

大连大魏家水源地海水入侵过程中水文地球化学作用分析及定量模拟

赵长荣,杨吉龙,肖国强,杜东,潘桐,张素凤

(天津地质矿产研究所,天津 300170)

摘要: 大连大魏家水源地位于中国北方典型滨海岩溶地区。近年来,地下淡水不合理开采造成的地下水位降落漏斗引发了严重的海水入侵。本文以大魏家水源地海水入侵为研究对象,通过大量的水文地质调查和水化学样品测试分析,探讨了海水入侵形成的水动力条件,通过绘制Piper图、以Cl⁻为天然示踪剂计算了海水和地下淡水的混合比例、实际浓度和理论浓度的对比、水化学组成特征分析等方法,探讨了该区岩溶含水层在海水入侵过程中所发生的主要水文地球化学作用,并对其进行了定量模拟,进而阐明了岩溶含水层中的海水入侵机理。研究结果表明,研究区微咸水和咸水并不是地下水淡水和海水简单混合而成。利用反向水文地球化学模拟揭示了控制滨海岩溶含水层中水化学演化的主要水文地球化学反应有方解石、蒙脱石和石膏的溶解作用,伊利石的沉淀作用以及Ca-Na离子交换作用,伴随着CO₂的释放,石膏的溶解并没引起白云石化作用。

关键词: 大连;滨海岩溶地区;海水入侵;水文地球化学;地球化学模拟

中图分类号: P641.3

文献标识码: A

文章编号: 1672-4135(2012)02-0154-07

1 引言

海水入侵是一种地质灾害^[1],一旦发生就会使得地下水中矿化度不断升高,最终引起当地地下淡水水质恶化,淡水资源短缺,并且会导致海岸带生态环境的改变^[2-4]。对于大连大魏家水源地海水入侵的研究,前人主要集中于海水入侵机理、入侵模型、预测模型等方面的研究^[5-7],并取得了丰硕成果,而对于海水入侵过程中水文地球化学作用的研究还相对比较薄弱。海水入侵过程除了海水与淡水的直接混合外,还可能发生许多其他水文地球化学作用过程^[8]。在淡水变成过程中,周围岩石和粘土矿物会起到地下水咸化的化学缓冲剂的作用,矿物容易发生溶解或沉淀、白云岩化或去白云岩化以及阳离子交换作用,这些过程主要使地下水咸化及改变其性质^[9],进而引起区域水化学环境退化,最终关系到人类健康、工农业生产及生态环境。因此有必要对海水入侵过程水文地球化学作用进行研究。本文在深入分析大连大魏家水源地水文地质条件和地下水长期观测基础上,利用水化学特征分析了可能发生的水文地球化学作用,并选用反向地球化学模拟方法,定量模拟了研究区海水入侵过程水文地球化学作用。

2 研究区概况

大连大魏家地区位于大连市金州区西北部,距金州10 km,濒临渤海,面积约100 km²(图1)。主要的含水层为奥陶纪和寒武纪灰岩以及第四纪砂岩地层,目前的第四纪松散孔隙含水层已基本被疏干。

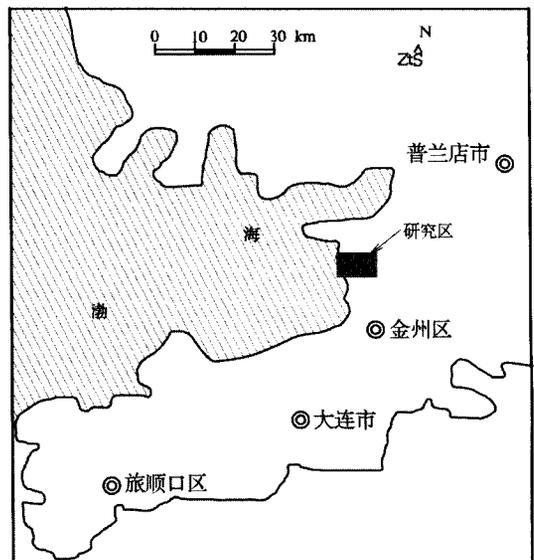


图1 研究区位置图

Fig.1 Location of the Daweijia water source area

收稿日期: 2012-03-29

基金项目: 国土资源大调查项目:环渤海地区重点地段环境地质调查及脆弱性评价(1212010540501)

作者简介: 赵长荣(1963-),女,高级工程师,主要从事水文地质、工程地质、环境地质工作,Email:tjzcr@yahoo.com.cn。

表1 研究区样品测试结果
Table 1 The test results of water samples

样品编号	水样类型	采样时间	EC (us/cm)	pH	T (°C)	δ ¹⁸ O (‰)	Ca ²⁺ (mg/l)	Mg ²⁺ (mg/l)
DW21	淡水	2010.8	821	6.96	6.96	-13.53	118.30	21.59
DW22	淡水	2010.8	912	7.47	7.47	-14.51	99.14	39.97
DW42	淡水	2010.8	749	7.57	7.57	-12.80	94.53	31.92
DW24	微咸水	2010.8	1015	7.23	7.23	-9.19	119.60	38.53
DW23	微咸水	2010.8	986	7.31	7.31	-8.99	115.80	37.76
DWDN	微咸水	2010.8	1370	6.95	6.95	-9.33	149.10	38.26
DW34	微咸水	2010.8	1289	7.29	7.29	-10.21	151.40	49.06
DW36	微咸水	2010.8	1586	7.35	7.35	-11.59	207.70	42.38
DW26	微咸水	2010.8	1903	7.01	7.01	-10.97	208.40	44.74
DW17	微咸水	2010.8	2050	6.49	6.49	-9.69	187.70	48.51
DW28	微咸水	2010.8	1633	7.44	7.44	-8.55	154.60	47.48
DW31	咸水	2010.8	1761	6.56	6.56	-11.97	198.50	51.09
DW38	咸水	2010.8	2210	7.16	7.16	-10.59	128.20	51.01
DW07	咸水	2010.8	2280	7.15	7.15	-10.59	212.50	72.33
DW33	咸水	2010.8	2780	7.44	7.44	-5.94	205.80	74.77
DW29	海水	2010.8	43800	7.65	7.65	-3.32	324.50	978.80
样品编号	水样类型	采样时间	Na ⁺ (mg/l)	K ⁺ (mg/l)	HCO ₃ ⁻ (mg/l)	SO ₄ ²⁻ (mg/l)	Cl ⁻ (mg/l)	NO ₃ ⁻ (mg/l)
DW21	淡水	2010.8	28.62	4.05	190.50	121.00	92.35	66.72
DW22	淡水	2010.8	42.45	13.11	241.10	98.08	137.30	54.20
DW42	淡水	2010.8	24.51	0.98	238.10	56.82	92.28	60.32
DW24	微咸水	2010.8	50.51	1.17	247.10	79.30	188.60	44.00
DW23	微咸水	2010.8	47.16	1.52	282.80	70.70	157.90	45.44
DWDN	微咸水	2010.8	82.87	1.52	163.70	95.82	245.30	199.20
DW34	微咸水	2010.8	67.84	7.63	241.10	162.20	224.60	100.10
DW36	微咸水	2010.8	61.99	26.43	205.40	120.00	360.90	115.60
DW26	微咸水	2010.8	146.00	0.49	199.40	245.70	271.80	325.90
DW17	微咸水	2010.8	106.00	2.27	199.40	179.50	273.70	250.40
DW28	微咸水	2010.8	134.50	2.70	220.30	236.20	222.90	212.20
DW31	咸水	2010.8	97.83	1.02	145.90	113.50	421.50	158.00
DW38	咸水	2010.8	286.10	12.82	309.60	162.50	492.40	120.0
DW07	咸水	2010.8	184.00	3.49	282.80	172.20	479.70	241.70
DW33	咸水	2010.8	295.50	11.05	291.70	344.90	469.40	259.50
DW29	海水	2010.8	7626.00	289.10	163.70	3262.0	13220.3	865.60

注:分析单位为中国科学院地质与地球物理研究所实验室
地下水矿化度变化范围是481~1 890 mg/L,海水矿化度高达26 648.1 mg/L,水化学类型表现出多样性。从图3可看出大多数水样都在海水与地下淡水的理论混合线附近,这表明海水入侵主要是淡水和海水的混合作用。部分水样偏离理论线是因为海水入侵过程除了混合作用,还发生了其他水-岩作用。

通常以Cl⁻为指标来判断海水是否入侵及入侵的范围^[11]。Cl⁻作为判定海水入侵指标,国内外大致将这一标准确定为200~300 mg/L^[12]。为便于分析海水入侵过程中水文地球化学作用,利用以上划分标准结合研究区地下水的Cl⁻背景值,将研究区地下水划分为淡水、微咸水和咸水(图3)。

万方数据

3.2 可能发生的水文地球化学作用

3.2.1 混合作用

研究区海水为Cl-Na型水,地下淡水为HCO₃-Ca型水,随着海水混入地下淡水比例的增高,地下水的水化学类型也跟着发生转变。由陆到海岸,地下水从低矿化度的HCO₃-Ca型水呈有规律的向高矿化度的Cl-Na型水转变(图4)。这种化学类型的转变和矿化度的升高,主要是由于混合作用引起的。

为了更好地理解水文地球化学作用过程,需要计算淡水和海水的混合比例(Theory Mix Proportion, TMP)。假设研究区地下淡水和海水的各个组分在混合过程中只发生混合作用,不发生其它水文地球化学作用,那么利用研究区地下淡水和海水两个不同端源中各组分的浓度和实际测试的各个采样点各组分的浓度,可以求得不同组分代表的海水与淡水的混合比例。Cl⁻是海水中最主要的稳定常量元素,反映海水浸染最为敏感,几乎不与地下淡水和含水介质发生反应^[13],是一种保守示踪剂,它代表的混

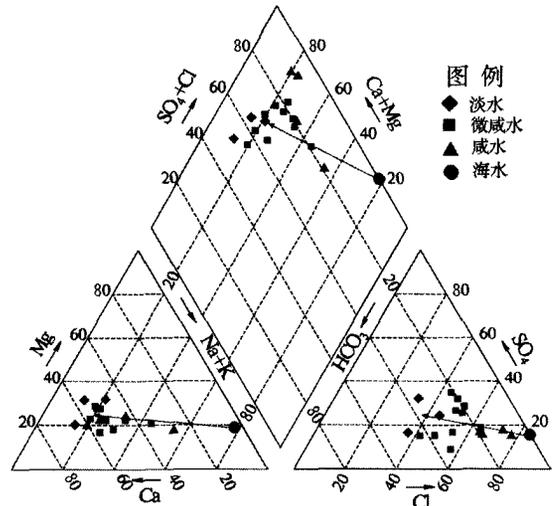


图3 研究区不同水体水样的Piper三线图

Fig.3 Piper diagram for the various water samples

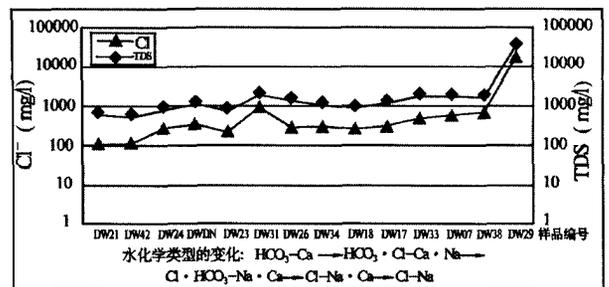


图4 Cl⁻和TDS指示的海水入侵混合作用过程

Fig.4 Mixing process of the sea-water encroachment from the indication of Cl⁻ and TDS

合比例可以作为研究区海水与淡水的实际理论混合比例。利用其他化学组分计算的海水与淡水的混合比例,统称为实际混合比例。计算公式如下:

$$f_i = \frac{C_i - Dd_i}{Ss_i - Dd_i}$$

公式中, Ss_i 为 i 组分在海水中的浓度, Dd_i 为 i 组分在地下淡水中的浓度, C_i 为 i 组分在混合水的浓度, f_i 为 i 组分代表的海水与淡水的混合比例。

根据研究区上游 DW21、DW22 地下淡水样品的水化学特征和国内外以 Cl⁻ 为指标判断海水入侵的标准, 样品 DW42 是一个地下淡水样, 它的 Cl⁻ 值为 92.28 mg/L, 矿化度为 480 mg/L, 未受海水的影响, 它的各种测试结果, 作为本次研究地下淡水的背景值, DW29 是海水样, Cl⁻ 值为 13 220.0 mg/L, 矿化度为 26 648.1 mm/L, 它的测试结果作为海水的背景值。

根据求得的结果(表2)发现以 K⁺、Na⁺、Ca²⁺、Mg²⁺、HCO₃⁻ 以及 SO₄²⁻ 为代表的海水与淡水的混合比例与 Cl⁻ 代表的海水与淡水的混合比值是不一致的。K⁺、Na⁺ 代表的混合比值基本小于 Cl⁻ 混合比例, Ca²⁺、SO₄²⁻ 代表的混合比例相对于 Cl⁻ 混合比例大部分表现为增大, 以上这种现象说明在海水入侵的过程中, 除了发生混合作用外, 还发生了阳离子交换吸附、矿物的溶解沉淀等地球化学作用。

3.2.2 阳离子交换吸附作用

根据上述计算结果(表2), 结合分析以 K⁺、Na⁺、Ca²⁺、Mg²⁺ 为代表的海水与淡水的混合比例与 Cl⁻ 代表的混合比例的关系(图5), 可见 Na⁺ 和 K⁺ 的混合比例普遍低于 Cl⁻ 的混合比例, 而 Ca²⁺ 的混合比例均高于 Cl⁻ 的混合比例, Mg²⁺ 的混合比例和 Cl⁻ 的混合比例相当, 说明在海水入侵过程中, Na⁺ 和 K⁺ 含量有部分损耗, Ca²⁺ 含量在增加, Mg²⁺ 含量无变化。这种现象表明, 在海水入侵过程中, 在发生混合作用的基础上, 发生了阳离子交换吸附作用, 通过海水入侵进入含水层的高浓度 Na⁺ 和 K⁺ 主要是和介质吸附 Ca²⁺ 进行了交换。

3.2.3 溶蚀沉淀作用

研究区地下水 pH 值的变化范围是 6.49 ~ 7.84, 地下水中无机碳主要以 HCO₃⁻ 形式存在。研究区含水介质中灰岩和白云岩发育, 主要矿物成分分别为方解石 (CaCO₃)、白云石 (CaMg (CO₃)₂) 以及石膏 (CaSO₄ · 2H₂O)。

假设在海水入侵的过程中, 所有离子都是按 Cl⁻

表2 各个采样点不同组分代表的海水和淡水的混合比例
Table 2 Mix proportion of the groundwater and seawater of different components

样品编号	地下水中各组分代表的实际混合比值 (海水/淡水 单位:%)						
	Cl ⁻	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	HCO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻
DW42	0	0	0	0	0	0	0
DW24	0.73	10.90	0.70	0.34	0.07	-12.10	0.70
DW23	0.50	9.25	0.62	0.30	0.19	-60.08	0.43
DWDN	1.17	23.73	0.67	0.77	0.19	100.00	1.22
DW34	1.01	24.73	1.81	0.57	0.92	-4.03	3.29
DW31	2.51	45.20	2.02	0.96	0.01	123.92	1.77
DW17	1.38	40.51	1.75	1.07	0.45	52.02	3.83
DW26	1.37	49.51	1.35	1.60	-0.17	52.02	5.89
DW07	2.95	51.29	4.27	2.10	0.87	-60.08	3.60
DW33	2.87	48.38	4.52	3.56	3.50	-72.04	8.99
DW38	3.05	14.64	2.02	3.44	4.11	-96.10	3.30
DW29	100	100	100	100	100	100	100

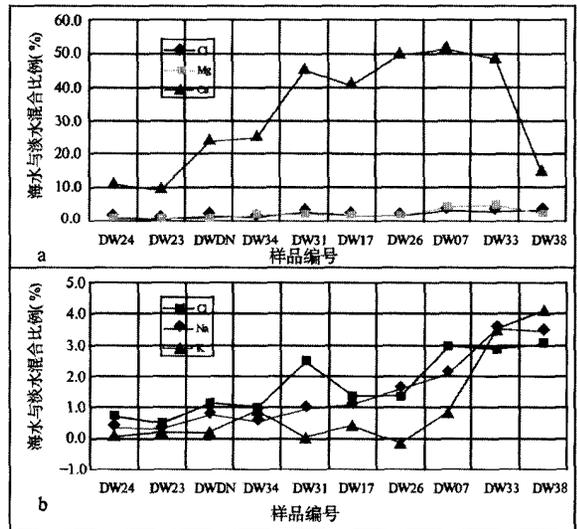


图5 各个采样点不同组分代表的海水和淡水的混合比例
Fig.5 Mixing proportion of the groundwater and seawater of different components

代表的海水与淡水的混合比例进行的, 可以采用 Cl⁻ 混合比例逆向求取 Ca²⁺、Mg²⁺、Na⁺、K⁺、HCO₃⁻ 以及 SO₄²⁻ 离子的浓度值, 称为理论浓度值, 利用实际浓度值、理想浓度值求得 Na⁺、K⁺、Ca²⁺、Mg²⁺ 等离子的浓度差(表3), 并利用实际浓度值和理论浓度值求解出各组分的当量浓度差值(表4)。求解公式如下:

$$Cc_i = Ss_i \cdot f_s + Dd_i \cdot (1 - f_s)$$

公式中, Ss_i 为 i 组分在海水中的浓度, Dd_i 为 i 组分在地下淡水中的浓度, Cc_i 为 i 组分在混合水的浓度, f_s 为 Cl⁻ 代表的海水与淡水的混合比例。

如果 Na⁺、K⁺、Ca²⁺、Mg²⁺ 之间仅发生阳离子交换, 而没有发生其它水文地球化学作用, 那么 (Ca²⁺+Mg²⁺) 当

表3 各个采样点各组分的理论浓度值

Table 3 Theory concentration of the different components

样品 编号	理论浓度值						
	单位:mg/L						
	Cl ⁻	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	HCO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻
DW24	188.60	96.22	38.87	80.29	3.09	237.55	80.34
DW23	157.90	95.68	36.65	62.51	2.42	237.73	72.84
DWDN	245.30	97.21	42.96	113.12	4.34	237.23	94.18
DW34	224.60	96.85	41.47	101.13	3.88	237.35	89.12
DW31	421.50	100.30	55.67	215.15	8.20	236.23	137.19
DW17	273.70	97.71	45.01	129.56	4.96	237.07	101.11
DW26	271.80	97.68	44.87	128.46	4.92	237.08	100.65
DW07	479.70	101.32	59.87	248.85	9.48	235.90	151.40
DW33	469.40	101.14	59.12	242.89	9.25	235.96	148.89
DW38	492.40	101.54	60.78	256.21	9.76	235.83	154.50

表4 各个采样点各组分实际浓度与理想浓度当量差值

Table 4 Equivalent difference between the theory and testing concentration

样品 编号	实际浓度与理论浓度当量差值						
	单位:mmol/l						
	Cl ⁻	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	HCO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻
DW24	0	1.17	-0.03	-1.29	-0.05	0.16	-0.02
DW23	0	1.01	0.09	-0.67	-0.02	0.74	-0.04
DWDN	0	2.59	-0.39	-1.32	-0.07	-1.21	0.03
DW34	0	2.73	0.63	-1.45	0.10	0.06	1.52
DW31	0	4.91	-0.38	-5.10	-0.18	-1.48	-0.49
DW17	0	4.50	0.29	-1.02	-0.07	-0.62	1.63
DW26	0	5.54	-0.01	0.76	-0.11	-0.62	3.02
DW07	0	5.56	1.04	-2.82	-0.15	0.77	0.43
DW33	0	5.23	1.30	2.29	0.05	0.91	4.08
DW38	0	1.33	-0.81	1.30	0.08	1.21	0.17

注:表中相态为正值表示该相态实际当量值大于理论当量值,表示该相态进入地下水,负值表示该相态实际当量值小于理论当量值,表示该相态离开地下水中,单位为mmol/L

量差的绝对值就应该约等于(Na⁺+K⁺)当量差绝对值,实际上,它们之间的当量值根本就不守恒(表4),说明在海水入侵过程中,不仅发生了阳离子交换吸附作用,同时某些矿物还发生了溶蚀沉淀作用。K⁺、Mg²⁺浓度当量差值很小,说明这两个组分在海水入侵过程中基本没发生变化或参与水文地球化学作用。多数样品中SO₄²⁻实际浓度当量值是大于理论浓度当量值,说明在海水入侵的过程中SO₄²⁻含量是增加的,这部分多余的SO₄²⁻主要是来源于石膏矿物的溶解。HCO₃⁻的当量差值既有增大也有减小,表明在海水入侵过程中碳酸盐岩既有沉淀也有溶解。

4 反向地球化学模拟

4.1 反向水文地球化学模拟理论

自1962年R. M. Garrels和M. E. Thompson建立海水离子缔合模型^[11,14]以来,30年来地球化学模拟得

万方数据

到了迅速发展,先后出现了多种模拟软件,其中典型的软件有Truesdell(1974)等开发的WATEQ和WATEQ4F,用于计算水溶液中组分分布的矿物饱和指数,并建立了完善的热力学数据库;Parkhurst等^[15,16]研制了用于地球化学计算的模型PHREEQE软件和用于模拟化学质量平衡的模型BALANCE软件,以及后来的NETPATH软件^[17]。与此同时,一些用于专门目的的模型也相继问世。通过这些模型,对水-岩间的相互作用进行模拟和识别,是解决水文地球化学与生态环境方面的理论问题和实践问题的基础。

在实际的水文地球化学问题中,往往地下水的化学组分是已知的,而其形成和演化的过程是未知的,反向地球化学反应路径模拟为解决这一问题提供了有效的途径。反向地球化学反应路径模拟的基本原理为:沿地下水同一水流路径,终点(下游点)的水化学成分和同位素的质量等于起点(上游点)的水化学成分和同位素的质量加上两点间由于水-岩作用(如沉淀、溶解、阳离子交换等)以及蒸发作用和不同水流的混合作用引起的化学组分和同位素的转移量,通过质量平衡反应模型和同位素质量传输模型可推测地下水从起点到终点间的水文地球化学反应路径^[18]。

质量平衡反应模型所依据的地下水中元素总浓度的纯变化由平衡的纯化学反应形式组成:

起点地下水的化学成分+反应相=终点地下水的化学成分+生成相。其中反应相和生成相是指反应中进入或离开地下水的化学成分。上述反应形式可用一系列质量平衡方程来表达:

$$\sum_{P=1}^P a_P b_{P,K} = m_{T,K}(\text{终点}) - m_{T,K}(\text{起点})$$

$$K=1, 2, 3 \dots J$$

式中: P 为纯化学反应中反应相和生成相的总数目; a_P 为质量迁移系数,为第 P 种矿物或气体进入(为正值)或离开(为负值)地下水的物质的量; $b_{P,K}$ 为第 P 种矿物相中第 K 种元素的化学计量数; $m_{T,K}$ 为地下水中第 K 种元素的总质量摩尔浓度; J 为计算中所包括元素的数目。

上式表明,沿着地下水水流路径,地下水中的第 K 种元素在反应中遵守质量守恒原理,即第 K 种元素的变化量等于进入和离开地下水的差值。

考虑到水-岩作用过程中地下水中的同位素应遵守质量平衡原理,Plummer^[18]等在化学组分质量平

衡模型的基础上,把同位素作为质量平衡反应模型的约束变量,通过建立反应路径中的质量传输模型,来实现质量平衡反应模型解的优选。同位素质量传输模型根据质量平衡反应模型所推测的纯化学反应,按照Rayleigh^[19]分馏原理计算同位素质量的总变化。以C为例,其同位素质量传输模型的基本方程为:

$$d(RC) = \sum_{i=1}^N R_i dI_i - \sum_{i=1}^M R_i a_{is} dO_i$$

式中: I, O 分别指 C 元素通过溶解、浓缩等反应进入或离开地下水的量; N, M 为进入相和离开相的数目; a_{is} 为第 i 相相对地下水的同位素分馏系数; R 为同位素比值,如 $^{13}C/^{12}C$ 或 ^{14}C 等。

目前最常用的反向地球化学模拟软件是NET-PATH,它主要用于计算水流路径上初始水样和终点水样之间的质量平衡反应,对给定的处于演化状态的水样间发生的可能的地球化学质量平衡反应进行计算和检验。

4.2 反向地球化学反应路径模拟

根据研究区的水化学特征分析结果,进行DW42-DW29的路径模拟。根据可能矿物相以及水化学实测数据,把C、S、Ca、Mg、Na、K六种元素作为模型的约束条件。把方解石、白云石、蒙脱石、伊利石、石膏、 CO_2 、Ca-Na阳离子交换作为可能矿物相。本次研究把 ^{13}C 同位素作为质量平衡反应模型的约束变量,通过建立反应路径中的质量传输模型,来实现质量平衡反应模型解的优选。

利用NETPATH软件模拟的结果如表5所示。

从各水流路径质量平衡模型结果可以看出, ^{13}C 作为一个约束变量,模拟结果和实测结果有很强的一致性(表5),说明本次模拟结果具有较强的可靠性。

从模拟结果(表5)可以看出,各个模拟路径上都发生了Ca-Na离子交换作用,方解石、蒙脱石和石膏以溶解作用为主,白云石基本没发生溶解沉淀作用,伊利石均发生了沉淀作用, CO_2 从水中释放出来,这可能由脱气作用所致。模拟的结果与表4计算的矿物的状态基本一致。

从反应路径上看,各条路径上各个矿物相的反应量并不是随着海水混入地下淡水比例的增大而增大,说明海水入侵过程中,混合咸水和围岩之间的相互作用是一个复杂的水文地球化学作用过程,既要考虑矿物相的饱和指数,也要考虑地下水系统的开放程度。

5 结论

(1)把Cl⁻作为海水入侵的示踪剂来计算海水和淡水的混合比例,要充分考虑研究区的矿物类型及水文地质条件。

(2)通过对研究区不同地下水体的水化学特征分析认为研究区海水入侵地下淡水含水层,微咸水和咸水并不是地下水淡水和海水的机械混合形成的,在混合作用基础上还发生了如阳离子交换吸附作用、石膏以及碳酸盐岩的溶解和沉淀等地球化学作用。

(3)反向水文地球化学模拟结果表明控制研究区岩溶地下水水化学演化的主要反应路径为方解石、蒙脱石和石膏的溶解作用,伊利石的沉淀作用以及Ca-Na离子交换作用, CO_2 均表现为从水中释放,可能是由于脱气作用造成的。研究区海水入侵过程地下水中化学成分的改变,必然影响到地表生态系统的改变,从而影响到农业生产,建议今后开展海水入侵对地表生态产生作用的研究工作。

表5 水流路径质量平衡模型结果
Table 5 Modeling results with NETPATH

反应路径	起点1	起点2	终点	海水/淡水 (%)	$\delta^{13}C$ 实测值	$\delta^{13}C$ 模拟值	矿物相						
							白云石	方解石	阳离子交换	蒙脱石	伊利石	石膏	CO_2 GAS
	DW29	DW42	DW24	1.57	-9.19	-9.80	-	0.66	0.38	1.13	-3.67	-0.03	-0.70
	DW29	DW42	DW23	1.05	-8.99	-9.35	0.14	1.09	0.36	-1.67	-2.22	-0.05	-0.46
	DW29	DW42	DWDN	2.88	-9.33	-10.57	-	-0.12	0.60	8.24	-7.96	0.03	-1.27
	DW29	DW42	DW34	2.24	-10.21	-10.65	-	0.43	0.87	3.38	-4.25	0.88	-0.55
	DW29	DW42	DW31	6.10	-11.97	-11.82	-	-0.65	1.23	21.44	-15.26	-0.29	-1.10
	DW29	DW42	DW17	3.54	-9.69	-10.96	0.03	0.27	1.13	6.61	-8.81	1.06	-0.83
	DW29	DW42	DW26	3.30	-10.97	-11.59	-	-0.02	1.66	10.31	-8.24	1.85	-0.70
	DW29	DW42	DW07	6.49	-10.59	-10.68	-	0.63	1.77	17.80	-12.58	0.21	-0.12
	DW29	DW42	DW33	5.60	-5.94	-7.32	-	1.39	2.10	6.71	-8.74	2.01	-1.18
	DW29	DW42	DW38	4.84	-10.59	-10.99	-	0.27	0.97	11.12	-9.10	0.05	-0.51

注:表中相态为正值表示该相态进入地下水中,负值表示相态离开地下水中,单位为mmol/L;“-”表示该相未参加反应;分析单位为中国科学院地质与地球物理研究所实验室

参考文献:

- [1] 藏文学,刘文军,郭巨,等.河北省秦皇岛市海水入侵地质灾害及其防治措施[J].中国地质灾害与防治学报,2010,21(4):120-125.
- [2] Sherif M M, Hamza K I. Mitigation of seawater intrusion by pumping brackish water Transport Porous Media, 2001,(43), 29-44.
- [3] 尹怀宁,张德君,(少人)等.大连市地下水海水污染对土壤生态影响研究初报[J].水土保持研究,2007,14(3):5-6.
- [4] 姚锦梅,周训,谢朝海,等.广西北海市海城区西段含水层海水入侵地球化学过程研究[J].地质学报,2011,85(1):136-144.
- [5] 盛学斌,戴昭华,杨明华,等.大渤海区海水入侵态势与防治构想[J].生态学报,1996,(8):418-426.
- [6] 武强,金玉洁,李德安,等.大连大魏家岩溶地下水系统海水入侵机理与对策[J].中国地质灾害与防治学报,1994,5(1):64-68.
- [7] 邹胜章,朱远峰,陈鸿汉,等.大连大魏家滨海岩溶区海水入侵化学过程[J].海洋地质与第四纪地质,2004,24(1):61-67.
- [8] Sanchez-Martos et al.. Hydrogeochemical process in an arid region of Europe (Almeria, SE Spain) [J]. Appl. Geochem, 1999,14, 735-745.
- [9] Jones B F, Vengosh A, Rosenthal E, et al.. Geomical investigations. In: Bear J, et al., Seawater Intrusion in Coastal Aquifers[M]. Kluwer Academic Publisher, Dordrecht, Holland, 1999,51-71.
- [10] 肖国强,王宏,赵长荣,等.环渤海地区重点地段环境地质调查及脆弱性评价报告[R].天津地质矿产研究所,2007.
- [11] 沈照理.水文地球化学基础[M].北京:地质出版社,1986.1-5.
- [12] Xue Y Q, Wu J C, Ye S J, Zhang Y X. Hydrogeological and hydrogeochemical studies for salt water intrusion on the South Coast of Laizhou Bay, China[J]. Ground Water 38, 2000, 38-45.
- [13] Appelo C A J, Postma D. Geochemistry, groundwater and pollution[J]. Geological Magazine. 1995,132(1):124-125.
- [14] Carrells R M, Mackenzie F T. Origin of the chemical composition of some springs and lakes. In Equilibrium Concepts in Natural Water Systems[J]. Amer. Chem. Soc., Adv. Chem. Ser, 1967, 67:222-242.
- [15] Plummer L N, D L Parkhurst, D C Thorstenson. Development of reaction for groundwater systems[J]. Geochimica et Cosmochimica. Acta, 1983, 47:665-686.
- [16] Parkhurst D L. Geochemical mole-balance modeling with uncertain data[J]. Water Resources Research, 1997,33(8): 1957-1970.
- [17] Plummer L N, J F Busby, W L Roger, B B Hanshaw. Geochemical modeling of the Madison aquifer in parts of Montana, Wyoming and South Dakota[J]. Water Resources Research, 1990, 26(9):1981-2014.
- [18] Plummer L N, Prestemon E C, Parkhurst D L. An interactive code(NETPATH) for modeling net geochemical reactions along a flow path[R]. Washington: U S Geological Survey, 1994.
- [19] Wigley T M L, Plummer L N, Pearson F J. Mass transfer and carbon isotope evolution in natural water systems[J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 1978, 42(8):1117-1139.

Hydrogeochemical Reactions and Hydrogeological Model for Sea Water Intrusion Processes in the Daweijia Water Source Area, Dalian City

ZHAO Chang-rong, YANG Ji-long, XIAO Guo-qiang, PAN Tong, ZHANG Su-feng

(Tianjin Institute of Geology and Mineral Resources, Tianjin 300170, China)

Abstract: The Daweijia wellhead field is located at the coastal Karst area in north China. Unsustainable groundwater exploitation in recent decades has found severe seawater intrusion in this area. Employing hydrogeological investigations, hydrodynamic monitoring and hydrogeochemical textng, An attempt to identify the geochemical processes of seawater intrusion in the coastal aquifer was carried out using methods of ionic deltas accounting to the mix proportion of seawater and groundwater by Cl⁻ tracer. The contrasts of effecton concentration and theory concentration and hydrogeological simulation, and delineated the mechanism of seawater intrusion in this area. The research results suggest that brackish and saline groundwater is not a simple mixture between seawater and fresh groundwater. Inverse hydrogeochemical model can be used to reveal the main hydrogeochemical reactions controlling the hydrochemical evolution of coastal karst aquifers in the study area, including the dissolution of calcite, montmorillonite and gypsum, the precipitation of illite and Ca-Na cation exchange with CO₂ extrication and there is no dolomitization in this zone.

Keywords: Dalian; coastal karst area; seawater intrusion; hydrogeochemistry; hydrogeochemical modeling