > 牛街 - 三营街盆地(8.62‰) > 邓川盆地(6.03‰), 说明各地下水系统中地下水蒸发强度呈现为: 海西盆地 > 凤羽盆地 > 江尾 - 喜洲盆地 > 洱源盆地 > 牛街 -

三营街盆地 > 邓川盆地。

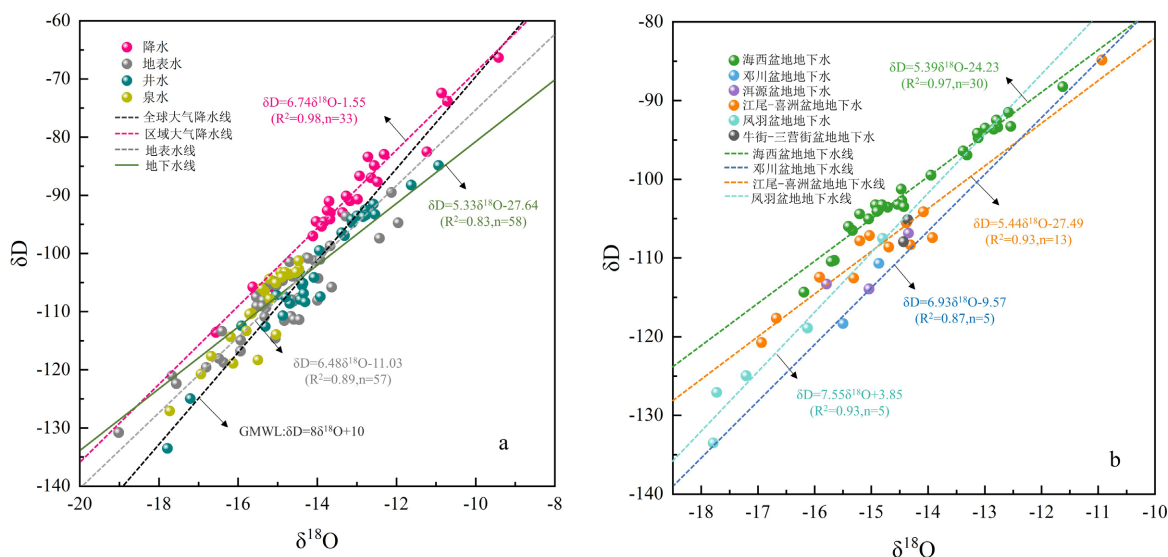


Figure 8. Relationship diagram of δD and $\delta^{18}O$ in different water bodies

图 8. 不同水体 δD 、 $\delta^{18}O$ 关系图

选择具有统计意义的四个地下水系统地下水样品数据进行线性拟合, 得到地下水系统的地下水拟合线为: 海西盆地地下水线($\delta D = 5.39\delta^{18}O - 24.23$)、邓川盆地地下水线($\delta D = 6.93\delta^{18}O - 9.57$)、江尾 - 喜洲盆地地下水线($\delta D = 5.44\delta^{18}O - 27.49$)和凤羽盆地地下水线($\delta D = 7.55\delta^{18}O + 3.85$)。其斜率和截距皆表现出: 凤羽盆地 > 邓川盆地 > 海西盆地 > 江尾 - 喜洲盆地。稳定同位素得到的相关信息均可与地下水水化学分析结果相互印证。

4. 结论

1) 洱海流域地下水 TDS 及 EC 均呈现出井水 > 泉水、牛街 - 三营街盆地 > 凤羽盆地的整体特征, 表明洱海流域地下水总体流向为洱海; 在不同类型地下水和不同地下水系统地下水中, 阴离子 HCO_3^- 和阳离子中 Ca^{+} 均占据主要优势, 这与地下水的流经路径及研究区方解石和白云石等碳酸盐岩矿物普遍存在密切相关。 SO_4^{2-} 、 Cl^- 及 Mg^{2+} 在牛街 - 三营街盆地地下水系统南部出现显著高值, 结合土地利用现状, 可能与农业种植、工业企业活动相关。

2) 从地下水出露类型上看, 泉水和井水的水化学特征与地下水整体一致, 水化学类型均以 HCO_3^-Ca 型为主; 凤羽盆地地下水系统中, 以 $HCO_3^-Ca \cdot Na$ 型地下水占主导, 与凤羽盆地岩溶较为发育, 多 SDq 岩溶含水层, 内碎屑生物灰岩、粉晶灰岩夹灰岩角砾、岩溶强烈发育, 当地下水与含水介质中的粘土矿物接触时, 水中的 Ca^{+} 、 Mg^{2+} 被吸附并交换释放出 Na^{+} 进入地下水中密切相关。

3) 研究区地下水 TDS 普遍较高, 地下水化学特征主要受水岩相互作用和蒸发浓缩作用控制, 井水受蒸发浓缩作用影响更为显著, 这是受井水样点主要分布于蒸发更为强烈的湖岸地带及泉水埋藏条件更为封闭的影响; 海西盆地地下水系统中水样 TDS 总体较低, 海西盆地地下水受大气降水影响显著更强, 这与海西盆地地下水所处空间位置主要为苍山出口, 地下水接受降水及地表水补给更为迅速, 地下水在含水系统中滞留时间较短相关。研究区地下水总体位于碳酸盐类、硅酸盐类及蒸发盐类中心, 表明研究区地下水来源复杂, 受碳酸盐类、硅酸盐类及蒸发盐类综合影响。

4) 溶滤作用分析表明,洱海流域井水和海西盆地地下水受到较强的阳离子交换作用,导致 $\text{Na}^+ + \text{K}^+$ 浓度较高;研究区地下水样品大部分 Na^+ 与 SO_4^{2-} 的比值高于 1,说明大部分地下水 Na^+ 与 SO_4^{2-} 主要来源为芒硝的风化作用。

5) 大气降水在补给地表水和地下水的过程中,受到较强烈的非平衡蒸发作用影响,地表水与地下水之间存在较强的转化关系;在 δD 、 $\delta^{18}\text{O}$ 关系图上,泉水样点整体位于井水样点的左下方,表明井水所受蒸发作用更强;各地下水系统中地下水蒸发强度呈现:海西盆地 > 凤羽盆地 > 江尾-喜洲盆地 > 洱源盆地 > 牛街-三营街盆地 > 邓川盆地。

参考文献

- [1] 中国科学院. 地下水科学[M]. 北京: 科学出版社, 2018: 3-4.
- [2] Wang, H. and Zhang, Q. (2019) Research Advances in Identifying Sulfate Contamination Sources of Water Environment by Using Stable Isotopes. *International Journal of Environmental Research and Public Health*, **16**, Article 1914. <https://doi.org/10.3390/ijerph16111914>
- [3] 张福初, 吴彬, 高凡, 等. 奎屯河流域平原区地下水水化学特征及成因分析[J]. 环境科学研究, 2021, 34(7): 1663-1671.
- [4] Jiang, Y., Zhang, C., Yuan, D., Zhang, G. and He, R. (2008) Impact of Land Use Change on Groundwater Quality in a Typical Karst Watershed of Southwest China: A Case Study of the Xiaojiang Watershed, Yunnan Province. *Hydrogeology Journal*, **16**, 727-735. <https://doi.org/10.1007/s10040-007-0259-9>
- [5] Ahirwar, S. and Shukla, J.P. (2018) Assessment of Groundwater Vulnerability in Upper Betwa River Watershed Using GIS Based DRASTIC Model. *Journal of the Geological Society of India*, **91**, 334-340. <https://doi.org/10.1007/s12594-018-0859-0>
- [6] Jarray, H., Zammouri, M., Ouessar, M., Zerrim, A. and Yahyaoui, H. (2017) GIS Based DRASTIC Model for Groundwater Vulnerability Assessment: Case Study of the Shallow Mio-Plio-Quaternary Aquifer (Southeastern Tunisia). *Water Resources*, **44**, 595-603. <https://doi.org/10.1134/s0097807817040066>
- [7] 周嘉欣, 丁永建, 曾国雄, 等. 疏勒河上游地表水水化学主离子特征及其控制因素[J]. 环境科学, 2014, 35(9): 3315-3324.
- [8] 刘靖宇, 王浪, 卜丽娟, 等. 荒漠绿洲过渡带地下水氢氧稳定同位素、水化学特征及演化机理研究[J]. 干旱区资源与环境, 2023, 37(12): 92-102.
- [9] 王慧玮, 郭小娇, 张千千, 等. 湟沱河流域地下水水化学特征演化及成因分析[J]. 环境化学, 2021, 40(12): 3838-3845.
- [10] 朱亮, 刘景涛, 杨明楠, 等. 青海省北川河流域地下水水化学特征与水质评价[J]. 水土保持通报, 2022, 42(2): 235-241.
- [11] 李政葵, 夏蔓宏, 董少刚, 等. 洛阳盆地浅层地下水水化学特征及其演化特征分析[J]. 地球与环境, 2019, 47(1): 57-63.
- [12] 曹文庚, 杨会峰, 高媛媛, 等. 南水北调中线受水区保定平原地下水质量演变预测研究[J]. 水利学报, 2020, 51(8): 924-935.
- [13] 潘登, 王帅, 郭红, 等. 黄河下游(河南段)潜水水文地球化学特征及补给来源识别[J]. 安全与环境工程, 2024, 31(4): 170-180.
- [14] 李小等, 常亮, 段瑞, 等. 和田河流域水化学特征与地下水补给来源分析[J]. 干旱区研究, 2024, 41(6): 917-927.
- [15] 卢小慧, 王梦瑶, 龚绪龙, 等. 基于氢氧同位素的平原湖荡地表水与地下水转化研究[J]. 水利学报, 2024, 55(4): 416-427.
- [16] 代彬, 郭巧玲, 陈梓楹, 等. 乌兰木伦河流域地下水水化学同位素特征及补给关系[J]. 水资源与水工程学报, 2023, 34(4): 15-22.
- [17] 廖会娟, 柴勇, 角媛梅, 等. 高原山地-湖泊地区雨季地表水补给来源的空间格局及形成机制[J]. 地理学报, 2024, 79(7): 1862-1879.
- [18] 裴森森, 罗艳云, 潘浩, 等. 基于稳定氢氧同位素的黄河流域内蒙古段水体转化关系[J]. 环境科学, 2024, 45(11): 6604-6615.
- [19] 杨羽帆, 曹生奎, 冯起, 等. 青海湖沙柳河流域浅层地下水氢氧稳定同位素分布特征[J]. 中国沙漠, 2019, 39(5): 45-53.
- [20] 戴蔓, 蒋小伟, 罗银飞, 等. 地热水氢氧同位素控制因素识别与定量计算: 以青海贵德盆地为例[J]. 地学前缘, 2021, 28(1): 420-427.
- [21] 卫磊, 杨桂莲, 鲁程鹏, 等. 华北平原超采区浅层地下水埋深变化及控制因素分析[J]. 水资源与水工程学报,

-
- 2019, 30(6): 39-44.
- [22] 袁瑞强, 龙西亭, 王鹏, 等. 氯离子质量平衡法应用问题刍议[J]. 水文, 2015, 35(4): 7-13.
- [23] Amiel, R.B., Grodek, T. and Frumkin, A. (2010) Characterization of the Hydrogeology of the Sacred Gihon Spring, Jerusalem: A Deteriorating Urban Karst Spring. *Hydrogeology Journal*, **18**, 1465-1479.
<https://doi.org/10.1007/s10040-010-0600-6>
- [24] Gibbs, R.J. (1971) Response: Mechanisms Controlling World Water Chemistry: Evaporation-Crystallization Process. *Science*, **172**, 871-872. <https://doi.org/10.1126/science.172.3985.871>
- [25] 孙厚云, 卫晓锋, 甘凤伟, 等. 滦河流域中上游富锑地下水成因类型与形成机制[J]. 地球学报, 2020, 41(1): 65-79.
- [26] 张宏鑫, 吴亚, 罗炜宇, 等. 雷州半岛岭北地区地下水水文地球化学特征[J]. 环境科学, 2020, 41(11): 4924-4935.
- [27] 沈贝贝, 吴敬禄, 吉力力·阿不都外力, 等. 巴尔喀什湖流域水化学和同位素空间分布及环境特征[J]. 环境科学, 2020, 41(1): 173-182.
- [28] Dansgaard, W. (1964) Stable Isotopes in Precipitation. *Tellus*, **16**, 436-468.
<https://doi.org/10.1111/j.2153-3490.1964.tb00181.x>