

В любом случае для принятия решения о выборе конкретного варианта водозабора требуется тщательное эколого-экономическое обоснование с учетом всех долговременных водохозяйственных и гидрологических факторов, влияющих на судьбу подземного источника водоснабжения. Это позво-

лит избежать проблем, свойственных существующим разведанным крупнейшим месторождениям подземных вод для водоснабжения Хабаровска и Комсомольска-на-Амуре, часть из которых не имеет практической перспективы и должна быть выведена за баланс.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Водно-экологические проблемы бассейна Амур / Под ред. А.Н. Махинова Владивосток: ДВО РАН, 2003. 187 с.
2. Кулаков В.В., Архипов Б.С., Козлов С.А. Методические рекомендации по опытно-технологическим исследованиям условий обезжелезивания и деманганации подземных вод в водоносном горизонте. Хабаровск: НТЦ Дальгеоцентр, 1999. 61 с.
3. Ребковец А.В., Николаев В.Ф., Сорокин Ю.И., Браславская Е.Н. Проблема р. Амур в районе г. Хабаровска и ее решение // Тез. докл. VI всероссийского гидрологического съезда. СПб.: Гидрометеиздат, 2004. С. 70–71.
4. Чалов Р.С. Амуро-Уссурийский водный узел: клубок проблем экономических, экологических, политических // Статус-кво. 2005. № 3. С. 32–37.
5. Чалов Р.С., Чернов А.В. Проблемы развития русла Амура в районе Амуро-Уссурийского водного узла // География и природные ресурсы. 2000. № 4. С. 93–98.

ООО «Научно-исследовательский и проектно-испытательский институт экологии города», г. Москва

Рецензент — В.А. Грабовников

УДК 556.314(579)

#### ЧАН ХИ КУАНТ

### ХИМИЧЕСКОЙ СОСТАВ ЛИНЗЫ ПРЕСНЫХ ВОД В ВОДОНОСНОМ ГОРИЗОНТЕ Q<sub>p</sub> РАВНИНЫ БАКБО СЕВЕРНОГО ВЬЕТНАМА

Охарактеризована история геологического развития и гидрогеодинамических условий данного района в связи с процессами формирования химического состава водоносного горизонта Q<sub>p</sub>.

Водоносный горизонт Q<sub>p</sub> распространен в пределах всей площади исследуемого района. Подземные воды горизонта имеют напорный характер, так как он перекрыт глинистыми отложениями горизонта Q<sub>np</sub>. В водоносном горизонте Q<sub>p</sub> залегают пресные воды в виде линзы площадью более 650 км<sup>2</sup>, он погружается в юго-восточном направлении к морю, и соответственно увеличивается мощность линзы от 10 до 55 м. Глубина залегания подошвы линзы растет в том же направлении от 80 до 155 м.

Для анализа гидрогеохимических особенностей изучаемого водоносного горизонта Q<sub>p</sub> использованы данные химического состава подземных вод (50 анализов), выполненных в Гидрогеологической экспедиции № 2. Республики Вьетнам и в геолого-экологическом центре Ханойского горно-геологического института.

Автором построена схема гидрогеохимической зональности водоносного горизонта Q<sub>p</sub>, на которой отражены закономерности изменения минерализации и макрокомпонентного состава подземных вод по их направлению движения. На схему вынесены средние значения минерализации под-

земных вод и содержания макрокомпонентов. В наименовании химического типа подземных вод учитывались макрокомпоненты, концентрации которых выше 20 экв. % при условии  $\Sigma$  анионов =  $\Sigma$  катионов = 100 %. Тип воды определяется по преобладающим ионам: например, HCO<sub>3</sub>-Cl-Na-Mg тип обозначает, что концентрация гидрокарбонатного иона выше концентрации хлора, а натрия больше магния, при этом каждая выше 20 экв. %. Вода будет называться «хлоридно-гидрокарбонатная магниевонариевая». По величине минерализации (м) выделены пресные воды (М до 1 г/л), слабосоленоватые (1–3 г/л) и соленоватые (> 3 г/л).

Анализ построенной схемы гидрогеохимической зональности (рис. 1) позволил установить следующие закономерности изменения минерализации и типа подземных вод водоносного горизонта Q<sub>p</sub> по площади.

1. Химический состав подземных вод горизонта изменяется от залива Бакбо в северном и северо-восточном направлениях, увеличиваются концентрации хлора, натрия и магния, уменьшается содержание HCO<sub>3</sub>. В результате в северной и се-

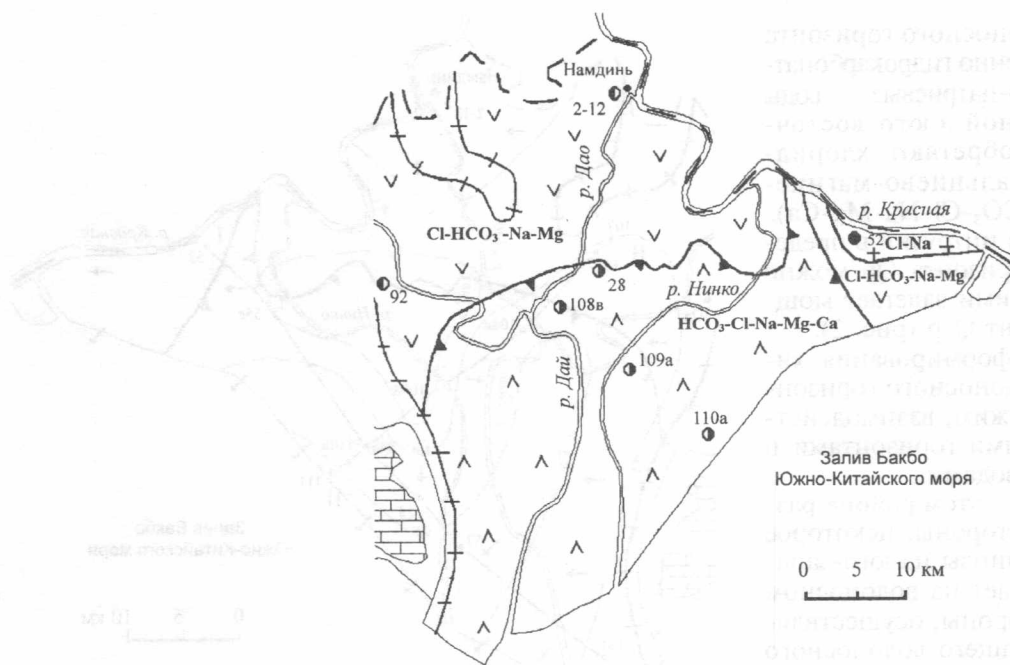


Рис. 1. Схема гидрогеохимической зональности водоносного горизонта среднего плейстоцена (Qp): 1-3 — границы: 1 — исследуемого района, 2 — водоносного горизонта Qp, 3 — пресных и соленых вод; 4 — хлоридно-гидрокарбонатные кальциево-магниевые-натриевые воды; 5 — гидрокарбонатно-хлоридные магниевые-натриевые воды; 6 — хлоридные натриевые воды; 7-9 — районы распространения подземных вод с минерализацией, г/л: 7 — до 1, 8 — 1-3, 9 — >3

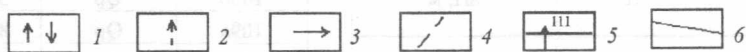
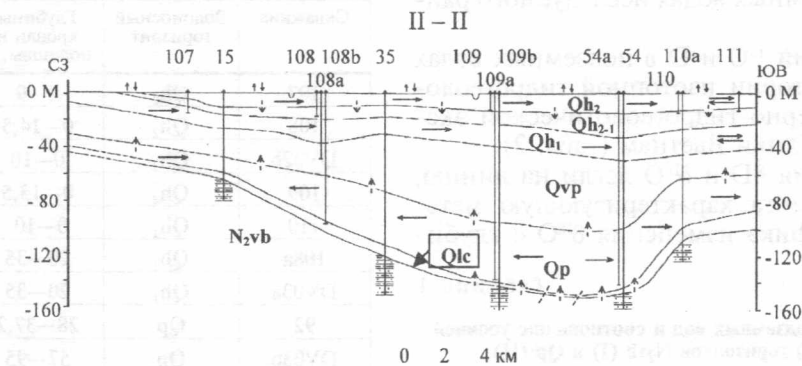
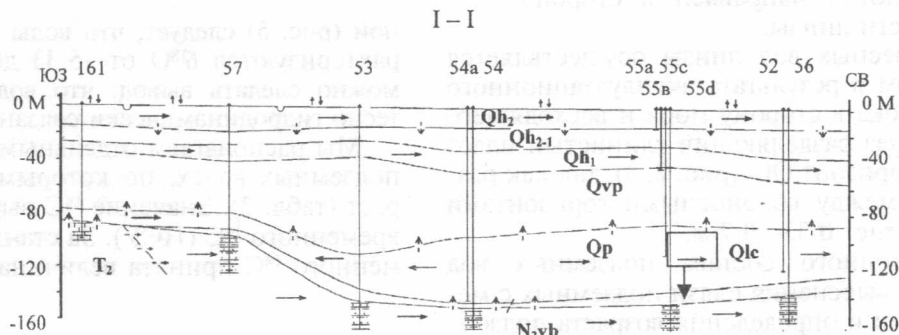


Рис. 2. Схема гидродинамики подземных вод по разрезу: 1 — испарение подземных вод и инфильтрация атмосферных осадков; 2 — перетекание через разделяющие слои; 3 — направление движения подземных вод; 4 — разломы; 5 — скважины и номера; 6 — стратиграфические границы; расположение разрезов I-I, II-II см. рис. 3

ро-восточной частях водоносного горизонта Qp залегают преимущественно гидрокарбонатно-хлоридные магниево-натриевые воды (Cl-HCO<sub>3</sub>-Na-Mg), а в южной и юго-восточной частях воды приобретают хлоридно-гидрокарбонатный кальциево-магниево-натриевый состав (HCO<sub>3</sub>-Cl-Na-Mg-Ca).

2. Отсутствие морской интрузии в пределах приморской части горизонта Qp можно объяснить тем, что над ними залегают мощный водоупорный горизонт Qvr (рис. 2).

Важнейшие факторы формирования химического состава вод водоносного горизонта Qp — динамический режим, взаимодействие с другими водоносными горизонтами и связь с поверхностными водами.

Питание горизонта Qp в этом районе различно (рис. 2). С одной стороны, некоторое значение имеет питание линзы на юго-западе, где горизонт Qp залегают на водоносном горизонте T<sub>2</sub>, с другой стороны, осуществляется переток из нижележащего водоносного горизонта N<sub>2</sub>vb в центральной части линзы через разломы и трещины. Здесь уровни вод водоносных горизонтов N<sub>2</sub>vb и Qp отличаются на 0,6–0,8 м (табл. 1).

Направление движения напорных подземных вод сложное (рис. 2, 3). Генеральное направление движения подземных вод — из центральной части линзы в сторону моря. На западе линзы поток направлен в сторону центральной части линзы.

Разгрузка пресных вод линзы осуществляется главным образом в результате эксплуатационного водоотбора, оттока в сторону моря и восходящего перетекания через разделяющий глинистый пласт в водоносный горизонт Qh<sub>1</sub> (рис. 2, 3), так как разность уровней между водоносными горизонтами Qp и Qh<sub>1</sub> составляет 0,33–0,7 м.

Анализ изотопного состава подземных вод предпринят для выяснения связи подземных с метеорными водами и определения возраста подземных вод [3]. Изотопный состав кислорода, водорода и углерода в подземных водах исследуемого района изложен в [7].

Анализ содержаний <sup>18</sup>O и D в подземных водах выполнен в лаборатории изотопной гидрогеологии г. Вены и в северно-гидрогеологической экспедиции № 2 Республики Вьетнам (табл. 2).

На рис. 4 значения δD и δ<sup>18</sup>O легли на линию, близкую к линии Крейга, характеризующую метеорные воды. Из графика изменения δ<sup>18</sup>O с глуби-

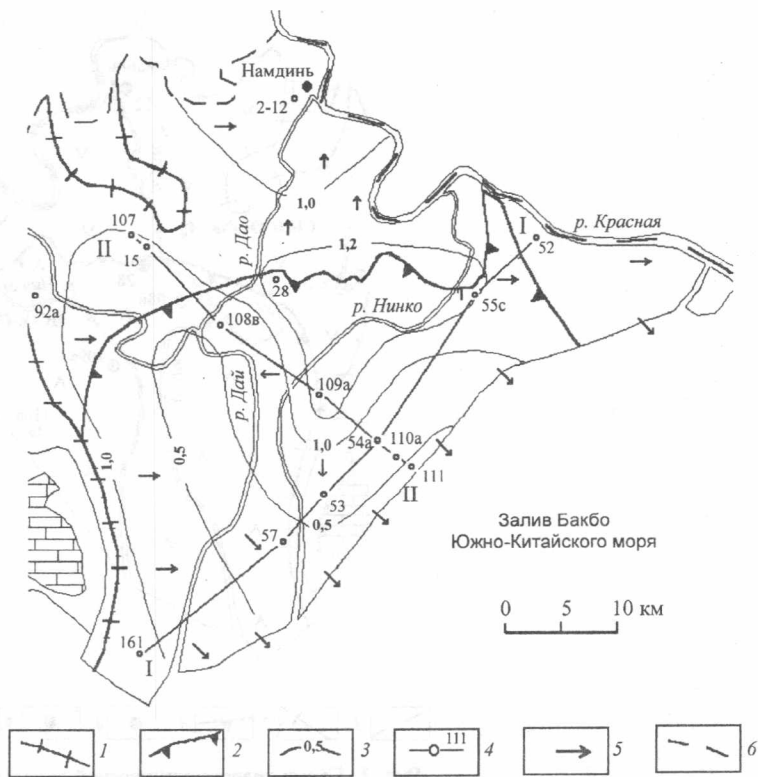


Рис. 3. Схема гидроизопьез водоносного горизонта Qp: 1–2 — границы: 1 — водоносного горизонта Qp, 2 — пресных и соленых вод; 3 — гидроизопьезы, м; 4 — скважины и номера; 5 — направление движения подземных вод; 6 — граница исследуемого района

ной (рис. 5) следует, что воды всех горизонтов характеризуются δ<sup>18</sup>O от -5,33 до -8,46 ‰, из чего можно сделать вывод, что водоносные горизонты тесно гидродинамически связаны.

Мы располагаем отдельными данными по <sup>14</sup>C в подземных водах, по которым определен их возраст (табл. 3). Значение <sup>14</sup>C выражается в % от современного <sup>14</sup>C (ПСУ). За стандарт (эталон) современного <sup>14</sup>C принята величина удельной активно-

Таблица 2

Результаты изотопного анализа подземных вод [7]

Скважина	Водоносный горизонт	Глубины кровли и подошвы, м	δ <sup>18</sup> O, ‰	δ <sup>18</sup> D, ‰
107	Qh <sub>2</sub>	0–9	-6,38	-43,3
108	Qh <sub>2</sub>	0–14,5	-5,33	-35,9
DV02b	Qh <sub>2</sub>	0–10	-6,27	-43,8
109	Qh <sub>2</sub>	0–13,5	-7,47	-50,3
110	Qh <sub>2</sub>	0–10	-7,1	-49,0
108a	Qh <sub>1</sub>	20–35	-5,33	-37,3
DV03a	Qh <sub>1</sub>	20–35	-5,24	-34,3
92	Qp	28–37,2	-8,46	-59,6
DV03b	Qp	57–95	-5,97	-40,6
108b	Qp	57–95	-5,4	-37,4
109a	Qp	85–140	-6,26	-42,1
110a	Qp	63–100	-8,23	-58,3
DV02a	Qp	63–100	-7,01	-49,5
109b	N <sub>2</sub> vb	143–175	-7,41	-48,6
92a	T <sub>2</sub>	37,2–100	-8,3	-57,0

Таблица 1

Глубина залегания (м) подземных вод и соотношение уровней напорных вод (ΔH) горизонтов N<sub>2</sub>vb (I) и Qp (II)

Номер скважины	I	II	ΔH, м
109в	0,15		0,78
109а		0,93	
54	0,4		0,60
54а		1,0	

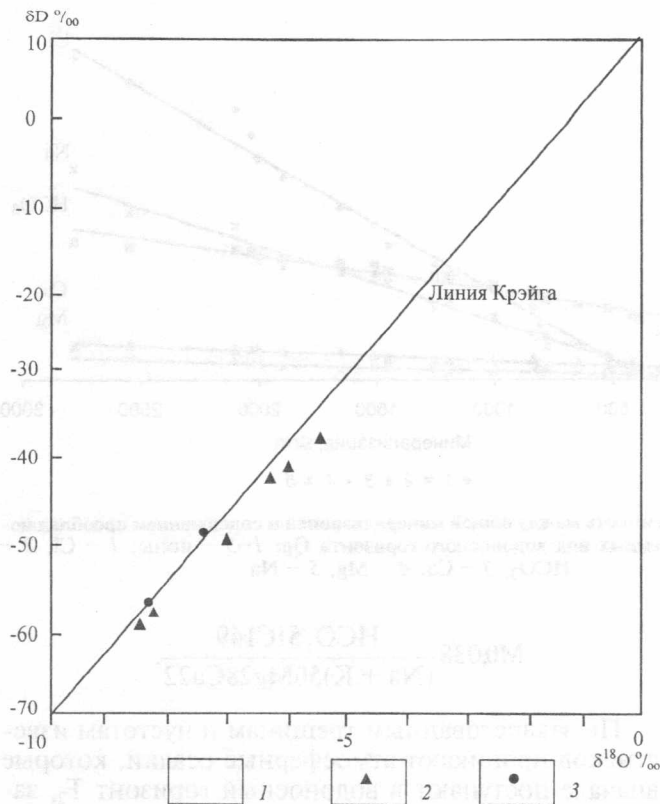


Рис. 4. Соотношение  $\delta D$  и  $\delta^{18}O$  в подземных водах: 1–3 – водоносные горизонты: 1 – Qh<sub>2</sub> и Qh<sub>1</sub>, 2 – Qp, 3 – N<sub>2</sub>vb и T<sub>2</sub>

сти 95-процентной щавелевой кислоты, составляющая 13,56 расп./мин на 1 г углерода [3].

Данные таблицы показывают, что время пребывания (возраст) воды в водоносных горизонтах Qh<sub>2</sub> и Qh<sub>1</sub> варьирует от 50 до 1630 лет, а в водоносных горизонтах Qp, N<sub>2</sub>vb и T<sub>2</sub> – от 50 до 5000 лет. Возраст воды в юго-восточной части водоносного горизонта Qp изменяется от 50 до 1340 лет, а в северной и северо-западной частях он более 2950 лет.

По результатам изотопных исследований можно сделать вывод, что воды всех горизонтов имеют метеорное происхождение, связаны между собой и формировались в период от 0 до 5 тыс. лет.

Важнейшим фактором образования линзы пресных вод в исследуемом районе является геологическое развитие района, которое определяет не только характер водообмена, но и направленность процессов возникновения подземных вод, тип их режима и связь вод водоносных горизонтов с метеорными водами и между собой. Можно выделить три периода формирования вод горизонта Qp.

В первый период произошла регрессия Южно-Китайского моря (конец раннего – начало среднего плейстоцена). Подземные воды водоносного горизонта Qp образовались в толще песков, гравия и гальки континентального происхождения за счет метеорных вод. Химический состав вод, вероятно, гидрокарбонатный кальциевый и гидрокарбонатный магниевый-кальциевый.

Во второй период осуществилась трансгрессия (поздний плейстоцен). Под воздействием морских вод происходило засоление воды водоносного го-

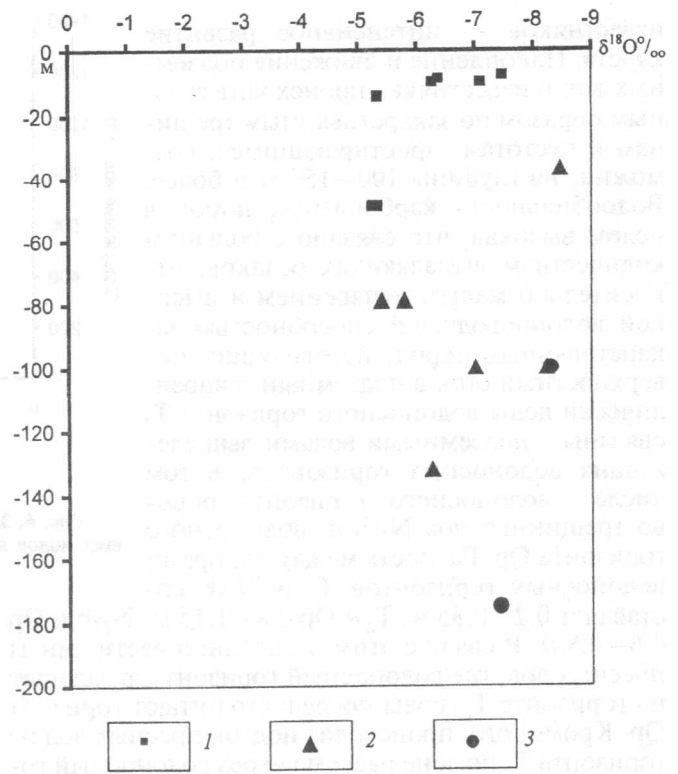


Рис. 5. Изменение  $\delta^{18}O$  с глубиной: 1–3 – значения  $\delta^{18}O$  в водоносных горизонтах: 1 – Qh<sub>2</sub> и Qh<sub>1</sub>, 2 – Qp, 3 – N<sub>2</sub>vb и T<sub>2</sub>

ризонта Qp. Химический состав преимущественно хлоридный натриевый.

В третий период (позднечетвертичное время) после отступления моря начался этап вытеснения морских соленых вод в горизонте Qp континентальными пресными, который продолжается и сегодня.

В позднечетвертичное время в формировании линзы пресных вод участвуют известняки T<sub>2</sub> толщи донзао. Они выходят на поверхность к западу от линзы в виде останцовых гор высотой 20–50 м над уровнем моря (реже 100 м и более). Особенность

Таблица 3

Результат определения  $^{14}C$  в подземных водах [7]

Скважина	Водоносный горизонт	Глубины кровли и подошвы, м	$^{14}C$ , ПСУ	Возраст воды, лет
107	Qh <sub>2</sub>	0–9	69,35±0,48	1630±50
108	Qh <sub>2</sub>	0–14,5	69,44±0,48	1620±50
DV02b	Qh <sub>2</sub>	0–10		1340±50
109	Qh <sub>2</sub>	0–13,5	107,67±0,64	Современный
110	Qh <sub>2</sub>	0–10	85,77±0,51	То же
108a	Qh <sub>1</sub>	20–35	70,80±0,49	1430±50
DV03a	Qh <sub>1</sub>	20–35		1160±50
92	Qp	28–37,2	49,62±0,36	4320±50
DV03b	Qp	57–95		4930±55
108b	Qp	57–95	58,70±0,41	2940±50
109a	Qp	85–140	97,51±0,58	Современный
110a	Qp	63–100	91,87±0,55	То же
DV02a	Qp	63–100		1340±50
109b	N <sub>2</sub> vb	143–175	100,23±0,62	Современный
92a	T <sub>2</sub>	37,2–100	51,66±0,37	3990±50

известняков — интенсивное развитие карста. Накопление и движение подземных вод в известняках происходит главным образом по закарстованным трещинам и пустотам, простирающимся, возможно, на глубины 100—150 м и более. Водообильность карбонатных пород в целом высокая, что связано с большим количеством выпадающих осадков, относительно малым испарением и высокой водопроницаемостью закарстованных пород, переводящих поверхностный сток в подземный. Гидравлически воды водоносного горизонта  $T_2$  связаны с подземными водами вышележащих водоносных горизонтов, в том числе водоносного горизонта порово-трещинных вод  $N_2vb$  и водоносного горизонта  $Qp$ . Разность между напорами водоносных горизонтов  $T_2$  и  $N_2vb$  составляет 0,2—0,35 м;  $T_2$  и  $Qp$  0,8—1,15 м;  $N_2vb$  и  $Qp$  0,6—0,8 м. В связи с этим в западной части линзы пресных вод, где водоносный горизонт  $Qp$  залегает на горизонте  $T_2$ , воды последнего питают горизонт  $Qp$ . Кроме того, происходит подток пресных вод из горизонта  $T_2$  по зоне разлома через водоносный горизонт  $N_2vb$  в горизонт  $Qp$ , что подтверждают данные по содержанию изотопа  $^{14}C$  (табл. 3).

По результатам анализа проб, отобранных из колодцев и скважин, расположенных на площади линзы пресных вод, они имеют преимущественно хлоридно-гидрокарбонатный кальциево-магниево-натриевый состав с рН 7,5—8,2 (содовые воды) и минерализацию от 0,4 до 1,0 г/л.

По нашему мнению, вероятным процессом, обуславливающим изменение химического состава подземных вод в водоносном горизонте  $Qp$ , является смешение подземных вод различной минерализации и генезиса. О процессах смешения подземных вод горизонта  $Qp$  свидетельствует график А. Н. Огильви [1]:  $y = ax + b$  ( $x$  — минерализация;  $y$  — концентрации отдельных ионов;  $a$  и  $b$  — параметры, постоянные для исходных и промежуточных вод) (рис. 6.). Подземные воды данного горизонта подчиняются практически прямолинейному закону смешения. Эта прямолинейная зависимость между общей минерализацией и содержанием макрокомпонентов подтверждена в большинстве анализов. Однако указанная зависимость несколько нарушается, если смешение инфильтрационных вод с морскими сопровождается и другими процессами, например, выщелачиванием.

Важнейшие факторы формирования химического состава вод водоносного горизонта  $Qp$  в юго-восточной части исследуемого района — динамический режим водоносных горизонтов, их взаимодействие и связь с водами земной поверхности. Основным источником питания подземных вод исследуемого района атмосферные осадки. Поэтому их химический состав, возможно, является первичным составом подземных вод на первой стадии их образования. По формуле Курлова [3], химический состав атмосферных осадков следующий:

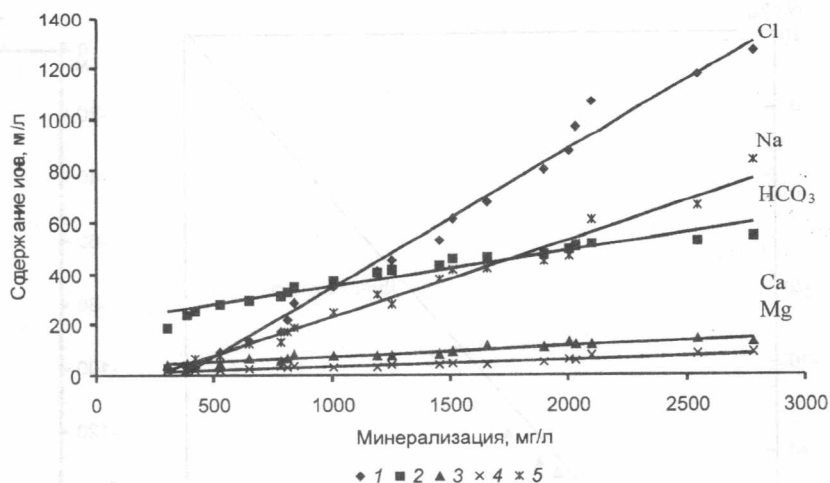


Рис. 6. Зависимость между общей минерализацией и содержанием преобладающих ионов подземных вод водоносного горизонта  $Qp$ : 1—5 — ионы: 1 — Cl, 2 —  $HCO_3$ , 3 — Ca, 4 — Mg, 5 — Na

$$M_{0,038} \frac{HCO_3 51 Cl 149}{(Na + K) 50 Mg 28 Ca 22}$$

По закарстованным трещинам и пустотам известняков проникают атмосферные осадки, которые вначале поступают в водоносный горизонт  $T_2$ , затем перетекают в водоносные горизонты четвертичных отложений, в том числе в водоносный горизонт  $Qp$ , что приводит к опреснению подземных вод от 1 до 0,4 г/л. В процессе движения в системе порода—вода в водоносном горизонте  $T_2$  происходит углекислотное выщелачивание карбонатной породы:



В результате воды водоносного горизонта  $T_2$  имеют гидрокарбонатный магниево-кальциевый состав. По формуле Курлова [3], химический состав водоносного горизонта  $T_2$  следующий:

$$M_{(0,2 - 0,45)} \frac{HCO_3 (77 - 97)}{Ca (58 - 46) Mg (32 - 38)}$$

При движении вод горизонта  $T_2$  от областей питания на юго-запад в сторону линзы пресные гидрокарбонатные магниево-кальциевые воды в результате катионного обмена превращаются в хлоридно-гидрокарбонатные магниево-кальциево-натриевые, которые при дальнейшем движении воды смешиваются с погребенными морскими водами горизонтов  $N_2vb$  и  $Qp$  и образуют хлоридно-гидрокарбонатные кальциево-магниево-натриевые.

Таким образом, в процессе движения подземных вод из водоносного горизонта  $T_2$  в водоносный горизонт  $Qp$  через водоносный горизонт  $N_2vb$  минерализация подземных вод изменяется от 250 ( $T_2$ ) до 490 мг/л ( $Qp$ ). В связи с этим увеличиваются концентрации хлора, натрия и уменьшается содержание Ca. В меньшей мере изменяются содержания  $HCO_3^-$ , Mg, рН увеличивается от 7,4 (водоносный горизонт  $T_2$ ) до 8,1 ( $Qp$ ) (табл. 4).

Таблица 4

Содержание компонентов (мг/л) в подземных водах в водоносных горизонтах

Водоносный горизонт	T <sub>2</sub>	N <sub>2</sub> vb	Qp
Компонент			
Na	22	57,3	89,5
Ca	62,5	30,1	34,1
Mg	22,4	14,6	17,6
Cl	20,5	35,5	63,8
HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	241	247	252
pH	7,4	8	8,1
Минерализация	250	330	490
Формула Курлова [3]	$\frac{HCO_3,87}{Ca53Mg31}$	$\frac{HCO_3,80Cl20}{Na46Ca30Mg24}$	$\frac{HCO_3,65Cl129}{Na55Mg23Ca22}$

Если принять во внимание, что территория Ханойского бассейна в недалеком геологическом прошлом была покрыта морскими водами, то изложенная трактовка генезиса гидрохимических зон представляется вполне правдоподобной. Поглощенный комплекс морских отложений и пород,

некогда находившихся в соприкосновении с морскими водами, должен быть существенно натриевым. Поэтому при фильтрации через такие породы континентальных гидрокарбонатных магниевых вод катионный обмен направлен в сторону обогащения воды ионами натрия [6].

### Выводы

1. Образование подземных вод водоносного горизонта Qp в юго-восточной части равнины Бакбо тесно связано с процессами трансгрессии и регрессии Южно-Китайского моря в четвертичном периоде.

2. Геологическая структура района и гидродинамика подземных вод влияет на процесс опреснения подземных вод (от 1 до 0,4 г/л) и закономерности распространения пресных вод.

3. Основные процессы формирования химического состава подземных вод — углекислотное выщелачивание карбонатной породы, катионный обмен и смешение инфильтрационных вод с погребенными морскими водами. В результате этих процессов возникают пресные подземные содовые воды в юго-восточной прибрежной части равнины Бакбо Северного Вьетнама.

### ЛИТЕРАТУРА

1. Абдрахманов Р.Ф., Попов В.Г. Минеральные лечебные воды Башкортостана. Уфа: Гилем, 1999. 296 с.
2. Доан Ван Канг. Ресурсы и экология подземных вод в районе Намдинь и Ханам (отчет). Ханой, 1997. 65 с.
3. Крайнов С.Р., Рыженко Б.Н., Швец В.М. Геохимия подземных вод. М.: Наука, 2004. 676 с.
4. Нгуэнг Зуи Хунг. Исследование и определение качества подземных вод в некоторых районах провинции Намдинь. Ханой, 2000. 55 с.
5. Отчет по описанию гидрогеологической карты района Намдинь масштаба 1:200000, гидрогеологическая экспедиция № 2. Ханой, 1978. 50 с.
6. Посохов Е.В. Происхождение содовых вод в природе. Л.: Гидрометеоздат, 1969. 152 с.
7. Bui Hoc, Le Thi Lai, Maria-Theresia Schafmeister, Pham Khanh Huy, Do Van Binh. Application of isotopic hydrogeological methods to investigate ground water in Namdinh area // *Geology (Hanoi)* 2003. N. 21. С. 88–94.

Российский государственный  
геологоразведочный университет  
Аспирант  
Рецензент — В.М. Швец