

宁波盆地地下水地球化学研究

王怀颖 袁志梅

(地质矿产部环境地质研究所, 北京)



本文对宁波盆地四种地下水的矿化特征、成分起源、经历过的主要地球化学过程做了综合研究。认为：山边淡水来源于现代降雨和河水补给，是最有开发潜力的可再生水资源；微咸水起因于海侵时海水混合，透镜状淡水是海侵时封闭在含水层中的古淡水，后两者都没有现代补给，急需加强管理和保护；盆底基岩水的化学成分来源于水对岩石矿物溶滤，受开采影响、基岩水已对上覆透镜状淡水体发生了越流补给。

一、研究区地质和水文地质概况

宁波盆地为一断陷盆地，三面环山、北临东海，面积约1 000km²，海拔标高2—3m。侏罗纪和白垩纪地层分布在山区和盆底，形成一北东向平缓向斜，两翼被北东向冲断层切过，盆地内堆积着30—120m厚的第四纪松散层(图1)。

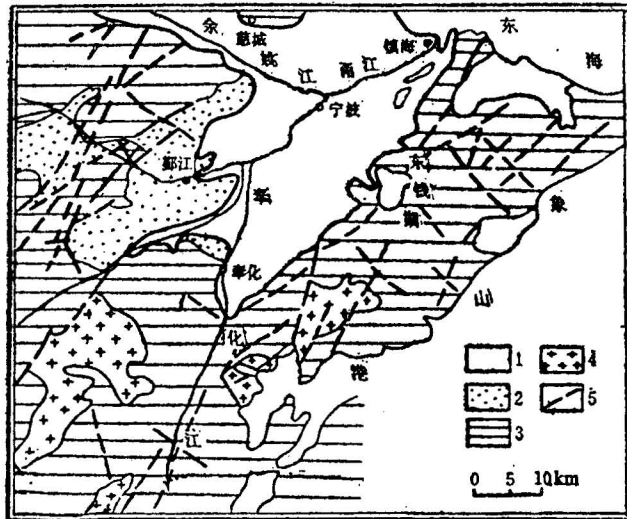


图1 宁波地区地质图(据区测报告, 1980)

Fig. 1 Geological map of Ningbo area (after areal geological report, 1980)

1—第四系(Quaternary); 2—下白垩统(lower Cretaceous); 3—上侏罗统(upper Jurassic); 4—岩浆岩(magmatite); 5—断层(fault)

上侏罗统磨石山组和下白垩统馆头组分布在山区和盆边，以中-酸性熔凝灰岩和流纹岩为主，夹火山碎屑岩、砂岩及泥岩，总厚度近4 000m。馆头组之上为下白垩统朝川组和方岩组，分布

在盆底。朝川组为粉砂岩、砂砾岩夹凝灰岩，厚度697—949m。方岩组为一套砂砾岩、砂岩、粉砂岩和泥岩，厚度1 524—2 858m，其中上部泥岩含硬石膏和钙芒硝，局部含一层岩盐，形成很厚的膏盐含矿系。在盆地内，中更新统坡、洪积粘土、亚粘土不整合盖在下白垩系之上，厚度0—26m。上更新统总厚度23—83m，中下部为冲、洪积砂、砂砾石夹湖相亚粘土，上部为海相和湖相亚粘土。全新统遍布于盆地表层，以海相和湖沼相粘性土为主，浅部有亚砂土，总厚度4—56m。

地下水由山边向盆地、由西南向东海有极缓慢的渗流，水力坡度0.1—0.5‰。根据本区水文地质勘探资料，可分出四个含水层（组），其空间分布如图2所示。浅部含水层由全新统地层组

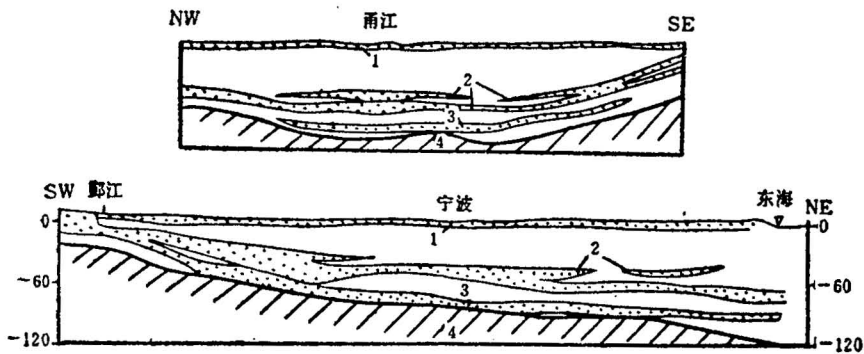


图 2 本区含水层示意剖面图

Fig. 2 Hydrogeological cross-section in the Ningbo Basin

1—浅部含水层(shallow aquifer); 2—I含水层(aquifer I); 3—II含水层(aquifer II); 4—基岩含水组(bedrock aquifer)

成，厚度1—15m，水深0.5—1.5m，在山边为河流冲积砂砾石，单井日出水量超过1 000m³，矿化度低于1g/l，构成强富水的山边淡水带。在盆地内为海相亚砂土，单井日出水量仅5—6m³，矿化度1—6g/l。I含水层由上更新统中部砂砾石组成，厚度5—15m，原始水深2—3m，略高于海平面。II含水层由上更新统底部砂砾石组成，厚度1—15m，原始水深1—3m，略高于I层水位。I、II两层在山前合成一层，含淡水，并与前述山边淡水带连成一体，而两层水在盆地内被粘性土隔开，含微咸水，矿化度1.1—12.7g/l，单井日出水量1 000—4 000m³。II含水层在宁波附近矿化度低于1g/l，形成面积172km²的大透镜状淡水体（见图3），单井日出水量为500—1 500m³。基岩含裂隙水，山区泉水流量为0.3—1l/s，盆地基岩孔的单位出水量多小于0.1l/s·m。

本区主要开采山边淡水、I和II层微咸水以及II层透镜体淡水。从60年代以来，由于地下水开采量不断增加，I和II含水层水位持续下降，形成了面积约550km²的降落漏斗，甚至没有开采的基岩含水组水位也明显下降，引起了人们的关注。本文运用水文地球化学的理论和方法、通过研究正在开采的三种水和基岩水的化学特征、矿化机制，论述四种水形成、补给条件和开发前景。

二、山边淡水化学特征和形成条件

这种水包括山边的基岩泉水、河谷砂砾层潜水，以及I和II含水层山边淡水。矿化度由13.6mg/l渐增至972mg/l，以HCO₃-Na·Ca或HCO₃-Ca·Na型水为主，少数为HCO₃-Cl-Na·Ca型水。其化学成分已列于表1中，从表列资料可以得出：

1. 矿化度最低的13件泉水样，其Cl⁻离子含量同欧州沿海（4—10mg/l）^[1]，美国沿海（1—

表 1 宁波盆地山边淡水化学成分表

Table 1 Chemical compositions of freshwater from mountain aproh areas in the Ningbo

水源	样品数	离子 浓 度 (mg/l)						固 形 物 (mg/l)
		K+Na	Ca	Mg	Cl	SO ₄	CO ₃ +HCO ₃	
基岩泉	13	2.60-7.66*	0.00-1.60	0.00-1.60	3.30-7.10	0.00-7.00	7.26-21.40	13.6-30.0
		5.44	1.41	0.83	4.66	2.35	14.17	24.1
基岩泉	28	3.52-11.56	0.44-15.00	0.10-2.40	1.80-10.64	0.00-12.00	6.10-73.20	30.5-78.5
		6.11	3.48	1.00	6.35	2.29	21.70	41.5
河谷砂砾层水	21	5.90-13.02	1.68-17.58	0.80-4.33	5.48-12.44	0.00-7.00	72.18-77.51	38.1-97.9
		9.16	6.12	2.00	8.40	3.19	32.83	61.1
I层淡水	1	7.4	9.4	2.80	6.00	6.00	42.70	75
I、II层淡水	9	44.80-287.00	8.60-88.70	5.70-45.40	23.80-498.70	0.00-40.00	180.00-535.80	249-972
		152.80	42.10	22.40	152.50	8.20	32.10	561

* 分子为两极值，分母为平均值，（据浙江地质大队资料）

8mg/l) 雨水的含量相似^[2]。Na⁺、Ca²⁺和Mg²⁺离子含量也同全球降雨的含量相似（分别为0—5.1，0—4.8和0.027—1.7mg/l^[3]）。故可以认为这组水主要代表了本区降雨的化学特征。

2. 28件泉水和21件河谷砂砾层水的矿化度略高，它们同山前I层淡水的化学性质相似，显示出基岩泉、河水在山前补给盆地地下水，代表了本区补给水源的化学特征。

3. 盆地边部I、II层淡水矿化度进一步升高，达到249—972mg/l，主要离子的浓度也随之升高，反映出矿物溶滤过程。两含水层都含有大量石英和长石，并有少量黑云母和角闪石。这些矿物水解为地下水提供了各种主要离子成分，代表了两含水层现代淡水的基本化学特征。

综上所述，以河谷砂砾层水为主体的山边淡水带，受降雨和河水补给，具有一定调蓄能力，是本区最有开发价值的可再生水源。

三、微咸水化学特征和形成条件

包括I、II两含水层矿化度大于1g/l的地下水，其分布情况和矿化度变化见图3。

地下水矿化机制通常有三种：一是蒸发浓缩；二是水不断溶解含水层矿物和盐类；三是同某一高矿化水相混合。两含水层在咸水区埋藏较深，其上有厚的海、湖相粘土层覆盖，故蒸发机制可以排除。微咸水含有大量Cl⁻和Na⁺离子，属Cl-Na或Cl-Na-Ca型水，而两含水层主要由硅酸盐和铝硅酸盐矿物组成，不能为地下水提供大量氯和钠。由图3上可以看出，两层微咸水的矿化度都显出盆地中心高而周边低，与本区地下水由盆地边部向中心汇集的渗流型式不符，表明微咸水不可能由溶解机制形成。

I、II两含水层形成之后，本区曾遭受过两次海侵、海水混合咸化的可能性是存在的。如果微咸水是由海水和含水层淡水混合生成的，那么水中测到的氯含量，就应同按混合配比计算的氯含量相等（矿化度每升高1g/l，氯含量大约增加543mg/l），即实测和计算含量的比值等于1。对54件水样做了检验，其中39件样的该比值接近于1（0.91—1.15），只有6件样的比值略高于1（1.16—1.23）。氯的这一比值略高于1是合理的，因为山边淡水也含有一些氯。看来海水咸化是微咸水形成的主要原因。下面用离子关系图来进一步鉴别微咸水的起源，及其所经历的主要地球化学作用。图4上的虚线代表淡水和海水的保守混合线，它的一个端员是海水，另一个端员是本区补给淡水（相当于图上的原点）。如果微咸水是由两种端员水混合而成，则样点就会落在混合线

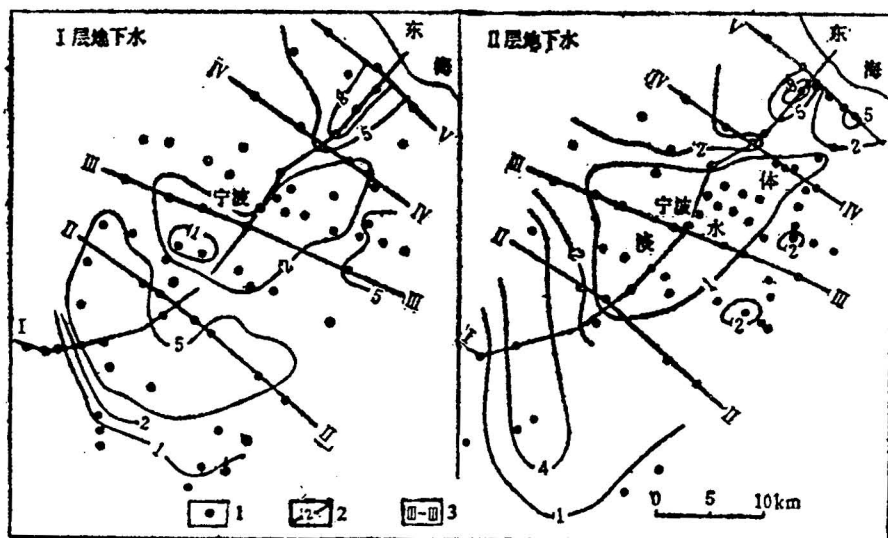


图 3 本区地下水矿化度分布图

Fig. 3 Total dissolved solids distribution of ground water in Ningbo Basin

1—水样点 (sampling points); 2—矿化度等值线 (line of equal dissolved solids concentration) (g/l); 3—勘探剖面 (exploration section)

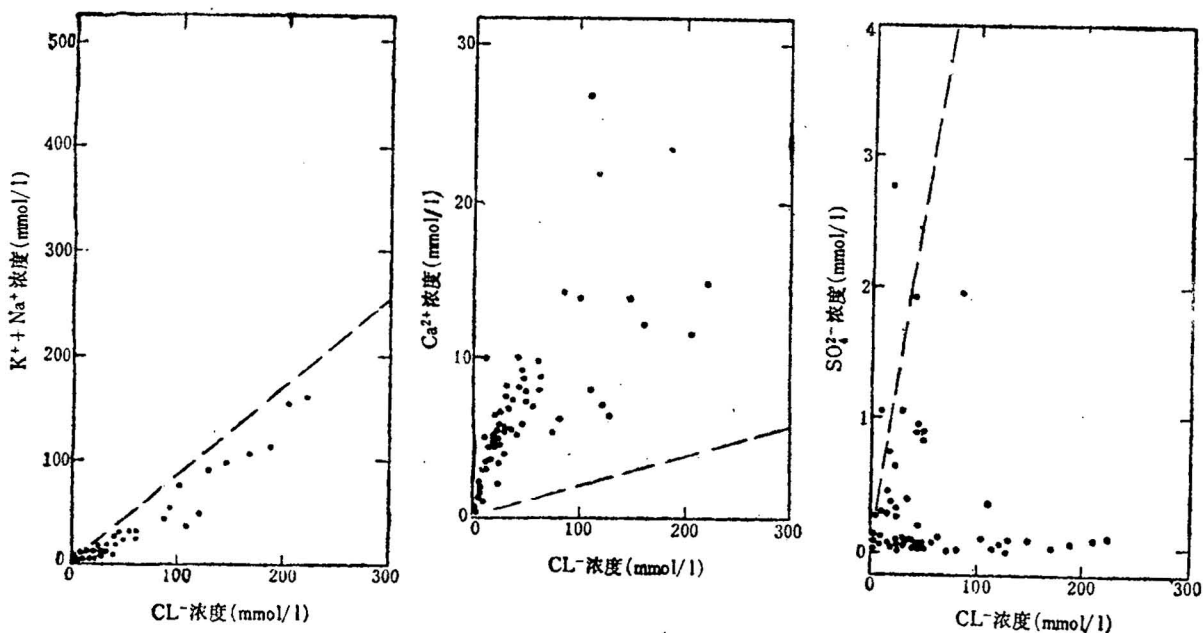
图 4 本区微咸水 $K^{1+} + Na^{1+}$, Ca^{2+} , SO_4^{2-} 与 Cl^{-} 浓度关系图

Fig. 4 Relation of $K^{1+} + Na^{1+}$, Ca^{2+} and SO_4^{2-} to Cl^{-} concentrations from brackish water in study area

上。如伴有其他化学反应，水点就会偏离该线^[4]。从图4可以看出：

1. $K^{1+} + Na^{1+}$ 离子含量随著 Cl^{-} 离子增加而升高，两者存在明显的线性相关关系。样点分布符合混合趋势，而且都落在混合线附近，进一步证明微咸水明显受海水混合控制。但是样点都落在混合线下方，显示出 $K^{1+} + Na^{1+}$ 离子含量明显偏低，看来淡水和海水不是简单的保守混合，还应伴有其他反应。

2. Ca^{2+} 含量显著偏高,有些样品甚至超过了海水的含量(10.23mmol/l)。钙含量同钾和钠的含量呈负相关关系,说明混合过程伴有离子交换反应,即水中的钠离子,同含水层粘土颗粒表面吸附的钙离子发生交换。

3. SO_4^{2-} 含量很低,绝大多数水样低于30mg/l。勘探钻孔曾发现有 H_2S 逸出;水中含较多二价铁离子;钻孔抽出的水有铁锈味,遇空气变成淡黄色。这些事实证明, SO_4^{2-} 含量很低当归因于硫酸盐还原作用。

以上分析表明,宁波盆地微咸水形成于早期海侵时期,没有明显的现代水补给。

四、盆底基岩水化学特征和形成条件

基岩水离子浓度关系全然不同于微咸水,其主要离子浓度分布都远远偏离海水混合线(图5和图6上的虚线)。94号样的矿化度为33.43g/l,已接近海水的矿化度(35g/l),但其成分却不同于海水。矿化度最高的94和96(9.7g/l)号样点都落在 $\text{Na}/\text{Cl}=1$ 的直线上,表明这两种离子来自石盐溶解。这两个取样孔都见到了含石盐的泥岩,94号样西南边不远的钻孔还见到了1.13m厚的石盐矿层,现场的证据也支持了石盐溶解的判断。在图6上,基岩水的 SO_4^{2-} 和 Ca^{2+} 含量都随矿化度升高而增加,多数样点沿 $\text{Ca}/\text{SO}_4=1$ 的趋势线分布,说明这两种离子主要来自石膏溶解。但是,多数样品显示出硫酸盐过量,这是因为基岩中含钙芒硝泥岩,芒硝溶解能为水提供更多的 SO_4^{2-} 离子。图6上还有四件样硫酸盐含量很低,即91、99、104和108号样,其中三件样靠近盆地西南和北部边缘,那里的基岩不含石膏,只有108号样或许是受到硫酸盐还原作用的影响。

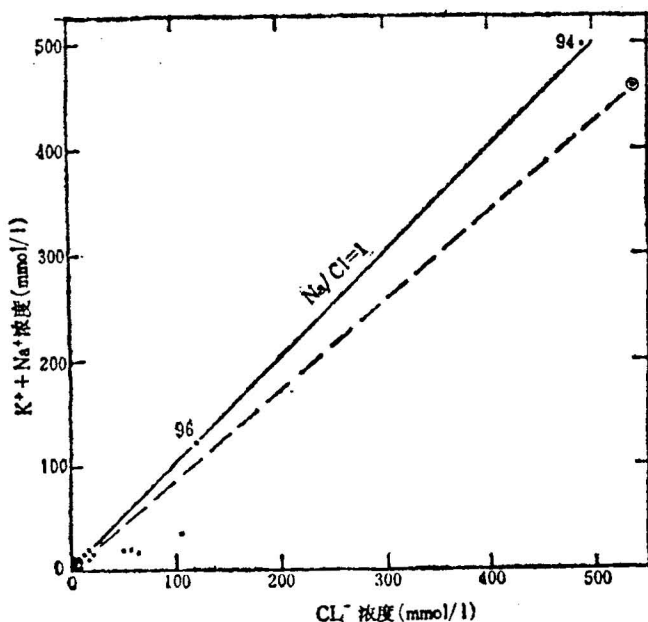


图5 本区基岩水 $\text{K}^{1+} + \text{Na}^{1+}$ 和 Cl^{1-} 浓度关系图

Fig. 5 Relation $\text{K}^{1+} + \text{Na}^{1+}$ to Cl^{1-} concentrations from bedrock ground water in study area

基岩水的硫酸盐含量和矿化度分布,乃至水化学类型都同基岩沉积环境相吻合(图7)。盆地周边为大片淡水,矿化度仅0.14—0.8g/l,硫酸盐含量多小于0.1g/l,属 HCO_3-Na 、 Ca 或 $\text{HCO}_3-\text{Cl}-\text{Na}$ 、 Ca 型,其成分与硅酸盐和碳酸盐沉积环境相符。硫酸盐含量超过1g/l的地区,出现 SO_4 或

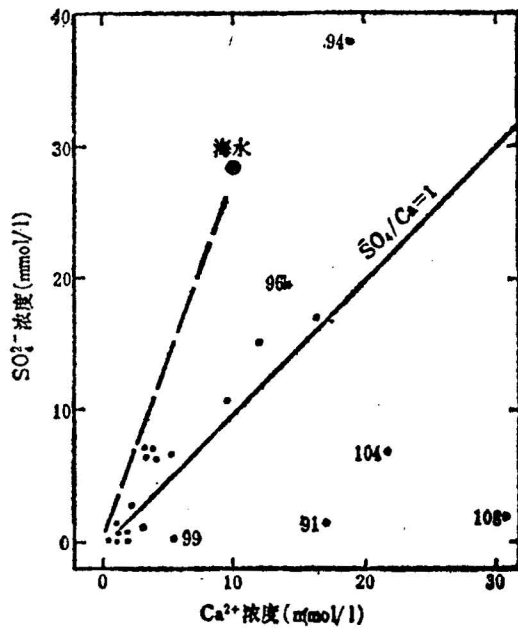


图 6 本区基岩水SO₄²⁻和Ca²⁺浓度关系图

Fig. 6 Relation of SO₄²⁻ to Ca²⁺ concentrations from bedrock groundwater in study area

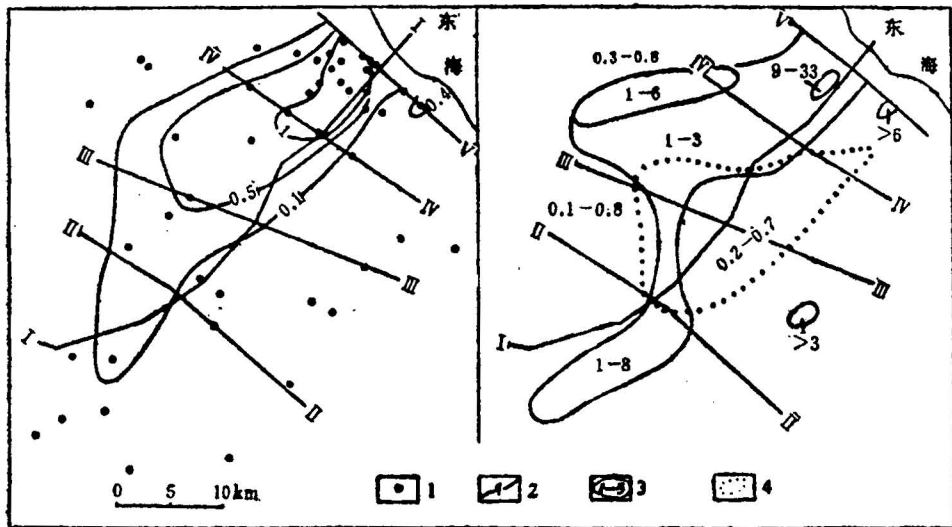


图 7 本区基岩水SO₄²⁻浓度和矿化度分布图

Fig 7 Distributions of sulfate concentration and total dissolved solids from bedrock water in Ningbo Basin

1—样点(sampling points); 2—SO₄²⁻浓度等值线(line of equal sulfate concentration)(g/l); 3—矿化度(total dissolved solids)(g/l); 4—透镜状淡水体(lenticular freshwater body)

SO₄-Cl型水，与石膏岩带的分布区大体一致。硫酸盐含量 0.1—1g/l 的地区，相当于过渡相沉积环境。矿化度最高的地方 (9—33g/l) 为 Cl-Na 型水，与石盐富集地段相当。可见，基岩水的化学成分主要来自矿物溶解作用，铝硅酸盐和碳酸盐矿物溶滤，决定了基岩淡水的化学特征，而蒸发矿物溶解则导致矿化度逐渐升高。

五、透镜体淡水化学特征和形成条件

透镜状淡水体(以下简称淡水体),出现在宁波市附近的Ⅱ含水层中,其四周被微咸水所包围(见图3)。根据24件水化学分析资料,可将淡水体地下水分成两组。一组出现在淡水体中央部位,矿化度为0.44—0.58g/l,属于 HCO_3 或 $\text{HCO}_3\text{-Cl}$ 型水,能较真实的代表淡水体地下水的化学成分。另一组分布在前组水周围,矿化度0.65—0.97g/l,为 $\text{HCO}_3\text{-Cl}$ 或 Cl-HCO_3 型水,具有第一组水与四周微咸水弥散混合的特征。根据本区具体条件,淡水体可能是海侵时封闭在含水层中的古淡水,也可能由相邻含水层垂向越流补给形成,因为Ⅱ含水层顶底板粘土隔水层多处缺失,使上覆Ⅰ层水或下伏基岩水与Ⅱ层水发生水力联系。

在淡水体范围内,有14个钻孔同时揭露了Ⅰ、Ⅱ两个含水层(见表2)。Ⅰ层水仅局部见淡水(30和31号样),大多数是咸水,其矿化度和氯含量都远高于淡水体地下水。加之Ⅰ层水位略低于Ⅱ层,故淡水体不可能由Ⅰ层水补给形成。从图8上可以看到^[5],淡水体样点都落在蒙脱石和高岭石稳定域内,说明水与含水层中铝硅酸盐矿物处于平衡,水的化学成分主要来自长石和云母类矿物水解。其矿化机制和山边未受海水影响的淡水相似,而与四周微咸水的矿化机制不同。从而可以认为,淡水体地下水是海侵时被封闭的Ⅱ含水层古淡水。

表 2 本区Ⅰ含水层和Ⅱ层透镜状淡水体地下水对比表

Table 2 Comparison between water in aquifer - I and - II lenticular freshwater in study area

Ⅰ 含 水 层			Ⅱ 层 透 镜 状 淡 水 体		
样 号	矿化度(g/l)	氯含量(g/l)	样 号	矿化度(g/l)	氯含量(g/l)
7	3 878	1 537	43	665	78
9	1 867	1 206	46	938	348
18	1 732	968	53	711	237
19	1 368	732	54	440	124
20	1 640	832	55	554	69
24	2 000	1 041	63	675	115
25	2 007	1 109	65	698	212
30	686	198	82	577	62
31	930	370	71	585	109
32	1 339	571	72	504	98
34	2 810	1 703	74	685	251
35	1 102	446	75	971	359
36	1 316	554	76	643	131
37	1 676	792	80	551	42

(据浙江地质矿产局水文地质队)

将淡水体水与矿化度相近的山边淡水相对比,两者的化学类型虽然相似,但前者的 Cl^- 和 K^+ + Na^+ 含量明显偏低,而 SO_4^{2-} 和 HCO_3^- 含量明显偏高, Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 也偏高(见表3)。上述异常反映出淡水体水已受到其他作用影响。Ⅱ含水层底板的粘土隔水层,在淡水体分布范围内大片缺失,Ⅱ层水和基岩水能相互联系。浙江地矿局水文地质队1981—1985年监测资料证实,基岩水并未开采,但由于开采淡水体地下水,已引起基岩水位持续下降,形成大范围降落漏斗,漏斗区基岩水位高于淡水体水位1m左右,故基岩水已向上补给了淡水体。低氯、钠和高硫酸盐基岩水混入,导致淡水体地下水硫酸盐含量升高,而氯和钠的含量降低。此外,Ⅱ含水层顶板粘土中含较多有机质,一部分 SO_4^{2-} 被有机质还原会产生附加的 CO_2 ,使淡水体水中的 HCO_3^- 、 Ca^{2+} 和 Mg^{2+} 离子含

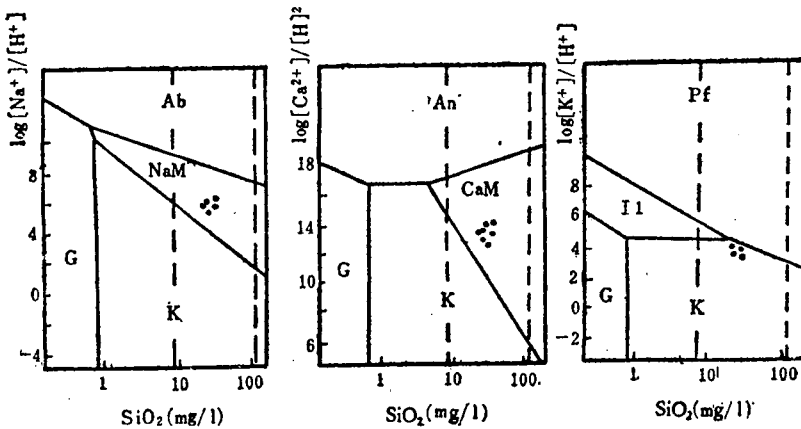


图 8 淡水体组分与水铝石、高岭石、蒙脱石、伊利石和长石稳定性的关系图解

Fig. 8 The relations between chemical composition of freshwater and stability diagram for gibbsite, kaolinite, montmorillonite, illite, and feldspar

Ab-钠长石(albite); An-钙长石(anorthite); Pf-钾长石(potash feldspar); NaM-钠蒙脱石(Na-montmorillonite); CaM-钙蒙脱石(Ca-montmorillonite); I1-伊利石(illite); G-三水铝石(gibbsite); K-高岭石(kaolinite)

表 3 II层透镜状淡水体和山边淡水化学成分对比表

Table 3 Comparison of chemical compositions between aquifer-II lenticular freshwater and freshwater from mountain aprof

水源	样品数	离子浓度 (mg/l)					固形物 (mg/l)	
		K + Na	Ca	Mg	Cl	SO ₄		CO ₃ + HCO ₃
透镜体	11	56.8-123.8*	38.5-79.4	19.4-56.1	36.1-124.1	12.0-80.0	254.2-543.9	440-585
		91.0	59.6	34.5	82.6	26.7	415.1	534
淡水	13	72.0-147.6	38.6-146.5	16.0-74.7	77.8-359.1	8.0-65.4	167.4-528.7	650-971
		129.0	91.7	37.8	199.1	25.9	427.4	735
山边淡水	6	138.3+287.0	13.2-88.7	5.7-45.4	97.2-498.7	0.0-40.0	180.0-535.8	442-972
		198.0	51.1	25.5	228.8	11.3	360.8	701

* 分子为两极值，分母为平均值

(据浙江地质矿产局水文地质队)

量升高。

六、结 论

应用水文地球化学的理论和方法，研究了宁波盆地四种地下水的化学特征、矿化机制、形成条件和开发前景。

山边的重碳酸盐类淡水，矿化度常低于0.1g/l，最高不超过1g/l。它是由降雨和河流补给的现代淡水，是本区最有开发潜力的可再生资源。

盆地内的微咸水，以氯化钠型为主，硫酸盐含量很低，矿化度多为1—8g/l，主要由海侵时海水入侵混合生成，并受到阳离子交换和硫酸盐还原作用的改造。透镜状淡水与铝硅酸盐矿物处于平衡，矿化度0.44—0.97g/l，其化学成分来自含水层本身矿物的溶解作用，故可以认为是海侵时被封闭的古淡水。微咸水和透镜体淡水年龄都较老，没有明显的近代补给，必须控制消耗性开采，并加强人工补给的试验和研究，以防止降落漏斗继续扩展。

基岩水矿化度由小于1g/l变到33g/l，水化学成分和类型同基岩沉积环境相符，受矿物溶解作用控制。大量开采透镜体淡水，已导致基岩水越流混入淡水体。

参 考 文 献

- [1] Junge, E., 1963, *Air Chemistry and Radioactivity*, New York, London: Academic Press.
- [2] Junge, C. E. and Werby, R. T., 1958, The concentration of chloride, sodium, potassium, calcium, and sulfate in rain water over the United States. *Journal of Meteorology* pp. 417—425.
- [3] 刘英俊、曹励明、李兆麟、王鹤年、储同庆、张景荣, 1986, 元素地球化学。科学出版社。
- [4] Miesler, H., Leahy, P. P. and Knobel, L. L., 1984, Effect of eustatic sea-level changes on saltwater-freshwater relations in the northern Atlantic Coastal Plain. U. S. Geological Survey Water Supply, Paper 2 255, p. 28.
- [5] Tardy, Y., 1971, Characterization of the principal weathering types by the geochemistry of waters from some European and African crystalline massifs. *Chemical Geology*, Vol. 7, pp. 253—271.

A GEOCHEMICAL STUDY OF GROUNDWATER IN THE NINGBO BASIN

Wang Huaiying and Yuan Zhimei

(Institute of Environmental Geology, Ministry of Geology and Mineral Resources, Beijing)

Abstract

Four principal groundwater types have been distinguished on the basis of the hydrochemical properties, and then the origin of each groundwater type is discussed.

Freshwater in the piedmont alluvial fan is characterized by a very low total dissolved solids content (generally $TDS < 100 \text{ mg/l}$). This type of groundwater is recharged by modern precipitation; it is the most important renewable water resource in the area.

Brackish water in aquifers I and II in the plain is characterized by a high total dissolved solids content (generally $TDS = 2\,000 - 8\,000 \text{ mg/l}$) and a very low sulfate concentration. It mostly belongs to sodium chloride type. The water is primarily formed by mixing of seawater and freshwater, accompanied by cation ion exchange and sulfate reduction. The lenticular freshwater body in aquifer II should be "old water" that was closed in the aquifer during previous transgression. It is necessary to control the consumptive use of the brackish and lenticular freshwater, because they are nonrenewable resources.

Groundwater in the bedrock aquifer evolves from the sodium and calcium bicarbonate type with a low total dissolved solids content ($< 1\,000 \text{ mg/l}$) to the calcium and sodium sulfate type with a high total dissolved solids content ($1\,000 - 8\,000 \text{ mg/l}$) and then to the sodium chloride type with a still higher total dissolved solids content ($9\,000 - 33\,000 \text{ mg/l}$). Its chemical composition is primarily controlled by the dissolution of minerals in the aquifer.

作 者 简 介

王怀颖, 男, 1934年生。1956年毕业于长春地质学院水文工程地质专业, 从事水文地质工作。现任地质矿产部环境地质研究所高级工程师。