

彭州通济地区水文地球化学特征及成因分析

高东东, 吴 勇, 王春红

(地质灾害防治与地质环境保护国家重点实验室(成都理工大学), 四川 成都 610059)

[摘 要] 彭州地区是“5·12”地震灾区,其震后的水文地球化学特征还未有相关研究,本文利用以热力学为基础的水文地球化学平衡理论与方法对彭州通济地区震后浅层地下水化学特征及其形成进行了分析,为研究地震对浅层地下水的影响提供基础信息。分析表明:研究区水化学场受到地形地貌的控制,水化学类型以 $\text{HCO}_3^- - \text{Ca}$ 型为主; HCO_3^- 、 Ca^{2+} 普遍含量较高, CO_2 分压控制碳酸盐的溶解度及水中的 pH 值;其浅层地下水相对于石英处于过饱和状态,相对于非晶质 SiO_2 处于未饱和状态, CO_2 气体参与硅酸盐矿物水解,产生可溶 SiO_2 ;矿物溶解及与水中化学组分平衡的非硅铝酸盐矿物主要为方解石,硅铝酸盐矿物主要为长石,其次是高岭石、蒙脱石。水化学平衡理论与方法可以较好的用于研究地下水所处的水文地球化学环境以及判断 SiO_2 的来源和矿物溶解过程。

[关键词] 水文地球化学特征;水化学平衡;热力学;通济

[中图分类号] P641.2 **[文献标识码]** A **[文章编号]** 1004-1184(2010)06-0049-05

Hydro-geochemical Characteristics and Formation Reason of Shallow groundwater in Tongji Area of Pengzhou

GAO Dong-dong, WU Yong, WANG Chun-hong

State Key Laboratory of Geohazard Prevention and Geoenvironment Protection

(Chengdu University of Technology), Chengdu 610059, Sichuan)

Abstract: Pengzhou is one of the seismic disastrous areas during "5.12" earthquake. Related research on the hydro-geochemical characteristics of Pengzhou has not been done after the earthquake. Hydro-geochemistry equilibrium theory and method, based on the thermodynamic, are used in analyzing the shallow ground-water of Tongji area in this study, which shows that the groundwater chemical field of study area is controlled by topography. The concentrations of HCO_3^- and Ca^{2+} are high in most study area, so the main hydro-geochemical type is $\text{HCO}_3^- - \text{Ca}$ type. Carbonate solubility and pH value are controlled by CO_2 partial pressure. Quartz is oversaturated in shallow groundwater, and amorphous SiO_2 is not saturated, CO_2 is involved in hydrolysis of silicate minerals, producing soluble SiO_2 . Calcite is the main non-aluminosilicate mineral in mineral dissolution and water chemical equilibrium, and feldspar is the main aluminosilicate minerals, followed by kaolinite and montmorillonite. Hydro-geochemistry equilibrium theory and method are suitable for the study of groundwater hydro-geochemistry environment and determining the source of SiO_2 and mineral dissolution process.

Keywords: Hydro-geochemical characteristics, hydro-geochemistry equilibrium, thermodynamic and Tongji

0 引言

水文地球化学特征及其成因的研究对地下水资源和地下水环境的形成有重要意义。水文地球化学分析方法也较多,如图解方法、多元统计方法(包括相关分析法、聚类分析、因子分析、主成分分析等)、比例系数法、同位素方法、热力学方法、水化学模拟与模型等,这些分析方法往往被综合用来分析水文地球化学特征。其中图解方法因可以更直观的反应水样的水化学特征成为应用较普遍的水化学成分表示法,如目前应用最广的 Piper 图解(Piper, 1944)^[1],周晓妮等利用 Piper 三线图法分析了浅层地下水水化学特征,并从离子成分、TDS、pH 值三方面与深层地下水进行了对比,表明浅层水化学类型相对深层地下水复杂^[2]。从其分析中可以看出:

Piper 图解的优点是能把大量的水分析资料点绘到图上,依据分布情况,解释水文地球化学相关问题,不足之处是非常见的离子在水中出现较大含量时及水样的 TDS、pH 等信息无法表示,这种缺点在 Durov 图及扩展的 Durov 图中可以得到消除^[3];为了对雅砻江某电站的水样进行水文地质初步分类以及查明地下水化学成分形成作用,王水利等利用聚类分析分析方法把全区水样分为 A、B、C、X 四大类,并以此分析不同环境下天然水水化学变化的关系,同时发现水化学异常,作者还利用主成分分析方法分析出该地区地下水化学成分形成作用有:岩溶作用、黄铁矿的氧化作用以及溶滤作用,并用正交因子得分图又将水样分为 A、B、C、D、E 五类^[4],聚类分析可表示出个体之间的分群关系,但聚类图由于篇幅较大未能输出,作者在文中对水样进行了两次分类显得混乱,且多

[收稿日期] 2010-08-02

[基金项目] 地质灾害防治与地质环境保护国家重点实验室自主研究课题:“5·12”汶川地震对浅层地下水系统的影响及其与地下水生态系统关系。编号:SKLGP2009Z006

[作者简介] 高东东(1984-),男,河北张家口人,在读硕士,研究方向为环境水文地质学。

元统计分析方法具体过程未给出,这对不熟悉该方法的读者造成不便;黄奇波等根据汤兜地区水样化学成分分析资料,用比例系数分析法($\gamma\text{Na}/\gamma\text{Cl}$)得出汤兜地区地下热水的起源于大气降水,用因子分析法得出了水化学组分主要是由长石、黄铁矿、碳酸盐风化溶解所形成,这三类矿物岩石对水化学组分的贡献率依次递减,但比例系数法目前尚无公认的准则和固定的概念,作者应用的因子分析法得出的结论,并不能反应矿物的具体溶解过程^[5];同位素方法多用于研究地下水形成特征,吕金波等分析了京北地区地热水中 ^{18}O 、 ^2H 、 ^3H 、 ^{14}C 的同位素特征,得出了地下水热水来源于大气降水且为自北向南流动特征,取得了较好效果^[6];水化学平衡理论以及以此为基础的水化学模拟在我国是近年来才逐渐成熟并应用较普遍的水化学分析方法,刘建刚等研究了考虑活度情况下地下水开放系统在不同温度和 CO_2 分压下碳酸的3种存在形式与pH值之间的关系。分析了地下水中 CO_2 分压为10~105Pa,温度为0~30℃变化时pH值的变化情况,发现在一定 CO_2 分压下,pH值随温度的升高而降低并趋于一个稳定的值,在一定温度下,pH值随 CO_2 分压的升高而降低。但不论地下水的温度和 CO_2 分压如何变化,pH=7.92~8.60^[7]。文献[1]中有关于水样在25℃和 CO_2 分压为105Pa下,水中碳酸的3种主要存在形式 H_2CO_3 、 HCO_3^- 、 CO_3^{2-} 与pH值的关系的规律论述,但有些水样水样并不符合这一规律,该文利用水化学平衡理论中活度计算和碳酸平衡理论修正了水样分析结果,使得分析结果更符合地下水实际情况,更有利于对水分析资料的审查;李义连等使用PHREEQC软件模拟分析了娘子关泉域岩溶水的矿物饱和度,证明地下水对方解石、白云石、石膏等矿物正在发生溶解而不是沉淀,证实了该地区地下水由于 CO_2 挥发而造成饱和和指数过高的假象,纠正了前人认为该研究区地下水处于过饱和和状态的认识^[8]。从上述分析可见,水文地球化学平衡理论与方法可以很好的对水化学资料做出定量的分析和定性的推断,并且可对水化学分析结果进行修正。彭州通济地区是“5.12”地震灾区,前人对这一地区震后的水文地球化学特征还未有相关研究,本文利用水文地球化学平衡理论与方法对彭州通济地区震后浅层地下水化学特征及其形成进行了分析,为研究地震对地下水水化学成分的影响提供基础信息。

1 地质及水文地质背景

通济地区位于成都市西北约50km的彭州市。地势西北高,东南低,属于成都平原与西北山地的过渡地带,兼有山地、丘陵、山间河谷及河谷阶地地貌特征。地形切割强烈、高差大。区内主要水系为湔江及其支流白鹿江等。本区地层属于龙门山及四川盆地地层分区,区域构造主要表现为一个巨型的推覆构造带,构造特征以冲断推覆作用为主,表现为一个巨型的推覆构造带和相关的许多个推覆体乃至推覆岩片和代表后期延展变形的滑覆构造带和现应的众多滑覆体和次生滑覆体或滑塌体^[9]。

研究区地下水类型分为第四系松散岩类孔隙水、碎屑岩孔隙-裂隙水和深部基岩构造裂隙水。研究区大部分地区为第四系松散岩类孔隙水,单井出水量以1000~5000 m^3/d 为主,其中含水丰富的全新统冲洪积砂卵石层广泛分布于河漫滩、阶地部位,厚度2.0m~数十米,埋深一般1.0~5.0

m;碎屑岩类型孔隙-裂隙水,主要由三叠系须家河组砂岩裂隙层间水和红层砂岩、砾岩孔隙裂隙水及溶隙裂隙水组成,单井出水量100~500 m^3/d ;深部基岩裂隙水由须家河组砂岩裂隙水组成,深埋于第四系之下,主要受大断裂带控制,富水程度变化大,地下水的富水程度具明显的差异,构成特殊的水文地质特征。研究区地下水补给来源主要有侧向和垂向补给,侧向补给主要是山区地下水径流通过河床砂砾石层和周边基岩裂隙水直接补给平原区地下水,垂向补给主要包括大气降水、农灌水、河渠水等入渗补给。补给的部分地下水可通过构造裂隙向深部运动,尤其东北部山区大气降水可通过构造裂隙补给到深部含水层系统。研究区地下水的流向受地面坡降的控制,主要由北西向南东运动,并排泄到湔江。阶地内堆积物中地下水径流条件好,并在阶缘适当部位排泄。主要的排泄方式有大气蒸发(包括植物蒸腾)、泉水、人工排泄等。

2 水化学特征

2.1 地下水取样

在调查区取水样22个,其中井水水样10个,泉水水样12个(包括矿井排水水样1个),均属浅层地下水,涉及调查范围约35 km^2 (参见图2)。分析成果见表1。

2.2 水化学特征

据表1数据分析可知,通济地区浅层地下水水化学组成具有以下特征:除利民煤矿外所有水样的总矿化度均小于0.5g/L,总硬度在188.15~488.36 mg/L ,属于低矿化度淡水;其中井水属于第四系松散岩类孔隙水,水位埋深一般1~5m;泉水都为须家河组砂岩裂隙水。所有水样pH值均大于7,总体上呈弱碱性。

天然水的化学成分是水与周围环境(大气圈、生物圈、岩石圈)在长期历史进程中相互作用的结果。由于其所处环境不同,它们的化学成分各异[1]。通过计算各组分的毫克当量百分数,并绘制Piper图(图1),可以客观的反映该地区的水化学特征。根据Piper三线图解分区[10],该区地下水可分为两大类A类水样均位于1、3、5区,水样中碱土金属离子超过碱金属离子,弱酸根超过强酸根且碳酸盐硬度超过50%。B类水利民矿井水样位于2、3、8区,碱金属离子大于碱土金属离子,弱酸根超过强酸根。

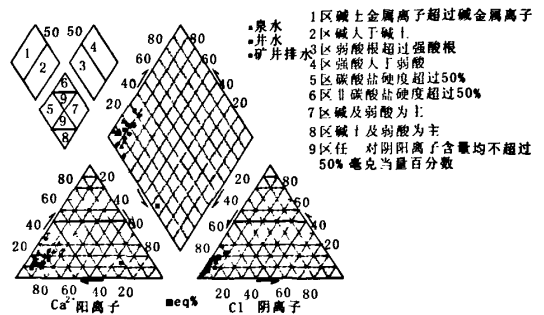


图1 通济地区水样分析派珀

调查区水化学类型分区图见图2,水化学类型如下:

表1 通济地区浅层地下水水化学分析成果表

编号	类型	pH	Ca ²⁺ mg/L	Mg ²⁺ mg/L	Na ⁺ mg/L	K ⁺ mg/L	CO ₃ ²⁻ mg/L	HCO ₃ ⁻ mg/L	Cl ⁻ mg/L	SO ₄ ²⁻ mg/L	矿化度 mg/L	总硬度 mg/L	H ₂ SiO ₃ mg/L
S02	井	7.6	88.18	7.29	10.702	2.793	0	273.71	8.18	44.372	298.37	250.20	11.093
S03	井	7.45	136.27	10.7	19.389	7.257	0	348.66	27.7	91.944	467.59	384.31	13.780
S04	井	7.66	101	5.35	4.89	5.144	0	306.3	3.02	23.102	295.66	274.22	13.867
S06	泉	7.65	68.94	15.56	15.445	1.935	0	316.07	1.49	24.061	285.46	236.19	18.200
S07	泉	7.82	112.22	37.92	2.801	1.563	0	498.55	3.26	23.611	430.66	436.35	15.860
S08	泉	7.41	106.61	23.53	14.693	3.206	0	478.99	2.03	11.838	401.41	363.09	23.747
S09	泉	7.68	86.09	10.02	4.648	1.11	0	293.26	4.66	13.489	266.64	256.20	21.320
S10	井	8.05	64.13	6.81	9.368	2.695	0	188.99	6.21	39.456	226.36	188.15	12.913
S11	井	7.89	90.26	7.49	8.809	1.255	0	273.71	9.72	37.124	291.51	256.20	17.247
S16	泉	8.05	96.19	5.35	5.97	2.56	0	215.06	12.87	59.787	296.67	262.21	12.653
S18	泉	7.61	138.68	24.8	6.514	2.392	0	478.99	1.92	78.021	491.82	448.36	22.533
S21	泉	7.62	134.67	14.1	7.076	2.169	0	452.93	2.5	31.467	418.44	394.32	16.293
S26	泉	7.81	76.15	24.31	19.528	2.09	0	410.57	1.4	15.527	344.29	290.23	22.533
S27	井	7.75	84.17	6.32	5.082	1.85	0	218.32	4.87	68.456	279.9	236.19	11.960
S29	泉	7.82	68.94	8.75	4.025	1.256	0	228.09	3.31	17.192	217.52	208.17	18.893
S31	泉	7.2	87.37	22.85	31.202	3.337	0	475.74	3	7.768	393.4	312.25	21.493
S32	井	7.68	107.41	7.78	14.574	7.997	0	329.11	13.63	59.76	375.7	300.24	19.240
S33	井	7.71	65.73	11.18	11.787	3.055	0	270.45	3.52	22.809	253.31	210.17	9.447
S36	泉	7.23	130.66	11.18	7.698	1.615	0	436.63	3.16	25.828	398.46	372.30	27.907
S39	井	7.36	96.19	13.13	15.81	7.32	0	361.69	16.15	32.948	362.39	294.24	22.707
S42	矿	8.01	54.51	17.99	175.57	3.802	0	697.31	3.35	17.757	624.83	210.17	16.293
S45	井	7.6	80.16	13.13	8.678	2.375	0	283.49	3.4	32.924	282.41	254.20	11.093

- (1)HCO₃⁻Ca型,矿化度217.52~491.82 mg/L,广布研究区,均位于补给及补给径流区。
- (2)HCO₃⁻Ca-Mg型,矿化度344.29~430.66 mg/L,分布在在杉树村、大园包、虱子坪一带,为研究区的补给区。
- (3)HCO₃⁻Ca-Na型,利民煤矿矿井排水,可能的原因是其水源埋藏较深,受大气降水影响小,矿井水以开拓揭露砂岩含水层水注入矿井为主,因为煤系砂岩水的特征离子Na⁺含量较多,导致Na⁺含量增加。由于HCO₃⁻增多,矿化度明显增大,为624.83 mg/L。
- (4)HCO₃⁻SO₄²⁻Ca型,S27水样点在洞江河南端。矿化度279.9 mg/L。

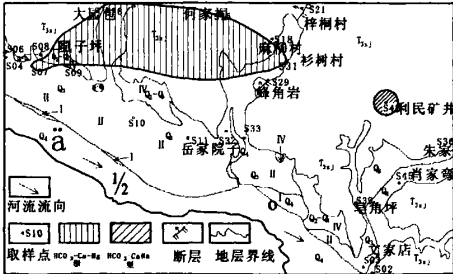


图2 调查区采样点分布及地下水水化学类型分区

3 水化学平衡理论

3.1 活度计算

为保证计算精度,须对水中组分的实测浓度加以校正,

校正后的浓度极为活度。应用最普遍的迪拜-休克尔方程:

$$\lg \gamma = - \frac{AZ_i^2 \sqrt{I}}{1 + Ba_i \sqrt{I}}$$

(1)

式中:r为活度系数;Z_i为离子的电荷数;I为离子强度(mol/L);A=0.508 5,B=0.328 1^[1];a是与离子水化半径有关的常数^[1]。

$$I = \frac{1}{2} \sum Z_i^2 m_i$$

(2)

式中:m_i为离子的浓度(mol/L);其它同上。

$$a = r m$$

(3)

式中:a为离子活度;其它同上。

3.2 热力学平衡基本理论

(1)当分析出水中化学成分后,可以用热力学溶解平衡方法:

$$aA + bB = cC + dD$$

(4)

式中:a、b、c、d分别为A、B、C、D的摩尔数。

当达到平衡状态时,反应物与生成物的关系如下:

$$K = \frac{[C]^c [D]^d}{[A]^a [B]^b}$$

(5)

式中:K为热力学平衡常数;[]为离子活度。

(2)某一反应的标准自由能变化

$$\Delta G_r = \sum \Delta G_f(\text{生成物}) - \sum \Delta G_f(\text{反应物})$$

(6)

$$\Delta G_r = -RT \ln K$$

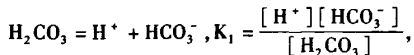
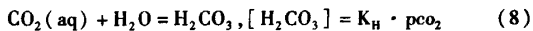
(7)

式中:ΔG_r为某一反应标准自由能变化;ΔG_f为标准生成自由能;R为气体常数,8.314J/mol;T为绝对温度;其它同上。

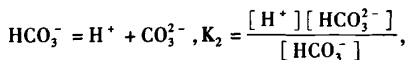
写出矿物非溶解反应,查出个反应物与生成物的吉布斯自由能,求得各反应的 $\lg K$ 。

3.3 CO_2 分压与水中组分、矿物溶解的关系

1. 碳酸平衡体系

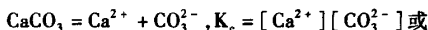


$$[\text{H}_2\text{CO}_3] = \frac{[\text{H}^+][\text{HCO}_3^-]}{K_1} \quad (9)$$



$$[\text{HCO}_3^-] = \frac{[\text{H}^+][\text{CO}_3^{2-}]}{K_2} \quad (10)$$

2. 方解石溶解平衡



$$[\text{CO}_3^{2-}] = \frac{K_c}{[\text{Ca}^{2+}]} \quad (11)$$

(9)除以(10),得:

$$\frac{K_1}{K_2} = \frac{[\text{HCO}_3^-]^2}{[\text{H}_2\text{CO}_3][\text{CO}_3^{2-}]} \quad (12)$$

将(8)代入(12),得:

$$\frac{K_1}{K_2} = \frac{[\text{HCO}_3^-]^2}{K_H \cdot [\text{CO}_3^{2-}] \cdot P_{\text{CO}_2}} \quad (13)$$

再将(11)代入(13),得:

$$\frac{K_1}{K_2} = \frac{[\text{Ca}^{2+}][\text{HCO}_3^-]^2}{K_c \cdot K_H \cdot P_{\text{CO}_2}} \quad (14)$$

则有:

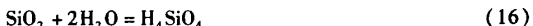
$$P_{\text{CO}_2} = \frac{K_2 \cdot [\text{Ca}^{2+}][\text{HCO}_3^-]^2}{K_c \cdot K_H \cdot K_1} \quad (15)$$

求出各水样 CO_2 分压,判断地下水系统的开闭性。

3.4 矿物风化程度的确定

3.4.1 SiO_2

石英和非晶质 SiO_2 的溶解反应方程式都为:



但二者平衡常数不同:

$$\lg K_{\text{石英}} = -4(25^\circ\text{C}) \quad (17)$$

$$\lg K_{\text{非晶质SiO}_2} = -2.7(25^\circ\text{C}) \quad (18)$$

溶解二氧化硅在水溶液中的真正存在形态为硅酸,但在一些水质分析结果中,仍将其浓度以 SiO_2 计。地下水中硅酸的活度超过 10^{-4} mol/L ,则水溶液相对石英处于过饱和状态,由于石英在低温下不可能发生沉淀,因此石英的溶解度不对地下水中二氧化硅的浓度起控制作用,在低温条件下对二氧化硅在地下水中的浓度起控制作用的固体相是非晶质 SiO_2 [9]。通过绘制 SiO_2 的 $\lg c$ 随 pH 值的变化曲线图,来判断地下水中 SiO_2 浓度的控制因素(参见图3)。

3.4.2 矿物风化稳定场图

硅铝酸盐矿物以长石最多,因此标准状态 (25°C , $1.013 \times 10^5 \text{ Pa}$) 下,计算钠长石、钾长石、钙长石溶解反应中 $\lg [\text{Na}^+]/[\text{H}^+] - \lg [\text{H}_4\text{SiO}_4]$, $\lg [\text{K}^+]/[\text{H}^+] - \lg [\text{H}_4\text{SiO}_4]$, $\lg [\text{Ca}^{2+}]/[\text{H}^+]^2 - \lg [\text{H}_4\text{SiO}_4]$ 的关系,绘制长石-三水铝石-高岭石- SiO_2 - CO_2 体系稳定场图,将区内水样中有关组分进行计算,再把所求各点的值投到图上,便可确定出区内

长石风化阶段与相应的次生矿物(参见图4)。

4 计算与绘图成果

4.1 CO_2 分压

大气中的 P_{CO_2} 一般为 $10^{-3.5} \text{ atm}$,包气带下渗水中 P_{CO_2} 在 10^{-2} atm 左右。闭系统水中矿物溶解消耗 CO_2 , P_{CO_2} 会不断降低,最终的 P_{CO_2} 会明显低于初始 P_{CO_2} ,而开系统 CO_2 则会得到源源不断的补充。

表2 水样 CO_2 分压计算成果表 (atm)

编号	P_{CO_2} (大气压)	编号	P_{CO_2} (大气压)
S02	$10^{-2.1645}$	S21	$10^{-1.9830}$
S03	$10^{-1.9245}$	S26	$10^{-2.2121}$
S04	$10^{-2.1761}$	S27	$10^{-2.4117}$
S06	$10^{-2.1527}$	S29	$10^{-2.4621}$
S07	$10^{-2.1392}$	S31	$10^{-1.5547}$
S08	$10^{-1.7530}$	S32	$10^{-2.1665}$
S09	$10^{-2.2117}$	S33	$10^{-2.2825}$
S10	$10^{-2.7791}$	S36	$10^{-1.6231}$
S11	$10^{-2.4584}$	S39	$10^{-1.8187}$
S16	$10^{-2.7224}$	S42	$10^{-2.1929}$
S18	$10^{-1.9555}$	S45	$10^{-2.1566}$

通过公式(15)计算水中 CO_2 分压(表2),水样 CO_2 分压均高于大气中 CO_2 分压 $10^{-3.5} \text{ atm}$,有些水样甚至大于 10^{-2} atm ,说明地下水系统属开系统。包气带中,有机物的分解及植物呼吸成为水中 CO_2 的重要来源 [1]。

4.2 SiO_2

计算各水样 SiO_2 含量,经对数转换后标于图3中。

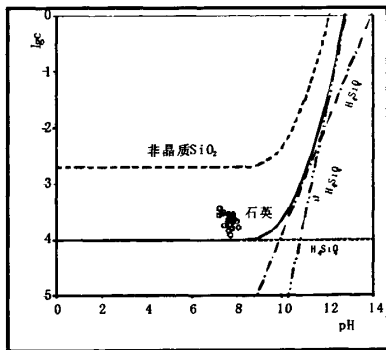


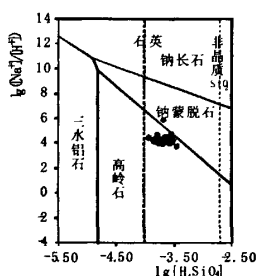
图3 石英及非晶质 SiO_2 的溶解度随 pH 值的变化曲线 (“O”表示各水样 $\lg C$ -pH 关系)

水样点若落在石英 $\lg c$ 曲线上侧表示水溶液相对石英处于过饱和状态,在其下侧的水溶液相对石英则处于未饱和状态,说明水样经过了较高温度的地下循环;同样若落在非晶质 SiO_2 $\lg c$ 曲线上侧表示水溶液相对非晶质 SiO_2 处于过饱和状态,在其下侧的水溶液相对非晶质 SiO_2 处于未饱和状态,也即水溶液不能再溶解石英,但可以溶解非晶质 SiO_2 ,这说明低温下石英不对地下水中溶解 SiO_2 的含量起控制作用;相反,非晶质 SiO_2 则具有相对较快的沉淀或溶解速度,因此非晶质 SiO_2 的在低温下的溶解度通常是水样中 H_4SiO_4 活度的上限(参见图4)。

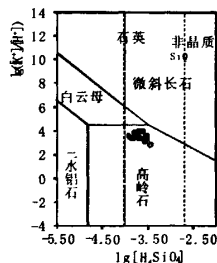
4.3 矿物风化阶段

根据硅铝酸盐矿物风化反应方程式,将水样有关组分按 $\lg[\text{Na}^+]/[\text{H}^+] - \lg[\text{H}_4\text{SiO}_4]$, $\lg[\text{K}^+]/[\text{H}^+] - \lg[\text{H}_4\text{SiO}_4]$, $\lg[\text{Ca}^{2+}]/[\text{H}^+]^2 - \lg[\text{H}_4\text{SiO}_4]$ 关系计算后,绘到图4中。

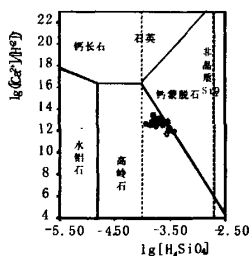
由图可见,水样点所处位置相对于长石场区各点处于溶解态。水样钠长石的风化历程已经过三水铝石阶段而到高岭石阶段,S42水样(利民矿井)达到钠蒙脱石;钾长石场区也未达到饱和而处于溶解态,风化主要进入高岭石阶段;钙长石风化同样处于高岭石阶段,S18(麻柳村附近)、S26(大圆包附近)、S36(朱家沟附近)水样达到钙蒙脱石阶段;即水样相关离子成分主要来自高岭石,S42水样相关离子成分主要来自钠蒙脱石,S18、S26、S36水样相关离子成分主要来自钙蒙脱石。



(a)



(b)



(c)

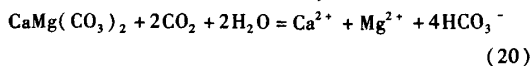
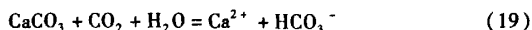
图4 硅酸盐风化稳定场图

(据 Tardy, 1971 [10], 计算机 excel 绘图)

(“○”表示各水样 $\lg[\text{Na}^+]/[\text{H}^+] - \lg[\text{H}_4\text{SiO}_4]$, $\lg[\text{K}^+]/[\text{H}^+] - \lg[\text{H}_4\text{SiO}_4]$, $\lg[\text{Ca}^{2+}]/[\text{H}^+]^2 - \lg[\text{H}_4\text{SiO}_4]$ 关系)

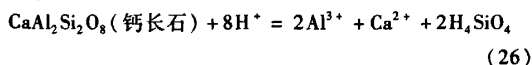
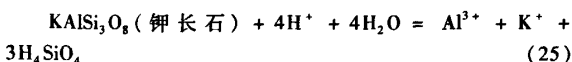
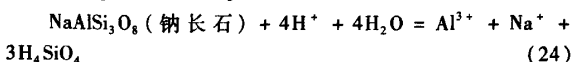
根据上述分析成果,研究区水化学成分在形成过程中,主要经历了以下过程:

(1) 等溶型矿物的水解反应(全等溶解)

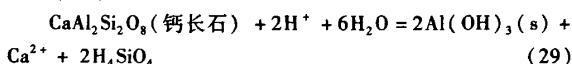
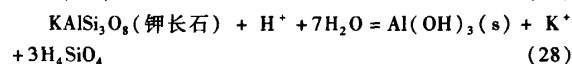
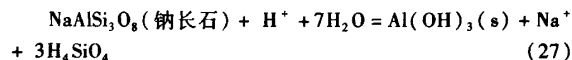


(2) 非等溶型矿物的水解反应(非全等溶解)主要矿物风化过程

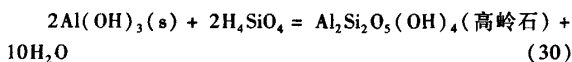
最初是 CO_2 溶于水促成 Na^+ 、 K^+ 、 Ca^{2+} 、 Al^{3+} 和 H_4SiO_4 的释放以及 H^+ 的吸收:



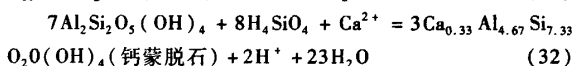
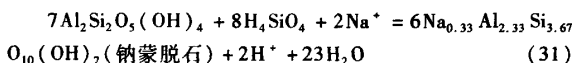
然后 Al^{3+} 造成三水铝矿的沉淀:



随着 $[\text{H}_4\text{SiO}_4]$ 的增大,将达到三水铝矿和高岭石的边界:



对于钠长石和钙长石,全部的三水铝石消失后,个别水样脱离三水铝石和高岭石之间部分平衡边界,并且通过高岭石区域向钠蒙脱石和钙蒙脱石发展。



4.4 Ca^{2+} 、 HCO_3^- 来源

由式(8)、(9)、(19)~(29)可见,水中 Ca^{2+} 、 HCO_3^- 均有来源,从式(22)~(29)知,长石及其次生矿物风化需要 H_2CO_3 ,而 H_2CO_3 与 Pco_2 大小有关,从而 $[\text{Ca}^{2+}]$ 、 $[\text{HCO}_3^-]$ 在水中的多少与 Pco_2 成正比,表明水中组分 Ca^{2+} 、 HCO_3^- 是 CO_2 溶解碳酸盐类及长石类矿物而形成的,从而使两种离子不断得到积累;从水化学类型分布可以看出,研究区地处补给-补给径流区,水交替强烈,且属于开系统,有利于离子迁移,有利于大气 CO_2 的不断补充。

5 结论

通过对通济地区浅层地下水水化学资料的分析,表明水化学平衡理论与方法可以很好的用于研究地下水所处的水文地球化学环境以及判断 SiO_2 的来源和矿物溶解过程。

研究区浅层地下水以低矿化度淡水为主,呈弱碱性;研究区地形切割强烈,径流条件好,水交替强烈,水化学场受到地形地貌的控制,水化学类型以

(下转第132页)

隙含水层划为主要充水含水层是一致的,以岩层空隙特征划分含水层也是一致的,对其进行了较为全面的考虑,并对其主要含水层进行了描述。

5.1.2 充水因素及矿床水文地质类型

充水水源:大气降水,老窑水和岩溶裂隙水是矿井主要充水水源的推断,经过浅部小煤矿矿井生产实践证明是正确的。

充水途径:以断裂构造和冒落裂隙为主要充水途径的分析及论证,结合生产实践,表明是正确的。

矿床水文地质类型:考虑本矿在深部生产中,由于矿压、水压在逐步增高,推测老窑水和底板灰岩岩溶裂隙水将会是矿床充水的主要威胁,综合相邻生产矿井情况和相关规范,依据矿井水文地质类型划分标准,确定本矿水文地质类型-50m以浅为简单类型,-50m以深为中等类型,即以底板岩溶裂隙水充水为主的水文地质条件中等的煤矿床类型。

5.1.3 预算涌水量

本区在勘探和生产过程中,曾运用比拟法、大井法等,对矿井第一水平涌水量进行了预算,采用比拟法结果,未来矿井最低水平-185m的涌水量(不含老窑水和突水),正常值为133.57 m³/h,最大值:287.63 m³/h。因为比拟法与生产实际矿坑充水量比较相符,而其它方法预算的矿坑充水量比较相差较大,这主要是计算参数与本矿区水文地质条件及生产规模不甚相符而引起。

5.2 存在问题及建议

(1)区内完成有较多水文地质工作量,但缺乏有关的水文地质参数,部分资料已过时,不能再利用,随着开采空间的不断拓展,含水层的导/富水性、水压等也必定会产生相应变

化,浅部采空区局部积存有老窑水,深部O₂m灰岩水存在着突水威胁,以往勘查施工的钻孔大多封闭层段厚度较小,且多未进行透孔检查工作,未来矿井生产中,要严格按照《矿井防治水工作条例》组织生产,健全和完善井上下防排水系统,加强探放水工作,做到有掘必探、先探后掘,并应留设足够的防水煤(岩)柱,以避免含水层、钻孔或老空水突水事故的发生。并注意水文地质资料的积累、收集及归档等管理工作。

(2)区内未建立地下水长观系统,建议在本矿区内开展这方面的工作,建立并完善水文地质观测系统,主要是了解O₂m、C₂₁L₁₋₄、C₂₁L₇₋₈三个岩溶裂隙含水层之间的动态关系和水位压力等流场变化情况和断裂构造的导水情况,有必要施工适量不同层位,不同剖面的长期观测孔,以期掌握和了解各含水层、断层间的导、富水性和水力联系及地下水自然和人工流场特征。

参考文献

- [1] 水文地质手册(第一版).《水文地质手册》编写委员会[M].地质出版社,1985.
- [2] 房佩贤,等.专门水文地质学.[M].北京:地质出版社,2005.
- [3] 薛禹群.地下水动力学(第二版).[M].北京:地质出版社,1997.
- [4] 刘兆昌,等.供水水文地质(第三版).[M].北京:中国建筑工业出版社,2000.
- [5] 郑世书,陈江中,刘汉潮,等.专门水文地质学.[M].徐州:中国矿业大学出版社,1999.
- [6] 吕金波,车用太,王继明等.京北地区热水水文地球化学特征与地热系统的成因模式[J].地震地质,2006,28(3):419-429.
- [7] 刘建刚,吴顺华,郑克勤.基于活度计算的碳酸平衡研究[J].水利科学进展,2004,15(5):640-642.
- [8] 李义连,王焰新,周来茹等.地下水矿物饱和度的水文地球化学模拟分析——以娘子关泉域岩溶水为例[J].地质科技情报,2002,21(1):32-361.
- [9] 林茂炳,苟宗海,吴山等.龙门山地质考察指南[M].成都:成都科技大学出版社,1997.
- [10] 王大纯,张人权,史毅虹等.水文地质学基础[M].北京:地质出版社,1995.
- [11] 钱会,马致远.水文地球化学[M].北京:地质出版社,2005.
- [12] Y. Tardy. Characterization of the principal weathering types by the geochemistry of waters from European and African crystalline massifs[J]. Chem Geol, 1971, 7:253-271.
- [13] 张永爱,王爱玲.高含硅地下水成因的热力学分析[J].地下水,1995,17(4):147-148.
- [14] 曹玉清,胡宽璐,李振拴.地下水化学动力学与生态环境区划分[M].北京:科学出版社,2009.
- [15] W. 斯塔姆, J. J. 摩尔根.水化学-天然水体化学平衡导论[M].北京:科学出版社,1987.
- [16] B. K. Kortatsi, Y. S. A. Anku, G. K. Anornu. Characterization and appraisal of facies influencing geochemistry of groundwater in the Kulpawn sub-basin of the White Volta Basin, Ghana[J]. Environ Geol, 2009, 58:1349-1359.

(上接第53页)

HCO₃⁻-Ca型为主;HCO₃⁻、Ca²⁺普遍含量较高,地下水环境条件具有开系统特征,CO₂分压控制碳酸盐的溶解度,即水中Ca²⁺和HCO₃⁻的浓度,也控制着水中的pH值。

研究区浅层地下水相对于石英处于过饱和状态,相对于非晶质SiO₂处于未饱和状态,则非晶质SiO₂的溶解度控制水样中H₂SiO₄活度的上限,水溶液经过了较高温度的地下循环。到了浅层水文交替积极的地区,CO₂气体参与硅酸盐矿物水解,形成三水铝矿,进而形成高岭石直到蒙脱石阶段,产生可溶SiO₂。矿物溶解及与水中化学组分平衡的非硅铝酸盐矿物主要为方解石,硅铝酸盐矿物主要为长石,其次是高岭石、蒙脱石。

参考文献

- [1] 沈照理,朱宛华,钟佐荣.水文地球化学基础[M].北京:地质出版社,1993.
- [2] 华北平原典型区浅层地下水化学特征及可利用性分析[J].水利科学与工程技术,2008,(2):56-59.
- [3] R. A. 弗里泽, J. A. 德里.地下水[M].北京:地震出版社,1987.
- [4] 王永利,贾疏源,张成江等.多元统计在雅普江某电站水文地质调查中的应用[J].物探化探计算技术,2004,26(4):331-336.
- [5] 黄奇波,汪玉松,刘秀明.汤兜地区水文地球化学特征及成因分析.地下水,2008,30(6):6-8.