

浅析广西北海市偏酸性地下水的形成原因

周训¹⁾, 张华^{1,2)}, 赵亮¹⁾, 沈晔¹⁾, 严霞¹⁾, 欧业成³⁾, 黄喜新³⁾

1) 中国地质大学水资源与环境学院, 北京, 100083

2) 中国地质科学院, 北京, 100037

3) 广西北海水文工程矿产地质勘察院, 536000

内容提要:广西北海市滨海平原松散沉积物中分布有潜水含水层和承压含水层, 地下水的 pH 值普遍偏低, 一般 4.0~6.0 者居多。第四系松散沉积物的矿物成分石英占 50%~80%, 含少量粘土矿物, 化学成分中 SiO₂ 占绝大多数。以难溶成分为主的沉积物和长期的淋滤作用使地下水具有低矿化度。天然状态下偏酸性地下水的 H⁺ 来源于碳酸的离解、粘土层中的 H₂O⁺ 以及雨水中的酸度。碳酸则是由 CO₂ 溶解于水而形成。其中 CO₂ 主要来源于生物成因。地下含水系统中缺少可以中和酸的碱性物质, 有利于 H⁺ 集聚, 使地下水 pH 值偏低。

关键词:滨海含水层; 酸性地下水; pH 值; 可溶离子; 碳酸平衡

地处广西南部、北部湾北岸的北海市滨海平原自上而下分布有潜水含水层和承压含水层, 赋存有较丰富的地下水资源, 是北海市的城市供水水源。近 20 年来大量钻井水质监测资料显示, 该地区地下水的 pH 值普遍偏低, 承压水又低于潜水, 一般为 4.0~6.0, 平均值 5.12, 低于大气降雨的平均 pH 值 5.6, 成为这一地区地下水的独特现象。北海市虽然经过多次水源地勘查及相关的水文地质调查和研究工作(周训等, 1997, 2006; Zhou et al., 2000, 2006), 已基本查明了滨海平原的水文地质条件和地下水资源量, 但对偏酸性地下水的形成还没有进行过系统的研究, 对这一自然现象尚无合理的解释。因此, 探讨广西北海市偏酸性地下水形成及影响因素具有重要意义。

酸性或偏弱酸性地下水大体可分为人为造成的和天然形成的两种。前者大多是由于煤矿和金属矿床在开采过程中含氧水与围岩相互作用而形成, 后者是在天然条件下经过长期的水环境演化形成的, 北海市的偏酸性地下水属于后者。目前国内外关于矿山酸性废水的形成、危害、治理的文献较多(Stollenwerk, 1994), 关于酸雨对地表水的酸化及对环境的影响已有不少文献资料(Lang et al., 1990), 酸性、偏酸性地下水对地表水、土壤、可溶岩

的影响以及对金属元素的迁移、转化的影响也有人做过研究(Herbert, 1996; Choi et al., 1998; 钱会, 2002), 而对天然状态下松散沉积物中偏酸性地下水的研究却很少见到报道。

1 地质、水文地质背景

北海市海岸线大体上呈向西突出的半岛状, 滨海平原地面平坦开阔, 仅在西南角和东北部有零星基岩山丘。研究区属于亚热带海洋性季风气候, 年平均降雨量 1677 mm, 多集中在 5~10 月份, 平均气温 22.6℃, 地表溪流短而少。

研究区位于南华准地台南端北部湾坳陷区, 区内北东向博白-岑溪深断裂带和涠洲大断裂是控制区域地壳稳定的主要因素, 博白-岑溪深断裂带经过本区, 分为北支博白-梧州断裂、南支陆川-岑溪断裂。基底地层由下志留统灵山群粉砂岩与千枚状页岩及泥盆系和下石炭统砂岩、灰岩夹白云岩、泥岩组成, 局部有细粒斑状花岗岩侵入体。基岩除局部出露地表外, 大部分被新近系和第四系松散沉积物覆盖。基岩自南西向北东可划分出 3 个凸起和 3 个凹陷, 基岩面的起伏影响着松散层的厚度, 松散沉积物在凹陷处变厚、在凸起处变薄甚至缺失。

北海市滨海地区属南康盆地西隅, 自上而下分

注: 本文为国家自然科学基金项目(编号 40172087, 40214009)资助成果。

收稿日期: 2006-08-17; 改回日期: 2007-04-22; 责任编辑: 周健。

作者简介: 周训, 男, 1963 年生。博士, 教授, 博士生导师, 现在中国地质大学(北京)水资源与环境学院从事水文地质、环境地质的教学和科研工作。电话: 82320674; 传真: 82321081; Email: zhouxun@cugb.edu.cn。

布有潜水和 I、II、III 承压水,构成多层含水系统。潜水含水层由第四系中更新统北海组(Q₂b)砂砾石构成;I 承压含水层由第四系下更新统湛江组(Q₁z)砾砂组成,湛江组顶部有一层粘土,存在“包容砂的透镜体”和“岩性天窗”,使潜水和 I 承压水存在水力联系;II 承压含水层空间分布与新近系尚村组(N₂sh)分布相符,以砾砂和粗砂为主;III 承压含水层空间分布与新近系黄牛岭组(N₁h)相符,以粉细砂为主。3 层承压水之间也存在弱透水层和“岩性天窗”,水力联系密切。在基岩起伏处特别是在北部地区,缺失 III 承压含水层甚至缺失 II 承压含水层。潜水获得大气降水入渗补给,并越流补给承压水。地下水向西北部和南部海域径流,最后向海底排泄。

2 偏酸性地下水的的影响因素

2.1 样品采集

北海市自 20 世纪 80 年代后期开展水质监测工作,每年在枯水期(多在 3 月份)和丰水期(多在 9 月份)各取一次地下水样,监测井多数集中在南部。2002 年 8 月实地补充采集北部潜水和承压水样,并采集雨水和海水样品。同时,在北海市高德镇北部海边陡坎土壤剖面上(位于 WP1 井西南约 1.5 km 处)采集新鲜土样 6 份,采样点距地面分别为 1.5 m、3.1 m、4.1 m、4.6 m、5.1 m 和 7.0 m,编号依次为 TB1、TB2、TB3、TB4、TB5 和 TB6,另在 WP9 井和 WP12 井附近地下深度 1 m 处采集土样各 1 份(编号 TQ1、TQ2)。一天之后在 TB4 和 TB5 处采集水样各 1 份(编号 WTB4、WTB5,分别代表潜水和承压水),并在 TQ1 和 TQ2 处采集气样各 1 份(编号 QA1、QA2)。其中土样 TB1 和 TQ1、TQ2 代表中更新统北海组(Q₂b)上部灰黄、黄褐色砂、亚砂土,颗粒较细,多为包气带;TB2、TB3、TB4 代表中更新统北海组(Q₂b)下部褐黄色中粗砂含砾石和细砂,颗粒较粗,多为潜水饱水带;TB5 代表下更新统湛江组(Q₁z)顶部砖红色粘土,为弱透水层;TB6 代表下更新统湛江组(Q₁z)砾砂层,为 I 承压含水层。水样 WTB4 代表潜水,WTB5 代表潜水渗透过湛江组顶部粘土之后的水样。气样 QA1、QA2 采集的是北海组顶部包气带的气体。对水样进行了水质全分析,对土样测试其矿物成分、化学成分和可溶离子含量,对气样测试气体中 CO₂ 的同位素¹³C。采样点位置见图 1。

2.2 地下水水化学基本特征

天然状态下,研究区潜水和承压水矿化度均很

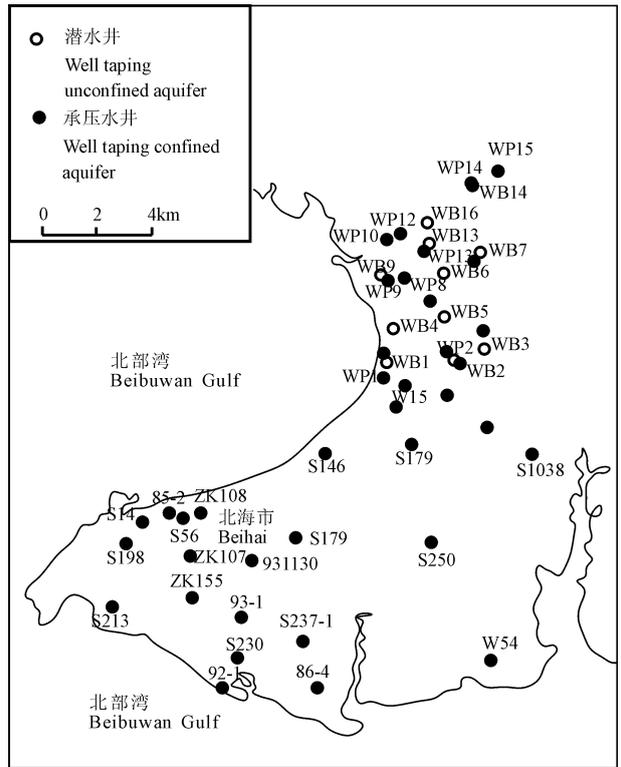


图 1 水质监测点与取样点位置图

Fig. 1 Location of the monitoring wells and soil samples

低,多数水样小于 200 mg/L,有些只有 40~80 mg/L;Cl⁻ 含量多在 5.0~30.0 mg/L 之间,HCO₃⁻ 通常小于 15 mg/L,SO₄²⁻ 小于 20 mg/L,Na⁺ 小于 25 mg/L,Ca²⁺ 小于 10 mg/L;硬度大多 50 mg/L 左右;pH 值为 3.33~7.0(而且同一水样现场实测值又低于实验室测试值),平均值为 5.12,其中潜水 3.67~7.0,平均值 5.17,承压水 3.33~6.97,平均值 5.07;可溶 SiO₂ 含量在 5~10 mg/L 者居多,为极软的偏酸性淡水。北部潜水与承压水的水化学类型以 Ca·Na-HCO₃·Cl、Ca-Cl·HCO₃ 型为主,南部则以 Na-Cl 型为主(图 2、3)。

2.3 土壤矿物成分和化学成分

表 1 列出了土壤样品矿物成分测试结果。石英是土壤中的主要矿物,在湛江组顶部粘土中达 50%,在砾砂为主的含水层粗颗粒中达 80%,在其他沉积物中达 70%~75%。北海组表土中除石英

表 1 土壤矿物成分(%)

Table 1 Minerals of the soil samples (%)

编号	TB1	TB2	TB3	TB4	TB5	TB6	TQ1	TQ2
石英	70	70	70	80	50	80	70	75
伊利石		15	5	10	20	15		
高岭石				10	30	5		
绿泥石+高岭石	30	15	25				30	25

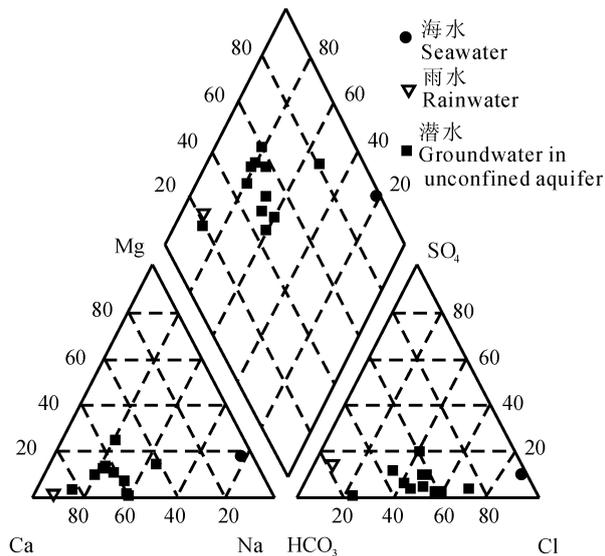


图2 2002年8、9月雨水、潜水和海水水样 Piper图
Fig. 2 Piper diagram showing samples of rainwater, groundwater in the unconfined aquifer and sea water collected in August and September, 2002

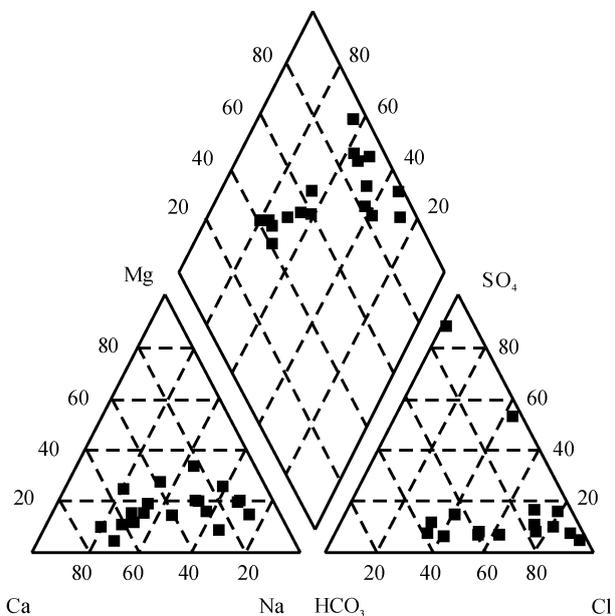


图3 2002年8、9月承压水水样 Piper图
Fig. 3 Piper diagram showing samples of groundwater in the confined aquifer collected in August and September, 2002

外含有绿泥石但不含伊利石和高岭石。北海组下部含有伊利石和绿泥石,不含或含少量高岭石。湛江组顶部粘土含较多的高岭石和伊利石,但不含绿泥石。湛江组I承压含水层颗粒中只含少量伊利石和高岭石,不含绿泥石。土样的矿物成分表明,他们是经历了彻底风化作用后的产物。

北海地区北海组和湛江组沉积物的化学成分(以氧化物表示)以 SiO_2 为主,达73.55%(TB5)至95.25%(TB6),其次为 Al_2O_3 ,达3.94%(TB2)至16.59%(TB5),再次为 Fe_2O_3 ,达0.24%(TB6)至6.13%(TB1)。此外, H_2O^+ 为0.71%(TB6)至4.52%(TB3), H_2O^- 为0.0961%(TB6)至1.71%(TQ2)。表2和图4列出部分土样化学成分的测试结果。可以看出,土壤中难溶成分占绝大多数,表明松散沉积物经过长期淋滤,这可能是天然状态下北海市地下水中矿化度偏低、主要离子含量低的原因。

2.4 土壤可溶成分、地下水化学组分及其与pH值之间的关系

土壤溶滤液中可溶离子含量很低,绝大多数在 $300\ \mu\text{g/g}$ 以下。阴离子以 SO_4^{2-} 为主,达 $44.9\ \mu\text{g/g}$ (TB6)至 $306.2\ \mu\text{g/g}$ (TB3),其次为 HCO_3^- ,达 $37.0\ \mu\text{g/g}$ (TB1)至 $63.1\ \mu\text{g/g}$ (TB6), Cl^- 为 $10.1\sim 12.2\ \mu\text{g/g}$,阳离子 K^+ 、 Na^+ 、 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 含量相差不大,一般为 $10\sim 40\ \mu\text{g/g}$,而 Mn^{2+} 、 Fe^{2+} 和 Fe^{3+} 的含量也有 $10\sim 70\ \mu\text{g/g}$,几乎与前述4个阳离子相似。同一地点采集的土样和水样(如TB4和WTB4、TB5和WTB5),土样中的可溶离子含量与水样(潜水)中的离子含量相对比,水样中的阴离子以 SO_4^{2-} 为主, HCO_3^- 、 Cl^- 次之,而阳离子以 Ca^{2+} 、 Na^+ 为主,其他阳离子含量低。

土壤可溶盐成分会影响地下水的化学组分,地下水中离子组分含量与土壤中同一离子的含量以及酸性大小、离子的吸附与解吸能力等有关。湛江组顶部粘土溶滤液(TB5)的pH值比中粗砂(TB4)的低,这是由于粘土颗粒细小,通常能够吸附阳离子。离子吸附能力的强弱顺序为 $\text{H}^+ > \text{Fe}^{3+} > \text{Al}^{3+} > \text{Ca}^{2+} > \text{Mg}^{2+} > \text{K}^+ > \text{Na}^+$ (沈照理等,1993),所以粘土溶滤液中的 H^+ 较多。土壤溶滤液中的 Cl^- 、 SO_4^{2-} 的来源可能是由于降雨中的 Cl^- 、 SO_4^{2-} 在土壤中积聚, Na^+ 一部分由粘土矿物吸附得来,另一部分为母岩风化过程中产生的 Na^+ 留在土壤中。水样WTB5比WTB4含有较多的可溶盐,且较低的pH值有利于溶滤作用。土壤溶滤液中各种离子含量相对较高,可能是因为土壤碾碎浸泡时水与颗粒的接触面大,被吸附的离子解吸进入水中。而在地下水中离子含量相对较低,这可能由于地下水的稀释作用和粘土矿物的吸附作用;土壤可溶离子中含量高的离子在地下水中也较高,而难溶盐和易形成沉淀的 Fe^{3+} 、 Fe^{2+} 、 Al^{3+} 在地下水中含量较低。另外,承压水的 Na^+ 、 Ca^{2+} 、 Cl^- 、 SO_4^{2-} 、 Mg^{2+} 、 Fe^{3+} 、 Fe^{2+} 、

表 2 土壤化学成分、可溶离子和水样化学组分

Table 2 Chemical compositions and soluble ions of the soil samples, and chemical constituents of the water samples

土壤样品						水样					
化学成分(%)			可溶离子 ^① (μg/g)			离子组分(mg/L)					
编号	TB4	TB5	编号	TB4	TB5	编号	WTB4	WTB5	编号	WTB4	WTB5
SiO ₂	89.41	73.55	K ⁺	33.8	26	K ⁺	0.8	4.5	Fe ³⁺	0.025	0.025
Al ₂ O ₃	4.55	16.59	Na ⁺	18.4	42.5	Na ⁺	9.3	22.6	Al ³⁺	0.17	1.19
Fe ₂ O ₃	2.29	1.31	Ca ²⁺	27.6	25.5	Ca ²⁺	11.5	23.4	F ⁻	0.05	0.05
FeO	0.58	0.17	Mg ²⁺	30.9	11.9	Mg ²⁺	3.5	9.6	HPO ₄	0.05	0.05
MgO	0.16	0.24	Fe ²⁺	10.5	13	NH ₄ ⁺	0.089	0.135	H ₂ SiO ₃	9.44	15.08
CaO	0.25	0.19	Fe ³⁺	19.6	18.5	CO ₃₂₋	0	0	游离 CO ₂	20.7	12.8
Na ₂ O	0	0	Mn ²⁺	50.8	6.27	Cl ⁻	17.9	33	TDS	91.3	195.97
K ₂ O	0.15	0.94	CO ₃ ²⁻	0	0	SO ₄ ²⁻	28	80	总硬度	43.13	97.97
H ₂ O ⁺	1.87	6.37	HCO ₃ ⁻	49.4	45.7	HCO ₃ ⁻	18.6	4	总碱度	15.25	3.28
H ₂ O ⁻	0.26	0.59	SO ₄ ²⁻	169.7	98.2	NO ₃ ⁻	1.56	5.79	pH(现场)	4.7	4.2
TiO ₂	0.22	0.47	Cl ⁻	10.3	12.7	NO ₂ ⁻	0.007	0.02	pH(室内)	5.69	5.23
P ₂ O ₅	0.048	0.059	NO ₃ ⁻	0	0	Mn ²⁺	0.11	0.13			
MnO	0.033	0.023	pH	6.53	6.13	Fe ²⁺	0.025	0.025			

注:①土壤可溶离子指将土壤样品碾成粉末用蒸馏水充分浸泡后溶滤液中的离子组分。

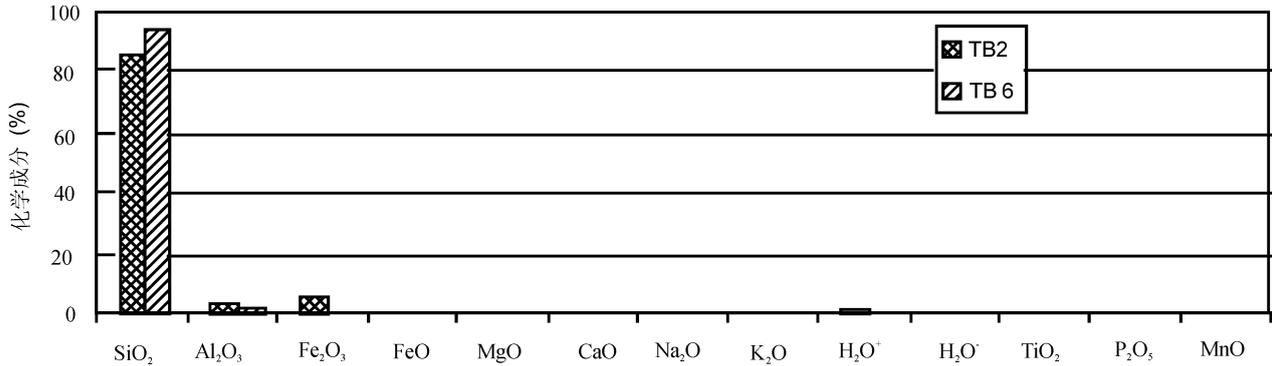


图 4 土样化学成分(以氧化物表示)

Fig. 4 Chemical compositions of the soil samples (expressed as oxides)

NO₃⁻ 含量通常都低于潜水,这可能也是粘土弱透水层吸附作用的结果。无论是从矿物成分、化学成分还是从可溶成分来看,北海市浅层土壤可溶盐很少,这可以解释天然状态下地下水中离子含量和矿化度低的原因。地下水通过降雨入渗补给在水中自然积聚酸度,水中可中和酸的碱性物质却很少,所以地下水的 pH 值偏低。

通过统计不同层位和不同岩性的地下水 pH 值,初步看出,pH 值与含水层结构及岩性具有一定的关系(表 3)。对开采层在 I 承压水,砾砂层的 pH 值大于粗砂层的 pH 值,后者又大于粘土质砾砂,这可能是由于砾砂的渗透性较好,地下水径流条件好,稀释水中离子含量,同时使 pH 值升高。在海岸带由于海潮的影响,使海水部分和地下水联系,靠近海边的井的 pH 值大于远离海边的井,如 ZK98 的 pH 接近 7。对开采层位在 I 和 II 承压水上的夹厚层或多层粘土层的承压水平均 pH 小于 5,较没有粘土

层的低,即含水层固体颗粒越细,粘土含量越高,地下水的 pH 值相对越低。

表 3 含水层岩性与地下水 pH 值(2002 年 8 月)

Table 3 Lithology of the aquifers and pH in the groundwater in August, 2008

井号	潜水含水层(Q ₂ b)	I 承压含水层(Q _{1z})	II 承压含水层(N ₂ sh)	pH
ZK108	砾砂	砾砂		6.52
WP2	粘土质砂	砾石和粗砂为主		6
ZK107	砾砂	中砂和粗砂 夹砾石		5.14
WP8	砾砂含粘土	粗砂含粘土		5.1
WP10	粘土质砂、粗砂	上部中粗砂,下部 粘土质砾砂夹粘土		4.43
WP1	砾砂夹薄层粘土	中粗砂为主	粗砂、细砂夹粘土	5.4
85-2	细砂	砾砂	砾砂、粗砂、 细砂夹粘土	4.38
S14	砾砂	砾砂	粘土质中细砂, 上部为厚层粘土	4.03
S19-1	粗砂	粗砂		3.85

3 偏酸性地下水的形成

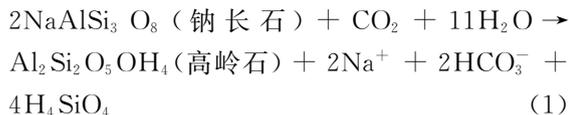
造成地下水 pH 值偏低的因素及偏酸性地下水形成的原因,国内外有以下几种观点(曹玉清等,2000;闫志为等,2003;钱会等,1994)。

- ①酸雨引起地下水偏酸性。例如北欧一些国家的雨水呈偏酸性,雨水入渗补给地下水后导致地下水的 pH 值偏低(Lang et al.,1990)。
- ②CO₂气体溶解于地下水形成碳酸,碳酸的离解使水中 HCO₃⁻、H⁺增加,pH 值降低。
- ③沉积物中 FeS₂被氧化生成酸,使水的酸度增加、pH 降低(Preda et al.,2000,2001)。开采硫化矿床也发生类似反应。
- ④潮湿地区水中生物成因的 CO₂和有机酸高含量形成微矿化硅酸、硅酸-重碳酸型酸性潜水。实质上是硅酸盐的分解作用,在富含碳酸和生物质的环境中进行(李学礼,1982)。
- ⑤其他原因引起地下水偏酸性。例如由于火山喷发,火山灰中含有硫化物并产生大量硫化氢气体随降雨入渗,影响地下水的酸度;酸性硫酸盐土壤区会使地下水呈酸性。

一般情况下,地下水具有的酸性是碳酸、硼酸、硅酸及其他弱酸。硅酸及其他弱酸由于它们在地下水中的浓度较小,因而他们对地下水的酸碱性只起到次要作用。碳酸体系因其含量高、分布广,研究地下水中的碳酸平衡移动规律是水文地球化学的一个重要方面(沈照理等,1993;文冬光等,1998)。在一些特殊情况下,其他体系也可能起主要作用,如 H₂S-HS⁻、NH₄⁺-NH₃、硫化矿床氧化带的 Fe³⁺-Fe²⁺-Fe(OH)²⁺-Fe(OH)₃体系。硫酸、盐酸是强酸,加入地下水后可迅速降低其 pH 值。

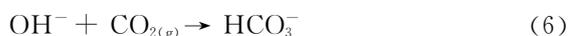
以北海市 1999 年 3 月水质监测数据为例进行多元线性回归分析,以便确定地下水 pH 值的显著预测因素。结果显示进入回归方程的显著变项共有 3 个,即 3 个 pH 值的显著预测因子为 HCO₃⁻、游离 CO₂和 H₂SiO₃。其中 HCO₃⁻与 pH 呈正相关,游离 CO₂与 pH 以及 H₂SiO₃与 pH 大体上呈负相关。就个别变量的解释量来看,以 HCO₃⁻的预测力较佳,其解释量为 34.35%,游离 CO₂的预测力的解释量为 10.57%,而 H₂SiO₃解释量为 0.048%。即地下水中的酸度与碳酸平衡有关,pH 值的变化与 CO₂、HCO₃⁻变化有关。

对于 HCO₃⁻的来源,潜水可能有一部分来源于雨水,一部分来源于 CO₂和水结合形成的碳酸平衡中的 HCO₃⁻;承压水中的 HCO₃⁻一部分来自上部潜水,一部分来自长石的不全等溶解:



CO_{2(g)}的来源有大气降雨入渗、有机物的分解、碳酸盐沉积物的反应等。通过测定气样和水样的 ¹³C 含量可判断土壤中的 CO_{2(g)}的来源和水中的 HCO₃⁻来源(钱天伟等,1995)。2008 年 8 月采集的土壤气体样品 QA1、QA2 的 δ¹³C (PDB) 分别为 -17.5‰ 和 -16.73‰,同期采集的地下水样 WP9、WP12 中的 δ¹³C (PDB) 分别为 -12.87‰ 和 -12.78‰,可以判定土壤中的 CO_{2(g)}主要来源于植物呼吸,其次是生物降解,而地下水的 CO_{2(g)}主要为生物成因以及可能混合有来源于地幔的 CO₂。因为现代火山活动地区和深大断裂区可将岩浆分泌的 CO_{2(g)}导入浅部含水层,而北海市基岩有花岗岩分布,有深大断裂通过,历史上有新构造运动,南侧涠洲岛就是由火山活动形成的。

对潜水来说,地下水系统处于开放、氧化环境下,潜水中 H⁺来源于 CO₂溶解产生的 H⁺、土壤中的 H₂O⁺、雨水中的 H⁺。潜水的 pH 值与 CO₂负相关,与 HCO₃⁻正相关;当水中游离 CO₂增多时,促使碳酸平衡向右进行,pH 值降低;当 HCO₃⁻增加到一定程度,又反过来影响水中 pH,碳酸平衡向左进行,pH 值升高;而当 pH 值降到很低时,水中的 HCO₃⁻又减少,以 H₂CO₃形式存在;各类碳酸的分配受到 pH 值控制(钱会,2002)。地下水碳酸平衡模型可以表示为:



源源不断的 CO_{2(g)}溶解形成 H₂CO₃,H₂CO₃不断离解产生 H⁺,使地下水呈偏酸性。

承压水(特别是北部地区)除有与潜水类似的特点外,其 pH 值与 Cl⁻负相关,这主要是地下水向下运动经过粘土层,溶滤了被吸附的 H₂O⁺,Cl⁻作为强酸离子和 H⁺结合增强地下水的酸性。水流路径模拟结果(另文讨论)显示,北部地下水从潜水到承压水可能发生了 CO₂的溶解、伊利石沉淀、绿泥石的溶解,使得水中的 K⁺减少,Al³⁺、Mg²⁺增加,但是 Al³⁺易被吸附,不易迁移,所以 Al³⁺减少,Mg²⁺增加。溶滤粘土层中的 H₂O⁺,CO₂的溶解使 pH 值减小。1997 年 8 月至 2003 年 8 月 7 次采集雨水样品

测得其矿化度为 8.94~21.2 mg/L, pH 值为 5.29~6.48, 平均值 5.83, 多呈弱酸性。由于北海市降雨入渗强度大, 包气带和含水层厚度薄, 使得潜水水化学类型与雨水极为接近(图 2、5)。

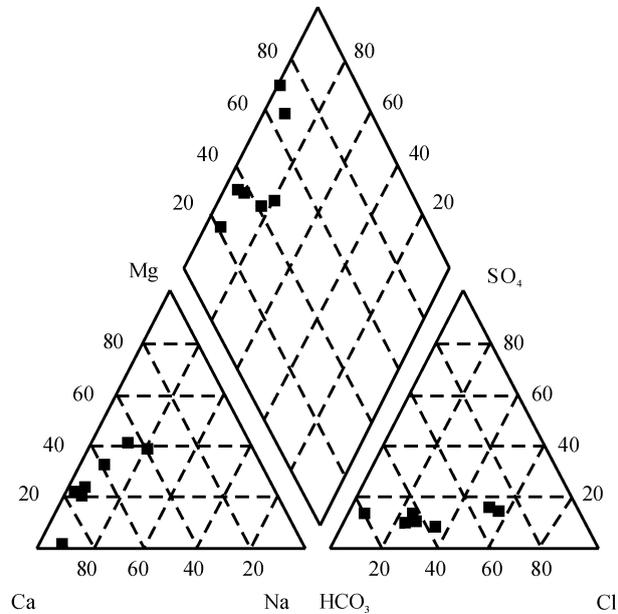


图 5 北海市 1997~2003 年降雨样品 Piper 图

Fig. 5 Piper diagram of the rain water in Beihai from 1997 to 2003

4 初步认识

(1) 北海市浅层土壤矿物成分以石英为主, 含部分粘土矿物, 化学成分以 SiO_2 占绝大多数, 含少量 Al_2O_3 和 Fe_2O_3 , 其他成分含量极少, 可溶阴离子以 SO_4^{2-} 为主, 阳离子 K^+ 、 Na^+ 、 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 及 Mn^{2+} 、 Fe^{2+} 和 Fe^{3+} 含量相差不大。北海地区降雨充沛、水循环较快, 沉积物经历了长期的风化作用和淋滤, 是导致地下水矿化度和离子组分含量偏低的基本原因。

(2) 北海市地下水来源于大气降水渗入补给, 偏酸性地下水中的 H^+ 来源于碳酸的离解、粘土层中的 H_2O^+ 和雨水中的酸度。 CO_2 溶于水形成 H_2CO_3 , H_2CO_3 离解使地下水的 H^+ 升高、pH 降低。其中 CO_2 一部分来源于生物成因、一部分可能来源于深部。pH 大小还受到岩性的影响, 颗粒细小的含水层 pH 值略低。沉积物中可溶成分少, 可以中和酸的碱性物质含量少, 有利于地下水中酸度的积聚。

(3) 承压水的 pH 值低于潜水的的原因, 可能是地

下水向下渗透经过湛江组顶部粘土层时溶滤了粘土中的 H_2O^+ 。此外, 北部地区从潜水到承压水可能发生了 CO_2 溶解、绿泥石溶解、伊利石沉淀, 也会使得地下水的 pH 值降低。

参 考 文 献

- 曹玉清, 胡宽裕, 胡忠毅. 2000. 水文地球化学反应-迁移-分异模型. 长春科技大学学报, 30(3): 251~256.
- 李学礼. 1982. 地下水中的二氧化硅——论微矿化硅酸、硅酸-重碳酸型酸性潜水平弱矿化碱性硅质热水的形成及其对铀迁移的地球化学意义. 华东地质学院学报, (1): 86~92.
- 钱会. 2002. 水溶组分平衡分布计算及其水文地质应用. 西安: 西安地图出版社.
- 钱会, 刘国东. 1994. 不同 P_{CO_2} 条件下的 pH 值及溶液中化学组分平衡分布的计算. 中国岩溶, 13(2): 133~140.
- 钱天伟, 段长春, 曹玉清. 1995. 研究地下水中 HCO_3^- 来源的稳定碳同位素法. 长春地质学院学报, 25(2): 178~182.
- 沈照理, 朱宛华, 钟佐燊, 等. 1993. 水文地球化学基础. 北京: 地质出版社.
- 文冬光, 沈照理, 钟佐燊. 1998. 水-岩相互作用的地球化学模拟理论及应用. 武汉: 中国地质大学出版社.
- 闫志为, 韦复才. 2003. 地下水中 CO_2 的成因综述. 中国岩溶, 22(2): 120~124.
- 周训, 宁雪生, 王举平. 1997. 北海市滨海含水层海水入侵的水化学判别. 勘察科学技术, (2): 9~13.
- 周训, 阮传侠, 方斌, 等. 2006. 海潮及滨海含水层地下水位变化的拟合与预测. 勘察科学技术, (1): 10~14.
- Choi J, Hulseapple S M, Conklin M H, Harvey J W. 1998. Modeling CO_2 degassing and pH in a stream-aquifer system. Journal of Hydrology, 209: 297~310.
- Herbert Jr R B. 1996. Metal retention by iron oxide precipitation from acidic ground water in Dalarna, Sweden. Applied Geochemistry, 11: 229~235.
- Lang L-O, Swedberg S. 1990. Occurrence of acidic groundwater in Precambrian crystalline bedrock aquifers, southwestern Sweden. Water, Air, and Soil Pollution, 49: 315~328.
- Preda M, Cox M E. 2000. Sediment-water interaction acidity and other water quality parameters in a subtropical setting Pimpama River southeast Queensland. Environmental Geology, 39(3-4): 319~329.
- Preda M, Cox M E. 2001. Trace metal in acid sediments and waters, Pimpama catchment, southeast Queensland, Australia. Environmental Geology, 40(6): 755~768.
- Stollenwerk K G. 1994. Geochemical interactions between constituents in acidic groundwater and alluvium in an aquifer near Globe, Arizona. Applied Geochemistry, 9: 353~369.
- Zhou X, Chen M, Ju X, et al. 2000. Numerical simulation of seawater intrusion near Beihai, China. Environmental Geology, 40(1/2): 223~233.
- Zhou X, Ruan C, Yang Y, Fang B, et al. 2006. Tidal effects of groundwater levels in the coastal aquifers near Beihai, China. Environmental Geology, 51(4): 517~525.

A Preliminary Analysis of the Formation of the Weak Acidic Groundwater in Beihai, Guangxi

ZHOU Xun¹⁾, ZHANG Hua^{1,2)}, ZHAO Liang¹⁾,
SHEN Ye¹⁾, YAN Xia¹⁾, OU Yecheng³⁾, HUANG Xixin³⁾

1) *School of Water Resources and Environment, China University of Geosciences, Beijing, 100083*

2) *Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing, 100037*

3) *Beihai Institute of Hydrogeology, Engineering Geology and Mineral Resources in Guangxi, Beihai, Guangxi, 536000*

Abstract

Unconfined and confined aquifers occur in the unconsolidated sediments in the coastal plain near Beihai, Guangxi. Groundwater in the aquifers is of low pH ranging commonly from 4.0 to 6.0. Minerals in unconsolidated Quaternary sediments are predominated by quartz with small amount of clay minerals. SiO₂ accounts for most of the chemical compositions of the sediments. The sediments containing mainly insoluble constituents and dissolution of a long time lead to low TDS of the groundwater. Under the natural conditions, H⁺ in the groundwater is derived from dissociation of H₂CO₃, release of the absorbed H₂O⁺ in clay layers and the acidity of rainwater. The H₂CO₃ in the groundwater is formed by dissolution of CO₂. The CO₂ comes mainly from biological contribution. Lack of alkaline substances in the groundwater system is also helpful in the accumulation of acidity, resulting in a decrease in pH of the groundwater.

Key words: coastal aquifers; acidic groundwater; pH; soluble ions; carbonate equilibrium; Beihai, Guangxi